



COLEGIO DE POSTGRADUADOS

INSTITUCION DE ENSEÑANZA E INVESTIGACION EN CIENCIAS AGRÍCOLAS

CAMPUS MONTECILLO

POSTGRADO EN HIDROCIENCIAS

CALIDAD DE AGUAS NATURALES Y RESIDUALES EN EL SISTEMA HIDROGRÁFICO VALLE DEL MEZQUITAL, HIDALGO MÉXICO.

I.Q. ISAAC MATEO BARRIOS CASTILLO

T E S I S

**PRESENTADA COMO REQUISITO PARCIAL
PARA OBTENER EL GRADO DE:**

MAESTRO EN CIENCIAS

MONTECILLO, TEXCOCO, EDO. DE MEXICO

2014

La presente Tesis titulada: ***Calidad de aguas naturales y residuales en el sistema hidrográfico Valle del Mezquital, Hidalgo México***; realizada por el alumno: ***I.Q. Isaac Mateo Barrios Castillo***, bajo la dirección del Consejo Particular indicado, ha sido aprobada por el mismo y aceptada como requisito parcial para obtener el grado de:

MAESTRO EN CIENCIAS
HIDROCIENCIAS

CONSEJO PARTICULAR

CONSEJERO



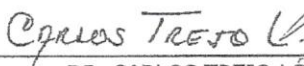
DR. CARLOS RAMÍREZ AYALA

ASESOR



DR. HÉCTOR MANUEL ORTEGA ESCOBAR

ASESOR



DR. CARLOS TREJO LÓPEZ

AGRADECIMIENTOS

Expreso mi agradecimiento a las siguientes instituciones y personas, que contribuyeron a la realización del presente trabajo:

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT): por el financiamiento otorgado para la realización de mis estudios de postgrado.

Al Consejo Mexiquense de Ciencia y Tecnología (COMECyT): por el financiamiento otorgado para la culminación de mis estudios de postgrado.

A mi Consejo Particular: por la revisión, corrección y apoyo en todo momento para la realización del presente trabajo.

Al Dr. Carlos Ramírez Ayala: por la dirección del trabajo y la confianza otorgada a mi persona.

Al Dr. Héctor Manuel Ortega Escobar: por su experiencia de vida compartida conmigo.

Al Dr. Carlos Trejo López: porque siempre estuvo cuando lo busqué.

CONTENIDO

	Página
ÍNDICE DE CUADROS	vii
ÍNDICE DE FIGURAS	x
RESUMEN	xiii
ABSTRACT	xiv
1. INTRODUCCIÓN	1
2. OBJETIVOS E HIPÓTESIS	3
3. REVISIÓN DE LITERATURA	4
3.1 El agua y su distribución	4
3.1.1 Distribución en el planeta	4
3.1.2 Distribución del agua en México	5
3.1.3 Usos del agua en México	5
3.1.4 Usos del agua residual	7
3.2 Composición química de las aguas	8
3.3 Composición química de la corteza terrestre	9
3.3.1 Geoquímica de los elementos	11
3.4 Origen de las sales	18
3.4.1 Solubilidad de las sales	22
3.5 Calidad del agua para riego	24
3.6 Salinidad	26
3.6.1 Presión osmótica	27

3.6.2 Clasificación de las aguas para riego con base al peligro de salinidad	29
3.6.3 Clasificación de las aguas para riego con base a la Salinidad Efectiva	31
3.6.4 Clasificación de las aguas para riego con base a la salinidad Potencial	32
3.7 Sodicidad	33
3.7.1 Clasificación de las aguas en base al RAS	34
3.7.2 Calculo del RAS ajustado (RAS_{aj})	36
3.7.3 Calculo del RAS corregido (RAS^0)	38
3.8 Efecto de la concentración de iones CO_3^{2-} y HCO_3^-	41
3.9 Problemas de infiltración	42
3.10 Toxicidad de iones específicos	45
3.10.1 Cloro	46
3.10.2 Sodio	46
3.10.3 Boro	47
3.10.4 Fósforo	48
3.11 Dureza	49
3.12 Clasificación hidrogeoquímica	51
4. MATERIALES Y MÉTODOS	53
4.1 Ubicación de los sitios de muestreo	53
4.2 Determinaciones físico-químicas	53
4.3 Directrices sobre la calidad del agua	55
4.4 Formas de comprobar los análisis químicos de las aguas	58
5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	61
5.1 Localización geográfica del área de estudio	61
5.2 Composición iónica de las aguas residuales	65
5.3 Comprobación de la exactitud de los datos analíticos	83
5.4 Distribución de cationes y aniones	85
5.5 Distribución de frecuencias de los datos analíticos	87
5.6 Clasificación de las aguas residuales con base en la salinidad	89
5.6.1 Conductividad eléctrica	89
5.6.2 Índice de salinidad efectiva	91

5.6.3 Índice de salinidad potencial	93
5.7 Clasificación de las aguas residuales de acuerdo con Richards, 1973	96
5.8 Determinación de las sales hipotéticas	99
5.9 Clasificación de las aguas residuales con base en el peligro de disminución de la infiltración	102
5.10 Carbonato de sodio residual	108
5.11 Clasificación de las aguas residuales con base en la toxicidad específica de iones	110
5.11.1 Boro (B)	110
5.11.2 Fósforo	113
6. CONCLUSIONES	116
7. RECOMENDACIONES	118
8. LITERATURA CITADA	119

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1: Usos consuntivos y su fuente de extracción (CNA, 2007)	6
Cuadro 2. Composición Media de las rocas (Holmes y Holmes, 1987)	10
Cuadro 3. Secuencia de extracción de algunos iones durante el intemperismo (Fersman, 1973)	21
Cuadro 4. Directrices para interpretar la calidad de las aguas para riego (Ayres y Westcot, 1987)	25
Cuadro 5. Clasificación de las aguas para riego de acuerdo a la Salinidad efectiva (Coras, 1996)	32
Cuadro 6. Clasificación de las aguas para riego de acuerdo a la Salinidad potencial (Coras, 1996)	33
Cuadro 7. Procedimiento para calcular pHc teórico de las aguas (Ayers y Wescot, 1987)	38
Cuadro 8. Concentración de calcio (Ca°) en el agua del suelo, contenida cerca de la superficie del suelo, que resulta de regar con aguas de determinado valor $\text{HCO}_3^-/\text{Ca}^{2+}$ en dS m^{-1}	40
Cuadro 9. Clasificación de la calidad de agua de acuerdo con el contenido de carbonato de sodio residual (Richards <i>et al.</i> , 1959)	42
Cuadro 10. Clasificación de las aguas de riego de acuerdo a su contenido de cloruros (Coras, 1996)	46

Cuadro 11. Clasificación de las aguas de riego de acuerdo a su contenido de boro (Coras, 1996)	48
Cuadro 12. Clasificación de las aguas por su dureza, con base al CaCO_3 (Keith, 1967)	50
Cuadro 13. Métodos analíticos utilizados para caracterizar las aguas residuales	55
Cuadro 14. Lineamientos para evaluar la calidad del agua para riego	57
Cuadro 15. Localización geográfica de los sitios de muestreo de las aguas residuales, de la red hidrográfica de Zumpango-Ixmiquilpan-Zimapán	63
Cuadro 16. Composición iónica de las aguas residuales, de la red hidrográfica Valle del Mezquital, Hidalgo	66
Cuadro 17. Factores de conductividad eléctrica de los iones que generalmente se encuentran en las agua naturales	83
Cuadro 18. Clasificación de las aguas residuales de la red hidrográfica Valle del Mezquital, de acuerdo con su salinidad efectiva y salinidad potencial. Buena (B); Condicionada (C) y No recomendable (NR)	93
Cuadro 19. Composición química de muestras de aguas residuales, de la red hidrográfica Valle del Mezquital	99
Cuadro 20. Clasificación de las aguas residuales de la red hidrográfica Valle del Mezquital, con base en el peligro de disminución de la infiltración	104

Cuadro 21. Clasificación del contenido de Boro de las aguas residuales de la red hidrográfica del Valle del Mezquital	111
Cuadro 22. Clasificación del contenido de fosfatos determinados como ortofosfatos (PO_4^{3-}) de las aguas residuales de la red hidrográfica Valle del Mezquital	115

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Distribución de los volúmenes de agua para usos consuntivos, 2006 (CNA, 2007)	6
Figura 2. Solubilidad de diferentes sales en función de la temperatura (1973)	23
Figura 3. Diagrama para la clasificación de las aguas para riego citado en (Richards <i>et al.</i> , 1959)	36
Figura 4. Reducción relativa de la infiltración, provocada por la salinidad y la relación de adsorción de sodio RAS	44
Figura 5. Diagrama triangular para representar resultados de estudios de química del agua (Martínez <i>et al.</i> , 2006)	52
Figura 6. Localización geográfica de los sitios de muestreo de las aguas residuales, de la red hidrográfica Valle del Mezquital	54
Figura 7. Relación conjunta de la conductividad eléctrica experimental ($\mu\text{S cm}^{-1}$) y conductividad eléctrica teórica ($\mu\text{S cm}^{-1}$) de las aguas residuales	84
Figura 8. Composición iónica de las aguas residuales de la red hidrográfica Valle del Mezquital	86
Figura 9. Distribución de frecuencias con respecto a la conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$) de las aguas residuales	88

Figura 10. Distribución de frecuencias con respecto al residuo seco evaporado (mg L^{-1}) de las aguas residuales	89
Figura 11. Relación entre la conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$) y la concentración de sólidos totales (mg L^{-1}) de las aguas residuales	91
Figura 12. Diagrama de clasificación de las aguas residuales de la red hidrográfica Valle del Mezquital. RAS original – CE	96
Figura 13. Diagrama de clasificación de las aguas residuales de la red hidrográfica Valle del Mezquital. RAS corregido – CE	97
Figura 14. Diagrama de clasificación de las aguas residuales de la red hidrográfica Valle del Mezquital. RAS ajustado – CE	98
Figura 15. Relación entre la fuerza iónica de los iones individuales con la fuerza iónica de las sales hipotéticas de las aguas residuales	101
Figura 16. Concentración de las sales hipotéticas ($\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$) de las aguas residuales	102
Figura 17. Reducción relativa de la infiltración provocada por la salinidad y la relación de adsorción de sodio de las aguas residuales	105
Figura 18. Reducción relativa de la infiltración provocada por la salinidad y la relación de adsorción de sodio de las aguas residuales, RAS corregido	106
Figura 19. Reducción relativa de la infiltración provocada por la salinidad y la relación de adsorción de sodio de las aguas residuales, RAS ajustado	107

Figura 20. Distribución de las aguas residuales, de acuerdo con el contenido de carbonato de sodio residual Na_2CO_3 ($\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$)	109
Figura 21. Concentración de Boro B (mg L^{-1}) de las aguas residuales	110
Figura 22. Concentración de fosfatos PO_4^{3-} (mg L^{-1}) de las aguas residuales	114

CALIDAD DE AGUAS NATURALES Y RESIDUALES EN EL SISTEMA HIDROGRÁFICO
VALLE DEL MEZQUITAL, HIDALGO MÉXICO.

I.Q. Isaac Mateo Barrios Castillo
Colegio de Postgraduados, 2014

Actualmente se ha usado prácticamente toda el agua disponible para satisfacer los requerimientos de los diferentes cultivos que se explotan en la agricultura bajo riego. Cada vez más se utilizan hasta el límite las aguas superficiales y subterráneas de la más variada composición química y concentración de sales. En México, se riegan aproximadamente 180,000 ha en diferentes lugares del Valle del Mezquital con aguas residuales urbano-industriales que derivan de la zona metropolitana del Valle de México, prácticamente sin ningún tratamiento. En esta investigación se analizan los efectos de los elementos inorgánicos que afectan la calidad del agua de riego residual urbano-industrial de la red hidrográfica Valle del Mezquital, Hidalgo. Se analizan los problemas de salinidad y sodicidad de estas aguas. La concentración total electrolítica de estas aguas varió de la siguiente manera: $135-4612 \mu S cm^{-1}$.

¹. Altos niveles de sodio intercambiable propician la dispersión de las arcillas y afectan la infiltración del agua en los suelos. Los efectos de la sodicidad se evalúan con la relación de adsorción de sodio (RAS). Para ello se evaluaron las siguientes formulaciones RAS_{or} , RAS_{aj} y RAS^0 . Se calcularon las sales hipotéticas en estas aguas y la composición salina resultó ser la siguiente: $NaCl > NaHCO_3 > Mg (HCO_3)_2 > Ca (HCO_3)_2 > MgSO_4$. Estas aguas son: sódico-clorhídrico-bicarbonatadas.

Palabras clave: Salinidad, Sodicidad, RAS, PSI, CSR

NATURAL AND RESIDUAL WATER QUALITY IN THE HIDROGRAPHIC SYSTEM VALLE DEL MEZQUITAL, HIDALGO, MÉXICO

Nowadays, practically any available water is being used to satisfy the moisture requirements of the different crops that are actively being grown under irrigation conditions. Surface and underground waters are ever more being used to exhaustion, regardless of their varied chemical composition or concentration of salts. In Mexico, approximately 180 000 ha in different places in the Valle del Mezquital are being irrigated with urban-industrial residual waters from the metropolitan zone of the Valle de México, with practically no treatment. In the present research work are analyzed and discussed the effects of the inorganic elements that affect the quality of the urban-industrial residual waters used for irrigation in the Valle del Mezquital, Hidalgo. Problems of salinity and sodicity in these waters are analyzed. The total electrolytic concentration of these waters varied as follows: 135-4612 μ S cm^{-1} . High levels of exchangeable sodium favor the dispersion of clays and affect water infiltration into the soil. The effects of sodicity are evaluated with the sodium adsorption ratio (SAR). To do this, the following formulas were evaluated: SAR_{or} , SAR_{aj} , and SAR° . Hypothetical salts were evaluated for these waters, and the saline composition turned out to be: $\text{NaCl} > \text{NaHCO}_3 > \text{Mg}(\text{HCO}_3)_2 > \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 > \text{MgSO}_4$. The waters are: sodic-chlorhydric-bicarbonated.

Key words: Salinity, Sodicity, SAR, ESP, RSC

1. INTRODUCCIÓN

En la práctica agrícola de las zonas áridas y semiáridas, se ha utilizado agua de riego con la finalidad de asegurar los rendimientos de diferentes cultivos agrícolas. Las aguas de ríos son almacenadas en diferentes embalses construidos en las partes altas para regar los valles costeros y continentales aguas abajo. La superficie que se riega con aguas superficiales y subterráneas en el mundo representa 13% del total de la superficie que se dedica a la agricultura¹²². Es así que, los sistemas de irrigación han permitido reducir la dependencia de la agricultura del agua de lluvia, y creado la posibilidad de sostener una aceptable productividad agrícola, gracias a la utilización del agua de riego almacenada en grandes y pequeños embalses y al agua de origen subterráneo. La agricultura bajo riego se ha desarrollado muy rápidamente, lo que ha propiciado que las fuentes de agua de fácil acceso como las aguas fluviales, de manantiales y subterráneas, se estén utilizando hasta el límite de sus cantidades disponibles, y como consecuencia en la actualidad se presenta un problema de escasez de fuentes de agua de buena calidad para satisfacer las necesidades de sostener altos rendimientos de los cultivos agrícolas. Para atender el problema de escasez de agua se han planteado diversas alternativas de uso de diferentes aguas de riego, que comprenden desde la optimización de fuentes de agua de buena calidad mediante el establecimiento de riegos presurizados, hasta la utilización de fuentes de agua no convencionales como el empleo de aguas residuales urbano-industriales y aguas de drenaje agrícola de diferentes distritos de riego. El agua de drenaje agrícola se utiliza actualmente mezclada en diferentes proporciones con agua de riego de buena calidad.

La reutilización en la agricultura de aguas residuales tanto domésticas como urbano – industriales se ha considerado como benéfica en el manejo de cultivos agrícolas debido a los contenidos de nitrógeno y fósforo, ya que esto puede ayudar a reducir los requerimientos en fertilizantes comerciales por los cultivos. Sin embargo, cabe señalar que el uso en el riego de cultivos agrícolas con aguas residuales lleva en forma inherente tres tipos de problemas: 1) Acumulación de sales solubles en los suelos; 2) Desarrollo de procesos de sodicidad en suelos agrícolas; y 3) La acumulación de metales pesados. Durante la caracterización físico-

química de las aguas, en especial de aguas residuales, es imperante determinar la concentración total de sales solubles y sus composiciones iónicas.

Un parámetro fundamental que debe determinarse en la evaluación del agua de riego, es la relación de adsorción de sodio (RAS), así como el parámetro de EATON llamado carbonato de sodio residual (CSR). En aguas residuales, en algunos instantes las concentraciones de iones de calcio se reducen prácticamente al mínimo, condición en la que los procesos de hidrólisis son predominantes.

La caracterización completa de las aguas residuales del Valle del Mezquital derivadas de la zona urbano-industrial de la Ciudad de México, que fluyen por la red hidrográfica que riegan diferentes valles del Valle del Mezquital, consistió en: a) Determinación de las concentraciones totales de sales solubles; b) Determinación de la relación de adsorción de sodio en sus diferentes formulaciones; c) Determinación del carbonato de sodio residual; y d) Determinación de las sales hipotéticas y fuerza iónica de los diferentes iones en las soluciones

2. OBJETIVOS E HIPÓTESIS

2.1 Objetivo general

- ✓ Determinar los índices de calidad del agua de riego de la red hidrográfica del Valle del Mezquital, Hidalgo México en diferentes estaciones de muestreo.

2.2 Objetivo particular

- ✓ Determinar los parámetros físico-químicos de las aguas de la red hidrográfica del Valle del Mezquital, Hidalgo México, así como de sus afluentes. Temperatura ($^{\circ}\text{C}$), concentración de iones hidrogeno (pH), conductividad eléctrica (CE), residuo seco evaporado (RSE), residuo seco calcinado (RSC), carbonatos (CO_3^{2-}), bicarbonatos (HCO_3^-), cloruros (Cl^-), sulfatos (SO_4^{2-}), sodio (Na^+), potasio (K^+), calcio (Ca^{2+}), magnesio (Mg^{2+}).
- ✓ Obtener el índice de salinidad potencial, índice de salinidad efectiva, % de sodio posible y carbonato de sodio residual.
- ✓ Determinar el valor de la Relación de Adsorción de Sodio (RAS).

2.3 Hipótesis

Las variaciones de las concentraciones de los iones se presentarán en los diferentes puntos de muestreo de la red hidrográfica del Valle del Mezquital por la descarga de aguas urbanas, industriales y escurrimientos naturales en todo su trayecto.

3. REVISIÓN DE LITERATURA

3.1 El agua y su distribución

El agua es el compuesto químico más abundante y el de mayor importancia para nuestra vida. Su excepcional importancia desde el punto de vista químico, reside en que casi la totalidad de los procesos que ocurren en la naturaleza, tienen lugar entre sustancias disueltas en agua (Gil, 2005). Los antiguos griegos consideraron el agua uno de los cuatro elementos de la realidad universal, junto con el aire, la tierra y el fuego. Esta teoría duró varios siglos, hasta que en el siglo XIX, una explicación científica surgió y desplazó así, más de 18 siglos de interpretaciones míticas, por primera vez se pudo escribir en papel la fórmula química del agua. Este resultado fue posible gracias a los físicos ingleses Henry Cavendish que en 1766 descubrió el hidrógeno y Joseph Priestley en 1744 el oxígeno. En 1783 Lavoisier hizo la primera síntesis del agua y le dio la fórmula HO, posteriormente con los trabajos del físico italiano Avogadro se dio la fórmula definitiva H₂O (Tortolero, 2000).

3.1.1 Distribución en el planeta

Aproximadamente $1.359 \times 10^{12} \text{ m}^3$ de agua existen en la naturaleza, cantidad que ha permanecido constante en el planeta desde su origen (Ramos *et al.*, 2003). A pesar que el 70% de la superficie del planeta está compuesta por agua, 97.5% de ésta es salina (cerca de 1 400 millones de km³), contenida principalmente en los océanos, y sólo 2.5% es agua dulce (alrededor de 35 millones de km³). Del agua dulce 68.9% se encuentra congelada (en bancos de hielo, glaciares y nieves perpetuas) y en la humedad del suelo; 30.8% se almacena en aguas subterráneas, y poco menos de 0.3% es agua superficial localizada en lagos, lagunas, ríos y humedales (Carabias, 2005). El agua que forma parte del ciclo hidrológico es 0.77% del agua total equivale a 11 millones de km³ (Delgado, 2006).

