



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

**CONSTRUCCIÓN DEL MODELO CONCEPTUAL DE UN ACUÍFERO
KÁRSTICO MEDIANTE LA COMBINACIÓN DE TÉCNICAS
HIDROGEOLOGÍAS, GEOFÍSICAS, HIDROGEOQUÍMICAS E
ISOTÓPICAS: SITIO RAMSAR CIÉNEGA DE CABEZAS, HUAASTECA
POTOSINA**

T E S I S

Que para obtener el grado de:

MAESTRO EN TECNOLOGÍA Y GESTIÓN DEL AGUA

Presenta:
OCTAVIO ORTIZ ENRIQUEZ

Director de Tesis:
DR. ANTONIO CARDONA BENAVIDES

Codirector:
M. I. SÓCRATES ALONSO TORRES

San Luis Potosí, S. L. P.

Febrero del 2023





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

**CONSTRUCCIÓN DEL MODELO CONCEPTUAL DE UN ACUÍFERO
KÁRSTICO MEDIANTE LA COMBINACIÓN DE TÉCNICAS
HIDROGEOLOGÍAS, GEOFÍSICAS, HIDROGEOQUÍMICAS E
ISOTÓPICAS: SITIO RAMSAR CIÉNEGA DE CABEZAS, HUASTECA
POTOSINA**

T E S I S

Que para obtener el grado de:

MAESTRO EN TECNOLOGÍA Y GESTIÓN DEL AGUA

Presenta:
OCTAVIO ORTIZ ENRIQUEZ

Director de Tesis:
DR. ANTONIO CARDONA BENAVIDES

Codirector:
M. I. SÓCRATES ALONSO TORRES

COMITÉ TUTELAR:
DR. ISIDRO MONTES ÁVILA
DR HERMANN ROCHA ESCALANTE

San Luis Potosí, S. L. P.

Febrero del 2023



19 de mayo de 2022

**LIC. OCTAVIO ORTIZ ENRIQUEZ
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por el **Dr. Antonio Cardona Benavides y el M. I. Sócrates Alonso Torres, Asesor y Coasesor de la Tesis** que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestro en Tecnología y Gestión del Agua**. Me es grato comunicarle que en la sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 19 de mayo del presente, fue aprobado el Temario propuesto:


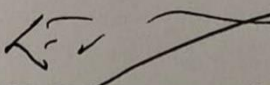
TEMARIO:

“Construcción del modelo conceptual de un acuífero kárstico mediante la combinación de técnicas hidrogeológicas, geofísicas, hidrogeoquímicas e isotópicas: sitio Ramsar Ciénega de Cabezas, Huasteca Potosina”

1. Introducción.
 2. Descripción del sitio Ramsar Ciénega de Cabezas.
 3. Metodología para la evaluación del acuífero kárstico.
 4. Caracterización hidrogeológica y geofísica del acuífero kárstico.
 5. Balance hídrico en la Ciénega de Cabezas.
 6. Evaluación espacio-temporal hidrogeoquímica e isotópica.
 7. Modelo conceptual de funcionamiento de los sistemas de flujo en la Ciénega de Cabezas.
 8. Conclusiones y recomendaciones.
- Referencias.

“MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO”

A T E N T A M E N T E



DR. EMILIO JORGE GONZÁLEZ GALVÁN
DIRECTOR.
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION

www.uaslp.mx

Av. Manuel Nava 8
Zona Universitaria • CP 78290
San Luis Potosí, S.L.P.
tel. (444) 826 2330 al 39
fax (444) 826 2336

Copia. Archivo.
*etn.

“Rumbo al centenario de la autonomía universitaria”

A mi hermano Gerardo †

Dedicatoria:

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la beca otorgada en el programa de maestría en Tecnología y Gestión del Agua en la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

Becario No. 1078421

Financiamiento CONACyT mediante el proyecto:

Evaluación del proceso de eutrofización y alteración ambiental que afecta al sitio RAMSAR Ciénega de Tamasopo (SLP) como base para proponer su manejo integral, SIENDO RESPONSABLE DEL PROYECTO DE LA **DRA. MARIA CATALINA ALFARO DE LA TORRE.**

Principalmente al honorable **Dr. Antonio Cardona Benavides**, jefe del área de Ciencias de la Tierra de la UASLP, por su incondicional respaldo, asesoría y amistad manifestada durante todo el desarrollo de este proyecto. Así como, la confianza otorgada para la elaboración de este, y por las múltiples oportunidades compartidas que actualmente me condicionan como un mejor y más competente profesionista.

A la **Dra. Maria Catalina Alfaro de La Torre** por todo el apoyo otorgado para la elaboración de este proyecto de tesis.

Al **M.I. Sócrates Alonso Torres** de manera especial por todo el gran apoyo manifestado, el soporte logístico, los conocimientos compartidos, así como, el apoyo incondicional en el desarrollo de todas las actividades de campo. Y, sobre todo por su incondicional amistad.

A mi comité tutelar, el **Dr. Hermann Rocha Escalante** y el **Dr. Isidro Montes Ávila**, por su valioso apoyo en la revisión, comentarios pertinentes y significantes aportes para realizar un mejor trabajo de calidad.

Al programa y plantilla de profesores de la maestría en **Tecnología y Gestión del agua** a través del **Programa Nacional de Posgrados de Calidad (PNPC).**

Al **Laboratorio de Análisis de Agua y Suelo**, del área de Ciencias de la Tierra en la Facultad de Ingeniería y al **Laboratorio de Geoquímica** del instituto de Geología de la UASLP, bajo la dirección de la Dra. María Elena García Arreola y del **Q. Miguel Ángel Cortina Rangel.**

Agradecimientos:

A **Dios** y a mis padres:

M.I. Gerardo Antonio Ortiz Flores y **Gloria Enriquez Concepción** por el eterno apoyo, educación y amor que me han brindado como padres, es gracias a ustedes este gran paso en mi vida profesional.

De manera muy especial agradezco a mi querida tía **Juana Isabel Ortiz Flores**, por su incondicional amor, apoyo y la constante motivación de siempre buscar superarme.

Al M.I. **Heriberto Gonzáles Sánchez**, por todas las buenas experiencias en el transcurso de toda la maestría, el apoyo y enseñanzas académicas y laborales. Sobre todo, por manifestarme una sincera amistad, sin duda algo muy valioso de todo lo ganado y aprendido en esta etapa.

A mis hermanas, **Rosi**, gracias por todo tu apoyo constante, a **Norma, Daniela** y mis sobrinas con mucho cariño y sirva de motivación para que continúen adelante y nunca claudiquen sus sueños.

A toda mi Familia y amigos que siempre han estado pendientes de mi desarrollo profesional y compartido grandes experiencias durante esta etapa.

Contenido

Resumen.....	i
Abstract.....	ii
1. Introducción.....	1
1.1. Antecedentes.....	4
1.2. Justificación.....	7
1.3. Hipótesis.....	7
1.4. Objetivos.....	8
1.5. Marco teórico.....	9
1.5.1. Generalidades del Karst.....	9
1.5.2. Procesos de karstificación.....	11
1.5.3. Aparato kárstico.....	14
1.5.4. Sitios Ramsar.....	25
1.5.5. Humedales dependientes de aguas subterráneas.....	26
1.5.6. Agricultura y humedales.....	29
2. Descripción del sitio Ramsar Ciénega de Cabezas.....	31
2.1. Ubicación del área de estudio.....	31
2.2. Clima.....	32
2.3. Vegetación y Fauna.....	33
2.4. Uso de suelo y Edafología.....	34
2.5. Fisiografía.....	34
2.6. Hidrografía.....	35
2.7. Geomorfología.....	37
2.7.1. Rasgos morfológicos de la microcuenca.....	37
2.7.2. Características del Karst en el sector de la Microcuenca Ciénega de Cabezas.....	45
2.8. Geología.....	48
2.8.1. Cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano (CPCM).....	48
2.8.2. Geología regional.....	50
2.8.3. Geología local.....	53
2.8.4. Geología estructural.....	58
3. Metodología para la evaluación del acuífero kárstico.....	62
3.1. Trabajo de gabinete.....	62
3.2. Trabajo de campo.....	62
3.2.1. Muestreo de agua.....	62
3.2.2. Medición de parámetros fisicoquímicos en campo.....	65

3.2.3.	Determinación de la alcalinidad mediante el método de titulación de Gran.	67
3.2.4.	Instrumentación de los principales aprovechamientos con transductores.....	68
3.2.5.	Exploración geológica y geofísica.....	69
3.3.	Trabajo de laboratorio.....	75
3.3.1.	Análisis químicos.....	75
3.4.	Análisis de los resultados obtenidos.....	77
4.	Caracterización hidrogeológica y geofísica del acuífero kárstico.	77
4.1.	Unidades hidrogeológicas.	78
4.2.	Censo de aprovechamientos.	79
4.3.	Configuración de la profundidad del nivel estático (PNE).....	82
4.4.	Configuración de la elevación del nivel estático (ENE) y dirección de flujo subterráneo.	84
4.5.	Funcionamiento dinámico de la conductividad eléctrica (CE) y temperatura en los manantiales kársticos.	85
4.6.	Exploración geofísica por TEM.	96
4.6.1.	Zonificación geoeléctrica.	96
4.6.2.	Perfiles de resistividad.....	97
4.6.3.	Mapas de isorresistividad.....	101
5.	Balance hídrico en la Ciénega de Cabezas.	106
5.1.	Precipitación.	106
5.2.	Relación precipitación escurrimiento.	107
5.2.1.	Precipitación efectiva (Pe).....	107
5.2.2.	Coeficiente de escurrimiento (Ce).....	107
5.3.	Balance hídrico superficial.....	110
5.3.1.	Evapotranspiración real media anual.	110
5.3.2.	Infiltración y escurrimiento medio anual.....	110
5.4.	Balance hídrico subterráneo.	113
5.4.1.	Ecuación de balance.....	113
5.4.2.	Entradas.	114
5.4.3.	Salidas.....	118
5.4.4.	Resumen del balance de aguas subterráneas.....	121
6.	Evaluación espaciotemporal hidrogeoquímica e isotópica.....	123
6.1.	Verificación de los datos de laboratorio.....	123
6.1.1.	Análisis estadísticos.	124
6.2.	Diagramas y facies hidrogeoquímicas.....	133
6.2.1.	Familias por ion dominante.....	134
6.2.2.	Diagramas de Stiff.....	136

6.2.3. Interacción del agua subterránea-acuífero.....	140
6.1. Caracterización isotópica del agua de lluvia.....	146
6.2. Calidad del agua de los manantiales kársticos.....	151
7. Modelo conceptual del funcionamiento de los sistemas de flujo en la Ciénega de Cabezas.....	163
8. Conclusiones y recomendaciones.....	171
I. Referencias.....	174

Índice de figuras.

Fig. 1.1. Modelo conceptual de un aparato y sus sistemas anexos (Tomado de Pulido, A. 2014).	15
Fig. 1.2. Clasificación básica de los tipos de poljes propuesta por Ford y Williams (2007).	16
Fig. 1.3. Clasificación de los tipos de dolinas propuesta por Waltham <i>et al.</i> , (2005).	18
Fig. 1.4. Modelo conceptual del epikarst en estado joven, esquematiza el desarrollo de una dolina (Tomada y modificado de Bakalowicz, 2013).....	21
Fig. 1.5. Sistema de flujos gravitacionales del agua subterránea, esquematizando los controles de las zonas de recarga-transito-descarga, así como, el flujo local, intermedio y regional (Adaptada de Toth, 1999).	27
Fig. 2.1. a) Mapa de zonas kársticas en México (Espinasa-Ramón, 2007), obtenido de la base de datos del CENAPRED (http://www.atlasmnacionalderiesgos.gob.mx/app/karst.php). b) Ubicación dentro de las regiones Hidrológicas y acuífero administrativo (CONAGUA). c) Microcuenca Ciénega de Cabezas, mostrando el tipo de suelo y vegetación (Datos del portal web de CONABIO).....	31
Fig. 2.2. Histograma del clima de la microcuenca Ciénega de Cabezas para el periodo 1990-2021.	33
Fig. 2.3. Mapa de provincias fisiográficas (adaptado de Raisz, 1964) y subprovincias fisiográficas de la provincia SMO	36
Fig. 2.4. Mapa Hipsométrico de la zona de estudio, resaltando el valle kárstico donde se desarrolla el humedal Ciénega de Cabezas.....	39
Fig. 2.5. Mapa de rugosidad.....	40
Fig. 2.6. Mapa de inclinación del terreno.....	42
Fig. 2.7. Mapa Hipsométrico de la zona de estudio y el orden de drenaje de la microcuenca.	43
Fig. 2.9. Principales macroestructuras kársticas del área de estudio. a) Fotografía del fondo del valle kárstico del polje Cabezas. b) Dolinas y uvalas. c) Dolinas por sofusión.	46
Fig. 2.10. Principales estructuras tipo karren dentro del área de estudio. a, b y c) Estructuras rallenkarren dentro de la Formación Tamasopo (sup). d y e) Rallenkarren dentro de la Formación Tamasopo (inf). f) Vúgulos en la Formación El Abra.....	47
Fig. 2.11. Ubicación de la zona de estudio, dentro de los elementos paleogeográficos del centro-noreste del CPCM (Adaptado de Suter, 1990 y de PEMEX, 2013).....	49
Fig. 2.12. Columna estratigráfica de la PVSLP (adaptada de Carrillo-Bravo, 1971 y SGM, 1997).	52

Fig. 2.13. Mapa geológico de la microcuenca Cabezas (Modificado de PEMEX, 1989; SGM, 1997).	54
Fig. 2.14. Modelo geológico conceptual de la microcuenca Cabezas.	55
Fig. 2.15. Unidades litológicas aflorantes en la microcuenca. a) Afloramiento de la Formación El Abra. b) Afloramiento de la Formación Cárdenas. c) Estilolitas de la Formación Tamasopo (miembro inf.) d) Afloramiento de la Formación Tamasopo (miembro inf.). e) Nódulos de pedernal ovalados de la Formación Tamasopo (miembro inf.). f) Arrecife de rudista con múltiples biostromas superpuestas. g) Sección transversal de la vista dorsal de múltiples rudistas.	57
Fig. 2.16. Localización de las principales estructuras mayores dentro de la microcuenca.	60
Fig. 2.17. Principales fallas que limitan los bordes del polje estructural. a) Brecha Calcárea. b) Falla normal al Norte de la microcuenca. c) Falla normal de borde Este. d) Falla normal correspondiente al límite Oeste.	61
Fig. 3.1. Principales aprovechamientos muestreados y estaciones recolectoras de agua de lluvia.	65
Fig. 3.2. a) Medición de parámetros fisicoquímicos en campo. b) Sonda multiparamétrica YSI <i>profesional plus</i> . 67	
Fig. 3.3. Equipo utilizado para la titulación potenciométrica de alcalinidad de campo.	68
Fig. 3.4. Implementación de dataloggers.	69
Fig. 3.5. Distribución de los 10 Dataloggers instalados en principales aprovechamientos y arroyo La Ciénega. 70	
Fig. 3.6. Localización de las tres secciones geoléctricas.	73
Fig. 3.7. Arreglo de “Loop coincidente”, la caída del voltaje depende del patrón de resistividad del medio de propagación, la resistividad aparente frente al tiempo se calcula directamente desde el voltaje vs el tiempo. (Adaptada de Cumming, W., & Mackie, R. 2010).	73
Fig. 3.8. Sistema de transmisión de corriente multipolar “TerraTEM”.	74
Fig. 3.9. Análisis de muestras en laboratorio. a) ICP-OES Thermo Scientific, mod. ICAP 7200. b) ICP-MS, cuadrupolo, marca Thermo Scientific, modelo X Series 2.	77
Fig. 4.1. Unidades hidrogeológicas de la Microcuenca Cabezas.	79
Fig. 4.2. Profundidad del nivel estático durante junio del 2021.	84
Fig. 4.3. Configuración de la ENE y la red de flujo subterráneo durante junio del 2021.	86
Fig. 4.4. Evolución de la CE y temperatura de las descargas de agua subterránea en el sitio 2.	88
Fig. 4.5. Evolución de la CE y temperatura de las descargas del sitio 4 y 5.	88
Fig. 4.6 Evolución de la CE y temperatura de las descargas del sitio 10.	90
Fig. 4.7 Evolución de la CE y temperatura de las descargas del sitio 8.	91
Fig. 4.8. Evolución de la CE y temperatura de las descargas del sitio 27.	92
Fig. 4.9. Evolución de la CE y temperatura de las descargas del sitio 46.	92
Fig. 4.10. Evolución de la CE y temperatura de las descargas del sitio 47.	93
Fig. 4.11. Evolución de la CE y temperatura en la porción Norte del arroyo La Ciénega (sitio 44).	94

Fig. 4.12. Evolución de la CE y temperatura en el centro del arroyo La Ciénega (sitio 49).	94
Fig. 4.13. Evolución de la CE y temperatura en la salida del arroyo La Ciénega (sitio 49).	95
Fig. 4.14. Sección geoelectrica “La Copa”.	99
Fig. 4.15. Sección geoelectrica “Novillos”.	100
Fig. 4.16. Sección geoelectrica “Cabezas”.	102
Fig. 4.17. Mapas de isorresistividad de la sección La Copa.	103
Fig. 4.18. Mapas de isorresistividad de la sección Novillos.	104
Fig. 4.19. Mapas de isorresistividad de la sección Cabezas.	105
Fig. 5.1. Ubicación de estaciones climatológicas y datos de precipitación dentro de la microcuenca por el método de isoyetas.....	109
Fig. 5.2. Modelo conceptual para el balance hidrológico superficial de la microcuenca Cabezas.....	112
Fig. 5.3. Celdas de entradas y salidas de flujo subterráneo.....	115
Fig. 5.4. Modelo conceptual del balance hídrico subterráneo.	122
Fig. 6.1. Porcentaje de electroneutralidad de los 10 muestreos analizados.....	123
Fig. 6.2. Valores estadísticos para algunos valores de campo y laboratorio de los diferentes aprovechamientos muestreados.....	126
Fig. 6.3. Valores estadísticos para algunos elementos traza de los diferentes aprovechamientos muestreados. 133	
Fig. 6.4. Diagrama de Piper mostrando la definición de las familias de agua por ion dominante y facies hidrogeoquímicas.	134
Fig. 6.5. Diagrama de Stiff, muestran la mineralización de los flujos que alimentan a los aprovechamientos muestreados.....	137
Fig. 6.6. Diagramas de Stiff de los manantiales muestreados.	138
Fig. 6.7. Diagrama de Stiff correspondiente a las norias.....	139
Fig. 6.8. Diagrama de Stiff de los drenes muestreados.	139
Fig. 6.9. Diagrama de Stiff correspondientes a las muestras de arroyos.....	140
Fig. 6.10. Relación hidrogeoquímica entre Sr^{2+} y Ba^{2+} contra SO_4 en el agua subterránea.	142
Fig. 6.11. Diagramas binarios que muestran la relación hidrogeoquímica de los principales iones seleccionados en el agua subterránea.....	144
Fig. 6.12. Estado de saturación para el agua subterránea del acuífero kárstico con respecto a calcita contra dolomita (Langmuir, 1971).	145
Fig. 6.13. Diagramas de los diferentes índices de saturación mineral contra el SO_4	147
Fig. 6.14. Composición isotópica estable de los aprovechamientos analizados en la Ciénega de Cabezas. ...	148
Fig. 6.15. Diagramas estacionales de deuterio contra $\delta^{18}O$	150

Fig. 6.16. Diagramas de SO ₄ , HCO ₃ y temperatura contra δ ¹⁸ O.	150
Fig. 6.17. Temperatura de los diferentes aprovechamientos muestreados.	155
Fig. 6.18. Distribución espacial de la temperatura (°C) del agua subterránea.	156
Fig. 6.19. Distribución espacial de los cloruros (mg/L) del agua subterránea.	157
Fig. 6.20. Distribución espacial de la dureza (mg/L CaCO ₃) del agua subterránea.	158
Fig. 6.21. Distribución espacial de los sulfatos (mg/L) del agua subterránea.	159
Fig. 6.22. Distribución espacial del pH del agua subterránea.	160
Fig. 6.23. Distribución espacial de los nitratos (mg/L) del agua subterránea.	161
Fig. 6.24. Diagrama de Wilcox, para observar el riesgo de alcalinización o sodificación.	162
Fig. 7.1. Variación estacional de algunos parámetros de calidad del agua subterránea evidenciando la presencia de flujo difuso y flujo por conducto para Manantiales de tipo Ca-SO ₄ y Ca-Mg-HCO ₃	165
Fig. 7.2. Variación estacional de algunos parámetros de calidad del agua subterránea evidenciando la presencia de flujo difuso y flujo por conducto para manantiales de Ca-HCO ₃ y el arroyo la Ciénega.	167
Fig. 7.3. Modelo conceptual del funcionamiento hidrogeológico e hidrogeoquímico del humedal Ciénega de Cabezas.	169

Índice de tablas.

Tabla. 1.1. Componentes mayoritarios de las rocas carbonatadas y sus principales características (Tomada y modificada de Pulido, A., 2014).	10
Tabla. 1.2. Tipos de porosidad y clasificación de huecos (Tomada y modificada de Pulido, A., 2014).	11
Tabla. 1.3. Tipos de formas tipo karren a diferentes escalas (Tomado y modificado de Gines et al., 2009). ...	20
Tabla. 1.4. Tipos de panoramas de humedales y subtipos hidrológicos (Tomada de Horwitz et al., 2008).	29
Tabla. 2.1. Grupo de suelos identificados en el área de estudio.	34
Tabla. 2.2. los principales parámetros morfométricos de la microcuenca Ciénega de cabeza.	44
Tabla. 3.1. Fechas de muestreos de agua subterránea elaborados.	63
Tabla. 3.2. Muestreo separado en recipientes especiales para cada tipo de análisis químico.	64
Tabla. 3.3. Bitácora de recolecta de agua de lluvia.	64
Tabla. 3.4. Coordenadas UTM de los sondeos TEM.	72
Tabla. 3.5. Parámetros y métodos de análisis utilizados en laboratorio.	76
Tabla 4.1 Tipos de descargas de los principales manantiales de la Ciénega de Cabezas (de acuerdo con las clasificaciones de Meinzer 1923, Hynes 1970 y Springer <i>et al.</i> , 2008).	79
Tabla 4.2 Resumen del censo de norias.	83
Tabla 4.3. Datos piezométricos del valle aluvial.	85
Tabla 4.4. División en grupos, de acuerdo con el tipo de aprovechamiento y rangos de CE, así como lo valores máximos, mínimos y promedios de los parámetros analizados.	87

Tabla 4.5. Valores de división en zonas geoelectricas e interpretación al medio geológico.....	96
Tabla 5.1. Datos de precipitación total media anual para el cálculo de la precipitación media anual.	106
Tabla 5.2. Datos de los términos calculados para la relación precipitación-escorrentía.	107
Tabla 5.3. Datos para el cálculo del coeficiente de escorrentía para las microcuencas a y b.	108
Tabla 5.4. Cálculo de Etr mediante el método de Turc para la microcuenca.....	110
Tabla 5.5. Datos del balance hídrico superficial para la microcuenca A.....	111
Tabla 5.6. Datos del balance hídrico superficial para la microcuenca B.....	111
Tabla 5.7. Cálculo de las entradas por flujo subterráneo horizontal.	114
Tabla 5.8. Cálculo de las entradas por descargas de manantiales.	116
Tabla 5.10 Cálculo de salidas por flujo subterráneo horizontal.....	118
Tabla 5.11. Cálculo de las salidas por extracción por bombeo de norias.	118
Tabla 5.12. Cálculo de caudal del arroyo en la salida del sitio Ramsar.	119
Tabla 5.13. Evapotranspiración potencial del sitio Ramsar.....	120
Tabla 5.14. Influencia de la evapotranspiración en acuíferos.	120
Tabla 5.15. Cálculo del volumen de evapotranspiración.	121
Tabla 5.16. Resumen del balance hídrico subterráneo.	121
Tabla. 6.1. Parámetros estadísticos del agua subterránea en el grupo 1 de manantiales con valores de CE entre 1200 a 1890 $\mu\text{S}/\text{cm}$	125
Tabla. 6.2. Parámetros estadísticos del agua subterránea en el grupo 2 de manantiales con valores de CE entre 295 a 785 $\mu\text{S}/\text{cm}$	127
Tabla. 6.3. Parámetros estadísticos del agua subterránea en norias.....	128
Tabla. 6.4. Parámetros estadísticos del agua subterránea en drenes.....	130
Tabla. 6.5. Parámetros estadísticos del agua subterránea en el Arroyo la Ciénega.....	131
Tabla. 6.6. Tipos de familia y facies de agua subterránea y superficial en el sitio Ramsar.....	135
Tabla. 6.7. Límites máximos permisibles para diversos elementos mayores, menores y traza (NOM-127-SSA-1994).	151
Tabla. 6.8. Elementos mayores comparados con la NOM-127-SSA-1994.....	153
Tabla. 6.9. Elementos menores y traza comparados con la NOM-127-SSA-1994.	154

Resumen.

El sitio Ramsar Ciénega de Cabezas (CC) es uno de los principales ecosistemas dependientes de aguas subterráneas dentro de la región Huasteca en el este de México, albergado dentro de un macrosistema kárstico caracterizado por presentar una compleja geometría geológica, con altas precipitaciones (1000 – 1500 mm/año) y con un clima tropical facilitan el desarrollo de cultivos de caña y ganadería como las principales actividades económicas de la región. Múltiples descargas localizadas y difusas descargan dentro de un extenso valle kárstico (polje estructural) soportan esta área ecológicamente frágil, demandando una gestión hídrica basada en información científica. El funcionamiento hidrogeológico de este sistema kárstico se encuentra en un estado de equilibrio y está determinado en gran medida por el marco tectónico manifestado en la secuencia sedimentaria del Cretácico dentro de la Plataforma Valles–San Luis Potosí. La CC en esta ocasión es investigada utilizando una selección de indicadores geoquímicos (elementos mayores menores y traza) e isótopos ambientales para caracterizar el origen del agua subterránea, los principales procesos hidrogeoquímicos que controlan la línea geoquímica base y las interacciones del agua subterránea con el acuífero. El modelo conceptual en 3D describe los sistemas de flujo de acuerdo con su composición química mediante una selección de parámetros de control (CE, temperatura, pH, OD, dureza, Eh, SO_4 , NO_3 e índices de saturación mineral). La línea química composicional base es dominada por la interacción del agua subterránea con el acuífero carbonatado y mezclas con flujos locales, los manantiales son de composición Ca– SO_4 con presencia de procesos de disolución de yeso y celestita con un enriquecimiento en Ca^{+2} , Mg^{+2} y SO_4 por procesos dedolomitización, en equilibrio con calcita, bajo saturado en yeso y dolomita, con una ligera sobresaturación en barita. También existen manantiales de composición Ca- HCO_3 y Ca-Mg- HCO_3 característicos por presentar un incremento en HCO_3 y Mg^{+2} en equilibrio con calcita y bajo saturado en yeso, dolomita y barita. El muestreo a largo plazo indica variaciones estacionales en estos parámetros; adicionalmente la comparación de la variación estacional de la temperatura y CE, así como los parámetros de control seleccionados en los manantiales muestran la evidencia de los mecanismos de flujo difuso y flujo por conducto en el acuífero kárstico. Es decir, durante la temporada de estiaje (Nov-May) el flujo base es soportado por flujos de origen difuso descargados de un acuífero kárstico, tiene en todos los aspectos un régimen más estable en sus concentraciones. Por otra parte, durante el periodo de lluvias el flujo por conducto gobierna la descarga de los manantiales con una larga variación en sus concentraciones, todos los parámetros decrecen drásticamente.

Un refinamiento de la línea meteórica local ayudó a identificar que los procesos de recarga son dominados por un flujo relativamente rápido a lo largo de las depresiones kársticas, con efectos de no evaporación detectados en el agua subterránea. Esta investigación demuestra que los flujos de agua subterránea en el acuífero kárstico que descargan en la CC son de trayectoria relativamente corta y originadas a mayores elevaciones en los rasgos de

disolución, haciendo vulnerables las descargas naturales a el cambio de uso de suelo originado por las actividades económicas.

Abstract.

The Ramsar wetland site Ciénega de Cabezas (CC) is one of the main groundwater dependent ecosystems in the Huasteca region in eastern Mexico, housed within a karstic macrosystem characterized by highly complex geologic geometry, High precipitation (1000-1500 mm/year) and with a tropical climate facilitates sugar cane crops and cattle raising as main economic activities. Several localized and diffuse groundwater discharges in this extensive karstic valley (structural polje) support this ecologically fragile area, demanding water management based on scientific information. The hydrogeological functioning of this karstic aquifer is in equilibrium and is largely determined by tectonics setting manifested in the Cretaceous sedimentary sequence within the carbonate Valles–San Luis Potosí platform. The wetland CC has been investigated at this time using a selection of geochemical indicators (major, minor, and trace elements) and environmental isotopes, to characterize the origin of groundwater, the main geochemical processes, and the mineral/groundwater interactions controlling the baseline geochemistry. The 3D conceptual model describes the groundwater flows according to their chemical composition through a selection of control parameters (EC, temperature, pH, DO, hardness, Eh, SO₄, NO₃ and mineral saturated indexes). Groundwater with carbonate rock interaction and local flows mixing dominates the baseline chemical composition, Springs are SO₄-Ca type with an enrichment in Ca⁺², Mg⁺² y SO₄ by dolomitization processes, in equilibrium with calcite, undersaturated with gypsum and dolomite, with a slight oversaturated with barite. There are also springs HCO₃-Ca and HCO₃-Ca-Mg characteristic for presenting an increase in HCO₃ and Mg⁺², in equilibrium with calcite and undersaturated with gypsum, dolomite, and barite. Long-term sampling indicates seasonal changes for these parameters; in addition, comparison of seasonal variation of temperature and electrical conductivity values, as well as the control parameters selected in the springs showed the evidence of diffuse and conduit flow mechanisms in the karstic aquifer. Namely, during dry season (Nov-May) base flow is supported by groundwater flows of diffuse origin discharge from a karstic aquifer unit, have in all aspects a more stable regimen in all concentrations. Moreover, during the period of rainfall events conduit flow governs the discharge of the springs with a large variation in concentrations, all parameters decrease drastically.

A refinement of the local water meteoric line with the addition of rainwater sampling helped to identify that recharge processes are dominated by fast flow along with the karstic features, no evaporation effect was identified in groundwater. The investigation demonstrated that groundwater flow in the karstic aquifer discharging in CC has a relatively short trajectory and originates in surrounding topographic elevations with dissolution features, making the natural discharges vulnerable to soil use change produced by the economic activities.

1. Introducción.

Realizar modelos conceptuales de acuíferos kársticos son la base para poder crear modelos numéricos y geoquímicos, usualmente donde se explique la interconexión física de las zonas de recarga, la distribución de la permeabilidad, así como el arreglo geológico del sitio en estudio, proporcionando una visualización certera de como el agua es agregada al sistema, como se almacena, se transmite y descarga dentro de las unidades acuíferas (White, 1999). En este sentido, los sistemas kársticos son de los ambientes hidrogeológicamente más diversos ligados a procesos en la atmósfera, hidrósfera, biósfera y en el desarrollo e historia de la humanidad (Goldscheider *et al.*, 2020). Ofrecen una gran variedad de recursos naturales como lo es el agua subterránea principalmente utilizada para consumo humano, riego en agricultura y de manera natural en el desarrollo de ecosistemas dependientes de agua subterránea (Bakalowicz, 2005). Estimaciones sugieren que el 25% de la población mundial parcial o totalmente son abastecidos por agua proveniente del karst (Ford y Williams, 2007), datos más recientes estiman que el número de consumidores en el año 2016 fue de 678 millones o el 9.2% de la población mundial (Stevanovic, 2019).

Cuando un sistema kárstico llega a ser bien desarrollado o maduro (comprendiendo varios elementos como son cuevas, conductos, depresiones y manantiales), permite que los sistemas de drenaje superficial y subsuperficial estén bien interconectados. Condicionando que el agua subterránea interactúe con el agua superficial y esta interacción a su vez, juega un papel muy importante en el entendimiento del comportamiento de una cuenca (Kalhor *et al.*, 2019). La infiltración del agua de lluvia y la respuesta rápida del flujo de corriente a la descarga del flujo base son separados por un retraso mucho más corto en el karst comparado con otro tipo de acuíferos (Bayless *et al.*, 2014). El suelo y epikarst son elementos esenciales dentro de un sistema kárstico, este último es generado a partir de la disolución de carbonatos y es caracterizado por tener flujo en matriz, fisural y sistemas de flujo de conducto. De acuerdo con lo mencionado anteriormente, autores dividen el flujo dentro de los acuíferos kársticos en tres principales componentes; flujo fisural, por conducto y flujo difuso (White, 1988; Ford y Williams, 1992; Gillieson, 1996). Por otra parte, Domenico y Schwartz (1990) los separan en dos componentes; Flujo difuso, el cual es

recargado por percolación de agua almacenada desde la superficie kárstica (Haryono, 2001), es de carácter laminar y sus características se pueden calcular mediante la Ley de Darcy. Su movimiento es uniforme a través de juntas y la matriz rocosa, estos en conjunto son denominados flujo base siendo este el principal suministro en tiempos de estiaje cuando los flujos por conducto están ausentes (White, 1993; Haryono et al., 2009). Por otro lado, el flujo por conducto inunda los sistemas kársticos como respuesta a los eventos de precipitación siendo esto el resultado de una recarga inmediata, la naturaleza del flujo por conducto es turbulento y la Ley de Darcy no es aplicable (Adji, 2005). Estas características hacen complejo el entendimiento de las direcciones de los sistemas de flujos en acuíferos kársticos, por este motivo, es necesario buscar otro tipo de herramientas que puedan ayudar a comprender estos sistemas. Los análisis hidrogeoquímicos e isotópicos del agua son una eficaz alternativa, proporcionan información clave acerca de las fuentes de recarga del agua subterránea, tiempo de recarga, la interacción agua–roca a lo largo de los patrones de flujo y la mezcla de diferentes cuerpos de agua (Wu et al., 2009; Carrillo-Rivera y Cardona, A. 2012). Cuando son definidos los sistemas de flujo subterráneo se puede asistir a una adecuación controlada de muchos problemas como son: una gestión de extracción enfocada a controlar problemas de subsidencia, definir la calidad del agua, la desecación de manantiales y cuerpos de agua, la erosión del suelo, respuestas a inundaciones, así como, la contaminación en zonas de recarga (Carrillo-Rivera y Cardona, A. 2012).

Los humedales y los sistemas kársticos tienen elementos claves en común, ambos están cercanamente asociados al ciclo hidrológico a medida que pasa, se almacena o fluye el agua dentro del sistema kárstico, emergiendo en el mismo o en la superficie en zonas de humedales. Ambos son sistemas extremadamente frágiles, la cantidad y calidad del agua en combinación con otros factores son cruciales para el desarrollo de formas y estructuras kársticas, así como, para el mantenimiento ecológico de los humedales (Beltram, 2018). La conservación y uso racional de humedales kársticos depende totalmente del entendimiento de la interrelación e interacción de la superficie kárstica y el sistema hidrogeológico subterráneo, esto será crucial para conservar y plantear un manejo sustentable de los humedales dentro de sus cuencas o zonas de captación (Beltram, 2018).

La complejidad de los humedales kársticos, su valor y los servicios que brindan no han sido totalmente reconocidos. Sin embargo, en la Convención Ramsar sobre humedales con Resolución VII.13 de 1999, reconoce los principales valores de conservación de los humedales kársticos y otros sistemas hidrológicos subterráneos e incluye lo siguiente ([Convención Ramsar, 2010](#)):

- Las funciones del fenómeno kárstico y su desarrollo son únicas.
- En los sistemas kársticos sus características hidrológicas e hidrogeológicas son interdependientes y frágiles.
- Son ecosistemas singulares con presencia de especies endémicas.
- Exhiben una alta biodiversidad y la importancia de conservar taxones de flora y fauna en particular.

Esto resalta la importancia de los flujos subterráneos en el desarrollo de factores hidrológicos y ecológicos que le reconocen como un importante rasgo para distinguir a los denominados “Humedales dependientes de agua subterránea” ([Froend et al., 2018](#)). La interacción de aguas subterráneas y humedales puede variar dentro de cada humedal, visto de manera individual incluso cuando uno está en cercanía inmediata de otro ([Convención Ramsar, 2010](#)).

La Ciénega de Cabezas es un importante humedal intercontinental de carácter léntico en la zona de transición entre el clima Neártico y el Neotropical, es de los últimos y, por lo tanto, uno de los principales ecosistemas dependientes de agua subterránea en el estado de San Luis Potosí y en particular en toda la región de la Sierra Madre Oriental, ([De Gortari-Ludlow et al., 2015](#)). Por esta razón, este sitio natural demanda de información científica para un mejor entendimiento de la dinámica hidrológica e hidrogeoquímica que contribuirá a comprender los sistemas de flujo subterráneo en esta porción del Karso Huasteco y principalmente, al desarrollo de una gestión sustentable del humedal.

1.1. Antecedentes.

Los humedales se encuentran en casi todas las regiones geográficas de la Tierra, cada zona con una gran diversidad de formas, salinidades y hábitats. En donde la mayoría depende de un aporte parcial o total de aguas subterráneas, actualmente la relación estudiada entre las aguas subterráneas y los humedales hace evidenciar la falta de métodos de estudio, aún no son suficientes las especificaciones actuales asociadas al nivel freático con la superficie (Custodio, E., 2001; Finlayson et al., 2018). Existe una falta de estudios y publicaciones dedicadas a las características y funcionamiento de los humedales que dependen del agua subterránea. Las investigaciones globales más relevantes que han considerado propiamente la interacción de las aguas subterráneas y los humedales son como el clásico documento elaborado por Winter y Llamas, (1993), "HYDROGEOLOGY OF WETLANDS"; posteriormente Custodio, E., (2001) realizó el trabajo "GROUNDWATER-DEPENDENT WETLANDS". Ambos documentos tienen un enfoque único a la relación que tiene el agua subterránea con el agua superficial desde un punto de vista geológico e hidrológico, sin embargo, son trabajos desarrollados para casos de estudio en Europa Occidental. Existen publicaciones posteriores (Hatton y Evans, 1998; Sophocleous, 2002; Schot y Winter, 2006; Dahl et al., 2007; Hancock et al., 2009; entre otros) que cubren aspectos generales como son la gestión de humedales, la tipología de interacción entre el agua subterránea y superficial, mediante la combinación de técnicas hidrológicas, hidrogeológicas y topográficas, todos carentes de herramientas hidrogeoquímicas, isotópicas y geofísicas. Recientemente Finlayson et al., (2018), publicaron el libro "THE WETLAND BOOK: II: DISTRIBUTION, DESCRIPTION, AND CONSERVATION". Es una referencia que soporta una investigación multidisciplinaria para obtener información sobre el funcionamiento, estructura, así como, los enfoques, problemáticas actuales, manejo y métodos de investigación para un mejor entendimiento de los humedales. Dentro de sus capítulos describe de manera general el funcionamiento de los humedales dependientes de aguas subterráneas, lo mismo que, la relación que tienen los humedales y los sistemas kársticos. Como caso de estudio para México únicamente menciona el desarrollo de humedales sobre el sistema kárstico de la joven Península de Yucatán.

A nivel nacional únicamente se han realizado trabajos con perspectivas políticas, de conservación ambiental de humedales y recientemente de impacto ambiental como son el “Inventario de Humedales” realizado por la SEMARNAT en el 2012; la elaboración de la “Política Nacional de Humedales” realizada por el mismo organismo en el 2014, entre otros. Localmente, la CC ha sido históricamente afectada por la actividad agropecuaria, no existe ningún documento oficial que justifique la historia de esta actividad en la zona, sin embargo, durante los años 70’s mediante una reforma agraria se consigue el cambio de uso de suelo de forestal a agrícola. A partir de esto, es muy probable que el área de desarrollo del humedal se haya modificado considerablemente, ocasionado por una descontrolada actividad agrícola especialmente por el impulso de campos cañeros. Esto demandó la construcción de drenes y el comienzo de una desecación de la ciénega que conllevó a una pérdida de la cobertura vegetal y una alteración a los escurrimientos naturales, esta modificación al desarrollo natural del humedal verosímilmente condujo a este ecosistema a condiciones que favorecen a los procesos de eutrofización. Fue hasta el 2008 que se comenzaron a tomar acciones más serias al respecto de la protección del humedal, a raíz del mal uso de suelo, contaminación generada por la agricultura y la descarga de aguas negras de las poblaciones circundantes al humedal, durante este año se registró en la lista de sitios Ramsar, bajo la justificación de cumplir con tres requisitos de los 9 establecidos para considerarse un sitio Ramsar (<https://rsis.ramsar.org/es/ris/1814>):

- Criterio 2. Alberga una gran diversidad de especies de importancia internacional.
- Criterio 3. Por ser el último refugio regional para muchas especies de importancia para la zona de transición entre el Neártico y el Neotrópico. Conserva únicamente relictos de vegetación nativa e incluye especies que están identificadas con alguna categoría de riesgo.
- Criterio 4. Representa un área de reproducción para las especies locales y como refugio para aves acuáticas migratorias.

Continuamente, comenzaron a surgir estudios de carácter agroecológicos como son el uso potencial del suelo, efectos de cambio de uso de suelo, geoquímica de suelos, así como estudios de carácter ambiental y ecológico ([Garza-Hurtado et al., 2009](#); [Milán-Calderón,](#)

2009; Tapia-Goné, 2009; 2010; Heinz-Castro, 2009; Saldaña-Rodarte, 2011; Zubieta-Méndez, 2012; De Gortari-Ludlow et al., 2014; Pérez-Castillo, 2017; Cruz-Santiago et al., 2020; Zapata-Sánchez, 2021). Lo que respecta a los antecedentes hidrogeológicos en la zona de estudio son escasos, sin embargo, presentan información de gran relevancia. A continuación, son descritos brevemente:

Krienen et al., (2017), realizó el trabajo “HYDROGEOLOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERIZATION OF TWO KARSTIC DISCHARGE AREAS IN SAN LUIS POTOSI, MEXICO”. Su objetivo fue determinar la influencia, entorno geológico, condiciones climáticas y geoquímicas del agua en dos principales descargas de agua subterránea, una en la zona de Río Verde y la otra corresponde a la Ciénega de Cabezas, distanciados a 80 km entre cada zona. Esto con la finalidad de examinar si el agua subterránea que abastece a estas zonas tiene una misma fuente y si sufren la misma evolución química.

Siendo el primer trabajo que registró un análisis hidrogeoquímico (aniones y cationes) en manantiales y arroyo de la Ciénega de Cabezas.

Vázquez-Rocha, (2019), realizó una investigación titulada “CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DE LA INTERACCIÓN AGUA SUPERFICIAL/SUBTERRÁNEA, PARA EVALUAR LA CONTAMINACIÓN DIFUSA EN LA REGIÓN CENTRO-OCCIDENTE DE LA HUASTECA POTOSINA”. Utilizó herramientas hidrogeoquímicas para evaluar la magnitud del impacto de la contaminación antropogénica en aguas superficiales y subterráneas. Realizó muestreos de agua durante el 2018-2019 en la región centro-occidente de la Huasteca Potosina, con la información resultante realizó índices de calidad del agua y análisis hidrogeoquímicos (elementos mayores, menores y traza). Cabe resaltar que parte de la información hidrogeoquímica es utilizada en la evaluación temporal del presente trabajo y se da un seguimiento en tiempo y espacio a los mismos sitios muestreados (aprovechamientos y arroyos) de la Ciénega de Cabezas.

1.2. Justificación.

La Ciénega de Cabezas es un ecosistema único en la región y sobreviviente a la desecación total para el desarrollo de actividades agropecuarias, el gran impacto que ha sufrido se manifiesta en el daño de los ecosistemas terrestres, acuáticos y las actividades económicas dependientes de este humedal, fue por este motivo que este importante pero frágil ecosistema se añadiera a la lista de sitios Ramsar. A pesar de las múltiples problemáticas, son carentes los trabajos que detallen la interacción del agua subterránea con el agua superficial, faltan estudios contundentes relacionados y enfocados al desarrollo hidrogeológico no exclusivamente de la CC sino de los humedales intercontinentales dependientes de aguas subterráneas en toda la República Mexicana. Se necesita de mayor detalle para tener un mejor entendimiento del entorno o terreno físico donde se generan este tipo de ecosistemas, se requiere combinar diversas técnicas (elementos del paisaje, hidrogeología, hidrogeoquímica, isotopía, climatología y geofísica) para poder realizar modelos conceptuales e interpretaciones convincentes.

Varias descargas de agua subterránea difusas y localizadas soportan esta frágil área ecológica dentro de un extenso polje, demandando una gestión hídrica basada en información científica y actualmente la misma, se encuentra bajo un estudio multidisciplinario con fines de proponer su manejo integral y uso sustentable, a raíz de esto nace la necesidad de comprender el estado del equilibrio hídrico del humedal, así como poder relacionar química y físicamente los sistemas de flujo de agua subterránea con la dinámica superficial de manera estacional. Esto contribuirá a reconocer las características hidrogeológicas e hidrogeoquímicas como una influencia primaria en el desarrollo de humedales intercontinentales que dependen parcial o totalmente de agua subterránea.

1.3. Hipótesis.

La variación temporal de la composición química e isotópica del agua subterránea permite identificar los mecanismos de flujo (difuso o de conducto) en el sistema kárstico que alimenta a la Ciénega de Cabezas.

1.4. Objetivos.

1.4.1. Objetivo general.

Realizar un modelo conceptual con el fin de evaluar temporalmente la hidrogeoquímica y los isótopos ambientales de los sistemas de flujos de agua subterránea que descargan naturalmente en la Ciénega de Cabezas, como clave para evaluar los mecanismos de flujo en el sistema kárstico.

1.4.2. Como objetivos particulares:

1. Realizar una descripción física (elementos del paisaje, clima y geología) a detalle de la microcuenca que alberga si sitio Ramsar.
2. Determinar el modelo geoelectrico del subsuelo para determinar el espesor de las unidades litológicas, así como, detectar principales estructuras y señalar aquellas zonas, de acuerdo con las resistivas de cada material geológico.
3. Comprobar la relación que existe entre la precipitación, la respuesta de la temperatura y la conductividad eléctrica en los manantiales kársticos.
4. Caracterizar química e isotópicamente la precipitación para relacionarla con procesos y mecanismos de recarga natural.
5. Clasificar los sistemas de flujo subterráneo que abastecen al humedal con base en las características físicas, químicas e isotópicas del agua subterránea.

1.5. Marco teórico.

1.5.1. Generalidades del Karst.

El término karst procede de la meseta de Kras en Eslovenia, situado entre Trieste y Ljubljana, también recibe los nombres de Carso y Kras, este término fue propuesto por el geógrafo serbio Jovan Cvijic en 1893. Tiene dos acepciones, una, es sinónimo de región kárstica (región constituida por rocas carbonatadas, compactas y solubles, en las que aparecen formas superficiales y subterráneas características); y otra, por extensión, que designa todo efecto de la karstificación en rocas solubles (Pulido, A. 2014).

La relevancia de las rocas carbonatadas es otorgada por el hecho de representar aproximadamente el 5 % del volumen de la litósfera, el porcentaje de estas rocas, en relación al total de las rocas sedimentarias, ha sido estimado en aproximadamente el 15 % (Ford y Williams, 2007), se estima que el 12 % de la superficie de los continentes afloran rocas carbonatadas y desde el punto de vista hidrológico carecen de escurrimientos superficiales, presentan cuencas endorreicas y una gran circulación de agua en el subsuelo (Pulido, A. 2014).

1.5.1.1. Materiales kársticos.

Los principales materiales kársticos son las rocas carbonatadas como la caliza y dolomía, usualmente las rocas carbonatadas se dividen en cuatro componentes: mayoritarios, los esenciales son la calcita, dolomita y yeso, entre muchos más (tabla 1.1). El radio atómico del Ca^{2+} es de 0.99 Å y la del Mg^{2+} es de 0.66 Å, por lo tanto, la sustitución de uno por el otro conlleva a un cambio considerable de volumen de la celda mineral. Además, existen otros carbonatos que pueden sustituir de manera isomorfa a los componentes mayoritarios, pero no llegan a constituir una roca propiamente dicha, por ejemplo la ankerita [$\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$], siderita (FeCO_3), rodocrosita (MnCO_3) y witerita (BaCO_3); Los componentes menores y traza presentan una pequeña fracción de los constituyentes totales, los elementos siguientes pueden sustituir al elemento constituyente según cada caso; calcita: Mg, Mn, Fe^{2+} , Sr, Ba, Co, Zn; aragonito: Sr, Pb, Ba, Mg, Mn; dolomita: Fe^{2+} , Mn, Pb, Co, Ba, Zn, Ca reemplazando al Mg; y Mn, Fe, Pb, Al, al Ca; Lo que respecta a los componentes no carbonatados, es constituida por arcillas siendo la impureza más

abundante y significativa; otro componente importante es el sílice, siendo muy abundante como detritos así como, de precipitación química. Existen otros componentes minerales no carbonatados (fluorita, celestita, zeolita, goetita, barita, fosfatos, pirolusita, yeso, estroncianita, feldespatos, micas, cuarzo, rutilo, clorita, turmalina, piritita, etc.) que explican la existencia de numerosos iones en disolución sin que estén ligados a procesos contaminantes (Pulido, A. 2014).

Tabla. 1.1. Componentes mayoritarios de las rocas carbonatadas y sus principales características (Tomada y modificada de Pulido, A., 2014).

Mineral	Densidad	Composición	Sistema
Calcita	2.71	CaCO ₃	Trigonal
Aragonito	2.94	CaCO ₃	Rómbico
Dolomita	2.87	MgCa(CO ₃) ₂	Hexagonal
Magnesita	3.06	MgCO ₃	Hexagonal
Yeso	2.32	CaSO ₄ ·2H ₂ O	Monoclínico
Anhidrita	2.95	CaSO ₄	Rómbico
Polihalita	2.78	K ₂ Ca ₂ Mg(SO ₄) ₄ ·2H ₂ O	Triclínico
halita	2.16	NaCl	Cúbico
Silvita	1.99	KCl	Cúbico
Carnalita	1.6	KClMgCl ₂ ·6H ₂ O	Rómbico

1.5.1.2. Porosidad y permeabilidad en rocas carbonatadas.

La porosidad de un lodo posterior a los procesos como son la compactación, cementación y recristalización resulta de un 5 a 15 %, en los casos más favorables, la permeabilidad en este tipo de rocas es igualmente bajo, los valores más elevados corresponden a calcarenitas y calcirruditas poco cementadas y dolomías muy recristalizadas (10⁻³ y 10⁻⁷ cm/s) con características de acuíferos pobres o acuícludos. Existen procesos secundarios como la dolomitización secundaria que aumentan considerablemente la porosidad eficaz del material, cuando el sedimento ya está consolidado el paso de calcita a dolomita genera un 13 % de porosidad total; Por lo contrario, la porosidad se ve reducida por procesos de recristalización y aumentada por procesos de lixiviación selectiva (Pulido, A. 2014).

Dependiendo de la naturaleza del hueco es susceptible de almacenar agua gravífica, se consideran al menos cuatro tipos de porosidad (Castany, G. 1984) (tabla 1.2). Los huecos microscópicos existentes entre los minerales generan una *porosidad intercrystalina* que puede alcanzar entre 0.1 y 1 % de la porosidad total. Los huecos que dejan entre si los

granos cementados se denomina *porosidad intersticial*. La *porosidad microfisural* corresponde a los huecos que dejan las diaclasas, planos de estratificación y esquistosidades, como las más relevantes. Por otra parte, la *porosidad macroscópica* es referida a las grandes fracturas, conductos, canales y cavidades esencialmente favorecida por los procesos de karstificación. Un caso específico es cuando predominan los huecos de origen kárstico, se denomina *porosidad cavernaria* (Motika, J. 1988). A las porosidades microscópicas se les puede englobar en un nombre de *porosidad matricial*, por el contrario, la llamada *porosidad de conductos* derivada de la fracturación y karstificación.

Tabla. 1.2. Tipos de porosidad y clasificación de huecos (Tomada y modificada de Pulido, A., 2014).

Escala	Huecos	Tipo de porosidad	
Microscópica	Poros o intersticios	Intercristalina	Intercristalina
	Microfisuras	Intergranular	Intersticial
		Juntas de estratificación	Microfisural
Macroscópica		Conductos	De conductos

1.5.2. Procesos de karstificación.

Engloba dos grupos de procesos, uno es básicamente químico la disolución y otro de carácter mecánico y físico, la erosión. Inicialmente el proceso químico es predominante, sin embargo, a medida que se generan los conductos la erosión comienza a ser más relevante e incluso llegando a ser dominante (Pulido, A. 2014).

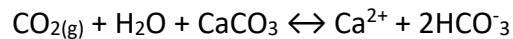
Las calizas (CaCO_3) y dolomías [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$] son ejemplos bien conocidos y extendidos de rocas sedimentarias de origen químico o bioquímico. Así como, el yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) y la halita (NaCl) también son ampliamente distribuidos, son ejemplos comunes de precipitados químicos (Fetter, 2014).

1.5.2.1. La disolución.

Se desarrolla mediante procesos fisicoquímicos a través de los cuales la roca es disuelta y transferida fuera del medio. La solubilidad del CaCO_3 en el agua pura es baja (14 a 15 mg/L a 25 °C y presión parcial del CO_2 de la atmosfera normal 0.0003 atm), cuando aumenta la presión parcial del CO_2 (P_{CO_2}) la solubilidad aumenta considerablemente. La disolución del CaCO_3 es un ataque químico intervenido con ácidos (NO_3 , NO_2 , H_2SO_4 y orgánicos), pero el agente principal es el CO_2 con la presencia de agua (Pulido, A. 2014). Este cambio de fase sólida a líquida se rige por la ley de equilibrio de las fases de Gibbs; el equilibrio aparece

cuando el potencial químico de una fase (solución) es igual al potencial de la otra (sólido); cuando sucede el caso de no equilibrio un componente se vuelve, espontáneamente, de la fase de mayor potencial a la de menor. En el caso del karst, para que exista disolución el potencial del líquido debe ser mayor que la de la fase sólida (Appelo y Postma, 2005).

Con la presencia de CO₂ en el agua se crea H₂CO₃, que ataca a la caliza, originando HCO₃⁻; esta relación simplificada, es reversible, por lo que es posible disolver o precipitar CaCO₃.



Se trata de un complejo sistema de equilibrio heterogéneo con reactantes repartidos en las fases gaseosa, líquida y sólida, en cada una de estas existe una cadena de equilibrio (Dreybrdt, W. 1988), cualquier modificación en cualquiera de estos conlleva a un reajuste en los otros. El CO₂, Ca²⁺ y H⁺ son las variables independientes que rigen el equilibrio en las soluciones comportándose constantes a temperaturas dadas.

El CaCO₃ es mucho más soluble en pH ácido que en básico, el equilibrio pH/Ca²⁺ expresado en mg/L de CaCO₃ con calcita a 15 °C es de 500 a pH de 6.5, y de 42 a pH de 8.5 (700 y 60 en aragonito a 10 °C). En relación con la P_{CO₂} es de 60 mg/L CaCO₃ con 10⁻³ y de 450 para 10⁻¹ para aragonito a 15 °C. Parámetros como agresividad e incrustación dependen del pH, CO₂ libre, Ca²⁺, además de la temperatura y fuerza iónica. Con un pH básico aumenta las posibilidades de incrustación, la disminución de P_{CO₂} también actúa en mismo sentido, todo en función de las concentraciones de los diferentes iones contenidos en el agua. Actualmente se ha constatado que la mayoría de las aguas en manantiales kársticos no alcanzan el estado de saturación y que no son agresivas, comprobando que las soluciones sobresaturadas de CaCO₃ son metaestables, es decir, que el CaCO₃ no precipitará inmediatamente. Además, existen otros compuestos que intervienen activamente, así como, por su acción catalizadora en los procesos de ataque químico y disolución. Puede intervenir el H₂SO₄ formado por oxidación de los sulfuros presentes en la roca; HNO₃ (originado en tormentas y en el suelo como consecuencia de la acción de determinadas bacterias), ácidos orgánicos (húmico del suelo) originados por la descomposición de la materia orgánica (Appelo y Postma, 2005; Pulido, A. 2014).

La influencia de factores geológicos, fisicoquímicos, climáticos, bioquímicos e hidrológicos conllevan a la disolución de grandes masas para pequeñas variaciones de CaCO_3 en la sobre o subsaturación. Para el caso del CO_2 este es procedente de la atmósfera y sobre todo del suelo. Es eliminado en la misma atmósfera por difusión; y al subsuelo en forma gaseosa, por difusión o por gravedad, al ser más denso que el aire: y disuelto en agua, a razón de 2.15 L a 0 °C y 0.8 L a 25 °C. Por lo tanto, entre el suelo y la zona saturada existirá una atmósfera rica en CO_2 ocupando huecos y fisuras, en caso de estar en contacto con el aire, será más empobrecida que la aislada. La temperatura afecta o interviene en la karstificación debido a que la solubilidad de los carbonatos aumenta ligeramente con esta, para valores normales en presencia de CO_2 ocurre lo contrario, a menor temperatura aumenta la solubilidad del CO_2 ; a mayor temperatura aumenta la velocidad de las reacciones de equilibrio; el contenido en CO_2 en los suelos baja al descender la temperatura, por disminución de la actividad biológica. Así la temperatura actúa de manera diversa sobre las ecuaciones de equilibrio, y en ocasiones de forma contraria, los efectos de esta se pueden compensar, por ello es por lo que existe desarrollo de karst en clima glacial (Fagunda et al., 1996).

Lo que compete a los carbonatos magnésicos, la magnesita es más soluble que la calcita de 94 a 117 mg/L a 25 °C y P_{CO_2} normal, mucho más elevada de tratarse de MgCO_3 hidratado o nesquehonita ($\text{MgCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$). Por otra parte, la dolomita [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$], principal constituyente de una dolomía, si solo se considera el principio del ion común, la solubilidad debería ser menor al multiplicar los productos de solubilidad del Ca^{2+} y del Mg^{2+} que son inferiores a la unidad, sin embargo, se ha demostrado que las aguas del karst se saturan más pronto en dolomita que en calcita, es decir, aunque la dolomita (Mg^{+2}) sea más soluble que la calcita (Ca^{+2}), los afloramientos de dolomías se lixivian menos que los calizos, debido a que las aguas del karst se saturan pronto en dolomita y esta no precipita como espeleotema. Por el contrario, en calizas, aunque se alcance temporalmente el punto de saturación, las aguas kársticas con frecuencia vuelven a subsaturarse y redisolver, entonces la calcita con frecuencia se precipita como espeleotema en cuevas y cavidades (Appelo y Postma, 2005; Pulido, A. 2014).

1.5.2.2. La erosión.

En el proceso de karstificación la erosión actúa de manera simultánea con la disolución, su acción tiene lugar en la superficie y en profundidad, el agua es el agente clave debido a que tiene gran energía potencial que se transforma desde que choca con el suelo y circula.

En la superficie por acción de la meteorización la roca se comienza a presentar cuarteamiento, esto acompañado de precipitaciones, produce considerables depósitos de cantos en las áreas deprimidas, normalmente con matriz arcillosa, esto explica la existencia de niveles detríticos saturados de carácter colgado. En el interior de la masa karstificable la erosión es notable especialmente sobre fracturas abiertas, perdiendo su efectividad a pocos metros bajo la zona saturada; otro tipo de erosión sucede bajo la misma zona saturada denominada erosión inversa, la cual funciona a consecuencia de la presión del agua. En la zona no saturada a lo largo de fracturas abiertas tectónicamente o por disolución, existe un momento en que la erosión es más activa que la disolución, mostrando un efecto similar a la acción del agua superficial en los ríos, en otras palabras, la acción mecánica (la energía cinética del agua y de los materiales que transporta por arrastre y suspensión, golpean continuamente las paredes) en un determinado momento de la evolución del karst llega a ser más importante que la corrosión, contribuyendo directamente al desarrollo selectivo de cavidades, es decir, la acción mecánica del agua depende del caudal, velocidad, masa transportada en equilibrio con su energía cinética, ensanchando los conductos por donde pasa, lo que conlleva aun mayor caudal de circulación, y por lo tanto un mayor poder erosivo. Esta erosión no se desarrolla de manera general en todos los huecos, su desarrollo es selectivo, consecuencia de la acción mecánica, así como, por la disolución que en su desarrollo previo también ocurre de manera selectiva ([Pulido, A. 2014](#)).

1.5.3. Aparato kárstico.

Como se mencionó anteriormente las rocas carbonatadas consisten principalmente de calizas (CaCO_3) y dolomías [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$], y el agua de lluvia contiene CO_2 disuelto que cae sobre estos afloramientos produciendo H_2CO_3 , el agua ahora débilmente ácida disuelve a la calcita y dolomita transportando la materia mineral dentro y a través de los sistemas de flujo de agua subterránea. Debido a que el agua que se mueve sobre el suelo incrementa

su acidez por una mayor absorción CO₂ proveniente de microorganismos que viven en el suelo y en la materia vegetal en descomposición. Una vez que llega a la roca, se infiltra a través de los planos de estratificación, juntas y fracturas que se amplían con el tiempo (Weight et al., 2008). Las formas superficiales resultantes en el karst son muy distintivas incluyen sumideros o depresiones kársticas y muchos tipos de estructuras de disolución en el lecho rocoso. Por otra parte, los rasgos del subsuelo también son característicos, incluyen una diversidad de cuevas y una serie de espeleotemas únicos (White, 1988).

Las estructuras kársticas tienen un notable interés hidrogeológico, su clasificación es muy diversa todas ellas englobadas en el término aparato kárstico (Fig. 1.1), que incluye las formas a través de las cuales discurre el agua desde la superficie del terreno hasta el manantial de salida (Pulido, A. 2014). El aparato kárstico en general es un conjunto de zonas que exhiben características y funcionamientos particulares, compuesto de dos partes esenciales: la parte externa (exokarst), una zona intermedia o de transición (epikarst) y las estructuras generadas en el subsuelo (endokarst) (Ford y Williams, 2007).

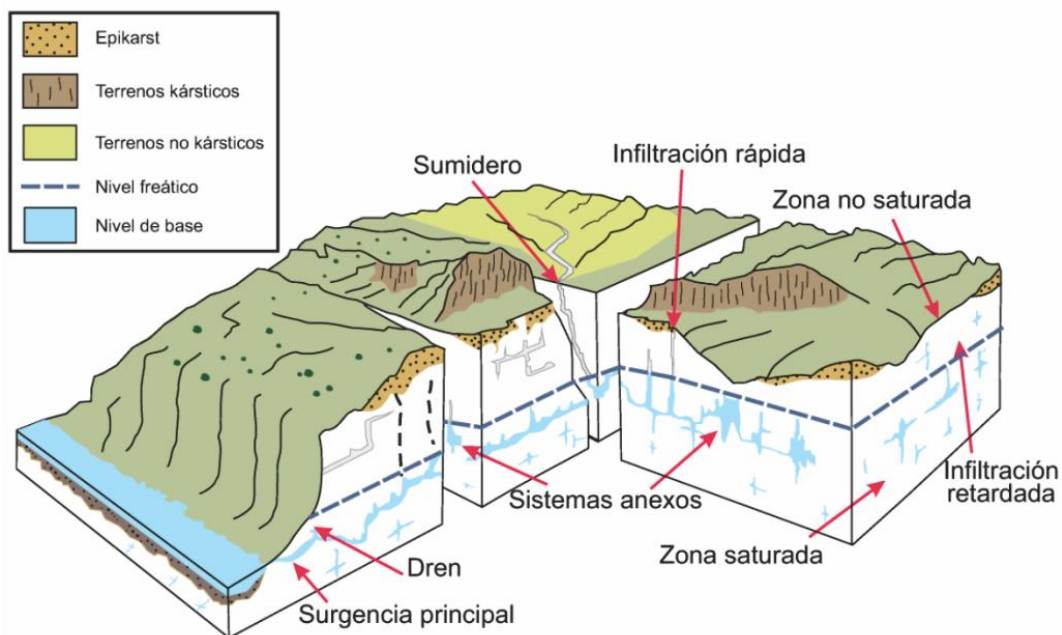


Fig. 1.1. Modelo conceptual de un aparato y sus sistemas anexos (Tomado de Pulido, A. 2014).

1.5.3.1. Exokarst.

Es la zona más favorable para desarrollar disolución, generación de conductos y otras formas kársticas donde la roca soluble está expuesta en la superficie o cubierta por el suelo (Palmer, 2007). Las formas superficiales varían desde tamaños y formas que van desde

surcos de disolución en la superficie rocosa, depresiones someras y profundas con formas circulares, hasta grandes torres de rocas aisladas vistas de grandes distancias (Weight et al., 2008). A continuación, se describen brevemente las principales estructuras típicas del relieve kárstico:

Valles kársticos: Tres distintivos tipos de valles pueden desarrollarse en el karst; valles secos, valles ciegos y poljes. En los valles secos, toda la descarga de la cuenca hidrográfica se pierde dentro de la subsuperficie; un valle ciego, ocurre cuando el agua es capaz de fluir a través del karst por una determinada distancia y finalmente termina en algún acantilado de roca soluble (Weight et al., 2008). Por otra parte, el polje proviene de idiomas eslavos y se hace referir a una superficie kárstica con fondo plano, delimitada por laderas y puede tener kilómetros de longitud, con características endorreicas. Puede ser un valle seco, tener un curso de agua o estar inundado de forma permanente o temporal. Ford y Williams (2007) proponen una clasificación que consta de tres básicos tipos de poljes (Fig. 1.2):

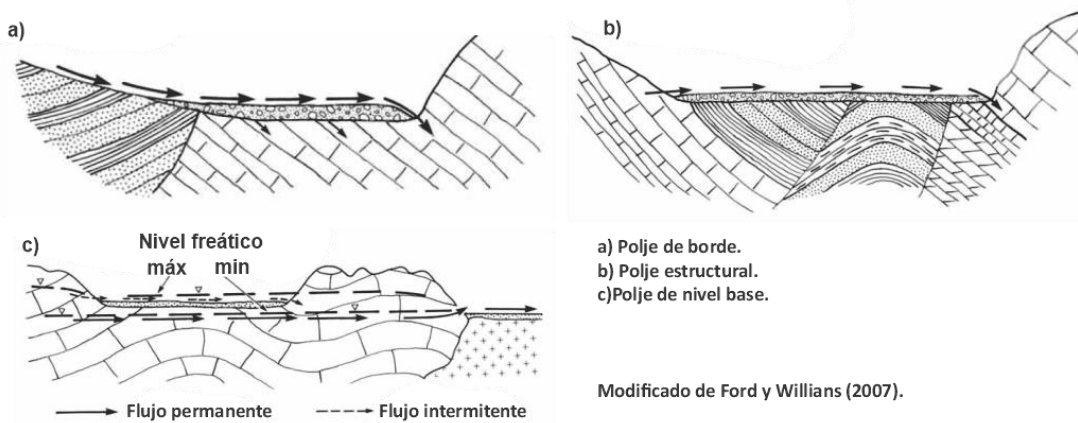


Fig. 1.2. Clasificación básica de los tipos de poljes propuesta por Ford y Williams (2007).

El polje de borde es delimitado por una entrada de agua que oscila, se desarrolla donde la zona del nivel freático fluctúa en rocas no kársticas y se extiende dentro de las calizas, garantizando que la actividad fluvial alógena se mantenga en la superficie (Fig. 1.2a); el polje estructural es una depresión asociada a un graben o a un fallamiento inverso que afecta a toda una columna estratigráfica. Su forma es una depresión alargada, aunque sus límites tectónicos pueden estar sujetos a modificaciones por una intensa disolución (Fig. 1.2b); el polje de nivel de base es generado por el dominio del nivel freático y la zona epifreática generando ventanas kársticas y valles debido a que no dependen de recargas alógenas ni

de algún control estructural, sino por recargas autigénicas que controlan el flujo base (Fig. 1.2c).

Sumideros o depresiones kársticas: en algunos terrenos kársticos son excesivamente abundantes y en algunos otros no son fáciles de observar. Una de las expresiones kársticas superficiales más reconocibles del drenaje interno y procesos de erosión son las dolinas (Beck, 2005). Las dolinas han sido clasificadas en diferentes tipos varias veces en la literatura como son Sweeting, (1972); Bogli, (1978) Jennings, (1985); White, (1988); Ford y Williams, (1989); Waltham, (2003); Beck, (2005); la clasificación de Waltham *et al.*, (2005), propone una división de seis tipos de dolinas (Fig. 1.3) diferenciadas por sus características genéticas descritas brevemente a continuación:

- a) Dolina de disolución: se origina por fuerza centrípeta del agua en zonas donde convergen dos fracturas (Fig. 1.3a).
- b) Dolina de colapso: Influyen la gravedad y la estratigrafía debido a que las galerías de un karst maduro generan colapsos que incluso alcanzan la superficie (Fig. 1.3b).
- c) Dolina de colapso de cubierta no kárstica: Similares a las de colapso (b) desarrolladas sobre un karst previamente desarrollado, la diferencia principal es que está cubierta por rocas insolubles (Fig. 1.3c).
- d) Dolina de colapso de capas no kársticas: Se forman en karst previamente desarrollado, cubiertas por capas de suelo cohesivo. El hundimiento se genera por el arrastre de suelo debido a la filtración de agua hacia los conductos kársticos (Fig. 1.3d).
- e) Dolina de sofusión o subsidencia: se forman en la cobertura no cohesiva del suelo, el agua de lluvia se filtra por el sedimento, llegando a los conductos kársticos previamente desarrollados (Fig. 1.3e).
- f) Dolina sepultada: Se desarrollan sobre una dolina, y debido a cambios ambientales fueron rellenados por sedimentos y residuos, la estructura es notable debido a la depresión generada por la compactación del relleno (Fig. 1.3f).

