

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE CIENCIAS
ESCUELA DE QUÍMICA
DEPARTAMENTO DE GEOQUÍMICA



**Estudio hidrogeoquímico de las aguas subterráneas
de la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay, estado Aragua**

Trabajo Especial de Grado presentado
ante la ilustre Universidad Central de
Venezuela por la **Br. Omnain Francis
Kutos Yriza** para obtener el Título de
Licenciada en Geoquímica

Caracas, Febrero de 2012



ACTA

Los abajo firmantes, designados por la Universidad Central de Venezuela, como integrantes del Jurado examinador del Trabajo Especial de Grado titulado: “Estudio hidrogeoquímico de las aguas subterráneas de la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay, estado Aragua” presentado por la Br. Omnain Francis Kutos Yriza, certificamos que este trabajo cumple con los requisitos exigidos por nuestra Magna Casa de Estudios para optar al título de Licenciada en Geoquímica.

Profesor Ramón Luis Montero

(Tutor Académico)

Profesor Santiago Marrero

(Jurado)

Profesor Williams Meléndez

(Jurado)



AGRADECIMIENTOS

Expreso mi gratitud a la Universidad Central de Venezuela, a la Facultad de Ciencias y al Departamento de Geoquímica por darme la oportunidad de desarrollarme a nivel académico y personal durante toda la carrera. Agradezco a los profesores que me han impartido clases, por transmitir sus conocimientos y experiencias adquiridas, cada uno a su modo; especialmente, a mi tutor, profesor Ramón Montero, por todo el apoyo que obtuve de su parte y por permitir que mi tesis se llevara a cabo de la manera más amena. Asimismo, al Sr. Fernando por estar siempre presente y dispuesto en ayudar en los análisis de laboratorio que se llevaron a cabo en el transcurso de la tesis. A la Universidad Bolivariana, por el apoyo de transporte y estadía por parte de la Profa. Vanessa Ojeda y el Sr. Pedro.

Gracias a mis amigos de la universidad por acompañarme en esta etapa de mi vida. John, gordo, Angélica y los demás, por esos buenos e inolvidables momentos en los primeros semestres de la carrera. A todos los que me ayudaron con sus apuntes y su tiempo para explicarme las clases a las cuales no pude asistir por mis viajes deportivos; especialmente, a Mariacarolina, por tenerme paciencia y darme ánimos en mis momentos de rendición diciéndome “tu puedes”; a Richard, por sus regaños y a enseñarme a sintetizar las clases; a Luisa y a Jesús N., por siempre estar presente, grata compañía; a Luis Mujica por estar ahí cuando lo necesitara. A mis geoamigos, por esos momentos increíbles de campo y esa unión que logramos, incluyendo todos los viajes con el profe Armando, los adoro a todos.

Gracias a mi familia por siempre creer en mí; a mis hermanos, por ser tan perfectos, por eso son un ejemplo a seguir; a mis padres, por brindarme la oportunidad de tener una buena educación y formarme en mi vida; a mi tía, por siempre poder contar con ella para todo, desde mi inscripción hasta mis momentos importantes; a mis tíos, primos y abuelo, por siempre estar pendientes de mí.

Mil gracias a todos.



RESUMEN

En la presente investigación fue realizado el estudio hidrogeoquímico de las aguas subterráneas de la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay, municipio Zamora, estado Aragua. Las muestras de agua fueron captadas en 18 pozos de bombeo, con el fin de estudiar los factores y procesos que controlan la composición química de las mismas.

Para cumplir con los objetivos planteados, durante la fase de campo fueron medidos los parámetros pH, conductividad y temperatura; mientras que en el laboratorio se determinaron las especies químicas Ca^{2+} , K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Cl^- , NO_3^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Li, B, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Sr y Ba y sílice disuelta (SiO_2). Las técnicas utilizadas para realizar las determinaciones fueron la titulación potenciométrica mediante el método de Gran, la espectroscopía de emisión y absorción atómica de llama, la espectrofotometría de emisión atómica con fuente de plasma inductivamente acoplado (ICP), y la cromatografía iónica. Los resultados obtenidos fueron validados a través del balance iónico y de la conductividad teórica.

Por su parte, la utilización del diagrama de Piper permitió identificar la presencia de dos tipos de aguas, a saber: $\text{Ca}^{2+}\text{-Na}^+\text{-HCO}_3^-\text{-Cl}^-$, ubicadas al este, cerca de la zona de recarga y $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-\text{-Cl}^-$, en el oeste, más distante de la zona de recarga. Asimismo, las correlaciones inter-elementales, los diagramas de Gibbs y los índices de saturación indicaron que los factores que se consideran responsables de la composición química y de la calidad de las aguas son principalmente la actividad antrópica, la litología, el clima mediante la evaporación y el tiempo de residencia. En el mismo orden de ideas, los procesos involucrados son la interacción agua-roca, a través de la disolución de minerales como los carbonatos de calcio; así como la hidrólisis de silicatos y aluminosilicatos y el intercambio iónico. A su vez, con el propósito de distinguir el predominio de los procesos involucrados en la concentración de cada una de las especies determinadas, se aplicó el análisis factorial del R-modo.

Finalmente, el 67 % de las muestras de agua no pueden estar disponibles para el uso doméstico según lo establecido por el Decreto 883 (Gaceta Oficial N° 5.021, 1995), debido a los altos valores de concentración de NO_3^- presente en las aguas, como consecuencia del uso intensivo de fertilizantes en las actividades agrícolas.



ÍNDICE

INTRODUCCIÓN.....	1
REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA.....	3
Ciclo hidrológico.....	3
Agua subterránea	5
<i>Composición química de las aguas subterráneas</i>	<i>5</i>
<i>Origen de las especies químicas en las aguas subterráneas.....</i>	<i>5</i>
<i>Parámetros fisicoquímicos que controlan la movilidad de las especies de las aguas subterráneas</i>	<i>10</i>
<i>Factores que controlan la composición química de las aguas subterráneas.....</i>	<i>10</i>
<i>Clasificación de las aguas subterráneas.....</i>	<i>14</i>
Marco legal de la calidad de agua para Venezuela.....	19
Zona de estudio	21
<i>Ubicación.....</i>	<i>21</i>
<i>Geología regional.....</i>	<i>22</i>
<i>Geología local</i>	<i>23</i>
<i>Geografía Física</i>	<i>26</i>
ANTECEDENTES.....	36
Internacionales	36
Nacionales.....	38
METODOLOGIA.....	43
Etapas pre-campo	43
Etapas de campo.....	45
Etapas de laboratorio.....	46



PRESENTACIÓN Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS.....	48
Validación de los resultados.....	49
Hidrogeoquímica de las aguas.....	52
<i>Clasificación de las aguas.....</i>	<i>52</i>
<i>Variación de los parámetros fisicoquímicos, profundidad y SDT.....</i>	<i>54</i>
<i>Variación de la concentración de los cationes Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺ y K⁺.....</i>	<i>61</i>
<i>Variación de la concentración de la sílice disuelta.....</i>	<i>69</i>
<i>Distribución de la sílice disuelta.....</i>	<i>70</i>
<i>Variación de la concentración de los aniones mayoritarios HCO₃⁻, NO₃⁻, Cl⁻ y SO₄²⁻.....</i>	<i>71</i>
<i>Distribución de los aniones HCO₃⁻, NO₃⁻, Cl⁻ y SO₄²⁻.....</i>	<i>73</i>
<i>Variación de los elementos traza Sr, Ba y Li.....</i>	<i>78</i>
<i>Relaciones interelementales.....</i>	<i>83</i>
<i>Análisis factorial.....</i>	<i>93</i>
Calidad química de las aguas subterráneas.....	95
CONCLUSIONES.....	98
RECOMENDACIONES.....	99
BIBLIOGRAFÍA.....	100
APÉNDICE.....	106
<i>Apéndice A.....</i>	<i>106</i>
<i>Apéndice B.....</i>	<i>111</i>
<i>Apéndice C.....</i>	<i>115</i>
<i>Apéndice D.....</i>	<i>118</i>
<i>Apéndice E.....</i>	<i>121</i>



ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Ciclo hidrológico.....	4
Figura 2. Diagrama de Piper.....	16
Figura 3. Evolución química de los acuíferos, según Chevotareb.....	17
Figura 4. Diagrama de Stiff.....	18
Figura 5. Mapa de ubicación de la zona de estudio.....	21
Figura 6. Fajas Tectónicas de la Cordillera del Caribe Central.....	22
Figura 7. Tabla de correlación de la Cordillera del Caribe.....	26
Figura 8. Gráfico de la precipitación media mensual, período 1971-1991.....	27
Figura 9. Gráfico de la temperatura media mensual, período 1971-1991.....	28
Figura 10. Gráfico de la evaporación, período 1971-1991.....	28
Figura 11. Patrón de drenaje de la zona.....	29
Figura 12. Provincias hidrológicas de Venezuela.....	31
Figura 13. Sub-provincia del Sistema Orogénica Central y Cuenca del Lago de Valencia.....	32
Figura 14. Mapa de Unidades de paisaje.....	34
Figura 15. Esquema de las etapas de la metodología.....	44
Figura 16. Puntos de muestreo de la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay.....	45
Figura 17. Error porcentual del balance iónico.....	49
Figura 18. Relación entre cationes y aniones.....	50
Figura 19. Relación entre la conductividad teórica y la de campo.....	51
Figura 20. Diagrama de Piper para las aguas subterráneas de la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay.....	53
Figura 21. Gráfico de conductividad, pH y profundidad de los pozos.....	54
Figura 22. Caja gráfica del pH.....	55
Figura 23. Distribución espacial del pH.....	56
Figura 24. Caja gráfica de la conductividad.....	58
Figura 25. Distribución espacial de la conductividad.....	59
Figura 26. Caja gráfica de los sólidos disueltos totales.....	60
Figura 27. Distribución espacial de los sólidos disueltos totales.....	60



Figura 28. Representación gráfica de la concentración de los cationes Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+ y K^+	61
Figura 29 a) b). Cajas gráficas de los cationes mayoritarios.....	62
Figura 30. Distribución espacial del sodio.....	64
Figura 31. Distribución espacial del potasio.....	66
Figura 32. Distribución espacial del calcio.....	67
Figura 33. Distribución espacial del magnesio.....	69
Figura 34. Cajas gráficas de la sílice disuelta.....	70
Figura 35. Distribución espacial de la sílice disuelta.....	71
Figura 36. Aniones mayoritarios.....	72
Figura 37. Cajas gráficas de los aniones mayoritarios.....	73
Figura 38. Distribución espacial del cloruro.....	74
Figura 39. Distribución espacial del sulfato.....	75
Figura 40. Distribución espacial del nitrato.....	76
Figura 41. Distribución espacial del bicarbonato.....	77
Figura 42. Relación entre el pH y HCO_3^-.....	78
Figura 43. Cajas gráficas del estroncio y el bario.....	79
Figura 44. Correlación entre el estroncio y el calcio.....	81
Figura 45. Correlación entre el bario y el magnesio.....	82
Figura 46. Cajas gráficas del litio.....	83
Figura 47. Relación entre el bicarbonato y los SDT.....	84
Figura 48. Relación entre el sulfato y cloruro.....	85
Figura 49. Relación entre el sodio y el cloruro con la conductividad.....	86
Figura 50. Relación entre el magnesio y el calcio con el sulfato y el bicarbonato.....	87
Figura 51. Índices de saturación	91
Figura 52. Diagramas de Gibbs	92
Figura 53. Distribución del tipo de agua según los límites de nitrato en el Decreto 883...	96



ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Concentración de especies según el tipo de agua.....	9
Tabla 2. Descripción de las aguas según su tipo (Decreto 883, 1995).....	19
Tabla 3. Rango de pH de los tipos de agua 1A, 1B y 1C.....	20
Tabla 4. Límites de concentración de los elementos o compuestos en los tipos de agua 1A, 1B, 2B y 2B.....	20
Tabla 5. Relación entre el magnesio y el calcio con el sulfato y el bicarbonato.....	88
Tabla 6. Índices cloro alcalinos CA1 y CA2.....	89
Tabla 7. Procesos dominantes que controlan la composición química de las aguas subterráneas de la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay. Análisis factorial.....	94
Tabla 8. Distribución de la calidad de las aguas subterráneas de la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay.....	97



INTRODUCCIÓN

El agua es un importante e indispensable recurso para el consumo humano y para las diversas actividades en la cual su uso se requiere. En la Tierra se distribuye en aguas saladas y dulces, conformando el 97% y el 3 % del agua, respectivamente. A su vez, las aguas subterráneas son un importante reservorio de agua de fácil acceso, que representan aproximadamente el 30 % de agua dulce en la Tierra (Keith, 1973). Sin embargo, el uso de esta agua no ha sido tan intenso por dos razones: primero, porque en muchas regiones están contenidas en subsuelos con porosidades y permeabilidades insuficientes como para proporcionar grandes caudales de agua en las captaciones; y segundo, porque el costo de explotación mediante pozos de bombeo es generalmente superior al de las aguas superficiales. Aún así, el aprovechamiento del agua subterránea en el mundo implica una importancia económica, lo que explica que tiendan a ser elegidas antes que las aguas superficiales, ya que no poseen organismos patógenos, por lo que generalmente no necesitan ser tratadas para el consumo doméstico e industrial (Gil, 2011).

A nivel mundial se ha observado en los países desarrollados un incremento en el interés por el estudio de la contaminación del agua subterránea y por ende, del impacto ambiental que pueda ocasionar el aprovechamiento de la misma. Esto es debido a que los contaminantes alcanzan al agua superficial más rápidamente que al agua subterránea; sin embargo, cuando logran penetrar a través de los acuíferos afectan de manera más intensa, debido al difícil proceso de recuperación y purificación de este importante reservorio de agua dulce (IGME, 1993).

En Venezuela, aproximadamente el 50% de abastecimiento de agua potable, industrial y de riego proviene de las aguas subterráneas, cuyo aprovechamiento se realiza mediante el uso de pozos manuales y de bombeo; en este sentido, se estima que en todo el país deben existir más de 200.000 pozos productores de agua (Alvarado, 1989).

Por su parte, el rápido crecimiento de la población venezolana y en particular de la ubicada en el estado Aragua, ha causado un aumento en el aprovechamiento de agua principalmente para el consumo humano, industrial y agrícola, generando una insuficiencia en el uso del agua superficial para dichas actividades. Como consecuencia, en los últimos años ha ocurrido una creciente tendencia en aprovechar las reservas de aguas subterráneas; no obstante que en muchas



ocasiones, el hombre ha modificado su composición natural debido al uso inadecuado de este importante reservorio de agua. Esto ha traído como resultado, entre algunas consecuencias, la contaminación de la mayoría de los cuerpos de aguas pertenecientes a la cuenca hidrográfica del Lago de Valencia y de las subcuencas contenidas en ella, tal como es el caso de la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay.

En este sentido, estudios hidrogeológicos previos han determinado que la extracción de aguas subterráneas en la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay ha dado lugar a diversos tipos de problemas; a saber: degradación de la calidad de las aguas bombeadas; descenso excesivo de los niveles de agua, tanto en los pozos como en el acuífero, incluyendo las situaciones de agotamiento, todo ello acompañado de un incremento de costos; así como la afectación a cursos de aguas superficiales o lagos; y la subsidencia o colapso del terreno (Decarli, 2009; Biondo y Estévez, 2010). Debido a ello, surgió el siguiente trabajo de investigación con el propósito de complementar la evaluación hidrogeológica llevada a cabo por Biondo y Estévez (2010) a través del estudio hidrogeoquímico, con la finalidad de determinar los procesos geoquímicos responsables de la composición química de las aguas subterráneas de dicha cuenca; es por ello que el presente trabajo plantea como objetivo general de realizar un estudio hidrogeoquímico de las aguas subterráneas de la cuenca de la Laguna Taigüaigüay, Municipio Zamora, estado Aragua; mientras que los objetivos específicos son los siguientes:

- Realizar una caracterización fisicoquímica a través de la medición de los parámetros pH, conductividad y la temperatura.
- Identificar las facies hidrogeoquímicas presentes en la cuenca, infiriendo los procesos y factores que controlan la presencia de las mismas.
- Determinar la calidad química de las aguas captadas en los pozos de bombeo muestreados.
- Observar la distribución espacial de las especies Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , HCO_3^- y sílice disuelta (SiO_2); así como de los elementos traza Li, B, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Sr y Ba.



REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

Seguidamente, se realiza la descripción de una serie de conceptos involucrados en el área del conocimiento de las investigaciones hidrogeoquímicas, que fueron de utilidad para sustentar e interpretar los resultados obtenidos en este estudio.

Ciclo hidrológico

El agua se encuentra en la naturaleza manifestándose como cuerpos de agua en estado líquido, bajo la forma de lluvia, ríos, lagos, lagunas, mares y océanos; en estado sólido, como hielo, granizo, casquetes polares, nieve; y en estado gaseoso, como el vapor de agua.

El agua forma parte de un proceso llamado ciclo hidrológico, el cual representa el movimiento constante del agua en la Tierra. Este proceso circulatorio del agua se debe fundamentalmente a la energía que proporciona el sol y a la gravedad terrestre, descrito a través de distintas fases, las cuales son: la evaporación, transpiración, precipitación, retención a través del almacenamiento, infiltración, corrientes subterráneas y la escorrentía superficial (Chow, 1964). Cabe destacar que el ciclo hidrológico no tiene principio ni fin, pero como la mayor proporción del agua se localiza en los océanos, es conveniente describir el ciclo comenzando por ese cuerpo de agua. La figura 1 muestra el ciclo hidrológico.

El agua de los océanos se eleva hacia la atmósfera mediante la evaporación, destacándose que en las zonas más cercanas al ecuador la evaporación se incrementa por una mayor intensidad de la radiación solar. Asimismo, el vapor de agua inducido por el viento, asciende constantemente dando lugar a la disminución de la temperatura logrando formar gotitas de agua por condensación, las cuales pueden caer al mar, a la tierra o se reevaporiza cuando aún está en el aire. La generación de millones de gotas conlleva a la formación de las nubes, que a su vez pueden originar las lluvias cuando se multiplica la unión de las gotas, al seguir disminuyendo la temperatura (Fetter, 1994).

Fetter (1994) señala que parte del agua que cae en la superficie de la Tierra, puede almacenarse temporalmente en los espacios vacíos e irregularidades del terreno en la forma de hielo, nieve o charcos de, la cual una parte importante vuelve a la atmósfera por evaporación. La otra parte



drena por la superficie por exceso de lluvias y se acumula para formar arroyos, que posteriormente desembocan en ríos a través de la escorrentía superficial, conduciendo las aguas a los lagos, lagunas, embalses y mares, donde es evaporada, o se infiltra en el terreno, si éste tiene la porosidad y permeabilidad suficiente para ello. Cuando esta agua o el hielo derretido proceden con la infiltración, se rellenan los poros y orificios del medio poroso. Si el agua infiltrada es abundante, una parte desciende hasta recargar el agua subterránea; por el contrario, si el volumen infiltrado es escaso, el agua se retiene en la zona no saturada y de ahí puede volver a la atmósfera por evapotranspiración. Debido a la fuerza de gravedad, la escorrentía superficial y el flujo superficial se movilizan a las zonas bajas para llegar hasta los océanos nuevamente.

Es importante recalcar que a nivel global, la evaporación es mayor a la precipitación y que el tiempo de residencia o de renovación del agua varía en cada uno de sus depósitos; es decir, aproximadamente 9,4 días en la atmósfera, 16 días en los ríos, de 17 años en los lagos, 1400 años en las aguas subterráneas y 2.500 años en los océanos (Shiklomanov, 1998).

Conjuntamente, el ser humano tiene influencia sobre el ciclo hidrológico cuando éste construye represas, embalses o pozos para cubrir las necesidades de consumo de agua potable. Así como cuando remueve la vegetación para abrir campos de agricultura, minería, caminos, poblados o para la tala, reduciendo la infiltración y disminuyendo las reservas de aguas subterráneas (CATIE, 1986).



Figura 1. Ciclo hidrológico (Evans J. y Perlman H., 2011)



Agua subterránea

El agua subterránea es la que está presente en el subsuelo, almacenándose en los poros de las rocas, fisuras, fracturas o cavernas (Custodio y Llamas, 1976).

Las aguas subterráneas son el resultado de la infiltración del agua, generalmente de origen meteórico, a través de un suelo o roca, que presenta permeabilidad y porosidad favorable para su transporte y almacenamiento (Montero, 1996). También puede señalarse que es el agua que se encuentra en la zona saturada del suelo (Fetter, 1994). Dicha agua puede ser desde agua dulce hasta agua supersalina, con valores de pH en el intervalo de 3 a 9 (Gray y Noble, 2006).

Composición química de las aguas subterráneas

Las sustancias disueltas en el agua subterránea natural, generalmente se encuentran en estado iónico. Existen iones particulares que continuamente se encuentran constituyendo la casi totalidad de los iones presentes, denominados iones fundamentales o mayoritarios. Dichos iones son los aniones, cloruro (Cl^-), sulfato (SO_4^{2-}) y bicarbonato (HCO_3^-), y los cationes sodio (Na^+), calcio (Ca^{2+}) y magnesio (Mg^{2+}). Es común que los aniones nitrato (NO_3^-) y carbonato (CO_3^{2-}) y el catión (K^+) se consideren dentro de este grupo, aún cuando en general su proporción es pequeña; asimismo, en otras ocasiones se incluye el ion ferroso (Fe^{2+}). Entre las sustancias disueltas poco ionizadas o en estado coloidal son importantes los ácidos y aniones derivados de la sílice (SiO_2). Por su parte, iones minoritarios como el NO_2^- , F^- , Br^- , S^{2-} , PO_4^{3-} , OH^- , I^- , NH_4^+ , Sr^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} y Al^{3+} , se encuentran por lo general en cantidades menores que los anteriores; es decir, inferiores al 1% del contenido iónico total, a concentraciones entre 0,1 y 10 mg/L. Por su parte, los elementos traza tienen cantidades inferiores a 0,1 mg/L (Custodio y Llamas, 1976). A continuación se indican las principales fuentes de donde provienen los iones mayoritarios, minoritarios y traza en las aguas subterráneas.

Origen de las especies químicas en las aguas subterráneas

El ion sodio (Na^+) como tiene una solubilidad, conlleva a que difícilmente precipite. Este ion es liberado principalmente por la meteorización de las rocas que contienen feldespatos,



feldespatoides y otros silicatos; así como del lavado de sedimentos de origen marino y del cambio de bases con arcillas del mismo origen. Localmente, puede derivarse de la disolución de evaporitas, presentándose fundamentalmente como NaCl (Custodio y Llamas, 1976). El principal proceso de movilización del Na^+ en las aguas es a través del intercambio iónico; debido a que el Na^+ puede ser adsorbido en arcillas con alta capacidad de intercambio catiónico (CIC) y pudiese ocurrir el intercambio iónico con el Ca^{2+} , provocando una disminución en la dureza de las aguas (Porras et al., 1985). Según Davis y Wiest (1971) en las zonas de altas precipitaciones y donde las aguas subterráneas están en contacto con una litología ígnea y metamórfica, la concentración de Na^+ en las aguas puede variar entre 1 y 20 mg/L. Cabe destacar que la presencia de Na^+ en cantidades elevadas es muy perjudicial para la agricultura puesto que tiende a impermeabilizar los suelos, especialmente en zonas de drenaje deficiente, aunque la presencia de Ca^{2+} y Mg^{2+} atenúa este efecto (Porras et al., 1985).

El ion potasio (K^+) es muy soluble y difícil de precipitar. Se presenta en las aguas debido a la meteorización de las rocas que contienen minerales como la ortosa, micas o arcillas. Sin embargo, el aporte es menor comparado al ion Na^+ , debido a la estabilidad mineral que presenta el ion K^+ que tiende a ser fijado irreversiblemente en procesos de formación de arcillas y de adsorción en las superficies de minerales con alta capacidad de intercambio iónico (Porras et al., 1985). Otra fuente significativa es la que resulta de la disolución de sales potásicas; igualmente, se encuentra asociado con la actividad antrópica como la industrial, minería y la agricultura (Custodio y Llamas, 1976).

Por su parte, el ion calcio (Ca^{2+}) suele ser el catión principal en la mayoría de las aguas naturales, debido a su alto contenido tanto en rocas ígneas, como sedimentarias y metamórficas. Es muy fácil de precipitar como carbonato de calcio, debido a que tiene afinidad a enlazarse con los iones HCO_3^- y CO_3^{2-} . Se origina por la disolución de minerales como calcita, dolomita, yeso, anhidrita, anortita y otros silicatos cálcicos; al igual que a partir de la disolución del cemento calcáreo de algunas rocas sedimentarias. La movilidad del ion Ca^{2+} en las aguas subterráneas depende de la estabilidad del equilibrio de carbonatos CO_3^{2-} y HCO_3^- , en función de la presión parcial CO_2 y el pH. Señalado esto, si se presenta un evento donde el pH aumenta, la relación $\text{CO}_3^{2-}/\text{HCO}_3^-$ aumenta y comenzaría a precipitar CaCO_3 ; si la concentración de CO_2 en el agua



es muy alta, el carbonato se disociaría hasta que retorna al equilibrio (Custodio y Llamas, 1976). Igualmente, la concentración de Ca^{2+} está controlada por el intercambio iónico entre el Ca^{2+} y otros cationes, fundamentalmente el Na^+ (Porrás et al., 1985).

En las aguas naturales, el ion magnesio (Mg^{2+}) es menos abundante que el ion calcio (Ca^{2+}), debido a que aún cuando el Mg^{2+} es menos estable que el Ca^{2+} , hay una menor proporción de Mg en las rocas, por lo que existe una menor disponibilidad. El contenido de esta especie en las aguas subterráneas, proviene de la disolución de rocas carbonatadas como calizas magnesianas y dolomitas ricas en Mg; así como de la hidrólisis de silicatos magnésicos y ferromagnésicos ricos en Mg^{2+} . Localmente, la fuente puede ser por lixiviación de rocas evaporíticas alcanzando valores de hasta 1000 mg/L (Custodio y Llamas, 1976).

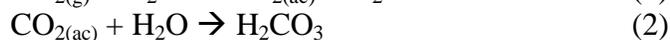
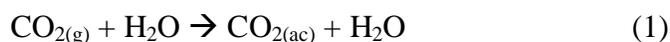
Por otro lado, las rocas por lo general son escasas en minerales con Cl^- , a excepción de las evaporitas y las rocas de origen marino; sin embargo, debido a la elevada solubilidad de sus sales, el Cl^- es liberado rápidamente a la fase acuosa pudiendo alcanzar concentraciones muy altas. Asimismo no forma sales de baja solubilidad, no se oxida, ni se reduce en aguas naturales. Este anión proviene del lavado de terrenos de origen marino; localmente puede haber aporte de Cl^- a través de las rocas evaporíticas. Igualmente, dicho anión es difícilmente alterado por el intercambio iónico. Las aguas subterráneas de poca profundidad en regiones lluviosas, contiene un promedio de 30 mg/L; mientras que en regiones donde la evaporación es intensa, como en las zonas áridas, la concentración llega hasta 1000 mg/L (Davis y Weist, 1971).

El CO_2 presente en el agua es disuelto en función de su presión parcial (P_{CO_2}); una parte permanece en disolución, en forma de gas, mientras que la otra reacciona con el agua para obtener H_2CO_3 , el cual se disocia parcialmente para producir CO_3^{2-} y HCO_3^- . En ese sentido, las ecuaciones 1, 2, 3 y 4 describen el equilibrio $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ y los productos generados durante dicha reacción. El CO_2 disuelto proviene fundamentalmente de la respiración de organismos y descomposición de la materia orgánica, además de la disolución de CO_2 atmosférico o del suelo. Otra fuente principal de los carbonatos y bicarbonatos es la disolución de calizas y dolomitas, favorecida por la presencia de CO_2 y de ácidos naturales como los húmicos u oxidación de



sulfuros; así como también puede provenir en menor proporción de la hidrólisis de silicatos (Custodio y Llamas, 1976).

El CO_3^{2-} , el HCO_3^- , los hidróxidos o silicatos en solución controlan el pH de las aguas. La disolución de estas especies ocurre a un pH mayor de 8,2; en cambio, cuando existen valores menores a este, los iones de CO_3^{2-} se asocian al hidrógeno para dar lugar a los HCO_3^- , siendo esta última la especie carbonatada dominante (Ecuación 5). Cuando el pH es menor a 4,5 los iones HCO_3^- pasan a H_2CO_3 (Ecuación 6) (Davis y Weist, 1971).



Por su parte, el ion sulfato (SO_4^{2-}) proviene de la lixiviación de terrenos formados en ambientes marinos, de la oxidación de sulfuros que se encuentran ampliamente distribuidos en rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias, y de la descomposición de sustancias orgánicas, entre otros; Sin embargo, la disolución de yeso y anhidrita y de otros tipos de sulfatos dispersos en el terreno, representa frecuentemente el aporte cuantitativamente más significativo de este ion a las aguas subterráneas. La concentración de SO_4^{2-} puede disminuir al ser afectado por la acción de bacterias sulfato-reductoras que liberan H_2S por medio de la oxidación de compuestos orgánicos (Davis y Weist, 1971).

Finalmente, el ion nitrato (NO_3^-) proviene de los procesos de nitrificación natural, de la descomposición de la materia orgánica y de la contaminación urbana, industrial y ganadera. Muy raramente se deriva del lavado de ciertos minerales nitrogenados, emanaciones volcánicas o lavado de suelos marinos. Generalmente, el NH_4^+ aparece como traza en las aguas subterráneas aumentando su concentración cuando el medio es fuertemente reductor (Custodio y Llamas, 1976).



La tabla 1 muestra las concentraciones de cada especie descrita anteriormente según el tipo de agua. Estos datos fueron adquiridos de Custodio y Llamas (1976) y Davis y Weist (1971).

Tabla 1. Concentración de especies según el tipo de agua (Custodio y Llamas, 1976)

Especie	Tipos de agua	Concentraciones (mg/L)
Na ⁺	- Dulce	1 – 150
	- De mar	10000
	- Salmuera	Hasta 100000
	- Subterránea	6-500
	- Superficiales	<1 a >300
K ⁺	- Dulce	0,1 – 10
	- De mar	400
	- Salmuera	100 - 100000
	- Superficial	1 - 3
Ca ²⁺	- Dulce	10 – 250
	- De mar	400
	- Salmuera	Hasta 50000
	- Subterránea	Varía ampliamente
Mg ²⁺	- Dulce	1 – 100
	- De mar	1200
	- Salmuera	Algunos miles de ppm
Cl ⁻	- Dulce	10 – 250 (a veces >250)
	- De mar	18000 – 21000
	- Salmuera	Hasta 220000
HCO ₃ ⁻	- Dulce	50 – 350 (a veces 880)
	- De mar	100
CO ₃ ²⁻	- De mar	< 1
CO ₂	- En general	1 – 30
	- Acuíferos profundos	Hasta 1500
SO ₄ ²⁻	- Dulce	2 – 150
	- De mar	3000
	- Salmuera	Hasta 200000
NO ₃ ⁻	- En general	0,1 – 10
	- De mar	<1
	- Subterránea	<10
	- Contaminada	200 – 1000



Parámetros fisicoquímicos que controlan la movilidad de las especies de las aguas subterráneas

pH

El parámetro pH conceptualizado como el logaritmo negativo de la actividad de los iones hidrógeno de una disolución, es útil como medida de la acidez y alcalinidad de medios acuosos. En las aguas subterráneas los valores del pH oscilan entre 6,5 y 8,5 (Sánchez, 2004).

A medida que el pH se hace más ácido implica que hay mayor cantidad de H^+ ; por lo tanto, la hidrólisis se hace más intensa en este caso.

Temperatura

Es importante tomarlas en campo para la posterior interpretación de la composición química de las aguas, a las condiciones en la cual ella se encuentra. La temperatura en las aguas subterráneas es aproximadamente la temperatura media anual más el gradiente geotérmico regional (Sánchez, 2004).

Conductividad eléctrica

Es la capacidad que tienen las sales inorgánicas en solución el agua para conducir la corriente eléctrica. Aumenta a medida que incremente la cantidad de iones disueltos. Su importancia se basa en que se mide muy fácilmente e indica un valor aproximado de la salinidad del agua (Sánchez, 2004).

El valor de la conductividad eléctrica del agua pura es alrededor de 0,05 $\mu S/cm$ (Hem, 1985). Para el agua de uso doméstico, debe estar comprendida entre 500 y 1.000 $\mu S/cm$, si es superior a 1.000 $\mu S/cm$ no es apta para el consumo, mientras que las aguas con conductividades mayor a 2.000 $\mu S/cm$ se consideran no utilizables para el riego (Infoagro, 2010).

Factores que controlan la composición química de las aguas subterráneas

La composición química de las aguas subterráneas está controlada por una serie de factores, a saber: el clima, la vegetación, la topografía y los rasgos geológicos que incluyen la litología, la



estratigrafía y las estructuras geológicas; así como la ubicación de las áreas de recarga, la composición del agua de recarga, la dirección y velocidad de flujo, finalmente incluyendo la extensión de la cuenca hidrográfica y las actividades antrópicas (Gil, 2011 y Sánchez, 2004).

Clima

La composición química de las aguas subterráneas varía dependiendo de la época del año de la región. En épocas secas predomina la evapotranspiración ante la precipitación atmosférica, período de tiempo en el cual no ocurre recarga y se presenta una acumulación de sales en el suelo; en cambio, en la época húmeda hay frecuentes precipitaciones, propiciando la recarga. Las primeras etapas de infiltración hacia el acuífero son mucho más salinas que las que le siguen, puesto que las aguas disuelven las sales solubles que fueron depositadas en la sequía anterior (Custodio y Llamas, 1976).

Se dispone de una técnica para evitar que en las épocas de sequía se propicie la acumulación de sales en el suelo, para mantener estables los niveles de agua subterránea, especialmente en zonas donde los suministros de aguas subterráneas son muy utilizados. Esta técnica consiste en recargar artificialmente los acuíferos subterráneos, por medio de fosas y túneles o pozos de inyección (Keith, 1973).

El volumen de recarga de agua subterránea está relacionado con la distribución de la precipitación en el año, en cualquier terreno. Cuando las lluvias están regularmente distribuidas a lo largo del año, originan una mayor infiltración. En cambio, las lluvias torrenciales favorecen el drenaje superficial directo, debido a que la infiltración es inferior al volumen de agua precipitada en un corto intervalo de tiempo (Sánchez, 2004).

Vegetación

En los ambientes con moderada vegetación, la infiltración es mayor que en un área sin vegetación, debido a que las raíces permiten el descenso del agua en el suelo. Por otra parte, en las zonas con abundante vegetación, gran parte de la precipitación obstaculizada por la vegetación sufre evaporación antes de alcanzar el suelo (Casanova, 2005).



Topografía

La topografía influye sobre la circulación del agua subterránea y la distribución de las áreas de recarga y descarga de la región (Custodio y Llamas, 1976). El área de recarga, en un flujo local, corresponde a un alto topográfico, mientras que el área de descarga está en un bajo topográfico (Fetter, 1994).

Sistemas de flujo

El estudio de los sistemas de flujo de agua subterránea contribuye a entender el comportamiento químico de dichas aguas; asimismo explican los problemas ambientales que están relacionados con la extracción de agua (Fetter, 1994).

Los sistemas de flujo contienen una zona de recarga, una zona de tránsito y una zona de descarga (Fetter, 1994). En la zona de recarga se favorece la infiltración de agua, mediante un flujo vertical descendente y divergente, alcanzando el agua subterránea. En la zona de tránsito, circula el agua de modo predominantemente horizontal, desde la zona de recarga hasta la de descarga. Mientras que en la zona de descarga, el flujo es vertical ascendente y convergente, en algunos casos emerge del subsuelo contribuyendo a la formación de fuentes superficiales de agua, conocidos como manantiales (Peñuela, 2008).

Existen tres sistemas principales de flujo de agua subterránea que se establecen de acuerdo con la topografía y al marco geológico presente; a saber: local, intermedio y regional. Una topografía abrupta producirá varios sistemas locales, en cada topografía el agua entra y sale en el mismo valle (Suárez, 2010). En un flujo local, el agua es de baja salinidad, alto contenido de oxígeno disuelto, bajo pH, valor positivo en Eh, una temperatura cercana a la del ambiente y puede variar cuando cambian las estaciones del año.

En un sistema intermedio, parte del agua de recarga podrá ser descargada en otro valle localizado a un nivel topográfico menor; por ello, el agua puede tener una mayor concentración de sales disueltas, menor concentración de oxígeno disuelto, mayor contenido de sólidos disueltos totales, alto pH, menor Eh con respecto al de un flujo local y una temperatura más elevada que la de un flujo local (Peñuela, 2008). Por su parte, los sistemas regionales se desarrollan a mayor



profundidad, fluyendo desde las partes más altas hacia las zonas de descarga más bajas de la cuenca (Suárez, 2010). Las características químicas específicas del agua de este tipo de flujo pueden incluir una alta concentración de sales disueltas, bajo contenido de oxígeno disuelto, pH alto tendiendo a ser más alcalino, Eh negativo y alta temperatura con respecto a la superficial (Peñuela, 2008).

En resumen, puede señalarse que los sistemas de flujo se diferencian por la profundidad del recorrido y por sus características hidrogeoquímicas. La concentración de elementos químicos en el agua subterránea depende del medio geológico, generalmente aumentando al ampliar la escala espacial y temporal, en especial en el contenido de elementos traza.

Geología

La geología incluye rasgos como la litología, las estructuras geológicas y la estratigrafía.

Las aguas subterráneas adquieren los componentes solubles desde el mismo momento en que se infiltra a través del medio poroso y lo atraviesa; además, a medida que estas aguas profundizan a través de grietas y poros de las rocas subyacentes, disuelven aún más materia mineral, cambiando la composición química de las aguas (Fetter, 1994). Es por ello que este proceso se favorece cuando el material es poroso y permeable o si las rocas están muy fracturadas. Generalmente son afectadas las sales más solubles que contienen iones como Cl^- y SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} y Ca^{2+} .

Por su parte, la actividad tectónica, las fracturas, las fallas y los pliegues tienen influencia en las dimensiones y dinámica del sistema acuífero, llevando en algunos casos, a la separación del área en ámbitos hidrogeoquímicamente diferentes (Montaño et al., 2002). Las zonas de fallas pueden actuar como barreras o por el contrario, como conductos para el flujo del agua subterránea. En cuanto a los pliegues, estos pueden crear acuíferos confinados en el centro de los sinclinales. Así como pueden originar un acuífero confinado poco profundo que se puede extender en un amplia área (Fetter, 1994). En la naturaleza, el flujo de agua suele moverse a través de suelos estratificados.



Actividades antrópicas

La composición química de las aguas subterráneas, frecuentemente, puede ser alterada por los contaminantes originados por las diversas fuentes, a saber: residuos sólidos urbanos, aguas residuales, actividades agrícolas, la ganadería, actividades industriales y mineras, y las actividades nucleares, entre otras. Como consecuencia de estas actividades humanas que se desarrollan en superficie, se generan descargas o lixiviados, que cuando no son controlados adecuadamente, dan lugar a cargas potenciales de contaminación del agua subterránea (Gil, 2011).

La mayoría de los contaminantes presentes en las aguas subterráneas están constituidos por materiales orgánicos e inorgánicos que pueden ser peligrosos. Especialmente los fertilizantes y los pesticidas que contienen nitratos (NO_3^-), sulfatos (SO_4^{2-}) y amonio (NH_4^+), además de las aguas residuales que contienen material fecal, contaminando las aguas subterráneas (Custodio y Llamas, 1976).

Los vertidos urbanos e industriales y en ocasiones agrícolas, pueden aportar cantidades importantes de Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , Na^+ , Mg^{2+} , entre otros, cuyo efecto se manifiesta en el deterioro de la calidad de agua de las aguas subterráneas (Custodio y Llamas, 1976).

Por su parte, la sobreexplotación de los acuíferos, mediante la captación de agua por pozos naturales o artificiales, puede igualmente deteriorar la calidad del agua, disminuyendo el nivel del acuífero y dando a lugar al proceso de subsidencia, debido a que comúnmente existe la presencia de granos finos, limosos y arcillosos no consolidados, reduciendo la capacidad de almacenamiento de los acuíferos y por tanto de agua dulce (Custodio y Llamas, 1976). Este proceso de subsidencia se manifiesta a nivel de la superficie, mediante los eventos de hundimientos del terreno.

Clasificación de las aguas subterráneas

Las aguas subterráneas pueden ser clasificadas atendiendo a su origen, a su composición química y a las concentraciones de los sólidos disueltos totales (SDT).



Según su origen

De acuerdo a su origen las aguas se clasifican como meteóricas, connatas o fósiles, magmáticas, metamórficas y juveniles.

Las aguas subterráneas meteóricas son aquellas que en un tiempo reciente formaron parte del ciclo hidrológico. Presenta una composición isotópica igual o muy semejante al agua superficial; asimismo se derivan de lluvias, nieve y granizos, y otros cuerpos de agua que han percolado desde la superficie hasta el acuífero (White, 1957). Su composición está influida principalmente por la del agua de filtración y la del material del acuífero (Custodio y Llamas, 1976).

Por su parte, las aguas connatas o fósiles son aquellas que han sido incorporadas al acuífero durante la sedimentación, por lo que no han tenido contacto con la atmósfera en mucho tiempo (White, 1957). Esta agua puede ser posteriormente expulsada después de la consolidación de la roca; sin embargo, si la litología después de haber experimentado el proceso diagenético es aún porosa puede quedar algo de agua en ella, que es considerada como agua fósil (Custodio y Llamas, 1976). Generalmente son salobres, enriquecidas en I, B, SiO₂, nitrógeno combinado, Ca²⁺ y baja concentración de SO₄²⁻ y Mg²⁺, con respecto al agua de mar (White, 1957).

Mientras que las aguas magmáticas se asocian a eventos ígneos o hidrotermales, con concentraciones relativamente elevadas de Li, F, SiO₂, S, CO₂ y baja concentración de I, B, Ca²⁺, Mg²⁺ y nitrógeno combinado (White, 1957).