3.1.2 Distribución del agua en México

El agua que se precipita, escurre y almacena no está distribuida físicamente de manera homogénea en el territorio nacional, ni a lo largo del año y tampoco corresponden a la localización de los asentamientos humanos (Ramos *et al.*, 2003; Carabias, 2005). Menos del 10% de la extensión territorial proporciona más de la mitad de la esorrentía nacional del agua de lluvia (Hinrichsen, 1998). Anualmente México recibe 1.51 billones de m³ de agua en forma de precipitación, 72.5% se evapotranspira y regresa a la atmósfera, 25.6% escurre por los ríos o arroyos y 1.9% restante se infiltra al subsuelo y recarga los acuíferos (CNA, 2007). La mayor parte de los recursos hídricos epicontinentales de México se localiza en ríos (68.2%), seguida en importancia por presas (17.8%), acuíferos (11.7%), lagos y lagunas (2.3%) (Arriaga *et al.*, 2000). El volumen de agua que escurre en los ríos es de 0.41 km³, en los lagos y lagunas se almacenan 14 km³ de agua dulce y 150 km³ son retenidos artificialmente en presas (CNA, 2004; Delgado, 2006).

3.1.3 Usos del agua en México

Es difícil estimar la cantidad de agua que se necesita para mantener estándares de vida aceptables. Además, las fuentes de información emplean diferentes cifras para el consumo total de agua y para el uso del agua por sector de la economía (Hinrichsen, 1998). Cada 20 años el consumo de agua dulce se duplica. A principios del siglo XXI se calculo que el 12% de la población mundial usaba cerca del 85% del agua (Delgado, 2006).

En el Registro Público de Derechos de Agua (REPDPA), se tienen clasificados los usos del agua en 12 rubros, mismos que se han agrupado en 5 grandes grupos; cuatro que corresponden a usos consuntivos, el agrícola, el abastecimiento público, la industria autoabastecida y termoeléctrica. El hidroeléctrico se contabiliza aparte por corresponder a un uso no-consuntivo (CNA, 2007). Como se observa en la Figura 1, el mayor volumen concesionado para usos consuntivos del agua es el que corresponde a las actividades agrícolas, debido a que México es uno de los países con mayor infraestructura de riego en el mundo, contando con 6.4 millones de hectáreas.

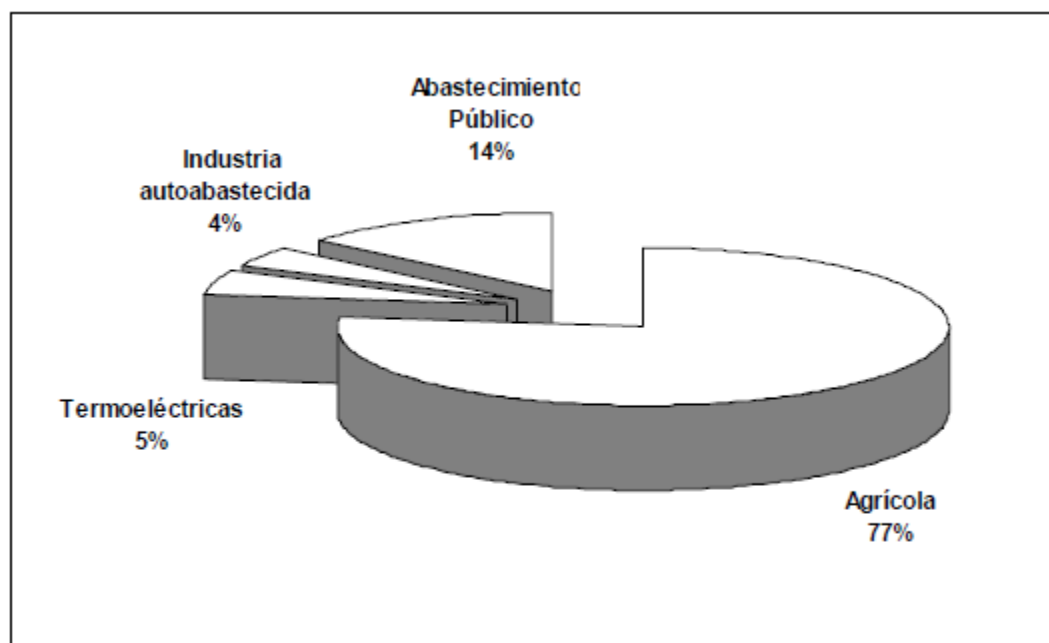


Figura 1. Distribución de los volúmenes de agua para usos consuntivos, 2006 (CNA, 2007).

El 63% del agua utilizada en el país proviene de fuentes superficiales (ríos, arroyos y lagos), mientras que 37% restante proviene de fuentes subterráneas. El Cuadro 1 muestra la cantidad de agua que se utiliza para las diversas actividades según la fuente de extracción, para el año 2006.

Cuadro 1. Usos Consuntivos y su fuente de extracción (CNA, 2007).

USO	Usos consuntivos (km ³)		VOLUMEN TOTAL
	SUPERFICIAL	SUBTERRÁNEO	
Agrícola ^a	39.7	19.7	59.4
Abastecimiento público ^b	3.9	6.8	10.7
Industria autoabastecida ^c	1.6	1.4	3.0
Termoeléctricas	3.8	0.5	4.2
Total	49.0	28.3	77.3

NOTA: 1 km³ = 1 000 hm³ = mil millones de m³

Los datos corresponden a volúmenes concesionados al 31 de diciembre de 2006.

a Incluye los rubros agrícola, pecuario, acuicultura, múltiples y otros,

b Incluye los rubros público urbano y doméstico.

c Incluye los rubros industrial, agroindustrial, servicios y comercio.

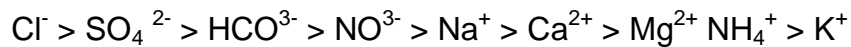
3.1.4 Uso de agua residual

Un problema conocido ampliamente es la escasez de agua con calidad adecuada para consumo humano y la competencia que se establece con la demanda del líquido para la agricultura y actividades industriales (Herrera, 1990). Por lo que, el riego con aguas residuales ha sido propuesto como estrategia consistente para la producción agrícola en zonas áridas (Peña, 2006). Actualmente el aprovechamiento de aguas residuales depuradas y no depuradas para el riego se practica en Europa, los Estados Unidos, México, Australia, China, la India y el Cercano Oriente y en menor medida en Chile, Perú, Argentina, Sudán y Sudáfrica (Braatz y Kandiah, 1996). El uso de las aguas residuales para el riego probablemente es tan antiguo como el cultivo de la tierra. Sin embargo, el aprovechamiento controlado en gran escala se remonta sólo al siglo pasado, cuando en algunas partes de Europa, Australia, la India y los Estados Unidos se crearon los llamados campos de aplicación o estaciones de depuración de aguas residuales, con el fin de eliminar las aguas negras y evitar la contaminación de los ríos. Aunque en estos campos se producían cultivos, su producción era una cuestión secundaria (Braatz y Kandiah, 1996). El agua residual es un recurso valioso y su demanda aumentará en la medida que decrezca la disponibilidad y se incremente la necesidad de agua (Heidarpour *et al.*, 2007). Entre los beneficios de la utilización de aguas residuales urbanas para el riego pueden señalarse el tratamiento y la eliminación de las aguas negras con bajos costos, la conservación del agua y la utilización de los nutrientes con fines de producción, ya que son aprovechados de forma inmediata.

La utilización de agua residual en la agricultura, es de interés tanto internacional como nacional, pues se practica en el país en más de 250 000 hectáreas, en la mayoría de los casos de forma inapropiada (Jiménez *et al.*, 2004). Tal es el caso del Valle del Mezquital en Hidalgo, que desde 1789 ha tenido el aporte de agua residual y de lluvia de la Ciudad de México (Maderrey y Carrillo, 2005). La zona de riego abarca más de 130 000 hectáreas (Velázquez *et al.*, 2002), siendo la de mayor extensión en el país.

3. 2 Composición química de las aguas

La composición química, es el conjunto de sustancias generalmente inorgánicas incorporadas al agua por procesos naturales, las sustancias orgánicas aunque frecuentes, aparecen en concentraciones menores. La incorporación de los constituyentes al agua es debida a su elevado poder disolvente y a sus propiedades de combinación (Ramos *et al.*, 2003). Ésta disolución comienza incluso antes de que se incorpore al sistema de flujo subterráneo propio de cada acuífero. Gases, aerosoles, polvo y sales diversas, presentes en la atmósfera, reaccionan con el agua marcando el primer esbozo de la composición química del agua. Las especies iónicas en orden de abundancia presentes en un agua atmosférica Wetzal (1981) propone las siguientes:



Este orden es más cierto cuanto mayor sea la influencia de las aguas marinas, en zonas continentales, lejos de la influencia de mares y océanos, los iones HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} suelen ser los predominantes (Domènech y Peral, 2006). El agua marina tiene un contenido en sales disueltas de un 3.5%, constituidas principalmente por iones Cl^- , Na^+ , Mg^{2+} , SO_4^{2-} , Ca^{2+} y K^+ (Figueroa y Dávila, 2004). Las corrientes superficiales, que en la mayoría de los casos son la causa inmediata de la lluvia, tienen contacto con los materiales que forman los cauces así como con los fragmentos de roca transportados, el agua disuelve los materiales que los componen obteniendo así su composición química, por lo cual ésta es muy variable (Vidal *et al.*, 2004). Las proporciones mundiales de los principales iones que se encuentran en las aguas continentales Wetzal (1981) indica:



Muchas veces en las aguas blandas y en los lagos de las regiones costeras, las concentraciones de Na^+ y Cl^- son mayores. Las concentraciones de los cuatro cationes: (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) y cuatro aniones (HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , Cl^-) normalmente son los que

determinan para efectos prácticos la salinidad iónica total del agua (Wetzel, 1981; Alonso, 1998).

El aporte de materiales de los diferentes horizontes del suelo, el ambiente reductor, los procesos de carbonatación y los fenómenos de intercambio catiónico, determinan la composición química de las aguas subterráneas (Domènech y Peral, 2006). El orden habitual de abundancia de las especies iónicas en el agua subterránea es la siguiente:



Los conceptos de iones mayoritarios, minoritarios y trazas son usados tanto en aguas subterráneas como en superficiales. Los iones mayoritarios son cloruro, carbonatos, bicarbonato, sulfato, calcio, magnesio, sodio y potasio. Los iones minoritarios son aquellos que se encuentran formando menos del 1% del contenido iónico total, son: bromuro, yoduro, sílice, litio, estroncio, fosfato, nitrito, hierro, manganeso, aluminio, amonio, sulfuro, fluoruro. Los elementos traza son los que se encuentran en cantidades inferiores; metales pesados y otros (Sánchez, 2004).

3.3 Composición química de la corteza terrestre

La naturaleza de los elementos presentes en las soluciones acuosas de los suelos y el agua, puede entenderse mejor con un conocimiento de la composición elemental de la corteza, así como de los procesos que les dieron origen. Si bien, la corteza terrestre se halla constituida por rocas compactas raramente aparecen en la superficie. Por lo general, la roca madre está oculta por un manto más o menos grueso de suelo y piedras sueltas que proceden de la disgregación progresiva de ella misma (Brinkmann, 1964).

La inmensa mayoría de las rocas son agregados de minerales (Holmes y Holmes, 1987). Los minerales están formados a base de elementos específicos en una ordenación estructural característica. La composición elemental de los minerales del suelo es la misma de las rocas que le dieron origen (Cepeda, 1991). Aunque en los minerales existen en forma natural 87

elementos de la tabla periódica, ocho de ellos son tan abundantes que forman el 99% en peso total de miles de rocas que han sido analizadas (Holmes y Holmes 1987). De los elementos más comunes, el único de valencia negativa es el oxígeno y está asociado con el silicio, formando unidades estructurales. En consecuencia, los minerales más comunes son los silicatos (Phillips y Phillips, 1986). Holmes y Holmes (1987) resumen los principales elementos formadores de los minerales de las rocas esto se indica en el Cuadro 2.

Cuadro 2. Composición Media de las rocas (Holmes y Holmes, 1987).

Nombre	Símbolo	%	Nombre	Símbolo	%
Expresada en Elementos			Expresada en óxidos		
Oxígeno	O ²⁻	46.60			59.26
Silicio	Si ⁴⁺	27.72	Sílice	SiO ₂	15.35
Aluminio	Al ³⁺	8.13	Alúmina	Al ₂ O ₃	3.14
Hierro	Fe ²⁺	5.00	Férrico	Fe ₂ O ₃	3.74
	Fe ³⁺		Ferroso	FeO	
Calcio	Ca ²⁺	3.63	Cal	CaO	5.08
Sodio	Na ⁺	2.83	Sosa	Na ₂ O	3.81
Potasio	K ⁺	2.59	Potasa	K ₂ O	3.12
Magnesio	Mg ²⁺	2.09	Magnesia	MgO	3.46
Titanio	Ti ⁴⁺	0.44	Óxido de titanio	TiO ₂	0.73
Hidrógeno	H ⁺	0.14	Agua	H ₂ O	1.26
Fósforo	P ⁵⁺	0.12	Peroxido de fósforo	P ₂ O ₅	0.28
		99.29			99.23

Algunos elementos constituyen minerales por si solos, pero la mayoría de las especies mineralógicas se componen de dos o más elementos. El oxígeno es el elemento más abundante de las rocas, en combinación con otros elementos forma lo llamados óxidos, algunos de los cuales se presentan en estado mineral.

3.3.1 Geoquímica de los elementos

Para realizar este apartado se consultó a: (Fersman, 1971; Holmes y Holmes, 1987; Fassbender y Bornemisza, 1987; Goldberg *et al.*, 2000; Guerrero, 2001; Navarro, 2003 y Manahan, 2007).

Sílice

El silicio es el segundo elemento más abundante en la naturaleza después del oxígeno, nunca se encuentra en estado libre y siempre está combinado con oxígeno formando sílice, óxido de silicio, ácido silícico o cuarzo. Forma la base de los magmas fundidos en las zonas profundas de la corteza terrestre, junto con otros metales, cuando se enfría en las profundidades se forman rocas cristalinas como granito, gabbro; o se derrama por la superficie en forma de lava, formando basaltos y otras rocas, aquí ocurren complejas combinaciones con óxidos de otros metales, a estos nuevos compuestos se les llama silicatos y forman parte de un gran número de minerales en la mayoría de las rocas. El origen fundamental de la sílice en el agua son los procesos de hidrólisis de feldespatos y silicatos en general, en forma de sílice hidratada H_4SiO_4 , que comienza a disociarse en pH superiores a 9, por lo que el contenido es escaso.

Una parte de ésta se vuelve a precipitar en los fangos y lechos de ríos en forma de silicatos de hierro y otra cantidad sirve para cementar las areniscas, una mínima parte es aprovechada por los microorganismos (diatomeas). El cuarzo o la sílice amorfa, por su baja solubilidad, fuertemente dependiente de la temperatura, no son fuentes significativas de este elemento. En aguas altamente alcalinas suelen encontrarse hasta 100 mg L^{-1} , en agua subterránea sobrepasa los $3 - 8 \text{ mg L}^{-1}$.

El contenido de sílice en los suelos puede alcanzar hasta un 60 – 90% de la capa arable, pero en forma soluble es variable su contenido, ya que depende del pH, los suelos ácidos contienen mayor concentración.

Carbono

La cantidad de carbono en la superficie de la tierra es poca, algunos autores manejan que ocupa 0.23%, otros el 0.13%, pero el papel que desempeña en la química de la tierra es muy grande, es la base de todo lo vivo. Las rocas carbonatadas y los sedimentos constituyen la reserva más importante de carbono, pero su liberación es muy lenta. El carbono está contenido en los magmas fundidos, en láminas o conglomeraciones de grafitos o en forma de cristales (diamante) contenidos en rocas o en vetas. En las profundidades de la tierra, el ácido silícico no permite que el gas carbónico forme sales, por lo que las rocas lo acumulan en sus huecos internos, escapa principalmente como hidrocarburos y carburos volátiles (gas carbónico). En regiones volcánicas el carbono se mezcla con el agua y forma aguas minerales carbónicas. Una gran cantidad de anhídrido carbónico es arrojado a la atmósfera por la actividad volcánica, éste destruye las rocas eruptivas, extrayendo los metales.

Al combinarse con el calcio y el magnesio se acumula como caliza y dolomita. El carbono está presente en la atmósfera como dióxido de carbono, este es fijado como carbono orgánico por la fotosíntesis y es liberado a la atmósfera por la descomposición microbiana de la materia orgánica, respiración y quema de combustibles. Otra parte del carbono orgánico es fijado por tejidos de los organismos, cuando estos mueren se transforma en petróleo, queroseno, carbón y lignito, por efecto de la temperatura, presión y procesos bioquímicos complejos.

Calcio

En la corteza terrestre ocupa aproximadamente 4%. Presenta un amplio ciclo en la naturaleza, en el cual los suelos conforman una parte. Es un metal que ha intervenido durante los procesos de formación de la corteza terrestre, en la creación de la vida y en el progreso técnico del hombre. Es muy móvil y presenta una tendencia infinita para combinarse con otros elementos, resultando complejas combinaciones.

Cuando las rocas ígneas (basaltos) del fondo del mar salieron a la superficie por medio del vulcanismo, en la formación de la corteza terrestre, paulatinamente se formaba la atmósfera e iniciaban las lluvias. Las erupciones volcánicas arrojaron gran cantidad de anhídrido carbónico que al combinarse con el agua de lluvia extrajo los iones de calcio y magnesio. El calcio formó

combinaciones con el anhídrido carbónico cuando había exceso, el carbonato cálcico era transportado por el agua, principalmente como bicarbonato, en parte como carbonato y abundantemente como sulfato, pero si había poco anhídrido carbónico, el carbonato cálcico se precipitaba en forma de polvo blanco cristalino, acumulándose en capas, algunos depósitos de estas fueron envueltas por masas incandescentes y se formó mármol.

Una de las múltiples combinaciones del carbono dio origen a la vida, con la combinación y evolución de estas moléculas se formaron todos los seres vivos, estos organismos necesitaban protección así que fijaron el calcio disuelto en el agua y lo utilizan para construir sus primeras conchas de fosfato de calcio, pero como éste compuesto no es muy abundante las hicieron de carbonato de calcio, siendo más resistentes. El carbonato de calcio se empezó a acumular en el fondo del mar gracias a las conchas y esqueletos de los organismos que morían, esto originó nuevas formaciones rocosas y futuras cordilleras, cuando salieron a la superficie terrestre por medio de movimientos tectónicos, el calcio es de nuevo liberado.

La concentración de calcio en las aguas varía ampliamente entre 10 y 250 mg L⁻¹ son frecuentes en aguas dulces mientras que en aguas de terrenos yesíferos pueden llegar a 600 mg L⁻¹ y en salmueras hasta 50 g L⁻¹. Las aguas subterráneas generalmente son duras. El contenido de calcio en suelos considerados como calizos es de 25% y en los no calizos varía entre 0.1 y 0.2%. En regiones húmedas el contenido es menor que el que contiene la roca madre, cuando el lavado es moderado no sale del perfil y se acumula como carbonato o sulfato de calcio.

Sodio

El sodio ocupa el séptimo lugar en abundancia entre los elementos de la corteza terrestre. Deriva de los minerales silicatados de lavas ácidas de rocas eruptivas y granitos, como, hornblenda y moscovita, también de depósitos de evaporitas (sal gema o sulfato sódico) y la disolución de rocas sedimentarias de origen marino. Los agentes activos de la superficie extraen el sodio y el potasio. El sodio es fácilmente arrastrado por el agua y sólo se presenta en la naturaleza en estado combinado, se encuentra en el mar y en los lagos salinos como

cloruro de sodio (NaCl) y con menor frecuencia como carbonato de sodio (Na₂CO₃) y sulfato de sodio (Na₂SO₄).

La concentración en aguas naturales es variable alcanza hasta 120 mg L⁻¹ en zonas evaporíticas y raramente sobrepasa 100 mg L⁻¹ en aguas dulces normales. El contenido de sodio en los suelos varía, las sales de sodio son altamente solubles y tienden a permanecer en solución ya que no se producen entre ellas reacciones de precipitación. Sin embargo, el sodio puede ser adsorbido en arcillas de elevada capacidad de cambio catiónico y puede ser intercambiado con calcio provocando una disminución de la dureza del agua. El compuesto de sodio más importante es la sal común, otros compuestos se utilizan para fabricar jabón, rayón, papel, antiséptico, veneno, fertilizantes, agente blanqueador y oxidante, refrigerantes, también lo utiliza en las refinerías de petróleo, en la industria textil y del caucho. El sodio comercial se prepara descomponiendo electrolíticamente cloruro de sodio.

Potasio

El potasio es un elemento alcalinotérreo, que ocupa aproximadamente 2.5% del contenido de la superficie terrestre, es muy móvil y forma parte en más de 100 minerales. Forma uniones estables solo con el cloro, su movilidad y migración es ligada al sodio. Cuando los agentes ambientales actúan sobre a las rocas graníticas que están conformadas por feldespatos potásicos, moscovia y biotita se libera sodio y potasio. Una gran cantidad de átomos de potasio son fijados en el suelo, sedimentos de los mares, pantanos y ríos y solo una pequeña proporción está en dilución en el agua de mar, lagos y ríos. Ocasionalmente el potasio se obtiene de la solubilización de depósitos de evaporitas, en particular de sales tipo silvina (KCl) o carnalita (KCl MgCl₂).