<p>Dolina de disolución (a)</p> 	<p>Proceso de formación: Roca huésped: Velocidad de formación:</p>	<p>Descenso de la superficie por disolución. Calizas, dolomías, yeso y sal. En relieves estables evolucionan a lo largo de >20,000 años.</p>
<p>Dolina de colapso (b)</p> 	<p>Proceso de formación: Roca huésped: Velocidad de formación:</p>	<p>Colapso del techo rocoso. Calizas, dolomías, yeso y basaltos. Son eventos raros y muy rápidos en cuevas viejas.</p>
<p>Dolina de colapso de cubierta no kárstica (c)</p> 	<p>Proceso de formación: Roca huésped: Velocidad de formación:</p>	<p>Colapso de la roca insoluble dentro de la cueva de la roca soluble. Cualquier roca que cubra a calizas, dolomías y yeso. Evento raros, evolucionan sobre >10,000 años.</p>
<p>Dolina de colapso de capas no kársticas (d)</p> 	<p>Proceso de formación: Roca huésped: Velocidad de formación:</p>	<p>Colapso de suelo dentro de fisuras dentro de la roca madre. Suelo cohesivo sobreyaciendo a calizas, dolomías y yeso. En minutos, relleno de fisuras en meses o años.</p>
<p>Dolina sofusión o subsidencia (e)</p> 	<p>Proceso de formación: Roca huésped: Velocidad de formación:</p>	<p>Descenso del suelo dentro de fisuras de la roca madre. Suelos no cohesivos sobre calizas, dolomías y yeso. En meses o años.</p>
<p>Dolina sepultada (f)</p> 	<p>Proceso de formación: Roca huésped: Velocidad de formación:</p>	<p>Dolina rellena de suelo. Depresión en calizas, dolomías, yeso y sal. En condiciones normales evolucionan a lo largo de >10,000 años.</p>

Modificado de Waltham *et al.*, (2005).

Fig. 1.3. Clasificación de los tipos de dolinas propuesta por Waltham *et al.*, (2005).

Las uvalas son otro tipo de depresión kárstica cerrada con un fondo accidentado, ondulado o plano dependiendo el tipo de dolinas, que por coalescencia de dos o más generan este tipo de estructuras.

Karren: Este término fue introducido por Eckert (1902), y es proveniente del vocablo alemán, también es comúnmente referido como lapiaz, proveniente del vocablo del latín, el cual tiene un significado de piedra. El término se refiere a la variedad de ranuras, fosas o canales esculpidos en las rocas kársticas controlados por el flujo turbulento del agua de tamaños pequeños hasta gran escala (Sweeting, 1972; Weight et al., 2008). El karren se desarrolla mejor en calizas masivas con estratos gruesos (White, 1988), por otra parte, factores como cantidad de precipitación, pendiente del afloramiento, tipo de basamento, textura de la roca y la presencia de cobertura vegetal (Sweeting, 1972). En la tabla 1.3 se describe de manera breve la clasificación de las formas tipo karren y los principales factores que lo forman de acuerdo con Gines *et al.*, (2009).

1.5.3.2. Epikarts.

Es la parte más superficial del karst (Fig. 1.4), es la interfase entre el suelo y la base rocosa, típicamente suele tener 10 m de profundidad (William, 1983). Su desarrollo depende de factores como las estructuras presentes en las rocas, litología, clima, cobertura vegetal, y la profundidad de circulación del agua subterránea. La parte superior es dominada por infiltración vertical desde la superficie kárstica, a profundidad este movimiento vertical decrece debido a que las aberturas se estrechan y se vuelven menos abundantes. El patrón del flujo del agua se convierte lateral, concentrándose cada vez más agrandando y generando conductos (Klimchouk, 2004). Un limitado drenaje vertical causa un retroceso en el flujo del agua a través de los sistemas de flujo de agua subterránea, ocasionando un almacenamiento temporal de algunos hasta pocos meses (Williams, 1983). Sin embargo, como existe un gran número de poros verticales y su capacidad de transmitir agua aumenta progresivamente con el tiempo, entonces, la habilidad del epikarst de retener agua disminuye al aumentar más la porosidad (Klimchouk, 2004). Aley (1997) categorizó el epikarst en tres tipos de acuerdo con su capacidad de almacenamiento, los cuales son:

Tabla. 1.3. Tipos de formas tipo karren a diferentes escalas (Tomado y modificado de Gines et al., 2009).

Agentes de disolución	Formas tipo Karren								Sinónimos
Biokarstico	Borings o Perforaciones								
Mojado		Microcanales irregulares generados por agua ácida	Rainpits	Rallenkarren	Canales de disolución				Rillensteine
Películas de agua diminutas									Pozos de disolución
Lavado de tormenta									Estrias de disolución
Lluvia directa									Rinnenkarren
Flujo de agua canalizado					Canales de decantación	Canales meándricos	Wallkarren o Karren de pared	Wandkarren	
Agua estancada				Kamenitza				Meanderkarren	
								Solution pans o cauelas de disolución	
Flujo de agua de lavado en láminas		Patrones de desague	Solution ripples o ondulaciones de disolución	Tritkarren				Ausgleichflachen	
									Heelsteps o hueyas de talón
Fusión de la Nieve				Trichterkarren				Funnel karren o karren de embudo	
				Bordes afilados				Bordes dentados	
					Canales de decantación	Canales meándricos		Meanderkarren	
Fusion del hielo							Canales meándricos		
Infiltración					Grikes			Kluftkarren	
Percolación del agua del suelo				Smooth superficies o Superficies lisas	Roundkarren			Rounded runnels o canales redondeados	
				Tubos de subsuelo				Bodened runnel, karren subcutáneo	
Procesos Complejos				Huecos de subsuelo	Cortadores	Canales socabados		Hohlkarren o karren hueco	
					Clints			Flachkarren o karren de piso	
					Dolinas		Uvalas, Poljes	Spitzkarren y karrenfeld o campos de karren	
							Tiankeng		
					Pináculos		Pináculos de campos kársticos		
				Cockpits			Caliza pavimentaria		
					Fengcong y Fengling		Bosque de rocas		
						Fengcong y Fengling	Karst detenido		
Tamaño	0-1 mm	1 mm-1 cm	1-10 cm	10 cm - 1 m	1 - 10 m	10 - 100 m	100 m - 1 km	> 1 km	Lapiaz

- Epikarst de drenaje rápido: Desarrollado en elevaciones altas con rocas altamente solubles, una despreciable infiltración de sedimentos, un bajo almacenamiento y es saturado por pequeños periodos de tiempo, especialmente después de tormentas.
- Epikarst saturado estacionalmente: Su desarrollo es en relieves moderados donde la solubilidad de la roca da como resultado en la generación de un espesor considerable de suelo como residuo, en elevaciones mayores a los arroyos locales perenes. El agua es típicamente almacenada estacionalmente y después de grandes eventos de precipitación duran de semanas a meses.
- Epikarst perene: Ocurren en lugares de topografía baja a moderada lo largo de arroyos perenes y son mayormente saturados.

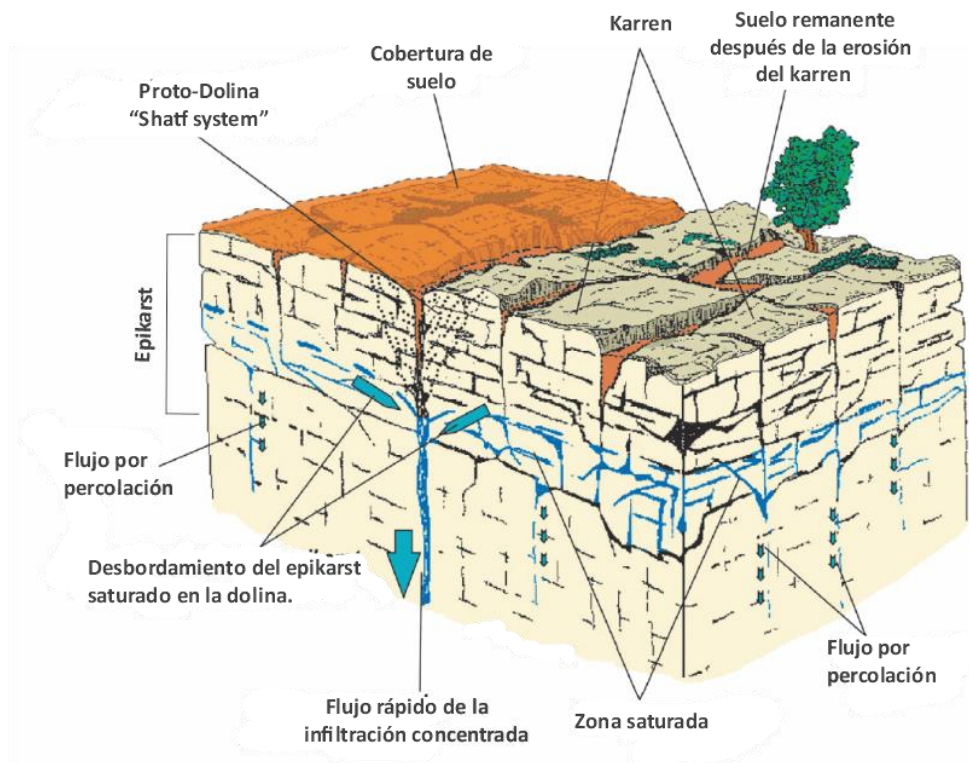


Fig. 1.4. Modelo conceptual del epikarst en estado joven, esquematiza el desarrollo de una dolina (Tomada y modificado de [Bakalowicz, 2013](#)).

El papel principal del epikarst es fungir como una interfase entre la atmósfera, biósfera y el agua subterránea en un terreno kárstico, su desarrollo depende principalmente de la existencia de suelo el cual aporta grandes cantidades de CO_2 al agua infiltrada, así como, los procesos de evolución y desintegración de la materia, el suelo amortigua y retiene el flujo de agua antes de incorporarse al sistema de flujos subterráneos ([Bakalowicz, 2013](#)).

Manantiales kársticos: Son sitios donde el agua subterránea aparece en la superficie, algunos de los manantiales más grandes en el mundo son de origen kárstico, proporcionan cantidades substanciales de agua para el consumo humano y múltiples servicios (Weight et al., 2008). White (2002), reconoce dos grandes tipos de manantiales kársticos, flujo por conducto y flujo difuso, sugiriendo que el tipo de flujo dentro del acuífero es controlado por las características químicas de los manantiales y usando la variación estadística en la dureza del agua, por ejemplo, se distinguen entre los dos tipos. El flujo por conducto descarga a partir de rocas fracturadas, presenta una dureza constante con una variación del 5 %, mostrando una caracterización química casi constante, es independiente de la temporada de lluvia. Esta descarga a partir de muchas fracturas en áreas de alta y son característicos de ser flujos discretos, con flujos lentos que pueden tomar meses viajar pequeñas distancias; El flujo por conducto es originado a partir de la recarga concentrada en los sumideros de la superficie kárstica, son flujos rápidos (hasta 1.6 km/día) y turbulentos con una baja dureza, pero muy variable en rangos del 10 al 20 % en ocasiones más.

1.5.3.3. Endokarst.

Es la parte interna del sistema el cual puede variar ampliamente dependiendo los flujos de agua que contiene. Klimochouk (2004) define tres tipos principales:

El karst **eogenético** (término referido a la secuencia de eventos de disolución y cementación que ocurren durante la diagénesis subaérea de rocas calizas jóvenes) se genera en condiciones de zonas costeras entre los trópicos y el ecuador donde existen rocas del Cenozoico, son características de tener altas porosidades efectivas; El karst **hipogenético** o **hipogénico** es la formación de cuevas ocasionada por la recarga ascendente proveniente de formación subyacentes solubles, impulsada por la presión hidrostática u otras fuentes de energía independientes de la recarga de la superficie. Estos aportes pueden venir de acuíferos confinados, agua connata, sistemas hidrotermales o formaciones geológicas al momento de la diagénesis o deformación; El karst **epigenético** es originado a partir de agua meteórica que alimenta a los acuíferos libres, tienen una zona de absorción dispersa y puntual ubicada en el exokarst, zonas de circulación libre o en la parte confinada del endokarst y zonas de surgencia.

Estos sistemas presentan una evolución que está sujeta a condiciones de estiaje y recarga del acuífero, así como las variaciones litológicas y estructurales, donde el agua que genera los conductos tiene un estado o nivel inicial el cual migra a niveles inferiores de manera continua en cavidades preexistentes o por migración del nivel freático o fluctuaciones de este (Gabrovšek et al., 2014).

Como rasgo característico los sistemas epigenéticos muestran un arreglo espacial desde decenas hasta cientos de metros de profundidad de meso y micro conductos desarrollados en tres principales horizontes (Ford y Williams, 2007):

- Zona no saturada: Considera lo que es el epikarst hasta el nivel freático, es distinguida por presentar conductos o cañones donde el agua es dirigida por gravedad y continúa expandiendo los cañones de manera similar como ocurre con las corrientes superficiales llegando a generar galerías incisivas que alcanzan hasta los 100 m de profundidad.
- Zona epifreática o de fluctuación: es aquel que se alberga en el límite entre temporadas de estiaje y de máxima inundación, inunda conductos que permanecen secos por largos periodos, lo que conlleva a un desarrollo de conductos freáticos, pero con variaciones rápidas de los niveles del agua.
- La zona freática o saturada: Localizado desde el nivel del agua y profundiza hasta una zona poco permeable del acuífero, se encuentra saturada y su característica principal es exhibir conductos freáticos o tubos con disolución a presión con formas similares a tubos horizontales semicirculares y elipsoidales.

Las meso y microformas son conductos producidos por la acción de diferentes agentes como el agua, el clima, geología, temperatura, presión hidráulica, agresividad del agua, contenido de sedimentos en conductos los cuales actúan bajo múltiples restricciones para producir facies espeleogenéticas las cuales reflejan los momentos de mayor y menor actividad, apoyando a comprender la historia y evolución de una cueva. Estos agentes operan principalmente en la zona no saturada y saturada, lo que hace difícil la distinción de una facie espeleogenética en especial, es por esto por lo que sus características son separadas en mesoformas las cuales proporcionan información de cómo se formó el

conducto, por otra parte, las microformas, proporcionan información de la modificación de procesos que actuaron subsecuentemente a la formación del pasaje o conducto principal (Lauritzen y Lundberg, 2000).

1.5.3.4. Karst como zona de recarga.

En un verdadero paisaje kárstico no existe escorrentía superficial, toda el agua circula a través de conductos en el subsuelo, debido a una infiltración inmediata del agua de lluvia recargando acuíferos. Cuatro términos son usualmente utilizados en la literatura kárstica para describir la recarga, es alogénica, autogénica, difusa y recarga concentrada; la recarga alogénica es referida al agua que fluye de manera adyacente en áreas no kársticas hacia el paisaje kárstico y se hunde al subsuelo en zonas donde la roca ha sido disuelta; la recarga autogénica es definida como la infiltración suministrada por la precipitación que cae de manera directa sobre el paisaje kárstico y entra a la subsuperficie a través de pequeñas aberturas en la roca y se extiende por toda la zona kárstica; La recarga difusa, se refiere al agua que entra en la subsuperficie a través de pequeñas aperturas en la roca a menor volumen de flujo; La recarga concentrada entra en el subsuelo, pero a través de aberturas más grandes y tiene un mayor volumen de flujo. La recarga difusa y concentrada son los extremos máximos de un karst continuo y de la mayoría de los ambientes kársticos que presentan ambos tipos de recarga (Weight et al., 2008).

Otros autores han adicionado otros términos para tratar de comprender la recarga en el karst, por ejemplo, Gunn (1985) introdujo cuatro términos: recarga autogénica difusa, autogénica concentrada, alogénica difusa y autogénica concentrada; Ewers (1992), adicionó dos términos: flujo rápido, usado para describir el relativo movimiento rápido del agua en la subsuperficie, y la recarga por filtración de movimiento lento. Todos estos términos han sido introducidos para tratar de entender las formas de recarga en terrenos kársticos (Weight et al., 2008).

1.5.4. Sitios Ramsar.

La convención Ramsar sobre los humedales es el acuerdo intergubernamental más largo establecido en tiempos modernos, este texto con título “Convención sobre humedales de especial importancia internacional especialmente como hábitat de aves acuáticas” fue abierto para firma en el poblado de Ramsar, perteneciente a la República Islámica de Irán el 2 de febrero de 1971. Este documento posteriormente fue modificado por el protocolo de París de 1982 y las modificaciones de Regina, Canadá de 1987. Cabe resaltar que la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, Ciencia y Tecnología (UNESCO por sus siglas en inglés) actúa como depositario legal de la convención. La convención fue desarrollada para garantizar la conservación de los humedales, su flora y fauna, como una respuesta al incremento de preocupaciones por la aceleración de la conversión, destrucción de humedales y el impacto que causa a las personas y a la biodiversidad. Su principal objetivo fue frenar la invasión y la pérdida progresiva de los humedales en la actualidad y en un futuro (Davison, 2018). La misión de la convención es establecer un plan estratégico para la conservación y uso inteligente durante un periodo de 2016 al 2024 mediante acciones con cooperaciones locales, nacionales, e internacionales. Dicha estrategia reconoce que esta misión es vital para estos ecosistemas, y especialmente relacionarlos con el agua que estos brindan a la población y medio ambiente a través de su infraestructura natural (Convención Ramsar, 2015). La convención es implementada bajo tres pilares que soportan este plan estratégico: el uso inteligente, su designación y gestión de todos los humedales de importancia internacional (Sitios Ramsar); cooperación internacional incluso en los humedales y cuencas compartidos, así como, poblaciones de aves acuáticas migratorias (Convención Ramsar, 2012). Durante el 2005 el término uso inteligente fue redefinido como “el mantenimiento de sus características ecológicas, obtenido a través de la implementación de un enfoque basado en el contexto de desarrollo sustentable”. Tomando en cuenta, el carácter ecológico de los humedales y la combinación de componentes, procesos, servicios y beneficios que caracterizan a un humedal en un momento dado (Finlayson et al., 2011).

1.5.5. Humedales dependientes de aguas subterráneas.

El agua de los acuíferos guarda una importante relación con el agua de los cuerpos superficiales, pueden descargar en manantiales, cursos de agua superficial, zonas costeras y humedales. Estos últimos dependen total o parcialmente de los flujos provenientes de aguas subterráneas y los aportes superficiales son mayormente de origen subterráneo, así como de la vegetación circundante a estos (Custodio E., 2001). Pueden encontrarse humedales en una gran variedad de circunstancias; a lo largo de valles fluviales, en el centro de depresiones tectónicas, en áreas deltaicas y donde los piedemontes pasan a llanuras de baja permeabilidad (Custodio E., 2001). En general los humedales son ecosistemas de transición de aguas subterráneas a superficiales, áreas ricas en flora y fauna, con elevada diversidad de especies (Brinson, 1993; Custodio E., 2001). Sin embargo, estos deben tener uno o más de los siguientes tres atributos; el suelo o estrato debe estar saturado de manera temporal o permanente; presentar una lámina de agua poco profunda, próxima a la superficie ya sea permanente o temporal; y al menos temporalmente, el terreno debe mantener predominantemente una vegetación hidrófila (Mitsch y Gosselink, 2000). En estos ecosistemas el nivel freático y la franja capilar yacen sobre o muy cerca de la superficie de la tierra de manera visible y es el suministro dominante o único para sostener la funcionalidad del sistema. Muchos humedales presentan una conexión continua o estacional con el agua subterránea, estos ambientes pueden ser alimentados por sistemas kársticos, acuíferos fracturados, ambientes de sedimentos saturados, zonas hiporreicas de ríos y planicies de inundación o ambientes costeros (Custodio E., 2001).

El agua subterránea que abastece a humedales corresponde a flujos locales, intermedios y regionales (Tóth, 1970; 2009; Custodio y Llamas, 1983; Carrillo-Rivera y Cardona, 2012), para comprender esto es necesario asimilar el efecto denominado “desarrollo hidrogeológico” (Fig. 1.5) en el sistema de flujos subterráneos (Tóth, 1970), en donde los efectos de la topografía, geología y clima convergen para organizar líneas de movimiento en espacio y forma. El agua de lluvia usualmente entra a la superficie de la tierra en la zona de recarga donde el movimiento descendiente es constante hasta alcanzar el nivel freático, posteriormente el movimiento es lateral en la zona de tránsito y eventualmente el

movimiento lateral será ascendente hacia zonas de descarga (Fig. 1.5). Este viaje del agua le proporciona una serie de propiedades físicas y químicas, que revelan su particular dirección y funcionamiento, el nivel del agua en la zona de recarga es profundo, mientras que en la zona de descarga es somera, exhiben otras características distintivas como son la temperatura, esta es fría en la zona de recarga y caliente en la zona de descarga; condiciones químicas contrastantes, altos valores de oxígeno disuelto (OD), bajos valores de Eh y pH en la zona de recarga, y en la zona de descarga se observan valores bajos de OD y Eh así como un alto valor de pH (Carrillo-Rivera y Cardona, 2012). Los flujos locales se encuentran en zonas con un relieve pronunciado o cercano a la zona de descarga, el agua en los flujos intermedios y regionales recorre distancias largas y a menudo descargan en ríos y océanos, además pueden llegar a ser mineralizados o salinos (Sophocleous, 2002; Custodio E., 2010).

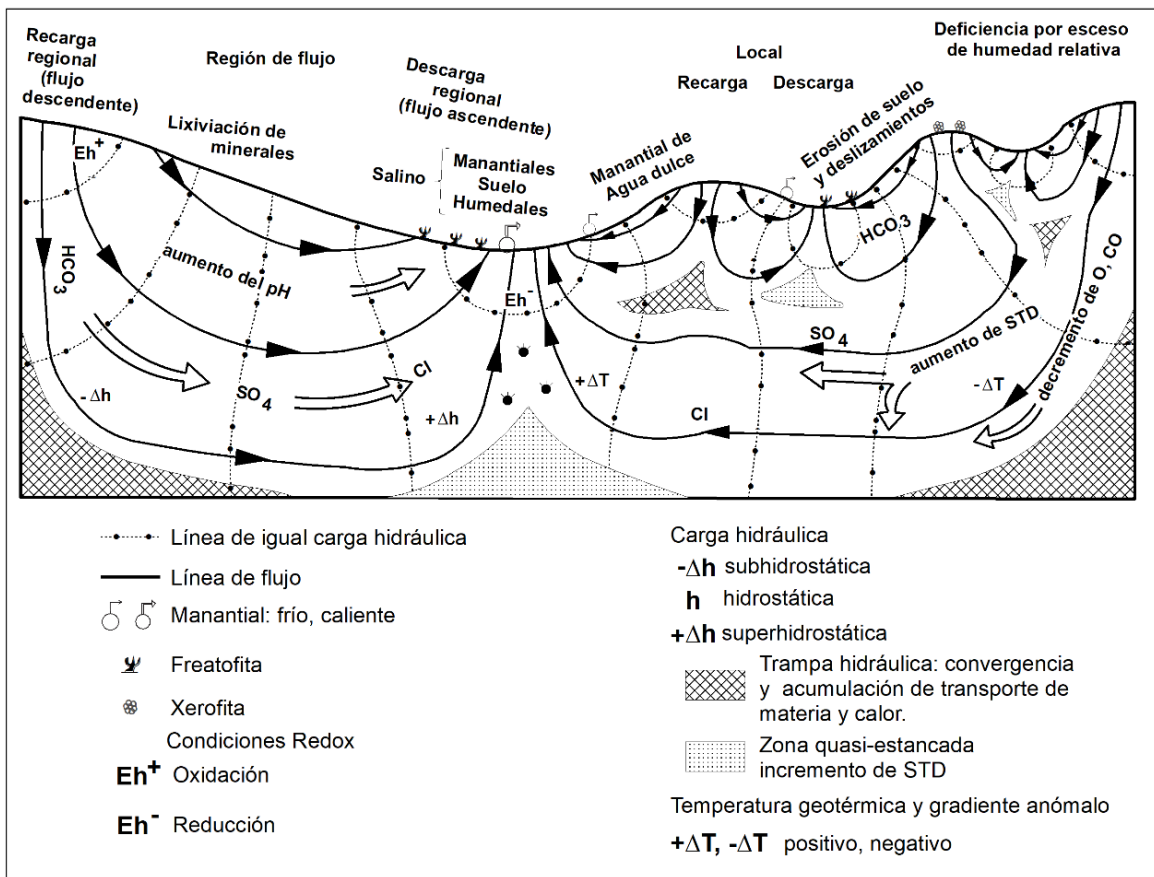


Fig. 1.5. Sistema de flujos gravitacionales del agua subterránea, esquematizando los controles de las zonas de recarga-transito-descarga, así como, el flujo local, intermedio y regional (Adaptada de Toth, 1999).

Aquí el término agua subterránea se refiere a sedimentos no consolidados y estratos rocosos saturados debajo de la superficie que interactúan con algún humedal (Nield, 1990). Esta interacción de agua subterránea y los humedales no es limitada a la descarga o entrada del sistema del humedal, interactúa con agua subterránea subyacentes y circundantes a través de la recarga y descarga, ya sea simultaneo o dinámicamente dependiente de la conexión estacional con el nivel freático (Froend et al., 2018).

La precisa naturaleza de la interacción del agua subterránea y los humedales dependerá de las condiciones hidrogeológicas locales, la extensión de la interacción dependerá de la permeabilidad de cualquier roca o sedimento que se encuentren entre el humedal y el acuífero. En muchos otros casos los humedales y el acuífero son separados hidrológicamente por un acuicludo y el intercambio o mezcla de aguas no sucede. Por el contrario, en sitios donde no existe una capa confinante o impermeable, el acuífero es llamado libre, en este caso el acuífero y los humedales están en contacto directo, por lo tanto, el grado de interacción es grande (Convención Ramsar, 2010).

Durante la Convención Ramsar del 2010, en un acercamiento a identificar los tipos de humedales dependientes de aguas subterráneas se estableció un esquema clasificación en el cual se designa una fuente del agua (Tabla 1.4). Otra clasificación fue propuesta por Richardson et al., (2011), reconoce tres tipos de ecosistemas dependientes de aguas subterráneas: el tipo uno corresponde a acuíferos y cuevas, los cuales proporcionan hábitats únicos, incluyendo sistemas de acuíferos kársticos, fracturados y de sedimentos saturados; el segundo tipo corresponde expresiones superficiales de aguas subterráneas incluye a los humedales, lagos, manantiales, flujo base en ríos, áreas costeras y estuarios; el tercer tipo son ecosistemas que dependen de agua subterránea en el subsuelo.

1.5.6. Agricultura y humedales.

La agricultura es el principal impulsor de la pérdida y degradación de los humedales (Evaluación de ecosistemas del milenio, 2005a), sin embargo, la agricultura desarrollada a partir de humedales es el mayor contribuidor al bienestar humano en todo el mundo, su contribución es decisiva en los medios de subsistencia, reducción de pobreza y adaptación al cambio climático especialmente en ciudades desarrolladas. La significancia de la agricultura en el ciclo hidrológico está indicada por la escala global de extracciones de agua, la producción de comida y otros productos toma el 70 % de las extracciones de agua subterránea y superficial. Entonces el juego de la agricultura en el ciclo hidrológico si es significativo y esta presión aumentará conforme incrementa el crecimiento demográfico y económico, los cuales han sido el mayor impulsor en la transformación de humedales inducido predominantemente por el hombre (Everard y Wood, 2018).

Tabla. 1.4. Tipos de panoramas de humedales y subtipos hidrológicos (Tomada de Horwitz et al., 2008).

Panorama de humedales	Subtipo basado en el mecanismo de transferencia de agua
En tierras altas y planas	Por escurrimiento de zonas altas
De ladera	Por agua superficial Por agua superficial y subterránea Por agua subterránea
De fondo de valle	Por agua superficial Por agua superficial y subterránea Por agua subterránea
Subterráneos	Por agua subterránea
En depresiones	Por agua superficial Por agua superficial y subterránea Por agua subterránea
En tierras bajas y llanas	Por escurrimiento de zonas bajas
Zonas costeras	Por agua superficial Por agua superficial y subterránea Por agua subterránea

Una de las principales actividades agrícolas en la región de la Huasteca Potosina, es el cultivo de caña introducido desde la llegada de los españoles a México y hasta la fecha sigue destacando por su alta superficie cultivada, se planta el 9.2 % del total nacional. Siendo destinada principalmente para obtener sus derivados “azúcar o sacarosa”, abasteciendo principalmente a cuatro ingenios azucareros (Alianza Popular, Plan de San Luis, Plan de Ayala y San Miguel del Naranjo), los cuales tienen la necesidad de incrementar el

rendimiento del cultivo. La región productora de azúcar en la región Huasteca de San Luis Potosí es constituida por 24 municipios; 14 son productores de piloncillo (Axtla de Terrazas, Matlapa, Tamazunchale, Tampacán, San Martín Chalchicuatla, Tampamolón Corona, Coxcatlán, Huehuetlán, Tancanhuitz de Santos, Xilitla, San Antonio, Tanquián de Escobedo, Ebano y solo siete con para abastecer la agroindustria azucarera: Aquismón, Ciudad de Maíz, Ciudad Valles, el Naranjo, Tanlajás, Tamuín y Tamasopo. El cultivo de la caña requiere agua en la cantidad y forma oportuna para alcanzar una buena producción. Necesita un previo riego de hasta dos meses antes de la cosecha, la cual se desarrolla entre los 6 y 12 meses para asegurar su calidad de la caña, así mismo, se lleva a cabo un análisis foliar, control de malezas y aplicación de fertilizantes. La faena de recolección se lleva ejecuta entre los 11 y 16 meses de la plantación, en otras palabras, cuando los tallos dejan de crecer, las hojas se marchitan, caen y la corteza de la capa se vuelve quebradiza, posterior se quema para eliminar malezas y permitir un buen corte de caña. (Hernández, C. E. A., et al., 2018).

2. Descripción del sitio Ramsar Ciénega de Cabezas.

2.1. Ubicación del área de estudio.

El humedal Ciénega de Cabezas (También denominado Ciénega de Tamasopo, en la ficha oficial Ramsar) geográficamente se localiza en las coordenadas 21°50'N, 099°18'W, al sureste del municipio de Tamasopo aproximadamente a 15 km de distancia del poblado que recibe el mismo nombre, y a 40 km al suroeste de Cd. Valles, dentro del estado de San Luis Potosí (Fig. 2.1a y b). Este sitio Ramsar tiene una orientación de flujo preferencial casi nortesur, con una longitud de aproximadamente 12 km, un ancho que oscila entre 0.5 a 3 km y ocupa un área de aproximadamente 13.65 km², tiene como límites a los ejidos de Cabezas, La Esperanza, Capuchinas, 20 de noviembre, Emiliano Zapata, El Trigo, EL Saucillo y San José el Viejo de acuerdo con la cartografía del INEGI (Fig.2.1c).

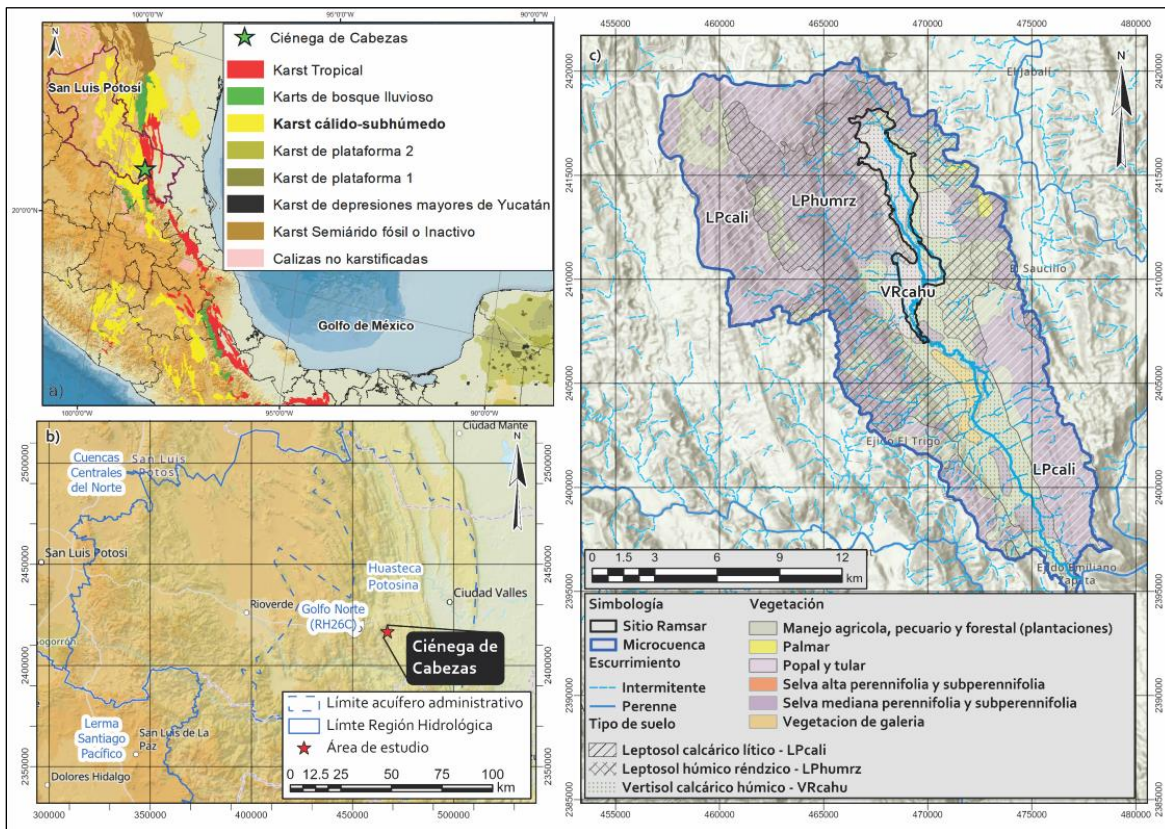


Fig. 2.1. a) Mapa de zonas kársticas en México (Espinasa-Ramón, 2007), obtenido de la base de datos del CENAPRED (<http://www.atlasnacionalderiesgos.gob.mx/app/karst.php>). b) Ubicación dentro de las regiones Hidrológicas y acuífero administrativo (CONAGUA). c) Microcuenca Ciénega de Cabezas, mostrando el tipo de suelo y vegetación (Datos del portal web de CONABIO).

2.2. Clima.

Las formas kársticas en México (aproximadamente 20% del territorio nacional) se clasifican de manera climática (Espinasa-Pereña, 1990a; 1990b; 2007). El humedal CC se ubica un karst tropical dentro de la Sierra Madre Oriental (Fig. 2.1a), en donde las sierras frontales que convergen hacia el Golfo de México presentan un karst tropical, a mayores elevaciones las crestas de las sierras presentan un desarrollo kárstico de bosque tropical. Una vez pasando el parteaguas y en su sombra pluvial prevalece un karst de tipo subhúmedo, disminuyendo las depresiones kársticas progresivamente hacia el noroeste, donde prevalecen condiciones subáridas y una menor proporción de afloramientos calcáreos (Espinasa-Pereña, 1990a; 1990b; 2007).

De acuerdo con la clasificación climática de Köppen, en el área de estudio persiste el clima cálido tropical (A), lo que respecta a la modificación de García, E., (2004) el sitio es representado por un clima de tipo Aw (m)(w), el cuál es descrito por ser cálido subhúmedo con altas lluvias en verano.

Con registros estacionales disponibles en el portal de la CONAGUA se elaboró un análisis climatológico con la información de las estaciones (Anexo 1): Gallinas (24031), Agua Buena (24001), 20 de noviembre (24137), Tamapatz (24082), San Antonio de Guayabos (24063) y Rayón (24060), para un periodo que comprende los años 1990-2021. Los resultados arrojaron una precipitación media anual de 1523 mm/año, evidentemente el mes de septiembre es el que destaca con los valores de mayor magnitud (300 mm), y los meses de mayor estiaje son diciembre, enero, febrero y marzo con valores menores a los 40 mm (Fig. 2.2). Por otra parte, la temperatura media anual calculada fue de 24°C, siendo los meses de mayo y abril los que registran las temperaturas mayores por encima de los 27°C, con respecto a los meses más fríos, enero registra temperaturas menores a los 18 °C (Fig. 2.2).

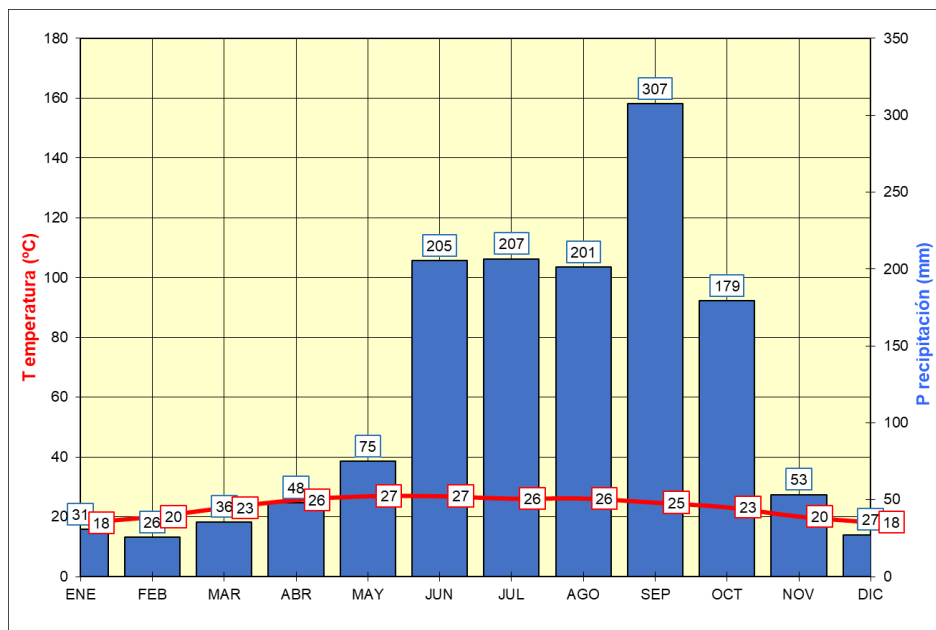


Fig. 2.2. Histograma del clima de la microcuenca Ciénega de Cabezas para el periodo 1990-2021.

2.3. Vegetación y Fauna.

La vegetación originaria del área de estudio es selva baja caducifolia en la periferia del humedal con vegetación acuática dentro de este. El humedal puede catalogarse como de origen palustre, y como un lago permanente de agua dulce debido su carácter léntico. Sin embargo, los impactos generados principalmente por la explotación agropecuaria y ganadera han causado que la flora nativa haya disminuido considerablemente, actualmente lo que predomina es la selva mediana perennifolia y subperennifolia como mayor cubierta, selva alta perennifolia y subperennifolia, desarrollados principalmente sobre calizas en suelos someros o profundos con materia orgánica abundante. El estrato herbáceo es compuesto por pastizales naturales e inducidos, alternados con áreas de cultivo de temporal y riego. Las porciones de terrenos palmares funcionan como agostaderos de ganado y en menor proporción popal y tular (Fig. 2.1c), (<http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/>). De acuerdo con la NOM-059-SEMARNAT-2001, el sitio alberga especies de flora de importancia ecológica como lo es el tule y los nenúfares, ambos considerados en la categoría Pr “sujeta a protección especial”.

Muchas especies de fauna que habitan en el humedal se encuentran identificadas dentro del listado en alguna categoría de riesgo de la NOM-059-SEMARNAT-2001, como lo es la iguana negra (*Ctenosaura pectinata*) considerada especie amenazada, la tortuga casquito

(*Kinosternon integrum*) en la categoría de especie en protección especial, el cincuate (*Pituophis deppei*) y el vireo (*Vireo griseus*) especies amenazadas. Las especies como son el cocodrilo de pantano (*Cocodylus moreletii*), la boa mazacuata (*Boa constrictor*), el pato altiplanero (*Anas diazi*), el loro cabeza blanca (*Pionus senilis*) y el cacomixtle (*Bassariscus astutus*) son de importancia internacional reconocidos en la misma NOM como especies sujetas a protección especial. Así mismo, el humedal es un importante sitio para aves acuáticas migratorias (*Anas clypeata*, *A. strepera*, *A. americana*), y como sitio de reproducción del cocodrilos y aves acuáticas residentes y migratorias

2.4. Uso de suelo y Edafología.

Dentro de la microcuenca únicamente se reconocen al menos tres principales grupos de uso de suelo: Suelo natural, es donde no se realiza ningún tipo de actividad agropecuaria o de algún otro tipo de actividad económica importante; Suelo de uso pecuario y de uso agrícola, en estos el hombre ha removido a conveniencia la vegetación originaria y manipulado los recursos para un sistema de aprovechamiento (INEGI, 2015).

Por otra parte, de acuerdo con información disponible en el portal web (http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/?vns=gis_root/usv/inegi/usv250s5ugw) de la CONABIO, se encuentran los siguientes grupos de suelos presentes en la microcuenca (Fig. 2.1c), homologados en la tabla 2.1 con la Base Referencial Mundial del Recurso Suelo (WRB, 1999):

Tabla. 2.1. Grupo de suelos identificados en el área de estudio.

Suelo principal	Suelo secundario	Clase textural
Leptosol calcárico lítico	Vertisol crómico lítico	3
Leptosol húmico réndzico	Vertisol húmico lítico	2
Vertisol calcárico húmico	Phaeozem húmico vértico	3

2.5. Fisiografía.

El área de estudio fisiográficamente queda comprendida en la porción sur de la provincia Sierra Madre Oriental (SMO) (Fig. 2.3) de acuerdo con la clasificación propuesta por Raisz, (1964,). Abarca desde la frontera norte del país hasta topar al sur con el Eje Neovolcánico, es constituida principalmente por un conjunto de sierras menores de estratos plegados, correspondientes a rocas sedimentarias del Cretácico al Terciario. La provincia comprende el 57.08 % de la superficie total del estado de San Luis Potosí (INEGI, 2002). Está provincia

contiene cuatro subregiones, dentro de las cuales el área se localiza en el denominado Karso Huasteco, su extensión abarca las inmediaciones de Rioverde y Ciudad del maíz en San Luis Potosí y hasta las inmediaciones de Teziutlán, Puebla (Fig. 2.3). Presenta, por un lado, un fuerte grado de disección, con un alto desarrollo de cañones por la circulación de grandes ríos (e.j. Tambaón) y, por otra parte, rasgos propiamente de tipo kársticos en el resto de toda la provincia, debido a la dominancia de rocas carbonatadas que exhiben una serie de sumideros (INEGI, 2002).

2.6. Hidrografía.

Hidrológicamente pertenece a la Cuenca del Río Tamaín, la cual forma parte de la región hidrográfica del río Panuco (RH26C) (Fig. 2.1b) y subcuenca de Río Gallinas. Cubre el 43.38% de la superficie estatal, drenando las aguas a través de los ríos Verde, Santa María, Tambaón (Tamaín) y Moctezuma hacia el río Pánuco para finalmente verter sus aguas al Golfo de México. Se localiza justo en el centro del acuífero administrativo llamado “Huasteca Potosina” perteneciente a la Región Hidrológico-administrativa IX Golfo Norte (Fig. 2.1b).

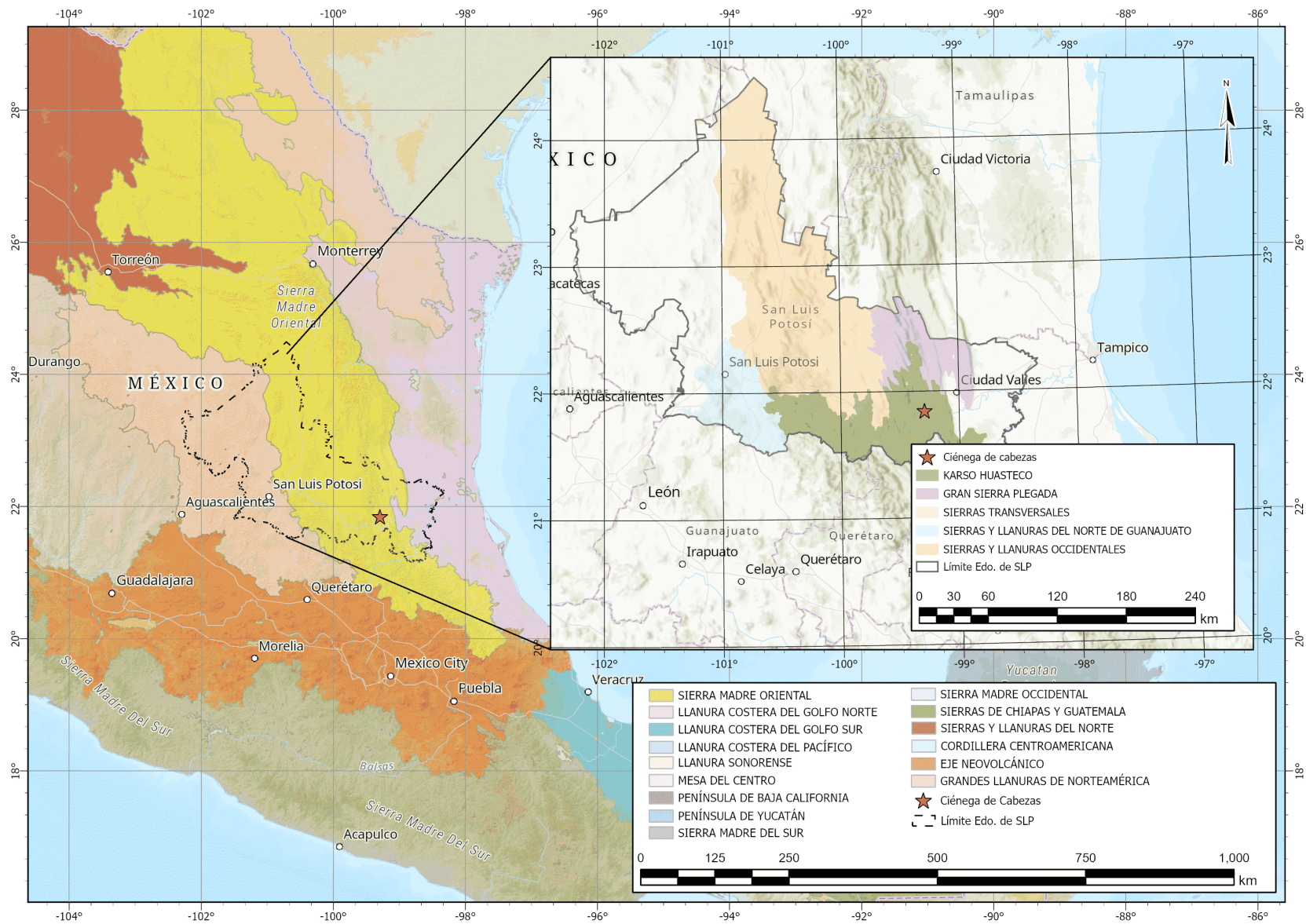


Fig. 2.3. Mapa de provincias fisiográficas (adaptado de Raíz, 1964) y subprovincias fisiográficas de la provincia SMO.

2.7. Geomorfología.

En la región donde se localiza el área de estudio la mayor predominancia es de rocas sedimentarias marinas, por lo que los paisajes más habituales corresponden a manifestaciones kársticas, debido a las múltiples etapas de deformación y relajación post-orogénica, se ha desarrollado un karst de maduro a super maduro donde las depresiones kársticas de mayor cobertura son poljes. La zona donde se desarrolla el sitio Ramsar es conformada por un valle kárstico de forma elongada, corresponde a un polje de tipo estructural siendo esta la estructura mayor en la zona (Fig. 2.4). Tiene una orientación NO-SE con un área de 163.5 km², una longitud de 30 km, de ancho alcanza hasta los 3 km como mínima y máximo de hasta 8 km. El fondo del valle es plano con elevaciones inferiores a 280 msnm aproximadamente. Es rodeado por cerros y lomeríos que alcanzan hasta los 900 msnm, donde las geoformas dominantes son cientos de dolinas, úvalas, poljes menores, incluso dentro de los poljes de mayor dimensión existe desarrollo principalmente de dolinas de sofusión o subsidencia (Fig. 2.8).

2.7.1. Rasgos morfológicos de la microcuenca.

En un intento de reconocer las características kársticas de la zona de estudio, se realizaron múltiples análisis para poder determinar todos los rasgos morfológicos que no son apreciables observando un mapa topográfico, arrojando información certera sobre los procesos endógenos y exógenos que afectan el área.

2.7.1.1. Rugosidad.

De acuerdo con la distribución de las unidades litológicas predominantes en la región los resultados obtenidos de rugosidad fueron divididos en tres principales intervalos, zonas suaves, rugosas y ásperas (Fig. 2.5). Nos indican la variación de la pendiente por unidad de área reclasificados, usando valores bajos, medios y altos relacionándolos entre sí.

Las zonas suaves son localizadas en el centro de las estructuras kársticas mayores, principalmente sobre las formas semicirculares, elipsoidales y amorfas, son asociados con depósitos aluviales del Cuaternario. Por otra parte, las zonas rugosas están mayormente distribuidas en la porción noroeste, asociada con las mayores altitudes y el área de esta zona coincide con los afloramientos de las unidades de la Formación Tamasopo, con mayor

contenido de estructuras y formas kársticas. El último intervalo, la zona áspera es principalmente distribuida en la porción sureste, completamente coincide con la distribución de la Formación El Abra, en el resto del mapa coincide con afloramientos de la Formación Cárdenas, así como, en los bordes de las estructuras kársticas y evidenciando los principales lineamientos de las estructuras geológicas mayoritarias (Fig. 2.5).

2.7.1.2. Inclinación del terreno.

Con el objetivo de desenmascarar las principales estructuras geológicas y proponer sus principales características se elaboró el mapa de los tipos de inclinaciones en la zona. Los resultados se clasificaron en cuatro principales familias o geoformas (Fig. 2.6) conformadas por planicies o valles (0° - 10°), estos son desarrollados en el fondo o relleno de las estructuras kársticas mayores y sobre ocasionales fondos de barrancos sobre los cauces de ríos y arroyos; los lomeríos (10° - 20°), son preferentemente observados como valles de sinclinales de la región; montañas (20° - 40°), son observadas como característica principal de las crestas de los sinclinales presentes en los alrededores de la microcuenca; montaña escarpada y cañones (40° - 50°), en compañía de las montañas se observan como bordes de las estructuras kársticas mayores (poljes, uvalas y dolinas), así como crestas de anticlinales y sobre los planos de la estructuras regionales.

2.7.1.3. Características morfométricas de la microcuenca.

Las características físicas de una cuenca tienen una relación estrecha con el comportamiento de los caudales que transitan por ella. Los parámetros morfométricos de una cuenca integran un conjunto de estimaciones realizadas, en la mayoría de los casos, al iniciar un estudio hidrológico, con fines de aprovechamiento o control (Campos A., 1998). A continuación, son descritos brevemente los principales parámetros morfométricos de la microcuenca Ciénega de cabezas (Tabla 2.2):

Área de la cuenca (Ac): Es la proyección horizontal de toda superficie de drenaje de un sistema dirigido directa o indirectamente a un mismo cauce natural. Corresponde a la superficie delimitada por la divisoria de aguas de la zona de estudio; este parámetro se expresa normalmente en km^2 . El área de la cuenca es estudio es 254.92 km^2 , de descripción pequeña según la clasificación propuesta por Campos A., (1998).

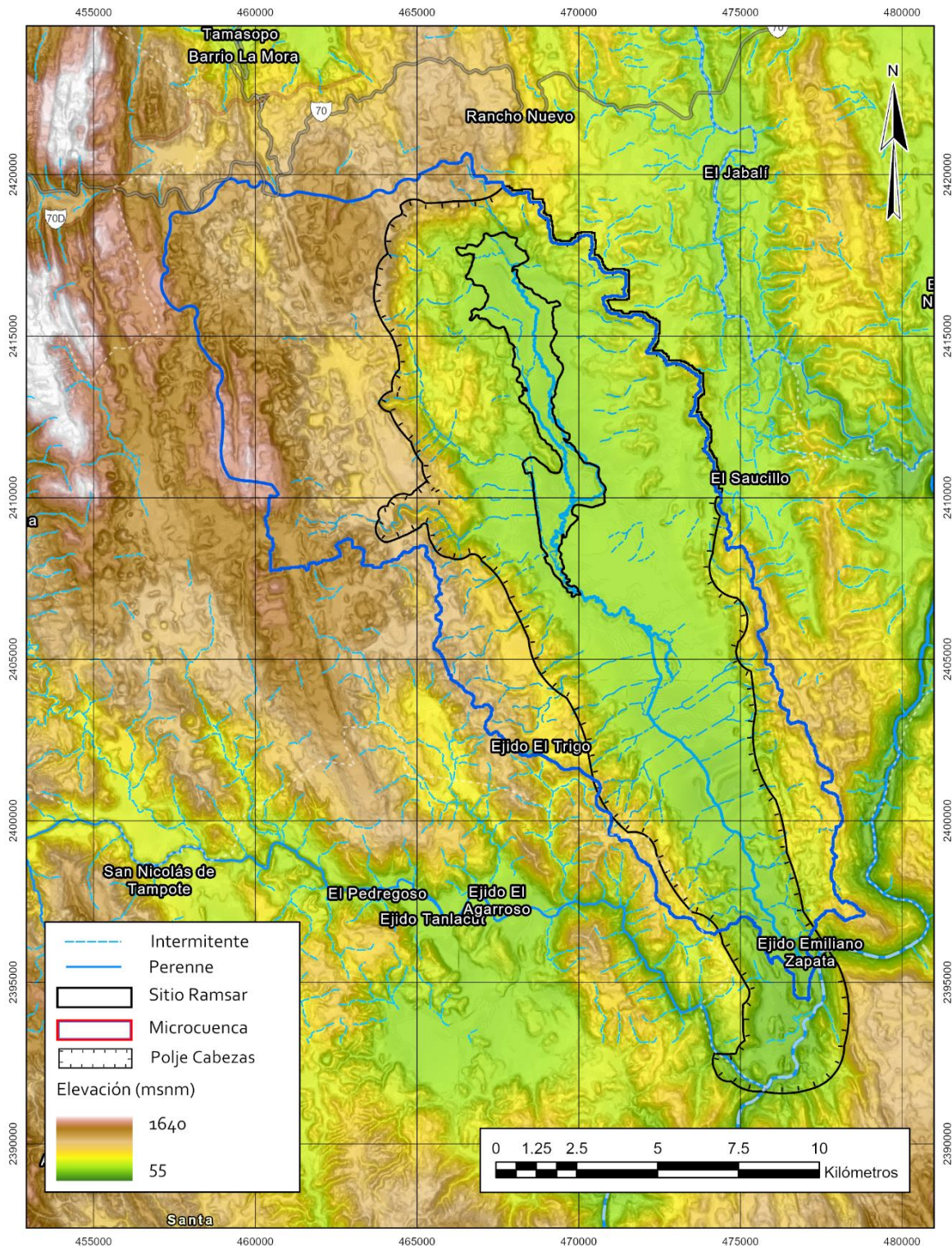


Fig. 2.4. Mapa Hipsométrico de la zona de estudio, resaltando el valle kárstico donde se desarrolla el humedal Ciénega de Cabezas.

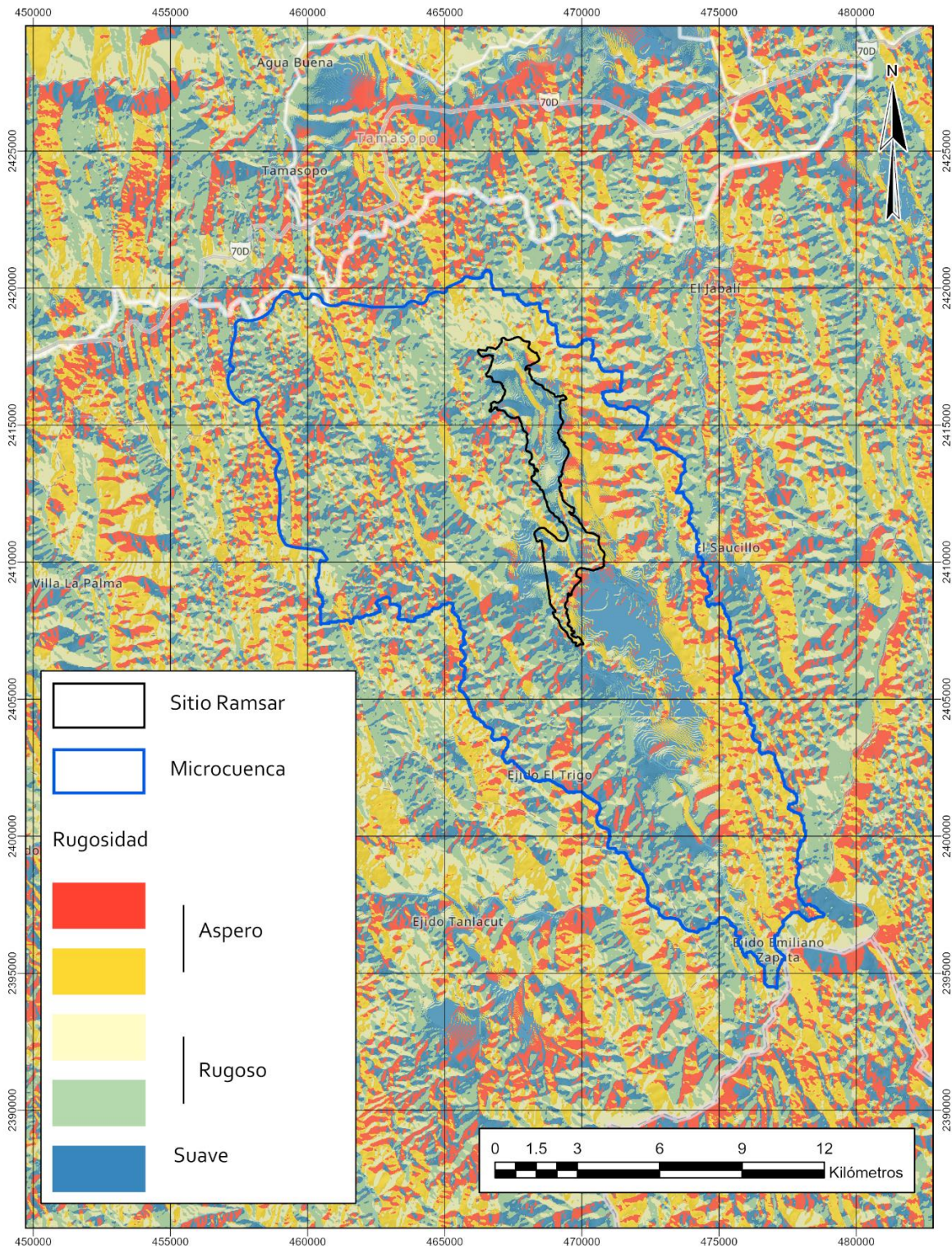


Fig. 2.5. Mapa de rugosidad.

Perímetro de la cuenca (Pc): Es la longitud sobre un plano horizontal, que recorre la divisoria de aguas. Este parámetro se mide en unidades de longitud y se expresa normalmente en metros o kilómetros. Para la cuenca en estudio su perímetro es de 116 km.

Longitud del cauce principal (Lcp): Se define como la distancia horizontal desde la desembocadura de la cuenca (punto de desfogue) hasta otro punto aguas arriba donde la tendencia general del río principal corte la línea de contorno de la cuenca. Para la microcuenca se calculó una Lcp de 36 km.

Coefficiente de compacidad (Kc): Compara la forma de la cuenca con la de una circunferencia, cuyo círculo inscrito tiene la misma área de la cuenca estudiada. Se define como la razón entre el perímetro de la cuenca que es la misma longitud del parteaguas o divisoria que la encierra y el perímetro de la circunferencia. Se calculó un Kc de 7.2.

Factor de forma (Rf): Es la relación entre el área y el cuadrado de la longitud de la cuenca. Trata de medir cuan cuadrada es una cuenca (alargada) y los factores geológicos son los encargados de moldear la fisiografía de una región, por lo tanto, la morfología de las cuencas hidrográficas. Para el área de estudio se calculó un Rf de 71.91×10^{-01} .

Relación de elongación (Re): Es la relación entre el diámetro de un círculo con igual área que la de la cuenca y la longitud máxima de la misma. La longitud Lcp se define como la más grande dimensión de la cuenca, a lo largo de una línea recta desde la salida hasta la divisoria. Se calculó un Re de 0.5.

Relación de circularidad (Rci): Este coeficiente es el cociente entre el área de la cuenca y la del círculo cuya circunferencia es equivalente al perímetro de la cuenca. Se calculó un Rci de 0.24.

Densidad de drenaje (Dd) y densidad de corriente (Dc): La densidad de drenaje y de corriente son parámetros físicos que reflejan la dinámica de la cuenca, la estabilidad de la red hidrográfica y el tipo de escorrentía de la superficie. En general, es la relación entre la longitud de los canales de flujo y la superficie de la cuenca. Se calculó un Dd de 0.84 y un Dc de 0.96.

Orden de la cuenca: La jerarquización permite tener un mejor conocimiento de la complejidad y desarrollo del sistema de drenaje de la cuenca. El orden se relaciona con el caudal relativo del segmento de un canal. La microcuenca Ciénega de Cabezas de acuerdo con el método de Horton (1945), su orden sería cuarto debido a la construcción de drenes artificiales (Fig. 2.7).

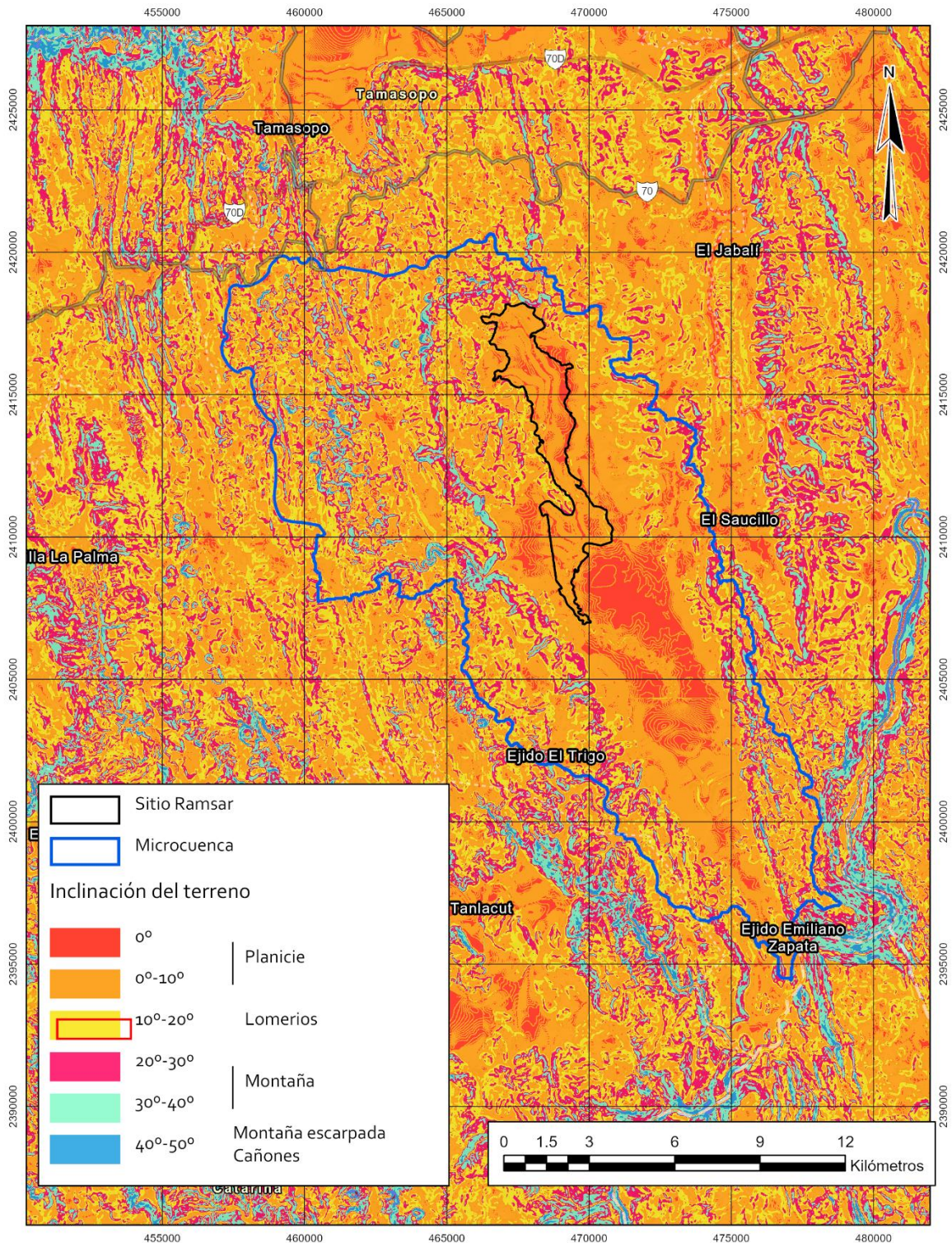


Fig. 2.6. Mapa de inclinación del terreno.

Pendiente del cauce principal: Existen diversos criterios para determinar la pendiente de un cauce, para el caso de la microcuenca Ciénega de Cabezas se determinó mediante el método de *Taylor y Schwarz*, el cual permite obtener la pendiente promedio del cauce

principal, como la pendiente de un canal uniforme que tiene igual longitud e igual tiempo de viaje que el colector principal de la cuenca. La ecuación arrojó una pendiente de 0.0025 m (Fig. 2.8).

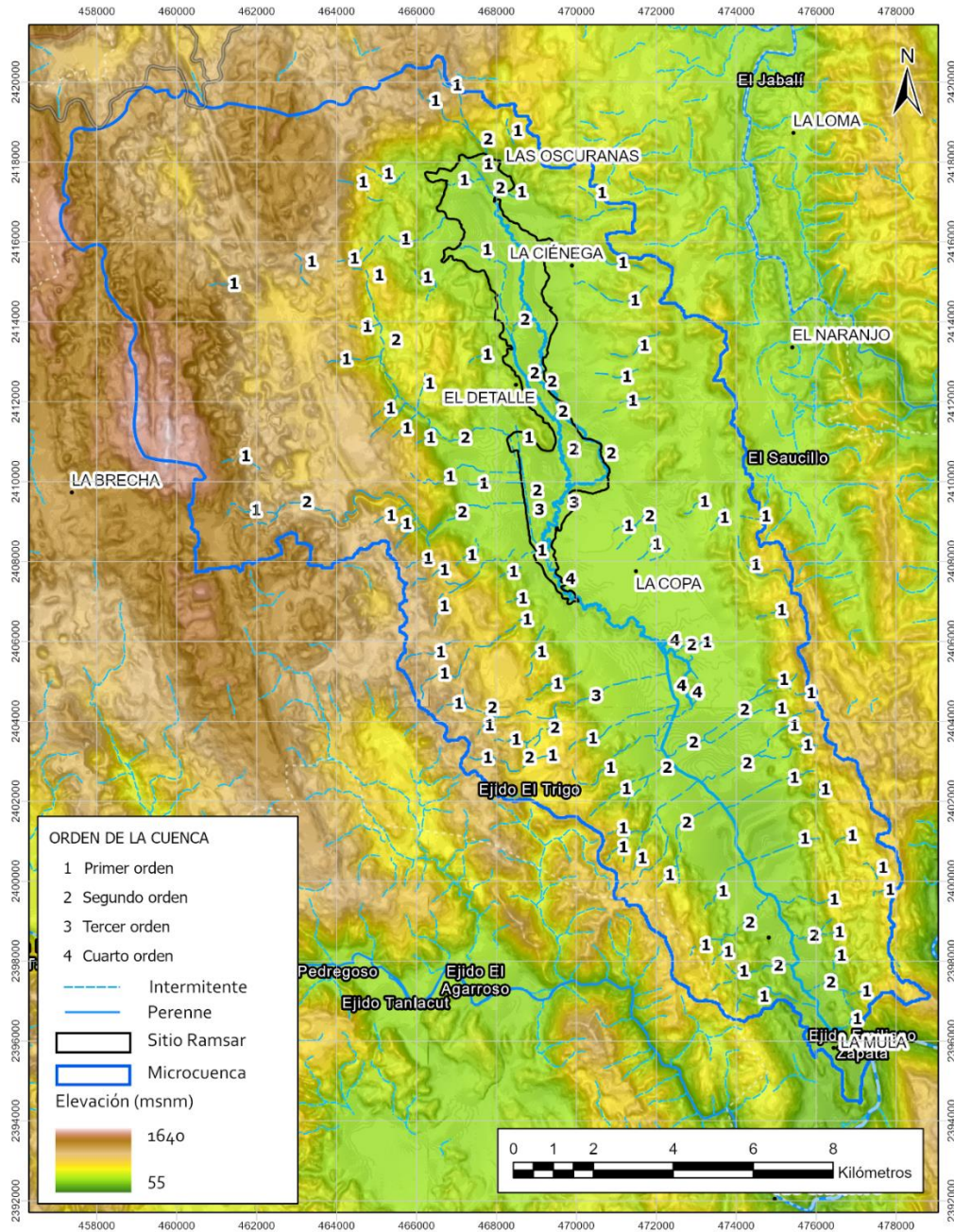
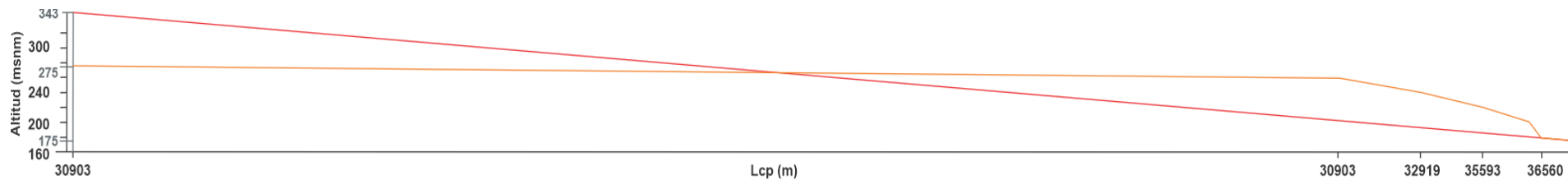


Fig. 2.7. Mapa Hipsométrico de la zona de estudio y el orden de drenaje de la microcuenca.



$$A_{inf} = 9786933 \text{ m}^2$$

$$A_{sup} = 9786963 \text{ m}^2$$

$$S_{cp} = \frac{A_i - A_f}{L_{cp}} ; S_{cp} = \frac{343 \text{ m} - 175 \text{ m}}{36560 \text{ m}} = 0.0045 \text{ m}$$

Fig. 2.8. Pendiente del cauce principal, calculado por el método de Taylor y Shwarz.

