



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA
AGUAS SUBTERRÁNEAS

“ANÁLISIS HIDROGEOQUÍMICO DEL AGUA SUBTERRÁNEA EN LA CUENCA DEL RÍO GRANDE DE COMITÁN, CHIAPAS”

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE

MAESTRA EN CIENCIAS

PRESENTA

SANDRA MOTA COVARRUBIAS

TUTOR

DR. OSCAR A. ESCOLERO FUENTES
INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM.

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:

DR. ROBERTO BONIFAZ ALFONZO, INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM.
DRA. MARISA MAZARI HIRIART, INSTITUTO DE ECOLOGÍA, UNAM.
DRA. BLANCA L. PRADO PRANO, INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM.
DR. LUIS A. GARCÍA VILLANUEVA, FACULTAD DE INGENIERÍA, UNAM.

CIUDAD DE MÉXICO. AGOSTO DE 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

Sandra Mota Covarrubias

Este trabajo forma parte del proyecto “Estudio Hidrológico y de Calidad del Agua del Sistema Lagunar de Montebello, Chiapas”, con clave 000000000167603. Bajo la coordinación técnica del Dr. Oscar A. Escolero Fuentes del Instituto de Geología, UNAM. Financiado por el Fondo Sectorial de Investigación y Desarrollo sobre el Agua CONAGUA-CONACYT.

DEDICATORIA

Con todo mi amor:

A mis padres, Fernando y Micaela, que les debo la vida y todo lo que soy.

A mis hermanas, Diana y Citlalli, que son mis cómplices y apoyo invaluable.

A mi sobrino, Fredy, que su existencia me alegra la vida.

A mi esposo, Álvaro, que es mi apoyo, amor, comprensión y compañía.

A mi hijo, Josué, que es mi razón de ser y mi “corazón de amor”.

“Me sostengo con el amor de mi familia”

Maya Angelou

AGRADECIMIENTOS

A mis padres y hermanas, por su amor y apoyo incondicional. Gracias por la confianza y por alentarme siempre a lograr mis metas.

A Álvaro, por todo su apoyo y comprensión. Gracias por tu amor, por estar conmigo siempre y por ser motivación para alcanzar mis sueños.

A mis suegros y cuñada/comadre, por todo el apoyo y cariño. Gracias por estar siempre pendiente de mí.

A la Universidad Nacional Autónoma de México y al Posgrado de Ciencias de la Tierra, por la oportunidad para realizar un posgrado en el área de conocimiento de mi interés.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por la beca otorgada para mis estudios de maestría.

Al Dr. Oscar A. Escolero Fuentes, por la confianza y el apoyo para la realización de este trabajo, por siempre fomentar mi aprendizaje y crecimiento personal y profesional.

A mi Comité Tutorial: Dr. Roberto Bonifaz, Dra. Marisa Mazari, Dra. Blanca Prado y Dr. Luis Antonio García, por sus revisiones que fueron guía y orientación para el enriquecimiento de este trabajo de investigación.

A la Dra. Lucy Mora, encargada del Laboratorio de Edafología Experimental del Instituto de Geología, por su valioso apoyo en los análisis y en la interpretación de los resultados. Gracias por brindarme su tiempo y compartirme su conocimiento.

A la Dra. Olivia Zamora Martínez, encargada del Laboratorio de Cromatografía del Instituto de Geología, por su apoyo en los análisis de muestras de agua subterránea.

Al Laboratorio de Biogeoquímica Acuática del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, y al Laboratorio Universitario de Nanotecnología Ambiental (LUNA) del Instituto de Ciencia Aplicada y Tecnología, por la realización de los análisis de las muestras de agua subterránea.

Al personal administrativo del Instituto de Geología, en especial a María Luisa y Gloria Alba por su amabilidad y disposición a ayudarme siempre con las cuestiones burocráticas.

A mis amigos, que iniciaron conmigo este camino: Yoalli, Adriana, Maricela, Nayelli, Selene y Oscar, por tantas aventuras compartidas, por sus ánimos y por su apoyo incondicional.

A Gabriela Palma, por su ayuda invaluable en la realización de mapas, por su tiempo y dedicación y, además, por esas pláticas tan amenas.

A José Abel Lozada, por invertir su tiempo en compartir conmigo su conocimiento.

A Nohemí, Ana y Nelly, porque aún en la distancia, he sentido su apoyo, sus porras y su amistad verdadera.

A la familia Morales Hernández, en especial, a Rolando, Neri y René por el apoyo y las facilidades para la realización del trabajo de campo, y por hacer más amena mi estadía en Chiapas.

A los Chiapanecos con los que tuve contacto, por su gentileza y generosidad.

“El carácter no puede ser desarrollado en la facilidad y tranquilidad. Solo a través de la experiencia de prueba y error, puede el alma ser fortalecida, la ambición ser inspirada, y alcanzado, finalmente, el éxito”

Helen Keller

ÍNDICE

Resumen	i
Abstrac	iii
1. Introducción	1
1.1 Antecedentes	2
1.1.1 Cuenca del Río Grande de Comitán	2
1.2 Trabajos Previos	12
1.3 Objetivo General	12
1.4 Objetivos Particulares.....	13
1.5 Justificación.....	13
2. Marco Teórico	15
2.1 Karst.....	15
2.2 Sistemas Kársticos	16
2.3 Sistemas de flujo de agua subterránea	21
2.4 Características de las zonas de recarga y descarga.....	23
2.4.1 Zonas de descarga	23
2.4.2 Zonas de recarga.....	24
2.5 Factores que modifican la calidad del agua subterránea	25
2.6 Diagramas de Piper.....	26
2.7 Diagramas de Stiff	28
2.8 Modelación Hidrogeoquímica	30
2.9 PHREEQC	34
2.10 Índices de Saturación (SI)	36
3. Marco Físico.....	37
3.1 Ubicación geográfica.....	37
3.2 Vías de acceso.....	38
3.3 Geología regional	39
3.4 Estratigrafía.....	43
3.5 Geología local	44
3.5.1 Cuenca Sierra de Chiapas	44
3.5.1.1 Formación Sierra Madre (Kapss Cz-Do)	44
3.5.1.2 Formación Ocozocuautila-Angostura (Kcm Cz-Lu)	45
3.5.2 Depósitos Pliocuaternarios	47
3.5.2.1 Yeso-Conglomerado polimíctico (TplQpt Y-Cgp).....	47
3.5.3 Depósitos Cuaternarios.....	48
3.5.3.1 Conglomerado polimíctico (Qpt Cgp)	48
3.5.3.2 Aluvión (Qho al)	49
3.6 Geomorfología.....	50
3.7 Fisiografía	53
3.8 Clima.....	54
3.9 Temperatura.....	54
3.10 Precipitación.....	55

3.11 Suelos	55
3.12 Uso de suelo	55
4. Metodología.....	58
4.1 Trabajo de gabinete	58
4.2 Visita de reconocimiento	59
4.3 Georreferenciación y piezometría.....	59
4.4 Toma de parámetros físico-químicos.....	60
4.5 Recolección de muestras	61
4.6 Análisis de laboratorio	64
4.6.1 Iones Mayoritarios.....	64
4.6.2 Nutrientes	65
4.6.3 Análisis de Carbono Orgánico Total (COT)	66
5. Resultados	67
5.1 Sitios de muestreo.....	67
5.2 Presentación y procesamiento de resultados	67
5.3 Profundidad del nivel estático.....	68
5.4 Configuración de la red de flujo de aguas subterráneas	70
5.5 Parámetros físico-químicos	73
5.6 Mapas de isolíneas	74
5.6.1 Temperatura	75
5.6.2 pH.....	77
5.6.3 Conductividad Eléctrica.....	80
5.7 Dióxido de Carbono (CO ₂).....	83
5.8 Sulfuros (S ₂).....	83
5.9 Oxígeno Disuelto (O ₂)	84
5.10 Modelo geológico	84
5.11 Control de calidad	87
5.12 Análisis de la composición química de las muestras	88
5.12.1 Iones Mayoritarios.....	88
5.12.2 Nutrientes	89
5.12.3 Carbono Orgánico Total (COT)	90
5.13 Hidrogeoquímica	92
5.13.1 Diagrama de Piper	93
5.13.2 Diagramas de Stiff	95
5.13.3 Relaciones Iónicas (Diagramas Scatter)	97
5.13.3.1 Relación rMg/rCa	98
5.13.3.2 Relación rCa/rSO ₄	99
5.13.3.3 Relación NO ₃ /SO ₄	100
5.13.3.4 Relación NO ₃ /Cl.....	100
5.13.3.5 Relación K/NO ₃	101
5.14 Modelación Hidrogeoquímica	103
5.14.1 Índices de Saturación (SI).....	103
5.14.2 Modelación Inversa.....	108

5.14.2.1 Secciones modeladas y resultados de la modelación inversa	111
5.15 Modelo Hidrogeológico Conceptual	114
6. Discusión	117
7. Conclusiones	123
Referencias	125
Anexos.....	135
Anexo I. Parámetros físico-químicos, noviembre de 2014.	135
Anexo I.1 Pozos	135
Anexo I.2. Norias.....	136
Anexo II. Parámetros físico-químicos, enero de 2015.	137
Anexo II.1 Pozos	137
Anexo II.2. Norias.....	138
Anexo III. Profundidad del nivel estático, noviembre 2014	139
Anexo III.1 Pozos	139
Anexo III.2. Norias.....	139
Anexo IV. Profundidad del nivel estático, enero 2015	140
Anexo IV.1 Pozos.....	140
Anexo IV.2. Norias	140
Anexo V. Mapas de isolíneas, noviembre 2014	141
Anexo V.1 Pozos.....	141
Anexo V.2 Norias	142
Anexo VI. Mapas de isolíneas, enero 2015.....	144
Anexo VI.1 Pozos.....	144
Anexo VI.2. Norias	145
Anexo VII. Balance Iónico	147
Anexo VIII. Modelación Hidrogeoquímica	148
Anexo VIII.1 Modelación inversa. Sección A) Pozo C36-Pozo C41	148
Anexo VIII.2 Modelación inversa. Sección B) Pozo C13-Pozo C12	150
Anexo VIII.3 Modelación Inversa. Sección C) Noria C63-Pozo C26	151
Anexo VIII.4. Modelación inversa. Sección D) Noria C63-Noria C48	153

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 .Carta hidrológica de aguas superficiales del estado de Chiapas.....	3
Figura 2. División municipal en la Cuenca Río Grande-Lagunas de Montebello	4
Figura 3. Territorio de la Cuenca Río Grande-Lagunas de Montebello por municipio.....	5
Figura 4. Mapa de localización del río Grande de Comitán	6
Figura 5. Mapa de localización del Parque Nacional Lagunas de Montebello.	7
Figura 6. Área del Parque Nacional Lagunas de Montebello dentro de la Cuenca Río Grande-Lagunas de Montebello.....	9
Figura 7. Sistema Kárstico	188

Figura 8. Sistemas de flujo en una cuenca regional.....	23
Figura 9. Diagrama de Piper.....	27
Figura 10. Tipos y Familias de Agua según Clasificación Diagrama de Piper.....	28
Figura 11. Diagrama de Stiff.....	29
Figura 12. Localización de la cuenca del Río Grande de Comitán-Lagos de Montebello, Chiapas	37
Figura 13. Mapa de vías de acceso a la zona de estudio.....	38
Figura 14. Mapa de Terrenos Tectonoestratigráficos.....	40
Figura 15. Mapa de Provincias geológicas de México	42
Figura 16. Distribución de los materiales geológicos en la Cuenca Río Grande de Comitán	50
Figura 17. Mapa de unidades climáticas de la Cuenca de Río Grande de Comitán, Chiapas.....	51
Figura 18. Regiones Fisiográficas del estado de Chiapas.....	53
Figura 19. Mapa de unidades geomorfológicas de la cuenca Río Grande de Comitán-Lagos de Montebello, Chiapas.....	54
Figura 20. Mapa de Uso de Suelos de INEGI (2010) escala 1:25000	57
Figura 21. Pozo somero privado	62
Figura 22. Pozo profundo de abastecimiento público.....	63
Figura 23. Geoposicionamiento de los sitios de muestreo.....	67
Figura 24. Profundidad del Nivel Estático de pozos.....	69
Figura 25. Profundidad del Nivel Estático de norias.....	70
Figura 26. Elevación del Nivel Estático de pozos.....	71
Figura 27. Elevación del Nivel Estático de norias.....	72
Figura 28. Mapa de isólineas de Temperatura (°C) de pozos.....	76
Figura 29. Mapa de isólineas de Temperatura (°C) de norias.....	77
Figura 30. Mapa de isólineas del pH de pozos.....	78
Figura 31. Mapa de isólineas del pH de norias.....	79
Figura 32. Mapa de isólineas de la Conductividad Eléctrica de pozos.....	81
Figura 33. Mapa de isólineas de la Conductividad Eléctrica de norias.....	82
Figura 34. Secciones graficadas.....	85
Figura 35. Sección vertical en la parte NO de la cuenca.....	86
Figura 36. Sección horizontal en la parte central de la cuenca.....	87
Figura 37. Comparación de los valores de Carbono Inorgánico vs los valores de HCO ₃ ⁻	92
Figura 38. Representación del total de muestras de la cuenca en el diagrama de Piper.....	93
Figura 39. Representación espacial de los diagramas de Stiff más representativos.....	96
Figura 40. Relación rMg/rCa	98
Figura 41. Relación rCa/rSO ₄	99
Figura 42. Relación NO ₃ /SO ₄	100
Figura 43. Relación NO ₃ /Cl.....	101
Figura 44. Relación K/NO ₃ ⁻	102
Figura 45. Índices de Saturación de minerales presentes en el agua subterránea de los pozos	103
Figura 46. Índices de Saturación de minerales presentes en el agua subterránea de	

las norias.....	104
Figura 47. Índice de Saturación de la calcita vs Conductividad Eléctrica de pozos y norias	106
Figura 48. Índice de Saturación del yeso vs Conductividad Eléctrica de pozos y norias..	106
Figura 49. Concentraciones de la solución y equilibrio del yeso en pozos y norias.	108
Figura 50. Secciones modeladas mediante PHREEQC.	110
Figura 51. Secciones modeladas y resultados de la modelación inversa.	114
Figura 52. Modelo Hidrogeológico Conceptual.....	116

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Características morfométricas de las unidades morfológicas identificadas en la Cuenca del Río Grande-Lagos de Montebello, Chiapas.....	52
Tabla 2. Parámetros fisicoquímicos de pozos medidos en campo	73
Tabla 3. Parámetros fisicoquímicos de norias medidos en campo.....	74
Tabla 4. Resumen estadístico de los iones mayoritarios de pozos y norias.	89
Tabla 5. Resumen estadístico de nutrientes medidos en laboratorio	90
Tabla 6. Resumen estadístico de los valores de COT en pozos y norias.....	91
Tabla 7. Modelos producidos por PHREEQC para la sección C46-C31.....	111
Tabla 8. Modelos producidos por PHREEQC para la sección C12-C13.....	112
Tabla 9. Modelo producido por PHREEQC para la sección C63-C26.....	113

Resumen

Como parte de un proyecto con enfoque integrado, interdisciplinario e interinstitucional, denominado “Estudio Hidrológico y de Calidad del Agua del Sistema Lagunar de Montebello, Chiapas”, se llevó a cabo este trabajo de investigación que tiene como propósito, analizar la calidad química del agua subterránea en la Cuenca del Río Grande de Comitán, Chiapas. Para el desarrollo de este estudio, se planeó una red de monitoreo de acuerdo con las condiciones de acceso al lugar y, colocada estratégicamente para abarcar la mayor parte posible del área de interés con la finalidad de obtener una importante cantidad de información. En total se seleccionaron 50 sitios, 20 pozos y 30 norias.

Se realizó la medición de parámetros físico-químicos (temperatura, pH, conductividad eléctrica y sólidos totales disueltos) *in situ* y el registro de niveles estáticos en tres ocasiones durante el periodo de monitoreo (de septiembre de 2014 a enero de 2015). Las muestras se analizaron para iones mayoritarios, nutrientes y carbono orgánico total. Se interpretaron procesos físicos y químicos ocurridos a lo largo de la dirección de flujo subterráneo, producto de la interacción de la roca con el agua en un medio kárstico. Se identificó y generó la red de flujo para que las entradas y salidas del sistema pudieran reconocerse.

Como resultados más relevantes se obtuvieron los siguientes: en relación a los parámetros físico-químicos, no se identificaron características particulares por aprovechamiento; las variaciones que se observaron en los tres periodos de mediciones se relacionan con la etapa de precipitación, a la cantidad de agua que ingresa al sistema y al tiempo de recarga; se identificaron dos componentes de flujo en el sistema: un flujo somero que fluye en los materiales de relleno de la cuenca y que descarga hacia el Río Grande de Comitán, y un flujo profundo que fluye a través de los conductos producto de la disolución de calizas y dolomías que descarga fuera de la zona de estudio; la variabilidad espacial de la hidrogeoquímica no es homogénea; los iones que predominan en el agua subterránea son el Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- y SO_4^{2-} en relación con los cuatro tipos de agua que se identificaron:

bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas, sulfatadas cálcicas y/o magnésicas, sulfatada sódica y bicarbonatadas sódicas, producto de la geología predominante de la zona de estudio, representada principalmente por rocas calizas, dolomías y yesos.

Las conclusiones más relevantes de este trabajo están relacionadas con el origen de los iones que constituyen la química del agua subterránea como resultado de las principales litologías en el área de estudio; los sulfatos reportados se asocian a procesos de disolución de yesos, más no a una fuente antropogénica. Con la información recabada, se elaboró el modelo hidrogeoquímico y el modelo hidrogeológico conceptual. Los principales procesos que gobiernan la interacción agua-roca en la zona kárstica del medio son disolución y precipitación de minerales carbonatados. Los materiales geológicos le confieren al medio una buena circulación y transferencia de agua por medio de poros y conductos intercomunicados entre sí. El flujo subterráneo tiene una dirección preferencial NO-SE, siguiendo los bajos topográficos de la cuenca; en dirección del flujo las aguas subterráneas van disolviendo minerales favoreciendo un aumento en la salinidad y propiciando que los minerales puedan llegar al equilibrio e inclusive llegar a precipitar; sin embargo, las concentraciones de salinidad presentes relativamente bajas sugieren que las aguas subterráneas son poco evolucionadas o que ha tenido poco transporte.

Fuera de los procesos naturales que ocurren en la cuenca, se identificaron dos casos puntuales de influencia antropogénica en algunas norias: concentraciones reportadas de K^+ relacionadas al uso de fertilizantes y la concentración más alta de NO_3^- asociada a contaminación por fosa séptica. Esta agua subterránea es extraída de pozos profundos y de norias someras para uso humano en actividades domésticas, ecológicas y culturales, así como para uso agrícola y riego de cultivos. De verse alterada o modificada por agentes externos, puede derivar en consecuencias graves, por eso la importancia de preservar la calidad de las aguas subterráneas de esta cuenca desde el punto de vista ambiental y de la salud.

Abstract

As part of a project with an integrated, interdisciplinary and inter-institutional approach, called "Hydrological and Water Quality Study of the Lagunar System of Montebello, Chiapas", the purpose of this research work is to analyze the chemical quality of water in the Basin of the Rio Grande de Comitán, Chiapas. To carry out this study, a monitoring network was planned according to the conditions of access to the site and, was strategically placed to cover as much as possible of the area of interest in order to obtain the greatest amount of information. In total, 50 sites, 20 deep wells and 30 shallow wells were selected.

The physical-chemical parameters (temperature, pH, electrical conductivity and total dissolved solids) were measured in situ and the static levels were recorded three times during the monitoring period (September 2014 to January 2015). The samples were analyzed for major ions, nutrients and total organic carbon. Physical and chemical processes were interpreted along the direction of underground flow, as a result of the interaction of the rock with water in a karst environment. The flow network was identified and generated so the inputs and outputs of the system could be recognized.

The following were the most relevant results: in relation to physicochemical parameters, no particular characteristics were identified by water supply well; the variations that were observed in the three periods of measurements are related to the precipitation stage, to the amount of water that enters the system and to the recharge time. Two components of flow were identified in the system: a shallow flow that runs in the filling materials of the basin and discharges into the Grande de Comitán river, and a deep flow that transits through the conduits produced by the dissolution of limestones and dolomites that discharges outside the study area; the spatial variability of hydrogeochemistry is not homogeneous; the ions that predominate in the groundwater are Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- and SO_4^{2-} in relation to the four types of water that were identified: calcium and / or magnesium bicarbonates,

calcium and / or magnesium sulfates, sodium sulphate and sodium bicarbonates , product of the predominant geology of the study area, mainly represented by limestone rocks, dolomites and gypsum.

The most relevant conclusions of this work are that the origin of the ions that constitute the chemistry of groundwater as a result of the main lithologies in the study area and that the reported sulfates are associated with gypsum dissolution processes, but not with an anthropogenic source. With the collected information, the hydrogeochemical model and the conceptual hydrogeological model were created. The main processes that dictate the water-rock interaction in the karstic zone of this environment are the dissolution and precipitation of carbonate minerals. The geological materials give the environment a good circulation and water transfer through pores and intercommunicated conduits. The underground flow has a preferential NO-SE direction, following the topographic basins of the watershed; by flowing, the groundwater dissolves minerals creating an increase in the salinity and causing the minerals to reach the equilibrium and even get to precipitate; however, relatively low salinity concentrations suggest that groundwater is poorly evolved or has had little transport.

Outside of the natural processes that occur in the basin, two specific cases of anthropogenic influence were identified in some shallow wells: reported concentrations of K^+ related to the use of fertilizers and the highest concentration of NO_3^- associated with contamination by septic tank. This groundwater is extracted from deep wells and shallow wells for human use in domestic, ecological and cultural activities, as well as for agricultural use and irrigation of crops. If altered or modified by external agents, it can lead to serious consequences, raising the importance of preserving the quality of the groundwater of this basin from an environmental and health point of view.

1. Introducción

Una cuenca hidrográfica es un sistema en donde el agua, sedimentos y materiales disueltos drenan a un punto en común a lo largo de un arroyo, humedal, lago o río. Por cada cuenca hay un sistema de drenajes que transportan agua de lluvia a sus salidas. Sus márgenes están marcados por los puntos más altos de este terreno alrededor del cuerpo de agua. Las cuencas dan soporte a una gran variedad de recursos, usos, actividades y bienes en donde todo está relacionado de tal forma que eventualmente todo se ve afectado a su alrededor (George Wingate, US Bureau of Land Management).

Las cuencas hidrográficas facilitan la percepción del efecto negativo de las acciones del hombre sobre su entorno, evidenciándolas en la contaminación y en la calidad del agua extraída de la cuenca.

En general, la composición del agua subterránea puede trazarse a lo largo de una línea de flujo desde el punto de muestreo aguas arriba hasta la zona de recarga. La composición química del agua es el resultado de una compleja interacción entre procesos físicos y químicos que tienen lugar a lo largo del flujo, principalmente la interacción química con minerales, gases y materia orgánica y la mezcla con otras aguas debido a la dispersión y la difusión (Appelo y Postma, 1993).

El agua subterránea captada en manantiales, pozos o sondeos tiene prácticamente tres aplicaciones útiles: el abastecimiento urbano, el agrícola y el industrial. La primera de estas aplicaciones es, con mucho, la que, de verse afectada por la contaminación, puede comportar consecuencias más graves.

La Cuenca del Río Grande de Comitán se ubica en la cuenca del Río Usumacinta y forma parte de la Región Hidrológica 30 Grijalva-Usumacinta, dentro de la Cuenca del Río Lacantún. Esta región hidrológica se encuentra inmersa dentro de la parte alta de la gran cuenca del Río Usumacinta. Abarca los municipios de Comitán de

Domínguez, La Independencia y La Trinitaria, así como una pequeña porción de Las Margaritas (CONAGUA, 2009).

El Río Grande de Comitán es la principal red hidrográfica del sistema, la problemática de su deterioro y de los Lagos de Montebello es un tema que se encuentra frecuentemente en la opinión pública y en la agenda de las autoridades gubernamentales.

Habitantes de la zona alta de la cuenca (Municipio de Comitán) manifiestan que la contaminación del Río Grande y los Lagos de Montebello se debe al uso de agroquímicos por parte de los agricultores de la zona baja de la cuenca. Mientras que, los habitantes de las zonas bajas de la cuenca, consideran que la contaminación del río y los lagos se debe a las descargas de las aguas residuales de la Ciudad de Comitán al Río Grande (Plan de Gestión de la Cuenca del Río Grande-Lagunas de Montebello, 2009).

Del trabajo de investigación, se llevó a cabo un muestreo del agua subterránea en la Cuenca del Río Grande, esto con la finalidad de obtener suficientes datos que nos ayudaran a reconocer su composición química natural, la interacción agua-roca, la red de flujo, los principales procesos químicos que influyen y descartar o aprobar posibles aportes antropogénicos y/o derivados de la agricultura local.

1.1 Antecedentes

1.1.1 Cuenca del Río Grande de Comitán

La cuenca se conoce como Cuenca del Río Grande (CONAGUA, 2006), Subcuenca de Comitán o Cuenca Lagos de Montebello dependiendo si se hace énfasis en el Sistema Lagunar de Montebello o en torno a la corriente o en una parte específica de su geografía (CONAGUA, 2009). Tiene una superficie de 810.43 km² (INEGI, 2007). Desde el punto de vista hidrológico, está comprendida dentro de la Cuenca

Río Lacantún, que a su vez es parte de la Región Hidrológica No. 30 Grijalva-Usumacinta (INEGI, 1988a) (Figura 1). Se encuentra en la región Sur-Sureste en el estado de Chiapas en la zona conocida como la provincia Meseta Central (Altiplanicie o Altos de Chiapas) (CFE, 2012).

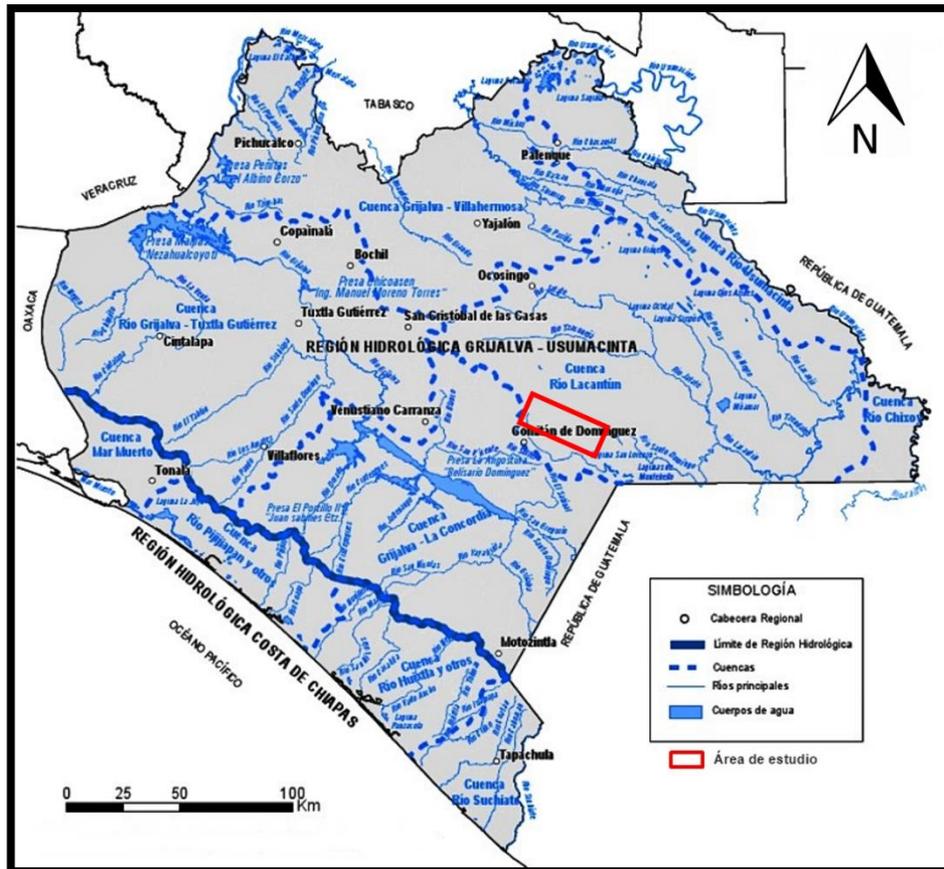


Figura 1. Carta hidrológica de aguas superficiales del estado de Chiapas. El área de estudio se localiza en la Cuenca Río Lacantún perteneciente a la Región Hidrológica No. 30 Grijalva-Usumacinta. Fuente: Modificada a partir de INEGI (2011).

La cuenca comprende a 59 localidades del municipio de Comitán con una población de 102,254 habitantes, 67 localidades del municipio de La Trinitaria, con una población total de 17,103 habitantes y para el municipio de La Independencia, 35 localidades, con una población de 24,463 habitantes, incluyendo la cabecera municipal. La pequeña porción del municipio de Las Margaritas comprende seis localidades con un total de 365 habitantes, y una localidad de la República de

Guatemala, del municipio de Nentón de Huehuetongo, con 199 habitantes (INEGI, 2000). Comitán es el municipio que tiene mayor porcentaje de población dentro de la cuenca y esto se debe a que abarca el total de población de la cabecera municipal, principal dentro de la población (Figuras 2 y 3).

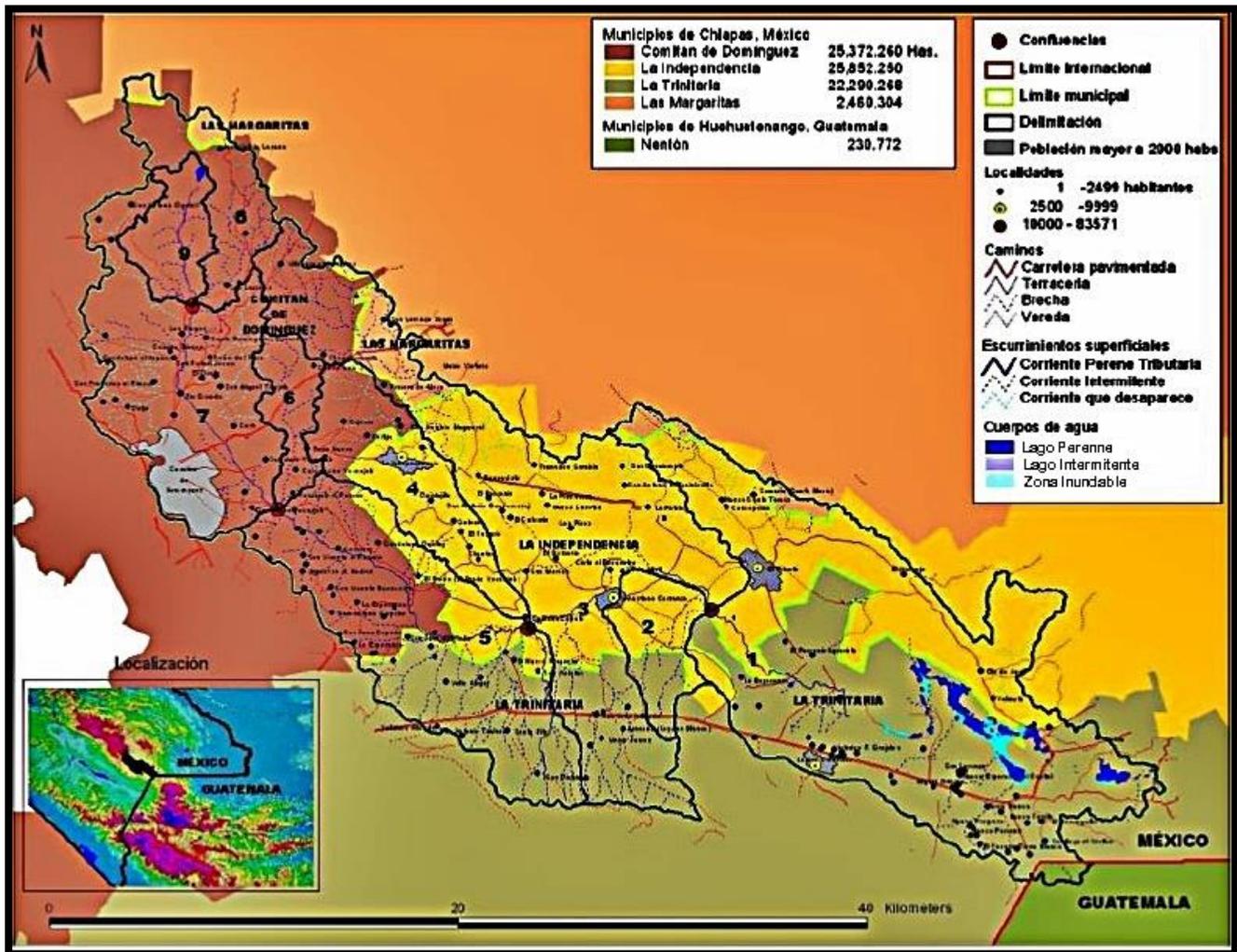


Figura 2. División municipal en la Cuenca Río Grande-Lagos de Montebello. Fuente: Elaborado por Emmanuel Valencia, LAIGE-ECOSUR, en base en INEGI, 2000.

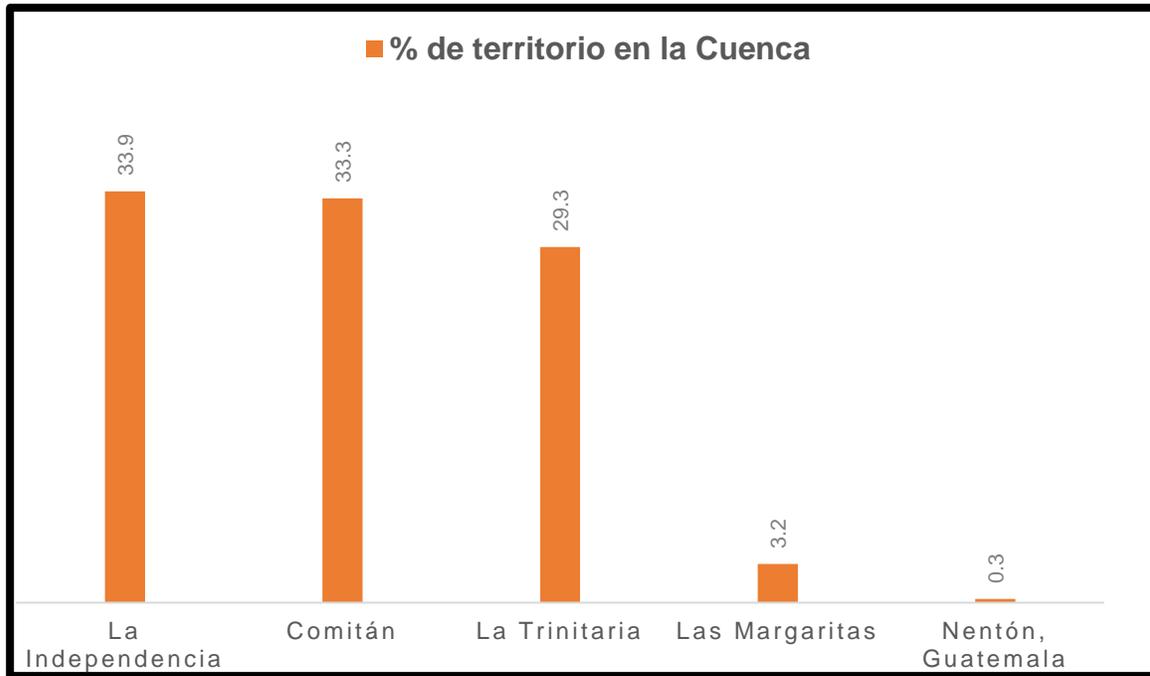


Figura 3. Territorio de la Cuenca Río Grande-Lagos de Montebello por municipio. Elaborado con información de INEGI, 2000.

El Río Grande de Comitán es la principal red hidrográfica del sistema, nace como desagüe del Lago Juznajib, al norte del municipio de Comitán de Domínguez (ONCA-CONAGUA, 2007), en el territorio comprendido por la microcuenca denominada Lago Juznajib (Figura 4). En su recorrido, el río Grande recibe aporte de corrientes intermitentes que llevan agua sólo en temporada de lluvia e inmediatamente después de ésta, es el caso de las corrientes intermitentes y manantiales que se generan en la microcuenca Alto Juznajib y vierten sus aguas a la corriente principal unos kilómetros antes de llegar a la localidad de Los Riegos (CONAGUA, 2009).

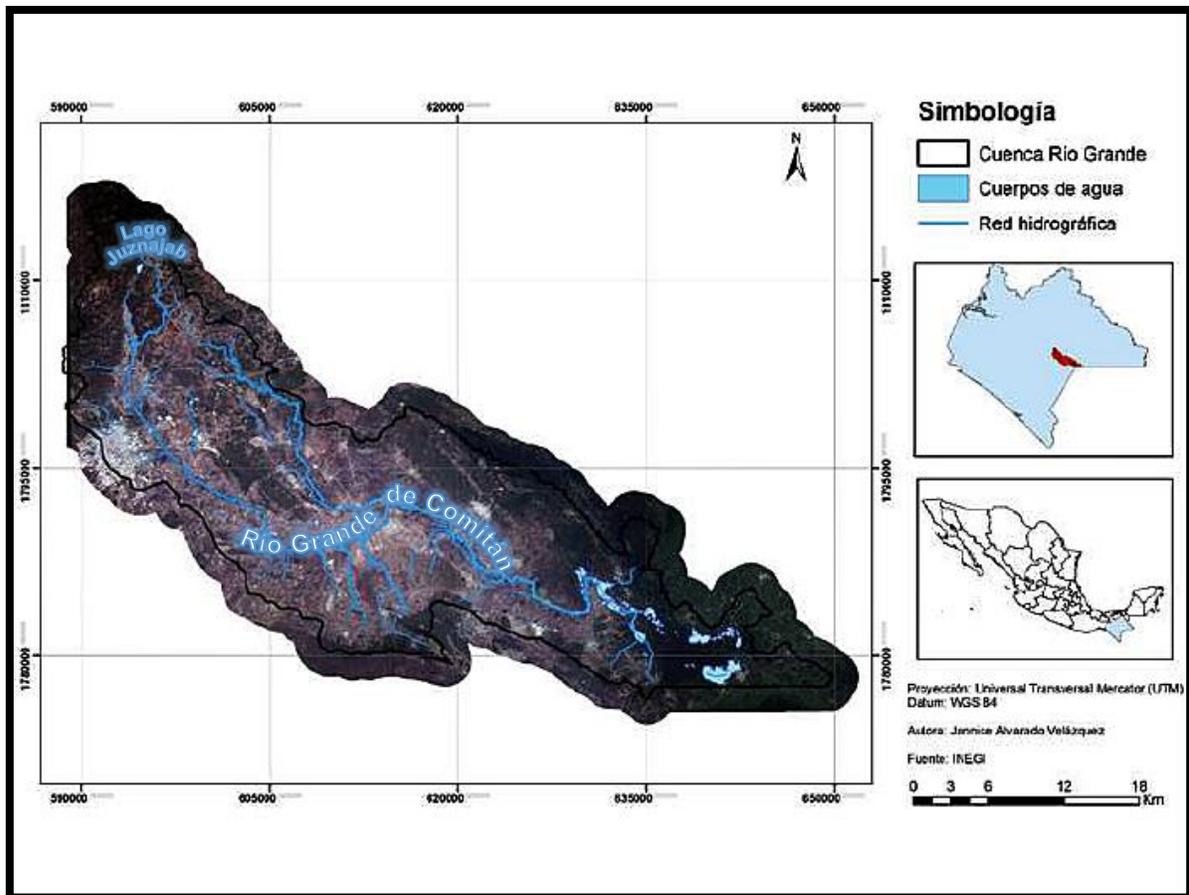


Figura 4. Mapa de localización del Río Grande de Comitán (Modificado de Alvarado, 2015).

Las aguas negras de la ciudad de Comitán desembocan a este río, y las escorrentías por actividades rurales, agrícolas y ganaderas de los municipios de La Independencia y La Trinitaria se van incorporando al río Grande a lo largo de su trayectoria por estos municipios.

Esta situación conforma una seria amenaza de contaminación al Sistema Hidrológico de Montebello, ya que se ha descrito que este río desemboca en el Sistema de Lagos Tepancoapan (Vázquez y Méndez, 1994).

En la región sureste de la cuenca, se localiza el Parque Nacional Lagunas de Montebello (PNLM) (Figura 5), que en 1959 fue decretado como un área natural protegida a través del Diario Oficial de la Federación (DOF) mediante el Programa

de Conservación y Manejo del Parque Nacional Lagunas de Montebello, con el objetivo de proteger y conservar los ecosistemas que alberga el patrimonio natural del país. El PNLM cuenta con un total de 6,425 hectáreas, donde convergen diversas manifestaciones de la naturaleza, como son: los cuerpos de agua de distintos tamaños, formas y profundidades que ocasionan una variedad de colores y las diferentes formaciones vegetales, principalmente los bosques de pino-encino (Ramírez, 2006).

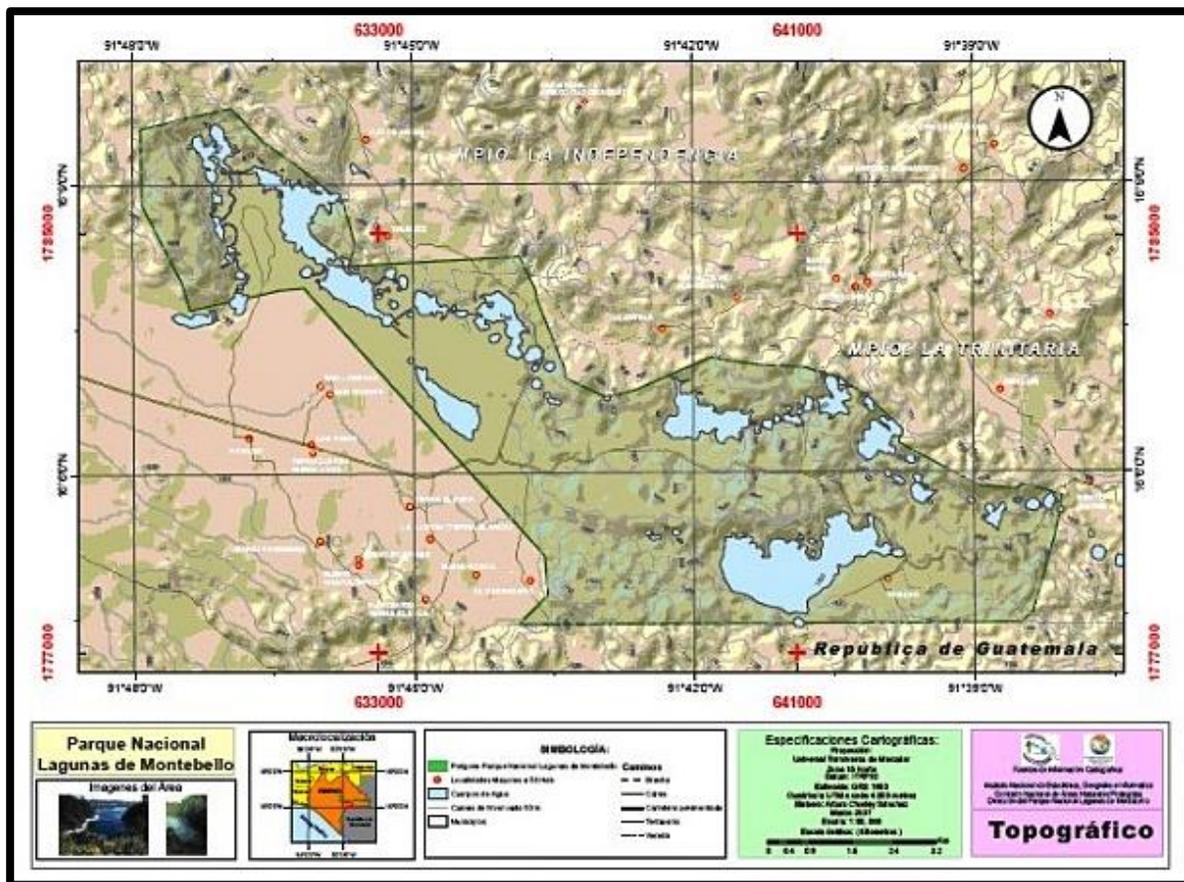


Figura 5. Mapa de localización del Parque Nacional Lagunas de Montebello. Fuente: Ramírez, 2006.

El 26 de mayo del 2009, la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO) anunció la incorporación del PNLM a la Red

Mundial de Reservas de Biósfera. De acuerdo con este organismo, esta área representa un área especial por su ubicación en una cuenca hidrográfica de gran biodiversidad que une el Altiplano Central de Chiapas con la Llanura Costera del Golfo de México. La UNESCO considera también que el área posee una gran importancia para la conservación de la dinámica de los recursos hídricos de la zona y la regulación del clima (UNESCO, 2009).

La Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO) identifica la Cuenca Río Grande de Comitán-Lagunas de Montebello como una región hidrológica prioritaria, misma que fue incluida dentro de un amplio proyecto de diagnóstico para las principales subcuencas y sistemas acuáticos del país susceptibles de ser integradas a programas de manejo y conservación (Arriaga *et al.*, 2002).

El 27 de noviembre de 2003, el PNLM fue reconocido como Sitio Ramsar, formando parte de un listado de humedales de importancia internacional (CONANP-SEMARNAT, 2007; CONAGUA, 2009).

Cabe señalar que la cuenca Río Grande sólo abarca aproximadamente la mitad del PNLM (Figura 6).

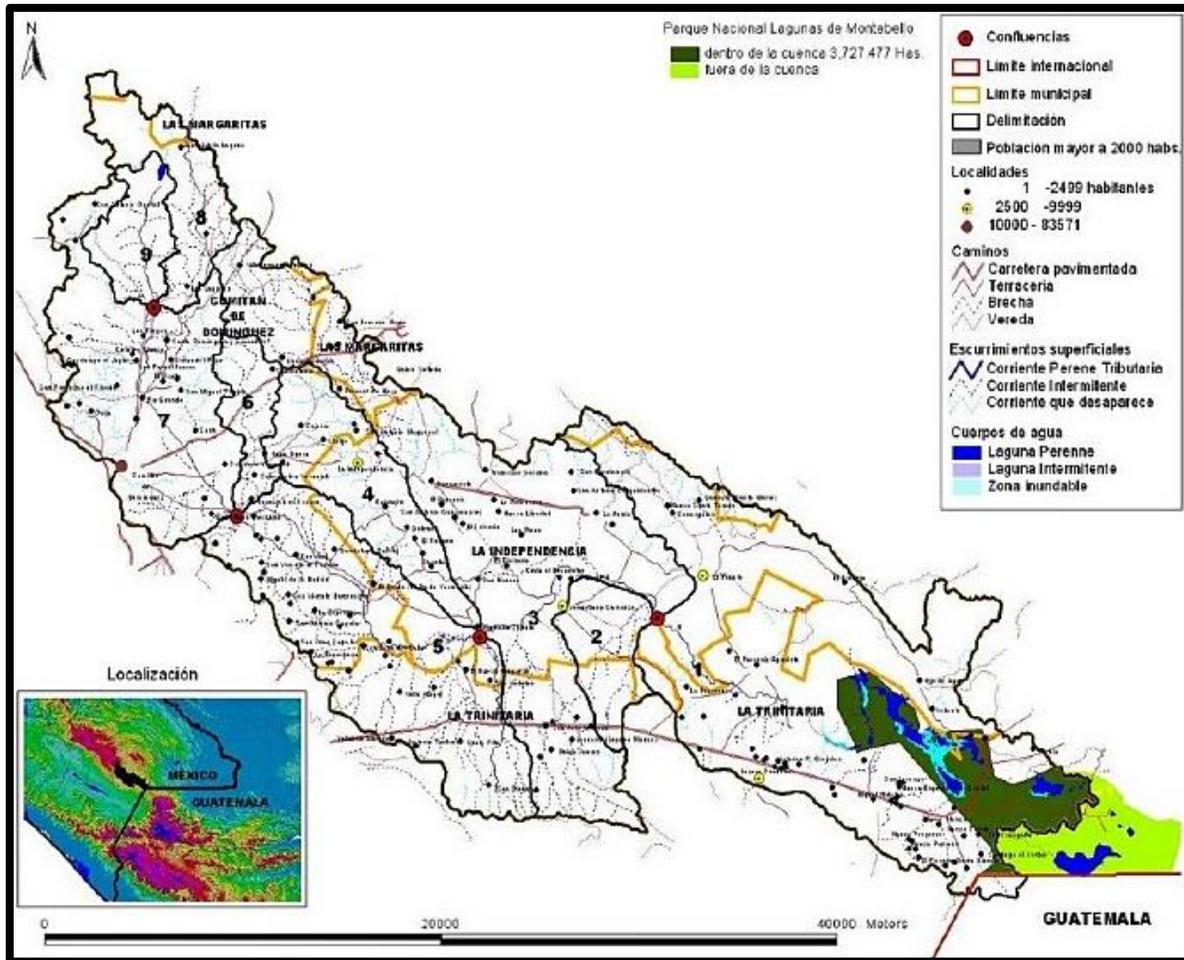


Figura 6. Área del Parque Nacional Lagunas de Montebello dentro de la Cuenca Río Grande-Lagunas de Montebello. Fuente: Emmanuel Valencia, LAIGE-ECOSUR, con base en INEGI, 2000.