Asimismo, las aguas metamórficas son las aguas que están o han estado en contacto con las rocas durante su metamorfismo (Custodio y Llamas, 1976). Se caracterizan por tener elevadas concentraciones de CO₂ y de B, y baja concentración de Cl⁻, en relación con el agua de mar (White, 1957).

Finalmente, las aguas juveniles son aquellas que ascienden del interior de la Tierra, del manto terrestre o de la parte baja de la corteza, sin haber estado antes en la superficie. Nunca han formado parte del ciclo hidrológico (Custodio y Llamas, 1976).



Según su composición química

Los elementos mayoritarios en la mayoría de los sistemas hídricos naturales son Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} y los aniones Cl^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} y SO_4^{2-} . La clasificación química del agua subterránea, puede también ser realizada mediante una representación gráfica denominada el diagrama de Piper (1953). Dicho diagrama permite determinar el tipo de agua representando los aniones y/o cationes de forma simultánea. Las aguas geoquímicamente similares quedan agrupadas en áreas bien definidas para poder establecer relaciones genéticas. En la figura 2 se puede observar los tipos de aguas que pueden ser identificadas mediante el uso de este diagrama.

El diagrama de Piper (Figura 2) utiliza dos triángulos equiláteros separados para proyectar los aniones y los cationes y también consta de un romboedro central que permite representar un tercer punto que agrupa a estos iones. En este diagrama se coloca el porcentaje de los cationes $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, Ca^{2+} y Mg^{2+} y aniones Cl^- , $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ y SO_4^{2-} , donde cada uno de los vértices de los diagramas representa el 100 % de la especie. Generalmente se agrupan los cationes Na^+ y K^+ y los aniones HCO_3^- y CO_3^{2-} para poder aplicar la mayoría de los elementos mayoritarios del sistema hídrico.

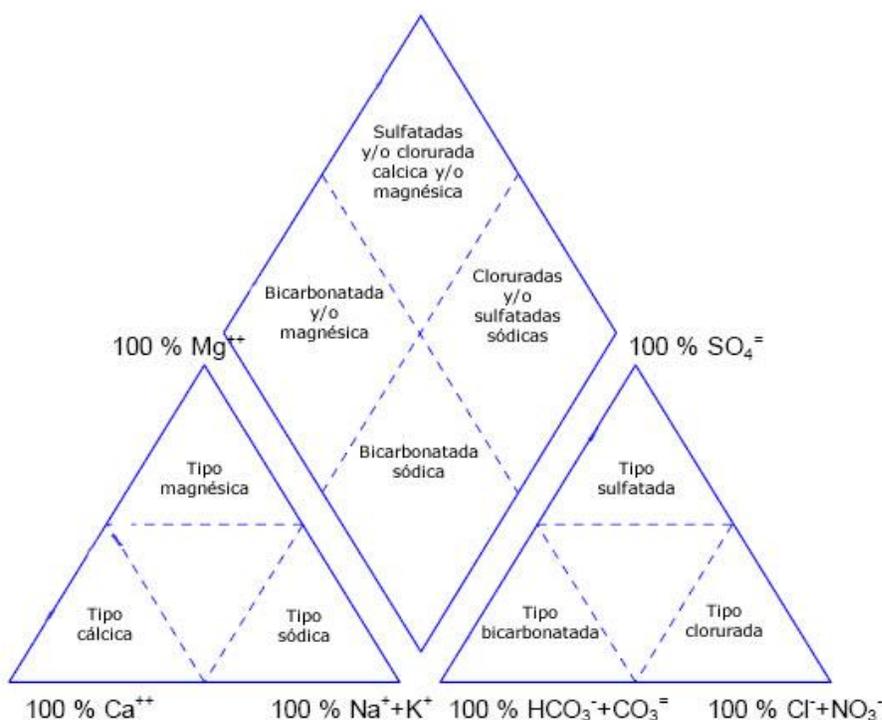


Figura 2. Diagrama de Piper. Modificado: (Fetter, 1994)



En el mismo orden de ideas, los resultados obtenidos para las especies iónicas pueden también ser usados para establecer modelos de mezclas entre los diferentes tipos de agua, e inclusive su evolución geoquímica, esto en función de la secuencia propuesta por Chevotareb (Figura 3). Este modelo señala que, en términos generales, las aguas subterráneas empiezan siendo, según la concentración de aniones, bicarbonatadas (HCO_3^-), luego sulfatadas (SO_4^{2-}) y finalmente cloruradas (Cl^-) y, de acuerdo con los cationes, cálcicas (Ca^{2+}), magnésicas (Mg^{2+}) y después sódicas (Na^+) (Sánchez, 2004).

	→ Recorrido y tiempo de permanencia en el acuífero →
Aniones predominantes	$\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{HCO}_3^- \text{ y } \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{SO}_4^{2-} \text{ y } \text{Cl}^- \rightarrow \text{Cl}^-$
Cationes predominantes	$\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{Na}^+$
	→ Aumento de la salinidad →

Figura 3. Evolución química de los acuíferos, según Chevotareb (Sánchez, 2004)

Otra representación gráfica de las especies mayoritarias son los diagramas de Stiff (Figura 4). Para la elaboración de estas figuras, la concentración de aniones se ubica hacia la derecha y de los cationes hacia la izquierda en semirrectas paralelas, uniendo los extremos generando un polígono. Sobre cada semirrecta se toma un solo ion. La forma de las figuras resultantes da idea del tipo de agua, se presta a comparaciones, y resulta fácilmente demostrativa al insertarlas en mapas. El valor de concentración es expresada en miliequivalentes por litro (meq/l) (Fetter, 1994).

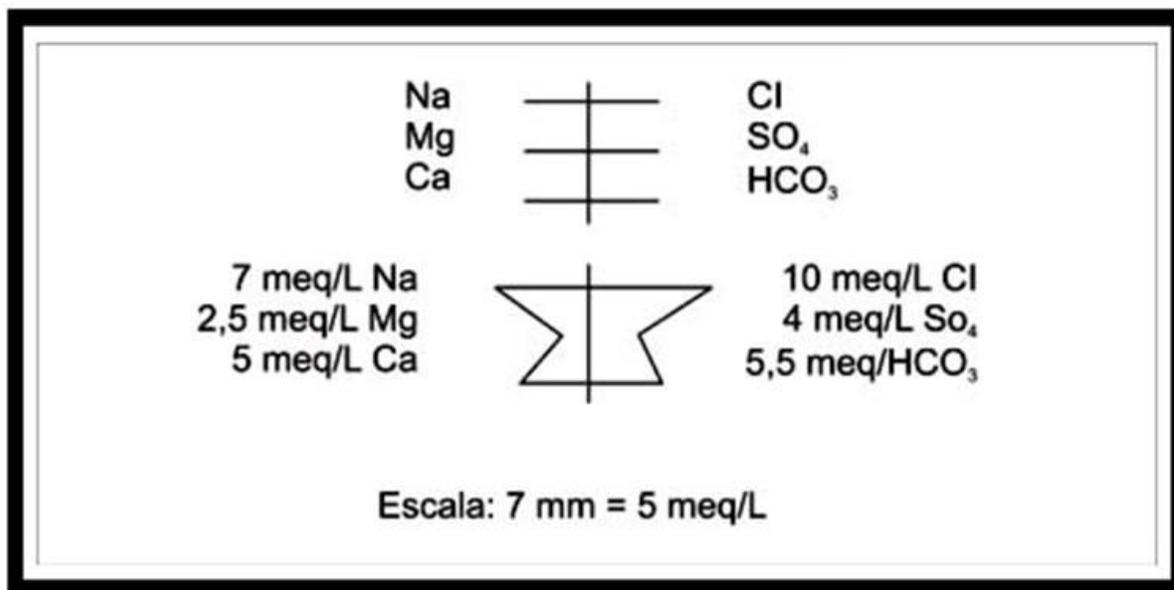


Figura 4. Diagrama de Stiff (Fetter, 2004)

Según los sólidos disueltos totales (SDT)

En este caso, las aguas se clasifican en relación a su concentración de sólidos disueltos totales (SDT), denominándose de la siguiente manera: dulces con concentración de SDT < 1000 mg/L; salobres con un intervalo que está entre 1000 – 10.000 mg/L, saladas con valores oscilando entre 10.000 – 100.000 mg/L; y salmueras cuya concentración de SDT es > 100.000 mg/L.



Marco legal de la calidad de agua para Venezuela

El Decreto 883 (Gaceta Oficial N° 5.021) indica las normas para la clasificación y el control de la calidad de los cuerpos de agua y vertidos o efluentes líquidos. El objetivo principal de estas reglas es controlar la calidad de los cuerpos de agua, tomando en consideración sus usos actuales y potenciales.

En ese sentido, en la tabla 2 se presenta la clasificación de las aguas según esta norma, contenido en el artículo 3 del Decreto señalado.

**Tabla 2. Descripción de las aguas según su tipo atendiendo al Decreto 883
(Gaceta Oficial N° 5021, 1995)**

Tipo de agua	Descripción de aguas
1	Destinadas al uso doméstico y al uso industrial que requiera de agua potable, siempre que ésta forme parte de un producto o sub-producto destinado al consumo humano o que entre en contacto con él.
1A	Consiguen ser acondicionadas con la sola adición de desinfectantes.
1B	Consiguen ser acondicionadas por medio de tratamientos convencionales de coagulación, floculación, sedimentación, filtración y cloración.
1C	Consiguen ser acondicionadas por proceso de potabilización no convencional.
2	Destinadas a usos agropecuarios.
2A	Destinadas para el riego de vegetales destinados al consumo humano.
2B	Destinadas para el riego de cualquier otro tipo de cultivo y para uso pecuario.
3	Marinas o de medios costeros destinadas a la cría y explotación de moluscos consumidos en crudo.
4	Destinadas a balnearios, deportes acuáticos, pesca deportiva, comercial y de subsistencia.
4A	Destinadas para el contacto humano total.
4B	Destinadas para el contacto humano parcial.
5	Destinadas para usos industriales que no requieren de agua potable.
6	Destinadas a la navegación y generación de energía.



A continuación se presentan los intervalos de pH y los límites de las especies que deben contener las aguas según esta norma, contenido en su artículo 4. Las aguas de los subtipos 1A, 1B y 1C deben tener valor de pH entre los siguientes intervalos (Tabla 3):

Tabla 3. Intervalo de pH de los tipos de agua 1A, 1B y 1C, atendiendo al Decreto 883 (Gaceta Oficial N° 5021, 1995)

Tipo de agua	Intervalo de pH
1A	6,0 - 8,5
1B	6,0 - 8,5
1C	3,8 - 10,5

Por su parte, la tabla 4 muestra los límites de concentración de ciertas especies químicas de acuerdo al tipo de agua.

Tabla 4. Límites de concentración de los elementos o compuestos en los tipos de agua 1A, 1B, 2A y 2B atendiendo, al Decreto 883 (Gaceta Oficial N° 5021, 1995)

Elementos o compuestos	Límites de 1A y 1B	Límites de 2A y 2B
Bario total	1,0 mg/l	1,0 mg/l
Boro	---	0,75 mg/l
Cloruros	600 mg/l	---
Cobre	---	0,2 mg/l
Cobre total	1,0 mg/l	---
Dureza, expresada como CaCO ₃	500 mg/l	---
Fluoruro	Menor de 1,7 mg/l	Menor de 1,7 mg/l
Litio	---	5,0 mg/l
Níquel	---	0,5 mg/l
NO ₃ ⁻	44 mg/l	---
Sodio	200 mg/l	---
Sólidos disueltos totales	1500 mg/l	3000 mg/l
Sulfatos	400 mg/l	---

Zona de estudio

En esta sección se presentan los rasgos más importantes de la zona de estudio, incluyendo su ubicación, geología regional y local, hidrología, hidrogeología, relieve, vegetación y suelos.

Ubicación

La zona de objeto de estudio, está ubicada en el estado Aragua, geográficamente ubicada en la zona nor-central de Venezuela, entre las coordenadas 09°23'06'' y 10°32'38'' de latitud norte y 66°32'50'' y 67°52'54'' de longitud oeste (Figura 5). Dicho estado está limitado al norte con el mar Caribe, al sur con el estado Guárico, al este con Miranda y Distrito Capital más al norte y al oeste con el estado Carabobo, abarcando una extensión de 7.014 km².

Por su parte, en el estado Aragua con coordenadas U.T.M. norte 1124000-1112000 y este 660000-670000, a 5 km al sur de la ciudad de Cagua, específicamente en la zona sur-oriental de la depresión del Lago de Valencia, municipio Zamora, se encuentra la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay, esta ocupa un área aproximada de unos 198 km².

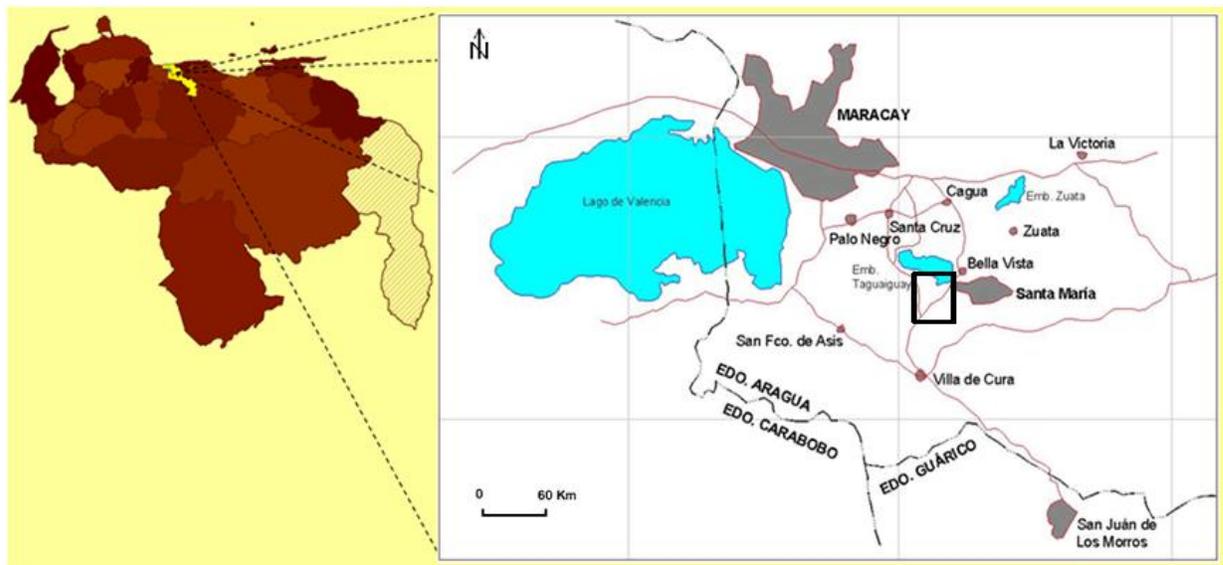


Figura 5. Mapa de la ubicación de la zona de estudio (Abarca, 2004)



Los afluentes principales de la Laguna de Taigüaigüay son los ríos Aragua, Turmero, Caño de Aparó, Las Minas y la Quebrada Tamborón. Esta laguna pertenece a la cuenca del Lago de Valencia, la cual es una de las cuencas hidrográficas principales en cuanto a extensión. En la figura 6 se muestra la ubicación relativa de la zona de estudio.

Geología regional

La zona de estudio está ubicada en la Cordillera del Caribe venezolana. Este complejo montañoso ha sido dividido por González de Juana et al. (1980) en las siguientes fajas tectónicas, a saber: la Faja de la Cordillera de la Costa, la Faja de Caucagua - El Tinaco, la Faja de Paracotos, la Faja de Villa de Cura y la Faja Piemontina (Figura 6).

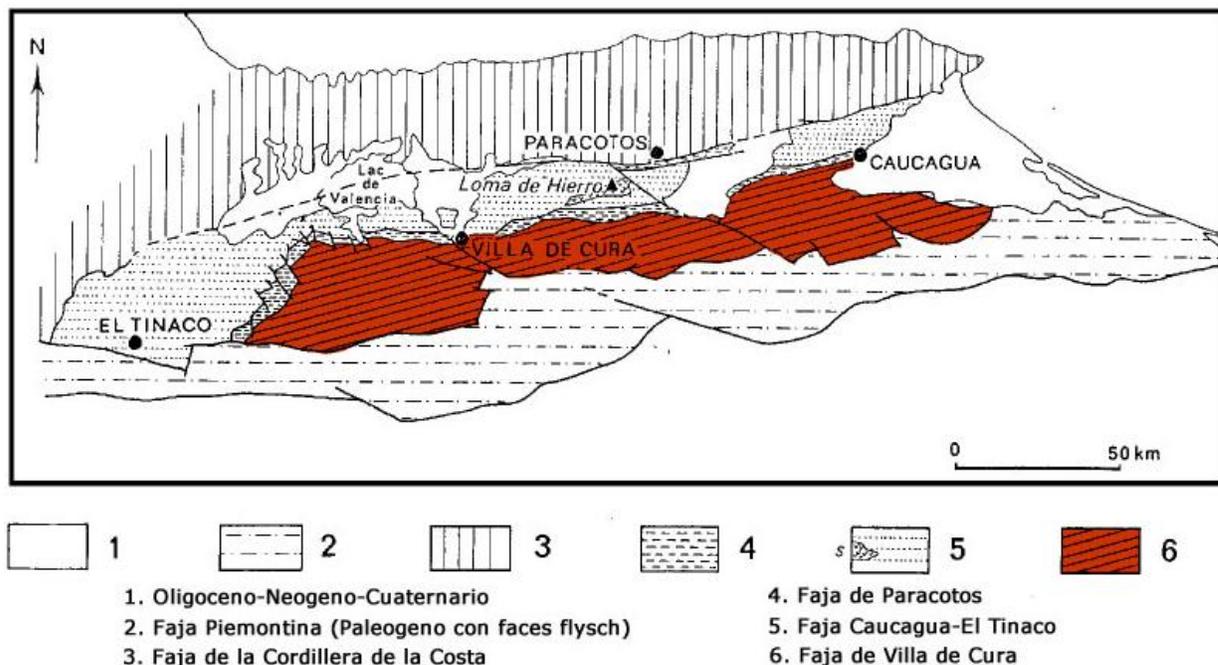


Figura 6. Fajas tectónicas de la Cadena Caribe Central (CECPV, 2011)

La Faja de la Cordillera de la Costa se extiende en el área más al norte del centro-occidente de Venezuela, caracterizada por un grado de metamorfismo de la facies de los esquistos azules, cuya litología predominante son los gneises graníticos de origen ígneo. Por su parte, la Faja de Caucagua-El Tinaco está limitada por la falla de la Victoria, quien marca el contacto con la Cordillera de la Costa, al sur por la falla de Santa Rosa y al este con la Faja de Paracotos; está representada por una



secuencia volcánico-sedimentaria (González de Juana et al., 1980). Con respecto a la Faja de Paracotos, ésta es una delgada franja limitada al norte por la falla de la Victoria, al oeste por la Faja de Caucagua- El Tinaco y al sur está en contacto con la faja de Villa de Cura; a lo largo de los límites se encuentran diversos cuerpos de serpentinitas. Finalmente, la Faja de Villa de Cura se extiende de este a oeste al sur de las fajas Paracotos y Caucagua-El Tinaco, al sur presenta un contacto de fallas de corrimiento con la Faja Piemontina (González de Juana et al., 1980).

Desde el punto de vista regional, en el estado Aragua están presentes las principales unidades litodémicas pertenecientes a las fajas de la Cordillera del Caribe, a saber: Filita de Tucutunemo, Filita de Paracotos, Metalava de Los Naranjos, Complejo El Tinaco, Esquisto de Las Mercedes, Esquisto de las Brisas, Metalava de Tiara, Complejo Ofiolítico de Loma de Hierro y el Complejo El Ocumo. Sin embargo las unidades litodémicas que afloran en la Laguna de Taigüaigüay son las cuatro primeras mencionadas; por ello serán descritas en el contexto de la geología local.

Geología local

La cuenca de la laguna de Taigüaigüay está constituida por capas de sedimentos permeables, semipermeables e impermeables de composición mineralógica heterogénea, como consecuencia de las diferentes unidades litológicas presentes en la zona. Las capas permeables están compuestas por gravas y arenas granodecrecientes de base a tope (desde muy finas a gruesas), características de ambientes aluviales. Sus posiciones verticales varían en espesor y extensión, con cotas comprendidas entre los 530 m y 545 m de altitud, de litología favorable en cuanto a la acumulación y la extracción del agua subterránea, lo cual ha permitido la concentración de los pozos de producción en esta zona (Alvarado, 1989).

Los afloramientos presentes a lo largo de la cuenca de la laguna de Taigüaigüay están en contacto con el aluvión. Las unidades presentes en la zona de estudio están compuestas principalmente por rocas metamórficas, que según Urbani (1999), corresponden a la Filita de Tucutunemo, Filita de Paracotos, Metalava de Los Naranjos y Complejo El Tinaco. Seguidamente son realizadas las descripciones de cada una de estas unidades.



Filita de Tucutunemo

Esta formación está caracterizada por una secuencia de rocas metasedimentarias, constituidas por filitas carbonáceas arenosas que varían a limosas con presencia de muscovita. Además, contiene esquistos calcáreos y mármoles. Se presenta como consecuencia de la afectación de las rocas por el proceso de metamorfismo regional de bajo grado. (CECPV, 2011).

González (1972) menciona que la Filita de Tucutunemo tiene una extensión que se inicia desde el estado Miranda hasta el estado Cojedes, indicando que en la litología se presenta una variación en las calizas que disminuyen hacia el oeste, simultáneamente con un aumento del material cuarzoso. González de Juana et al. (1980) sugiere que en la base de esta formación se observa un aumento de elementos volcánicos.

Por su parte, Grande (1995) describe a la Formación Tucutunemo como una asociación sedimentario-volcánica que presenta metaconglomerados con cantos volcánicos y fragmentos de basaltos en las calizas. La localidad tipo de esta formación está ubicada en el río Tucutunemo y al este de Villa de Cura, estado Aragua, presentando una topografía kárstica bien desarrollada.

La edad de esta formación, es generalmente considerada del Cretácico Medio a Cretácico Tardío, (CECPV, 2011).

Filita de Paracotos

La Filita de Paracotos presenta una asociación de filita, mármol y metaconglomerado, con metalimolita y metarenisca en menor proporción. La filita constituye el 60% de la formación, característicamente limosa y carbonosa con ocasionales peñones de rocas metavolcánicas y metasedimentarias de hasta 20 cm de diámetro. Está limitada parcialmente al norte y al sur por las fallas de Santa Rosa y Agua Fría, respectivamente (CECPV, 2011).

La edad de la Formación Paracotos se ha asignado al Cretácico Tardío. Esta formación se extiende a través de los estados Cojedes, Carabobo, Guárico, Aragua y Miranda (CECPV, 2011).



La Filita de Paracotos y la Filita de Tucutunemo presentan características litológicas muy parecidas, lo que las diferencia son las edades, pues entre ellas existe un aproximado de 180 Ma de diferencia, ya que la Formación Paracotos tiene una edad Mesozoico y la Formación Tucutunemo tiene una edad Pérmico (Barreto, 2010).

Metalava de Los Naranjos

La litología dominante de la Metalava de Los Naranjos en la sección tipo es una metalava maciza que disminuye hacia el oeste, donde son reportados espesores de unos 200 m. Se extiende por los estados Aragua, Miranda y Cojedes norcentral (CECPV, 2011).

En su parte superior, las metavolcánicas se intercalan con las filitas de la Formación Tucutunemo, con una edad determinada del Paleozoico. La Formación Los Naranjos fue originalmente conformada por basaltos no orogénicos, no obstante se ha determinado que algunos yacen en campos de basaltos alcalinos e intraplaca, indicando que su marco tectónico de origen fue bastante complejo (CECPV, 2011).

Complejo El Tinaco

Está designada como rocas sedimentarias metamorizadas muy plegadas, expuestas entre Tinaquillo, San Carlos y El Pao, estado Cojedes. Se describe como “gneises hornabléndicos y rocas asociadas”. Su edad se considera del Cretácico Tardío, posiblemente Albiense. Estas rocas de basamento son posibles equivalentes de los gneises de Peña de Mora y Sabastopol y de rocas similares expuestas al oeste de la Laguna de Taigüaigüay (CECPV, 2011).

En el mismo orden de ideas, Grande (1995) establece que el Complejo el Tinaco está representado por la Metadiorita de la Guacamaya, considerada esta asociación ígnea mucho más antigua que la edad Paleozoica, quizás hasta de edad Arqueano. Es posible que en parte, el Complejo el Tinaco sea un bloque tectónico del Complejo de Supamo emplazado tectónicamente en la megasutura Paleozoica.



En la tabla de correlación de la cordillera del Caribe, se pueden visualizar algunas de estas unidades litodémicas comprendidas en Aragua central (Figura 7).

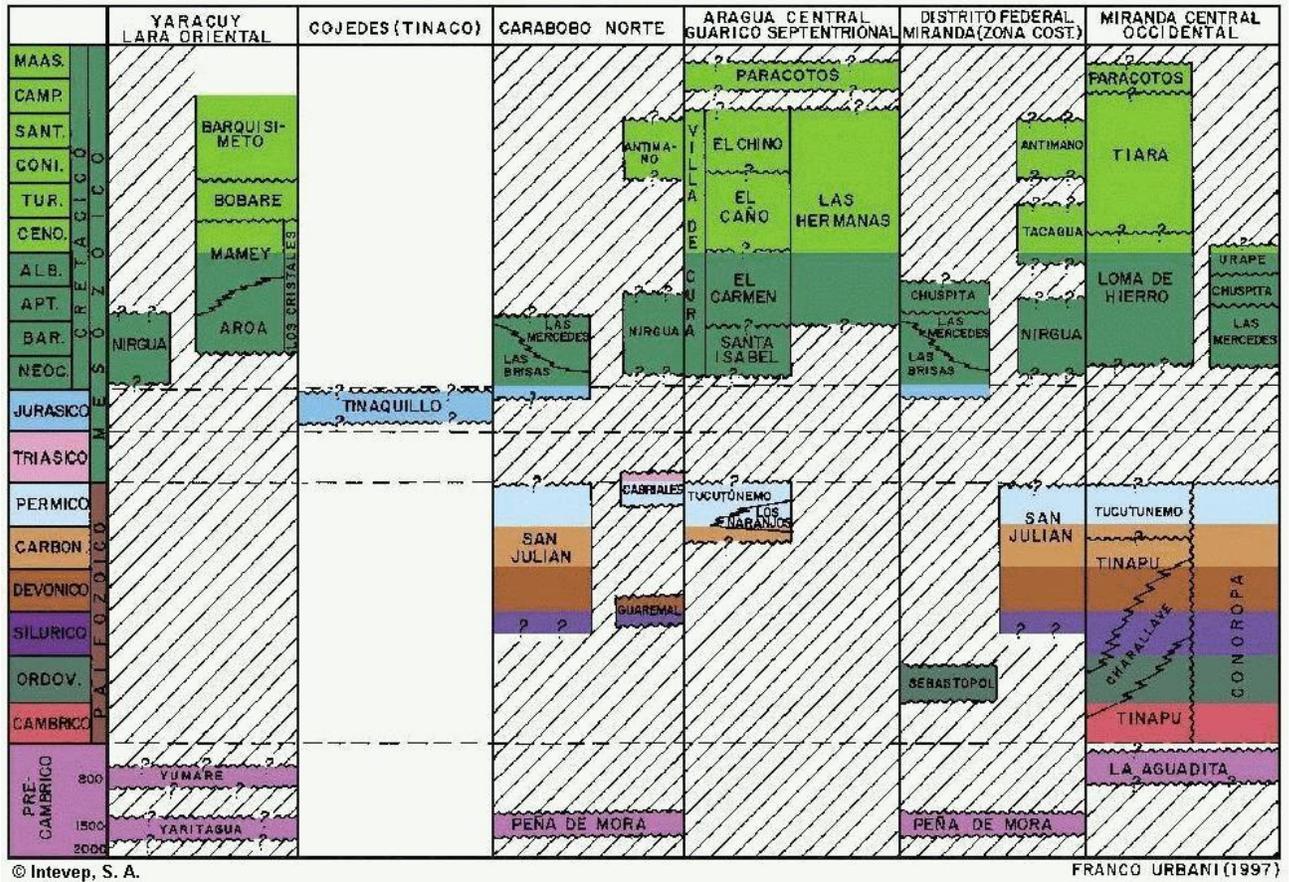


Figura 7. Tabla de correlación de la cordillera del Caribe (CECPV, 2011)

Geografía Física

La cuenca de Laguna de Taigüaigüay es definida como endorreica, puesto que posee un sistema de drenaje interno, donde el agua no tiene salida hacia el mar. Esto se debe a que está localizada en una depresión, rodeada por grandes elevaciones. Las precipitaciones que caen en ella permanecen en el área, abandonando el sistema únicamente por infiltración o evaporación. Una característica de esta cuenca es referida a que este tipo de sistema colecta aportes fluviales alóctonos.



Clima

Los datos climatológicos de precipitación, temperatura y evaporación, correspondientes al período comprendido entre los años 1971 y 1991 de la estación Santa Cruz Edafológica y la estación El Cortijo los suministró el Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMEH). La estación Santa Cruz Edafológica se ubica al norte de la zona de estudio, con coordenadas geográficas de 10°10'00" N y 67°29'15" W y la estación El Cortijo al sur cuyas coordenadas son 10°04'53" N y 67°25'05" W.

En la zona de estudio se presenta una precipitación distribuida en dos períodos, uno de lluvia que abarca desde el mes de abril hasta el mes de noviembre y otro de sequía que comienza en diciembre y finaliza en marzo. Se registran valores superiores en agosto con un máximo de 160 mm y valores inferiores en enero y febrero, inferiores a 5 mm. La figura 8 muestra el comportamiento climatológico de las estaciones Santa Cruz Edafológica y El Cortijo, presentando una frecuencia modal durante el período 1971 y 1991.

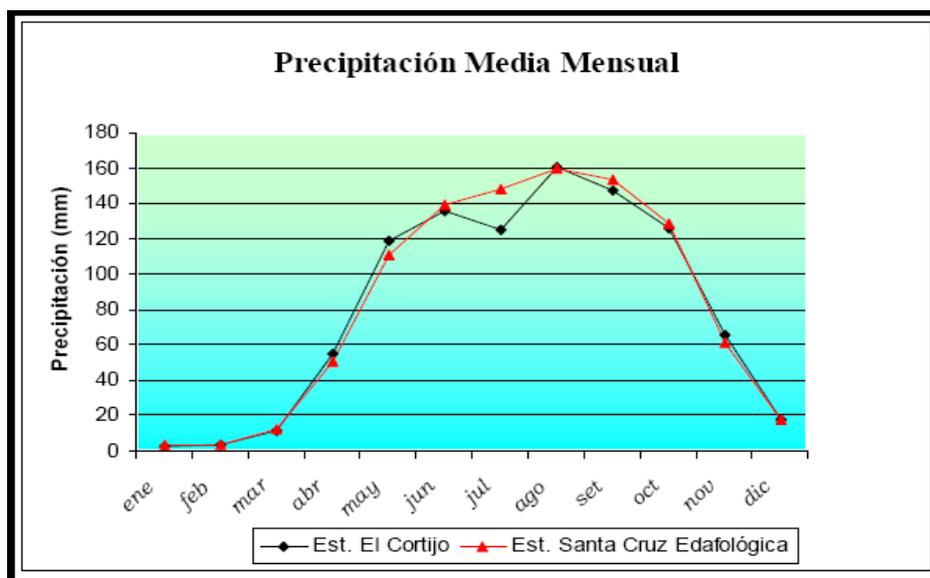


Figura 8. Gráfico de precipitación media mensual, período 1971-1991 (Biondo y Estévez, 2010)

Las estaciones El Cortijo y Santa Cruz Edafológica están ubicadas a diferentes altitudes, por lo que se genera una variación de temperatura en sus datos. La temperatura máxima arrojada por la primera estación es de 26,7 °C y la mínima es de 24,0 °C; mientras que, la máxima de la segunda



estación es de 27,3 °C y la mínima es de 25,3 °C. Las temperaturas máximas se alcanzan en el mes de abril y las mínimas en agosto. La figura 9 permite observar las variaciones de temperatura en ambas estaciones.

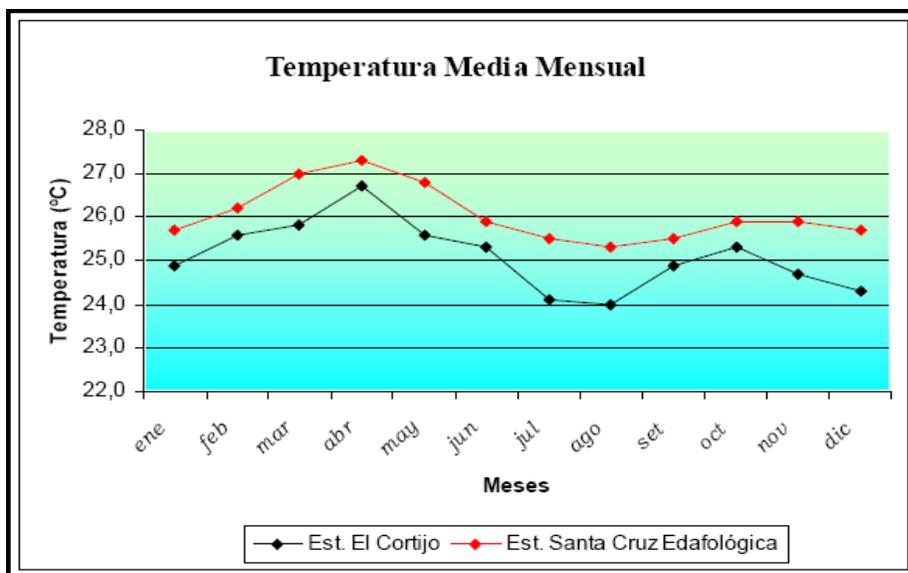


Figura 9. Gráfico de temperatura media mensual, período 1971-1991 (Biondo y Estévez, 2010)

La evaporación en la zona de estudio alcanza sus valores máximos en el mes de marzo, con valores de 250,0 mm en la estación El Cortijo y 287,6 mm en la estación Santa Cruz Edafológica. En la figura 10 se observan las variaciones de evaporación en estas estaciones.

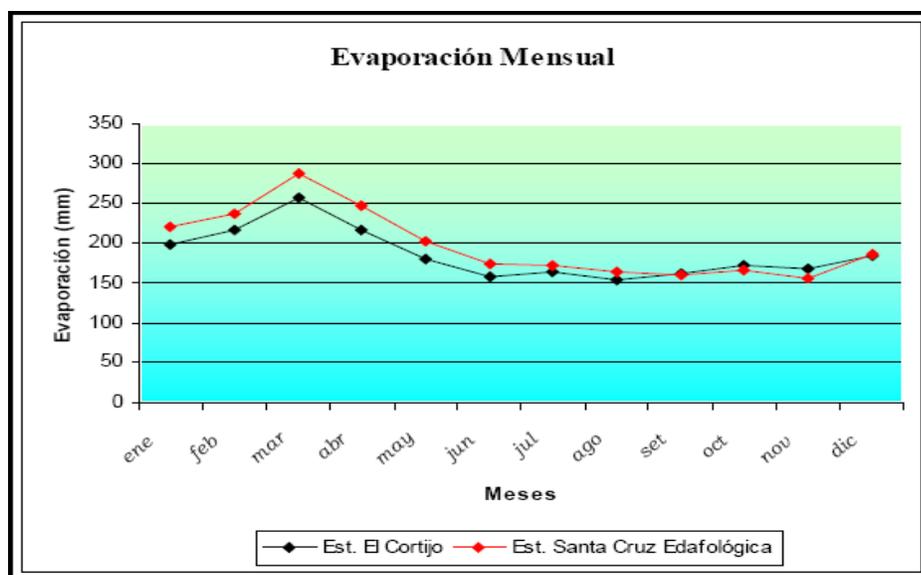


Figura 10. Gráfico de evaporación mensual, período 1971-1991 (Biondo y Estévez, 2010)



Hidrología

El patrón de drenaje que presenta la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay es principalmente de tipo dendrítico, con una dirección de corriente orientada de manera convergente hacia la Laguna, a través de los diferentes ríos y quebradas presentes en la cuenca. La densidad de drenaje es alta al sur, al oeste y al este correspondiendo, respectivamente, al cerro Guayabal, cerro Ojo de Agua y a la Fila Tamarindo, como consecuencia de que éstos representan altos topográficos en la zona. En cambio al norte en la densidad de drenaje es muy baja, como producto de bajos topográficos, tales como las terrazas de inundación. Igualmente se obtienen patrones de drenajes dendríticos subparalelos en algunas zonas, así como al sur de la Fila Tamarindo (Biondo y Estévez, 2010). En la Figura 11 se pueden observar los patrones de drenajes característicos de la zona de estudio.

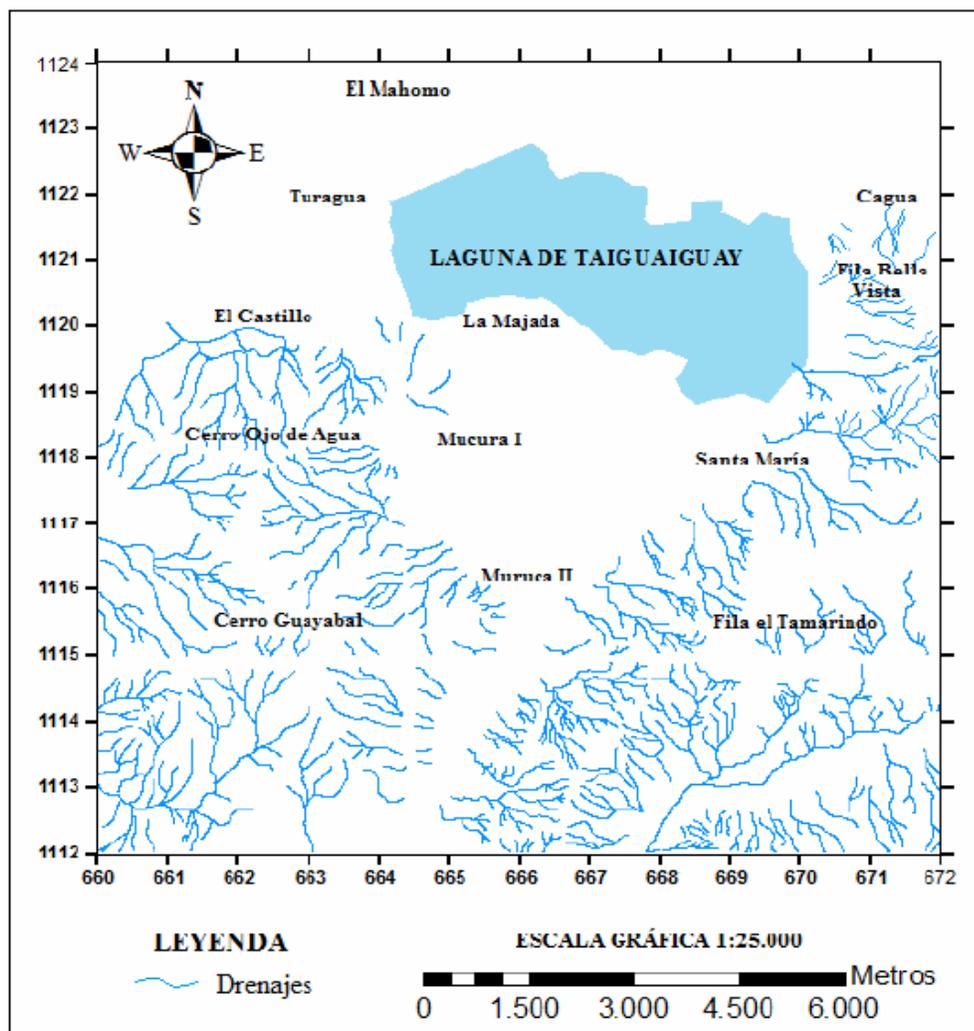


Figura 11. Patrón de drenajes de la zona (Biondo y Estévez, 2010)



Los principales afluentes que aportan agua a la cuenca de la laguna de Taigüaigüay son el río Turmero, el río Aragua, el río Las Minas, Caño De Aparo y la quebrada Tamborón. A continuación se describirá cada uno de ellos.

El río Turmero está ubicado al noreste de la cuenca del Lago de Valencia, tiene una longitud aproximada de 41 km, drenando un área de unos 360 km², logrando un caudal elevado que alimenta el embalse de Taigüaigüay. Se origina por los aportes de los ríos Guayabita y Paya al norte de la ciudad de Turmero, siendo su principal afluente el río Guayabita. En el sector Polvorín, existe un sistema de captación para consumo doméstico, cuyas aguas son utilizadas con fines recreacionales y agrícolas (Molina, 2006).

El río Aragua se forma por la conjunción de la quebrada Macanillal y del río San Carlos, tiene una longitud de 58 km. Este río es el más largo y caudaloso de la cuenca, sus aguas son desviadas en el Dique La Curia, mediante un canal aductor para alimentar el embalse de Suata y en el Dique Aragua, donde se une al río Turmero. El río Aragua también funciona como aliviadero del embalse Taigüaigüay en época de lluvia, cuando se rebosa el canal de riego Los Flores (Molina, 2006).

Como fue señalado, el embalse Taigüaigüay se alimenta tanto del río Turmero como del río Aragua, a través del canal aductor Turmero-Aragua; por lo tanto, el uso principal de ellos es el riego. Cuando estos ríos se encuentran en temporada de lluvia, el excedente de ellos continúa por el cauce natural del río Aragua hasta el Lago de Valencia. En cambio, en la época de sequía, sólo las aguas servidas domesticas vertidas aguas abajo del dique son las que llegan al Lago de Valencia (Molina, 2006).

También están presentes drenajes de menor envergadura, sin embargo constituyen un importante aporte de agua a la Laguna de Taigüaigüay, los cuales son: al sur el Río Las Minas con una orientación N-S; al este, la quebrada El Burro con orientación este-oeste, la quebrada Tamborón con dirección N45°E y Caño de Aparo orientada N60°E; y al oeste, se encuentra el Río Largo con dirección este-oeste.