Tabla. 2.2. los principales parámetros morfométricos de la microcuenca Ciénega de cabeza.

Parámetro morfométrico	m	km
Área de la cuenca (Ac)	254923952.7 m ²	254.92
Périmetro de la cuenca (Pc)	115918.5 m	115.92
Longitud del cauce principal (Lcp)	36560.0723 m	36.56
Coefficiente de compacidad (Kc)	$Kc = \frac{Pc}{\sqrt{Ac}}$	7.26
Factor de forma (Rf)	$Rf = \frac{Ac}{Lcp^2}$	0.19
Relación de elongación (Re)	$Re = 1.125 \frac{\sqrt{Ac}}{Lcp}$	0.49
Relación de circularidad (Rci)	$Rci = \frac{4\pi Ac}{Pc^2}$	0.24
Densidad de drenaje (Dd)	$Dd = \frac{Ls}{Ac}$	0.86
Densidad de escurrimiento (Ds)	$Ds = \frac{Ns}{Ac}$	0.70

2.7.2. Características del Karst en el sector de la Microcuenca Ciénega de Cabezas.

Las depresiones kársticas son porciones de la superficie que se encuentran hundidas respecto a sus alrededores, se entiende como la cantidad de superficie deprimida por procesos kársticos por unidad de área (Allen y Allen, 2009). En general la PVSLP presenta un arreglo geológico - estructural muy complejo generando una gran cantidad de estructuras que facilitan el desarrollo de expresiones particulares en el karst.

En el área de estudio la presencia de depósitos de carbonato de calcio superan al 75 %, es por este motivo que las expresiones kársticas dominan el paisaje, reflejando un **exokarst** caracterizado por presentar múltiples macroestructuras como lo es el Polje Cabezas (Fig. 2.4) especial por generar un cambio abrupto en las elevaciones y por exhibir una forma elongada con orientación NO-SE, en el centro tiene un valle de fondo plano de hasta 30 km de longitud que continua acumulando sedimentos, rodeado por cerros y lomeríos con elevaciones superiores (Fig. 2.9a). Así mismo, se desarrollan una serie de poljes en los alrededores, de grandes dimensiones, reconocidos por presentar drenaje superficial en el fondo de sus valles debido a la acumulación de depósitos aluviales, todas las depresiones con área superior a 1 km² fueron clasificados como poljes (Ford y Williams, 2007). Del mismo modo, se localizaron entre los espacios de las macroestructuras e incluso desarrollados dentro de los mismos cientos de uvalas y dolinas que van desde decenas a cientos de metros, detectadas con el análisis morfológico y otras por subsidencia que desarrollan formas circulares ocasionado por la sofusión (Fig. 2.9c y d).

Es común observar estructuras tipo karren principalmente de carácter expuesto generadas por el contacto directo con la precipitación, en la figura 16 se observan estructuras tipo rallenkarren de 1 a 2 cm, alcanzan hasta 20 cm de largo y <1 cm (Fig. 2.10a y e), sin embargo, en las zonas de fracturas se desarrolla un rallenkarren de 4 a 8 cm, alcanzan hasta >30 cm de largo y >1 cm (Fig. 2.10b, c y d), con forma aumenta la deformación la disolución incrementa. También es común observar vúgulos cubiertos de sedimentos y descubiertos (Fig. 2.10f).

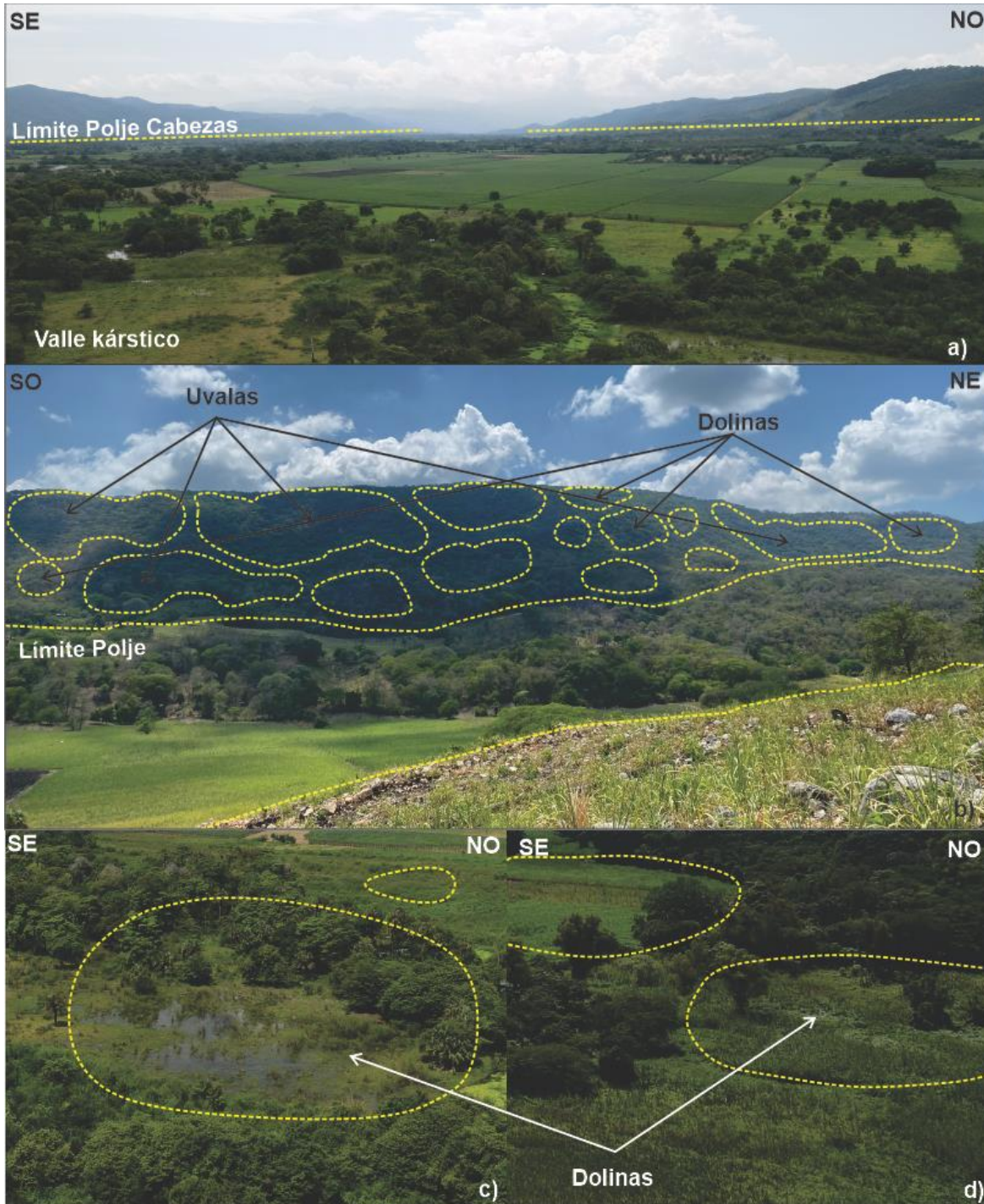


Fig. 2.9. Principales macroestructuras kársticas del área de estudio. a) Fotografía del fondo del valle kárstico del polje Cabezas. b) Dolinas y uvalas. c) Dolinas por sofusión.



Fig. 2.10. Principales estructuras tipo karren dentro del área de estudio. a, b y c) Estructuras rillenkarren dentro de la Formación Tamasopo (sup). d y e) Rillenkarren dentro de la Formación Tamasopo (inf). f) Vúgulos en la Formación El Abra.

2.8. Geología.

2.8.1. Cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano (CPCM).

El área de estudio yace ubicada en la porción centro - noreste del denominado CPCM, la cual incluye cuatro elementos paleogeográficos derivados de la apertura del Golfo de México: Plataforma el Doctor (PED), Cuenca de Zimapán (CZ), Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP) y la Cuenca Tampico-Misantla (CTM) (Fig. 2.11). Es una prolongación hacia el sur del antepaís del cinturón cordillerano, se entiende desde Alaska hasta la porción sureste de México, Su origen ha sido interpretado como el resultado de múltiples fases de acreción en la margen oeste de la placa de Norteamérica, creando los cinturones de pliegues y cabalgaduras hacia el este, así como, cuerpos ígneos de edades del Jurásico Tardío hasta el Oligoceno temprano (Campa y Coney, 1983; Eguiluz et al., 2000; DeCelles, 2004).

Durante el Mesozoico dos eventos orogénicos con actividad magmática asociada han sido distinguidos; la orogenia Sevier y la orogenia Laramide, interpretadas como la interacción entre la placa de Farallón y la placa de Norteamérica (DeCelles, 2004). El cinturón de cabalgaduras Sevier sucedió durante el Jurásico Tardío y el Cretácico Tardío mostrando una deformación progresiva, con un estilo de deformación de piel delgada (thin-skinned), es decir, la deformación está limitada a la cubierta sedimentaria y no involucra al basamento (Tardy et al., 1974), sin embargo, estudios más recientes demuestran fragmentos del basamento involucrados en los procesos de deformación (DeCelles, 2004). Su evolución fue de norte a sur, es por lo que este cinturón de pliegues y cabalgaduras en México se reconoce para el Aptiano-Albiano (Pindell y Kennan, 2011). Por otra parte, la orogenia Laramide tuvo lugar desde los finales del Cretácico e inicios de Paleoceno, en sincronía con los estadios finales de la orogenia Sevier (DeCelles, 2004), aun no es esclarecido la edad de la orogenia, estudios en México la reconocen a partir del Toruniano (Hernandez-Jáuregi, 1997; Algaza-Ruiz et al., 2009), también le reconocen a inicios del Campaniano (DeCelles, 2004; Padilla-Sánchez, 2007). Su estilo tectónico de deformación es de piel gruesa (thick-skinned), se manifiesta a través de fallas inversas de ángulo moderado que afectan parte del basamento cristalino (English y Johnston, 2004).

La geometría del CPCM está asociada con la configuración del basamento durante su desarrollo y la distribución de las facies carbonatadas en la cubierta sedimentaria. Los pilares y fosas tectónicas están asociadas con la apertura del Golfo de México, simultáneamente con la expansión del océano Atlántico. En general el CPCM en México se extiende desde la SMO, la Sierra Madre de Chiapas (SMCh) (Campa y Coney, 1984), hasta lo que se conoce como la Plataforma Guerrero Morelos (PGM) (Fitz-Díaz et al., 2011).

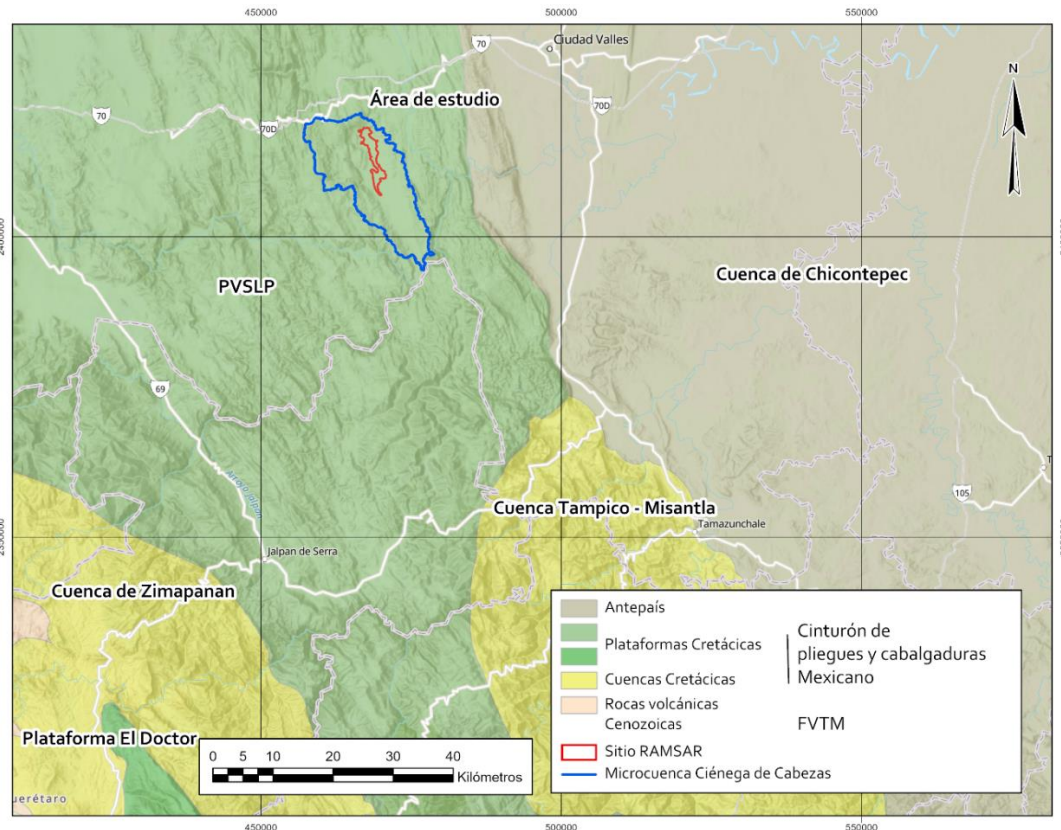


Fig. 2.11. Ubicación de la zona de estudio, dentro de los elementos paleogeográficos del centro-noreste del CPCM (Adaptado de Suter, 1990 y de PEMEX, 2013).

2.8.2. Geología regional.

Tectonoestratigráficamente el área de estudio se localiza en el terreno Sierra Madre (Campa y Coney, 1984). Paleogeográficamente se localiza en la porción sureste de la Plataforma Valles San Luis Potosí (PVSLP) (Fig. 2.11), la cual su evolución y en general la parte centro oriente de México durante el Mesozoico y Cenozoico están estrechamente ligados con la apertura del Golfo de México (Salvador y Green, 1980), considerando la deriva de la Península de Yucatán hacia el sur durante el Jurásico Tardío (Pindell y Dewey, 1982). Esto posterior a la separación de las placas del super continente Pangea ocasionado por el ensanchamiento del piso oceánico, fraccionándose en las placas tectónicas de Norte América, América del Sur y de África (Dickinson y Coney, 1980; Padilla y Sánchez, 1982). Todos estos eventos en conjunto predispusieron al basamento cristalino (rocas Precámbricas, Paleozoicas y Triásicas) en altos y bajos estructurales favoreciendo al desarrollo de plataformas marinas. La PVSLP tiene origen desde el Jurásico Medio con el proceso de separación de las placas tectónicas se generó un depósito de capas rojas en ambientes de abanicos aluviales (Formación Cahuwasas). Posterior durante el Jurásico Superior aunado a la apertura del Golfo de México, comenzó una transgresión marina que origina el desarrollo de plataformas y así mismo, el desarrollo de un aulacógeno, donde se depositaron sedimentos terrígenos, carbonatos en facies fluvio-deltaícas (Formación Tamaulipas Inferior, Formación Santiago y Formación Pimienta) y en zonas someras secuencias evaporíticas (Goldhammer et al., 1991).

Durante el Cretácico Inferior la transgresión marina se enfatizó, como resultado la mayoría de las unidades paleogeográficas en este sector quedaron cubiertas por secuencias evaporíticas y carbonatadas (Formación Guaxcamá). Subsecuentemente durante el Aptiano superior se depositaron sedimentos calcáreos y arcillosos (Formación Santuario), progresivamente durante el Albiano Inferior al Cenomaniano en zonas de plataforma externa y mar abierto se depositaron calizas con fracciones arcillosas, simultáneamente durante el Albiano – Maastrichteano se desarrollaron condiciones para la construcción de arrecifes en los bordos de la PVSLP (Formación El Abra, Formación El Doctor y Formación

Cuesta del Cura), distribuida ampliamente sobre esta unidad paleográfica (De Cserna y Bello, 1963; Suter, 1990).

El Cretácico Tardío en este sector es característico por un aumento del nivel del mar disminuyendo las expresiones de plataformas carbonatadas, el depósito fue una alternancia de sedimentos calcáreos y arcillas con influencias de mar abierto hasta convertirse en margas (Agua Nueva, San Felipe y Méndez), distribuidos sobre la porción oriental de la PVSLP, por otra parte, hacia el centro fue traslapado por carbonatos intercalados con terrígenos, algunos arrecifes aislados, además de depósitos de carácter mixto en el sector del talud (Formación Tamasopo y Formación Cárdenas). Lo que respecta al sector occidental y sur de esta unidad paleogeográfica fueron cubiertos de manera transicional por sedimentos arcillosos (Formación Soyatal) (De Cserna y Bello, 1963; Suter, 1990).

Las grandes dimensiones de la PVSLP y su litología heterogénea hacen que la parte externa del orógeno manifieste un complicado estilo de acortamiento regional, generando y acomodando anticlinales y sinclinales asimétricos, propiciando el desarrollo de cuencas durante el Cretácico Tardío al Cenozoico (Orogenias Sevier y Laramide) generando depósitos continentales (Formación Velazco y Chicontepec).

Durante el Cenozoico, en la porción occidental se desarrolló un arco volcánico continental, representado en el límite oriental por depósitos de derrames del Oligoceno, así como cuerpos plutónicos de composición granítica, granodiorítica, monzonítica y pórfidos riolíticos y sieníticos (Suter, 1984). En el Mioceno se depositaron algunos basaltos (Formación Tlanchinol), representando parte del pulso volcánico máfico del Mioceno Tardío de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Cantagrel y Robin, 1977; Gómez-Tuena *et al.*, 2005a). Sobreyaciendo concordante se observan conglomerados policmíticos continentales como relleno de fosas tectónicas, finalmente toda la secuencia es cubierta parcial o totalmente por depósitos aluviales, escombros y abanicos aluviales (Fig. 2.12).

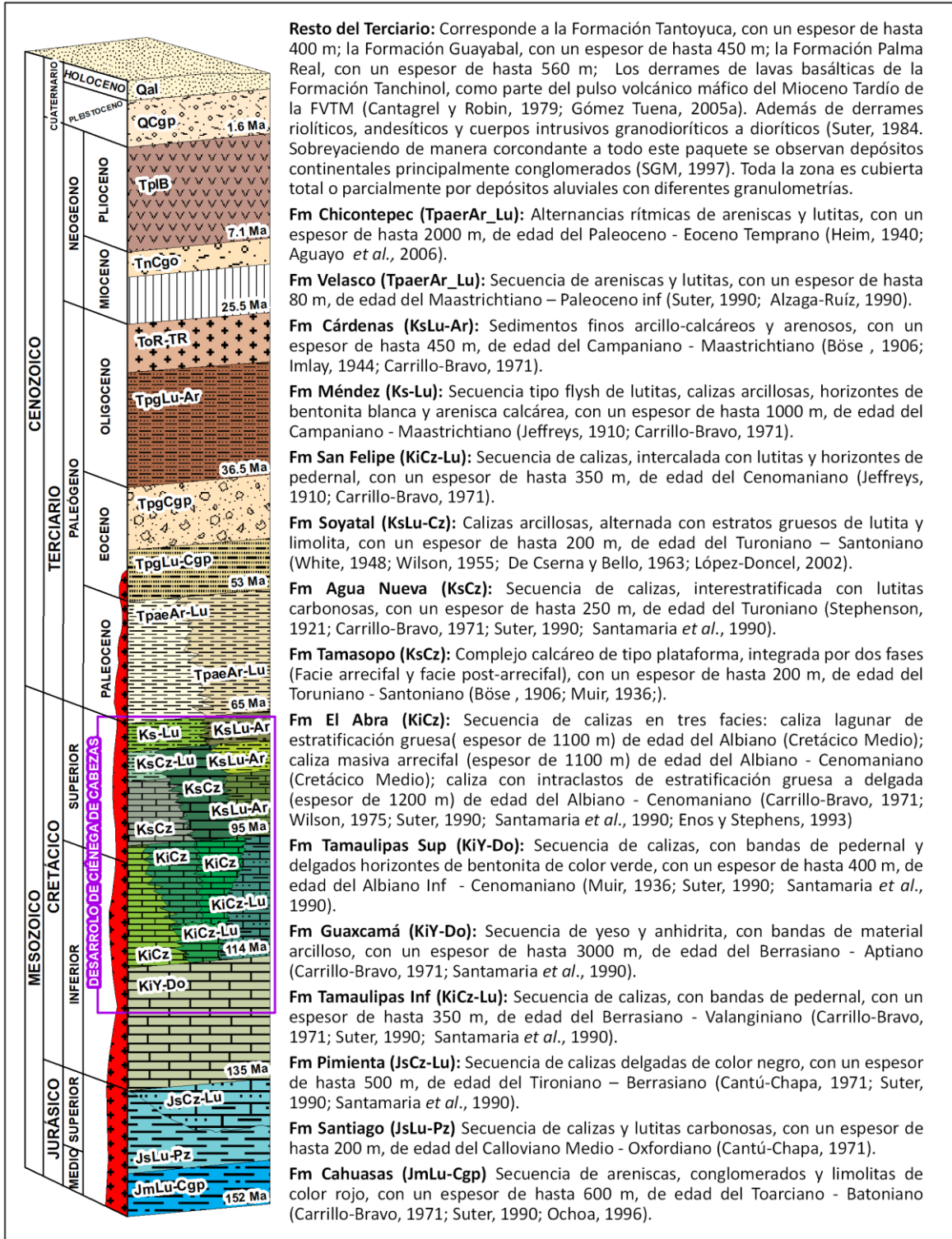


Fig. 2.12. Columna estratigráfica de la PVSLP (adaptada de Carrillo-Bravo, 1971 y SGM, 1997).

2.8.3. Geología local.

Las descargas de flujos kársticos que abastecen al humedal Ciénega de Cabezas surgen en los bajos topográficos, distribuidos principalmente en la porción noroeste de un valle alargado, estas descargas mantienen inundado el valle de manera permanente combinada con el régimen de precipitación de la zona, el agua subterránea posterior escurre a manera de un arroyo sobre el fondo plano constituido principalmente de material aluvial hasta salir en la porción sur de esta estructura. Dicha estructura corresponde al fondo de una macroestructura kárstica, con contornos irregulares, se trata un polje de tipo estructural (Fig. 2.14) denominado en este trabajo como Polje Cabezas. El cuál tuvo origen por disolución principalmente de la unidad litológica correspondiente a la Formación Tamasopo, en superficie aparentemente solo afecta a los miembros superior e inferior de la misma unidad, sin embargo, sondeos geofísicos evidencian que afecta a toda la columna estratigráfica local (ver capítulo 4). A continuación, se describen de manera breve las unidades de la PVSLP involucradas en el desarrollo y ubicación de la microcuenca Ciénega de Cabezas, cabe mencionar que las condiciones de las unidades litológicas calcáreas han sufrido una fuerte karstificación expresándose de manera diferente a los albores de la PVSLP (Fig. 2.14):

Como basamento de la zona (Fig. 2.13) aunque no aflora en la microcuenca por evidencias hidrogeoquímicas e hidrogeológicas, se considera a la **Formación Guaxcamá** de edad Berrasiano-Aptiano, inicialmente propuesta por Martínez-Pérez en 1965 quien propone el nombre a una secuencia evaporítica, es principalmente constituida por yesos y anhidritas con buena estratificación de 5 a 50 cm de espesor, de aspecto sacaroide en tonos gris oscuro a pardo oscuro, esporádicamente, intercaladas con calizas microcristalinas y dolomitas (Carrillo-Bravo, 1971). El espesor de esta unidad no se ha podido determinar con claridad, en la localidad tipo afloran más de 500 m (Carrillo-Bravo, 1971), otros autores proponen espesores promedio de 2500 m (PEMEX,1988); 335 m a 6200m (Aguilar-Rodríguez, 1984); y de 1985 a 3000 m (Carrillo-Bravo, 1971).

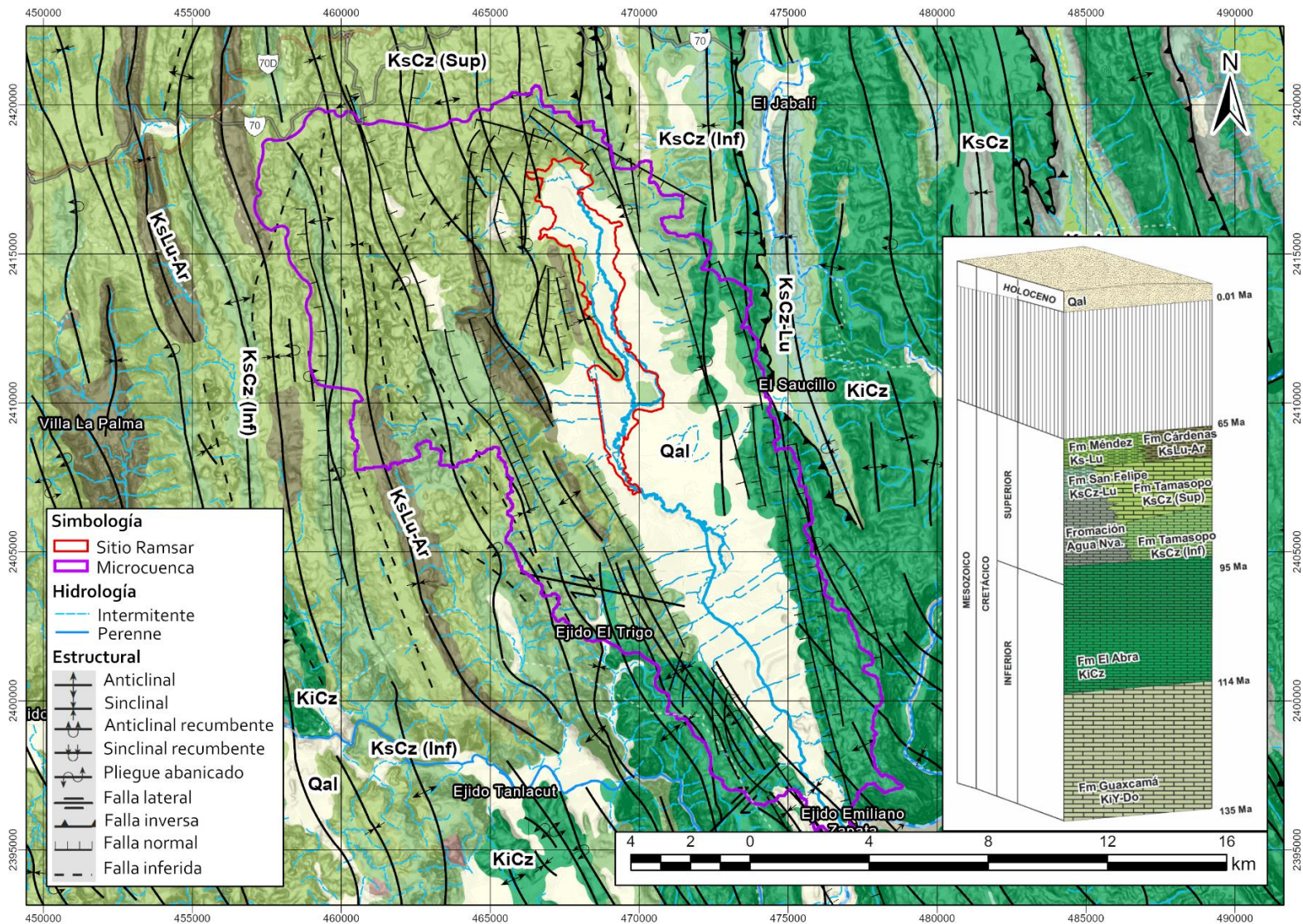


Fig. 2.13. Mapa geológico de la microcuenca Cabezas (Modificado de PEMEX, 1989; SGM, 1997).

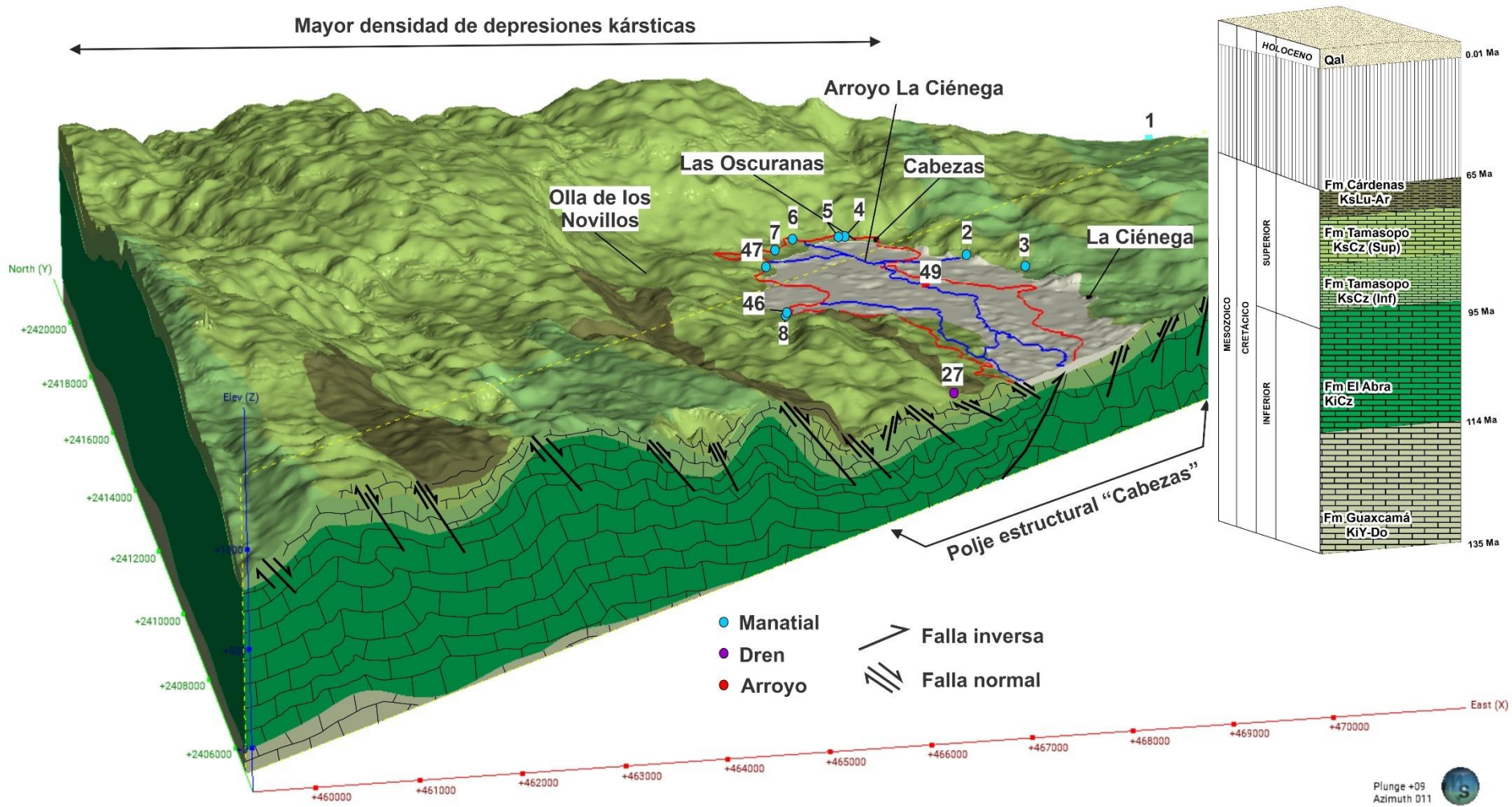


Fig. 2.14. Modelo geológico conceptual de la microcuenca Cabezas.

Posteriormente Carrillo-Bravo (1971), conceptualiza que los carbonatos de la PVSLP y la Faja de Oro de edad Albiano-Cenomaniano dentro de la caliza El Abra. Sin embargo, en el trabajo de Suter, (1990) incluye dentro de esta formación a las facies de interior de plataforma (El Abra) y de borde de plataforma (Taninul) separadas de las facies de talud (Tamabra), generalizando a partir de este momento el uso de la Formación El Abra bajo este contexto. Esta unidad aflora en la porción este de la zona de estudio constituida por caliza parcialmente dolomitizada de colores grisáceos con textura de wackstone a packstone, el contenido fósil es representado por biohermas tabulares de rudistas y con capas lenticulares de caliza bioclástica (Fig. 2.15a). Exhibe un exokarst maduro, sin embargo, fuera de la microcuenca se observa con buena estratificación subyacente a la Formación Tamasopo de manera concordante. El Abra registra un espesor de 90 a 2000 m, dependiendo el área y/o litofacies (Carrillo-Bravo, 1971).

La siguiente unidad litológica de la columna local es la **Formación Tamasopo**, Carrillo-Bravo, (1971) utilizó el nombre Formación Tamasopo para una caliza de grano fino, caliza arcillosa nodular, caliza bioclástica y caliza arrecifal de color crema que afloran en el área de Tamasopo y sobre gran parte de la PVSLP. Posteriormente, Santamaría-Orozco *et al.*, (1990) y Basañez-Loyola *et al.*, (1992) clasifican en dos miembros a la caliza Tamasopo: El miembro inferior (calcáreo-arcilloso) del Turoniano y el miembro superior (calcáreo) del Coniaciano-Santoniano (Fig. 2.14). Dentro de la microcuenca la unidad correspondiente al miembro inferior Formación Tamasopo sus afloramientos son los que ocupan menor área. Es constituida por una secuencia de calizas calcáreo-arcillosas de estratos tabulares delgados (Fig. 2.15d) y en el sector este se encuentra triturada, en general es de tonos grisáceos en muestra sana a cafés claros en muestra alterada, exhiben texturas entre mudstone a wackstone, con presencia de múltiples estilolitas (Fig. 2.15c) y una microfauna planctónica y bentónica, también se observan nódulos de perdernal ovalados y en ocasiones se observan irregularmente elongados, como posibles remanentes de esponjas siendo un rasgo característico del miembro superior (Fig. 2.15e). En las zonas de mayor deformación ya no son apreciables los planos de estratificación, las fracturas y vetillas son más abundantes siendo rellenas de calcita.

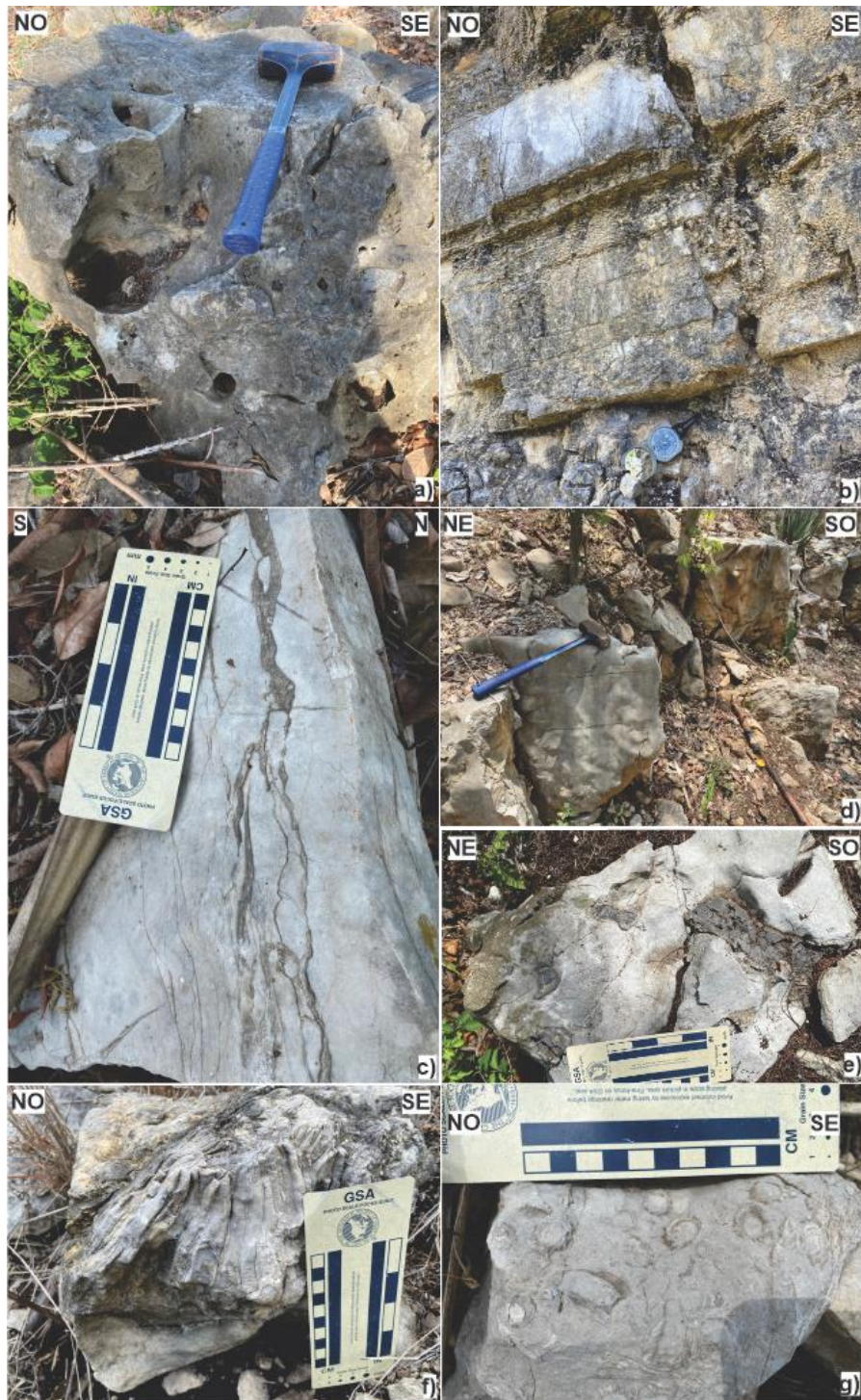


Fig. 2.15. Unidades litológicas aflorantes en la microcuenca. a) Afloramiento de la Formación El Abra. b) Afloramiento de la Formación Cárdenas. c) Estilolitas de la Formación Tamasopo (miembro inf.). d) Afloramiento de la Formación Tamasopo (miembro inf.). e) Nódulos de pedernal ovalados de la Formación Tamasopo (miembro inf.). f) Arrecife de rudista con múltiples biostromas superpuestas. g) Sección transversal de la vista dorsal de múltiples rudistas.

Por otra parte, el miembro superior se distribuye mayormente en el sector noroeste, fungiendo como la principal zona de recarga debido al mayor desarrollo de depresiones kársticas sobre esta unidad, este miembro es netamente calcáreo constituido de calizas masivas con tonos grises claros, café grisáceo en muestra sana y con tonos pardos a crema en roca alterada. Exhiben una textura entre packstone a wackestone con abundantes fragmentos de microfósiles esencialmente representados por rudistas, es común observarlos como biostromas y pequeñas biohermas de caprínidos, rodiolitos (Fig. 2.15f y g), gasterópodos y en menor presencia algas, inmersos en una matriz calcilutítica con bioclástos.

La unidad litológica que sobryace sobre las unidades de la Formación Tamasopo es la **Formación Cárdenas**, descrita detalladamente por Carrillo-Bravo, (1971). Dentro de la microcuenca su expresión es escasa (Fig. 2.13) se observa bien estratificada sobryaciendo al miembro superior de la Formación Tamasopo al suroeste de la microcuenca, constituida por areniscas calcáreas de tonos grises verdosos a pardos amarillentos y rojizos, que alternan con estratos de lutitas calcáreas (Fig. 2.15b).

Las etapas de erosión-acumulación durante el Cuaternario hicieron que la planicie kárstica fuese cubierta o rellena de materiales detríticos (gravas, arenas, arcillas y limos) en forma de ligeras terrazas aluviales con presencia de costras carbonatadas, cubre un área aproximada de 78 km² más del 40 % de la microcuenca y de acuerdo con los sondeos geofísicos (TEM), se estimó un espesor entre los 40 y 60 m (ver capítulo 4).

2.8.4. Geología estructural.

La zona de estudio registra fases de acortamiento, como se mencionó anteriormente existen dos registros de deformaciones ocurridas entre el Cretácico Superior y el Paleógeno ambas con orientaciones cinemáticas similares, corresponden a la parte tardía de la orogenia Sevier (D1) y a la orogenia Laramide (D2). La D1 quedó registrada sobre las unidades Jurásicas y Cretácicas, representando la fase a mayor acortamiento que se manifiesta a través de pliegues y cabalgaduras principalmente; la fase D2 es característica por generar estructuras espaciadas y de menor magnitud que la D1, involucrando pliegues abiertos, controlados por cabalgaduras.

Con el análisis morfológico de la zona y con ayuda de una fotointerpretación se identificaron múltiples estructural geológicas, aunadas a las previamente reportadas (PEMEX, 1989; SGM, 1997). La familia de las principales estructuras mayores corresponde principalmente a fallas inversas que presentan una orientación preferencial NO-SE, un ejemplo es el cabalgamiento denominado en este trabajo como Cabalgadura Tamasopo, localizada al norte de la microcuenca Cabezas, dicha estructura exhibe un rumbo N160/NO/46° (Fig. 2.16). Esta estructura en convergencia con un anticlinal, favorecieron a que los procesos de karstificación en esta zona se desarrollaran con mayor facilidad, de tal manera que la disolución dio origen al polje kárstico (Fig. 2.14). Como remanente del contacto mecánico de esta estructura regional se observa una pequeña banda de brecha calcárea (Fig. 2.17a). Sin embargo, debido a los intensos procesos de karstificación no hay más estructuras relacionadas a los eventos de deformación D1 y D2 (Pliegues y cabalgaduras) dentro de la microcuenca, las estructuras dominantes dentro de la microcuenca son de tipo post-orogénicas, asociados a múltiples fallas normales, ocasionadas principalmente por los procesos de disolución que crean colapsos hacia el interior del polje estructural (Fig. 2.16). Al norte las principales fallas que limitan el polje tienen una orientación preferencial N107/NO/57° (Fig. 2.17b), así como el bordo derecho también es limitado por fallas normales con orientaciones preferenciales de N169/NO/65° (Fig. 2.17c), y finalmente el borde izquierdo es limitado por fallas normales con orientaciones de N354/NE/76° (Fig. 2.17d).

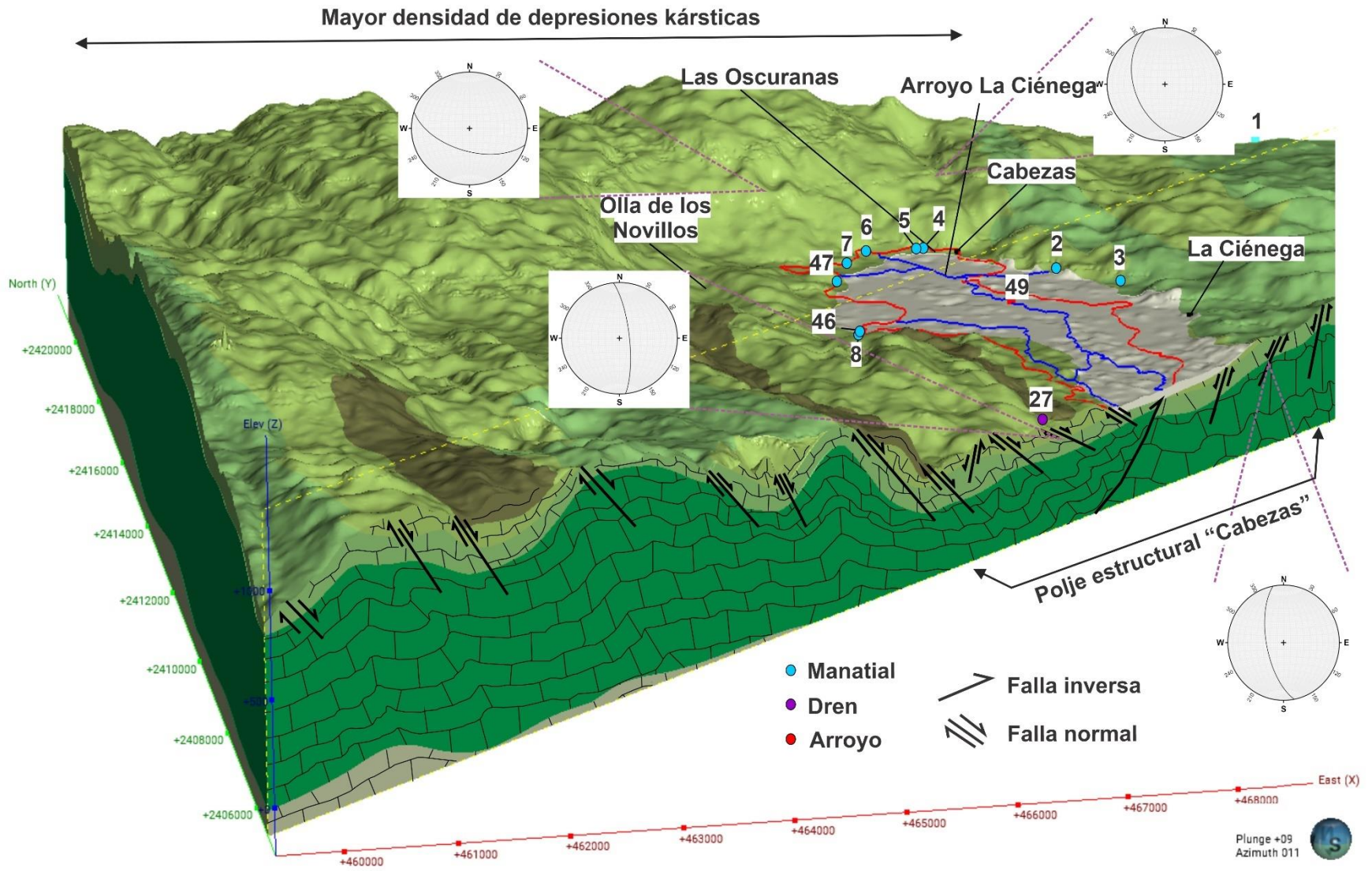


Fig. 2.16. Localización de las principales estructuras mayores dentro de la microcuenca.



Fig. 2.17. Principales fallas que limitan los bordes del polje estructural. a) Brecha Calcárea. b) Falla normal al Norte de la microcuenca. c) Falla normal de borde Este. d) Falla normal correspondiente al límite Oeste.

3. Metodología para la evaluación del acuífero kárstico.

Para la elaboración del modelo conceptual, fue requerido una combinación de múltiples disciplinas de ciencias de la tierra, basada en una metodología que consistió en cuatro etapas, trabajo de gabinete, trabajo de campo, análisis en laboratorio, así como, el análisis de los resultados. A continuación, serán descritas de manera individual de acorde con las actividades que estuvieron sujetas para llevar a cabo correctamente cada herramienta implementada:

3.1. Trabajo de gabinete.

Inicialmente consistió en la búsqueda y recopilación de los trabajos de mayor impacto realizados en el área de estudio, así como, cartas geológicas, mapas de uso de suelo y vegetación, datos climáticos en un periodo comprendido entre 1990-2021, con el objeto de realizar una descripción correcta del marco físico del humedal. Posterior durante el desarrollo del presente trabajo se utilizaron diferentes softwares para el proceso de todos los datos obtenidos en campo, del mismo modo que un conjunto de sistemas de información geográfica para procesar y elaborar un conjunto de mapas temáticos que proporcionaron información trascendente para la comprensión del sitio y la elaboración del modelo conceptual, así como el análisis morfométrico de la microcuenca siguiendo la metodología propuesta por Lugo, (1990).

3.2. Trabajo de campo.

Este fue llevado a cabo en múltiples salidas a campo, donde en cada una de ellas se realizaron diversas actividades, como lo fue el muestreo de agua subterránea y agua de lluvia, toma de parámetros fisicoquímicos de campo, determinación de alcalinidad en campo, puesta en operación y descarga de archivos de Dataloggers en los principales aprovechamientos de la zona, el cálculo de caudales de las principales descargas de agua subterránea y salida del arroyo La Ciénega al extremo sur del humedal, también se realizaron exploraciones geofísicas, así como un reconocimiento geológico y geomorfológico del sitio. A continuación, es descrita brevemente la metodología empleada para el desarrollo de cada actividad previamente mencionada.

3.2.1. Muestreo de agua.

Inicialmente cabe mencionar que los primeros tres muestreos de agua subterránea en los principales aprovechamientos de la Ciénega de Cabezas fueron elaborados por Vázquez-Rocha, (2009), posteriormente se les dio continuidad a los mismos sitios temporal y espacialmente, completando un total de diez muestreos (Tabla 3.1).

Tabla. 3.1. Fechas de muestreos de agua subterránea elaborados.

Muestreo	Fecha	Elaboró
1	jun-18	
2	feb-19	Vázquez-Rocha (2019)
3	nov-19	
4	feb-20	
5	jul-20	
6	sep-20	
7	jun-21	Presente estudio
8	sep-21	
9	nov-21	
10	May-22	

Para la toma de muestras, fueron utilizados envases de polietileno, los cuales previo a cada muestreo fueron lavados con ácido nítrico y enjuagados con agua destilada, previo a cada muestreo fueron enjuagados al menos en tres tiempos con la misma agua obtenida de cada aprovechamiento, todo esto para evitar la contaminación de las muestras recolectadas. Así mismo, se realizó un filtrado de las muestras en campo para evitar reacciones químicas durante el transporte y almacenamiento, esto se llevó a cabo con un filtro de 0.45 micras, el cual retiene partículas de arcillas, granos de carbonato o de silicato, e hidróxidos de metales, oxihidroxícos de manganeso, así como materia orgánica (Clark, 2015). Posteriormente, las muestras fueron acidificadas para evitar que los carbonatos y óxidos precipiten después del muestreo y de este modo se mantengan en solución. Ácido nítrico (HNO_3), fue utilizado en las muestras para análisis de cationes, acidificando hasta obtener un pH menor a 2, por otra parte, el ácido sulfúrico (H_2SO_4) se utilizó para preservar las muestras destinadas a la determinación de NO_3 , obteniendo un pH menor a 2. En resumen, fueron muestreados de manera estacional 9 principales manantiales, 5 drenes o canales, que son escurrimientos de manantiales aguas arriba, 3 norias y 5 muestras distribuidas principalmente sobre el desarrollo del arroyo la Ciénega, en cada sitio muestreado (Fig. 3.1) se obtuvieron cuatro envases, cada uno destinado para realizar análisis de laboratorio aniones, cationes, nitratos, metales e isótopos tal como se indica en la tabla 3.2.

Por otra parte, para la recolecta de agua de lluvia fueron instaladas dos estaciones recolectoras, una en la porción norte y otra en el extremo sur del polígono oficial Ramsar (Fig. 3.1), las cuales constan de garrafas previamente preparadas para preservarse a la

intemperie y soportadas por una adecuada estructura metálica (Tabla 3.3). Para evitar la evaporación del agua se vertió en cada recipiente 220 mm de aceite mineral en cada recolecta. En total se realizaron seis recolectas de agua de lluvia (Tabla 3.3), posteriormente, en el Laboratorio de Agua y Suelos de la Facultad de Ingeniería de la UASLP, fue calculado cada volumen colectado de cada estación, así como un filtrado para realizar los mismos análisis químicos (Tabla 3.2).

Tabla. 3.2. Muestreo separado en recipientes especiales para cada tipo de análisis químico.

Muestra	Análisis	Recipientes	Tipo de conservación
1	Aniones	Frasco de HDPE (polietileno de alta densidad) de 500 ml.	Refrigeración: 4°C < T < 10°C
2	Nitratos	Frasco de HDPE (polietileno de alta densidad) de 60 ml.	Acidificación con H ₂ SO ₄ hasta obtener un pH < 2. Refrigeración: 4°C < T < 10°C
3	Cationes y metales	Frasco de HDPE (polietileno de alta densidad) de 60 ml.	Acidificación con HNO ₃ hasta obtener un pH < 2. Refrigeración: 4°C < T < 10°C
4	Isótopos	Mini frasco de vidrio de 2 ml.	Refrigeración: 4°C < T < 10°C




Tabla. 3.3. Bitácora de recolecta de agua de lluvia.

Fecha de inicio	Fecha de recolección	Vol. Aprox. (mL)	Lluvia del mes de:	CAVE DE MUESTRA	
				PARA ANÁLISIS QUÍMICO E ISOTOPOS	Vol. Real (mL)
18/07/2020	01/08/2020	1500	Julio	ET1-1	2000
01/08/2020	05/09/2020	5000	Agosto	ET1-2	6000
05/09/2020	05/12/2020	12000	Sep, oct y dic	ET1-3	11510
05/12/2020	29/05/2021	8000	Dic-may	ET1-4	7850
29/05/2021	18/09/2021	21000	May-Sep	ET1-5	21460
18/09/2021	13/04/2022	4000	Sep-Abr	ET1-6	4330
18/07/2020	02/08/2020	2100	Julio	ET2-1	2116
02/08/2020	06/09/2020	5500	Agosto	ET2-2	6550
06/09/2020	06/12/2020	10000	Sep, oct y dic	ET2-3	10630
06/12/2020	05/06/2021	6000	Dic-may	ET2-4	6225
05/06/2021	18/09/2021	23000	May-Sep	ET2-5	22750
18/09/2021	13/04/2022	3500	Sep-Abr	ET2-6	3670



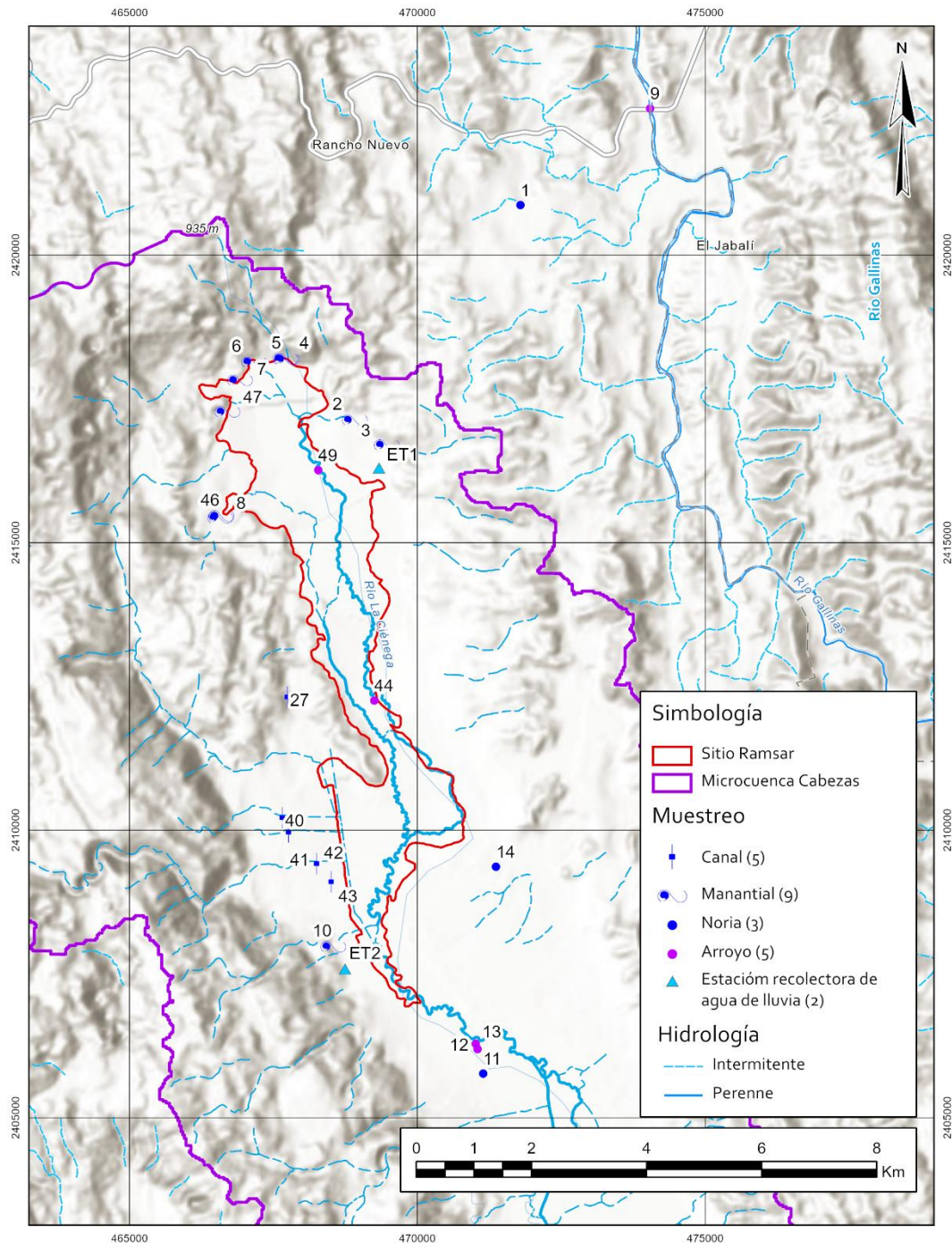


Fig. 3.1. Principales aprovechamientos muestreados y estaciones recolectoras de agua de lluvia.

3.2.2. Medición de parámetros fisicoquímicos en campo.

Para que una muestra pueda considerarse como representativa debe ser captada lo más cercano a la fuente de origen y asegurando un flujo constante libre de aireación, así como deben medirse ciertos parámetros (temperatura, OD, CE, pH, ORP y alcalinidad) del agua subterránea, debido a que posterior a su colecta no se conservan, perdiendo algunas características esenciales para elaborar una buena modelación hidrogeoquímica. Estos parámetros fueron obtenidos de manera simultánea con una

sonda de aislamiento (excepto alcalinidad), marca YSI *profesional plus* (Fig. 3.2a y b) y registrados en un formato de campo que además de registrar los parámetros *in situ*, recopila información general del aprovechamiento muestreado (Anexo 2). A continuación, se describe brevemente cada parámetro mencionado:

Temperatura. Esta en función con otros parámetros por eso es importante registrarse *in situ*, puede modificar las reacciones químicas del agua subterránea. Las unidades son expresadas en grados centígrados (°C) (Fig. 3.2b).

Oxígeno disuelto (OD). Este parámetro es referido a la cantidad de oxígeno libre (O₂ g) que puede tener el agua a determinada temperatura (a mayor temperatura disminuye el oxígeno). Es un indicador de la exposición cercana y reciente del agua subterránea con la atmósfera. Este parámetro es comúnmente medido con un sensor polarográfico (Sonda YSI), la cual es calibrada con una solución de sulfito de sodio libre de oxígeno. Las unidades son expresadas en mg/L y en % (Fig. 3.2b).

Conductividad eléctrica (CE). En este caso es la capacidad del agua para conducir electricidad, debido a que los iones en solución son los responsables de esta conducción, es decir, la CE se relaciona con la concentración iónica total. Por este motivo es posible utilizarla como una medida indirecta de la CE de sólidos totales disueltos, también es importante mencionar que está en función con la temperatura. La conductancia específica o conductividad de la disolución se define como la conductancia de 1 cm³ de disolución, entre dos electrodos de 1 cm² de área que se encuentran a 1 cm separados. Las unidades de la CE en el Sistema Internacional son Siemens por metro (S/m), para las conductividades normales de aguas naturales la conductividad eléctrica se expresa en μS/cm (Fig. 3.2b).

pH (Potencial de Hidrógeno). El pH de una solución es el logaritmo decimal negativo de la actividad del ion H en mol/L (Price, 2003). Es importante registrar este valor *in situ* debido a que los controles físicos que gobiernan la actividad del ion H cambian, modificando el pH. Por ejemplo, la presión parcial de CO₂ en el agua subterránea (10⁻¹ a 10³ bares) es generalmente mayor a la que existe en la atmósfera (10^{-3.5} bares), de este modo cuando el agua subterránea sale a la superficie y se pone en contacto con la presión atmosférica, el CO₂ escapa como gas modificando el pH y la alcalinidad, es por este motivo que los resultados de estos parámetros medidos en laboratorio son diferentes a los registrados en campo. La forma correcta de registrar el pH es con una

sonda multiparamétrica aislada para evitar la variación de la concentración del CO_2 disuelto en el agua subterránea (Fig. 3.2), cabe mencionar que la sonda debe ser previamente calibrada utilizando soluciones buffer de pH conocido.

Potencial óxido reducción (Eh). Este parámetro refleja la capacidad de una solución de ceder electrones, es una medida que para fines prácticos debe considerarse como cuantitativa si se registra en campo junto al pH, debido a que algunas reacciones dependen del pH o del Eh por separado, sin embargo, algunas otras están en función de ambos parámetros. En el agua subterránea existen diversos elementos disueltos que pueden estar en diferentes estados de oxidación, por ejemplo, el N puede estar como NO_3 (+5), NO_2 (+2), en gas (0) o en NH_3 (-3), por esto es importante la determinación del Eh. Este parámetro se mide con una sonda multiparamétrica (Fig. 3.2) con ayuda de una solución “Zobell”, la lectura final debe ajustarse de la siguiente manera para obtener el valor correspondiente al electrodo de hidrógeno:

$$E_{\text{sist}} = E_{\text{obs}} + E_{\text{Zobell}} - E_{\text{Zobell-obs}}$$

Donde: E_{sist} = Eh de la muestra de agua.

E_{obs} = Potencial medido.

E_{Zobell} = Eh de la solución Zobell

$E_{\text{Zobell-obs}}$ = Potencial medido en la solución Zobell.



Fig. 3.2. a) Medición de parámetros fisicoquímicos en campo. b) Sonda multiparamétrica YSI *profesional plus*.

3.2.3. Determinación de la alcalinidad mediante el método de titulación de Gran.

La alcalinidad es la capacidad de amortiguamiento de un ácido o una solución, o la suma de todas las bases titulables, es decir, la suma de todos los constituyentes que pueden aceptar iones H^+ , (HCO_3^- , CO_3^{2-} , como iones principales). Se expresa en unidades de equivalencia (meq/L), para la mayoría de las aguas subterráneas naturales el HCO_3^- ácido

débil disociado más abundante (pH de 6 a 8.5). En condiciones de pH elevado o más alcalino, la especie CO_3^{2-} también puede realizar una contribución significativa.

$$\text{Alk}_c = m_{\text{HCO}_3^-} + 2m_{\text{CO}_3^{2-}} \text{ (meq/Kg)}$$

Se determina por titulación con un ácido fuerte (HCl , H_2SO_4) de concentración conocida, considerando el punto de equivalencia de 4.3, este valor indica el punto en que todas las especies alcalinas se han convertido en H_2CO_3 .

En campo se determinaron por medio de una titulación de una muestra de 50 ml utilizando un titulador digital de alcalinidad marca HACH con un cartucho de H_2SO_4 1.6 N (cada dígito equivale a 0.00125 ml de ácido) (Fig. 3.3.). El cálculo de alcalinidad se realiza mediante los métodos de punto de inflexión, de punto fijo, curvas de titulación teóricas y el gráfico de Gran (Drever, 1997), determinados con el software *Alkalinity Calculator* implementado por el USGS (Anexo 3).



Fig. 3.3. Equipo utilizado para la titulación potenciométrica de alcalinidad de campo.

3.2.4. Instrumentación de los principales aprovechamientos con transductores.

En hidrología kárstica la utilización de equipos electrónicos con mediciones *in situ* y almacenamiento del registro de datos ha supuesto una revolución tecnológica, con dispositivos robustos y fiables (dataloggers) (Mudarra et al., 2014). Sin embargo, en los puntos de descarga de agua subterránea es donde se ha generalizado su uso debido a la relevancia de estos como enclaves estratégicos para conocer y estudiar el funcionamiento global de los acuíferos kársticos que drenan (Bakalowicz, 2004).

El tipo de datalogger empleado en este proyecto fue el modelo “Hobo U24 fresh water conductivity & temperature logger, low range” del fabricante Onset (Fig. 3.4a). Estos son previamente calibrados en fábrica, diseñados para medir y registrar conductividad eléctrica en un rango entre los 0 a 2500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y temperaturas entre los -2 a 35 °C. Son sumergibles y de fácil instalación con ausencia de cables, con una amplia memoria que alcanza a registrar hasta 18,500 mediciones y en este caso fueron programados para realizar lecturas en intervalos a cada 30 minutos.



Fig. 3.4. Implementación de dataloggers.

En total fueron siete dispositivos distribuidos estratégicamente en los principales manantiales que rodean y alimentan de descargas naturales al humedal, así como tres más distribuidos sobre el arroyo La Ciénega y en la salida del límite poligonal del sitio oficial Ramsar sobre el mismo arroyo (Fig. 3.5), cabe mencionar que cada ubicación de los Dataloggers instalados coinciden con sitios del muestreo de agua subterránea.

3.2.5. Exploración geológica y geofísica.

Esta actividad inició con una recopilación de información topográfica (datos vectoriales y modelos digitales de elevación del terreno) del Instituto de Estadística y Geografía (INEGI) principalmente de las cartas escala 1:50,000 correspondientes a las claves F14C19 (Rascón), F14C18 (Tamasopo), F14C29 (Aquismón) y F14C28 (Lagunillas), esta información fue debidamente procesada mediante sistemas de información geográfica para obtener un modelo topográfico con curvas de nivel a cada 5 metros.

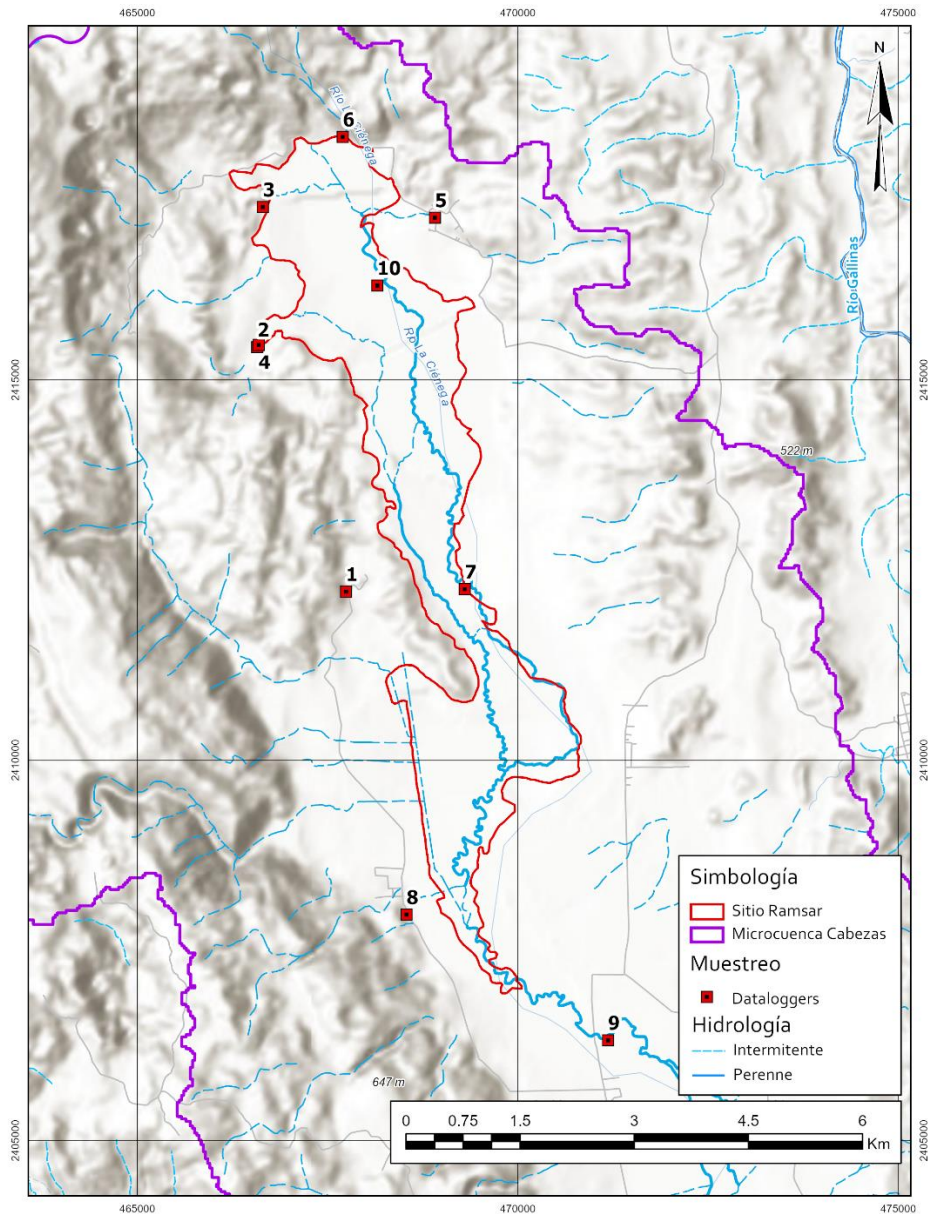


Fig. 3.5. Distribución de los 10 Dataloggers instalados en principales aprovechamientos y arroyo La Ciénega.

3.2.5.1. Cartografía geológica local.

Antes del análisis geológico de campo fueron revisados y utilizados los mapas geológicos previamente elaborados en la zona como lo es la carta geológica-minera escala 1:250,000 con clave F14-8 Ciudad Valles, elaborada por el Servicio Geológico Mexicano (SGM) en el año 1997, así como una cartografía de mayor detalle 1:25,000 realizada por Petróleos Mexicanos (PEMEX), exploración, 1988. Una vez digitalizada la cartografía, con ayuda de los modelos digitales de elevación, se realizó un análisis de fotointerpretación a detalle del sitio el cual permitió identificar las depresiones kársticas mayores, así como delimitar de mejor manera los contactos litológicos de las unidades presentes dentro de la microcuenca.

En campo se realizaron caminamientos con dirección NE-SO (60°) en donde se tomaban puntos de control con ayuda de un sistema de posición global (GPS), cada punto corresponde a descripciones detalladas de afloramientos, así como la toma de datos estructurales (estratificación, fracturamiento, fallas y fracturas) con ayuda de una brújula azimutal marca Brunton, con una declinación magnética de 6°, utilizando la regla de la mano derecha. En los mismos recorridos se colectó información geomorfológica de las principales depresiones kársticas, del mismo modo como se describieron e identificaron las estructuras tipo karren.

El mapeo geológico se realizó siguiendo los principios básicos de estratigrafía como continuidad lateral, superposición de capas, rasgos tectónicos y estructurales. Los contactos entre las unidades litológicas presentes se trazaron conforme a la proyección comprobada en campo de acuerdo con la regla de las V's y de tres puntos.