Existen yacimientos de potasio en donde fueron lagos salados o mares antiguos someros que se secaron por movimientos de la corteza o por la evaporación excesiva, estos depósitos son la fuente para la fabricación de fertilizantes. También se encuentra en las masas basálticas que están en el fondo de los océanos, constituyendo un 0.3%. En la mayoría de los suelos se encuentra en cantidades relativamente grandes (3 y 5%), de esta cantidad solo un 10% puede

ser aprovechado por las plantas, el resto se encuentra de forma intercambiable (adsorbido por los coloides del suelo).

Magnesio

El ciclo del magnesio se parece en muchos aspectos al del calcio, el magnesio puede substituir en parte al calcio, y formar calizas dolomíticas. Según diversas estimaciones, su contenido en la corteza terrestre puede situarse en un 2%. Existe en la naturaleza en combinación química con otros elementos, en particular, en los minerales carnalita, dolomita y magnesita, en muchos silicatos constituyentes de rocas y como sales, por ejemplo el cloruro de magnesio, que se encuentra en el mar y en los lagos salinos. De las rocas ígneas deriva de la alteración de los silicatos ferromagnesianos como el olivino, los piroxenos y anfíboles. De las rocas metamórficas, el magnesio forma parte de los minerales como clorita, motmorinolita y serpentina. De las rocas sedimentarias procede de la disolución de rocas carbonatadas (dolomitas y calizas magnesianas) y evaporitas. En aguas naturales el contenido no suele sobrepasar los 40 mg L⁻¹. En terrenos calcáreos pueden rebasarse los 100 mg L⁻¹ y en terrenos evaporíticos pueden llegar a valores de 1000 mg L⁻¹.

En general las aguas subterráneas contienen pocas cantidades de magnesio excepto cuando están en contacto con dolomitas o con evaporitas ricas en Mg²⁺. En algunos suelos el magnesio se encuentra en forma de carbonato como magnesita y dolomita que contienen hasta el 2% de magnesio. En regiones áridas y semiáridas se encuentra principalmente en forma de sulfatos.

Fósforo

Este elemento procede directamente de la roca madre, representa alrededor del 0.1% de la corteza terrestre, las rocas volcánicas son la principal fuente, representando entre 0.1 y 0.3% de su contenido en forma de inclusiones apatíticas. Las rocas sedimentarias contienen entre 0.03 y 0.08 %. De casi 200 fosfatos minerales diferentes sólo uno es utilizado, la fluorapatita [Ca₅F (PO₄)₃], que se extrae esencialmente de grandes depósitos secundarios de mares prehistóricos originados por huesos de animales y de guanos depositados sobre rocas antiguas. La importancia del fósforo es que forma la base de gran número de compuestos, en

la materia viva aparece siempre en forma de ion fosfato soluble (ortofosfato PO_4^{3-}), que desempeñan un papel esencial en los procesos de transferencia de energía como el metabolismo, la fotosíntesis, la función nerviosa y la acción muscular, así como de los esqueletos de animales en forma de fosfato de calcio.

El contenido en los suelos varía, ya sea en forma sólida o disuelta, en suelos ácidos tiende a precipitarse o formar compuestos con el aluminio y el hierro. En suelos alcalinos pueden reaccionar con el carbonato de calcio para formar la hidroxiapatita $[\text{Ca}_5 (\text{HPO}_4)_2]$, relativamente insoluble.

Azufre

La proporción del azufre en la corteza terrestre es de 0.03 a 0.1%. Con frecuencia se encuentra como elemento libre cerca de las regiones volcánicas (depósitos impuros). El azufre procede inicialmente de la oxidación de los sulfuros metálicos constituyentes de las rocas ígneas y sedimentarias (pirita (FeS_2), calcopirita (CuFeS_2), blenda (ZnS), galena (PbS), etc.) y del lavado de terrenos formados en ambiente marino.

El azufre es un elemento activo que se combina directamente con la mayor parte de los elementos conocidos. Está sujeto a procesos de reducción, especialmente en presencia de bacterias y materia orgánica. En pH menor que 7.0, la forma reducida estable es el H_2S , mientras que en soluciones alcalinas predomina el HS^- . En aguas dulces, la concentración normal de sulfatos puede variar entre 2 y 150 mg L^{-1} . En aguas salinas, se puede asociar al calcio y puede llegar a 5000 mg L^{-1} ; asociado al Mg^{2+} y Na^+ , en salmueras, puede alcanzar hasta 200 g L^{-1} .

Cloro

El cloro libre no existe en la naturaleza, pero sus compuestos son minerales comunes y ocupa el lugar 20 en abundancia en la corteza terrestre. Este elemento está muy difundido en la naturaleza y ha sido difícil establecer su esencialidad. Procede principalmente de rocas ígneas, sedimentarias de origen marino, agua de mar, de la degradación de restos orgánicos y del agua de lluvia (especialmente en zonas próximas a la costa). La acumulación de este

elemento en las aguas de mar se debe principalmente a las emisiones volcánicas y de las rocas marinas. La concentración es muy variable desde menos de 10 mg L^{-1} a más de 3000 mg L^{-1} . En salmueras naturales, puede llegar a casi 200 g L^{-1} , al igual que en el agua de mar. En regiones con suelos muy lavados se han encontrado deficiencias de cloro, el contenido varía entre 0 y $1000 \text{ kg por hectárea}$. El contenido depende de la cantidad de sales solubles presentes particularmente de cloruro sódico y en menor medida de cloruro cálcico y magnésico. Debido a su gran solubilidad y a que se fija muy débilmente al complejo coloidal del suelo, es arrastrado por el agua, pero en suelos cercanos a los mares y océanos; con un nivel freático bajo, riego constante con aguas con altos contenidos de este ion, poco drenaje y climas áridos, ocurre su acumulación.

Boro

Al boro (B) se le conoce como metaloide y es liberado al medio desde los océanos, vapores geotérmicos, actividad volcánica y meteorización de las rocas ígneas y sedimentarias, con una distribución variable. En rocas ígneas ácidas se han encontrado concentraciones de hasta 60 ppm , en rocas ígneas básicas se consideran pobres ya que lo máximo que se encuentra son 10 ppm , La fuente principal de boro es la turmalina, un borosilicato que contiene 3% de boro, combinado con hierro, aluminio, magnesio, calcio, litio y sodio en proporciones variables, es muy resistente a la meteorización, por lo que, la liberación de boro es muy lenta.

El agua de mar es otra fuente importante de boro, este es liberado en forma de vapor de ácido bórico, en regiones costeras el contenido es 50 veces más que en contenido de suelos interiores. El aporte también puede ser mediante el riego de aguas con altas concentraciones. Varios investigadores indican que el contenido de boro total en los suelos es de 1 a 200 ppm , sin embargo, no puede ser utilizado por los cultivos ya que no pueden asimilarlo, solo de 0.05 a 5 ppm se encuentra en forma asimilable como ácido bórico ($\text{B}_4\text{O}_7^{2-}$, $\text{B}_3\text{O}_3^{3-}$, BO_3H^{2-} , BO_3H^{2-}) compuestos orgánicos solubles. En las regiones áridas alcanzan concentraciones de 1000 ppm . El contenido de boro soluble en el suelo se determina por la textura, si esta es gruesa es más fácilmente lixiviado. Otros factores son la temperatura, humedad y el pH, en condiciones ácidas el boro no está dissociado y es fácilmente lixiviado, cuando el pH es alcalino hasta 10 ,

hay mayor adsorción de óxidos de aluminio y hierro, ya que el boro tiende hacer receptor de OH⁻.

3. 4 Origen de las sales

La formación y acumulación de las sales en los suelos es el resultado de muchos procesos geoquímicos que ocurren en la superficie de la corteza terrestre. Las sales proceden fundamentalmente del intemperismo de las rocas ígneas, que se acumulan en rocas sedimentarias, suelos y aguas, en cierta forma es la fuente original. También provienen de la precipitación atmosférica (próxima a las costas), emanaciones volcánicas, sales fósiles y de fuentes antropogénicas como el riego (Richards *et al.*, 1959; Kiely, 1999; Rengasamy, 2006). El intemperismo se refiere a la descomposición y desintegración química y física de las rocas y minerales contenidos en ellas, que no se encuentran en equilibrio en las condiciones de temperatura, presión y humedad del espacio entre la atmósfera y litosfera (Buol *et al.*, 1981).

La corteza terrestre es atacada principalmente por el aire y por las aguas, siendo los medios de acción de estas sustancias sumamente variados. Sin embargo pueden clasificarse en: Desintegración mecánica se refiere a la intemperización de las rocas por agentes físicos (temperatura, agua, viento, vegetación) y descomposición química que se entiende por la acción de agentes que modifican la composición mineralógica de las rocas (Juárez, 2004).

La desintegración de la roca por la acción mecánica, produce fragmentos pequeños, con una área superficial relativamente elevada, ello propicia que en la superficie de estas partículas puedan tener lugar procesos químicos que transforman los minerales originarios de la roca, es decir los minerales primarios, en otros con propiedades físicas y químicas muy distintas (minerales secundarios) (Domènech y Peral, 2006). Durante el proceso del intemperismo químico se liberan gradualmente los iones de las rocas y minerales, estos procesos son: hidrólisis, hidratación, oxidación, reducción, carbonatación y solución (Se consulto a Brinkmann 1964; Buckman y Brady, 1966; Buol *et al.*, 1981; Holmes y Holmes 1987; Cepeda, 1991; Doménech y Peral, 2006, para definir las).

OXIDACIÓN: Dentro de los diferentes cambios químicos, este es uno de los principales, la oxidación de minerales implica el cambio del estado de valencia de los metales que contiene en presencia de oxígeno libre. Se produce en rocas bien aireadas, en materiales de suelos con el contenido de oxígeno alto y demandas biológicas bajas de ese elemento. El caso más conocido es el paso del Fe^{2+} a Fe^{3+} , que afecta a minerales como pirita, olivino, piroxeno, biotita, este proceso rompe la estructura de los minerales. El hierro liberado de los minerales primarios, se une con el hidroxilo (OH) u oxígeno para formar óxidos o hidróxidos.

REDUCCIÓN: Se produce en ambientes saturados de agua donde la existencia de oxígeno es baja y la demanda biológica de este elemento es elevada. El proceso convierte al hierro a la forma ferrosa, la cual es muy móvil, por lo que se puede perder si hay descenso o ascenso de agua freática. Si permanece en el sistema forma sulfuros y compuestos relacionados, dando la coloración verdosa característica de materiales reducidos de los suelos.

HIDRATACIÓN: Se refiere a la asociación de moléculas de agua o grupos hidroxilos con minerales, por lo común sin descomponer o modificar al mineral. Se produce principalmente en las superficies y los bordes de los granos minerales. En el caso de algunas sales simples pueden invadir toda la estructura como en el caso de la anhidrita para formar yeso, otro caso es el de algunos minerales de la arcilla (las denominadas arcillas expandibles, del grupo de la bentonita), capaces de absorber grandes cantidades de agua, lo que puede traducirse en un aumento de su volumen en hasta un 60%, mientras que al perder agua por desecación se vuelven a contraer. Al ser hidratados los minerales tienden a expandirse y hacerse más porosos, provocando así otros procesos de descomposición. En algunos casos, la repetición cíclica de procesos de hidratación-deshidratación propios de climas estacionales, puede provocar la destrucción de la red cristalina del mineral.

HIDRÓLISIS: La reacción de los minerales con el agua es quizá el camino más importante por el cual suceden las descomposiciones químicas. Se refiere al ataque del ion de hidrógeno (que junto a su capa de hidratación se le llama hidronio), en las superficies cristalinas. El proceso implica tres pasos: 1) Rotura de la estructura del mineral. Debido a su pequeño tamaño y a su gran movilidad, los iones H^+ se introducen con facilidad en las redes cristalinas,

lo que produce la pérdida de su neutralidad eléctrica; para recuperarla, el cristal tiende a expulsar a los cationes, cuya carga es también positiva. Como consecuencia, la estructura cristalina colapsa, y se liberan también los aniones; 2) Lavado o lixiviado de una parte de los iones liberados, que son transportados por las aguas fuera de la roca meteorizada; 3) Neoformación de otros minerales, por la unión de los iones que dan como resultado compuestos insolubles. La intensidad del proceso hidrolítico se traduce en el grado de lixiviación de elementos químicos y en la formación de nuevos minerales. Este proceso es el más importante de la intemperización química, ya que desintegra o modifica drásticamente a los minerales primarios. Afecta a los aluminio – silicatos, pero no actúa sobre los enlaces Si-O, por lo que en muchos casos aparecerá el SiO_2 como producto final (insoluble). La hidrólisis actúa con mayor intensidad a altas temperaturas, bajo pH y bajo potencial redox.

SOLUCION: La acción disolvente del agua y de los iones que arrastra se producen cuando circula alrededor y/o a través de las rocas y demás minerales. Es la disolución de sales simples como carbonatos y cloruros, que se encuentran presentes como granos minerales en materiales del suelo. El agua actúa como medio de reacción y no como reactivo.

CARBONATACION: La desintegración y descomposición de la materia mineral son apresuradas por la presencia del ion H^+ en las aguas de percolación. El ácido carbónico (H_2CO_3), es conocido como causante de la solubilización de la calcita, dando lugar a la formación de bicarbonatos, los cuales son muy solubles. En consecuencia de los procesos de intemperismo químico, hay una liberación de silicio hacia la hidrosfera, y una cantidad importante queda insoluble formando principalmente silicatos laminares y óxidos. También se lixivian de los minerales primarios iones alcalinos (Na^+ , K^+ , etc.), alcalinotérreos (Ca_2^+ , Mg_2^+ , etc.) y metales de transición, aunque una parte se queda en algunos minerales o se acumula en el suelo como óxidos (Fe, Al). Los minerales presentan características distintas entre sí, las cuales hacen que unos sean más resistentes a los procesos químicos y físicos a los que están sometidos en la corteza terrestre. En general manifiestan la siguiente resistencia erosiva, dada por Jackson y Sherman (Buckman, 1966).

Cuarzo > moscovita > feldespatos potásicos > feldespatos sódicos y cálcicos > biotita, hornblenda y augita > olivino > dolomita y calcita > yeso

De los elementos liberados por el intemperismo y que son fundamentales para la presencia de suelos salinos, tenemos: Calcio, magnesio, sodio, potasio, cloro, azufre, carbono, nitrógeno, boro, yodo. También tenemos en micro cantidades al cobre, zinc y bromo (Del Valle, 1983). Estos elementos migran, se acumulan y combinan formando sales, influenciados por las características químicas propias de cada elemento y por las condiciones climáticas, hidrológicas, geomorfológicas y topográficas de cada región. Para Fersman (1973), la secuencia de liberación de los iones constituyentes de rocas y minerales, así como su movilidad y su capacidad para acumularse en las depresiones fisiográficas, en forma de sales, son inversamente proporcionales al coeficiente de energía (CE), radio iónico, valencia y estabilidad del compuesto cristalino de estos iones, esto se observa en el Cuadro 3.

Cuadro 3. Secuencia de extracción de algunos iones durante el intemperismo (Fersman, 1973).

ANIONES	CE	CATIONES	CE
NO ₃ ⁻	0.18	K ⁺	0.36
Cl ⁻	0.23	Na ⁺	0.45
SO ₄ ²⁻	0.66	Ca ²⁺	1.75
CO ₃ ²⁻	0.78	Mg ²⁺	2.10
SiO ₃ ²⁻	2.75	Al ³⁺	4.25
		Fe ³⁺	5.15

Las sales que con mayor facilidad han de formarse son los nitratos, cloruros, sulfatos y carbonatos de iones alcalinos y alcalinotérreos. Lo que propuso Fersman lo corroboraron los trabajos realizados por Polynov y Kovda, en los bajíos del mar caspio, realizando una clasificación de los elementos de acuerdo a su movilidad durante los procesos de intemperismo.

Los elementos químicos los agruparon en cinco categorías (Irrigation/Drainage and Salinity, 1973).

Grupo 1. Prácticamente inmóvil: Sílice (en cuarzo)

Grupo 2. Débilmente móvil: Hierro, aluminio, Sílice

Grupo 3. Móvil: Sílice, fósforo, Manganeseo

Grupo 4. Fácilmente lavable: Calcio, sodio, potasio, magnesio, cobre, cobalto y zinc

Grupo 5. Muy fuertemente lavable: Cloro, bromo, yodo, azufre, carbono, boro

Por lo tanto los grupos cuarto y quinto son los principales elementos que constituyen los compuestos que se encuentran en los suelos salinos y aguas. Estos se acumulan en depresiones, cuencas endorreicas, deltas de ríos y océanos, en forma de cloruros (NaCl , CaCl_2 , MgCl_2 , KCl), sulfatos (MgSO_4 , Na_2SO_4 , CaSO_4), carbonatos (Na_2CO_3 , CaCO_3 , MgCO_3), y bicarbonatos (NaHCO_3) (Carrera, 2007).

3.4.1 Solubilidad de las sales

Se trata de una propiedad muy importante, pues además de afectar a la movilidad y precipitación de estas, va a regular su concentración en el agua superficial o freática y en la solución del suelo, cuanto mayor sea, más importante va a ser su efecto perjudicial en los cultivos. Las sales más tóxicas son las que presentan elevadas solubilidades, ya que darán soluciones muy concentradas.

Por el contrario las sales con baja solubilidad se precipitarán antes de alcanzar niveles perjudiciales. Las formas mineralógicas en las que se presentan las sales son muy variables, ya que dependen de la temperatura y de la humedad del medio en el que cristalicen. Existe una gran variedad de especies minerales que se diferencian en el grado de hidratación de su molécula, así como por la posibilidad de que se formen sales mixtas en las que intervienen más de un catión.

Durante un ciclo de humectación y secado, muy común en los suelos salinos, pueden cambiar las especies cristalinas aunque no se modifique la composición iónica global (Porta *et al.*, 2003). Las principales sales solubles que afectan a los suelos son los cloruros, en especial de

sodio y magnesio, y en menor grado, los sulfatos de los mismos cationes. Éstas son sales constituidas por cationes y aniones fuertes, su disociación no altera el pH de la solución de manera significativa; pero en la solución edáfica y en algunas fuentes de agua freática de baja mineralización suelen ser alcalinas, en ellas el sodio está asociado con los aniones carbonato y bicarbonato, ambos débiles; la disolución de este tipo de sales hace que el pH de la solución alcance valores muy elevados para la mayor parte de los cultivos (Ortega y Orellana, 2007). En general, la solubilidad de las sales aumenta con la temperatura.

Para Kovda *et al.* (1967) en soluciones complejas, la presencia de sales con iones comunes disminuye su solubilidad. Por el contrario, cuando los iones son diferentes se suele aumentar la solubilidad de la sal menos soluble.

En la Figura 2, se puede observar cómo cambia la solubilidad de las sales de sodio conforme aumenta la temperatura.

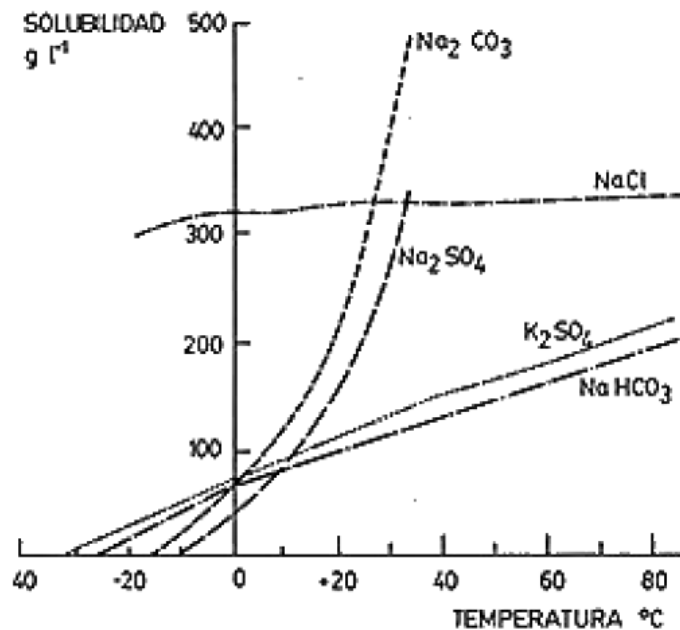


Figura 2. Solubilidad de diferentes sales en función de la temperatura (Irrigation/Drainage and Salinity, 1973).

3.5 Calidad del agua para riego

La calidad de agua tiene un papel importante en la producción agrícola, porque su disponibilidad es uno de los factores cruciales que modula el crecimiento de las plantas (Rodríguez, 2006; Leidi y Pardo, 2002).