En la última década, la cuenca Río Grande-Lagos de Montebello ha manifestado un impacto negativo sobre todo en su ecosistema acuático. Se han evidenciado cambios de coloración, olores fétidos, turbiedad y mortandad de peces en algunos puntos del cauce principal del río Grande y en algunas lagunas del PNLM (Plan de Gestión de la Cuenca del Río Grande-Lagunas de Montebello, 2009).

Habitantes de la zona alta de la cuenca, en el municipio de Comitán, manifiestan que el cambio en la calidad del río Grande y las Lagunas de Montebello se debe al uso de agroquímicos por parte de los agricultores de la zona baja de la cuenca.

Mientras que, los habitantes de las zonas bajas de la cuenca, consideran que ese cambio en la calidad del río y las lagunas se debe a las descargas de las aguas residuales de la ciudad de Comitán al río Grande (CONAGUA, 2009).

A partir de las denuncias hechas por los pobladores, en el año 2003, diversos organismos gubernamentales federales, estatales y municipales han intervenido a fin de plantear alguna solución al problema e investigar sus causas.

Se creó una comisión especial encabezada por especialistas de distintos centros de estudio, como la Universidad Nacional Autónoma de México y el Instituto Tecnológico de Comitán, además de la Secretaría de Salud y la de Seguridad Pública del estado de Chiapas (Plan de Gestión de la Cuenca del Río Grande-Lagunas de Montebello, 2009).

A la par de esa comisión, en el 2006 se creó el Comité de Cuenca Río Grande-Lagunas de Montebello, cuyo fin primordial es ordenar la gestión del agua y el manejo de recursos a nivel de la cuenca. Y a partir de ello, revertir el proceso de contaminación de los lagos.

En el año 2011, la Secretaría del Medio Ambiente e Historia Natural del Gobierno de Chiapas (SEMAHN), solicita apoyo a la Comisión Federal de Electricidad (CFE) para la realización de un estudio en relación con el Sistema Lagunar Montebello.

Un año después, en el 2013, se inicia un proyecto multidisciplinario con investigadores de la UNAM y de otras Instituciones para realizar diversos estudios del Sistema Lagunar Montebello, los acuíferos de La Trinitaria y Comitán y la Subcuenca superficial del Río Grande de Comitán, del cual forma parte este trabajo de investigación, con apoyo de CONACYT-CONAGUA.

Algunos de los resultados obtenidos de estas investigaciones han arrojado la información siguiente: altas concentraciones de ácido sulfhídrico (0.01 a 5.3 mg/L)

en algunos lagos, el cual es considerado tóxico para los peces. El Laboratorio Nacional de Salud Pública por su parte, determinó que no se encontró presencia de plaguicidas o metales pesados en los peces muertos. En tanto que la CONAGUA detectó sulfatos en condiciones altas pero no tóxicas y tampoco problemas de contaminación por desechos orgánicos ni presencia de microorganismos indicadores fecales (coliformes) (SSP, 2003). La CFE (2012), en su informe concluye que las fuentes potenciales de contaminación son por lixiviación e infiltración de los residuos sólidos municipales, infiltración de aguas residuales no tratadas, entre otros. Juárez (2014), ubicó las aguas con mayor concentración de nitrato en las zonas de cultivo de la cuenca y lo relaciona con aguas contaminadas por agroquímicos. Hernández (2015), encontró en la zona media de la cuenca las densidades de bacterias más altas (100,001-1,500,000) y lo asocia con la presencia de mayor cantidad de fuentes potenciales de contaminación, asentamientos humanos cercanos al río, los mayores tamaños poblacionales y una cubierta de suelo mayoritariamente agropecuaria; recomienda que se desarrolle un sistema de tratamiento adecuado para el volumen de agua residual que genera la ciudad de Comitán y las localidades que cuentan con sistema de drenaje pero no de tratamiento, con la finalidad de que el agua residual adquiriera una calidad aceptable para ser reutilizada sin representar un riesgo potencial a la salud de los usuarios y del ecosistema. En base en modelos conceptuales y matemáticos, Olea (2015) sugiere que la contaminación de los lagos puede estar asociada con posibles procesos de nitrificación.

Actualmente se continúa trabajando en estudios interdisciplinarios para informarle a la población la situación en la que se encuentra la cuenca y, con base en eso, tener elementos de manejo, restauración y mitigación del lugar.

1.2 Trabajos Previos

Durante los meses de enero a marzo del año 2003, se conformó un grupo de trabajo interinstitucional con organismos gubernamentales federales, estatales y municipales: la Secretaría de Salud (SS), la CONAGUA, la Subsecretaría de Protección Civil del Estado y los ayuntamientos de La Independencia y La Trinitaria. Llevaron a cabo diversas actividades para analizar la problemática y entre otras acciones, hicieron una verificación, recolección de muestras y recorridos aéreos. Como resultado, se observó el cambio de la coloración del agua, un olor a azufre, la presencia de peces muertos, natas espesas dentro del área contaminada y una alta turbidez del agua (CONAGUA, 2009).

El informe presentado por académicos de la UNAM alerta acerca de las altas concentraciones de ácido sulfhídrico, el cual es considerado tóxico para los peces, concentrados entre 0.01 a 5.3 mg/L (SSP, 2003).

El Laboratorio Nacional de Salud Pública por su parte, determinó que no se encontró presencia de plaguicidas o metales pesados en los peces muertos. En tanto que la CONAGUA detectó sulfatos en condiciones altas pero no tóxicas y tampoco problemas de contaminación por desechos orgánicos (coliformes) (SSP, 2003).

1.3 Objetivo General

- Evaluar el proceso de interacción agua roca en la Cuenca del Río Grande de Comitán, Chiapas, mediante una caracterización química del agua subterránea para la identificación de posibles factores que modifiquen la calidad del agua del Sistema Lagunar de Montebello.

1.4 Objetivos Particulares

- Entender la problemática del área de estudio, mediante la revisión bibliográfica de la geología de la zona.
- Identificar y configurar la red de flujo subterráneo.
- Realizar un muestreo en la zona de estudio de parámetros físico-químicos, y el posterior análisis en laboratorio de iones mayores (aniones y cationes), nutrientes (nitratos y fosfatos) y carbono orgánico total.
- Evaluar la calidad química del agua subterránea en los sitios muestreados.
- Identificar la existencia de agentes contaminantes (compuestos inorgánicos) en el agua subterránea por acción antropogénica y/o agrícola.
- Generar el modelo hidrogeoquímico y el modelo hidrogeológico conceptual.

1.5 Justificación

Como ya se ha mencionado, diversos estudios se han llevado a cabo en la Cuenca del Río Grande de Comitán, Chiapas, la mayoría de ellos con la finalidad de reconocer agentes contaminantes químicos y biológicos que estén afectando la calidad del agua superficial y subterránea.

Esta tesis forma parte del proyecto denominado “Estudio Hidrológico y de Calidad del Agua del Sistema Lagunar de Montebello, Chiapas”, con enfoque integrado, interdisciplinario e interinstitucional que integra a un grupo de especialistas de 7 áreas de investigación de la UNAM (Instituto de Geología, Instituto de Geofísica, Instituto de Biología, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Instituto de Ecología, FES Iztacala y Facultad de Ciencias), de la Universidad Autónoma Metropolitana (UAM-Azcatpotzalco) y de una ONG (INSTITUTO PARA EL DESARROLLO SUSTENTABLE EN MESOAMERICA, A.C. Registro RENIECYT: 1665) que realizan diversos estudios del Sistema Lagunar de Montebello, los acuíferos de La Trinitaria y Comitán, así como la subcuenca superficial del Río

Grande de Comitán, con la finalidad de identificar y caracterizar las causas del cambio espacial y temporal de la calidad del agua en los lagos; y proponer medidas de mitigación.

En este trabajo en particular, se analiza la calidad química del agua subterránea en la cuenca, como resultado de la interacción de la roca con el agua en un medio kárstico. Se analizan procesos físicos y químicos que tuvieron lugar a lo largo del flujo, principalmente la interacción química con minerales y la mezcla con otras aguas debido a la dispersión y la difusión. Además, se pretende identificar la red de flujo para reconocer entradas y salidas del sistema, y así poder seguir la trayectoria de agentes que estuvieran modificando la calidad del agua subterránea; la cual se extrae a través de pozos de abastecimiento y norias, para uso humano, doméstico y riego.

Este estudio es importante desde el punto de vista ecológico con el fin de preservar la calidad de las aguas subterráneas de la cuenca, pero además, el agua subterránea captada en manantiales, pozos o sondeos tiene otras aplicaciones útiles: el abastecimiento urbano, el agrícola y el industrial; la gestión del caudal ecológico para mantener los componentes, funciones, procesos y la resiliencia de los ecosistemas acuáticos que proporcionan bienes y servicios a la sociedad. Estas aplicaciones de verse alteradas o modificadas por agentes externos, pueden tener consecuencias graves. También hay un interés turístico y económico, ya que en el año 2012, la Secretaría de Turismo Federal otorgó el nombramiento como “Pueblo Mágico” a la ciudad de Comitán, mientras que el Sistema Lagunar de Montebello representa uno de los escenarios naturales más bellos a nivel nacional y recibe más de 300,000 visitantes anualmente (González del Castillo, 2003). Por otro lado, los municipios de La Trinitaria y La Independencia son líderes en la producción de jitomate a nivel estatal (SAGARPA, 2011).

2. Marco Teórico

2.1 Karst

El término “karst” es una palabra germana derivada del nombre de la región de “Krs” o “Kars” en Eslovenia, en la antigua Yugoslavia (Cvijic, 1918). Hace referencia al tipo de relieve desarrollado por la disolución comúnmente de rocas carbonatadas, como son la caliza y la dolomía, así como de rocas evaporitas que son altamente solubles, como el yeso y la anhidrita. Esto ocurre debido a la acción del agua, ya sea superficial o subterránea, que van disolviendo la roca y creando diversas formas kársticas, éstas pueden producirse en superficie o aparecer en cavidades subterráneas.

Los paisajes kársticos tienen características únicas y poseen una naturaleza tridimensional gracias a una compleja interacción entre geología, clima, topografía, hidrología, y factores biológicos a lo largo de amplias escalas de tiempo. Solo en algunos casos, localizados, se logra establecer un drenaje subterráneo y desarrollar una auténtica karstificación.

La disolución y por lo tanto la formación del relieve kárstico, se ve favorecida por la abundancia de agua; la concentración de CO₂ en el agua (que aumenta la presión); la baja temperatura del agua (cuanto más fría esté el agua, más cargada estará de CO₂); la naturaleza de la roca (fracturas, composición de los carbonatos, etc.); el tiempo de contacto agua-roca.

En el proceso de disolución de las calizas, su reacción principal de disolución ($\text{CO}_3\text{Ca} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2\text{Ca}^{++} + 2\text{CO}_3\text{H}^-$) requiere una fuente de acidez, que puede ser aportada por el agua de lluvia que recoge el CO₂ de la atmósfera (PCO₂ aprox. 0.035%) o del interior de las cavidades (que más o menos está conectada con la exterior según los casos), o bien los suelos, ya que el agua cuando atraviesa un suelo se enriquece con dióxido de carbono y al reaccionar con el carbonato forma bicarbonato, que es soluble. Esta agua ligeramente ácida se acumula en las líneas

de debilidad de la roca y disuelve el carbonato de calcio, gradualmente la roca se va disolviendo, creando así grandes aberturas o conductos para que el agua fluya a través.

Las rocas evaporitas se disuelven sin necesidad de aguas ácidas, y si se hace intervenir el factor tiempo, rocas que aparentemente son insolubles se convierten en solubles, como es el caso de las cuarcitas.

Una región fría, húmeda y calcárea, por tanto, es más propensa a desarrollar un relieve kárstico. Sin embargo, se encuentra este relieve en toda la Tierra, tanto en regiones cálidas como húmedas.

La topografía kárstica cubre aproximadamente un 20% de la superficie de la Tierra (Ford y Williams, 2007). En los últimos años este tema ha estado cobrando mucha importancia debido a que aproximadamente 25% de la población en el mundo depende de agua suministrada proveniente de áreas kársticas.

2.2 Sistemas Kársticos

Asociados con las formaciones carbonatadas afectadas por fisuración y disolución están los sistemas kársticos. Estos sistemas tienen características particulares que los diferencian de los demás sistemas en su exploración, explotación y gestión.

Los sistemas kársticos (Figura 7) presentan, por una parte, características comunes a las redes hidrográficas (drenaje organizado en conductos) y, por otra, características propias de los sistemas porosos (matriz rocosa que puede tener una cierta porosidad primaria, secundaria por fracturación o incipiente karstificación). Es decir, tienen una capacidad para el paso del agua a través de los conductos y una capacidad de almacenamiento de agua en los bloques (Antigüedad *et al.*, 2007).

Lo que caracteriza a un sistema kárstico son los huecos que la disolución y el propio flujo de agua van originando desde la superficie del terreno, donde se produce la recarga, hacia abajo, la surgencia, donde se produce la descarga.

En un sistema kárstico, la red de drenaje superficial suele ser discontinua en el espacio, condicionada por la presencia de surgencias y sumideros, y en el tiempo, mostrando un carácter intermitente en el aporte de agua; el agua que recibe en la superficie de recarga tiende a infiltrarse rápidamente por medio de los conductos que va dejando la disolución (recarga autogénica). Hay una eventual existencia de un acuífero superficial, epikarst, que son los primeros metros del acuífero y donde la roca suele manifestar un grado mayor de fracturación y karstificación, que la masa caliza subyacente, con un desigual filtraje temporal de la infiltración. Otro aporte de agua podría provenir de escorrentías superficiales de terrenos no kársticos que se infiltran por conductos verticales (sumideros) de forma concentrada (recarga alogénica) (Stokes *et al.*, 2010).

Gracias a su función transmisiva (capacidad para el paso del agua), desde el epikarst, el agua se puede infiltrar, lentamente a través de fisuras y fracturas o rápidamente por conductos kársticos de muy alta permeabilidad, por la zona no saturada hasta la zona saturada. Una vez en esta zona, el agua se almacena (función capacitiva) en bloques de roca de baja permeabilidad en dimensión y orígenes muy distintos: sin y post sedimentarios, fisuras estructurales y conductos ampliados por disolución kárstica (White, 2002).

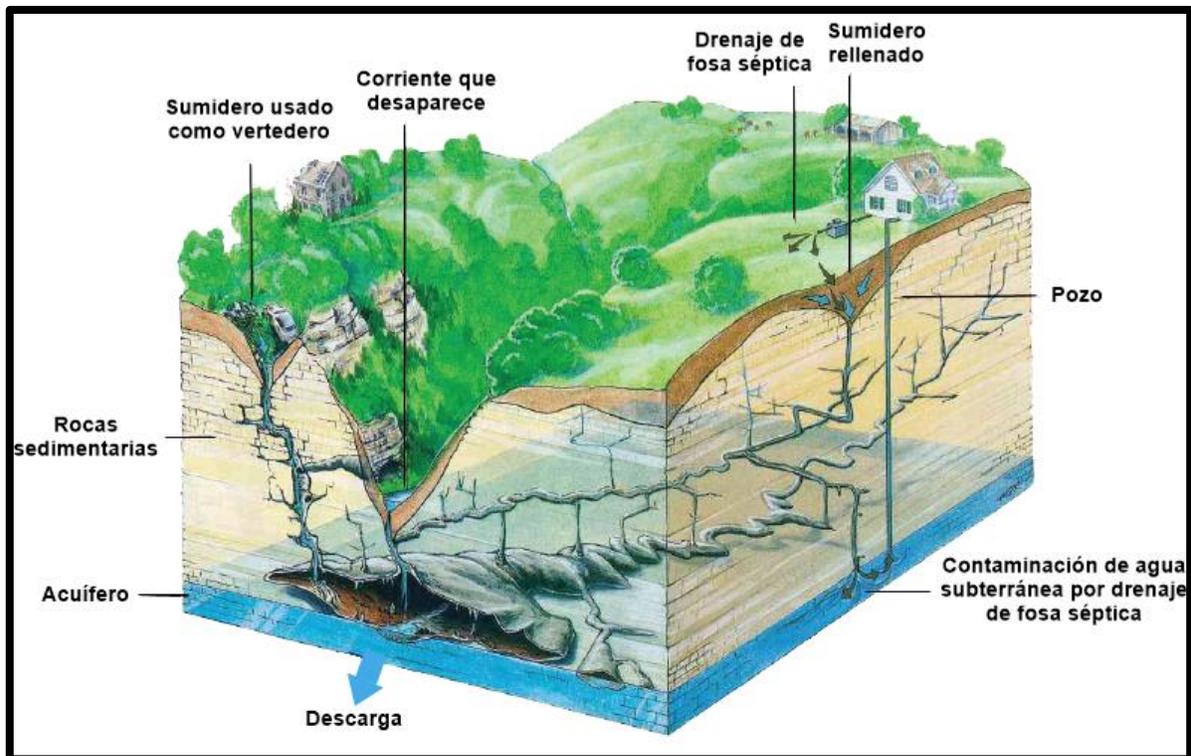


Figura 7. Sistema Kárstico (Minnesota Pollution Control Agency, 2009).

No existe una relación necesariamente entre karstificación superficial y profunda. El desarrollo de la disolución dependerá de factores hidráulicos y físico-químicos (Antigüedad *et al.*, 2007).

La disolución origina una red de drenaje organizada de forma jerárquica, similar a la de una red de drenaje superficial, hacia la cual convergen los flujos subterráneos y que afloran en una surgencia principal o en varias zonas de descarga. Las zonas de descarga pueden ser un manantial, o hacia el mar, a un lago o a un río. Aguas de descarga de manantiales kársticos son utilizadas para inferir algunas de las características físicas y químicas de un acuífero kárstico (Gunn, 2004).

Los conceptos de hidrología kárstica escritos dos décadas atrás (White, 1988; Dreybrodt, 1988; Ford y Williams, 1989) se han actualizado específicamente en el

reconocimiento de la cercana relación entre agua superficial y agua subterránea en regiones kársticas.

En estas regiones el agua superficial se convierte en agua subterránea cuando se hunde en el lecho del río o cuando la corriente desaparece a través de una cueva subterránea. Por su parte, el agua subterránea viaja a través de grietas y fisuras abriendo espacios intergranulares a grandes cuevas, eventualmente el agua emerge de debajo de la superficie en forma de manantiales, típicos de la topografía kárstica, y usualmente de un volumen limitado por las rocas carbonatas que componen el acuífero, el cual está delimitado por otros tipos de roca menos solubles (Antigüedad *et al.*, 2007).

En el proceso de describir y definir los límites de una unidad kárstica se requiere llevar a cabo una investigación de campo en donde poder identificar características típicas de calizas, mármol y dolomías, que son visibles frecuentemente en cortes de roca, a lo largo de arroyos, debajo de árboles, o a lo largo de altos topográficos. Estratos de carbonatos pueden ser fácilmente identificables por características tales como, su color blanco a gris, superficies erosionadas por solubilidad, capas de roca (estratos), presencia de fósiles, y relativa suavidad comparada con otras rocas. Además, existen mecanismos para comprobar la presencia de carbonatos, por ejemplo, añadirle por goteo una pequeña cantidad de ácido clorhídrico (HCl) diluido sobre su superficie. Si la roca es caliza o mármol, la solución de HCl debería efervescer (o burbujear) con una reacción química visible y audible que emite CO₂. La dolomía podría requerir que se pulverice la roca y una solución más concentrada del ácido para producir efervescencia. Una herramienta muy útil para delinear la presencia de lechos de roca carbonatada a nivel regional es buscar material flotante (guijarros y cantos rodados de caliza) en arroyos más grandes que drenan esas áreas. Además, la presencia de valores de conductividad eléctrica anómalamente altos, medidos en corrientes pueden indicar la ocurrencia de agua que ha estado en contacto con roca madre carbonatada durante periodos prolongados; tal agua podría surgir de un manantial kárstico (Stokes *et al.*, 2010).

En combinación con el reconocimiento de campo, se debe recurrir a consultar mapas geológicos y mapas de contorno de superficie, estos últimos pueden ayudar a identificar y delinear unidades kársticas. Las fotografías aéreas también son un recurso útil, acompañadas de imágenes de satélite de alta resolución, e (en algunos casos) imágenes LiDAR también pueden ser útiles para identificar características kársticas superficiales diagnósticas, diferencias claras en litologías de la roca madre, o patrones de drenaje superficiales alterados (B.C. Ministry of Forests, 2003a).

Ensayos con trazadores, adecuadamente diseñados, introducidos en aguas altas y bajas, sumideros y pozos activos, permiten interpretar la estructura espacial 3D de la organización compleja de los flujos en un medio kárstico. Este conocimiento es importante en la consideración de las medidas de protección de recursos (Antigüedad *et al.*, 2007). Así mismo, la identificación de límites litológicos y estructurales frecuentemente permite la delimitación de una cuenca de agua subterránea.

La delimitación de cuencas de agua subterránea, entre otras cosas, permite que se reforme el presupuesto de agua para manantiales kársticos así mismo como sucede para las cuencas de agua superficial, una técnica que no puede aplicarse fácilmente para otros tipos de acuíferos (White, 2002).

Habitualmente aparecen dificultades en la exploración de estos acuíferos, pozos muy próximos entre sí pueden presentar rendimientos totalmente diferentes, dependiendo de la estructura interna de drenaje que cada pozo tenga.

Los acuíferos kársticos son, por lo general, muy vulnerables a la contaminación debido a su particular estructura del drenaje. La urbanización, industria y las actividades agropecuarias que se realizan en la superficie del karst representan fuentes potenciales de contaminación debido a los residuos que son vertidos hacia los acuíferos (Veni, 1999; Daly *et al.*, 2002; Davis *et al.*, 2002; Kueny y Day, 2002;

Andreo *et al.*, 2006; Nguyet y Goldscheider, 2006; Guo *et al.*, 2007; De Waele *et al.*, 2009).

La heterogeneidad de los sistemas kársticos debe tomarse en cuenta para la protección de la calidad del agua, ya que la velocidad de propagación de un contaminante puede variar mucho de un punto a otro: uno inducido directamente en la red de drenaje se transmitirá rápidamente y sin apenas modificación hacia la surgencia, sufriendo una cierta dilución, pero sin depuración, mientras que un contaminante introducido de forma difusa en zonas alejadas de la red jerarquizada de drenaje puede residir en el medio un tiempo prolongado, puede llegar a darse cierta depuración, pero será sobre todo la dilución por mezcla con aguas limpias la que va a contribuir a reducir el límite de la contaminación en la surgencia.

Por tanto, para la protección de los recursos hídricos en el karst es necesario un estudio detallado, determinando la posición de las zonas más sensibles, vulnerables a la contaminación y de las zonas mejor protegidas. Hay que señalar la gran importancia que tiene el suelo, debido a los procesos bio-geoquímicos y de filtración que en él tienen lugar. Es esencial una buena ordenación del uso del suelo en las regiones kársticas como medida de protección de la calidad del agua (Antigüedad *et al.*, 2007).

La restauración de un sistema subterráneo contaminado es una tarea técnicamente complicada y de elevado costo, a veces es irreversible por lo que es preferible tomar medidas de prevención y previsión, en lugar de la remediación (Pérez y Pacheco, 2004; Guo *et al.*, 2007; Jiménez-Madrid *et al.*, 2010).

2.3 Sistemas de flujo de agua subterránea

La Teoría de los Sistemas de Flujo (TSF) es una técnica que ha demostrado ser sumamente útil para definir el funcionamiento del agua subterránea, mediante el análisis sistémico y evaluación de su interacción con otros componentes del

ambiente (Tóth, 2000), incluyendo vegetación, suelo, aspectos geomorfológicos, entre otros. De este modo, los resultados del análisis de diferentes elementos naturales deben mostrar congruencia entre sí.

De acuerdo con Tóth (2000), los parámetros que rigen el funcionamiento del agua subterránea bajo el efecto gravitacional son: clima, topografía y referente geológico, los cuales permiten la formación de tres sistemas generales de flujo: local, intermedio y regional, en los que el tiempo de residencia del agua subterránea es de menor a mayor, respectivamente (Figura 8). Estos flujos presentan cada uno su zona de recarga, tránsito y descarga particular. Comparando la respuesta físico-química de un flujo local con uno regional, el último presenta mayor profundidad y distancia de recorrido lo que le permite tener mayor interacción agua-roca; por tal razón, el agua en su zona de descarga presenta mayor temperatura, menor contenido de oxígeno disuelto, mayor salinidad y pH más alcalino. Generalmente, la descarga de este tipo de sistema de flujo se manifiesta en una cuenca hidrográfica diferente a aquella donde se originó la recarga. La importancia y utilidad de la TSF radica en el concepto de ambiente representado como sistema, es decir, se hace evidente la relación entre parámetros (suelo, vegetación, relieve, litología, propiedades hidráulicas, química del agua, carga hidráulica, posición de roca basamento, etc.) al ser analizados ya que todos están asociados con el funcionamiento del flujo de agua subterránea. Así, el resultado de la interpretación de cualquiera de estos parámetros debe mostrar congruencia con el resto de ellos, dando así mayor confiabilidad a las conclusiones finales a las que se llegue a través de la aplicación de esta teoría. Esto es de particular importancia, dado que la lenta velocidad de movimiento del agua subterránea (de cm a^{-1} a m a^{-1}) evita observar cambios en el ambiente (o en el agua misma) a simple vista por cualquier efecto producido. Así, una buena, o una decisión incorrecta en el manejo del ambiente, serán notorias hasta varias decenas de años después.

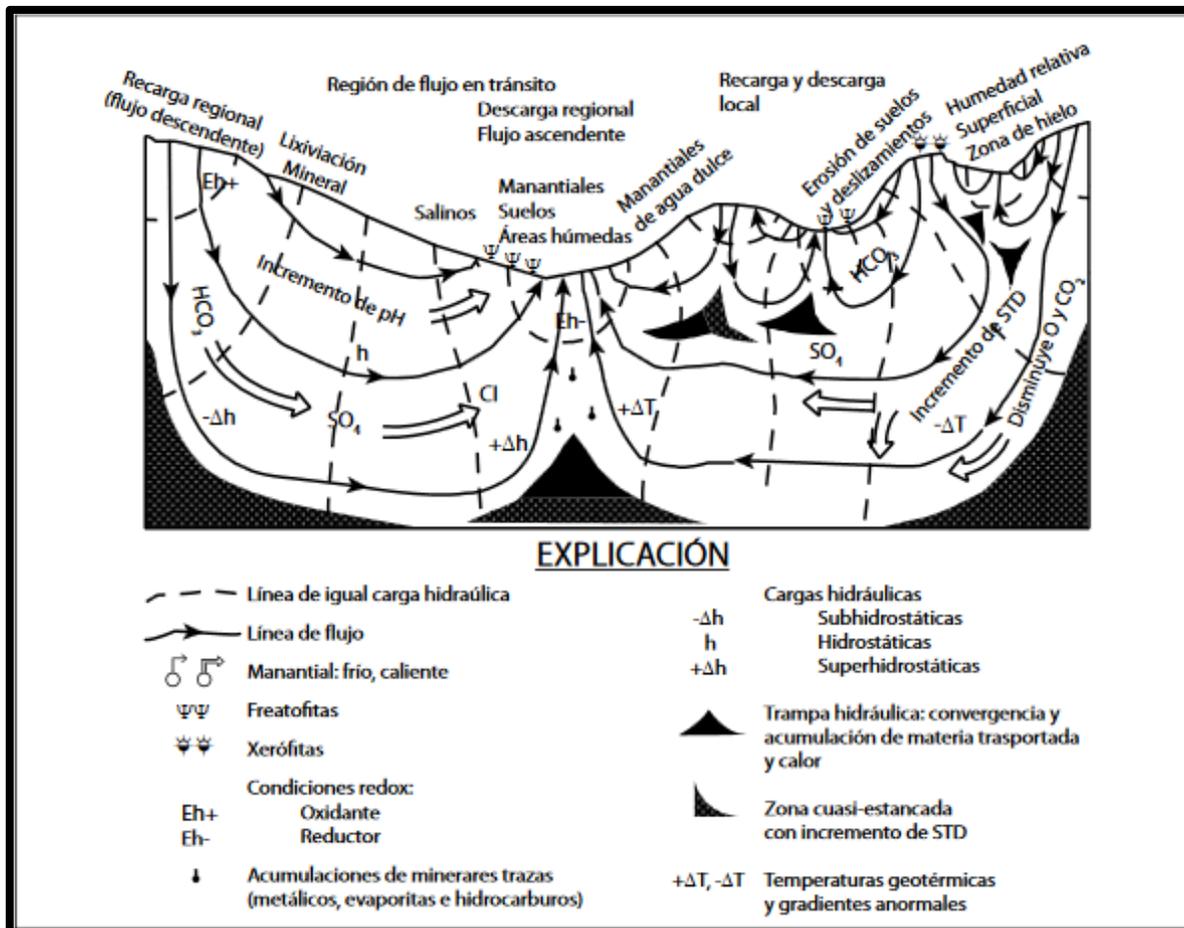


Figura 8. Sistemas de flujo en una cuenca regional (Fuente: Tóth, 2000).

2.4 Características de las zonas de recarga y descarga

El funcionamiento sistémico de la naturaleza genera una dependencia o relación entre los diversos componentes del ambiente, donde los elementos presentes en superficie son resultado de diferentes procesos que se originan en el subsuelo, procesos que contempla la TSF (Peñuela y Carillo, 2013).

2.4.1 Zonas de descarga

Una zona de descarga es la evidencia más viable de identificar el funcionamiento del agua subterránea, es el sitio donde el agua aflora (superficie) y representa la

fase final de recorrido del flujo subterráneo; así, el agua ha adquirido propiedades particulares (salinidad, temperatura, pH, OD, entre otros) teniéndose una continuidad específica de caudal en el tiempo que condiciona la presencia de determinado suelo y de una vegetación acorde con las variables del caso. Una zona de descarga puede estar representada por un manantial, lago, suelo salino, vegetación controlada por la salinidad del agua-suelo, y/o un nivel de agua subterránea somero. Entre mayor ha sido el recorrido (tiempo de residencia) del agua subterránea en el subsuelo, se han originado diversos procesos, entre ellos el intercambio físico-químico agua-roca, que otorgan al agua propiedades fisicoquímicas peculiares que dependen del tipo de roca, profundidad y distancia de recorrido, principalmente. Así, un suelo asociado con una zona de descarga tiende a ser más salino y alcalino (posiblemente sódico), tornándose en general bien desarrollado, con alto contenido de materia orgánica (MO) y pudiendo llegar a tener rasgos hidromórficos (moteado y concreciones de Fe y Mn; colores gley). Por esto, la vegetación asociada con zonas de descarga (regional) sobrevive en regiones permanentemente inundadas (vegetación freatófita) y/o es tolerante a alta salinidad (vegetación halófila) y/o yeso (vegetación gipsófila). La descarga de agua subterránea ocurre a una elevación topográfica más baja que donde se origina la recarga (Peñuela y Carillo, 2013).

2.4.2 Zonas de recarga

La identificación de estas zonas es más complicada debido a que el agua se infiltra y no se tiene evidencia superficial como en las de descarga. No obstante, un primer indicador está asociado con la conductividad hidráulica de la roca, la cual puede permitir la infiltración del agua de lluvia; un segundo es que tal roca se localice en una elevación topográficamente alta. En la zona de recarga el nivel freático se encuentra profundo, el suelo es ácido y poco desarrollado con poca cantidad de materia orgánica, baja concentración de sodio y/o sales. La vegetación es xerófila,

esto es, adaptada a un ambiente relativamente seco, con raíz larga para alcanzar captar el agua infiltrada en su camino al nivel freático (Peñuela y Carillo, 2013).

2.5 Factores que modifican la calidad del agua subterránea

La calidad de la fuente del agua varía dependiendo de la geología local, actividades agrícolas y fuentes industriales o municipales de contaminación. Como regla general, el agua subterránea contiene más contaminantes minerales que el agua superficial debido a que el agua que se filtra a través de la roca recoge minerales en su camino (Custodio y Llamas, 1983).

El problema de la degradación de la calidad del agua de ríos y lagos ha sido evidente por un largo tiempo, sin embargo, la calidad del agua subterránea, en muchos casos, puede verse afectada sin ser detectada con facilidad debido a las heterogeneidades inherentes de los sistemas subsuperficiales. La mayoría de los casos conocidos de contaminación de acuíferos han sido descubiertos solo después de que un pozo de suministro de agua ha sido afectado y, la degradación del agua subterránea a menudo requiere largos períodos de tiempo antes de que la verdadera magnitud del problema sea fácilmente detectable (Freeze y Cherry, 1979).

Los acuíferos pueden contaminarse por una diversidad de fuentes, incluyendo las fugas de fosas sépticas, albañales y tanques subterráneos de gasolina u otros compuestos químicos, los pozos de inyección, la aplicación al suelo de lodos o productos finales del tratamiento de aguas negras, tanques de almacenamiento de desperdicios industriales, rellenos sanitarios, tiraderos ilegales de residuos domésticos e industriales, tuberías de conducción de materiales peligrosos y no peligrosos, lagunas y deslaves de minas, operación de campos petroleros y agrícolas con la consecuente aplicación de fertilizantes y plaguicidas, las actividades ganaderas, la deposición atmosférica, la escorrentía de las áreas

urbanas los pozos de producción y de monitoreo, además de la contaminación de origen natural como en el caso de la intrusión marina (Barcelona *et al.*, 1990).

Una medida de protección de los recursos hídricos subterráneos es identificar las áreas y mecanismos por los cuales los contaminantes pueden entrar en los sistemas de flujo de agua, esto es clave para minimizar el impacto de las actividades industriales, agrícolas o municipales existentes sobre la calidad del agua subterránea.

Es de suma importancia tomar esta y otras medidas ya que la contaminación de las aguas subterráneas a menudo da lugar a que parcial o totalmente los acuíferos sufran daños irreversibles. Por lo regular, se requieren períodos prolongados de flujo de agua subterránea para que los compuestos ajenos al sistema sean eliminados de acuíferos contaminados. En general, soluciones a este problema han sido encontrados en la implementación de legislación efectiva para superar las emisiones de contaminantes.

2.6 Diagramas de Piper

Los diagramas de Piper o diagramas trilineales son generados dibujando las proporciones en equivalentes (no sus concentraciones) de los cationes mayores [Ca^{2+} , Mg^{2+} , $(\text{Na}^{+}+\text{K}^{+})$] en un diagrama triangular, las proporciones de los aniones mayores (bicarbonatos, cloruros, sulfatos, nitratos) en otro, y combinando la información de los dos triángulos en un cuadrilátero. Entonces, en el cuadrilátero se combina información de cationes y aniones. En la transferencia algo de información se pierde: El Mg^{2+} se combina con el Ca^{2+} , y el Cl^{-} se combina con el SO_4^{2-} . Así, el triángulo de la izquierda es el de los cationes. La esquina A de ese triángulo corresponde a un 100% de Mg. En el cuadrilátero el punto A representa a un 100% de $(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$, 0% de $(\text{Na}^{+}+\text{K}^{+})$, 100% de alcalinidad y 0% de $(\text{SO}_4^{2-}+\text{Cl}^{-})$. El triángulo de la derecha es de los aniones. La esquina B de ese triángulo es un 100%

de SO_4 . Mientras que en el cuadrilátero el punto B corresponde a un 100% de $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$, 0% de $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$, 100% de $(\text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^-)$ y 0% de alcalinidad. La alcalinidad es en general $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (Cox, 2006) (Figura 9).

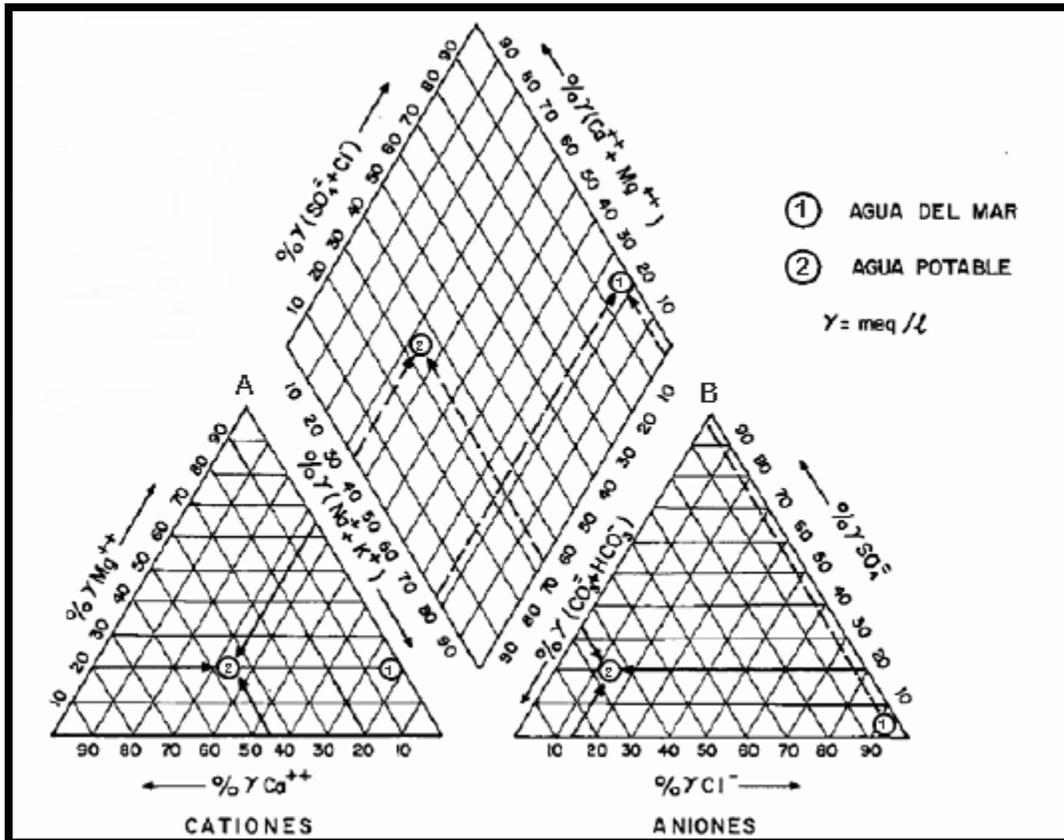


Figura 9. Diagrama de Piper (Codina, 2006). Tomado de Aguilera, 2010.

La mayor utilidad de los diagramas de Piper reside en identificar el tipo de agua para las distintas muestras recolectadas mediante el despliegue gráfico de sus principales constituyentes químicos. Además es posible también agrupar los tipos de agua en familias o grupos de acuerdo al siguiente diagrama de clasificación (Figura 10):

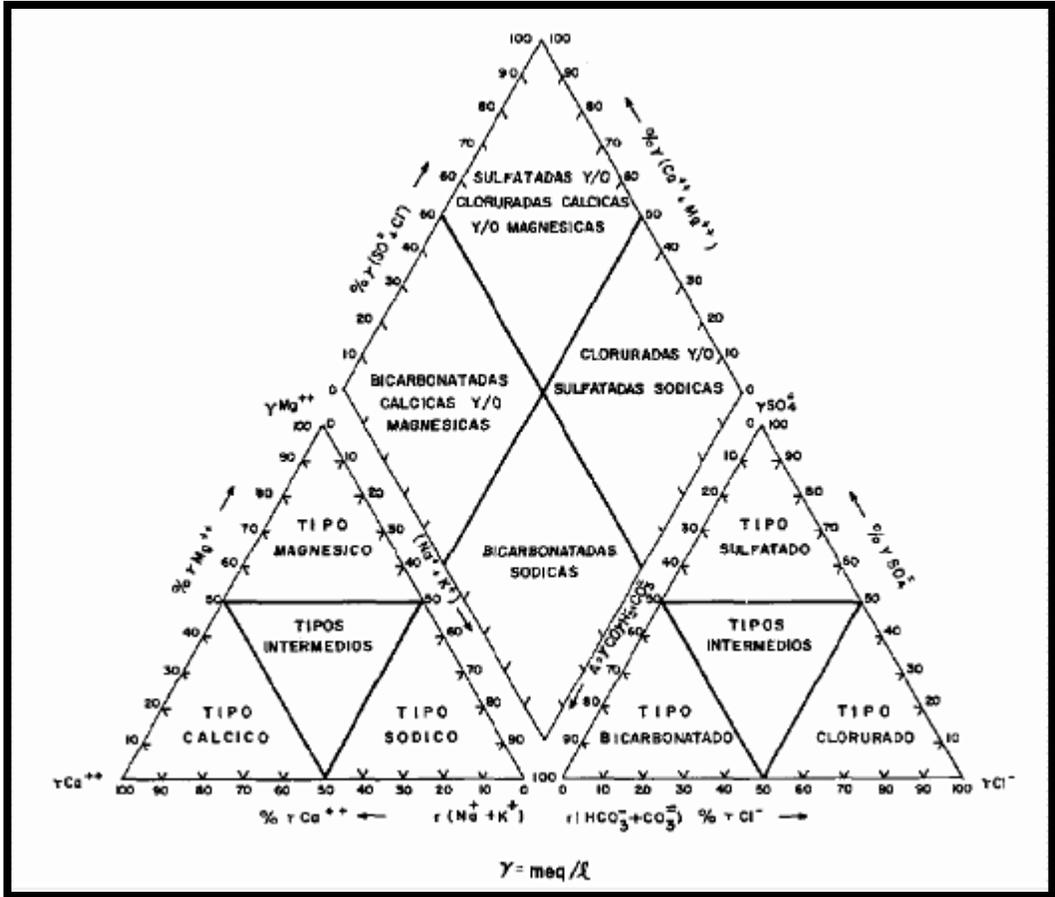


Figura 10. Tipos y Familias de Agua según Clasificación Diagrama de Piper (Codina, 2006). Tomado de Aguilera, 2010.

2.7 Diagramas de Stiff

Los diagramas de Stiff son una manera de dibujar los contenidos de los iones mayores en una muestra de agua. Consiste en tomar, sobre semirrectas paralelas, segmentos proporcionales a la concentración de cada ion (meq/L) y unir los extremos para formar, así, un polígono. La disposición de los iones en cada semirrecta es opcional pero suele utilizarse la que se presenta en la Figura 11.

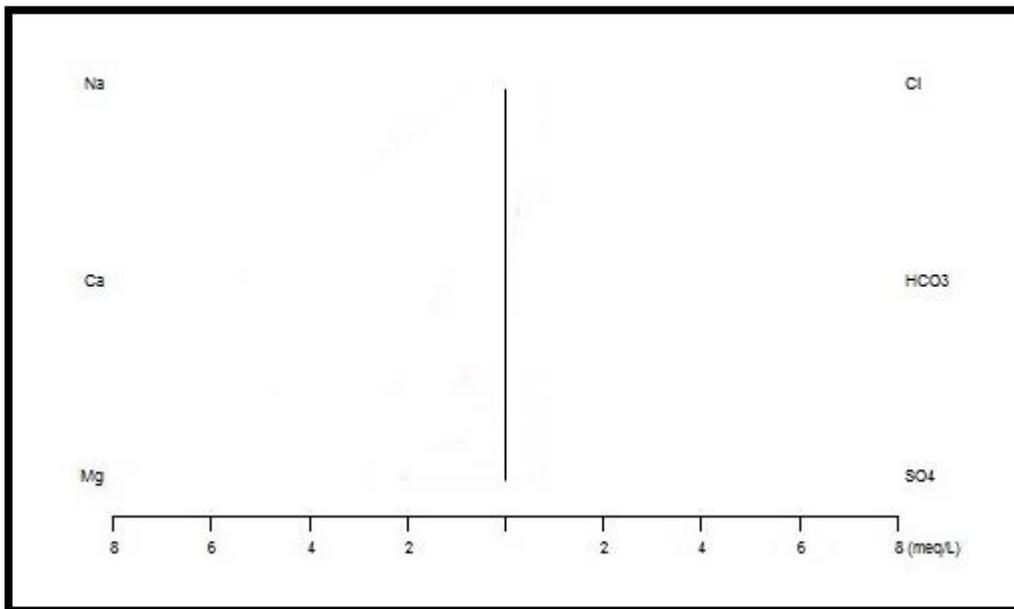


Figura 11. Diagrama de Stiff (Codina, 2006). Tomado de Aguilera, 2010.

Esta disposición permite apreciar rápidamente los valores de las relaciones iónicas con respecto a la unidad y la valoración de las relaciones entre cationes o entre aniones. La forma de cada polígono orienta sobre el tipo de agua y su tamaño da una idea relativa del contenido iónico total del agua, e, indirectamente, de la conductividad.

Los diagramas de Stiff son particularmente útiles para ser desplegados en mapas ya que permiten ver a simple vista diferencias y similitudes entre diferentes muestras (Cox, 2006).

Para la elaboración de estos diagramas, se empleó el programa AquaChem versión 2011.1.40 (Waterloo Hydrogeologic, 2011). Este es un programa diseñado para realizar análisis numéricos y gráficos que sirven para interpretar datos de calidad de aguas. Contiene una base de datos totalmente modificable e incluye un conjunto importante de herramientas de análisis para datos de calidad del agua (Cox, 2006).

2.8 Modelación Hidrogeoquímica

La modelación hidrogeoquímica consiste en la aplicación de principios físico-químicos a la interpretación de sistemas geoquímicos. El objetivo de la modelación hidrogeoquímica es crear o idear modelos teóricos de reacción capaces de explicar las reacciones químicas (física y termodinámicamente coherentes) y los procesos en la interacción del agua y las rocas que tienen lugar en el acuífero. Se utilizan la mayor cantidad de información y datos disponibles (análisis químicos de la fase acuosa, hidrogeología del sistema, mineralogía, composición de gases, datos isotópicos...) para intentar determinar: a) qué reacciones químicas han ocurrido; b) en qué medida han tenido lugar, c) las condiciones bajo las cuales ocurrieron (sistema abierto vs cerrado, equilibrio vs desequilibrio, temperatura constante vs variable...); y d) cómo variará la calidad de las aguas y la mineralogía en respuesta a los procesos naturales y a las perturbaciones en el sistema (Fagundo y González, 2005).