3.2.5.2. Levantamiento por transitorios electromagnéticos en el dominio del tiempo (TEM).

Los métodos electromagnéticos son un conjunto de técnicas en la que los campos eléctricos o magnéticos naturales se miden en la superficie terrestre o en pozos con el fin de mapear las variaciones de las propiedades eléctricas de la Tierra (resistividad, permeabilidad o permitividad). Es posible diferenciarlos en dos grupos, controlados y naturales. El principio del método electromagnético se basa en la respuesta del terreno al paso de las ondas electromagnéticas, y cada diferente método responde a una variación de las propiedades físicas del medio (resistividad eléctrica, permitividad y conductividad eléctricas).

En el presente trabajo el método de exploración geofísica empleado fue el denominado Transitorio Electromagnético en el Dominio del Tiempo (TEM) con un total de 19 sondeos (tabla 3.4), distribuidos estratégicamente en tres secciones en el extremo norte y sur de la poligonal correspondiente al sitio Ramsar (Fig. 3.6) (Anexo 4). La técnica del TEM, consistió en utilizar una espira o bobina que está formada de un cuadro mediante cable eléctrico del calibre # 12 con dimensiones de 150x150 m (área de la bobina 22,500 m²), con el arreglo denominado "Loop coincidente" (Fig. 3.7), con una resistencia de 2 Ohm en el circuito, para lo cual se utilizó un cable especial. Con estas características del arreglo se logró una intensidad de corriente entre 7 y 8 amperes, para cumplir con los 400 m de profundidad de investigación, de acuerdo con la penetración esperada en

relación con las dimensiones del arreglo del loop y el medio geológico donde se desarrollaron los sondeos geofísicos.

Tabla. 3.4. Coordenadas UTM de los sondeos TEM.

Id	X	Y	Z
Z01	473347	2408747	229
Z02	472704	2408447	230
Z03	471963	2408447	229
Z04	471549	2408549	229
Z05	471124	2408599	229
Z06	470685	2408795	229
Z07	469656	2408884	232
Z08	470245	2408776	229
Z09	468708	2408711	222
Z10	467834	2408907	229
Z11	467270	2408890	225
Z12	470262	2415561	231
Z13	469727	2415272	235
Z14	469257	2415296	229
Z15	466984	2416309	227
Z16	466584	2416175	224
Z17	466229	2416427	172
Z18	465453	2416215	230
Z19	465749	2416173	218

Con este arreglo se realizaron una serie de pruebas que consisten en variar parámetros como:

- Pruebas de la resistencia del circuito de transmisión y recepción.
- Análisis de la intensidad de corriente circulante.
- Análisis de ruido y respuesta del equipo con diferentes ganancias.
- Análisis de la penetración de la señal en el subsuelo (profundidad de investigación).
- Análisis de la repetibilidad de la respuesta medida por el equipo.
- Apilamiento de la señal con promedios de 128, 256, 512 y 1024 muestras.

El tiempo de medición se fijó con una duración entre 35 y 42 ventanas, con la serie de tiempo denominada "Early Times" del equipo "TerraTEM". Las mediciones se realizaron con ganancias de 4, 16, 32, 64 y hasta 100, aumentando el número de lecturas en sitios donde el ruido geológico era mayor, (este término hace referencia a respuestas geofísicas provenientes de cuerpos o zonas que no son de interés, por ejemplo, la existencia a poca profundidad de un estrato con una variación alta en resistividad inducirá una mayor variación en los valores de los datos) esto con el fin de aumentar la calidad en la estadística de los datos.

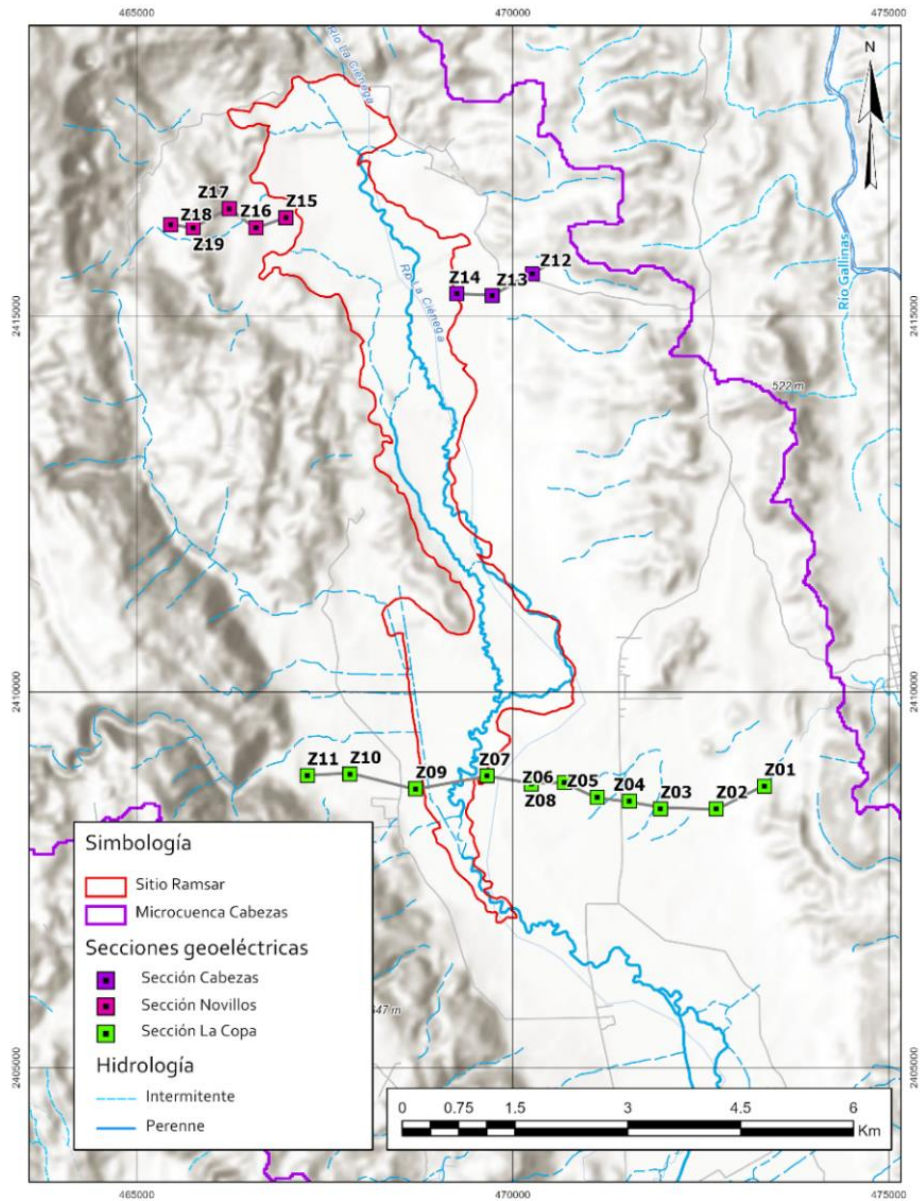


Fig. 3.6. Localización de las tres secciones geoelectricas.

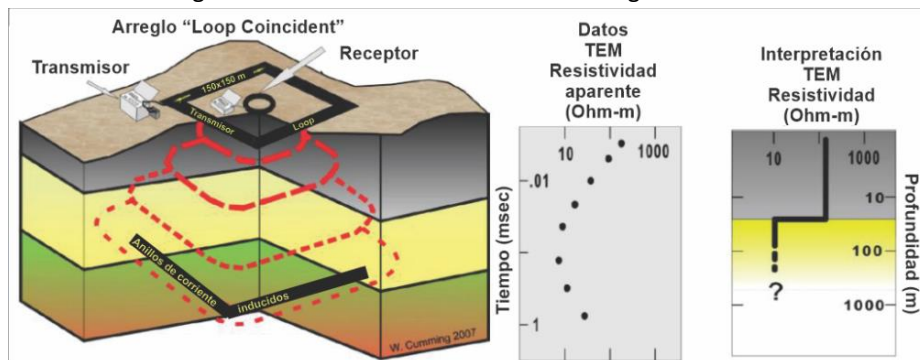


Fig. 3.7. Arreglo de "Loop coincidente", la caída del voltaje depende del patrón de resistividad del medio de propagación, la resistividad aparente frente al tiempo se calcula directamente desde el voltaje vs el tiempo. (Adaptada de Cumming, W., & Mackie, R. 2010).

El equipo utilizado fue un TerraTEM, del fabricante Monex Geoscope (Fig. 3.8), el cual es un robusto sistema de levantamiento electromagnético transitorio (TEM) que proporciona imágenes de conductividad de alta resolución.



Fig. 3.8. Sistema de transmisión de corriente multipolar "TerraTEM".

Diseñado con el transmisor y el receptor en un solo estuche portátil, el sistema terraTEM es una plataforma confiable y conveniente para completar sondeos TEM de calidad. El sistema base consta de una sola consola que alberga un solo receptor y un transmisor de 15 amperios y 24 V. La interfaz de usuario está controlada por una pantalla táctil con la capacidad de conectarse a un ratón externo si se prefiere. La pantalla es un panel LCD de 15" que permite la visualización clara de los datos adquiridos y todos los parámetros de adquisición. Los menús son claros y concisos, lo que permite una rápida adquisición de datos con una mínima pérdida de tiempo para aprender un nuevo sistema. El software estándar incluye un conjunto completo de información del sistema de diagnóstico junto con un osciloscopio y capacidades de disparo único para la evaluación cuantitativa del ruido ambiental del receptor. Los datos se pueden ver en varios formatos según las preferencias del usuario. También se incluyen como estándar en terraTEM las capacidades de trazado de perfiles y desintegración para la revisión de datos en el campo y el control de calidad.

3.3. Trabajo de laboratorio.

Para determinar los diferentes elementos e isótopos contenidos en las muestras de agua subterránea y de lluvia recolectados, se realizaron múltiples análisis en el Laboratorio de Agua y Suelos y en el Laboratorio de Geoquímica de la UASLP, los resultados pueden observarse en el Anexo 5. A continuación, se describen de manera breve los análisis elaborados.

3.3.1. Análisis químicos.

Todos los análisis se realizaron en base a lo establecido por diferentes normas mexicanas (Tabla 3.5) las cuales se rigen principalmente por la [NOM-127-SSA1](#). Los parámetros fisicoquímicos (pH, CE, STD y alcalinidad) fueron analizados con el equipo HORIBA D-23, la CE se determinó con el equipo Thermo Scientific Orion 35T, los sólidos totales disueltos (STD) se midieron a través de una técnica gravimétrica y la alcalinidad por CO_3 se realizó por medio de una titulación ácido-base con HCl valorado utilizando fenolftaleína como indicador (pH: 8.3). La alcalinidad por HCO_3 se determinó por medio de titulación con HCl utilizando anaranjado de metilo como indicador (pH: 4.5), la alcalinidad total es la suma de ambos métodos.

La medición de los nitratos consiste en la reducción de NO_3 y NO_2 en presencia de Cd tratado con CuSO_4 , posteriormente mediante la reacción de diazotación con sulfanilamida ($4\text{-(H}_2\text{N)C}_6\text{H}_4\text{SO}_2\text{NH}_2$) y copulación con N-1-naftil etilendiamina (reactivo HCH, Permachem Reagents, Cat. 1403499, NitraVer5 Nitrate Reagent para 25 ml) para obtener un compuesto azoico coloreado que se mide por absorción IV-Vis a 500 nm en un espectrofotómetro HACH DE/2000, método 355 N, NO_3 .

Para el análisis de sulfatos se utilizó el método turbidimétrico. Los iones sulfato precipitan en medio ácido y presencia de BaCl_2 . La concentración del ion sulfato se mide por comparación de la lectura a 450 nm con una curva de calibración analítica utilizando un espectrofotómetro. Se utilizó el reactivo SulfaVer 4, PN: 31067-69, HACH (Ácido cítrico 55-65%, cloruro de bario 40-50%). Este método es útil para soluciones con concentraciones entre 2 mg/L a 70 mg/L de SO_4^{2-} , ya que a concentraciones mayores las suspensiones de sulfato de bario pierden estabilidad. Si las concentraciones de sulfatos se encontraban por arriba del intervalo óptimo de trabajo, se realizaron diluciones de las muestras considerando los factores de dilución en el reporte de resultados.

Tabla. 3.5. Parámetros y métodos de análisis utilizados en laboratorio.

PARÁMETRO	TÉCNICA	REFERENCIA
pH	Potenciométrico	NMX-AA-008-SCFI-2011
Conductividad eléctrica	Conductividad (Ley de Ohm)	NMX-AA-093-SCFI-2000
Potencial redox	Potenciométrico	SM Método 25808, 2012
Cloruros	Volumetría: Método argentométrico, valoración con AgNO ₃ y K ₂ CrO ₄ como indicador	NMX-AA-073-SCFI-2001
Fluoruros	Espectrometría: Método espectrofotométrico utilizando el complejo Zr-SPANDS	NMX-AA-077-SCFI-2001
Sulfatos	Espectroscopía: UV-Vis, método turbidimétrico	NMX-AA-074-SCFI-2014 HACH método 8051 USEPA método 375.4
Alcalinidad en laboratorio	Titulación ácido-base: método de fenolftaleína (pH 8.3) y total con anaranjado de metilo (pH entre 3.7 y 5.1)	NMX-AA-036-SCFI-2001
Alcalinidad en campo	Titulación digital ácido-base: Punto final por potencimetría. Determinación del punto final: Método de punto de inflexión, método de punto final fijo, método teórico de la curva de titulación de Gran	HACH, método 8203
Nitratos	Espectroscopia UV-Vis	NMX-AA-079-SCFI-2001
Na, K, Ca, Mg, S, Si, P	Espectroscopia de emisión óptica en plasma acoplado inductivamente (ICP-OES)	EPA-6010-C
Li, Be, B, Al, Sc, Ti, V, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, As, Se, Sr, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Ba, Ta, Hg, Tl, Pb, U, Fe, Mn	Espectroscopia de emisión óptica en plasma acoplado inductivamente-espectrometría de masas (ICP-MS)	EPA 6010
Isótopos	Análisis isotópico de muestras líquidas de agua (Picarro L2130-I)	USGS 47, USGS 48
Cloruros en agua de lluvia	Cromatografía iónica (QOP Anions)	EPA 300.1

La medición de los principales cationes (Na, K, Mg, Ca y SiO₂) y los elementos menores, se analizaron por espectroscopia de emisión en plasma acoplado inductivamente ICP-OES (Thermo Scientific, mod. ICAP 7200) (Fig. 3.9a). La determinación de metales menores y traza (Li, Be, B, Al, Sc, Ti, V, Cr, Ni, Co, Cu, Zn, As, Se, Sr, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Ba, Ta, Hg, Tl, Pb, U, Fe, Mn) se llevó a cabo por medio de un espectrómetro de emisión en plasma acoplado inductivamente con espectrómetro de masas (ICP-MS, cuadrupolo, marca Thermo Scientific, modelo X Series 2) (Fig. 3.9b).

Los isotopos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ fueron medidos a través del método de radioisótopos de espectrometría de masas (IRMS). Los análisis de $\delta^2\text{H}$ se realizaron sobre el gas hidrogeno obtenido a través de la reducción a alta temperatura del agua. Los análisis de $\delta^{18}\text{O}$ fueron realizados sobre el dióxido de carbono de la muestra una temperatura constante (25 °C). Estas muestras fueron enviadas a la Universidad estatal de Iowa, USA, para su análisis.



Fig. 3.9. Análisis de muestras en laboratorio. a) ICP-OES Thermo Scientific, mod. ICAP 7200. b) ICP-MS, cuadrupolo, marca Thermo Scientific, modelo X Series 2.

3.4. Análisis de los resultados obtenidos.

Una vez obtenidos todos los datos de campo y resultados de laboratorio, la base de datos fue debidamente procesada por una serie de herramientas y programas de cómputo que facilitan el análisis y cálculo de la modelación y composición química del agua (balance de cargas, estadísticas, mezclas simples, modelados geoquímicos, matrices de correlación, etc.), como son AquaChem y PHREEQC para Windows. Por otra parte, para el manejo de elementos del terreno, los datos obtenidos del portal web de INEGI, fueron procesados por múltiples SIG (ArcGis, Qgis, Global Mapper, Leapfrog Geo, entre otros) para la elaboración de mapas y modelos temáticos. Los datos climáticos obtenidos de CONAGUA fueron procesados mediante el programa Rstudio, elaborando cálculos estadísticos para detección y reemplazo de datos faltantes. Para el proceso de los datos geofísicos, se utilizaron la máquina virtual Dos Box, donde se hace un previo proceso de los datos SIR en el programa Temix S, posteriormente son debidamente procesados y ajustados al medio geológico con el programa Winglink, y con apoyo de SIG como Surfer y Autocad son debidamente escalados, editados y exportados los perfiles de resistividad. Finalmente, para la programación, descarga y manejo de datos de los dataloggers instalados se utilizó el programa Onset HOBOWare-Pro.

4. Caracterización hidrogeológica y geofísica del acuífero kárstico.

Hidrogeológicamente la microcuenca que contiene al sitio Ramsar es considerada como un relieve kárstico, constituido principalmente por rocas carbonatadas correspondiente a los miembros de la Formación Tamasopo y en menor proporción por rocas la Formación El Abra, así como material aluvial relleno los valles kársticos. Este complejo sistema kárstico exhibe su zona de recarga local en la porción Noroeste de la microcuenca, donde se presentan las mayores elevaciones (Fig. 2.4.), además de ser la zona con mayor intensidad de precipitación, así como el mayor número de depresiones kársticas. Es drenado mediante manantiales recargados de manera autogénica (difusa y concentrada) y por múltiples descargas difusas hacia el polje estructural Cabezas, el escurrimiento resultante es denominado como “El Arroyo La Ciénega”.

4.1. Unidades hidrogeológicas.

De acuerdo con los rasgos físicos descritos en el capítulo 2 de cada unidad litológica presentes en la microcuenca, a continuación, se describen los principales aspectos hidrogeológicos, basados en la permeabilidad que exhiben, divididos en dos principales horizontes, acuífero libre y acuitardo (Fig. 4.1):

Acuífero libre: Dentro de la microcuenca es constituido principalmente por un polígono de material aluvial distribuido como relleno del valle kárstico con un espesor de hasta 55 m, su principal composición le otorga características permeables, sin embargo, ciertos horizontes impermeables funcionan como una barrera al flujo lateral haciendo fluir sobre los sedimentos granulares permeables hasta surgir a la superficie y escurrir en forma de un arroyo. Así como, la secuencia calcárea del Cretácico (Formación El Abra y Formación Tamasopo) representa esta unidad, exhiben una porosidad primaria y secundaria, siendo esta última la de mayor efectividad. Debido al grado de madurez del karst, el cual también ocasiona que la microcuenca tenga un sistema muy dinámico, es decir, el agua precipitada en las zonas de recarga tiene una trayectoria relativamente corta. Cabe mencionar que los principales manantiales kársticos investigados, sus descargas provienen de flujos subterráneos dentro del miembro superior de la Formación Tamasopo.

Acuitardo: Es constituido principalmente por rocas de la Formación Cárdenas, de acuerdo con sus rasgos geológicos es definitivamente impermeable, otorgando características de semiconfinamiento a las unidades calcáreas subyacentes.

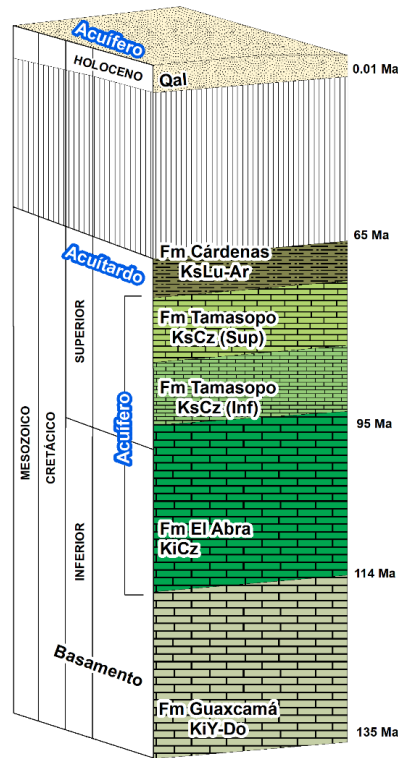


Fig. 4.1. Unidades hidrogeológicas de la Microcuenca Cabezas.

4.2. Censo de aprovechamientos.

Dentro de la microcuenca se censaron 9 manantiales, 5 drenes o canales que son escurrimientos de manantiales aguas arriba, así como 4 norias. Cabe resaltar que los manantiales analizados se desarrollan sobre la unidad semiconfinada correspondiente a rocas de la Formación Tamasopo, para reconocer las principales condiciones hidrológicas que afectan a los manantiales en estudio (recarga, recesión y agotamiento), se consideró realizar actividades como la conceptualización de las condiciones hidrogeológicas que controlan el ascenso de las descargas de agua subterránea, régimen de manantiales mediante el cálculo de caudales y condición hidrológica. Los manantiales son principalmente de cuarto y quinto orden, son de tipo limnocreno principalmente, también se observan de tipo hipocreno y helocreno de acuerdo con clasificaciones de manantiales propuestas por autores como Meinzer (1923); Hynes (1970); Springer *et al.*, (2008) (Tabla 4.1). El principal uso del agua de estos aprovechamientos es destinado para uso agrícola (manantiales) y en menor proporción para uso doméstico (norias).

Tabla 4.1 Tipos de descargas de los principales manantiales de la Ciénega de Cabezas (de acuerdo con las clasificaciones de Meinzer 1923, Hynes 1970 y Springer *et al.*, 2008).

Sitio	Entorno de sugercia e hidrogeología	Magnitud	Descarga (l/s)	Condición
 <p>X = 468911 y = 2417131</p> <p>Sitio 2 Manantial (Limnocreno)</p>	Emerge de un acuífero semiconfinado por medio de una falla normal, descargando inmediatamente en un pequeño arroyo acompañado de múltiples aportes difusos.	Cuarta	9.5	Perenne
 <p>X = 467733 y = 2418190</p> <p>Sitio 4 Manantial (Limnocreno)</p> <p>X = 467699 y = 2418194</p> <p>Sitio 5 Manantial (Limnocreno)</p>	Emerge de un acuífero semiconfinado por medio de una falla normal, descargando en forma de piscina.	Cuarta	14.5	Perenne
 <p>X = 467161 y = 2418139</p> <p>Sitio 6 Manantial (Hipocreno)</p>	Manantial enterrado donde el flujo no llega a la superficie, debido a un bajo caudal de descarga asciende temporalmente.	Quinta	-	Intermitente
 <p>X = 466914 y = 2417821</p> <p>Sitio 7 Manantial (Limnocreno)</p>	Emerge de un acuífero semiconfinado por medio de una falla normal, descargando en forma de una pequeña piscina.	Quinta	0.5	Intermitente

Sitio	Entorno de sugercia e hidrogeología	Magnitud	Descarga (l/s)	Condición
 <p>X = 466576 y = 2415431</p> <p>Sitio 8 Manantial (Hipopreno)</p>	Manantial enterrado donde el flujo no llega a la superficie, asciende a través de las raíces de un árbol.	Cuarta	-	Perenne
 <p>X = 468537 y = 2407971</p> <p>Sitio 10 Manantial (Limnocreno)</p>	Emerge de un acuífero semiconfinado por medio de una falla normal, descargando en forma de una piscina.	Tercera	39	Perenne
 <p>X = 467742 y = 2412216</p> <p>Sitio 27 Manantial (Helocreno)</p>		Cuarta	16.5	Perenne
 <p>X = 467655 y = 2410118</p> <p>Sitio 40 Manantial (Helocreno)</p>		Cuarta	20.5	Intermitente
 <p>X = 467761 y = 2409866</p> <p>Sitio 41 Manantial (Helocreno)</p>	Fuente indistintas o múltiples que se filtran desde acuíferos poco profundos, un plano de falla pone en contacto el agua con una formación impermeable, obligando a escurrir superficialmente.	Quinta	-	Intermitente
 <p>X = 468261 y = 2409318</p> <p>Sitio 42 Manantial (Helocreno)</p>		Quinta	-	Intermitente

Sitio	Entorno de sugercia e hidrogeología	Magnitud	Descarga (l/s)	Condición
 <p>X = 468501 y = 2409004</p> <p>Sitio 43 Manantial (Helocreno)</p>		Quinta	-	Intermitente
 <p>X = 466594 y = 2415460</p> <p>Sitio 46 Manantial (Hipocreno)</p>	Manantial enterrado donde el flujo no llega a la superficie, asciende a través de las raíces de un árbol.	Cuarta	-	Perenne
 <p>X = 466649 y = 2417272</p> <p>Sitio 47 Manantial (Limnocreno)</p>	Emerge de un acuífero semiconfinado por medio de una falla normal, descargando en forma de una piscina.	Cuarta	12.5	Perenne

Por otra parte, dentro de la microcuenca no existen pozos profundos, únicamente pequeñas obras menores a 10 m de profundidad, tres norias sobre el material granular fueron monitoreadas, una de ellas se ubica fuera de la microcuenca (Sitio 1) (Fig. 3.1). En su mayoría son destinados para uso doméstico principalmente, en total exhiben una incipiente extracción en este valle kárstico de 53,746 mm³/año.

4.3. Configuración de la profundidad del nivel estático (PNE).

De acuerdo con los datos piezométricos recolectados en norias durante las campañas de campo se propone la primera configuración del nivel estático para el medio granular que alberga al sitio Ramsar. En general en todo el valle el nivel estático está muy cercano a la superficie (Tabla 4.3), al norte al inicio de la cuenca la profundidad del nivel estático (PNE) se encuentra aproximadamente a 4 metros, aguas abajo paulatinamente se

degrada hasta alcanzar los 5.3 metros de profundidad (Fig. 4.3) evidenciado un gradiente hidráulico con una dirección preferencial N-S.

Tabla 4.2 Resumen del censo de norias.

Sitio	X	Y	Elevación brocal (msnm)	Uso
	471791	2420868	472	Doméstico
	469465	2416695	298	Doméstico
	471142	2405765	281	Doméstico
	471366	2409364	278	Doméstico

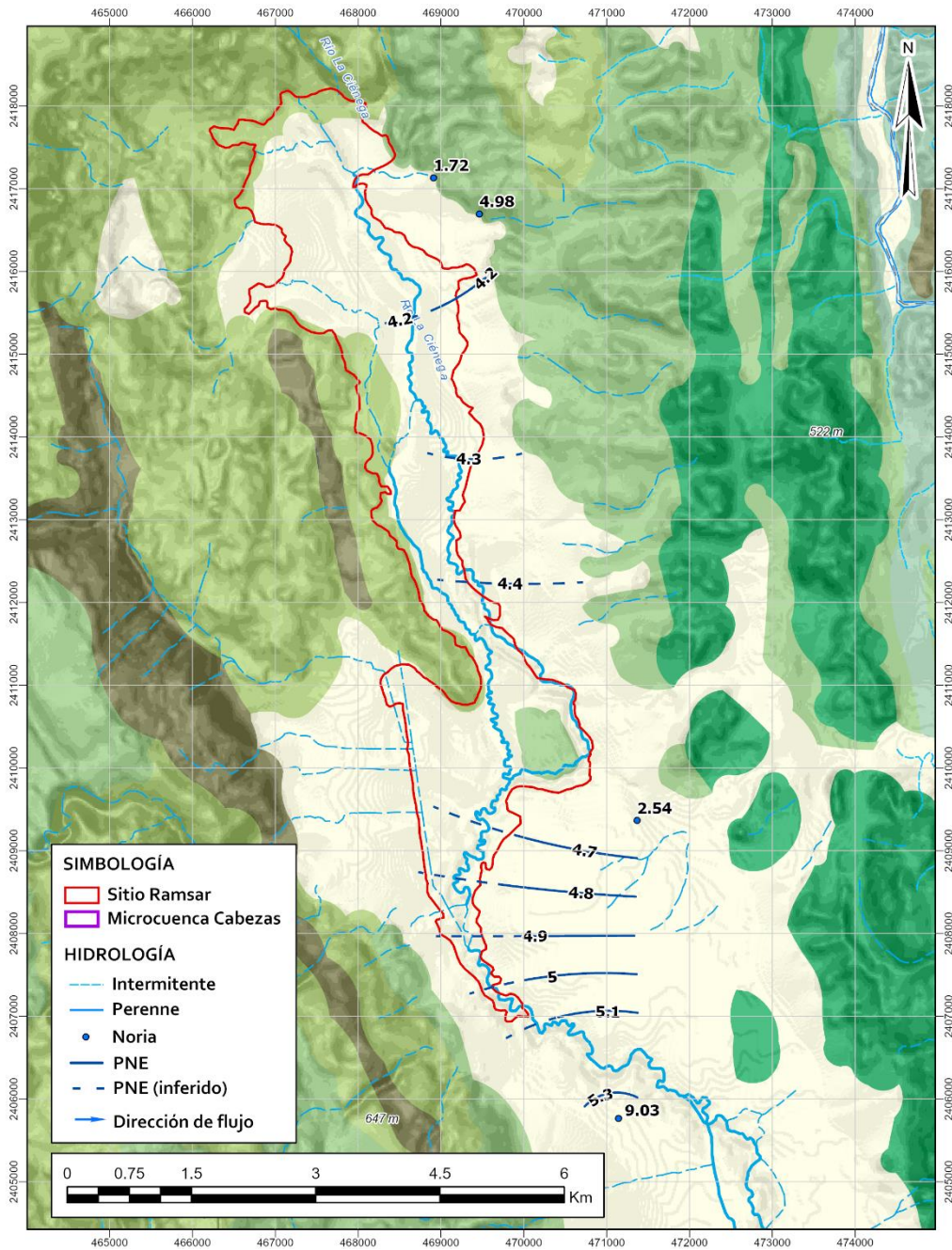


Fig. 4.2. Profundidad del nivel estático durante junio del 2021.

4.4. Configuración de la elevación del nivel estático (ENE) y dirección de flujo subterráneo.

Las redes de flujo son dos líneas de series, la primera corresponde a líneas que representan puntos de igual carga y representan la altura de la superficie piezométrica, es decir, el nivel estático es referido a la elevación del nivel del mar (Tabla 4.3) y la segunda es referida a líneas de flujo subterráneo, las cuales se establecen de las porciones de mayor elevación topográfica hacia la salida de la microcuenca (Fig. 4.3). Debido a la pendiente subhorizontal de la microcuenca el nivel estático este muy

cercano a la superficie, por lo tanto, las líneas equipotenciales se presentan con valores de aproximadamente 293 msnm en el sector Norte de la microcuenca y hasta los 273 msnm aproximadamente hacia la salida en la porción Sur de la poligonal del sitio Ramsar. De acuerdo con esto la dirección de flujo subterráneo se sugiere tiene trayectos preferenciales NE-SO, convergiendo de manera difusa en el arroyo La Ciénega (Fig. 4.3)

Tabla 4.3. Datos piezométricos del valle aluvial.

Id	X	Y	Z	PNE	ENE
2	468911.00	2417131.00	295	1.72	293.28
3	469465.00	2416695.00	298	4.98	293.02
11	471142.00	2405765.00	281	9.03	271.97
14	471366.00	2409364.00	278	2.54	275.46

4.5. Funcionamiento dinámico de la conductividad eléctrica (CE) y temperatura en los manantiales kársticos.

Como se ha mencionado anteriormente es complido entender a los acuíferos kársticos, debido a su carácter heterogéneo y anisotrópico. El uso de métodos clásicos en este tipo de sistemas brinda información que no son representativas de la organización y el funcionamiento de un acuífero kárstico, además el acceso al sistema hidrodinámico activo en el karst casi siempre está restringido.

La investigación hidrogeológica permite reconocer que los sistemas de flujo dentro del sistema kárstico son organizados para constituir una serie de drenajes que descargan hacia el inicio de un valle kárstico. Este drenaje fue estudiado para conocer su funcionamiento a largo plazo en un periodo comprendido entre julio del 2020 a junio del 2022 registrando ambos periodos estiaje y lluvias mediante un sistema estratégico comprendido principalmente por manantiales de condiciones perennes y puntos de inicio, inmediación y salida del arroyo La Ciénega dentro de la poligonal del sitio Ramsar, esto con la implementación de diez transductores (Fig. 3.5). Los cuales evaluaron detalladamente el comportamiento de la CE y temperatura contra los registros de precipitación mensual mostrando episodios completos del año hidrológico y manifestando diferentes escenarios hidrogeológicos representando las condiciones representativas de flujo de conducto y flujo difuso que drenan mediante manantiales hacia el acuífero granular. Para evaluar los resultados obtenidos de los transductores, se dividieron en tres principales grupos, uno agrupa los resultados observados en el arroyo la Ciénega y el resto de acuerdo con los rangos de CE presentes en los manantiales analizados (Tabla 4.4).

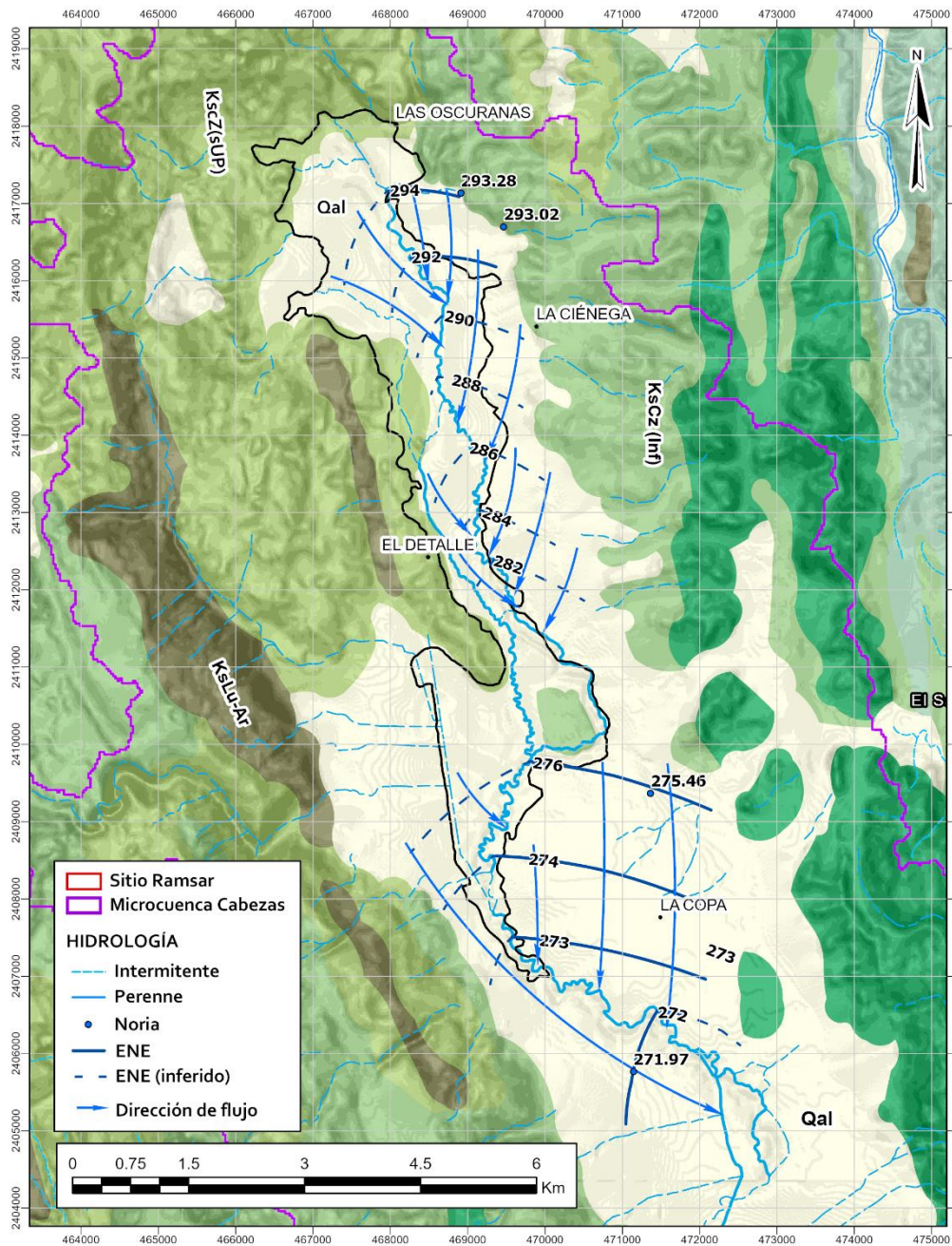


Fig. 4.3. Configuración de la ENE y la red de flujo subterráneo durante junio del 2021.

Los valores observados en el grupo 1 (julio del 2020 a junio del 2022), son constituidos por un rango de CE entre los 320 a 710 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y temperaturas con valores mínimos de 22.94 a máximos de 27.35 (Tabla 4.4). El sitio 2 sus datos de temperatura del agua subterránea tienen un promedio de 24.76 $^{\circ}\text{C}$ y de CE de 628 $\mu\text{S}/\text{cm}$, el análisis de los datos demuestra que los valores de mayor temperatura (26.39 $^{\circ}\text{C}$) coinciden con el periodo de verano, por el contrario, los valores mínimos (23.53 $^{\circ}\text{C}$) corresponden al periodo de invierno, estos datos muestran una tendencia estacional muy clara entre los periodos mencionados, y el valor de la temperatura del agua del manantial es atenuada

de manera diaria por la temperatura ambiente. Al correlacionar el valor de la temperatura con las precipitaciones se observan ligeras variaciones después de las precipitaciones, únicamente se observan variaciones en las mayores precipitaciones durante la primavera y más claras en el periodo de verano, siendo el ejemplo más claro las precipitaciones ocurridas en los meses de agosto donde episodios de lluvias intensas produce un notable decremento en la temperatura (Fig.4.4.). Por otra parte, los datos de CE registrados muestran tendencias relativamente estables, aunque se observan algunas variaciones muy marcadas como respuesta a los eventos de máxima precipitación (481 $\mu\text{S}/\text{cm}$), en general se observan tendencias en aumento posterior a los eventos de mayor precipitación, generalmente en las lluvias de la primavera y durante periodo del estiaje, los valores de conductividad eléctrica se estabilizan, un claro ejemplo se observa durante las precipitaciones en los meses de octubre y diciembre del 2020 la temperatura tiende a disminuir de manera abrupta y paulatinamente aumenta su nivel hasta estabilizarse durante casi todo el periodo de primavera (Fig.4.4). Los datos obtenidos del transductor instalado entre los sitios 4 y 5, muestran una tendencia muy similar al sitio 2, los parámetros tienen un promedio de 24.39 °C y 638 $\mu\text{S}/\text{cm}$ los valores de mayor temperatura (27 °C) coinciden con el periodo de verano y los valores mínimos (23 °C) corresponden al periodo de invierno, mostrando una tendencia estacional muy clara, y el valor de la temperatura del agua del manantial es atenuada de manera diaria por la temperatura ambiente además de manifestar mayor respuesta a casi todas las precipitaciones ocurridas durante el tiempo de medición (Fig. 4.5).

Tabla 4.4. División en grupos, de acuerdo con el tipo de aprovechamiento y rangos de CE, así como los valores máximos, mínimos y promedios de los parámetros analizados.

Sitio	Aprovechamiento	Rango CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Parámetro					
			Temperatura (°C)			CE ($\mu\text{S}/\text{seg}$)		
			máximo	mínimo	promedio	máximo	mínimo	promedio
2			26	24	25	681	482	629
4 y 5	Manantial	300 - 700	27	23	24	707	492	634
10			25	23	24	667	321	585
8			25	23	24	1871	591	1787
27	Manantial	550 - 1900	26	21	24	1792	897	1517
46			25	23	24	2038	1131	1582
47			24	24	24	1873	657	1673
49	Arroyo (inicio)		31	16	25	1628	456	1409
44	Arroyo (centro)	400-2000	34	15	25	1999	489	1578
48	Arroyo (Salida)		33	15	26	1802	429	1463

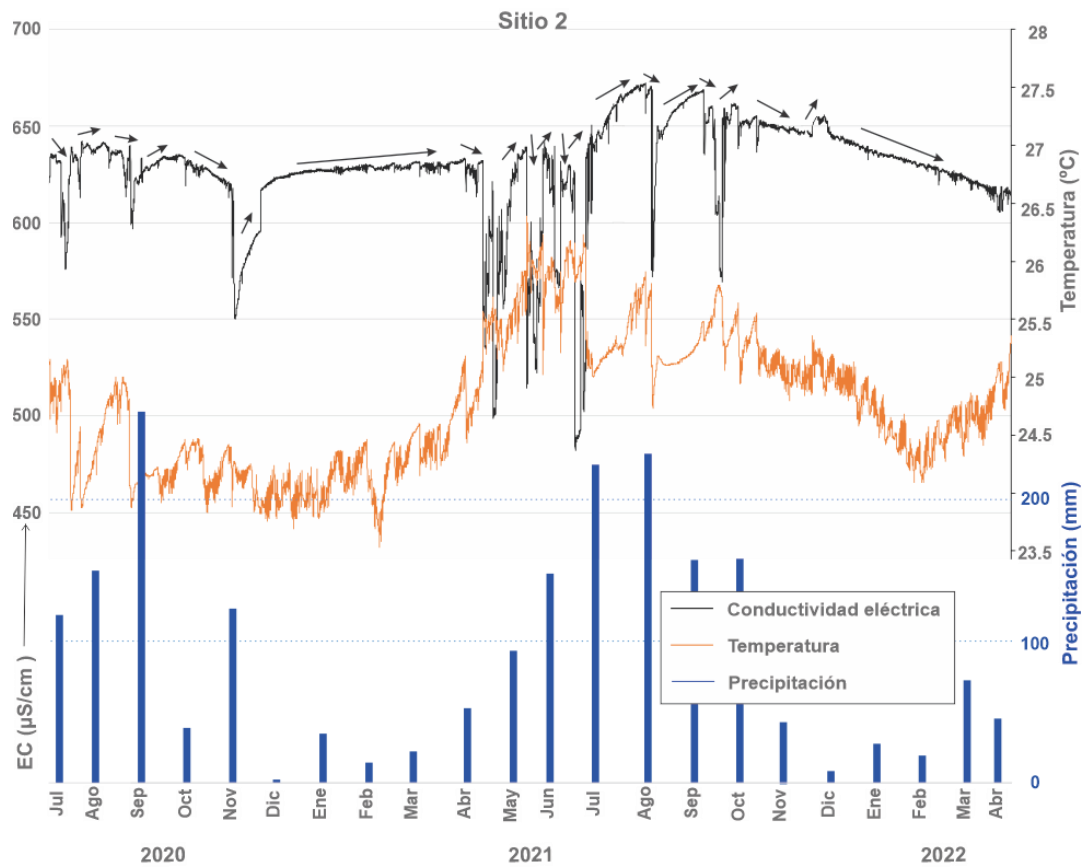


Fig. 4.4. Evolución de la CE y temperatura de las descargas de agua subterránea en el sitio 2.

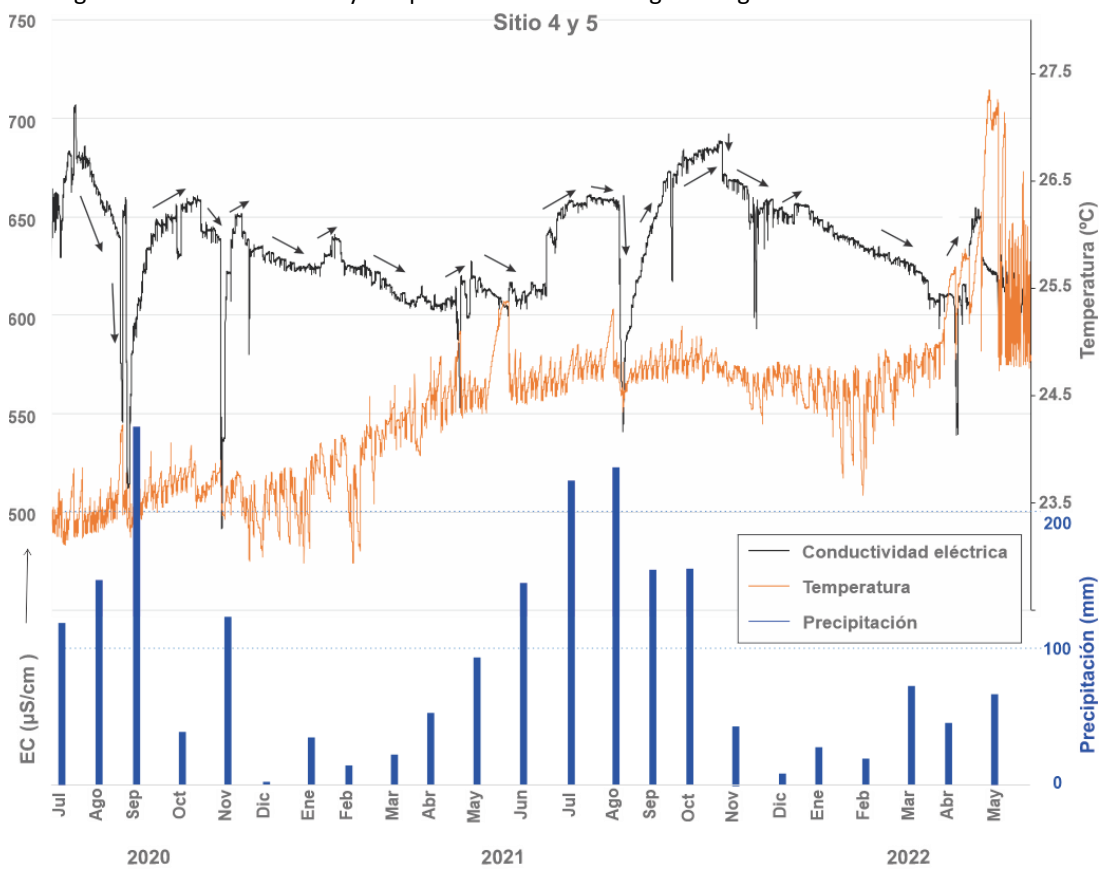


Fig. 4.5. Evolución de la CE y temperatura de las descargas del sitio 4 y 5.

Finalmente, en el sitio 10 el agua subterránea tiene una temperatura promedio de 24.25 °C y de CE de 585 $\mu\text{S}/\text{cm}$, son valores ligeramente más bajos con respecto a los sitios anteriormente descritos y los valores registrados muestran tendencias mayormente estables, con menor influencia de la temperatura ambiente. Los valores de mayor temperatura (25 °C) coinciden con el periodo de verano, sin embargo, a pesar de las variaciones generadas por las precipitaciones los valores tienden a un progresivo ascenso en este valor (Fig. 4.6). Lo que respecta a los valores mínimos (23.53 °C) corresponden al periodo de invierno, estos datos muestran una tendencia estacional muy clara entre los periodos mencionados, y el valor de la temperatura del agua del manantial aparentemente no es afectada por la temperatura ambiente. Por otra parte, los datos de CE registrados también muestran tendencias relativamente estables, aunque se observan algunas variaciones muy marcadas como respuesta a los eventos de máxima precipitación (320 $\mu\text{S}/\text{cm}$), en general se observan variaciones correspondientes en las lluvias de la primavera y durante periodo del estiaje los valores de conductividad eléctrica se observan muy estables, únicamente está marcada una discontinuidad ocasionada por las precipitaciones de verano durante los meses de agosto y octubre del 2020 la temperatura tiende a disminuir de manera abrupta y paulatinamente aumenta su nivel hasta estabilizarse al valor anterior a los eventos de precipitación y se mantiene durante casi todo el estiaje (Fig.4.6).

El grupo dos presenta valores de CE entre los 590 a 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y temperaturas con valores mínimos de 24 a máximos de 26 °C (Tabla 4.4). En el sitio 8 los datos (agosto del 2020 a mayo del 2022) de temperatura del agua subterránea tienen un promedio de 24.32 °C y de CE de 1787 $\mu\text{S}/\text{cm}$, el análisis de los datos demuestra que los valores de mayor temperatura (24.82 °C) coinciden con el periodo de verano, por el contrario, los valores mínimos (23.33 °C) corresponden al periodo de invierno.

El valor de la temperatura del agua del manantial es atenuado por la temperatura ambiente de manera diaria. Al correlacionar el valor de la temperatura con las precipitaciones se observan ligeras variaciones días después de las precipitaciones, por otra parte, los datos de CE registrados muestran tendencias relativamente estables, aunque se observan algunas variaciones muy marcadas como respuesta a los eventos de máxima precipitación. En general los datos muestran tendencias muy estables, la temperatura a pesar de las ligeras variaciones mantiene una tendencia en ascenso de

manera constante a través de los tres años analizados. La CE, del mismo modo se observa con tendencias estables, durante periodos de estiaje mantiene valores muy estables los cuales también tienden a incrementarse, únicamente muestran variaciones notables en las máximas precipitaciones de verano. Un ejemplo muy claro son las precipitaciones ocurridas en el mes de agosto del 2021, en donde episodios de lluvias intensas produce un notable decremento en la temperatura reflejado días después, la temperatura se incrementa notablemente y los valores de CE disminuyen hasta valores menores a 600 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Fig.4.7). El sitio 46 (Fig.4.9) muestra tendencias muy similares a los valores observados en el sitio 8 teniendo una mayor respuesta a las precipitaciones ocurridas en primavera y verano, sin embargo, los valores de conductividad no disminuyen tanto (1130 $\mu\text{S}/\text{cm}$), la temperatura del manantial se muestra atenuada por la temperatura ambiente, sin embargo, también exhibe una tendencia al alza con forme el tiempo.

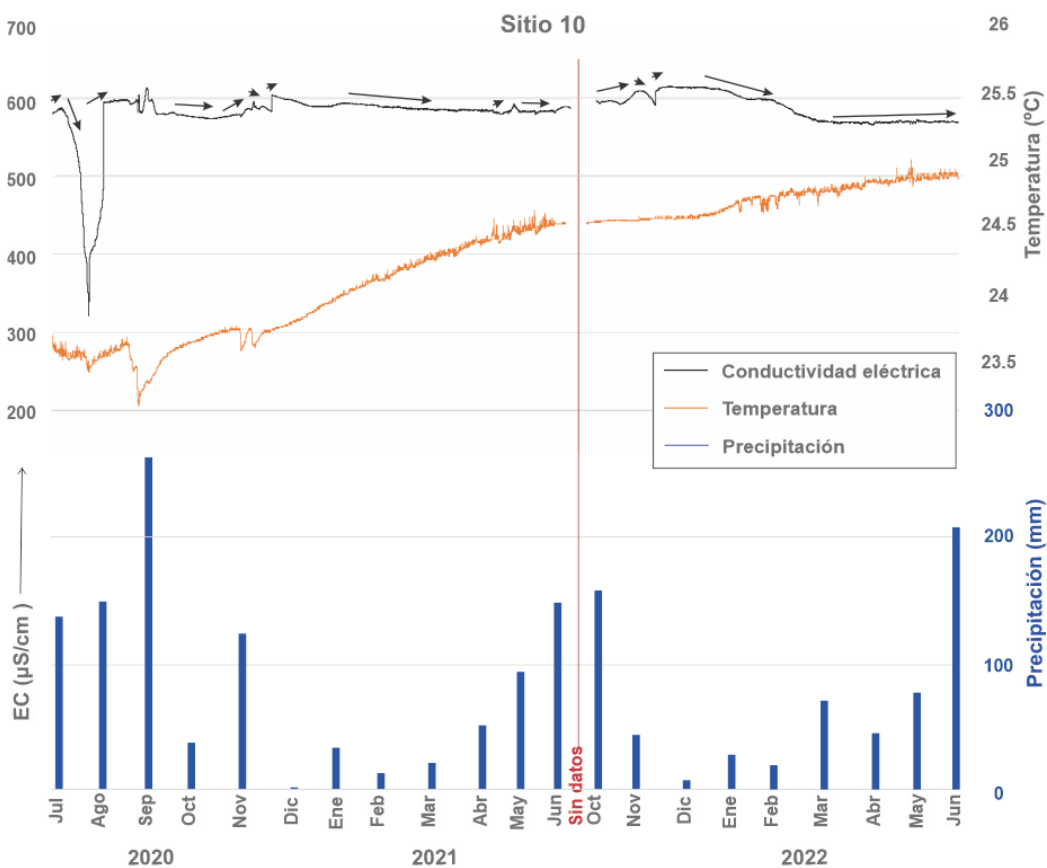


Fig. 4.6 Evolución de la CE y temperatura de las descargas del sitio 10.

Los sitios 27 (julio del 2020 a mayo del 2021) y 47 (julio – agosto del 2020) muestran tendencias muy similares, ambas inician con CE relativamente bajas durante el mes de julio del 2020, posterior ascienden paulatinamente a valores altos de aproximadamente

1800 $\mu\text{S}/\text{cm}$, posterior vuelven a disminuir por las precipitaciones ocurridas en el mes de septiembre, durante el resto del invierno y parte de la primavera se mantiene relativamente estable con una tendencia ascendente afectado ligeramente por algunas precipitaciones, es durante el mes de marzo del 2021 que conforme incrementan las precipitaciones la CE decrece hasta aproximadamente los 900 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La temperatura muestra de manera diferente en el sitio 27 exhibe una alta atenuación por la temperatura del ambiente respondiendo ligeramente a las precipitaciones (Fig. 4.8). Por otra parte, en el sitio 47 los valores de temperatura se observan ligeramente atenuados por la temperatura ambiente, donde las variaciones mayormente marcadas corresponden a los periodos de mayor precipitación (Fig. 4.10). Ambos sitios del mismo modo los valores observados de temperatura tienden a incrementarse con el paso del tiempo.

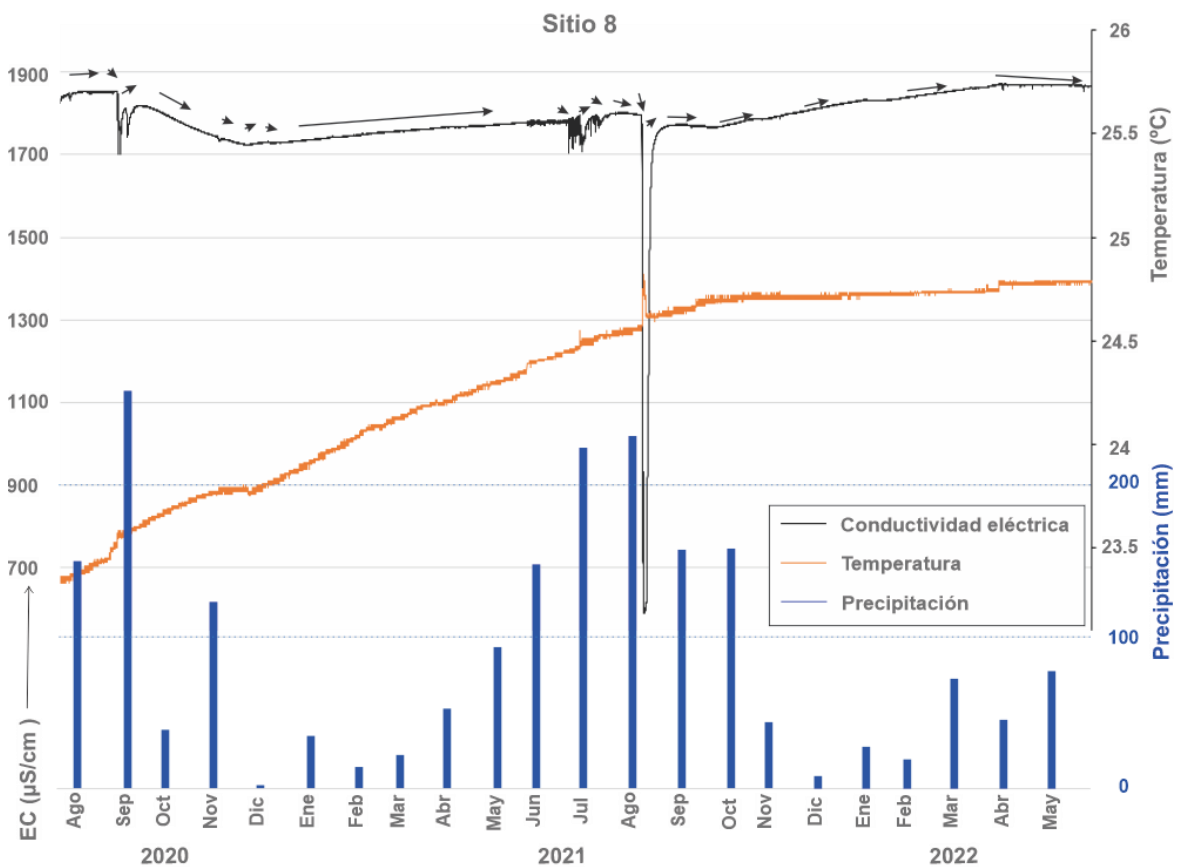


Fig. 4.7 Evolución de la CE y temperatura de las descargas del sitio 8.

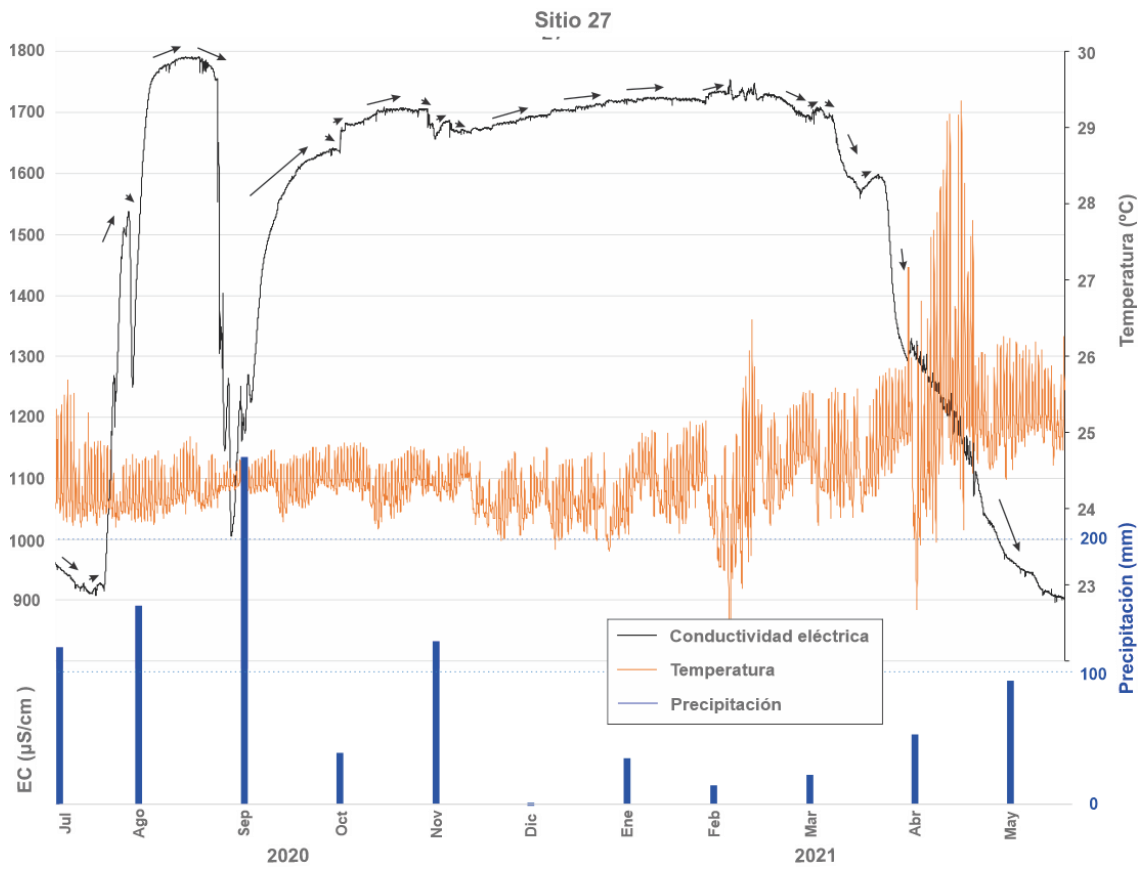


Fig. 4.8. Evolución de la CE y temperatura de las descargas del sitio 27.

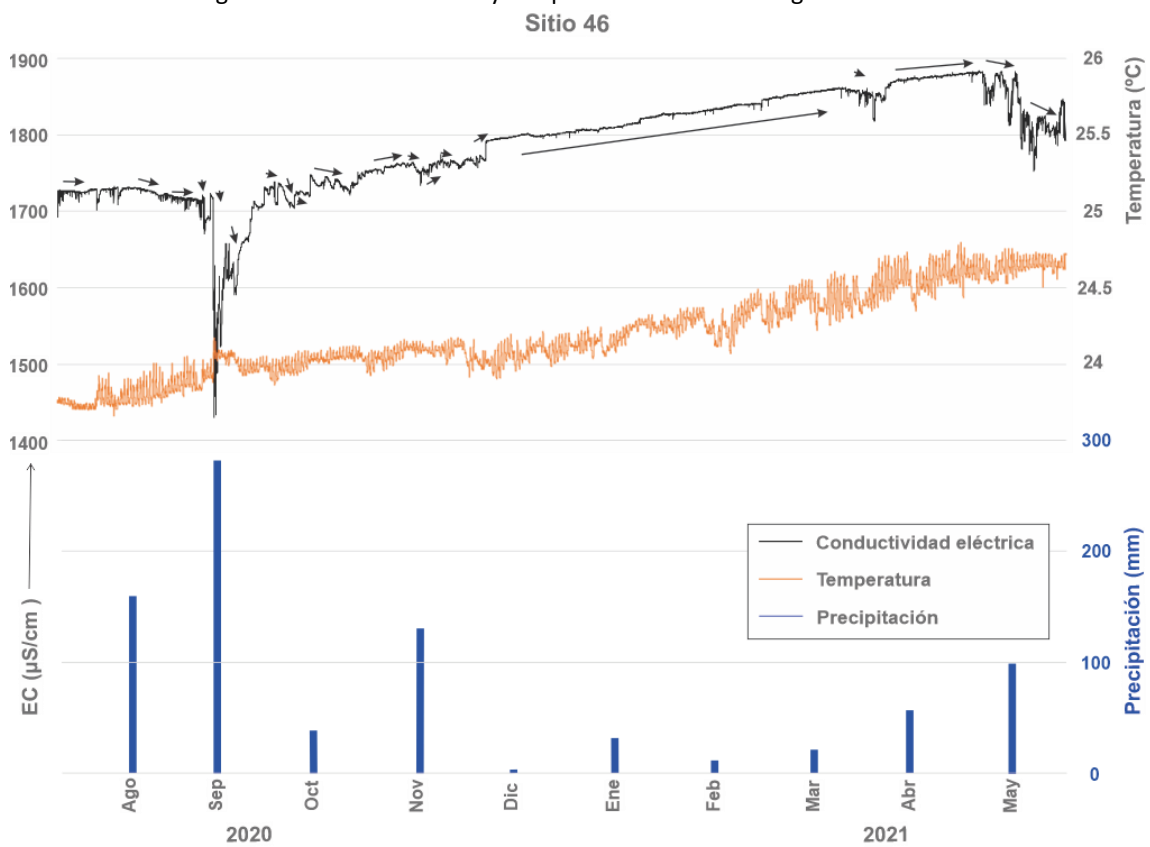


Fig. 4.9. Evolución de la CE y temperatura de las descargas del sitio 46.

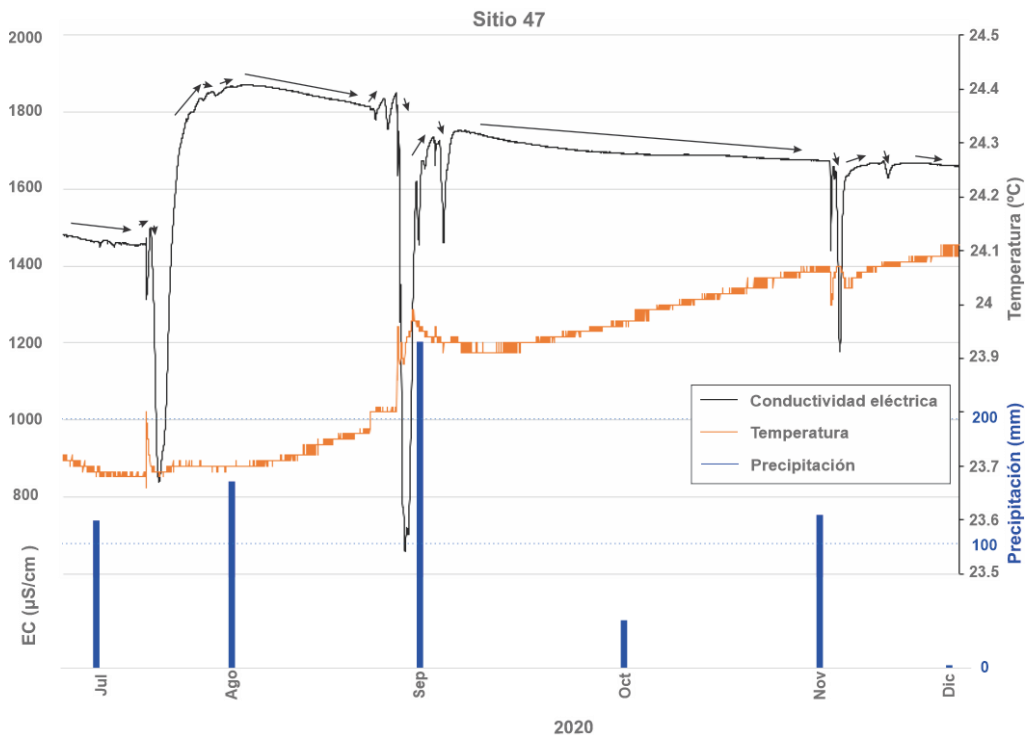


Fig. 4.10. Evolución de la CE y temperatura de las descargas del sitio 47.

Finalmente se describen los tres transductores instalados en el desarrollo del arroyo La Ciénega, en general muestran tendencias muy similares se muestran totalmente atenuados por la temperatura ambiente mostrando también una respuesta inmediata a los eventos de precipitación, además es posible observar que existe una ligera evolución en el desarrollo del arroyo en los parámetros analizados. En el sitio 44 posicionado al norte en los inicios del arroyo La Ciénega se observa una CE promedio de 1409 $\mu\text{S/cm}$, y aumenta relativamente al sitio 44 a unos 4,200 m de distancia en línea recta a 1570 $\mu\text{S/cm}$. En la salida del arroyo en el sitio 48 la CE promedio es de 1460 $\mu\text{S/cm}$. Un efecto similar ocurre con los valores de la temperatura el sitio 49 presenta un promedio de 24.7 $^{\circ}\text{C}$, en el centro el sitio 44 mantiene una temperatura promedio de 24.9 $^{\circ}\text{C}$ y finalmente en la salida el sitio 48 manifiesta una temperatura promedio de 26.2 $^{\circ}\text{C}$.

La CE en los tres sitios se observa con tendencias no muy estables, durante periodos de estiaje mantiene valores relativamente estables los cuales también tienden a incrementarse en el periodo de invierno, las variaciones más notables ocurren en las máximas precipitaciones de verano principalmente en los meses de agosto, cabe señalar que estos valores reaccionan a casi todo evento de precipitación ocurrido (Fig. 4.11, 4.12 y 4.13).

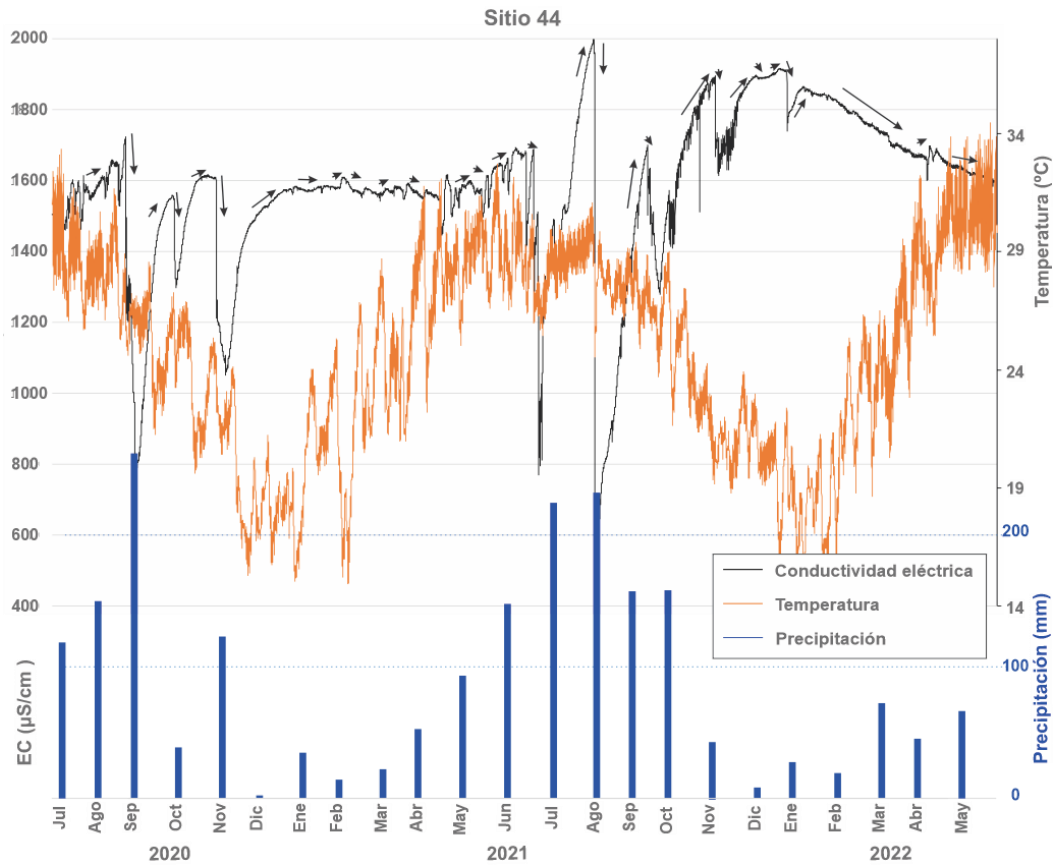


Fig. 4.11. Evolución de la CE y temperatura en la porción Norte del arroyo La Ciénega (sitio 44).