Hidrogeología

Alvarado (1989) estableció las regiones hidrogeológicas de Venezuela en cuatro grandes provincias, a saber: Andina-Vertiente Atlántica y del Caribe, Planicies Costeras, Orinoco o Llanos y Escudo Septentrional o de Guayana (Figura 12). Estas provincias hidrogeológicas fueron establecidas de acuerdo a factores como la importancia de las aguas subterráneas, los tipos y desarrollo de acuíferos, el flujo subterráneo, las fuentes de recarga, la porosidad y la permeabilidad de las rocas, y la calidad de las aguas (Alvarado, 1989).

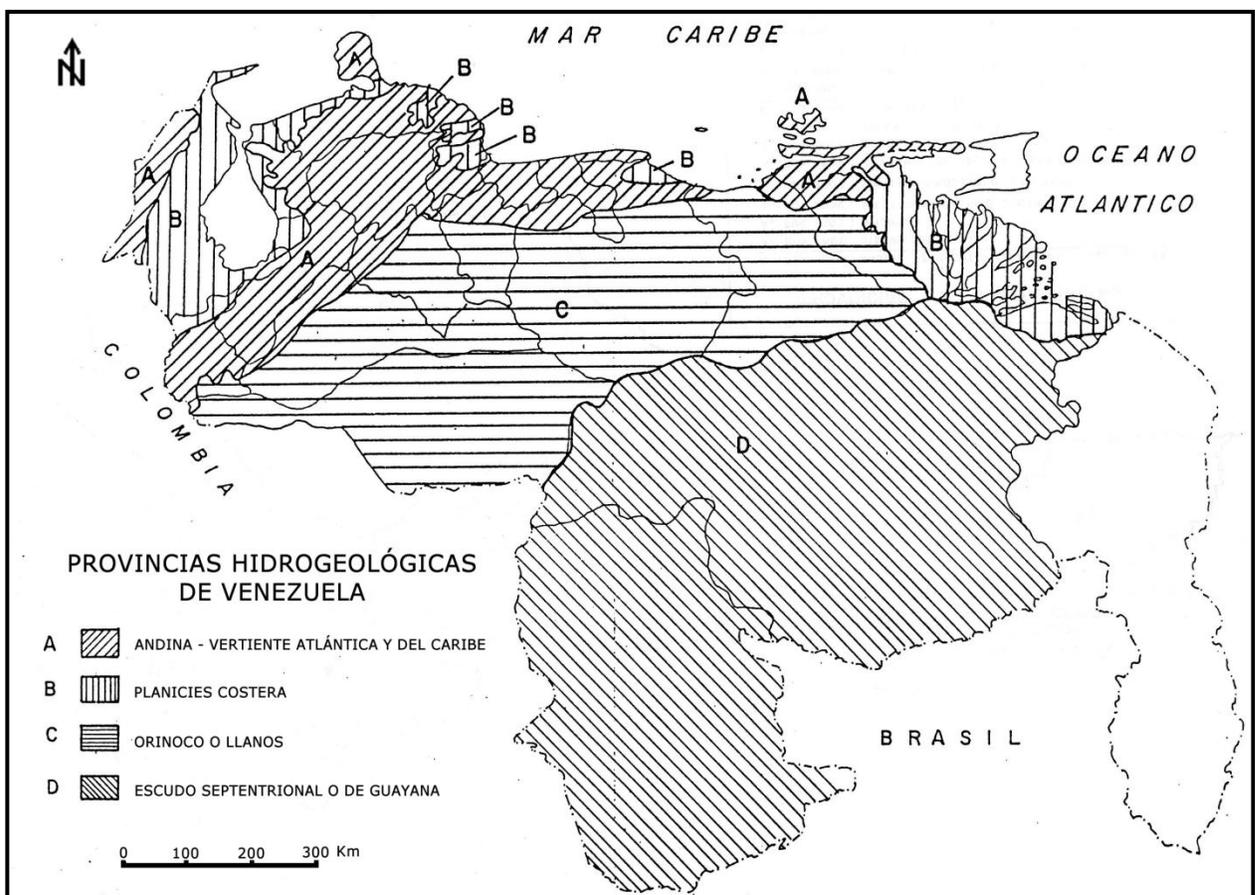


Figura 12. Provincias hidrogeológicas de Venezuela (Alvarado, 1989)



Por su parte, la zona de estudio pertenece a la Provincia Andina-Vertiente Atlántica y del Caribe, en el marco del Sistema Orogénico Central que incluye la cuenca del Lago de Valencia y la sub-cuenca de Maracay (Figura 13). A su vez, en la cuenca del Lago de Valencia, la recarga principal de los acuíferos se lleva a cabo cerca de los márgenes del relleno fluvio-lacústre, mediante la infiltración de los cursos de agua provenientes de las cadenas montañosas, así como de la infiltración de las aguas de riego. Dicho relleno fluvio-lacústre contiene gravas y arenas con intercalaciones de arcillas. Las reservas hidrogeológicas son de $3.624 \times 10^6 \text{ m}^3$, comprendidas en una superficie de 1.114 km^2 y a profundidades de 30 a 100 m (Alvarado, 1983).

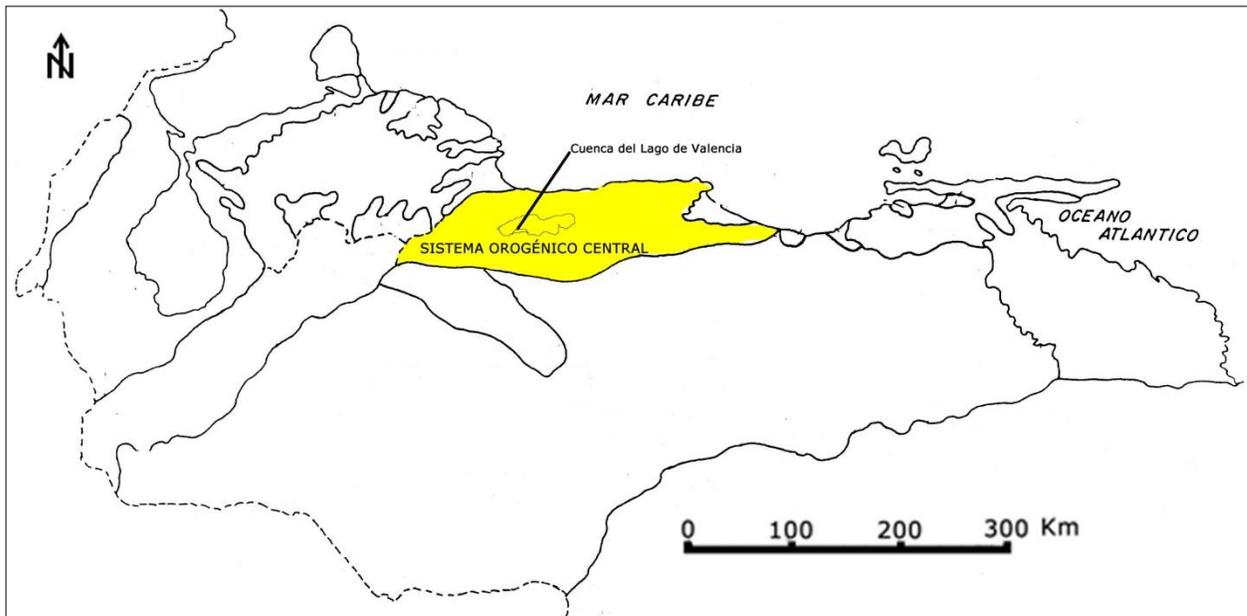


Figura 13. Sub-provincia del Sistema Orogénico Central y Cuenca del Lago de Valencia (Alvarado, 1989)

Alvarado (1989) identifica las aguas subterráneas en la Provincia Andina-Vertiente Atlántica y del Caribe como bicarbonatadas, cloruradas y sulfatadas; además de contener a los cationes correspondientes a las aguas cálcicas, magnésicas y sódicas.

En la cuenca del Lago de Valencia se ha producido una inversión del flujo subterráneo debido a la sobreexplotación de las aguas subterráneas, penetrando el agua del Lago de Valencia hacia el acuífero, generando su contaminación; asimismo, se presenta un flujo vertical de acuíferos profundos produciendo aguas no aptas para consumo humano, ni para el riego (Alvarado, 1989).



Biondo y Estévez (2010) determinaron una disminución de los niveles de agua en la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay, mediante la variación de la superficie piezométrica correspondiente a los años 1986 y 2010. Asimismo, determinaron que el agua subterránea fluye en sentido noroeste, en la misma dirección en la cual la permeabilidad aumenta. Dichos autores establecieron la existencia de dos tipos de acuíferos: uno de régimen libre ubicado al sur y otro de régimen semiconfinado ubicado al noroeste. Adicionalmente, calcularon que las reservas permanentes del acuífero son de 237.755.925 m³ de agua. Finalmente, señalan que el 57,14% de los pozos son aptos para el uso doméstico y el 42,86% pozos no son aptos para el consumo; adicionalmente, haciendo uso de los valores de conductividad, indican que los pozos son útiles para el riego por tener valores menores a 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

La litología de la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay está compuesta por capas permeables, semipermeables e impermeables. Hacia el noreste existe una mayor cantidad de material fino de tamaño de granos arcilla, indicando una zona impermeable en el sector de Cagua; mientras que al noroeste en los sectores de El Castillo y Turagua se presentan sedimentos gruesos de tamaño de granos arena en forma granodecreciente de base a tope y grava que evidencian una mayor permeabilidad (Biondo y Estévez, 2010).

Relieve

La cuenca de la Laguna de Taigüaigüay está ubicada en el sistema montañoso de la Cordillera del Caribe, ocupando dos tipos de paisajes, a saber: uno de piedemonte, cuyas altitudes oscilan entre los 450 y 480 m, ubicándose al norte de la laguna, en Turagua y El Mahomo, así como en la zona sur en los sectores de La Majada, Mucura I y Mucura II; y el segundo es de tipo montañoso, ocupando el sureste y suroeste de la zona, correspondientes a la fila Tamarindo (782 m), cerro Guayabal (924 m), cerro Ojo de Agua (805 m) y fila Bella Vista (640 m). En la figura 14 se muestran estas unidades de paisajes.

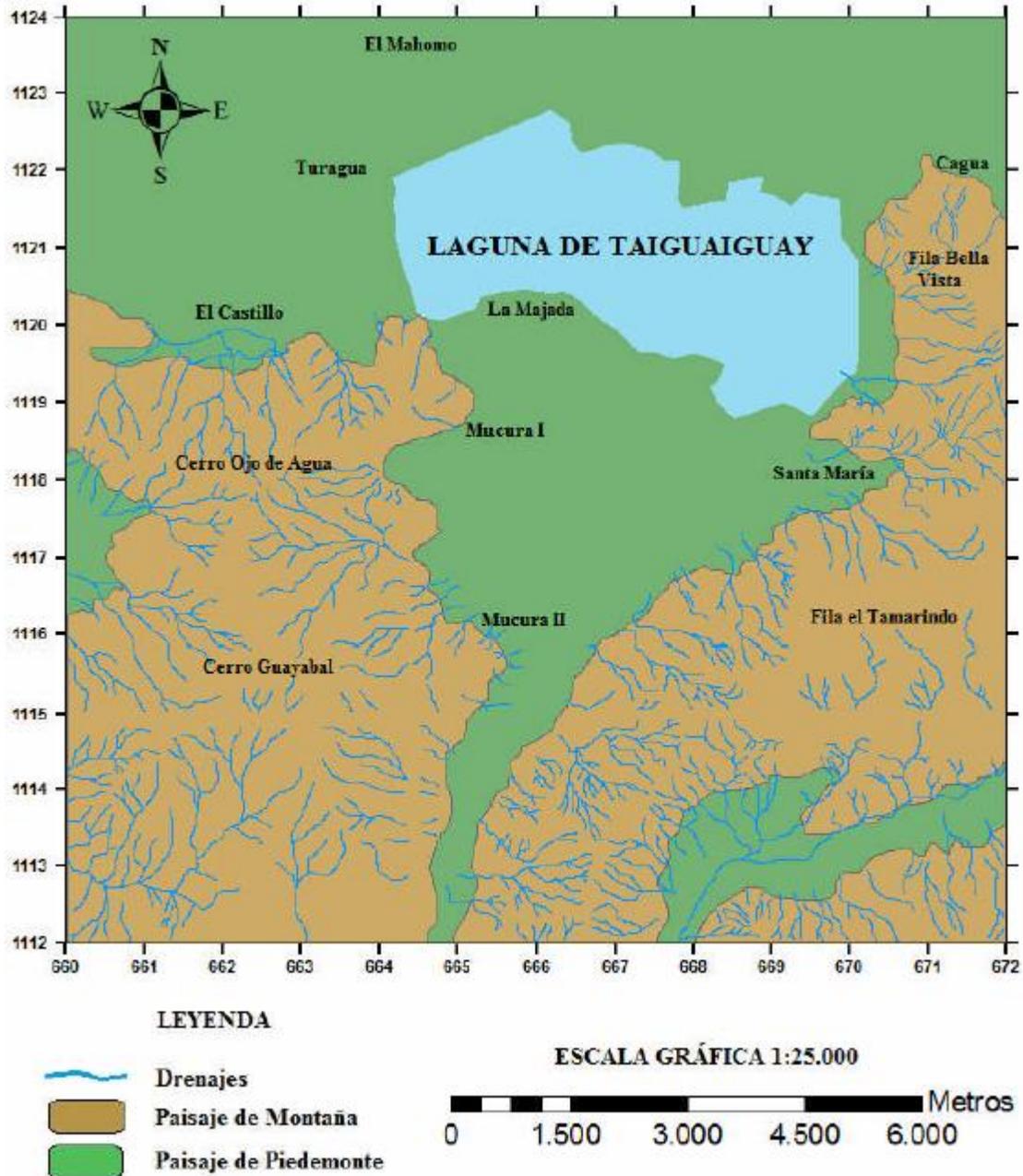


Figura 14. Mapa de unidades de paisaje (Biondo y Estévez, 2010)

Vegetación

La vegetación de la cuenca está determinada, en gran parte, por los cambios de humedad. Se desarrolla una gran extensión de bosques verdes a lo largo de las serranías y a menores altitudes, donde la humedad es más restringida, así como bosques semidecuidos, deciduos, además de



matorrales y espinares de sabana (MARN, 1983). A su vez, están presentes bosques secos premontanos, bosques secos tropicales, bosques muy secos tropicales y bosques montanos. En la zona de transición entre los bosques muy secos y el piso tropical, alrededor de la laguna, se presentan vegetaciones como árboles Camoruco, Bucare, Ceiba y Samán, o Cujies, Cardones e Indio Desnudo (Molina, 2006).

Suelos: En el bosque seco premontano se desarrollan suelos muy productivos. En la zona de transición entre los bosques muy secos y el piso tropical se presentan suelos fértiles. El área de la cuenca comprende tierras agropecuarias, residenciales e industriales, con áreas deforestadas para cultivos, ganadería, urbanizaciones, barrios y zonas industriales, ocupando el área de piedemonte de ambas serranías y la llanura y valles alrededor de la laguna (Molina, 2006).



ANTECEDENTES

Seguidamente son citados una serie de trabajos de investigación en el área de la hidrogeoquímica, tanto foráneos como nacionales, con el propósito de visualizar el estado actual de esta área del conocimiento; así como para dar soporte conceptual al presente estudio.

Internacionales

Al-Agha y El-Nakhal (2004) identificaron las facies hidroquímicas presentes en Gaza Strip, Patestina, donde el agua subterránea es la única fuente de agua para el uso domestico, agrícola e industrial. Dichos autores indican que el exceso bombeo de agua ha ocasionado serios problemas en la cantidad y en la calidad del acuífero. Para cumplir con los objetivos propuestos, los investigadores captaron 200 muestras de aguas a la cual les determinaron las especies químicas Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Cl^- y NO_3^- . Los resultados obtenidos indican que las aguas subterráneas en el norte y al oeste se caracterizan por la facies de Ca-Mg-HCO_3^- ; mientras que al sureste presentan la facies de Na-Cl-SO_4^{2-} . Entre los factores que controlan esta distribución están la presencia de las dunas de arena, puesto que permiten una mayor infiltración del agua, así como la lluvia que propicia la recarga natural. Otros factores, pero en menor representación, son la intrusión del agua de mar y el exhaustivo bombeo.

Guo et al. (2006) realizaron un estudio de los procesos geoquímicos que controlan las elevadas concentraciones de F⁻ en las aguas subterráneas de la cuenca de Taiyuan, al norte de China. Para interpretar los resultados hidrogeoquímicos de las 58 muestras de aguas estudiadas, utilizaron un modelaje geoquímico inverso con PHREEQC, para calcular la transferencia de masa a lo largo del flujo del agua subterránea. Estos autores observaron concentraciones de F⁻ mayores de 6,20 mg/L, generalmente localizadas en las áreas de descarga, especialmente donde existen aguas subterráneas captadas a niveles poco profundos e inferiores a los 4 m. Los procesos responsables del incremento de los iones mayoritarios desde la zona de recarga hasta la zona de descarga son la hidrólisis de minerales silicatados, el intercambio cationico y la evaporación, así como la presencia de aguas subterráneas con altas concentraciones de HCO_3^- y Na^+ y la disolución de



minerales ricos en F. Igualmente, la alta concentración de F⁻ está relacionada a la presencia de aguas con una mayor alcalinidad, debido al intercambio que ocurre con el OH⁻ presente. Adicionalmente, la alta concentración de F⁻ puede ser consecuencia de la mezcla obtenida con el agua que se infiltra a través de los sistemas kársticos a lo largo de la montaña al oeste.

Ortega (2009) realizó un estudio de la presencia, distribución y origen de arsénico inorgánico total (iAs), fluoruro (F⁻) y otros elementos traza en el agua subterránea de la cuenca de la Independencia, en México. Este autor utilizó técnicas hidrogeológicas, hidrogeoquímicas e isotópicas para el estudio de muestras captadas en 246 pozos. Éstas fueron analizadas con las técnicas de espectroscopía con fuente de plasma inductivamente acoplado a masas (ICP-MS) y cromatografía iónica (IC). Ortega (2009) determinó las especies Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻, Ca²⁺, Na⁺, K⁺, Mg²⁺, As total, F⁻, Li⁺, Fe total, Cr total, Mn²⁺, Ba, Cu, Ni, Zn, Al, Cd, Rb, Pb, Cs, Sr, I, Br⁻ y sílice, obteniendo altas concentraciones de iAs en el intervalo de 0,025–0,12 mg/L y F⁻ oscilando entre 1,5–16 mg/L, asociadas a elevadas concentraciones de HCO₃⁻ y Na⁺, producto principalmente de la disolución de feldespato sódico. Mientras que el enriquecimiento en F⁻ se encuentra asociado a la disolución de fluorita, a elevadas concentración de Li⁺, Cl⁻, Cs, Br⁻, a la presencia de agua termal. Los isótopos estables, en 125 muestras, indican un origen meteórico local del agua subterránea con alturas variables de recarga.

Karmegam et al. (2010) realizaron la caracterización geoquímica de las aguas subterráneas de un acuífero costero poco profundo en Kalpakkam, en el sur de India. En este estudio se captaron 29 muestras de aguas subterráneas y se determinaron las especies químicas Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻ y HCO₃⁻. Las muestras estudiadas fueron clasificadas ateniendo a los parámetros SAR (sodium absorption ratio), RSC (residual sodium carbonate), TH (dureza), IBE (Index of Base Exchange), EC (conductividad eléctrica); así como a través de la identificación de facies mediante el Diagrama de Piper, esto a fin de identificar el posible uso de las mismas. La mayoría de las muestra analizadas con SAR, fueron agrupadas entre la categoría excelente y buena. Por su parte, el parámetro RSC permitió clasificar como buenas, no obstante que el porcentaje de sodio indicó que la mayoría de las muestras se clasificaron como no aptas para propósitos de riego.



Desde el punto de vista de la dureza de las aguas estudiadas, estas resultaron ser muy duras o moderadamente duras. Asimismo, según los valores de conductividad eléctrica, las muestras se clasificaron desde permisibles hasta buena. El tipo de agua predominante es la bicarbonatada cálcica y la composición química de estas aguas está controlada por el intercambio iónico, la recarga y la intrusión de agua marina.

Belkhiri (2011) realizó un estudio geoquímico de las aguas subterráneas en la planicie Ain Azel, en Argelia, a través de la captación de 54 muestras de 18 pozos. Determinó la concentración de las especies químicas Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} y Fe. Este autor identificó que las aguas subterráneas en la zona de recarga son de tipo bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas Ca^{2+} - Mg^{2+} - HCO_3^- ; por su parte, identificó la presencia de aguas bicarbonatadas y/o cloruradas magnésicas y/o cálcicas en las aguas de transición; y por último, las aguas de descarga son de tipo cloruradas y/o bicarbonatadas magnésicas y/o cálcicas. Belkhiri (2011) señala que la evolución hidrogeoquímica de la zona está controlada por la hidrólisis de evaporitas y la precipitación de carbonatos.

Nacionales

Dentro de los estudios que en el área de la hidrogeoquímica se han realizado a nivel nacional son citados los que a continuación se discuten.

Zambrano (1999) realizó la caracterización geoquímica de aguas subterráneas en la región noroeste del estado Táchira. Para ello, determinó la concentración de las especies químicas Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , HCO_3^- , SiO_2 , Fe, Al, Mn, Ba, Sr, Rb, Cu, Ni, Zn, B, Li y Pb, en pozos de bombeo de 34 muestras captadas. Sus resultados indican la presencia de aguas subterráneas de tipo bicarbonatadas cálcicas (Ca^{2+} - HCO_3^-) y bicarbonatadas sódicas (Na^+ - HCO_3^-). Los procesos que controlan la composición química de estas aguas son la disolución de minerales carbonatados, de aluminosilicatos hidratados y silíceos, así como del intercambio iónico y de las actividades antrópicas.



Martínez (2003) caracterizó geoquímicamente las aguas subterráneas de la cuenca del Lago de Valencia. Para ello, fueron medidos los parámetros pH y conductividad, y se determinó la concentración de las especies químicas Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , HCO_3^- , SiO_2 , F^- , Br^- , PO_4^{3-} , Fe , Sr , Rb , B , Mn , Li , Cu y Ba , en 26 muestras de agua subterránea, 1 muestra de manantial y 1 muestra del lago. Las técnicas utilizadas fueron la cromatografía iónica (CI), la espectrofotometría atómica con plasma inductivamente acoplado (ICP) y la titulación potenciométrica. Mediante el diagrama de Piper, Martínez (2003) determinó la presencia de aguas bicarbonatadas sódica ($\text{Na}^+ - \text{HCO}_3^-$), bicarbonatadas cálcica ($\text{Ca}^{2+} - \text{HCO}_3^-$) y sulfatadas sódica-cálcica ($\text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+} - \text{SO}_4^{2-}$). Asimismo, señaló que la composición química de estas aguas está controlada por la disolución de minerales calcáreos, el intercambio iónico, las actividades antrópicas y la inclusión y/o mezcla con las aguas del lago; clasificándolas como aguas potables con la excepción de las muestras localizadas en la planicie lacustrina en las cercanías del lago, que se consideran aguas destinadas a uso agropecuario.

Bolívar (2004) realizó una caracterización geoquímica de las aguas subterráneas de la región norcentral del valle de Caracas, a través de la captación de 24 muestras de aguas subterráneas y 3 muestras de manantial. Este autor midió los parámetros fisicoquímicos pH, conductividad y Eh; asimismo, determinó la concentración de las especies químicas Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- y HCO_3^- . Sus resultados indican la presencia de aguas subterráneas de tipo bicarbonatadas y/o sulfatadas cálcica ($\text{Ca}^{2+} - \text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-}$), bicarbonatadas y/o sulfatadas cálcica y/o sódica y/o magnésica ($\text{Ca}^{2+} - \text{Na}^+ - \text{Mg}^{2+} - \text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-}$), sulfatadas y/o bicarbonatadas cálcica y/o sódica ($\text{Ca}^{2+} - \text{Na}^+ - \text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-}$) y sulfatadas y/o cloruradas sódicas y/o cálcicas ($\text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+} - \text{HCO}_3^- - \text{Cl}^-$). Este autor señala que la composición química de estas aguas está controlada por los procesos de interacción agua-roca y tiempo de residencia del agua, aunado al efecto de las actividades antrópicas urbanas.

Montero (2006) realizó un estudio hidrogeoquímico de las aguas subterráneas de las regiones occidentales y sur-central de la cuenca del Lago de Maracaibo, a través de la captación de 153 muestras; simultáneamente durante las dos primeras campañas de muestreo, midió los parámetros fisicoquímicos pH y conductividad, mientras que en la tercera campaña incluyó la medida del Eh. Dicho autor determinó la concentración de las especies químicas Na^+ , K^+ , Ca^{2+} ,



Mg^{2+} , HCO_3^- , Cl^- , F^- , SO_4^{2-} , Li, B, Mn, Cu, Ni, Zn, Sr y Ba, así como los isótopos estables D y ^{18}O . Para facilitar la interpretación de los datos, utilizó el diagrama de Piper e identificó la presencia de aguas bicarbonatadas cálcicas ($Ca^{2+} - HCO_3^-$), bicarbonatadas sódicas ($Na^+ - HCO_3^-$), cloradas sódicas ($Na^+ - Cl^-$) y cloradas cálcicas ($Ca^{2+} - Cl^-$) en la región occidental; mientras que en la región sur-central, identificó la presencia de aguas bicarbonatadas cálcicas ($Ca^{2+} - HCO_3^-$), bicarbonatadas sódicas ($Na^+ - HCO_3^-$), bicarbonatadas potásicas ($K^+ - HCO_3^-$) y sulfatadas cálcicas ($Ca^{2+} - SO_4^{2-}$). Dicho autor determinó que la composición química de las facies hidrogeoquímicas están controladas por procesos como la mezcla de aguas meteóricas con aguas salinas o connatas, intercambio iónico, hidrólisis de silicatos y aluminosilicatos, disolución y precipitación de calcita, y óxido-reducción; así como de factores como el relieve, la litología, el clima, el tiempo de residencia y las actividades antrópicas. Montero (2006) indica que los valores promedio de Na^+ , Cl^- , conductividad y SDT son más altos en la región occidental que en la región sur-central, debido a la presencia de una mayor mineralización de las aguas en esa zona.

Faublack (2008) realizó un estudio hidrogeoquímico de las aguas subterráneas de los sectores Barbacoas y Cachamas en el estado Aragua y Guárico, respectivamente. Para ello, determinó la concentración de las especies químicas Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , SiO_2 , Fe, Rb, Li, Sr, Cu, Ni, Zn, B y Ba en 16 muestras de aguas subterráneas. Dicho autor determinó la presencia de aguas sulfatadas magnésicas ($Mg^{2+} - SO_4^{2-}$) en las aguas subterráneas correspondientes a la Formación Mesa; mientras que en la Formación Roblecito, se presentan como bicarbonatadas magnésicas ($Mg^{2+} - HCO_3^-$). Los procesos que controlan la composición química las aguas sulfatadas magnésicas ($Mg^{2+} - SO_4^{2-}$), son la interacción agua – roca que involucra la disolución de silicatos, aluminosilicatos y carbonatos, así como el intercambio iónico; sin embargo, las aguas bicarbonatadas magnésicas ($Mg^{2+} - HCO_3^-$) están controladas por el aporte atmosférico y por el intercambio iónico.

Oropeza (2009) evaluó hidrogeoquímicamente las aguas subterráneas de la cuenca de los Valles del Tuy en el sector de Charallave-Paracotos, estado Miranda, a través de la captación de 22 muestras de pozos y 3 muestras de aguas superficiales; simultáneamente durante el muestreo, midió los parámetros fisicoquímicos pH y conductividad, asimismo determinó la concentración de las especies químicas Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , HCO_3^- y SiO_2 . Las técnicas



utilizadas fueron la absorción y emisión atómica, la cromatografía iónica y la espectroscopía de absorción atómica UV-visible. Para facilitar la interpretación de los datos utilizó el diagrama de Piper, la distribución espacial, la variación de datos con las cajas gráficas y relaciones interelementales y el diagrama de Gibbs. Sus resultados indican la presencia de aguas tipo sulfatadas cálcicas y/o magnésicas (Ca^{2+} - Mg^{2+} - SO_4^{2-}) y bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas (Ca^{2+} - Mg^{2+} - HCO_3^-). Los procesos que controlan la composición química de estas aguas son la disolución e hidrólisis de minerales calcita y anhidritas, además de las actividades antrópicas.

Rodríguez (2009) realizó un estudio hidrogeoquímico en el sector oeste de la sub-cuenca del río Zuata; mientras que Urrutia (2009) evaluó la misma subcuenca, pero en el sector este. Rodríguez (2009) captó 15 muestras de aguas subterráneas y 25 muestras de aguas superficiales, midiendo simultáneamente los parámetros pH, la conductividad y Eh; asimismo, determinó las concentraciones de las especies químicas mayoritarias Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- y SiO_2 . Por su parte, Urrutia captó 15 muestras de aguas subterráneas en aljibes y pozos de bombeo, midiendo y determinando los mismos parámetros y especies químicas que Rodríguez (2009). Ambos autores calcularon la concentración teórica de HCO_3^- , a partir de los probables minerales presentes en la región de estudio. Tanto Rodríguez (2009) como Urrutia (2009), identificaron la presencia de tres tipos de agua, a saber: bicarbonatadas cálcicas (Ca^{2+} - HCO_3^-), bicarbonatadas sódicas (Na^+ - HCO_3^-) y sulfatadas cálcicas (Ca^{2+} - SO_4^{2-}). Estos autores concluyen que la composición química de las aguas subterráneas captadas en ambos sectores, está controlada por procesos de precipitación y disolución de sales evaporíticas, hidrólisis de aluminosilicatos e intercambio iónico. Por su parte, los principales procesos son el intercambio catiónico, la disolución de minerales carbonáticos, silicatos y aluminosilicatos.

Biondo y Esteves (2010) realizaron un estudio hidrogeológico de las reservas de agua subterránea de la cuenca de la Laguna Taigüaigüay, en el estado Aragua. Dicho trabajo fue planteado puesto que esta cuenca ha sido explotada de forma intensiva sin ninguna estrategia y/o plan de manejo. Elaboraron un corte geológico para establecer las zonas con mejor condición acuífera; asimismo realizaron el levantamiento geológico de las unidades litodémicas que limitan la cuenca, determinaron los parámetros hidráulicos del acuífero y la variación de la superficie



piezométrica a través del tiempo. Los resultados obtenidos por Biondo y Estévez (2010) les permitieron elaborar un mapa hidrogeológico de la zona con los principales cuerpos de agua y las líneas de flujo de las aguas subterráneas; igualmente establecieron la existencia de dos tipos de acuíferos: uno de régimen libre ubicado al sur y otro de régimen semiconfinado ubicado al noroeste. Estos autores determinaron que las líneas de flujo van en sentido noreste, siguiendo la dirección en la cual la permeabilidad aumenta, asimismo señalan que el agua subterránea ha tenido una disminución de los niveles de agua en los últimos 24 años; adicionalmente, calcularon que las reservas permanentes del acuífero son de 237.755.925 m³ de agua. Finalmente, obtuvieron que el 57,14% de los pozos son aptos para el uso domestico y el 42,86% pozos no son aptos para el consumo; adicionalmente, haciendo uso de los valores de conductividad, indican que los pozos son útiles para el riego por tener valores menores a 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$.



METODOLOGIA

La metodología de trabajo implementada en este estudio se dividió en tres fases, a saber: la etapa pre-campo, previa a la captación de muestras; la etapa de campo, que incluyó la toma de muestras y la medición de los parámetros fisicoquímicos in situ; y la etapa de post-campo, que involucró el análisis químico en el laboratorio, incluyendo la posterior realización del tratamiento de datos y la interpretación hidrogeoquímica, contemplando además, la aplicación del conjunto de herramientas usadas en esta área del conocimiento. La figura 15 muestra un esquema general de las diferentes fases de trabajo seguidas, para cumplir con los objetivos propuestos. Seguidamente son realizadas las descripciones de cada una de estas fases.

Etapa pre-campo

Esta fase consistió en la realización de la recopilación de información bibliográfica referente a las aguas subterráneas; así como a la geología de la zona, esto con el propósito de obtener conocimientos sobre las unidades litológicas presentes. Con esos conocimientos, se elaboró un plan de muestreo a partir de la información de los pozos suministrados por el Ministerio del Poder Popular para el Ambiente (Minam), especificando algunos datos como la ubicación de los pozos, la profundidad, la fecha en el cual fue construido, el diámetro que tiene según su perforación o su entubación, la actividad, temperatura, conductividad y/o la descripción litológica. Los pozos se seleccionaron atendiendo a si los mismos están activos, así como al acceso a ellos. Igualmente se procedió a la selección de las técnicas de muestreo más apropiadas, tomando en consideración las premisas de preservación y captación de muestras de aguas subterráneas.

De igual manera, en esta fase se realizó la preparación previa del material a utilizar. Para ello, en el laboratorio se lavaron los envases de polietileno de 1000 mL de capacidad de una manera establecida. La mitad de los envases, correspondientes a la recolección de muestras para la determinación de cationes, elementos traza y sílice disuelta, se lavaron inicialmente con HNO_3 al 10% (v/v) para evitar la adsorción de cationes y metales en las paredes del envase. Este tratamiento se realizó a temperatura ambiente por 24 horas (APHA, 1995). La otra mitad de los



envases, correspondientes a la recolección de muestra para la determinación de aniones y alcalinidad, se lavaron únicamente con abundante agua destilada y agua deionizada. Los procesos descritos se realizaron con el fin de evitar cualquier contaminación de las muestras por las impurezas presentes en los envases.

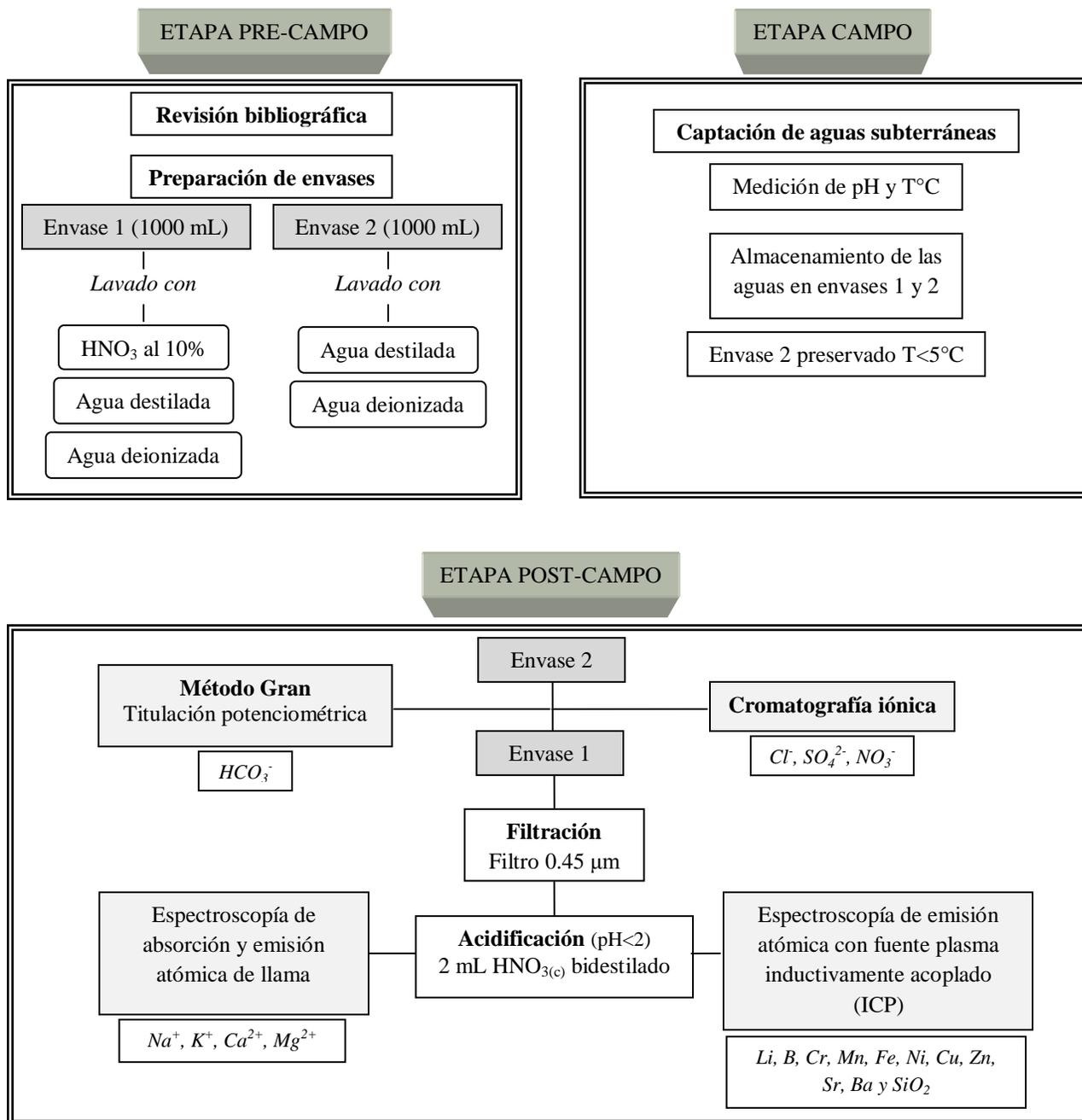


Figura 15. Diferentes etapas llevadas a cabo durante el estudio

Etapa de campo

La etapa de campo consistió en la toma de las muestras de agua subterránea en 18 pozos (Figura 16). Durante esta fase se midieron, in situ, los parámetros fisicoquímicos pH, temperatura y conductividad del agua; para ello, se utilizó una sonda multiparamétrica provista de electrodos específicos de pH y conductividad. Para la medición del pH, la sonda se calibró previo al proceso de muestreo con soluciones reguladores de 4,0 y 7,0 unidades de pH. Antes de tomar la muestra final, los envases de polietileno fueron curados con el agua de los puntos de muestreo. Para cada punto de muestreo se tomaron las muestras en dos envases de polietileno, uno de los envases correspondiente a los que se lavaron previamente con $\text{HNO}_{3(c)}$, agua destilada y deionizada, donde se almacenaron muestras para la determinación de los cationes, sílice disuelta y elementos traza, y el otro envase correspondiente a los que se lavaron únicamente con agua destilada y deionizada, que fueron usados para las muestras usadas para determinar los aniones. Las muestras recolectadas para la determinación de aniones y alcalinidad se preservaron a una temperatura no mayor a 5°C para evitar la descomposición del NO_3^- y la pérdida o ganancia de HCO_3^- (APHA, 1995).

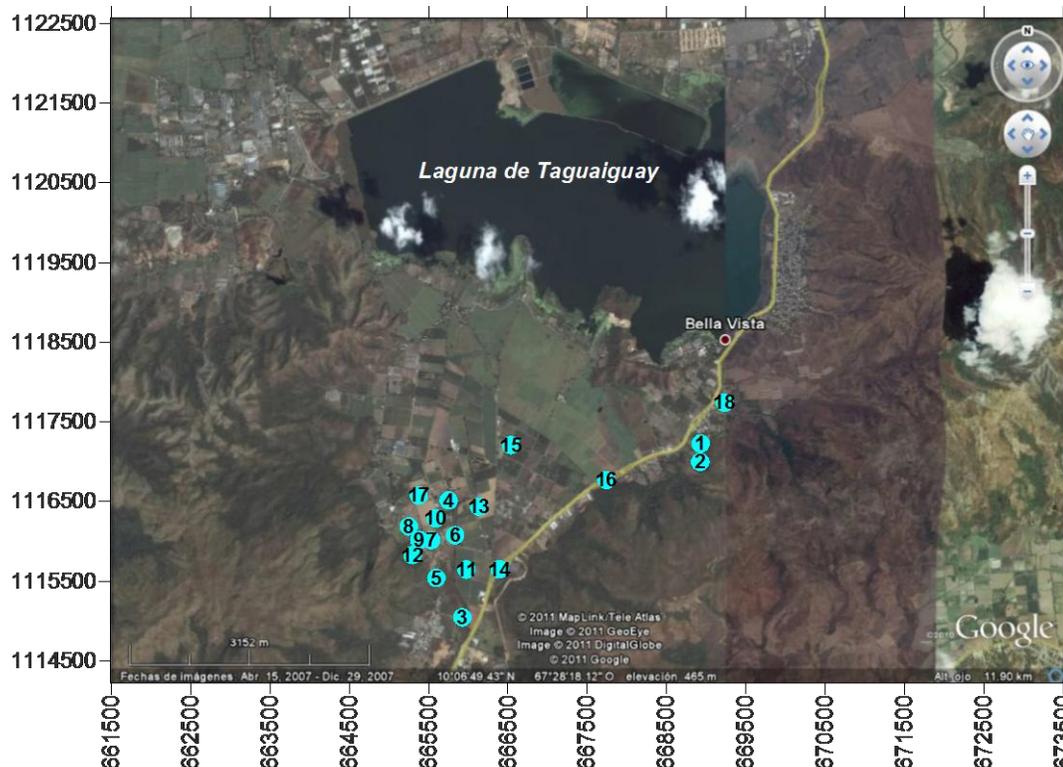


Figura 16. Mapa de ubicación de los puntos de muestreo en la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay



Etapa de laboratorio

Esta etapa metodológica consistió, inicialmente, en proceder con el proceso de filtración de las muestras de agua captadas en los envases que fueron lavados con $\text{HNO}_3(\text{c})$, para posteriormente realizar la determinación de los cationes, elementos traza y la sílice disuelta. El proceso de filtración se hizo empleando una membrana de filtro de $0,45 \mu\text{m}$, con el fin de eliminar los sólidos suspendidos presentes. Seguidamente, las muestras se acidificaron con 2 mL de HNO_3 concentrado (12M) bidestilado, de manera que el pH fuese inferior a 2, esto para evitar la adsorción de cationes y metales sobre las paredes de los envases.