De forma tradicional se ha entendido por calidad del agua al conjunto de características físicas, químicas y biológicas que hacen que sea apropiada para un uso determinado. Cuando el uso al que está destinada es el riego, la calidad viene definida por sus características físicas y químicas. La calidad del agua de riego según numerosos autores, entre ellos Richards (1980), Suarez (1981), Pizarro (1985) y Ayers & Westcot (1987), se define en función de tres parámetros: salinidad, sodicidad y toxicidad. A pesar de esta unificación aparente de criterios, los diferentes autores emplean distintas escalas, relaciones entre parámetros y cálculos de indicadores, pues la naturaleza particular de los sistemas productivos y edafo-climáticos a partir de los cuales se originaron y justifica que aquellos desarrollados en ambientes particulares, no puedan ser extrapolados a otros ambientes sin adaptaciones (Vázquez *et al.*, 2006).

En el Cuadro 4, se presentan las directrices para valorar la calidad del agua de riego de acuerdo con Ayers y Westcot (1987). Se refieren a los efectos a largo plazo de la calidad del agua sobre la producción de cultivos, las condiciones del suelo y el manejo agrícola. Son válidas para la evaluación de los componentes de aguas superficiales, subterráneas, residuales, etc. La calidad puede variar significativamente según el tipo y cantidad de sales disueltas (Ayers y Westcot, 1987).

Por otra parte, la calidad requerida del agua dependerá de varios factores como son: tipo de suelo, velocidad de infiltración, conductividad hidráulica, drenaje, reacciones químicas agua-suelo, sistema de riego, fertilización, cultivo (tolerancia a la salinidad o a la toxicidad) (Oster y Shainberg, 2001; Pereira *et al.*, 2002; Heidarpour *et al.*, 2007).

Cuadro 4. Directrices para interpretar de la calidad del las agua para el riego (Ayers y Westcot, 1987).

Problema Potencial	Unidades	Grado de Restricción de Uso		
		Ninguna	Ligera a moderada	Severa
Salinidad (afecta disponibilidad de agua para cultivo) ²				
CEa o	dS m ⁻¹	<0.7	0.7-3.0	>3.0
STD	mg L ⁻¹	<450	450-2000	>2000
Infiltración (reduce infiltración: evaluar usando a la vez la CEa y el RAS) ³				
RAS=0-3	y CEa	>0.7	0.7-0.2	<0.2
RAS=3-6		>1.2	1.2-0.3	<0.3
RAS=6-12		>1.9	1.9-0.5	<0.5
RAS=12-20		>2.9	2.9-1.3	<1.3
RAS=20-40		>5.0	5.0-2.9	<2.9
Toxicidad de iones específicos (afecta cultivos sensibles)				
Sodio (Na)⁴				
Riego por superficie	RAS	<3	3-9	>9
Riego por aspersión	mmol _c L ⁻¹	<3	>3	
Cloro (Cl)⁴				
Riego por superficie	mmol _c L ⁻¹	<4	4.0-10	>10
Riego por aspersión	mmol _c L ⁻¹	<3	>3	
Boro (B)⁵				
Varios (afecta cultivos sensibles)				
Nitrógeno (NO ₃ -N) ⁶	mg L ⁻¹	<5	5.0-3.0	>30
Bicarbonato (HCO₃) (aspersión foliar únicamente)				
pH		<1.5	1.5-8.5	>8.5
			Amplitud normal	6.5-8.4

¹Fuente: University of California, Committee of consultants 1974.

²CEa es la conductividad eléctrica del agua, expresada en dS m⁻¹ a 25 °C, o en mmhos cm⁻¹ a 25 °C, ambas son equivalentes. STD es el total de sólidos en solución, expresado en mg L⁻¹.

³RAS, relación de adsorción de sodio.

⁴La mayoría de los cultivos arbóreos y plantas leñosas son sensibles al cloro y al sodio, en el caso del riego por superficie úsese los valores indicados.

⁵Tolerancia del boro, úsese los valores indicados

⁶NO₃-N, es el nitrógeno en forma de nitrato, expresado en términos de nitrógeno elemental (en el caso de aguas residuales incluir NO₂-N y el nitrógeno orgánico).

3.6 Salinidad

Las sales se encuentran en cantidades relativamente pequeñas pero significativas, y tienen su origen en la disolución lenta de la caliza, del yeso y de otros minerales. Todas las aguas territoriales las contienen, razón por lo que Richards *et al.* (1959) la considera como la fuente directa de la salinidad, cuando son utilizadas para riego y de forma natural cuando inundan las tierras bajas.

Los problemas por salinidad aparecen cuando se concentran sales solubles procedentes del regadío en suelos productivos (Leidi y Pardo, 2002), ya sea por la utilización de aguas salinas, sódicas o residuales (Ben-Hu *et al.*, 2001; Heidarpour *et al.*, 2007). La utilización de aguas de calidad inadecuada para la agricultura, surge como consecuencia del uso intensivo de las aguas de buena calidad existentes y de la competencia con otros sectores, sobre todo en zonas áridas y semiáridas (Rengel, 1992; Shani y Dudley, 2001; Feng *et al.*, 2003; Agassi *et al.*, 2003). Las sales se acumulan en la zona radicular a una concentración tal que ocasiona pérdidas en la producción. A medida que el contenido total de sales aumenta, los problemas del suelo y cultivos se agravan, lo que requiere el uso de prácticas especiales de manejo, para mantener rendimientos aceptables (Ayers y Westcot, 1987).

La acumulación de sales en los suelos, se debe a la extracción continua de la humedad por las raíces y por la evaporación (Richards *et al.*, 1959; Fereres y Soriano, 2007). La salinidad es un estrés abiótico complejo que simultáneamente presenta componentes osmóticos e iónicos (Zeng y Shannon, 2000; Chinnusamy *et al.*, 2005), provoca diversos efectos perjudiciales que afectan tanto al suelo agrícola como a las plantas (Rengel, 1992; González, 2001; Morales *et al.*, 2006).

Uno de los efectos al suelo agrícola es el desplazamiento del Ca_2^+ del complejo arcillo-húmico por el Na^+ que degrada la estructura del suelo (González, 2001; Bonilla *et al.*, 2004); en las plantas se destaca la disminución del crecimiento y rendimiento, relacionados con la cantidad de sales solubles y potencial osmótico de la rizosfera (Al-Nabulsi, 2001; Shani y Dudley, 2001; Lau *et al.*, 2003; Polón, 2004; Crescimanno y Garofalo, 2006), mientras que en hojas y frutos

se presentan daños por la acumulación de iones tóxicos en las células (Na y Cl) (Morales *et al.*, 2006; Bacarro *et al.*, 2006; Ortega y Orellana, 2007). Por lo tanto la composición y concentración de sales en la solución del suelo puede afectar el crecimiento de los cultivos debido al efecto osmótico, cambio en las propiedades del suelo y toxicidad.

3.6.1 Presión Osmótica

Altas concentraciones de sales solubles afecta a los cultivos a través del estrés osmótico que limita la habilidad de las plantas para absorber agua (Bacarro *et al.*, 2006; Rengasamy, 2006). En respuesta a esto, las plantas desarrollan mecanismos de ajuste osmótico, de manera que puedan tolerar el déficit hídrico, manteniendo un grado de hidratación de las células que les permite continuar su crecimiento (Morales *et al.*, 2006).

La salinidad se entiende como una concentración de sales solubles que excede la necesaria para el crecimiento óptimo de la planta y tal que puede afectar significativamente las propiedades coligativas de la solución a las que las raíces están expuestas, especialmente por la reducción de su potencial osmótico (Läuchli y Epstein, 1990; Shani y Dudley, 2001). El potencial osmótico resulta de la presencia de solutos en el agua del suelo que afecta sus propiedades termodinámicas y disminuyen su potencial de energía. Puede limitar la absorción de agua si los solutos se acumulan en los espacios libres en la periferia radical, ya que la energía del agua disminuye y con esta su capacidad de movimiento hacia el interior de la planta (Lira, 2003).

La presión osmótica de una solución es equivalente a la presión real que se desarrolla en un sistema osmótico y es equivalente a el potencial osmótico en concepto, pero de signo opuesto, el potencial es expresado en términos de energía y la presión osmótica en términos de presión (Flores *et al.*, 2005).

La presión osmótica es la fuerza que debe aplicarse para contrarrestar el movimiento del agua hacia el sitio en donde existe mayor cantidad de solutos (Larqué, 1980). Se conocen como una de las propiedades coligativas de las soluciones, al aumentar la concentración de la

solución, la presión osmótica también aumenta, el punto de congelación desciende, la presión de vapor disminuye y el punto de ebullición aumenta (Larqué y Trejo, 1990). Para calcular la presión osmótica se utiliza la siguiente ecuación, que deriva de la ley de los gases ideales:

$$PV = nRT$$

Dónde:

P: es la presión osmótica.

V: volumen ocupado por el gas, 1 Lmol^{-1}

n: es la cantidad de sustancia en moles

R: constante universal de los gases; en el sistema internacional de unidades su valor es $8.314511984 \text{ (J/mol k)}$

T: temperatura absoluta expresada en grados Kelvin.

Richards *et al.* (1959), propone la siguiente fórmula para la estimación de la presión osmótica, en base a los datos experimentales del laboratorio de Estados Unidos de Norteamérica.

$$PO = 0.36 \text{ CE}$$

PO = Presión osmótica (atm)

CE = Conductividad eléctrica (dS m^{-1})

Para obtener con mayor exactitud la presión osmótica, se puede establecer una igualdad entre la CE y los STD (Total de sólidos solubles) ya que la presión osmótica de una solución es directamente proporcional a la concentración de solutos.

$$PO = 0.36 \text{ CE}$$

$$CE = PO/0.36$$

$$STD = 640 \text{ CE}$$

$$CE = STD/640$$

Se tiene entonces:

$$PO/0.36 = STD/640$$

$$PO = STD*0.36/640$$

Dónde:

PO = Presión Osmótica (atm)

CE = Conductividad eléctrica (dS m⁻¹)

STD = Total de sólidos solubles (mg L⁻¹)

3.6.2 Clasificación de las aguas para riego con base al peligro de salinidad

La salinidad es una medida de la cantidad de sales disueltas en el agua de riego. La conductividad eléctrica (CE) es una estimación de la salinidad y solo considera la cantidad de sales solubles, pero no el tipo (Flores *et al.*, 2005; Steppuhn, *et al.*, 2005).

La estimación de sales solubles mediante las determinaciones de CE, se han usado por mucho tiempo porque es un método rápido y preciso. La razón de utilizar la CE se debe a que se incrementa al aumentar la concentración total de sustancias ionizadas disueltas en el agua, ya que la corriente es conducida en la solución mediante el movimiento de los iones y así cuanto mayor es el número de estos, hay mayor movilidad y en consecuencia aumenta la magnitud de la conductividad, las sustancias inorgánicas como las sales, ácidos y bases, son relativamente buenos conductores en contraste con las moléculas de compuestos orgánicos. La CE se expresa en $\mu\text{S cm}^{-1}$ donde S es Siemens, que remplaza a la unidad conocida como mhos (Kiely, 1999).

La clasificación de un agua o un suelo como salino es relativa ya que las respuestas de las plantas y de los suelos a la salinidad son altamente variables, debido a factores como la naturaleza mineralógica de la fracción arcillosa del suelo, densidad aparente, conductividad

hidráulica, tipo de solutos disueltos y adsorbidos, producción y absorción de CO₂, capacidad de retención de agua del suelo, absorción de agua por las plantas, sistema de irrigación, entre otras, son responsables de la evolución de la salinidad de los suelos (Vázquez *et al.*, 2006).

Richards *et al.* (1959) propuso cuatro clases de aguas de acuerdo a su conductividad eléctrica, siendo los rangos de división entre clases los siguientes valores 250, 750 y 2250 $\mu\text{S cm}^{-1}$.

Aguas de Baja Salinidad (C1). $< 250 \mu\text{S cm}^{-1}$. Puede usarse para riego en la mayoría de los cultivos y en casi cualquier tipo de suelo, con muy poca probabilidad de que se desarrolle la salinidad. Se necesita algún lavado, que se logra en condiciones normales de riego, excepto en suelos de muy baja permeabilidad.

Aguas de Salinidad Media (C2). $250 - 750 \mu\text{S cm}^{-1}$. Puede usarse siempre y cuando haya un grado moderado de lavado. En casi todos los casos y sin necesidad de prácticas especiales de control de la salinidad, pueden crecer cultivos moderadamente tolerantes a las sales.

Aguas Altamente Salinas (C3). $750 - 2250 \mu\text{S cm}^{-1}$. No pueden usarse en suelos cuyo drenaje sea deficiente. Aún con drenaje adecuado, se puede necesitar prácticas especiales de control de la salinidad. Por lo tanto, se deben seleccionar únicamente aquellas especies vegetales muy tolerantes a las sales.

Aguas Muy Altamente Salinas (C4). $>2250 \mu\text{S cm}^{-1}$. No son apropiadas para riego bajo condiciones ordinarias, pero pueden usarse ocasionalmente en circunstancia muy especiales.

Los suelos deben ser permeables, el drenaje adecuado, debe aplicarse un exceso de agua para lograr un buen lavado y en la mayoría de los casos, se deben seleccionar cultivos altamente tolerantes a sales.

Casi todas las aguas para riego que se han usado por muchos tiempo tienen una conductividad eléctrica menor a $2250 \mu\text{S cm}^{-1}$, ocasionalmente se usan aguas de mayor

conductividad, pero las cosechas obtenidas no han sido satisfactorias, excepto en raras ocasiones (Richards *et al.*, 1959).

3.6.3 Clasificación de las aguas para riego con base a la Salinidad Efectiva

Este índice fue propuesto por Doneen en 1959 para sustraer de la salinidad total, los carbonatos y sulfatos de calcio, que precipitan fácilmente cuando el agua de riego pasa a formar parte de la solución del suelo, dejando de participar en la elevación de la presión osmótica (Coras, 1996).

Se calcula la salinidad efectiva con las siguientes ecuaciones:

$$\text{Si } \text{Ca}^{2+} > (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$$

Entonces:

$$\text{SE} = \text{suma de cationes} - (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$$

$$\text{Si } \text{Ca}^{2+} < (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}); \text{ pero } \text{Ca}^{2+} > (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-)$$

Entonces

$$\text{SE} = \text{suma de cationes} - \text{Ca}^{2+}$$

$$\text{Si } \text{Ca}^{2+} < (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-); \text{ pero } (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) > (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-)$$

Entonces

$$\text{SE} = \text{suma de cationes} - (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-)$$

$$\text{Si } (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) < (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-)$$

Entonces

$$\text{SE} = \text{suma de cationes} - (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$$

Dónde: Todos los iones están expresados en $\text{mmol}_c \text{ L}^{-1}$. Siempre se resta de la suma de cationes el componente o componentes de sales que pueden precipitar y se encuentran en menor cantidad.

El Cuadro 5 indica la clasificación por salinidad efectiva, citada en Coras (1996).

Cuadro 5. Clasificación de las aguas para riego de acuerdo a la salinidad efectiva (Coras, 1996).

Clasificación	Salinidad efectiva en $\text{mmol}_e \text{L}^{-1}$
Buena	< 3.00
Condicionada	3.00 - 15.00
No recomendada	> 15.00

3.6.4 Clasificación de las aguas para riego con base a la salinidad Potencial

En 1963, Doneen introdujo este índice a la literatura sobre calidad de aguas. Ésta determina la cantidad de Cl^- y SO_4^{2-} que pueden afectar los cultivos según la permeabilidad del suelo (Coras, 1996). Estas sales son las últimas que permanecen en la solución del suelo cuando la humedad aprovechable disminuye a menos del 50%, es por eso que se debe estimar el efecto que causan sobre la presión osmótica.

La ecuación es la siguiente:

$$\text{SP} = \text{Cl}^- + \frac{1}{2} \text{SO}_4^{2-}$$

Todas las concentraciones se expresan en $\text{mmol}_e \text{L}^{-1}$.

En el cuadro 6 se indica la clasificación de las aguas para riego de acuerdo al índice de salinidad potencial.

Cuadro 6. Clasificación de las aguas para riego de acuerdo a la salinidad potencial (Coras, 1996).

Clasificación	Salinidad potencial en $\text{mmol}_e \text{L}^{-1}$
Buena	< 3.00
Condicionada	3.00 -15.00
No recomendada	> 15.00

3.7 Sodicidad

El aumento de la proporción de sodio retenido en el complejo de intercambio del suelo se le conoce como sodificación y es resultado de la utilización de aguas de mala calidad (residuales, salinas, sódicas) (Crescimanno y Garofalo, 2006; Heidarpour *et al.*, 2007).

Los efectos perjudiciales causados por la presencia de sodio en suelos fueron primeramente detectados en regiones áridas y semiáridas, donde eran usadas aguas salinas y sódicas para riego (Chirinos y Mattiazzo, 2004).

En trabajos de investigación se encontró que la relación de adsorción de sodio (RAS) de las aguas de riego está altamente correlacionada con el porcentaje de sodio intercambiable (PSI) en los sitios de intercambio, cuando el suelo está en equilibrio con el agua de riego (Parker y Suarez, 1990). Por lo que, el RAS se puede utilizar como un valor aproximado de la sodicidad después del riego (Hussein y Rabenhorst, 2001).

El RAS se deriva de la ecuación de intercambio de Gapon, la cual se ha utilizado largamente para predecir el porcentaje de sodio intercambiable (Balks *et al.*, 1998; Hussein y Rabenhorst, 2001).

Richards *et al.* (1959) mencionan que Gapon (1933), Mattson y Wilander (1940), Davis (1945) y Schofield (1947) sugirieron que si se toma en cuenta la influencia de la concentración

catiónica total, se obtiene una relación lineal con la relación entre cationes intercambiable monovalente y cationes divalentes, cuando la concentración molar del catión soluble monovalente se divide por la raíz cuadrada de la concentración molar del catión divalente. En una forma simple la relación se expresa:

$$RAS = \frac{Na^+}{\frac{Ca^{2+} + Mg^{2+}}{2}}$$

Donde Na^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+} son las concentraciones en la solución del suelo, en $mmol_c L^{-1}$.

Una menor proporción de calcio disuelto en la solución del suelo permitiría una mayor adsorción de Na^+ en el complejo arcillo – húmico frente al agregado de aguas de riego con altos niveles de RAS, lo cual provocaría el aumento del espesor de la doble capa difusa, con el consecuente efecto de peptización y aumento de pH del suelo (Ruda *et al.*, 2005).

Varios factores del suelo influyen en el enriquecimiento de sodio por el agua de riego y son; a) textura y mineralogía del suelo, b) densidad, c) pH, d) agentes de unión (materia orgánica, óxidos de hierro y aluminio) y estrés mecánico (Balks *et al.*, 1998; Oster y Shainberg, 2001; Pereira *et al.*, 2009).

3.7.1 Clasificación de las aguas en base al RAS

La clasificación se basa primordialmente en el efecto que tiene el sodio intercambiable sobre la condición física del suelo (Richards *et al.*, 1959). Los límites de los rangos entre clases se consideran los valores más altos de acuerdo a la Figura 3, solo como referencia ya que no son líneas rectas.

- **Agua baja en sodio (S1):** $RAS < 10$. Puede usarse para el riego en la mayoría de los suelos con poca probabilidad de alcanzar niveles peligrosos de sodio intercambiable. No obstante, los cultivos sensibles como algunos frutales, pueden acumular cantidades perjudiciales de sodio.

- **Agua media en sodio (S2):** RAS 10.0–18.0. En suelos de textura fina el sodio representa un peligro considerable, más aún si dichos suelos poseen una alta capacidad de intercambio de cationes, especialmente bajo condiciones de lavado deficiente, a menos que el suelo contenga yeso. Estas aguas solo pueden usarse en suelos de textura gruesa o en suelos orgánicos de buena permeabilidad.

- **Agua alta en sodio (S3):** RAS 18.0–26.0. Puede producir niveles tóxicos de sodio intercambiable en la mayor parte de los suelos, por lo que estos necesitan prácticas especiales de manejo, buen drenaje, fácil lavado y adiciones de materia orgánica. Los suelos yesíferos pueden no desarrollar niveles perjudiciales de sodio intercambiable cuando se riegan con este tipo de aguas. Puede requerirse el uso de mejoradores químicos para substituir el sodio intercambiable; sin embargo, tales mejoradores no serán costeados si se usan aguas de muy alta salinidad.

- **Agua muy alta en sodio (S4):** RAS >26. Es inadecuado para riego, excepto cuando su salinidad es baja o media y cuando la disolución del calcio del suelo y/o la aplicación de yeso u otros mejoradores no hace antieconómico el empleo de estas clases de agua.

La clasificación considera el efecto del RAS y la CE en la cual se utiliza el diagrama de la Figura 3, citada en Richards *et al.* (1959).