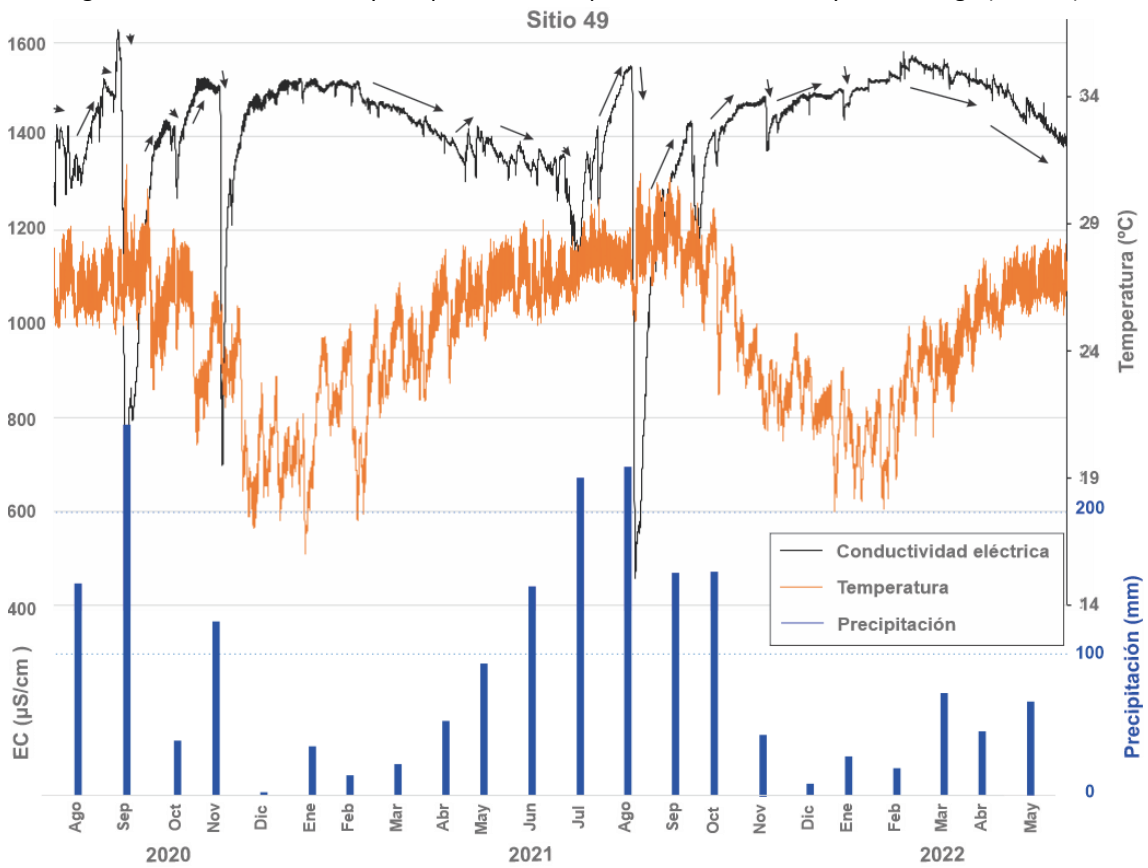


Fig. 4.12. Evolución de la CE y temperatura en el centro del arroyo La Ciénega (sitio 49).



Fig. 4.13. Evolución de la CE y temperatura en la salida del arroyo La Ciénega (sitio 49). En general los resultados de los transductores confirman la relación que tiene la CE y la temperatura del agua están asociadas a la mezcla de flujos de agua subterránea frente a todas las precipitaciones ocurridas durante el periodo de observación de estos parámetros fisicoquímicos. Rasgos para resaltar son por ejemplo el ligero incremento de la CE en los meses de noviembre y diciembre de manera breve y ordenada, puede tener múltiples interpretaciones, podría relacionarse con la conexión de este acuífero con un agua con una mayor mineralización y claramente asociarse a un flujo de tipo difuso. En cambio, cuando ocurren los periodos de máxima precipitación en la zona es posible observar un rápido descenso en la CE y una posterior y paulatina recuperación hasta estabilizarse los valores previos a las precipitaciones, de este modo es posible asociar a estos descensos rápidos de CE con un tipo de flujo por conducto.

4.6. Exploración geofísica por TEM.

El empleo del método electromagnético en el dominio del tiempo (TEM) es para tratar de mostrar la distribución del subsuelo en términos de homogeneidad basados en la caracterización de resistividad del medio geológico donde se desarrolla el sitio Ramsar, debido a la gran resolución vertical que se obtiene con esta técnica, es posible obtener una imagen de las condiciones reales del subsuelo.

4.6.1. Zonificación geoelectrica.

Los resultados de los 19 sondeos TEM (Anexo 4) arrojaron datos de resistividad de gran utilidad pues conjunta las variaciones de la resistividad en el plano vertical, en donde es posible observar las diferentes características de los materiales geológicos.

Las unidades de las resistividades obtenidas se agrupan en la Tabla 4.5, se interpretaron 3 unidades geoelectricas o intervalos, las cuales son descritas y asociadas al medio geológico más adelante brevemente.

Tabla 4.5. Valores de división en zonas geoelectricas e interpretación al medio geológico.

Unidad geoelectrica	Rango de resistividad (Ωm)	Asociación al medio geológico
U1	3 - 30	Capa de cobertura conformada principalmente de material aluvial, material arcillo-arenoso en condiciones saturadas.
U2	30 - 182	Roca caliza con alto grado de disolución y/o fracturación en condiciones acuíferas asociadas con las unidades de la Formación Tamasopo.
U3	182 - 400	Calizas con moderado desarrollo de karst y/o fracturamiento asociados a la Formación El Abra.

La **unidad 1** conforma la capa de cobertura y principal relleno del valle kárstico la exploración sugiere que este material granular tiene un espesor máximo de 50 m y es asociado principalmente con material arcillo arenoso con saturación en todo el valle, los valores de resistividad que muestra esta unidad van de 2 hasta 30 Ωm ; La **unidad 2** es subdividida en dos unidades de un rango de resistividades entre los 30 a 200 Ωm , la **unidad U2a** es asociada con el miembro superior de la Formación Tamasopo con espesor de hasta 100 m en el borde Noroeste de la microcuenca, en el centro de la cuenca su espesor se limita a aproximadamente 50 m, su distribución y variación de espesor refleja algunas estructuras que limitan al valle kárstico, exhibe porosidades elevadas relacionadas a un alto fracturamiento y/o karstificación en condiciones acuíferas. La **unidad U2b** corresponde de la misma manera a rocas carbonatadas

atribuidas al miembro inferior de la Formación Tamasopo con porosidades elevadas relacionadas a un alto fracturamiento en condiciones acuíferas; Finalmente la **unidad 3** muestra valores de mayor resistividad en un rango de 180 a los 400 Ohm*m, asociadas a calizas con un moderado desarrollo de karst y/o fracturamiento correspondientes a la Formación El Abra.

4.6.2. Perfiles de resistividad.

Con el objeto de identificar el arreglo geológico dentro de la microcuenca se realizaron 3 perfiles geoelectricos (Fig. 3.6) a partir de la información obtenida de los 19 sondeos TEM (Tabla 3.4).

4.6.2.1. Perfil geoelectrico La Copa.

Fue elaborada en el límite Sur de la poligonal del sitio Ramsar tiene una longitud aproximada de 6 km realizada con una dirección E–W y es constituida por 11 sondeos TEM (Fig. 4.14). En la parte superficial de la sección la unidad de mayor distribución corresponde a la U1, presenta una longitud de casi 4 km y un espesor máximo de hasta 55 m, se interpreta como el relleno del valle aluvial constituido principalmente de material granular areno–arcilloso de resistividades entre los 2 hasta los 30 Ohm*m. La U2 también aparece mínimamente en la parte superficial en el extremo oeste y subyace completamente a la U1 a profundidad su espesor es variable en ambos extremos se observa espesores delgados, al oeste se observa en superficie hasta los 100 m de profundidad, por otra parte, el extremo este se observa debajo de la U1 con un espesor de 150 m aproximadamente y en el centro cubre toda la sección con un espesor de hasta 250 m. Esta unidad es asociada con el miembro inferior de la Formación Tamasopo con condiciones acuíferas y con un alto fracturamiento y/o karstificación. A profundidad en los extremos de la sección se observa a partir de los 200 m de profundidad con resistividades entre los 182 a 400 Ohm*m la U3 la cual es asociada directamente con rocas de la Formación El Abra con poco a moderado fracturamiento y/o karstificación. Además es posible interpretar rasgos estructurales, en la porción este aproximadamente en la coordenada $x = 472,500$ (Fig. 4.13) se observa un fallamiento tipo normal que limita el valle kárstico en el extremo oeste, los cambios de resistividad evidencian como la falla tiene un carácter oblicuo hacia el centro del valle. Del mismo modo en el extremo este los cambios de resistividad a profundidad entre las unidades

U2 y U3 son interpretados como la presencia de un cabalgamiento el cual coincide con las estructuras que se muestran en el mapa geológico (Fig. 4.14).

4.6.2.2. Perfil geoelectrico Los Novillos.

Fue elaborada en el extremo Oeste de la poligonal del sitio Ramsar tiene una longitud aproximada de 2 km realizada con una dirección casi E–W (89.13°) y es constituida por 5 sondeos TEM (Fig. 4.15). En esta sección la parte superficial de la sección es constituida por la misma por la unidad U1, presenta un espesor máximo de hasta 55 m en la porción Este de la sección, por otra parte, en el extremo Oeste presenta espesores de hasta 40 m, se interpreta como material aluvial areno–arcilloso que rellena las depresiones kársticas, con resistividades entre los 2 hasta los 30 Ohm*m. La U2 se observa en la parte superficial en el centro oeste y subyaciendo completamente a la U1, a profundidad su espesor es variable en ambos extremos se observa de espesores delgados por debajo de los valles kársticos, y en el centro se observa superar los 150 m de espesor esta unidad es asociada con el miembro inferior de la Formación Tamasopo con condiciones acuíferas y con un alto fracturamiento y/o karstificación con resistividades en un rango entre los 100 a 200 Ohm*m. Consecutivamente a profundidad se identifica a la unidad con resistividades en un rango entre los 30 a 100 Ohm*m con espesores más homogéneos de hasta 120 m, con un alto fracturamiento en condiciones acuíferas. A profundidad a partir de los 220 m de profundidad con resistividades superiores a 200 Ohm*m se observa la unidad U3 la cual es asociada directamente con rocas de la Formación El Abra con poco a moderado fracturamiento y/o karstificación.

La interpretación exhibe rasgos estructurales interesantes, los cambios de resistividad evidencian como las fallas normales post orogénicas únicamente afectan a la unidad superior de la Formación Tamasopo (Fig. 4.15).

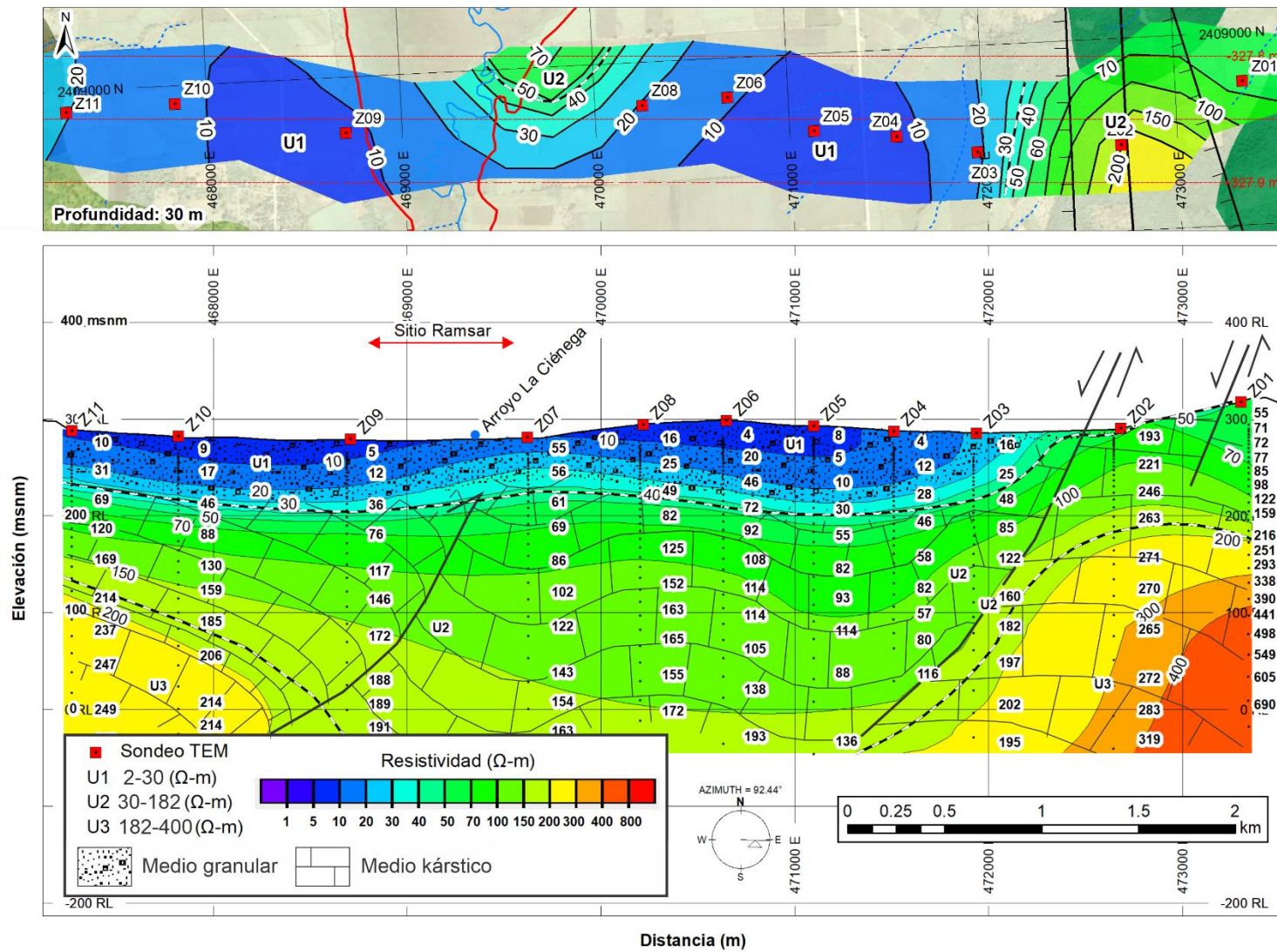


Fig. 4.14. Sección geoelectrica "La Copa".

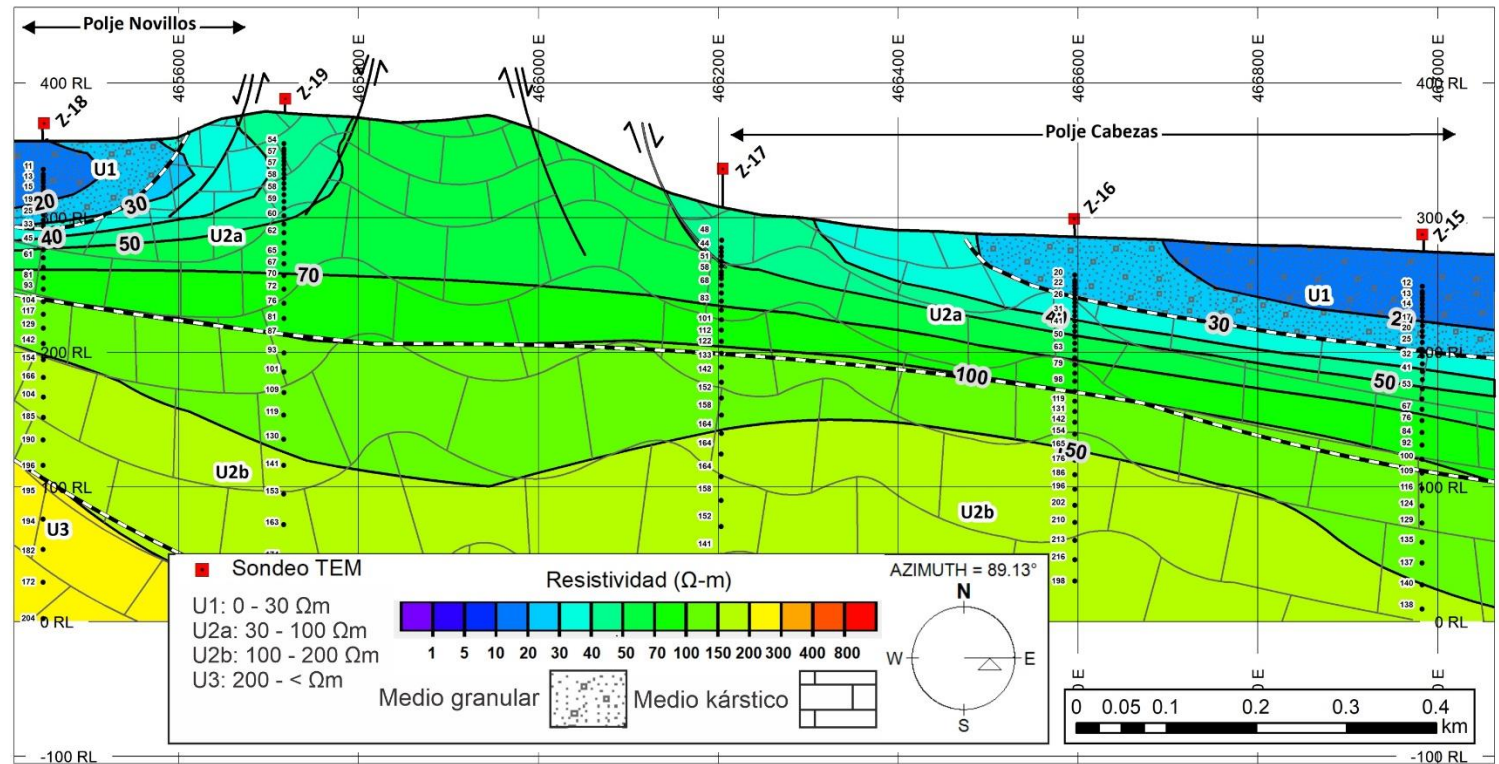


Fig. 4.15. Sección geoelectrica "Novillos".

4.6.2.3. Perfil geoelectrico Cabezas.

Fue elaborada en el borde Este del sitio Ramsar, aproximadamente 2 km hacia el Suroeste del poblado Cabezas con una longitud aproximada de 1 km realizada con una dirección E–W y es constituida por 3 sondeos TEM (Fig. 4.16). En la parte superficial de la sección del mismo modo resalta la unidad U1, presenta una longitud de casi 0.5 km y un espesor máximo de hasta 50 m, interpretado como el relleno areno–arcilloso del valle aluvial con resistividades entre los 2 hasta los 30 Ohm*m. La U2 se observa en la parte superficial en el extremo oeste y también subyace completamente a la U1 en el extremo Oeste. A profundidad su espesor es variable en ambos extremos se observa de espesores delgados, se observa en superficie hasta los 120 m, asociada con el miembro inferior de la Formación Tamasopo con condiciones acuíferas y con un alto fracturamiento y/o karstificación. A profundidad en los extremos de la sección se observa a partir de los 200 m de profundidad con resistividades entre los 182 a 400 Ohm*m la U3 la cual es asociada directamente con rocas de la Formación El Abra con poco a moderado fracturamiento y/o karstificación.

Del mismo modo es posible interpretar rasgos estructurales, un fallamiento de tipo normal que limita el valle kárstico en el extremo, afectando principalmente al miembro superior de la Formación Tamasopo (Fig. 2.16).

4.6.3. Mapas de isorresistividad.

Los mapas de resistividad permiten visualizar los valores de resistividad de todos los sondeos realizados en el sitio, a diferentes profundidades, en las figuras 4.17, 4.18 y 4.19 se observan los mapas de isorresistividad a profundidad a partir de los 50 m, en general se observa que la unidad 1 alcanza espesores de hasta 55 m en el centro del Polje Cabezas, la unidad U2 manifiesta espesores variables controlados por los rasgos estructurales de la zona, alcanza una profundidad de hasta 250 m. Por otra parte, las U3 aumenta su área de cobertura conforme se incrementa la profundidad hasta observarse en ambos extremos posterior a los 250 m. La exploración geofísica permite asociar la distribución espacial de las unidades litológicas presentes en la zona y también permite observar de manera clara como el fallamiento normal limita al valle kárstico con un carácter oblicuo hacia el centro del valle afectando principalmente a la unidad superior de la Formación Tamasopo.

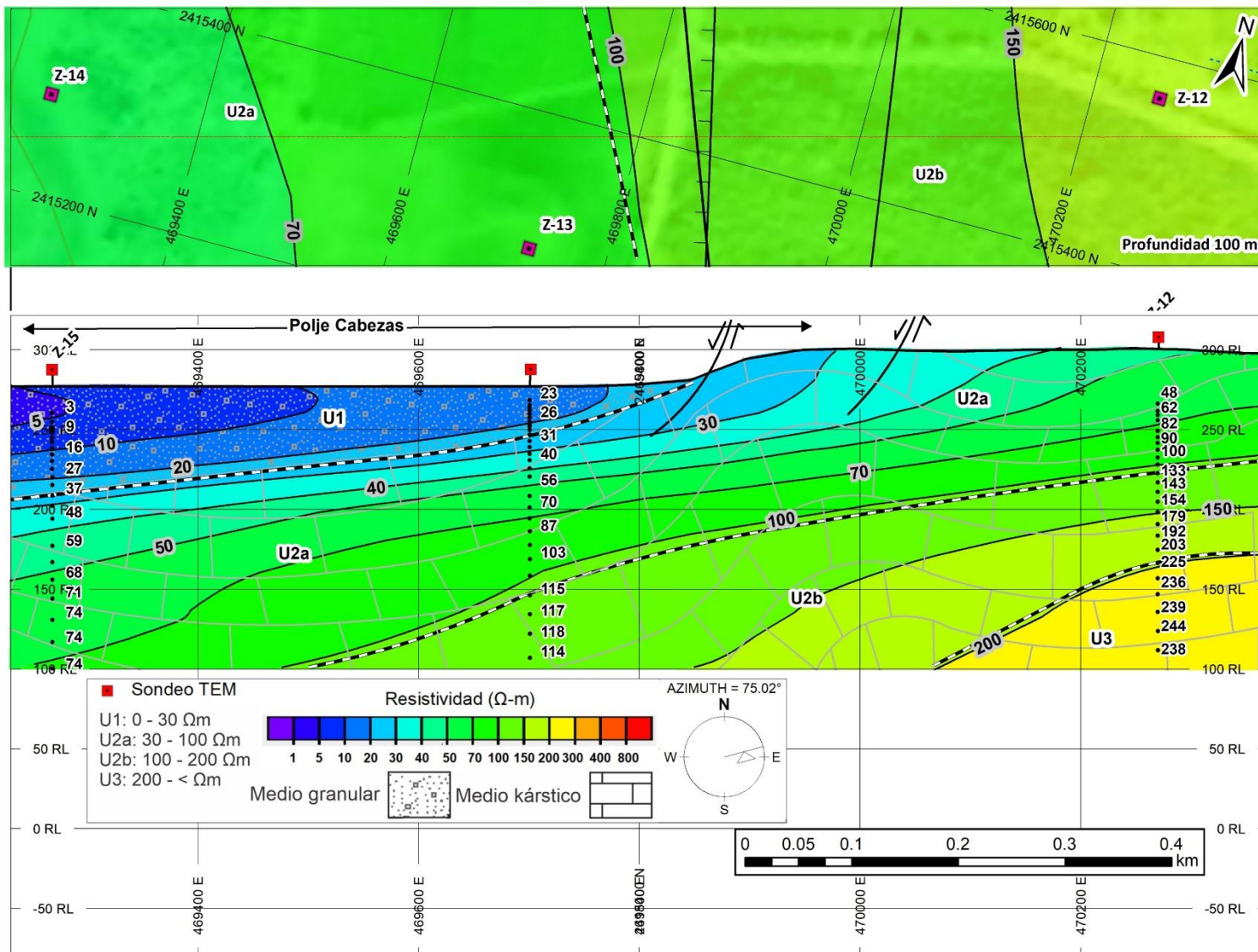


Fig. 4.16. Sección geoelectrica "Cabezas".

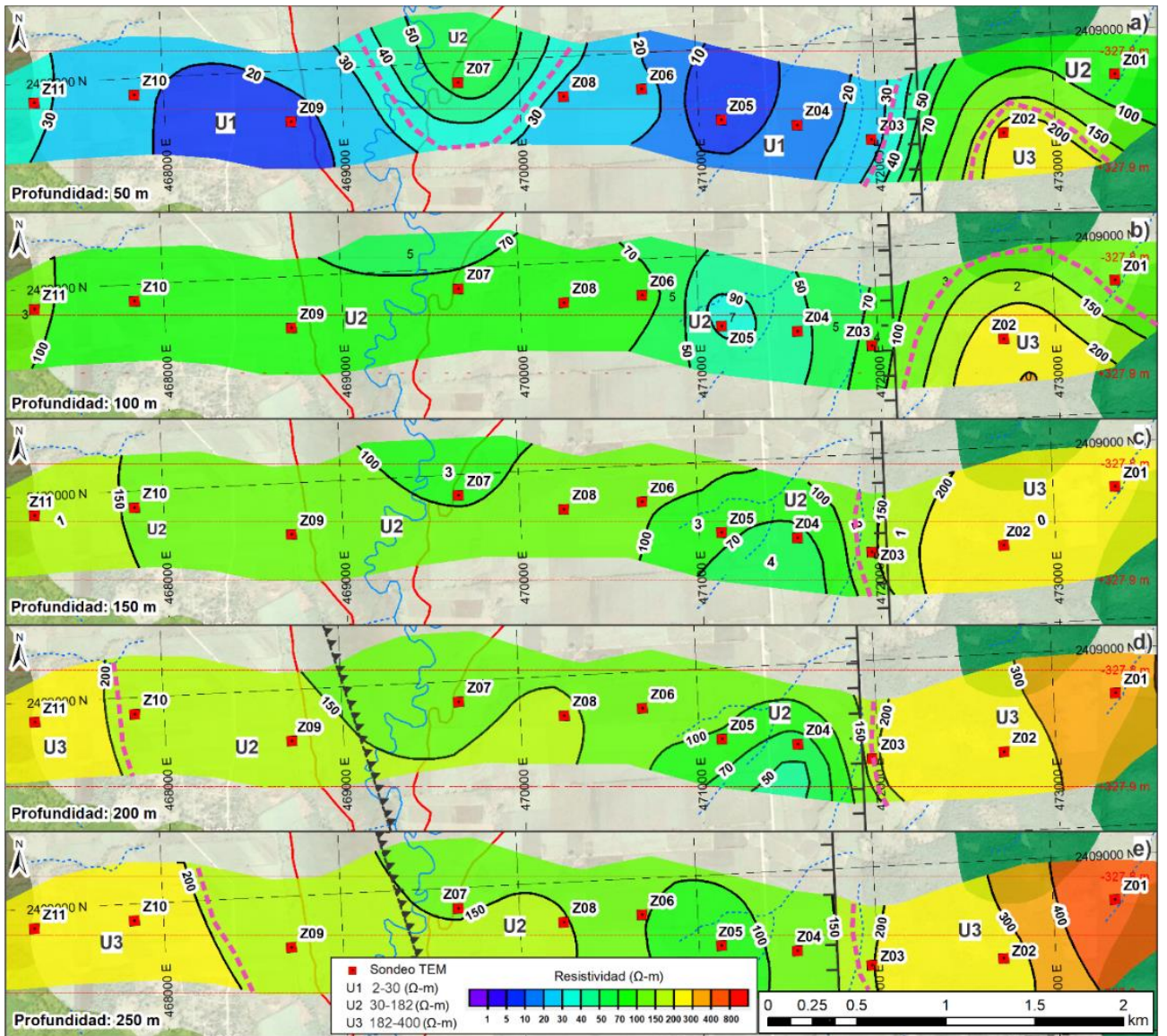


Fig. 4.17. Mapas de isoresistividad de la sección La Copa.

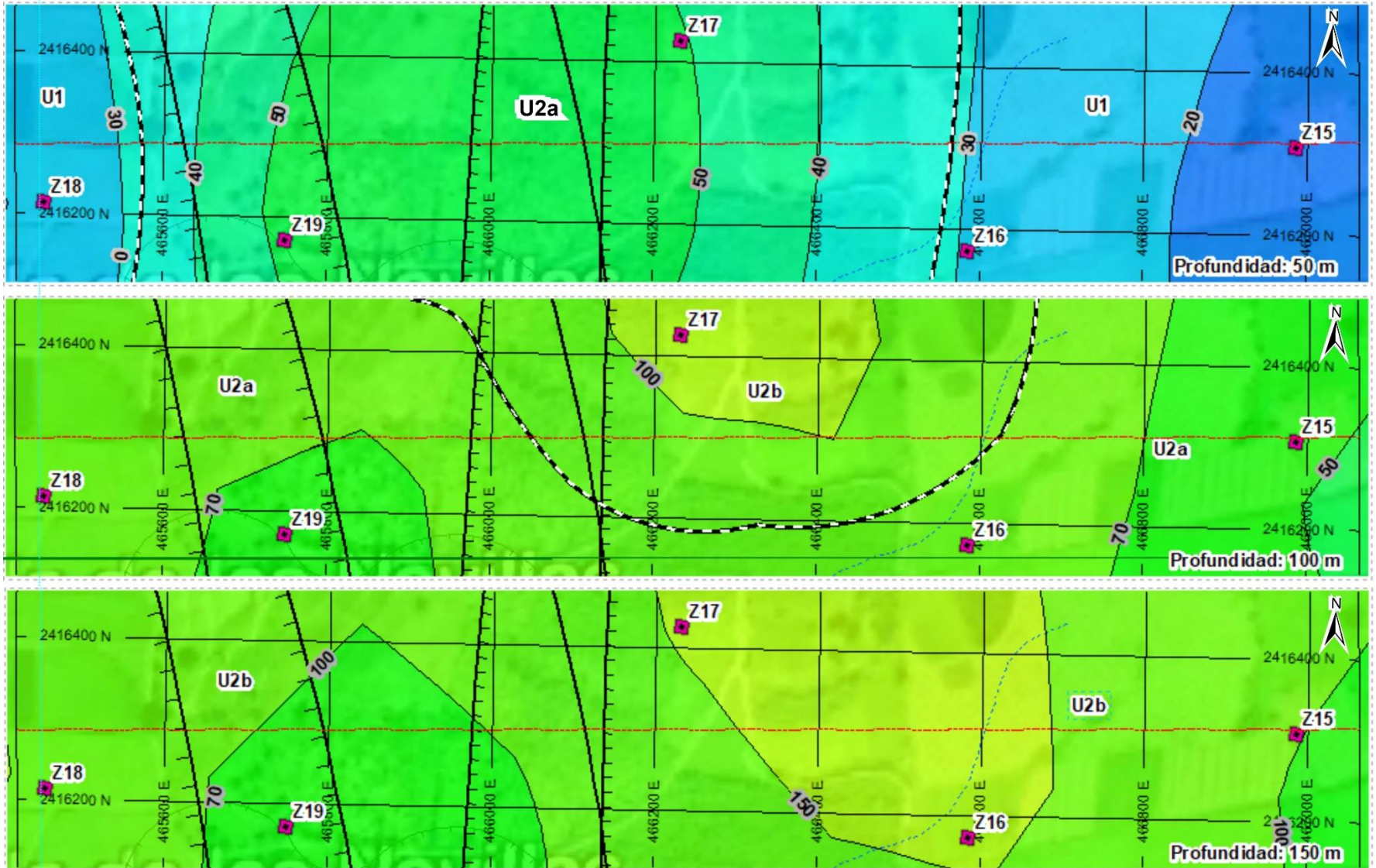


Fig. 4.18. Mapas de isoresistividad de la sección Novillos.

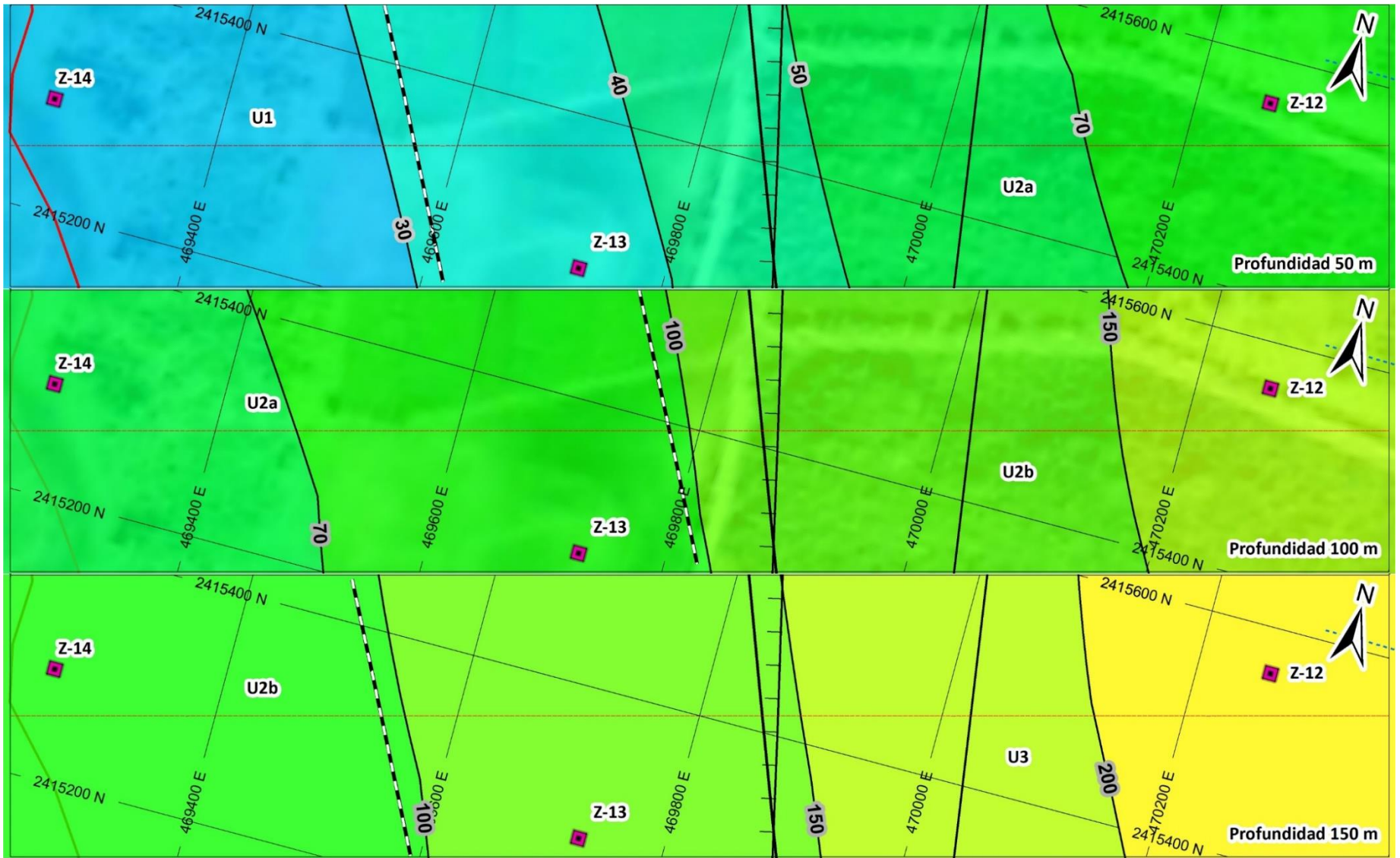


Fig. 4.19. Mapas de isoresistividad de la sección Cabezas.

5. Balance hídrico en la Ciénega de Cabezas.

Las condiciones climáticas y las características físicas de una cuenca proporcionan múltiples escenarios en función al volumen anual promedio de agua que recibe, de la que devuelve a la atmósfera por transpiración y evaporación. Una cuenca hidrográfica puede ser caracterizada por su morfología, por su tipo y uso de suelo, así como, por el tipo de vegetación que la cubre, estos parámetros definen los límites y salidas puntuales. El análisis de una cuenca hidrográfica ayuda a comprender espacialmente el ciclo hidrológico, así como cuantificar los impactos acumulados por diferentes actividades que afectan negativa o positivamente a la calidad y cantidad de agua (López, R. y Patrón E., 2013).

5.1. Precipitación.

Se realizó la determinación del volumen de agua precipitado anualmente sobre la cuenca Ciénega de Cabezas, durante un periodo seleccionado entre los años 1990-2021 (Anexo 1), con datos obtenidos del Servicio Meteorológico Nacional para las estaciones climatológicas Gallinas (24031), Agua Buena (24001), 20 de noviembre (24137), Tamapatz (24082), San Antonio de Guayabos (24063) y Rayón (24060), ubicadas dentro y circundantes a la microcuenca (Fig. 5.1). El método utilizado para este trabajo fue el de isoyetas (Fig. 5.1), las cuales se obtuvieron con la interpolación de los datos de precipitación en intervalos. Fueron calculadas con apoyo de un SIG, posterior al procesar los valores de precipitación media y el de las áreas entre los intervalos de las isolíneas se determinó un valor de **1523.00 mm** de precipitación media anual para la microcuenca Cabezas (Tabla 5.1).

Tabla 5.1. Datos de precipitación total media anual para el cálculo de la precipitación media anual.

Número de área	Espacio entre	Precipitación media	Área km ²	hpi x Ai
1	1300 - 1400	1350	30	40304
2	1400 - 1500	1450	87	126317
3	1500 - 1600	1550	74	115185
4	1600 - 1700	1650	51	84580
5	1700 - 1800	1750	9	16293
6	1800 - 1900	1850	3	5710
Suma			255	388389

$$x = \frac{388389}{255} = 1523 \text{ mm/año}$$

5.2. Relación precipitación escurrimiento.

Para el cálculo de esta relación fue necesario subdividir la microcuenca en dos zonas (Fig. 5.1), debido a que las condiciones geológicas en la zona generan dos tipos de escenarios hidrológicos, la subcuenca principal (A) de mayor extensión, por su forma oblonga y su pendiente casi subhorizontal no fue posible subdividirle en más polígonos con áreas ideales, presenta una cobertura de aluvión con condiciones elevadas de escurrimiento. Por otra parte, la subcuenca secundaria (B) es conformada únicamente por una superficie kárstica principalmente en donde los escurrimientos son considerados de trayectorias cortas, debido a la alta densidad de depresiones kársticas, de este modo sumándose inmediatamente a la infiltración total.

5.2.1. Precipitación efectiva (Pe).

Es parte de la precipitación que escurre de manera superficial y se calcula de la siguiente manera:

$$Pe = \frac{\left(P - \frac{508}{N} + 5.08\right)^2}{P + \frac{2032}{N} - 20.32}$$

En donde:

P = Precipitación total (cm).

Pe = Precipitación efectiva (cm).

N = Número de escurrimiento.

De acuerdo con la precipitación calculada de 1523 mm/año por el método de Isoyetas durante el periodo 1990-2021 se determinó un valor de Pe para cada subdivisión de la microcuenca (Tabla. 5.2). Este valor representa la parte de la precipitación total que va a escurrir, de este se desprende el siguiente término el coeficiente de escurrimiento.

Tabla 5.2. Datos de los términos calculados para la relación precipitación-escurrimiento.

Submicrocuenca	a	b
P (cm)	152	152
N	72	67
Pe(cm)	141	138
Ce	0.93	0.91

5.2.2. Coeficiente de escurrimiento (Ce).

El coeficiente de escurrimiento depende de las características y condiciones del suelo, para calcular número ponderado (N) de la microcuenca es necesario obtener datos del uso del terreno, condición hidrológica y tipos de suelo. Se determinó el área de cada tipo de suelo para cada subcuenca, en este caso los predominantes son Leptosol calcárico lítico, Leptosol húmico rénzico y Vertisol calcárico húmico, en donde la vegetación predominante son la

selva mediana perennifolia, en menor proporción Popal, Tular, palmar (Fig. 2.1c). El uso de suelo es principalmente de manejo agrícola, pecuario y forestal (Tabla 5.3). Con estas áreas es posible asignar un coeficiente de escurrimiento por el método racional, de este modo se obtuvo el coeficiente de escurrimiento para cada subdivisión de la microcuenca (Tabla 5.2).

Tabla 5.3. Datos para el cálculo del coeficiente de escurrimiento para las microcuencas a y b.

Microcuenca (a) Suelo	Vegetación y uso de suelo	Área km ²	Área (%)	Tipo hidrológico de suelo	Número de escurrimiento	Número ponderado
Leptosol calcárico lítico	Selva mediana perennifolia y subperennifolia	35.7	0.18	B	66	11.78
Leptosol calcárico lítico	Manejo agrícola, pecuario y forestal (plantaciones)	11.18	0.06	B	79	4.42
Leptosol húmico réncico	Manejo agrícola, pecuario y forestal (plantaciones)	19.41	0.10	B	58	5.63
Leptosol húmico réncico	Selva mediana perennifolia y subperennifolia	59.29	0.30	B	66	19.56
Leptosol húmico réncico	Popal y tular	3.19	0.02	B	79	1.26
Leptosol húmico réncico	Palmar	1.28	0.01	B	66	0.42
Vertisol calcárico húmico	Selva mediana perennifolia y subperennifolia	2.83	0.01	D	83	1.17
Vertisol calcárico húmico	Manejo agrícola, pecuario y forestal (plantaciones)	48.37	0.24	D	79	19.11
Vertisol calcárico húmico	Popal y tular	15.83	0.08	D	92	7.28
Vertisol calcárico húmico	Vegetación de galería	2.93	0.01	D	89	1.30
Suma		200	1		N ponderado de cuenca =	71.9
Microcuenca (b) Suelo	Vegetación y uso de suelo	Área km ²	Área (%)	Tipo hidrológico de suelo	Número de escurrimiento	Número ponderado
Leptosol calcárico lítico	Selva mediana perennifolia y subperennifolia	33.7	0.61	B	66	40.45
Leptosol calcárico lítico	Manejo agrícola, pecuario y forestal (plantaciones)	6.88	0.13	B	79	9.88
Leptosol húmico réncico	Manejo agrícola, pecuario y forestal (plantaciones)	2.96	0.05	B	58	3.12
Leptosol húmico réncico	Selva mediana perennifolia y subperennifolia	11.45	0.21	B	66	13.74
Suma		55	1		N ponderado de cuenca =	67.2

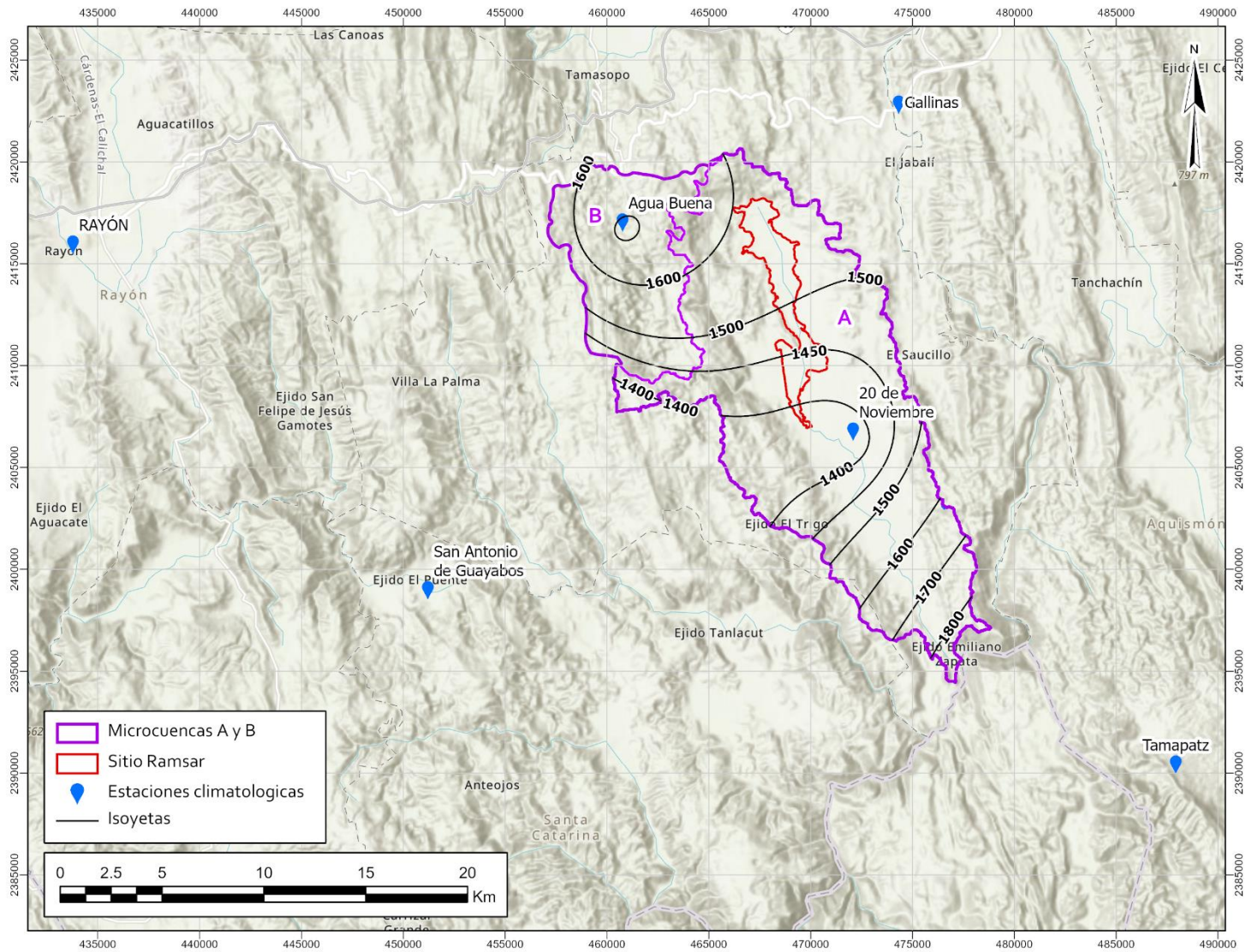


Fig. 5.1. Ubicación de estaciones climatológicas y datos de precipitación dentro de la microcuenca por el método de isoyetas.

5.3. Balance hídrico superficial.

5.3.1. Evapotranspiración real media anual.

Para estimar la evapotranspiración real de la cuenca (ETR), se utilizaron las variables temperaturas media anual y de la precipitación total (Anexo 1). El promedio de evapotranspiración real determinada es de **1,130.00 mm/año** (Tabla 5.4), de acuerdo con el análisis de la información obtenida de las seis estaciones climatológicas y la ecuación empleada fue la siguiente:

$$E_{tr} = \frac{P}{\sqrt{0.90 + \left(\frac{P^2}{L^2}\right)}}$$

En donde:

$$L = 300 + 25T + 0.05T^3$$

E_{tr} y P en mm

T en °C, si P < 0.31L entonces E_{tr} = P

Tabla 5.4. Cálculo de E_{tr} mediante el método de Turc para la microcuenca.

Periodo	P _{tot} Isoyetas (mm/año)	TMA(°C)	L	E _{tr} (mm/año)	P _{tot} (mm/año)	0.31L
1990-2021	1523	24	1591	1130	1523	493

5.3.2. Infiltración y escurrimiento medio anual.

Toda unidad hidrológica, sea una cuenca superficial o subterránea, recibe aportaciones de agua y descarga un volumen de agua, además de que contiene otra cantidad de agua variable. Estos tres elementos deben equilibrarse a lo largo de una determinada unidad de tiempo. La expresión cuantitativa de este equilibrio constituye el balance hídrico:

$$P = E_{tr} + E + I$$

La infiltración (*I*) se determinó mediante datos de precipitación total y evapotranspiración real (*E_{tr}*), el escurrimiento (*E*) fue calculado a partir de la precipitación total anual y el coeficiente de escurrimiento.

El análisis indica (Tabla 5.5) que gran parte de las precipitaciones sobre la microcuenca exorreica A, gran parte de estas retorna de manera inmediata a la atmósfera evapotranspirándose (74.2%), otra parte a manera de escurrimiento directo (18.8%), continuando, evapotranspirándose debido al clima cálido que prevalece en la microcuenca mientras fluye aguas abajo de manera léntica. Por otra parte, una mínima parte es infiltrada (7%), esto causado por el tipo de vegetación y tipo de suelo que prevalecen dentro de la microcuenca (Fig. 5.2).

Tabla 5.5. Datos del balance hídrico superficial para la microcuenca A.

Periodo (1990-2021)	Ptotal Isoyetas (mm/año)	TMA(°C)	Etr-Turc (mm/año)	Ce	Escorrimento (mm/año)	Escorrimento real (mm/año) directo	Infiltración (mm/año)
Microcuenca A	1523	24	1130	0.93	1416	286	107

Del mismo modo, las precipitaciones que ocurren sobre la subcuenca B una gran parte son evapotranspiradas inmediatamente (74.2%), el resto en forma de cortos escurrimientos (12.8%) son infiltrados de manera inmediata, dándole la condición de una cuenca arreica, en donde no existen escurrimientos superficiales, asimismo, una cantidad similar al escurrimiento es infiltrada (13%) (Tabla 5.6). Los escurrimientos dentro de esta microcuenca ocurren en centímetros o metros hasta ser atrapados por las estructuras de absorción del karst, sumándose inmediatamente a la infiltración, entonces, es posible argumentar que estos dos parámetros sumándose son considerados como infiltración total (25.8%) (Fig. 5.2). Esta limitación es generada debido a que el arreglo geológico muestra una heterogeneidad organizada, es decir, los múltiples huecos de disolución en la superficie muestran una red de drenaje ordenada hacia la cual convergen los flujos subterráneos.

Tabla 5.6. Datos del balance hídrico superficial para la microcuenca B.

Periodo (1990-2021)	Ptotal Isoyetas (mm/año)	TMA(°C)	Etr-Turc (mm/año)	Ce	Escorrimento (mm/año)	Etr real (mm/año) directo	Infiltración (mm/año)
Microcuenca B	1523	24	1130	0.91	1386	195	198

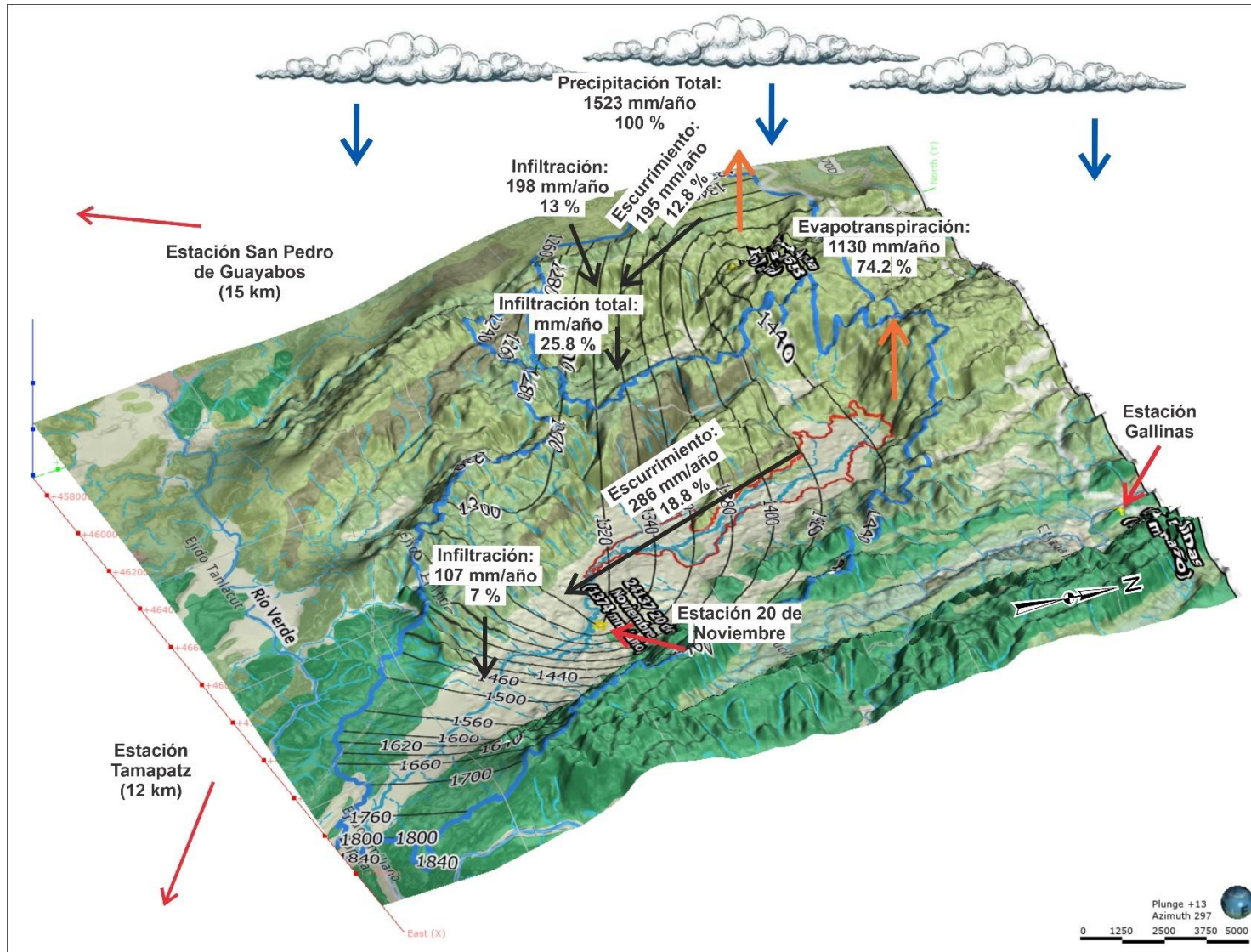


Fig. 5.2. Modelo conceptual para el balance hidrológico superficial de la microcuenca Cabezas.

5.4. Balance hídrico subterráneo.

Para estimar el agua subterránea existente en el acuífero granular dentro de la poligonal del sitio Ramsar, se elaboró un balance de agua subterránea, asumiendo que el polígono del aluvión es un acuífero único y aplicando metodologías establecidas para el flujo en medios porosos, aunado a que gran parte del agua subterránea se encuentra en el medio kárstico. La configuración de la elevación del nivel estático (Fig. 4.3) permitió identificar el sistema del acuífero granular, las principales recargas o aportes provienen de múltiples descargas localizadas y difusas del acuífero kárstico. El balance hidrológico subterráneo se realiza en un área de 13.7 km² (sitio Ramsar) y de acuerdo con el modelo conceptual que considera la hipótesis de la existencia de un acuífero superior del tipo libre constituido por material granular con información generada en este estudio y otro del mismo tipo libre constituido por rocas carbonatadas de espesor total desconocido y sin información disponible.

5.4.1. Ecuación de balance.

La ecuación general de balance, de acuerdo con la ley de la conservación de la masa establece que las entradas al sistema menos las salidas son iguales al cambio de almacenamiento, la ecuación es la siguiente:

$$\text{Entradas (E)} - \text{Salidas (S)} = \text{Cambio de almacenamiento}$$

Identificando las variables involucradas como entradas y salidas, la ecuación de balance queda de la siguiente manera:

$$(E_{FSH} + D_{man} + R_{LL} + R_{cauce}) - (S_{FSH} + B_n + D_{Caña} + SDM_{arroyo} + Evtp) = \pm \Delta V * S$$

Donde:

Entradas:

E_{FSH} : Entrada por flujo subterráneo.

D_{man} : Las descargas de manantiales kársticos.

R_{LL} : Recarga por infiltración de lluvia en el área de balance.

R_{cauce} : Recarga por infiltración en el cauce.

Salidas:

S_{FSH} : Salidas por flujo subterráneo.

B_n : Extracciones por bombeo en las norias.

D_{Caña}: Derivaciones de agua del cauce a la zona de cultivos de caña.

SDM_{arroyo}: Agua de los manantiales que transita por el arroyo La Ciénega y sale de la zona de estudio.

E_{vtp}: salidas por evapotranspiración.

A continuación, se describe la metodología para la determinación de las variables identificadas en las entradas y salidas en la ecuación del balance:

5.4.2. Entradas.

5.4.2.1. Entrada por flujo subterráneo horizontal (E_{FSH}).

El flujo subterráneo horizontal se calculó utilizando la Ley de Darcy, en donde en términos generales establece que la descarga específica ($q = Q/A$) es directamente proporcional a la diferencia de cargas ($q \propto 1/L$). Puede ser calculada de acuerdo con la siguiente expresión:

$$V = K\Delta H/L$$

$$Q = VA = KA \frac{\Delta H}{L} = K(b * B) \frac{\Delta H}{L}$$

Donde:

K: conductividad hidráulica (m/s) del material que constituye el acuífero (valor tomado de [Freeze y Cherry, 1979](#)).

b: espesor del acuífero (m), este valor se infiere de la sección geoelectrica (ver capítulo 4).

B: Ancho (m) del canal de flujo.

Gradiente hidráulico ($\Delta H = (h_2 - h_1)/L$); h y L son la diferencia y distancia respectivamente entre las equipotenciales (h) que conforman el canal de flujo.

El cálculo del caudal y los valores considerados se muestran en la Fig. 5.3 y en la tabla 5.7 en donde se observa el valor de las entradas por flujo subterráneo horizontal el cual es **6,292,212.00 m³/año**.

Tabla 5.7. Cálculo de las entradas por flujo subterráneo horizontal.

Sección	K (m/seg)	b (m)	B (m)	ΔH (m)	ΔL (m)	Gradiente	Q (m ³ /seg)	Volumen (m ³ /año)
E1	0.001	50	600	2	755	0.0026	0.0795	2,506,172
E2	0.001	52	615	2	904	0.0022	0.0708	2,231,242
E3	0.001	50	424	2	860	0.0023	0.0493	1,554,798
TOTAL ENTRADAS								6,292,212

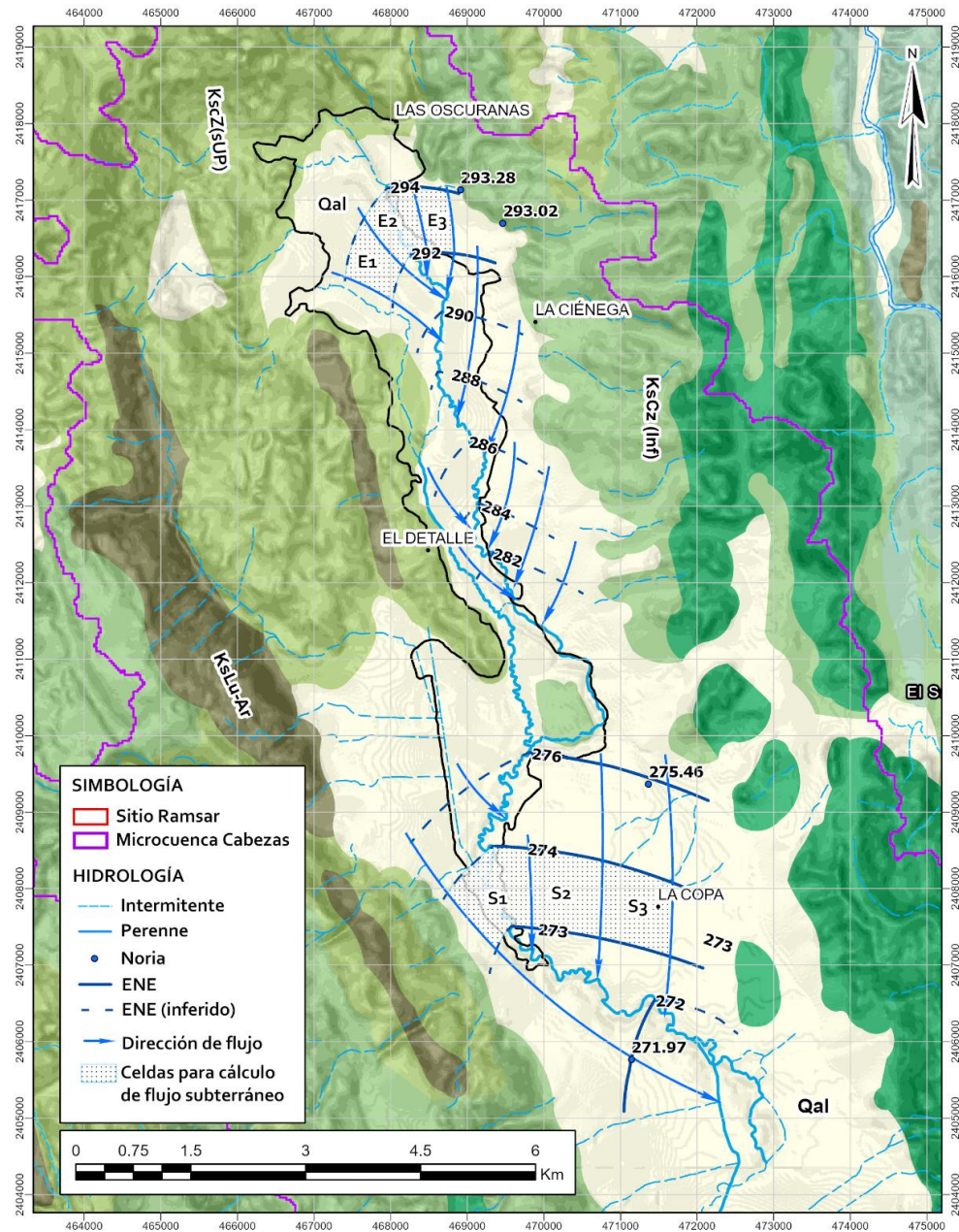


Fig. 5.3. Celdas de entradas y salidas de flujo subterráneo.

5.4.2.2. Las descargas de manantiales kársticos (D_{man}).

En el área de estudio, se identificaron 9 manantiales perennes que descargan en la zona de transición de las calizas y el acuífero constituido de material del granular, contribuyendo a la formación del arroyo La Ciénega. En el mes de abril del 2022, se determinaron los caudales que descargan los 9 manantiales utilizando la metodología de trazadores de cloruro de sodio (Rantz 1982) (Anexo 6). Los valores determinados se muestran en la siguiente tabla:

Tabla 5.8. Cálculo de las entradas por descargas de manantiales.

Número	Manantial	Caudal (l/s)	Vol. (m ³ /año)
1	2	9.64	304,007
2	4	14.62	461,056
3	5	32.03	1,010,098
4	7	0.41	12,930
5	8-46	55.62	1,754,032
6	10	39	1,229,904
7	27	16.6	523,498
8	40	20.57	648,696
9	47	31.72	10,000,322
Total		220	6,944,543

El valor de las descargas de los manantiales que lo forman el arroyo la Ciénega es de **6,944,543.00 m³/año**.

5.4.2.3. Recarga por infiltración de lluvia en el área de balance (R_{LL})

El cálculo de la recarga natural es un tema complejo (Scanlon et al., 2002), sobre todo cuando se tiene muy poca información del funcionamiento del acuífero, donde es necesario cuantificar su variabilidad espacial y temporal. En este trabajo para estimar un valor de la recarga se implementó el método de balance de masa de cloruros, debido a la relativa facilidad con la que se emplea este método, además de ser ampliamente utilizado (Eriksson y Khunakasem, 1969; Edmunds y Gaye (1994); Scanlon, 2010; entre otros).

Los resultados obtenidos del balance de masa mediante los Cl⁻ indican que la recarga varía de acuerdo con la precipitación y con la concentración de los Cl⁻ en el agua subterránea de manera estacional. De manera general para todo el sitio Ramsar la concentración de Cl⁻ en lluvia para la microcuenca es de 1.2 mg/L. Por otra parte, los valores mínimos encontrados en el agua subterránea son de 8 mg/L y los máximos de hasta 33.8 mg/L. Los valores de porcentaje de recarga para las muestras de la microcuenca varían entre el 3.6 y el 15 %, siendo un promedio anual del 9.2 % (Tabla 5.9). Si se analiza particularmente el área de influencia de cada estación de recolección de agua de lluvia, puede observarse una diferencia en cuanto a los porcentajes de recarga, es decir, en la zona norte (ET1) el promedio de la recarga es de 12.3 %. Por otra parte, en la porción sur (ET2) registra valores menores del 5.7 %, y el promedio de ambos resultados es consistente con el valor calculado de manera general (9 %).

Para obtener el volumen de precipitación que se infiltra en la microcuenca en metros cúbicos por año 9.2%, se utilizó la siguiente ecuación:

$$P_{sr} = Ahp$$

Donde: P_{sr} : Precipitación en el sitio Ramsar.

A: área del sitio Ramsar (13,708,398 m²).

Hp: precipitación media anual en la zona de estudio (1.530 m/año).

$$P_{sr} = 13,708,398 \text{ m}^2 \times 1.530 \text{ m/año} = 1,929,594 \text{ m}^3/\text{año}$$

Una vez obtenida la precipitación de la poligonal del sitio Ramsar es multiplicado por el porcentaje calculado del balance de masas de Cl⁻, y de este modo el volumen determinado de recarga por infiltración de lluvia en el área de estudio es **1,775,223.72** m³/año.

Tabla 5.9. Cálculo de la recarga sobre el acuífero granular en el sitio Ramsar mediante el método de balance de masa de Cloruros.

Id Sitio	Aprovechamiento	Cl ⁻ _{AS} (mg/L)	Cl ⁻ _{precip} (mg/L)	Recarga (%)
1	Noria	10.9	1.2	11.0
2	Manantial	8.4	1.2	14.2
3	Noria	10.3	1.2	11.6
4	Manantial	13.4	1.2	9.0
5	Manantial	12.4	1.2	9.7
6	Manantial	14.9	1.2	8.1
7	Manantial	15.9	1.2	7.5
8	Manantial	14.4	1.2	8.3
9	Río	21.8	1.2	5.5
10	Manantial	16.5	1.2	7.3
11	Noria	20.8	1.2	5.8
14	Noria	13.4	1.2	9.0
15	Río	11.9	1.2	10.1
27	Dren	12.9	1.2	9.3
40	Dren	12.6	1.2	9.5
41	Dren	8.0	1.2	15.0
42	Dren	12.0	1.2	10.0
43	Dren	10.0	1.2	12.0
45	Dren	33.8	1.2	3.6
46	Manantial	11.9	1.2	10.1
47	Manantial	13.4	1.2	9.0
48	Manantial	11.9	1.2	10.1
Promedio :				9.2

5.4.2.4. Recarga por infiltración del cauce (R_{cauce})

De acuerdo con los resultados del análisis climático en la zona en conjunto con la interpretación del régimen hidrológico no se considera una recarga por infiltración del cauce, esta conclusión se hace bajo la hipótesis de que al arroyo la Ciénega es

completamente de carácter ganador, es decir, es alimentado de manera perenne por múltiples descargas difusas y localizadas provenientes del acuífero kárstico. Esto reforzado con los datos climáticos, que indican que las entradas (precipitación) son mayores a las salidas (evapotranspiración), considerando el medio granular con un nivel estático muy somero, por lo tanto, estas condiciones saturadas favorecen al escurrimiento superficial del arroyo La Ciénega.

5.4.3. Salidas.

5.4.3.1. Salidas por flujo subterráneo horizontal

De la misma red de flujo utilizada para el cálculo de las entradas por flujo horizontal, se trazaron las celdas de salida (Fig. 5.3). El valor total por salidas horizontales de **5,124,251.00 m³/año**. La Tabla 5.10 muestra el resumen del cálculo de la red de flujo en su sección de salida.

Tabla 5.10 Cálculo de salidas por flujo subterráneo horizontal.

Sección	K (m/seg)	b (m)	B (m)	ΔH (m)	ΔL (m)	Gradiente	Q (m ³ /seg)	Volumen (m ³ /año)
S1	0.001	58	930	1	1030	0.0010	0.0524	1,651,507
S2	0.001	60	940	1	1020	0.0010	0.0553	1,743,755
S3	0.001	58	950	1	1005	0.0010	0.0548	1,728,989
TOTAL SALIDAS								5,124,251

5.4.3.2. Extracciones por bombeo en las norias (B_n).

Durante los recorridos de campo, se registraron 3 norias en la zona de estudio, las cuales extraen agua con bombas eléctricas de ½ HP, estimándose caudales de aproximadamente 1 l/seg, para uso doméstico principalmente. La cuantificación del volumen de dichas norias se puede observar en la tabla 5.11, se calculó un pequeño volumen de **53,746.00 m³/año**.

Tabla 5.11. Cálculo de las salidas por extracción por bombeo de norias.

Noria	Caudal de extracción (l/seg)	No. De Habitantes	Volumen utilizado (días)	Volumen anual (m ³ /año)
1	1	196	49,000.00	17,885.00
2	1	193	48,250.00	17,611.25
3	1	200	50,000.00	18,250.00
Total			147,250.00	53,746.25

5.4.3.3. Derivaciones de agua del cauce a la zona de cultivos de caña (D_{Caña})

Durante los múltiples recorridos de campo en la zona de estudio realizados, se observó que existen múltiples tomas de agua del arroyo, derivándolas hacia los terrenos de cultivo de caña.

La estimación del caudal derivado hacia estos cultivos se realizó determinando el caudal de todos los manantiales que contribuyen al arroyo sustrayendo a este el valor del caudal del arroyo posterior a esta zona de tomas derivadas, como se muestra a continuación:

$$\text{Vol. Derivado a zona de cultivos } (D_{\text{Caña}}) = \text{SDM}_{\text{arroyo}} - D_{\text{Man}}$$

$$D_{\text{Caña}} = 7,825,343 \text{ m}^3/\text{año} - 6,944,543 \text{ m}^3/\text{año} = \mathbf{880,800 \text{ m}^3/\text{año}}.$$

5.4.3.4. Agua de los manantiales que transita por el arroyo La Ciénega y sale de la zona de estudio (SDM_{arroyo}).

El caudal que conduce el arroyo la Ciénega y sale de la zona de estudio, se determinó durante el mes de abril del 2022, utilizando la metodología del trazador de cloruro de sodio (Rantz, 1982) (Anexo 6), obteniendo como resultado un valor obtenido de **7,825,343.00 m³/año**.

Tabla 5.12. Cálculo de caudal del arroyo en la salida del sitio Ramsar.