Los programas utilizados en la modelación hidrogeoquímica incluyen una base de parámetros termodinámicos y cinéticos basados en códigos numéricos. De acuerdo con Chapelle (1992), Deutch (1997) y Martínez *et al.*, (2000), para la utilización de estos programas y un mayor aprovechamiento de los resultados es necesario:

- a) Contar con datos hidrogeoquímicos del sitio.
- b) Conocer el modelo conceptual hidrogeológico.
- c) Determinar la mineralogía elemental del material del acuífero.
- d) Conocer las características de los posibles intercambiadores iónicos.
- e) Conocer o estimar el estado redox en general.
- f) Haber realizado mediciones de campo de alcalinidad, el pH y la temperatura.
- g) Analizar el estado de alteración de las especies minerales existentes en el medio.
- h) Estimar los procesos hidrogeoquímicos que se realizan en el acuífero.

Estos modelos tienen la capacidad de realizar varios cálculos que son, de acuerdo con Chapelle (1992), Deutch (1997), Drever (1997) y Langmuir (1997):

- Cálculos de la especiación: elaboración del modelo acuoso y del estado de óxido-reducción.
- Cálculos de equilibrio mineral.
- Balance de masa.
- Balance de electrones.
- Balance isotópico.
- Transferencia de masa a lo largo de una línea de flujo.

Actualmente existen dos tipos de modelos para describir reacciones hidrogeoquímicas (Martínez *et al.*, 2000):

Modelos inversos o de balance: son aquellos que calculan las reacciones netas que han ocurrido en el medio físico entre dos puntos situados sobre una línea de flujo y en los cuáles se conoce la composición del agua. Se parte de la composición de una solución inicial y una solución final conocidas, así como de uno o varios conjuntos de reacciones plausibles (modelo hidrogeoquímico conceptual) que puede tener lugar en el sistema considerado. El programa calcula la cantidad neta de masa transferida entre las distintas fases del medio (líquida, sólida y gaseosa) para cada una de las reacciones especificadas. En la práctica, este método proporciona mayor información acerca del funcionamiento de un sistema, se requiere tener un buen conocimiento hidrogeológico del medio reactivo para deducir los procesos geoquímicos que operan en el sistema hidrogeológico en estudio (Chapelle, 1992 y Deutsch, 1997). El esquema es:



En el caso de la modelación inversa, la inclusión de un límite de incertidumbre como se determina en el modelado se ha considerado como un avance en comparación con programas anteriores y de cierta similitud, sin embargo, el método numérico ha mostrado algunas inconsistencias en los resultados debido a que el calculador debe manejar números muy pequeños, por lo que el programa da como opción el poder cambiar la tolerancia utilizada por el calculador, aunque si crece el número de incertidumbre, puede alterar el cálculo, arrojando opciones de resultados que pueden llegar a no ser compatibles o solucionar la ecuación de equilibrio (L. Parkhurst y Appelo, 2013).

No obstante, los modelos de balance presentan tres particularidades que hay que tener presentes a la hora de interpretar los resultados:

1. Dado que en el medio real muchas veces un mismo resultado puede ser consecuencia de distintos conjuntos de reacciones, en general la modelación inversa no sirve para conocer cuál de entre los propuestos es el más probable.
2. Suponen que el agua se encuentre en equilibrio con el medio, aunque en la realidad todas las muestras tomadas sobre una misma línea de flujo suelen corresponder a un mismo momento en el tiempo, por lo que las diferencias de composición pueden corresponder en parte a variaciones temporales en la recarga y no a reacciones con minerales.
3. Proporcionan en valor de las reacciones netas que tienen lugar entre dos puntos del acuífero, es decir, suponen que dichas reacciones son homogéneas entre ambos. Por ejemplo, no consideran la posibilidad de que una reacción invierta su sentido a lo largo del flujo, hecho frecuente en la realidad.

Los modelos de balance se han aplicado con éxito a un amplio rango de situaciones: evaporación de lagos (Plummer *et al.*, 1994), evolución hidrogeoquímica a lo largo de líneas de flujo incluyendo desdolomitización (Plummer *et al.*, 1990), reacciones con carbonatos que incluyen balance de masas de isótopos (McMahon y Chapelle, 1991).

2.9 PHREEQC

Es un programa informático que permite simular las reacciones químicas y procesos de transporte en el agua natural o contaminado. El programa se basa en la química de equilibrio de soluciones acuosas que interactúan con minerales, gases, soluciones sólidas, intercambiadores y las superficies de adsorción (Gidahatari, 2017). El código PHREEQC ha sido desarrollado en el U.S. Geological Survey (Parkhurst, 1995; Parkhurst y Appelo, 1999).

Derivado de las iniciales **pH-REdox-EQ**uilibrium, debido a que este software originalmente incluía funcionalidades basadas en el cálculo de equilibrios químicos en soluciones acuosas que dio inicio cerca del año 1975 y que con el tiempo adquirió más características (Gidahatari, 2017).

La renovación que tuvo el software en el año 1995 en lenguaje C permitió modelar equilibrios como: el que existía en el intercambio iónico, los de complejización de superficies y los de los gases a presiones pre-establecidas, además del transporte advectivo y el modelamiento geoquímico inverso (Gidahatari, 2017).

Con el desarrollo del tema se le siguieron agregando funcionalidades y en el año de 1999 se creó la versión C-2, el software conservaba el lenguaje de programación de la versión anterior, y además podía evaluar reacción cinéticamente controladas, modelar equilibrios sólido-solución, equilibrio volumen fijo-fase gaseosa y se podía ya conocer la variación de sitios de intercambio en función de la concentración del reactante (Gidahatari, 2017).

La versión más reciente es PHREEQC C-3, la cual incluye mejoras en el código de programación y contiene módulos adicionales que permiten la creación de gráficos que como herramienta brindan una mejor demostración de resultados, de la cual la interface gráfica de usuario es la encargada de construir los archivos (Gidahatari, 2017).

Este software es de desarrollo libre y comercial y, a diferencia con otros softwares libres, este permite tener la capacidad necesaria para realizar cálculos de especiación e índice de saturación; cálculo de transporte discontinuo y unidimensional con reacciones reversibles e irreversibles, que incluyen equilibrios acuosos, minerales, gaseosos, sólidos en solución, complejos de superficie y de intercambio iónico, y transferencias molares en reactivos específicos, reacciones cinéticamente controladas, mezclas de soluciones, y cambios de presión y temperatura; y el modelamiento inverso, el cual permite encontrar conjuntos de transferencias molares entre moles de gas y minerales y determinar las diferencias entre dos o más tipos de aguas manteniendo un grado de incertidumbre especificado en cada modelo (Parkhurst y Appelo, 2013).

PHREEQC Versión 3-A es un programa que puede ser aplicado a varios procesos hidrogeoquímicos, por lo que tiene que considerarse, que, debido a la complejidad en que se ha desarrollado hasta el momento cuenta con limitantes importantes que se deben tomar en cuenta, aunque la experiencia y conocimiento profundo del sitio de estudio o los análisis realizados pueden ser el mejor apoyo para poder proporcionar siempre mejores resultados (Parkhurst y Appelo, 2013).

Por ejemplo, en el caso de la modelación inversa, la inclusión de un límite de incertidumbre como se determina en el modelado se ha considerado como un avance en comparación con programas anteriores y de cierta similitud, sin embargo, el método numérico ha mostrado algunas inconsistencias en los resultados debido a que el calculador debe manejar números muy pequeños, por lo que el programa da como opción el poder cambiar la tolerancia utilizada por el calculador, aunque si crece el número de incertidumbre, puede alterar el cálculo, arrojando opciones de resultados que pueden llegar a no ser compatibles o solucionar la ecuación de equilibrio (Parkhurst y Appelo, 2013).

El software puede obtenerse a través de la página web que el U.S. Geological Survey tiene dedicada al programa. En esta página web se proporciona una

información muy completa sobre el código, que incluye las instrucciones para la instalación del programa, su manual de usuario (Parkhurst y Appelo, 1999) y varias secciones adicionales que incluyen preguntas frecuentes sobre PHREEQC, referencias bibliográficas básicas sobre la utilización del programa, errores que se van localizando y corrigiendo y, finalmente, una sección en la que se señalan las mejoras, correcciones y nuevas versiones del código que van apareciendo.

2.10 Índices de Saturación (SI)

Los Índices de Saturación (SI, por sus siglas en inglés) donde $SI = \log_{10} [IAP/K_{\text{mineral}}]$, IAP (por sus siglas en inglés) es el producto de la actividad iónica y K es la constante de solubilidad en equilibrio de una fase mineral. El cálculo del SI de un mineral es un método conveniente de representación de la condición de equilibrio de una solución con respecto a un mineral. Es un valor de importancia ya que, es el primer acercamiento a la relación que existe entre las actividades en solución de los iones que forman un determinado mineral y la constante de equilibrio de la reacción de disolución de ese mineral, determinado ambos parámetros a la misma temperatura, o sea la que se alcanza en el sitio de estudio (Martínez *et al.*, 2000).

Si $SI=0$, el mineral está en equilibrio con la solución; si $SI<0$, la solución está subsaturada con respecto al mineral y predice que la disolución es termodinámicamente favorable; si $SI>0$, la solución está sobresaturada con respecto al mineral e indica que la precipitación es termodinámicamente favorable. Debido a las incertidumbres inherentes en el cálculo de índices de saturación (tal como la exactitud de los análisis químicos y la constante de equilibrio del mineral y el método del cálculo de las actividades iónicas), un rango de valores para SI cercano a cero se considera generalmente que está dentro de la zona de equilibrio para un mineral. Rangos de $SI = 0 \pm 0.5$ y $0 \pm (5\%) (\log K_{\text{mineral}})$ han sido usados en varios estudios (Deutsch, 1997).

3. Marco Físico

3.1 Ubicación geográfica

El área de estudio comprende la cuenca del Río Grande de Comitán-Lagos de Montebello, se ubica al sur-sureste del estado de Chiapas colindando en la frontera con Guatemala. Geográficamente esta cuenca se ubica entre las coordenadas $90^{\circ}10'7.6''$ y $91^{\circ}39'41.2''$ de longitud oeste y $16^{\circ}04'17.1''$ y $16^{\circ}25'30.8''$ de latitud norte (SAGARPA – FIRCO, 2007b) (Figura 12).

En la zona baja de la cuenca, se localiza el Área Natural Protegida con carácter de Parque Nacional Lagunas de Montebello (PNLM), decretado el 16 de diciembre de 1959, con una extensión de 63.96 km^2 y es considerada una Región Terrestre prioritaria para la Conservación (CONANP-SEMARNAT, 2007).

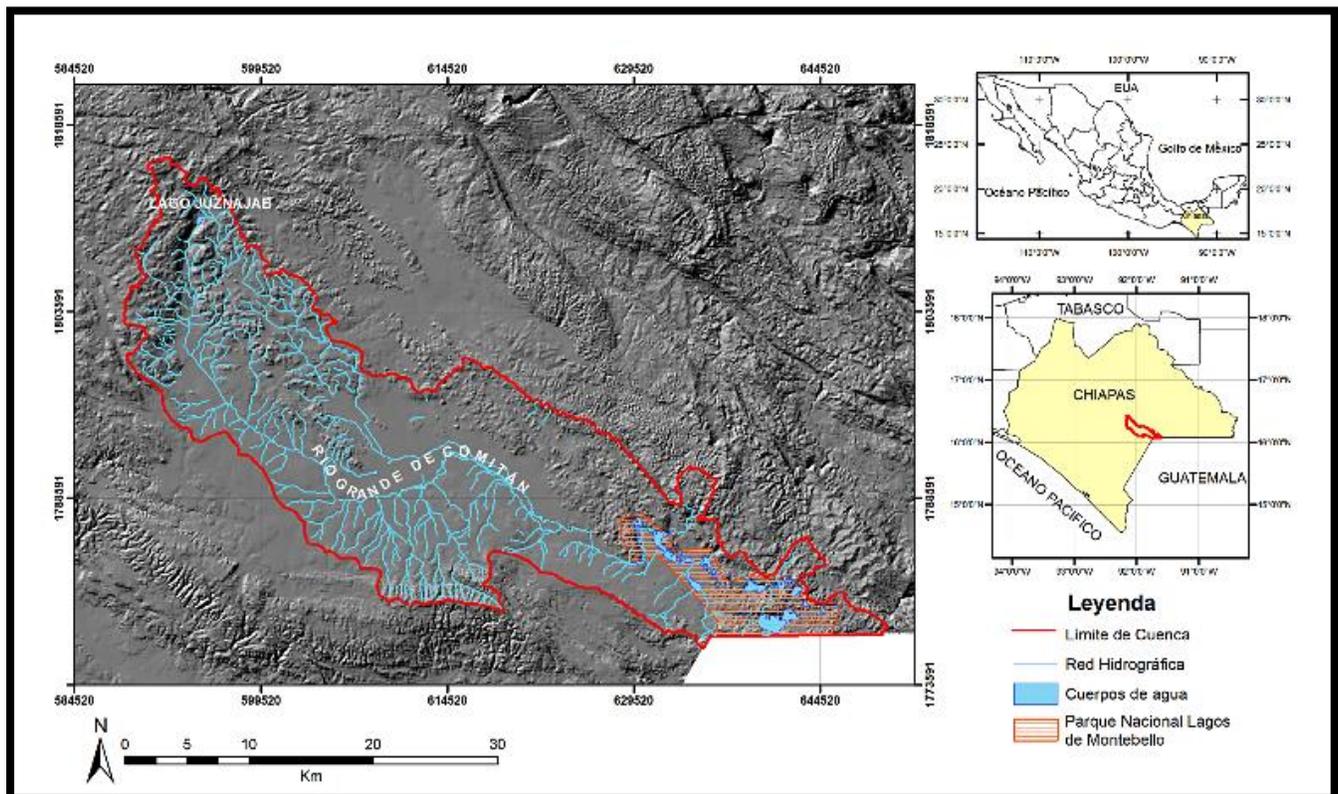


Figura 12. Localización de la cuenca del Río Grande de Comitán-Lagos de Montebello, Chiapas. Fuente: Mora *et al.*, 2016.

3.2 Vías de acceso

Comitán es la localidad más representativa del área de estudio y es de fácil acceso. Se localiza aproximadamente a 981 km de la Ciudad de México. De Tuxtla Gutiérrez, capital del estado, se localiza a 136 km, hay que tomar la autopista 190D para llegar a San Cristóbal de las Casas y de ahí viajar 78 km por la carretera 190 para llegar a Comitán (Figura 13).

Otra alternativa es por vía aérea, el terminal aéreo se ubica en la localidad de Chiapa de Corzo, a 35 km del centro de Tuxtla Gutiérrez. Este aeropuerto maneja el tráfico aéreo de la ciudad de Tuxtla Gutiérrez y de parte del estado de Chiapas. Opera con vuelos domésticos a los principales puntos del país.

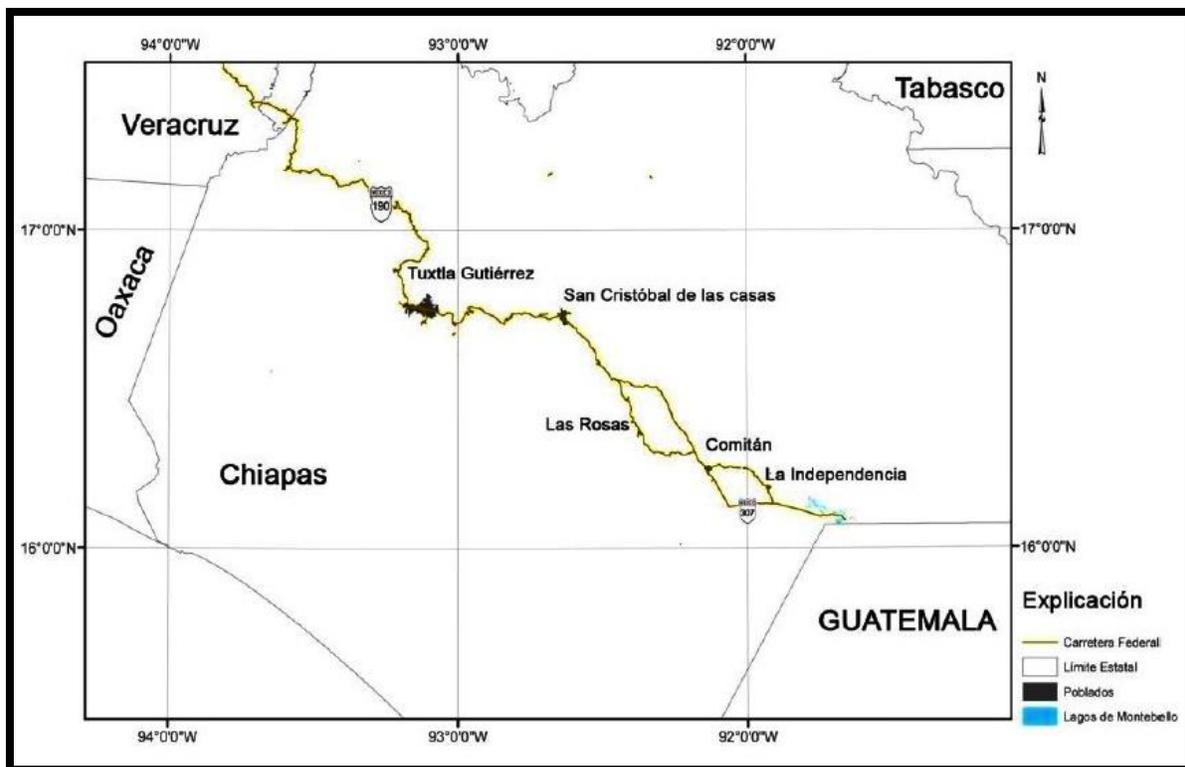


Figura 13. Mapa de vías de acceso a la zona de estudio. Fuente: Durán, 2013.

3.3 Geología regional

El sur de México es un mosaico de litologías, la edad de las rocas en esta región va del Precámbrico hasta el Cuaternario. En esta zona del país, afloran rocas metamórficas de grados diferentes, rocas sedimentarias depositadas en ambientes continentales y marinos, rocas ígneas intrusivas, extrusivas y piroclásticas, y rocas de falla (Dávalos, 2006).

Para el sur de México se han reconocido diferentes estilos de deformación (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006), pero no se han identificado los mecanismos regionales que motivaron los diferentes regímenes estructurales.

Campa y Coney (1983) dividieron al territorio nacional en terrenos tectonoestratigráficos con el fin de sintetizar la historia geológica de México, agrupando las rocas por su edad, origen, rasgos tectónicos y distribución geográfica. Howell *et al.*, (1985) los definieron como entidades geológicas de extensión regional que se encuentran limitadas por fallas y que están caracterizadas por una historia geológica diferente a la historia geológica de las entidades contiguas. Sin embargo, hay terrenos contiguos con distintos basamentos pero que tienen millones de años de estar juntos y que han seguido evolucionando geológicamente como una misma placa o continente, esto implica que ambos terrenos han sido afectados por los mismos procesos geológicos y han sido cubiertos por rocas más jóvenes de origen sedimentario y/o volcánico y por consiguiente comparten una historia común (Hernández, 2008).

La zona de estudio se encuentra ubicada dentro del terreno Maya (Figura 14), según Castro-Mora (1999), este terreno ocupa un 90% de la superficie del estado, tiene como rocas de basamento una secuencia de rocas metamórficas del Paleozoico y Precámbrico(?), las cuales han sido interpretadas como parte de la corteza continental de Gondwana formadas durante la disgregación del supercontinente

Pangea. Este basamento y las rocas suprayacentes, fueron fuertemente deformados durante el Pérmico, posiblemente durante la orogenia Ouachita.

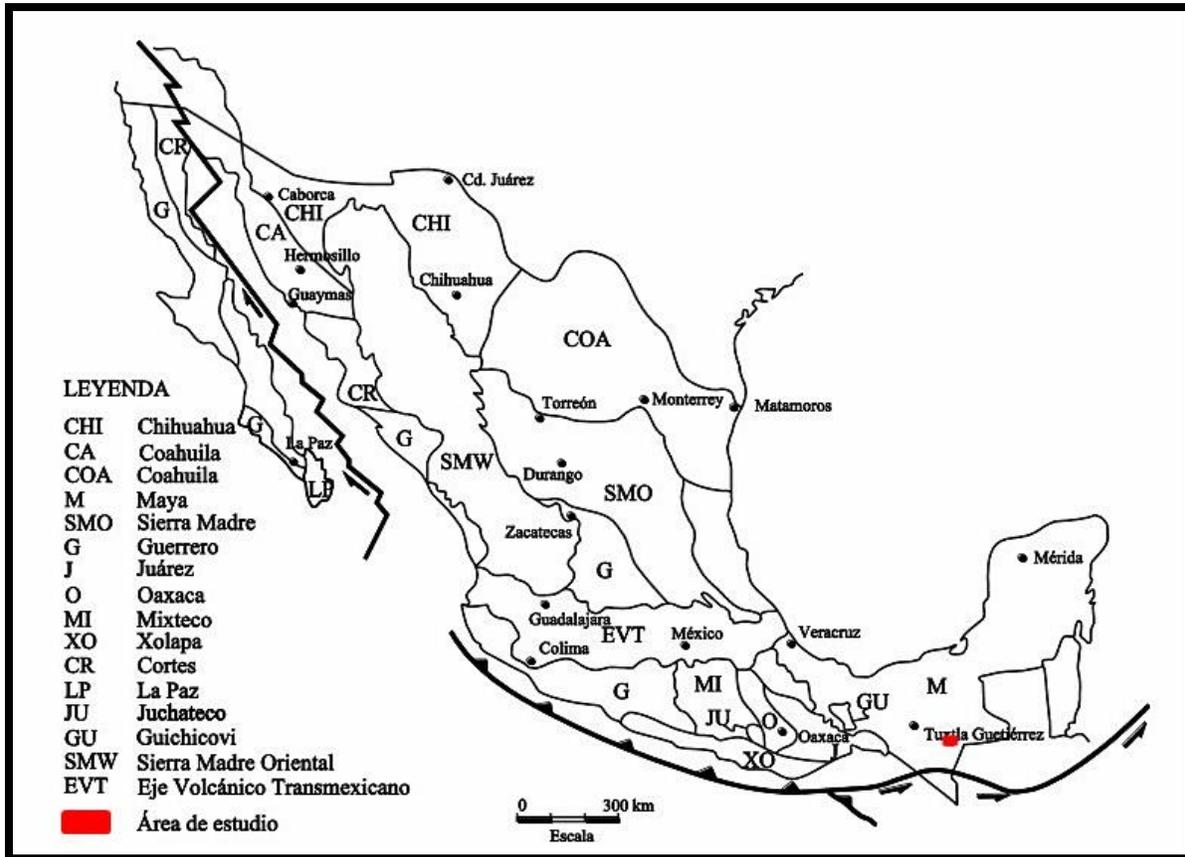


Figura 14. Mapa de Terrenos Tectonoestratigráficos. En el recuadro rojo se resalta el área de estudio, localizada dentro del Terreno Maya. Fuente: (Campa y Coney, 1983). Modificado a partir de Ramírez (2012).

Ortega-Gutiérrez *et al.*, (1992), dividen a México en una serie de provincias geológicas, las cuales se caracterizan por sus rocas, por su estructura y por una secuencia de eventos tal que integran una historia evolutiva singular diferente a la de las áreas adyacentes, de las cuales está separada por límites estratigráficos, tectónicos o por ambos.

Los nombres de las provincias geológicas tienen un término geológico que las vincula con cuencas sedimentarias, elementos tectónico-estratigráficos, cinturones

orogénicos, provincias magmáticas o provincias metamórficas y un término relacionado a su ubicación geográfica (PEMEX, 2010).

El estado de Chiapas está representado por seis Provincias (Cuenca Deltaica de Tabasco, Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas, Batolito de Chiapas, Macizo ígneo del Soconusco, Cuenca de Tehuantepec y La Provincia Cuicateca), la zona de estudio se localiza en la Provincia Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas (Figura 15).

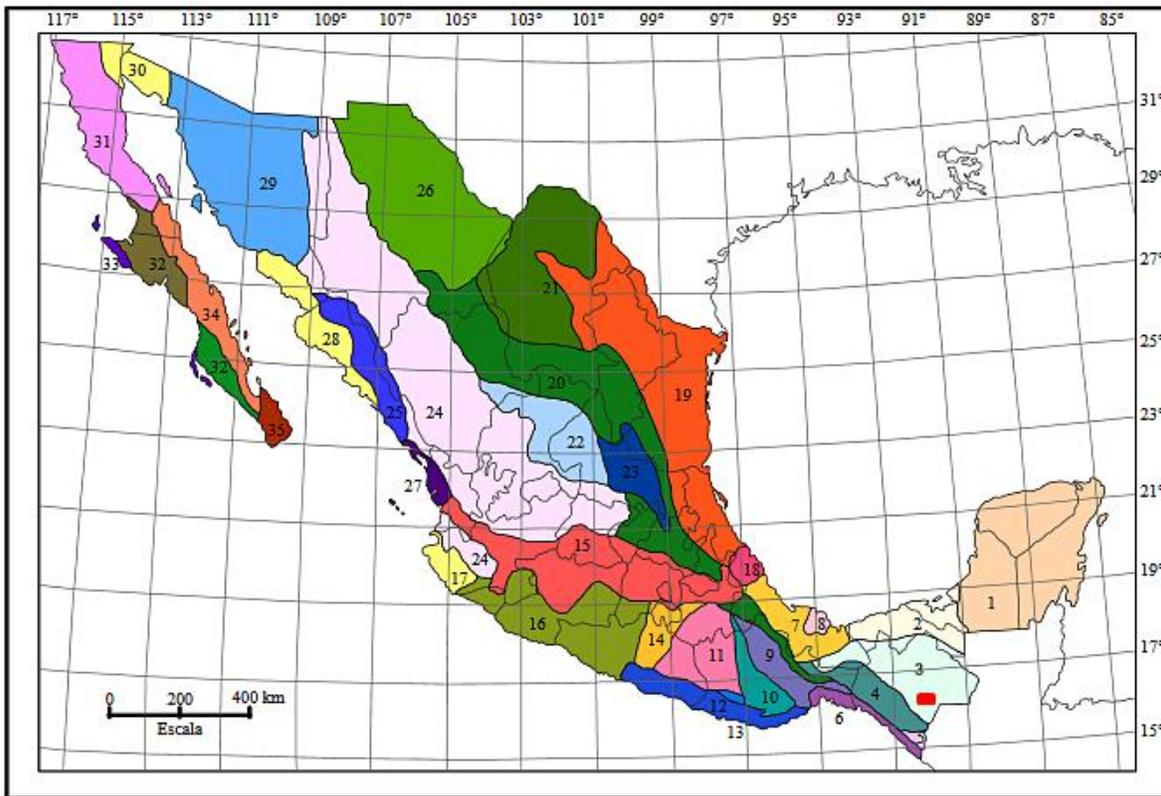


Figura 15. Mapa de Provincias geológicas de México. En el recuadro rojo se resalta el área de estudio. Fuente: re-dibujado de Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992 por Dávalos (2006).

1, Plataforma de Yucatán (C, sm, p); 2, Cuenca Deltaica de Tabasco (C, sc, g); 3, Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas (C, sm, or); 4, Batolito de Chiapas (P, p, ra); 5, Macizo Ígneo de Soconusco (C, p, ra); 6, Cuenca de Tehuantepec (C, sm, g); 7, Cuenca Deltaica de Veracruz (C, sc, g); 8, Macizo Volcánico de los Tuxtlas (C, v, ac); 9, Cuicateca (M, vs, as); 10, Zapoteca (pE, c, co); 11, Mixteca (P, c, co); 12, Chatina (M, p, ra); 13, Juchateca (P, vs, as); 14, Plataforma de Morelos (M, sm, p); 15, Faja Volcánica Transmexicana (C, v, ac); 16, Complejo Orogénico de Guerrero-Colima (M, vs, as); 17, Batolito de Jalisco (M, p, ra); 18, Macizo Ígneo de Palma Sola (C, v, ac); 19, Miogeoclinal del Golfo de México (C, sm, g); 20, Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas (M, sm, or); 21, Plataforma de Coahuila (M, sm, p); 22, Zacatecana (M, c, co); 23, Plataforma de Valles-San Luis Potosí (M, sm, p); 24, Faja Ignimbrítica Mexicana (C, v, ac); 25, Cinturón Orogénico Sinaloense (M, vs, as); 26, Chihuahuense (C-M, c, co); 27, Cuenca de Nayarit (C, sm, g); 28, Cuenca Deltaica de Sonora-Sinaloa (C, sc, g); 29, Sonorense (pE, c, co); 30, Delta del Colorado (C, sc, g); 31, Batolito de Juárez-San Pedro Mártir (M, p, ra); 32, Cuenca de Vizcaíno-Purísima (C, sm, g); 33, Cinturón Orogénico de Cedros-Margarita (M, vs, cs); 34, Faja Volcánica de La Giganta (C, v, ac); 35, Complejo Plutónico de La Paz (M, p, ra). Explicación: Edad.-pE-precámbrico; P-paleozoico; M-mesozoico; C-cenozoico; Origen.-m-metamórfico; p-plutónico; v-volcánico; vs-volcanosedimentario; sm-sedimentario marino; sc-sedimentario continental; c-complejo; Ambiente geotectónico.-cs complejo de subducción; ra-raíz de arco; as-arco submarino; ac-arco continental; g-geoclinal; or-orógeno; p-plataforma; co-compuesto.

3.4 Estratigrafía

A continuación, se describe una columna estratigráfica generalizada para el estado de Chiapas (Castro-Mora, 1999):

La base de la columna estratigráfica aflorante en territorio chiapaneco es de edad Proterozoica y está compuesta fundamentalmente por granitoides y ortogneises (Weber et al., 2006).

Cubriendo de manera discordante a las rocas basales, las rocas del Paleozoico superior son representadas por la serie detrítica perteneciente a las formaciones Paso Hondo, Vainilla y Grupera (López-Ramos, 1980), también por rocas metamórficas discordantes que incluyen serpentinitas, esquistos, gneises y cuarcitas. Las rocas afloran al sureste de Chicomuselo y están afectadas por el Batolito de Chiapas.

Cubriendo de manera aparentemente discordante a la secuencia anterior se encuentra otra de carácter detrítico-calcareo que va del Triásico-Jurásico al Cretácico Superior, se trata de las formaciones Todos Santos, Mogoñé, San Ricardo, Chinameca, Grupo Sierra Madre, Ocozocuatla, Juan Crispín y Méndez. Esta sucesión conforma zonas montañosas muy abruptas de anticlinorios y sinclinorios cuyos ejes están orientados en dirección NO, propia de la provincia geológica de Pliegues y Fallas al centro y norte del estado (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992).

Sobre la sucesión mesozoica descansa concordantemente un paquete de rocas del Paleoceno al Plioceno (Formación Tres Puentes) principalmente en la Depresión Central. Las rocas paleocénicas de la Formación Soyaló son de origen marino y constituyen depósitos turbidíticos. Por su parte las rocas eocénicas son de naturaleza mixta y afloran en el sinclinal de Simojovel (Formación El Bosque y Formación Lomut) (Mandujano Velásquez y Vázquez-Meneses, 1996), las cuales

presentan capas rojas hacia el límite con el Oligoceno marino, cuyas rocas están representadas por calizas de la Formación Macuspana y rocas detríticas de la Formación La Laja. Las rocas del Oligoceno de origen continental afloran principalmente hacia el oriente de la entidad y sobre todo en la República de Guatemala.

Finalmente, las rocas del Plioceno-Holoceno están constituidas por depósitos de limos, arenas, arcillas y depósitos piroclásticos derivados de las actividades volcánicas del Chichonal y Tacaná, así como por materiales aluviales y suelos residuales.

3.5 Geología local

El área de estudio comprende las Cartas Geológico-Minera Tuxtla Gutiérrez E15-11 (SGM, 2005) y Las Margaritas E15-12 D15-3 (SGM, 2006), ambas a escala 1:250,000.

En el área de estudio, se tienen depósitos pertenecientes a la Cuenca Sierra de Chiapas, depósitos Pliocuaternarios y Cuaternarios. A continuación, se describen brevemente las principales unidades litroestratigráficas (Servicio Geológico Mexicano, 2005) (Figura 16).

3.5.1 Cuenca Sierra de Chiapas

3.5.1.1 Formación Sierra Madre (Kapss Cz-Do)

Se distribuye ampliamente en toda el área de estudio. Los afloramientos de mayor extensión constan de una franja orientada noroeste-sureste de 37 km de longitud y 13 km de ancho que se extiende desde el poblado de Las Margaritas hasta las inmediaciones de la localidad de Tzisco; otros afloramientos de menor extensión

afloran al norte del poblado de Comitán, y del poniente de Comitán hacia la parte sur de los poblados de Santa Rita y Trinitaria.

Su litología consiste principalmente de caliza y dolomía, con brechas calcáreas intercaladas.

El espesor de esta unidad es muy variable, midió un espesor de ± 2100 m; en ambas cartas se estimaron espesores que van de 500 m a 900 m.

El contacto inferior es discordante con la Formación Todos Santos, no observado en superficie, sin embargo en el subsuelo es considerado normal y transicional con los carbonatos y evaporitas del Cretácico Inferior (Caballero H. G. *op. cit.*). El contacto superior es concordante y transicional con rocas de la Formación Ocozocuatla-Angostura.

De acuerdo a sus características litológicas, su estructura sedimentológica y faunística, indican que esta unidad se depositó en un ambiente de plataforma carbonatada, con moderada a alta energía y en facies de tipo nerítico medio al externo.

Con base en el registro fósil, en este estudio se le consideró una edad de Aptiano-Santoniano.

3.5.1.2 Formación Ocozocuatla-Angostura (Kcm Cz-Lu)

Esta formación tiene una gran representación a través de toda el área.

Consta de calizas tipo mudstone, wackestone y packstone; dolomía, lutita intercalada, arenisca y conglomerado.

Al norte de Comitán de Domínguez, aflora caliza de color crema, castaño y gris claro, que intemperiza a color gris claro y oscuro, amarillento y castaño rojizo, con textura microcristalina y sacaroide, la estratificación es en capas de 5 cm a 1 m de espesor, recristalizada, con fracturamiento moderado a intenso, vetillas de calcita, se observan huellas de disolución tipo lapiaz.

Hacia el sur del poblado de Santa Rita, al sur del área de estudio, aflora packstone, wackestone, grainstone e intercalación de lutita; el packstone es de color crema, que intemperiza a gris oscuro, en estratos gruesos, es arenoso y presenta huellas de organismos fósiles; el wackestone es de color crema, que intemperiza a gris oscuro, arcilloso, en capas gruesas; el grainstone tiene color castaño claro, que intemperiza a gris oscuro, en estratos de 30 a 50 cm de espesor, contiene principalmente bivalvos y la lutita es de color crema, que intemperiza a gris oscuro, textura de grano muy fino, en estratos de 3 a 5 cm.

El espesor de esta unidad varía de 690 a 1600 m, de acuerdo a datos de las dos Cartas Geológicas. La edad asignada a esta unidad es Campaniano-Maastrichtiano.

Sobreyace de forma transicional y concordante a caliza y dolomía de la Formación Sierra Madre de (Kapss Cz-Do); le sobreyacen de la misma forma rocas de la Formación Soyaló de edad Paleoceno (Tpa Lu-Ar) y por caliza de la Formación Tenejapa-Lacandón de edad Paleoceno (Tpa Cz) considerada como un cambio lateral de facies de esta unidad.

En la Carta Tuxtla Gutiérrez, se le infiere un depósito de plataforma interna con algunas interdigitaciones de plataforma externa en la parte inferior de la columna y un depósito lagunar en la parte media superior, con base a la litología, estructuras sedimentarias y asociación microfaunística.

3.5.2 Depósitos Pliocuaternarios

3.5.2.1 Yeso-Conglomerado polimíctico (TplQpt Y-Cgp)

Esta unidad comprende gran parte de la cuenca. Su litología consiste de una secuencia de yeso, conglomerado polimíctico y limolita.

Los afloramientos que se reconocen en esta unidad en las cartas Tuxtla Gutiérrez y Las Margaritas, se describen a continuación:

- Sección noreste de Francisco Sarabia-sureste de San Antonio Copolar. Se observa una secuencia de yeso, limolita, conglomerado y arenisca; el yeso es cristalino (1 a 5 cm de longitud), que intemperiza a amarillo y rojizo con lustre vítreo, en capas medianas de 3 cm a 10 cm de espesor. La limolita presenta colores gris y rojizo, intemperiza a color amarillento y rojizo, de estructura laminar y estratos de 5 mm de espesor, compuesta de arcilla, cuarzo y fragmentos madera fosilizada contenidos en una matriz arcillosa. El conglomerado es polimíctico de color amarillento y rojizo, con clastos subredondeados de cuarzo, feldespatos, rocas ultrabásicas y arenisca, del tamaño de la arena a 2 cm de diámetro, colores amarillo y ocre que gradúa a arenisca conglomerática, con estratificación cruzada, el tamaño de los granos es de medio a grueso, subredondeados.
- Afloramiento suroeste de Emiliano Zapata. Se localiza en la porción este de la Cuenca. Aflora una secuencia de conglomerado, limos y yesos; de color café amarillento a verde que intemperiza a pardo rojizo, el conglomerado polimíctico se compone por fragmentos subredondeados a bien redondeados de cuarzo, pedernal, toba, gneiss y arenisca con tamaños de 2 a 5 mm de diámetro, además de limos mal consolidados y yesos de color pardo rojizo intercalados con anhidrita de color blanco; toda esta secuencia se encuentra muy intemperizada y erosionada.
- Sección noroeste de Santa Rita-oriente de Emiliano Zapata. Se localiza en la parte sur y al este de la Cuenca. Aflora conglomerado polimíctico y yeso: el

conglomerado polimíctico presenta tonos rojizo y amarillento, con clastos subredondeados a redondeados con tamaños de 3 mm a 5 cm de diámetro, cuyos componentes consisten principalmente en fragmentos de cuarzo, arenisca y pedernal, dentro de una matriz arenosa, con un intenso grado de intemperismo, el yeso es de color pardo rojizo intercalados con anhidrita de color blanco, se presenta definido por cristales de aspecto vítreo y traslúcido, tabulares y lenticulares.

En ambas cartas, se establece que sobreyace discordantemente a rocas de las formaciones Sierra Madre (Kapss Cz-Do) y Ocozocuautila-Angostura (Kcm Cz-Lu); en la Carta Tuxtla Gutiérrez se establece que subyace concordantemente a rocas de la unidad de conglomerado del Pleistoceno (Qpt Cgp); mientras que en la Carta Las Margaritas, subyace concordantemente a la unidad de Toba riolítica (Qpt TR).

El espesor máximo estimado para esta unidad es de 150 m para ambas cartas. Su ambiente de depósito es continental en una cuenca evaporítica restringida.

3.5.3 Depósitos Cuaternarios

3.5.3.1 Conglomerado polimíctico (Qpt Cgp)

Esta unidad aflora hacia el centro y al oeste de la cuenca.

La litología consiste principalmente de arenisca y conglomerado polimíctico.

Al norte del poblado Francisco Sarabia, aflora conglomerado polimíctico de color rojizo que intemperiza a castaño rojizo, con textura clástica, en capas de 15 a 30 cm de espesor, constituido por fragmentos de cuarzo, caliza, filita, andesita, riolita, subangulosos a bien redondeados con tamaños que varían desde arenas finas a 6 cm de diámetro soportados por una matriz arenosa.

El espesor de esta unidad es variable pero se le estima un máximo de 100 m en la Carta Tuxtla Gutiérrez.

Cubre de manera discordante a las formaciones Sierra Madre (Kapss Cz-Do), Ocozocuaútlā-Angostura (Kcm Cz-Lu).

Por posición estratigráfica se le asignó una edad Pleistoceno. Su ambiente de depósito es continental en pequeñas depresiones.

3.5.3.2 Aluvión (Qho al)

Los afloramientos de esta unidad se presentan en la parte norte, noreste, este y sureste de la cuenca.

Esta unidad es producto de la desintegración por intemperismo de rocas preexistentes, los cuales son transportados principalmente por ríos y arroyos, depositándose en los lechos de los mismos y en las zonas bajas y planas.

Los espesores varían de 5 a 10 m como máximo. El ambiente de depósito es sedimentario continental.

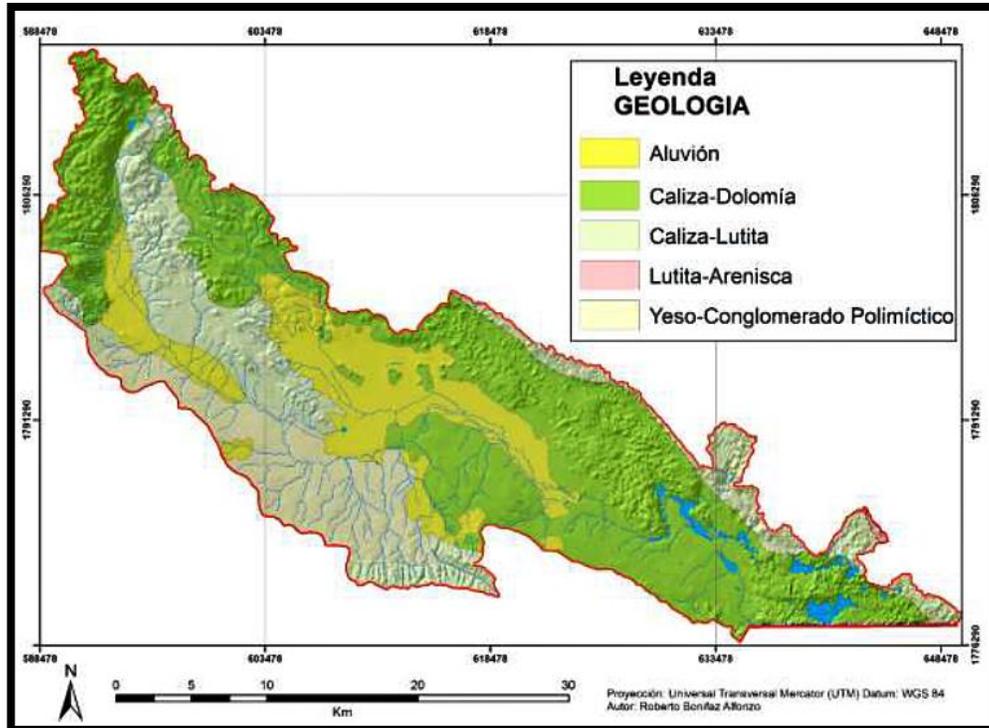


Figura 16. Distribución de los materiales geológicos en la Cuenca Río Grande de Comitán. Fuente: Mora *et al.*, 2016.

3.6 Geomorfología

A partir del mapa geomorfológico de la cuenca realizado por Mora *et al.*, (2016), es posible distinguir 13 unidades geomorfológicas, asociadas con distintos procesos genéticos y litología, las cuales se describen desde las unidades de montaña hacia las zonas de planicie, permitiendo identificar diferentes etapas evolutivas y estadios de desarrollo kárstico (Figura 17).

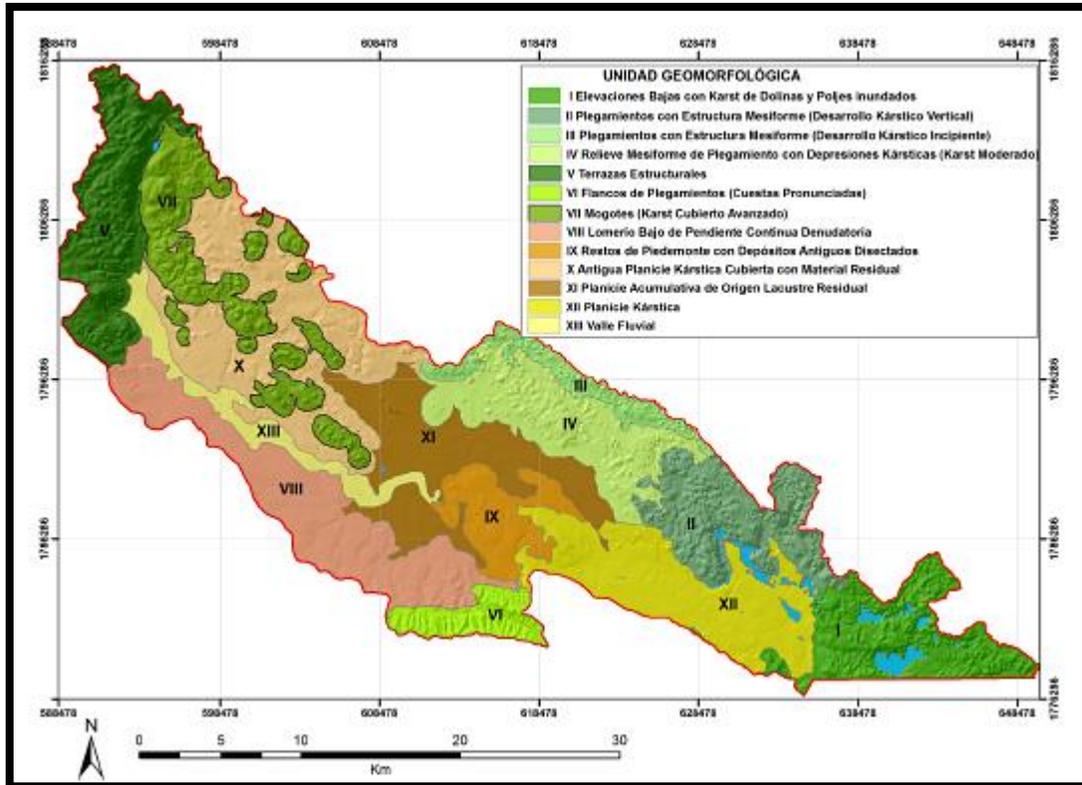


Figura 17. Mapa de unidades geomorfológicas de la cuenca Río Grande de Comitán-Lagos de Montebello, Chiapas. Fuente: Mora *et al.*, 2016.

A continuación se presenta a modo de resumen una tabla con las principales características morfométricas de las unidades morfológicas identificadas en la cuenca (Tabla 1).

Tabla 1. Características morfométricas de las unidades morfológicas identificadas en la Cuenca del Río Grande-Lagos de Montebello, Chiapas. Fuente: Mora *et al.*, 2016.