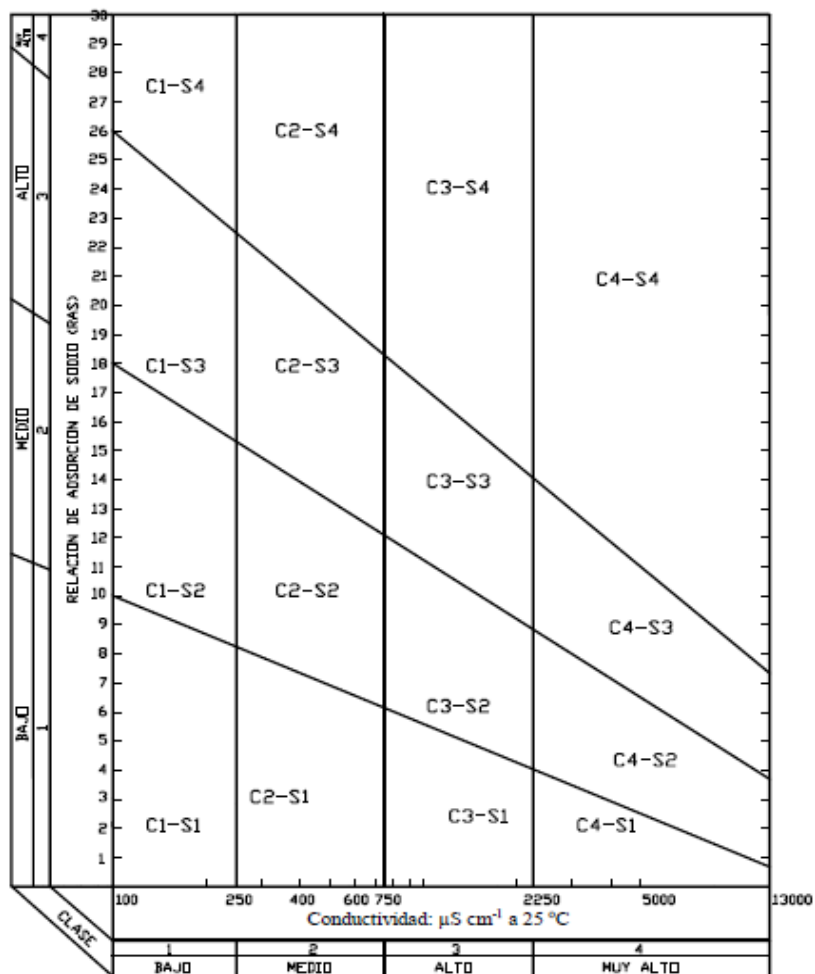


Figura 3. Diagrama para la clasificación de las aguas para riego citado en (Richards *et al.*, 1959).

3.7.2 Cálculo del RAS ajustado (RAS_{aj})

La existencia de un equilibrio entre el agua de riego y la solución del suelo es válida en la mayoría de las situaciones, pero en ciertas condiciones pueden producirse cambios, entre ellos tenemos, que el Na^+ permanece soluble y en equilibrio con el Na^+ intercambiable en todo momento, al ser un ión de alta solubilidad.

Además, el Ca^{2+} está en permanente cambio hasta que alcanza un cierto equilibrio, produciendo un aumento de su contenido por disolución de los minerales del suelo o una disminución por precipitación en forma de carbonato de calcio o yeso, sobre todo, cuando las aguas de riego contienen concentraciones apreciables de bicarbonatos (Gardner, 2004).

Este proceso de precipitación, en principio, causa una disminución de las sales solubles en las soluciones salinas, al mismo instante se aumenta la proporción del Na^+ en las soluciones de los suelos y por consiguiente en el complejo de intercambio catiónico (Manahan, 2007).

Ayers y Wescot (1987) introdujeron el concepto de la RAS ajustado (RAS_{aj}), la ecuación está en función de la disponibilidad del calcio en condiciones de una alcalinidad determinada, cuando se tiene un pH de 8.4 en un suelo no sódico en equilibrio con el carbonato de calcio y se expresa:

$$\text{RAS}_{\text{aj}} = \text{RAS} [1 + (8.4 - \text{pHc})]$$

Para estimar la precipitación del carbonato de calcio (CaCO_3) cuando alcanza su límite de saturación en presencia de iones bicarbonato, se utiliza el índice de saturación propuesto por Langelier en 1936 y es el siguiente:

$$IS = \text{pHa} - \text{pHc}$$

$$IS = 8.4 - \text{pHc}$$

$$\text{pHc} = (\text{pK}_2 - \text{pK}_s) + \text{pCa} + \text{pALK}$$

Dónde: pk_2 es el logaritmo negativo de la segunda constante de disociación del ácido carbónico (H_2CO_3) y pk_s es el producto de la solubilidad del CaCO_3 , corregidos por la fuerza iónica; pCa , es el logaritmo negativo de la concentración molar de Calcio; p(Alk) corresponde al logaritmo negativo de la concentración equivalente de CO_3^{2-} y HCO_3^- .

Los valores que se puede adquirir de pHc de cualquier conjunto de aguas de riego serán los estimadores de la tendencia de la precipitación del CaCO_3 si se utiliza el Cuadro 7.

Si el índice de saturación da positivo, indica que va haber precipitación del carbonato de calcio, pero si da negativo este permanecerá en solución (Ayers y Westcot, 1987).

Cuadro 7. Procedimiento para calcular pHc teórico de las aguas (Ayers y Wescot, 1987)

$\text{pHc}=(\text{pK}_2-\text{pK}_{\text{ps}})+\text{pCa}^{2+}+\text{p}(\text{Alk})^{\text{b}}$			
Concentración meq L ⁻¹	$\text{pK}_2-\text{pK}_{\text{ps}}$	pCa^{2+}	p(Alk)
0.05	2.00	4.60	4.30
0.10	2.00	4.30	4.00
0.15	2.00	4.10	3.80
0.20	2.00	4.00	3.70
0.25	2.00	3.90	3.60
0.30	2.00	3.80	3.50
0.40	2.00	3.70	3.40
0.50	2.10	3.60	3.30
0.75	2.10	3.40	3.10
0.80	2.10	3.38	3.08
1.00	2.10	3.30	3.00
1.10	2.10	3.26	2.96
1.25	2.10	3.20	2.90
1.50	2.10	3.10	2.80
2.00	2.20	3.00	2.70
2.10	2.20	2.98	2.68
2.50	2.20	2.90	2.60
3.00	2.20	2.80	2.50
4.00	2.20	2.70	2.40
5.00	2.20	2.60	2.30
6.00	2.20	2.50	2.20
8.00	2.30	2.40	2.10
10.00	2.30	2.30	2.00
12.50	2.30	2.20	1.90
15.00	2.30	2.10	1.80
20.00	2.40	2.00	1.70
30.00	2.40	1.80	1.50
50.00	2.50	1.60	1.30
80.00	2.50	1.40	1.10

a) Fuente: Nacayama (1982) citado por Ayers y Wescot, (1987)

b) Se entra en la primera columna con las concentraciones de: i) $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+$; ii) Ca^{2+} y iii) $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$ en mmol_c L⁻¹. Se obtiene ($\text{pK}_2 - \text{pK}_{\text{ps}}$), pCa y p(Alk), respectivamente.

3.7.3 Calculo del RAS corregido (RAS^o)

Suárez (1981), reconoce que el procedimiento de ajuste del RAS propuesto sobreestima el peligro de sodificación. A partir de esto, se corrige la concentración de calcio del agua de riego en función del valor del equilibrio esperado, por el efecto del dióxido de carbono y de los bicarbonatos (Velázquez *et al.*, 2002).

El procedimiento asume la existencia de una fuente de calcio, es decir los carbonatos presentes en el suelo u otros minerales, y la no precipitación del magnesio. El RAS° surge de la aplicación de la siguiente expresión:

$$RAS^{\circ} = \frac{Na^{+}}{\sqrt{\frac{Ca^{\circ} + Mg^{2+}}{2}}}$$

Dónde:

Na^{+} es la concentración de sodio en $mmol_c L^{-1}$ en el agua de riego.

Ca° es la concentración corregida de Ca en $mmol_c L^{-1}$

Mg^{2+} es la concentración de Mg en el agua de riego expresada en $mmol_c L^{-1}$.

Ca° Representa la concentración de Ca^{2+} en el agua de riego modificada por la salinidad del agua (CE), y por la relación HCO_3^{-}/Ca^{2+} (ambos en $mmol_c L^{-1}$) y por la presión parcial estimada de CO_2 ejercida en los primeros milímetros de suelo ($P= 0.0007 atm$).

Este valor de Ca° representa los $mmol_c L^{-1}$ de calcio que se esperan permanezcan en solución en el suelo en las condiciones de equilibrio. La concentración de Ca° se obtiene a partir del Cuadro 8 publicado por Ayers y Wescot en 1987. Se entra en la cuadro una vez determinada la relación HCO_3^{-} / Ca^{2+} y la CE en $dS m^{-1}$ del análisis de agua.

Cuadro 8. Concentración de calcio (Ca°) en el agua del suelo, contenida cerca de la superficie del suelo, que resulta de regar con aguas de determinado valor $\text{HCO}_3^-/\text{Ca}^{2+}$ en dS m^{-1} .

		SALINIDAD DEL AGUA APLICADA $\text{CE}_a \text{ dS m}^{-1}$											
		0.1	0.2	0.3	0.5	0.7	1	1.5	2	3	4	6	8
Valores de $\text{HCO}_3^-/\text{Ca}^{2+}$	0.05	13.20	13.61	13.92	14.40	14.79	15.26	15.91	16.43	17.28	17.97	19.07	19.94
	0.10	8.30	8.57	8.77	9.07	9.31	9.62	10.02	10.35	10.89	11.32	12.01	12.56
	0.15	6.34	6.54	6.69	6.92	7.11	7.34	7.65	7.90	8.31	8.64	9.17	9.58
	0.20	5.24	5.40	5.52	5.71	5.87	6.06	6.31	6.52	6.86	7.13	9.57	7.91
	0.25	4.51	4.65	4.76	4.92	5.06	5.22	5.44	5.62	5.91	6.15	6.52	6.82
	0.30	4.00	4.12	4.21	4.36	4.48	4.62	4.82	4.98	5.24	5.44	5.62	5.91
	0.35	3.61	3.72	3.80	3.94	4.04	4.17	4.35	4.49	4.72	4.91	5.21	5.45
	0.40	3.30	3.40	3.48	3.60	3.70	3.82	3.98	4.11	4.32	4.49	4.77	4.98
	0.45	3.05	3.14	3.22	3.33	3.42	3.53	3.68	3.80	4.00	4.15	4.41	4.61
	0.50	2.84	2.93	3.00	3.10	3.19	3.29	3.43	3.54	3.72	3.87	4.11	4.30
	0.75	2.17	2.24	2.29	2.37	2.43	2.51	2.62	2.70	2.84	2.95	3.14	3.28
	1.00	1.79	1.85	1.89	1.96	2.01	2.09	2.16	2.23	2.35	2.44	2.59	2.71
	1.25	1.54	1.59	1.63	1.68	1.73	1.78	1.86	1.92	2.02	2.10	2.23	2.33
	1.50	1.37	1.41	1.44	1.49	1.53	1.58	1.65	1.70	1.79	1.86	1.97	2.07
	1.75	1.23	1.27	1.30	1.35	1.38	1.43	1.49	1.54	1.62	1.68	1.78	1.86
	2.00	1.13	1.16	1.19	1.23	1.26	1.31	1.36	1.40	1.48	1.58	1.63	1.70
	2.25	1.04	1.08	1.10	1.14	1.17	1.21	1.26	1.30	1.37	1.42	1.51	1.58
	2.50	0.97	1.00	1.02	1.06	1.09	1.12	1.17	1.21	1.27	1.32	1.40	1.47
	3.00	0.85	0.89	0.91	0.94	0.96	1.00	1.04	1.07	1.13	1.17	1.24	1.30
	3.50	0.78	0.80	0.82	0.85	0.87	0.90	0.94	0.97	1.02	1.06	1.12	1.17
4.00	0.71	0.73	0.75	0.78	0.80	0.82	0.86	0.88	0.93	0.97	1.03	1.07	
4.50	0.66	0.68	0.69	0.72	0.74	0.76	0.79	0.82	0.86	0.90	0.95	0.99	
5.00	0.61	0.63	0.65	0.67	0.69	0.71	0.74	0.76	0.80	0.83	0.88	0.93	
7.00	0.49	0.50	0.52	0.53	0.55	0.57	0.59	0.61	0.64	0.67	0.71	0.74	
10.00	0.39	0.40	0.41	0.42	0.43	0.45	0.47	0.48	0.51	0.53	0.56	0.58	
20.00	0.24	0.25	0.26	0.26	0.27	0.28	0.29	0.30	0.32	0.33	0.35	0.37	
30.00	0.18	0.19	0.20	0.20	0.21	0.21	0.22	0.23	0.24	0.25	0.27	0.28	

Fuente: Suárez (1981), citado por Ayers y Wescot, 1987.
 $\text{HCO}_3^-/\text{Ca}^{2+}$ expresados en $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$ y CE_a en dS m^{-1} .

3.8 Efecto de la concentración de iones CO_3^{2-} y HCO_3^-

Eaton (1950), reportó resultados de deterioros de las propiedades del suelo por incrementos importantes de los valores del por PSI asociados a riegos prolongados con aguas que contenían excesos de bicarbonatos en relación al calcio y magnesio, dando lugar a la precipitación de los cationes divalentes.

En aguas ricas en iones bicarbonato hay la tendencia del calcio y del magnesio a precipitarse en forma de carbonatos a medida que la solución del suelo se vuelve más concentrada (Gardner, 2004). La reacción no se completa totalmente en circunstancias ordinarias, pero a medida que va teniendo lugar, las concentraciones de calcio y magnesio se van reduciendo, aumentando así la proporción relativa de sodio (Richards *et al.*, 1954), que produce dispersión del suelo, si la concentración de electrolitos está por debajo de la concentración crítica de floculación de las arcillas (Bacarro *et al.*, 2006).

Eaton, 1950 utiliza tres términos para referirse a estas reacciones:

1. Porcentaje de sodio encontrado

$$\frac{\text{Na}^+}{\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+} 100$$

2. Porcentaje de sodio posible

$$\frac{\text{Na}^+ 100}{(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+) - (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-)}$$

3. Carbonato de sodio residual Na_2CO_3

$$(\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-) - (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$$

Los constituyentes iónicos están expresados en $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$. El cálculo de estos supone que los iones CO_3^{2-} y HCO_3^- son cuantitativamente precipitados en el suelo hasta el límite de las concentraciones presentes de calcio y magnesio en las aguas de riego.

Generalmente la salinización conduce a un incremento del PSI, debido a que las sales de sodio, que son las más solubles en la naturaleza, pueden mantenerse en solución aún en concentraciones muy elevadas.

El incremento en la concentración de carbonato de sodio provoca dispersión de las partículas y facilita la destrucción de los agregados del suelo con disminución de la porosidad y de la infiltración. Para evaluar la existencia de condiciones para la precipitación de las sales de calcio, Wilcox *et al.* (1954), propusieron la clasificación de acuerdo al carbonato de sodio residual (CSR), dando lugar a tres clases que se presentan en el Cuadro 9.

Cuadro 9. Clasificación de la calidad de agua de acuerdo con el contenido de carbonato de sodio residual (Richards *et al.*, 1959).

Clase	Valor del CSR en $\text{mmol}_e \text{L}^{-1}$
Buena	< 1.25
Marginal	1.22 - 2.50
No recomendable	> 25.00

Por lo general, las aguas para riego ricas en iones bicarbonato son las que provienen de acuíferos de basaltos, de zonas urbano-industriales y aguas subterráneas en las que se tiene procesos reductores de mucha intensidad (Cintora y Ortega, 2005).

3. 9 Problemas de infiltración

La infiltración se refiere a la facilidad con que el agua atraviesa la superficie del suelo y se mide en términos de velocidad. Los problemas de infiltración ocasionados por la mala calidad del agua ocurren por lo general en los primeros centímetros del suelo, aunque ocasionalmente puede ocurrir a mayores profundidades, el efecto final es la reducción del suministro de agua a los cultivos, porque se reduce la cantidad de agua que penetra a la rizosfera (Ayers y Westcot, 1987).

Además de la calidad del agua, la infiltración está determinada por las características físicas y químicas del suelo, las cuales dependen de la composición de los cationes intercambiables, de la concentración electrolítica y del tipo de sales presentes, lo cual afecta la distribución de iones próximos a la superficie y, por ende, el acomodamiento de las partículas (Martínez *et al.*, 2001; Levy *et al.*, 2005).

Las arcillas y la materia orgánica del suelo normalmente neutralizan sus cargas negativas debido a la existencia de los cationes de la solución del suelo, que quedan adsorbidos a ellas. Este mecanismo facilita la agregación de las partículas, fenómeno clave para la estructuración de un suelo. Dependiendo de la carga del catión y de su radio iónico, se formarán agregados de mayor o menor tamaño y estabilidad (Muneer y Oades, 1989; Ruiz y Wu, 2006; Cerena, 2006).

La combinación de altos contenidos de sodio intercambiable (PSI) y baja salinidad provocan la disminución de la permeabilidad de los suelos (Oster y Shainberg, 2001; Chirinos y Mattiazzo, 2004; Ruiz y Wu, 2006; Heidarpour *et al.*, 2007). La mayor parte de esta problemática tiene su origen en los procesos expansivos y dispersivos sobre las arcillas, y la consecuente destrucción de los agregados causados por altas concentraciones de Na^+ (Mace y Amrhein, 2001; Ben-Hu *et al.*, 2001; Pérez, 2002; Dontsova *et al.*, 2004).

Después de que el agua es aplicada en el suelo, el PSI de la superficie del suelo se equilibra con el RAS del agua de riego, cuando el agua del suelo se concentra por la evaporación o evapotranspiración, la CE, el RAS y el PSI del suelo aumentan, pero cuando se riega con aguas no salinas la CE de la solución del suelo disminuye rápidamente, mientras que el PSI no, porque en general hay de 50 a 500 veces más el número de iones intercambiables en el suelo, que en la solución, por lo tanto, la cantidad iones de calcio y magnesio disponibles en la solución de suelo son menos que el número de iones de sodio intercambiable que deben reemplazar. Entonces si la CE baja demasiado para contrarrestar los efectos de sodio intercambiable, ocurre la expansión y/o dispersión de arcilla (Oster, 1994).

La expansión o hinchamiento de arcilla ocurre porque éstas absorben agua para bajar la concentración del catión intercambiable cerca de la superficie de la carga negativa de la arcilla. Los iones de calcio son más adsorbidos a las superficies de las arcillas que el sodio, por consiguiente, el calcio hinchan menos a las arcillas que el sodio. La salinidad del agua afecta el proceso, tanto a las arcillas de calcio como de sodio, incrementándolo cuando la salinidad disminuye. La expansión ocurre dentro de un volumen de suelo fijo reduciendo el radio de los poros y la dispersión obstruye los poros del suelo por el movimiento de las partículas, resultando en la reducción de la infiltración, conductividad hidráulica y en la formación de cortezas densas y firmes en la superficie del suelo, cuando se seca (Balks *et al.*, 1998; Oster, 1994).

La dispersión de los suelos y la pérdida o modificación de la geometría del medio poroso se producen únicamente cuando la concentración de sodio sobrepasa la concentración de calcio en una proporción por encima de 3:1 (Ortega, 1993).

En general, la infiltración aumenta con la salinidad y disminuye con una reducción en salinidad, o un aumento en el contenido de sodio, el efecto en la velocidad de infiltración se puede observar en la Figura 4.

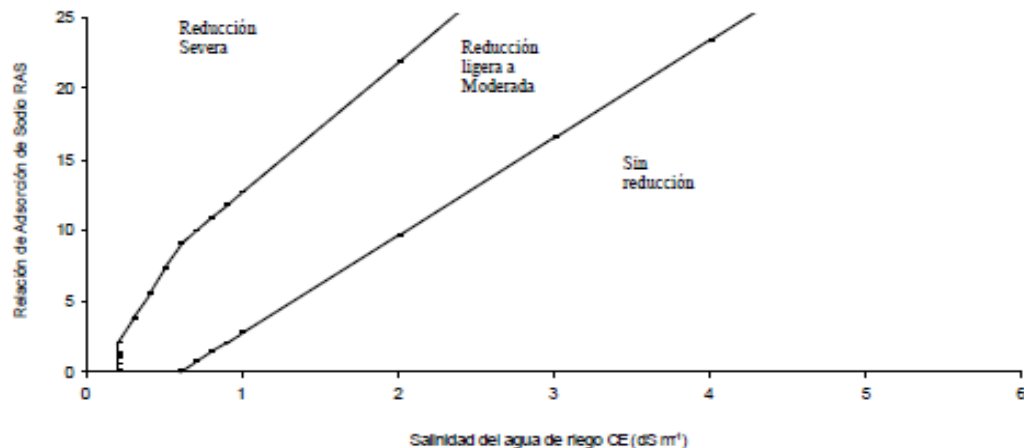


Figura 4. Reducción relativa de la infiltración, provocada por la salinidad y la relación de adsorción de sodio RAS. [Fuente: Rhoades (1977) y Oster y Schroer (1979), citado por Ayers y Westcott (1987)].

Valores relativamente bajos de sodio intercambiable pueden inducir una dispersión de arcillas, con un encostramiento superficial principalmente cuando ingresa al suelo agua de muy bajo contenido salino (Balks *et al.*, 1998; Mace y Amrhein, 2001; Chirinos y Mattiazzo, 2004).