Número	Sitio	Caudal (l/s)	Vol. (m ³ /año)
1	12	220.14	6,694,335
2	13	28.00	883,008
			7,825,343

5.4.3.5. Salidas por evapotranspiración (E_{vtp}).

Para referirse a la cantidad de agua efectivamente utilizada por la evapotranspiración, es necesario implementar el cálculo de la evapotranspiración real para esto se utilizó la ecuación de Turc (ver balance hidrológico superficial apartado 5.3.1.), y el valor obtenido para la zona de estudio es de **1,113.00 mm/año**. Por otra parte, las salidas de agua mediante el proceso de evapotranspiración para sistemas completamente saturados de agua (humedales), se debe tomar en cuenta las pérdidas por evapotranspiración potencial, debido a que no existe ninguna restricción de humedad. el cálculo de la evapotranspiración potencial se elaboró mediante el método de Thornthwaite, el cuál calcula la E_{vtp}. Potencial como una función de las temperaturas medias mensuales, mediante la siguiente ecuación:

$$U_j = 1.6 K_a \left(\frac{10T_j}{I} \right)^a$$

Donde:

U_j = Evapotranspiración en el mes, en cm.

T_j = temperatura media en el mes j, en °C.

a, I = constantes.

K_a = constante que depende de latitud y el mes del año.

Las constantes I (índice de eficiencia de temperatura) y a se calculan de la siguiente manera:

$$I = \sum_{j=1}^{12} i_j$$

Donde:

$$i_j = \left(\frac{T_j}{5}\right)^{1.514}$$

j = es el número de mes

$$a = 675 \times 10^{-9} I^3 - 771 \times 10^{-7} I^2 + 179 \times 10^{-4} I + 0.492$$

El valor obtenido para la evapotranspiración potencial el acuífero granular se observa en la tabla 5.13 es de **1,286.00 mm/año** (el análisis de los datos puede observarse en el Anexo 6).

Tabla 5.13. Evapotranspiración potencial del sitio Ramsar.

Periodo	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Evtp-Pot (mm/año)
1900-2022	40.12	52.69	94.64	135.98	173.08	172.97	161.41	153.35	116.45	91.23	54.01	40.28	1286.2

La evapotranspiración potencial representa la cantidad de agua que puede evapotranspirar en el sistema si este no tuviese restricción alguna del recurso hídrico, por otra parte, la evapotranspiración real representa el volumen de agua que realmente evapotranspira y es dependiente del volumen de agua disponible. De este modo la diferencia de estos valores representa el valor de evapotranspiración del acuífero el cual es de **173.00 mm/año**

Por otra parte, la evapotranspiración tiene influencia en los acuíferos hasta una profundidad al nivel estático (PNE) de 10 m (Tabla 5.14) (Campos Aranda, 1998). En la zona de estudio, se tiene valores puntuales de solo 3 aprovechamientos donde se determinó la PNE, mostrando que en estos puntos fluctúa entre 4 y 6 m aproximadamente (Fig. 4.2), por lo que se calculan las áreas comprendidas entre los intervalos 4-5 m y 5-6 m. El área obtenida en esos intervalos se multiplica por el % de Evtp de acuerdo con efectividad respecto a la PNE, como se muestra en la siguiente Tabla:

Tabla 5.14. Influencia de la evapotranspiración en acuíferos.

PNE (m)	% Evtp
0	100
2	80
4	60
6	40
8	20
10	0

Teniendo en consideración lo mencionado anteriormente la Evt_p calculada (Tabla 5.15) es de **1,124,500.00 m³/año**.

Tabla 5.15. Cálculo del volumen de evapotranspiración.

Intervalos (m)	Profundidad (m)	Área (m ²)(3)	% (4)	Evt _p (m) (5)	Volumen por Evt _p (m ³ /año)
4 a 5	4.5	6,500,000	55	(4) x 0.173 = 0.09515	(3)x(5)= 618,475.00
5 a 6	5.5	6,500,000	45	(4) x 0.173 = 0.07785	(3)x(5)= 506,025.00
Total					1,124,500.00

5.4.3.6. Cambio en el volumen de almacenamiento ($\pm\Delta V \cdot S$.)

Tomando como base la información generada referente al número de aprovechamientos, se afirma que no existe información piezométrica suficiente con la cual sea posible determinar una evolución en diferentes periodos anuales.

Por lo anterior se plantea, teóricamente, que el acuífero en la zona de estudio presenta una condición de equilibrio, por lo que no existe una variación en el almacenamiento.

5.4.4. Resumen del balance de aguas subterráneas.

El balance final de aguas subterráneas del medio granular que alberga a la Ciénega de Cabezas se resume en la tabla 5.16 y en la figura 5.4:

Tabla 5.16. Resumen del balance hídrico subterráneo.

Entradas (mm ³ /año)	
Entradas por flujo subterráneo horizontal	6,292,212
Recarga lluvia	1,775,223
Recarga cauce	*
Descarga de manantiales (forman arroyo)	6,944,543
Total entradas	15,011,978
Salidas (Mm ³ /año)	
Bombeo norias	53,746
Derivaciones a cultivos	880,800
Evapotranspiración	1,124,500
Salida arroyo	7,825,343
Salidas por flujo subterráneo horizontal	5,124,251
Total salidas	15,008,640
Entradas-salidas	3,338

Las entradas menos las salidas ascienden a un valor positivo de **3,338 mm³/año**, determinando que el acuífero de Ciénega de Cabeza se encuentra subexplotado (para propósitos prácticos, el acuífero se encuentra en equilibrio).

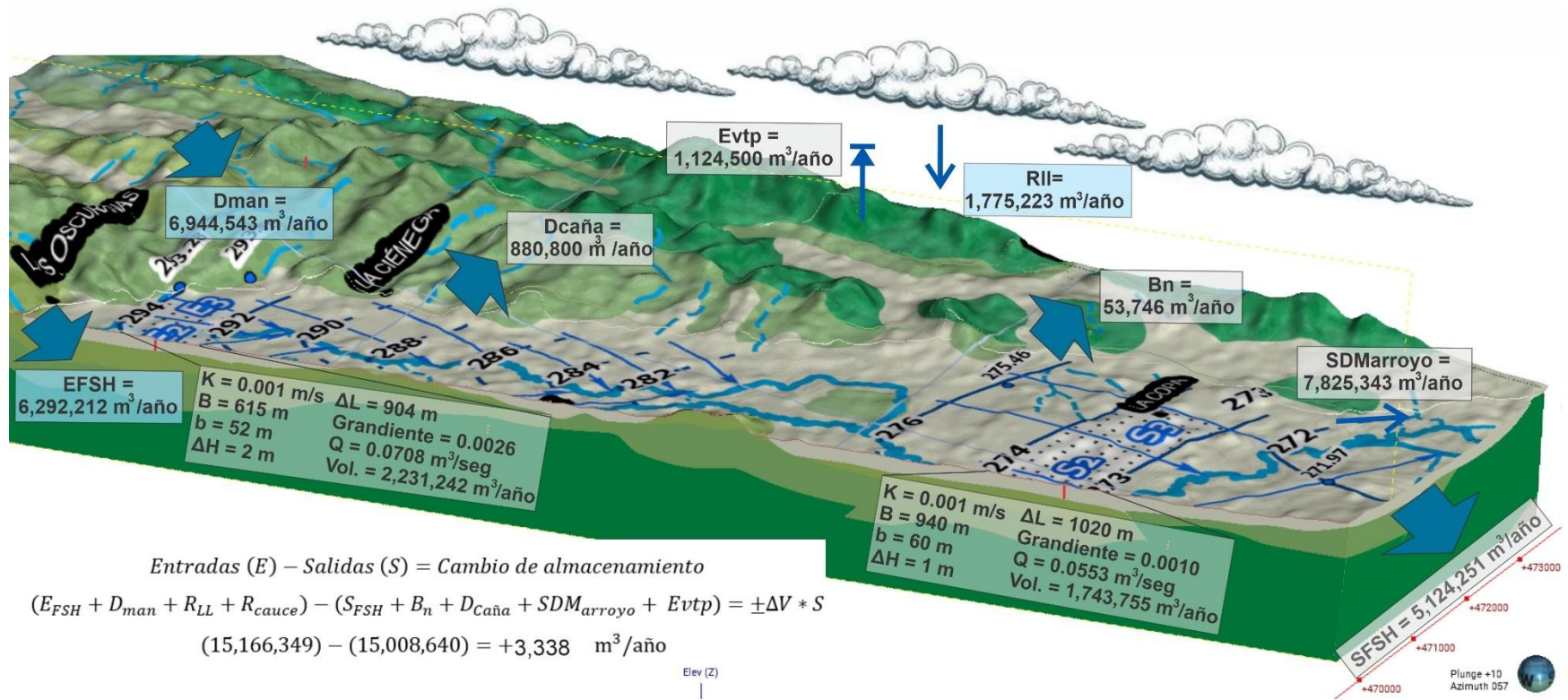


Fig. 5.4. Modelo conceptual del balance hídrico subterráneo.

6. Evaluación espaciotemporal hidrogeoquímica e isotópica.

6.1. Verificación de los datos de laboratorio.

Una vez obtenidos los resultados de los análisis químicos se debe corroborar la certidumbre de estos, debido a que los errores son un echo inherente a cualquier medición y las conclusiones de una investigación hidrogeoquímica están basadas en la fiabilidad de los resultados. La precisión de los análisis para los iones principalmente puede estimarse a partir del balance eléctrico, debido que la suma de cargas positivas y negativas en el agua subterránea debe ser igual, de acuerdo con la siguiente ecuación (Freeze y Cherry 1979):

$$\% \text{ Error} = \frac{(\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones})}{(\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones})} \times 100$$

En donde los cationes y aniones se expresan en meq/L, la sumatoria de los cationes (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} y Ca^{2+}) y la sumatorio de los aniones (Cl^- , HCO_3^- y SO_4^{2-}) no deben sobrepasar el 10 %, en caso contrario deben ser revisados (Appelo y Postma 1993).

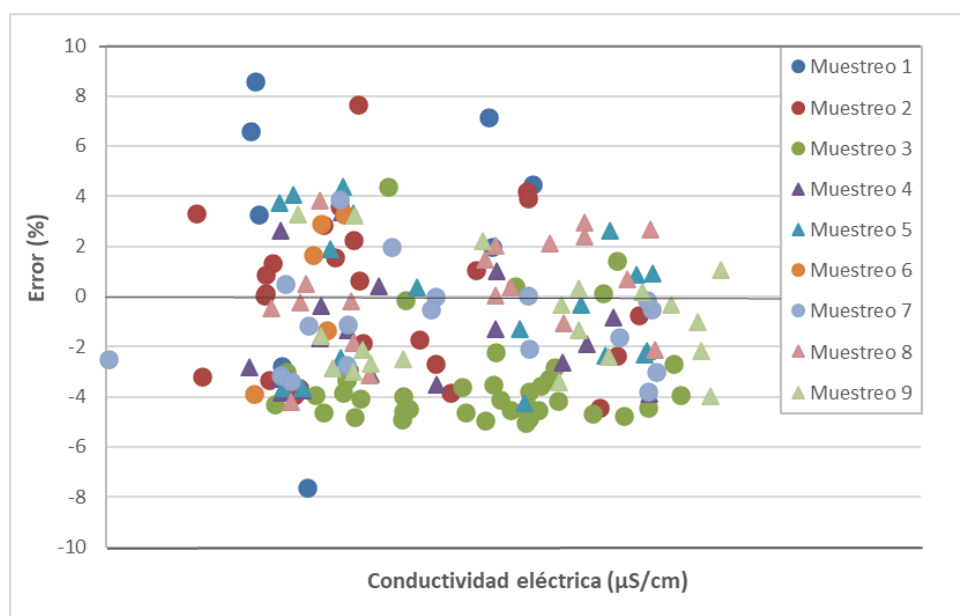


Fig. 6.1. Porcentaje de electroneutralidad de los 10 muestreos analizados.

En la figura 6.1 se observan los resultados calculados para la suma de cationes, aniones y el balance iónico, en donde es posible observar que aproximadamente un 85 % de las muestras muestran un porcentaje menor al 5 % y el resto muestran un porcentaje por encima del 5 %. En general indican que los análisis químicos muestran confiabilidad para su uso e interpretación hidrogeoquímica.

6.1.1. Análisis estadísticos.

Las muestras de agua subterránea obtenidas del acuífero kárstico provienen principalmente de manantiales divididos en dos grupos de acuerdo con sus valores de CE y su condición hidrológica, también en el muestreo se incluyeron drenes. Por otra parte, dentro del material granular se muestrearon norias con profundidades de hasta 5 m (Fig. 4.2), así como, se muestreo el desarrollo (inicio, centro y salida) del arroyo La Ciénega, el cual escurre de manera lenticada originado por la descarga de los manantiales y múltiples descargas difusas provenientes del acuífero kárstico. Las muestras recolectadas muestran una variación espacial en los parámetros medidos en campo, por este motivo se realizó un breve análisis estadístico buscando explicar las correlaciones y dependencias de los diferentes parámetros. En las tablas 6.1 a 6.5 y en las figuras 6.2 y 6.3, se exhiben algunos valores estadísticos de los resultados disponibles (máximos, mínimos, media, desviación estándar y percentil 25 y 75) correspondientes a todos los aprovechamientos muestreados (manantiales, norias, drenes y el arroyo La Ciénega). En el anexo 5, es posible observar los resultados obtenidos de los elementos y parámetros analizados, indicando los valores que exceden los límites máximos permisibles establecidos en la [NOM-127-SSA1-1994](#).

Temperatura: Los dos grupos de manantiales registran valores similares con una mínima de 24.4 °C, una máxima de 25 °C y una media de 22.5 °C. Por otra parte, las norias presentan temperaturas similares a los manantiales con una mínima de 22.8 °C, una máxima de 25.7°C y una media de 24.2. Los drenes registran temperaturas con valores diferentes una mínima de 18.2 °C, una máxima de 28 °C, y una media de 23.2 °C. Finalmente, el arroyo presenta una mínima de 18.2 °C, una máxima 30.3 °C y una media de 23.6 °C, probablemente estos dos últimos son atenuados por las condiciones climáticas diarias, cabe mencionar que desde el inicio a la salida del sitio Ramsar se observa un ligero aumento en la temperatura.

Potencial de hidrógeno (pH): Los manantiales presentan ligeras variaciones en los valores de pH, con una máxima de 7.7, una mínima de 5.8 y una media de 6.8. Las norias presentan una máxima de 7.4, una mínima de 5.8 y una media de 6.6. Por otra parte, los drenes registran una máxima de 8, una mínima de 6.6 y una media de 7.4, el arroyo registra valores muy similares una máxima de 8.2, una mínima de 7.7 y una media de 7.47, registrando un ligero aumento progresivo hacia la salida del arroyo en el Ramsar.

Tabla. 6.1. Parámetros estadísticos del agua subterránea en el grupo 1 de manantiales con valores de CE entre 1200 a 1890 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Parámetro		Percentil 25	Percentil 75	Mínima	Máxima	Media	Desviación estándar
Temp.	$^{\circ}\text{C}$	22.000	23.050	21.900	23.600	22.515	0.571
pH		6.708	7.045	5.980	7.700	6.840	0.348
ORP	mV	130.525	335.250	78.500	394.100	219.735	107.732
CE	$\mu\text{S}/\text{cm}$	1478.500	1687.000	1284.000	1885.000	1608.100	164.252
Dureza	mg/l CaCO_3	742.170	940.338	654.764	1047.909	852.519	109.289
Ca	mg/L	222.725	281.622	199.303	331.926	259.509	35.836
Mg	mg/L	43.599	53.570	34.507	58.769	49.666	6.749
Na	mg/L	1.491	3.444	0.636	4.011	2.532	1.076
K	mg/L	1.204	1.668	0.961	2.225	1.427	0.309
Alcalinidad	mg/L CaCO_3	232.000	248.620	208.100	284.000	243.514	18.996
HCO_3	mg/L	284.260	310.655	229.116	346.480	297.061	28.625
Cl	mg/L	10.423	15.883	5.210	25.016	14.817	4.937
SO_4	mg/L	503.125	671.875	356.900	800.000	592.819	122.266
F	mg/L	0.732	1.118	0.513	1.452	0.959	0.259
NO_3	mg/L	1.439	6.864	0.886	21.700	4.805	5.097
Si	mg/L	4.714	7.400	0.103	16.468	6.226	4.091
Li	$\mu\text{g}/\text{L}$	39.724	52.786	31.385	61.770	45.198	8.637
Al	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	0.500	0.005	39.355	3.417	9.365
As	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	0.154	0.005	0.708	0.112	0.204
B	$\mu\text{g}/\text{L}$	60.240	91.030	50.830	114.600	75.795	20.178
Ba	$\mu\text{g}/\text{L}$	21.546	28.053	20.655	30.345	24.201	3.392
Br	$\mu\text{g}/\text{L}$	7.676	12.969	0.005	14.735	9.765	4.576
Cd	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	0.005	0.005	1.847	0.119	0.419
Cu	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	0.005	0.005	0.150	0.012	0.032
Cr	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	1.719	0.005	2.411	0.855	0.909
Zn	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	2.106	0.005	54.130	5.107	14.083
Fe	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	11.939	0.005	155.300	15.560	35.279
Mn	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	0.005	0.005	0.843	0.131	10.326
Mo	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.335	1.582	0.144	9.284	1.461	2.029
Hg	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.054	0.689	0.005	0.951	0.428	0.315
Pb	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	1.223	0.005	2.411	0.588	0.868
Sr	$\mu\text{g}/\text{L}$	3245.375	4222.213	242.250	5362.000	3533.464	1098.760
Ni	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.722	2.734	0.005	4.761	1.758	1.374
Sn	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	0.005	0.005	0.258	0.034	0.071
Ti	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	0.941	0.005	774.586	71.110	218.666

Potencial REDOX (ORP): Para los manantiales del grupo 1 los valores registran un valor máximo de 394 mV, una mínima de 45 mV y una media de 235 mV. Los manantiales del grupo 2 registraron valores muy similares al grupo 1 una máxima de 394 mV, una mínima de 78 mV y una media de 220 mV. Las norias registran valores de máxima de 393 mV, una mínima de 84 mV y una media de 256 mV. Por otra parte, los drenes exhiben valores ligeramente diferentes, una máxima de 362 mV, una mínima de 61 mV y una media de 227 mV. Finalmente, los valores de ORP en el Arroyo registraron una máxima de 372 mV, una mínima de 74 mV y una media de 212 mV.

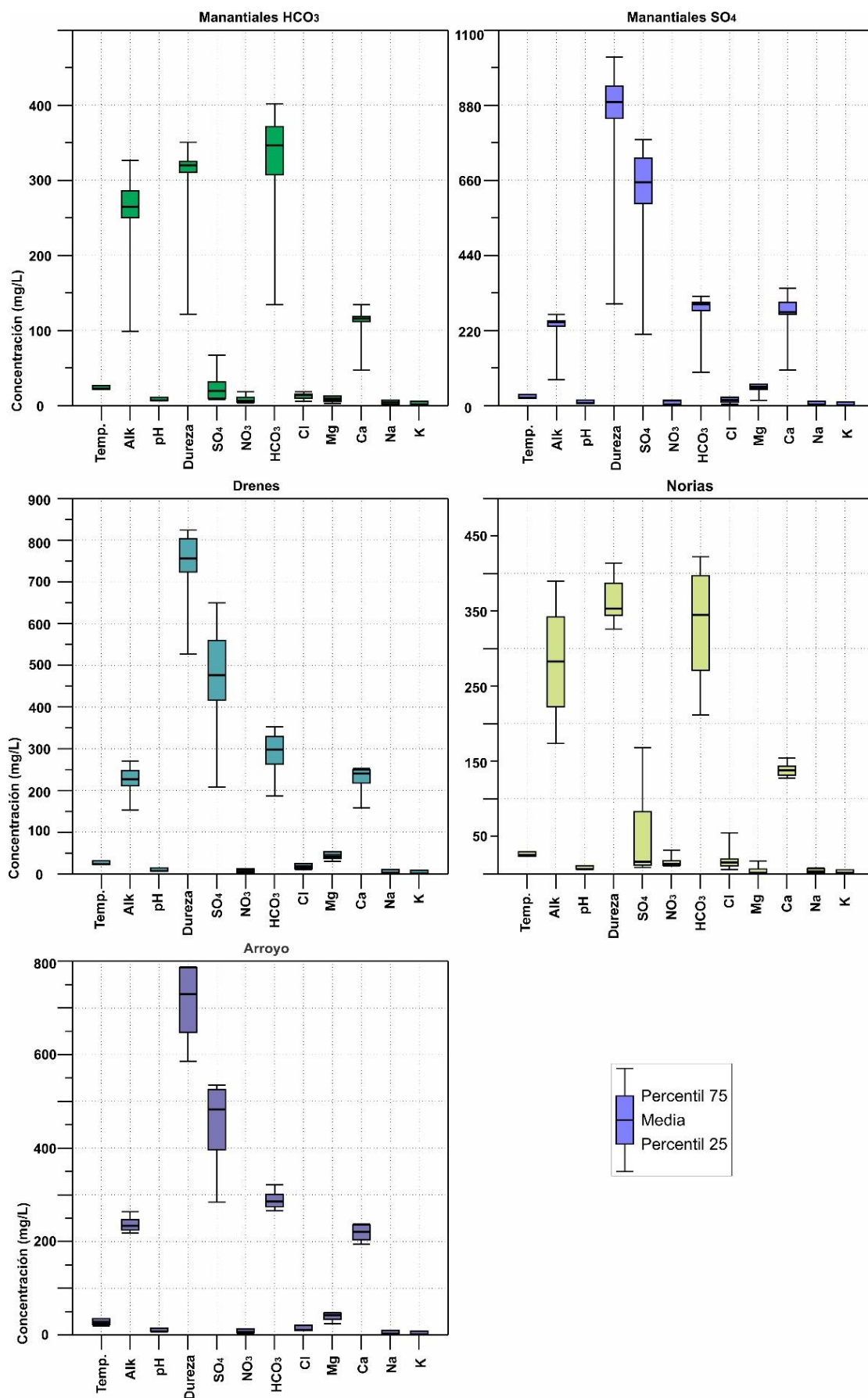


Fig. 6.2. Valores estadísticos para algunos valores de campo y laboratorio de los diferentes aprovechamientos muestreados.

Tabla. 6.2. Parámetros estadísticos del agua subterránea en el grupo 2 de manantiales con valores de CE entre 295 a 785 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Parámetro		Percentil 25	Percentil 75	Mínima	Máxima	Media	Desviación estandar
Temp.	$^{\circ}\text{C}$	21.800	22.850	21.400	25.000	22.507	0.784
pH		6.665	7.210	5.860	7.560	6.878	0.424
ORP	mV	103.800	347.175	44.400	395.400	235.900	122.124
CE	$\mu\text{S}/\text{cm}$	537.000	631.000	294.500	782.000	581.983	95.443
Dureza	mg/l CaCO_3	298.533	347.125	151.915	386.735	315.240	47.861
Ca	mg/L	88.669	117.061	58.148	141.162	104.340	20.785
Mg	mg/L	4.510	22.615	1.632	27.161	13.846	9.024
Na	mg/L	0.838	2.373	0.160	5.546	1.929	1.302
K	mg/L	0.687	1.295	0.403	4.927	1.144	0.839
Alcalinidad	mg/L CaCO_3	241.450	293.554	164.050	344.860	261.525	41.406
HCO_3	mg/L	290.360	361.571	152.744	424.755	318.828	59.307
Cl	mg/L	9.041	15.883	3.607	21.442	12.890	4.764
SO_4	mg/L	11.949	61.625	7.351	156.672	43.556	36.617
F	mg/L	0.107	0.243	0.000	0.490	0.180	0.111
NO_3	mg/L	3.764	10.628	1.771	16.826	7.230	4.439
Si	mg/L	1.998	5.797	0.082	14.143	4.717	3.555
Li	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.946	4.290	0.051	10.080	2.880	2.336
Al	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	0.250	0.005	39.180	1.680	7.375
As	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	0.097	0.005	1.309	0.104	0.259
B	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.411	8.313	0.005	22.105	27.007	5.336
Ba	$\mu\text{g}/\text{L}$	13.563	18.664	8.263	23.810	16.095	3.731
Br	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.954	6.657	0.005	12.545	4.910	4.211
Cd	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	0.005	0.004	0.012	0.005	0.001
Cu	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	0.005	0.005	0.801	0.041	0.154
Cr	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	2.343	0.005	4.304	1.109	1.325
Zn	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	47.506	0.000	782.000	77.667	148.967
Fe	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	10.172	0.005	34.925	6.469	9.963
Mn	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	0.944	0.005	44.940	3.121	9.399
Mo	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	0.898	0.005	21.484	1.809	4.770
Hg	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	0.800	0.005	1.003	0.440	0.360
Pb	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	1.153	0.005	2.167	0.499	0.708
Sr	$\mu\text{g}/\text{L}$	209.613	497.000	78.354	3638.000	475.155	647.994
Ni	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	0.677	0.005	1.417	0.335	0.438
Sn	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	0.007	0.005	0.161	0.025	0.044
Ti	$\mu\text{g}/\text{L}$	0.005	1.092	0.005	218.944	21.984	56.596

Conductividad eléctrica (CE): Para los manantiales los resultados son consistentes con los resultados de los transductores (ver capítulo 4), el grupo 1 los valores registran un valor máximo de 780 $\mu\text{S}/\text{cm}$, una mínima de 295 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y una media de 590 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Los manantiales del grupo 2 los valores registran un valor máximo de 1890 $\mu\text{S}/\text{cm}$, una mínima de 1284 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y una media de 1608 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Las norias registraron valores de una máxima de 913 $\mu\text{S}/\text{cm}$, una mínima de 278 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y una media de 720 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Otra parte, los drenes registraron valores más elevados, con una máxima de 1820 $\mu\text{S}/\text{cm}$, una mínima de 440 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y una media de 1035 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Por último, los valores del arroyo registraron una máxima de 1660 $\mu\text{S}/\text{cm}$, una mínima de 485 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y una media de 1305 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Tabla. 6.3. Parámetros estadísticos del agua subterránea en norias.

Parámetro		Percentil 25	Percentil 75	Mínima	Máxima	Media	Desviación estandar
Temp.	°C	23.750	25.000	22.800	25.700	24.317	0.736
pH		6.425	6.840	5.820	7.460	6.614	0.303
ORP	mV	100.900	365.500	74.200	393.300	243.822	119.231
CE	uS/cm	696.000	774.500	6.580	913.000	706.068	170.731
Dureza	mg/l CaCO ₃	349.578	398.553	128.031	705.924	374.342	85.999
Ca	mg/L	133.587	151.837	49.608	211.613	141.526	25.533
Mg	mg/L	2.106	5.282	0.752	43.110	5.506	8.814
Na	mg/L	1.383	3.275	0.714	9.641	2.647	1.964
K	mg/L	0.377	1.233	0.013	2.734	0.961	0.698
Alcalinidad	mg/L CaCO ₃	254.310	373.950	124.533	435.900	307.559	85.626
HCO ₃	mg/L	310.258	432.380	91.646	491.123	364.193	102.196
Cl	mg/L	9.927	16.876	4.809	71.473	17.050	14.338
SO ₄	mg/L	6.162	33.942	2.500	487.500	47.436	96.563
F	mg/L	0.118	0.280	0.000	1.050	0.246	0.225
NO ₃	mg/L	6.642	14.393	1.329	163.857	15.927	29.351
Si	mg/L	3.794	7.945	0.149	18.214	6.767	4.836
Li	ug/L	0.624	1.780	0.005	3.040	1.231	0.867
Al	ug/L	0.005	0.250	0.005	44.807	1.871	8.321
As	ug/L	0.005	0.136	0.005	1.140	0.121	0.255
B	ug/L	0.005	3.815	0.005	10.748	1.911	2.974
Ba	ug/L	26.320	44.928	6.061	55.440	34.741	12.429
Br	ug/L	4.837	14.923	0.005	26.570	10.589	7.183
Cd	ug/L	0.005	0.005	0.003	0.032	0.006	0.006
Cu	ug/L	0.005	0.005	0.005	2.159	0.110	0.412
Cr	ug/L	0.005	4.259	0.005	6.735	1.617	2.283
Zn	ug/L	0.005	14.170	0.005	304.950	28.221	72.134
Fe	ug/L	0.005	18.439	0.005	73.105	12.154	18.749
Mn	ug/L	0.005	10.732	0.005	46.525	8.917	14.757
Mo	ug/L	0.005	0.059	0.005	34.840	1.710	6.722
Hg	ug/L	0.035	0.734	0.005	1.318	0.449	0.381
Pb	ug/L	0.005	1.049	0.005	2.193	0.525	0.757
Sr	ug/L	169.950	226.000	43.516	3154.000	295.434	551.403
Ni	ug/L	0.146	1.055	0.005	1.969	0.643	0.572
Sn	ug/L	0.005	0.036	0.005	0.722	0.054	0.137
Ti	ug/L	0.005	1.657	0.005	343.621	35.560	99.310

Dureza (mg/L CaCO₃): La dureza para los manantiales del grupo 1 registra una máxima de 900 mg/L de CaCO₃, una mínima de 152 mg/L de CaCO₃ y una media de 335 mg/L de CaCO₃. Los manantiales del grupo 2 registra una máxima de 1048 mg/L de CaCO₃, una mínima de 654 mg/L de CaCO₃ y una media de 335 mg/L de CaCO₃. Las norias registran valores a los manantiales del grupo 1 una máxima de 705 mg/L de CaCO₃, una mínima de 128 mg/L de CaCO₃, y una media de 375 mg/L de CaCO₃. Por otra parte, los drenes muestran valores con una máxima de 828 mg/L de CaCO₃, una mínima de 225 mg/L de CaCO₃, y una media de 538 mg/L de CaCO₃, del mismo modo las muestras de los arroyos muestran valores con una máxima de 831 mg/L de CaCO₃, una mínima de 237 mg/L de CaCO₃, y una media de 647 mg/L de CaCO₃.

Calcio (Ca): El Ca registro valores para los manantiales del grupo 1 con una máxima de 273 mg/L, una mínima de 58 mg/L y una media de 110 mg/L. Los manantiales del grupo 2 registraron valores con una máxima de 332 mg/L, una mínima de 199 mg/L y una media de 259 mg/L. Las norias muestran valores con una máxima de 211 mg/L, una mínima de 49 mg/L y una media de 141 mg/L. Los drenes registraron valores relativamente diferentes con una máxima de 254 mg/L, una mínima de 80mg/L y una media de 172 mg/L, los resultados del arroyo La Ciénega registro valores similares a los drenes con una máxima de 252 mg/L, una mínima de 75 mg/L y una media de 202 mg/L.

Magnesio (Mg): El Mg registro valores para los manantiales del grupo 1 con una máxima de 53 mg/L, una mínima de 1.6 mg/L y una media de 15 mg/L. Los manantiales del grupo 2 registraron valores ligeramente más elevados con una máxima de 59 mg/L, una mínima de 34 mg/L y una media de 50 mg/L. Las norias con valores menores registrados con una máxima de 43 mg/L, una mínima de 0.7 mg/L y una media de 6 mg/L. Por otra parte, los drenes registraron valores con una máxima de 46 mg/L, una mínima de 4 mg/L y una media de 26 mg/L, los arroyos muestran valores similares a los drenes con una máxima de 49 mg/L, una mínima de 4 mg/L y una media de 34 mg/L.

Sodio (Na): Para los manantiales del grupo 1 el Na registro valores con una máxima de 5.5 mg/L, una mínima de 0.2 mg/L y una media de 2 mg/L. Los manantiales del grupo 2 registraron valores similares con una máxima de 4 mg/L, una mínima de 0.6 mg/L y una media de 3 mg/L. Las norias con valores ligeramente mayores una máxima de 10 mg/L, una mínima de 0.7 mg/L y una media de 5 mg/L. Por otra parte, los drenes registraron valores con una máxima de 4 mg/L, una mínima de 0.1 mg/L y una media de 2 mg/L, los arroyos muestran valores similares a los drenes con una máxima de 17 mg/L, una mínima de 0.08 mg/L y una media de 4 mg/L.

Potasio (K): Los valores de K en los manantiales del grupo 1 registran una máxima de 5 mg/L, una mínima de 0.4 mg/L y una media de 1.2 mg/L. Los manantiales del grupo 2 registraron valores ligeramente menores con una máxima de 2.2 mg/L, una mínima de 0.9 mg/L y una media de 1.4 mg/L. Las norias con valores ligeramente mayores una máxima de 3 mg/L, una mínima de 0.01 mg/L y una media de 0.9 mg/L. Por otra parte, los drenes registraron valores con una máxima de 2 mg/L, una mínima de 0.1 mg/L y una media de 0.9 mg/L, los arroyos muestran valores similares a los drenes con una máxima de 3 mg/L, una mínima de 0.2 mg/L y una media de 1.4 mg/L.

Tabla. 6.4. Parámetros estadísticos del agua subterránea en drenes.

Parámetro		Percentil 25	Percentil 75	Mínima	Máxima	Media	Desviación estandar
Temp.	°C	22.100	24.075	18.200	28.000	23.129	2.316
pH		7.018	7.843	6.640	8.030	7.463	0.445
ORP	mV	136.125	351.925	61.500	362.300	232.521	112.445
CE	uS/cm	610.000	1487.250	441.700	1826.000	1041.100	488.346
Dureza	mg/l CaCO ₃	278.279	736.811	225.746	828.207	525.721	226.997
Ca	mg/L	101.281	232.164	79.615	254.406	169.084	65.934
Mg	mg/L	6.840	38.561	4.443	46.856	25.138	15.733
Na	mg/L	2.013	3.408	0.096	4.392	2.325	1.309
K	mg/L	0.748	1.148	0.283	1.912	0.945	0.428
Alcalinidad	mg/L CaCO ₃	192.000	271.900	112.000	295.600	227.918	54.742
	3 mg/L	234.240	336.720	136.640	358.387	282.329	68.491
Cl	mg/L	11.912	15.883	7.998	20.307	14.111	3.618
	mg/L	72.500	475.982	20.237	670.160	274.087	217.979
F	mg/L	0.310	0.588	0.150	1.200	0.515	0.294
	mg/L	2.657	9.743	0.443	27.900	6.141	6.982
Si	mg/L	2.884	5.280	0.385	7.341	4.396	1.688
Li	ug/L	0.191	36.275	0.005	49.860	19.732	16.975
Al	ug/L	0.050	0.500	0.050	4.880	0.522	1.225
As	ug/L	0.005	0.106	0.005	2.463	0.225	0.389
B	ug/L	9.798	62.530	0.729	96.465	37.420	30.360
Ba	ug/L	12.295	21.440	9.869	28.940	17.358	5.909
Br	ug/L	0.005	10.481	0.005	13.920	4.601	5.344
Cd	ug/L	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.000
Cu	ug/L	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.000
Cr	ug/L	0.005	1.314	0.005	1.740	0.485	0.718
Zn	ug/L	0.005	0.005	0.005	15.680	1.050	4.047
Fe	ug/L	1.046	20.840	0.005	52.110	12.604	14.877
Mn	ug/L	0.463	5.932	0.005	184.900	15.506	47.022
Mo	ug/L	0.005	0.103	0.005	5.114	0.485	1.328
Hg	ug/L	0.005	1.047	0.005	1.116	0.441	0.476
Pb	ug/L	0.005	0.638	0.005	1.996	0.388	0.724
Sr	ug/L	342.800	3047.500	144.200	4446.000	1875.923	1417.772
Ni	ug/L	0.239	1.409	0.005	3.551	0.996	1.048
Sn	ug/L	0.005	0.005	0.005	0.638	0.047	0.163
Ti	ug/L	0.005	0.438	0.005	2.816	0.382	0.705

Alcalinidad (mg/L CaCO₃): La alcalinidad de los manantiales del grupo 1 registra una máxima de 345 mg/L de CaCO₃, una mínima de 164 de CaCO₃ y una media de 262 mg/L de CaCO₃. Los manantiales del grupo 2 registra una máxima de 284 mg/L de CaCO₃, una mínima de 208 mg/L de CaCO₃ y una media de 243 mg/L de CaCO₃. Las norias registran valores mayores a los manantiales del grupo 1 con una máxima de 435 mg/L de CaCO₃, una mínima de 124 mg/L de CaCO₃, y una media de 316 mg/L de CaCO₃. Por otra parte, los drenes muestran valores con una máxima de 295mg/L de CaCO₃, una mínima de 112 mg/L de CaCO₃, y una media de 226 mg/L de CaCO₃, del mismo modo las muestras de los arroyos muestran valores con una máxima de 336 mg/L de CaCO₃, una mínima de 120 mg/L de CaCO₃, y una media de 222 mg/L de CaCO₃.

Tabla. 6.5. Parámetros estadísticos del agua subterránea en el Arroyo la Ciénega.

Parámetro		Percentil 25	Percentil 75	Mínima	Máxima	Media	Desviación estandar
Temp.	°C	19.700	28.400	18.200	30.300	23.674	4.265
pH		7.310	7.760	6.220	8.280	7.478	0.484
ORP	mV	95.100	325.000	74.600	372.500	212.126	111.787
CE	uS/cm	1196.000	1450.000	485.500	1662.000	1305.426	496.339
Dureza	mg/l CaCO ₃	570.621	759.843	237.349	831.849	647.602	143.901
Ca	mg/L	185.565	234.158	75.399	252.533	202.057	42.757
Mg	mg/L	28.392	41.493	3.558	48.876	34.742	10.693
Na	mg/L	2.039	4.490	0.081	17.507	3.850	3.819
K	mg/L	0.947	2.021	-0.246	3.246	1.469	0.748
Alcalinidad	mg/L CaCO ₃	195.760	244.000	120.000	336.840	222.377	43.185
HCO ₃	mg/L	225.041	297.680	146.400	410.945	268.168	58.222
Cl	mg/L	9.927	21.442	6.813	67.900	17.806	12.442
SO ₄	mg/L	325.000	500.000	16.412	625.000	393.058	143.266
F	mg/L	0.519	0.880	0.110	0.960	0.709	0.222
NO ₃	mg/L	3.985	7.529	2.214	49.600	7.709	9.052
Si	mg/L	1.675	7.471	0.128	14.857	4.973	4.130
Li	ug/L	25.965	32.505	4.724	45.400	29.246	9.184
Al	ug/L	0.050	0.050	0.050	17.014	1.294	3.468
As	ug/L	0.005	0.076	0.005	2.030	0.192	0.441
B	ug/L	34.103	66.660	17.820	75.965	48.269	16.664
Ba	ug/L	19.950	25.040	7.461	37.805	22.095	5.827
Br	ug/L	8.207	24.133	0.005	49.265	15.985	12.568
Cd	ug/L	0.005	0.005	0.005	0.663	0.035	0.128
Cu	ug/L	0.005	0.005	0.005	0.520	0.052	0.131
Cr	ug/L	0.005	1.294	0.005	1.837	0.609	0.683
Zn	ug/L	0.005	1.409	0.005	29.745	3.358	7.286
Fe	ug/L	0.005	42.435	0.005	103.414	25.457	33.043
Mn	ug/L	5.587	13.120	0.045	42.208	11.974	11.827
Mo	ug/L	0.051	1.071	0.005	2.526	0.725	0.708
Hg	ug/L	0.005	0.672	0.005	1.030	0.392	0.333
Pb	ug/L	0.005	1.142	0.005	3.508	0.646	1.002
Sr	ug/L	2367.500	3127.500	252.600	4248.500	2700.034	856.097
Ni	ug/L	0.240	1.651	0.005	3.869	1.097	1.004
Sn	ug/L	0.005	0.005	0.005	0.196	0.028	0.057
Ti	ug/L	0.005	0.377	0.005	535.110	42.236	133.056

Bicarbonatos (HCO₃): Los valores de los HCO₃ en los manantiales del grupo 1 registran una máxima de 425 mg/L, una mínima de 152 mg/L y una media de 320 mg/L. Los manantiales del grupo 2 registraron valores ligeramente menores con una máxima de 346 mg/L, una mínima de 229 mg/L y una media de 297 mg/L. Las norias con valores ligeramente mayores una máxima de 3 mg/L, una mínima de 0.01 mg/L y una media de 0.9 mg/L. Por otra parte, los drenes registraron valores con una máxima de 2 mg/L, una mínima de 0.1 mg/L y una media de 0.9 mg/L, los arroyos muestran valores similares a los drenes con una máxima de 3 mg/L, una mínima de 0.2 mg/L y una media de 1.4 mg/L.

Cloruro (Cl): Los valores del Cl en los manantiales del grupo 1 registran una máxima de 21 mg/L, una mínima de 4 mg/L y una media de 13 mg/L. Los manantiales del grupo 2

registraron valores ligeramente mayores con una máxima de 25 mg/L, una mínima de 5 mg/L y una media de 15 mg/L. Las norias con valores más elevados con una máxima de 71 mg/L, una mínima de 5 mg/L y una media de 17 mg/L. Por otra parte, los drenes registraron valores con una máxima de 20 mg/L, una mínima de 7 mg/L y una media de 13 mg/L, los arroyos muestran valores similares a los drenes con una máxima de 68 mg/L, una mínima de 7 mg/L y una media de 18 mg/L.

Sulfato (SO₄): Los valores en los manantiales de SO₄ del grupo 1 registran una máxima de 625 mg/L, una mínima de 5 mg/L y una media de 62 mg/L. Los manantiales del grupo 2 registraron valores mayores con una máxima de 800 mg/L, una mínima de 356 mg/L y una media de 592 mg/L. Las norias con valores más elevados con una máxima de 487 mg/L, una mínima de 2.5 mg/L y una media de 44 mg/L. Por otra parte, los drenes registraron valores con una máxima de 670 mg/L, una mínima de 20 mg/L y una media de 286 mg/L, los arroyos muestran valores relativamente similares a los drenes con una máxima de 625 mg/L, una mínima de 16 mg/L y una media de 393 mg/L.

Nitratos (NO₃): El grupo 1 en los manantiales registraron para NO₃ una máxima de 17 mg/L, una mínima de 0.8 mg/L y una media de 7 mg/L. Los manantiales del grupo 2 registraron valores relativamente mayores con una máxima de 22 mg/L, una mínima de 0.8 mg/L y una media de 5 mg/L. Las norias con valores más elevados con una máxima de 38 mg/L, una mínima de 1.4 mg/L y una media de 11 mg/L. Por otra parte, los drenes registraron valores con una máxima de 28 mg/L, una mínima de 0.5 mg/L y una media de 6 mg/L, los arroyos muestran valores mayores a los demás aprovechamientos con una máxima de 50 mg/L, una mínima de 2 mg/L y una media de 8 mg/L.

Elementos traza: Los valores resultantes demuestran que algunos elementos sobresalen de la media como Ba, Cd, Cu, F, Pb y Sr condicionadas principalmente por la composición de las rocas carbonatadas de la zona de estudio. Otros elementos para destacar es la presencia de elementos potencialmente tóxicos como Ar, Cr y Hg en algunos aprovechamientos los valores superan ligeramente los valores máximos permisibles por la [NOM-127-SSA1-1994](#) (e.j. aprovechamiento 27, anexo 5).

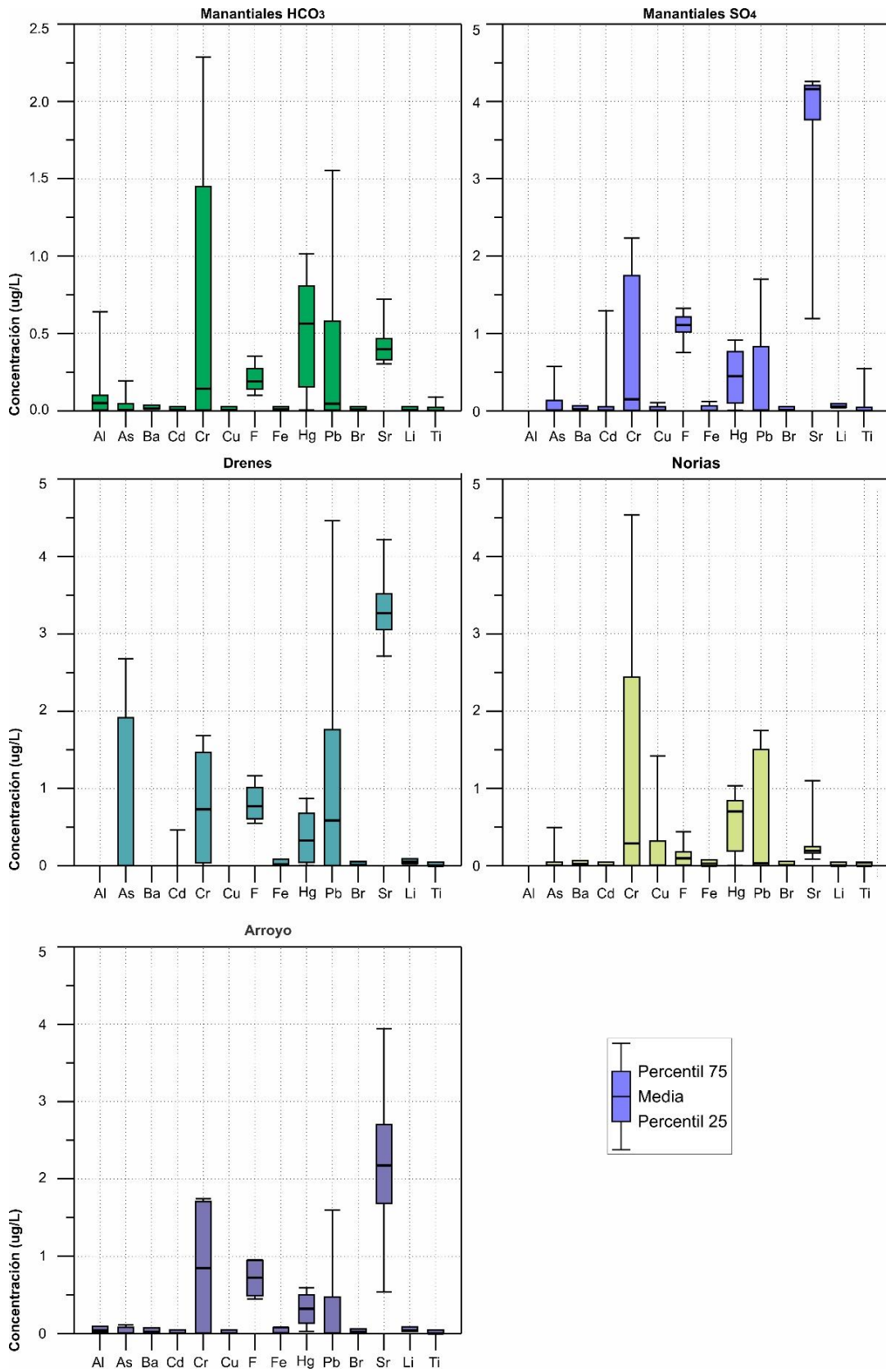


Fig. 6.3. Valores estadísticos para algunos elementos traza de los diferentes aprovechamientos muestreados.

6.2. Diagramas y facies hidrogeoquímicas.

A continuación, se muestran y describen diagramas que presentan los resultados geoquímicos de manera composicional, con el objeto de evaluar la relación entre la mineralogía y la composición química de las aguas subterráneas del acuífero kárstico.

6.2.1. Familias por ion dominante.

Los diagramas de Piper (1944) con base en la distribución de los valores de los aniones (HCO_3 , SO_4 y Cl) y cationes (Ca^{+2} , Mg^{+2} y Na^+) mayores al 50 %. Representan las principales familias y facies hidrogeoquímicas del agua subterránea. En la figura 6.4 se muestra un diagrama de Piper con la composición química de los diferentes aprovechamientos muestreados, en donde dichas muestras son clasificadas como aguas de alcalinidad normal, en el triángulo de cationes el ion dominante es el Ca^{+2} , en el triángulo de los aniones dominan los de tipo HCO_3 y SO_4 .

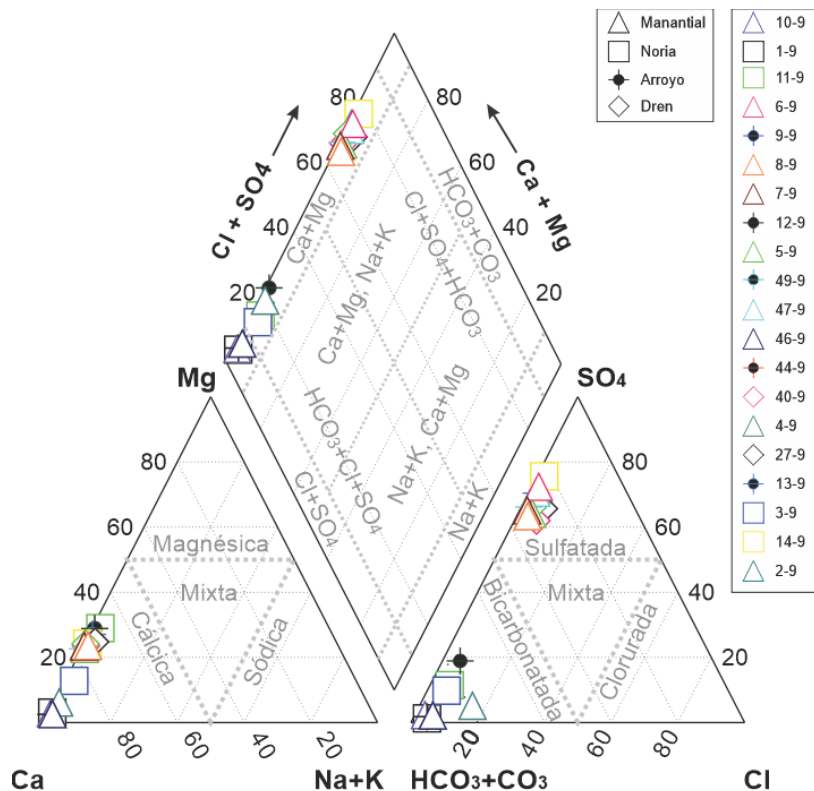


Fig. 6.4. Diagrama de Piper mostrando la definición de las familias de agua por ion dominante y facies hidrogeoquímicas.

Estas características son un reflejo de las características geológicas del sitio Ramsar, en donde la columna litológica es representada casi en su totalidad por rocas calcáreas, en donde el basamento considerado es asociado con espesores variables de yeso y anhidrita. Otra clasificación obtenida a partir del diagrama es de las facies hidrogeoquímicas (Tabla 6.6), en donde se identifican principalmente dos principales

familias (Ca-HCO₃ y Ca-SO₄.) de agua subterránea y superficial distribuidas en al menos cuatro facies hidrogeoquímicas (Ca-HCO₃, Ca-Mg-HCO₃, Ca-SO₄, Ca-Mg-SO₄-HCO₃).

Tabla. 6.6. Tipos de familia y facies de agua subterránea y superficial en el sitio Ramsar.

Id	Aprovechamiento	Familia de agua	Facies hidrogeoquímica
1	Noria	Ca-HCO ₃	Ca-HCO ₃
2	Manantial	Ca-HCO ₃	Ca-HCO ₃
3	Noria	Ca-HCO ₃	Ca-HCO ₃
4	Manantial	Ca-HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃
5	Manantial	Ca-HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃
6	Manantial	Ca-SO ₄	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
7	Manantial	Ca-SO ₄	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
8	Manantial	Ca-SO ₄	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
9	Arroyo	Ca-SO ₄	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
10	Manantial	Ca-HCO ₃	Ca-HCO ₃
11	Noria	Ca-HCO ₃	Ca-HCO ₃
12	Arroyo	Ca-SO ₄	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
13	Arroyo	Ca-SO ₄	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
14	Noria	Ca-HCO ₃	Ca-HCO ₃
15	Arroyo	Ca-SO ₄	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
27	Dren	Ca-SO ₄	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
40	Dren	Ca-SO ₄	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
41	Dren	Ca-HCO ₃	Ca-HCO ₃
42	Dren	Ca-HCO ₃	Ca-HCO ₃
43	Dren	Ca-HCO ₃	Ca-HCO ₃
44	Arroyo	Ca-SO ₄	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
45	Dren	Ca-SO ₄	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
46	Manantial	Ca-SO ₄	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
47	Manantial	Ca-SO ₄	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
48	Arroyo	Ca-SO ₄	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃
49	Dren	Ca-SO ₄	Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃

Los manantiales muestran ambas composiciones entre concentraciones de tipo HCO₃ y SO₄, los manantiales se diferencian o pueden subdividirse de acuerdo con las facies hidrogeoquímicas, los dominantes son Ca-SO₄ (6, 7, 8, 46 y 47) con facies Ca-Mg-SO₄-HCO₃. Por otra parte, los de tipo HCO₃ muestran dos facies que corresponde a Ca-Mg-HCO₃ (4 y 5) y Ca-HCO₃ (2 y 10); las norias (1, 3, 11 y 14) son de tipo HCO₃ con facies Ca-HCO₃; los drenes intermitentes (41, 42 y 43) son de tipo HCO₃ con facies de Ca-HCO₃, los drenes perennes (27 y 40) son de tipo Ca-SO₄ con facies Ca-Mg-SO₄-HCO₃; finalmente

las muestras superficiales correspondientes a los arroyos son del mismo tipo que los drenes perennes son de tipo Ca-SO₄ con facies Ca-Mg-SO₄-HCO₃.

6.2.2. Diagramas de Stiff.

Los diagramas propuestos por Stiff (1951), permiten representar la composición del agua subterránea de acuerdo con las concentraciones de los elementos mayores en miliequivalentes, los cationes (Na⁺, Mg⁺² y Ca⁺²) se dibujan a la izquierda y los aniones (Cl⁻, SO₄ y HCO₃) son dibujados en la porción derecha. Los polígonos resultantes son utilizados para distinguir tipos de agua a partir de su composición química de la misma que los diagramas de Piper son expresados en meq/L.

De acuerdo con la clasificación de los diagramas de Stiff (Fig. 6.5) se puede reconocer de la misma forma que los flujos subterráneos de los manantiales están en contacto principalmente con rocas carbonatadas, dividiéndose en tres principales grupos; el grupo 1 corresponde a los manantiales con Id 6, 7, 8, 46 y 47 localizados en la porción Noroeste del sitio Ramsar, característicos por presentar altas concentraciones de SO₄ y Ca; el grupo 2 corresponde a los manantiales perennes con Id 4 y 5 los cuales son Ca-Mg-HCO₃, localizados en el centro Norte del polígono Ramsar; el tercer grupo de manantiales corresponde a los Id 2 (Noroeste) y 10 (Suroeste), los cuales son de tipo Ca-HCO₃. los diagramas de Stiff correspondientes a cada muestreo evidencian una variación estacional (Fig. 6.6), mostrando mayores valores en los iones en tiempos de estiaje, en los muestreos ocurridos en periodos de lluvia se observa un aumento en SO₄, probablemente provocado por el arrastre de elementos presentes en el suelo como residuos de las actividades económicas, provocado por el agua de lluvia.

Del mismo, las norias (Id 1, 3, 11 y 14) se agrupan en un solo grupo de tipo Ca-HCO₃ e igualmente los diagramas de Stiff correspondientes a cada muestreo evidencian una variación estacional (Fig. 6.7), mostrando mayores valores en los iones en tiempos de estiaje y un notable decremento en periodos de lluvia.

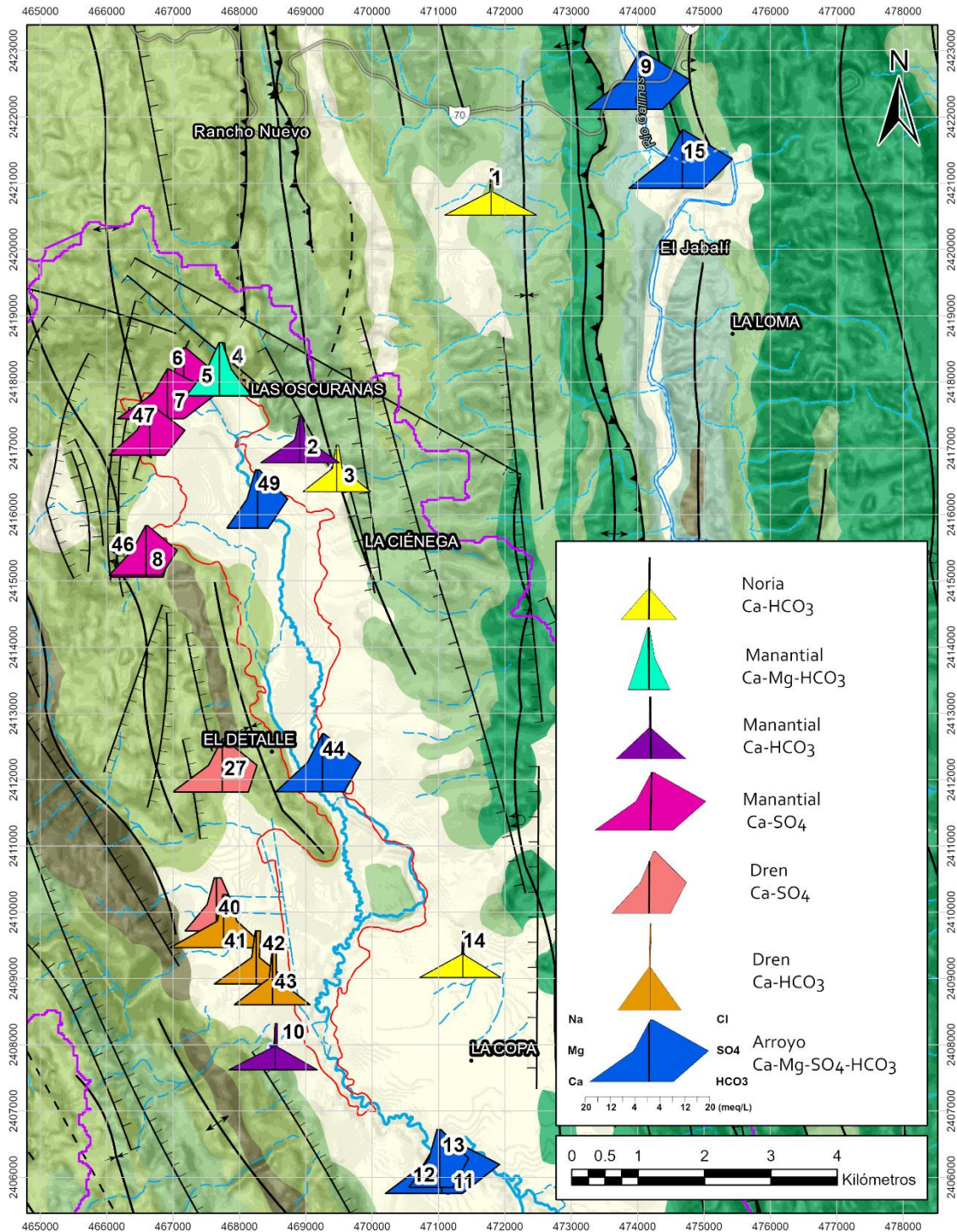


Fig. 6.5. Diagrama de Stiff, muestran la mineralización de los flujos que alimentan a los aprovechamientos muestreados.

Por otra parte, los drenes pueden agruparse en dos grupos los aprovechamientos con Id 27 y 40 son de tipo Ca-SO₄ y los aprovechamientos con Id 41, 42 y 43 son de tipo Ca-HCO₃. La variación estacional de los diagramas de Stiff correspondientes a cada muestreo (Fig. 6.8), muestran el mismo comportamiento, los mayores valores de los

iones constituyentes se observan en tiempos de estiaje y un muestran un notable decremento en periodos de lluvia.

Finalmente, las muestras recolectadas en los arroyos son de un solo tipo Ca-Mg-SO₄-HCO₃, como el resultado de una mezcla de aguas a la salida del sitio Ramsar. La variación estacional de los diagramas de Stiff correspondientes a cada muestreo (Fig. 6.9) en general manifiestan la misma tendencia estacional con respecto a sus iones constituyentes. Cabe resaltar que en el arroyo la Ciénega es posible observar un ligero incremento en SO₄⁻ con forme se desarrolla de inicio a la salida de la poligonal del sitio Ramsar (Fig. 6.5).

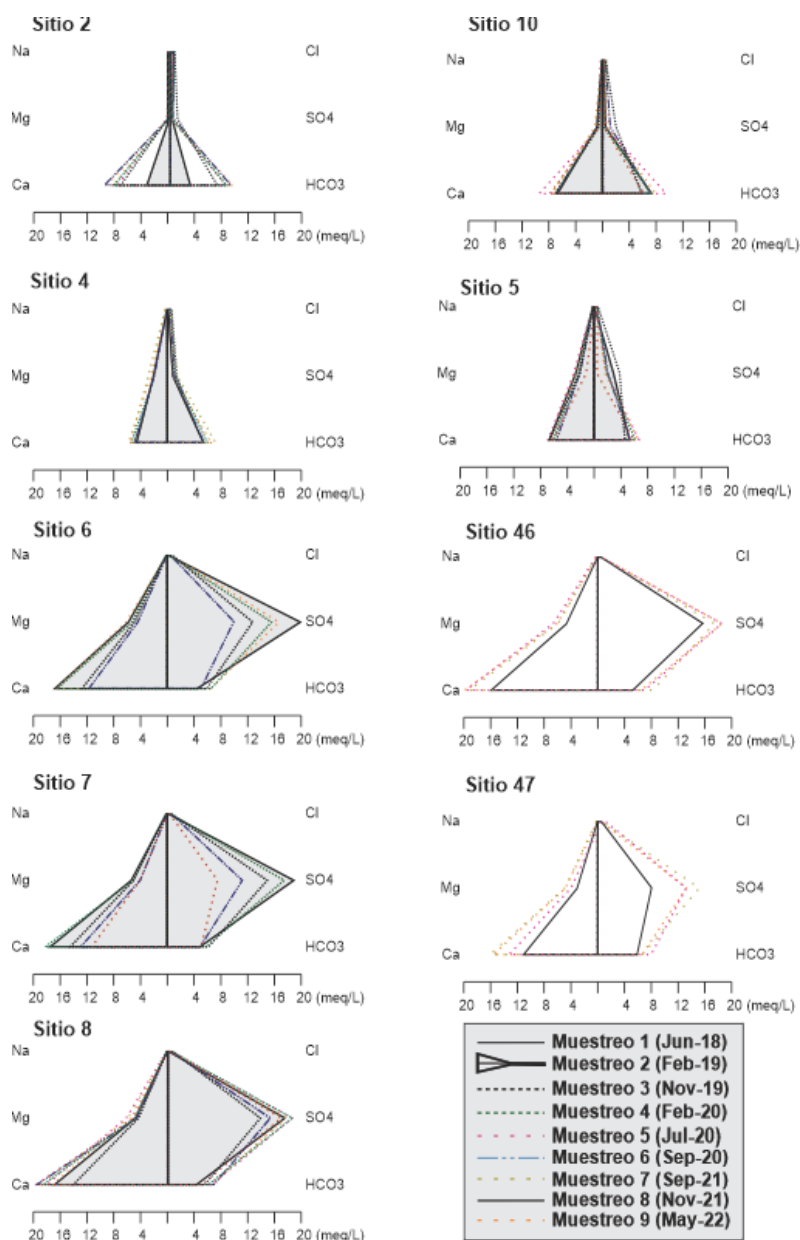


Fig. 6.6. Diagramas de Stiff de los manantiales muestreados.

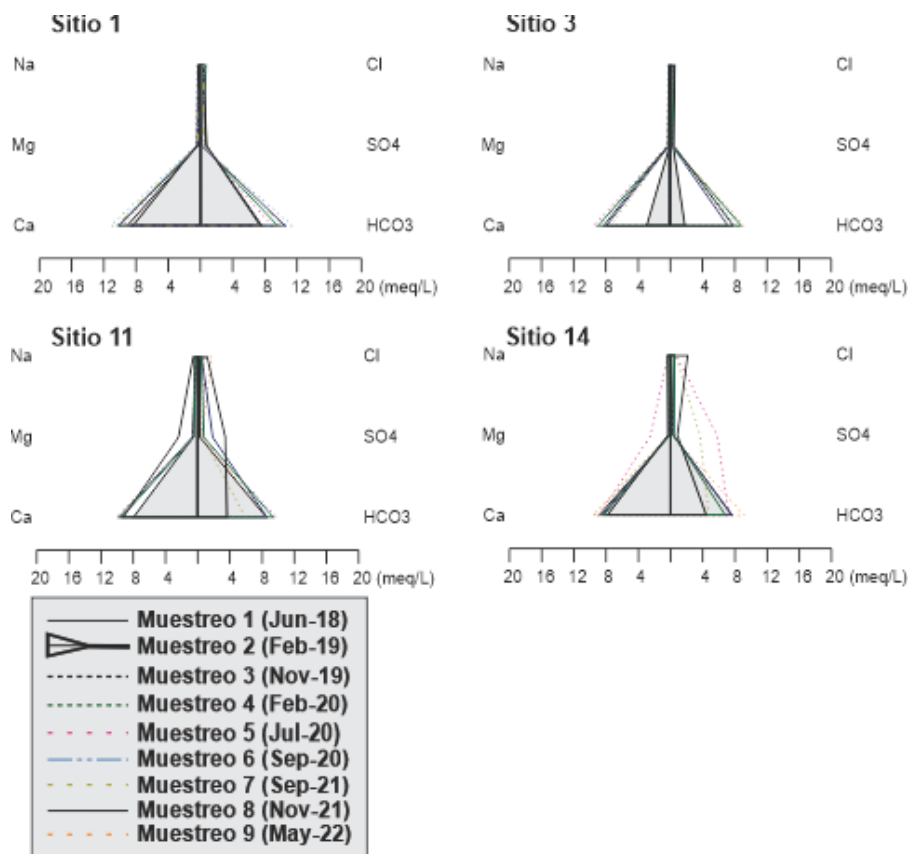


Fig. 6.7. Diagrama de Stiff correspondiente a las norias.

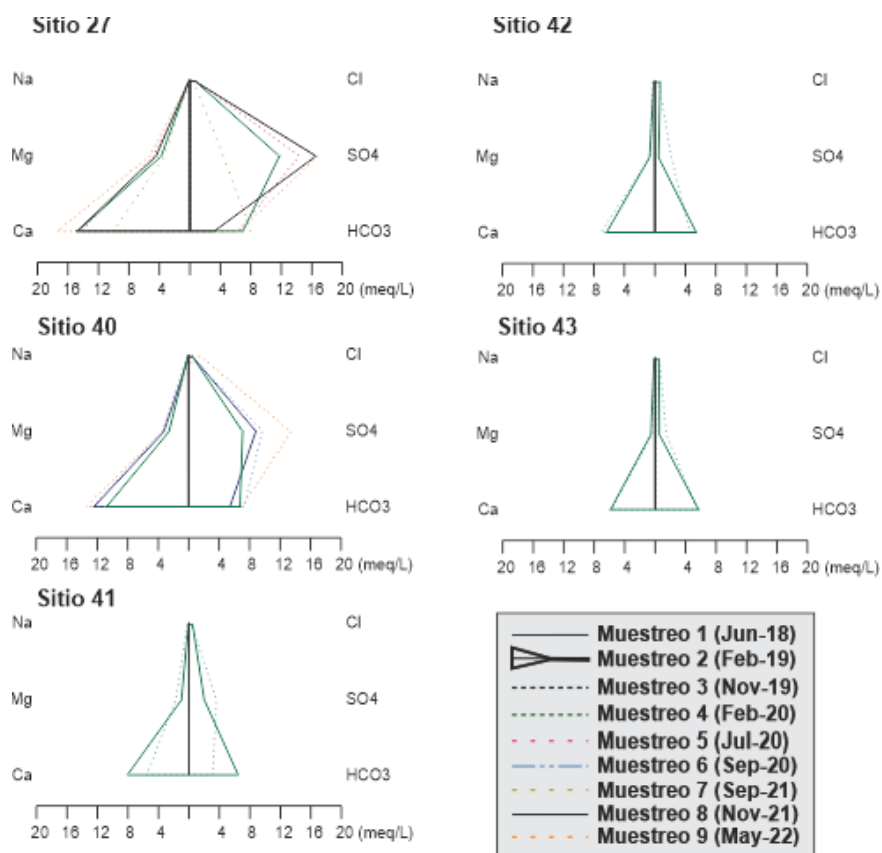


Fig. 6.8. Diagrama de Stiff de los drenes muestreados.

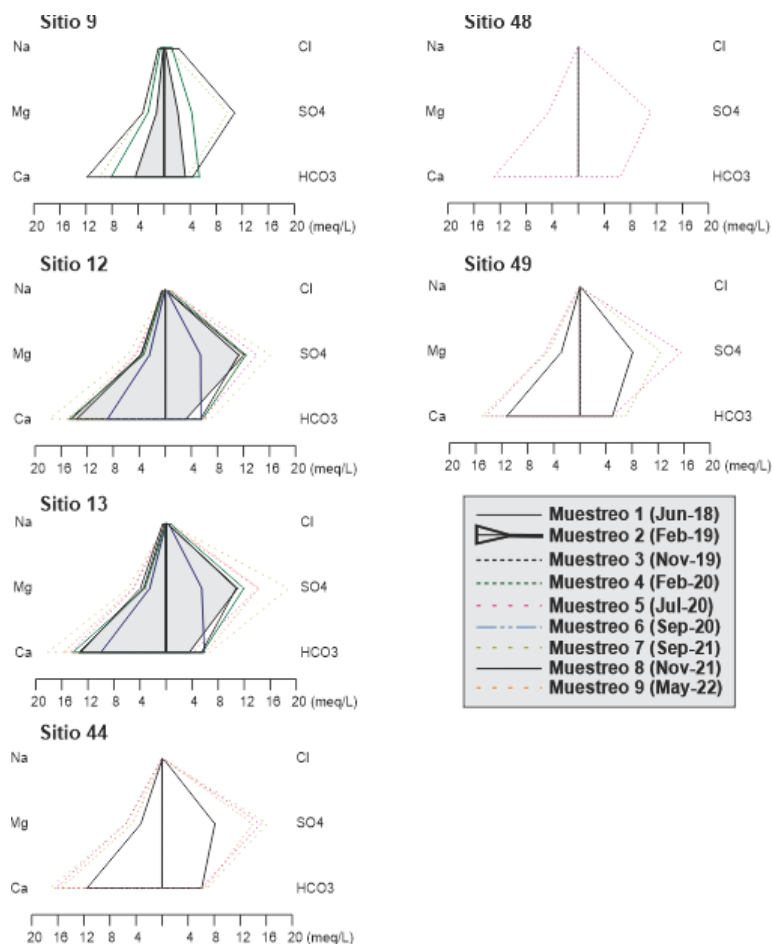
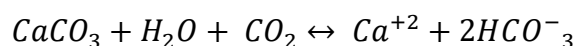


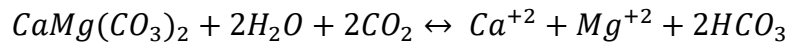
Fig. 6.9. Diagrama de Stiff correspondientes a las muestras de arroyos.