Unidad	Unidad Morfológica	Geología	Área (km ²)		Altitud (msnm)		Pendiente (°)		Rugosidad	
		Litología	Prom.	Desv.	Min	Máx	Min	Máx	Min	Máx
Montaña	I-Elevaciones Bajas con Karst de Dolinas y Poljes inundados	Caliza-Dolomía	60.86	0.17	1371.9	1734.6	0.0	57.5	0.0	18.6
	II-Plegamientos con Estructura Mesiforme (Desarrollo Kárstico Vertical)	Caliza-Dolomía	61.74	0.01	1418.8	1809.3	0.0	48.9	0.0	14.6
	III-Plegamientos con Estructura Mesiforme (Desarrollo Kárstico Incipiente)	Caliza-Dolomía	22.93	0.01	1478.5	1706.9	0.0	37.2	0.1	9.6
	IV-Relieve Mesiforme de Plegamiento con Depresiones Kársticas (Karst Moderado)	Caliza-Dolomía	69.47	0.00	1463.2	1646.9	0.0	32.1	0.0	9.2
	V-Terrazas Estructurales	Caliza-Dolomía	70.64	0.05	1537.6	2442.1	0.0	48.8	0.0	15.5
	VI-Flancos de Plegamientos (Cuestas Pronunciadas)	Caliza-Lutita	21.51	0.01	1539.2	1861.4	0.0	40.4	0.1	12.7
Lomerío	VII-Mogotes (Karst Cubierto Avanzado)	Caliza-Lutita	73.93	0.01	1517.4	2017.3	0.0	42.2	0.0	13.0
	VIII-Lomerío Bajo de Pendiente Continua Denudatoria	Conglomerado	90.44	0.00	1519.0	1680.9	0.0	22.2	0.0	5.5
	IX-Restos de Piedemonte con Depósitos Antiguos Disectados	Caliza-Dolomía	34.12	0.00	1476.0	1598.7	0.0	19.2	0.0	6.0
Planicie	X-Antigua Planicie Kárstica Cubierta con Material Residual	Caliza-Dolomía	103.73	0.01	1501.7	1816.2	0.0	32.5	0.0	9.8
	XI-Planicie Acumulativa de Origen Lacustre Residual	Aluvión	76.31	0.01	1473.0	1560.4	0.0	24.8	0.0	7.0
	XII-Planicie Kárstica	Caliza-Dolomía	85.73	0.01	1420.1	1647.2	0.0	36.1	0.0	13.0
	XIII-Valle Fluvial	Caliza-Lutita	28.01	0.00	1498.8	1602.2	0.0	13.1	0.0	3.9

3.7 Fisiografía

El estado de Chiapas está caracterizado por presentar un complejo relieve. Müllerried (1957) lo clasifica en siete Regiones Fisiográficas. La zona de estudio pertenece a la Región Fisiográfica IV Altiplanicie Central, también llamada Altiplano Central, se localiza en la parte central del estado (Figura 18). Su topografía es montañosa con la presencia de valles de origen kárstico, llamados úvalas o poljes, dependiendo del tamaño. Las rocas predominantes son las calizas, las que dan origen a numerosos fenómenos propios de este tipo de terreno, como las grutas, dolinas y los mencionados anteriormente; además, es posible encontrar rocas de origen volcánico de manera aislada. Los suelos son delgados y pedregosos y en la mayoría de los casos presentan pendientes considerables. Por la naturaleza del terreno, no existe una red hidrológica superficial importante sino que se ha desarrollado de manera subterránea.

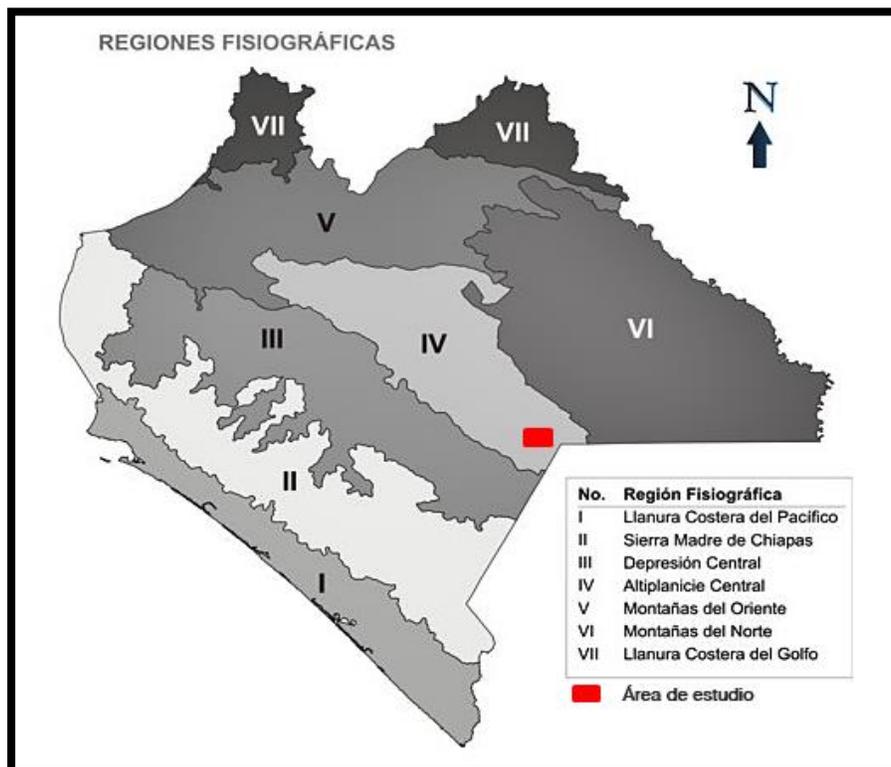


Figura 18. Regiones Fisiográficas del estado de Chiapas (Müllerried, 1957). Modificado a partir de Secretaría de Planeación (2001). En el recuadro rojo se resalta el área de estudio, localizada dentro de la Región Fisiográfica IV Altiplanicie Central.

3.8 Clima

Bahena (2014), realizó el mapa de las unidades climáticas de la cuenca basado en información de unidades climáticas de INEGI escala 1:250 000. En el área de estudio predomina el clima templado subhúmedo (Figura 19).

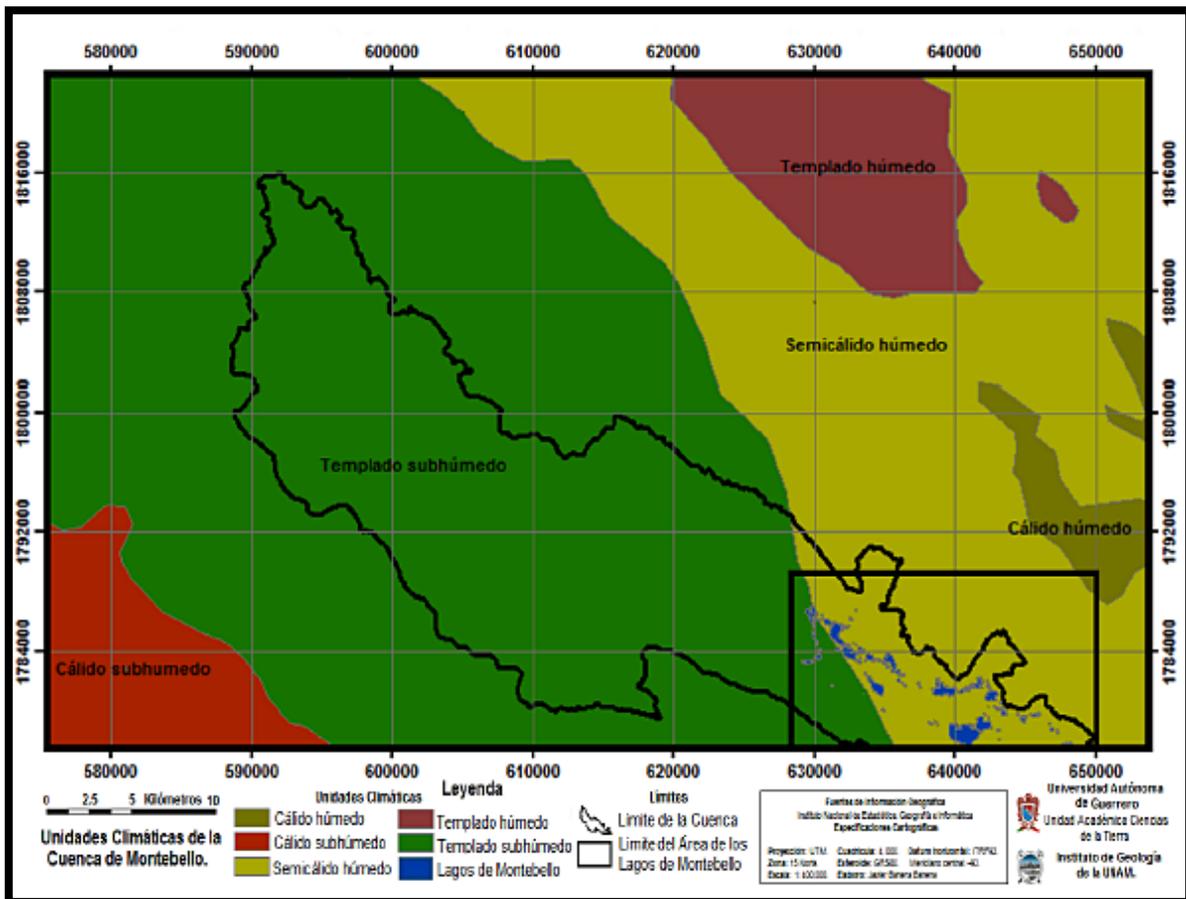


Figura 19. Mapa de unidades climáticas de la Cuenca de Río Grande de Comitán, Chis. El área de estudio corresponde al clima templado subhúmedo. Fuente: Bahena, 2014

3.9 Temperatura

Durante el periodo de mayo a octubre, la temperatura máxima es homogénea a nivel de la cuenca, y va de los 24 a los 27°C, mientras que la temperatura mínima es heterogénea ya que los grados más bajos de temperatura (9-12°C) se encuentran en las zonas más altas y montañosas de la cuenca; las temperaturas aumentan

hasta los 18°C en las zonas medias y bajas de la cuenca. En el periodo de noviembre a abril, la temperatura también es homogénea en toda la cuenca, los niveles más altos van de 21 a 24°C y los niveles más bajos de 9 a 12°C (CONAGUA, 2009).

3.10 Precipitación

Durante el periodo de mayo a octubre, la precipitación es de 900 a 1000 mm en zonas bajas y entre 1000 y 1700 mm en las zonas más altas. En la zona del Parque Nacional Lagunas de Montebello es donde se registran los valores máximos de precipitación. Entre los meses de noviembre a abril, la precipitación va de 100 a 150 mm en zonas bajas y hasta 500 en las zonas montañosas de la cuenca (CONAGUA, 2009).

3.11 Suelos

De acuerdo con INEGI (2004), en las Cartas Tuxtla Gutiérrez (E15-11) y Las Margaritas (E15-12 D15-3) escala 1:250,000, se identifican siete tipos de suelos en la cuenca: Leptosol (24.91%), Feozem (19.80%), Luvisol (19.08%), Vertisol (18.57%), Chernozem (8.22%), asociación de Planosoleútrico-Leptosol hiperesquelético (7.67%) y Cambisol (0.52%). El suelo urbano es tan sólo el 1.23% de todo el suelo de la cuenca. Aunado a lo anterior, Vázquez y Méndez (1994) describen cinco grupos más, los cuales se encuentran cerca del PNLN: Acrisoles, Fluvisoles, Gleysoles, Litosoles y Rendzinas. Los Leptosoles son los suelos con una mayor extensión en la cuenca ocupando 23571 ha, por otro lado, los Cambisoles con 493 ha son los que ocupan una menor superficie (López, 2017).

3.12 Uso de suelo

De acuerdo con el mapa de uso de suelo y vegetación (INEGI, 2010) (Figura 20) el

52.7% del área de la cuenca corresponde a actividades agrícolas, el 47.3% es Suelo de Conservación y el 8.6% pastizal inducido. Los remanentes de vegetación natural en la cuenca son asociaciones de pino-encino (17.4%, algunos ejemplos: nanche, roble, caoba, ciprés, pino, romerillo, sabino, manzanilla, amate, cedro, ceiba y chicozapote), bosque de encino (9.4%), bosque mesófilo de montaña (7.8%), bosque de pino (1.3%), cultivado (0.9%) y chaparral (0.5%).

Los principales suelos donde se desarrolla la actividad agrícola son Chernozem, Feozem, Vertisol, Luvisol, Leptosol y Cambisol. La actividad agrícola en el sitio es de temporal y riego. Los principales cultivos que se desarrollan en el área son maíz y frijol de temporal, jitomate, café, calabaza, chilacayote, pepino, tomate verde y algunas hortalizas como el repollo y la lechuga (López, 2017).

A lo largo del río Grande se distribuye vegetación riparia (por ejemplo, géneros como *Taxodium* y *Salix*). Dentro del PNLM existe flora de interés especial como las orquídeas, cuenta con 35 variedades de orquídeas, algunas están dentro de la NOM-059-SEMARNAT-2001, como por ejemplo, *Lycasteskinneriy* *Stanhopeaoculata* (INEGI, 2000; CONANP-SEMARNAT, 2007).

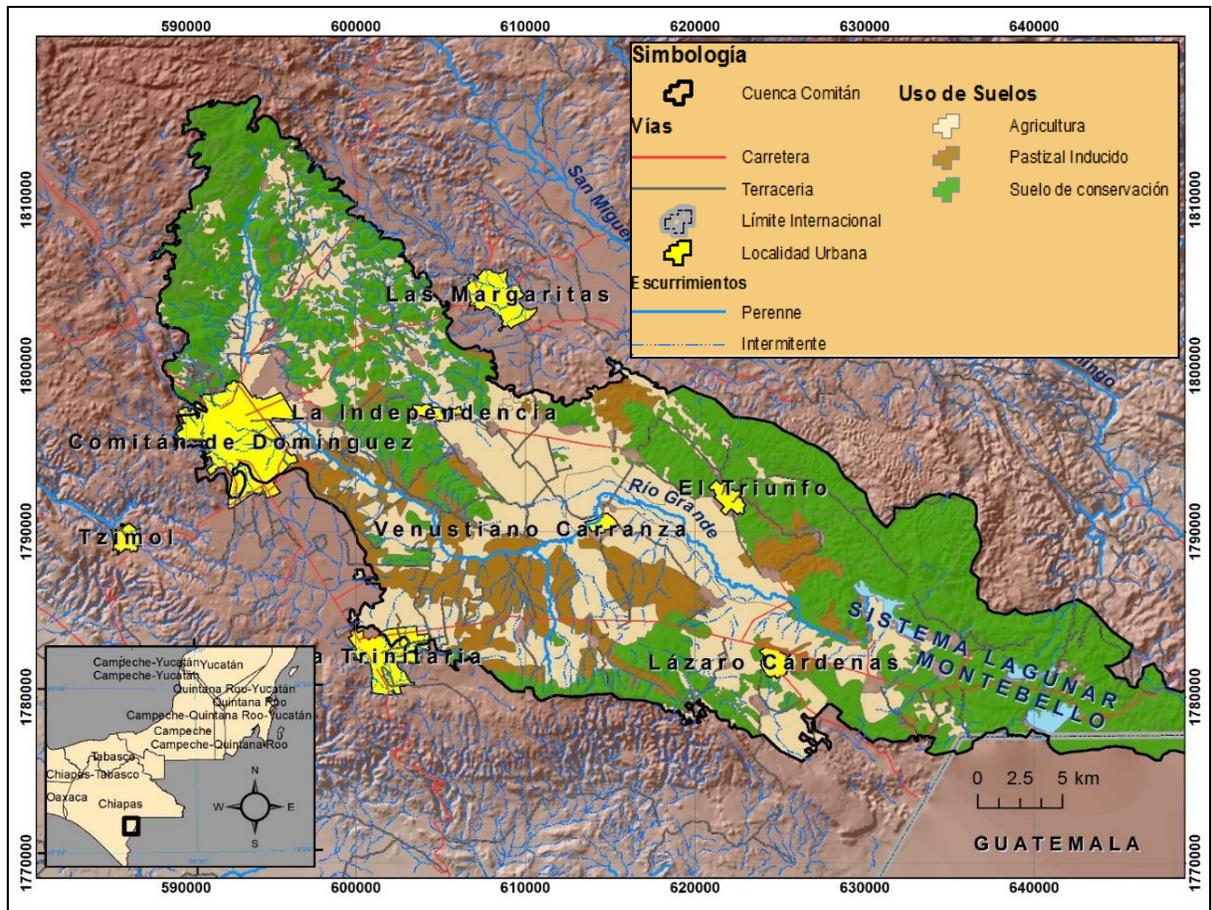


Figura 20. Mapa de Uso de Suelos de INEGI (2010) escala 1:25000, modificado por López (2017). 52.7% del área de la cuenca corresponde a la agricultura, el 47.3% es suelo de conservación y el 8.6% pastizal inducido. Fuente: López (2017).

4. Metodología

El protocolo que se siguió en la planeación del trabajo de campo, trabajo de gabinete y análisis de laboratorio fue basado en la Guía de Muestreo de Aguas Subterráneas de la CONAGUA (1999).

4.1 Trabajo de gabinete

Como primera actividad y con la finalidad de hacer un reconocimiento del área de estudio, se llevó a cabo una revisión de la información geológica, hidrogeológica, hidrogeoquímica y datos en general existente del área de interés, consultando vías de acceso, imágenes satelitales, modelos digitales de elevación, mapas topográficos, hidrológicos y geológicos, reportes, estudios, tesis, artículos, entre otros, de fuentes como Google Earth, INEGI, CONAGUA, CONANP, SEMARNAT, CFE, por mencionar algunos.

De manera específica, se consultaron los Modelos Digitales de Elevación (INEGI 2001), las Cartas Geológico-Minera Tuxtla Gutiérrez (E15-11) y Las Margaritas (E15-12 D15-3) (INEGI, 1997) escala 1:250,000, las Cartas Topográficas escala 1:50,000 Las Margaritas (E15D74) (INEGI, 1988), Venustiano Carranza (E15D72), Comitán (E15D73), Socoltenango (E15D82), La Trinitaria (E15D83) (INEGI, 2001) y El Triunfo (E15D84) (INEGI, 2008). Con el fin de obtener información contextual, se revisó el estudio “Programa de Monitoreo de Calidad del Agua. Estudio para Monitorear los Parámetros de Calidad del Agua de las Lagunas Comunicadas con el Sistema Lagunar Tepancoapan” de la CONANP (2011), el informe “Estudio para Conocer la Calidad del Agua de las Lagunas de Montebello, Chiapas” de la CFE (2012), los estudios “Plan de Gestión de la Cuenca del Río Grande-Lagunas de Montebello, Chiapas-México” de CONAGUA (2009), el “Programa de Conservación y Manejo Parque Nacional Lagunas de Montebello. Chiapas, México” de CONANP-SEMARNAT (2007), y el “Programa de Ordenamiento Ecológico y Territorial de los municipios de la Subcuenca del Río Grande y del Parque Nacional Lagunas de Montebello, Chiapas” de SEMARNAT (2012). También se recurrió a los siguientes

trabajos de tesis relacionados con la zona de estudio: “Microorganismos en Agua como Indicadores del Proceso de Degradación de la Cuenca del Río Grande de Comitán-Lagos de Montebello, Chiapas, México” de Hernández (2015), “Análisis Hidrogeoquímico de la Cuenca del Río Grande Comitán” de Juárez (2014), “Análisis del Impacto de la Actividad Agrícola en el Agua Subterránea en la Zona de La Trinitaria, Chiapas” de Olea (2015) y “Cartografía Temática de la Cuenca Hidrográfica del Sistema Lagunar de Montebello, Chiapas” de Bahena (2014).

4.2 Visita de reconocimiento

En el mes de julio del 2013, con el fin de tener un panorama general del área de estudio, se llevó a cabo una visita de reconocimiento de la zona para conocer las características del sitio y así poder llevar a cabo la planeación de las actividades subsecuentes a realizar durante el trabajo de campo.

Anteriormente, un grupo de compañeros inició el censo de pozos y norias, y en esa visita de reconocimiento lo concluimos y se prosiguió a la selección final de los sitios de muestreo. La selección se planeó de acuerdo con las condiciones de acceso al lugar y estratégicamente para que abarcaran lo más posible toda el área de interés a estudiar y así obtener la mayor cantidad de información.

En total se seleccionaron 50 sitios para el muestro de agua subterránea, 20 pozos y 30 norias.

4.3 Georreferenciación y piezometría

El muestreo se llevó a cabo en el mes de septiembre del 2014. Una vez seleccionados y ubicados los sitios de muestreo se posicionaron geográficamente por medio de un GPSMAP 60CSx de la marca Garmin. En cada punto se tomó la profundidad del nivel estático con una sonda eléctrica y flexómetro.

Con la finalidad de obtener una comparativa en la variabilidad temporal se realizaron dos etapas más de muestreo: una en el mes de noviembre de 2014 y otra en el mes de enero de 2015; en donde solo se llevó a cabo la georreferenciación y el levantamiento de datos piezométricos y fisicoquímicos de los 50 sitios.

4.4 Toma de parámetros físico-químicos

Los parámetros que se registraron fueron: pH, temperatura (T), conductividad eléctrica (CE) y sólidos disueltos totales (SDT) determinaron *in-situ* dentro de una cubeta con agua de los pozos y norias por medio de un potenciómetro de la marca HANNA modelo HI 98130 COMBO. Se tomó nota de estos datos y de las observaciones correspondientes al sitio de muestreo y sus alrededores.

Para la medición de sulfuros (S_2) y dióxido de carbono (CO_2) se utilizaron kits de colorimetría de la marca LaMotte. Los procedimientos que se siguieron se indican a continuación (LaMotte, 2016):

Sulfuros (código 4456-01):

- 1) Llenar el tubo de plástico con 5 mL de agua de la muestra.
- 2) Agregar 15 gotas del reactivo de Sulfuro A, cerrar y mezclar suavemente.
- 3) Agregar 3 gotas del reactivo de Sulfuro B, cerrar, mezclar y esperar 1 minuto.
- 4) Con la pipeta agregar 1 mL del reactivo de Sulfuro C, cerrar y mezclar.
- 5) Hacer coincidir el color resultante con la tabla de estándares de color y registrar el contenido de Sulfuros en mg/L.

Dióxido de Carbono (código 7297-DR-01):

- 1) Llenar el frasco de vidrio con 20 mL de agua de la muestra (evitar contacto prolongado con el aire).

- 2) Agregar 2 gotas del indicador de Fenolftaleína al 1%. Si la solución mantiene su color, se prosigue con el paso 3. Si la solución vira a rojo, no hay presencia de CO₂.
- 3) Llenar la jeringa del reactivo de Dióxido de Carbono e insertar en el orificio del frasco.
- 4) Mientras se mueve suavemente en forma circular el frasco, añadir una gota a la vez hasta que cambie a un color rosa pálido y persista durante 30 segundos.
- 5) Registrar los ppm de Dióxido de Carbono agregados.

4.5 Recolección de muestras

Para la recolección de muestras de agua subterránea se utilizaron envases de vidrio y de polietileno, debidamente lavados, siguiendo el protocolo Guía de Muestreo de Aguas Subterráneas de la CONAGUA (1999), y etiquetados para su identificación. Se utilizaron dos cubetas para recolectar la muestra, una para los parámetros de campo y otra para los análisis químicos.

Se recolectaron muestras de agua en pozos someros en uso de 3 a 65 metros de profundidad (Figura 21) (públicos y privados) y en pozos profundos de 50 a 200 metros de profundidad, pertenecientes a sistemas de abastecimiento municipal, rural y para uso de riego (Figura 22).



Figura 21. Pozo somero privado ubicado en el barrio Linda Vista del municipio de Comitán.



Figura 22. Pozo profundo de abastecimiento público ubicado en la comunidad de Santa Rita.

En los 50 sitios de muestreo, la toma de muestra se realizó antes del proceso de cloración. La recolecta de la muestra se hizo de la siguiente manera: en los pozos profundos se dejó purgar aproximadamente 2 minutos para que el agua recolectada fuera representativa del agua subterránea, es decir, el tiempo suficiente para desalojar el agua contenida en la tubería. Después de realizar la purga, se lavó la botella de 60 mL de capacidad con el agua directamente de la llave y se tomó la muestra allí mismo para la posterior determinación de Carbono Orgánico Total (COT), lo mismo se llevó a cabo para la muestra de nutrientes (nitratos y fosfatos) en envases de 30 mL y se le agregó una gota de cloroformo para preservar los

nutrientes. En el caso de los pozos someros, algunos tenían bomba de extracción y la toma de esas dos muestras se hizo de manera semejante a los pozos profundos, en los que no se contaba con bomba de extracción el agua para la muestra se sacó con una cubeta, previamente enjuagada minuciosamente con agua del pozo, atada a una cuerda. Las muestras para cationes, aniones y nutrientes se filtraron con un portafiltro de la marca Millipore con tamaño de diámetro de 25 mm y con un filtro de membrana de la misma marca con tamaño de poro de 0.45 μm , a los portafiltros se les acopló una jeringa de 60 mL esterilizada previamente y enjuagada con el agua de la misma muestra. Para cationes se utilizaron vacutainer nuevos, se enjuagaron con la misma agua y se acidificó agregando dos gotas de ácido nítrico ultra-puro (HNO_3) para preservar un $\text{pH} < 2$ con la finalidad de mantener en solución los solutos de interés hasta el momento de su análisis en el laboratorio. Para aniones se utilizaron también vacutainer, sin acidificar la muestra. En total se tomaron cuatro muestras por pozo, al terminar de muestrear en cada punto, las muestras se guardaron juntas para llevar un mejor control. Todas las muestras se conservaron en hielo hasta llegar a guardarlas en un refrigerador a una temperatura de 4°C , posteriormente se transportaron al laboratorio del Instituto de Geología de la UNAM en la Ciudad de México donde permanecieron en un cuarto frío a 4°C hasta su respectivo análisis.

4.6 Análisis de laboratorio

4.6.1 Iones Mayoritarios

Los análisis de aniones y cationes mayoritarios fueron realizados en el Laboratorio de Cromatografía del Instituto de Geología de la UNAM. Se llevaron a cabo por medio de la técnica de cromatografía de iones, utilizando un equipo constituido de una bomba binaria de la marca Waters modelo 1525, un automuestreador de la misma marca modelo 717 y un detector conductimétrico marca Waters modelo 432.

Los aniones se determinaron y cuantificaron utilizando como fase estacionaria, una columna IC-PaK de la marca Waters cuyas dimensiones son: 4.6 x 75 mm, empleando como fase móvil una disolución constituida de acetonitrilo, butanol, gluconato borato de sodio y agua, en una relación 12:2:2:84 en modo isocrático a un flujo de 1 mL/min.

La determinación y cuantificación de cationes se realizó utilizando como fase estacionaria, una columna Metrosep C4 de la marca Metrohm cuyas dimensiones son: 4 x 100 mm, empleando como fase móvil una disolución constituida de HNO₃ 1.9 mM + ácido dipicolínico 0.8 mM en modo isocrático a un flujo de 0.9 ml/min.

4.6.2 Nutrientes

El análisis de nutrientes se llevó a cabo en el Laboratorio de Biogeoquímica Acuática del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM, mediante el uso de técnicas estandarizadas, por medio de un auto-analizador de flujo segmentado Skalar San Plus System, que cuenta con canales para la determinación simultánea de NO₃⁻, NO₂⁻, NH₄⁺, PO₄³⁻ y SiO₂.

El nitrógeno amoniacal se determinó con base en la técnica descrita por Solórzano (1969); los nitratos se determinaron mediante su reducción a nitritos, empleando el método modificado de Treguer y Le Corre (1974), usando como agente reductor una columna empacada de limaduras de cadmio recubiertas con cobre, acondicionada con cloruro de amonio. La determinación de fosfatos (PO₄³⁻) se realizó como lo describen Strickland y Parsons (1972), fundamentado en la formación del ácido 12-molibdofosfórico y su posterior reducción a fosfomolibdeno azul con ácido ascórbico. La determinación de silicatos (SiO₂) se realizó mediante la metodología propuesta por Brewer y Riley (1966) que se fundamenta en la

conversión del ácido silícico a ácido B-silicomolibdico y su reducción a molibdeno azul con un reductor como el ácido ascórbico.

Las determinaciones para nitrógeno y fósforo total se realizaron a partir de la técnica digestión simultánea, este método se basa en la digestión producida por el persulfato a una temperatura de 120 °C propuesta por Valderrama (1981), donde el nitrato y el fosfato formado por oxidación es analizado con las metodologías anteriores establecidas para cada caso.

4.6.3 Análisis de Carbono Orgánico Total (COT)

Los análisis de COT se llevaron a cabo en el Laboratorio Universitario de Nanotecnología Ambiental (LUNA) del Instituto de Ciencia Aplicada y Tecnología. Se determinó utilizando un analizador elemental de C y N Shimadzu TOC-L CSH/CSH modelo SSM-5000^a con un módulo de líquidos. Se cuantificó primero el Carbono Total, posteriormente el Carbono Inorgánico Total y la diferencia entre estos dos es el valor que se asigna al Carbono Orgánico Total.

5. Resultados

5.1 Sitios de muestreo

En la Figura 23, se presenta el geoposicionamiento de los 50 sitios de muestreo, 30 norias y 20 pozos.

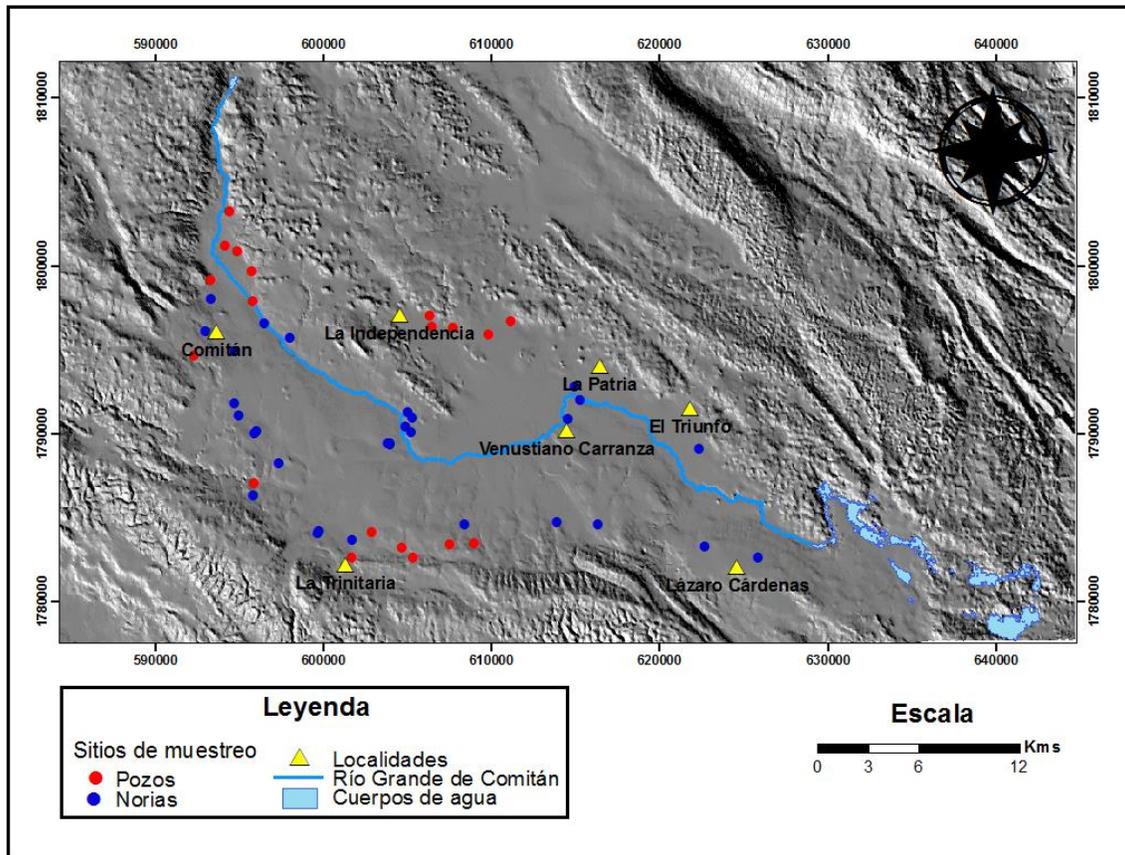


Figura 23. Geoposicionamiento de los sitios de muestreo.

5.2 Presentación y procesamiento de resultados

Con base en los datos obtenidos en campo (parámetros físico-químicos y mediciones de piezometría) y en la determinación de la concentración de iones mayoritarios (cationes y aniones), así como análisis de carbono orgánico total (COT)

y de nutrientes (nitratos y fosfatos) mediante el análisis de laboratorio, se llevaron a cabo las siguientes descripciones de los resultados obtenidos en el muestreo realizado en el mes de septiembre de 2014 por considerarse la información más completa y confiable, no obstante, se hace un comparativo con los resultados de los meses de noviembre de 2014 y enero de 2015 (Anexos I y II).

5.3 Profundidad del nivel estático

Los niveles estáticos del agua subterránea en la zona de estudio, fluctuaron del nivel del terreno a 9.36 metros de profundidad en las norias, y de 12.66 metros a 60 metros en los pozos, en el mes de septiembre. Los valores de profundidad del nivel estático de norias y pozos en los meses de noviembre y enero se encuentran en los Anexos III y IV. La profundidad del agua subterránea varía con el tiempo debido a los periodos de precipitación, de infiltración del agua al sistema, del tiempo de recarga y del efecto de la evapotranspiración en los niveles más someros.

En general, en el mes de septiembre se tienen los niveles más profundos en los pozos, y en noviembre y enero son más someros, esto puede deberse al tiempo que tarda en recargarse el sistema subterráneo después del periodo de precipitación.

En las norias, en el mes de septiembre se tienen los niveles más someros, lo cual corresponde a la cantidad de lluvia y al tiempo más corto que toma que ingrese al sistema el agua infiltrada en los niveles más someros; en noviembre y enero los niveles son más profundos, una posible causa puede deberse al proceso de la evapotranspiración que se ejerce en los primeros 10 metros de profundidad debido a las pérdidas de agua por la evaporación desde la superficie del suelo y la transpiración de la vegetación.

De acuerdo con las figuras 24 y 25, que corresponden al mes de septiembre, los niveles más someros se encuentran localizados en las áreas topográficas más bajas, mientras que, hacia las zonas más altas y montañosas, los niveles son más profundos.

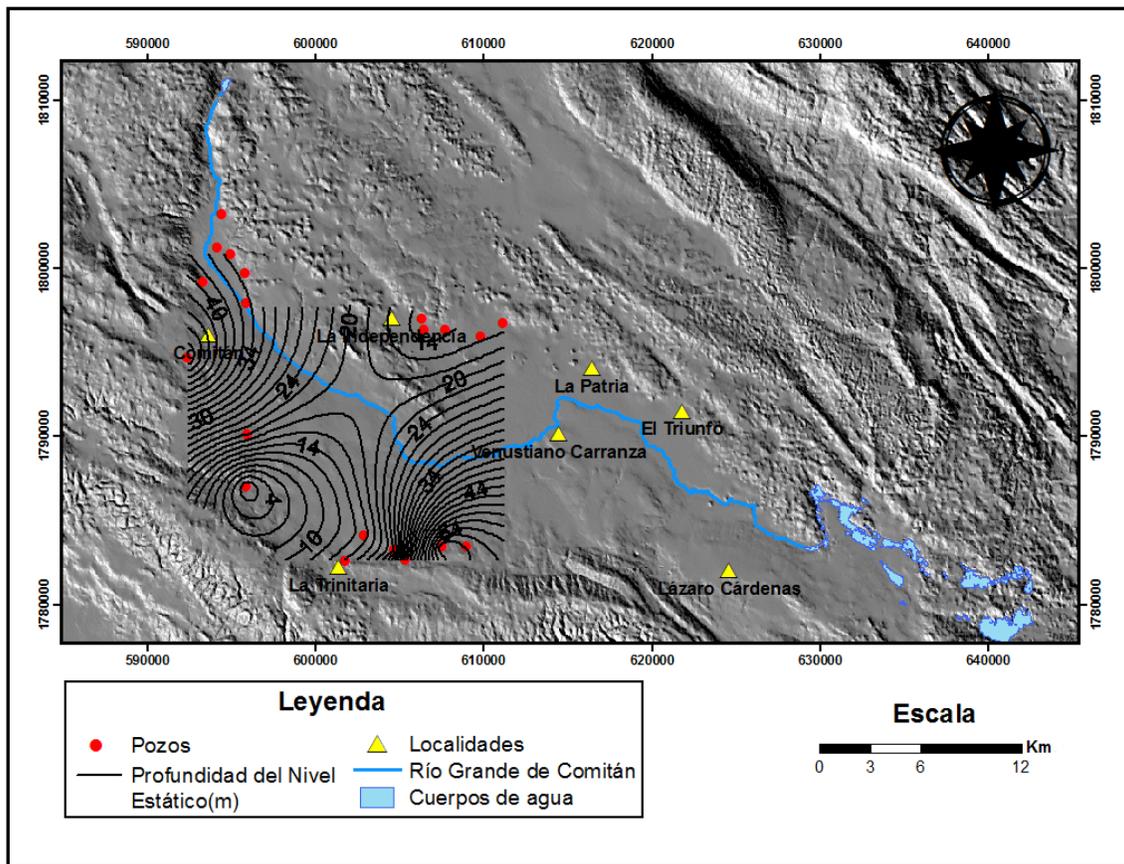


Figura 24. Profundidad del nivel estático en pozos del mes de septiembre.

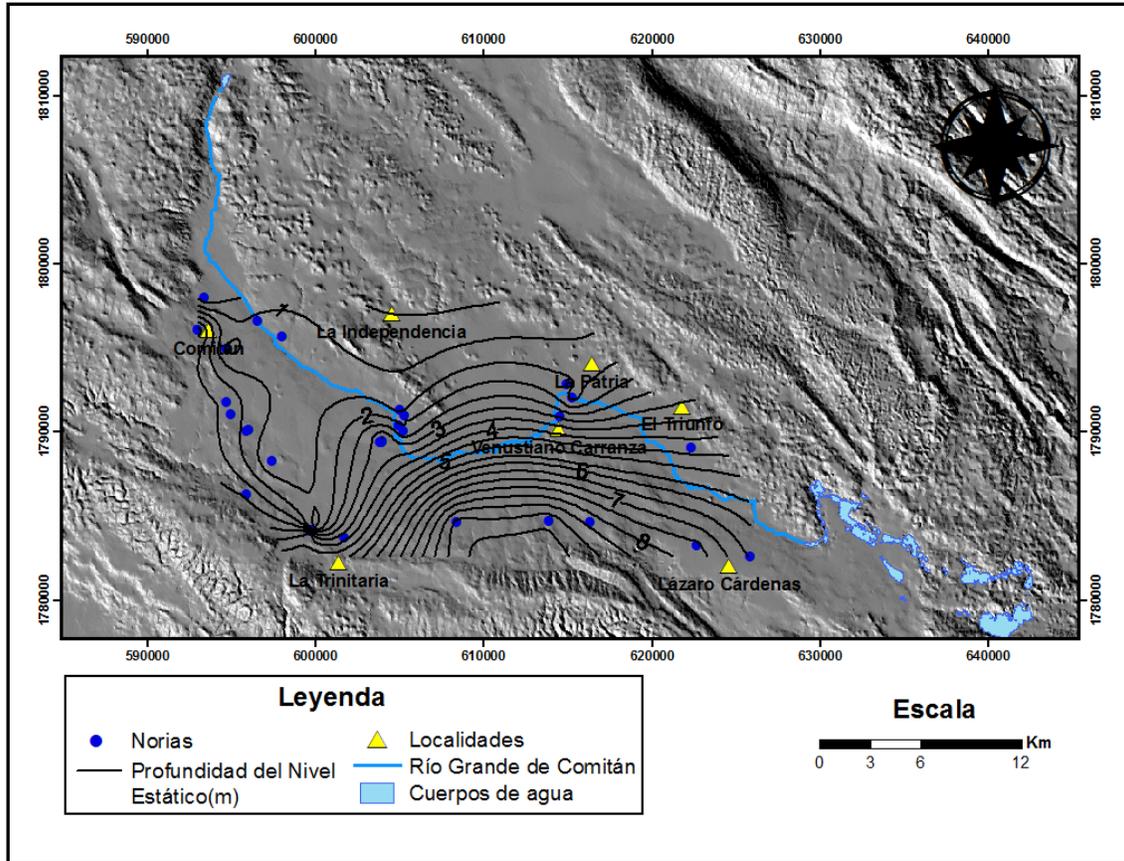


Figura 25. Profundidad del nivel estático en norias del mes de septiembre.

5.4 Configuración de la red de flujo de aguas subterráneas

Por medio del software SURFER 10, se elaboró la red de flujo utilizado datos obtenidos de la medición de niveles freáticos del mes de septiembre, mediante la interpolación del Kriging ordinario.

En los pozos profundos, el flujo de agua subterránea lleva una dirección preferencial NO-SE, siguiendo los bajos topográficos de la cuenca (Figura 26).

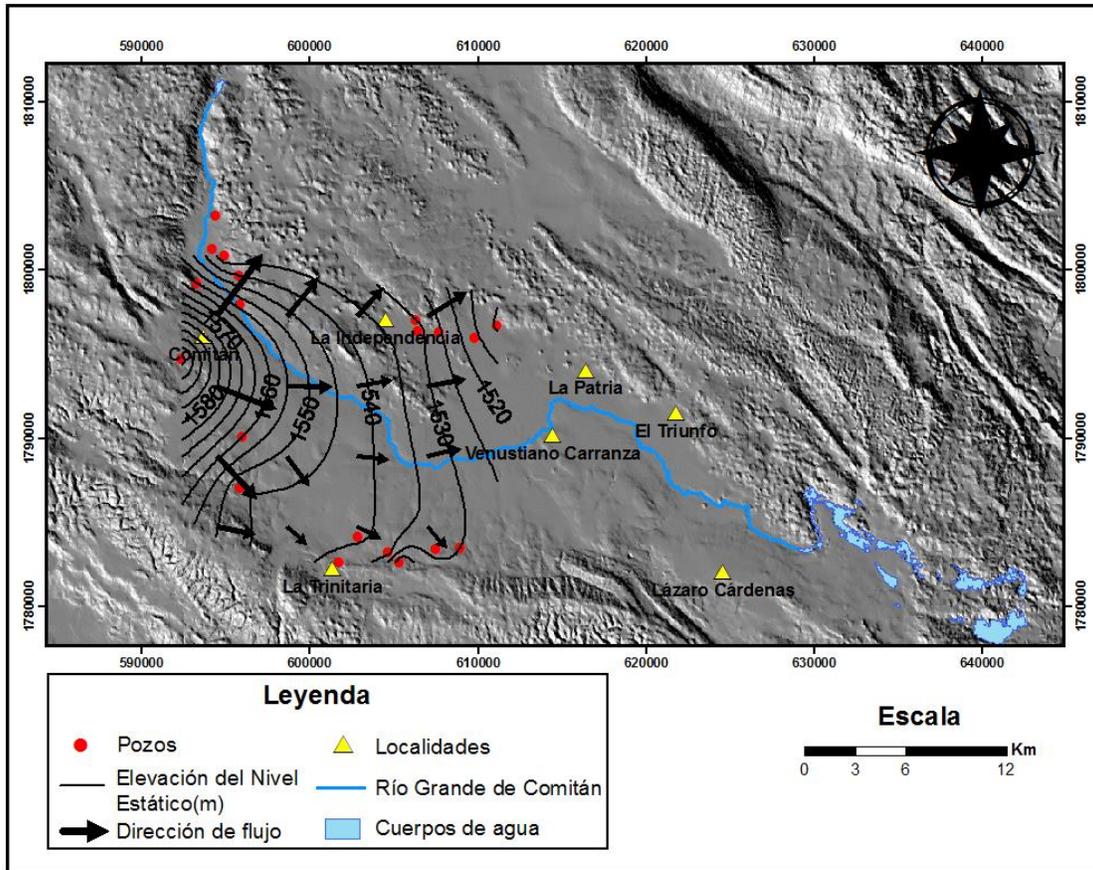


Figura 26. Elevación del nivel estático en pozos.

Por otro lado, las norias al ser sistemas de aprovechamientos someros, tienden a verse afectadas de manera más directa por factores como la topografía, lo cual a su vez se relaciona estrechamente con el nivel freático; es así que, el sistema de flujo subterráneo lleva una dirección preferencial hacia la corriente del Río Grande de Comitán en los casos donde el nivel freático de las norias es mayor que el nivel de la superficie de la corriente del río (Figura 27).

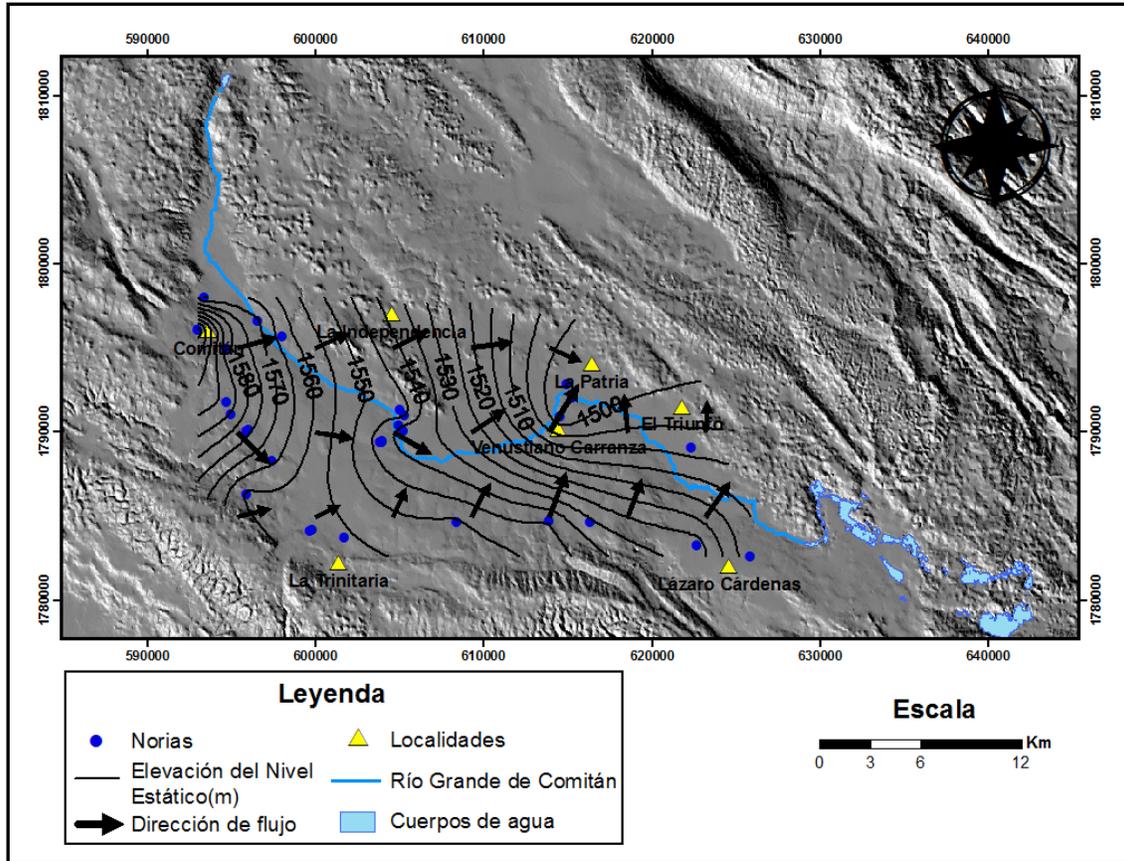


Figura 27. Elevación del nivel estático en norias.

De acuerdo con Tóth (2000), los parámetros que rigen el funcionamiento del agua subterránea bajo el efecto gravitacional son: clima, topografía y referente geológico. La importancia y utilidad de la teoría de los sistemas de flujo radica en el concepto de ambiente representado como sistema, es decir, se hace evidente la relación entre parámetros (suelo, vegetación, relieve, litología, propiedades hidráulicas, química del agua, recarga hidráulica, posición de roca basamento, etc.) al ser analizados ya que todos están relacionados con el funcionamiento del agua subterránea (Peñuela y Carillo, 2013).

5.5 Parámetros físico-químicos

A continuación se presentan los valores de los parámetros físico-químicos de pozos (Tabla 2) y norias (Tabla 3) medidos en campo:

Tabla 2. Parámetros físico-químicos de pozos medidos en campo.