Posteriormente, se procedió a realizar la determinación de la alcalinidad, aplicando el método de Gran (1952), a través de una titulación potenciométrica. Para ello, se tomaron alícuotas de 25 mL de muestra, la cual fue titulada con una solución previamente valorada de H_2SO_4 0,0193 N. La titulación fue realizada empleando una bureta automática de 50 mL y un potenciómetro provisto de un electrodo de pH, marca Orión, modelo 250 A.

El método de Gran (1952) permite determinar el punto final de la titulación con mayor exactitud que otros métodos tradicionales (Drever, 1988). Este método consiste en graficar el volumen del titulante contra la ecuación de Gran (1952) $(V+v) 10^{-\text{pH}}$, donde V es el volumen del titulante y v es el volumen de la muestra. De esta forma se obtiene una función, en la cual al realizar la extrapolación hasta valor cero de la función de Gran (1952), se obtiene el volumen del punto final de la titulación, lo que conceptualmente significa que en ese punto comienza un aumento en la concentración de los iones hidronios libres y que las especies alcalinas han pasado a su forma ácida (Drever, 1988). Las distintas gráficas obtenidas aplicando el método de Gran para las muestras de aguas estudiadas, se presentan en el Apéndice A.

Seguidamente, fue realizada la determinación de los cationes, elementos traza, sílice disuelta y aniones, siguiendo las técnicas y métodos indicados a continuación.

Para la determinación de los cationes mayoritarios Na^+ y K^+ , se utilizó la técnica de espectrometría de emisión atómica en llama; mientras que para el Ca^{2+} y el Mg^{2+} se empleó la



espectroscopía de absorción atómica de llama. En ambos casos se utilizó un espectrofotómetro de absorción atómica marca Perkin Elmer Precisely, modelo Analyst 200. Para la cuantificación de los cationes se aplicó el método de la curva de calibración; para ello, se prepararon patrones para poder construir la curva de calibración para conocer la concentración de los cationes en cada muestra. Las curvas de calibración elaboradas son presentadas en el Apéndice B.

Por otra parte, la determinación de los elementos traza y sílice disuelta se realizó mediante la técnica de espectrofotometría de emisión atómica con fuente de plasma inductivamente acoplado (ICP). Para esto, se prepararon patrones multielementales de los elementos de interés y se realizó una curva de calibración para cada elemento, las cuales son mostradas en el Apéndice B.

A su vez, la determinación de los aniones se realizó por medio de la técnica de cromatografía iónica, utilizando un cromatógrafo, marca Dionex modelo DX-100. Para calcular la concentración de los aniones, se construyó una curva de calibración con patrones de concentraciones conocidas. En el Apéndice B se presentan las curvas de calibración.



PRESENTACION Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

En esta sección son presentados y discutidos los resultados obtenidos para los parámetros fisicoquímicos pH, conductividad y temperatura, así como de la determinación de la concentración de las especies químicas de interés y los sólidos totales disueltos de las 18 muestras de agua subterránea captadas en la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay (Apéndice C). Para ello, inicialmente fue realizada la validación de los resultados, seguido del cálculo de la precisión de los análisis y los límites de detección. Posteriormente, los parámetros y las concentraciones de las especies son descritos y analizados con el apoyo de la interpretación de cajas gráficas y mapas de distribución espacial, elaborados con el programa Statistica 7 y el software Surfer 8.

Seguidamente, es mostrada la clasificación de las aguas a través del diagrama de Piper, procesado por el programa Rockworks 2005. Asimismo, fueron realizados diversos gráficos de correlaciones inter-elementales, diagramas de Gibbs y gráficos de los índice de saturación de diferentes especies minerales, calculados con el programa PHREEQC. Esto es realizado con el propósito de conocer los factores y procesos que influyen en la composición química de las aguas subterráneas.

Finalmente, la calidad química del agua es evaluada para conocer si son aptas para el consumo humano y para el riego, atendiendo a la normativa para la clasificación y control de la calidad de cuerpos de agua contenida en el Decreto N° 883 (Gaceta Oficial N° 5.021, 1995).



Validación de los resultados

La validación de los resultados fue realizada con el fin de visualizar si los datos obtenidos son confiables o no. Para cumplir con ello, se obtuvo el balance iónico y la relación entre la conductividad de campo y la teórica.

En ese sentido, el balance iónico fue calculado a partir de las concentraciones obtenidas para los cationes y los aniones (Apéndice D. Calculo 1), de esta manera se pudo calcular el error porcentual asociado a ello (Apéndice D). La figura 17 muestra que el error para todas las muestras es menor del 10%, lo que indica que los resultados son confiables desde el punto de vista geoquímico (Hem, 1985).

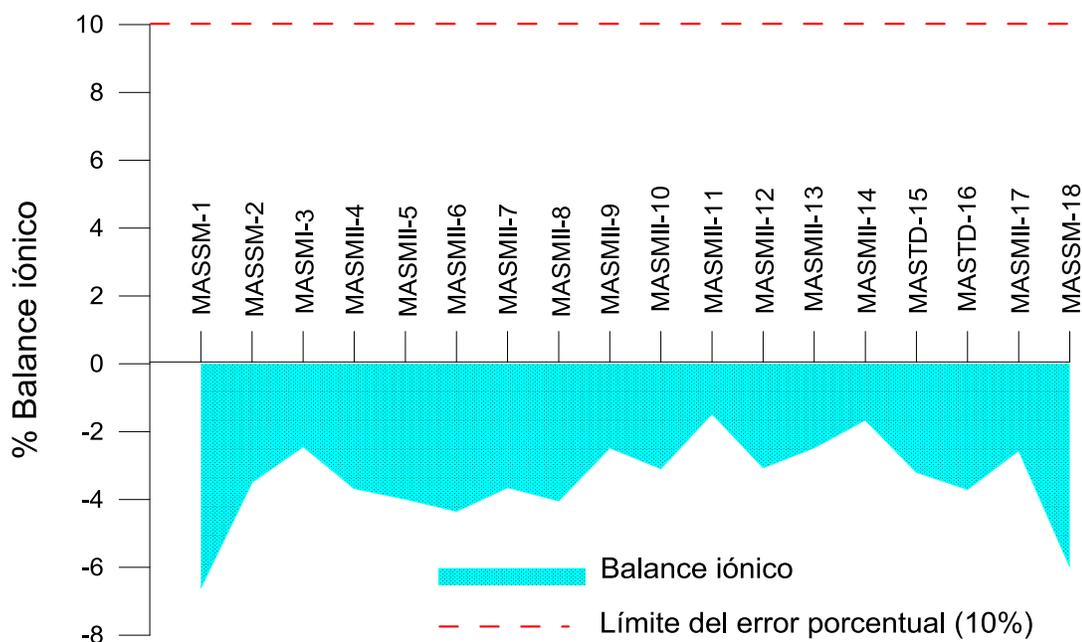


Figura 17. Error porcentual del balance iónico



De la misma manera, la figura 18 permite corroborar que los resultados obtenidos son de buena calidad, a través de la correlación lineal de la concentración en meq/L entre los cationes y los aniones, la cual es muy cercana a 1 ($R^2 = 0,986$). Nótese que la pendiente es prácticamente igual a 1, indicando esto que los aniones son relativamente iguales a los cationes, apuntando a que se cometieron pocos errores durante la determinación de estos iones. Esto permite realizar las interpretaciones sobre resultados verdaderos.

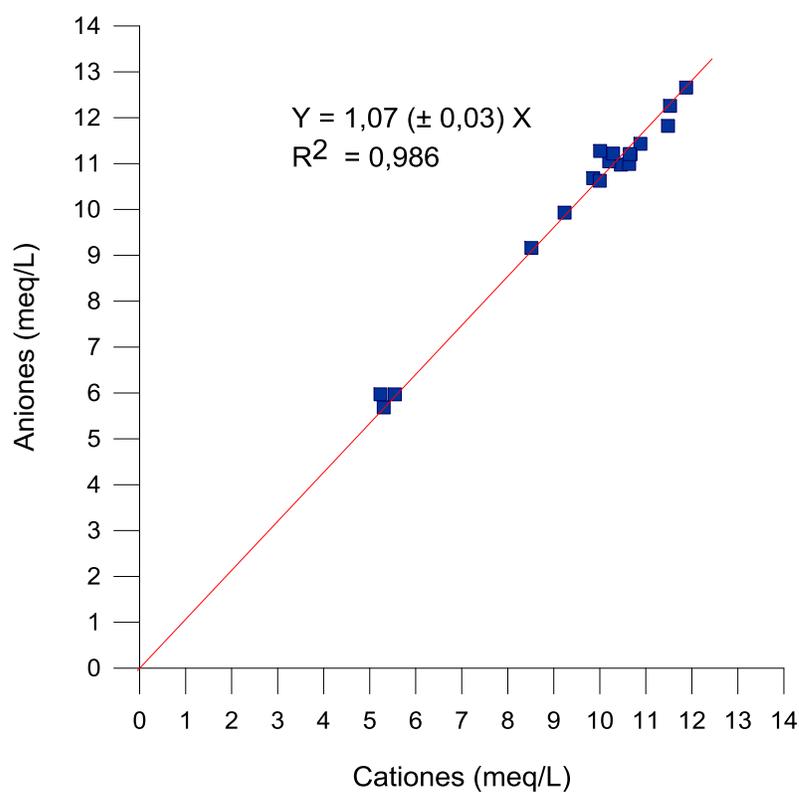


Figura 18. Relación entre cationes y aniones



Igualmente, se obtuvieron buenos resultados al comparar la conductividad teórica con la de campo. La conductividad teórica se obtiene mediante las contribuciones aditivas de los componentes iónicos y las conductividades equivalentes (Apéndice D.), calculando la sumatoria del producto del ión por su conductividad (Apéndice D. Cálculo 2). Con estos valores se pudo representar la correlación lineal presente entre las conductividades, la cual tiene un valor cercano a 1 ($R^2 = 0,986$) y con una pendiente positiva de 1,19 (Figura 19). En este sentido, se descartan errores asociados al equipo utilizado en campo e importantes errores de tipo analítico (Montero, 1996). Sin embargo, la pendiente es ligeramente mayor a 1 debido a que generalmente la conductividad de campo es sutilmente menor a la conductividad teórica por la respuesta lenta del electrodo al momento de la medición en campo.

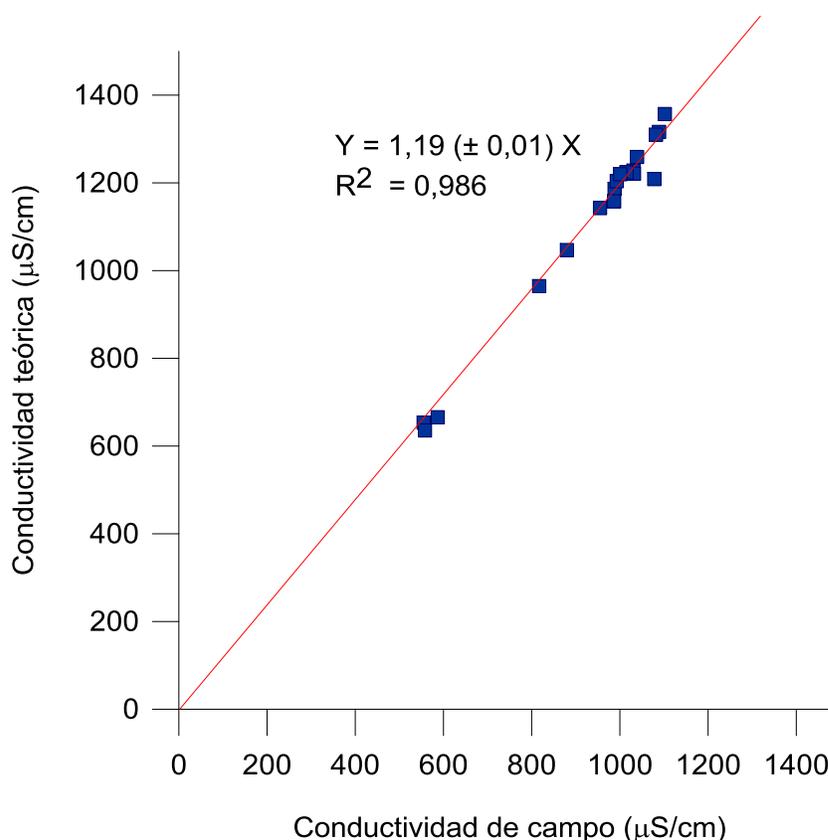


Figura 19. Relación entre la conductividad teórica y la de campo

Por otro lado, el límite de detección fue calculado para cada una de las especies químicas determinadas en el Apéndice D. Este parámetro fue calculado mediante la regresión lineal de las curvas de calibración de las medidas arrojadas en los análisis (Apéndice D) (Miller, 2002).



Hidrogeoquímica de las aguas

Luego de ser validados los resultados fueron utilizadas una serie de herramientas geoquímicas que apoyan a la discusión para poder inferir los procesos que influyen sobre la composición química de las aguas subterráneas captadas, las cuales se exponen a continuación.

Clasificación de las aguas

El diagrama de Piper fue generado con el propósito de identificar y clasificar el o los tipos de agua presentes en la zona de estudio. Este diagrama representa el total de las muestras captadas en la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay (Figura 20). De manera general, las muestras presentan una composición muy similar entre sí, con abundancia de HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y Cl^- . En este sentido, la clasificación de Piper (1953) permitió inferir la presencia de dos tipos de aguas, a saber: $\text{Ca}^{2+}\text{-Na}^+\text{-HCO}_3^-\text{-Cl}^-$, correspondientes a las muestras MASSM-2 y MASSM-18, y $\text{Ca}^{2+}\text{-Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-\text{-Cl}^-$, correspondientes a las muestras restantes (Piper, 1953).

Las unidades presentes en la zona de estudio están compuestas principalmente por rocas metamórficas. Urbani (1999) señala que estas corresponden a la Filita de Tucutunemo, Filita de Paracotos, Metalava de Los Naranjos y Complejo El Tinaco. De acuerdo al tipo de agua se infiere que la fuente de los iones Ca^{2+} y HCO_3^- pudiese ser debido a la interacción agua-roca producto de la disolución de la calcita contenida en los esquistos calcáreos, los mármoles y las calizas presentes en la Formación Tucutunemo o en los mármoles presentes en la Formación Paracotos. A su vez, el aporte del Ca^{2+} pudiese ser por la hidrólisis de minerales silicatados como las plagioclasas cálcicas, biotitas y anfíboles presentes en estas unidades. Asimismo, el aporte principal del Mg^{2+} pudiese estar relacionado a las rocas metavolcánicas pertenecientes principalmente a la Metalava de Los Naranjos. Finalmente, el Cl^- no es abundante en las rocas ni minerales, por lo que su fuente principal se debe a la infiltración del agua de lluvia; no obstante, puede estar asociado, en menor proporción, a la disolución de sales acumuladas en la superficie del suelo durante los eventos de sequía, que posteriormente durante la época de lluvia o por el riego, pueden ser disueltas e infiltradas hacia el subsuelo hasta alcanzar el acuífero.

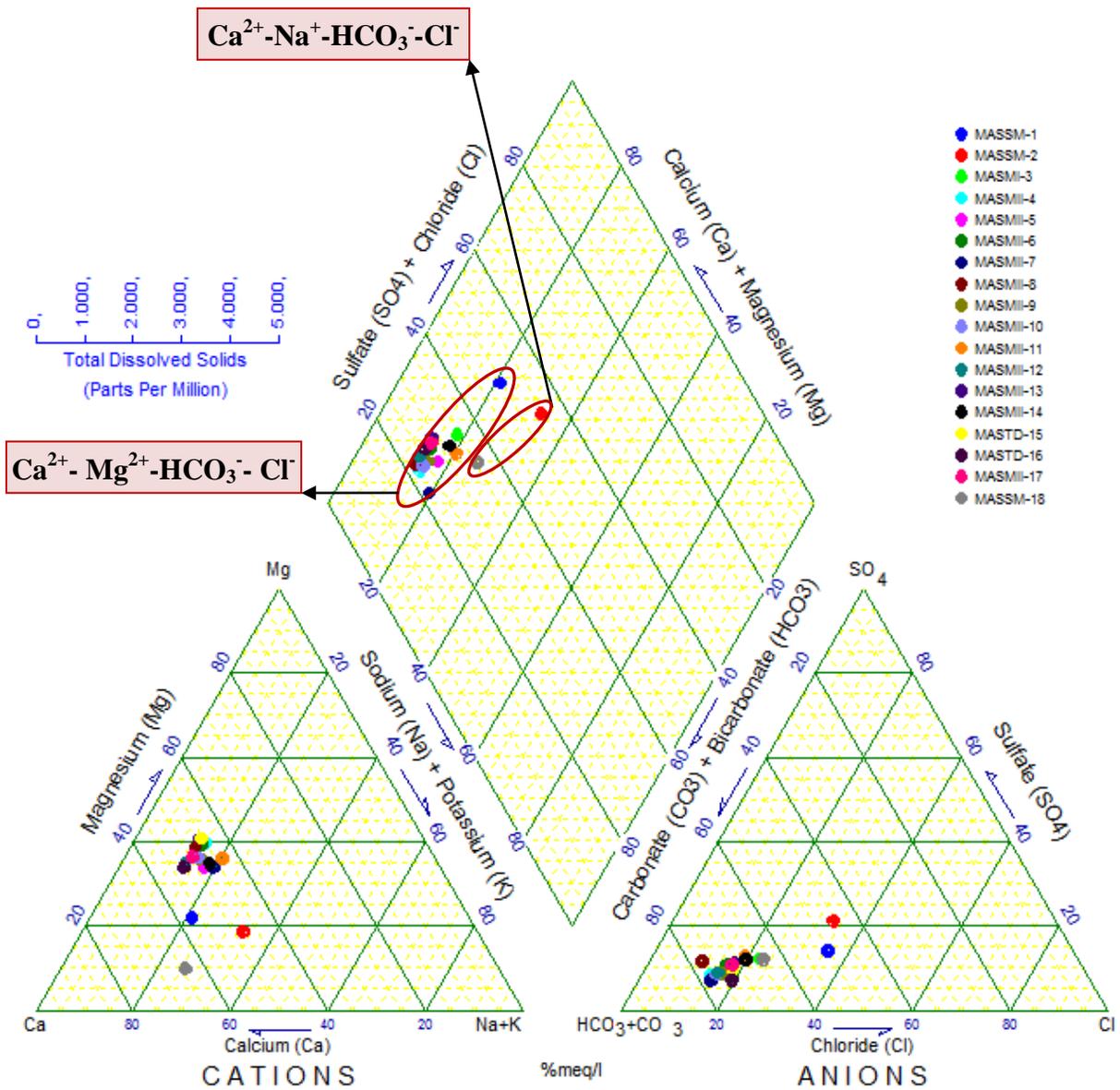


Figura 20. Diagrama de Piper para las aguas subterráneas de la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay



Variación de los parámetros fisicoquímicos, profundidad y SDT

Los parámetros medidos y las especies químicas determinadas fueron interpretados a través de cajas gráficas para poder determinar su comportamiento y variabilidad. Para ello, el programa Statistica arroja el cuartil inferior (25%) y superior (75%), así como el valor máximo y mínimo de la distribución, la mediana, los valores alejados de la distribución y los anómalos de los datos obtenidos para cada parámetro o especie analizada. Igualmente, fue aplicada la distribución espacial con el propósito de ubicar de manera visual las distribuciones geográficas de las concentraciones obtenidas para cada una de las especies estudiadas en la región.

En ese sentido, la figura 21 muestra los valores obtenidos para el pH, la conductividad de campo y la profundidad de los pozos.

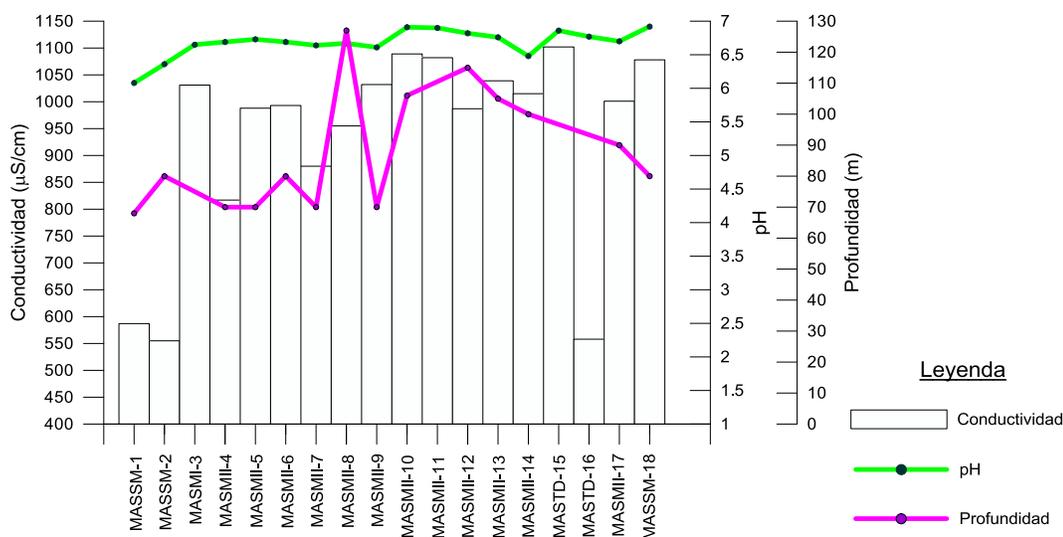


Figura 21. Gráfico de conductividad, pH y profundidad de los pozos

Es importante señalar que no se observa una relación estrecha entre la profundidad y los otros parámetros; no obstante, sí se presenta una relación entre el pH y la conductividad puesto que en la mayoría de los casos, a medida que el agua es más ácida los valores de las conductividades se hacen menores y a medida que las aguas cuyos valores de pH son más cercanos a la neutralidad, sus conductividades son mayores. Lo anterior mencionado se debe a que las aguas que presentan mayor acidez contienen una alta concentración de protones, esto debido a que probablemente se



trata de aguas que están siendo localmente recargadas, sin haber transcurrido el tiempo suficiente como para interactuar con el medio poroso, por lo que el pH debe estar asociado al equilibrio $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$; mientras que el aumento de pH junto a la conductividad apuntan a que estas aguas tienen mayor tiempo de residencia, conllevando a un aumento en la concentración de los iones en solución y por ende a la conductividad del agua (Drever, 1988).

pH

La caja gráfica (Figura 22) obtenida para el pH muestra que esta variable tiene una distribución normal, con asimetría positiva, lo que indica que estadísticamente las muestras de agua están dominadas por los valores mayores de pH, que se encuentran en el intervalo de 6,6 y 6,8, con una mediana 6,7. El valor de 6,4 correspondiente a la muestra MASSM-2 está alejado de la distribución, así como el de 6,1 que corresponde a la muestra MASSM-1 siendo un valor anómalo con respecto a la distribución.

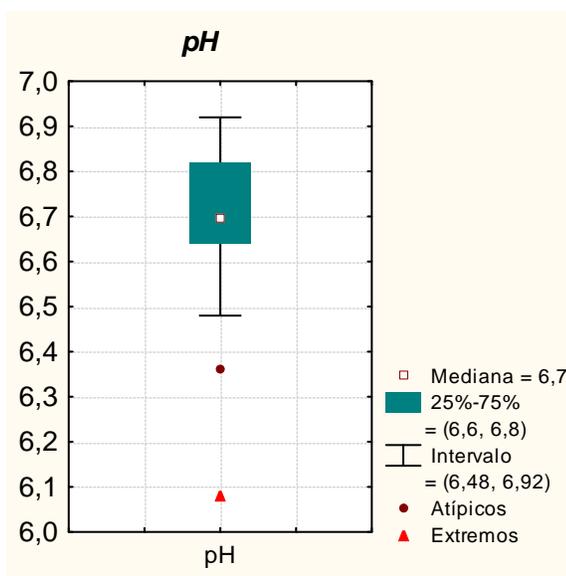


Figura 22. Caja gráfica obtenida para el pH



En el mapa de distribución espacial del pH mostrado en la figura 23, indica que las muestras alejadas de la distribución normal según la caja gráfica, están ubicadas en el sector este de la cuenca. Estos valores pudiesen asociarse a que espacialmente están ubicados al piedemonte de una pequeña colina, constituyéndose en un área de probable infiltración. Custodio y Llamas (1976) señalan que las aguas captadas en las áreas de recarga tienen bajos valores de pH y están controlados por el equilibrio $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.

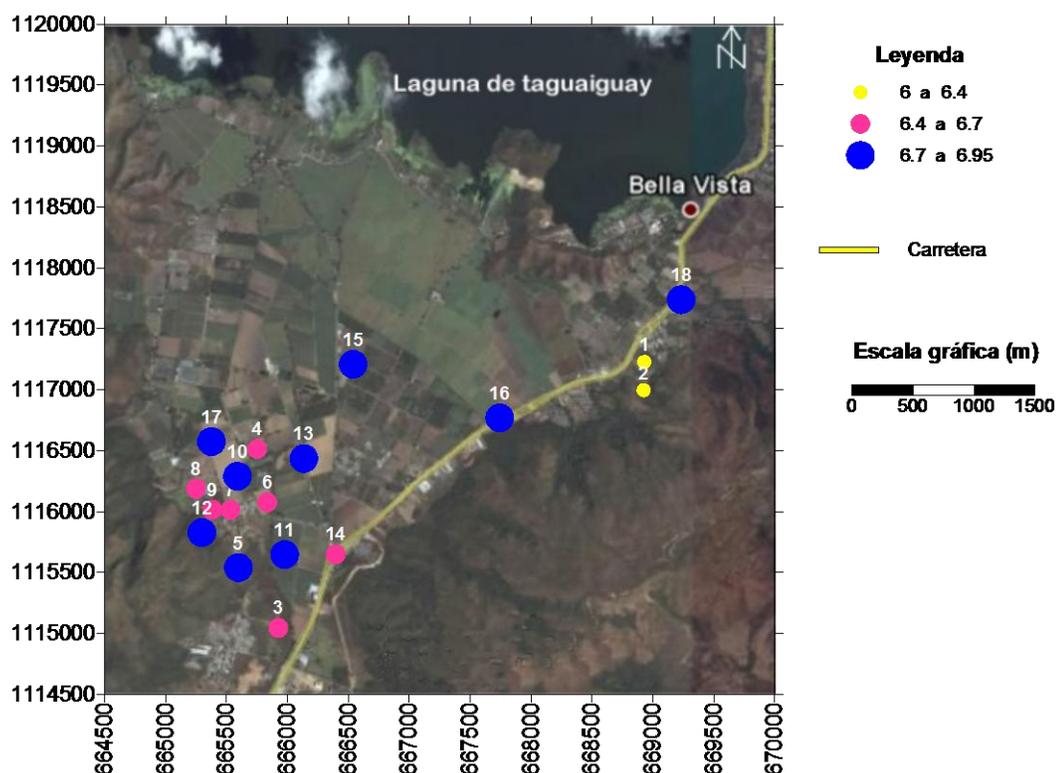
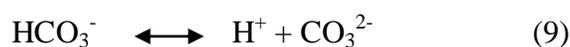


Figura 23. Distribución espacial del pH

En este sentido, uno de los factores que controla la acidez de las aguas, en los sistemas naturales, es el proceso de interacción de éstas con el CO_2 atmosférico. Estas reacciones son descritas mediante las ecuaciones 7, 8 y 9, mostradas a continuación:





De acuerdo a estas reacciones, el pH obtenido para las aguas subterráneas es ácido, indicando que la especie dominante es el HCO_3^- . Además, el H^+ desempeña un papel fundamental en la meteorización de las rocas, alterando los minerales contenidos en ellas, dando como resultado el aporte de iones en solución al agua, como el Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y K^+ (Nelson, 2002).

Los resultados obtenidos indican que en el sector oeste, las aguas subterráneas presentan altas concentraciones de HCO_3^- , sugiriendo que exista otro aporte de esta especie a parte del atmosférico, sin embargo, el pH de las aguas es ácido, por lo que se infiere que existe una fuente que ocasiona que estas aguas sean acidificadas. En este sentido, Kattan (2006) propone que la actividad antrópica puede ocasionar un descenso del pH, producto de la oxidación de la materia orgánica, aportando grandes concentraciones de H^+ y HCO_3^- . Por lo tanto, esto pudiese ocurrir, localmente, mediante las aguas servidas o bien, regionalmente, a causa del vertedero Los Tanques ubicado en el poblado de Villa de Cura, cercano a la zona de estudio, donde los lixiviados pudieron haber ingresado a las aguas superficiales aledañas al vertedero, como el Río Las Minas y ser infiltrado en el acuífero. La reacción de la materia orgánica con el agua se ejemplifica de la siguiente manera:



Conductividad

En cuanto a la conductividad, la caja gráfica (Figura 24) arroja una distribución normal con una asimetría negativa, presentando valores que están en el intervalo de 817 y 1102 $\mu\text{S}/\text{cm}$. No obstante, tres de las muestras se alejan de la distribución, correspondientes a las muestras rotuladas como MASSM-1, MASSM-2 y MASTD-16, con valores de 587, 555 y 558 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente.

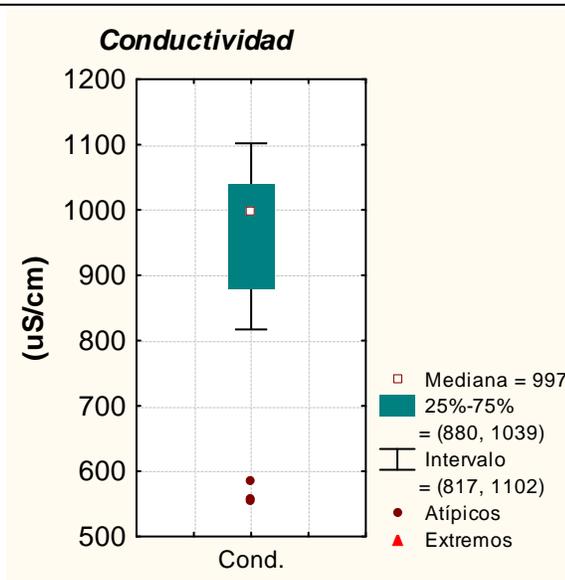


Figura 24. Caja gráfica obtenida para la conductividad

En la figura 25 puede observarse que los valores de menores conductividades están ubicados en las potenciales zonas de recarga para los flujos regionales y locales de la zona de estudio. El flujo regional de las aguas subterráneas se dirige en dirección noroeste; mientras que los flujos locales se identifican en los puntos MASSM-1, MASSM-2 y MASTD-16 ubicados al este de la zona de estudio (Biondo y Estévez, 2010). Por su parte, una vez ocurrido el proceso de recarga en el sector oeste, puede conllevar al incremento en la conductividad a medida que el flujo se aleja hacia la zona de descarga, permitiendo un mayor contacto entre el agua y el medio poroso y la subsecuente disolución de minerales presentes en el sustrato (Cravotta, 1986).

Las aguas transcurren por la Filita de Tucutunemo, Filita de Paracotos y la Metalava Los Naranjos. No obstante, la muestra MASSM-18, que se ubica en el sector este del área de estudio cuenta con una conductividad mucho mayor a sus muestras más cercanas, lo cual no se relaciona con la explicación antes mencionada. Este comportamiento, se pudiera ser consecuencia de un cambio litológico en esa zona, correspondiente al Complejo El Tinaco, el cual está constituido por la Metadiorita de la Guacamaya, los cuales condicionan la cantidad y tipo de iones disueltos en las aguas, conllevando a este cambio en la conductividad (CECPV, 2011). No obstante, no se descarta que este aumento se encuentre asociado con las actividades antrópicas de la zona.

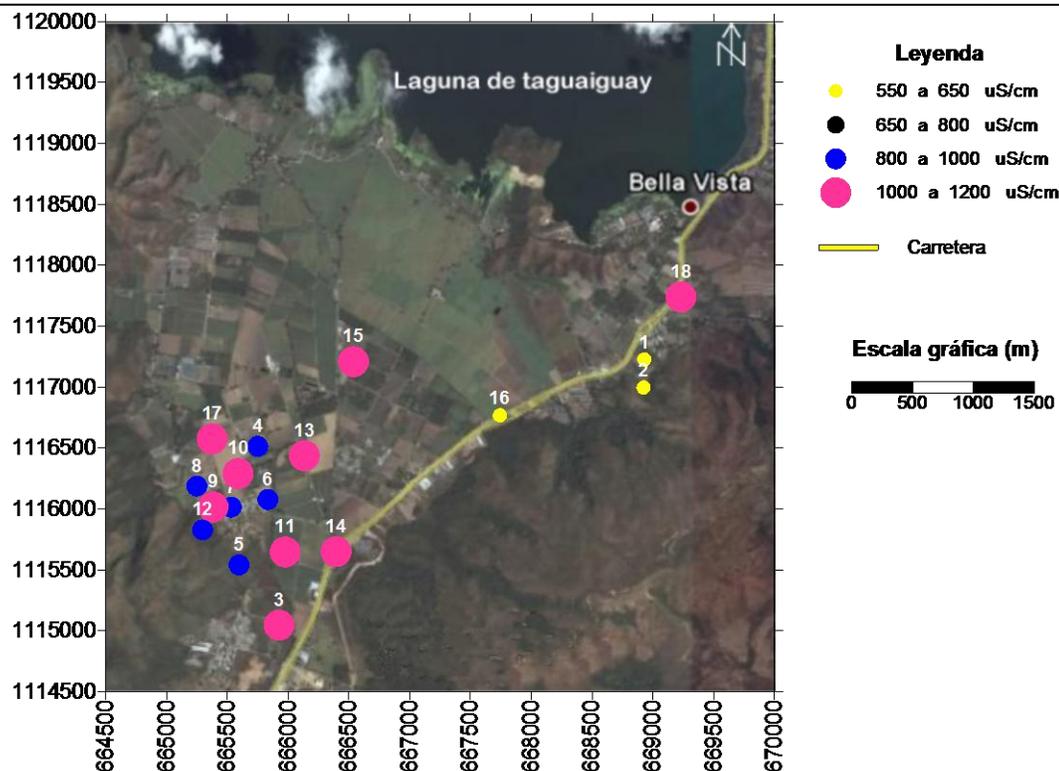


Figura 25. Distribución espacial para la conductividad ($\mu\text{S}/\text{cm}$)

Sólidos disueltos totales

La caja gráfica mostrada en la figura 26, construida para los sólidos disueltos totales (SDT), permite indicar que este parámetro tiene una mediana de 837 mg/L y valores que oscilan entre 417 y 957 mg/L, donde se observan además, valores extremos a la distribución, correspondientes a las muestras MASSM-1, MASSM-2, MASTD-16. Los valores de SDT de las muestras permiten clasificar las aguas captadas en aguas dulces debido a que sus concentraciones son inferiores a 1000 mg/L de SDT, según la clasificación de Hem (1985).

Espacialmente, la figura 27 muestra que los SDT guardan un comportamiento similar al de las conductividades, esto ocurre debido a que este parámetro depende de la concentración de iones en solución. Por lo tanto, los valores más bajos de SDT están ubicados en el sector este, debido a que fueron muestras captadas en el piedemonte de una pequeña colina, por lo que el agua no ha tenido suficiente interacción agua-roca como en el sector oeste. Igualmente, el valor elevado de la muestra MASSM-18 se debe al cambio litológico que presenta esa zona, presentando rocas más susceptibles a la meteorización, incrementando los sólidos disueltos totales en las aguas.

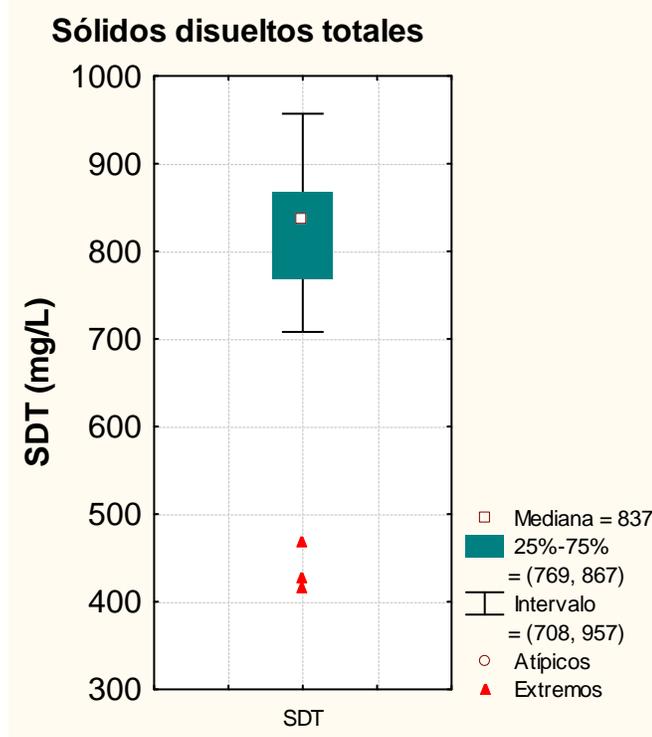


Figura 26. Caja gráfica obtenida para los sólidos disueltos totales (SDT)

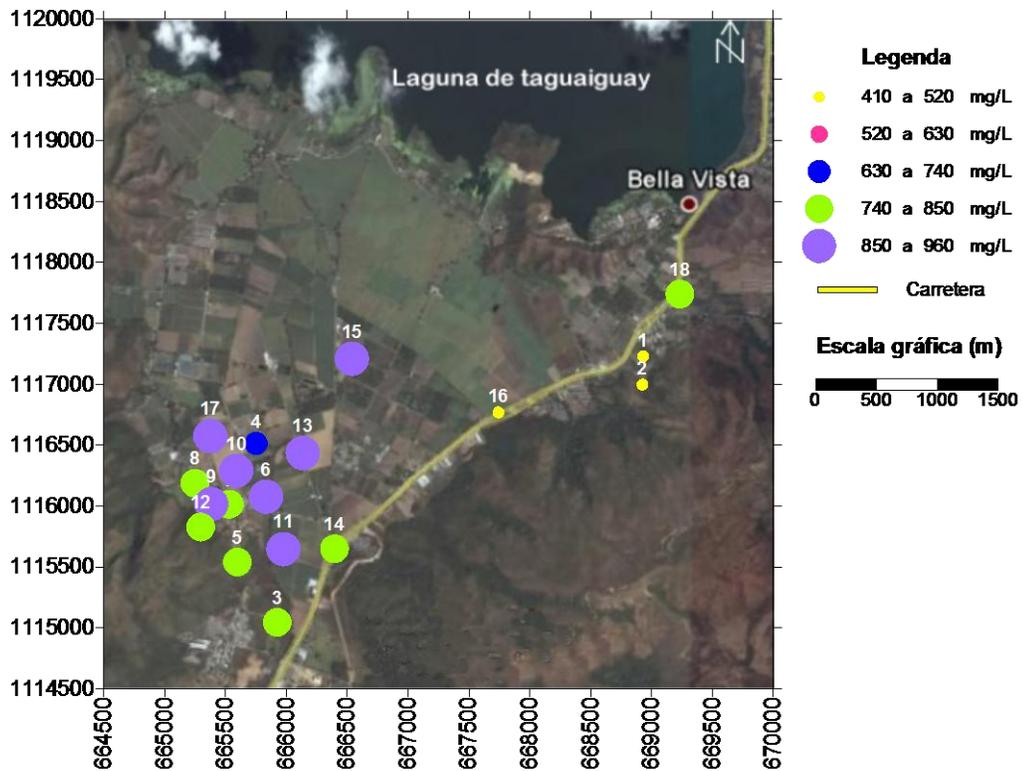


Figura 27. Distribución espacial para los sólidos disueltos totales (SDT) (mg/L)



Variación de la concentración de los cationes Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y K^+

En la figura 28 se muestra la variación en la concentración de los cationes en la zona de estudio. Nótese que en términos generales, la especie más abundante es el Ca^{2+} , seguido del Mg^{2+} , Na^+ y en menor proporción el K^+ .

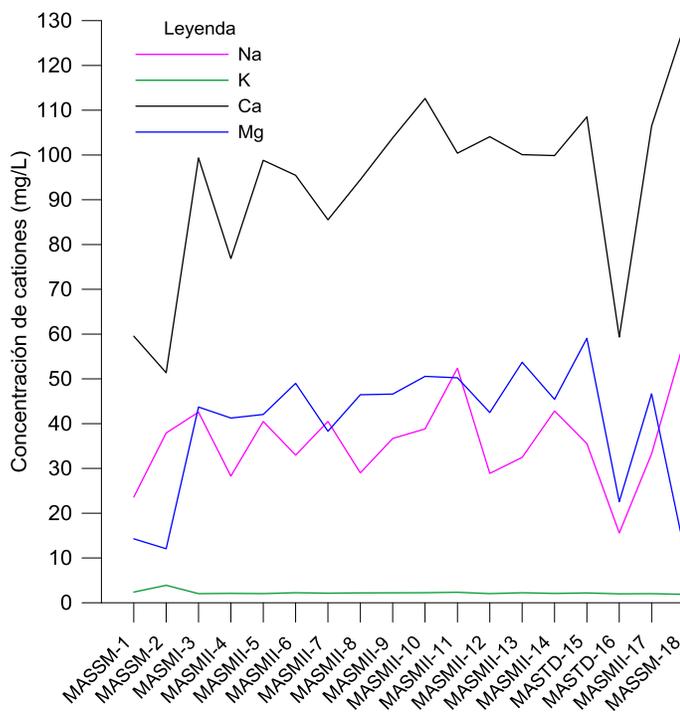


Figura 28. Representación gráfica de la concentración de los cationes Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y K^+ determinados en las aguas subterráneas de la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay.

Las cajas gráficas obtenidas para Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y K^+ indican una distribución normal para cada uno de estos cationes, además de una distribución simétrica para Na^+ y Mg^{2+} y asimétrica negativa para Ca^{2+} y K^+ (Figura 29).

Los valores de las concentraciones de Ca^{2+} están en un intervalo que va desde 59 a 129 mg/L, con una mediana de 100 mg/L; el valor 51 mg/L correspondiente a la muestra MASSM-2 forma parte de los valores más alejados de esta distribución.