Aguas con CE inferior a 0.5 dS m^{-1} , particularmente por debajo de 0.2 dS m^{-1} , favorecen la lixiviación de sales, minerales e incluyendo al calcio, con efecto sobre la estructura del suelo, lo que reduce notablemente la infiltración.

El RAS corregido puede utilizarse para prever mejor los problemas de infiltración causados por concentraciones relativamente altas de sodio, o bajas de calcio, en las aguas de riego (Ayers y Westcot, 1987).

3.10 Toxicidad de iones específicos

La toxicidad es un problema que ocurre internamente en la planta y no es provocada por la falta de agua. Normalmente resulta cuando ciertos cationes, absorbidos por la planta con el agua del suelo, se acumulan en las hojas durante la transpiración en cantidades suficientemente como para provocar daños. Los iones tóxicos contenidos en las aguas de riego son el cloro, sodio y boro y los daños pueden ser provocados individualmente o en combinación (Ayers y Westcot, 1987).

Los problemas de toxicidad frecuentemente acompañan a los de salinidad o de infiltración y pueden aparecer incluso cuando la salinidad sea baja. El daño dependerá del tiempo, concentración y sensibilidad del cultivo.

La salinidad también desencadena desequilibrios iónicos en las plantas por la excesiva absorción de sodio y cloruros, los que generan efectos secundarios como problemas de toxicidad y nutricionales vinculados a la absorción de iones esenciales para el crecimiento y desarrollo de las plantas entre ellos zinc, hierro, fósforo, calcio, potasio, magnesio, manganeso y cobre (Chinnusamy *et al.*, 2005).

3. 10.1 Cloro

La toxicidad más común a partir del agua de riego es la producida por el cloro, que no es adsorbido por el complejo de cambio del suelo y se mueve fácilmente en la solución del suelo de donde es absorbido por la planta y circula en ella hasta acumularse en las hojas. Si la concentración sobrepasa la tolerancia del cultivo, aparecen claros síntomas de toxicidad que incluyen hojas quemadas, necrosis de tejidos y muerte de brote (Maas, 1986; Borquez, 1986; Shani y Dudley, 2001).

En los cultivos sensibles, los síntomas ocurren cuando la concentración de cloro alcanza los 0.3 a 1.0 % del peso seco de las hojas. La sensibilidad de estos cultivos varía, en algunos árboles frutales muestran síntomas importantes en el límite inferior del rango (Ayers y Westcot, 1987). Para clasificar el agua por el contenido de cloruro, se utiliza el Cuadro 10.

El exceso de cloro puede presentarse cuando se aplica el riego con agua residual, debido a que dicha agua normalmente recibe cloraciones antes de su uso (Seoáñez, 2005). También puede ser absorbido directamente por el follaje, cuando se riega por aspersion, en períodos de alta temperatura y baja humedad relativa.

Cuadro 10. Clasificación de las aguas de riego de acuerdo a su contenido de cloruros (Coras, 1996).

Clasificación	Contenido de Cloruros en $\text{mmol}_e \text{L}^{-1}$
Buena	< 1.00
Condicionada	1.00 - 5.00
No recomendada	> 5.00

3.10.2 Sodio

El sodio, además de su efecto indirecto por alteración de la estructura del suelo, provoca en las plantas daños similares a los originados por los cloruros y le agrega desequilibrios nutricionales que afectan la asimilación del calcio, magnesio y potasio (Cabalceta y Cordero,

1991; González, 2001; Maathuis, 2006). Su toxicidad no es fácilmente diagnosticada como el cloro, pero se han reportado casos usando aguas con alta concentración de sodio. Los síntomas típicos de toxicidad del sodio aparecen en forma de quemaduras o necrosis a lo largo de los borde de las hojas. Entre los cultivos sensibles se encuentran los frutales de hojas caducas, el nivel toxico se encuentra en concentraciones superiores a 0.25 a 0.50% de sodio en base seca (Ayers y Westcot, 1987).

Los síntomas de toxicidad comienzan en las hojas maduras, progresando hacia el centro y finalmente en las hojas jóvenes. No obstante, las plantas sensibles a este elemento pueden sufrir daños a consecuencias de la acumulación del sodio en sus tejidos cuando los valores del sodio intercambiable son más bajos que los necesarios para deteriorar la condición física del suelo (Ayers y Westcot, 1987; González, 2001; Bonilla *et al.*, 2004).

Altas concentraciones de Na^+ en la solución externa causan una disminución en las concentraciones de K^+ y Ca^{2+} en los tejidos de las plantas, estas reducciones se pueden deber al antagonismo del Na^+ y el K^+ , y el Na^+ y el Ca^{2+} , y es asociado a la competencia por un mismo sitio de acumulación en las células vegetales, por lo que es obvio pensar que es la causa de la disminución del crecimiento y el rendimiento de los cultivos (Rangel, 1992, González, 2001; (Chinnusamy *et al.*, 2005), pero también por la inhibición del crecimiento de la raíz a causa del efecto osmótico del Na^+ y la competencia por los sitios de absorción en ella (Bonilla *et al.*, 2004; González, 2001; Rodríguez, 2006; Martínez *et al.*, 2008).

3.10.3 Boro

A pesar de que hace nueve décadas desde que se demostró la esencialidad del boro (B) para el normal crecimiento de las plantas, a la fecha su rol bioquímico no está bien definido. El Boro es un importante micronutriente con un difícil manejo debido a que su movilidad en el floema varía marcadamente entre las especies vegetales (Malavé y Carrero 2007), con síntomas de deficiencia y toxicidad en un rango bastante estrecho (Goldberg *et al.*, 2000).

El boro es tomado por la raíz de forma pasiva a través de la transpiración y es almacenado en forma de Borato. El boro forma parte de la pared celular y complejos estables en la membrana plasmática, estimula la germinación del polen y la elongación del tubo polínico (Brown *et al.*, 2002), por lo tanto es comúnmente aceptado que los órganos florales y frutales resienten su deficiencia. Los síntomas de toxicidad y deficiencia se manifiesta en hojas y ápices de crecimiento (Castellanos *et al.*, 2000), y aparecen primero en las hojas más viejas, con un amarillamiento, un progresivo marchitamiento y una necrosis desde el borde hacia el centro de la hoja. En la mayoría de los cultivos los síntomas de toxicidad se presentan cuando la concentración de boro supera de 250 a 300 mg kg⁻¹ (peso seco) (Ayers y Westcot, 1987). Tanto en condiciones de deficiencia como toxicidad del Boro, limita el crecimiento de la planta, resultando en la reducción de las cosechas y pérdidas económicas (Goldberg *et al.*, 2000; Goldberg *et al.*, 2005). Aunque todo depende de la tolerancia de cada cultivo. La clasificación del contenido de boro en aguas de riego se encuentra en el Cuadro 11.

Cuadro 11. Clasificación de las aguas de riego de acuerdo a su contenido de boro (Coras, 1996).

Clase	Contenido de Boro en ppm
Buena	< 0.30
Condicionada	0.30- 4.00
No recomendable	> 4.00

3.10.4 Fósforo

El fósforo (P) se encuentra en concentraciones pequeñas por su tendencia a formar iones complejos, compuestos de baja solubilidad con un extenso número de metales y por ser adsorbido por sedimentos hidrolizados, especialmente minerales de la arcilla. El fósforo soluble se presenta en forma de ion ortofosfato: H₂PO₄⁻, HPO₄²⁻ y PO₄³⁻, la presencia de cada uno en la solución acuosa está en función del pH. El fósforo disuelto es fácilmente adsorbido en el suelo y tiene una movilidad muy baja en el agua subterránea (Fetter, 1999).

El fósforo es un elemento esencial para las plantas, en general requieren de $0.2 - 0.3 \text{ mg L}^{-1}$ para que crezcan en óptimas condiciones (Daniel *et al.*, 1998). Las necesidades son variables en el crecimiento, es requerido para formar la masa foliar y para el crecimiento del fruto. En el caso de los frutales no existe un período marcado de mayor demanda, sino que es proporcional al desarrollo de los diferentes órganos (Fujita *et al.*, 2003).

Para Ayers y Westcot (1987), las concentraciones de fósforo en aguas para riego deben estar entre 0 y 2 mg L^{-1} , para que no provoquen toxicidad a los cultivos. Teniendo en cuenta la importancia del fósforo como nutriente y su participación en el proceso de eutrofización en las aguas, su determinación es necesaria ya que condicionan su uso, pues a mayor contenido de fósforo mayor crecimiento de algas (Romero, 1999). Para Sharpley y Withers (1994), una concentración de fósforo disuelto mayor a 0.1 mg L^{-1} , puede causar una eutrofización acelerada.

La eutrofización es un proceso natural que ocurre prácticamente en todos los sistemas acuáticos, es derivado del aumento de nutrientes, lo que provoca un aumento en la producción de primaria, que eventualmente puede deteriorar el sistema (Figueruelo y Dávila, 2004). En condiciones naturales los aportes de nitrógeno y fósforo son limitados, pero las actividades antropogénicas aceleran este proceso (Romero, 1999; Neal *et al.*, 2006).

Cuando ingresa el fósforo a suelos con pH entre 3 y 4, se precipita en forma de fosfatos hidroxilados insolubles de hierro y aluminio, cuando aumenta este, la precipitación se debilita y se anula prácticamente al alcanzar el valor de 5.5, a partir de este se inicia la precipitación como fosfatos cálcicos, a este compuesto se le llama hidroxiapatita (Fetter, 1999; Hassan, 1998). Este precipitado también se forma, cuando un agua residual rica en fosfatos entra en un reservorio que contenga altas concentraciones de calcio (Manahan, 2007).

3.11 Dureza

El término dureza se usa frecuentemente como un parámetro indicador de la calidad de las aguas. La dureza de las aguas está regida por el contenido de sales de calcio y de magnesio combinados principalmente con bicarbonato y carbonato (conocida como dureza temporal) y

con sulfatos, cloruros y otros aniones de ácidos minerales (llamada dureza permanente) (Wetzel, 1981).

En el proceso de carbonatación se da el fenómeno de endurecimiento de las aguas naturales, este término designa el efecto que ejercen cationes metálicos divalentes capaces de reaccionar con los surfactantes (compuestos en los detergentes), para formar precipitados y con ciertos aniones presentes en el agua para formar incrustaciones (Romero, 1999).

En general el grado de dureza del agua se expresa como mg L^{-1} de carbonato de calcio (CaCO_3) y se pueden clasificar las aguas de acuerdo al Cuadro 12.

Cuadro 12. Clasificación de las aguas por su dureza, con base al CaCO_3 (Keith, 1967).

Clasificación	Concentración mg L^{-1}
Blanda	0.00 - 75.0
Moderadamente dura	75.0 - 150.0
Dura	150.0 - 300.0
Muy Dura	> 300.0

Estas sales disueltas en el agua no constituyen un factor de peligro para la salud humana, pero presentan serios inconvenientes en los procesos de lavado doméstico e industrial ya que se combina con el jabón formando sales insolubles que impiden la formación de espuma, aspecto fundamental en los procesos de lavado.

Son perjudiciales en instalaciones que requieren el uso de agua caliente, ya que al calentar o hervir este tipo de agua se deposita lodo e incrustaciones de carbonatos, por lo tanto, el agua destinada al uso en calderas debe ser blanda. La importancia de la dureza del agua de riego, radica en que se utilizan equipos y sistemas de riego que pueden ser dañados u obstruidos. En el riego por aspersión puede obstruir o dañar los aspersores si contiene una elevada proporción de bicarbonatos de calcio, ya que pueden formar incrustaciones, reduciendo con ello el flujo de agua (Booher, 1974; Riberiro *et al.*, 2005).

El agua que es usada como vehículo para los herbicidas, puede degradar el ingrediente activo si es dura, ya que los carbonatos, bicarbonatos y cationes metálicos, en especial el calcio se combina con los herbicidas formando sales menos efectivas que la fórmula original. También pueden formar complejos con las sales del agua dificultando su absorción por las plantas (Ocampo, 2000). Algunos fertilizantes con P pueden precipitarse o perder su efectividad si la concentración de calcio excede de 2 a 3 mmol_c L⁻¹ en el agua de riego (Hassan, 1998).

3.12 Clasificación hidrogeoquímica

La importancia de estos estudios radica en la relación de la composición química de las aguas y el origen de los yacimientos (Del Arenal, 1985). El agua subterránea a medida que tiene más tiempo en contacto con los materiales de la corteza terrestre, cambia el contenido de algunos iones, dependiendo de la composición de la roca con que está en contacto y de las características del agua que transita por ellas (Güler y Thyne, 2004; Maderey y Carrillo, 2005). Este fenómeno está influenciado en gran medida por el pH y la relativa concentración de elementos ya en solución; en algunas ocasiones puede haber un intercambio con otros elementos, los factores orgánicos y desde luego la composición química del subsuelo (Lesser, 1987; Cerón *et al.*, 2000).

La interpretación de los datos obtenidos de los análisis químicos requiere inicialmente de un orden, en donde el objetivo es clasificar las aguas de acuerdo a características comunes, en este caso de acuerdo al catión y anión predominante. Existen varios tipos de diagramas para poder identificar las familias, el más usado es el diagrama triangular o de Piper (Pérez *et al.*, 2003).

El diagrama triangular (Figura 5) como su nombre lo indica, consta de dos triángulos equiláteros en su parte inferior y un rombo en su parte superior. Cada uno de los vértices del triángulo representa el 100% de la concentración en mmol_c L⁻¹ de un determinado elemento y el 0% del elemento situado en el vértice siguiente según el sentido de las agujas del reloj. Sólo es posible representar tres aniones y tres cationes, pero es posible representar muchos análisis en el mismo gráfico. En el triángulo de la izquierda del diagrama se grafican los

principales cationes en porcentaje de $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$ y en el triángulo de la derecha los aniones (Lesser, 1987; Custodio y Llamas 1990; Martínez *et al.*, 2006).

Los datos se grafican trazando rectas paralelas al elemento opuesto del que se está representando, esto es que si se quiere representar el contenido de calcio, se debe dibujar una recta paralela al sodio más potasio y a su vez se traza otra recta del magnesio al calcio. Lo mismo se hace con los aniones, la recta del cloro con bicarbonatos y carbonatos y la de sulfatos paralela al cloro. Cuando ya se tiene las intersecciones se trazan líneas paralelas al magnesio y otra al sulfato hasta intersectarse en el rombo de la parte superior del diagrama. En general, si los análisis químicos de las muestras de agua se agrupan en una sola zona del diagrama, todas pertenecen a una misma familia, si sucede lo contrario, se puede inferir que existe la posibilidad de alguna otra fuente o acuífero. Se denomina familia a las aguas que ha atravesado por las mismas formaciones geológicas (Martínez *et al.*, 2006).

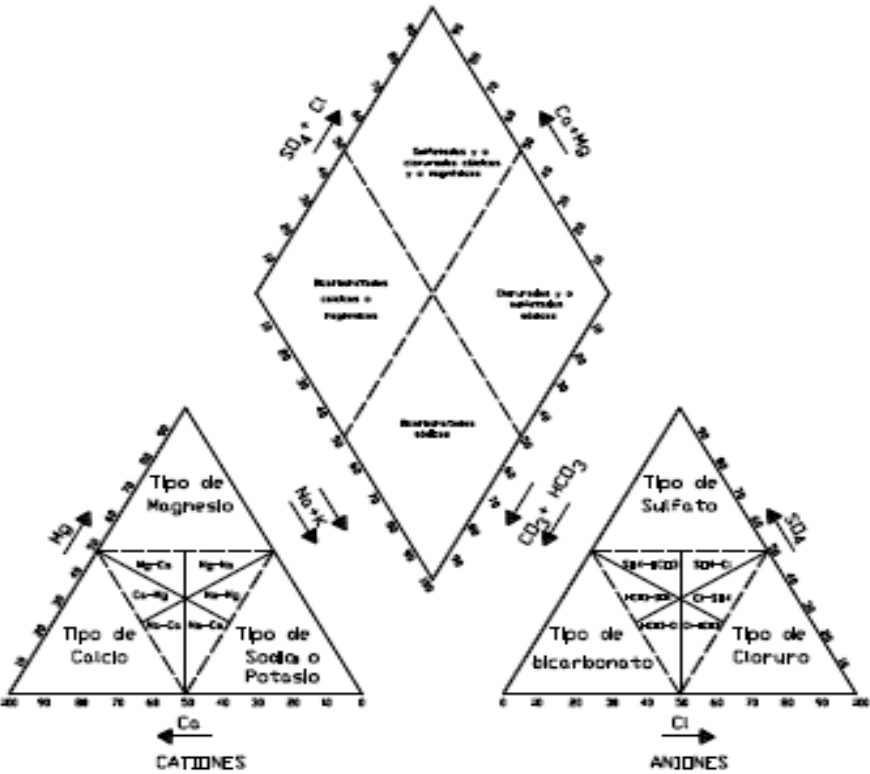


Figura 5. Diagrama triangular para representar resultados de estudios de química del agua (Martínez *et al.*, 2006).

4. MATERIALES Y MÉTODOS

4.1 Ubicación de los sitios de muestreo.

Las aguas residuales de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México son enviadas al Valle del Mezquital a través de tres conductos: El Emisor Poniente, El Gran Canal de Desagüe y El Emisor Central. Para conocer las dimensiones de las diferentes zonas del Valle del Mezquital que son regadas con estas aguas, se hicieron recorridos preliminares especiales y así poder delimitar la zona de muestreo de las aguas residuales que circulan por la red hidrográfica del Valle del Mezquital. Para el Muestreo, se establecieron 100 sitios de muestreo en el periodo de verano del 2011 (Figura 6). Para ubicar geográficamente estos sitios de muestreo en un plano cartográfico, se utilizó un GPS marca GARMIN MAP60. En cada sitio de muestreo se tomó una muestra de agua por duplicado de 0.5 L.

4.2 Determinaciones físico-químicas.

Con el objetivo de establecer cómo varían las concentraciones totales iónicas en las aguas residuales, se determinaron los siguientes parámetros de calidad: pH, CE, Ca^+ , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , CO_3^{2-} , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , RSE y RSC (Cuadro 13).

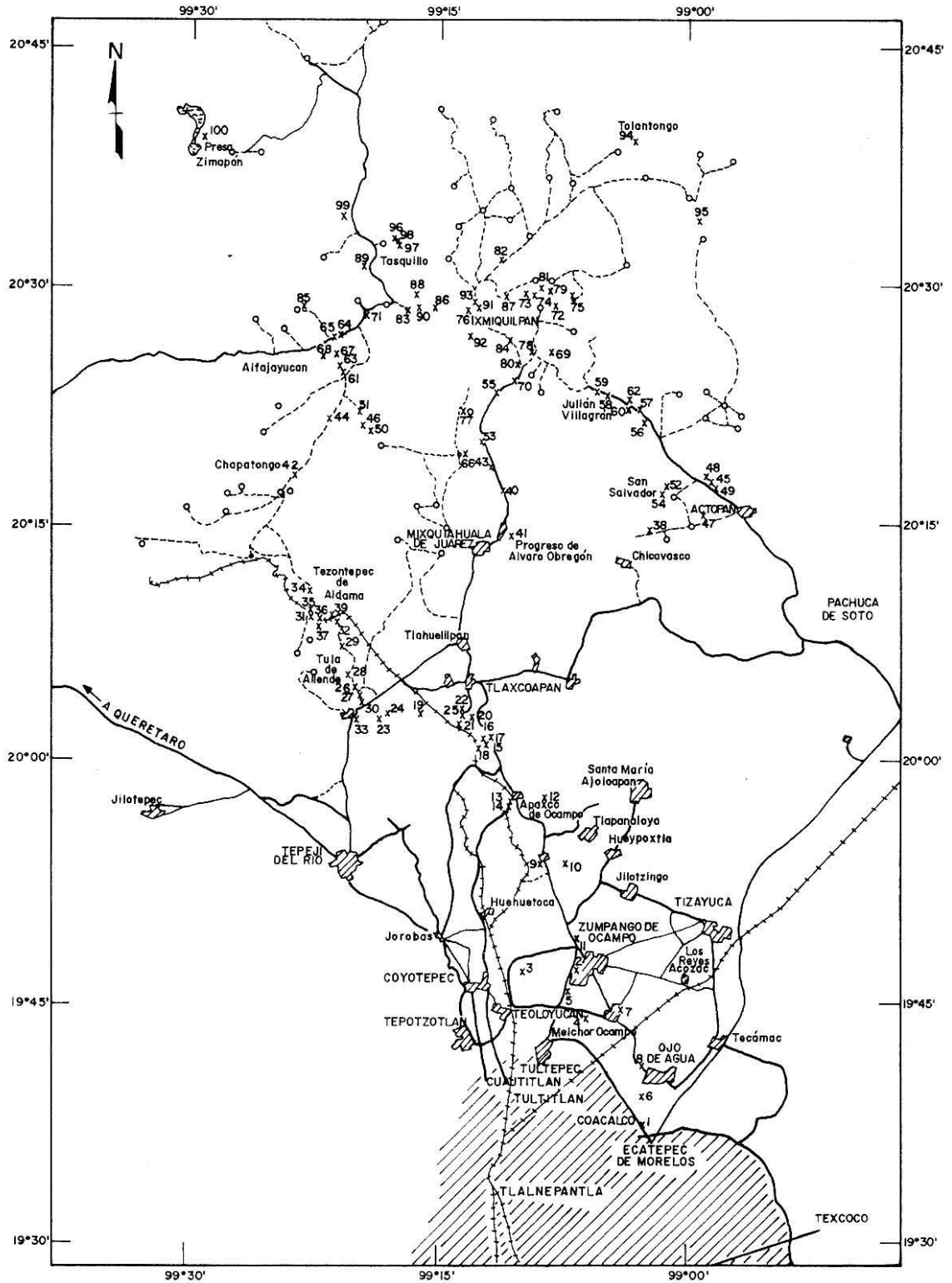


Figura 6. Localización geográfica de los sitios de muestreo de las aguas residuales, de la red hidrográfica Valle del Mezquital.