Muestra	Temperatura (T) °C	pH	Conductividad Eléctrica (CE) (µs/cm)	Sólidos Totales Disueltos (STD) mg/L	Dióxido de Carbono (CO ₂) mg/L	Sulfuros (S ₂) mg/L
C01	22.0	7.5	515	256	30	<0.2
C02	20.6	7.1	505	252	50	<0.2
C03	20.8	7.4	522	262	47	<0.2
C04	21.3	7.3	551	276	47	<0.2
C05	20.6	7.4	550	275	47	<0.2
C06	21.4	7.5	690	345	44	<0.2
C09	24.0	7.0	672	336	40	<0.2
C10	23.5	7.0	629	315	30	<0.2
C11	22.3	6.9	633	317	25	<0.2
C12	24.0	7.0	635	318	30	<0.2
C13	23.2	6.6	599	266	40	<0.2
C22	22.1	6.7	670	334	20	<0.2
C25	22.5	6.9	321	143	20	<0.2
C26	22.2	6.6	642	361	20	<0.2
C27	22.5	7.0	302	151	40	<0.2
C28	22.7	7.1	619	305	70	<0.2
C29	22.9	6.6	814	407	80	<0.2
C30	22.3	6.9	514	257	40	<0.2
C36	23.1	6.5	773	385	60	<0.2
C41	22.4	6.3	720	360	50	<0.2
Mínimo	20.6	6.3	302	143	20	<0.2
Máximo	24.0	7.5	814	407	80	<0.2
Promedio	22.3	7.0	593.8	296.1	41.5	<0.2

Tabla 3. Parámetros físico-químicos de norias medidos en campo.

Muestra	Temperatura (T) °C	pH	Conductividad Eléctrica (CE) µs/cm	Sólidos Totales Disueltos (STD) ppm	Dióxido de Carbono (CO ₂) mg/L	Sulfuros (S ₂) mg/L
C08	21.0	6.8	537	268	30	<0.2
C21	22.4	6.9	549	275	70	<0.2
C23	22.7	6.4	1345	658	20	<0.2
C24	21.3	6.6	372	186	20	<0.2
C34	22.6	6.7	796	397	80	<0.2
C35	22.1	6.5	563	283	25	<0.2
C37	20.8	6.9	736	371	50	<0.2
C38	22.2	6.6	1000	464	15	<0.2
C39	21.0	6.2	310	155	15	<0.2
C40	20.4	6.8	491	246	20	<0.2
C42	20.7	6.9	839	420	20	<0.2
C43	22.2	6.9	730	365	40	<0.2
C44	21.0	7.3	778	390	45	<0.2
C45	22.2	6.5	776	388	0	<0.2
C47	21.1	7.0	641	320	20	<0.2
C48	19.5	6.7	1325	663	12	<0.2
C49	20.2	7.0	854	427	25	<0.2
C50	20.6	7.4	640	320	12	<0.2
C52	21.6	6.4	768	385	70	<0.2
C53	22.5	6.4	431	216	10	<0.2
C54	20.7	6.0	397	198	25	0.2-0.5
C55	21.8	7.0	681	341	19	<0.2
C58	20.7	6.7	600	297	17	<0.2
C59	20.8	6.7	493	244	15	<0.2
C60	22.0	7.4	555	279	25	<0.2
C61	21.4	6.3	319	160	75	<0.2
C62	20.8	7.4	192	96	7	<0.2
C63	21.5	7.0	1553	776	10	<0.2
C64	21.1	6.4	608	304	40	<0.2
C65	20.2	6.4	91	45	5	<0.2
Mínimo	19.5	6.0	91	45	0	
Máximo	22.7	7.4	1553	776	80	
Promedio	21.3	6.7	665.7	331.2	27.9	

5.6 Mapas de isolíneas

Con la finalidad de entender el comportamiento espacial de los iones contenidos en las muestras de agua subterránea dentro del área de estudio, se elaboraron mapas

con curvas de isovalores de concentración con ayuda del software SURFER versión 10 (*Golden Software Inc.*, 2010) de algunos parámetros de campo tales como temperatura, pH, conductividad eléctrica y sólidos totales disueltos, de las tres temporadas de muestreo (septiembre 2014, noviembre 2014 y enero 2015).

En la siguiente sección, se hace una breve descripción de dicho comportamiento correspondiente al muestreo de septiembre de 2014, y se presentan sólo algunos de los mapas más representativos. Los mapas de los meses de noviembre de 2014 y enero de 2015 se presentan en los Anexos V y VI, respectivamente.

5.6.1 Temperatura

La temperatura del agua subterránea en la zona de estudio fluctuó en un intervalo de 19.5 °C a 24 °C. En los pozos profundos, la temperatura osciló de 20.6 °C a 24 °C, mientras que, en lo que respecta a las norias, los valores de temperatura varían de 19.5°C a 22.7°C (Figuras 28 y 29). Este intervalo de temperaturas hace referencia a un acuífero somero en un clima templado subhúmedo.

En los meses de noviembre (18.90-23.30 °C) y enero (17.30-22.4 °C) no varían notablemente los valores de temperatura registrados; las ligeras variaciones pueden estar asociados a las condiciones del clima al momento de tomar la muestra.

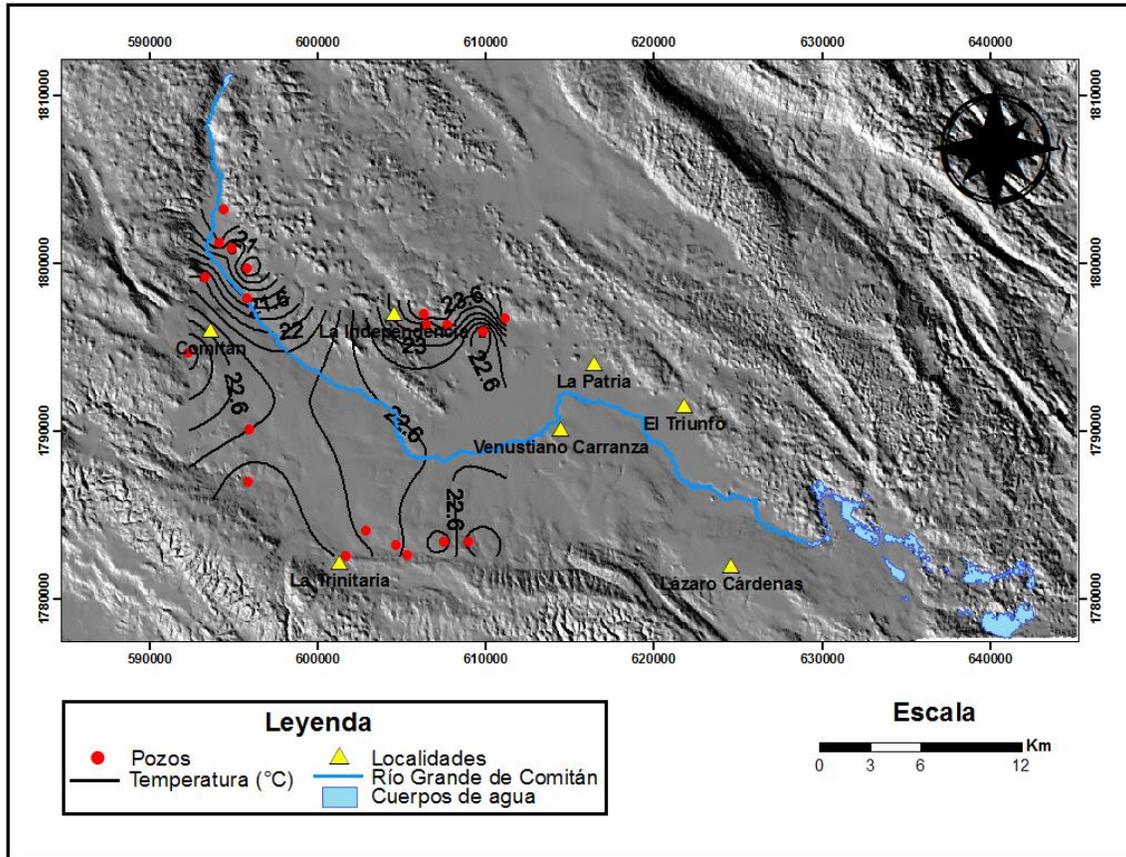


Figura 28. Mapa de isólinas de temperatura (°C) en pozos.

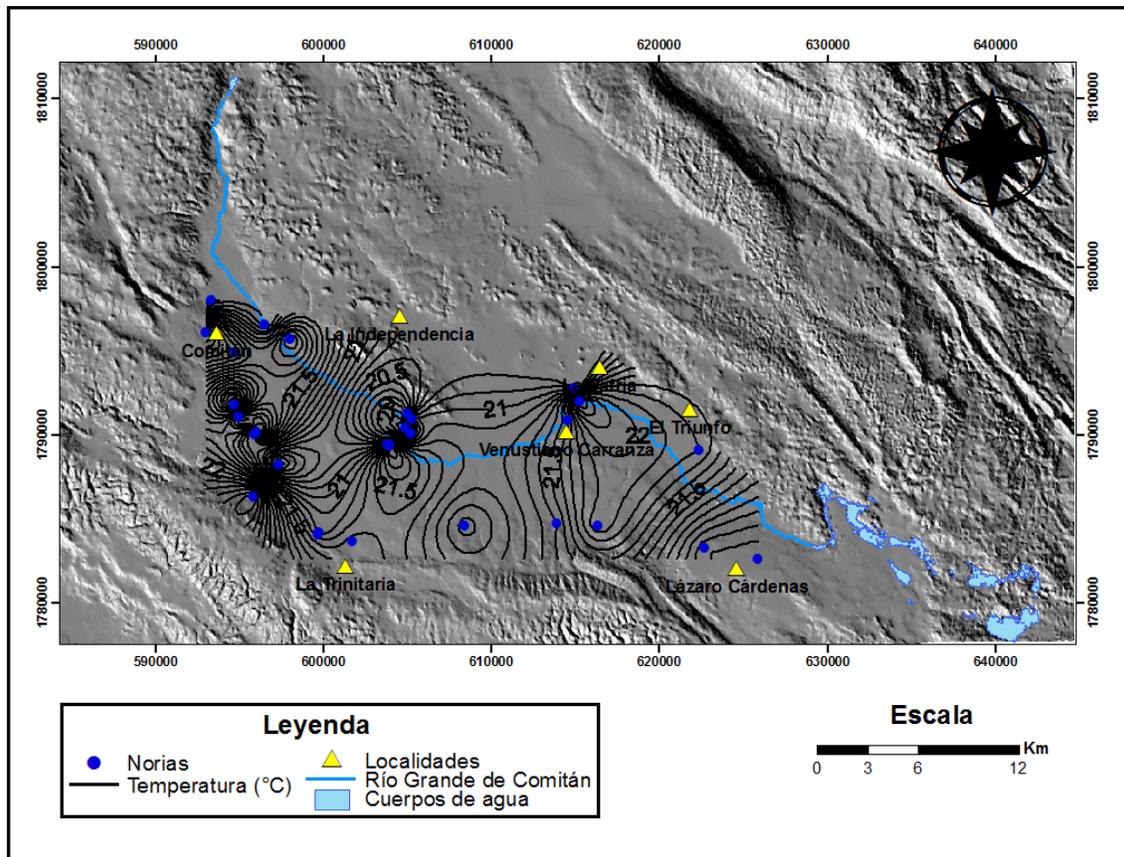


Figura 29. Mapa de isólinas de temperatura (°C) en norias.

5.6.2 pH

Los valores obtenidos de pH en toda el área estudiada oscilan entre 6 y 7.5 unidades. En los pozos (Figura 30), el intervalo es de 6.3 a 7.5 unidades, y en las norias (Figura 31), de 6 a 7.4 unidades.

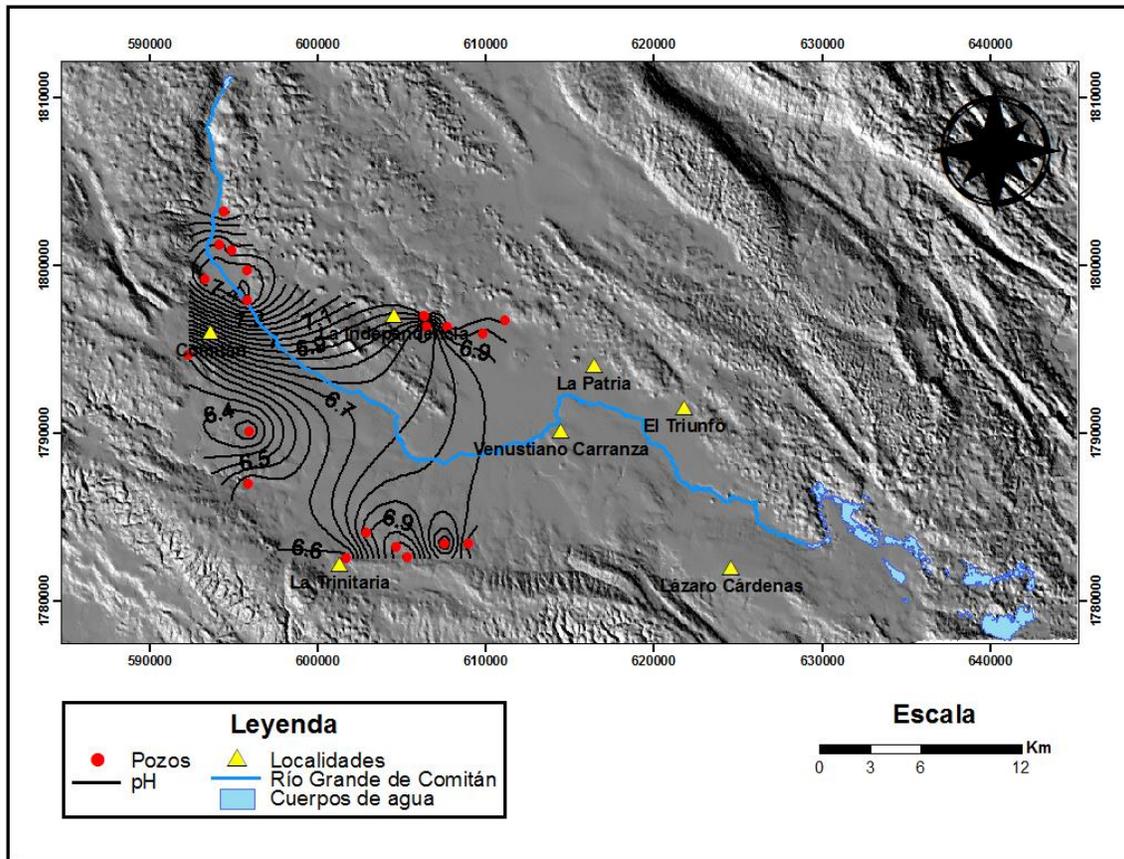


Figura 30. Mapa de isolíneas del pH en pozos.

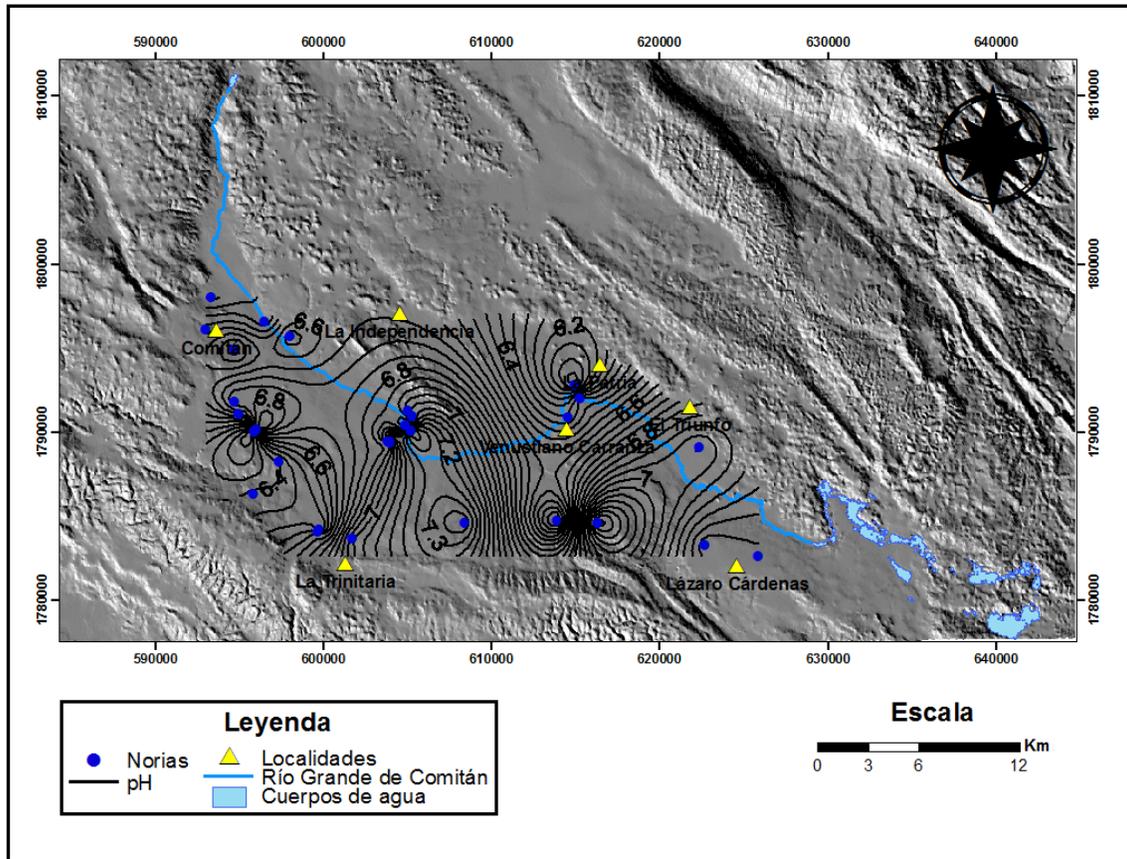


Figura 31. Mapa de isolíneas del pH en norias.

Este rango de pH, tanto en pozos como en norias, es común en áreas kársticas debido a la capacidad buffer de las rocas carbonatadas (Hounslow, 1995).

El pH varió con el tiempo, en el mes de noviembre el intervalo del pH fue de 5.43 a 9.97 y en enero varió de 6.55 a 9.67. Los valores de pH mayores a 9 obtenidos en los meses de noviembre y enero pueden estar relacionados a errores de medición en el campo, por lo que en adelante no se tomarán en cuenta.

La variabilidad de los pH en los meses muestreados, pueden ser debido a que en el mes de septiembre se tiene la mayor precipitación en la zona; en noviembre se presentó el intervalo de variabilidad más amplio, lo cual se puede explicar en razón de que hay mayor cantidad de agua infiltrada en el sistema subterráneo, la mezcla

del agua meteórica de reciente infiltración con agua subterránea resulta en la disminución del pH y, por otra parte, el incremento del pH se debe a los procesos por la interacción agua-roca en el sistema, particularmente de la disolución del carbonato contenido en las rocas calizas y dolomías presentes en el área, aumentando de forma natural el pH de las aguas, ya que hidroliza parcialmente el agua dando OH, lo que lo convierte en una base moderadamente fuerte (Bibiano *et al.*, 2015); en enero estarían ocurriendo procesos similares.

5.6.3 Conductividad Eléctrica

La Conductividad Eléctrica (CE) medida en el área de estudio osciló entre 91 y 1553 $\mu\text{S/cm}$, dichos valores son considerados normales en aguas subterráneas naturales (100-2000 $\mu\text{S/cm}$) (Appelo y Postma, 1993).

En los pozos se obtuvieron valores que van de 302 a 814 $\mu\text{S/cm}$, mientras que las norias registraron valores de 91 a 1553 $\mu\text{S/cm}$ (Figuras 32 y 33).

La relación de conductividad eléctrica es directamente proporcional al contenido de sólidos totales disueltos en el agua subterránea. La temperatura puede influir en el incremento o decremento de la conductividad eléctrica (Porras-Martín *et al.*, 1985), sin embargo, en el área de estudio no se observa ninguna correlación entre estos parámetros, más bien, el contenido de sales disueltas estaría relacionado con la evolución del agua subterránea, o por efecto de la contaminación natural o antropogénica.

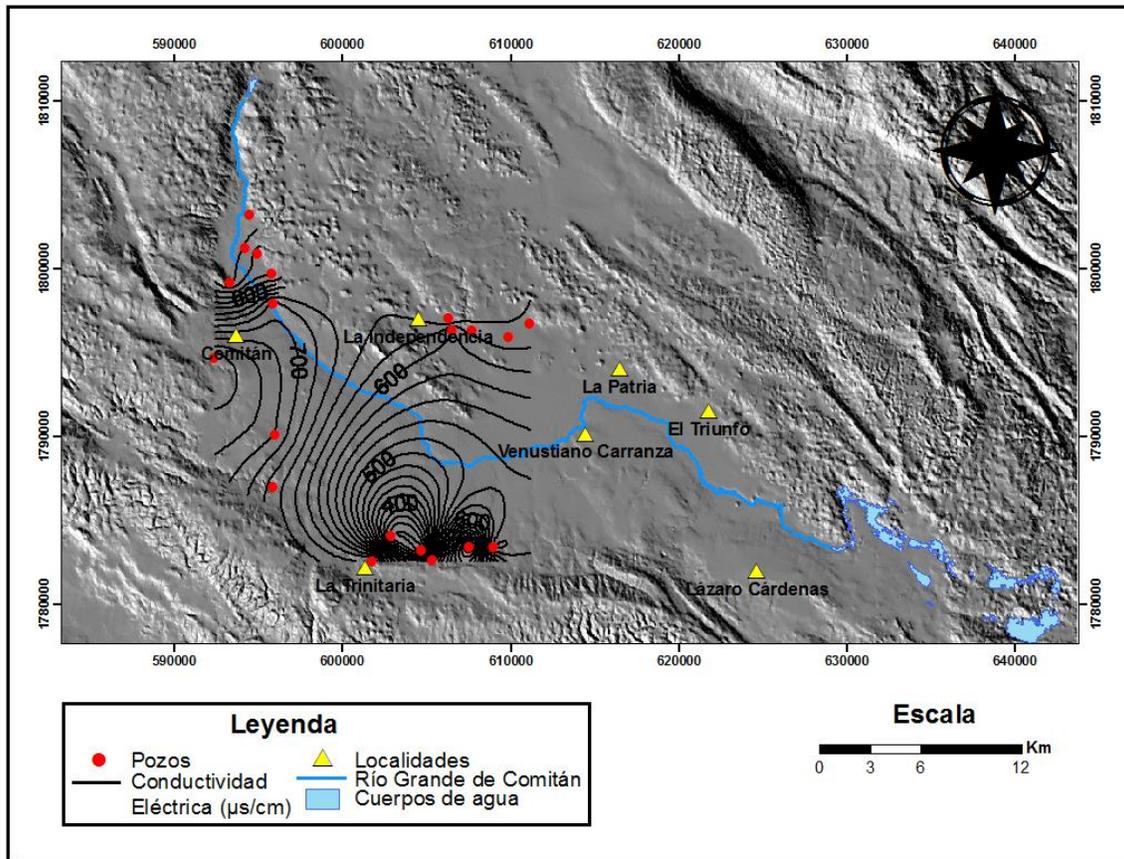


Figura 32. Mapa de isolíneas de la conductividad eléctrica en pozos.

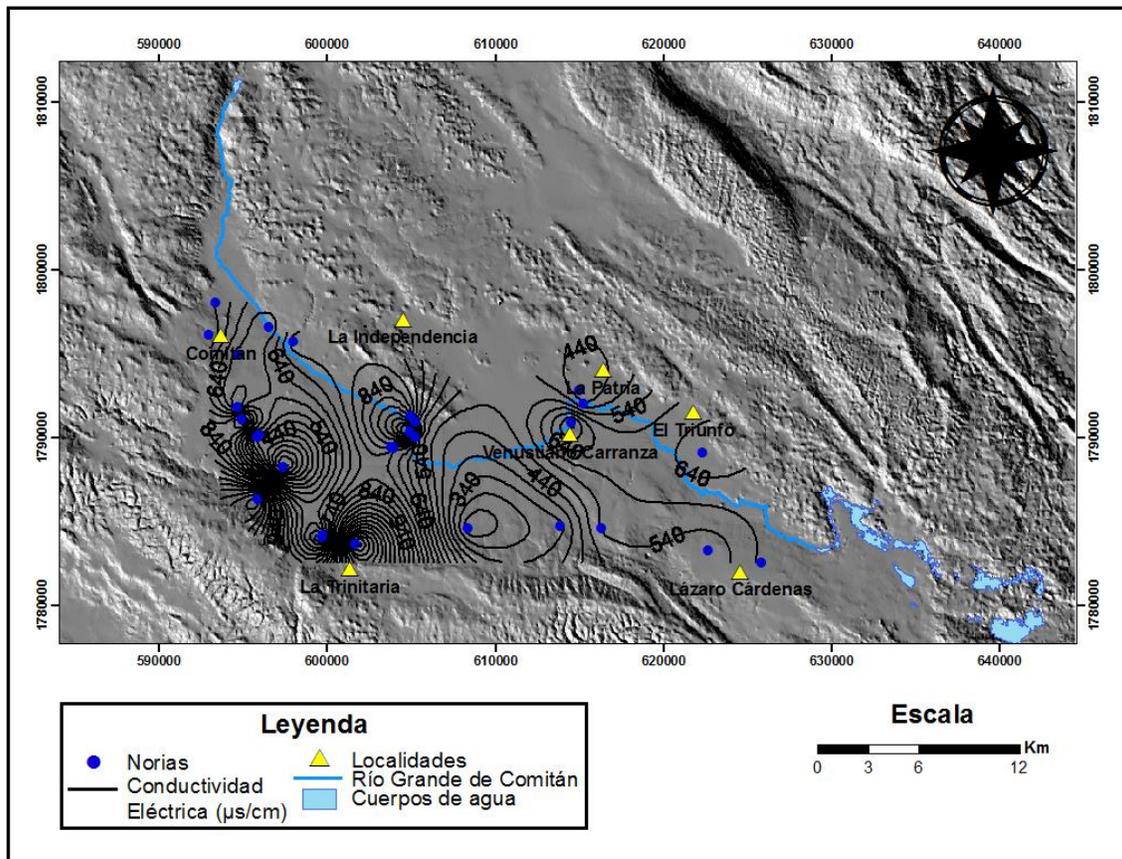


Figura 33. Mapa de aislíneas de la conductividad eléctrica en norias.

En el mes de noviembre 2014, las CE tanto de pozos (264-710 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y norias (93-1211 $\mu\text{S}/\text{cm}$) disminuyeron un poco, mientras que en el mes de enero 2015 tanto en los pozos (270-812 $\mu\text{S}/\text{cm}$) como en las norias (209-1495 $\mu\text{S}/\text{cm}$) no se tuvo variación significativa con respecto al mes de septiembre 2014.

La conductividad eléctrica en el agua subterránea está relacionada con la presencia de especies iónicas cargadas presentes en el agua, a mayor concentración, mayor conductividad eléctrica tendrá el agua. Por lo tanto, la disminución de las conductividades eléctricas en el mes de noviembre 2014, puede deberse a la disminución de la cantidad de iones disueltos con respecto a la cantidad de agua subterránea debido a una mayor infiltración de agua al sistema, similar a lo que ocurre con el pH.

5.7 Dióxido de Carbono (CO₂)

Los resultados de CO₂ obtenidos a partir del kit de colorimetría LaMotte oscilan entre 0 y 80 mg/L. Cabe mencionar que únicamente se determinó en el mes de septiembre 2014 por lo que no se tiene conocimiento si varía en el tiempo.

Dada la geología del área de estudio, estos resultados tienen gran interés. El CO₂ (CO₂ atmosférico o CO₂ generado en sedimentos ricos en materia orgánica) es el gas disuelto más importante en aguas subterráneas (Aguilera, 2010), y es precisamente el que promueve la disolución de la roca caliza, llevándose a cabo diversas reacciones que dan presencia a especies disueltas de CO₂ las cuales controlan la capacidad alcalina de las aguas naturales.

5.8 Sulfuros (S₂)

Los S₂ también fueron medidos con un kit de colorimetría LaMotte y únicamente en el mes de septiembre 2014. En general, pozos y norias presentaron como resultado <0.2 mg/L.

La mayoría de las reacciones que ocurren en aguas subterráneas involucran tanto al oxígeno como al hidrógeno (Freeze y Cherry, 1979). Las condiciones óxido-reducción, más conocidas como *Redox*, pueden variar a lo largo del sistema de flujo, lo cual puede verificarse mediante mediciones cuidadosas de pH, Eh, Oxígeno Disuelto (OD) y la concentración total de sulfuro (S⁻) (Aguilera, 2010).

Sin embargo, dadas las concentraciones encontradas en los sitios de muestreo, se indica que, si bien pueden darse reacciones Redox en el acuífero, en el caso de los sulfuros no se encuentran las condiciones de equilibrio para producirse dichas reacciones.

5.9 Oxígeno Disuelto (O₂)

De manera general, los resultados obtenidos en todas las muestras oscilan entre 1 y 7.85 mg/L.

Determinar el oxígeno disuelto es una práctica frecuente e importante debido a su capacidad de oxidación de diferentes tipos de constituyentes que se encuentran en forma reducida y de modificar, en consecuencia, la solubilidad de los mismos.

La fuente de O₂ en aguas en contacto con el aire es la atmósfera, una fuente indirecta es también el proceso de fotosíntesis.

Las concentraciones de oxígeno disuelto en el área estudiada son un indicador de las condiciones bioquímicas del agua en un lugar y momento determinado. Aunque la convicción generalizada era que el oxígeno disuelto se consumía en procesos de oxidación de materia orgánica en la parte superior de la zona no saturada, existen evidencias, aún no completamente explicadas, de que el contenido en oxígeno disuelto en aguas subterráneas profundas puede ser notable. (Davies, 1985).

El oxígeno disuelto se consume con facilidad si existen sustancias oxidables, tales como materia orgánica, Fe⁺⁺, NH₄⁺, NO₂⁻, etc., en especial por acción biológica. La concentración a saturación del oxígeno en el agua en contacto con el aire es en el orden de 10 mg/L. La mayoría de las aguas subterráneas tienen entre 0 y 5 mg/L, frecuentemente por debajo de 2 mg/L (Cabrera, et al., 2000).

5.10 Modelo geológico

Se elaboraron dos secciones con la finalidad de representar de manera tridimensional el modelo geológico del área de estudio (Figura 34).

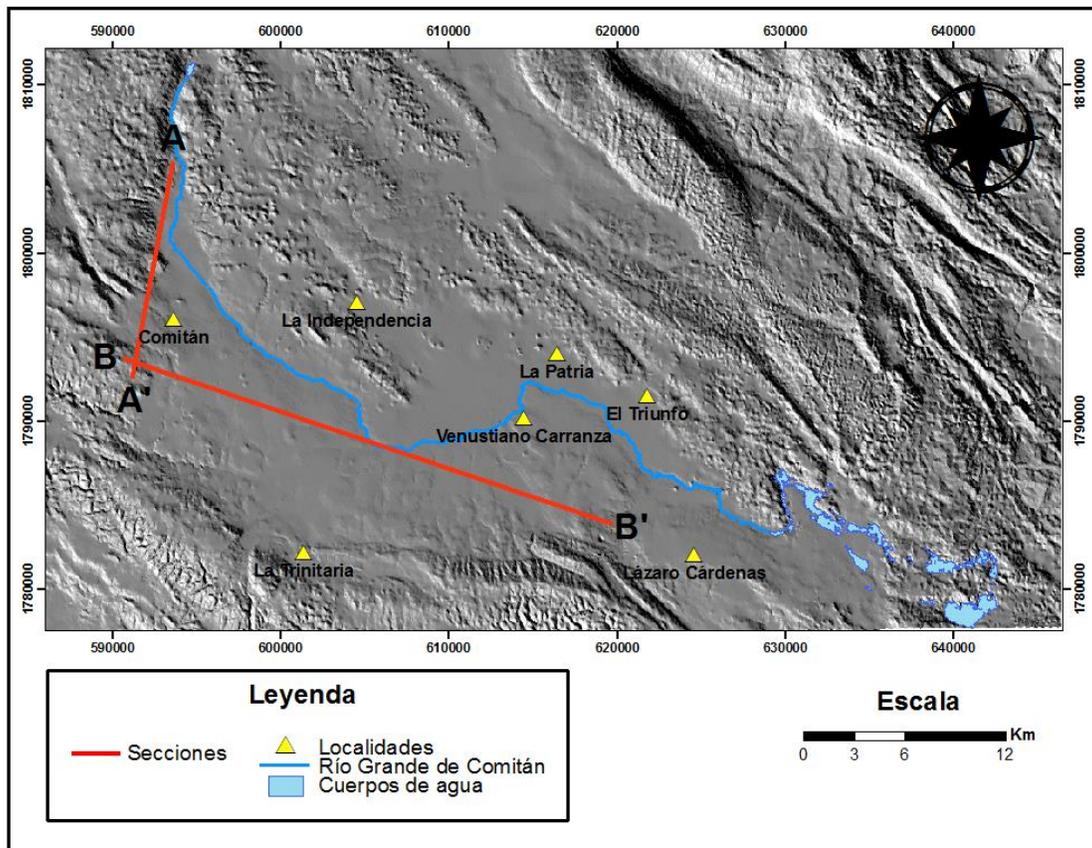


Figura 34. Secciones graficadas

La Figura 35 representa una sección vertical en la parte NO de la cuenca, en esta se observa movimiento del flujo subterráneo en dirección SO-NE a través de rocas carbonatadas del Cretácico (calizas y dolomitas). Se trata de un acuífero kárstico debido al tipo de unidad de roca. En este medio, el agua circula a través de conductos a causa de la karstificación, esta condición confiere a las rocas de esta naturaleza una considerable capacidad para almacenar y transmitir agua.

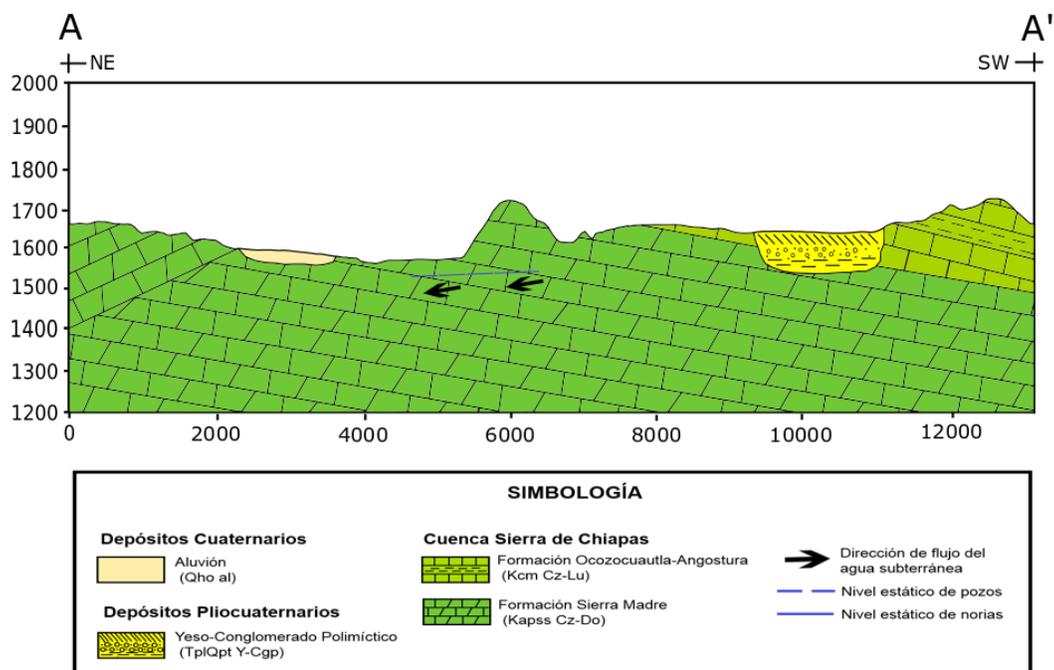


Figura 35. Sección vertical en la parte NO de la cuenca.

La Figura 36, representa una sección horizontal de la parte central de la cuenca, en ella se observa la dirección preferencial del flujo subterráneo en la cuenca que va del NO hacia el SE. Con base en los niveles estáticos de pozos y norias, se establece que el agua subterránea fluye a través de materiales de edad Cuaternario que corresponden a la unidad de yeso y conglomerado polimictico. Estos materiales son sueltos y porosos, por lo general presentan buena circulación y transferencia de agua por medio de poros intercomunicados entre sí permitiendo una buena permeabilidad en el medio.

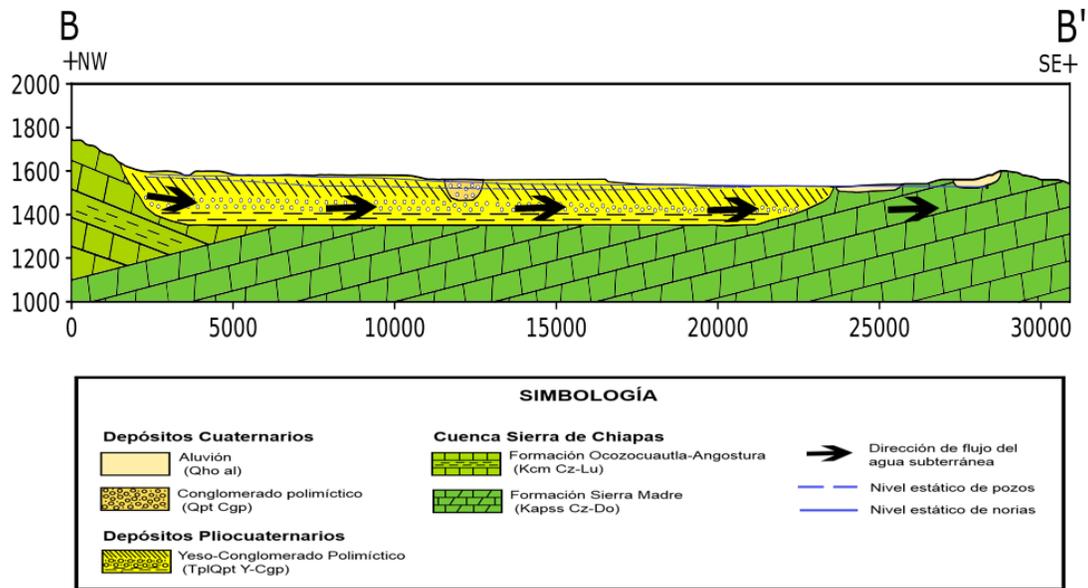


Figura 36. Sección horizontal en la parte central de la cuenca.

5.11 Control de calidad

A partir de los resultados de los análisis de laboratorio para la determinación de la concentración de elementos mayores (cationes y aniones) y con la finalidad de establecer un control de calidad, se llevó a cabo el cálculo del error analítico de cada una de las muestras a través del balance iónico, el cual se fundamenta en la condición de neutralidad eléctrica (Freeze y Cherry, 1979), es de decir, que el total de las cargas de los cationes y aniones (expresadas en meq/L), no deben rebasar un porcentaje denominado error.

El error en el balance iónico se establece a partir de la diferencia de cationes y aniones entre la suma de los mismos, expresado en porcentaje de acuerdo con la ecuación 1 (Freeze y Cherry, 1979).

$$\%Error = \frac{(\sum cationes - \sum aniones) \times 100 \dots}{(\sum cationes + \sum aniones)} \quad (1)$$

Con base en la ecuación anterior, se tomó como criterio un porcentaje de error máximo de 10% (Custodio y Llamas, 1983), estableciéndose que aquellas muestras que rebasaran este límite no fueran consideradas para fines de la interpretación hidrogeoquímica (Anexo VII).

A continuación se presenta una descripción de los resultados de laboratorio obtenidos para las muestras de agua subterránea.

5.12 Análisis de la composición química de las muestras

5.12.1 Iones Mayoritarios

En la Tabla 4, se presenta un resumen estadístico de los resultados de iones mayoritarios tanto de pozos como de norias:

Tabla 4. Resumen estadístico de los iones mayoritarios de pozos y norias.

Aprovechamiento	Iones Mayoritarios	Mínimo	Máximo	Promedio
Pozos	Calcio	10.23	104.64	34.56
	Magnesio	1.66	41.82	20.22
	Sodio	2.08	20.48	7.99
	Potasio	0.52	4.35	1.92
	Amonio	0.00	0.10	0.02
	Sulfato	1.20	134.47	26.35
	Nitrato	0.00	8.18	1.61
	Cloruro	0.00	13.51	2.79
	Bicarbonato	70.90	443.90	185.15
Norias	Fosfato	0.00	0.06	0.02
	Calcio	12.27	353.62	73.63
	Magnesio	0.00	45.20	10.39
	Sodio	3.88	71.84	18.60
	Potasio	0.99	78.52	12.22
	Amonio	0.00	0.18	0.03
	Sulfato	2.72	962.20	122.50
	Nitrato	0.00	17.88	2.43
	Cloruro	0.00	49.58	11.24
Bicarbonato	67.83	340.40	153.98	
	Fosfato	0.00	0.07	0.03

En lo que respecta a los cationes, las norias tuvieron mayor concentración en calcio (Ca^{2+}), magnesio (Mg^{2+}) y potasio (K^+), mientras que las concentraciones de sodio (Na^+) y amonio (NH_4^+) fueron mayores para pozos.

Por otra parte, los aniones resultaron en concentraciones muy altas de sulfatos (SO_4^{2-}) y nitratos (NO_3^-) en norias con respecto a pozos, en cambio, los cloruros (Cl^-) fueron más altos en pozos, mientras que los bicarbonatos (HCO_3^-) y fosfatos (PO_4^{3-}) no tuvieron gran variabilidad entre ambos tipos de aprovechamientos.

5.12.2 Nutrientes

A continuación se presenta un resumen estadístico de los nutrientes medidos en el Laboratorio de Bioquímica Acuática (Tabla 5):

Tabla 5. Resumen estadístico de nutrientes medidos en laboratorio. Las concentraciones están en mg/L.

Tipo de Aprovechamiento	Resumen Estadístico	Amonio (N-NH ₄ ⁺)	Nitratos (N-NO ₃ ⁻)	Nitritos (N-NO ₂ ⁻)	Fosfatos (N-PO ₄ ³⁻)	Nitrógeno Inorgánico Disuelto (NID)
Pozos	Mínimo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Máximo	0.77	12.05	0.33	0.06	12.07
	Promedio	0.07	1.90	0.05	0.02	2.02
Norias	Mínimo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Máximo	0.57	17.88	0.61	0.07	17.93
	Promedio	0.05	3.08	0.04	0.03	3.17

En general, las concentraciones de los nutrientes fueron mayores en las norias, con excepción del amonio, el cual fue mayor en pozos. Por otra parte, los nitratos registraron algunas concentraciones mayores a 10 mg/L en el caso de ambos tipos de aprovechamientos, siendo que las aguas naturales no suelen contener más de esa cantidad e incluso con frecuencia no pasan de 1 mg/L de la sustancia. Estas concentraciones podrían estar relacionadas a actividades urbanas, industriales y/o al uso de fertilizantes nitrogenados en la zona.

5.12.3 Carbono Orgánico Total (COT)

La concentración de materia orgánica en el agua se determina directamente con la medida del carbono orgánico total (COT). Sin embargo, no es posible obtener un resultado exacto del tipo de compuestos que se encuentran en ella, en lugar de ello, el COT informará de la suma de todo el carbono orgánico presente en estos compuestos. En relación con el COT, se mencionan otros parámetros como Carbono Total (CT): Carbono Orgánico e Inorgánico en el agua, incluido el Carbono Elemental, y Carbono Inorgánico (CI). A continuación se presenta un resumen estadístico de los valores de COT (Tabla 6).

Tabla 6. Resumen estadístico de los valores de COT en pozos y norias. Las concentraciones están en mg/L.

Tipo de Aprovechamiento	Resumen Estadístico	Carbono Total (CT)	Carbono Inorgánico (CI)	Carbono Orgánico Total (COT)
Pozos	Mínimo	11.42	0.00	1.82
	Máximo	63.20	40.04	60.80
	Promedio	40.78	11.51	29.27
Norias	Mínimo	14.69	2.52	6.79
	Máximo	91.62	46.93	86.08
	Promedio	42.12	13.47	28.65

En la actualidad, en México no se tienen establecidos límites de COT en sus aguas subterráneas, sin embargo, en aguas subterráneas Europeas, los valores de COT tienen un promedio de 2.7 mg/L (Goody y Hinsby, 2007), mientras que en Estados Unidos, las concentraciones típicas de Carbono Orgánico Disuelto (COD) en aguas subterráneas están un rango de <1 mg/L a 5 mg/L (Hughes *et al.*, 1974; Leenheer *et al.*, 1974; Spalding *et al.*, 1978; en Gron *et al.*, 1996).

Las concentraciones registradas en el agua subterránea del área de estudio presentan en general valores muy por encima de los límites máximos permitidos en Europa y Estados Unidos; a pesar de que debe tomarse en cuenta la diferencia del tipo de clima en México, este es un primer criterio que pone en duda la veracidad de estos resultados.

Para tener una certeza de la confiabilidad de los datos obtenidos, se hizo una comparativa de los valores de CI con los valores de HCO_3^- esperando que existiera una correlación debido a que el carbono inorgánico refleja la concentración total de bicarbonatos, entre otros. Sin embargo, en la Figura 37 se observa que no mantienen ninguna relación, por lo cual, este sería un segundo criterio de tomar en cuenta.

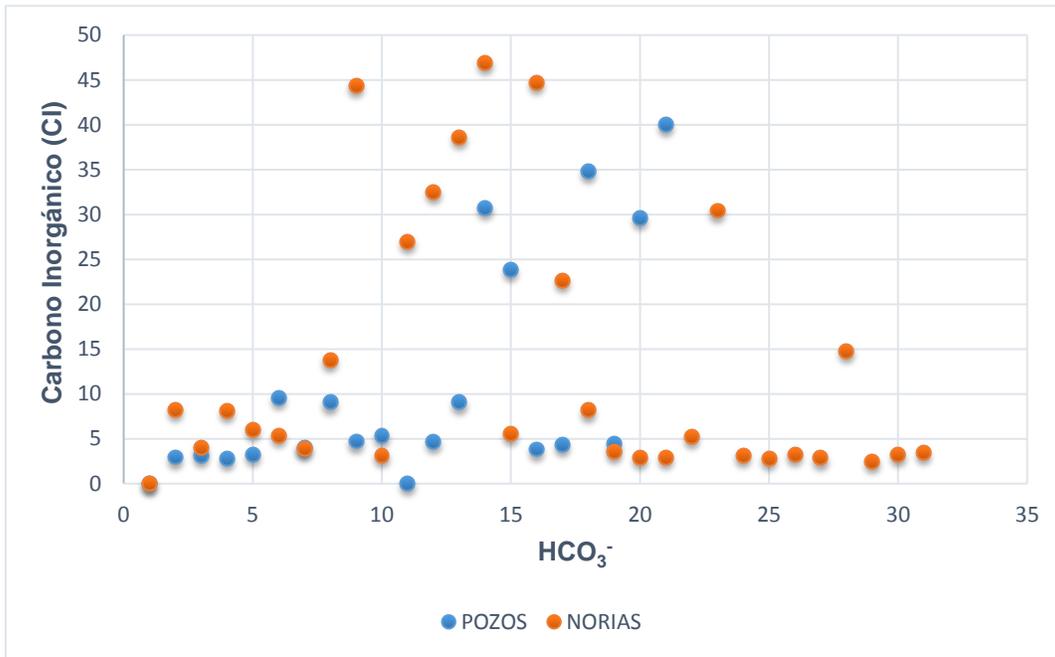


Figura 37. Comparación de los valores de Carbono Inorgánico versus los valores de HCO₃⁻.

Un tercer criterio que hace desconfiar de los datos obtenidos es la forma en que se determinó el COT: primero se determinó el CT, posteriormente el CI, y de la resta de CT-Cl se determinó el COT. No se realizó la medición en forma directa.

Partiendo de estas referencias, se concluye que los valores de COT determinados no son confiables para su procesamiento y análisis.

5.13 Hidrogeoquímica

Una vez determinados los parámetros fisicoquímicos de campo, se analizan los resultados de laboratorio (aniones y cationes) con el fin de determinar la composición química de las muestras de agua subterránea y con ello llevar a cabo la interpretación hidrogeoquímica.