En cuanto a la concentración del Na^+ , el valor mínimo de la distribución es de 16 mg/L y el máximo de 52 mg/L, con una mediana de 37 mg/L; en este caso la concentración más alejada de la distribución corresponde a la muestra MASSM-18 con 58 mg/L.

Para el Mg^{2+} , las concentraciones arrojadas van de 23 a 59 mg/L y la mediana calculada es de 45 mg/L; además los valores más alejados de esta distribución corresponden a las muestras MASSM-1, MASSM-2 y MASSM-18 con concentraciones de 12 y 14 mg/L.

Finalmente, el K^+ presenta concentraciones que varían entre 1,9 y 2,4 mg/L y la mediana es de 2,2 mg/L; para este caso se presenta un valor anómalo de 3,9 mg/L perteneciente a la muestra MASSM-2.

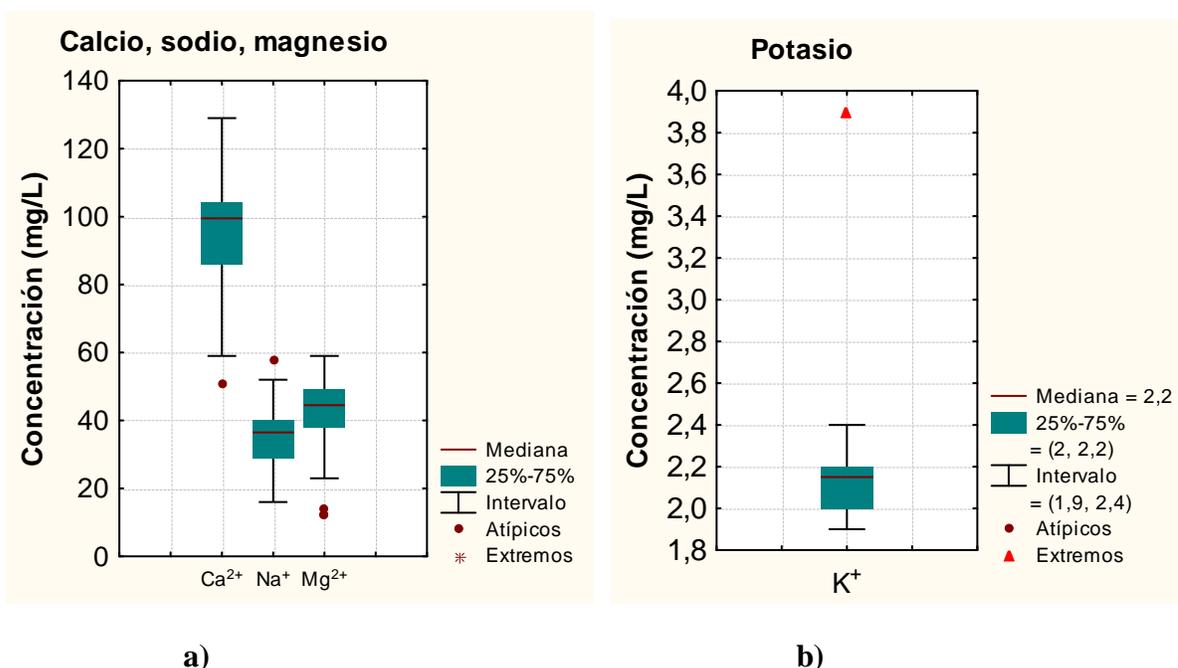


Figura 29. a) y b) Cajas gráficas de los cationes mayoritarios Na^+ , K^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+} .



El Na^+ y el K^+ pueden ser liberados principalmente por la meteorización de las rocas que contienen feldespatos y otros silicatos (Custodio y Llamas, 1976), o pudiesen provenir del intercambio catiónico a través de las arcillas (Porrás et al., 1985). Sin embargo, el aporte del K^+ es menor comparado al Na^+ , por presentar una mayor estabilidad mineral y una fuerte tendencia a ser reincorporado en los productos sólidos de meteorización (Porrás et al, 1985); por lo que, el valor anómalo de K^+ podría estar asociado al uso de fertilizantes durante las actividades agrícolas, propias de la zona estudiada.

El Ca^{2+} se origina por la disolución de minerales como calcita, yeso, anhidrita, anortita y otros silicatos cálcicos. Igualmente, su concentración puede estar controlada por el intercambio iónico entre el Ca^{2+} y otros cationes, fundamentalmente el Na^+ (Porrás et al., 1985). No obstante, en las aguas naturales, el Ca^{2+} es más abundante que el Mg^{2+} , debido a que aún cuando el Mg^{2+} es menos estable que el Ca^{2+} , hay una menor proporción de Mg en las rocas, por lo que existe una menor disponibilidad. En este sentido, el contenido de esta especie en las aguas subterráneas, proviene de la disolución de rocas carbonatadas como calizas magnesianas y dolomitas ricas en Mg; así como de la hidrólisis de silicatos magnésicos y ferromagnésicos ricos en Mg^{2+} . (Custodio y Llamas, 1976).

Seguidamente se discute la distribución de los cationes Na^+ , K^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+} a través de mapas generados.

Sodio

La distribución espacial de la concentración del Na^+ en los puntos de muestreo está reflejada en la figura 30. Las concentraciones más elevadas están ubicadas en el sector suroeste, probablemente a causa de la actividad antrópica realizada en la zona industrial ubicada hacia el poblado de Villa de Cura, ubicada en la zona sur de la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay.

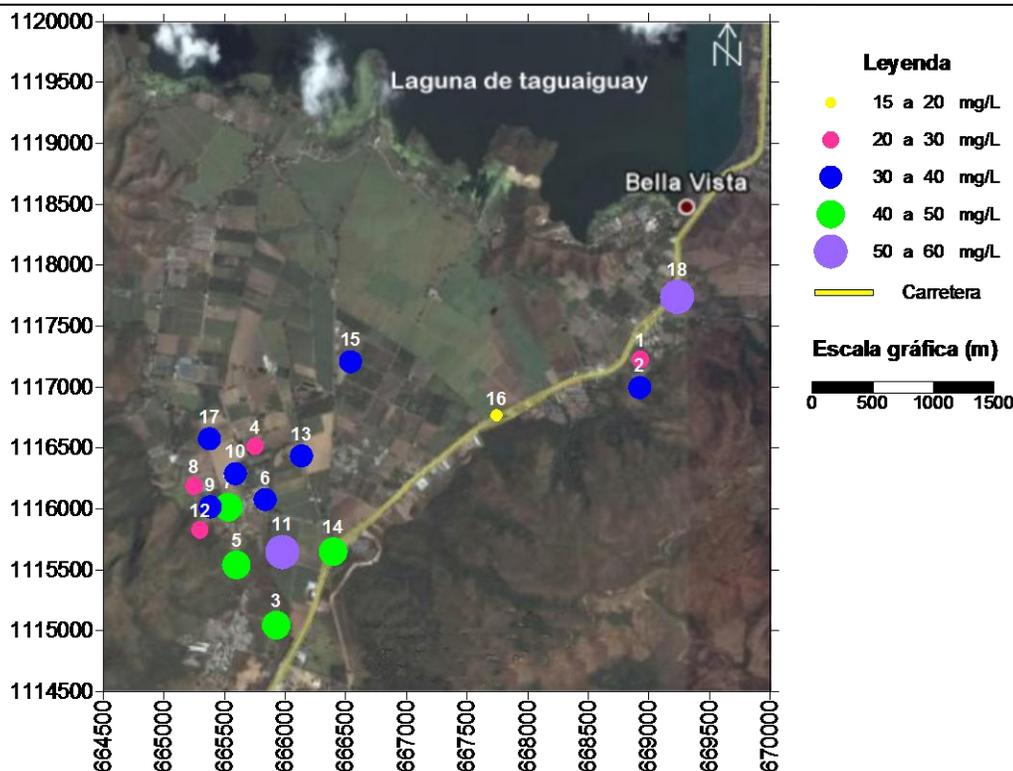


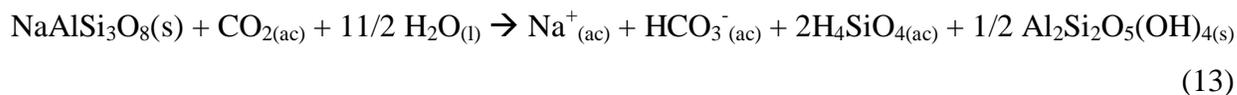
Figura 30. Distribución espacial para el sodio.

Martínez (2003) asocia la presencia del Na^+ en las aguas subterráneas de la cuenca del Lago de Valencia al intercambio iónico entre el agua percolante y las arcillas contenidas en los sedimentos de la planicie; así como a los esquistos, mármoles y gneis de la zona. El Na^+ se caracteriza por ser muy soluble, por dicha razón es difícil que precipite, más aún, es afectado fácilmente por el intercambio catiónico (Custodio y Llamas, 1976). Acorde a esto, las concentraciones de Na^+ obtenidas pueden estar asociadas a la interacción del agua con los sedimentos, a través del proceso de intercambio catiónico con las arcillas, en vista de que la zona contiene sedimentos Cuaternarios que conforman el relleno del aluvión. En ese sentido, Biondo y Estévez (2010) realizaron un corte geológico en el norte y oeste de la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay, concluyendo que los sedimentos son predominantemente de tamaño de grano arcilla, con intercalaciones de arena y gravas que constituyen los acuíferos potenciales de la zona.

Asimismo, el aporte del Na^+ puede provenir de la meteorización química de las rocas metamórficas que contiene la litología de la zona. De tal forma que los esquistos calcáreos de la



Formación Tucutunemo o las filitas correspondientes a las Formaciones Tucutunemo y Paracotos (González de Juana et al., 1980), contienen minerales con Na^+ en su estructura, como la albita, que sufren procesos de hidrólisis, liberando esta especie hacia las aguas subterráneas. La reacción química de dicho proceso se expone seguidamente:



La zona de estudio, presenta sus mayores valores de concentración en el suroeste, tendiendo a ser inferior hacia el noreste. Este comportamiento puede estar asociado a la actividad antrópica cercana al sector suroeste, donde se ubica la zona industrial hacia el poblado de Villa de Cura. En el sector este, las muestras tienen concentraciones bajas de Na^+ debido a que estos pozos están ubicados en el pie de monte, debido a que son aguas de reciente infiltración con bajo tiempo de residencia y por ende de características meteóricas.

A su vez, la muestra MASSM-18, captada en el sector este, tiene la mayor concentración de Na^+ , debido a que sus aguas transcurren en una litología diferente a las demás muestras de agua, en donde las plagioclasas sódicas de la Metadiorita de la Guacamaya, perteneciente al Complejo El Tinaco, aportan esa mayor concentración de dicha especie química.

Potasio

La distribución espacial de la concentración del K^+ en los puntos de muestreo, está reflejada en la figura 31. Las concentraciones no tienen una variación tan importante como para indicar diferencias entre sectores. Sin embargo, la MASSM-2 presenta la más elevada concentración de K^+ , quizás asociada al uso de fertilizantes compuestos por sales de sulfato de potasio, Custodio y Llamas (1976). En las aguas subterráneas de la cuenca del Lago de Valencia, Martínez (2003) indica que el K^+ proviene de las micas o de los feldespatos que se encuentran en los gneis que forman la litología de la zona.

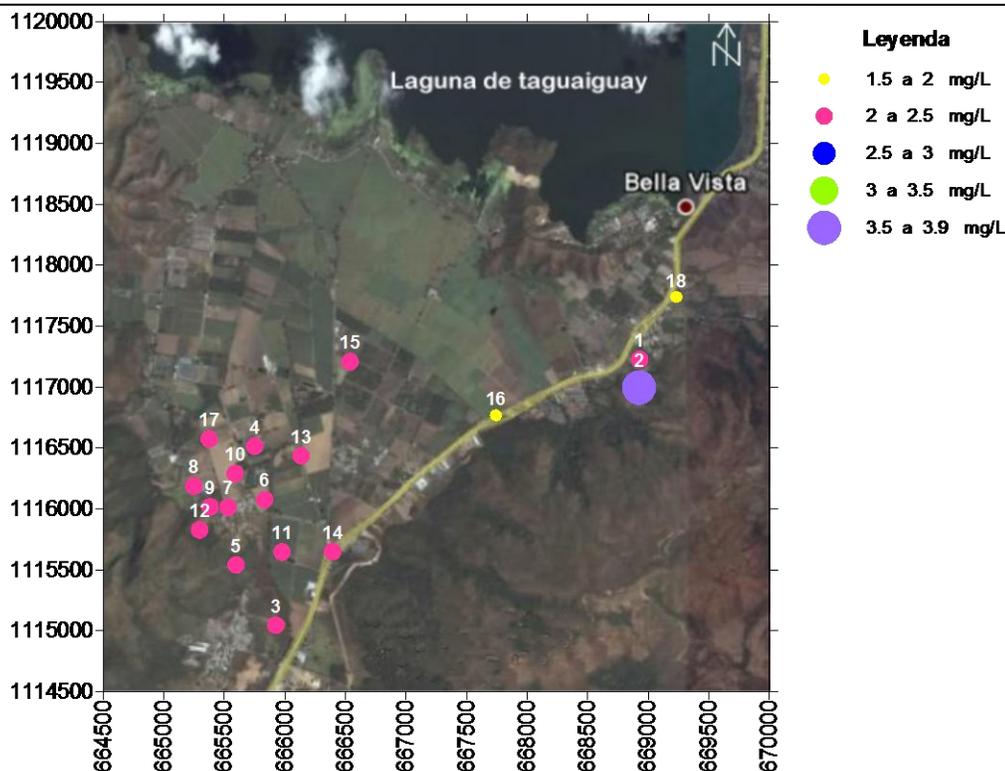
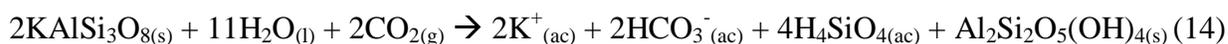


Figura 31. Distribución espacial para el potasio.

Asimismo, el K^+ en aguas naturales es generalmente el producto de la meteorización de minerales silicatados ricos en K^+ como la ortosa contenidos en las filitas de la Formación Tucutunemo y Paracotos que forman parte de la litología de la zona. Este proceso se ejemplifica por la siguiente reacción:



Igualmente puede estar asociado a las muscovitas, biotitas y anfíbol, minerales presentes en los esquistos de la Formación Tucutunemo. Además de esto, aunque en una pequeña proporción, otro aporte de este ion puede estar asociado a las aguas meteóricas.

Calcio

La distribución espacial de la concentración del Ca^{2+} en los puntos de muestreo está reflejada en la figura 32. Hacia el este de la zona estudiada, se identificaron los menores valores de concentración de esta especie, a excepción de la muestra MASSM-18 que tiene el valor más

elevado de todas las muestras, debido al cambio litológico. Las mayores concentraciones se encuentran en el sector oeste y hacia el centro de la planicie de la cuenca.

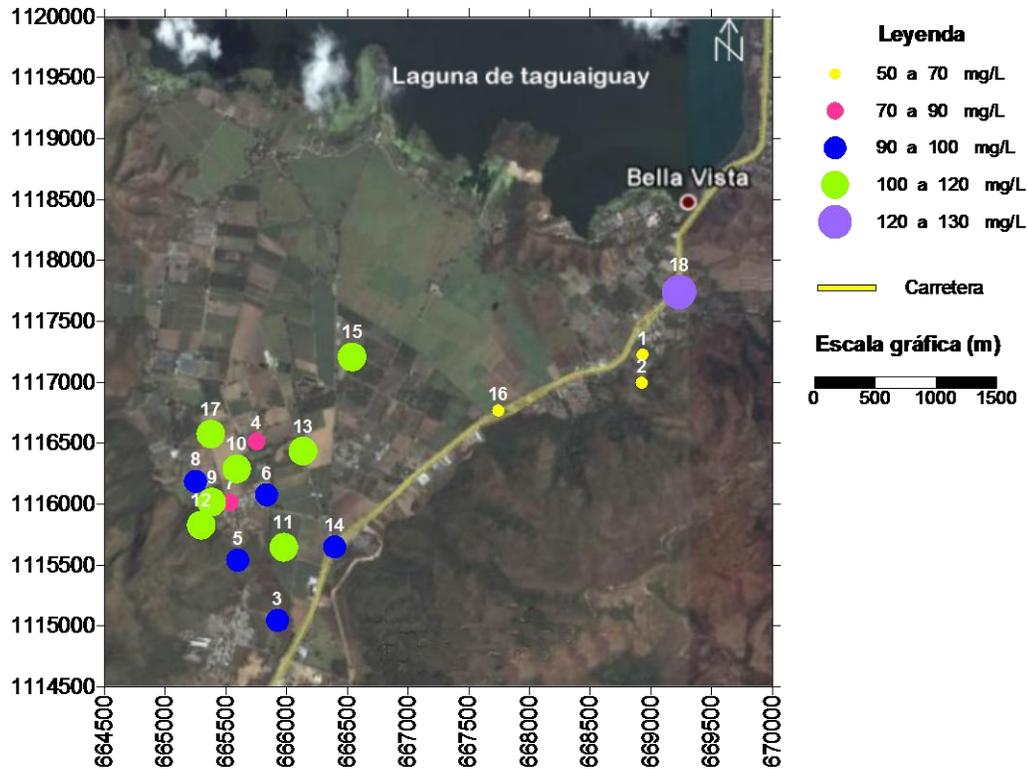
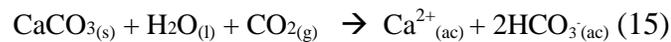


Figura 32. Distribución espacial para el calcio

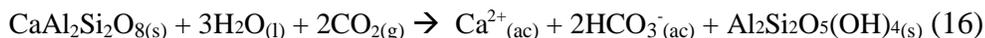
Cabe destacar que el Ca^{2+} es el catión con mayor concentración en la zona, probablemente asociado a la disolución de minerales carbonatados como la calcita, así como al yeso, o a minerales silicatados (Custodio y Llamas, 1976). En la zona están presentes rocas carbonáticas como el mármol, aportando esta especie al agua mediante la disolución de la calcita, reacción que se describe mediante la siguiente ecuación:



CECPV (2011) señala que en la zona de estudio predominan rocas metamórficas como filitas carbonáceas, esquistos calcáreos y metalavas. Los minerales ricos en Ca^{2+} que constituyen estas rocas son sus principales fuentes, tal como es el caso de los minerales reportados en la literatura como la plagioclasa cálcica, la augita y la calcita, entre otros. La reacción con plagioclasa cálcica



se ejemplifica a través de la siguiente reacción:



En este sentido, la hidrólisis de estos minerales permite explicar la presencia de las aguas tipo $\text{Ca}^{2+}\text{-HCO}_3^{-}$, clasificada en la zona de estudio. Esto permite señalar que la interacción agua-roca es uno de los principales procesos que influyen en la incorporación del Ca^{2+} a las aguas subterráneas.

No se debería descartar que otro aporte de Ca^{2+} pudiese ser debido a la disolución de yeso, pero de manera menos importante. En la literatura no se reporta el yeso como parte de la litología de la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay, no obstante Martínez (2003) indica que en la cuenca del Lago de Valencia gran parte del aporte de este ión se debe a la disolución de yeso.

Magnesio

La distribución espacial de la concentración del Mg^{2+} en los puntos de muestreo, está reflejada en la figura 33. Las concentraciones son menores en el sector este, en cambio en el sector oeste y hacia la planicie, se encuentran las mayores concentraciones, que generalmente van aumentando a medida que se alejan de la zona de recarga, debido al proceso de evolución geoquímica que permite el enriquecimiento de iones en solución, esto a medida que el agua fluye desde la zona de recarga hacia el área de descarga.

La distribución del Mg^{2+} es similar a la del Ca^{2+} como consecuencia del comportamiento geoquímico análogo de estos cationes. Sin embargo, la concentración de la muestra MASSM-18 presenta un comportamiento contrario, debido a que pudiera estar asociado a la presencia de minerales pobres en Mg^{2+} . En general, para la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay, la concentración de Mg^{2+} en las aguas subterráneas está asociada a la presencia de minerales carbonatados como la calcita y probablemente de silicatos magnésianos y ferromagnesianos (Custodio y Llamas, 1976). El CECPV (2011) indica que la Filita de Tucutunemo está constituida por metaconglomerados con cantos volcánicos y fragmentos de basalto en las calizas, lo cual pudiese aportar Mg^{2+} al agua. Asimismo, la Filita de Paracotos presenta metalavas con minerales ferromagnesianos, lo cual pudiese aportar igualmente Mg^{2+} al agua.

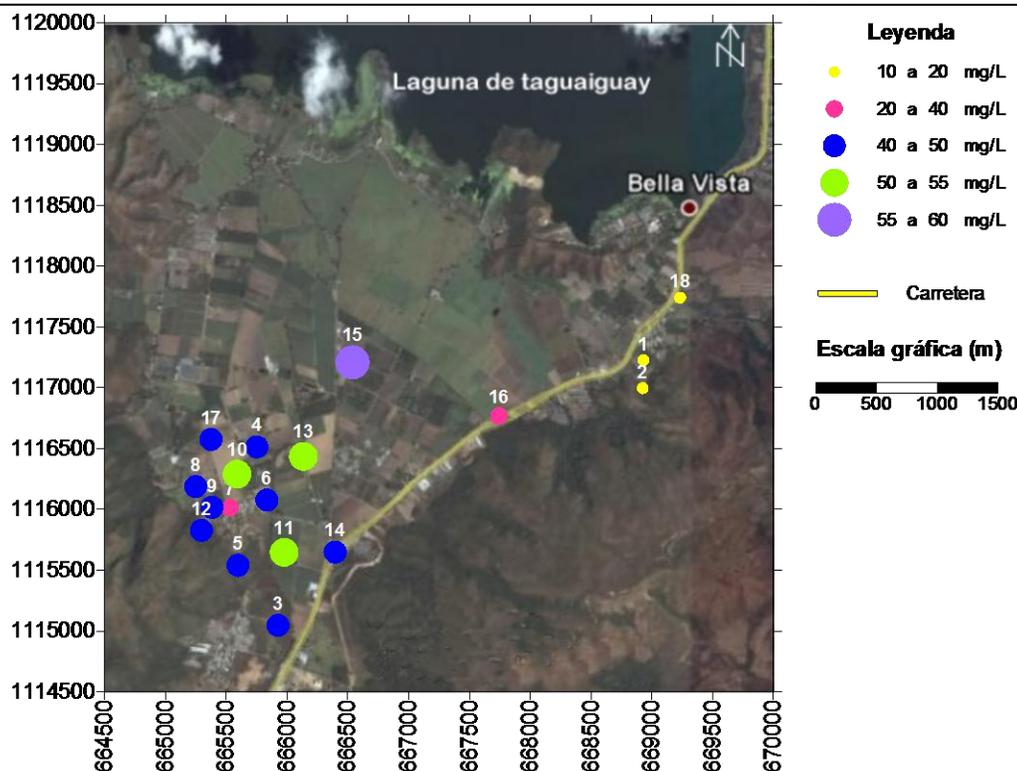


Figura 33. Distribución espacial para el magnesio

Variación de la concentración de la sílice disuelta

La caja gráfica obtenida para la sílice disuelta (SiO_2) indica una distribución no normal, con un sesgo hacia los valores bajos (Figura 34). Los valores de las concentraciones están en el intervalo de 39 y 51 mg/L con una mediana de 43 mg/L. Las muestras MASSM-1, MASSM-2 y MASSM-18 forman parte de los valores más alejados de esta distribución con concentraciones de 22 mg/L, 26 mg/L y 28 mg/L, respectivamente.

El origen fundamental del SiO_2 en las aguas subterráneas está asociado a la meteorización de silicatos y aluminosilicatos, así como en muy pequeñas cantidades a la disolución de cuarzo y sus formas alotrópicas (Custodio y Llamas, 1976). Debido a la relativamente baja solubilidad en agua de todos los compuestos silicatados, el intervalo de concentraciones de sílice disuelta más comúnmente observado en las aguas subterráneas es de 1 hasta 30 mg/L (Hem, 1985).

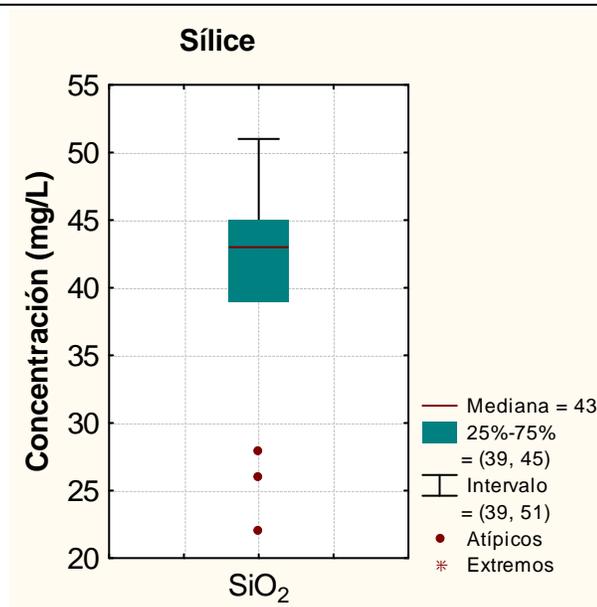


Figura 34. Cajas gráficas de la sílice disuelta (SiO₂)

Distribución de la sílice disuelta

En la figura 35 se observa la distribución espacial de la sílice disuelta (SiO₂), nótese que predominan los valores menores de concentración en el sector este, antes que en el oeste. Además, en este último sector, las concentraciones van aumentando a medida que se encuentra más lejos de la zona de recarga. Esta distribución está asociada al recorrido que ha tenido el flujo de agua subterránea en la zona, por ende a medida que el recorrido es mayor la concentración de sílice incrementa; es decir, a medida que aumenta el tiempo de residencia del agua en el acuífero como producto de su proceso evolutivo desde que se infiltró en el subsuelo, se incrementa la concentración de los sólidos disueltos. No obstante, no se descarta la presencia de minerales menos susceptibles a la meteorización geoquímica en la zona donde se obtuvieron los menores valores de concentración de SiO₂ (Custodio y Llamas, 1976).

Asimismo, los mayores valores podrían estar asociados a la presencia de especies minerales susceptibles a los procesos de meteorización química, que en atención a la geología reportada en la zona por González de Juana et al. (1980), está caracterizada por estar constituida por

feldespatos, plagioclasas y silicatos en general; en cambio el sector oeste pareciera estar dominando la disolución predominante de minerales carbonatados (Rajmohan y Elango, 2004).

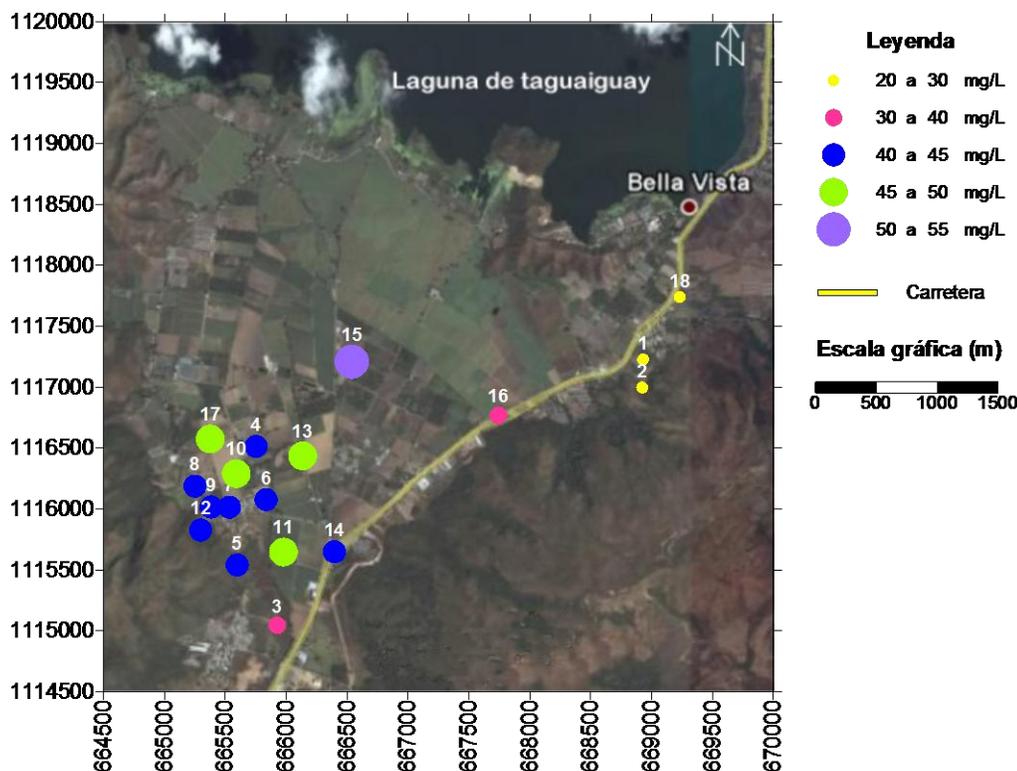


Figura 35. Distribución espacial para la sílice disuelta (SiO₂)

Variación de la concentración de los aniones mayoritarios HCO₃⁻, NO₃⁻, Cl⁻ y SO₄²⁻

La variación en la concentración de los aniones mayoritarios, en general, es observada en la figura 36. Obsérvese que estos iones se presentan siguiendo la siguiente secuencia HCO₃⁻ > NO₃⁻ > Cl⁻ > SO₄²⁻; dicha secuencia pareciera ser consecuencia del dominio de la interacción del agua con rocas carbonáticas, con el equilibrio CO₂-H₂O y con la actividad antrópica. Asimismo, la figura 37 presenta las cajas gráficas obtenidas para cada uno de los aniones indicados. En este sentido, la caja gráfica para el HCO₃⁻ presenta una distribución no normal, con un sesgo hacia los valores altos, así como una asimetría negativa. Los valores de concentración oscilan entre 368 y 456 mg/L, con una mediana de 435 mg/L. Obsérvese que los valores anómalos de la concentración de 534 y 513 mg/L están alejados de la distribución, estos corresponden a las



muestras MASTD-15 y MASMII-10, respectivamente; mientras que los valores de 262, 168 y 142 mg/L, considerados valores negativamente anómalos, se refieren a las muestras MASTD-16, MASSM-1 y MASSM-2, respectivamente.

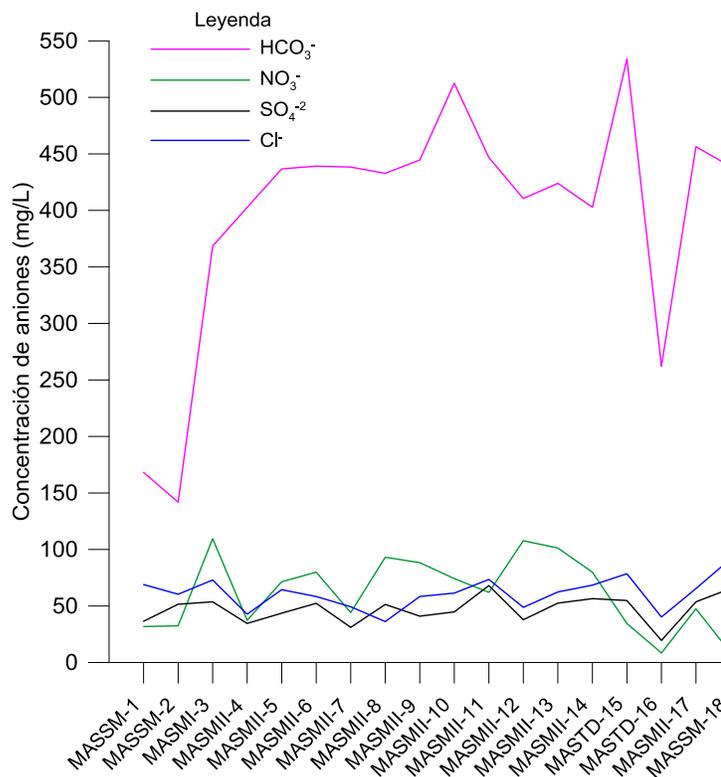


Figura 36. Aniones mayoritarios

Las cajas gráficas obtenidas para Cl⁻, NO₃⁻ y SO₄²⁻ indican una distribución normal para cada uno de estos aniones; además, estas son simétricas para Cl⁻ y NO₃⁻ y de asimetría negativa para SO₄²⁻ (Figura 37). Los valores de las concentraciones para Cl⁻ están en el intervalo de 36 a 92 mg/L con una mediana de 62 mg/L. En cuanto a la concentración del NO₃⁻, el valor mínimo es de 8 mg/L y el máximo de 110 mg/L con una mediana de 67 mg/L; en este caso se observa una mayor dispersión en las concentraciones. Finalmente, las concentraciones arrojadas para el SO₄²⁻ oscilan de 20 a 68 mg/L y la mediana calculada es de 52 mg/L.

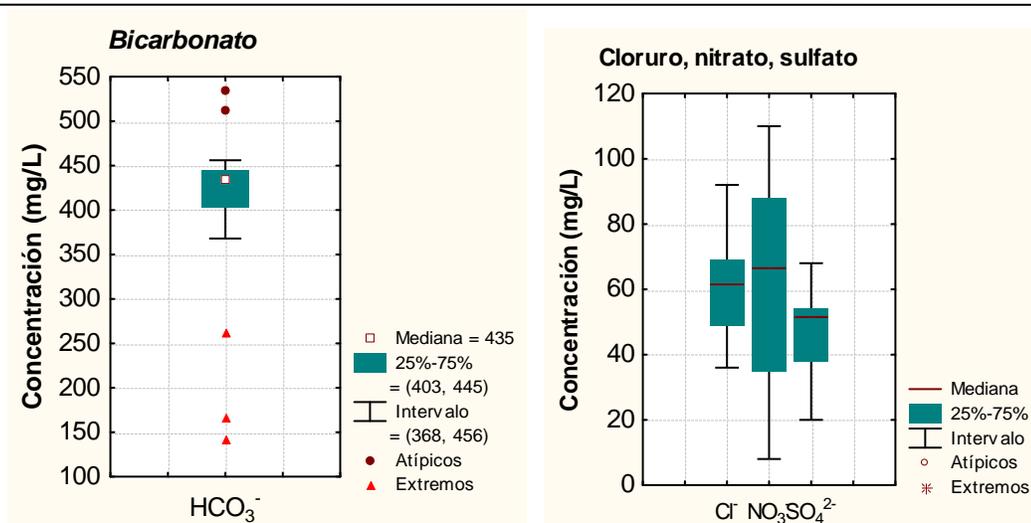


Figura 37. Cajas gráficas de los aniones mayoritarios

El Cl^- es liberado rápidamente a la fase acuosa pudiendo alcanzar concentraciones muy altas. Asimismo, puede señalarse que la fuente principal de este ion es por el aporte atmosférico, no descartando la presencia de sales evaporíticas que durante los eventos atmosféricos aporten esteión hacia las aguas subterráneas. Una fuente importante del HCO_3^- está asociada a la hidrólisis de los carbonatos presentes en las calizas, dolomitas, y en menor proporción por la hidrólisis de silicatos y aluminosilicatos (Custodio y Llamas, 1976). Por su parte, el SO_4^- proviene de la oxidación de sulfuros que se encuentran ampliamente distribuidos en rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias; Además de la disolución de yeso y anhidrita (Davis y Weist, 1971). Finalmente, el NO_3^- puede provenir de la contaminación urbana, industrial y ganadera. Muy raramente se deriva del lavado de ciertos minerales nitrogenados (Custodio y Llamas, 1976). Un aspecto importante de la zona de estudio, es la importante actividad agropecuaria que se realiza, lo que aumenta la concentración de los aniones mayoritarios en las aguas subterráneas.

Distribución de los aniones mayoritarios HCO_3^- , NO_3^- , Cl^- y SO_4^{2-}

Como se observó en las cajas gráficas, los datos de Cl^- , NO_3^- y SO_4^{2-} presentan valores dispersos y ninguna anomalía, por lo que las distribuciones espaciales se van a analizar sin puntualizar sectores. La figura 38 muestra la distribución espacial de las concentraciones de Cl^- .

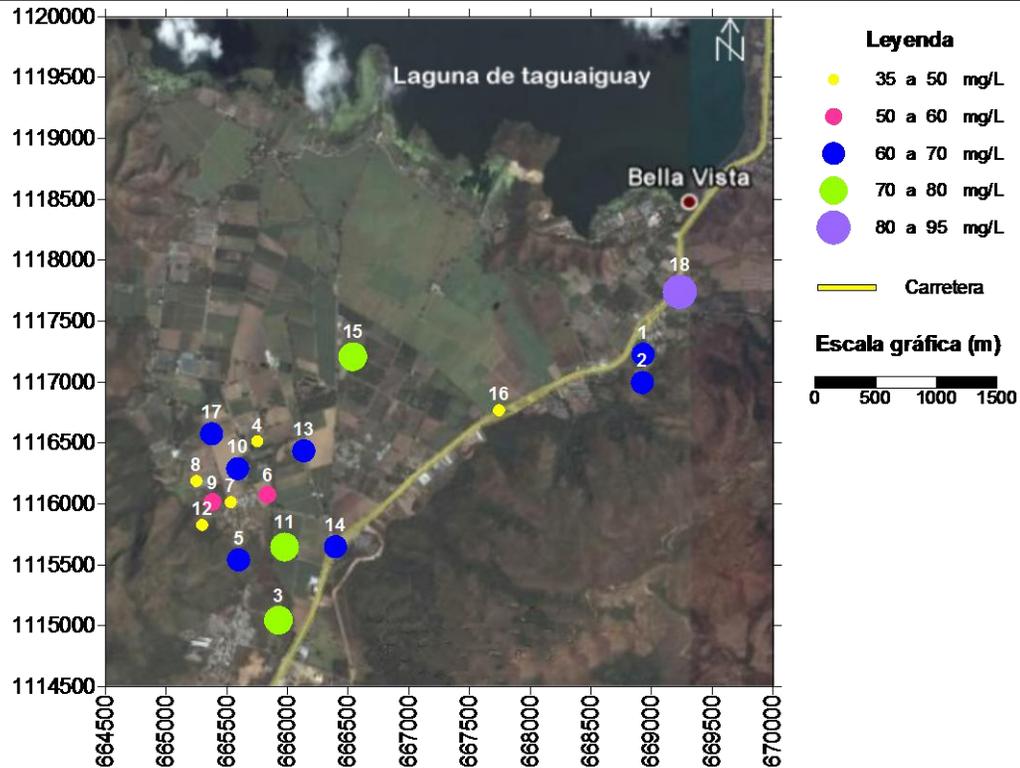


Figura 38. Distribución espacial del cloruro

Cloruro

Custodio y Llamas (1976) indican que el aporte atmosférico del ion Cl^- es en promedio de 0,3 a 3 mg/L, por lo que para este estudio se infiere que este ion proviene de otras fuentes aparte del atmosférico, debido a que las muestras poseen concentraciones superiores al intervalo antes señalado. Asimismo, estos autores señalan que el Cl^- puede también provenir por la disolución de sales evaporitas como la halita y a menor proporción de la meteorización de rocas ígneas y metamórficas. En este sentido, vale recordar que el proceso de muestreo fue realizado en el mes de abril, época que corresponde con el período de mayor evaporación en la zona de estudio (Figura 10); por tanto, el aporte de Cl^- puede ocurrir durante el proceso de preconcentración de sales a través de la evaporación del agua meteórica y su posterior disolución e infiltración hacia el subsuelo, debido a la actividad de riego en la zona.

Igualmente, otro aporte de este ion puede originarse como consecuencia de las actividades domésticas, a través de la infiltración de las aguas residuales hacia los acuíferos. Cabe señalar que en zonas de regadío, como es este caso, el aporte de sales solubles por los abonos es del orden de 1,5 a 2 g de $\text{Cl}^-/\text{m}^2/\text{año}$, lo que conlleva al aumento en la concentración de Cl^- en las



aguas subterráneas. Kassabji (2002) atribuye las mayores concentraciones de Cl^- a la actividad antrópica presente en la cuenca del Lago de Valencia. La conjunción de los eventos antes mencionados permite explicar las concentraciones elevadas de Cl^- (Custodio y Llamas, 1976).

Sulfato:

Las figura 39 muestra la distribución espacial de las concentraciones de SO_4^{2-} . La fuente principal de este ion, es la disolución de sales como la anhidrita y el yeso (Custodio y Llamas, 1976); sin embargo, en la literatura no están reportados dichos minerales para la zona de estudio, pero sí en áreas cercanas, tal como es el caso de la cuenca del Lago de Valencia (Martínez, 2003). Otra fuente menor pudiese ser la oxidación de sulfuros en minerales como la pirita, el cual está reportado por González de Juana et al. (1980) y por Hernández y Martínez (2008) como uno de los minerales que contienen las rocas de la unidad litodémica conocida como la Filita de Tucutunemo presente en el área de interés. Asimismo, el uso de los fertilizantes en esta zona agrícola, puede conllevar a un aumento en la concentración de sulfatos en las aguas subterráneas.