Cuadro 13. Métodos analíticos utilizados para caracterizar las aguas residuales.

DETERMINACIÓN	MÉTODO	REFERENCIA
pH	Potenciómetro marca Beckman, modelo Hoffmann Pinther Bosworth	APHA, 1989 ⁹ . 4500-H+B
Conductividad eléctrica	Conductímetro puente de Wheastone con celdas de vidrio de rango 0.1 a 10 $\mu\text{S cm}^{-1}$	APHA, 1989 ⁹ . 25108
Residuo seco evaporado (RSE)	Gravimetría mediante estufa marca Hot-Plate modelo 2200 Themolyne	APHA, 1989 ⁹ . 2540 D
Residuo seco evaporado (RSC)		
Carbonatos	Volumétrico. Mediante titulación con ácido sulfúrico 0.01N indicador Fenoftaleina	APHA, 1989 ⁹ . 2320 B
Bicarbonatos	Volumétrico. Mediante titulación con ácido sulfúrico 0.01N Indicador Anaranjado de Metilo	APHA, 1989 ⁹ . 2320 B
Cloruros	Método Mhor. Mediante titulación con nitrato de plata 0.01N, indicador Cromato de Potasio al 5%	APHA, 1989 ⁹ . 4500-Cl B
Calcio y Magnesio	Volumétrico. Mediante titulación con EDTA 0.01N Indicador Ericromo Negro T	APHA, 1989 ⁹ . 3500 Ca D
Calcio	Volumétrico. Titulación con EDTA 0.01N Indicador Murexida	APHA, 1989 ⁹ . 3500 Ca D
Sodio y Potasio	Flamometría. Flamómetro marca IL Autocal Flame Photometer 643, $\lambda=589$ nm, calibrado con soluciones estándar de 140 meq L^{-1} para Na y de 5 meq L^{-1} para K	APHA, 1989 ⁹ . 3500-Na y K, D
Sulfatos	Turbidimetría. Espectrofotómetro modelo Perkin Elmer 35, $\lambda=420$ nm	APHA, 1989 ⁹ . 4500-SO ₄ E
Ortofosfatos	Espectrofotometría. Espectrofotómetro modelo Perkin Elmer 35, $\lambda=690$ nm	Rodier, 1978 ¹²⁷
Boratos	Espectrofotometría. Espectrofotómetro modelo Perkin Elmer 35, $\lambda=690$ nm. Azomethine-H	Bingham, 1982 ¹⁹
Presión osmótica	Osmometría. Osmómetro Wescor, modelo VAPRO 5520, calibrado con soluciones estándares de optimol de 100, 290 y 1000 mmol kg^{-1}	

4.3 Directrices sobre la calidad del agua

Las directrices para evaluar la calidad del agua de riego se presentan en el Cuadro 26. Las directrices se refieren sobre todo a los efectos a largo plazo de la calidad del agua sobre la producción de cultivos, las condiciones de suelo y el manejo agrícola. Las directrices tienen un carácter práctico y han sido utilizadas con éxito en la agricultura bajo riego, para evaluar los componentes del agua superficial, agua subterránea, agua de drenaje, efluentes de desagües y otras aguas residuales¹⁴.

Cuando se utilizan aguas con valores menores a los correspondientes a “ninguna” restricción, por lo general no se presentan o no se identifican problemas en los cultivos o en el suelo. En el caso de restricción “ligera o moderada” se requiere un cuidado gradualmente mayor en la selección de los cultivos y de las alternativas de manejo, para alcanzar el potencial máximo de rendimiento. La restricción “severa” implica la aparición de problemas de suelo y de cultivo y/o reducción en los rendimientos, y la necesidad de contar, para lograr rendimientos aceptables,

con un manejo hábil y efectivo, además de un plan de operación específicamente adaptado a la calidad del agua que ha de emplearse.

Los límites son en cierto modo arbitrarios ya que en la realidad los cambios son graduales y no existe una división abrupta sobre las diferentes graduaciones. Una variación del 10-20%, por encima o por debajo de los datos, tiene poca importancia, si se considera juntamente y en relación con otros factores que puedan afectar los rendimientos.

Las directrices técnicas constituyen un primer paso para señalar las limitaciones, en calidad de una determinada fuente o suministro de agua. Además de ayudar a superar las limitaciones de uso de un agua determinada, también estas directrices nos permiten adaptarnos a un determinado manejo de suelos agrícolas, para un mejor uso de las aguas de baja calidad.

Cuadro 14. Lineamientos para evaluar la calidad del agua para riego

Problema potencial	Unidades	Grado de restricción sobre el uso del agua		
		Ninguno	Ligero o Moderado	Severo
Salinidad				
(afecta disponibilidad de agua para el cultivo)				
CE	mS cm ⁻¹	< 0.7	0.7 – 3.0	> 3.0
TSS	mg L ⁻¹	< 450	450 – 2000	> 2000
Infiltración				
(reduce infiltración; evaluar usando a la vez la CE y el RAS)				
RAS = 0 - 3	y CE =	> 0.7	0.7 – 0.2	< 0.2
= 3 - 6	=	> 1.2	1.2 – 0.3	< 0.3
= 6 - 12	=	> 1.9	1.9 – 0.5	< 0.5
= 12 - 20	=	> 2.9	2.9 – 1.3	< 1.3
= 20 - 40	=	> 5.0	5.0 – 2.9	< 2.9
Toxicidad de iones específicos				
(afecta cultivos sensibles)				
Sodio (Na ⁺)				
Riego por superficie	RAS	< 3.0	3.0 – 9.0	> 9.0
Riego por aspersión	mmol _e L ⁻¹	< 3.0	> 3.0	
Cloro (Cl ⁻)				
Riego por superficie	mmol _e L ⁻¹	< 4.0	4 – 10.0	> 10.0
Riego por aspersión	mmol _e L ⁻¹	< 3.0	> 3.0	
Boro B	mg L ⁻¹	< 0.7	0.7 – 3.0	> 3.0
Oligoelementos				
Varios				
(afecta cultivos sensibles)				
Nitrógeno (NO ₃ -N)	mg L ⁻¹	< 5.0	5.0 – 30.0	> 30.0
Bicarbonato (HCO ₃ ⁻)				
(aspersión foliar únicamente)	mmol _e L ⁻¹	< 1.5	1.5 – 8.5	> 8.5
pH				
Amplitud normal 6.5 – 8.4				
*Cl/SO ₄ >	Halofitismo			
	Suculencia			
*Cl/SO ₄ <	Leñosidad			
	Xerofitismo			
*HCO ₃ /Cl+SO ₄ > Viscosidad de las paredes celulares en raíces				

Fuente: Ayers y Westcot, 1987
 *Velásquez, 2001

4.4 Formas de comprobar los análisis químicos de las aguas

Después de determinar los constituyentes principales, si éstos se expresan en equivalentes químicos (Eq), la suma de cationes y aniones deben ser aproximadamente iguales⁴⁹.

Balance de cationes y aniones.

En principio, las soluciones acuosas son electroneutrales, es decir, en las soluciones se tiene una igualdad de cargas tanto positivas como negativas $\Sigma n^+ = \Sigma n^-$. El porcentaje de la diferencia absoluta entre la suma de cationes y aniones es el siguiente⁴⁹:

$$\% \text{ Diferencia} = \frac{|\Sigma \text{cationes} - \Sigma \text{aniones}|}{\Sigma \text{cationes} + \Sigma \text{aniones}} \times 100$$

Y los criterios para aceptar este porcentaje son:

$\Sigma \text{aniones} (\text{mmol}_e \text{ L}^{-1})$	% Diferencia aceptable
0.0 – 3.0	± 0.2
3.0 – 10.0	± 2.0
10.0 – 800.0	± 2.0-5.0

Sólidos totales disueltos medidos = Sólidos disueltos totales calculados

Para considerar que los análisis de las aguas son correctos, el rango de variación entre el valor de sólidos totales disueltos (STD) medidos mg L^{-1} y los sólidos totales calculados, este rango debe estar entre los siguientes valores:

$$1.0 < \text{STD medidos} / \text{STD calculados} < 1.2$$

La concentración total de sólidos totales disueltos medidos debe ser mayor al calculado, porque una contribución significativa no puede ser incluida en el cálculo.

Si el valor medido es menor que el calculado, la suma mayor de iones y valores medidos no son confiables. Si el valor medido es mayor del 20% que el calculado, la suma menos de iones y sus constituyentes seleccionados deben ser analizados nuevamente⁴⁹.

Conductividad eléctrica media = Conductividad eléctrica calculada

En lo que se refiere a las mediciones de la conductividad eléctrica de las soluciones, y para considerar que estas mediciones son correctas el rango de variación de la conductividad eléctrica (CE) medida en mS cm^{-1} y la conductividad eléctrica calculada debe estar entre los siguientes valores:

$$0.9 < \text{CE medida/CE calculada} < 1.1$$

Conductividad eléctrica medida y la suma de iones.

Para relacionar las mediciones de la conductividad eléctrica CE y la suma de iones (cationes o aniones), cualquiera de estas sumas será en términos generales CE/100 de los valores de la conductividad eléctrica expresada en $\mu\text{S cm}^{-1}$. Para diferentes tipos de salinidad el valor se encuentra entre los siguientes rangos:

$$\text{CE}/90 < \text{CE}/100 < \text{CE}/110$$

Las concentraciones de cationes o aniones están expresadas en $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$, y la conductividad eléctrica en $\mu\text{S cm}^{-1}$.

La suma de aniones y cationes debe ser 1/100 del valor de la conductividad eléctrica medida.

Sólidos totales disueltos medidos a un rango de conductividad eléctrica

Otra manera de considerar que los análisis químicos son correctos, es que, el valor numérico del cociente sólidos totales disueltos (ppm o mg L^{-1}) dividido entre la conductividad eléctrica (mS cm^{-1}) deberá ser aproximadamente 0.640.

Para diferentes tipos de salinidad este valor tendrá variaciones entre 0.5 - 1.1. Cuando se comparan procesos determinados experimentalmente con los procesos de ocurrencia teórica utilizando una ley fisicoquímica determinada¹²⁶, el ángulo de la pendiente de esta relación debe ser aproximadamente 45° .

Para conocer las fracciones adsorbidas de sodio intercambiable en los sistemas coloidales de los suelos del Valle del Mezquital, en condiciones de equilibrio químico con aguas residuales que riegan estos suelos, se obtuvieron los valores de la relación de adsorción de sodio o RAS

en sus diferentes conceptualizaciones físico-químicas. A este respecto, para inferir sobre los valores de las fracciones adsorbidas de sodio en los suelos se utilizó la ecuación derivada de las reacciones reversibles de intercambio iónico de Gapon, 1987⁴⁰, de acuerdo con la ley de acción de masas ya que el intercambio de cationes puede representarse mediante ecuaciones similares a las que se emplean en las reacciones químicas heterogéneas y estequiométricas^{40, 41, 44, 151,152}. Dicha ecuación es la siguiente:

$$PSI = \frac{kg RAS}{1 + kg RAS} 100$$

Dónde:

PSI, es el porcentaje de sodio intercambiable en los sistemas coloidales de suelos; kg es el coeficiente de selectividad iónica de las fracciones arcillosas y orgánico-minerales de los suelos [$mmol_c L^{-1}$]^{-1/2}; RAS, es la relación de adsorción de sodio de las aguas residuales.

Aquí se consideraron los valores de RAS en las diferentes conceptualizaciones fisicoquímicas [$mmol_c L^{-1}$]^{1/2}. Por último, para caracterizar el comportamiento geoquímico de aguas residuales se determinaron las sales hipotéticas en las aguas residuales. Para establecer la formación sucesiva de tales sales hipotéticas, se tomaron en cuenta los valores de solubilidad de cada sal.

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La red hidrográfica de Zumpango-Ixmiquilpan-Zimapán se encuentra principalmente distribuida en el territorio del Valle del Mezquital, estado de Hidalgo, aunque también abarca un pequeño territorio del Estado de México. Conduce las aguas residuales de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México hacia el Valle del Mezquital a través de tres conductos: El Emisor Poniente, El Gran Canal de Desagüe y El Emisor central.

- I) El Emisor Poniente, que desemboca en el Tajo de Nochistongo, es la salida más antigua y se construyó originalmente para desalojar las aguas del río Cuautitlán que producían inundaciones en épocas de lluvias, recibe aportaciones del Distrito Federal a través del Interceptor Poniente, descarga en el río El Salto, afluente del río Tula.
- II) El Gran Canal de Desagüe descarga a través de los túneles de Tequisquiac al río Salado, afluente del río Tula.
- III) El Emisor central descarga al río el Salto y a través del canal Salto-Tlamaco deriva aguas al Distrito de riego de Tula.

Los municipios del Estado de México en los cuales se riega con aguas residuales son: Santa María Tonanitla, Santa Ana Nextlalpan, Zumpango, Tequixquiac y Apaxco. En general, el Valle del Mezquital está conformado primordialmente por un conjunto de valles intermontanos que se encuentran ubicados en la parte suroeste del estado de Hidalgo.

De acuerdo con la distribución de los sitios de muestreo de las aguas residuales que son conducidas por la red hidrográfica de Zumpango-Ixmiquilpan-Zimapán, el objetivo de la toma de muestras de agua residual fue el de abarcar la mayor cantidad de superficie que se riega con aguas residuales que provienen del Valle de México.

5.1 Localización geográfica del área de estudio

La localización geográfica de los sitios de muestreo de las aguas residuales del Muestreo, se presentan en el Cuadro 15. Se incluye la ubicación altitudinal de los vasos de almacenamiento y de regulación que se encuentran distribuidos en el Valle del Mezquital, y son: a. La Laguna

de Zumpango, cuya altitud es de 2250 m; b. La Presa Endhó, a 2008 m; c. La Presa Rojo Gómez, a 1965 m; d. La Presa Debodhé, a 1810 m; e. La Presa Vicente Aguirre, a 1863 m; y f. La Presa Zimapán, a 1555 m.

El gradiente altitudinal entre El Gran Canal de aguas residuales que derivan del Valle de México, en el segundo sitio de muestreo que corresponde al puente PEMEX y tiene una altitud de 2248 m, y el último sitio de muestreo de aguas residuales que se localiza en La Presa Zimapán, río Tula a una altitud de 1551 m, tienen una diferencia de altitud de 697 m. Con estas diferencias de altitud entre las aguas de riego residuales arriba y las aguas de riego residuales abajo, las aguas se conducen por gravedad a través de toda la superficie agrícola de los valles intermontanos que constituyen el Valle del Mezquital

Cuadro 15. Localización geográfica de los sitios de muestreo de las aguas residuales, de la red hidrográfica de Zumpango-Ixmiquilpan-Zimapán.

No.	Sitio muestreo	T (°C)	Latitud Norte			Latitud Oeste			Altitud (m)
			°	'	''	°	'	''	
01	Puente PEMEX, distrito de riego Chiconautla	21	19	37	25	99	27	12	2193
02	Canal La Laminadora	24	19	47	13	99	56	47	2252
03	Emisor Norte, desemboca en La Laguna de Zumpango	19	19	47	11	99	10	55	2250
04	Gran Canal, con salida en Santa Ana Nextlalpan	22	19	44	11	99	06	02	2243
05	Laguna de Zumpango	24	19	46	5	99	07	26	2241
06	Canal cuadrado, en el distrito de riego Chiconautla	22	19	39	06	99	27	17	2240
07	Canal trapezoidal, a la entrada de Santa Ana Nextlalpan	19	19	45	41	99	41	49	2240
08	Canal cuadrado, a la entrada de Santa María Tonanitla	22	19	41	03	99	27	48	2237
09	Túnel Tequixquiac (salida)	23	19	54	14	99	09	46	2232
10	Salida túnel 1 (Tequixquiac). El Tajo	22	19	54	08	99	07	21	2231
11	Túnel nuevo Tequixquiac	23	19	49	30	99	07	39	2218
12	Canal salida Tequixquiac	24	19	55	48	99	09	36	2210
13	Río salado Apaxco (canal cementera)	22	20	58	11	99	11	40	2180
14	Río salado Apaxco	21	19	58	53	99	11	31	2165
15	Canal Beltrán. Atotonilco de Tula	22	20	16	44	99	12	17	2150
16	Canal chico. Texas	22	20	18	59	99	12	14	2147
17	Canal grande .Texas	22	20	17	12	99	12	11	2134
18	Río Tula, Atotonilco de Tula	22	20	13	30	99	13	48	2120
19	Canal revestido. Refinería Tula	23	20	35	60	99	16	05	2102
20	Canal de tierra, entrada a Atitalaquia	24	20	34	05	99	13	10	2100
21	Canal revestido, salida Cardonal (PEMEX)	23	20	31	17	99	14	51	2097
22	Canal entrada al Cardonal (La Quina)	24	20	35	50	99	14	37	2096
23	Frente al Hotel Las Plazas	23	20	32	30	99	19	47	2092
24	Canal de tierra. Delante de la Refinería Tula Praxair	21	20	33	10	99	18	16	2090
25	Puente El Salado. Atitalaquia	23	20	35	17	99	13	28	2089
26	Canal de tierra. San Francisco Bojay	24	20	50	56	99	20	13	2073
27	Canal lateral chico, salida Tula a Tepetitlán	22	20	44	05	99	20	58	2071
28	Canal chico de tierra, Julián Villagrán	22	20	59	05	99	21	30	2071
29	Canal de tierra. Santa Ana Ahuehuepan	23	20	08	43	99	21	60	2051
30	Puente verde, salida Tula a Tlahuelilpan	21	20	40	53	99	20	46	2049
31	Canal trapezoidal pequeño La Loma. Municipio de Tepetitlán	25	20	10	08	99	22	25	2048
32	Canal chico cortina. Presa Endhó	24	20	09	20	99	21	19	2041
33	Río Tula	21	20	32	55	99	20	09	2039
34	Canal dentro del pueblo Tepetitlán	24	20	11	21	99	23	54	2036
35	Canal trapezoidal pequeño (cruce ferrocarril), entrada La Loma	24	20	10	49	99	22	03	2035
36	Canal revestido mediano, enseguida de la Presa Endhó	25	20	10	49	99	22	03	2035
37	Presa Endhó	21	20	09	59	99	22	25	2025
38	El Pacheco, rumbo a Actopan	22	20	15	48	99	02	15	2009
39	Salida presa Endhó (sifón)	18	20	09	29	99	21	26	2008
40	Canal trapezoidal Xochitlan	20	20	17	26	99	11	15	1997
41	Chapantongo	20	20	56	56	99	58	28	1990
42	Canal trapezoidal, salida de Progreso rumbo a Actopan	21	20	15	42	99	11	43	1996
43	Canal La Mora, rumbo a Progreso	20	20	19	59	99	12	54	1989
44	Puente con canal trapezoidal en compuerta. Santa María La Piedad	22	20	22	59	99	22	47	1983
45	Agua de pozo, donde se mezcla con agua negra (El Salvador)	19	20	18	03	99	59	17	1981
46	Canal cuadrado de piedra, entrada a La Presa Rojo Gómez	21	20	22	38	99	20	38	1979
47	Canal salida Actopan	22	20	16	51	99	58	35	1974
48	Pozo No. 6 (El Salvador)	21	20	18	23	99	59	21	1967
49	Presa Rojo Gómez	24	20	21	29	99	19	21	1965
50	Canal El Salvador (Pozo No. 4)	21	20	18	48	99	59	02	1963