En este sentido, las técnicas de representación gráfica de los análisis químicos son las más usuales. Se utilizaron diagramas triangulares de Piper, diagramas Stiff y diagramas Scatter (Custodio y Llamas, 1983).

Por medio de estos análisis, se pueden obtener familias de agua a las que pertenecen las muestras de acuerdo con el ion dominante, establecer similitudes en cuanto a su composición química y observar el comportamiento espacial de los iones en la zona de estudio, así como también estudiar los efectos que genera el flujo ante el avance por el medio en la interacción agua-roca.

5.13.1 Diagrama de Piper

Se graficaron las 50 muestras de agua subterránea correspondientes a pozos y norias. A continuación se muestran los resultados (Figura 38):

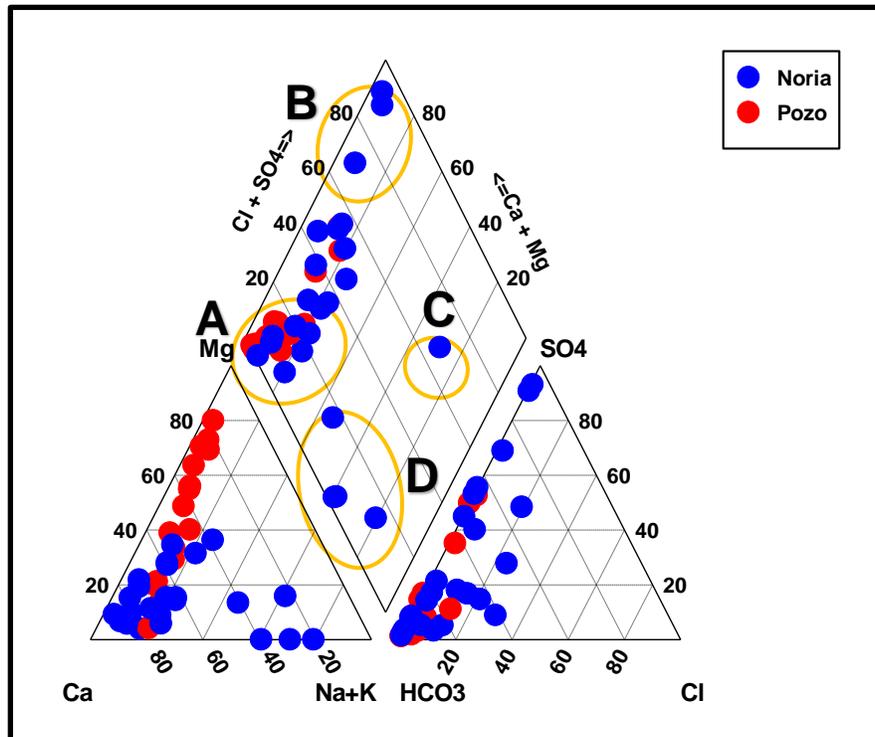


Figura 3. Representación del total de muestras de la Cuenca del Río Grande de Comitán en el diagrama de Piper.

A partir de este diagrama y utilizando la Figura 36, se puede establecer que las aguas se clasifican en los cuatro tipos de agua: bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas (Grupo A), sulfatadas cálcicas y/o magnésicas (Grupo B), sulfatada sódica (Grupo C) y bicarbonatadas sódicas y/o potásica (Grupo D).

De acuerdo con la clasificación de las muestras, se establece que los iones predominantes son el Ca^{2+} , Mg^{2+} y HCO_3^- . El aporte de estos iones en el agua subterránea es procedente de la geología principal de la zona de estudio, predominantemente rocas calizas y dolomías. Otro ion de importancia es el SO_4^{2-} , el cual puede estar relacionado con los depósitos Pliocuaternarios que tienen relación con los yesos de la zona.

De acuerdo a su composición iónica, puede considerarse que las aguas subterráneas del área de estudio han tenido un menor tiempo de permanencia en el subsuelo por su concentración de bicarbonatos y por no tener un aumento considerable de la salinidad.

Las reacciones y procesos químicos que se desarrollan pueden ser muy variados, pero se pueden describir los que se considerarían más obvios e importantes.

Las muestras del grupo A, pertenecen a aguas bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas, estas aguas disuelven o alteran los minerales de calcio, magnesio y bicarbonato de las rocas calizas y dolomías que va atravesando en el subsuelo. En la composición aniónica primero se disuelve el HCO_3^- ; en la composición catiónica primero se disuelve el Ca^{2+} , cuando alcanza su tope de equilibrio ya no disolverá más ese mineral y continuará disolviendo el Mg^{2+} que tiene una constante más elevada hasta que de nuevo alcance el equilibrio. A este grupo pertenecen pozos y norias que, de manera general, se localizan por toda el área de estudio, algunas son aguas de reciente infiltración en zonas cercanas a las zonas de recarga y otras son aguas que han tenido menor tiempo de permanencia en el subsuelo, y por lo tanto, son menos evolucionadas.

El grupo B, lo representan aguas de tipo sulfatadas cálcicas y/o magnésicas, las cuales corresponden a norias y en las que se observa claramente un aumento en la concentración de sulfatos, lo cual es debido a que se ubican en una secuencia de yesos, los cuales son también muy solubles y se encuentran en gran parte de la cuenca.

Entre el Grupo A y el Grupo B se presentan algunas muestras las cuales representan la transición de aguas de reciente infiltración o aguas poco evolucionadas hacia aguas con mayor contenido de sulfatos, es decir, se hace visible la evolución de las aguas subterráneas desde la disolución de carbonatos hacia la disolución de yesos.

Al grupo C, corresponde una muestra de tipo sulfatada sódica. El agua subterránea al ir disolviendo los yesos se satura de CaSO_4 , durante su trayectoria llega a niveles someros de la cuenca donde se encuentran minerales arcillosos por lo cual adquiere Cl^- y Na^+ cambiando así su composición química.

En el grupo D, corresponden las aguas de tipo bicarbonatadas sódicas y/o potásicas. En este caso se estarían dando reacciones probablemente influenciadas por procesos de intercambio iónico asociados a la presencia de materiales arcillosos someros por tratarse principalmente de norias.

5.13.2 Diagramas de Stiff

Se procedió a la utilización de diagramas de Stiff de las muestras más representativas del área de estudio con la finalidad de observar sus componentes principales y la variación espacial en el área de estudio (Figura 39).

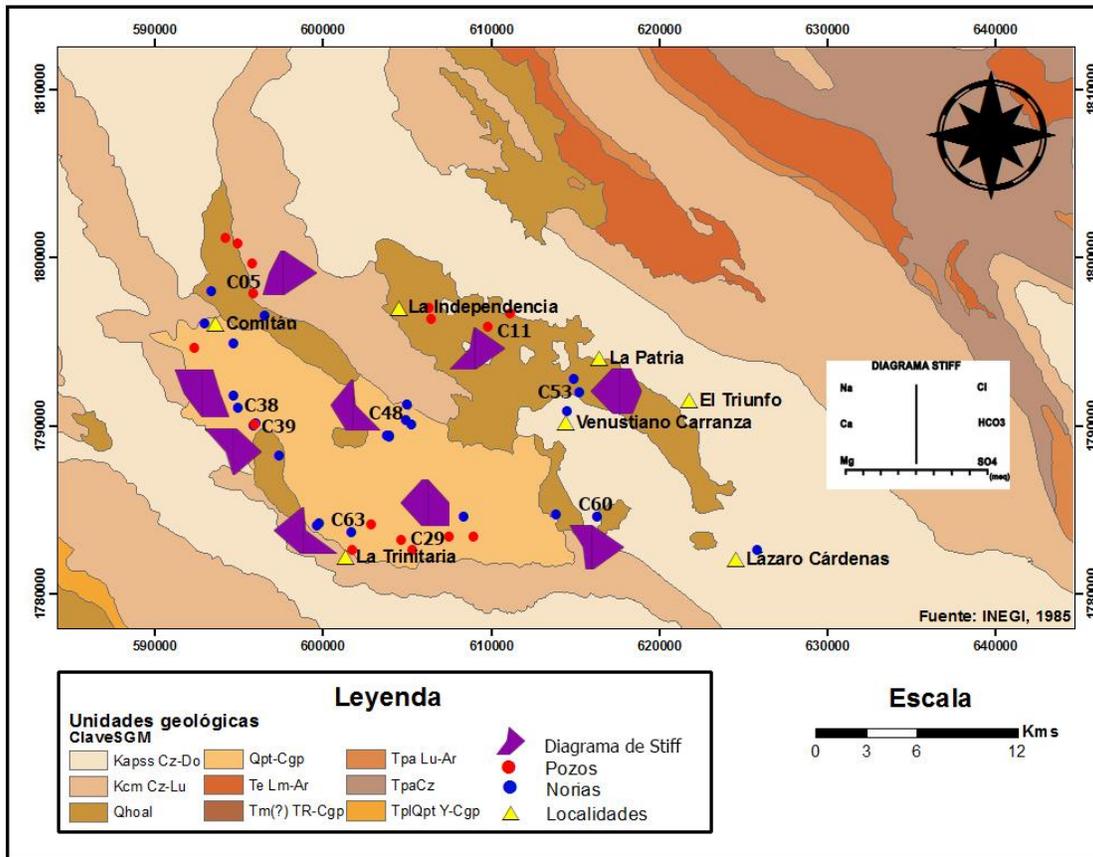


Figura 39. Representación espacial de los diagramas de Stiff más representativos en el área de estudio.

Las muestras C05 y C11 son de las más representativas del tipo de agua de reciente infiltración. Su composición se basa en iones de bicarbonato y magnesio, principalmente. Estas muestras se sitúan en zonas de recarga, al ingresar el agua meteórica al sistema va disolviendo minerales de las calizas y dolomías presentes en el medio subterráneo, por lo cual la química de estas aguas se presentan como bicarbonatada cálcica y/o magnésica.

Las aguas de las muestras C48 y C63 son de tipo sulfatada cálcica y/o magnésica, se sitúan en la unidad de yeso y conglomerado polimíctico, por lo tanto, su composición en iones de sulfato y calcio, principalmente, se relaciona con la disolución de los minerales de yeso. Según el diagrama de Piper, las aguas

bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas evolucionan de manera natural hacia aguas de tipo sulfatadas cálcicas y/o magnésicas al entrar en contacto con los yesos, los cuales, al igual que las calizas y dolomías, son rocas muy solubles.

Las muestras C53 y C29 representan un conjunto de muestras que en su circulación por el subsuelo van adquiriendo un total mayor en sólidos disueltos por la acción agua-roca en el medio, siendo el sulfato el anión dominante.

El agua subterránea que viene saturada en CaSO_4 al pasar por los yesos, al entrar en contacto con arcillas gana Cl^- y Na^+ cambiando su firma química a agua de tipo sulfatada sódica, como es el caso de la muestra C38 que corresponde a una noria en contacto con minerales arcillosos de los niveles más someros de la cuenca.

En las muestras C60 y C39 que corresponden a aguas de tipo bicarbonatadas sódicas y/o potásicas., el contenido significativo de Na^+ y K^+ , respectivamente, presume que se estarían presentando procesos de intercambio catiónico, aumentando la concentración de Na^+ y reduciendo el Ca^+ , esto asociado al tránsito de las aguas subterráneas someras por los materiales arcillosos.

5.13.3 Relaciones Iónicas (Diagramas Scatter)

Por medio de diagramas Scatter se procedió a analizar relaciones entre algunos iones disueltos en el agua subterránea. Según Custodio y Llamas (1983), estas relaciones pueden guardar cierta relación con el terreno del que procede el agua o indicar la acción de fenómenos modificadores, o indicar una característica específica del agua considerada. En algunas relaciones los valores se presentan en meq/L, tal como indica el signo r, y en otras se presentan en mg/L.

5.13.3.1 Relación rMg/rCa

Esta relación iónica presenta unos valores que varían entre 0.3-1.5 para aguas continentales. Valores próximos a 1 indican la posible influencia de terrenos dolomíticos. Si es mayor de 1 corresponde a aguas propias de terrenos ricos en silicatos magnésicos. Además esta relación aumenta al precipitar carbonato cálcico y disminuye al disolverse.

El valor medio obtenido para esta relación es de 0.71, con un valor máximo de 4.92 y un valor mínimo de 0.

En el gráfico de Scatter (Figura 40), no se aprecia una relación entre el incremento de Mg^{2+} con respecto al incremento de Ca^{2+} . Los valores de relación mayor que 1 corresponden a aguas de reciente infiltración ricas en Mg^{2+} ; se trata de pozos localizados en zonas de recarga al norte del área de estudio.

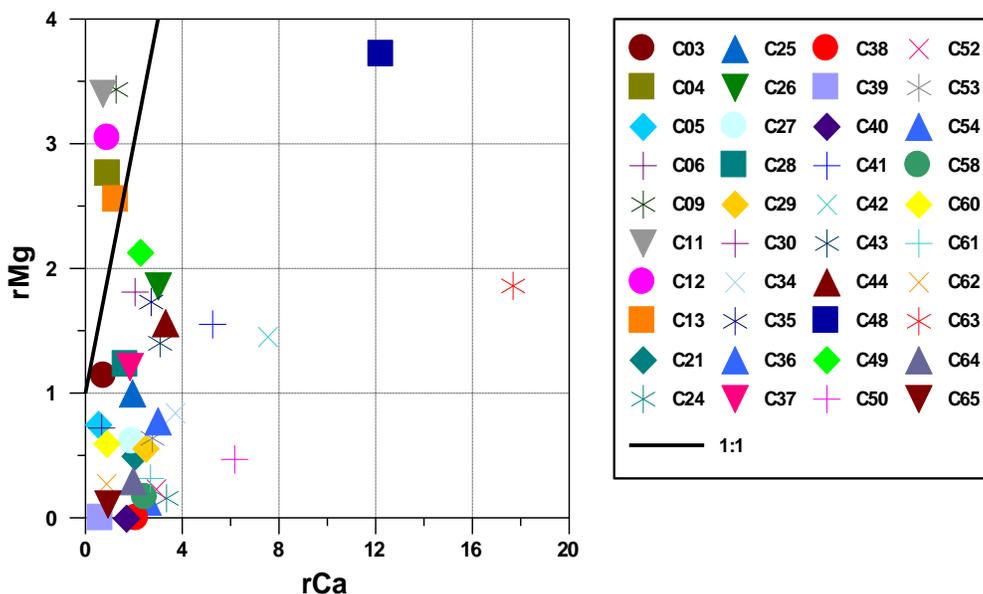


Figura 40. Relación rMg/rCa en el agua subterránea

5.13.3.2 Relación rCa/rSO_4

Se puede observar una relación lineal entre el incremento de Ca^{2+} con respecto al SO_4^{2-} (Figura 41). Dicho incremento puede estar relacionado con la presencia de rocas evaporitas en la zona de estudio, particularmente yesos, ya que todas las muestras que presentan ese incremento lineal, se ubican sobre la unidad de rocas evaporitas, presumiendo procesos de disolución. Las muestras C48 y C63 presentan un mayor proceso de disolución, se ubican al centro y sur del área de estudio, respectivamente.

La relación rCa/rSO_4 mayor que 1 indica que la disolución del yeso no es la reacción más influyente en la concentración de estos iones, sino la disolución de la roca almacén carbonatada (Vallejos *et al.*, 2005).

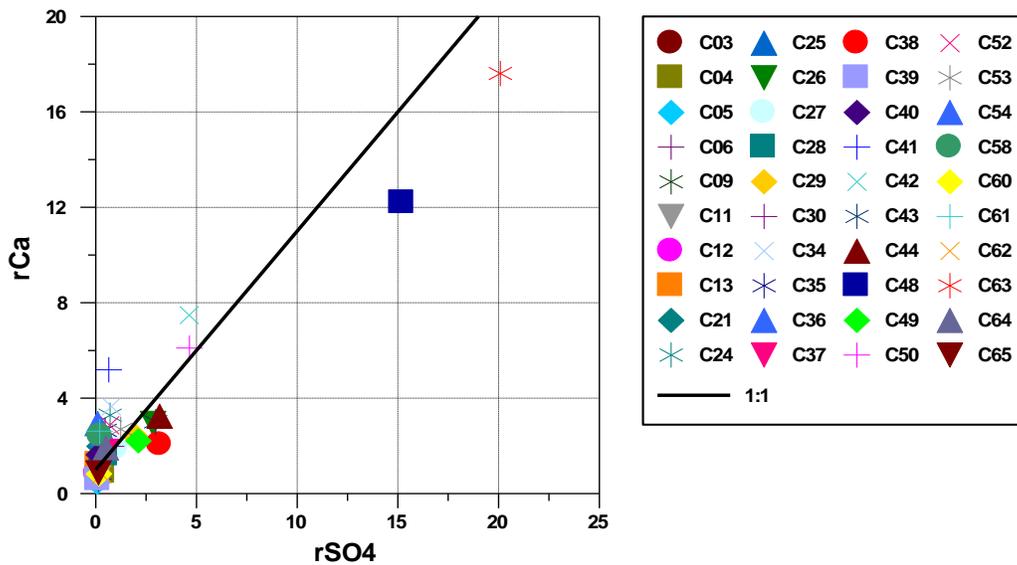


Figura 41. Relación rCa/rSO_4 en el agua subterránea

5.13.3.3 Relación NO₃/SO₄

Por medio de la Figura 42, se puede deducir que las concentraciones de estos dos iones no tienen relación con la actividad agrícola en la zona de estudio ya que no se presenta una correlación. La muestra C52 (noría) presenta el valor más alto del contenido en NO₃⁻, esto puede ser debido a una contaminación puntual por aguas residuales o fosa séptica ya que se localiza en una zona rural, mientras que las aguas con mayor concentración en SO₄²⁻ podrían estar relacionadas a la disolución de yesos (muestras C48 y C63).

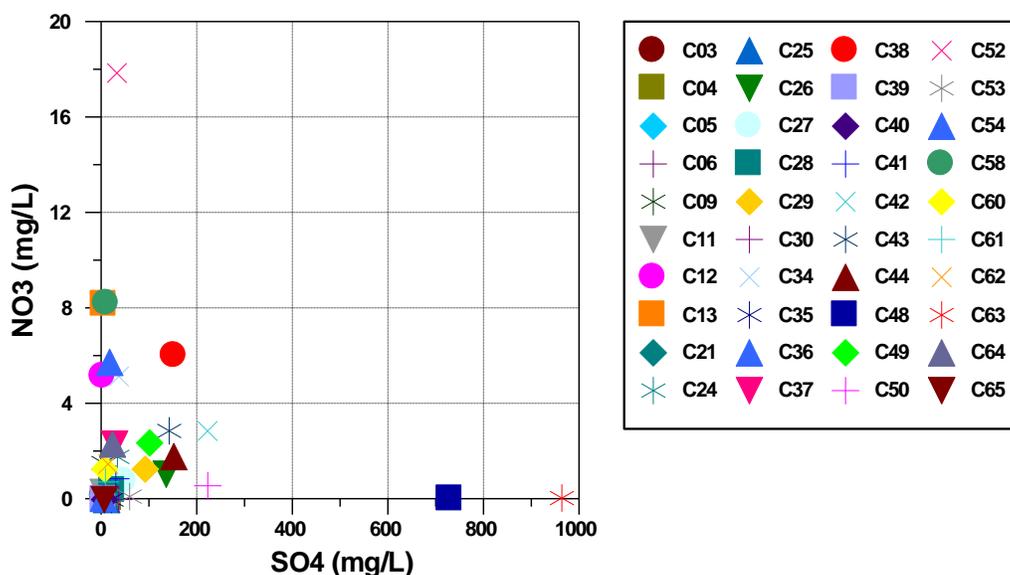


Figura 42. Relación NO₃/SO₄ en el agua subterránea

5.13.3.4 Relación NO₃/Cl

La relación NO₃/Cl (Figura 43), representa que no existe una correlación entre estos iones que indique una contaminación por aguas residuales. Se atribuye el alto contenido de nitratos en la muestra C52 a una fuente puntual de aguas residuales o por fosa séptica, como se mencionó anteriormente, mientras que, el contenido en

cloruros se puede relacionar a un proceso natural de evolución del agua subterránea, donde habrían ocurrido procesos de disolución de minerales sedimentarios como halita y anhidrita los cuales aportan sales al agua subterránea.

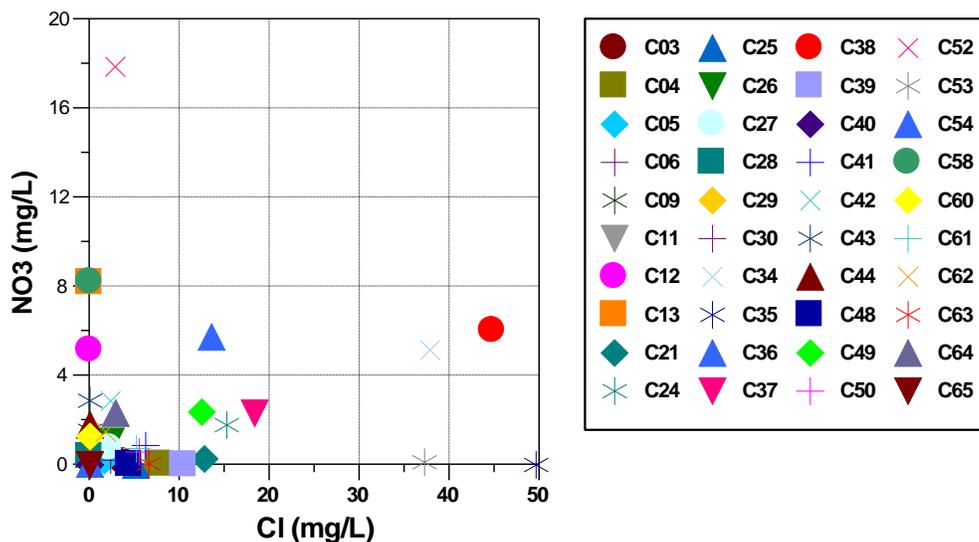


Figura 43. Relación NO₃/Cl en el agua subterránea

5.13.3.5 Relación K/NO₃

La zona de estudio es susceptible a ser alterada por acciones antropogénicas debido al ambiente kárstico que presenta haciendo posible que la llegada de los contaminantes al agua subterránea sea muy rápida y fácil.

De los parámetros que se analizaron, el nitrato (NO₃⁻) es el contaminante más común identificable en el agua subterránea, el límite recomendable en agua para uso humano es de 45 mg/L expresado como NO₃⁻ o 10 mg/L expresado como N. Concentraciones excesivas de NO₃⁻ tienen potencial para dañar a niños y al ganado si se consume regularmente. La medida en que los nitratos en el agua se consideran un contaminante peligroso depende por lo tanto del uso del agua (Freeze y Cherry, 1979).

El agua subterránea de la zona de estudio resultó con una concentración máxima de NO_3^- de 17.88 mg/l, este valor, el cual corresponde a la noria C52 que se encuentra al este de la zona de estudio, no rebasa el límite recomendable de 45 mg/l, sin embargo es de notarse la diferencia con respecto a los demás valores de las muestras de agua subterránea, al ser un solo caso se puede deducir que se trata de un caso aislado referente a una fuente local de NO_3^- , lo cual puede ser debido a una contaminación por fosa séptica o por derrame de aguas residuales en esa noria.

Este parámetro se comparó con el K^+ , el cual en aguas para uso humano rara vez alcanza los 20 mg/L (Osicka, 2004), altos contenidos de K^+ pueden proceder de abonos utilizados en la actividad agrícola; una correlación entre estos parámetros representaría que la fuente es por fertilizantes utilizados en la zona de estudio. De acuerdo con la Figura 44, la muestra C38 es la que presenta el mayor contenido de K^+ y un contenido significativo en NO_3^- , lo que sugiere su procedencia al uso de fertilizantes. El resto de las muestras no presenta una correlación entre estos iones, sugiriendo que los valores altos de K^+ deben su fuente al uso de fertilizantes minerales en esa zona específica y que el aporte de NO_3^- a la noria C52 proviene de una fuente puntual de aguas residuales.

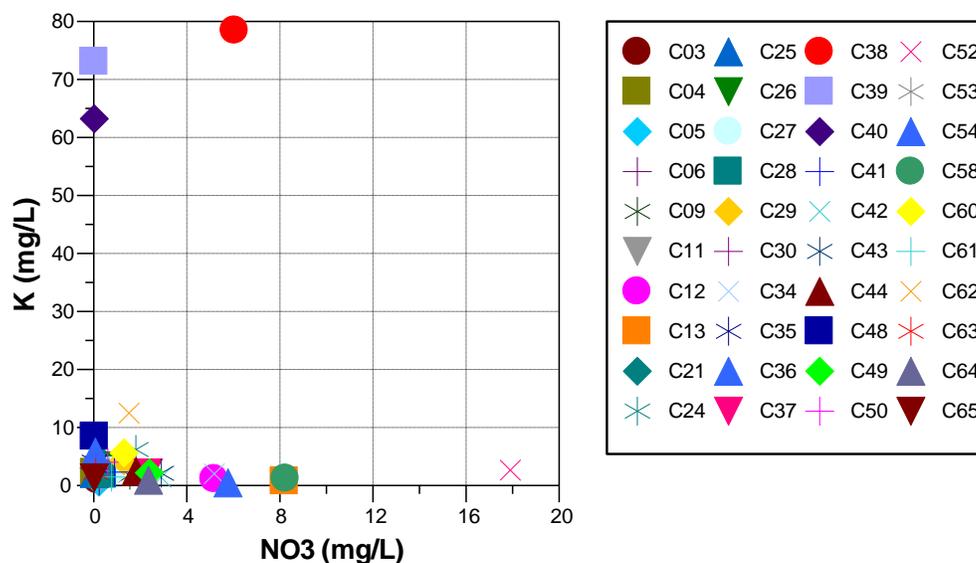


Figura 44. Relación K/NO_3 en el agua subterránea.

5.14 Modelación Hidrogequímica

5.14.1 Índices de Saturación (SI)

Para todas las muestras de agua subterránea, la especiación química fue calculada mediante el programa PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999). En esta etapa se obtuvieron las concentraciones de los iones mayores analizados y los Índices de Saturación (SI, por sus siglas en inglés).

Las fases minerales consideradas de interés en la zona de estudio son los carbonatos. En los siguientes gráficos (Figura 45 y Figura 46) se representan los SIs obtenidos de los principales minerales de las muestras de agua de pozos y de las norias, respectivamente.

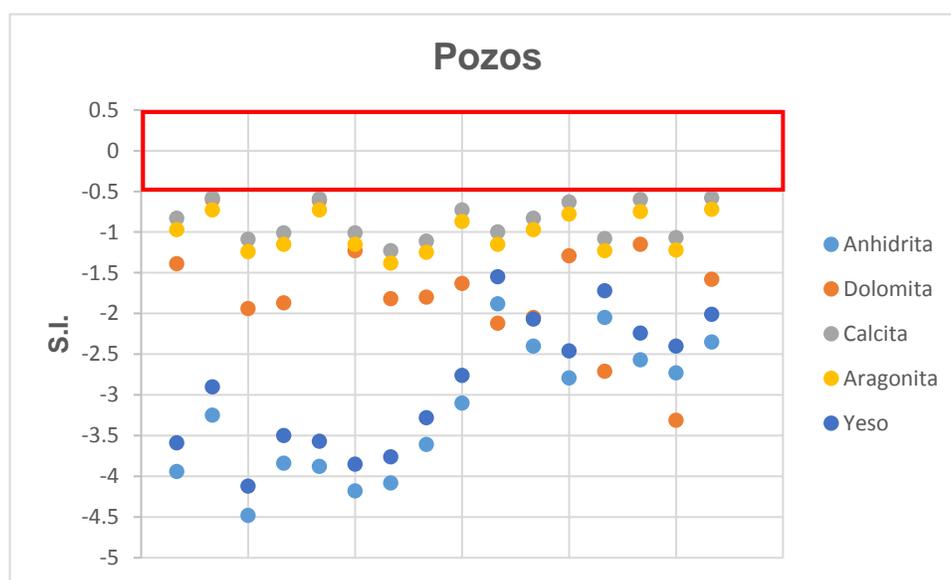


Figura 45. Índices de Saturación de minerales presentes en el agua subterránea de los pozos.

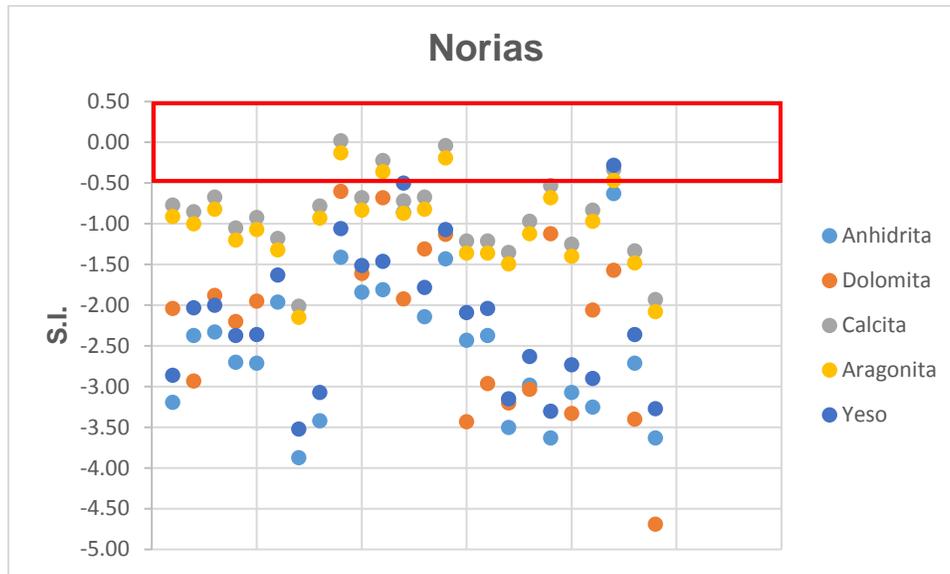


Figura 46. Índices de Saturación de minerales presentes en el agua subterránea de las norias de la zona de estudio.

Al infiltrarse el agua de lluvia en el suelo que contiene rocas carbonatas comienza a disolver los minerales anhidrita, dolomita, calcita, aragonita y yeso. En el caso de los pozos, las aguas subterráneas se encuentran subsaturadas con respecto a estos minerales, sin embargo, la calcita y aragonita están cercanas a alcanzar el equilibrio. En un medio como la zona de estudio donde se tienen cantidades significativas de minerales de carbonato se espera que suceda su disolución hasta o cerca de la saturación.

Mientras tanto, en la gráfica de las norias se puede apreciar que seis muestras de agua subterránea del área de estudio se encuentran en equilibrio en las fases minerales de calcita, aragonita y yeso; estos minerales pudieron equilibrarse con el agua en cuyo punto la disolución y la precipitación de los minerales estuvo en equilibrio y las concentraciones en disolución de los componentes minerales se fijan a los valores de equilibrio (Deutsch, 1997). Al tratarse de aguas someras que están más en contacto con el suelo carbonatado, la acción del CO_2 tiene un efecto importante en la disolución de la calcita y aragonita, principalmente, sin embargo, dos muestras también se encuentran en equilibrio respecto al yeso, estas son las

norias C48 y C63 las cuales anteriormente ya hemos visto que, en efecto, se encuentran disolviendo este mineral. El resto de las norias se presentan subsaturadas con respecto a los minerales anhidrita, dolomita, calcita, aragonita y yeso.

Ciertos minerales como la calcita y el yeso, entre otros, son encontrados comúnmente en equilibrio con el agua subterránea, entonces es razonable suponer que esos minerales son reactivos en entornos típicos de aguas subterráneas y que ellos pueden controlar la concentración de la solución (Deutsch, 1997).

Un método común de visualización y evaluación de la condición de equilibrio mineral de un acuífero es la gráfica representada por el índice de saturación del yeso y de la calcita versus la conductividad eléctrica, este parámetro proporciona cierta dispersión a los datos y se iguala a otra variable importante como es el tiempo de residencia que puede afectar la concentración de la solución y, por lo tanto, el equilibrio mineral. Se graficaron el total de muestras de pozos y norias, en la Figura 47 se representan los índices de saturación de la calcita y en la Figura 48 los del yeso. En ambos casos se observa que, en el caso de las norias, las muestras que tienen los valores más bajos de conductividad eléctrica están subsaturadas como es de esperarse, ya que se trata de muestras que están localizadas cerca de las zonas de recarga o que no han tenido suficiente tiempo de interacción del agua con la roca para equilibrar con la calcita o con el yeso, o si ambos minerales estuvieron presentes originalmente, estos se han lixiviado de la fase sólida por agua fresca de recarga (Deutsch, 1997). Cuando la conductividad eléctrica va siendo mayor, las muestras de agua subterránea van acercándose al equilibrio con la calcita y con el yeso hasta alcanzarlo, siendo este el caso de algunas norias, lo cual sugiere que tanto la calcita como el yeso están presentes en el acuífero afectando la composición del agua subterránea en el medio. Por otra parte, en ambos casos las muestras de agua subterránea de los pozos se mantienen todas subsaturadas, en el caso de la Figura 49 las aguas subterráneas de los pozos se encuentran cercanas a la zona de equilibrio de la calcita (0 ± 0.4 (5% de $\log K_{\text{calcita}}$)), lo cual sugiere que

pueden llegar al equilibrio al seguir disolviendo la calcita presente en el acuífero ya que, como señala Deutsch (1997), en un acuífero como el de este caso de estudio, con tiempos de residencia del agua subterránea en una escala de años a décadas o más, es improbable que un mineral reactivo pueda permanecer subsaturado en el agua.

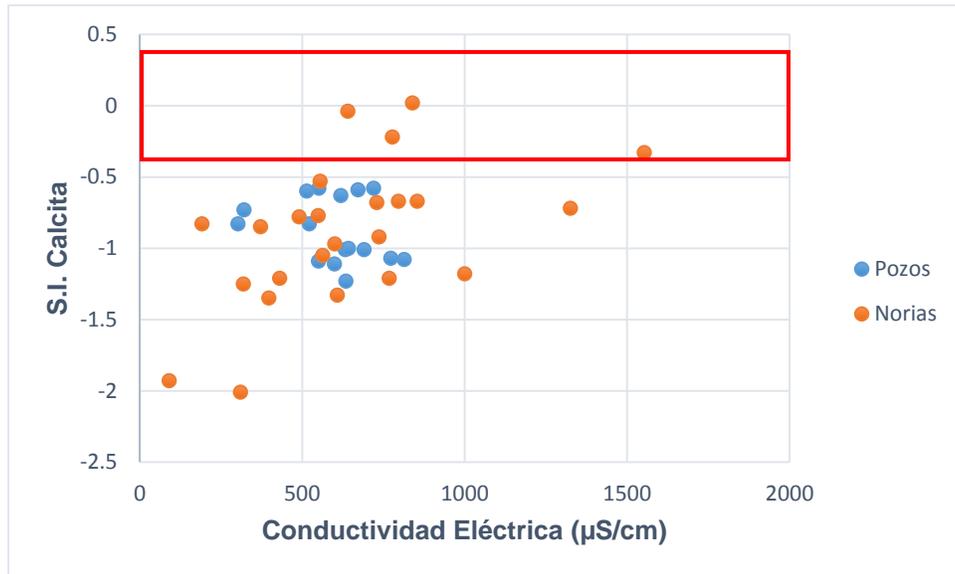


Figura 47. Índice de saturación de la calcita versus Conductividad Eléctrica de pozos y norias de la zona de estudio.

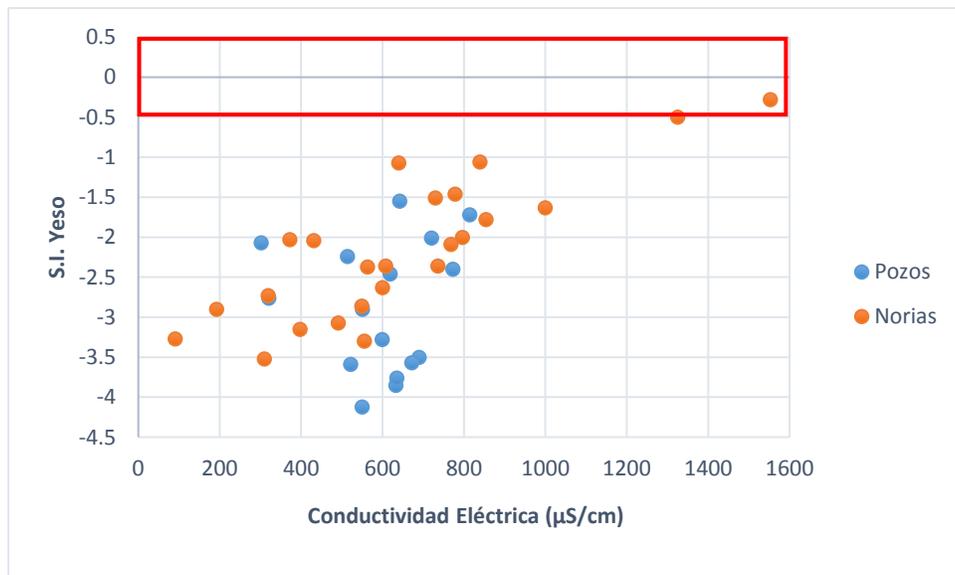


Figura 48. Índice de saturación del yeso versus Conductividad Eléctrica de pozos y norias de la zona de estudio.

La Figura 49 es una gráfica de las actividades iónicas en solución de los componentes del mineral yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). El eje x está representado por pCa^{2+} lo cual es igual a $-\log(a_{\text{Ca}^{2+}})$; y el eje y representa pSO_4^{2-} lo cual es igual a $-\log(a_{\text{SO}_4^{2-}})$. La línea de pK_{yeso} representa la condición de equilibrio mineral donde: $(a_{\text{Ca}^{2+}})(a_{\text{SO}_4^{2-}}) = 10^{-4.61}$ o $(\text{pCa}^{2+})(\text{pSO}_4^{2-}) = 4.61$. Las muestras de agua que trazan a lo largo de esta línea tienen actividades apropiadas de calcio y sulfato para estar en equilibrio con yeso. Las muestras que trazan a la izquierda de la línea pK_{yeso} están subsaturadas con respecto al yeso, y aquellas que trazan a la derecha están sobresaturadas.

Las muestras de agua subterránea de pozos y norias de la zona de estudio se trazaron en esta gráfica. En general, se observa que el total de muestras se encuentran subsaturadas con respecto al yeso. Se puede apreciar una tendencia más o menos lineal lo cual indica que hay fuentes tanto de calcio como de sulfato que afectan la calidad del agua subterránea. Aunque la solubilidad del yeso no es una constante ya que depende de varios factores, como por ejemplo: la temperatura del agua, la presencia de otras sales, la velocidad del flujo, entre otros, es posible que las actividades incrementen hasta intersectar con la línea de solubilidad del yeso. Se puede observar que de nuevo se hacen presentes las muestras C48 y C63 en la disolución de este mineral.

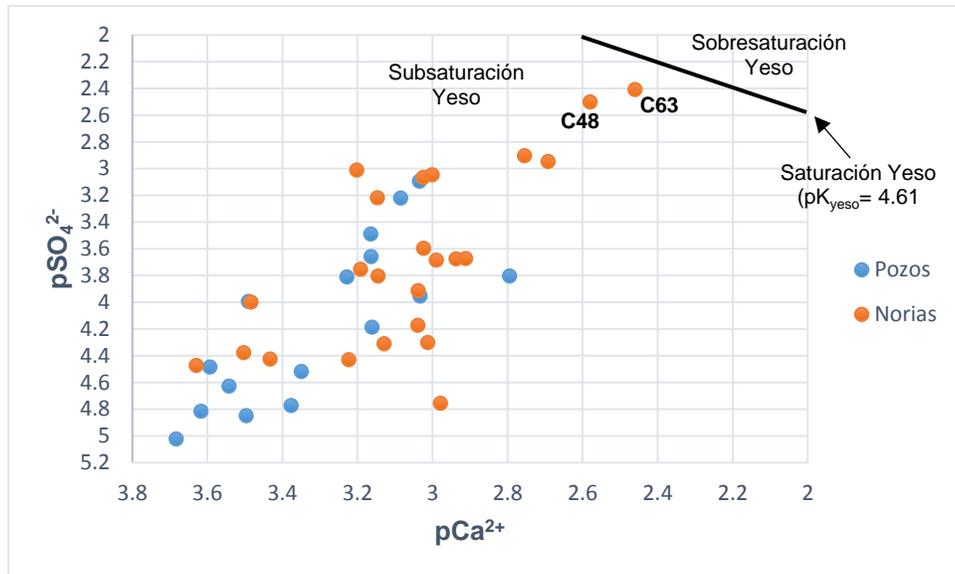


Figura 49. Concentraciones de la solución y equilibrio del yeso en pozos y norias de la zona de estudio.

5.14.2 Modelación Inversa

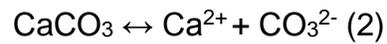
Con el fin de obtener los modelos que expliquen la composición del agua subterránea a través de líneas de flujo subterráneo, se empleó la modelación inversa con PHREEQC. Se propuso el método inverso debido a que resultan de mayor utilidad cuando el conocimiento hidrogeológico del medio reactivo es mayor y cuando el objetivo es explicar los cambios de composición observados sobre una línea de flujo como es el caso. Se plantearon las condiciones hidrogeoquímicas y geoquímicas para cada escenario e infirieron las posibles fases minerales que reaccionan en el medio.

En la modelación hidrogeoquímica inversa las principales ecuaciones que gobiernan los procesos de interacción agua-roca en la zona kárstica del área de estudio son:

Disolución de carbonatos:



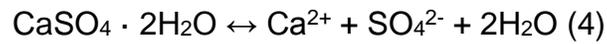
Disolución de Calcita:



Disolución de Dolomita y formación de Calcita:



Disolución de Yeso:



Se seleccionaron tres secciones para ser modeladas, las cuales se ubicaron sobre líneas siguiendo la dirección del flujo subterráneo, siendo así que, la solución 1 corresponde al punto aguas arriba y la solución 2 corresponde al punto aguas abajo (Figura 50).

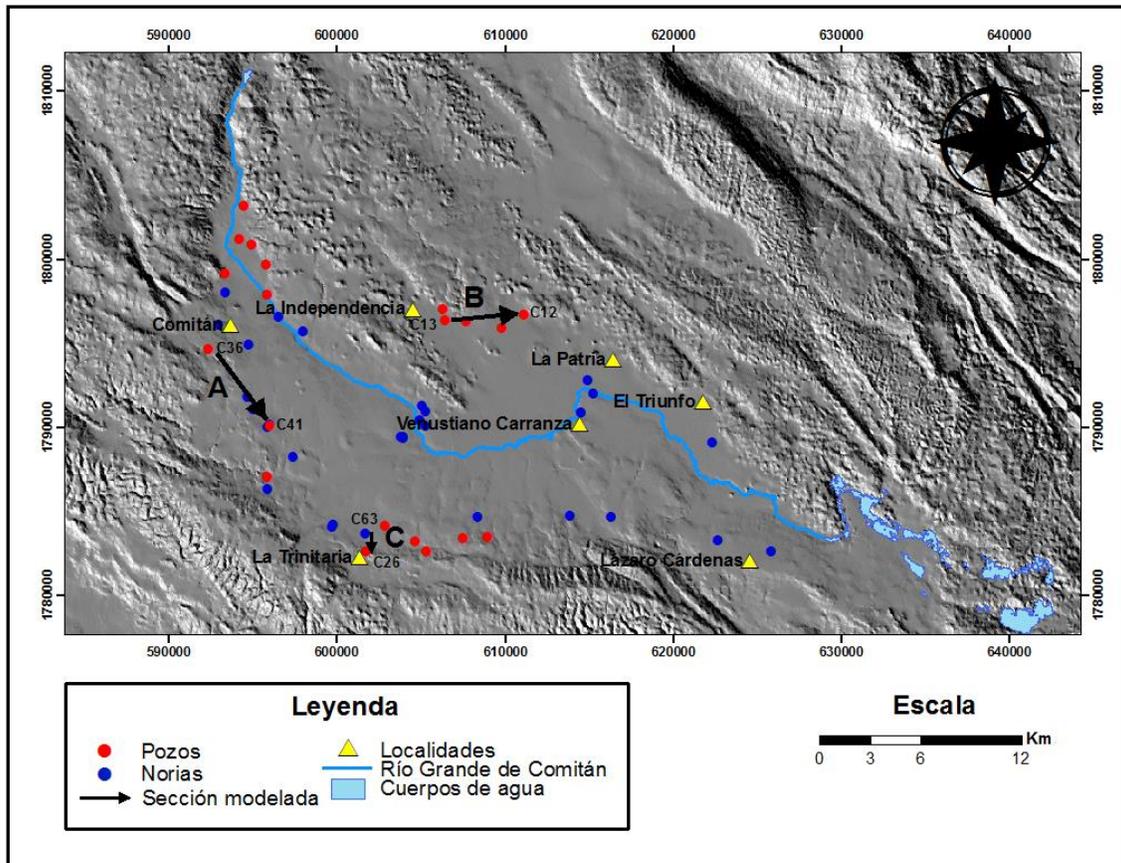


Figura 50. Secciones modeladas mediante PHREEQC.

Se utilizó un límite de incertidumbre en porcentaje (<7%), con la que se condiciona el ingreso de los datos para permitir a la simulación satisfacer el balance molar para cada elemento y estado de valencia, y permitiendo al software resolver el modelo con precisión múltiple.

Se obtuvieron varios modelos, de los cuales se eligieron sólo los que cumplen con los criterios de selección, la cual se basa principalmente en la mínima incertidumbre (<7%) (Anexo VIII).

5.14.2.1 Secciones modeladas y resultados de la modelación inversa (Figura 51):

A) Pozo C36 - Pozo C41 (Anexo VIII.1)

Esta sección se localiza al noroeste de la zona de estudio, tiene una dirección de flujo noroeste-sureste. En esta zona el agua subterránea interacciona con secuencias de yeso y conglomerado polimíctico. La distancia en línea recta entre ambos sitios es de aproximadamente 6 km. En este trayecto se incrementó la concentración de iones lo cual involucra principalmente disolución de minerales, mientras que los parámetros físico-químicos disminuyeron.

Se obtuvieron dos modelos de transferencia de masa muy similares, estos modelos predicen la disolución de anhidrita y dolomita así como la formación de aragonita y yeso (Tabla 7).

Tabla 7. Modelos producidos por PHREEQC para la sección C46-C31 localizada al noroeste de la zona de estudio (Unidades en mmoles/L).

C46-C31	Modelo 1	Modelo 2
Anhidrita	6.56E+01	8.13E+01
Aragonita	-1.77E-03	-2.25E-03
Dolomita	5.50E-04	5.12E-04
Yeso	-6.56E+01	-8.13E+01
Halita	-1.12E-03	-1.36E-03
CO2(g)	2.25E-03	
N2(g)	-1.49E-04	-1.75E-04
CH2O	3.72E-04	4.38E-04
Silvita	1.62E-05	8.66E-06

La solubilidad de un mineral está en función de la temperatura y el pH, entre otros, a lo largo de este trayecto estos dos parámetros disminuyen lo que provoca que la solubilidad del yeso disminuya. La conductividad eléctrica también disminuye lo cual es debido a la precipitación de yesos.

B) Pozo C13 - Pozo C12 (Anexo VIII.2)

Esta sección se localiza en la parte noreste del área de estudio. El flujo local se produce en la unidad del aluvión que es producto de la desintegración por intemperismo de rocas preexistentes carbonatadas. La distancia en línea recta entre ambos sitios es de aproximadamente 4.23 km. En este trayecto se dio básicamente la disminución de la concentración de iones lo cual involucra principalmente precipitación de minerales.

Se obtuvieron cuatro modelos, de acuerdo con los resultados obtenidos, los modelos 3 y 4 son los que mejor reproducen los procesos hidrogeoquímicos de la sección, los cuales predicen la disolución de dolomita y la formación de aragonita y anhidrita (Tabla 8).