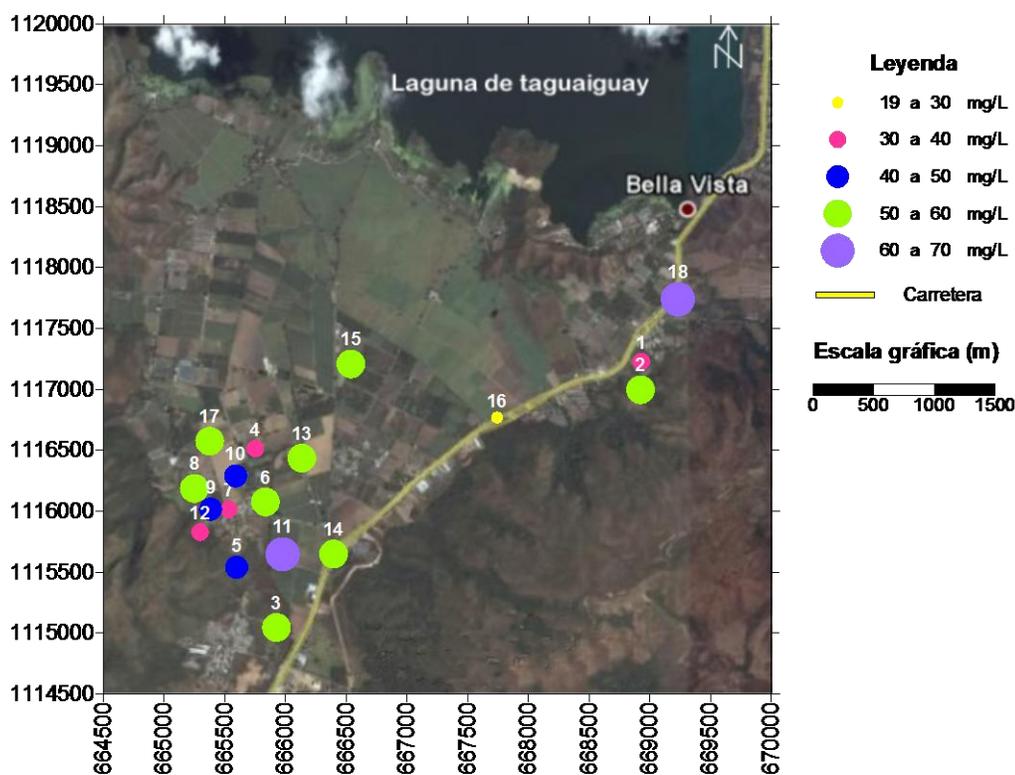


Figura 39. Distribución espacial para el sulfato.



Nitrato

La figura 40 muestra la distribución espacial del NO_3^- en la zona de estudio. Nótese que las concentraciones más bajas están presentes en el sector este y mientras que los valores altos en el sector oeste y hacia la planicie de la Laguna de Taigüaigüay, donde la práctica agropecuaria es intensiva; así como donde están asentadas pequeñas poblaciones.

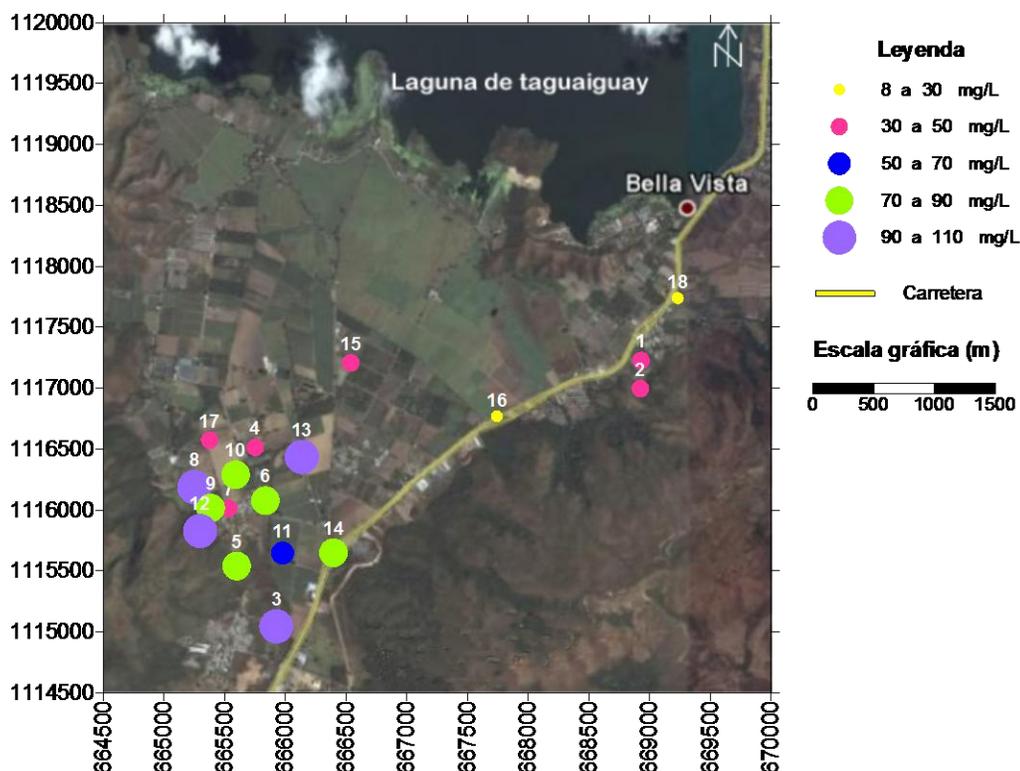


Figura 40. Distribución espacial del nitrato

La concentración de NO_3^- presente en las muestras de aguas subterráneas de la zona de estudio, en su mayoría está por encima del límite permitido cuyo valor para consumo es de 10 mg/L (Gaceta Oficial N° 5.021, 1995). Tomando en cuenta que el NO_3^- es un trazador de contaminación ambiental, puede indicarse que uno de los factores que influyen en su concentración es la actividad antrópica realizada en esta zona, predominantemente la actividad agrícola. Custodio y Llamas (1976) señalan que la principal fuente de aporte antrópica de NO_3^- a las aguas subterráneas, se origina a partir de las faenas agropecuarias como consecuencia de la lixiviación de la materia fecal de los animales. Muchos fertilizantes sintéticos contienen en su composición al nitrógeno, el cual es posteriormente convertido por las bacterias del suelo en



NO_2^- y NO_3^- , proceso que es llamado “nitrificación” (Hem, 1985). En este sentido, las aguas con mayores concentraciones ubicadas en el oeste son las que se encuentran más contaminadas con NO_3^- , por la extensa actividad de riego para la agricultura y utilización de fertilizantes en esta zona. El NO_3^- ingresa a las aguas subterráneas por el alto índice de lixiviación que tiene esta especie (Casanova, 2005).

Bicarbonato:

La figura 41 muestra la distribución espacial del HCO_3^- en la zona de estudio. Dicha especie se encuentra distribuida en concentraciones más altas en el sector oeste y bajas en el sector este, con la excepción de la muestra MASSM-18 cae en el intervalo de las concentraciones mayores.

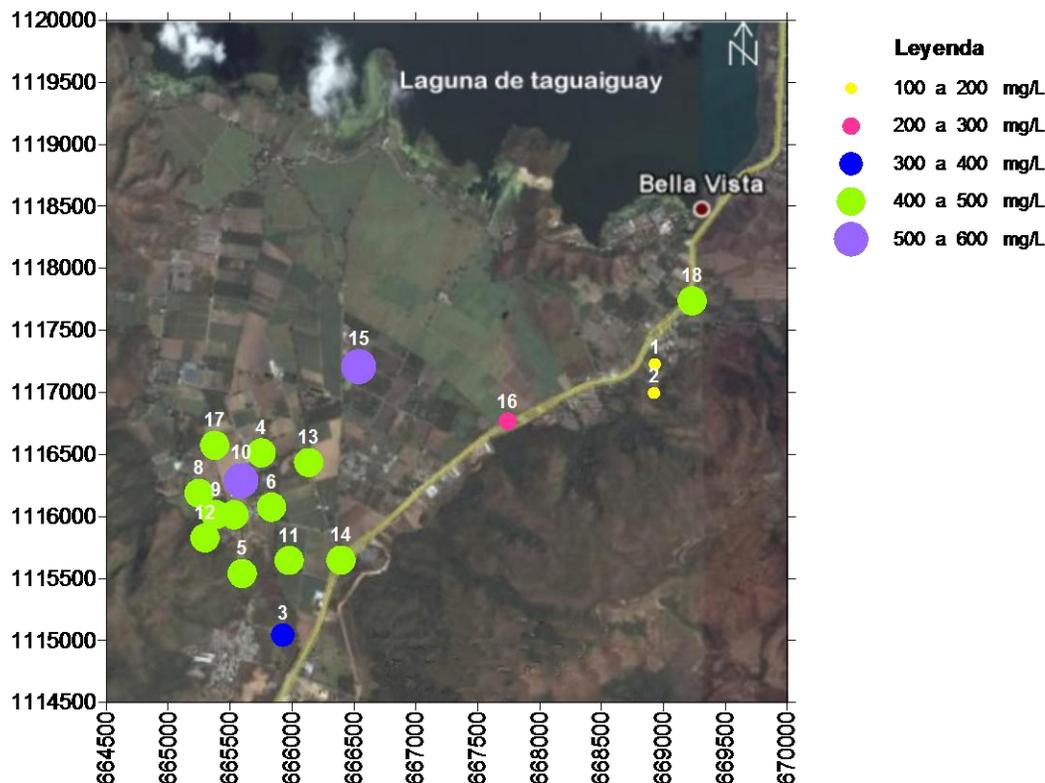


Figura 41. Distribución espacial del bicarbonato

El HCO_3^- proviene de la interacción del agua con el CO_2 atmosférico para luego ser transportado al acuífero por infiltración (Custodio y Llamas, 1976). En este estudio, el aporte de HCO_3^- parece estar asociado a los mismos procesos que los señalados con anterioridad para el Ca^+ , esto debido a que se observa una distribución espacial muy similar entre ambas especies, lo que



permite señalar que su aporte está asociado a la meteorización de silicatos y aluminosilicatos como feldespatos, plagioclasas y piroxenos, así como a minerales carbonáticos como la calcita.

Asimismo, esta distribución es similar a la mostrada por el pH, por lo que podría inferirse que esta especie es el principal controlador de este parámetro en la zona de estudio (Figura 42).

Los resultados obtenidos indican que en el sector oeste las aguas subterráneas presentan altas concentraciones de HCO_3^- y pH ácidos, esto debido a la oxidación de la materia orgánica provenientes de los lixiviados del vertedero Los Tanques en el poblado Villa de Cura, cercano a la zona de estudio; así como, localmente, de las aguas servidas en este sector.

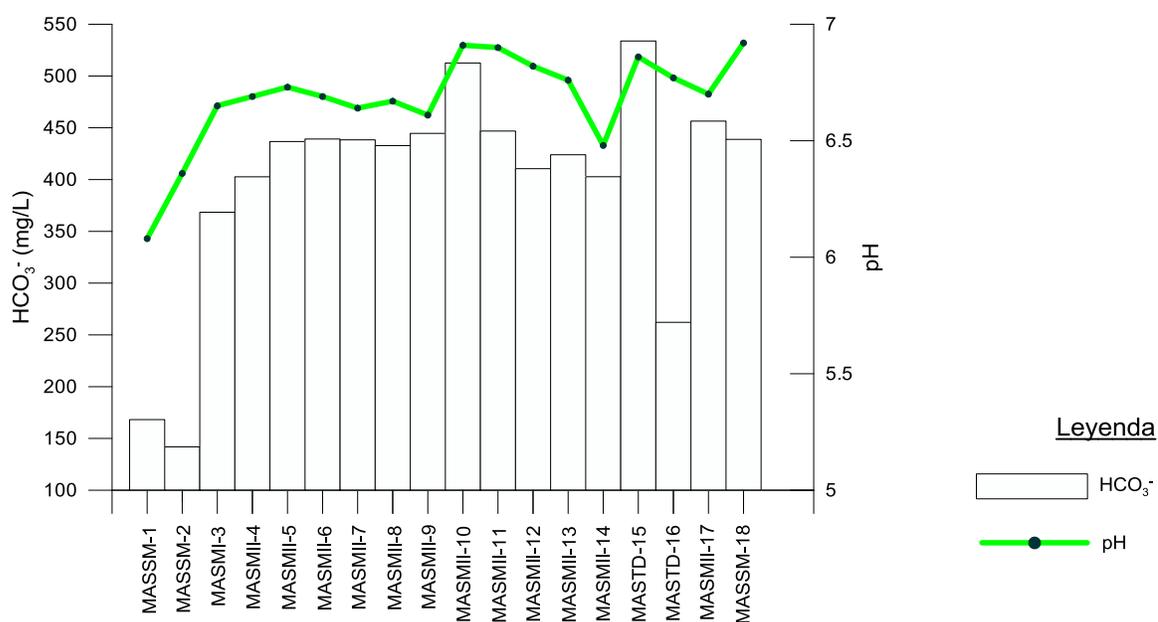


Figura 42. Relación entre el pH y HCO_3^-

Variaciones de los elementos traza Sr, Ba y Li

El estudio de elementos traza en las aguas subterráneas es de relativa importancia, ya que muchos de estos elementos pueden ser usados para realizar interpretaciones sobre la historia geológica de las aguas y del grado de interacción agua – sustrato poroso, así como establecer la calidad de las mismas (White, 2002).



Al igual que para las especies mayoritarias, en este estudio se construyeron cajas gráficas y mapas de distribución espacial para el Sr, Ba y Li. Los restantes elementos determinados B, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu y Zn, presentaron concentraciones inferiores al límite de detección, motivo por el cual no se utilizaron las herramientas señaladas para su interpretación hidrogeoquímica.

En la Figura 43 se representan los valores de concentración para los elementos Sr y Ba. En este sentido, la concentración del Sr oscila entre 152 y 850 $\mu\text{g/L}$, con una mediana de 644 $\mu\text{g/L}$ y una distribución no normal, con un sesgo hacia los valores bajos. Se observan tres valores que están más alejados de la distribución correspondientes a las muestras MASSM-1, MASSM-2 y MASTD-16, con valores de concentración de Sr de 229, 152 y 231 $\mu\text{g/L}$, respectivamente.

Por otra parte, los valores de Ba tienen una distribución normal, aún cuando el valor de la mediana de 253 $\mu\text{g/L}$ indica una asimetría positiva; además, el valor mínimo de concentración de Ba es de 52 $\mu\text{g/L}$ y el máximo de 511 $\mu\text{g/L}$, evidenciando una alta dispersión. Lo que apunta a señalar sobre la existencia de distintas fuentes de aporte de este elemento.

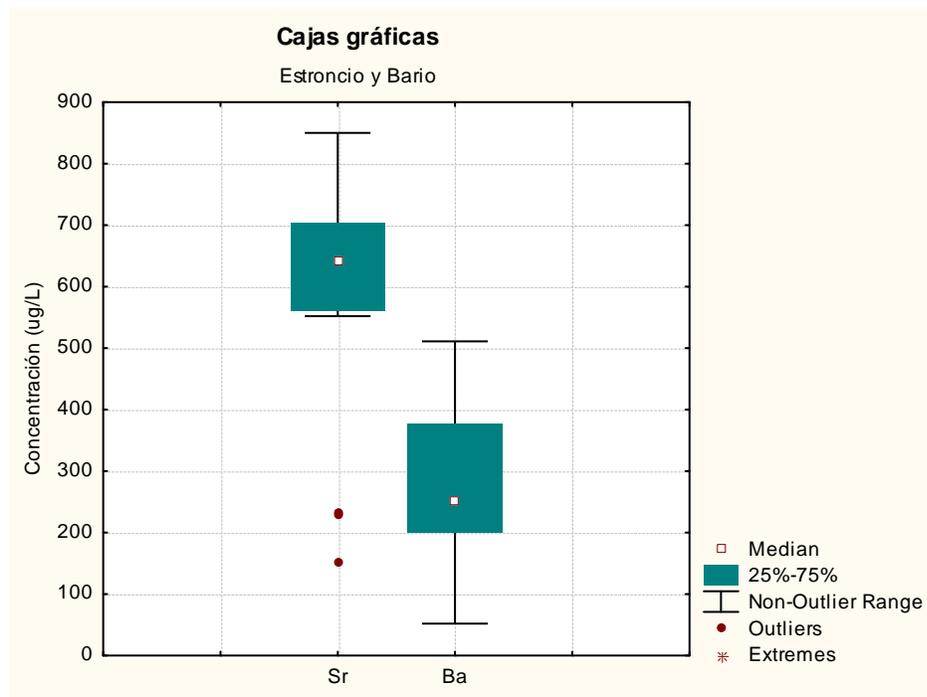


Figura 43. Cajas gráficas del estroncio y el bario



El Sr puede encontrarse en minerales como la calcita, plagioclasas y feldespatos o en menor cantidad a las micas, debido a que el ion puede sustituir al Ca y al K presentes en dichos minerales, esto como consecuencia de poseer propiedades químicas similares. Igualmente, puede estar formando fases minerales como la estroncionita SrCO_3 y la celestina SrSO_4 . A su vez, puede estar presente en minerales constituyentes de rocas sedimentarias como las calizas y areniscas (Mason, 1982).

En este sentido, en la zona de estudio se infiere que el origen del Sr puede deberse a la hidrólisis de minerales como plagioclasas cálcicas, feldespatos y carbonatos presentes en las filitas, metareniscas o calizas reportadas por CECPV (2011).

Asimismo, la figura 44 permite identificar la presencia de dos grupos de muestras; un primer grupo que con una alta correlación entre el Ca^{2+} y el Sr^{2+} descrito a través de su R^2 igual a 0,97 y una pendiente igual a 0,33; y un segundo grupo alejado de la tendencia general. La correlación observada en el primer grupo, apunta hacia una fuente común en ambas especies, la cual pudiese estar asociada a la presencia de plagioclasas y de calcita en las rocas que pertenecen a la cuenca de la laguna de Taigüaigüay. Por su parte, el segundo grupo podría estar indicando que dichas especies químicas se originen por las actividades antrópicas.

No obstante, para el caso de las especies Ca^{2+} y el K^+ fue obtenida una baja correlación, indicando que en este caso dichos iones no tienen una asociación geoquímica importante, descartando a minerales como los feldespatos potásicos o las micas como fuente de Sr a las aguas estudiadas.

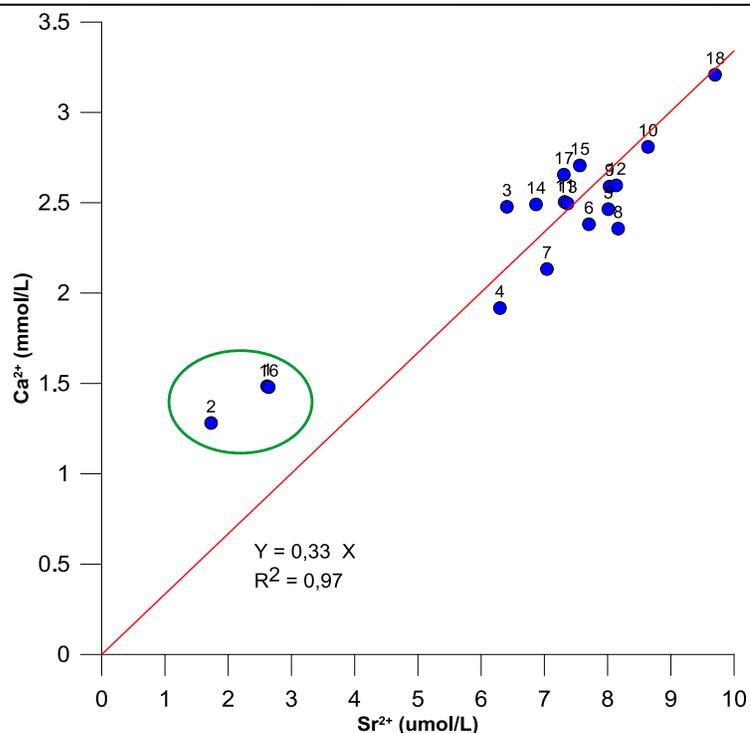


Figura 44. Correlación entre el estroncio y el calcio.

Por otro lado, el Ba puede estar presente en minerales como la barita (BaSO_4), asociado a yacimientos de calizas o en arcillas (Klein y Hurlbut, 2001). Sin embargo, en la litología reportada en el González de Juana et al (1980) y el CECPV (2011), no se reporta la presencia de este mineral en esta zona, aunado a que no hay una correlación entre el Ba^{2+} y el SO_4^{2-} .

Mason y Moore (1982), indican que el Ba puede estar presente en las rocas ígneas sustituyendo al K, aunque en menor proporción al Ca y al Mg, debido a las propiedades químicas similares. En ese sentido, la buena correlación observada entre el Mg^{2+} y el Ba^{2+} podría estar asociado a las rocas metavolcánicas reportadas, como en la Metalava Los Naranjos, así como a los cantos o peñones volcánicos en Tucutunemo y Paracatos (CECPV, 2011). Asimismo, en la figura 44 se proyecta la concentración del Mg^{2+} y Ba^{2+} determinada en las aguas subterráneas de la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay. Nótese la presencia de dos grupos: uno con una alta correlación cuyo R^2 es igual a 0,96, y un segundo grupo que no presenta correlación alguna (Figura 45). En ese sentido, se puede afirmar de por lo menos dos fuentes de aporte de Ba en la zona de estudio, uno



asociado a una fuente común, posiblemente a las metalavas y otra fuente de origen antrópico u otro referido al proceso de intercambio iónico.

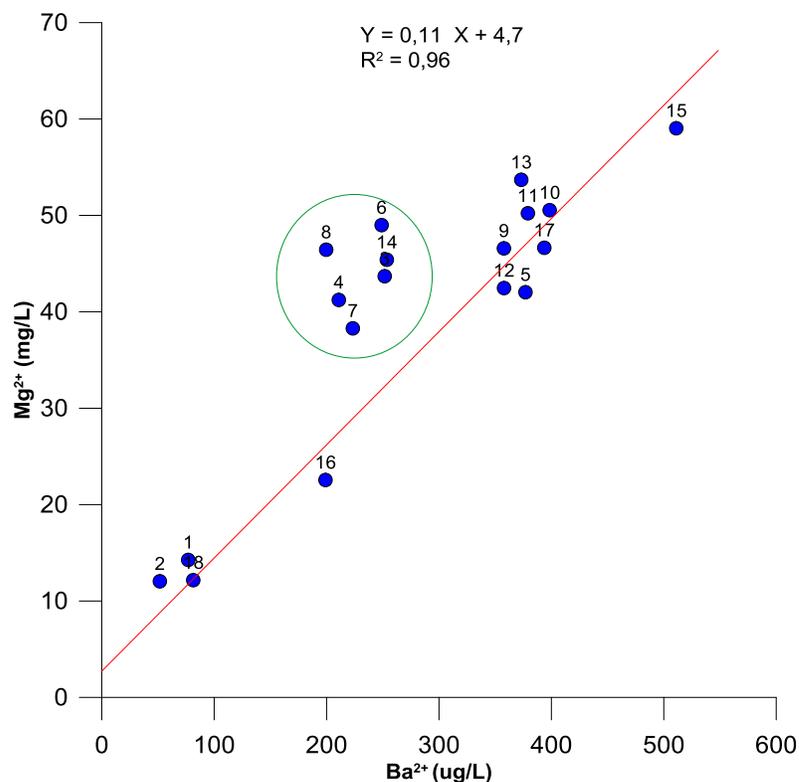


Figura 45. Correlación entre el bario y el magnesio.

Finalmente, la concentración del Li se encuentra en un intervalo que está entre 41 y 78 $\mu\text{g/L}$ con una mediana de 48 $\mu\text{g/L}$, indicando una asimetría positiva en su distribución (Figura 46). Nótese la presencia de dos muestras anómalas, correspondientes a las rotuladas como MASTD-16 y MASSM-18, con concentraciones de 64 $\mu\text{g/L}$ y 78 $\mu\text{g/L}$, respectivamente.

El Li tiende a sustituir al Mg en minerales como piroxenos, anfíboles y especialmente en micas (Mason, 1982). Por su parte, Sánchez et al. (1998) señala que este metal puede encontrarse en las arcillas por su pequeño radio iónico y enriquecerse por procesos intercambio iónico con Na^+ y K^+ .



En este sentido, considerando las condiciones litológicas de la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay, así como de los sedimentos presentes en la planicie de la misma, se puede inferir que el Li puede estar vinculado con las arcillas y carbonatos presentes en la zona. González de Juana et al. (1980) señala que la Formación Tucutunemo está constituida por arcillas calcáreas, lutitas y filitas carbonáceas entre otros.

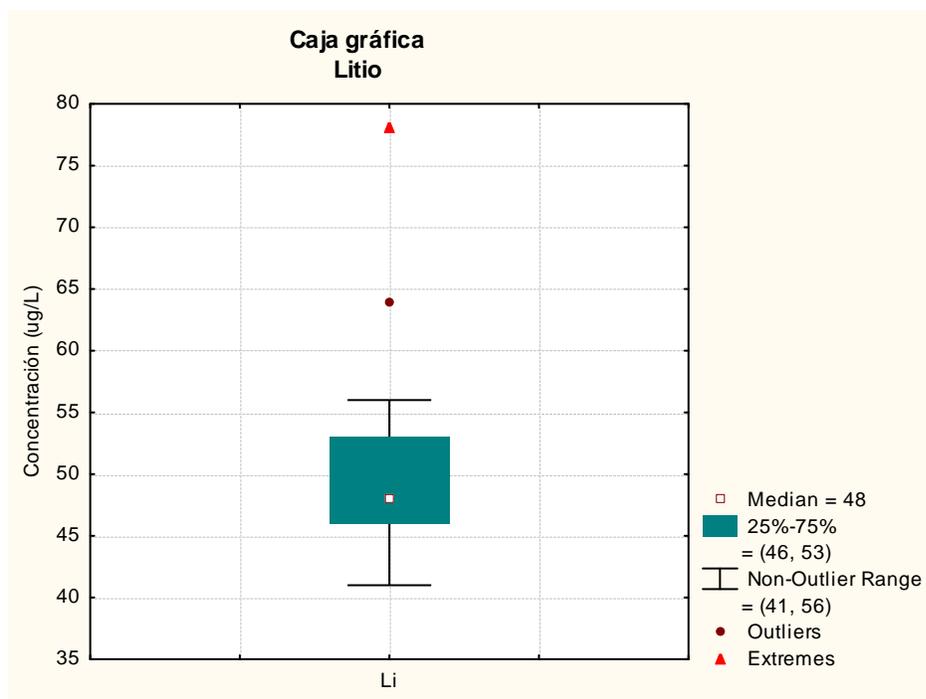


Figura 46. Caja gráfica del litio

Relaciones interelementales

Las relaciones interiónicas entre especies mayoritarias, minoritarias y/o traza han sido de particular ayuda en muchos estudios realizados en aguas subterráneas, esto debido a que pueden ser usados para indicar los probables procesos involucrados durante la interacción agua-roca, así como identificar procesos como disolución, precipitación y/o intercambio iónico entre otros (Montero, 1996).



Atendiendo a los tipos de aguas identificados a través del diagrama de Piper, se construyó la relación entre el HCO_3^- y los SDT plasmada en la figura 47. Se puede observar que el coeficiente de correlación es de $R^2=0,99$, indicando que la especie HCO_3^- contribuye fuertemente con los SDT.

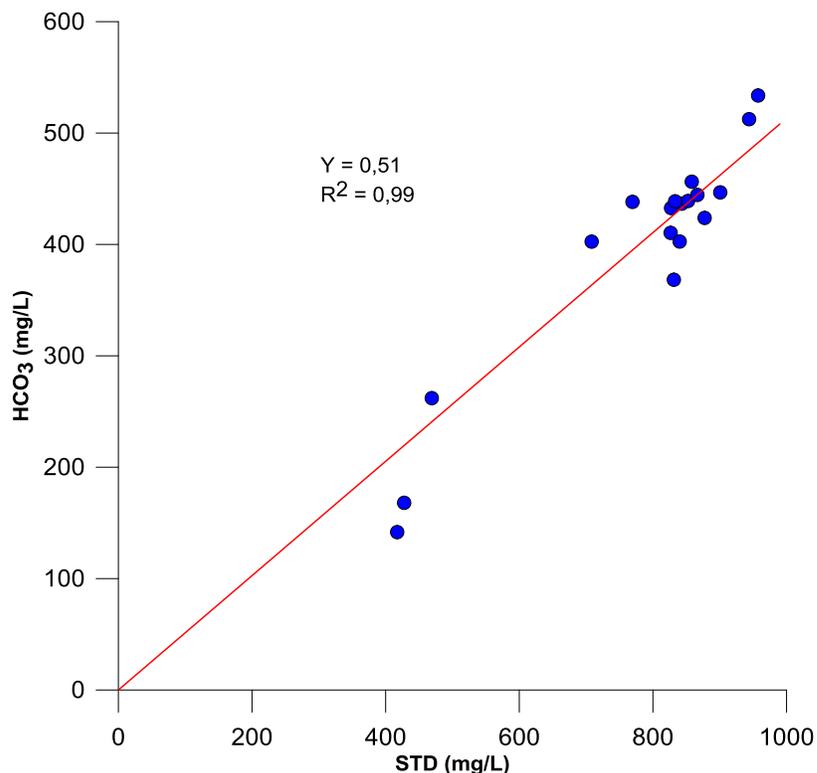


Figura 47. Relación entre el bicarbonato y los SDT.

Por su parte, no existe una correlación del SO_4^{2-} con el Ca^{2+} , permitiendo sugerir que el SO_4^{2-} puede estar siendo aportado hacia las aguas subterráneas mediante el uso extensivo de fertilizantes. En este sentido, la figura 48 presenta la relación entre el SO_4^{2-} y el Cl^- , no obstante de presentar una alta dispersión, muestra una buena correlación, con un coeficiente de 0,97. Subramani (2010) señala que la correlación entre estos iones implica el efecto de la contaminación superficial, especialmente del retorno de la irrigación al flujo.

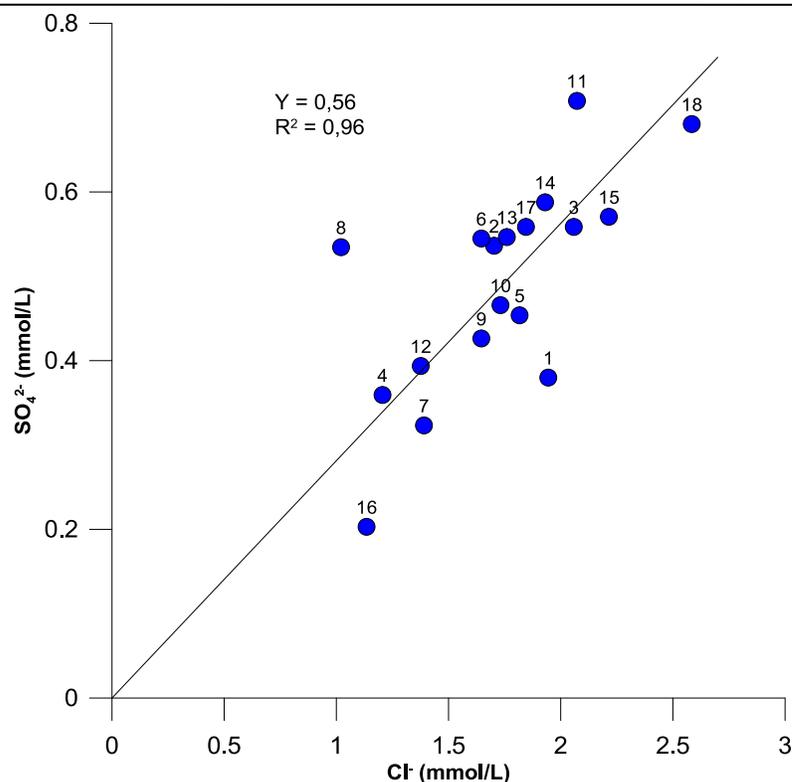


Figura 48. Relación entre sulfato y cloruro

Por otro lado, Rajmohan y Elango (2004) sugieren que la relación molar de Na^+ y Cl^- referente a la conductividad, indica procesos como meteorización de silicatos e intercambio iónico. Estos autores proponen que al ubicar las muestras de agua cuya composición es influenciada por la meteorización de silicatos, la relación molar Na^+/Cl^- es superior a 1, de manera que minerales como el feldespato reaccionan con el ácido carbónico con la presencia del agua, liberando HCO_3^- . Por su parte, el campo en donde predomina el intercambio iónico se debe a que la relación molar Na^+/Cl^- es inferior a 1 (Rajmohan y Elango, 2004). En este orden de ideas, se construyó dicha relación para las aguas estudiadas, mostradas en la figura 49. Dicha figura permite indicar que la composición química de las aguas subterráneas de la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay está controlada por procesos de meteorización de silicatos y del intercambio iónico, evidenciado esto por dos grupos de muestras que caen en los campos indicados en la citada figura.

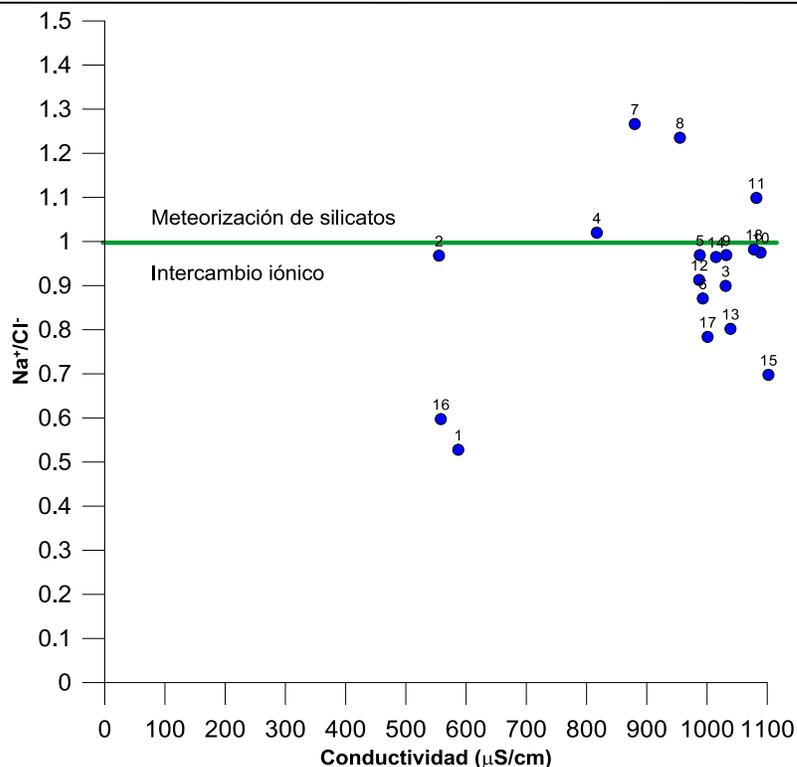


Figura 49. Relación entre el sodio y el cloruro con la conductividad

Con el propósito de poder interpretar e identificar algunos procesos que influyen sobre la composición de las aguas subterráneas de la zona de estudio, se construyó la relación propuesta por Datta y Tyagi (1996), quienes grafican la relación entre la suma de los cationes $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ en función de la sumatoria de los aniones $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ en meq/L. Dicha relación, mostrada en la figura 50, indica que los puntos en la gráfica correspondientes a las muestras de agua estudiadas se ubican cercanos o sobre la línea 1:1, lo que sugiere que de manera general, estos iones son el resultado de la disolución de minerales carbonáticos y sulfatados, representados por minerales como la calcita, dolomita y yeso. Este proceso de disolución puede llevar a cabo por la adición del agua que es aportada mediante la irrigación, la infiltración del agua de lluvia y el movimiento del agua subterránea. Sin embargo, en el gráfico se puede observar un grupo de muestras con exceso de $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$, puesto que varios de los puntos se ubican por encima de la línea 1:1, permitiendo señalar de la existencia de otra fuente del $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ tal como en las reacciones de intercambio iónico (Subramani, 2010).

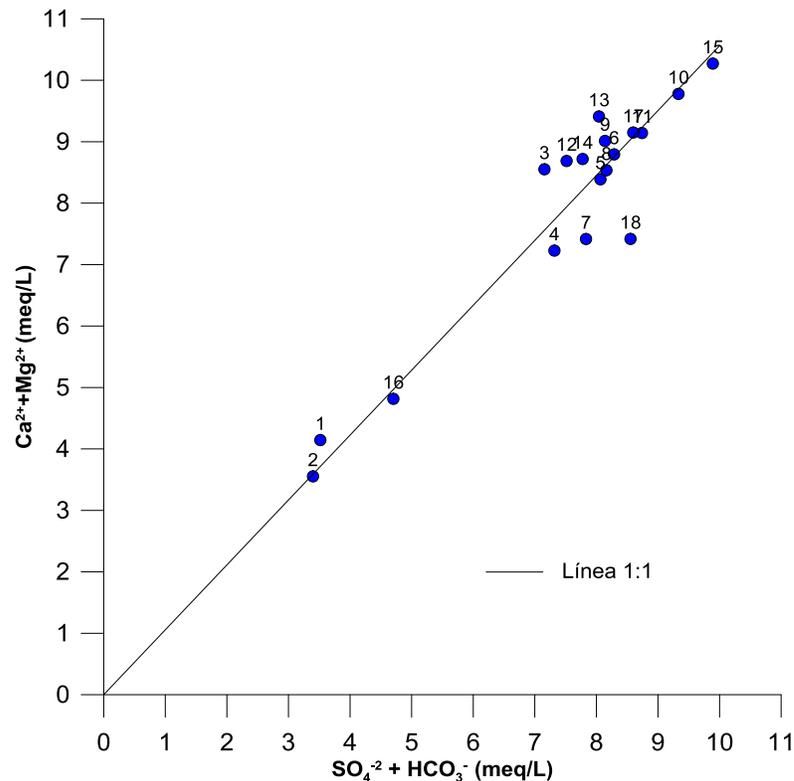


Figura 50. Relación entre el magnesio y el calcio en función del sulfato y el bicarbonato

En el mismo orden de ideas, mediante la relación de Ca/Mg, se puede inferir qué procesos pueden estar influyendo en el aporte de estas especies al agua; para aguas cuya relación es superior a 2, se indica que el proceso dominante es la disolución de minerales silicatados y aluminosilicatos (Mayo y Loucks, 1995). En ese sentido, la relación calculada para las aguas estudiadas es mostrada en la tabla 5, nótese que para las muestras MASSM-1, MASSM-2 y MASSM-18 fueron obtenidos valores superiores a 2, dominando la disolución de minerales silicatados como el anfíbol o el yeso. Mientras que los valores menores a 2 obtenidos para las restantes muestras, indica que domina la disolución de calcita, correspondientes al sector oeste.



Tabla 5. Relación entre el magnesio y el calcio con el sulfato y el bicarbonato

MUESTRA	Mg/Ca	MUESTRA	Mg/Ca
MASSM-1	2,5	MASMII-10	1,3
MASSM-2	2,6	MASMII-11	1,2
MASMI-3	1,4	MASMII-12	1,5
MASMII-4	1,1	MASMII-13	1,1
MASMII-5	1,4	MASMII-14	1,3
MASMII-6	1,2	MASTD-15	1,1
MASMII-7	1,4	MASTD-16	1,6
MASMII-8	1,2	MASMII-17	1,4
MASMII-9	1,3	MASSM-18	6,4

El intercambio iónico es uno de los procesos importantes responsables de la composición química del agua subterránea. Para conocer la dirección del intercambio en el paso del agua subterránea en el acuífero, Schoeller (1965) sugiere el cálculo de los índices cloro alcalinos (Apéndice E Cálculo 3), CA1 y CA2. como indicadores de intercambio iónico entre el agua y el medio rocoso que lo contiene. Estos índices son positivos cuando hay un intercambio de Na^+ y K^+ del agua con Mg^{2+} y Ca^{2+} de la roca, en cambio cuando son negativos sugiere que existe un intercambio del Ca^{2+} o Mg^{2+} del agua con Na^+ y K^+ del material rocoso, denominándose este último intercambio iónico inverso (Subramani, 2010).

En el caso de este estudio se presentan ambas posibilidades, como puede ser observado en la tabla 6, las muestras MASSM-1, MASSM-3, MASMII-5, MASMII-6, MASMII-12, MASMII-13, MASMII-14, MASTD-15, MASTD-16 y MASMII-17 el CA1 y CA2 es positivo y en las muestras MASSM-2, MASMII-4, MASMII-7, MASMII-8, MASMII-9, MASMII-10, MASMII-11 y MASMII-18 el CA1 y CA2 es negativo (Tabla 6).



Tabla 6. Índices cloro alcalinos CA1 y CA2

MUESTRA	CAI1	CAI2	MUESTRA	CAI1	CAI2
MASSM-1	0,440	0,213	MASMII-10	-0,008	-0,001
MASSM-2	-0,027	-0,012	MASMII-11	-0,128	-0,027
MASMI-3	0,075	0,017	MASMII-12	0,049	0,007
MASMII-4	-0,065	-0,010	MASMII-13	0,165	0,030
MASMII-5	0,002	0,0004	MASMII-14	0,007	0,002
MASMII-6	0,094	0,016	MASTD-15	0,277	0,059
MASMII-7	-0,306	-0,050	MASTD-16	0,357	0,084
MASMII-8	-0,291	-0,031	MASMII-17	0,188	0,037
MASMII-9	-0,004	-0,001	MASSM-18	-0,001	-0,0003

En el mismo orden de ideas, otra herramienta utilizada en estudios hidrogeoquímicos son los índices de saturación. Drever (1988) señala que estos índices son utilizados para conocer si las aguas están sobresaturadas, en equilibrio o insaturadas respecto a una fase mineral. Mediante esta herramienta se puede sustentar los posibles procesos que influyen las aguas de la zona de estudio.

El índice de saturación para las aguas estudiadas fue calculado por medio del programa PHREEQC, atendiendo a los resultados obtenidos tanto en la etapa de campo como de laboratorio para cada una de las muestras. Para graficarlo, Njitchoua et al. (1997) propone utilizar los valores del índice de saturación con un intervalo de $\pm 0,5$ unidades con respecto al cero, lo que representa el equilibrio con la fase sólida.



En la figura 51 se pueden observar las gráficas correspondientes al índice de saturación para la calcita, cuarzo y yeso, frente a los sólidos disueltos totales. Los índices de saturación de la calcita muestran que la mayoría de las muestras corresponden a la zona de saturación; no obstante, la muestra MASSM-1 y MASSM-2 están insaturadas en este mineral. Esto permite corroborar que la calcita está sometida al proceso de disolución, aportando al agua la presencia de Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- .

Asimismo los índices de saturación obtenidos para el yeso, indican que todas las muestras de aguas están insaturadas en este mineral, sugiriendo que es debido a la poca presencia de yeso en la zona.