6.2.3. Interacción del agua subterránea-acuífero.

La evolución de la composición química de los elementos mayores en la Ciénega de Cabezas está controlada principalmente por la interacción del agua subterránea con el acuífero kárstico. En el sentido a que el sitio Ramsar se desarrolla a partir de múltiples aportes localizados y difusos de agua subterránea provenientes de un acuífero calcáreo se asume que los procesos dominantes corresponden a la karstificación, en donde las principales reacciones químicas que afectan las concentraciones de los elementos mayores en el agua subterránea son la precipitación, disolución de minerales, oxidación, reducción e intercambio iónico, así como la evaporación.

Las altas concentraciones de Ca^{2+} y Mg^{2+} en el agua subterránea son debido a las reacciones de calcita y dolomita con dióxido de carbono derivado de la respiración u oxidación de la materia orgánica. El dióxido de carbono reacciona con el H_2O para formar H_2CO_3 . La principal reacción de calcita y dolomita a partir de agua con dióxido de carbono puede expresarse de la siguiente manera:





El estado de saturación entre el agua subterránea y diferentes minerales presentes en el medio geológico del área de estudio se evaluó mediante el cálculo de índices de saturación (IS). La determinación de los IS se realiza comparando los productos de actividad iónica (PAI), con los productos de solubilidad o constante de equilibrio (K_{eq}) de la reacción de disolución del mineral en cuestión. Posteriormente, los IS ($\log PAI/K_{eq}$) se utilizan para verificar si el agua está en equilibrio ($\log PAI/K_{eq} = 0$), sobresaturada ($\log PAI/K_{eq} > 0$), o subsaturada ($\log PAI/K_{eq} < 0$), con respecto a la fase sólida y se expresa de la siguiente manera:

$$IS_{(mineral)} = \log\left(\frac{PAI}{K_{eq}}\right)$$

Donde: PAI, es el producto de actividad iónica del mineral.

K_{eq} , es la constante de equilibrio.

Cuando el IS para un mineral calculado es menor que cero, el agua esta subsaturada con respecto al mineral en cuestión, desde un punto de vista termodinámico, el mineral no puede precipitar de la solución y deberá disolverse si está dentro de la solución para alcanzar el equilibrio. Por el contrario, cuando el IS es mayor a cero o sobresaturado, entonces la mineral tendera a precipitar a partir de la solución. Las K_{eq} expresan la relación constante de las actividades de los reactantes presentes cuando las velocidades de reacción en ambos sentidos se han igualado se define en términos de actividades.

6.2.3.1. Origen mineral de la composición hidrogeoquímica del agua subterránea de la Ciénega de Cabezas.

Con el objeto de evaluar los principales procesos de disolución fueron determinados índices de saturación para Calcita, dolomita, yeso, celestita y barita, todos son minerales de origen marino. En conjunto las firmas de yeso y dolomita principalmente pueden generar Celestita ($SrSO_4$), siendo uno de los principales tipos de yacimientos dentro de la PVSLP, localizadas principalmente en la porción Noreste y Norte de esta. En general, la celestita se encuentra principalmente en forma de vetas (rellenando fracturas y fallas), cuerpos irregulares y en zonas de brecha o cizalla, asociados directamente con la Formación el Abra. Son yacimientos esencialmente monominerálicos, con cristales bien desarrollados en espacios abiertos, ocasionalmente es posible observar minerales accesorios o alteraciones de calcita, barita, hematita, fluorita, arcillas, yeso secundario

y anhidrita. Los valores de Sr^{2+} se observan relativamente bajos (Fig. 6.10a), estos pueden ser originados de la sustitución de Sr^{2+} sobre el Ca^{2+} , la cual es limitada por la diferencia de radio iónico en la calcita. Otros elementos que sobresalen, sin embargo, sus concentraciones se encuentran cerca o por debajo del límite detectable son el Ba (Fig. 6.10b), el cual muy probablemente este condicionado por la saturación de Barita (BaSO_4) y el Li, controlado por la saturación de la fluorita (CaF_2), ambos considerados como alteraciones o minerales accesorios dentro de los yacimientos de celestita.

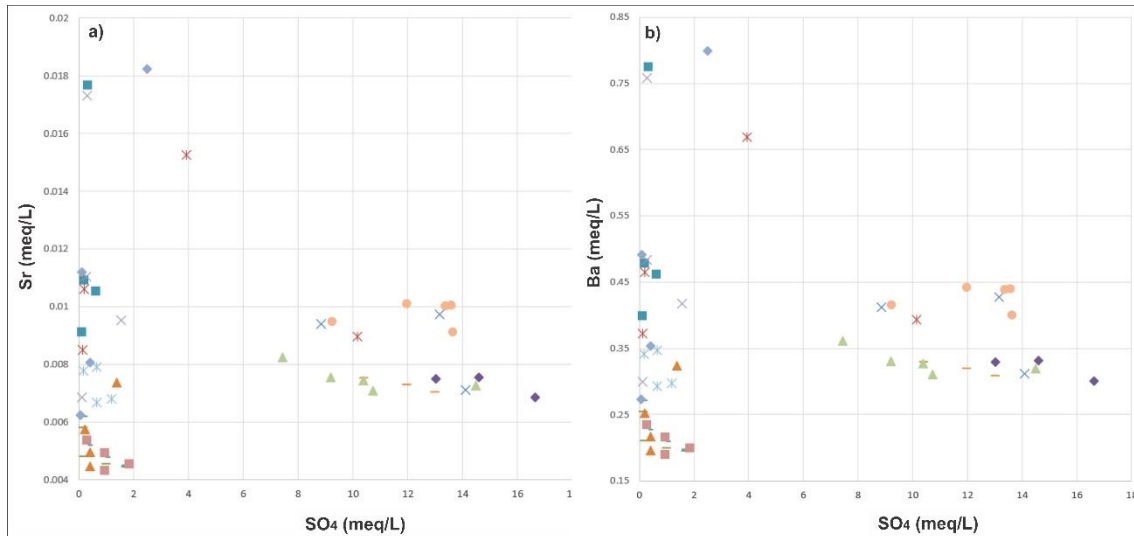


Fig. 6.10. Relación hidrogeoquímica entre Sr^{2+} y Ba^{2+} contra SO_4 en el agua subterránea.

Para establecer los procesos hidrogeoquímicos que influyen la composición fisicoquímica de las muestras se realizó el diagrama $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} - \text{SO}_4$ contra el HCO_3 , con el objeto de observar la relación de los procesos de disolución del carbonato. Removiendo la concentración del SO_4 , la interferencia de la disolución del sulfato puede ser evitada. Las muestras exhiben una tendencia lineal indicando la disolución de la dolomita (Fig. 6.11a). La gráfica de $\text{HCO}_3 + \text{SO}_4$ contra $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ (Fig. 6.11b) muestra que el agua subterránea es afectada por los procesos de disolución de CO_3 y sulfato SO_4 . Por otra parte, la disolución del yeso se observa en la relación Ca^{2+} contra SO_4 (Fig. 6.11c), en donde los manantiales de tipo HCO_3 y las norias muestran un notable enriquecimiento en Ca^{2+} . Los manantiales de tipo SO_4 muestran un comportamiento diferente, evidencian el proceso de disolución de yeso. Para probar el origen de esta correlación se realizó el modelado geoquímico de carácter progresivo mediante el ingreso de los datos de la muestra 4-5 al programa Phreeqc (Fig. 6.11c). La muestra seleccionada muestra bajas concentraciones en los iones analizados. El equilibrio con la

calcita se alcanza con un pH más elevado, se agregó yeso paso a paso hasta alcanzar la saturación mostrando una tendencia similar a los valores registrados por los manantiales de tipo SO_4 , con altas concentraciones de SO_4 , sugiriendo que el origen de este SO_4 es el resultado de la disolución del yeso y muy probablemente de celestita también. Esta idea es soportada por la presencia de secuencias de evaporitas y anhidritas, así como de yacimientos de celestita. Sin embargo, esto no significa que sea el principal proceso que actúa sobre la interacción agua-roca, en el diagrama de Mg contra HCO_3 (Fig. 6.11d) puede observarse que los manantiales de tipo HCO_3 y las norias muestran una clara tendencia congruente de disolución de dolomita, los aprovechamientos que muestran valores con menor relación en estos elementos, sugieren que existe una disolución simultánea entre calcita y dolomita. En la figura 6.11e puede observarse que los manantiales de tipo SO_4 son enriquecidos en Ca^{2+} y las norias y los manantiales de tipo HCO_3 , muestran un notable incremento en bicarbonato sugiriendo que el proceso químico dominante es la disolución de calcita. En un intento de diferenciar la capacidad de disolución de la calcita y dolomita del agua subterránea de la Ciénega de Cabezas se graficó la relación $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ contra HCO_3 (Fig. 6.11f) el ratio de Ca^{2+} y Mg^{2+} en cero significa que únicamente existe disolución de calcita y en un ratio superior a los 100 mg/L representa únicamente disolución de dolomita. El ratio de equilibrio entre ambos minerales es representado por los 50 mg/L. Las norias son los aprovechamientos que se localizan en la línea de equilibrio y algunas se exhiben ser dominadas por el proceso de disolución de dolomita, por otra parte, todos los manantiales son dominados principalmente por los procesos de disolución de calcita. Todo esto en general es congruente que la disolución de los carbonatos de Mg^{2+} toma lugar significativamente dentro de la zona saturada (Appelo y Postma, 2003). Por otra parte, el grupo de manantiales de tipo SO_4 , muestra un exceso de Mg y el proceso de dedolomitización puede explicar este comportamiento. El exceso de Ca^{2+} disuelto como consecuencia de la disolución del yeso provoca que la calcita precipite, de este modo el Mg^{2+} disuelto se incrementa (Back et al., 1983; Saunder y Toran, 1994).

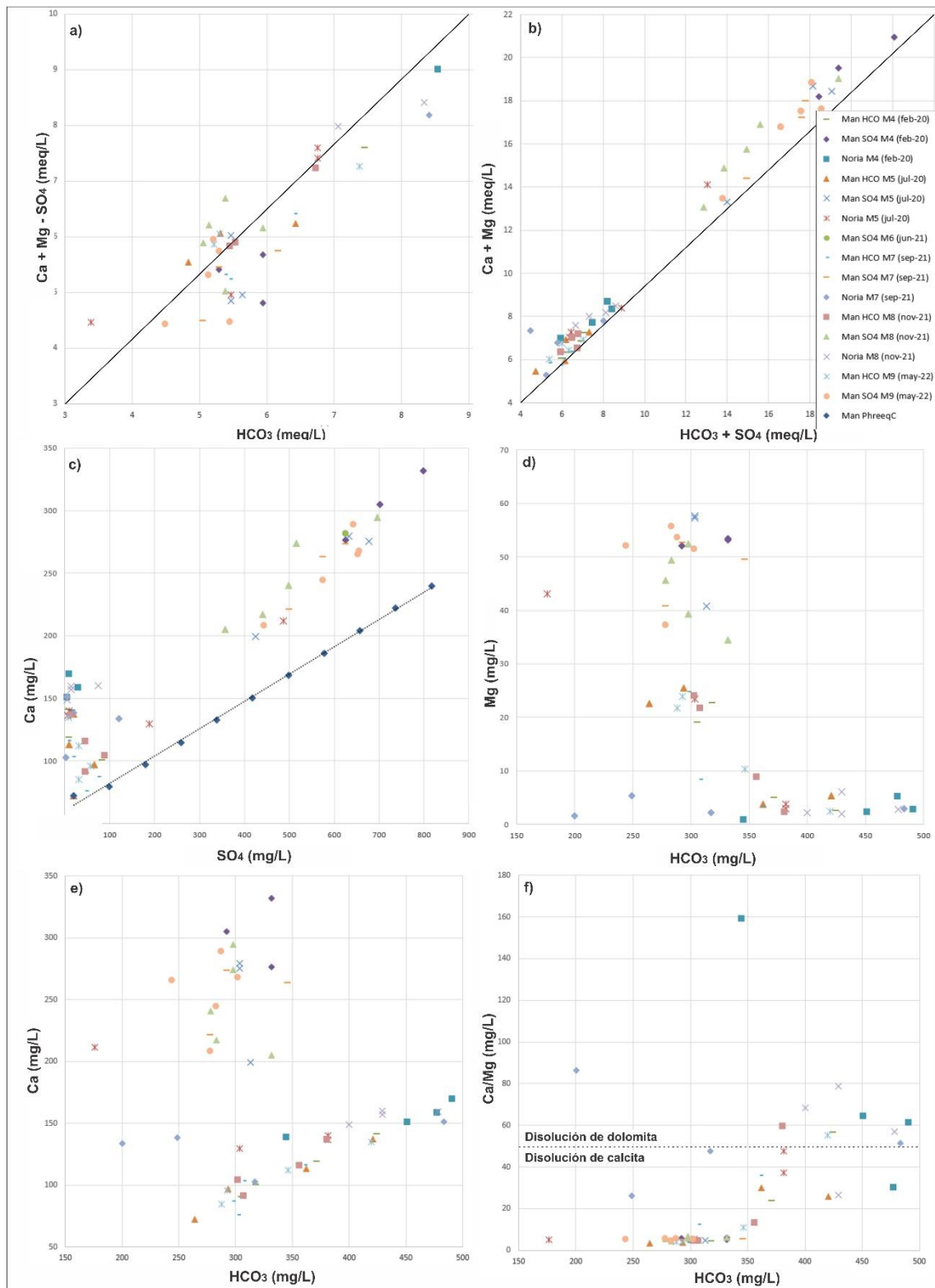


Fig. 6.11. Diagramas binarios que muestran la relación hidrogeoquímica de los principales iones seleccionados en el agua subterránea.

Los índices de saturación dan una descripción cuantitativa de la variación del agua fuera del equilibrio con respecto a los minerales disueltos, los cambios en el estado de saturación pueden ser utilizados a distinguir diferentes reacciones químicas que determinan la química del agua subterránea (Appelo y Postma, 1993). Los acuíferos

kársticos siempre contienen calcita y dolomita ambos separados por capas o como cristales diseminados y los manantiales kársticos comúnmente tienen cortos tiempos de residencia o consisten en una mezcla de aguas y son subsaturadas (Appelo y Postma, 1993).

Las muestras de los aprovechamientos analizados fueron clasificadas respecto a sus índices de saturación, el índice de saturación de calcita contra el índice de saturación de dolomita (Fig. 6.12), en donde se puede apreciar que casi en su totalidad de las muestras analizadas registraron valores menores a la unidad ajustando de manera lineal, esta relación excluye al proceso de disolución del yeso el cual altera los niveles de saturación de ambos minerales.

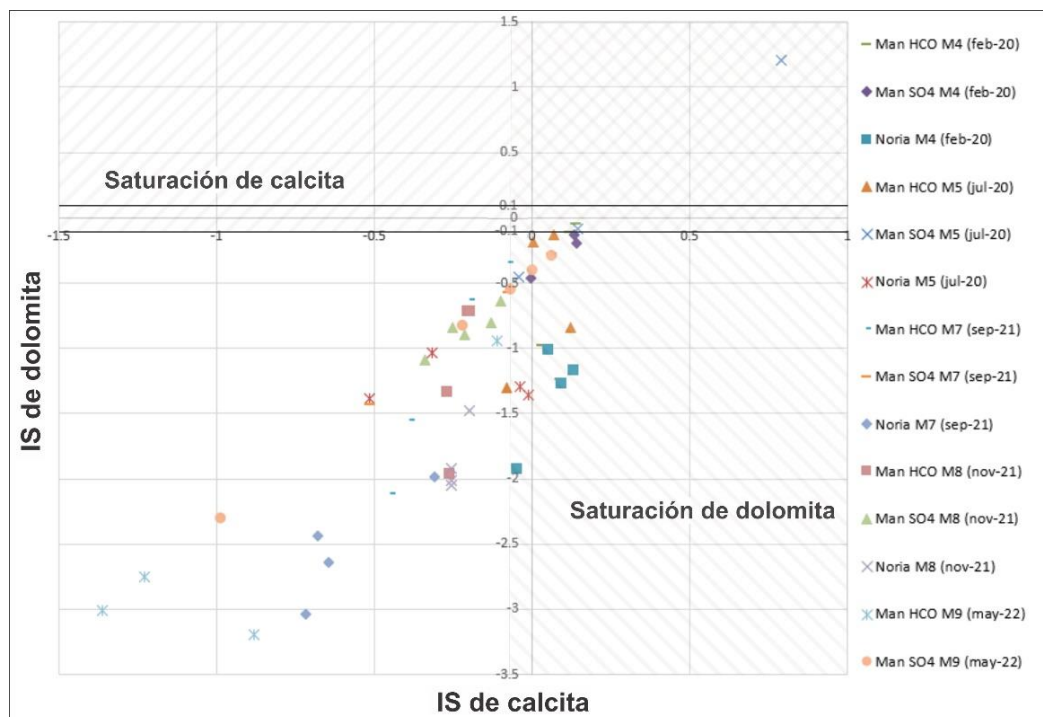
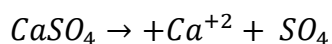


Fig. 6.12. Estado de saturación para el agua subterránea del acuífero kárstico con respecto a calcita contra dolomita (Langmuir, 1971).

La subsaturación de las muestras con respecto a los índices de saturación de la calcita y dolomita respectivamente, muestran un estado congruente de disolución de calcita con una notoria interacción con rocas sulfatadas, muestras de manantiales de tipo SO₄ se muestran en equilibrio o ligeramente sobresaturadas lo que implica una mayor disolución y una fuerte mineralización, explicado por los procesos dedolomitización, necesarios para causar la precipitación de calcita, estas características fueron previamente confirmadas por la modelación progresiva realizada en PhreeqC, de la

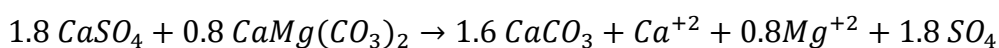
muestra con los valores de concentración más bajos para Ca^{2+} y SO_4 y la muestra modelada coincide con los datos medidos en campo (Fig. 6.11c).

Cuando el equilibrio es simultáneo con calcita y dolomita es combinado con la disolución del yeso o anhidrita, el proceso de dolomitización puede tomar lugar, de este modo la disolución del yeso o anhidrita puede ser descrita de la siguiente manera:



El proceso de dolomitización en la Ciénega de Cabezas se puede observar en las figuras 6.11c y 6.13, en donde el SO_4 fue utilizado como monitor de la extensión de la disolución de los minerales. El diagrama para la saturación con respecto a la dolomita y calcita muestra una variación entre los manantiales analizados, los de tipo HCO_3 y las norias se muestran en equilibrio y ligeramente sobresaturadas, mientras que los de tipo SO_4 se exhiben subsaturados (Fig. 6.13c). Los valores que respectan para el yeso, estroncionita y celestita muestran estado de saturación fuertemente bajo saturados, entonces cuando no alcanza su punto de saturación el proceso de dolomitización continúa dominando en el agua subterránea. Otro índice de saturación considerada fue el de la barita debido a las concentraciones resultantes de los análisis químicos, en la figura 6.13e es posible observar que los manantiales de tipo SO_4 se mantienen en equilibrio o ligeramente sobresaturados, caso contrario a los manantiales de tipo HCO_3 y las norias que claramente se observan bajo saturadas de este mineral.

Tomando en consideración que los valores del índice de saturación del yeso son provenientes de la Formación Guaxcamá, la disolución del yeso induce a la transformación de dolomita a calcita produciendo aguas con incrementos en concentraciones de Ca^{2+} , Mg^{2+} y SO_4 . De acuerdo con la siguiente ecuación (Appelo y Postma 1993):



Por otra parte, la posible explicación a los valores de Mg registrados por algunas muestras puede ser explicadas por los miembros de la formación Tamasopo en especial la unidad inferior de acuerdo con los antecedentes y datos recopilados en este estudio.

6.1. Caracterización isotópica del agua de lluvia.

Los isótopos estables del hidrógeno y del oxígeno, intrínsecos de la molécula del agua, son trazadores naturales que permiten estudiar el origen y evolución del agua atmosférica, superficial y subterránea. La caracterización isotópica estable y geoquímica

de las aguas subterráneas y superficiales del sitio Ramsar, se realizaron en conjunto con los resultados de campo y laboratorio, los datos resultantes pueden observarse en el anexo 5.

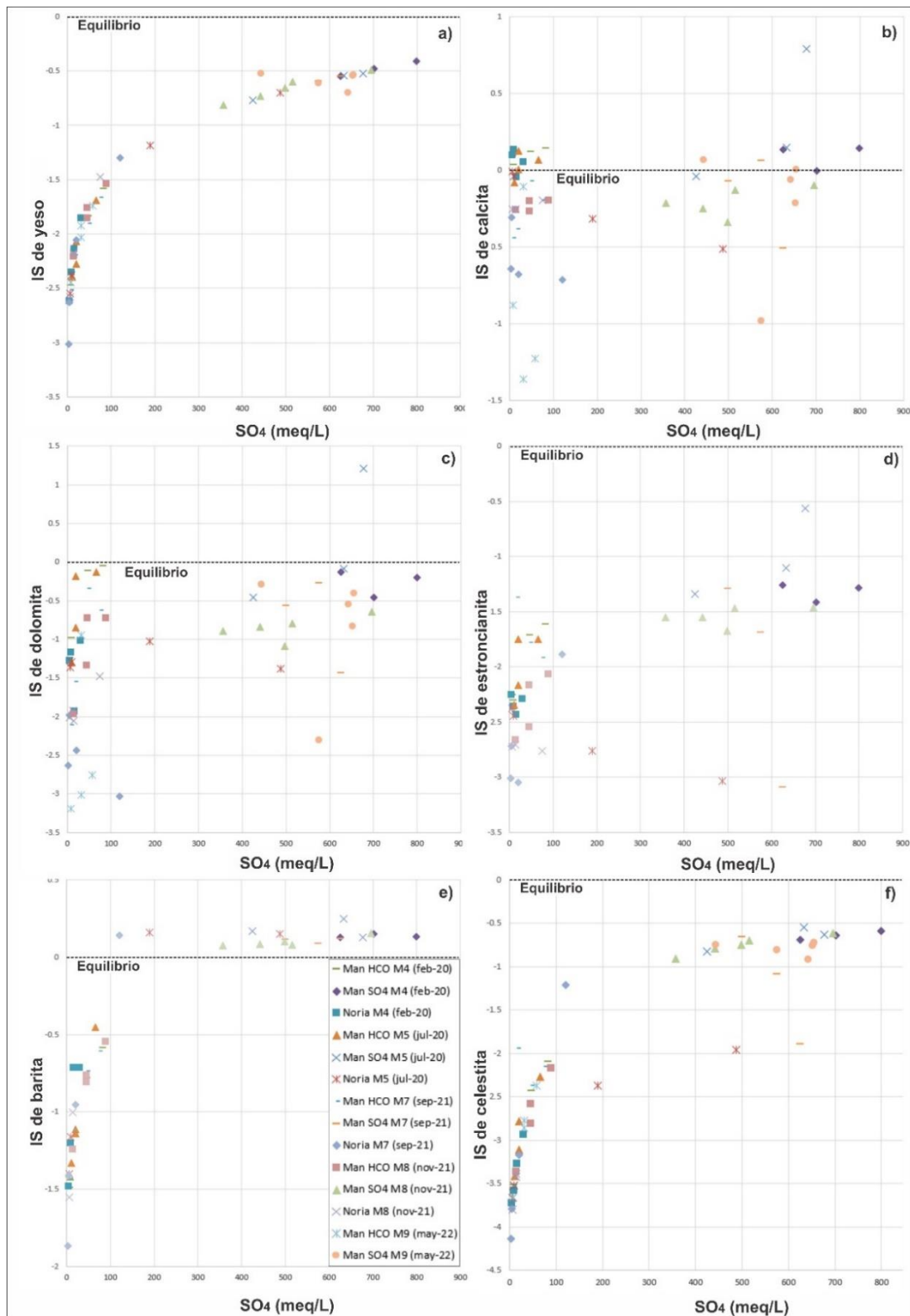


Fig. 6.13. Diagramas de los diferentes índices de saturación mineral contra el SO_4 .

Los resultados de los isótopos estables de hidrogeno y oxígeno fueron graficados dentro de la línea meteórica local para la zona de la Huasteca Potosina (Esquivel, 2022), definida por $\delta^2\text{H} = 8.49 \cdot \delta^{18}\text{O} + 17.34$ (Fig. 6.14).

Puede observarse que las muestras correspondientes a la Ciénega de Cabezas exhiben valores ligeramente más empobrecidos agrupadas de manera similar, este efecto es probablemente ocasionado por un efecto de altitud, probablemente los flujos que alimentan al humedal provienen de zonas de recarga con altitudes similares y que han evolucionado en los contenidos de isotopos estables. Cabe resaltar que todos los valores registrados por los diferentes muestreos se agrupan con tendencias similares, indicando que los flujos que abastecen a los aprovechamientos analizados provienen de agua de lluvia infiltrada sin haber sufrido procesos de evaporación. Las excepciones que se observan corresponden a muestras de norias cuya $\delta^{18}\text{O}$ es posiblemente enriquecida por reducción de SO_4 . La distribución espacial de los valores de los isótopos ambientales no manifiesta una variación marcada de manera estacional, los aprovechamientos de composición SO_4 son los que siempre manifiestan mayor concentración de $\delta^{18}\text{O}$ con respecto a las muestras de composición HCO_3 que son las que manifiestan ligeras o mínimas tendencias de evaporación (Fig. 6.15).

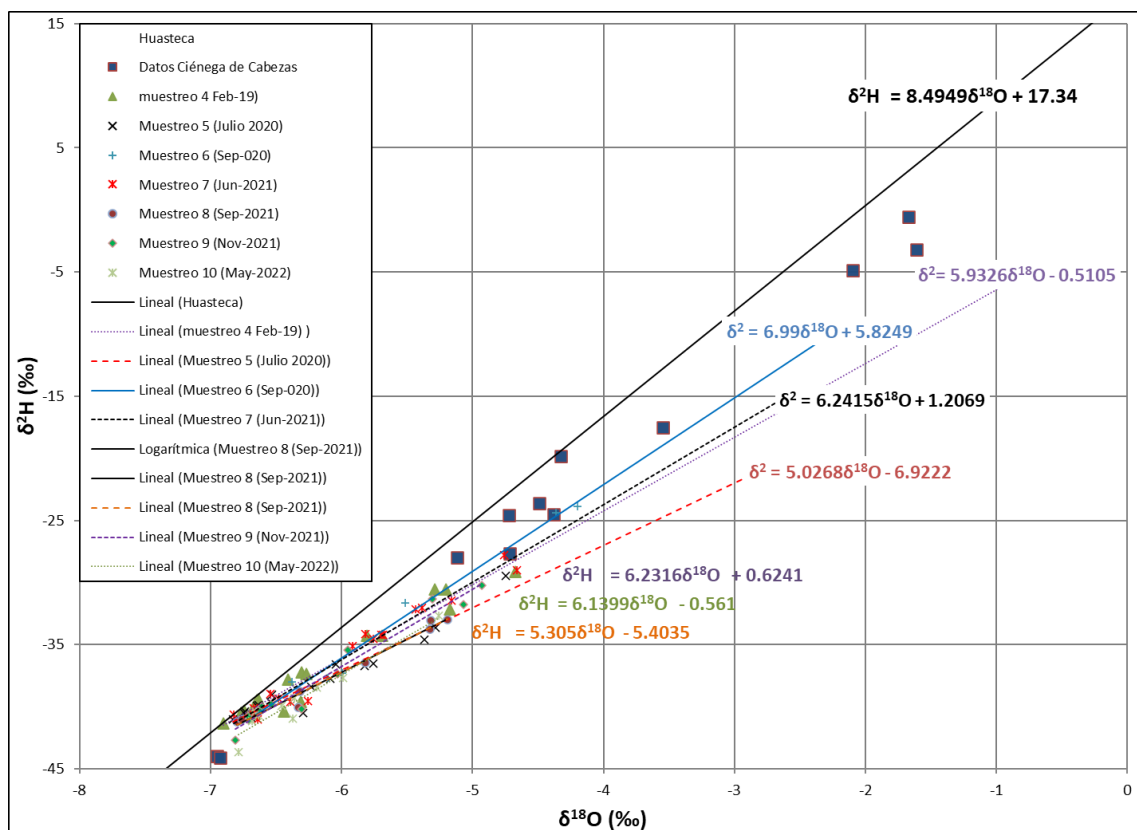
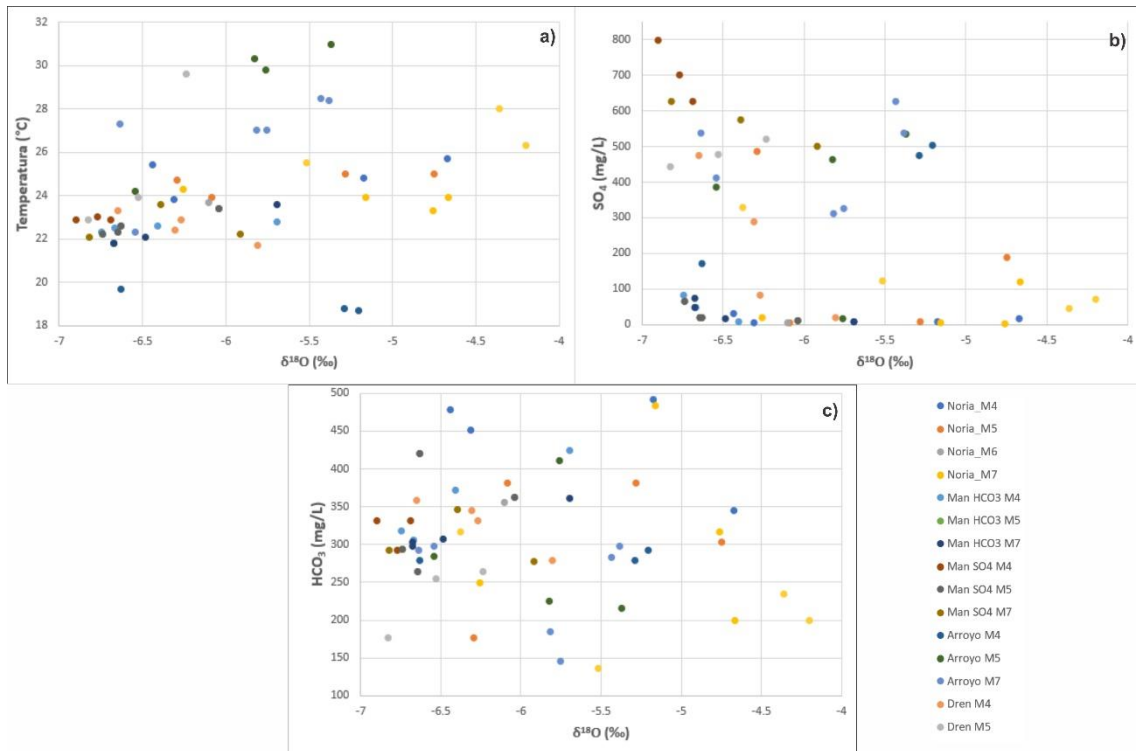
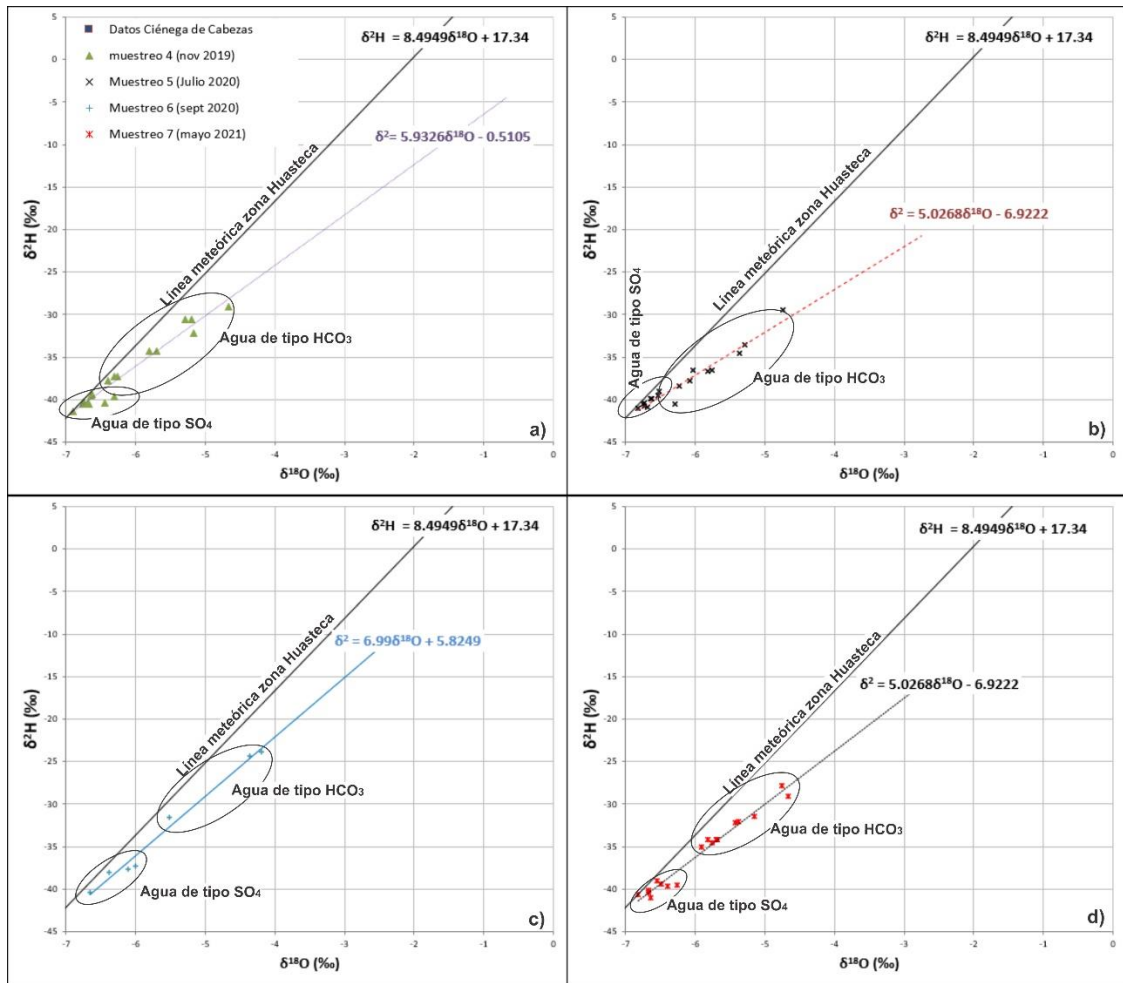


Fig. 6.14. Composición isotópica estable de los aprovechamientos analizados en la Ciénega de Cabezas.

La composición isotópica del agua subterránea indica que existen variaciones debidas al gradiente de altitud, es decir, las aguas que precipitan a mayor elevación presentan valores más empobrecidos en isótopos pesados. En un intento de identificar efectos de altitud se graficaron los valores de temperatura contra $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 6.16a) en donde puede observarse que los manantiales kársticos mantienen temperaturas similares entre 22 a 24 °C indicando que la recarga proviene de cotas de elevación similares. Por otra parte, los valores que registran las muestras del arroyo La Ciénega se muestran en los extremos, probablemente siendo atenuados por la temperatura atmosférica.

La diferencia de enriquecimiento de $\delta^{18}\text{O}$ en los diferentes manantiales kársticos puede ser explicada de acuerdo con las condiciones redox bajo las cuales interacciona con la roca en condiciones totalmente anaeróbicas en las cuales existe acción bacteriana que funcionan como agentes reductores de SO_4 para oxidar la materia orgánica. Durante el proceso de oxidación las bacterias consumen preferentemente ^{16}O del SO_4 enriqueciendo el producto SO_3 en ^{18}O , el cual se intercambia rápidamente con el agua subterránea hasta alcanzar un equilibrio isotópico, como resultando el agua es enriquecida en $\delta^{18}\text{O}$. Es de esperar que el grupo de manantiales de tipo HCO_3 muestran valores relativamente bajos (< 100 mg/L), las norias registran valores ligeramente mayores a los manantiales HCO_3 , lo que respecta a los manantiales de tipo SO_4 exhiben mayores concentraciones $\delta^{18}\text{O}$ y SO_4 indicando un mayor tiempo de residencia de este tipo de agua en las rocas carbonatadas, en donde los procesos de mineralización disuelven la roca incrementando las concentraciones de SO_4 (Fig. 6.16b). en búsqueda de efectos similares de interacción del agua con el acuífero se graficó el HCO_3 contra el $\delta^{18}\text{O}$, estas concentraciones de HCO_3 demuestran la disolución de la roca al interactuar con el agua de lluvia sobre las Formaciones Tamasopo (unidad superior) y con la Formación el Abra, como se demuestra en la fig. 6.11.



6.2. Calidad del agua de los manantiales kársticos.

Los rasgos químicos del agua determinan su posible utilidad ya sea para un destino doméstico, agrícola o industrial, así como, indicarnos los mecanismos y reacciones que sufre el agua al interactuar con el acuífero, entre otras como su velocidad y dirección de flujo. La calidad de algunos aprovechamientos del sitio Ramsar Ciénega de Cabezas fueron analizados por Vázquez-Rocha (2018), en donde encontró una variación estacional para las aguas subterráneas, durante el periodo de lluvia muestra una calidad buena, por otra parte, durante el periodo de estiaje presenta una calidad de excelente. En el área de estudio las principales amenazas e impulsores de la degradación, contaminación y reducción del sitio Ramsar son las actividades económicas que predominan en la región, como lo es la contaminación proveniente de la agricultura, donde la actividad predominante son los cultivos perennes de caña, en menor proporción la ganadería. Así como, los depósitos sólidos y líquidos provenientes de las actividades humanas, considerados como sitios de contaminación puntuales cercanos a los aprovechamientos de agua subterránea. Algunos parámetros fueron analizados y comparados de acuerdo con la NOM-127-SSA-1994 (Tabla 6.7).

Tabla. 6.7. Límites máximos permisibles para diversos elementos mayores, menores y traza (NOM-127-SSA-1994).

LÍMITES PERMISIBLES DE CARACTERÍSTICAS BIOLÓGICAS			
CARACTERÍSTICA		LÍMITE PERMISIBLE	
Organismos coliformes totales		Ausencia o no detectables	
Organismos coliformes fecales		Ausencia o no detectables	
Los resultados de los exámenes bacteriológicos se deben reportar en unidades de NMP/100 ml (número más probable por 100 ml), si se utiliza la técnica del número más probable o UFC/100 ml (unidades formadoras de colonias por 100 ml), si se utiliza la técnica de filtración por membrana.			
LÍMITES PERMISIBLES DE CARACTERÍSTICAS FÍSICAS Y ORGANOLÉPTICAS			
Color		20 unidades de color verdadero en la escala de platino-cobalto	
Olor y sabor		Agradable	
Turbiedad		5 unidades de turbiedad nefelométricas (UTN) o su equivalente en otro método	
LÍMITES PERMISIBLES DE CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS (Los límites se expresan en mg/l, excepto cuando se indique otra unidad)			
CARACTERÍSTICA	LÍMITE PERMISIBLE	CARACTERÍSTICA	LÍMITE PERMISIBLE
Aluminio	0.20	pH (unidades de pH)	6.5-8.5
Arsénico	0.025	Aldrin y dieldrin	0.03 (µg/l)
Bario	0.70	Clordano (total de isómeros)	0.20 (µg/l)
Cadmio	0.005	DDT (total de isómeros)	1.00 (µg/l)
Cianuros (como CN ⁻)	0.07	Gamma-HCH (lindano)	2.00 (µg/l)
Cloro residual libre	0.2-1.50	Hexaclorobenceno	1 (µg/l)
Cloruros (como Cl ⁻)	250.00	Heptacloro y epóxido de heptacloro	0.03 (µg/l)
Cobre	2.00	Metoxicloro	20.00 (µg/l)
Cromo total	0.05	2,4 – D	30.00 (µg/l)
Dureza total (como CaCO ₃)	500.00	Plomo	0.01
Fenoles o compuestos fenólicos	0.001	Sodio	200.00
Hierro	0.30	Sólidos disueltos totales	1000.00
Fluoruros (como F ⁻)	1.50	Sulfatos (como SO ₄)	400.00
Manganeso	0.15	Sustancias activas al azul de metileno (SAAM)	0.50
Mercurio	0.001	Trihalometanos totales	0.20
Nitratos (NO ₃)	43.00	Zinc	5.00
Nitritos (como N)	0.05	Nitrógeno amoniacal (como N)	0.50

El análisis de los datos de **temperatura** de los diferentes aprovechamientos muestreados se identifica un solo tipo de agua de carácter hipotermal ($> 19^{\circ}\text{C}$) (Fig. 6.17a), los manantiales muestran los valores menor rango ($< 23.3^{\circ}\text{C}$) en conjunto con algunos drenes (Id 27 y 40), por otra parte, las norias y el arroyo muestran temperaturas de hasta 24.2°C . La distribución de la temperatura puede observarse que aumenta progresivamente desde el flanco Noroeste y todo el borde Este del sitio Ramsar hacia el desarrollo del arroyo La Ciénega, el cual muestra un incremento en temperatura paulatino de inicio a salida de la poligonal del sitio Ramsar (Fig. 6.18).

El **cloruro (Cl)** es un elemento de carácter conservativo, no es afectado por reacciones de adsorción, precipitación o intercambio. Los aprovechamientos con el registro de las concentraciones más elevadas corresponde al grupo de manantiales de tipo Ca-SO_4 localizados en la porción Noroeste con valores máximos de hasta 21.8 mg/L , los manantiales de tipo Ca-HCO_3 registran valores entre 11.9 a 15.8 mg/L , del mismo modo las norias muestran valores en un mismo rango entre los 11.9 a 15.8 mg/L Los datos correspondientes a los drenes manifiestan una ligera variación, los valores mayores son 15.8 mg/L en los de tipo Ca-SO_4 y los valores menores son de 13.5 mg/L . Finalmente, los valores disminuyen paulatinamente generando un gradiente de los trechos hacia el centro de la cuenca incorporándose al arroyo La Ciénega con valores de hasta 9.9 mg/L (Fig. 6.17b y 6.19).

La **dureza (mg/L de CaCO_3)** se define como la de los iones que pueden precipitar como partículas duras, incluye la de los iones de Ca^{+2} y Mg^{+2} expresada como en términos de CaCO_3 (Appelo y Postma, 1996). No suele representar un problema serio para la salud humana, sin embargo, suele ser un problema en los usos industriales, principalmente tapando tuberías de distribución y procesos, el límite máximo permisible establecido por la NOM-127-SSA1-1994 es de 500 mg/L de CaCO_3 . La distribución espacial de la dureza tiene un comportamiento similar a la de los Cl (Fig. 6.17c), los valores mayores se concentran en la porción Noroeste representados por todos los manantiales y drenes de tipo Ca-SO_4 , del mismo modo, valores elevados son observados en las muestras de arroyo, mostrando una ligera disminución conforme se desarrolla el arroyo (Fig. 6.20), cabe destacar que el 90 % de estos aprovechamiento de tipo Ca-SO_4 , sobrepasan el valor máximo permitido por la NOM-127-SSA1-1994, registrando valores de hasta 922 mg/L de CaCO_3 .

Tabla. 6.8. Elementos mayores comparados con la NOM-127-SSA-1994.

Id	Tipo	Temp °C	pH	OD mg/l	CE uS/cm	STD mg/l	Dureza mg/l CaCO3	Ca mg/l	Mg mg/l	Na mg/l	K mg/l	Alcalinidad mg/l CaCO3	HCO ³ mg/l	Cl mg/l	SO ⁴ mg/l	F mg/l	Si mg/l	NO ³ mg/l
2	Man-HCO3	23.18	6.72	6.13	579.19	276.86	305.72	118.66	2.71	1.69	1.51	289.47	353.34	12.11	12.91	0.14	5.37	12.02
4	Man-HCO3	22.36	6.98	8.68	526.63	269.14	281.49	84.95	19.91	2.17	0.89	239.46	286.41	12.71	36.51	0.19	4.67	6.73
5	Man-HCO3	22.30	6.94	7.10	629.63	385.29	350.36	101.16	22.74	1.47	1.06	238.90	290.13	12.76	83.65	0.23	4.89	5.98
10	Man-HCO3	22.38	6.86	8.25	557.88	295.71	323.40	118.58	7.41	1.97	0.97	278.28	348.61	12.95	29.32	0.13	3.93	9.38
6	Man-SO4	22.73	6.72	4.28	1383.50	766.60	836.00	224.53	47.66	2.44	1.45	229.47	283.28	15.20	519.84	0.80	6.36	5.72
7	Man-SO4	23.14	6.75	2.46	1499.60	812.50	886.21	261.54	49.36	2.05	1.73	229.77	282.94	15.32	596.71	0.93	5.71	8.01
8	Man-SO4	22.83	6.89	2.12	1653.13	846.14	913.94	291.22	51.27	2.22	1.44	244.81	292.81	15.03	667.40	1.08	5.83	5.87
46	Man-SO4	22.53	6.92	7.20	1635.50	822.00	922.65	281.57	53.32	2.57	1.34	253.16	308.85	13.40	636.53	1.11	6.34	2.10
47	Man-SO4	22.25	6.86	8.67	1505.25	664.50	695.54	213.25	39.60	2.14	1.30	249.16	303.98	13.90	435.51	0.71	6.57	7.97
1	Noria	24.43	6.65	1.64	744.00	352.71	389.24	151.11	2.89	2.34	0.80	365.52	439.41	13.18	15.62	0.15	6.96	9.17
3	Noria	23.69	6.63	19.46	540.71	286.43	314.05	122.28	2.12	1.34	1.38	293.61	350.08	12.29	8.39	0.11	7.40	10.44
11	Noria	24.66	6.59	0.81	813.14	428.29	435.98	156.09	12.96	3.38	0.78	290.23	338.18	23.00	114.44	0.27	5.47	29.23
14	Noria	24.59	6.57	1.97	732.71	359.43	365.19	138.78	4.53	3.36	0.89	283.10	330.24	20.73	57.35	0.33	7.59	16.95
27	Dren	23.12	7.03	10.85	1359.60	718.20	720.33	221.06	40.88	2.80	1.17	214.74	280.37	14.78	471.23	0.88	6.10	4.96
40	Dren	22.27	7.70	38.24	1266.67	627.33	663.96	208.73	34.67	0.99	0.90	266.63	329.76	13.68	380.23	0.47	5.10	5.46
41	Dren	22.90	7.84	0.25	661.00	387.00	380.30	136.32	9.69	2.01	0.52	295.60	331.84	15.23	82.54	0.24	4.64	9.74
42	Dren	21.70	7.85	0.26	538.00	325.00	295.90	107.22	6.84	2.16	0.30	228.48	278.75	20.31	20.24	0.15	4.93	8.41
43	Dren	18.20	8.03	0.35	441.70	282.00	267.87	98.47	5.34	2.43	0.28	249.60	292.02	15.23	22.59	0.31	2.25	4.87
9	Arroyo	22.30	7.99	23.78	963.30	483.80	467.80	143.37	26.66	9.76	2.06	162.00	198.61	30.79	274.60	0.63	3.17	5.76
12	Arroyo	22.97	7.63	2.99	1258.67	680.33	738.07	238.38	34.68	3.27	1.56	231.14	255.55	17.73	491.26	0.85	3.57	8.86
15	Arroyo	24.13	7.93	7.32	928.43	431.67	430.78	130.54	25.45	12.06	2.16	173.86	174.96	27.08	271.22	0.65	3.26	13.28
44	Arroyo	25.13	7.55	24.57	1531.33	694.00	748.71	226.99	44.18	2.74	1.43	228.18	278.38	14.56	500.83	0.80	5.13	4.72
49	Arroyo	23.63	7.34	16.15	1441.00	664.33	725.16	218.70	43.48	2.72	1.61	228.18	278.38	12.57	447.37	0.78	5.20	19.19

Tabla. 6.9. Elementos menores y traza comparados con la NOM-127-SSA-1994.

Id	Tipo	Li ug/l	Al ug/l	As ug/l	B ug/l	Ba ug/l	Br ug/l	Cu ug/l	Cr ug/l	Zn ug/l	Fe ug/l	Mn ug/l	Mo ug/l	Hg ug/l	Pb ug/l	Sr ug/L	U ug/l	Ni ug/l	Ti ug/l
2	Man-HCO3	0.689	6.033	0.221	2.519	17.34	5.884	0.149	1.594	1.300	12.296	10.977	3.094	0.439	0.489	184.5	0.412	0.410	14.55
4	Man-HCO3	3.263	0.321	0.057	4.778	14.38	4.466	0.005	0.857	2.059	4.205	0.580	2.155	0.429	0.487	386.8	1.056	0.242	19.64
5	Man-HCO3	5.950	0.406	0.112	7.861	16.45	4.637	0.005	0.877	1.487	4.059	0.868	1.714	0.439	0.470	604.7	1.026	0.270	31.53
10	Man-HCO3	1.617	0.550	0.070	4.495	16.21	4.651	0.005	1.108	1.093	5.316	0.058	0.271	0.454	0.552	724.7	0.475	0.417	22.22
6	Man-SO4	43.351	2.787	0.180	70.656	24.06	8.360	0.005	0.949	8.179	15.618	0.141	2.651	0.500	0.794	3506.7	0.809	1.223	128.47
7	Man-SO4	44.078	0.550	0.116	73.848	22.47	5.405	2.392	0.633	8.431	18.807	0.108	2.794	0.448	0.488	3788.6	0.672	1.274	167.96
8	Man-SO4	47.435	5.681	0.142	78.015	22.32	8.475	0.026	0.848	8.477	28.654	0.176	1.355	0.449	0.510	3514.8	0.766	1.878	111.09
46	Man-SO4	52.518	3.408	0.055	88.039	25.43	11.850	0.005	0.736	0.240	4.848	0.166	0.914	0.388	0.541	3649.3	0.953	2.419	0.34
47	Man-SO4	36.275	0.039	0.031	65.359	26.45	10.347	0.005	0.870	0.236	0.117	0.005	0.708	0.341	0.515	3483.8	1.388	1.722	0.20
1	Noria	0.753	0.240	0.080	2.428	33.96	6.369	0.086	1.782	4.044	14.442	0.906	4.998	0.407	0.565	194.3	0.781	0.605	40.91
3	Noria	0.835	6.789	0.126	2.188	21.52	9.452	0.358	1.677	6.775	12.172	1.019	1.660	0.446	0.552	167.7	0.395	0.520	8.99
11	Noria	2.389	0.288	0.071	1.795	32.37	11.756	0.005	1.944	8.017	9.002	28.216	0.254	0.426	0.528	227.2	0.787	0.721	49.51
14	Noria	1.012	0.968	0.225	1.851	52.42	16.443	0.005	1.294	3.511	14.737	6.425	0.202	0.395	0.527	604.3	1.315	0.669	47.91
27	Dren	31.925	1.483	0.685	56.448	20.39	5.049	0.005	0.766	3.924	23.240	1.777	1.600	0.354	0.785	3405.9	0.714	1.987	0.88
40	Dren	29.362	0.350	0.037	51.903	21.44	6.710	0.005	0.889	0.005	6.291	3.751	0.276	0.229	0.669	2324.0	0.577	1.297	0.27
41	Dren	2.409	0.500		9.539	14.38	0.005	0.005	0.005	0.005	10.890	0.005	0.005	0.005	0.005	656.6	0.243	0.849	0.25
42	Dren	0.005	0.500		3.137	18.68	0.005	0.005	0.005	0.005	25.115	10.320	0.005	0.005	0.005	216.4	0.005	0.886	0.25
43	Dren	0.005	0.500	0.005	0.729	10.68	0.005	0.005	0.005	0.005	30.530	13.110	0.005	0.005	0.005	192.5	0.540	0.317	0.25
9	Arroyo	16.634	1.178	0.100	50.786	16.35	39.763	0.127	0.362	4.884	9.681	2.442	1.398	0.411	0.848	2634.6	0.783	0.951	30.88
12	Arroyo	28.441	7.646	0.241	37.515	25.95	0.005	0.054	0.612	16.098	73.361	17.076	0.913	0.563	0.571	2665.4	0.536	1.510	149.12
15	Arroyo	16.701	11.050	0.151	59.668	15.08	47.055	0.005	0.493	3.629	38.144	3.242	1.425	0.556	0.510	3105.5	0.781	1.325	57.32
44	Arroyo	38.093	0.020	0.047	54.700	25.23	10.752	0.005	0.567	0.005	4.323	6.354	0.663	0.361	0.629	2228.7	0.742	2.157	0.10
49	Arroyo	35.383	0.02	0.005	55.053	23.4	10.02	0.005	0.416	0.005	6.043	12.847	0.894	0.361	0.672	3112.8	0.874	1.514	0.13

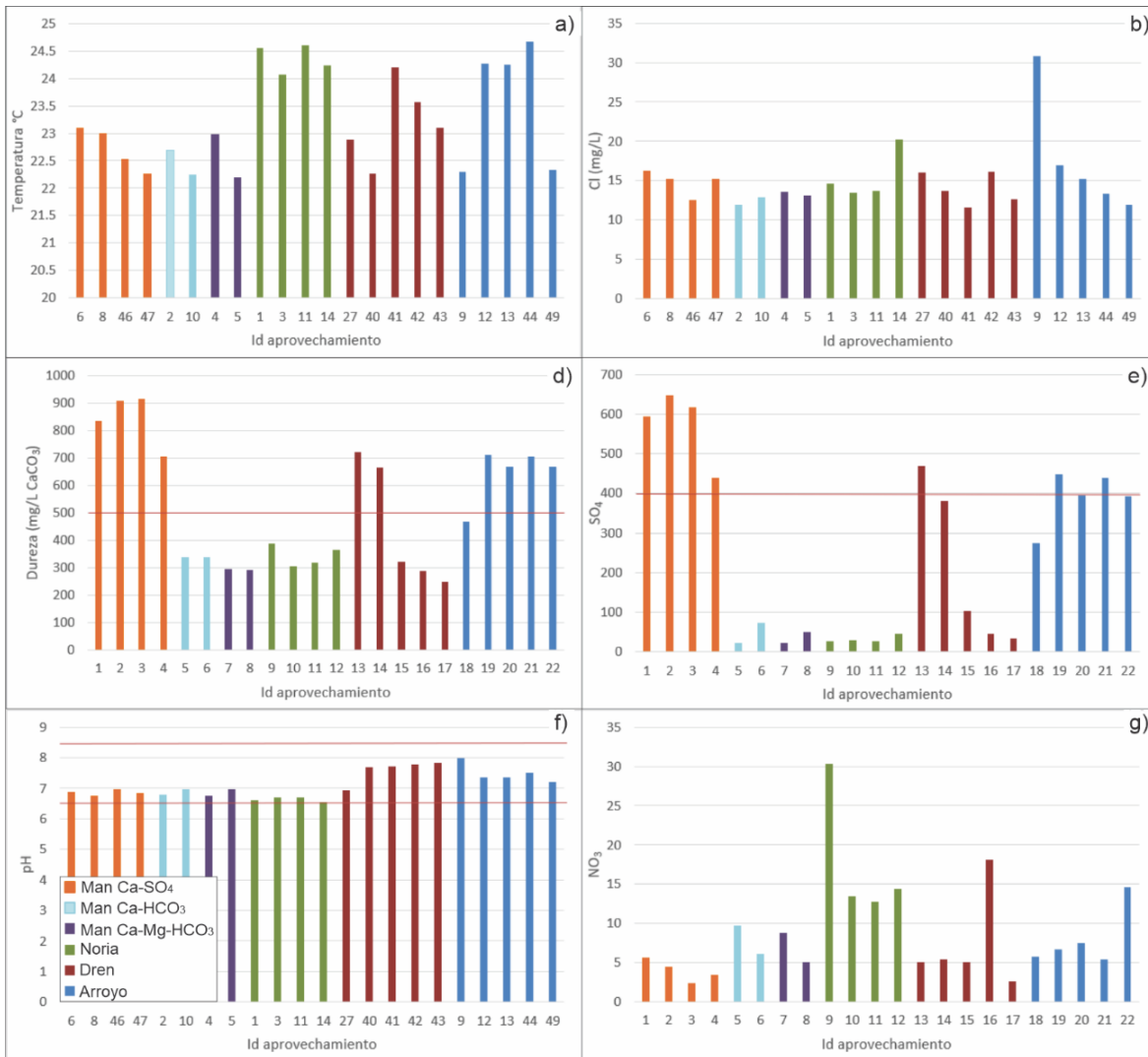


Fig. 6.17. Temperatura de los diferentes aprovechamientos muestreados.

Los manantiales de tipo Ca-HCO₃ y todas las norias muestran valores con una salinidad relativamente menos elevada en un rango entre 325 a 420 mg/L de CaCO₃, principalmente localizados en el extremo Noreste y en la porción Suroeste. Todos los valores mencionados tienden a disminuir de manera que convergen hacia el arroyo la Ciénega (Figura 6.17c y 6.21).

Los **sulfatos (SO₄)** es otro parámetro que fue comparado con el límite máximo permisible establecido por la NOM-127-SSA1-1994, el cual es de 400 mg/L. El basamento de la zona de estudio es característico por ser constituido de horizontes de evaporitas y yesos (Formación Guaxamá), una pequeña parte de flujos provenientes de esta unidad litológica son los que heredan las características de tipo Ca-SO₄ a los manantiales y drenes, en la porción

Noroeste, todo estos aprovechamientos sobrepasando los valores máximos permisibles establecidos por la NOM-127-SSA1-1994 de hasta 636 mg/L (Tabla 6.7).

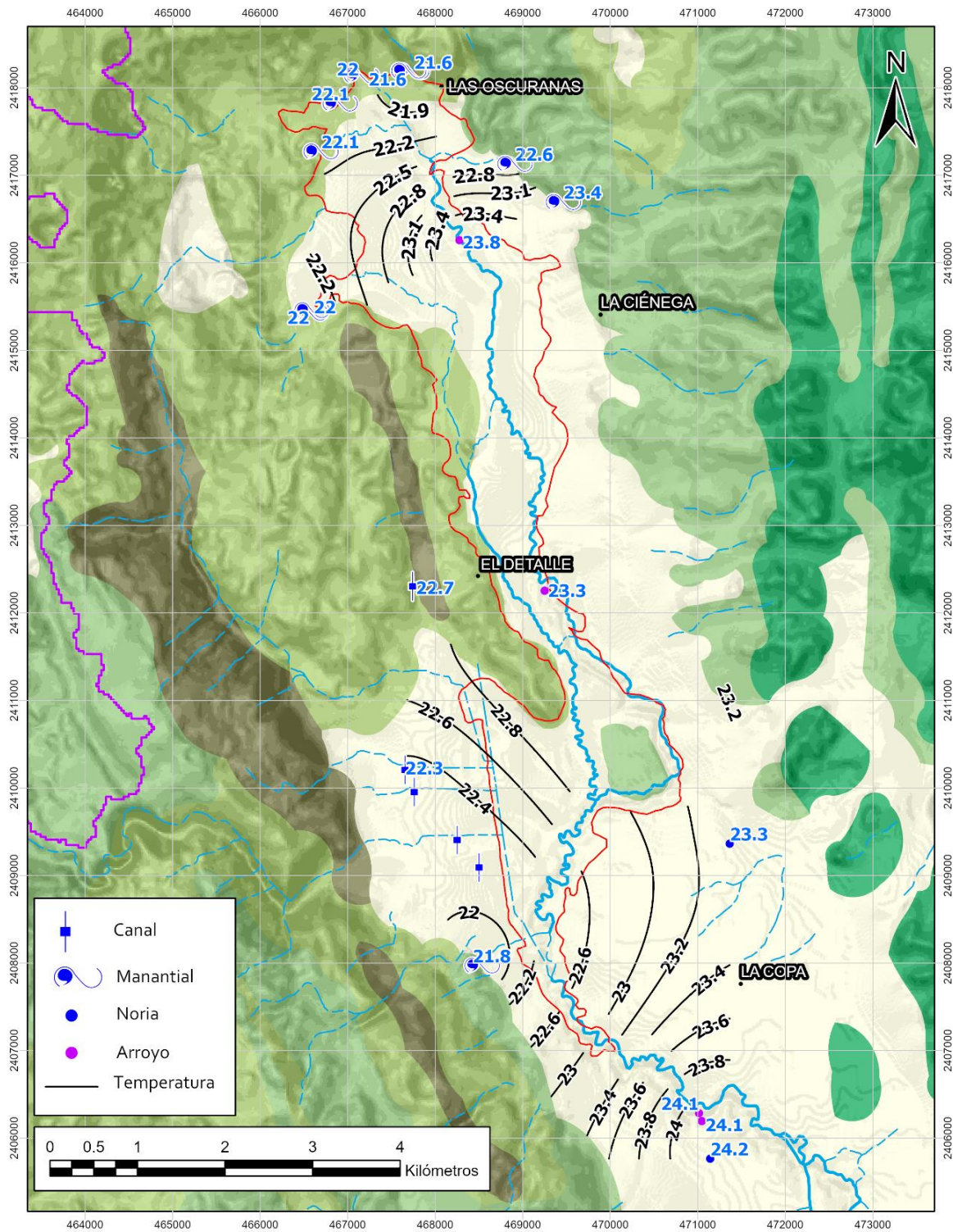


Fig. 6.18. Distribución espacial de la temperatura (°C) del agua subterránea.

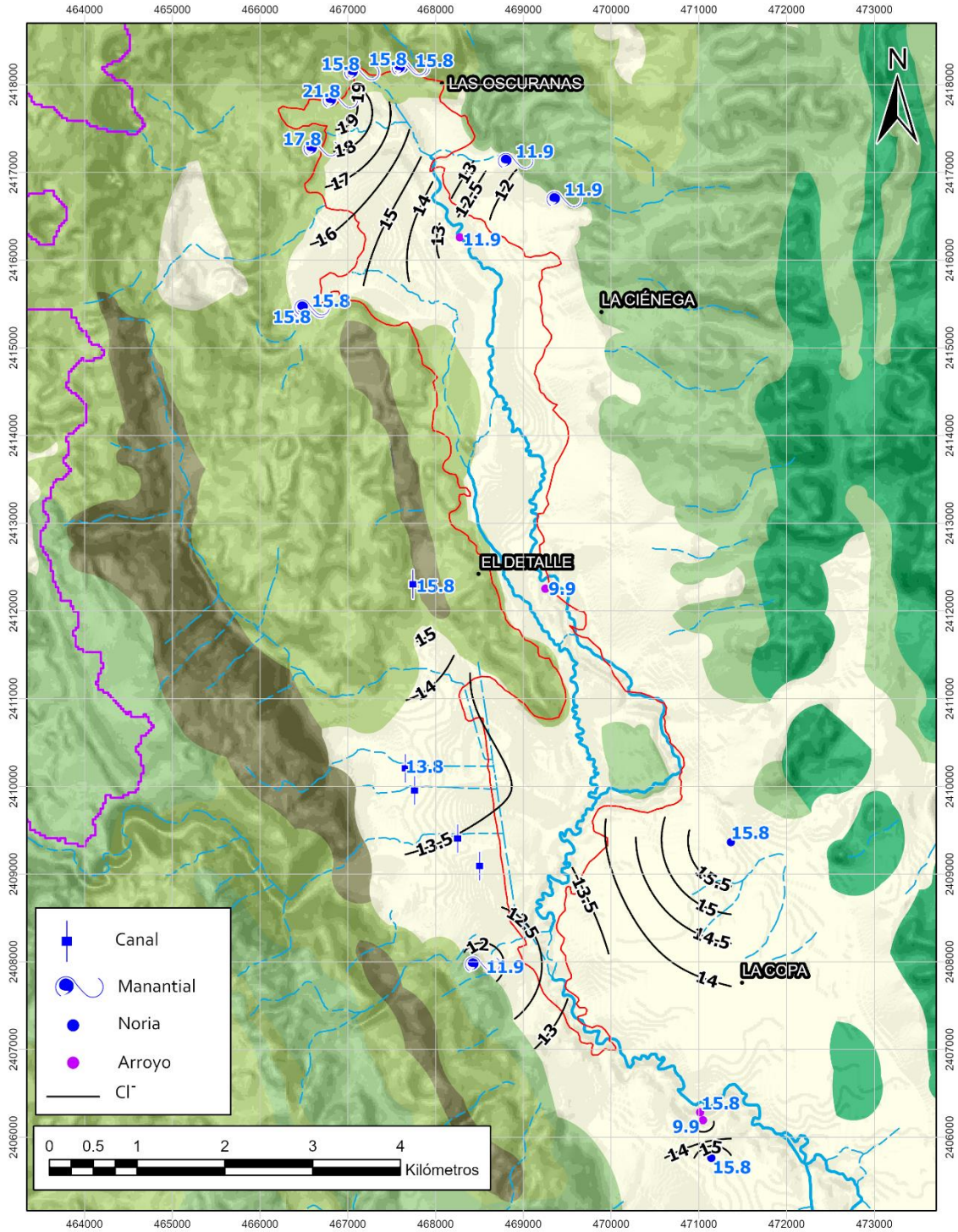


Fig. 6.19. Distribución espacial de los cloruros (mg/L) del agua subterránea.

Las norias y los manantiales de tipo Ca-HCO₃ muestran valores similares de mucho menor valor en un rango entre los 5 a los 45 mg/L. Por otra parte, el arroyo La Ciénega muestra valores al inicio de 656 mg/L, disminuye paulatinamente hasta registrar valores aproximados de 526 mg/L en la salida del sitio Ramsar (Figura 6.17d y 6.21).

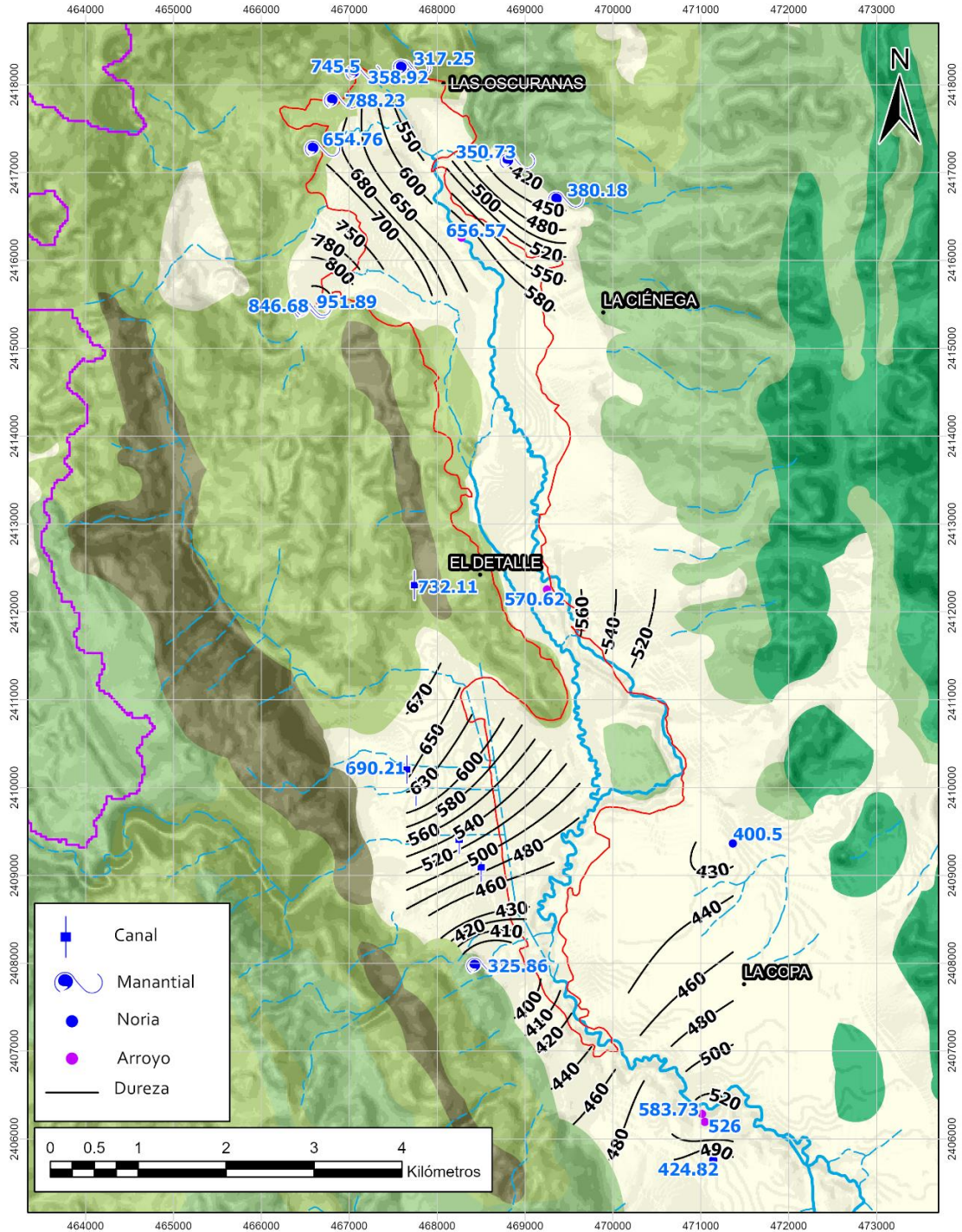


Fig. 6.20. Distribución espacial de la dureza (mg/L CaCO_3) del agua subterránea.

Otro parámetro analizado fue el **pH**, sus valores no exceden los límites máximos permisibles establecidos por la normatividad mexicana, sin embargo, se toma en consideración debido a que muestra una interesante distribución espacial (Fig. 6.22). Todos los manantiales y norias registran valores similares en un rango entre los 6.5 a 6.9, los valores conforme

convergen hacia el arroyo sus valores tienden a aumentar aumentando hasta alcanzar valores de hasta 8 (Figura 6.17e y 6.22).