Tabla 8. Modelos producidos por PHREEQC para la sección C12-C13 localizada al noreste de la zona de estudio (Unidades en mmoles/L).

C13-C12	Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3	Modelo 4
Anhidrita			-2.63E-05	-2.63E-05
Aragonita	-3.78E-04	-3.78E-04	-3.78E-04	-3.78E-04
Dolomita	2.30E-04	2.30E-04	2.30E-04	2.30E-04
Gypsum	-2.63E-05	-2.63E-05		
Halita	-7.44E-06	-7.44E-06	-7.44E-06	-7.44E-06
Silvita	7.44E-06	7.44E-06	7.44E-06	7.44E-06
CO2 (g)	1.50E-04		1.50E-04	
N2 (g)	-2.44E-05	-2.44E-05	-2.44E-05	-2.44E-05
CH2O	6.09E-05	6.09E-05	6.09E-05	6.09E-05

C) Noria C63- Pozo C26 (Anexo VIII.3)

Esta sección se localiza en la región suroeste de la zona de estudio. En esta zona la circulación del agua subterránea se desarrolla en formaciones evaporíticas de yesos y conglomerado polimíctico. La distancia en línea recta entre ambos sitios es de aproximadamente 1.04 km. En este trayecto hay

disminución e incremento de los iones mayores y parámetros fisicoquímicos lo cual indica que tanto la disolución como la precipitación de minerales son los procesos principales.

Se obtuvo un solo modelo el cual predice la disolución de calcita y la precipitación de yeso (Tabla 9).

Tabla 9. Modelo producido por PHREEQC para la sección C63-C26 localizada al suroeste de la zona de estudio (Unidades en mmoles/L).

C63-C26	Modelo 1
Calcita	5.77E-04
Gypsum	-8.11E-03
Halita	-1.48E-04
Silvita	2.78E-05
CO2 (g)	1.68E-03
N2 (g)	8.07E-06
CH2O	-2.02E-05

En este trayecto el pH disminuye de 7 a 6.58 debido a esto es mayor la solubilidad de la calcita, mientras que la disminución de la conductividad eléctrica se puede entender por la formación de yeso.

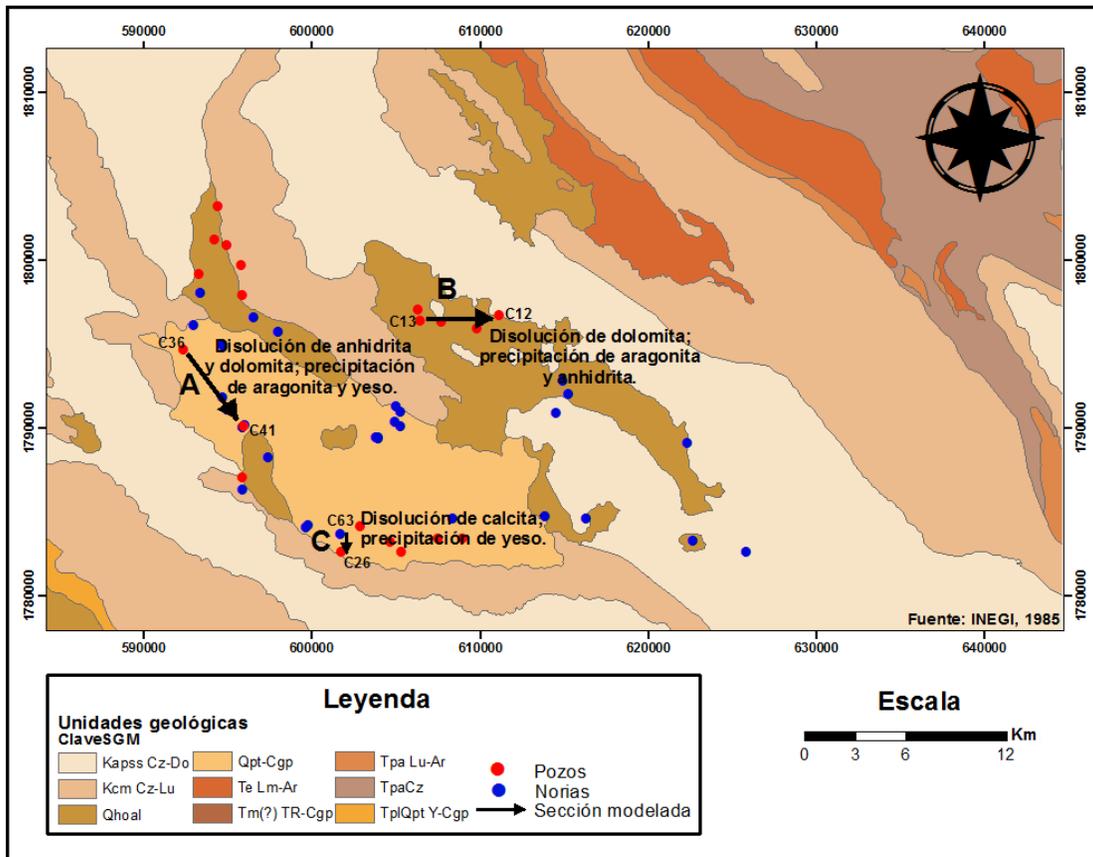


Figura 41. Secciones modeladas y resultados de la modelación inversa.

5.15 Modelo Hidrogeológico Conceptual

Con base en información de las Cartas Geológico-Minera Tuxtla Gutiérrez (E15-11) y Las Margaritas (E15-12 D15-3) (INEGI, 1997) escala 1:250,000, se construyó el modelo hidrogeológico conceptual para tratar de comprender los procesos que tienen lugar en el sistema subterráneo los cuales son indicadores de la calidad del agua subterránea.

En la zona de estudio, el agua de lluvia se infiltra en el subsuelo por medio de poros y grietas producto de la disolución de las rocas carbonatas. La firma química del agua de reciente infiltración se va modificando a su paso por las distintas litologías

debido a que el agua va disolviendo minerales mediante la interacción agua-roca en el medio.

Basado en el modelo hidrogeológico conceptual (Figura 52), el sistema subterráneo en la zona de estudio presenta dos componentes de flujo debido a las diferencias en las características litológicas del medio. Una componente es el flujo en la parte somera que corresponde al material de relleno. En este nivel se localizan las norias, el flujo por la interacción con el medio disuelve minerales de yeso, del conglomerado polimíctico y del aluvión que se encuentran en esos niveles, proporcionando a esas aguas someras una firma química particular, como lo representan los diagramas de Stiff de las muestras C63 y C48 en el modelo hidrogeológico donde los iones que predominan son el Ca y SO_4 . Para establecer los procesos que tienen lugar, se llevó a cabo la modelación inversa de la sección D) C63 \longrightarrow C48 (Anexo VIII.4), con una incertidumbre del 3%, el modelo que se propone es la precipitación de yesos. En este caso, la circulación del agua subterránea se desarrolla en formaciones evaporíticas de yesos y conglomerado polimíctico, por lo que el agua viene saturada en sales propiciando la formación de yesos. Las características de estos materiales geológicos le confieren al medio una buena circulación y transferencia de agua por medio de poros intercomunicados entre sí existiendo permeabilidad. Como se vio anteriormente, el flujo se presenta en dirección del gradiente hidráulico y descarga en la corriente del Río Grande de Comitán.

La otra componente es la del flujo de los pozos, el cual es un flujo profundo que fluye a través de los conductos derivados de la disolución de las rocas calizas y dolomías. Esta condición confiere a las rocas de esta naturaleza una considerable capacidad para almacenar y transmitir agua. La composición química de estas aguas consta principalmente de iones de Ca^{2+} , Mg^{2+} y HCO_3^- , lo cual se refleja en el diagrama de Stiff de la muestra C10 en el modelo; este pozo tiene aporte de agua subterránea de la unidad geológica de calizas y dolomitas, por lo tanto, su concentración de iones es atribuido a ello. Los procesos que se proponen estarían ocurriendo son: disolución y precipitación de calcita y dolomita. No obstante, el agua

también adquiere iones de SO_4^{2-} por su paso por los yesos. Este flujo fluye en sentido de los bajos topográficos, sugiriendo que descarga fuera de la zona de estudio.

En general, las aguas subterráneas van disolviendo minerales en dirección del flujo ocasionando que aumente la salinidad; en este trayecto, es posible que los minerales puedan llegar al equilibrio e inclusive llegar a precipitar. No obstante, las concentraciones de salinidad presentes en este estudio son relativamente bajas, lo cual sugiere que las aguas subterráneas son aguas poco evolucionadas o que han tenido poco transporte.

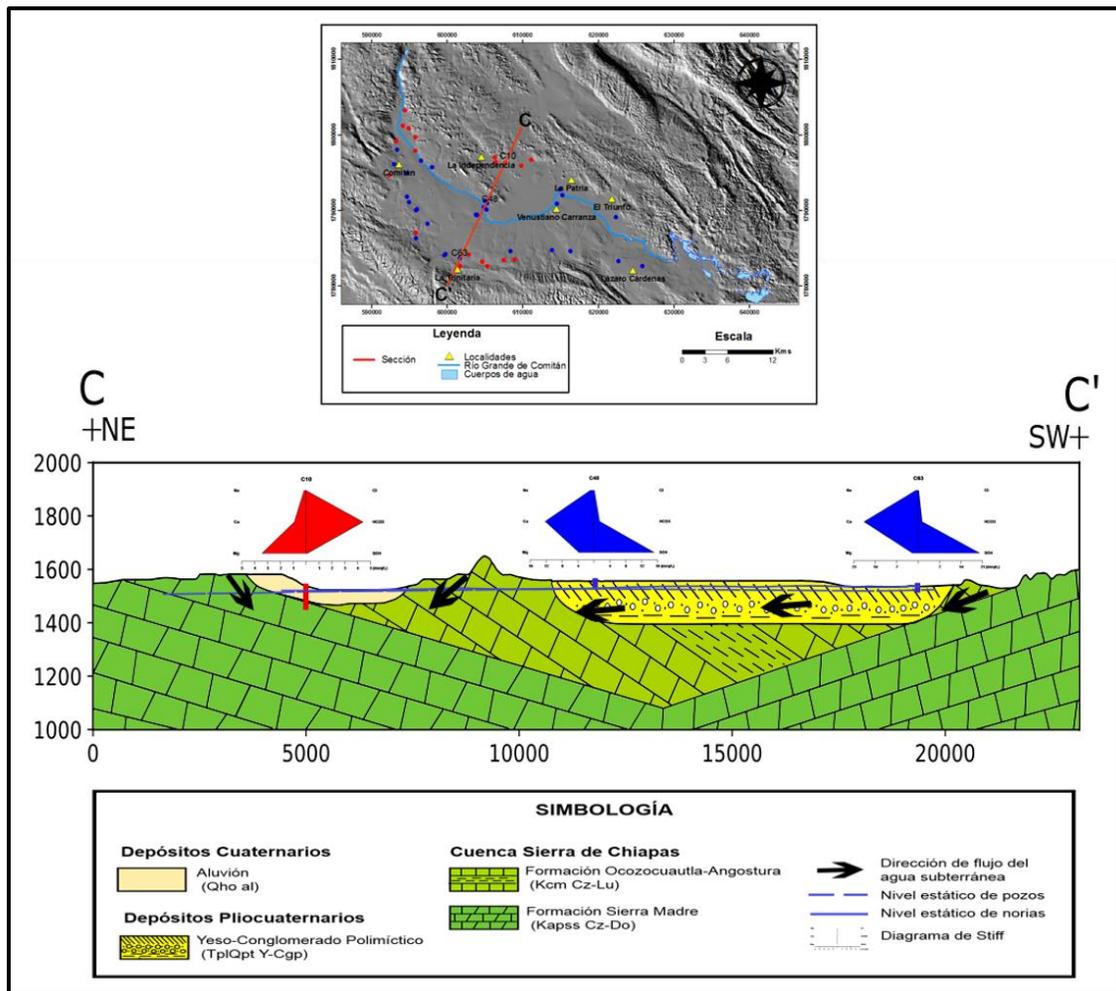


Figura 52. Modelo Hidrogeológico Conceptual.

6. Discusión

Por medio de la interpolación de datos de niveles estáticos del agua subterránea, se realizó la configuración de la red de flujo y, se obtuvo que, en relación con los pozos, de manera general, el flujo subterráneo tiene una dirección preferencial NO-SE que descarga fuera del área de estudio; mientras que, en las norias, el flujo parece llevar una dirección preferencial hacia la corriente del Río Grande de Comitán. En general, la dirección del flujo subterráneo en la cuenca está en función del gradiente hidráulico. Sin embargo, la topografía y el contraste de permeabilidades en el sistema kárstico permiten que se origine un sistema de flujo con distintas variables, lo cual puede originar que se presenten velocidades menores o mayores, dependiendo de los materiales del medio, en el mismo sistema subterráneo.

Como consecuencia de su composición y de acciones naturalmente externas, el agua subterránea presenta una serie de características fisicoquímicas, que junto con sus constituyentes, se analizan en los párrafos que siguen.

La temperatura del agua subterránea, en un punto y momento determinado, representa un estado de equilibrio entre los “aportes” y las extracciones” caloríficas en ese punto. En la zona de estudio, el intervalo de valores de temperatura de pozos y norias hace referencia a un acuífero somero en un clima templado subhúmedo. La temperatura de las norias es ligeramente menor que la de los pozos, esto puede ser debido a la influencia de la temperatura ambiente o del agua de lluvia al momento de tomar la muestra. En acuíferos kársticos, las variaciones de temperatura siguen de cerca a las del agua de recarga debido a la gran velocidad del agua y poca superficie de contactos con el terreno (Custodio y Llamas, 1983). Los valores de pH obtenidos son los esperados debido a la capacidad buffer de las rocas carbonatadas. Al tratarse de un área kárstica, los valores mínimos pueden estar relacionados a sitios con mayor infiltración de agua debido al fracturamiento de la roca, ya que la mezcla de agua meteórica de reciente infiltración con agua

subterránea resulta en la disminución del pH. El incremento del pH en los meses de noviembre y enero puede deberse a la interacción agua-roca en el sistema debido a una mayor infiltración de agua, particularmente de la disolución del carbonato contenido en las rocas calizas y dolomías presentes en el área, aumentando de forma natural el pH de estas aguas, ya que hidroliza parcialmente al agua dando OH^- , lo que lo convierte en una base moderadamente fuerte. En cuanto a la CE, el intervalo de los valores obtenidos (91-1553 $\mu\text{S}/\text{cm}$) es considerado normal en aguas subterráneas naturales (Appelo y Postma, 1993).

En el mes de noviembre, la disminución en la CE puede deberse a la disminución de la cantidad de iones disueltos en el agua subterránea con respecto a la cantidad de agua subterránea debido a una mayor infiltración de agua al sistema, similar a lo que ocurre con el pH. La presencia de CO_2 en el sistema tiene gran interés dada la geología del área de estudio debido a que es el gas disuelto más importante en aguas subterráneas (Aguilera, 2010), es precisamente el que promueve la disolución de la roca caliza promoviendo que se lleven a cabo diversas reacciones que dan presencia a especies disueltas de CO_2 , las cuales controlan la capacidad alcalina de las aguas naturales. Con respecto a las mediciones de sulfuros, dadas las concentraciones encontradas en los sitios de muestreo, se indica que si bien pueden darse reacciones Redox en el sistema subterráneo, no se encuentran las condiciones de equilibrio para producirse dichas reacciones. Los valores de oxígeno disuelto en el agua subterránea de la zona están por arriba del promedio, esto indica que no existen las condiciones bioquímicas necesarias para que el oxígeno disuelto se consuma con facilidad por medio de sustancias oxidables, tales como materia orgánica, Fe^{2+} , NH_4^+ , NO_2^- , etc., en especial por acción microbológica.

Siendo el agua el disolvente universal, tiene la capacidad de incorporar constituyentes, en variedad y concentraciones diferentes. La química del agua subterránea está condicionada desde antes de que se incorpore al sistema de flujo subterráneo. Gases, aerosoles, polvo y sales diversas, presentes en la atmósfera, así como el contacto con la superficie del terreno por la cual circula, reaccionan con

el agua marcando la principal composición química natural del agua de infiltración. Una vez ingresada en el sistema subterráneo, el agua es capaz de sufrir modificaciones drásticas en su composición como consecuencia de un conjunto de interacciones físicas, químicas y biológicas complejas debido a su prolongado contacto con las formaciones geológicas por las cuales se desplaza, a la presencia de dióxido de carbono y oxígeno disuelto en el agua, y a la lenta velocidad con se mueve.

La composición química del agua subterránea en la zona de estudio, hace referencia a procesos naturales causados por la interacción agua-roca. La geología dominada por rocas carbonatadas, tales como, calizas, dolomías y yesos, aportan al agua subterránea constituyentes mayoritarios o fundamentales, tales como, HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} y SO_4^{2-} , principalmente. De acuerdo al análisis hidrogeoquímico del agua subterránea, mediante el diagrama de Piper, en la zona de estudio se identificaron cuatro grupos, los cuales son: A) aguas bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas, B) aguas sulfatadas cálcicas y/o magnésicas, C) agua sulfatada sódica y D) aguas bicarbonatadas sódicas. Por medio de los diagramas de Stiff se identificaron los componentes químicos principales del agua subterránea (HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} y SO_4^{2-}) y por medio de su representación espacial, se obtuvo lo siguiente: se identificaron aguas de reciente infiltración por su composición química en bicarbonato y magnesio, principalmente, ubicadas en zonas de recarga al norte del área de estudio, al ingresar el agua meteórica al sistema va disolviendo minerales de las calizas y dolomías presentes en el medio subterráneo, por lo cual la química de estas aguas; aguas subterráneas ubicadas en la unidad de rocas evaporitas (la cual abarca la mayor parte del área de estudio) tienen una composición en iones de sulfato y calcio por la disolución de yeso y anhidrita; un conjunto de muestras evolucionan de manera natural hacia aguas con una mayor total en sólidos disueltos debido a su paso por el subsuelo y a la acción agua-roca, siendo el sulfato el anión dominante; el agua subterránea que ha pasado por rocas evaporitas, al entrar en contacto con arcillas gana Cl^- y Na^+ cambiando su firma química a agua de tipo sulfatada sódica, como es el caso de algunas norias en

contacto con minerales arcillosos de los niveles más someros de la cuenca; procesos de intercambio catiónico se hacen presentes en aguas someras con contenido significativo en Na^+ y K^+ , se asocia al tránsito de estas aguas por materiales arcillosos aumentando la concentración de Na^+ y reduciendo el Ca^+ . Con respecto a lo anterior, basándose en la concentración de bicarbonatos y por no tener aumento considerable de la salinidad, se puede deducir que las aguas subterráneas han tenido un menor tiempo de permanencia en el subsuelo y por lo tanto no son aguas muy evolucionadas.

Los procesos hidrogeoquímicos se obtuvieron mediante modelación inversa debido a que se tiene un buen conocimiento hidrogeológico del medio y que el objetivo es explicar los cambios de composición observados sobre una línea de flujo subterráneo. Se modelaron tres secciones, mediante las cuales se obtuvieron los procesos que gobiernan la interacción agua-roca en la zona kárstica del área de estudio: disolución de anhidrita y dolomita, precipitación de aragonita y yeso; disolución de dolomita, precipitación de aragonita y anhidrita; disolución de calcita, precipitación de yeso.

Para tratar de explicar si se tiene evidencia de contaminación por actividad antropogénica y/o actividad agrícola, se llevaron a cabo algunas interpretaciones. Por medio de la relación NO_3/SO_4 , se dedujo que las concentraciones de estos dos iones no tienen relación con la actividad agrícola en la zona de estudio ya que no se presenta una correlación. La relación NO_3/Cl , representa que no existe una correlación entre estos iones que indique una contaminación por aguas residuales. Es así que, la concentración de nitratos en el agua subterránea de la zona de estudio debe su presencia a una contaminación puntual por aguas residuales o fosa séptica, toda vez que sólo una noria evidencia un alto valor en su contenido de nitratos. Por otro lado, las aguas con mayor concentración en SO_4^{2-} se relacionan a procesos de disolución de yesos en la zona. En razón del alto contenido de cloruros presente en una muestra, se puede relacionar a un proceso natural de evolución del agua

subterránea, donde habrían ocurrido procesos de disolución de minerales sedimentarios como halita y anhidrita los cuales aportan sales al agua subterránea.

Con base en toda la información recabada para este estudio, se construyó un modelo hidrogeológico conceptual para tratar de explicar los procesos modificadores de la calidad del agua subterránea que tienen lugar en el sistema. De manera general, se obtuvo que la zona de estudio no es homogénea, la concentración de iones en el agua subterránea está en función de la geología regional. Localmente, la hidrogeoquímica del agua subterránea es alterada debido a procesos de disolución y precipitación de minerales productos de la interacción agua-roca en el sistema subterráneo. Se identificaron dos componentes de flujo en el sistema, un flujo local somero que interacciona con los materiales de relleno en donde se localizan las norias y que descarga en el Río Grande de Comitán; y una componente de flujo profundo que fluye a través de los conductos producto de la disolución de rocas calizas y dolomías, nivel donde se localizan los pozos, y que descarga fuera del área de estudio. Producto de la interacción agua-roca en el medio es la firma química que presentan las aguas; de manera general, los iones que predominan son el Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- y SO_4^{2-} por efecto de procesos como disolución y precipitación de calizas, dolomías y yesos, principalmente. Basado en la relativa baja salinidad, se deduce que las aguas subterráneas son poco evolucionadas o que han tenido un corto recorrido en el medio. El medio kárstico, en general, presenta una considerable capacidad para almacenar y transmitir agua.

Los materiales carbonatados del Cretácico inferior y superior, constituidos por calizas, dolomías y brechas calcáreas, forman un conjunto hidrogeológico que, por su naturaleza geológica, presenta una alta porosidad y una elevada permeabilidad debido a una red de conductos y al desarrollo de oquedades interconectadas que favorecen la circulación de las aguas. La potencia de este conjunto varía entre los 500 a 2100 metros. Los sistemas kársticos presentan, por un lado, características similares a la red hidrográfica superficial y, por otro lado, poseen características

propias de los sistemas porosos. Presentan una función transmisiva que gobierna el flujo, y una función capacitiva, que gobierna el almacenamiento.

Los materiales que sobreyacen a este conjunto constan de caliza, dolomía, lutita, arenisca y conglomerado de edad Cretácico medio y superior; su espesor varía de 690 a 1600 metros. Estos materiales le confieren una buena capacidad de almacenar agua, pero que la puede transmitir dificultosamente. Son materiales porosos pero poco permeables.

Los depósitos Pliocuaternarios y Cuaternarios, que consisten de una secuencia de yeso, conglomerado polimíctico y limolita de 150 metros de espesor máximo, y de arenisca y conglomerado polimíctico en capas de 15 a 30 centímetros de espesor, respectivamente, son materiales semipermeables; pueden contener apreciables cantidades de agua que transmiten muy lentamente.

7. Conclusiones

- En relación con los parámetros fisicoquímicos, no se identificaron características particulares por aprovechamiento; las variaciones que se observaron en los tres periodos de mediciones se relacionan al periodo de precipitación, a la cantidad de agua que ingresa al sistema, al tiempo de recarga y las condiciones climáticas en el momento de las mediciones.
- Los niveles estáticos fluctúan respondiendo a la cantidad de lluvia que se infiltra. En los pozos, la recarga se refleja hasta los meses de noviembre y enero debido a la profundidad; mientras que, en los niveles someros de las norias, la recarga se refleja en el mes de septiembre.
- Se identificaron dos componentes de flujo en el sistema: un flujo somero que fluye en los materiales de relleno de la cuenca en donde se localizan las norias que descarga en la corriente del Río Grande de Comitán; y un flujo profundo que fluye a través de los conductos producto de la disolución de calizas y dolomías que descarga fuera de la zona de estudio.
- Los iones que predominan en el agua subterránea son el Ca^{2+} , Mg^{2+} y HCO_3^- . El aporte de estos iones en el agua subterránea puede ser procedente de la principal geología de la zona de estudio, predominantemente rocas calizas y dolomías. Otro ion de importancia es el SO_4^{2-} , el cual puede estar relacionado con los depósitos pliocuaternarios que hacen relación a los yesos de la zona.
- Por lo tanto, la variabilidad espacial de la hidrogeoquímica no es homogénea. En general, los pozos presentaron mejor calidad química que las norias.
- Se lograron identificar zonas de recarga por medio de la química de las aguas subterráneas y zonas de descarga mediante las direcciones de flujo.
- Los sulfatos reportados se asocian a procesos de disolución de yesos, más no a una fuente antropogénica.
- Se identificaron cuatro tipos de agua: Bicarbonatadas Cálcicas y/o Magnésicas, Sulfatadas Cálcicas y/o Magnésicas, Sulfatada Sódica y

Bicarbonatadas Sódicas; producto de la principal geología de la zona de estudio, predominantemente rocas calizas, dolomías y yesos.

- Del modelo hidrogeoquímico se concluye que los principales procesos que gobiernan la interacción agua-roca en la zona kárstica del área de estudio son: disolución de anhidrita, disolución de calcita, disolución de dolomita, precipitación de aragonita, precipitación de anhidrita y precipitación de yeso.
- Las aguas subterráneas van disolviendo minerales en dirección del flujo propiciando un aumento en la salinidad; en este trayecto, es posible que los minerales puedan llegar al equilibrio e inclusive llegar a precipitar. No obstante, las concentraciones de salinidad presentes en este estudio son relativamente bajas, lo cual sugiere que las aguas subterráneas son aguas poco evolucionadas o que han tenido poco transporte.
- Del modelo hidrogeológico conceptual se infiere que las características hidrogeoquímicas de las aguas subterráneas indican procesos naturales por la interacción agua-roca en el medio carbonatado y que las características de estos materiales geológicos le confieren al medio una buena circulación y transferencia de agua por medio de poros y conductos intercomunicados entre sí.
- Fuera del proceso natural, se identificaron dos casos puntuales de influencia antropogénica: concentraciones reportadas de K^+ en tres norias al oeste de la cuenca y una noria al oeste de la cuenca con la mayor concentración de NO_3^- reportada. La fuente de K^+ se relaciona al uso de fertilizantes y la fuente de NO_3^- es asociada a la descarga de aguas residuales o a la contaminación por fosa séptica.

Referencias

Appelo C. A. J., y Postma D., 1993. *Geochemistry, Groundwater and Pollution*. Rotterdam, Brookfield: A. A. Balkema. 1-536.

Aguilera, P. F., 2010. Metodología para determinar la calidad natural en acuíferos. Tesis de Maestría. Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Ingeniería Civil. Santiago de Chile. 353 p.

Alvarado, V. J., 2015. Evaluación espacial de la contaminación potencial, puntual y difusa en la cuenca del Río Grande de Comitán, Chiapas. Tesis de Licenciatura. Facultad de Estudios Superiores Zaragoza. UNAM. 90 p.

Andreo, B., Goldscheider, N., Vadillo, I., Vías, J.M., Neukum, C., Sinreich, M., Jiménez, P., Brechenmacher, J., Carrasco, F., Hötzl, H., Perles, M.J., Zwahlen, F., 2006. Karst groundwater protection: first application of a Pan-European Approach to vulnerability, hazard and risk mapping in the Sierra de Líbar (Southern Spain). *Science of the Total Environment*, 357(13):54-73. Doi: 10.1016/j.scitotenv.2005.05.019

Antigüedad, I., Morales, T., Uriarte J., 2007. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra. Los Acuíferos Kársticos. Casos del País Vasco, 325 pp.

Arriaga, L., V. Aguilar, J. Alcocer, 2002. Aguas continentales y diversidad biológica de México. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, México.

Bahena, B. J., 2014. Cartografía Temática de la Cuenca Hidrográfica del Sistema Lagunar de Montebello, Chiapas. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma de Guerrero-Unidad Académica de Ciencias de la Tierra. Taxco el Viejo, Gro. p. 79.

Barcelona, M., Wehrmann, A., Keely, J.F. y Pettyjohn, W.A., 1990. Contamination of Ground Water- Prevention, Assesment, Restoration-Pollution Technology Review No.184. Noyes Data Corporation. U.S.A. 213 pp.

B.C. Ministry of Forests, 2003. Karst inventory standards and vulnerability assesment procedures for British Columbia. Version 2. Resources Information Stamdars Committe, Karst Task Force, Victoria, B.C. Disponible en: http://archive.ilmb.gov.bc.ca/risc/pubs/earthsci/karst_v2/karst_risc.pdf

Bibiano, L., Gárfias, J., y Llanos, H., 2015. Hidrogeoquímica y procesos naturales de ablandamiento del agua subterránea en sistemas kársticos. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 6(3), 57-78.

Brewer, P.G. y Riley, J.P., 1966. The automatic determination of silicate-silicon in natural waters with special reference to seawater. *Analytica. Chim. Acta*, 35:P. 514-519.

Cabrera, *et al.*, 2000. Calidad del agua subterránea en un campo experimental hortícola en el estado de Yucatán. p. 1-12.

Campa-Uranga, M. F., Coney, P. J., 1983, Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distribution of Mexico: Canadian Journal Earth Sci., vol. 20, p. 1040-105.

Castro-Mora, J. 1999. "Monografía geológico minera del estado de Chiapas". Pachuca, Hgo: Consejo de Recursos Minerales: SECOFI, Coordinación General de Minería. pp. 30-70. Mapa Escala 1:500,000

Chapelle, F. H., 1992. Ground-water microbiology and geochemistry. John Wiley & Sons, Inc., EUA, 424 pp.

Codina, L., 2006. Curso Capacitación en Hidrogeología para Geo-aguas Ltda.

Comisión Federal de Electricidad-SPC-GEIC-Departamento de Geohidrología, 2012. Estudio para Conocer la Calidad del Agua de las Lagunas de Montebello, Chiapas. (Primera etapa: diagnóstico) Tomo II: Geohidrología. Estado de México. pp. 84.

Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), 2006. Acta constitutiva y de instalación del Comité de Cuenca Lagunas de Montebello. En la subregión Chixoy, estado de Chiapas, CONAGUA, Lagunas de Montebello.

Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), 1999. Guía de Muestreo de Aguas Subterráneas. Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas, Subgerencia de Evaluación y Modelación Hidrogeológica. pp. 80.

Comisión Nacional de Agua (CONAGUA), 2009. Plan de Gestión de la Cuenca del Río Grande-Lagunas de Montebello Chiapas-México, 2009. Gobierno del Estado de Chiapas-Instituto Estatal del Agua. Gobierno Municipal de Comitán, La Trinitaria, La Independencia. Comité de Cuenca Lagunas de Montebello. pp. 168.

Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas-Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (CONANP-SEMARNAT), 2007. Programa de Conservación y Manejo Parque Nacional Lagunas de Montebello. Chiapas, México. 197 p.

Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (CONANP), 2011. Programa de Monitoreo de Calidad del Agua. Estudio para Monitorear los Parámetros de Calidad del Agua de las Lagunas Comunicadas con el Sistema Lagunar Tepancoapan. Parque Nacional Lagunas de Montebello. pp. 77.

Cox, C. 2006. Tutorial de AQUACHEM 4.0. Hidrogeología. Universidad de Chile. Departamento de Ingeniería Civil. Proyecto MECESUP UCH 0303. Modernización e Integración Transversal de la Enseñanza de Pregrado en Ciencias de la Tierra. 42 p.

Custodio E. y Llamas, M. R., 1983. Hidrología Subterránea. Ediciones Omega S.A., Barcelona, España. Tomos I y II. p. 1-1157.

Cvijic, J., 1918. Hydrographie souterraine et évolution morphologique du karst. Recueil des travaux de l'institut de géographie alpine, 6(4):375-426. Disponible en: http://www.persee.fr/doc/rga_0249-6178_1918_num_6_4_4727

Daly, D., Dassargues, A., Drew, D., Dunne, S., Goldscheider, N., Neale, S., Popescu, I.C., Zwahlen, F., 2002. Main concepts of the "European approach" to karst-groundwater-vulnerability assessment and mapping. *Hydrogeology Journal*, 10(2):340-345. Doi: 10.1007/s10040-001-0185-1.

Dávalos, A. O., 2006. Evolución Tectónica Cenozoica en la Porción Norte de la Falla de Oaxaca. Tesis de Maestría. UNAM, Juriquilla, Querétaro. pp. 123.

Davies, A.M.C., 1985. Laboratory Practice, 34, 32.

Deutsch, W. J., 1997. Groundwater Geochemistry: fundamentals and applications to contamination. Lewis Publishers, EUA, 221 pp.

De Waele, J., Plan, L., Audra, P., 2009. Recent developments in surface and subsurface karst geomorphology: an introduction. *Journal of Geomorphology*, 106 (1-2), 1-8. Doi: 10.1016/j.geomorph.2008.09.023

Drever, J. I., 1997. The geochemistry of natural waters. Prentice Hall, EUA, 436 pp.

Dreybrodt, W., 1988. Processes in Karst Systems. Springer-Verlag, Berlin, 288 pp.

Durán, C.J.I., 2013, Análisis geomorfológico del Parque Nacional Lagunas de Montebello, Chiapas: Ciudad de México, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis en Ingeniería Geológica, 88 p.

Fagundo, J. R. y González, P., 2005. Hidrogeoquímica. Centro Nacional de Medicina Natural y Tradicional (CENAMENT). Ministerio de Salud Pública. La Habana, Cuba. 314 p.

Ford, D.C. y Williams, P.W., 1989. Karst Geomorphology and Hydrology. Unwin Hyman, London, 601 pp.

Ford, D.C. y Williams, P.W., 2007. Karst Geomorphology and Hydrology. 2nd ed. John Wiley & Sons, Chichester, U.K. N.Y. and London, U.K.

Freeze, R. A. y Cherry, J. A., 1979. Groundwater. Prentice Hall, Eaglewood Cliffs, N. J., U.S.A., 604 p.

(George Wingate, US Bureau of Land Management) Quotation adapted from: Major Watersheds of Santa Clara County. Disponible en:

http://www.valleywater.org/Water/Watersheds_streams_and_floods/Watershed_info_projects/index.shtml

Gidahatari, 2017. Curso de Modelamiento Hidrogeoquímico con PHREEQC. Disponible en:

https://static1.squarespace.com/static/521e95f4e4b01c5870ce81cf/t/53876603e4b06ea569948da7/1401382403236/02_+Entrada_PHRREQC.pdf

Goody D. C., y Hinsby, K., 2007. Dissolved organic carbon in European groundwaters. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, 01304. British Geological Survey, Wallingford, UK

Golden Software, Inc., 2010. Surfer Versión 10. Surfer Mapping System.

González del Castillo, E.C., 2003. Ficha Informativa de los Humedales RAMSAR. Parque Nacional Lagunas de Montebello, Chiapas, México. 9 p.

Gron, C., Wassenaar, L., Krong, M., 1996. Origin and Structures of Groundwater Humic Substances from three Danish Aquifers. *Environment International*, 22 (5), pp. 519-534.

Gunn, J., 2004. *Encyclopedia of Cave and Karst Science*. Fitzroy Dearborn, New York.

Guo, Q., Wang, Y., Gao, X., Ma, Y., 2007. A new model (DRARCH) for assessing groundwater vulnerability to arsenic contamination at basin scale: a case study in Taiyuan basin, northern China. *Environmental Geology*, 52(5):923-932. Doi: 10.1007/s00254-006-0534-4

Hernández, M. A., (2015). Microorganismos en Agua como Indicadores del Proceso de Degradación de la Cuenca del Río Grande de Comitán-Lagos de Montebello, Chiapas, México. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias, UNAM. México, D.F. pp. 63.

Hernández, T. T., 2008. El rompecabezas geológico mexicano: Terrenos tectonoestratigráficos como una herramienta para la reconstrucción de la historia geológica de México. Instituto de Geofísica, UNAM. Num. 37.

Hounslow, A., 1995. *Water Quality Data: Analysis and Interpretation*, Lewis Publishers, EUA.

Howell D. G., Jones, D. L., Schermer, E. R., 1985. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific Region. In Howell D. G. (Ed.) 1985. *Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resource*. Earth Science Series, Number 1, 581 p.

Hughes, J.L.; Eccles, L.A.; Malcolm, R.L., 1974. Dissolved organic carbon (DOC), an index of organic contamination in ground water near Barstow, California. *Ground Water* 12: 283-290.

INEGI, 1997. Carta Geológico-Minera Las Margaritas E15-12-D15-3. Escala 1:250,000.

INEGI, 1997. Carta Geológico-Minera Tuxtla Gutiérrez E15-11. Escala 1:250,000.

INEGI, 1988. Carta Topográfica Las Margaritas E15D74. Escala 1:50,000.

INEGI, 1988a. Carta de uso del suelo y vegetación. Las Margaritas. Escala 1:250,000 (E15-12-D15-3).

INEGI, 2000. XII Censo General de Población y Vivienda 2000. Tabulados Básicos. México.

INEGI, 2001. Carta Topográfica Comitán de Domínguez E15D73. Escala 1:50,000.

INEGI, 2001. Carta Topográfica La Trinitaria E15D83. Escala 1:50,000.

INEGI, 2001. Carta Topográfica Socoltenango E15D82. Escala 1:50,000.

INEGI, 2001. Carta Topográfica Venustiano Carranza E15D72. Escala 1:50,000.

INEGI, 2004. Edafología de la República Mexicana. Escala 1: 250,000. México.

INEGI, 2007. Conjunto de datos vectoriales Red Hidrográfica. 1:50 000. Edición 2.0. Subcuenca RH30GI-R. Comitán, Chiapas, México.

INEGI, 2008. Carta Topográfica El Triunfo E15D84. Escala 1:50,000.

INEGI, 2011. Comisión Nacional del Agua. Organismo de Cuenca en Chiapas. Carta Hidrológica en Aguas Superficiales. Escala. 1:50 000.

Jiménez-Madrid, A., Carrasco, F., Martínez, C. 2010. The protection of groundwaters destined for human consumption in karstic aquifers advances towards safeguard zones. In: Andreo, B., Carrasco, F., Durán, J. J. and LaMoreaux, J. W. (eds.). *Advances in research in karst media*. Springer, Germany. pp. 299-304. Doi: 10.1007/978-3-642-12486-0_46

Juárez, H. E., 2014. Análisis Hidrogeoquímico de la Cuenca del Río Grande Comitán. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM. México, D.F. pp. 107.

Kueny, J.A., Day, M. 2002. Designation of protected karstlands in Central America: a regional assessment. *Journal of Cave and Karst Studies*, 64(3):165:174. Disponible en: <http://www.caves.org/pub/journal/PDF/V64/v64n3-Kueny.pdf>

LaMotte, 2016. Carbon Dioxide Kit. Direct Reading Titrator, 0-200 ppm, Code 7297-DR-01. Disponible en: <http://www.lamotte.com/images/pdf/instructions/7297-DR-01.pdf>

LaMotte, 2016. Sulfide Test Kit. Octa-Slide 2, 0.2-20 ppm, Code 4456-01. Disponible en: <http://www.lamotte.com/images/pdf/instructions/4456-01.pdf>

Langmuir, D., 1997. Aqueous Environmental Geochemistry. Prentice Hall, EUA, 600 pp.

Leenheer, J.A.; Malcolm, R.L.; McKinley, P.W.; Eccles, L.A. Occurrence of dissolved organic carbon in selected ground-water samples in the United States. Research U.S. Geol. Survey 2: 361-369; Washington, DC: U.S. Government Printing Office; 1974.

López-Ramos, E., 1980. Carta Geológica del Estado de Chiapas. Escala 1:500,000. Instituto de Geología de la U.N.A.M.

López, R. S., 2017. Uso de fertilizantes nitrogenados en la Cuenca del Río Grande, ¿La lixiviación representa un riesgo ambiental? Tesis de Maestría, UNAM. México. pp. 123.

McMahon, P. B. y Chapelle, F. H., 1991. Geochemistry of dissolved inorganic carbon in a Coastal Plain aquifer. 1. Sulfate from confining beds as an oxidant in microbial CO₂ production. *Journal of Hydrology*. Vol. 127 p. 85-108.

Mandujano, V. J. y Vázquez, M. A., 1996. Reseña bibliográfica y análisis estratigráfico de la Sierra de Chiapas. Gerencia de Geociencias. Subdirección de Exploración y Producción. Instituto Mexicano del Petróleo. Bol. AMGP, Vol. XLV, Num. 1, p. 20-45.

Martínez, D. E., Bocanegra, E. M. y Manzano, M., 2000. La modelación hidrogeoquímica como herramienta en estudios hidrogeológicos. Boletín Geológico y Minero. Revista de Cuencas de la Tierra y del Medio Ambiente. Instituto Tecnológico Geominero de España, 111 (4, julio-agosto): 83-97.

Minnesota Pollution Control Agency, 2009. Karst outreach and education. Disponible en: <https://www.pca.state.mn.us/karst-outreach>

Mora, P. L., Bonifaz, R., López-Martínez, R., 2016. Unidades geomorfológicas de la cuenca del Río Grande de Comitán, Lagos de Montebello, Chiapas-México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Vol. 68 No. 3. p. 377-394.

Mülleried, F.K.G., 1957. La geología de Chiapas. Gobierno Constitucional del Estado de Chiapas. Chiapas, México. 180 pp.

Nguyet, V.T.M., Goldscheider, N. 2006. A simplified methodology for mapping groundwater vulnerability and contamination risk, and its first application in a tropical karst area, Vietnam. *Hydrogeology Journal*, 14(8):1666-1675. Doi: 10.1007/s10040-006-0069-5

Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M. H., Mendoza-Rosales, C. C., 2006, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, México, inferred from the geometry and age of major structures: *Geological Society of America Bulletin*, v. 118, no. 112, p. 1868-1882.

Olea, O. S., 2015. Análisis del Impacto de la Actividad Agrícola en el Agua Subterránea en la Zona de La Trinitaria, Chiapas. Tesis de Maestría, UNAM. México, D.F. pp. 128.

Organización para la Cultura y el Ambiente A.C. (ONCA)-CONAGUA, 2007. Delimitación y cartografía básica de la cuenca Río Grande-Lagunas de Montebello, Informe de actividades, ONCA, México.

Ortega-Gutiérrez, F., Mitre, S.L., Roldán, Q.J., Aranda, G.J.J., Morán, Z.D., Alaniz A.S., Nieto, S.A., 1992, Carta Geológica de la República Mexicana, 1:2000000: Washington, Williams & Heintz (Mapa), Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, mapa con texto explicativo, 78 p.

Osicka, R. M. y Giménez, M. C., 2004. Determinación del contenido de Sodio y Potasio e aguas naturales subterráneas por fotometría de llama. Universidad Nacional del Nordeste. Comunicaciones Científicas y Tecnológicas 2004. Resumen: E-068. pp. 3.

Padilla y Sánchez, R. J., 2007. Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, tomo LIX, número 1, p. 19-42.

Parkhurst D. L. y Appelo, C.A.J., 1999. User's Guide to PHREEQC (Version 3) A Computer Program for speciation, Batch-Reaction, One-Dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations. U.S. Department of the Interior. U.S. Geological Survey. 530 p. Disponible en:
https://wwwbrr.cr.usgs.gov/projects/GWC_coupled/phreeqc/

PEMEX-Exploración y Producción, 2010. Subdirección Técnica de Exploración. Provincias Geológicas de México. pp. 18.

Peñuela, A., y Carrillo, J., 2013. Definición de zonas de recarga y descarga de agua subterránea a partir de indicadores superficiales: centro-sur de la Mesa Central, México. *Investigaciones geográficas*, (81), 18-32. Recuperado en 22 de febrero de 2018, de http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0188-46112013000200003&lng=es&tlng=es.

Pérez, C.R., y Pacheco, A.J., 2004. Vulnerabilidad del agua subterránea a la contaminación de nitratos en el estado de Yucatán. *Ingeniería*, 8(1):33-42. Disponible en: <http://redalyc.uaemex.mx/src/inicio/ArtPdfRed.jsp?iCve=46780104>

Plan de Gestión de la Cuenca del Río Grande-Lagunas de Montebello, 2009. Chiapas, México. p. 57.

Plummer LN, Busby JF, Lee RW, Hanshaw BB (1990) Geo-chemical modeling of the Madison aquifer in parts of Montana, Wyoming, and South Dakota. *Water Resour Res* 26(9):1981–2014

Plummer L. N., Prestemon E. C., Parkhurst D. L., 1994. An interactive code (NETPATH) for modeling NET geochemical reactions along a flow PATH—Version 2.0. *US Geol Surv Water Resour Invest Rep* 94-4169, 130 pp

Ramírez, D. A., 2012. Estudio Geológico-Estructural del Anticlinal La Caja (Área Bonanza-Providencia), Sierra Madre Oriental, NE de Zacatecas. Tesis de Maestría. UANL, Linares, NL. pp. 139.

Ramírez, M. N., 2006. Programa de Conservación y Manejo del Parque Nacional Lagunas de Montebello, CONANP, Chiapas, México.

Secretaría de Agricultura, Ganadería, Desarrollo Rural, Pesca y Alimentación (SAGARPA). Subsecretaría de Fomento a los Agronegocios, 2011. Monitor Agroeconómico del Estado de Chiapas, México. Disponible en: <http://www.sagarpa.gob.mx/agronegocios/Documents/pablo/Documentos/Monitor%20estaest/Chiapas.pdf>

SAGARPA-FIRCO, 2007b. Plan Rector de Producción y Conservación, Microcuenca Los Riegos, Comitán Chiapas.

Secretaría de Planeación de Chiapas, 2001. Carta Geográfica del Estado de Chiapas. Disponible en: <http://www.inafed.gob.mx/work/enciclopedia/EMM07chiapas/mediofisico.html>

Secretaría de Seguridad Pública (SSP) (2003). Análisis preliminar de la Laguna Vuelta del Agua en los municipios de La Independencia y La Trinitaria, Gobierno del Estado de Chiapas.

Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT), 2012. Programa de Ordenamiento Ecológico y Territorial de los municipios de la Subcuenca del Río Grande y del Parque Nacional Lagunas de Montebello, Chiapas. pp. 85.

Servicio Geológico Mexicano, 2005. Carta Geológico Minera Tuxtla Gutiérrez E15-11 Escala 1:250,000 Estado de Chiapas. p. 22.

Servicio Geológico Mexicano, 2006. Carta Geológico Minera Las Margaritas E15-12, D15-3 Escala 1:250,000 Estado de Chiapas. p. 22.

Solórzano, L., 1969. Determination of ammonia in natural waters by phenol-hypochlorite method. *Limnology Oceanography* 14:799-801.

Spalding, R.F.; Gormly, J.R.; Nash, K.G., 1978. Carbon contents and sources in ground waters of the central Platte region in Nebraska. *Journal Environmental Quality*. 7: 428-434.

Stokes, T., Griffiths, P., Ramsey, C., 2010, Karst Geomorphology, Hydrology, and Management, en Pike, R.G., Redding, T.E., Moore, R.D., Winker, R.D., Bladon, K.D. (eds.), Compendium of forest hydrology and geomorphology in British Columbia. B.C. Disponible en: <http://www.for.gov.bc.ca/hfd/pubs/Docs/Lmh/Lmh66.htm>

Strickland, J.H.D. y T.R. Parsons, 1972. A Manual of Sea Water Analysis. *Fish. Res. Board Can. Bull.* Vol. 167.

Treguer, P. y P. Le Corre, 1974. Manuel d'analyse des sels nutritifs dans l'eau de mer. Université de Bretagne Occidentale.

Tóth, J. (2000), "Las aguas subterráneas como agente geológico: causas, procesos y manifestaciones", *Boletín Geológico y Minero*, vol. 111, núm. 4, pp. 9–26.

UNESCO, 2009. Lagunas de Montebello (México). Disponible en: portal.unesco.org

Valderrama, J.C, 1981. The symultaneous analysis of total nitrogen and total phosphorus in natural waters. *Mar. Chem*, 10:109-122.