Por su parte, el cuarzo está sobresaturado en todas las aguas muestreadas, infiriendo que las concentraciones de sílice disuelta en las aguas subterráneas está controlada por el proceso de interacción agua-roca, donde puede ocurrir disolución de minerales silicatados como plagioclasas, feldespatos, cuarzo y arcillas, aportando SiO_2 en las aguas.

En resumen, podría señalarse que la mayoría de las muestras presentan IS positivos, indicando que las aguas están sobresaturadas de calcita y cuarzo. Esto confirma nuevamente que el proceso que impera en la zona es el de interacción agua-roca, manifestándose a través de la hidrólisis de calcita y silicatos.

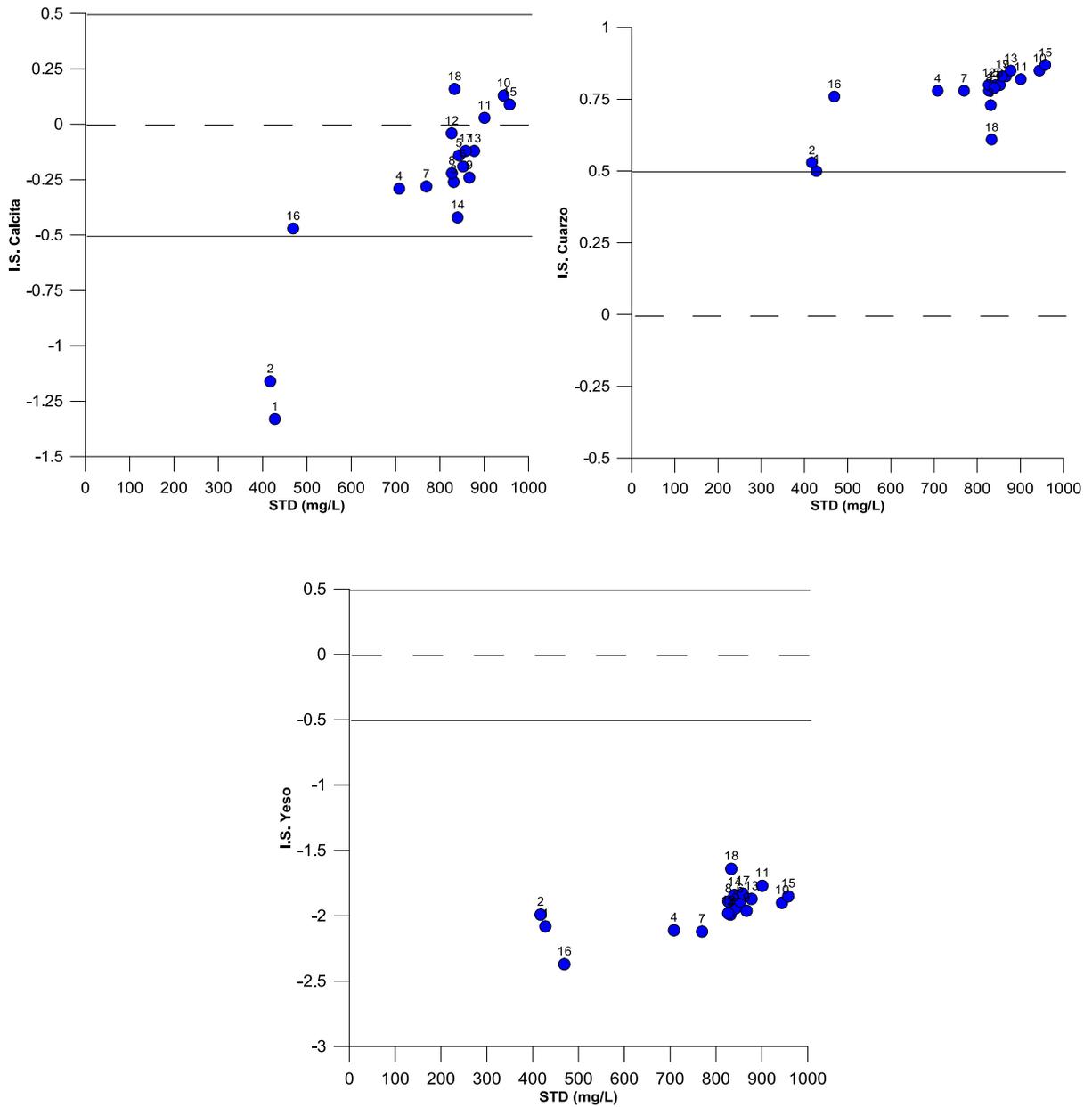


Figura 51. Índices de saturación



Por último, con el propósito de identificar algunos de los factores que pudiesen estar controlando la composición de las aguas subterráneas de la Laguna de Taigüaigüay, se construyeron los diagramas de Gibbs, los cuales consisten en la proyección de los SDT en mg/L en función de la relación $\text{Na}^+ + \text{K}^+ / \text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+}$ y de SDT frente a $\text{Cl}^- / \text{HCO}_3^- + \text{Cl}^-$ (Rajmohan y Elango, 2004). Ambos diagramas fueron elaborados a escala logarítmica y limitados en tres zonas mediante una especie de bumerán, correspondientes a los procesos de evaporación, interacción agua-roca y precipitación. En la figura 52 son mostrados los diagramas obtenidos para este estudio, notándose que la mayoría de las muestras están ubicadas en la zona central con una ligera tendencia hacia el campo de la evaporación, lo que permite señalar que entre uno de los procesos controladores, se encuentra el proceso de la interacción agua-roca, no descartando la influencia del factor climático a través de la evaporación atmosférica.

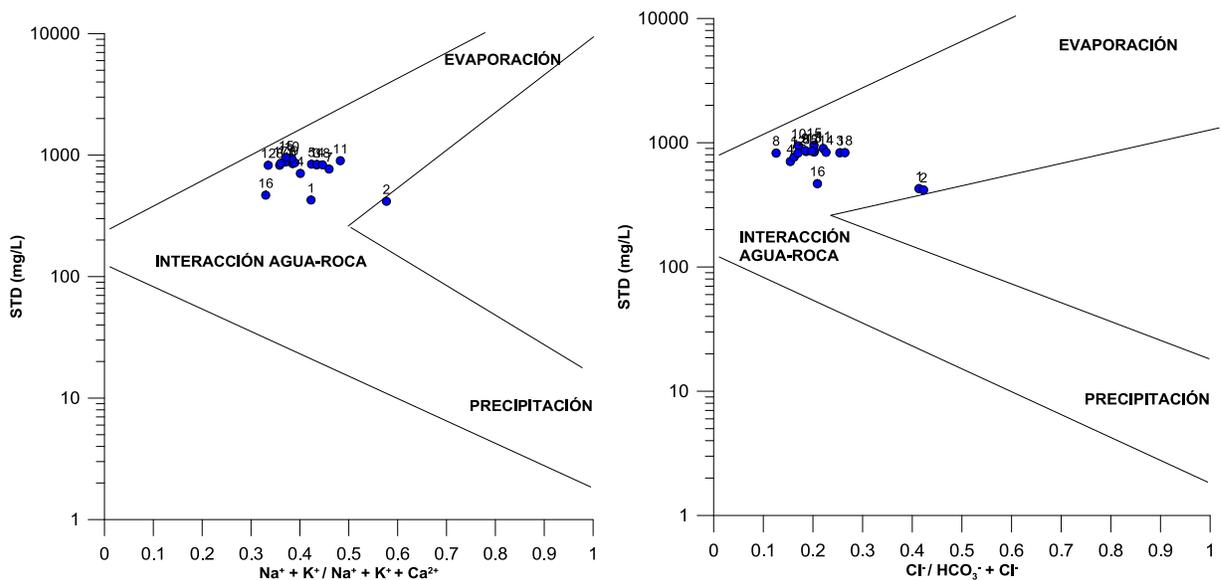


Figura 52. Diagramas de Gibbs



Análisis factorial

Con el propósito de distinguir el predominio de los procesos involucrados en la concentración de cada una de las especies determinadas en las aguas subterráneas captadas en este estudio, se aplicó el análisis factorial del R-modo. Este método es uno de los más usados en hidrogeoquímica, sobretodo para los estudios medio ambientales, debido a que puede distinguirse procesos naturales y antrópicos en determinadas zonas (Jiang et. al, 2009).

Variables como el pH, la conductividad y las especies químicas Ca^{2+} , K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Cl^- , NO_3^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Li, Sr, Ba y sílice disuelta (SiO_2) fueron procesadas mediante el software estadístico PSPP, obteniéndose así cuatro factores establecidos, los datos de las comunales para cada una de las variables, el porcentaje de la varianza y el porcentaje acumulado de la varianza (Tabla 7). Los factores están representados por un valor para cada una de las variables, indicando que están involucrados diferentes procesos que controlan la composición química de las aguas captadas; mientras mayor es el valor, mayor es el predominio de ese proceso.

Cada uno de los factores fue establecido según los datos obtenidos; en ese sentido, los factores 1, 2 y 3 corresponden al proceso de la interacción agua – roca y el factor 4 a las actividades antrópicas. Específicamente, los primeros tres factores fueron diferenciados por los diferentes tipos de minerales involucrados en la interacción agua-roca. Debido a esto, el factor 1 corresponde a los silicatos, por el valor alto de SiO_2 , HCO_3^- y Mg^{2+} ; el factor 2, corresponde a las arcillas y al factor climático, por los valores altos de Li, y Na^+ y Cl^- para el caso de evaporación; y el factor 3, a los minerales carbonatados como la calcita, debido a los altos valores de HCO_3^- y Ca^{2+} . Mientras que, el factor 4 se estableció como actividades antrópicas porque el valor de NO_3^- es muy elevado, esta especie no tiene tanta contribución a través de la litología (Tabla 7).

Ya establecidos los factores, en la tabla 7 se observa cuales son los factores dominantes en cada especie. Dicho esto, el Ca^{2+} y el HCO_3^- está contenido en las aguas subterráneas mediante el proceso de interacción agua-roca, tanto por disolución de minerales como la calcita o de minerales silicatados como las plagioclasas cálcicas. En cambio, el Mg^{2+} parece estar controlado



predominantemente por la hidrólisis de silicatos magnesianos contenidos en las rocas metavolcánicas. A su vez, el Cl^- y el Na^+ están contenidas en las aguas subterráneas principalmente por el factor climático.

Tabla 7. Procesos dominantes que controlan la composición química de las aguas subterráneas en la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay, mediante el uso del análisis factorial R-modo.

Variables	Factor 1 (Interacción agua roca, silicatos)	Factor 2 (Interacción agua con arcilla. Factor climático)	Factor 3 (Interacción agua roca, calcita)	Factor 4 (factor antrópico)	Comu- nalidades	Dominancia de factores
pH	0,65	0,20	0,53	-0,21	0,79	F1>F3>F4>F2
Conductividad	0,62	0,55	0,42	0,35	1,00	F1>F2>F3>F4
Ca²⁺	0,49	0,57	0,59	0,22	0,95	F3>F2>F1>F4
Mg²⁺	0,87	0,01	0,05	0,42	0,94	F1>F4
Na⁺	0,02	0,90	0,19	0,02	0,85	F2>F3>>F1=F4
K⁺	-0,30	0,14	-0,84	-0,09	0,83	F3>F1>F2>F4
HCO₃⁻	0,79	0,26	0,49	0,16	0,95	F1>F3>F2>F4
Cl⁻	-0,05	0,87	0,05	-0,19	0,80	F2>>F4
NO₃⁻	0,29	0,02	0,02	0,92	0,93	F4>>F1
SO₄²⁻	0,12	-0,05	-0,05	0,16	0,86	F4>F1
SiO₂	0,94	0,15	0,15	0,20	0,96	F1>>F4>F2=F3
Li	-0,44	0,69	0,69	-0,32	0,87	F2=F3>F1>F4
Sr	0,53	0,61	0,61	0,33	0,91	F2=F3>F1>F4
Ba	0,94	0,03	0,03	0,12	0,91	F1>F4
% de la varianza	50,45	22,09	11,24	5,83		
% acumulado de la varianza	50,45	72,54	83,78	89,61		



Calidad química de las aguas subterráneas

La Normativa para la clasificación y control de la calidad de los cuerpos de agua y vertidos o efluentes líquidos del Decreto Presidencial 883 (Gaceta Oficial N° 5.021, 1995), fue usada con el propósito de determinar la calidad química de las aguas muestreadas en la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay, comparando los límites para las especies químicas analizadas y los parámetros medidos como el pH y los sólidos disueltos totales (SDT). En la tabla 8 fueron comparados los límites indicados por el Decreto 883, tanto para los parámetros como para las principales especies químicas consideradas con las obtenidas en este estudio.

El Decreto 883 indica que el valor de pH de las aguas para el uso doméstico, industrial y agrícola debe estar comprendido entre 6,0 y 8,5 unidades y que el límite de los sólidos disueltos totales en las aguas naturales es de 1500 mg/L y de 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ para el riego; por consiguiente, las aguas evaluadas en este estudio son consideradas aptas para dicho uso.

Asimismo, es preciso evaluar la concentración de las especies químicas analizadas para cada una de las muestras desde el contexto de su calidad química, debido a que algunas de estas especies pueden ser nocivas para la salud o causar daño a los suelos que son usados para las actividades agrícolas, esto si no están dentro de los límites considerados por la normativa.

En este sentido, en la tabla 8 están indicados los límites de las especies químicas que están reportados en el Decreto, observándose que todas las muestras de aguas captadas se clasifican de tipo 1, en relación a la concentración de especies como Na^+ , Cl^- y SO_4^{2-} . Sin embargo, la mayoría de las muestras contienen concentraciones de NO_3^- por encima del límite recomendado por la Normativa, por lo que 67 % de ellas no se recomiendan para el uso doméstico. Se exceptúan de este grupo de muestras a aquellas cuyo límite de concentración de NO_3^- está por debajo del recomendado, tales como las rotuladas como MASSM-1, MASSM-2, MASMII-4, MASMII-15, MASTD-16 y MASSM-18 (Figura 53).

El alto contenido de NO_3^- es perjudicial para la salud pudiendo causar cáncer gástrico, malformación en fetos, metahemoglobinemia en lactantes e hipertensión, entre otras enfermedades (WHO, 2007).

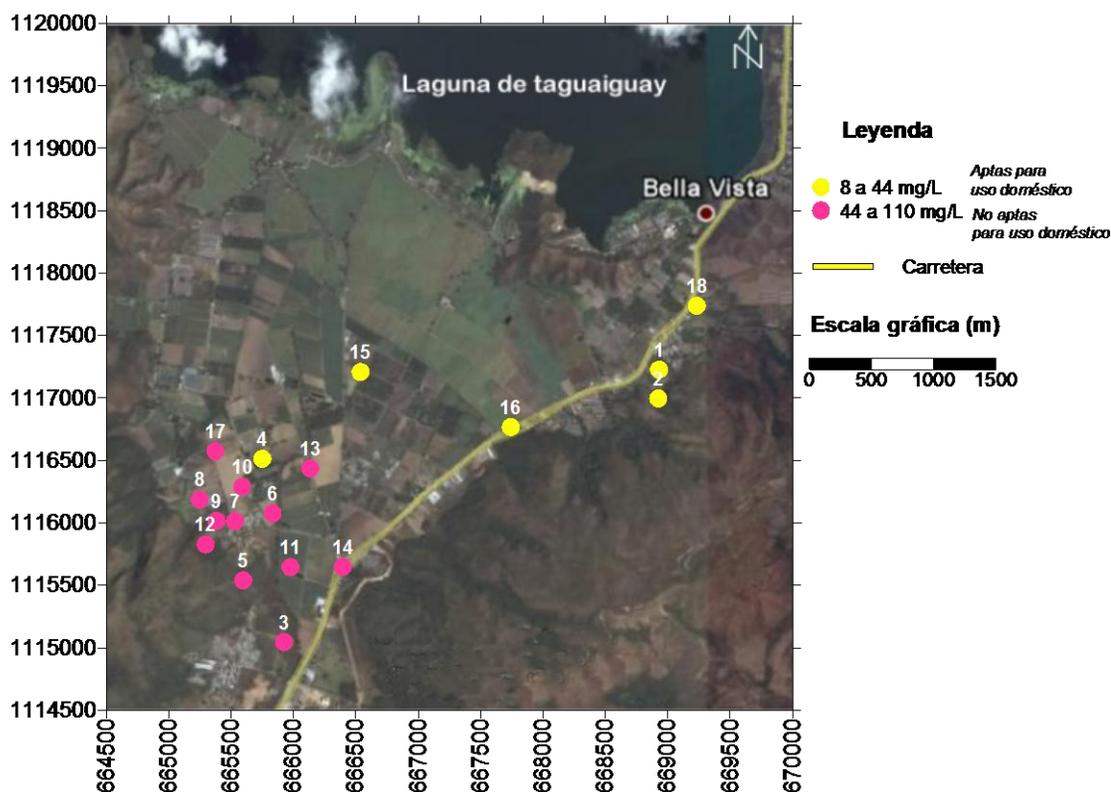


Figura 53. Distribución del tipo de agua según los límites de nitrato en el Decreto 883

En el mismo orden de ideas, la presencia de elementos traza en las aguas subterráneas, son de cierta importancia en la evaluación de la calidad de las aguas, esto debido a sus efectos negativos para la salud, cuando superan los valores recomendados (EPA 2011). En atención al Decreto 883 (Gaceta Oficial N° 5.021, 1995), en la tabla 8 se incluyen algunos de los elementos traza que fueron determinados que al ser comparados con los intervalos obtenidos para las muestras de la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay, se observa que estos están por debajo de esos límites establecidos por la Normativa.

En resumen, el 67 % de las muestras de aguas no son aptas para el uso doméstico, según lo establecido por la normativa para la clasificación y control de la calidad de los cuerpos de agua y vertidos del Decreto 883 (Gaceta Oficial N° 5.021, 1995).



Tabla 8. Valores límites de parámetros y de concentración de las especies químicas recomendados por el Decreto 883 (Gaceta Oficial N° 5.021, 1995); así como los intervalos de parámetros y especies determinados en este estudio.

	Límites por Decreto 883	Especies químicas (Intervalo obtenido)	Tipo de agua según Decreto 883
pH	6,0 - 8,5	6,1 – 6,9	1
Na⁺ (mg/L)	200	16 - 58	1
K⁺ (mg/L)	NA	1,9 – 3,9	NA
Ca²⁺ (mg/L)	NA	51 - 129	NA
Mg²⁺ (mg/L)	NA	12 - 59	NA
Cl⁻ (mg/L)	600	36 - 92	1
SO₄⁻ (mg/L)	400	20 - 68	1
NO₃⁻ (mg/L)	44	8 - 110	1 (33 %) 2 (67 %)
Fe (mg/L)	1,0	ND – 0,3	1
Li (mg/L)	5	0,04 – 0,08	1
Mn (mg/L)	0,1	ND – 0,09	1
Cu (mg/L)	0,2	ND – 0,02	1
Ba (mg/L)	1,0	0,05 – 0,5	1
SDT (mg/L)	1500	417 - 957	1

ND: No detectado

NA: No aplica

1: Destinadas al consumo humano

2: Destinadas a usos agropecuarios

%: Porcentaje correspondiente al tipo de agua



CONCLUSIONES

De acuerdo a los resultados obtenidos y a las discusiones realizadas en este trabajo de investigación, se concluye que:

- En la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay fueron identificados dos tipos de aguas, a saber: Ca^{2+} - Na^+ - HCO_3^- - Cl^- , ubicadas al este, cerca de la zona de recarga y Ca^{2+} - Mg^{2+} - HCO_3^- - Cl^- , en el oeste, más distante de la zona de recarga.
- Los valores de SDT determinados permiten señalar que todas las muestras estudiadas pueden ser clasificadas como dulces.
- El proceso que controla la composición química de las aguas de la localidad es principalmente el de interacción agua-roca, a través de la disolución de minerales como los carbonatos de calcio; así como la hidrólisis de silicatos y aluminosilicatos. Igualmente, el proceso de intercambio catiónico parece estar operando en las aguas estudiadas.
- Los factores que se consideran responsables de la composición química y de la calidad de las aguas de la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay son principalmente la actividad antrópica, la litología, el clima mediante la evaporación y el tiempo de residencia.
- El 67 % de las muestras de agua no pueden estar disponible para el uso doméstico según lo establecido por la normativa para la clasificación y control de la calidad de los cuerpos de agua y vertidos o efluentes líquidos del Decreto 883 de la Gaceta Oficial N° 5.021 de 1995. Las únicas muestras disponibles para dicho uso son las muestras MASSM-1, MASSM-2, MASMII-4, MASTD-16, MASTD-17 y MASSM-18.
- El agua subterránea de la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay, no sólo es recargada en los piedemontes de las pequeñas colinas existentes en los sectores Santa María y MucuraII, sino además que existe una recarga local en la planicie de la laguna.



RECOMENDACIONES

Al tomar en cuenta los resultados del estudio se recomienda:

- Realizar muestreo más amplio que permita abarcar toda la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay, con el fin de obtener un buen detalle de las zonas de área de la cuenca y profundizar la interpretación de los procesos y factores que controlan la composición química de estas aguas subterráneas.
- Estudiar los isótopos estables D y ^{18}O con el propósito de establecer el origen de las aguas subterráneas.
- Realizar un estudio orientado hacia la contaminación ambiental que ocurre en estas aguas subterráneas, mediante un estudio bacteriológico con el propósito de identificar de manera exhaustiva, las fuentes de contaminación en la zona, mediante análisis de los lixiviados del vertedero Los Tanques para confirmar si éste está influyendo en la contaminación de la zona de estudio.
- Realizar un estudio de remediación catalítica para la disminución de las concentraciones de NO_3^- en la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay
- Realizar un estudio geofísico de la cuenca de la Laguna de Taigüaigüay, a fin de caracterizar y proponer un modelo del sistema subterráneo de la misma.
- Establecer parámetros de variabilidad temporal de las especies químicas en las aguas subterráneas de la cuenca para realizar una línea base o un fondo geoquímico.



BIBLIOGRAFÍA

- Abarca, A. (2004). *Estaciones Experimentales de la Universidad Central de Venezuela. Estación Experimental Santa María*. Disponible: <http://mapas.topografia.upm.es/venezuelaucv/SantaMaria.html> [Consulta: 2010, Diciembre]
- Alvarado, J. (1989). *Regiones y características hidrogeológicas de Venezuela*. VII Congreso Geológico Venezolano, Barquisimeto, edo. Lara.
- Al-Agha, M. and El-Nakhal, H. (2004). *Hydrochemical facies of groundwater in the Gaza Strip, Palestine*. *Sciences Journal*, 49: 3, 359 — 371. Disponible: <http://dx.doi.org/10.1623/hysj.49.3.359.54349> [Consulta: 2011, Enero]
- American Public Health Association (APHA). (1995). *Standard methods for the examination of water and wastewater*. Washington DC. 19th edition. pp. 932-938.
- Barreto, J. (2010). *Caracterización geológica de la Cantera Mume ubicada en el municipio Cristóbal Rojas de los Valles del Tuy estado Miranda*. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 127p
- Belkhir, L. (2011). *Statistical categorization geochemical modeling of groundwater in Ain Azel plain (Algeria)*. *Journal of African Earth Sciences* 59 140-148. Disponible: www.elsevier.com/locate/jafrearsci [Consulta: 2011, Febrero]
- Biondo, L. y Esteves, N. (2010). *Evaluación Hidrogeológica de la Laguna de Taiguaiguay, Municipio Zamora, Estado Aragua*. Universidad Central de Venezuela, Trabajo Especial de Grado, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 139p
- Bolívar, V. (2004). *Caracterización geoquímica de las aguas subterráneas de la región norcentral del Valle de Caracas, Venezuela*. Universidad Central de Venezuela, Trabajo Especial de Grado, Facultad de Ciencias, Escuela de Química. 113p
- Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza (CATIE) (1986). *Fundamentos del manejo de las cuencas. Proyecto regional de manejo de cuencas*. Departamento de Recursos Naturales Renovables del CATIE. Guatemala. 164p
- Casanova, E. (2005). *Introducción a la ciencia del suelo*. Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico de la Universidad Central de Venezuela. 487p
- Chow, V. (1964). *Handbook of applied hydrology; a compendium of water resources technology*. Mcgraw-Hill, U.S.A. 1468p
- Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela (CECPV). (2011). PDVSA. Disponible: www.pdv.com/lexico [Consulta: 2010-2011]



Cravotta, C. (1986). *Spatial and temporal variations of ground-water chemistry in The vicinity of carbonate-hosted zinc-lead occurrences, sinking valley, blair country, Pennsylvania*. Master of Science in Geochemistry and Mineralogy. The Pennsylvania State University, The Graduate School, Department of Geosciences, 405p.

Custodio, E. y Llamas, M. (1976). *Hidrología Subterránea*. Ediciones Omega, S.A. Casanova. Barcelona, España. 2359p.

Datta, P. and Tyagi, S. (1996). *Major ion chemistry of groundwater in Delhi area: Chemical weathering processes and groundwater regime*. Journal of the Geological Society of India, 47, 179–188

Davis, S. y De Weist, R. (1971). *Hidrogeología*. Editorial Ariel, S.A. Barcelona. 563p

Decarli, F. (2009). *Características de las aguas subterráneas en Venezuela*. Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMEH). Disponible: http://www.inameh.gob.ve/index.php?pag=lista_p# [Consulta: 2010, Noviembre]

Drever, J. (1988). *The geochemistry of natural waters*. Prentice-Hall, New Jersey, USA. Segunda edición. P 437

EPA (2011). United States Environmental Protection Agency. Disponible: <http://www.epa.gov> [Consulta: 2011, Octubre]

Evans, J. y Perlman, H. (2011). *El Ciclo del Agua*. USGS. Disponible: <http://ga.water.usgs.gov/edu/watercyclespanishhi.html> [Consulta: 2011, Enero]

Faublack, A. (2008). *Estudio hidrogeoquímico de las aguas subterráneas de los sectores Barbacoas, edo. Aragua y Cachamas, edo. Guárico*. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, Escuela de química.

Fetter, C. (1994). *Applied Hidrogeology*. Prentice Hall, Inc. 3rd edition. United States of America, New Jersey. p 691

Gaceta Oficial N° 5.021 (1995). *Decreto 883, Normas para la Clasificación y el Control de la Calidad de los Cuerpos de Agua y Vertidos o efluentes líquidos*. República de Venezuela Sección III, p.p. 89-90

Gil, J. (2011). *Recursos Hidrogeológicos*. Disponible: <http://ciberia.ya.com/elbrocense/recursos.html> [Consulta: 2010, Diciembre]

González de Juana, C.; Iturralde de Arozena, J. y Picard, X. (1980). *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Ediciones Foninves. Primera Edición. 1031p.



González, L. (1972). *Geología de la Cordillera de la Costa, zona centro occidental*. IV Cong. Geol. Venezolano. Caracas. Noviembre 1969, Memoria, Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 5, 3: 1589-1616.

Gran, G. (1952). *Determination of the Equivalence Point in Potentiometric Titrations*. Part II, Analyst, Vol. 77, pp.661-671.

Grande, S. (1995) *Caracterización geoquímica de las metalavas del Miembro Los Naranjos, Formación Tucutunemo, Aragua Central, y su interpretación tectónica*. Trabajo de Ascenso. Universidad Central de Venezuela. 45p.

Gray, D. and Noble, R. (2006). *Nickel hydrogeochemistry of the northeastern Yilgarn Craton, Western Australia*. CRC LEME Open File Report 243R / CSIRO Exploration and Mining Report P2006/524. 1.

Guo, Q.; Wang, Y.; Ma, T. and Ma, R. (2006). *Geochemical processes controlling the elevated fluoride concentrations in groundwaters of the Taiyuan Basin, Northern China*. Journal of Geochemical Exploration. Volume 93, Issue 1.

Hem, J. (1985). *Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water*. USGS. Tercera Edición. 263p.

Hernández, M. y Martínez, R. (2008). *Análisis de los parámetros geomecánicos en la excavación del túnel de trasvase Taguaiguay_Valles de Tucutunemo, estado Aragua*. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería. 173p.

Infoagro. (2010). Disponible: <http://www.infoagro.com/> [Consulta: 2010, Diciembre]

IGME (1993). Instituto Tecnológico Geominero de España. *Las aguas subterráneas. Importancia y Perspectivas*. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Disponible: <http://books.google.co.ve/books?id=uLHdppaAjjYC&lpg=PA155&ots=q3fI3sZOR&dq=manuel%20varela%20MOPT&hl=es&pg=PP1#v=onepage&q=manuel%20varela%20MOPT&f=false> [Consulta: 2010, Diciembre]

Jiang, Y.; Wue, Y.; Groves, C.; Yuan, D. and Kambesis, P. (2009). *Natural and anthropogenic factors affecting the groundwater quality in the Nandong karst underground river system in Yunan, China*. Journal of Contaminant Hydrology 109 (2009) 49–61.

Karmegam, U.; Chidamabram, S.; Sasidhar, P.; Manivannan, R.; Manikandan, S. and Anandhan, P. (2010). *Geochemical Characterization of Groundwater's of Shallow Coastal Aquifer in and Around Kalpakkam, South India*. Journal of Environmental and Earth Sciences 2(4): 170-177.

Kattan, Z. (2006). *Characterization of surface water and groundwater in the Damascus Ghotta basin: hydrochemical and environmental isotopes*. Environmental Geology 51. 173-201p



- Keith, D. (1973). *Hidrología. Agua subterránea*. Edición Parainfo, Madrid – España, 371p.
- Klein, C. y Hurlburt, C. (2001). *Manual de Mineralogía*. Reverté. 4ª Ed. Barcelona. Vol.2, 289 p.
- MARNR (1983). *Estudio Hidrogeológico preliminar de la cuenca del Lago de Valencia. Caracas*. Dirección de hidrología.
- Martínez, M. (2003). *Caracterización geoquímica de las aguas subterráneas de la cuenca del Lago de Valencia, estado Carabobo, Venezuela*. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, Instituto de Ciencias de la Tierra. 103p
- Mason, B. and Moore, C. (1982). *Principles of geochemistry*. John Wiley and Sons. New York.
- Mayo, A. and Loucks, M. (1995). *Solute and isotopic geochemistry and groundwater flow in the Central Wasatch Range, Utah*. Journal of Hydrology. Amsterdam. Vol 172. pp. 31-59.
- Menéndez, V. (1966). *Tectónica de la parte central de las Montañas Occidentales del Caribe, Venezuela*. Bol. Geol., Caracas, 8(15): 116-139.
- Miller, J. (2002). *Estadística y Quimiometría para química analítica*. Cuarta edición. Pearson Educación. España. 278p.
- Molina, Y. (2006) *Evaluación de los recursos hídricos subterráneos del acuífero de Maracay, estado Aragua*. Tesis de Grado, Universidad de los Andes, Mérida, Venezuela.
- Montaño, J.; Da Rosa, E.; Chemas, E.; Cicalese, H.; Montaño, M. y Gagliardi, S. (2002). *Importancia de las estructuras geológicas en el modelo conceptual del sistema acuífero Guaraní, área Uruguay*. Revista aguas subterráneas N 16. Disponible: <http://www.alhsud.com/public/articulos/sag%20estructuras.pdf> [Consulta: 2010, Diciembre]
- Montero, R. (1996). *Caracterización hidrogeoquímica de las aguas subterráneas asociadas a zonas de explotación de hidrocarburos*. Trabajo de ascenso. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, Instituto de Ciencias de la Tierra. 203p
- Nelson, D. (2002). *Natural Variations in the Composition of Groundwater*. Drinking Water Program. Groundwater Foundation Annual Meeting. Springfield, Oregon. 8p.
- Njitchoua, R.; Dever, L.; Fontes, J.Ch. and Naah, E. (1997). *Geochemistry, origin and recharge mechanisms of groundwaters from the Garoua sandstones aquifer, Northern Cameroon*. Journal of Hydrology, 190: 123-140p.
- Oropeza, J. (2009). *Estudio hidrogeoquímico de las aguas subterráneas de la cuenca de los Valles del Tuy en el sector Charallave-Paracotos, estrado Miranda*. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, Instituto de Ciencias de la Tierra. 103p



Ortega, M. (2009). *Presencia, distribución, hidrogeoquímica y origen de arsénico, fluoruro y otros elementos traza disueltos en agua subterránea, a escala de cuenca hidrológica tributaria de Lerma-Chapala, México*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México. v. 26, núm. 1, 2009, pp. 143-161

Peñuela, L. (2008). *Proceso de recarga-descarga de agua subterránea en zonas receptoras de pago por servicio ambiental hidrológico, sierras Nevada y Las Cruces, México*. Maestría en Ciencias de La Tierra (Geología Ambiental), UNAM. 225p.

Piper, A. (1953). *A Graphic Procedure in the Geochemical Interpretation of Water Analysis*. USGS Groundwater Note, No. 12, 63.

Porras, J.; Nieto, P.; Alvarez-Fernández, C.; Fernández, A. y Gimeno, M. (IGME) (1985). *Calidad y contaminación de las aguas subterráneas en España*. Disponible: <http://aguas.igme.es/igme/publica/libro43/lib43.htm> [Consulta: 2011, Febrero]

Rajmohan, N. y Elango, L. (2004). *Identification and evolution of hydrogeochemical processes in the groundwater environment in an area of the Palar and Cheyyar River Basins, Southern India*. Environmental Geology 46:47–61.

Rodríguez, S. (2009). *Facies hidrogeoquímicas de las aguas subterráneas del sector oeste de la subcuenca del río Zuata del área Junín de la Faja Petrolífera del Orinoco, Venezuela*. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, Instituto de Ciencias de la Tierra.

Sánchez, F. (2004) *Hidrología superficial III. Relación precipitación-escorrentía*. Universidad de Salamanca. España. Disponible : <http://web.usal.es/javisan/hidro> [Consulta: 2010, Diciembre]

Sánchez, F. (2004) *Hidroquímica, conceptos elementales*. Universidad de Salamanca. España. Disponible : <http://web.usal.es/javisan/hidro> [Consulta: 2010, Diciembre]

Sánchez, F.; Pulido, A. and Calaforra, J. (1998). *Hydrogeochemical processes in an arid region of Europe, Almeria, SE Spain*. Applied Geochemistry 14 735-745

Shiklomanov, I. (1998). *UNESCO. World Water Resources. A New Appraisal And Assessment for The 21st Century. A summary of the monograph World Water Resources prepared in the framework of the International Hydrological* Disponible: <http://www.ce.utexas.edu/prof/mckinney/ce385d/Papers/Shiklomanov.pdf> [Consulta: 2010, Diciembre]

Suárez, E. (2010). *Acuíferos semiconfinados y su modelación: aplicaciones al acuífero de la zona metropolitana de la ciudad de México*. Centro de Ciencias de la Atmósfera y de Geociencias. México. 220p.



Subramani, T.; Rajmohan, N. and Elango, L. (2010). *Groundwater geochemistry and identification of hydrogeochemical processes in a hard rock region, Southern India*. Environ Monit Assess

Urbani, F. (1999). *Revisión de las unidades de rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera de la Costa, Venezuela*. Revista Geos. Universidad Central de Venezuela. 33: 1-170.

Urrutia, E. (2009). *Estudio hidrogeoquímico de las aguas subterráneas del sector este de la subcuenca del río Zuata del área Junín de la Faja Petrolífera del Orinoco*. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, Instituto de Ciencias de la Tierra. 120p.

White, D. (1957). Magmatic, connate, and metamorphic waters. Geological Soc. Am Bulletin, v.68, p 1659 - 1682

White, W. (2002). *Geochemistry*. Cornell University. Disponible: <http://www.imwa.info/white-geochemistry.html> . John - Hopkins University Press. [Consulta: 2011, Octubre]

World Health Organization (WHO). (2007). *Nitrate and nitrite in drinking-water. Background document for development of WHO Guidelines for Drinking-water Quality*. WHO/SDE/WSH/07.01/16.

Zambrano, F. (1999). *Caracterización geoquímica de las aguas subterráneas en el estado Táchira*. Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ciencias, Escuela de Química. 109p.