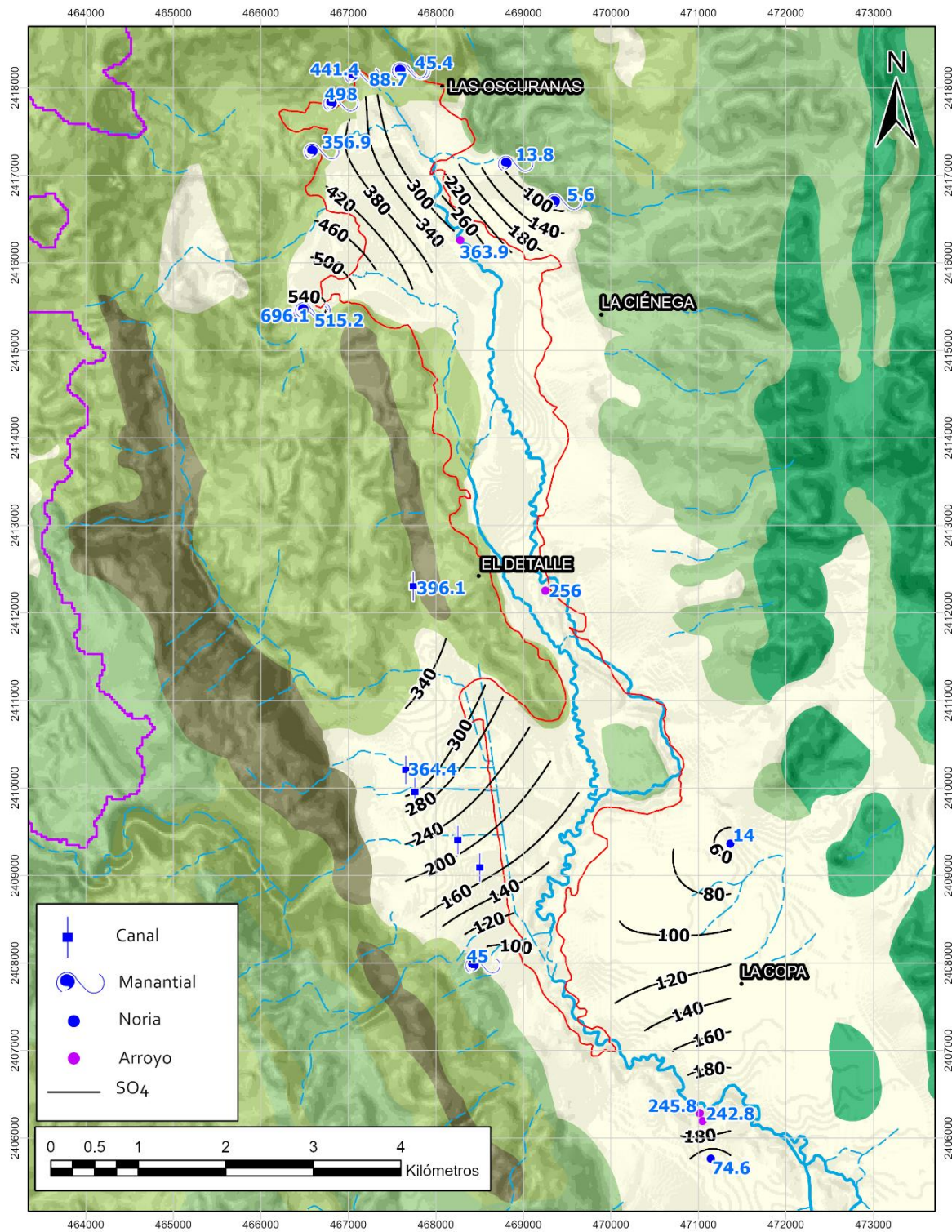


Fig. 6.21. Distribución espacial de los sulfatos (mg/L) del agua subterránea.

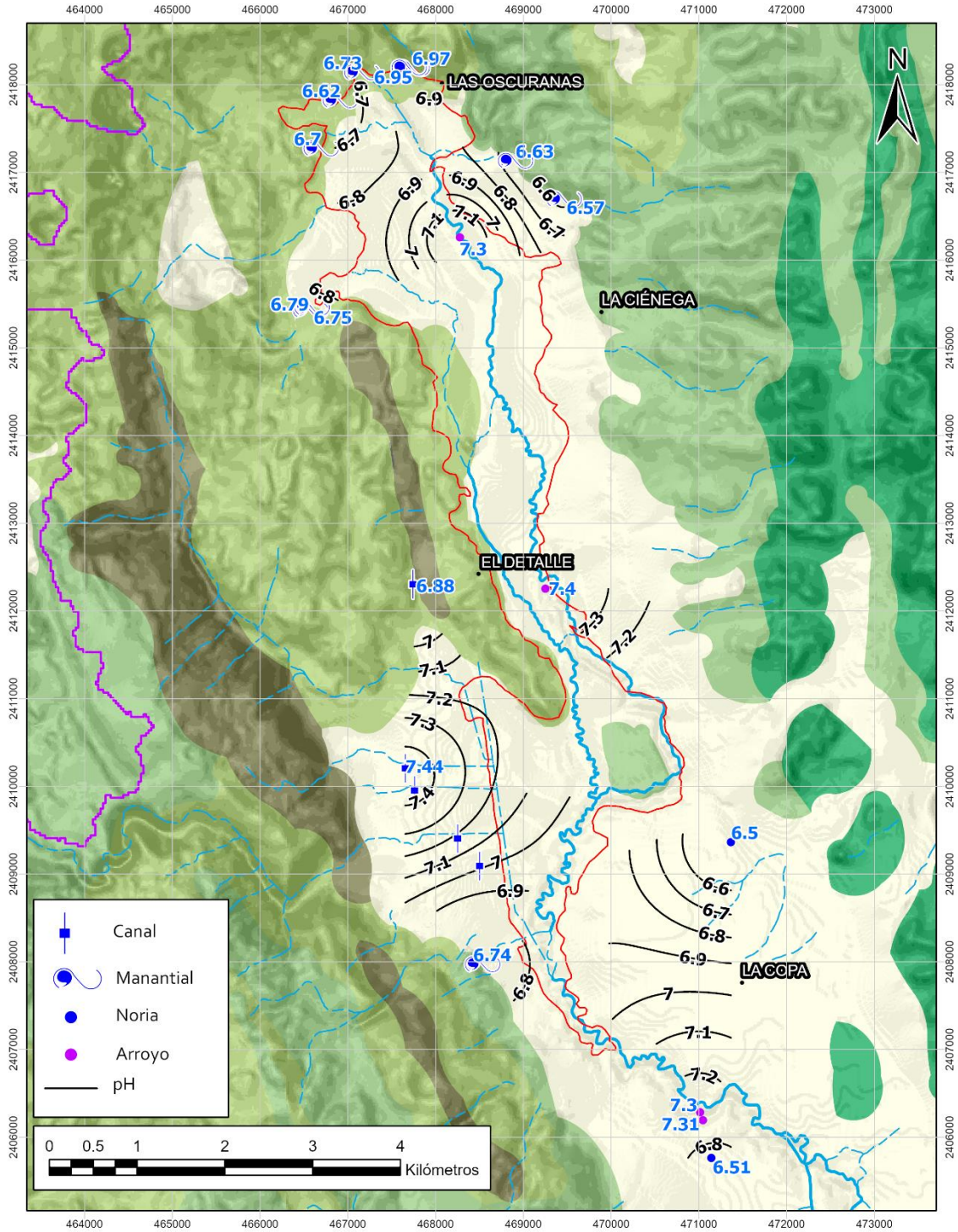


Fig. 6.22. Distribución espacial del pH del agua subterránea.

Finalmente, los nitratos (NO_3) considerado por ser un buen indicador de contaminación difusa relacionado con prácticas agrícolas y residuos provenientes de descargas humanas. Los aprovechamientos analizados no exhiben valores que sobrepasen los límites máximos permisibles, sin embargo, su distribución espacial permite identificar que todos los

manantiales presentan valores entre 1.3 a 3.1 mg/L, por otra parte, manantiales y norias localizados cerca de las poblaciones dentro de la microcuenca presentan los valores mayores entre 5.3 hasta 18.15 mg/L (ej. Aprovechamientos 2, 3y 14) (Figura 6.17f y 6.23).

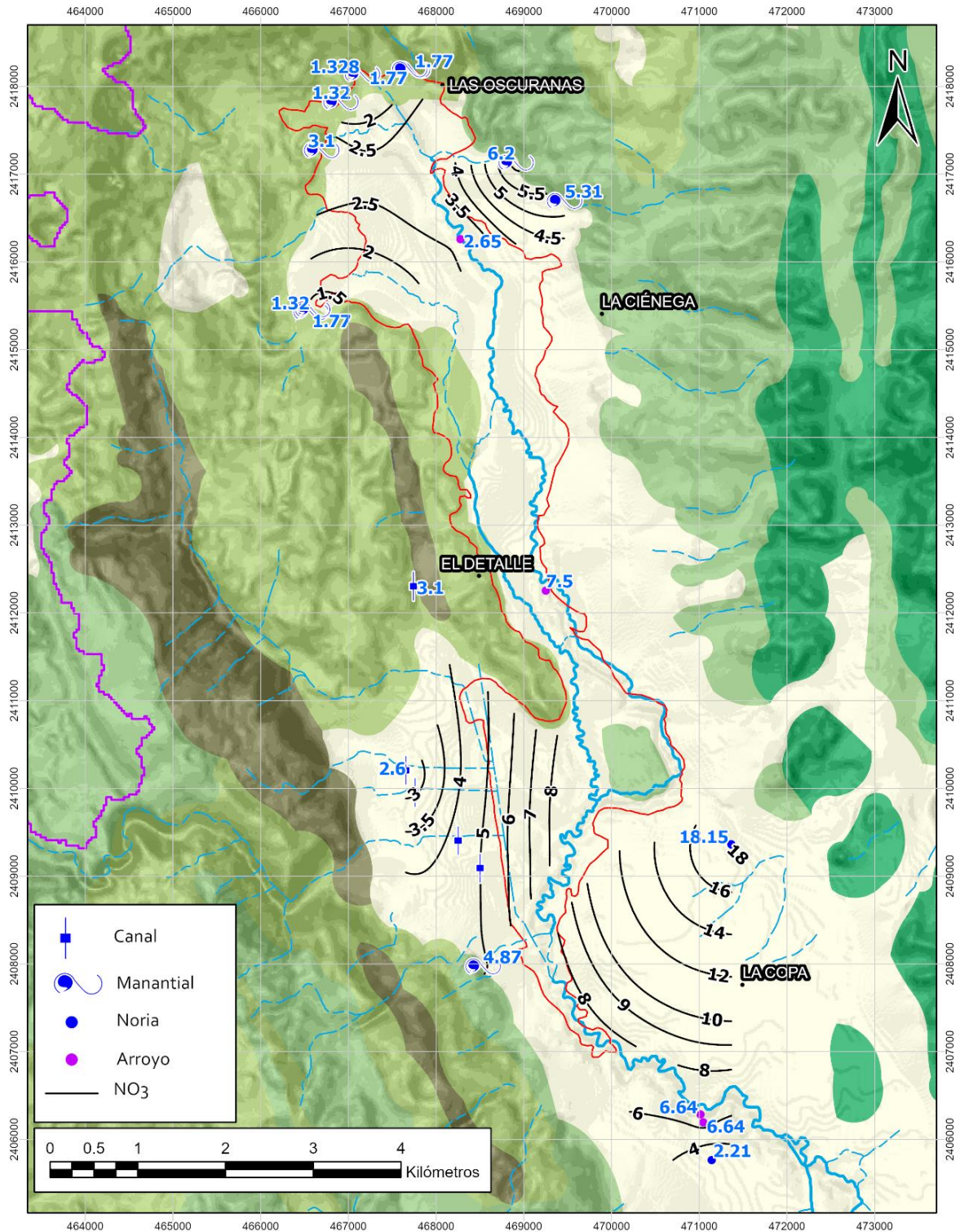


Fig. 6.23. Distribución espacial de los nitratos (mg/L) del agua subterránea.

Debido a que la Ciénega de Cabezas es un importante sitio agrícola, donde el cultivo de caña es una de las principales actividades económicas de la zona. Mediante el diagrama de Wilcox (Fig. 6.24) se clasificó el agua para riego de acuerdo con el cálculo de la relación de Adsorción de Sodio (RAS) y la conductividad eléctrica determinada en campo. Se expresa como la relación entre los iones Na^+ con los iones Ca^{2+} y Mg^{2+} existente en el suelo con el objetivo de estimar el impacto de salinización del suelo, mediante la siguiente ecuación:

$$SAR = \frac{meq_{Na}}{\frac{\sqrt{meq_{Ca} + Meq_{Mg}}}{2}}$$

En donde cada parámetro es expresado en meq/L.

Se identificaron principalmente dos clases el C3-S1 que corresponde principalmente a las manantiales SO_4 , las muestras de arroyo y en menor proporción se observan las Norias. Por otra parte, la otra clase C2-S1 corresponde a manantiales HCO_3 y norias principalmente. Ambas clases manifiestan un contenido de Na^+ muy bajo, y el contenido de salinidad es medio y alto, sin embargo, la salinidad no afecta el desarrollo de la caña, por lo que puede ser utilizado en los suelos de riego sin ninguna restricción.

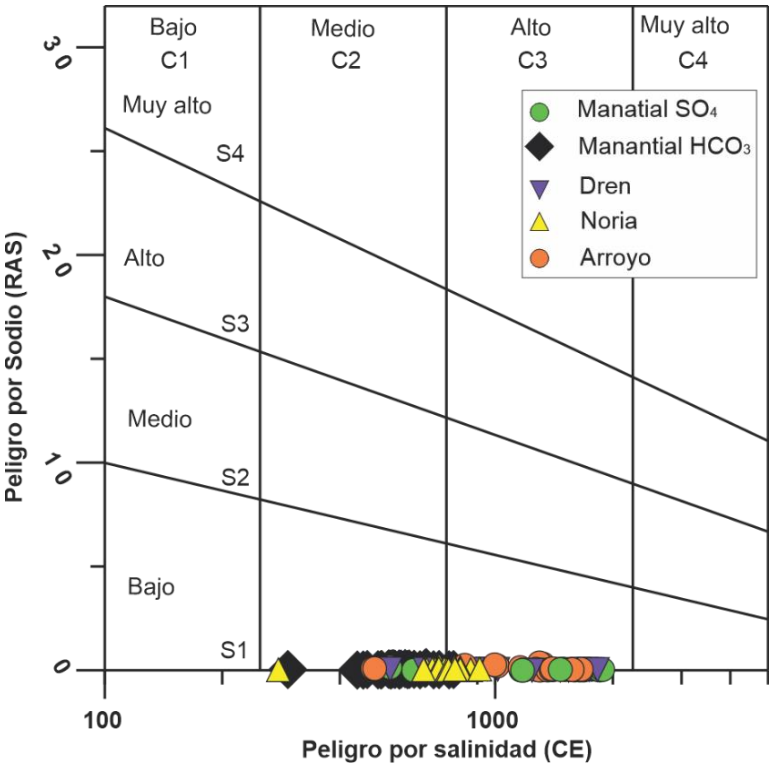


Fig. 6.24. Diagrama de Wilcox, para observar el riesgo de alcalinización o sodificación.

7. Modelo conceptual del funcionamiento de los sistemas de flujo en la Ciénega de Cabezas.

El fracturamiento de las rocas es uno de los principales factores que afecta a la morfología, densidad y distribución de los terrenos kársticos (Ford y Williams, 2007). La ocurrencia del valle kárstico donde se desarrolla el sitio Ramsar es sobre una cabalgadura con una orientación preferencial NO-SE, así como la ocurrencia de las depresiones kársticas (dolinas y uvalas) concentradas principalmente en la porción Norte del humedal, así como todo el flanco Oeste de este, en las montañas y lomeríos de mayor elevación (>650 msnm, fig. 2.4), desarrolladas principalmente sobre las unidades de la Formación Tamasopo preferencialmente en el miembro superior. Esta concentración de depresiones kársticas es alineada con respecto a un sistema de fallas normales post-orogénicas con orientaciones preferenciales de NO-SE y NE-SW, en conjunto con la zona de mayor densidad de depresiones kársticas coincide con la porción de la microcuenca con mayor el registro de precipitación en la zona de estudio (> 1500 mm/año ver fig. 5.1), heredando los rasgos necesarios para definir esta zona como principal sitio de recarga local por precipitación. En general, esto confirma que el desarrollo de las depresiones kársticas, así como los conductos kársticos en la zona son gobernados principalmente por factores tectónicos, generando que la precipitación ocurrida en la zona de recarga sea rápidamente conectada con los sistemas preferenciales de agua subterránea que descargan en múltiples descargas difusas y localizadas, en donde el suelo aluvial y las menores elevaciones (~270 msnm ver figura 2.4) inducen a que el régimen de escurrimiento gobierne el movimiento del agua dando origen al Humedal Ciénega de Cabezas.

Existen dos modelos para el transporte de agua subterránea en acuíferos kársticos, el flujo difuso y el flujo por conducto, ambos tipos de flujo continuamente intercambian agua de manera estacional (Appelo y Postma, 2003; Domenico y Schwartz, 1990; Shuster y White, 1971). Una manera de evidenciar la presencia de los diferentes flujos es evaluando la variación estacional de la calidad del agua en los manantiales kársticos. En términos generales la mayoría de los manantiales examinados en este trabajo son caracterizados por presentar bajos a moderados valores de mineralización, con bajas concentraciones de trazadores naturales de infiltración y la caracterización espaciotemporal de las descargas

localizadas guardan cierta similitud composicional debido a que son originadas por flujos provenientes de un acuífero kárstico, exhibiendo de este modo, que mantienen una afinidad hacia el tipo de flujo difuso. Como previamente fue descrito, los aprovechamientos muestreados se concentran principalmente en cinco grupos, de acuerdo con su composición química y parámetros de calidad del agua, correspondientes a manantiales de tipo Ca-HCO₃, Ca-Mg-HCO₃ y de tipo Ca-SO₄, norias, así como las aguas sujetas a condiciones atmosféricas (dren y arroyo). Con el objetivo de evidenciar la presencia estacional de los diferentes tipos de flujos que alimentan el humedal Ciénega de Cabezas se realizó una selección de parámetros de control (CE, temperatura, pH, OD, dureza, Eh, SO₄, NO₃ e índices de saturación mineral) que describen por primera vez la evolución hidrogeoquímica del Sitio Ramsar. Estos valores son los resultados de todos los muestreos elaborados (08/2018 – 11/21) y los datos recabados por los dataloggers (07/2020 – 05/22), durante el periodo de análisis se logró registrar los eventos de precipitación, así como, los periodos de estiaje. El análisis de los datos colectados permite subdividir en grupos a los manantiales de acuerdo con parámetros de calidad del agua, así como de su composición hidrogeoquímica, diferenciados por una variación significativa en sus componentes (Fig. 7.1 y 7.2). Entendiendo que las principales conexiones hidrogeológicas son definidas principalmente por los rasgos geomorfológicos, los paisajes resultantes por los procesos de disolución localizados principalmente sobre los principales lineamientos de estructuras geológicas que afectan a toda la columna estratigráfica de la zona, controlando las direcciones de los sistemas de flujos subterráneos y su composición hidrogeoquímica en conjunto con los rasgos geológicos e hidrológicos. Los manantiales de tipo Ca-SO₄ son los que manifiestan una mayor mineralización, esto se manifiesta con el registro de los mayores valores de CE registrados en la zona (hasta 1900 μS/cm), los valores de dureza sobresalen a los valores máximos permisibles de acuerdo con la normatividad mexicana (hasta ~1050 mg/L de CaCO₃), del mismo modo registran los valores más elevados para SO₄ (hasta ~720 mg/L), en la figura 7.1 puede observarse la variación estacional de los parámetros de control, la CE y la temperatura registran tendencias muy estables, sin embargo cuando se registran los eventos de precipitación estos parámetros decrecen drásticamente (ej. 08/2021),

sugiriendo que los procesos de dilución controlan la hidrogeoquímica de los manantiales durante periodos de precipitación, debido a la rápida infiltración mediante los conductos del epikarst y descargan en los manantiales.

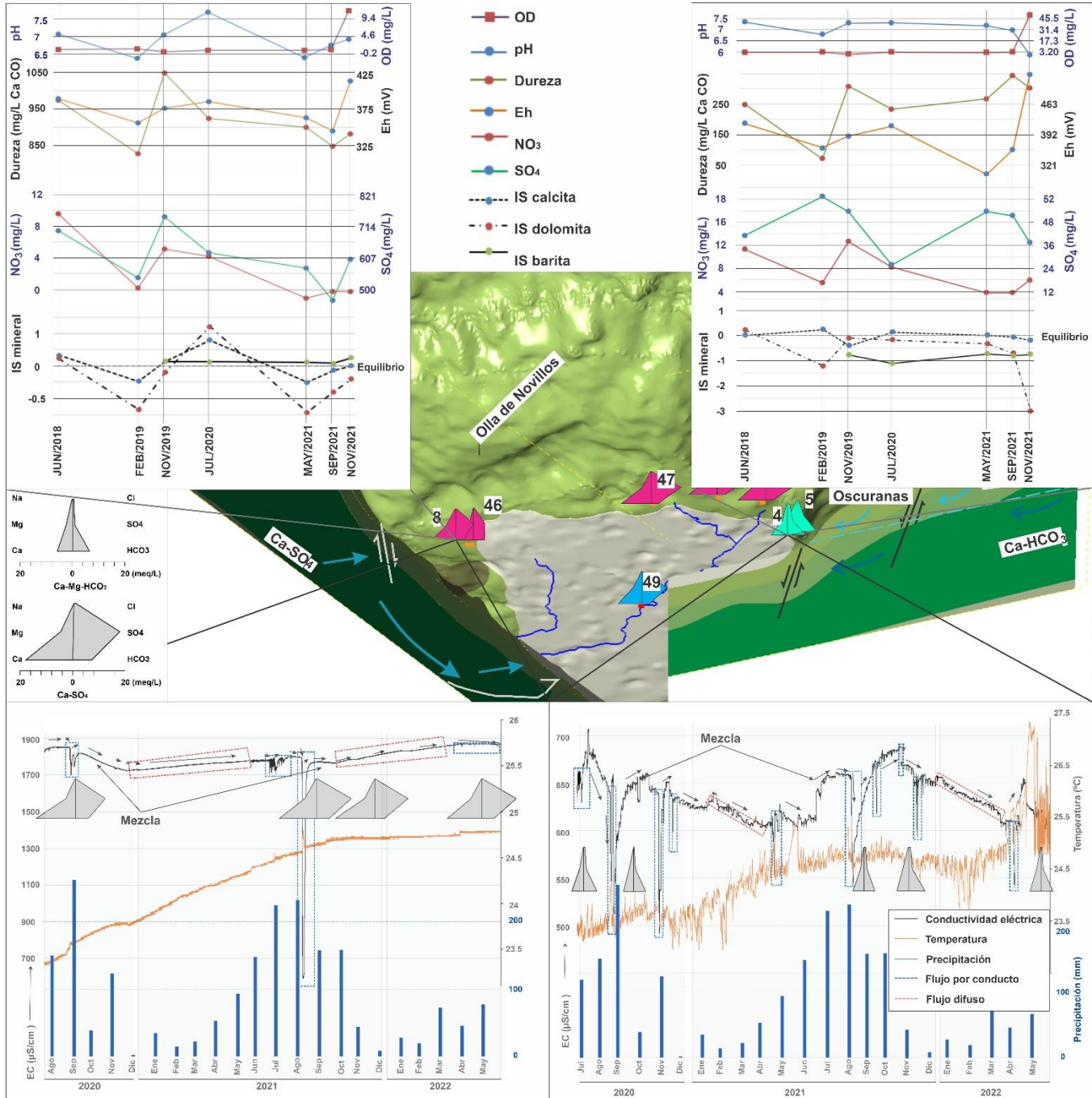


Fig. 7.1. Variación estacional de algunos parámetros de calidad del agua subterránea evidenciando la presencia de flujo difuso y flujo por conducto para Manantiales de tipo Ca-SO₄ y Ca-Mg-HCO₃. Posteriormente a los eventos de precipitación gradualmente regresa a sus valores normales conforme disminuye o desaparece la mezcla con agua de lluvia, indicando posiblemente

que en general efectos del CO₂ controlan la hidrogeoquímica del agua subterránea dentro del acuífero kárstico en condiciones de no precipitación, efecto comúnmente reportado para acuíferos kársticos (Liu et al., 2003; Zhang y Cao, 2003; Zhang et al., 2010). Los valores de óxido reducción son más elevados en periodo de lluvias registrando valores de hasta 430 mV y en periodos de estiaje disminuye hasta 330 mV, el OD manifiesta tendencias similares muestran valores elevados en los eventos de precipitación (11.5 mg/L), y en periodos de estiaje manifiesta tendencias estables con valores mínimos de hasta 0.66 mg/L. los valores de pH en temporada de estiaje decrece por debajo de los 6.5, incrementándose por encima de los 7.5 en eventos de precipitación. Por otra parte, los parámetros como son los SO₄ y NO₃ manifiestan una disminución de sus valores en periodos de precipitación y se mantienen relativamente constantes en periodos de estiaje (Fig. 7.1). Finalmente, los índices de saturación de calcita y dolomita generalmente se observan bajo saturadas en periodos de estiaje, mientras que en periodo de lluvia se observan en condiciones de sobresaturación. Este grupo de manantiales es el único que se encuentra ligeramente sobresaturada con respecto al índice de saturación de la barita.

Los manantiales de tipo Ca-HCO₃, Ca-Mg-HCO₃, muestran valores relativamente similares, pero ambos contrastan con respecto a los parámetros registrados por los manantiales de tipo Ca-SO₄. Por ejemplo, muestran valores más elevados para Eh (323 a 500 mV) y OD (0.25 a 50 mg/L). Por otra parte, muestran valores considerablemente más bajos en dureza (208 a 360 mg/L de CaCO₃) y de SO₄ (10 a 80 mg/L). Los valores del pH se muestran más estables (6.5 a 7.3) y los índices de saturación si tiene variación los manantiales de tipo Ca-Mg-HCO₃ muestran un constante equilibrio con respecto al índice de saturación de calcita y bajo saturado relativamente cercano al equilibrio con respecto al índice de saturación de dolomita. Los manantiales de tipo Ca-HCO₃, muestran equilibrio en el índice de saturación de calcita y bajo saturada en el índice de saturación de dolomita. Únicamente coinciden en mantener un estado de bajo saturación con respecto al índice de saturación de la barita (Fig. 7.1 y 7.2). La mayoría de los parámetros decrecen en los eventos de precipitación, y todos los parámetros e índices gradualmente recuperan sus valores normales durante los periodos de estiaje.

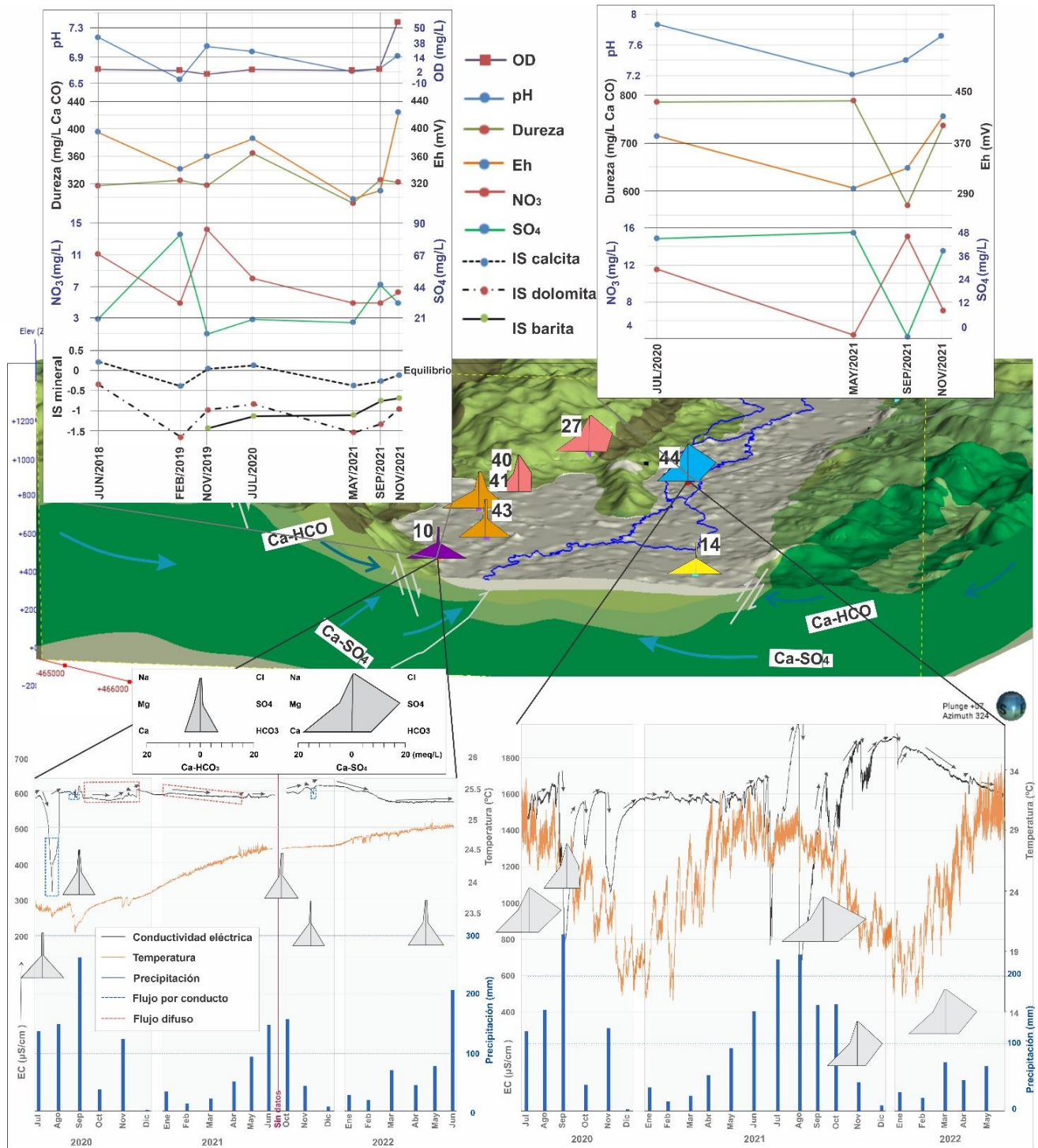


Fig. 7.2. Variación estacional de algunos parámetros de calidad del agua subterránea evidenciando la presencia de flujo difuso y flujo por conducto para manantiales de Ca-HCO_3 y el arroyo la Ciénega.

Lo que respecta a los datos registrados en el arroyo la Ciénega manifiestan una mezcla de todas las descargas difusas y localizadas, con una composición dominante Ca-SO_4 , parámetros que resaltan son por ejemplo el pH registra valores de hasta 8 en tiempos de

lluvia como máximos y mínimos de 7.2 en tiempos de estiaje. La dureza alcanza hasta los 800 mg/L de CaCO₃ (Fig. 7.2). Del mismo modo todos los parámetros decrecen drásticamente como respuesta a los eventos de precipitación, mostrando respuestas inmediatas.

De este modo se puede asumir que los flujos que abastecen a las descargas localizadas pueden relacionarse a un tipo de mecanismo de flujo de manera estacional, es decir, cuando existen variaciones muy marcadas en las concentraciones y parámetros del agua subterránea, de manera coincidente con los eventos de precipitaciones se puede asumir que en esos momentos el principal mecanismo de flujo es por conducto. De otro modo, cuando las concentraciones y parámetros se muestran en todos los aspectos más estables, en conjunto con tiempos de no precipitación, puede asumirse la presencia de un flujo más lento y difuso que incrementa sus concentraciones debido a la contribución de la matriz rocosa del medio kárstico.

Un modelo conceptual se puede definir como una representación gráfica de los sistemas de flujo subterráneo dentro de una zona en cuestión ([Anderson y Woessner, 1992](#)). Debido a la complejidad hidrogeológica de los acuíferos kársticos es necesario combinar múltiples disciplinas de ciencias de la tierra para generar modelos conceptuales convincentes. En este caso fue necesario combinar elementos del relieve, herramientas hidrogeológicas, hidrogeoquímicas, geofísicas e isotópicas, así como una combinación de múltiples sistemas de información geográfica para tratar de explicar la dinámica hídrica del humedal Ciénega de Cabezas. El análisis de los componentes mayoritarios en el agua subterránea, así como sus índices de saturación mineral han podido ayudar a identificar tres diferentes sistemas de flujo subterráneo provenientes del acuífero kárstico (Fig. 7.3), los cuales se encuentran en constante mezcla con agua de reciente precipitación que ocurre en la montañas y lomeríos circundantes al sitio Ramsar implicando un corto tiempo de contacto con el medio rocoso.

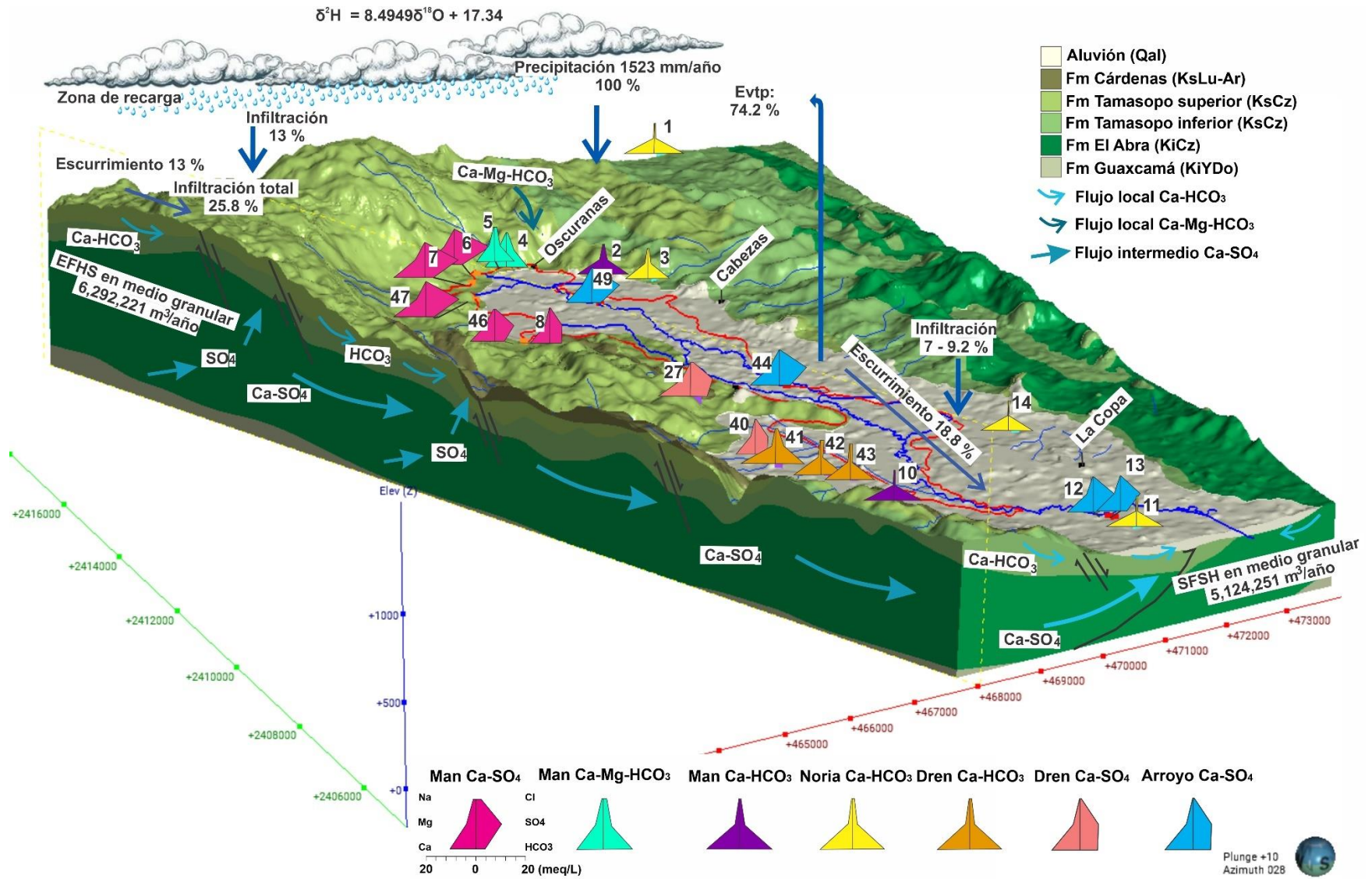


Fig. 7.3. Modelo conceptual del funcionamiento hidrogeológico e hidrogeoquímico del humedal Ciénega de Cabezas.

El flujo que representa la recarga regional es de composición Ca-SO₄ (manantiales 6, 7, 8, 46 y 47), las firmas del SO₄ y la dureza son probablemente heredadas por las secuencias evaporíticas del basamento de zona de estudio (Formación Guaxcamá), las cuales entran en contacto con este flujo subterráneo mediante los rasgos tectónicos locales (Fig. 7.3). Este flujo tiene una dirección de flujo preferencial NO-SW y es característico por presentar procesos de disolución de yeso y celestita probablemente con un enriquecimiento en Ca⁺², Mg⁺² y SO₄ esto explicado por la presencia del proceso dedolomitización. El índice de saturación con calcita se muestra regularmente en equilibrio, bajo saturado en el índice de saturación de dolomita, y es el único sistema de flujo de la zona que manifiesta una ligera sobresaturación en barita. Por otra parte, se reconoce la existencia de dos sistemas de flujos locales el más abundante es de composición Ca-HCO₃, (Manantiales 2, 10; norias 1, 3, 11 y 14: drenes 41, 42 y 43) el cual manifiesta aportes por ambos flancos del valle kárstico con direcciones preferenciales NO-SE y NE-SO, característico por presentar un notable incremento en HCO₃ el proceso dominante es la disolución de calcita. Manifiestan equilibrio con respecto al índice de saturación de la calcita, y se observan bajo saturadas con respecto a los índices de saturación de dolomita y barita. Las norias son los únicos aprovechamientos que manifiestan equilibrio con el índice de saturación de la dolomita, sugiriendo procesos de disolución de esta. El otro sistema de flujo es de tipo Ca-Mg-HCO₃ (manantiales 4 y 5), posiblemente tengan una dirección de flujo N-S obedeciendo los patrones de orientación de una cabalgadura regional y la presencia al norte de otras unidades calcáreas más recientes asignen esta firma hidrogeoquímica diferente con un enriquecimiento de Mg⁺², también dominado principalmente por los procesos de disolución de calcita.

Todos los sistemas de flujo subterráneo anteriormente descritos convergen hacia el centro de la microcuenca mezclándose entre sí generando una mezcla con una composición preferentemente Ca-SO₄ manifestando una afinidad a ser abastecidos primordialmente por flujos con mecanismos difusos durante los periodos de estiaje. Durante los periodos de precipitación, la recarga principal se genera en las depresiones kársticas circundantes al sitio Ramsar, alcanzando el flujo base de manera inmediata generando mecanismos de flujos por conducto que de manera relativamente corta descargan en los manantiales estudiados.

Caso contrario a lo que ocurre con el agua precipitada a lo largo del polígono del sitio Ramsar, en donde, el material granular favorece a que los procesos de escurrimiento sean dominantes, esto es congruente con los resultados obtenidos por los isótopos de agua de lluvia, los cuales en general sugieren un rápido escurrimiento con la no presencia de efectos de evaporación. En general el sitio Ramsar es un sistema en condiciones de equilibrio hídrico, que recibe una recarga importante proveniente de fuentes difusas y localizadas, atribuidas a una rápida circulación del agua subterránea a través del aparato kárstico de la zona. Siendo un sistema muy dinámico y por ende muy susceptible a ser contaminado por las actividades económicas de la región.

8. Conclusiones y recomendaciones.

El modelo conceptual del humedal Ciénega de Cabezas es constituido principalmente por una secuencia carbonatada del cretácico, en donde las depresiones kársticas mayores son rellenas de material aluvial. La abundancia de afloramientos de rocas carbonatadas en conjunto con las altas precipitaciones y condiciones climáticas cálidas – subhúmedas en la zona de estudio favorecen al desarrollo de un sistema kárstico altamente permeable y fracturado. De acuerdo con los resultados morfológicos y morfométricos se establece que el tipo de karst presente es maduro de tipo epigenético en donde los patrones de desarrollado son principalmente sobre cabalgamientos y fallas normales post-orogénicas. El humedal se desarrolla sobre una depresión kárstica mayor (> 32 km), de acuerdo con los rasgos geológicos estructurales se define como un polje de tipo estructural, con una pendiente subhorizontal y de carácter exorreico.

Los resultados obtenidos de los sondeos geofísicos TEM permitieron definir la geometría del modelo conceptual, zonificando las formaciones geológicas en tres unidades geoelectricas; U1 corresponde al medio granular con un espesor de hasta 60 m; U2a corresponde al miembro superior de la Formación Tamasopo; U2b asociada con el miembro inferior de la Formación Tamasopo, en general la zona U2 alcanza espesores de hasta 250 m; La U3 corresponde con calizas de la Formación El Abra. Estos mismos resultados corroboran la presencia del fallamiento normal que limitan el valle kárstico, así como la cabalgadura que dio origen al polje estructural.

El análisis hidrológico e hidrogeológico manifiestan que el estado hídrico del humedal se encuentra en equilibrio en aptas condiciones para su uso en el riego, condicionado principalmente por las condiciones climáticas de la zona y el arreglo geológico de la microcuenca subdividida en dos sub microcuencas; la microcuenca A corresponde a la zona del valle kárstico rellena de material aluvial que condiciona el movimiento del agua a un régimen de escurrimiento, de acuerdo con el cálculo de balance de masa de Cl^- , la recarga es incipiente (9 %); la microcuenca B, es de tipo cerrada, en donde el terreno es completamente kárstico y donde se manifiesta el mayor volumen de depresión kársticas, así como los mayores volúmenes de precipitación registrados en la zona, denominada esta microcuenca como zona de recarga local.

La comparación estacional de valores en manantiales de calidad del agua e índices de saturación mineral muestran evidentemente la presencia de mecanismos de flujo difuso y flujo por conducto en el acuífero kárstico.

De acuerdo con el modelo hidrogeoquímico se lograron definir tres sistemas de flujo subterráneo: Dos flujos locales $Ca-HCO_3$ y $Ca-Mg-HCO_3$ característicos por presentar un notable incremento en HCO_3 con procesos dominante es la disolución de calcita. Los índices de saturación se muestran en equilibrio con calcita y bajo saturados en yeso, dolomita y barita. Un flujo intermedio de composición $Ca-SO_4$ con concentraciones significativamente elevadas en SO_4 y la dureza y es característico por presentar procesos dedolomitización. El índice de saturación con calcita se muestra regularmente en equilibrio, bajo saturado en el índice de saturación de dolomita, y es el único sistema de flujo de la zona que manifiesta una ligera sobresaturación en barita.

Un refinamiento de la línea meteórica local ($\delta^2H = 8.4949 \delta^{18}O + 17.34$, propuesta por Esquivel, 2022) para la zona Huasteca en adición al muestreo de agua de lluvia ayudó a identificar que los procesos de recarga son dominados por un flujo rápido a lo largo de las estructuras kársticas circundantes con efectos de no evaporación.

La investigación demuestra que los flujos de agua subterránea en el acuífero kárstico que descargan en la Ciénega de Cabezas son de trayectoria corta originados en las elevaciones topográficas circundantes con mayores rasgos de disolución.

Como recomendaciones se sugiere Definir reacciones químicas entre el agua subterránea y los minerales que conforman el medio geológico por donde se desplaza y mediante modelación hidrogeoquímica inversa, utilizando una aproximación del balance de masa, establecer de manera cuantitativa las reacciones responsables de la evolución en la composición química entre aprovechamientos ubicados a lo largo de la línea de flujo.

Elaborar un estudio espeleológico del karst epigenético que aporte información sobre la configuración estructural, expresiones kársticas y su influencia en la génesis y evolución de este sistema kárstico, que apoye a entender las tendencias del desarrollo freático, así como el muestreo de agua subterránea a aprovechamientos dentro del karst.

Continuar con el monitoreo estacional, con la implementación de transductores que puedan monitorear el caudal, así como otros parámetros como son el Carbón orgánico total y los NO₃ con el objeto de tener mayores especificaciones de la dinámica hidrogeológica del acuífero kárstico, especialmente en el suelo, epikarst y la zona saturada. Con toda esta información podrá llevarse a cabo la realización de un modelo numérico, que apoye con mayor certeza establecer una gestión hídrica del humedal.

I. Referencias.

Adji, T.N., Haryono, E., Fatchurrohman, H., Oktama, R. (2015). Diffuse Flow characteristics and their relation to hydrochemistry conditions in the Petoyan Spring. *Geosci J, Gunungsewu Karst, Java, Indonesia*.

Aguayo-Camargo, J.E. (1978), Facies sedimentarias y diagénesis de La Formación Novillo (Jurásico Superior), noreste de México: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, p. 5-45.

Allen, P.A., Allen, J.R. (2009). *Basin analysis: principles and applications*: New York, John Wiley & Sons., 560 pp.

Aguilar, R. A. (1986b). Informe final de las actividades de muestreo geoquímico del “Prospecto Valles – Huayacocotla”. IG – Q – 40. PEMEX. México. Informe inédito.

Alzaga – Ruíz, H., López, m., Roure, Francois., Séranne, Michel. (2009). Interactions between the Laramide Foreland and the passive margin of the Gulf of Mexico: Tectonics and sedimentation in the Golden Lane area, Veracruz State, Mexico. *Marine and Petroleum Geology* 26 951-973.

Allen, P.A., Allen, J.R. (2009). *Basin analysis: principles and applications*: New York, John Wiley & Sons., 560 pp.

Anderson, M. P. y W. W. Woessner. (1992). *Applied Groundwater Modelling, Simulation of Flow and Advective Transport*. Academic press. 381 pp.

Appelo, C.A.J., Postma, D. (1993). *Geochemistry groundwater and pollution*. A.A. Balkema, Rotterdam Brookfield; Netherland; USA.

Bakalowicz, M. (2004). The epikarst, the skin of karst. In: Jones, W.K., Culver, D.C., Herman, J.S. (Eds.),

Bakalowicz, M. (2013). 6.15 Epikarst Processes. In Shroder, J. (Editor in Chief) Frumkin, A. (Ed.), *Treatise on Geomorphology*, Academic Press, San Diego, CA, *Karst Geomorphology*, 6, 164-171.

Basáñez, L. M. A., R. Fernández T., y C. Rosales, D. (1992) Cretaceous Platform of Valles-San Luis Potosí Northeastern Central México. *Cretaceous Carbonate Platforms*. AAPG Memoir 56. Edited by J. A. Simó, Robert W. Scott and Jean-Pierre Masse, p. 51-59.

Back, W., Hanshaw, B. B., Plummer, L. N., Rahn, P. H., Rightmire, C. T., & Rubin, M. (1983). Process and rate of dedolomitization: mass transfer and ¹⁴C dating in a regional carbonate aquifer. *Geological Society of America Bulletin*, 94(12), 1415-1429.

Beck, B.F. (2003). Sinkholes and the engineering and environmental impacts of Karst. *Geotechnical Special Publication of the American Society of Civil Engineers*, 122:737 Epikarst. In: Special Pub. 9, The Karst Water Institute, Leesburg, VA, pp. 16–22.

Bayless, E.R., Cinotto, P.J., Ulery, R.L., Taylor, C.J., McCombs, G.K., Kim, M.H., and Nelson, H.L., Jr. (2014). Surface-Water and Karst Groundwater Interactions and Stream Flow-Response Simulations of the Karst-Influenced Upper Lost River Watershed, Orange County, Indiana: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2014-5028, 39 p.

Bögli, A. (1978). Karsthydrographie und physische Speläologie. Springer, Berlin, 292 p.

Böse, E. H. (1906c). De San Luis Potosí a Tampico. Geol. Cong., Mexico, Guide des Excursions; Mexico, 30, 16 pages.

Brisson, M. M. (1993). A hydrodynamic classification of wetlands. U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station. Vicksburg, Mississippi, Rep WRP-DE-4.

Calderón, M., y Abertano, A. (2009). Caracterización del uso y potencial agroecológico del suelo en la pequeña propiedad San Isidro, Ciénega de Cabezas, Tamasopo.

Campa, M.F., Coney, P.J. (1984). Terrenos sospechosos de aloctonía y acreción del Occidente y Sur del continente americano: Departamento de Geología, Universidad de Sonora, 1 (1), 1-24.

Campos A., D. F. (1998). Procesos del Ciclo Hidrológico. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Tercera reimpresión.

Cantagrel, J. M., y Robin, C. (1979). K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks—relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of volcanology and geothermal research*, 5(1-2), 99-114.

Cantú-Chapa, A. (1971). La serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del centro este de México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*. Vol 3. Pp. 17-40.

Carrillo-Bravo, J. (1971), La Plataforma Valles San Luis Potosí, *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. 13.

Carrillo-Rivera, J. J., y Cardona, A. (2012). Groundwater flow systems and their response to climate change: a need for a water-system view approach. *American Journal of Environmental Sciences*, 8(3), 220-235.

Castany, G. (1984). Hydrogeological features of carbonate rocks. In: LaMoreaux PE, Wilson BM, Memon BA (eds) *Guide to the hydrology of carbonate rocks*. IHP Studies and reports in hydrology, vol 41. UNESCO, Paris, pp 47–67

Castro, H., y Quetzalli, R. T. (2009). Uso actual y potencial agroecológico del suelo en una fracción del ejido El trigo, Ciénega de Cabeza, Tamasopo SLP.

Clark I.D. (2015) *Groundwater Geochemistry and Isotopes*; CRS Prees, Taylor y Francis Group; Boca Ratón.

Cumming, W., y Mackie, R. (2010, April). Resistivity imaging of geothermal resources using 1D, 2D and 3D MT inversion and TDEM static shift correction illustrated by a Glass Mountain case history. In *Proceedings world geothermal congress* (pp. 25-29). Bali, Indonesia.

Custodio, E.; Llamas, M.R. (1976;1983). Hidrología Subterránea. Ediciones Omega, Barcelona, 2 vols: 1-2450.

Custodio, E. (2001). Aguas subterráneas y humedales Hidrogeología y Recursos Hidráulicos, Asociación Española de Hidrología Subterránea, XXIV: 3-30, Madrid.

Custodio, E. (2010). Las aguas subterráneas como elemento básico de la existencia de numerosos humedales, Universidad politécnica de Cataluña, Ingeniería del Agua, Vol. 17.

Cruz-Santiago, O., Ilizaliturri-Hernández, C. A., Mejía-Saavedra, J. D. J., Espinosa-Reyes, G., Alfaro-De La Torre, M., y González-Mille, D. J. (2020). Evaluación preliminar de biomarcadores enzimáticos en caracoles de agua dulce (*pachychilus* sp.) Del humedal "Ciénaga de Tamasopo", México. *Acta biológica colombiana*, 25(2), 255-264.

Dahl, M., Nilsson, B., Langhoff, J. H., y Refsgaard, J. C. (2007). Review of classification systems and new multi-scale typology of groundwater–surface water interaction. *Journal of Hydrology*, 344(1-2), 1-16.

Davidson NC. Wetland losses and the status of wetland-dependent species. In: Finlayson CM, Milton GR, Prentice RC, Davidson NC. (2018). *The wetland book II: distribution, description, and conservation*. Dordrecht: Springer.

Dickinson, W.R., Coney, P.J. (1980). Plate tectonic constraints on the origin of the Gulf of México and the early opening of the central north Atlantic, Baton Rouge, Louisiana State University, p. 27-36.

De Gortari-Ludlow, N., Espinosa-Reyes, G., Flores-Rivas, J., Salgado-Ortiz, J., y Chapa-Vargas, L. (2015). Threats, conservation actions, and research within 78 Mexican non-coastal protected wetlands. *Journal for Nature Conservation*, 23, 73-79.

De Cserna-Gombos, E., Bello-Barradas, A. (1963). Geología de La Sierra de Álvarez, Municipio de Zaragoza, Estado de San Luis Potosí: Univ. Nac. Aut. de México Inst. de Geología Bol. 71 pte. 2, p. 23-63.

Domenico, P. A., y Schwartz, F. W. (1990). Physical and chemical hydrogeology/Patrick A. Domenico, Franklin W. Schwartz. -2nd ed. New York.

Eckert, M. (19029. Das Gottesackerplateau, ein Karrenfeld im Allgäu. Studien zur Lösung des Karrenproblems. – Wissenschaftl. Ergänzungshefte zur Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenvereins 1, 1–108.

Edmunds, W. M., y Gaye, C. B. (1994). Estimating the spatial variability of groundwater recharge in the Sahel using chloride. *Journal of Hydrology*, 156(1-4), 47-59.

Enos, P., Stephens, B. P. (1993). Mid-Cretaceous basin margin carbonates, east-central Mexico. *Sedimentology*, Vol. 40. Pp. 539-556.

Espinasa – Pereña, R. (1990^a). Propuesta de clasificación del karst de la República Mexicana: Universidad Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, 131 p.

Espinasa – Pereña, R. (1990^b). Carso (Mapa de la República Mexicana): Universidad Autónoma de México, Instituto de Geografía, Atlas Nacional de México, hoja Geomorfológica 2, núm. IV.3.4, escala 1:8,000,000.

Espinasa-Pereña, R. (2007), El Karst de México. Mapa NA III 3, en Coll-Hurtado, A. (coord.), Nuevo Atlas Nacional de México: Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México.

English, J. M., y Johnston, S. T. (2004). The Laramide Orogeny: What were the driven Forces? *International Geology Review*, Vol. 46. Pp. 833 – 838.

Eriksson, E., y Khunakasem, V. (1969). Chloride concentration in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel Coastal Plain. *Journal of Hydrology*, 7(2), 178-197.

Esquivel, J.C. (2022). Caracterización de isotopos estables en la precipitación del estado de San Luis Potosí. Nuevo León: Tesis para obtener grado de Maestría en Hidrogeología, UANL.

Everard, M., y Wood, A. (2018). Agricultural management and wetlands: an overview. *The Wetland Book: I: Structure and Function, Management, and Methods*, 1009-1019.

Ewers, R. O. (2006). Karst aquifers and the role of assumptions and authority in science. *Geological Society of America Special Papers*, 404, 235-242.

Fagundo, J. R., Ramos, J. V., y Rubio, J. R. (1996). *Hidroquímica del karst*. Grupo de Investigación "Recursos Hídricos y Geología Ambiental".

Fetter Jr, C. W. (2014). *Applied Hydrogeology* Fetter Fourth Edition.

Finlayson, C. M., Davidson, N., Pritchard, D., Milton, G. R., & MacKay, H. (2011). The Ramsar Convention and ecosystem-based approaches to the wise use and sustainable development of wetlands. *Journal of International Wildlife Law & Policy*, 14(3-4), 176-198.

Finlayson, C., Milton, G. R., Prentice, R. C., & Davidson, N. (2018). *The Wetland Book II: Distribution, Description and Conservation*. Springer.

Fitz-Días, E., Hudleston, P., Tolson, G. (2011). Comparison of tectonic style in the Mexican and Canadian Rocky Mountain Fold Thrust Belt, in: Poblet, J. y Lisle, R. special publication on Kinematics y Tectonics Styles of Fold-Thrust Belts, Geological Society of London, 349, 149-167.

Ford, D. C., y Williams, P. W. (1989). *Karst geomorphology and hydrology* (Vol. 601). London: Unwin Hyman.

Ford, D. y Williams, P. (1992). *Karst Geomorphology and Hydrology*, Chapman and Hall, London

Ford, D., Williams P. (2007). *Karst hydrogeology and geomorphology*. Wiley, Chichester.

Froend, R. H., Horwitz, P., y Sommer, B. (2018). Groundwater dependent wetlands of the Gnamagara groundwater system (Western Australia).

Gabrovšek, F., Häuselmann, P., y Audra, P. (2014). 'Looping caves' versus 'water table caves': The role of base-level changes and recharge variations in cave development. *Geomorphology*, 204, 683-691.

Garza Hurtado, R. D. F., Soria Colunga, J. C., & Tiscareño Iracheta, M. A. (2009). Descripción de las características del uso actual y potencial agroecológico del humedal, ubicado en la ciénega de cabezas, municipio de Tamasopo, SLP (No. 631.432097244 D4).

Gillieson, D. (1996). *Caves*. Blackwell, Oxford.

Ginés, A., Knez, M., Slabe, T., y Dreybrodt, W. (Eds.). (2009). *Karst Rock Features. Karren Sculpturing: Karren Sculpturing* (Vol. 9). Založba ZRC.

Goldhammer, R. K., Lehmann, P. J., Todd, R. G., Wilson, J. L., Ward, W. C., Johnson, C. R. (1991). Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico, a field guidebook. Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 85 pag.

Goldscheider, N., Chen, Z., Auler, A. S., Bakalowicz, M., Broda, S., Drew, D., y Veni, G. (2020). Global distribution of carbonate rocks and karst water resources. *Hydrogeology Journal*, 28(5), 1661-1677.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M., y Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana. *Boletín de la Sociedad geológica Mexicana*, 57(3), 227-283.

Gunn, J. (1985). Pennine karst areas and their Quaternary history. *The geomorphology of North-west England*. Manchester University Press, Manchester, 263-291.

Hancock, P. J., Hunt, R. J., & Boulton, A. J. (2009). Preface: hydrogeoeology, the interdisciplinary study of groundwater dependent ecosystems. *Hydrogeology Journal*, 17(1), 1-3.

Hatton, T., & Evans, R. (1998). Dependence of ecosystems on groundwater and its significance to Australia. Occasional paper

INEGI (2015), Carta de vegetación y uso del suelo Serie V. CD Valles F14-8, Escala 1:250,000.er no. 12/98.

- Haryono, E., y dalam seminar Nasional, M. (2001). Nilai hidrologis bukit karst. *Sumber*, 10, 20-6.
- Haryono, E., Adji, T. N., y Widyastuti, M. (2009). Atmospheric carbon dioxide sequestration trough karst denudation process: preliminary estimation from Gunung Sewu Karst.
- Heim, A. (1940). The front ranges of Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 33(2), p. 313-352.
- Hernández-Jáuregui, R. (1997). Sedimentación Sintectónica de La Formación Soyatal (Turoniano medio – Campaniano) y Modelado Cinemático de la Cuenca de Flexura de Maconí, Querétaro. Tesis de maestría, Instituto Politécnico Nacional, ESIA, Unidad Ticomán. 94 p.
- Hernández, C. E. A., Flores, H., Flores, S. B. O., y Espinosa, B. T. (2018). Agricultura Industrial en la Huasteca Potosina: La caña de azúcar. *Tlatemoani: revista académica de investigación*, 9(27), 131-146.
- Hynes, HBN. (1970). The ecology of running waters. University of Toronto Press, Toronto.
- Horwitz P, Bradshaw D, Hopper SD, Davies PM, Froend R, Bradshaw F. (2008). Hydrological change escalates risk of ecosystem stress in Australia's threatened biodiversity hotspot. *J R Soc West Aust*; 91:1–11.
- INEGI. (2002). Síntesis de Información Geográfica del Estado de San Luis Potosí, Publicación única, Primera Edición, 124 p.p.
- INEGI. (2015). Carta de vegetación y uso del suelo Serie V. CD Valles F14-8, Escala 1:250,000.
- Imlay, R. W., Cepeda D. L. C. E., Álvarez, M. and Diaz, G. T. (1948) Stratigraphic Relations of Certain Jurassic Formations in Eastern México, *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 2 (9), p.1750-1761.
- Jennings, J. N. (1985). Karst geomorphology.
- Kalhor, K., Ghasemizadeh, R., Rajic, L., y Alshwabkeh, A. (2019). Assessment of groundwater quality and remediation in karst aquifers: A review. *Groundwater for sustainable development*, 8, 104-121.
- Klimchouk, A. (2004). Towards defining, delimiting and classifying epikarst: its origin, processes and variants of geomorphic evolution. In: Jones, W.K., Culver, D.C., Herman, J.S. (Eds.), *Epikarst*. In: Special Pub. 9, The Karst Water Institute, Leesburg, VA, pp. 23–35.
- Krienen, L., Heuser, M., Höbig, N., Mares Ochoa, M. E., Rüde, T. R., y Cardona, A. (2017). Hydrogeological and hydrochemical characterization of two karstic discharge areas in San Luis Potosí, Mexico. *Environmental earth sciences*, 76(24), 1-18.

Langmuir. (1971). The geochemistry of some carbonate ground waters in central Pennsylvania, *Geochim. Cosmochim. Acta* 35, 1023–1045.

Lauritzen, S. E., y Lundberg, J. (2000). Solutional and erosional morphology. *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers, National Speleological Society, Huntsville*, 408-426.

López-Doncel, R. (2002). La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro –noreste de México.

López, R. F. P., y Patrón, E. R. (2013). Cuencas hidrográficas. Fundamentos y perspectivas para su manejo y gestión.

Meinzer, O. E. (1923). Outline of ground-water hydrology.

Mitsch y Gosselink. (2000). The values of wetlands: landscapes and institutional perspectives. The value of wetlands: importance of scale and landscape setting. *Ecological Economics*.

Millennium Ecosystem Assessment. (2005a). *Ecosystems & human well-being: synthesis*. Washington, DC: Island Press.

Mudarra, M., Andreo, B., Barberá, J. A., y Mudry, J. (2014). Hydrochemical dynamics of TOC and NO₃⁻ contents as natural tracers of infiltration in karst aquifers. *Environmental earth sciences*, 71(2), 507-523.

Muir, J. M. (1936) Geology of the Tampico Region. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa.

Nield SP. (1990). Effects of recharge and lake linings on lake-aquifer interaction. Dissertation. Perth: University of Western Australia.

NORMA OFICIAL MEXICANA NOM-127-SSA1-1994. (1994). " SALUD AMBIENTAL, AGUA PARA USO Y CONSUMO HUMANO-LÍMITES PERMISIBLES DE CALIDAD Y TRATAMIENTOS A QUE DEBE SOMETERSE EL AGUA PARA SU POTABILIZACION". INTRODUCCIÓN.

Ochoa-C. H. (1996). Geología del anticlinorio de Huayacocotla en la región de Molango, estado de Hidalgo. Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de México. Instituto de Geología. 91 P.

Padilla y Sánchez, R. J. (1982), Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo, and Monterrey, México. Ph.D. Dissertation, The University of Texas at Austin, p. 217.

Padilla y Sánchez, J. R. (2007). Evolución geológica del suereste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Tomo LiX, No. 1, P. 19-42.

Palmer, A. N. (1991). Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, 103(1), 1-21.

PEMEX. (1988b). Estratigrafía de la República Mexicana; Mesozoico, Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración, p. 229.

Pérez – Castillo, F.V. (2017). Dinámica de C, N, P y Fe en agua y sedimentos en el humedal natural Ciénega de Tamasopo, S.L.P. Tesis doctoral, PMPCA-UASLP, 209p.

Peters, E. M., Martorell, C., y Ezcurra, E. (2011). Norma Oficial Mexicana NOM-059-SEMARNAT-2001, protección ambiental-Especies nativas de México de flora y fauna silvestres-categorías de riesgo y especificaciones para su inclusión, exclusión o cambio-Lista de especies en riesgo Norma Oficial Mexicana NOM-059-SEMARNAT-2001, Protección ambiental-Especies nativas de México de flora y fauna silvestres-categorías de riesgo y especificaciones para su inclusión, exclusión o cambio-Lista de especies en riesgo, 2002. *Population ecology*, 53(2), 383-392.

Pindell, J.L., and Dewey, J.F. (1982). Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, v. 1, p. 179-212.

Pindell, J., Kennan, L. (2001). Gulf of Mexico and Caribbean Evolution. AAPG in Press.

Piper, A.M. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of wáter analyses. *transactions, American Geophysical Union* 25.

Pulido Bosch, A. (2017). Principios de Hidrogeología kárstica. *Principios de Hidrogeología kárstica*, 1-412.

Ramsar Convention Secretariat. (2010). Managing groundwater: guidelines for the management of groundwater to maintain wetland ecological character. In: Ramsar handbooks for the wise use of wetlands, vol. 11. 4th ed. Gland: Ramsar Convention Secretariat.

Rantz, S.E. (1982). Measurement and computation of streamflow: volume 1. Measurement of stage and discharge. US Geological Survey Water-Supply Paper 2175, US Department of the Interior, US Government Printing Office, Washington

Raíz, E. (1964). Landforms of Mexico, mapa scale 1:3,000,000: Cambridge, Massachussetts, U.S., Office of Naval Research, Geography Branch, Second Edición

Richardson S, Irvine E, Froend R, Boon P, Barber S, Bonneville B. (2011). Australian groundwaterdependent ecosystem toolbox part 1: assessment framework. Canberra: National Water Commission. Waterlines report.

Salvador, A. (1987). Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin; *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 71, p. 419-451.

Santamaría–Orozco, D., Arenas, P. R. y Escamilla, H. (1990). Normalización de la Nomenclatura Estratigráfica en las Cuencas Mesozoicas de México (Etapa I: Zona Norte. Cretácico). Inst. Mex. Petr. Proyecto CAO-3052. p.140.

Saunders, J. A., y Toran, L. E. (1994). *Modeling of radionuclide and heavy metal sorption around low and high pH waste disposal sites at Oak Ridge, Tennessee: Classification review package* (No. Y/TS--1231). Oak Ridge Y-12 Plant.

Scanlon, B. R., y Cook, P. G. (2002). Theme issue on groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 3.

Schot, P. P., y Winter, T. C. (2006). Groundwater–surface water interactions in wetlands for integrated water resources management (preface). *Journal of Hydrology*, 320(3-4), 261-263.

Servicio Geológico Mexicano, 1997, Carta geológico-minera Ciudad Valles F14-8. Escala 1:50,000.

Sophocleus, M. (2002). Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal*, 52-67.

Stephenson, L. W. (1922). Some Upper Cretaceous Shells of the Rudistid Group from Tamaulipas, Mexico; Proc. U. S. Nat. Hist. Mus., 61, Art. 1, No. 2422.

Stevanović, Z. (2019). Karst waters in potable water supply: a global scale overview. *Environmental Earth Sciences*, 78(23), 1-12.

Stiff, H.A. (1951) The interpretation of chemical water analysis by mean of pattern: *Petroleum Technology*, V. 3, p. 15-17.

Springer, A. E., Stevens, L. E., Anderson, D. E., Parnell, R. A., Kreamer, D. K., Levin, L. A., y Flora, S. P. (2008). A comprehensive springs classification system. *Aridland springs in North America: ecology and conservation*. University of Arizona Press and Arizona–Sonora Desert Museum, Tucson, 49-75.

Suter, M. (1980). Tectonics of the external part of the Sierra Madre Oriental thrust-and-fold belt between Xilitla and the Moctezuma River (Hidalgo and San Luis Potosí States): Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Revista Vol. 4. Pp. 19-31.

Suter, M. (1984). Cordilleran deformation along the eastern edge of Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico. *Geological Society of American Bulletin*.

Sweeting, M.M. (1972) Karst landforms. Macmillan, London, p 362

Tardy, M.; Sigal, J. y Glacon, G. (1974), Bosquejo sobre la estratigrafía y la paleogeografía de los flysch cretácicos del sector Transversal de Parras, Sierra Madre Oriental, México: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México., Instituto de Geología" Serie divulgación, n. 2, p. 12-28.

Taylor, A. B., y Schwarz, H. E. (1952). Unit-hydrograph lag and peak flow related to basin characteristics. *Eos, transactions american geophysical union*, 33(2), 235-246.

Tóth J. (1970). A conceptual model of the groundwater regime and the hydrogeologic environment. *Journal of Hydrology*, 10 (1): 64-176.

Tóth, J. (1999). Groundwater as a geologic agent: an overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeol J* 7:1–14.

Vásquez-Rocha, C. (2018). Caracterización hidrogeoquímica de la interacción agua superficial/subterránea, para evaluar la contaminación difusa en la región centro-occidente de la Huasteca Potosina, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis de Maestría, 143 P.

Waltham, A.C., Fookes, P.G. (2003). Engineering classification of karst ground conditions. *Quarterly Journal of Engineering Geology* 36, 101-118.

Waltham, T., Bell, F. G., Culshaw, M. G., Knez, M., & Slabe, T. (2005). *Sinkholes and subsidence: karst and cavernous rocks in engineering and construction* (Vol. 382). Berlin: Springer.

Weight, W. (2008). *Hydrogeology field manual*. McGraw-Hill Education.

White, W.B. (1988). *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. Oxford University Press, New York.

White, D. E. (1949). Los yacimientos de antimonio en la region de Soyatal, Estado de Querétaro. Instituto nacional para las investigaciones de Recursos Minerales. Boletín No. 21.

White, W. B. (1993). *Analysis of karst aquifers*. Van Nostrand Reinhold.

White, W.B. (2002). Karst hydrology: recent developments and open questions. *Eng. Geol.* 65 (2–3), 85–105.

Williams, P.W. (1983). The role of subcutaneous zone in karst hydrology. *J. Hydrol.* 61 (1), 45–67.

Wilson, B.W., Hernández, J.P., Meave, E. (1955). Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del estado de Querétaro, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 18(1), 1-10.

Winter, T.C.; Llamas, M.R. (Ed.) (1993). Hydrogeology of wetlands. *J. of Hydrology*, 141 (1-4):1-271.

Wu, P., Tang, C., Zhu, L., Liu, C., Cha, X., y Tao, X. (2009). Hydrogeochemical characteristics of surface water and groundwater in the karst basin, southwest China. *Hydrological Processes: An International Journal*, 23(14), 2012-2022.

SITIOS WEB

Convención internacional sobre humedales de importancia especialmente como hábitat de aves acuáticas.

http://www.ramsar.org/sites/default/files/documents/library/current_convention_text_e.pdf

Mapa digital de México V6 INEGI.

<http://gaia.inegi.org.mx/mdm6/?v=bGF0OjIwLjM5NzI5LGxvbjotMTAwLjM1ODQwLHo6NSxsOmNhY3VpZmVyb3NkaXNwMjAxOA==>

Sitio RAMSAR-CONANP (2015) Humedales en México. Consultado el día 15 de abril de 2015 de

<http://ramsar.conanp.gob.mx/>

Atlas Nacional de Riesgos CENAPRED.

<http://www.atlasnacionalderiesgos.gob.mx/app/karst.php>

Sistema Nacional de Información Sobre Biodiversidad CONABIO.

<http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/>