Vallejos, A., Pulido, A., Sánchez, F., Gisbert, J., Molina, L., 2005. Evolución geoquímica de las aguas subterráneas en el borde meridional de la Sierra de Gádor (Almería). *Geogaceta*, 37, 99-102. ISSN: 0213683X.

Vázquez, M. A y E. Méndez, 1994. Aspectos generales de la región: Lagos de Montebello. Reporte del trabajo para el curso de conservación de naturaleza y recursos naturales, Maestría en Ciencias: Recursos Naturales y Desarrollo Rural, ECOSUR Chiapas. San Cristóbal de las Casas, Chiapas, México. 109 pp.

Veni, G. 1999. A geomorphological strategy for conducting environmental impact assessments in karst areas. *Geomorphology*, 31(1-4):151-180. Doi: 10.1016/S0169-555X(99)00077-X.

Waterloo Hydrogeologic, 2011. AquaChem versión 2011.1.40.

Weber, B., Hecth, L., Iriondo, A., Premo, W.R., Schaaf, P., 2006. New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE México: U-Pb-SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 96:253–269.

White, W. B., 1988. *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. Oxford University press, Oxford and New York, 464 pp. Disponible en: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/esp.3290150110/abstract>

White, W.B., 2002. Karst Hydrology: Recent Developments and Open Questions. *Engineering Geology* 65. pp. 85-105. Disponible en: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0013795201001168>

World Reference Base for Soil Resources (WRB), 2007. IUSS Grupo de Trabajo. Base referencial mundial del recurso del suelo. Un marco conceptual para clasificación correlación y comunicación internacional: ROMA: FAO, 117.

Anexos

Anexo I. Parámetros físico-químicos, noviembre de 2014.

Anexo I.1 Pozos

Clave Muestra	Temperatura (°C)	pH*	CE (µs/cm)	STD (ppm)
C02	21.9	7.23	527	263
C03	22.4	6.55	512	254
C04	25.2	7.75	527	262
C05	24.4	7.23	575	288
C06	23.2	7.02	710	354
C09	24.7	8.67	620	310
C10	21.8	9.81	597	298
C11	ND	ND	ND	ND
C12	22.4	9.43	589	294
C13	23.6	8.92	532	266
C22	22.9	7.12	618	308
C25	23.0	7.33	286	143
C26	23.1	8.64	642	319
C27	22.5	6.45	264	129
C28	22.7	7.52	537	264
C29	22.9	5.66	654	326
C30	22.3	7.82	438	219
C36	23.7	6.93	679	338
C41	23.6	5.64	637	318
Mínimo	21.80	5.64	264	129
Máximo	25.20	9.81	710	354
Promedio	23.08	7.55	550	274

ND: No dato

*pH mayor a 9 no se tomó en cuenta debido a un probable error en las mediciones en campo.

Anexo I.2. Norias

Clave Muestra	Temperatura (°C)	pH*	CE (µs/cm)	STD (ppm)
C08	21.8	7.61	820	409
C21	22.5	6.80	506	250
C23	22.3	8.15	1188	594
C24	21.6	7.14	310	154
C34	23.3	7.34	676	338
C35	23.1	6.50	527	262
C37	21.1	7.35	700	347
C38	21.5	6.11	927	464
C39	21.2	7.55	257	128
C40	20.4	6.15	393	196
C42	20.0	9.29	660	330
C43	21.5	7.53	625	312
C44	21.5	9.97	520	260
C45	21.9	9.31	503	251
C47	21.6	9.57	409	204
C48	19.7	9.27	1211	601
C49	19.8	9.17	513	254
C50	21.7	9.55	357	179
C52	20.1	9.15	719	359
C53	21.5	9.06	353	174
C54	18.9	8.28	93	48
C55	20.9	9.04	566	284
C58	21.8	7.00	451	255
C59	21.9	6.35	379	190
C60	22.0	5.43	472	235
C61	21.6	5.89	312	154
C62	21.7	6.43	172	85
C63	21.9	6.86	1047	518
C64	20.7	7.00	493	246
C65	20.4	7.06	244	121
Mínimo	18.90	5.43	93	48
Máximo	23.30	9.97	1211	601
Promedio	21.33	7.73	546.77	273.40

*pH mayor a 9 no se tomó en cuenta debido a un probable error en las mediciones en campo.

Anexo II. Parámetros físico-químicos, enero de 2015.

Anexo II.1 Pozos

Clave Muestra	Temperatura (°C)	pH	CE (µs/cm)	STD (ppm)
C01	22.4	7.12	604	301
C02	21.8	8.95	553	275
C03	22.1	7.14	615	307
C04	21.7	6.55	649	323
C05	21.7	7.59	636	318
C06	21.7	7.88	812	406
C09	22.4	7.52	684	342
C10	21.5	7.37	660	325
C11	20.6	8.13	628	313
C12	22.1	7.06	640	319
C13	21.9	7.59	576	285
C22	22.4	8.89	650	322
C25	21.4	8.57	305	152
C26	21.0	8.88	652	326
C27	21.8	8.27	270	135
C28	23.2	8.19	586	292
C29	22.2	8.02	704	352
C30	22.0	8.00	460	229
C36	21.3	7.86	688	344
C41	23.0	8.59	670	336
Mínimo	20.6	6.55	270	135
Máximo	23.2	8.95	812	406
Promedio	21.91	7.91	602.10	300.10

Anexo II.2. Norias

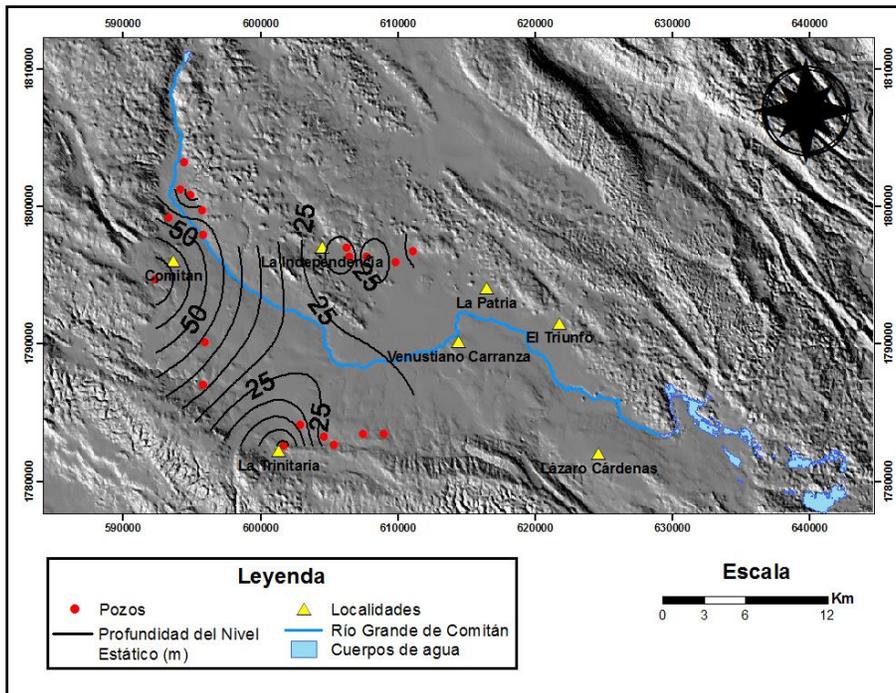
CLAVE MUESTRA	Temperatura (°C)	pH*	CE (µs/cm)	STD (ppm)
C08	22.1	8.33	1004	502
C21	22.4	7.73	571	284
C23	21.4	7.94	1489	742
C24	20.1	8.48	310	155
C34	22.1	8.94	815	408
C35	21.8	8.88	577	287
C37	19.8	7.27	834	417
C38	ND	ND	ND	ND
C39	21.6	7.96	313	153
C40	19.7	7.89	493	246
C42	19.2	7.96	880	442
C43	21.4	8.04	723	358
C44	20.5	7.82	637	319
C45	20.4	9.67	785	384
C47	20.3	8.09	520	258
C48	17.3	8.51	1495	753
C49	19.2	8.45	678	336
C50	19.7	7.6	813	407
C52	20.5	7.2	357	703
C53	19.1	7.65	436	218
C54	19.0	7.29	360	171
C55	18.7	9.6	435	218
C58	20.1	8.17	485	242
C59	20.4	7.8	416	208
C60	21.3	8.2	514	256
C61	21.7	7.22	293	144
C62	21.2	7.16	209	104
C63	19.5	8.69	786	340
C64	19.5	7.95	543	271
C65	20.2	8.39	251	124
Mínimo	17.3	7.16	209	104
Máximo	22.4	9.67	1495	753
Promedio	20.35	8.10	621.45	325.86

ND: No dato

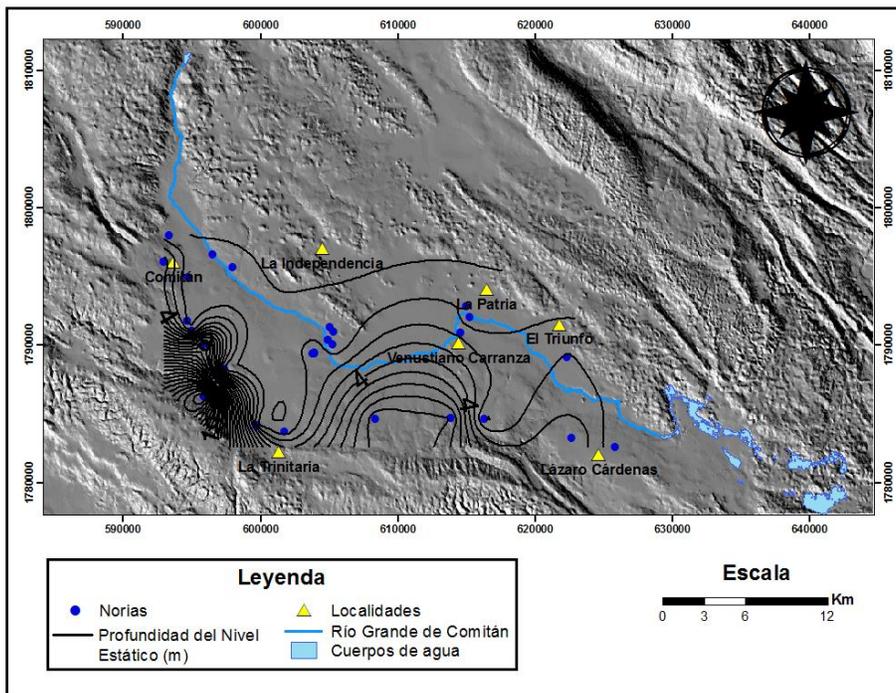
*pH mayor a 9 no se tomó en cuenta debido a un probable error en las mediciones en campo.

Anexo III. Profundidad del nivel estático, noviembre 2014

Anexo III.1 Pozos

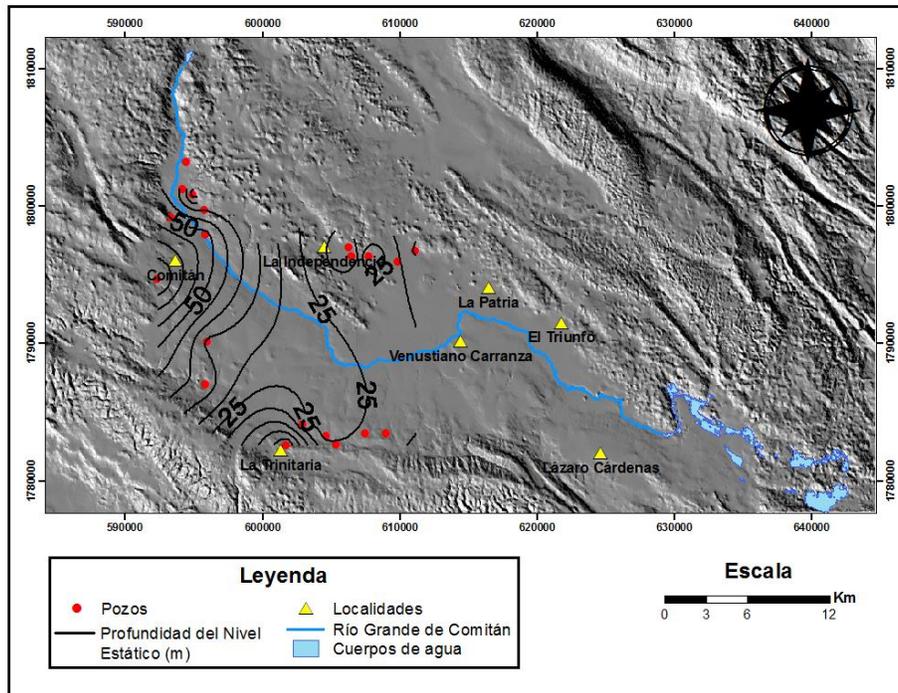


Anexo III.2. Norias

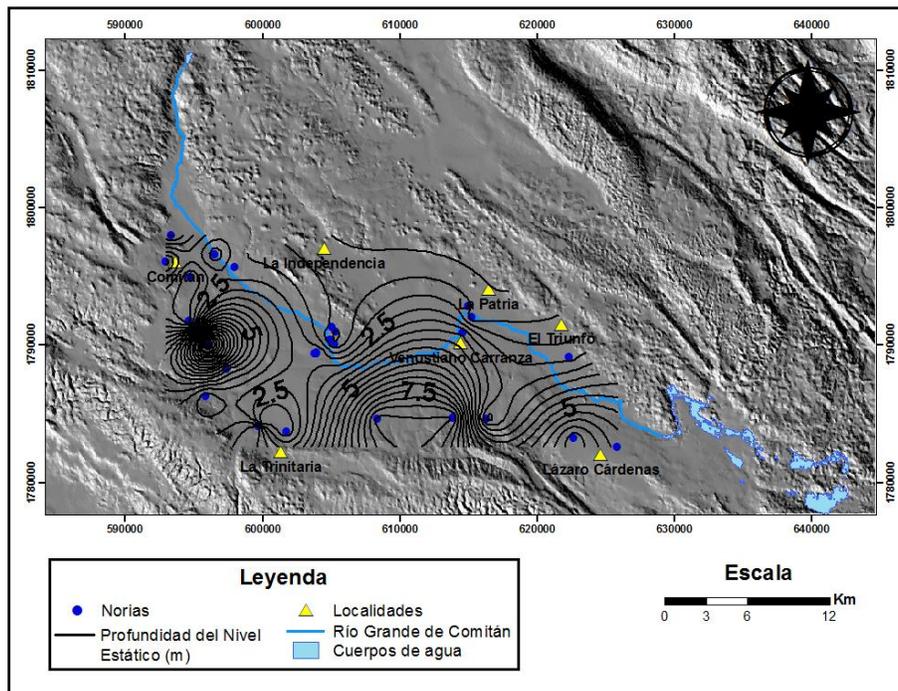


Anexo IV. Profundidad del nivel estático, enero 2015

Anexo IV.1 Pozos

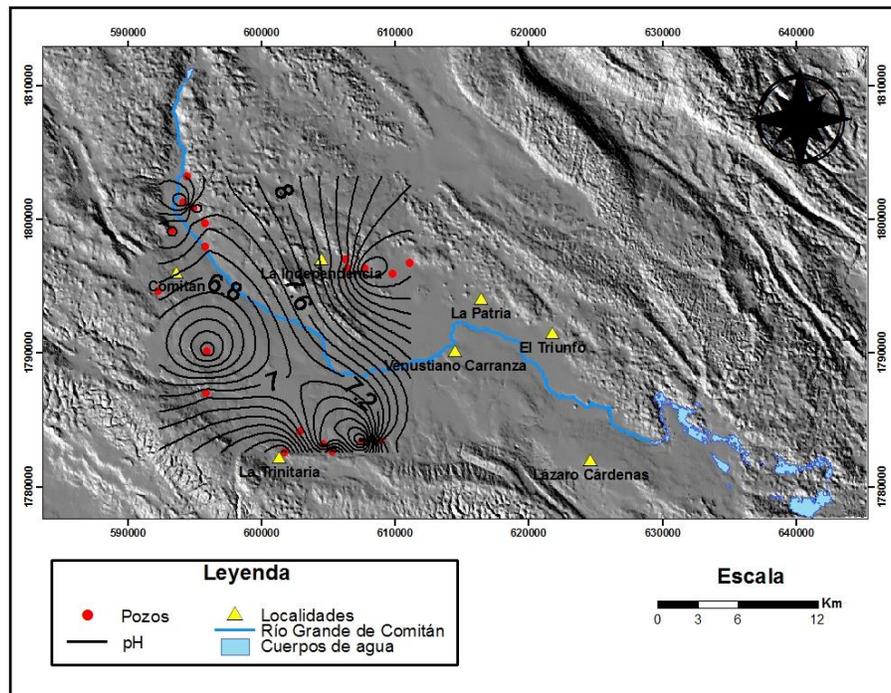
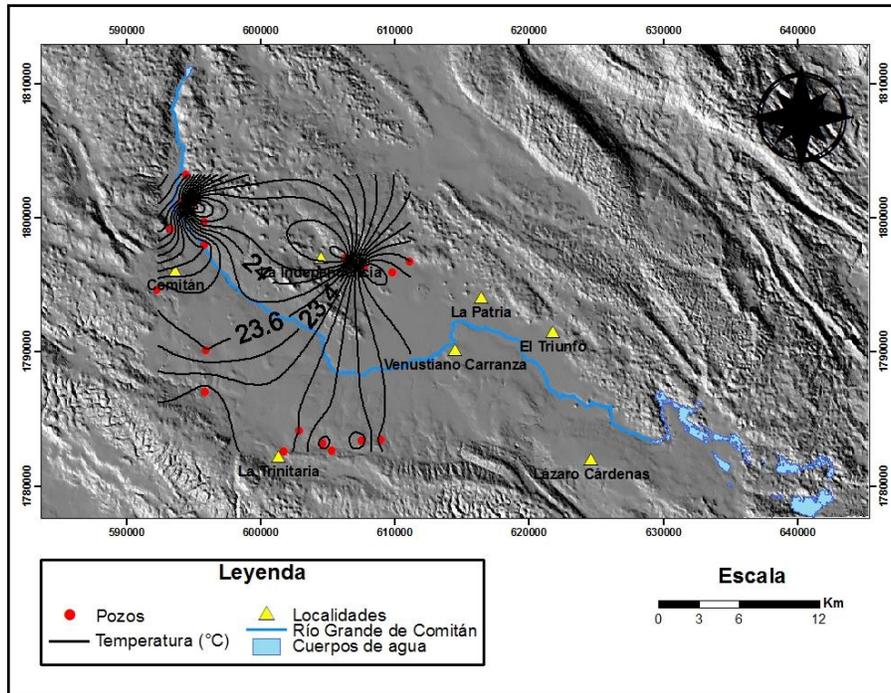


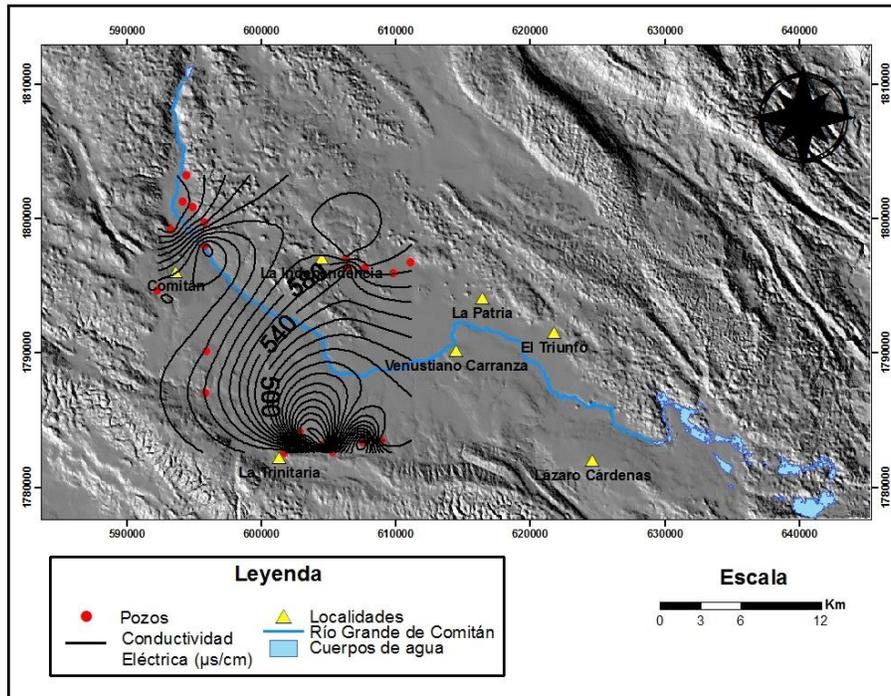
Anexo IV.2. Norias



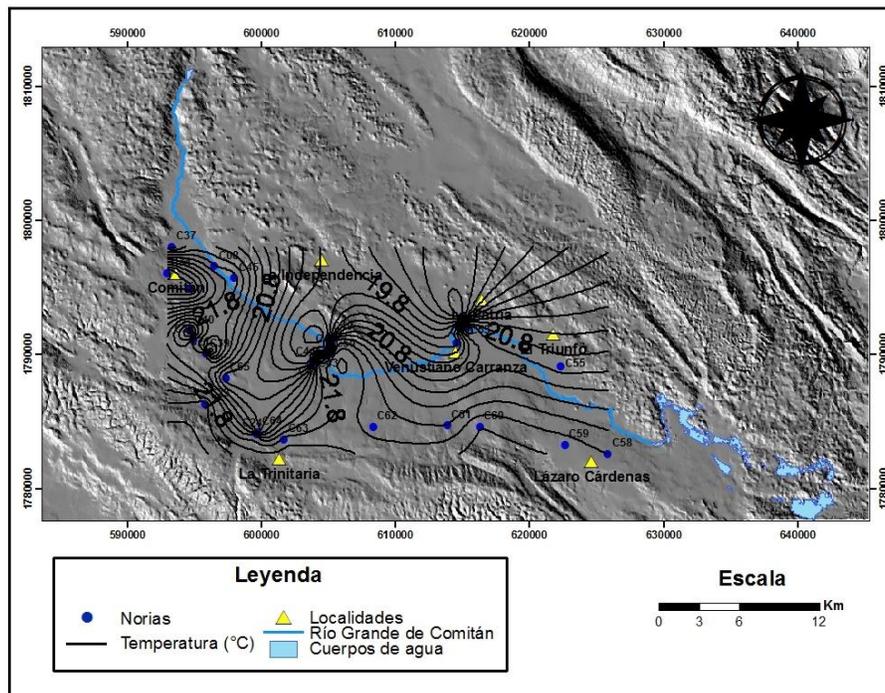
Anexo V. Mapas de isolíneas, noviembre 2014

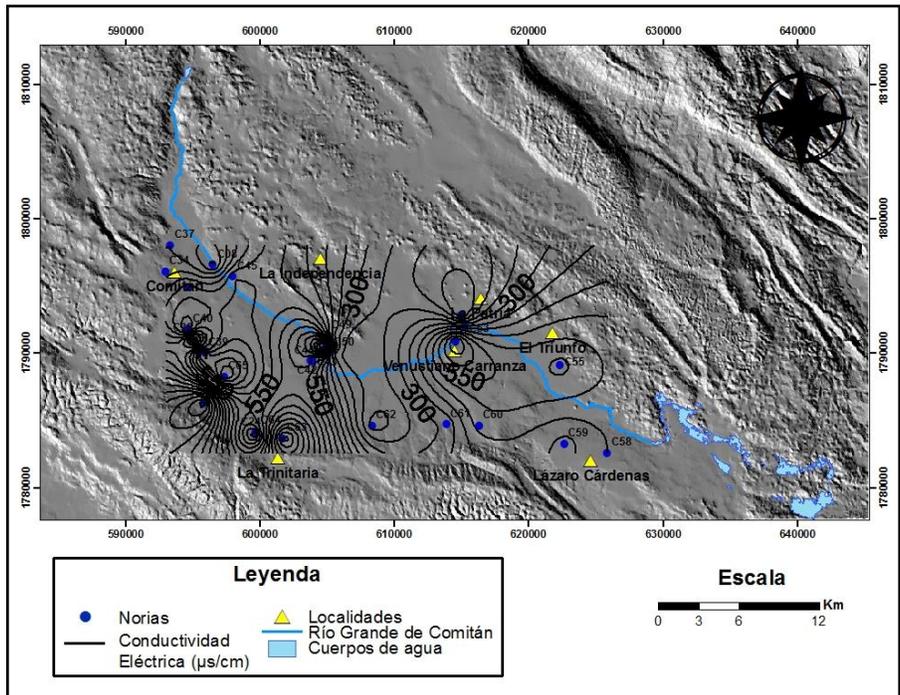
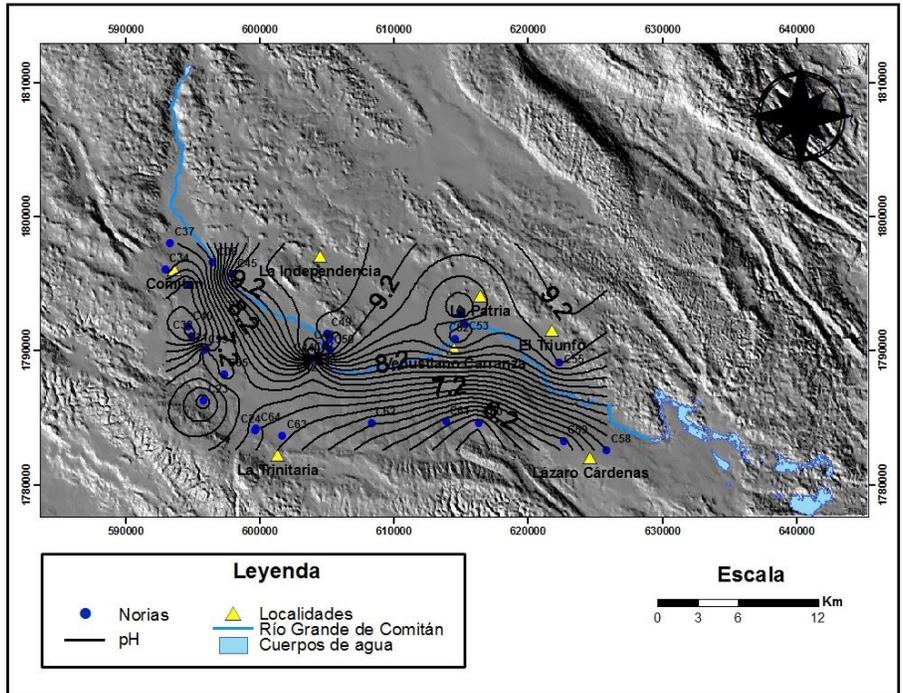
Anexo V.1 Pozos





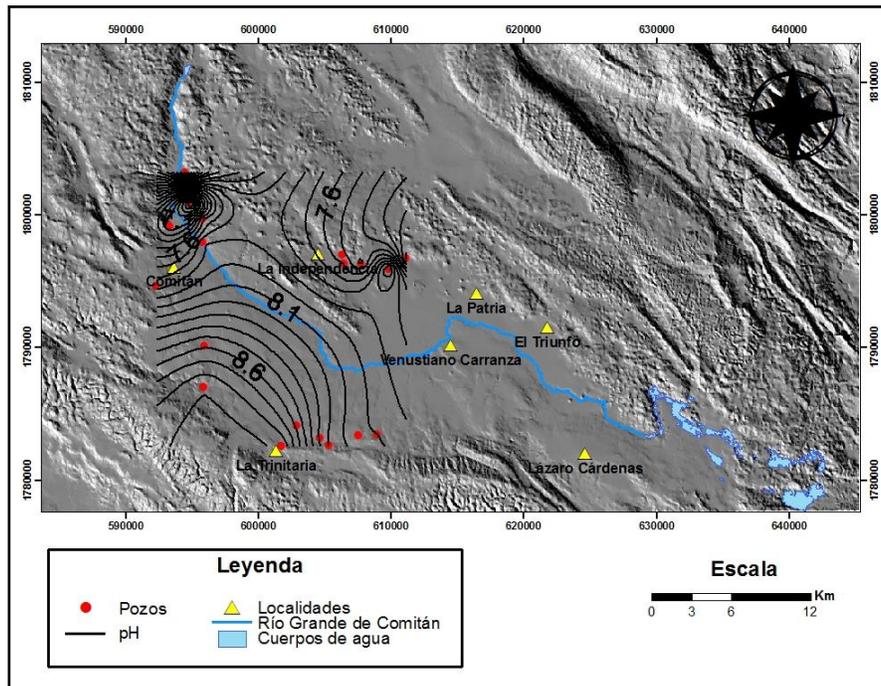
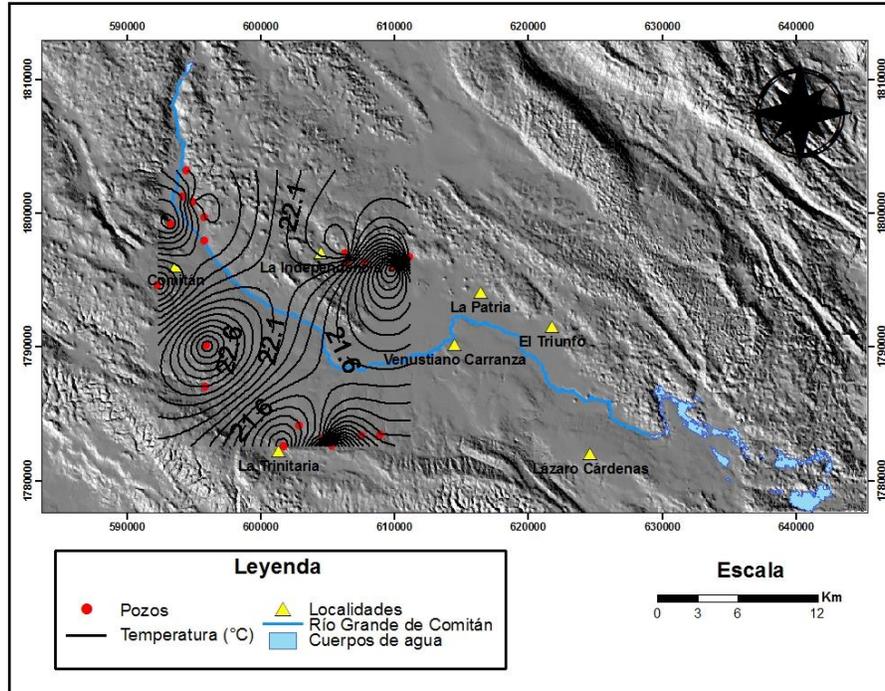
Anexo V.2 Norias

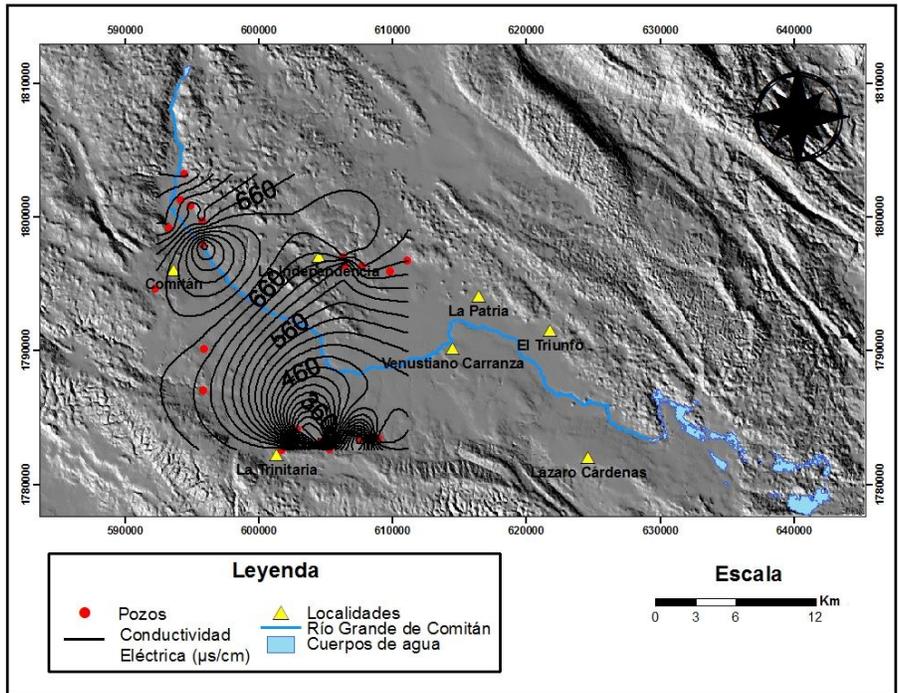




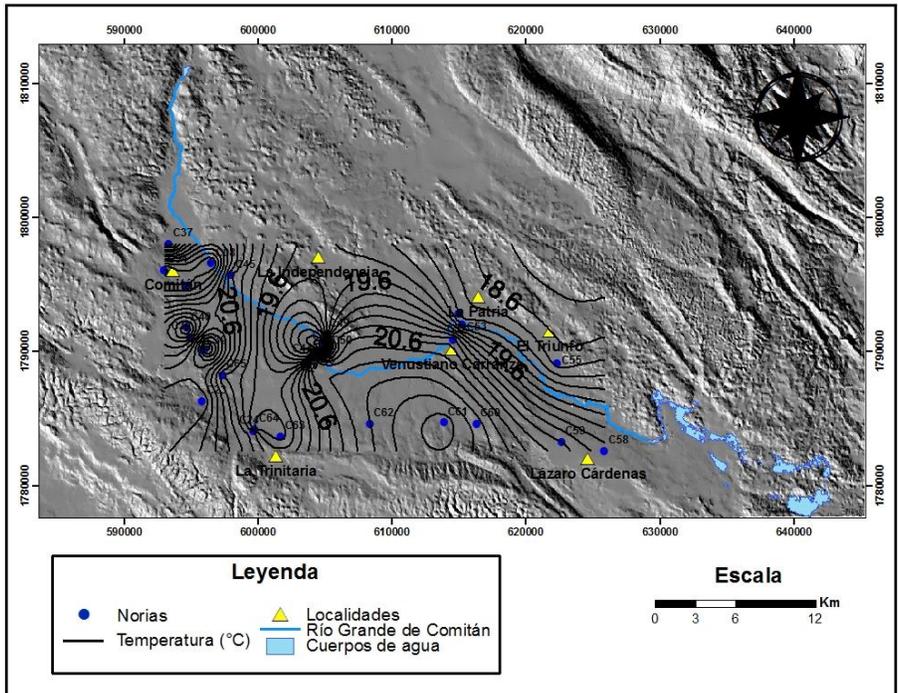
Anexo VI. Mapas de isolíneas, enero 2015.

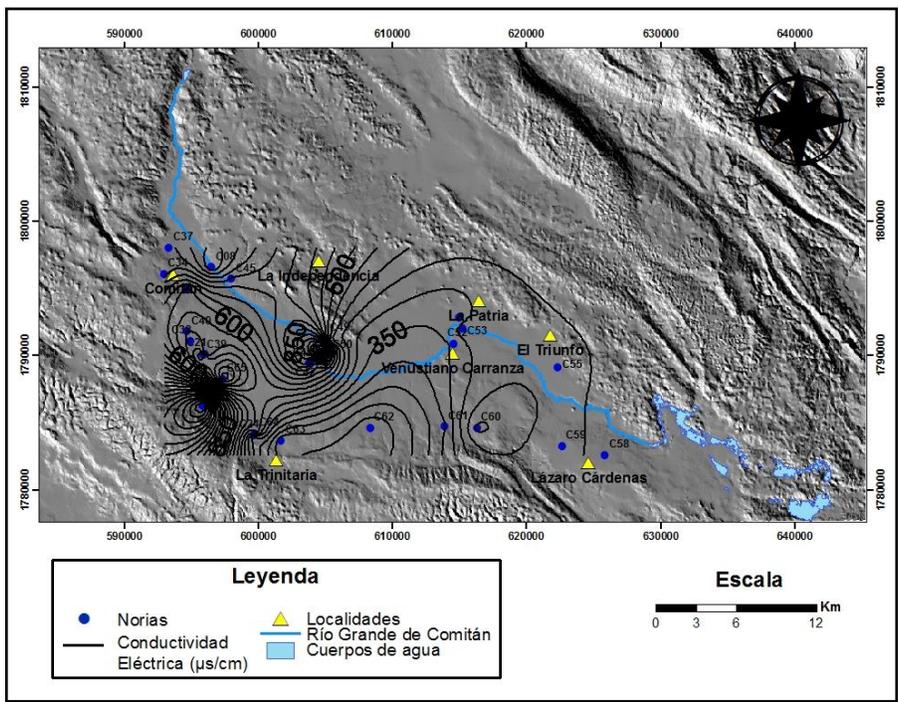
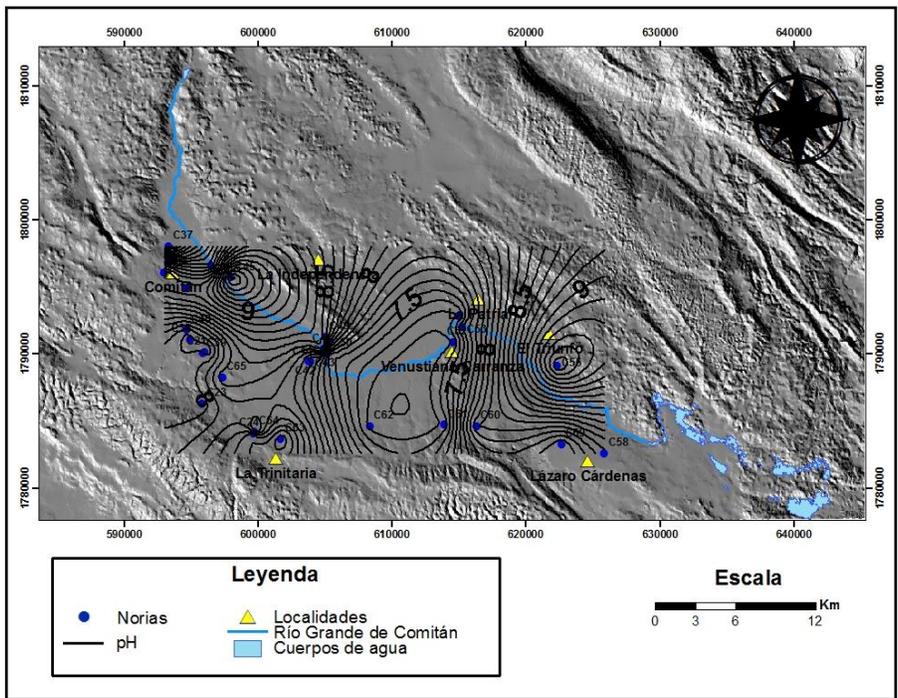
Anexo VI.1 Pozos





Anexo VI.2. Norias





Anexo VII. Balance Iónico

Muestra	Tipo de Aprovechamiento	Σ Cationes (meq/l)	Σ Aniones (meq/l)	Balance %Error
C01	Pozo	6.81	5.3	12.34
C02	Pozo	5.45	0.1	96.12
C03	Pozo	2.04	2.1	-2.00
C04	Pozo	3.99	4.1	-1.16
C05	Pozo	1.37	1.3	1.70
C06	Pozo	1.50	1.3	6.44
C08	Noria	9.33	1.2	77.74
C09	Pozo	4.88	4.7	1.49
C10	Pozo	1.80	4.6	-43.60
C11	Pozo	4.26	4.1	1.59
C12	Pozo	4.19	3.7	6.19
C13	Pozo	4.02	3.6	5.47
C21	Noria	3.26	2.8	7.29
C22	Pozo	10.47	9.3	5.99
C23	Noria	3.75	3.1	10.23
C24	Noria	4.13	3.8	4.81
C25	Pozo	3.43	3.3	2.15
C26	Pozo	5.58	5.3	2.17
C27	Pozo	2.91	2.8	2.35
C28	Pozo	3.16	3.3	-1.89
C29	Pozo	3.69	3.8	-1.71
C30	Pozo	4.53	4.3	2.43
C34	Noria	5.90	5.1	7.57
C35	Noria	5.03	4.7	3.38
C36	Pozo	3.31	3.1	3.18
C37	Noria	3.87	3.3	7.64
C38	Noria	7.23	6.6	4.52
C39	Noria	2.99	2.8	3.52
C40	Noria	4.25	4.0	3.66
C41	Pozo	7.74	8.1	-2.10
C42	Noria	9.60	10.3	-3.46
C43	Noria	5.17	5.3	-1.47
C44	Noria	5.59	5.9	-2.78
C45	Noria	8.34	5.8	17.94
C47	Noria	7.03	5.4	13.29

Muestra	Tipo de Aprovechamiento	Σ Cationes (meq/l)	Σ Aniones (meq/l)	Balance %Error
C48	Noria	17.05	16.7	0.97
C49	Noria	5.87	5.2	6.00
C50	Noria	7.14	6.7	3.13
C52	Noria	4.03	3.3	9.63
C53	Noria	4.19	3.9	3.12
C54	Noria	4.07	3.9	2.16
C55	Noria	3.60	2.7	14.73
C58	Noria	2.92	2.4	8.73
C59	Noria	3.43	2.3	19.86
C60	Noria	3.79	3.3	6.84
C61	Noria	3.30	2.9	6.55
C62	Noria	2.08	1.9	4.05
C63	Noria	20.32	21.5	-2.92
C64	Noria	2.67	2.7	-0.72
C65	Noria	1.28	1.2	2.73

En rojo los valores que exceden el límite del porcentaje de error.

Anexo VIII. Modelación Hidrogeoquímica

Anexo VIII.1 Modelación inversa. Sección A) Pozo C36-Pozo C41

TITLE #C36-C41

PRINT; -reset false; inverse true

SOLUTION 1 #Pozo C36

units mg/l

pH 6.51
temp 23.12
Alkalinity 140.06 as HCO3
Cl 13.51
S(6) 16.13 as SO4
N(5) 5.75 as NO3
Ca 51.10
Mg 1.66
Na 13.96
K 0.52

-water 1 #kg

SOLUTION 2 #Pozo C41

	units	mg/l
pH		6.3
temp		22.4
Alkalinity		443.90 as HCO3
Cl		6.18
S(6)		29.00 as SO4
N(5)		0.87 as NO3
Ca		104.64
Mg		18.95
Na		20.48
K		2.38

-water 1#kg

INVERSE_MODELING 1

#Modelación Inversa del C36 a C41

-solutions 1 2
-uncertainty 0.04
-phases

Anhydrite	dissolve	
Aragonite	precip	
Calcite	dissolve	#CaCO3
Dolomite	dissolve	#CaMgCO3
Gypsum	precip	#CaSO4·2H2O
Halite	precip	#NaCl
CO2(g)	dissolve	
N2(g)		
CH2O		
Sylvite	dissolve	

-balances

pH 0.1
Cl
K
S(6)
Na

PHASES

CH2O

CH2O = 0.5CO2 + 0.5CH4
log_k 0

Sylvite

KCl = K+ + Cl-
log_k 0.900
-delta_h 8.5
-analytic 3.984 0.0 -919.55
Vm 37.5

END

Anexo VIII.2 Modelación inversa. Sección B) Pozo C13-Pozo C12

TITLE #C13-C12

PRINT; -reset false; inverse true

SOLUTION 1 #Pozo C13

	units	mg/l
pH		6.63
temp		23.21
Alkalinity		205.54 as HCO3
Cl		0.0
S(6)		4.82 as SO4
N(5)		8.18 as NO3
Ca		25.24
Mg		31.04
Na		4.21
K		0.81

-water 1 #kg

SOLUTION 2 #Pozo C12

	units	mg/l
pH		6.63
temp		23.21
Alkalinity		217.61 as HCO3
Cl		0.0
S(6)		2.29 as SO4
N(5)		5.16 as NO3
Ca		18.09
Mg		37.05
Na		4.66
K		1.21

-water 1 #kg

INVERSE_MODELING 1 #Modelación Inversa del C13 a C12

-solutions 1 2
 -uncertainty 0.07
 -phases

Anhydrite	precip	
Aragonite	precip	
Calcite	dissolve	#CaCO3
Dolomite	dissolve	#CaMgCO3
Gypsum	precip	#CaSO4·2H2O
Halite		#NaCl
CO2(g)	dissolve	
N2(g)	precip	

```

                CH2O                dissolve
                Sylvite

-balances

                pH 0.1
                Cl
                K
                S(6)
                Na

PHASES
CH2O
    CH2O = 0.5CO2 + 0.5CH4
    log_k 0

Sylvite
    KCl = K+ + Cl-
    log_k    0.900
    -delta_h 8.5
    -analytic 3.984    0.0 -919.55
    Vm 37.5

END

```

Anexo VIII.3 Modelación Inversa. Sección C) Noria C63-Pozo C26

TITLE #C63-C26

PRINT; -reset false; inverse true

SOLUTION 1 #Noria C63

```

    -units mg/l

    pH          7.0
    temp        21.45
    Alkalinity  80.57 as HCO3
    Cl          6.54
    S(6)        962.20 as SO4
    N(5)        0.06 as NO3
    Ca          353.62
    Mg          22.68
    Na          17.05
    K           2.37

    -water     1    #kg

```

SOLUTION 2 #Pozo C26

```

    units mg/l

    pH          6.58

```

temp 22.21
 Alkalinity 150.12 as HCO3
 Cl 2.30
 S(6) 134.47 as SO4
 N(5) 1.06 as NO3
 Ca 59.67
 Mg 22.63
 Na 14.92
 K 3.46

-water 1 #kg

INVERSE_MODELING 1

-solutions 1 2
 -uncertainty 0.05
 -range
 -phases

Anhydrite	dissolve	
Aragonite	precip	
Calcite	dissolve	#CaCO3
Dolomite	dissolve	#CaMgCO3
Gypsum	precip	#CaSO4·2H2O
Halite	precip	#NaCl
CO2(g)		
N2(g)		
CH2O		
Sylvite	dissolve	

-balances

pH 0.1
 Cl
 K
 S(6)
 Na

PHASES

CH2O

CH2O = 0.5CO2 + 0.5CH4
 log_k 0

Sylvite

KCl = K+ + Cl-
 log_k 0.900
 -delta_h 8.5
 -analytic 3.984 0.0 -919.55
 Vm 37.5

END

Anexo VIII.4. Modelación inversa. Sección D) Noria C63-Noria C48

TITLE #C63-C48

PRINT; -reset false; inverse true

SOLUTION 1 #Noria C63

-units mg/l
 pH 7.0
 temp 21.45
 Alkalinity 80.57 as HCO3
 Cl 6.54
 S(6) 962.20 as SO4
 N(5) 0.06 as NO3
 Ca 353.62
 Mg 22.68
 Na 17.05
 K 2.37

-water 1 #kg

SOLUTION 2 #Noria C48

units mg/l
 pH 6.71
 temp 19.47
 Alkalinity 87.33 as HCO3
 Cl 4.41
 S(6) 728.48 as SO4
 N(5) 0.02 as NO3
 Ca 244.89
 Mg 45.20
 Na 20.33
 K 8.53

INVERSE_MODELING 1

-solutions 1 2
 -uncertainty 0.03
 -range
 -phases

Anhydrite	dissolve	
Aragonite	precip	
Calcite	dissolve	#CaCO3
Dolomite	dissolve	#CaMgCO3
Gypsum	precip	#CaSO4·2H2O
Halite	precip	#NaCl
CO2(g)		
N2(g)		
CH2O		
Sylvite	dissolve	

-balances

pH 0.1
Cl
K
S(6)
Na

PHASES

CH2O

$\text{CH}_2\text{O} = 0.5\text{CO}_2 + 0.5\text{CH}_4$
log_k 0

Sylvite

$\text{KCl} = \text{K}^+ + \text{Cl}^-$
log_k 0.900
-delta_h 8.5
-analytic 3.984 0.0 -919.55
Vm 37.5

END