APÉNDICE

Apéndice A
Curvas del Método

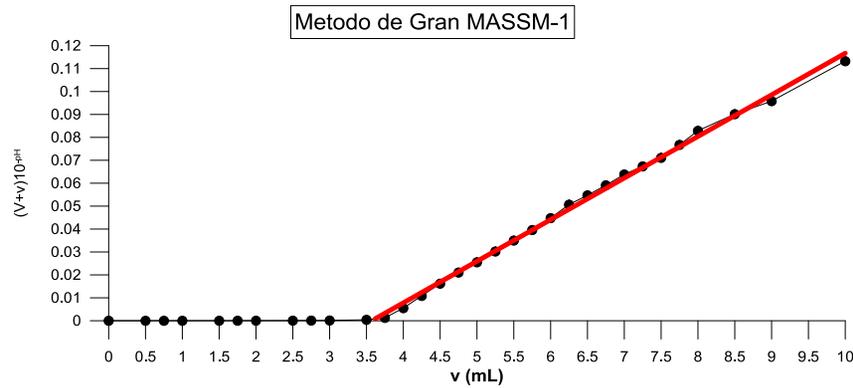


Figura 52. Curva del Método de Gran para la muestra MASSM-1

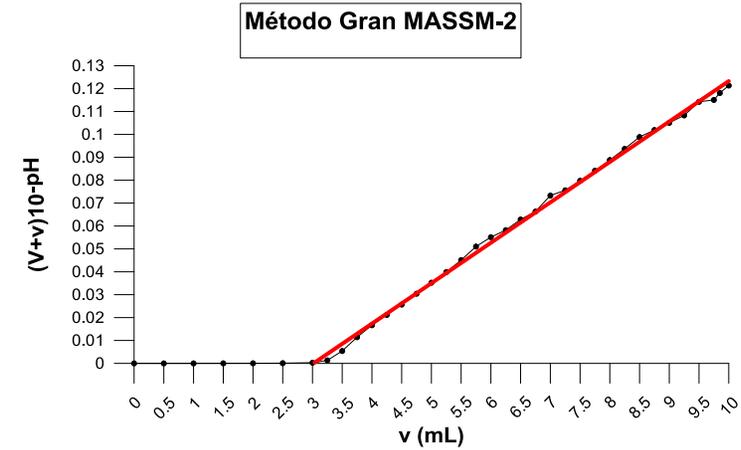


Figura 53. Curva del Método de Gran para la muestra MASSM-2

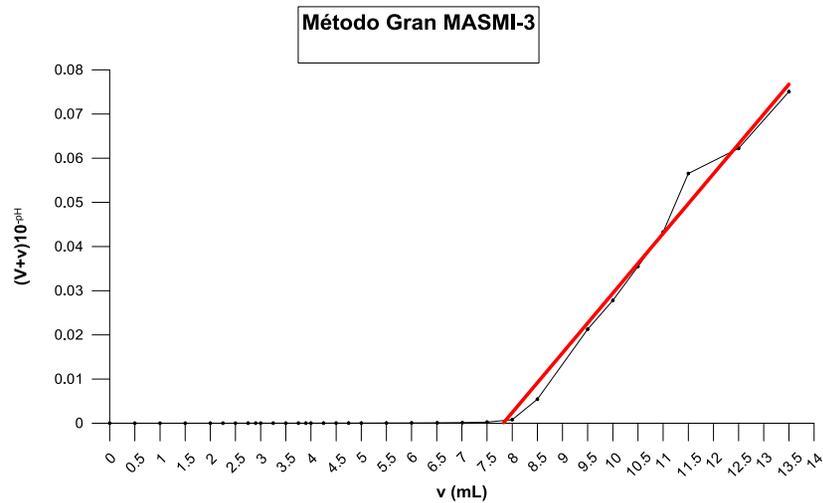


Figura 54. Curva del Método de Gran para la muestra MASMI-3

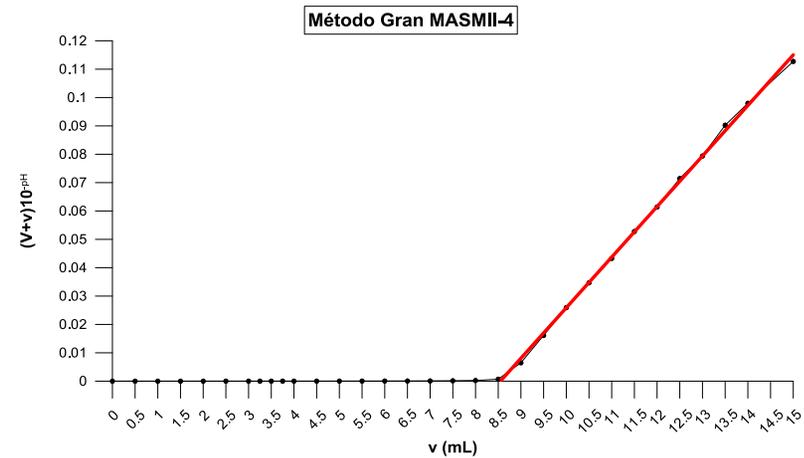


Figura 55. Curva del Método de Gran para la muestra MASMI-4

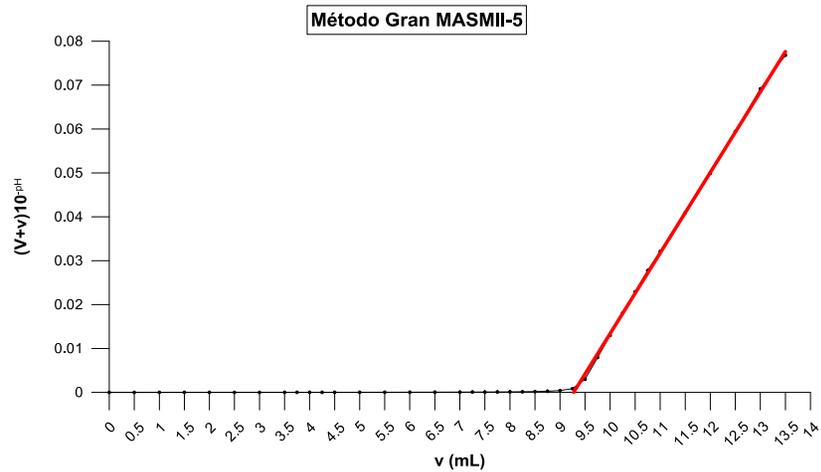


Figura 56. Curva del Método de Gran para la muestra MASMI-5

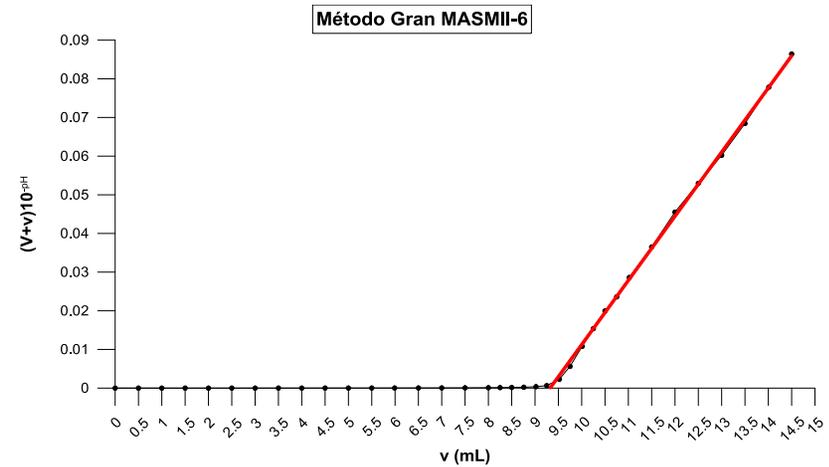


Figura 57. Curva del Método de Gran para la muestra MASMII-6

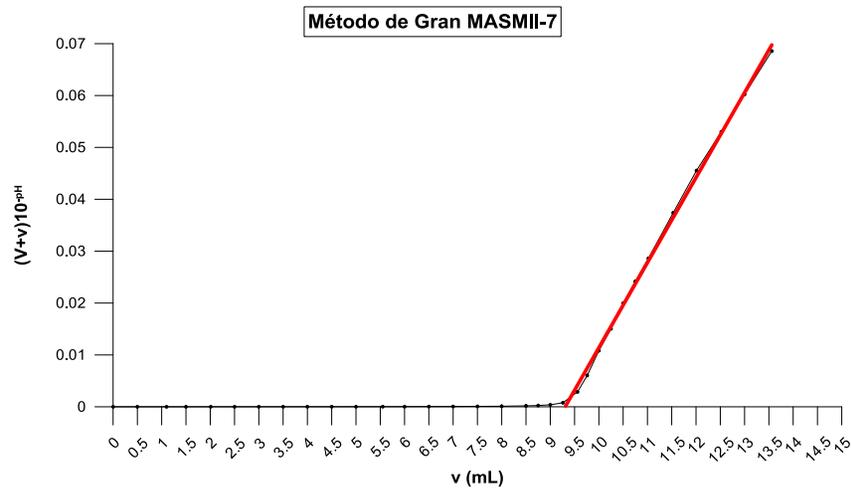


Figura 58. Curva del Método de Gran para la muestra MASMI-7

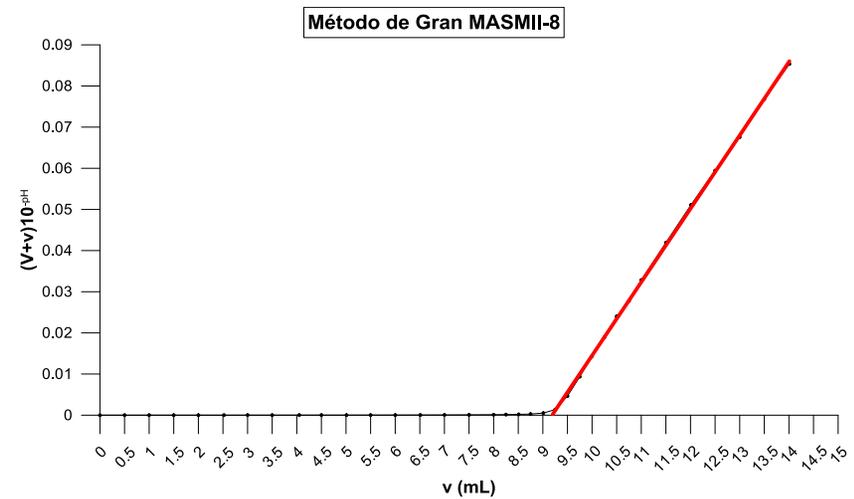


Figura 59. Curva del Método de Gran para la muestra MASMII-8

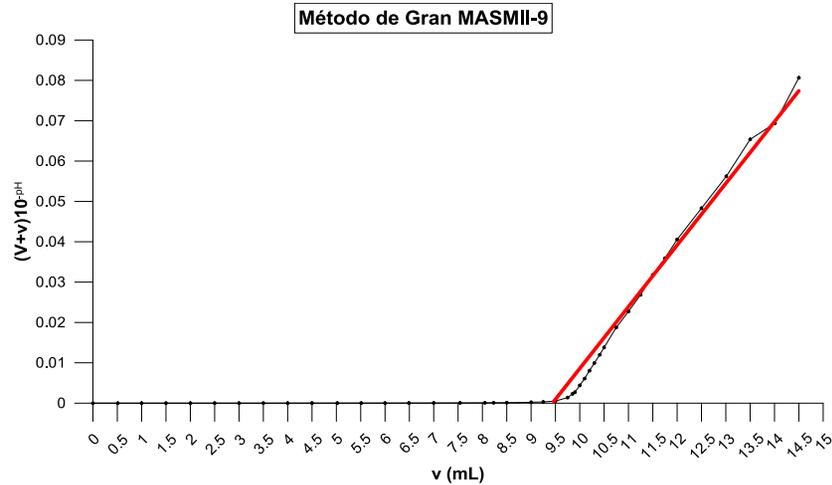


Figura 60. Curva del Método de Gran para la muestra MASMI-9

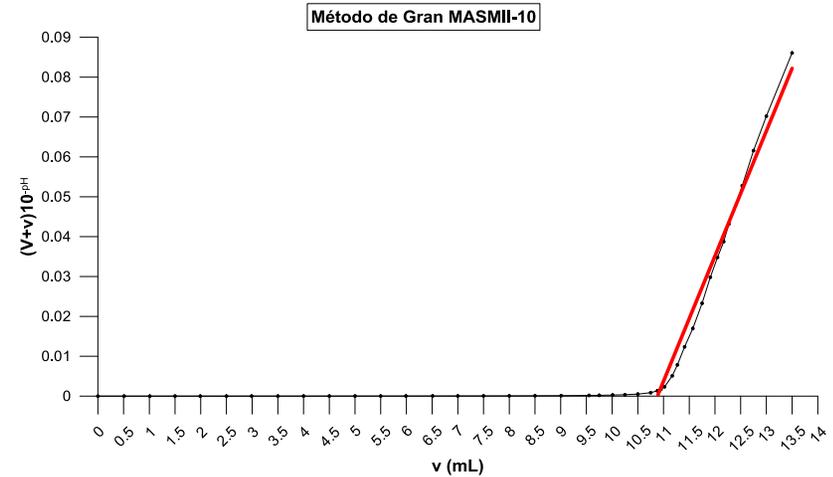


Figura 61. Curva del Método de Gran para la muestra MASMII-10

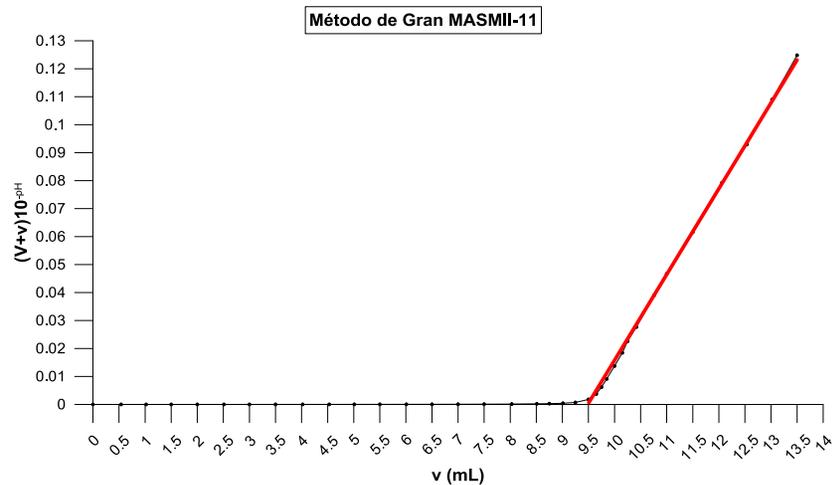


Figura 62. Curva del Método de Gran para la muestra MASMI-11

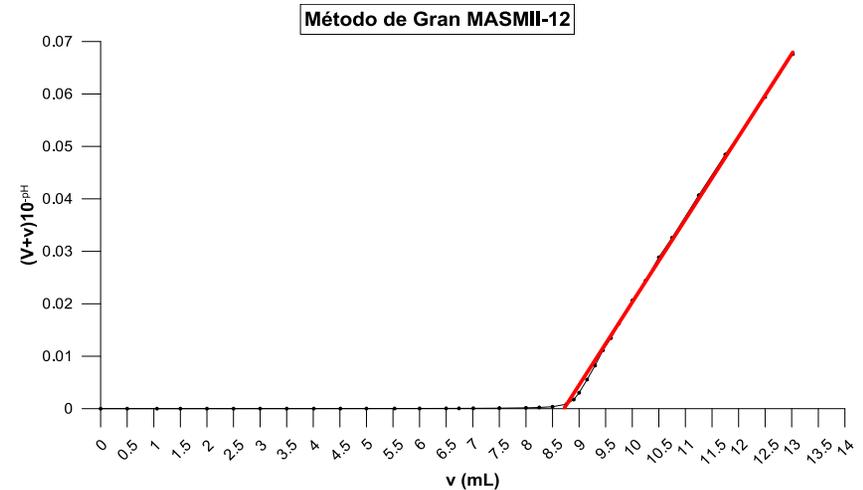


Figura 63. Curva del Método de Gran para la muestra MASMII-12

Método de Gran MASMII-13

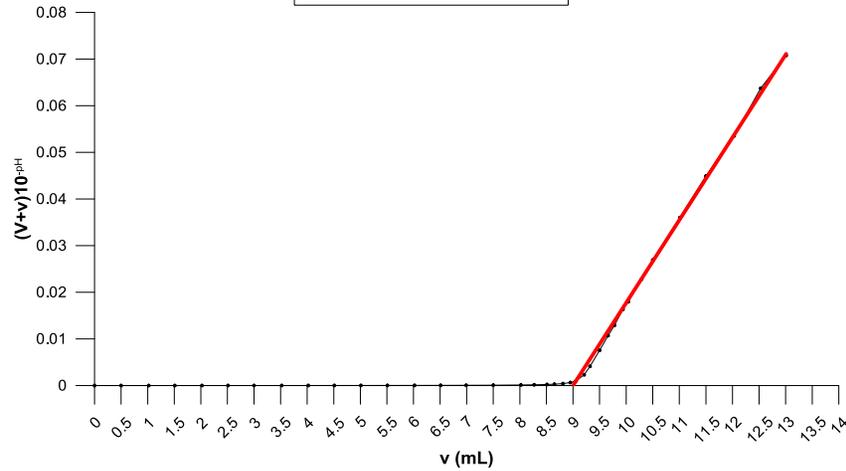


Figura 64. Curva del Método de Gran para la muestra MASMI-13

Método de Gran MASMII-14

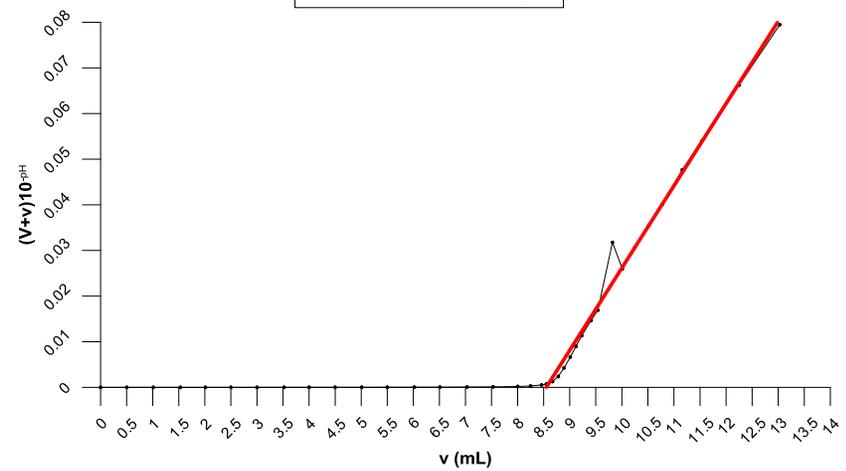


Figura 65. Curva del Método de Gran para la muestra MASMII-14

Método de Gran MASTD-15

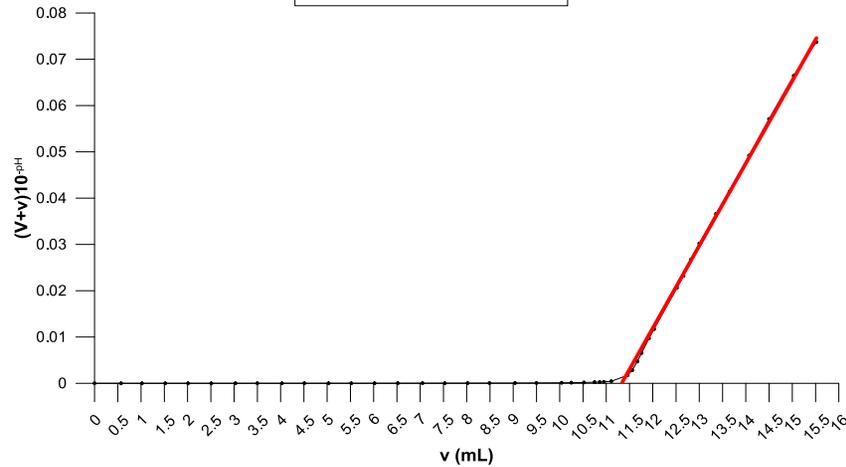


Figura 66. Curva del Método de Gran para la muestra MASTD-15

Método de Gran MASTD-16

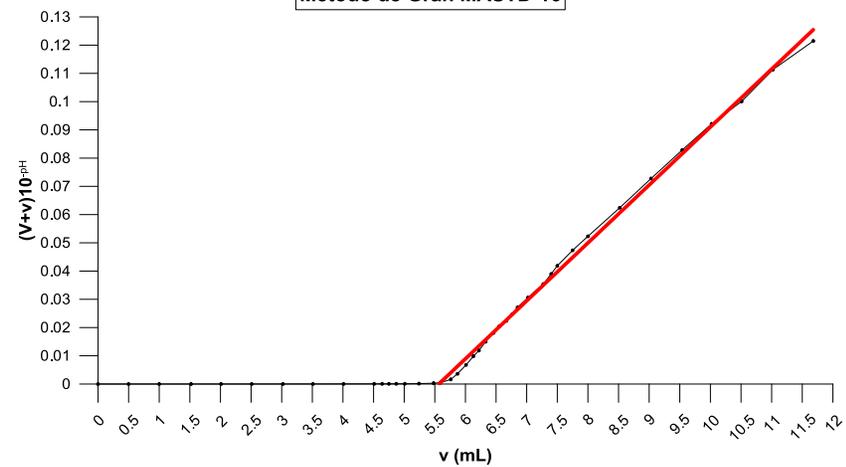


Figura 67. Curva del Método de Gran para la muestra MASTD-16

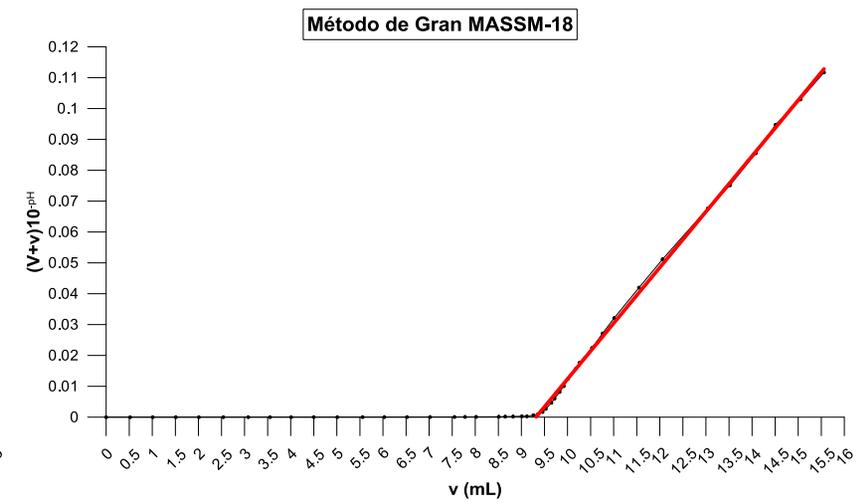
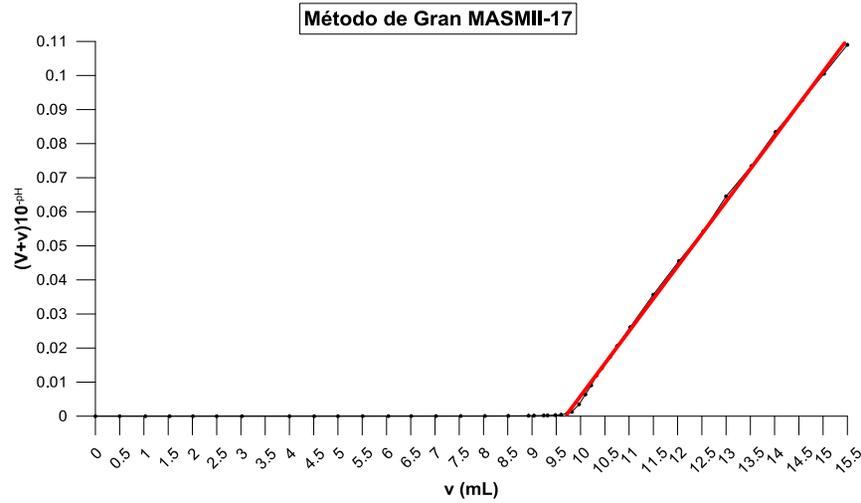


Figura 68. Curva del Método de Gran para la muestra MASMII-17 Figura 69. Curva del Método de Gran para la muestra MASSM-18



Apéndice B

Curvas de calibración para los cationes

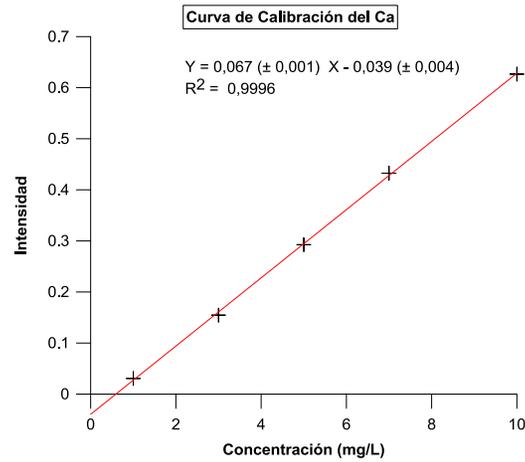


Figura 70. Curva de calibración del calcio

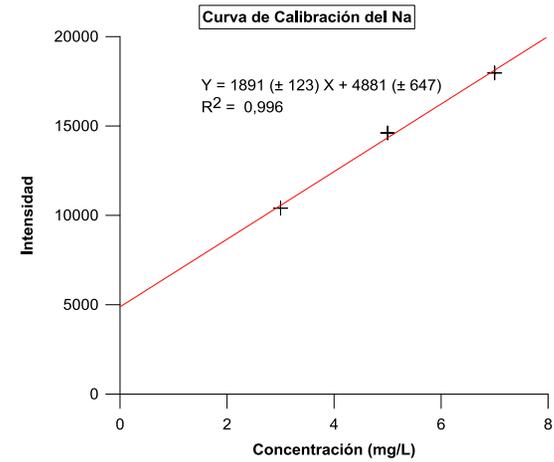


Figura 71. Curva calibración del sodio

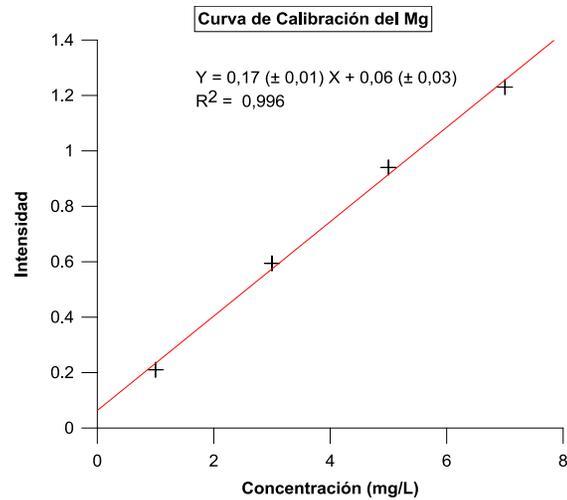


Figura 72. Curva de calibración del magnesio

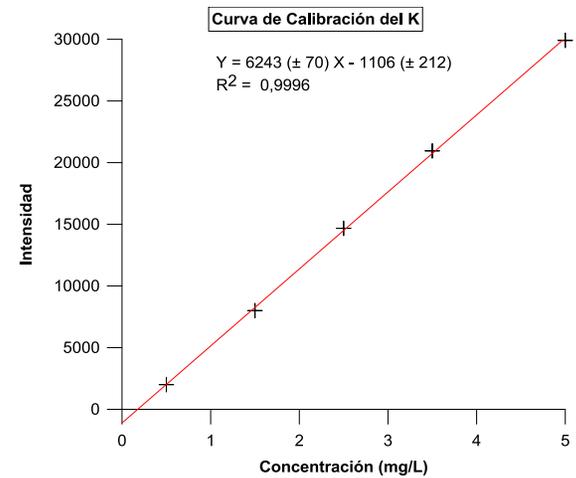
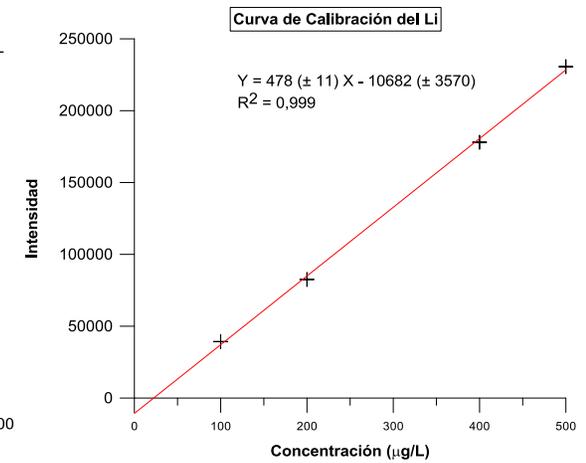
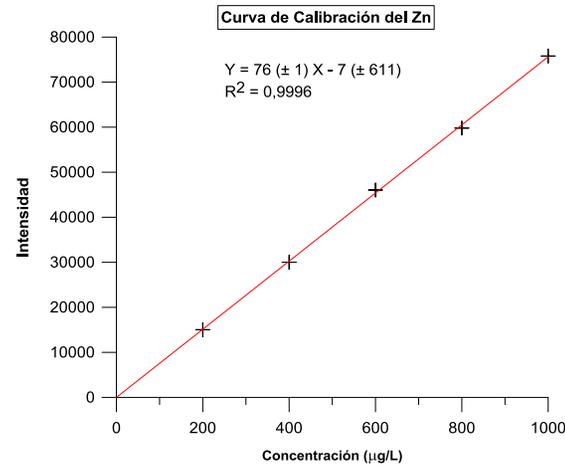
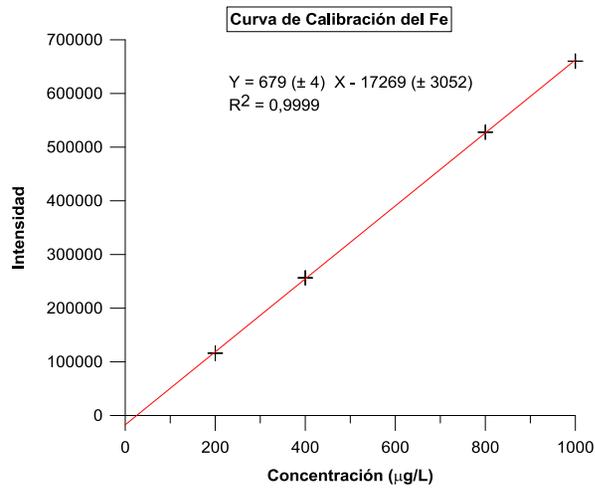
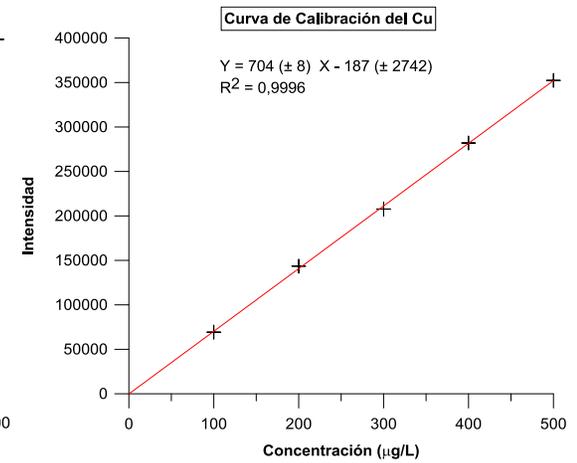
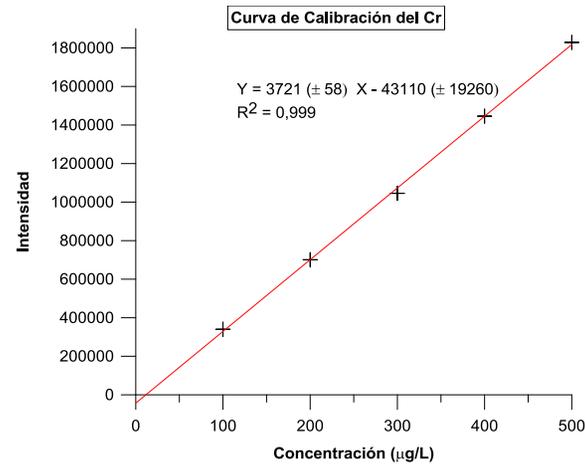
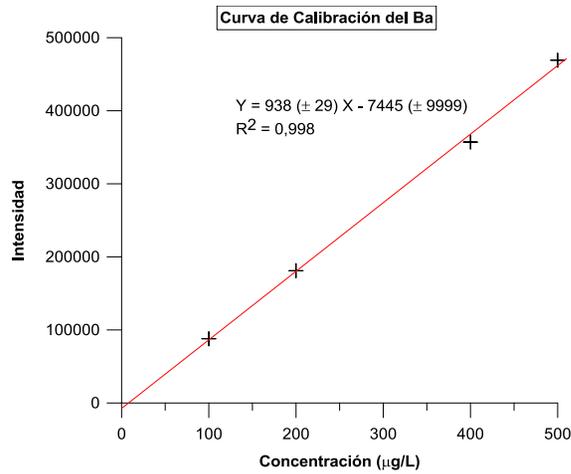
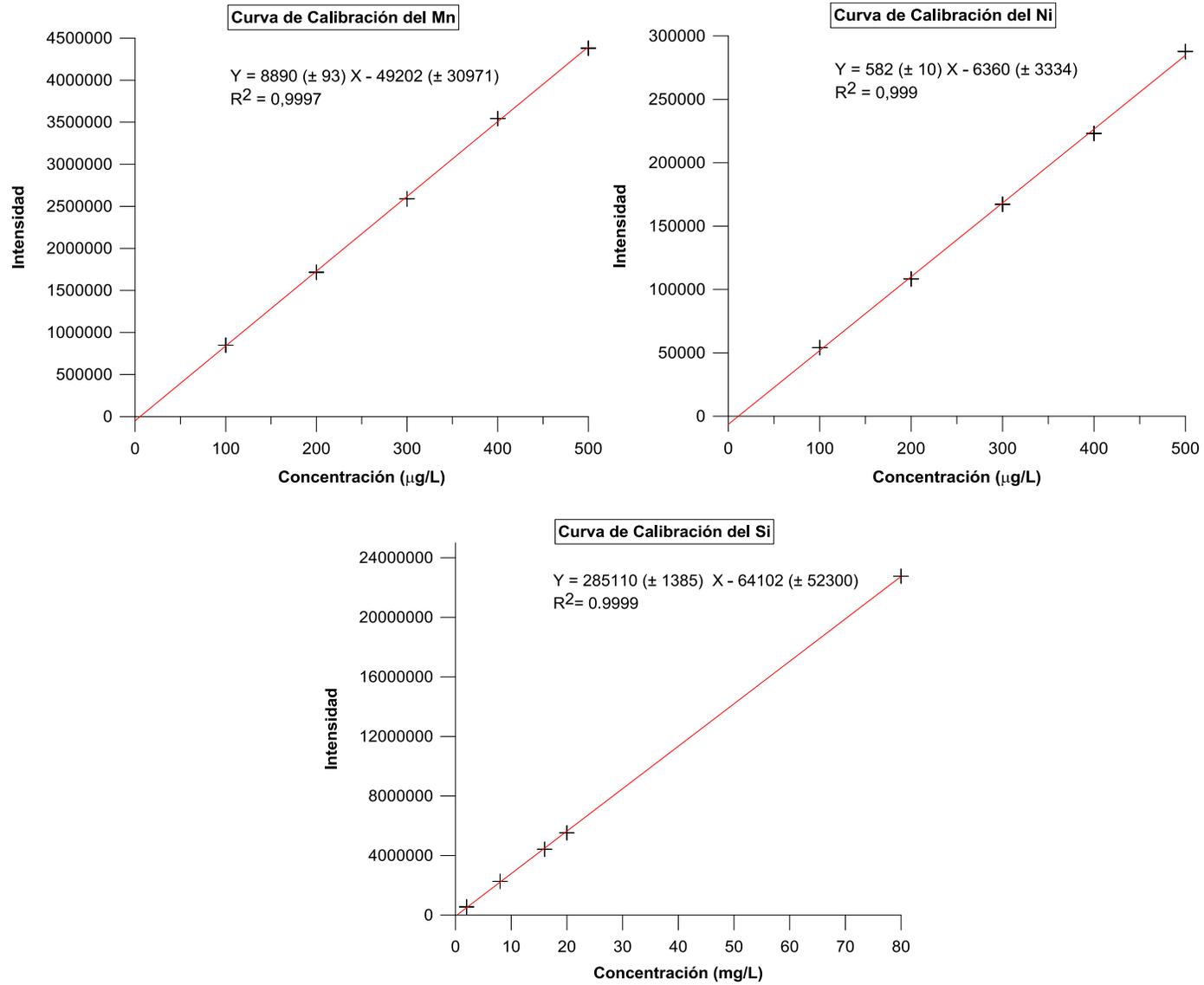


Figura 73. Curva calibración del potasio



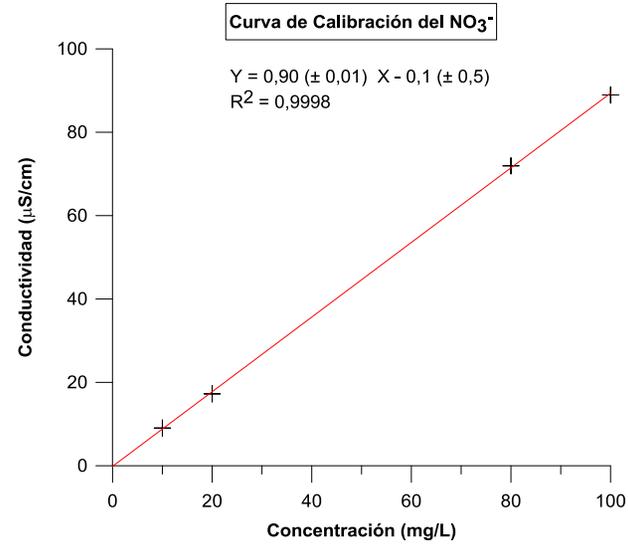
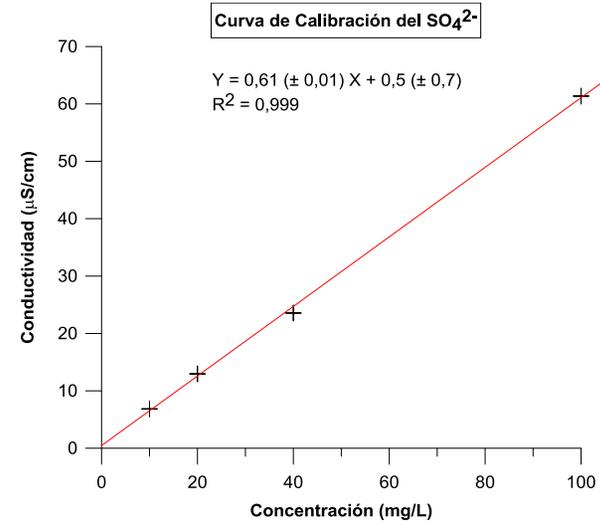
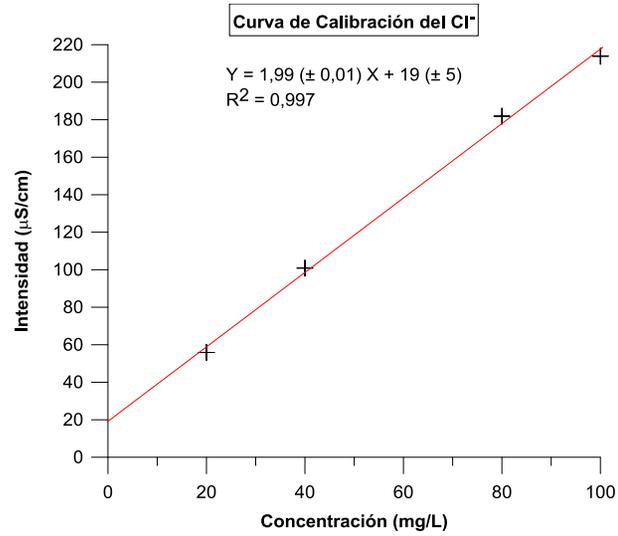
Curvas de calibración para los elementos traza y el silicio







Curvas de calibración para los aniones





Apéndice C

Tabla de resultados de las mediciones de los parámetros conductividad, pH, temperatura, y profundidad de los pozos

MUESTRA	Coordenadas UTM		Valores de Campo			
	N	E	Cond ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	pH	Temp. ($^{\circ}\text{C}$)	Prof. pozo (m)
MASSM-1	1117227	668930	587	6,1	29	68
MASSM-2	1116996	668924	555	6,4	31	80
MASMI-3	1115045	665925	1031	6,7	29	-
MASMII-4	1116513	665751	817	6,7	29	70
MASMII-5	1115540	665597	988	6,7	28	70
MASMII-6	1116076	665834	993	6,7	28	80
MASMII-7	1116014	665532	880	6,6	27	70
MASMII-8	1116187	665249	955	6,7	28	127
MASMII-9	1116016	665383	1032	6,6	27	70
MASMII-10	1116289	665589	1089	6,9	-	106
MASMII-11	1115646	665976	1082	6,9	27	-
MASMII-12	1115827	665296	987	6,8	28	115
MASMII-13	1116435	666134	1039	6,8	28	105
MASMII-14	1115648	666395	1015	6,5	28	100
MASTD-15	1117208	666538	1102	6,9	28	-
MASTD-16	1116768	667742	558	6,8	28	-
MASMII-17	1116574	665375	1001	6,7	28	90
MASSM-18	1117739	669232	1078	6,9	27	80



Tabla de resultados de la concentración de las especies mayoritarias, minoritarias y sólidos disueltos totales

MUESTRA	Na ⁺ ± 1 mg/L	K ⁺ ± 0,1 mg/L	Ca ²⁺ ± 1 mg/L	Mg ²⁺ ± 1 mg/L	Cl ⁻ ± 3 mg/L	SO ₄ ⁼ ± 2 mg/L	NO ₃ ⁻ ± 1 mg/L	HCO ₃ ⁻ ± 1 mg/L	SiO ₂ ± 1 mg/L	SDT ± 1 mg/L
MASSM-1	24	2,4	60	14	69	37	32	168	22	428
MASSM-2	38	3,9	51	12	60	52	32	142	26	417
MASMI-3	43	2,0	99	44	73	54	110	368	39	831
MASMII-4	28	2,1	77	41	43	35	37	403	43	708
MASMII-5	41	2,0	99	42	64	44	71	437	44	843
MASMII-6	33	2,2	96	49	58	52	80	439	43	853
MASMII-7	41	2,1	86	38	49	31	44	438	40	769
MASMII-8	29	2,2	95	47	36	51	93	433	42	827
MASMII-9	37	2,2	104	47	58	41	88	445	45	867
MASMII-10	39	2,2	113	51	61	45	74	513	47	944
MASMII-11	52	2,3	100	50	73	68	62	447	45	901
MASMII-12	29	2,0	104	43	49	38	108	411	44	827
MASMII-13	33	2,2	100	54	62	53	101	424	49	877
MASMII-14	43	2,1	100	45	68	56	80	403	42	840
MASTD-15	36	2,2	109	59	79	55	35	534	51	958
MASTD-16	16	2,0	59	23	40	20	8	262	39	469
MASMII-17	33	2,0	107	47	65	54	48	456	47	858
MASSM-18	58	1,9	129	12	92	65	9	439	28	833



Tabla de resultados de la concentración de los elementos traza

	Li	B	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Zn	Sr	Ba
MUESTRA	± 1 µg/L	± 7 µg/L	± 1 µg/L	± 5 µg/L	± 1 µg/L	± 2 µg/L				
MASSM-1	47	< LD	< LD	< LD	104	< LD	< LD	< LD	229	77
MASSM-2	44	< LD	< LD	94	< LD	< LD	< LD	< LD	152	52
MASMI-3	56	< LD	562	252						
MASMII-4	41	< LD	< LD	< LD	278	< LD	< LD	< LD	552	211
MASMII-5	44	< LD	702	377						
MASMII-6	50	< LD	20	< LD	675	249				
MASMII-7	50	< LD	617	223						
MASMII-8	52	< LD	716	200						
MASMII-9	49	< LD	704	358						
MASMII-10	46	< LD	< LD	< LD	124	< LD	< LD	< LD	757	398
MASMII-11	53	< LD	642	379						
MASMII-12	47	< LD	713	358						
MASMII-13	44	< LD	645	373						
MASMII-14	57	< LD	< LD	23	< LD	< LD	< LD	< LD	602	254
MASTD-15	46	< LD	662	511						
MASTD-16	64	< LD	< LD	< LD	100	< LD	< LD	< LD	231	199
MASMII-17	46	< LD	640	394						
MASSM-18	78	< LD	850	81						



Apéndice D

Cálculo 1

$$\text{Balance iónico} = \frac{\sum[\text{cationes}] - \sum[\text{aniones}]}{\sum[\text{cationes}] + \sum[\text{aniones}]} \times 100$$

Tabla del error porcentual del Balance Iónico

MUESTRA	Cationes ± 1 meq/L	Aniones ± 1 meq/L	B.I. ± 1 %
MASSM-1	5	6	-7
MASSM-2	5	6	-4
MASMI-3	11	11	-2
MASMII-4	9	9	-4
MASMII-5	10	11	-4
MASMII-6	10	11	-4
MASMII-7	9	10	-4
MASMII-8	10	11	-4
MASMII-9	11	11	-3
MASMII-10	12	12	-3
MASMII-11	12	12	-2
MASMII-12	10	11	-3
MASMII-13	11	11	-3
MASMII-14	11	11	-2
MASTD-15	12	13	-3
MASTD-16	6	6	-4
MASMII-17	11	11	-3
MASSM-18	10	11	-6



Tabla de las conductividades equivalentes de los iones en solución a 25 °C (Cravotta, 1986)

Especie iónica	Conductividad a 25°C (μS.L/cm.mg)
Ca ²⁺	3,00
Mg ²⁺	4,34
Na ⁺	2,17
K ⁺	1,89
Cl ⁻	2,14
HCO ₃ ⁻	0,74
SO ₄ ²⁻	1,67
NO ₃ ⁻	1,15

Cálculo 2

Conductividad ideal 25°C = Cond ideal aniónica + Cond ideal catiónica

$$\text{Cond ideal catiónica} = \sum (\text{cationes} \times \mu\text{o}) + [((e^{-pH}) \times 100) \times 349,8]$$

$$\text{Cond ideal aniónica} = \sum (\text{aniones} \times \mu\text{o})$$



Tabla de los límites de detección calculados para cada especie

Especie	Límite de Detección (mg/L)	Especie	Límite de Detección (µg/L)
Na ⁺	10	B	22
K ⁺	0,1	Cr	16
Ca ²⁺	2	Cu	12
Mg ²⁺	6	Fe	13
Cl ⁻	8	Mn	10
SO ₄ ⁼	4	Ni	17
NO ₃ ⁻	2	Zn	24
SiO ₂	1	Li	22
		Sr	15
		Ba	32

- El límite de detección fue calculado mediante las siguientes ecuaciones:

$$S_m = S_b + 3 S_a$$

$$LD = (S_m - S_b)/m$$

S_m = mínima señal analítica
 S_b = promedio del intercepto de la recta de regresión
 S_a = desviación estándar del intercepto.
 LD = límite de detección
 m = pendiente

- Los parámetros de estadística descriptiva fueron calculados atendiendo a las siguientes ecuaciones:

$$\bar{X} = \sum X_i / N$$

$$S_r\% = [(2S)/\bar{X}] * 100$$

\bar{X} = promedio
 X_i = concentración de las especies químicas
 S = Desviación estándar
 $S_r\%$ = Desviación estándar relativa



Apéndice E

Cálculo 3

$$CAI1 = \frac{[Cl - (Na + K)]}{Cl}$$

$$CAI2 = \frac{[Cl - (Na + K)]}{(SO4 + HCO3 + NO3)}$$