Cuadro 15

No.	Sitio muestreo	T (°C)	Latitud Norte			Latitud Oeste			Altitud (m)
			°	'	''	°	'	''	
51	Canal grande trapezoidal, delante de Xamaje	21	20	23	31	99	20	56	1952
52	Canal orilla redondeada Demaco. El Salvador	25	20	18	44	99	01	16	1945
53	Canal cuadrado grasoso (recién cubierto con loza)	19	20	21	36	99	12	25	1943
54	Drenaje profundo El Salvador, entrada al Balneario El Pocito	22	20	17	10	99	01	34	1941
55	Canal trapezoidal El Mejay	21	20	24	49	99	11	29	1920
56	Canal de tierra km 49. Carretera Actopan-Ixmiquilpan	21	20	22	45	99	02	26	1917
57	Canal km 51 (izquierda) rumbo a Ixmiquilpan	21	20	23	36	99	03	11	1917
58	Canal Yolotepec	21	20	24	33	99	05	46	1917
59	Canal km 55 ¹ / ₂ , entrada a Julián Villagrán	21	20	24	43	99	05	26	1915
60	Sifón de bombeo Gaxthó	22	20	23	15	99	04	35	1904
61	Puente entrada a Alfajayucan	22	20	25	51	99	21	55	1901
62	Canal de drenaje Gaxthó, junto a sifón de bombeo	21	20	23	12	99	04	37	1900
63	Canal trapezoidal revestido con seis compuertas. Loma Bonita, Alfajayucan	22	20	25	25	99	21	05	1891
64	Canal chico trapezoidal, junto al tanque de agua Santa María Xigui	22	20	27	15	99	21	01	1887
65	Canal trapezoidal con caída, delante del tanque de agua Santa María Xigui.	24	20	27	10	99	21	17	1884
66	Chilcuaútlá (Río Tula)	20	20	20	34	99	13	25	1882
67	Canal chico revestido Zozea, junto a la Secundaria Federal Alfajayucan	22	20	26	01	99	21	24	1878
68	Presa Vicente Aguirre. Zozea	30	20	26	13	99	22	09	1863
69	Canal arriba del cerro en camino a la UPN	27	20	26	05	99	08	16	1862
70	Canal revestido Chicoxathi	19	20	24	22	99	11	30	1835
71	Canal trapezoidal, El Durazno, Alfajayucan	23	20	29	40	99	20	31	1830
72	Presa Debodhé	23	20	29	03	99	07	14	1810
73	Canal trapezoidal La Estación, delante canal UTMV	20	20	30	44	99	10	50	1809
74	Canal cuadrado San Pedro Capula	20	20	30	45	99	09	25	1793
75	Canal ancho Presa Debodhé (enrejado)	20	20	30	34	99	07	53	1792
76	Salida presa Capula, cortina Debodhé	21	20	29	15	99	07	49	1791
77	Tlacotalpilco (Río Tula)	20	20	22	28	99	13	25	1790
78	Canal trapezoidal cerca del Balneario Tephé	22	20	26	08	99	09	24	1790
79	Escuela Secundaria Capula	22	20	30	24	99	08	09	1785
80	Canal trapezoidal (Magüey blanco)	20	20	25	24	99	10	10	1779
81	Canal revestido crucero Aguapia	21	20	30	10	99	09	46	1777
82	Canal ancho Los Pinos (Ixmiquilpan), junto a la tienda San Juditas	23	20	32	47	99	11	18	1753
83	Canal Manzana El Deca	18	20	29	52	99	17	49	1744
84	Canal El Tephé, junto escuela, cerca de Dios Padre	20	20	27	57	99	11	44	1742
85	San Francisco, Alfajayucan	21	20	29	53	99	23	16	1741
86	Canal de piedra, salida de Ixmiquilpan	20	20	29	51	99	15	19	1739
87	Canal UTMV (La Joya)	21	20	30	32	99	11	56	1739
88	Canal trapezoidal (2), entrada a Dexthó	19	20	30	48	99	16	25	1724
89	Canal cuadrado, salida de Tasquillo	22	20	31	30	99	19	26	1723
90	Canal Dexthó (1)	20	20	29	59	99	16	17	1711
91	Salida a Capula desde Ixmiquilpan	21	20	29	12	99	13	38	1706
92	Río frente mercado Ixmiquilpan	21	20	29	08	99	13	03	1700
93	Río Tula, frente estatua de Don Quijote	20	20	29	51	99	13	13	1691
94	Grutas de Tolantongo	32	20	39	48	99	00	20	1662
95	Manantial en un cañón rumbo a La Florida	27	20	34	23	99	60	38	1658
96	Balneario Hotel Tzindejé. Tasquillo	32	20	33	04	99	18	46	1625
97	Balneario Tasquillo	21	20	33	00	99	18	31	1607
98	Balneario Tasquillo, agua de manantial	29	20	33	00	99	18	31	1607
99	Puente Tasquillo. Río Tula	21	20	35	34	99	21	49	1552
100	Presa Zimapán	23	20	40	39	99	29	19	1555

5.2 Composición iónica de las aguas residuales.

La composición iónica de las aguas residuales del Muestreo, se observa en el Cuadro 16. La relación $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ se presentó como sigue: $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-} < 3 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$ (8 muestras); $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ entre $3 - 6 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$ (63 muestras); $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ entre $6 - 9 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$ (23 muestras); y $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-} > 9 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$ (6 muestras).

La composición química de las aguas en el muestreo, fue: sulfático – clorhídrico - bicarbonatada. Es decir, en estas aguas el mayor contenido de aniones fueron los bicarbonatos, seguido de los cloruros y sulfatos.

En los suelos del Valle del Mezquital, localizados en valles intermontanos y que son regados con aguas residuales, en las que de manera predominante se tienen bicarbonatos (HCO_3^-) y que poseen una composición $\text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^- - \text{HCO}_3^-$, se presentan con mucha frecuencia condiciones físico - geográficas de pequeñas depresiones y bajíos suaves, en donde se saturarán en alguna medida con iones de sodio Na^+ los sistemas coloidales de estos suelos. Esta saturación paulatina de los suelos con sodio intercambiable X_{Na} se presentara con mucha intensidad en donde se presenten procesos de formación de soda $\text{HCO}_3^- - \text{CO}_3^{2-}$. Sin embargo, cabe aclarar que el desarrollo de procesos de sodificación de los suelos, debido al riego con aguas residuales de esta composición se presentara en el tiempo en forma sucesiva y dilatada debido a los excesos de aplicación de las láminas de riego de aguas residuales que se practica desde hace mucho tiempo en el Valle del Mezquital. También se debe mencionar que un alto porcentaje de la superficie irrigada del Valle del Mezquital posee suelos delgados, a excepción de los suelos del Valle de Tula, en donde se tienen suelos medianamente profundos¹⁵¹.

Cuadro 16 Composición iónica de las aguas residuales, de la red hidrográfica Valle del Mezquital, Hidalgo.

No.	pH	CE μScm^{-1}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Σ	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Σ	mgL^{-1}	RSE mgL^{-1}	%ERROR
			$\text{mmol}_e\text{L}^{-1}$						mmolL^{-1}						
01	7.99	2210	1.60	3.60	15.21	1.06	21.47	0.00	12.22	8.00	0.71	20.93		1570	1.25
			32.06	43.74	349.83	41.44		0.00	745.42	283.60	34.10	1530			
			0.80	1.80	15.21	1.06		0.00	12.22	8.00	0.35	39.44			
02	7.92	2287	1.80	4.50	14.07	1.61	21.98	0.00	16.81	5.00	0.72	22.53		1760	1.22
			36.07	54.67	323.61	62.95		0.00	1025.41	177.25	34.58	1714			
			0.90	2.25	14.07	1.61		0.00	16.81	5.00	0.36	41.00			
03	7.91	692	2.00	1.40	3.10	0.31	6.81	0.00	4.74	1.95	0.37	7.06		530	1.81
			40.08	17.01	71.30	12.12		0.00	289.14	69.12	17.77	516			
			1.00	0.70	3.10	0.31		0.00	4.74	1.95	0.18	11.98			
04	7.10	1935	1.90	3.60	12.44	0.98	18.92	0.00	11.51	6.10	0.84	18.45		1400	1.25
			38.07	43.74	286.12	38.31		0.00	702.11	216.24	40.34	1364			
			0.95	1.80	12.44	0.98		0.00	11.51	6.10	0.42	34.20			
05	7.89	564	1.40	1.20	2.32	0.41	5.33	0.00	3.20	1.70	0.56	5.46		400	1.19
			28.05	14.58	53.36	16.03		0.00	195.20	60.26	26.89	394			
			0.70	0.60	2.32	0.41		0.00	3.20	1.70	0.28	9.21			
06	7.10	2200	1.50	4.00	14.19	1.06	20.75	0.00	12.67	7.90	0.98	21.55		1580	1.90
			30.06	48.60	326.37	41.44		0.00	772.87	280.05	47.06	1546			
			0.75	2.00	14.19	1.06		0.00	12.67	7.90	0.49	39.06			

No.	pH	CE μScm^{-1}	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Σ	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Σ	mgL ⁻¹	RSE	%ERROR
			mmol _e L ⁻¹										mmolL ⁻¹	mgL ⁻¹	
07	7.66	2170	1.35	4.75	13.24	0.96	20.30	0.00	12.69	7.50	0.86	21.05		1530	1.80
			27.05	57.71	304.52	37.53		0.00	774.09	265.87	41.30		1508		
			0.67	3.37	13.24	0.96		0.00	12.69	7.50	0.43		37.86		
08	7.78	2180	1.60	4.10	14.21	1.07	20.98	0.00	13.40	7.40	0.91	21.71		1620	1.70
			32.06	49.81	326.83	41.83		0.00	817.40	262.33	43.70		1573		
			0.80	2.05	14.21	1.07		0.00	13.40	7.40	0.45		39.38		
09	7.91	2086	1.90	3.70	13.05	1.02	19.67	0.00	11.32	6.75	0.88	18.95		1430	1.85
			38.07	44.95	300.15	39.88		0.00	690.52	239.28	42.26		1395		
			0.95	1.85	13.05	1.02		0.00	11.32	6.75	0.44		35.38		
10	7.99	2120	1.70	3.80	13.62	1.05	20.17	0.00	12.74	7.10	0.83	20.67		1540	1.20
			34.06	46.17	313.26	41.05		0.00	777.14	251.69	39.86		1503		
			0.85	1.90	13.62	1.05		0.00	12.74	7.10	0.41		37.67		
11	7.81	2130	1.90	3.50	13.50	1.03	19.93	0.00	12.68	6.80	0.95	20.43		1550	1.21
			38.07	42.52	310.50	40.27		0.00	773.48	241.06	45.62		1491		
			0.95	1.75	13.50	1.03		0.00	12.68	6.80	0.47		37.18		
12	7.87	2191	1.70	3.80	14.56	1.00	21.06	0.00	13.71	7.10	0.78	21.59		1616	1.21
			34.06	46.17	334.88	39.10		0.00	836.31	251.69	37.46		1579		
			0.85	1.90	14.56	1.00		0.00	13.71	7.10	0.39		39.51		

No.	pH	CE μScm^{-1}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Σ	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Σ	mgL^{-1}	RSE	%ERROR	
			$\text{mmol}_e\text{L}^{-1}$										mmolL^{-1}	mgL^{-1}		
13	7.84	2165	2.00	4.20	13.82	1.02	21.04	0.00	13.05	8.00	0.72	21.77		1607	1.70	
			40.08	51.03	317.86	39.88		0.00	796.05	283.60	34.58		1563			
			1.00	2.10	13.82	1.02		0.00	13.05	8.00	0.36		39.35			
14	7.87	2080	2.10	3.80	12.53	0.99	19.42	0.00	11.75	7.30	0.82	19.87		1450	1.16	
			42.08	46.17	288.19	38.70		0.00	716.75	258.78	39.38		1430			
			1.05	1.90	12.53	0.99		0.00	11.75	7.30	0.41		35.93			
15	7.82	2100	2.00	4.20	13.43	1.01	20.64	0.00	13.40	7.10	0.74	21.24		1589	1.41	
			40.08	51.03	308.89	39.49		0.00	817.40	251.69	35.54		1544			
			1.00	2.10	13.43	1.01		0.00	13.40	7.10	0.37		38.41			
16	7.78	2130	2.40	3.74	13.06	1.02	20.22	0.00	12.83	7.10	0.74	20.67		1560	1.10	
			48.09	45.44	300.38	39.88		0.00	782.63	251.69	35.54		1503			
			1.20	1.87	13.06	1.02		0.00	12.83	7.10	0.37		37.45			
17	7.61	2551	2.10	4.40	17.06	1.01	24.57	0.00	17.27	7.10	0.81	25.18		1916	1.22	
			42.08	53.46	392.38	39.49		0.00	1053.47	251.69	38.90		1871			
			1.05	2.20	17.06	1.01		0.00	17.27	7.10	0.40		46.09			
18	7.64	2090	2.05	4.50	13.35	1.02	20.92	0.00	13.59	7.00	0.85	21.44		1605	1.23	
			41.08	54.67	307.05	39.88		0.00	828.99	248.15	40.82		1560			
			1.02	2.25	13.35	1.02		0.00	13.59	7.00	0.42		38.65			

No.	pH	CE μScm^{-1}	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Σ	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Σ	mgL ⁻¹	RSE	%ERROR
			mmol _e L ⁻¹						mmolL ⁻¹				mgL ⁻¹		
19	7.65	1580	1.20	3.00	9.92	0.78	14.90	0.00	9.47	5.05	0.86	15.38		1148	1.60
			24.04	36.45	228.16	30.49		0.00	577.67	179.02	41.30		1117		
			0.60	1.50	9.92	0.78		0.00	9.47	5.05	0.43		27.75		
20	7.60	2070	1.40	2.60	14.66	0.71	19.37	0.00	13.81	4.30	0.78	18.89		1490	1.25
			28.05	31.59	337.18	27.76		0.00	842.41	152.43	37.46		1456		
			0.70	1.30	14.66	0.71		0.00	13.81	4.30	0.39		35.87		
21	7.64	1510	1.20	3.00	9.16	0.75	14.11	0.00	8.77	5.00	0.83	14.60		1076	1.70
			24.04	36.45	210.68	29.32		0.00	534.97	177.25	39.86		1052		
			0.60	1.50	9.16	0.75		0.00	8.77	5.00	0.41		26.19		
22	7.58	1560	1.50	3.30	9.44	0.76	15.00	0.00	9.44	5.00	0.96	15.40		1151	1.31
			30.06	40.09	217.12	29.71		0.00	575.84	177.25	46.10		1116		
			0.75	1.65	9.44	0.76		0.00	9.44	5.00	0.48		27.52		
23	7.62	1490	1.40	3.00	9.34	0.77	14.51	0.00	8.95	5.00	0.92	14.87		1100	1.22
			28.05	36.45	214.82	30.10		0.00	545.95	177.25	44.18		1076		
			0.70	1.50	9.34	0.77		0.00	8.95	5.00	0.46		26.72		
24	7.74	1592	1.20	0.95	12.96	0.18	15.29	0.00	10.30	5.10	0.27	15.67		1190	1.23
			24.04	11.54	298.08	7.03		0.00	628.30	180.79	12.96		1162		
			0.60	0.47	12.96	0.18		0.00	10.30	5.10	0.13		29.74		

No.	pH	CE μScm^{-1}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Σ	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Σ	mgL^{-1}	RSE	%ERROR
			$\text{mmol}_e\text{L}^{-1}$										mmolL^{-1}	mgL^{-1}	
25	7.88	1440	1.60	3.40	8.35	0.76	14.11	0.00	8.77	5.00	0.89	14.66		1073	1.90
			32.06	41.31	192.05	29.71		0.00	534.97	177.25	42.74	1050			
			0.80	1.70	8.35	0.76		0.00	8.77	5.00	0.44	25.82			
26	7.75	1599	1.80	3.30	9.78	0.78	15.66	0.00	8.86	5.00	1.25	15.11		1140	1.80
			36.07	40.09	224.94	30.49		0.00	540.46	177.25	60.03	1109			
			0.90	1.65	9.78	0.78		0.00	8.86	5.00	0.62	27.59			
27	7.98	1605	1.80	3.10	9.61	0.81	15.32	0.00	9.13	5.10	1.44	15.67		1148	1.12
			36.07	37.66	221.03	31.67		0.00	556.93	180.79	69.16	1133			
			0.90	1.55	9.61	0.81		0.00	9.13	5.10	0.72	27.82			
28	6.90	1640	1.90	3.20	9.59	0.80	15.49	0.00	9.24	5.30	1.37	15.91		1180	1.33
			38.07	38.88	220.57	31.28		0.00	563.64	187.88	65.80	1146			
			0.95	1.60	9.59	0.80		0.00	9.24	5.30	0.68	28.16			
29	7.75	1607	1.90	3.10	9.65	0.82	15.47	0.00	9.77	5.00	1.32	16.09		1196	1.95
			38.07	37.66	221.95	32.06		0.00	595.97	177.25	63.39	1166			
			0.95	1.55	9.65	0.82		0.00	9.77	5.00	0.66	28.40			
30	7.72	1672	4.10	3.10	8.27	0.74	16.21	0.00	8.54	4.40	2.88	15.82		1185	1.23
			82.16	37.66	190.21	28.93		0.00	520.94	155.98	138.32	1154			
			2.05	1.55	8.27	0.74		0.00	8.54	4.40	1.44	26.99			

No.	pH	CE μScm^{-1}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Σ	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Σ	mgL^{-1}	RSE	%ERROR
			$\text{mmol}_e\text{L}^{-1}$						mmolL^{-1}				mgL^{-1}		
31	7.94	1686	2.10	3.50	9.40	0.85	15.85	0.00	9.01	5.55	1.73	16.29		1190	1.36
			42.08	42.52	216.20	33.23		0.00	549.61	196.74	83.09		1163		
			1.05	1.75	9.40	0.85		0.00	9.01	5.55	0.86		28.47		
32	7.79	1670	2.00	3.20	10.37	0.82	16.39	0.00	9.69	5.30	1.79	16.78		1250	1.20
			40.08	38.88	238.51	32.06		0.00	591.09	187.88	85.97		1214		
			1.00	1.60	10.37	0.82		0.00	9.69	5.30	0.89		29.67		
33	7.68	1125	2.20	2.30	5.57	0.53	10.60	0.00	5.71	3.47	1.03	10.21		761	1.86
			44.08	27.94	128.11	20.72		0.00	348.31	123.01	49.47		741		
			1.10	1.15	5.57	0.53		0.00	5.71	3.47	0.51		18.04		
34	7.64	1670	2.10	3.80	9.97	0.83	16.70	0.00	8.87	5.60	1.74	16.21		1201	1.50
			42.08	46.17	229.31	32.45		0.00	541.07	198.52	83.57		1173		
			1.05	1.90	9.97	0.83		0.00	8.87	5.60	0.87		29.09		
35	6.90	1655	2.10	3.30	10.28	0.82	16.50	0.00	8.90	5.60	1.62	16.12		1197	1.17
			42.08	40.09	236.44	32.06		0.00	542.90	198.52	77.80		1169		
			1.05	1.65	10.28	0.82		0.00	8.90	5.60	0.81		29.11		
36	7.66	1350	2.70	3.20	6.75	0.60	13.25	0.00	8.22	4.20	1.20	13.62		1010	1.39
			54.10	38.88	155.25	23.46		0.00	501.42	148.89	57.63		979		
			1.35	1.60	6.75	0.60		0.00	8.22	4.20	0.60		23.32		

No.	pH	CE μScm^{-1}	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Σ	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Σ	mgL ⁻¹	RSE	%ERROR
			mmol _e L ⁻¹										mmolL ⁻¹	mgL ⁻¹	
37	6.60	1210	1.80	2.20	6.76	0.66	11.42	0.00	7.64	3.60	0.59	11.83		889	1.75
			36.07	26.73	155.48	25.80		0.00	466.04	127.62	28.33		866		
			0.90	1.10	6.76	0.66		0.00	7.64	3.60	0.29		20.95		
38	6.70	1099	1.30	2.50	5.85	0.61	10.26	0.00	4.13	5.30	1.19	10.62		730	1.70
			26.05	30.37	134.55	23.85		0.00	251.93	187.88	57.15		711		
			0.65	1.25	5.85	0.61		0.00	4.13	5.30	0.59		18.38		
39	7.68	1270	2.80	2.70	5.99	0.59	12.08	0.00	7.27	3.65	0.88	11.80		889	1.16
			56.11	32.80	137.77	23.06		0.00	443.47	129.39	42.26		864		
			1.40	1.35	5.99	0.59		0.00	7.27	3.65	0.44		20.69		
40	7.73	1340	3.00	2.60	7.19	0.61	13.40	0.00	8.75	3.80	1.24	13.79		1031	1.42
			60.12	31.59	165.37	23.85		0.00	533.75	134.71	59.55		1008		
			1.50	1.30	7.19	0.61		0.00	8.75	3.80	0.62		23.77		
41	6.90	390	1.30	0.90	1.45	0.30	3.95	0.00	2.34	1.20	0.31	3.85		292	1.26
			26.05	10.93	33.35	11.73		0.00	142.74	42.54	14.88		282		
			0.65	0.45	1.45	0.30		0.00	2.34	1.20	0.15		6.54		
42	7.70	1705	2.20	3.20	10.02	0.83	16.25	0.00	9.89	5.60	1.20	16.69		1232	1.33
			44.08	38.88	230.46	32.45		0.00	603.29	198.52	57.63		1205		
			1.10	1.60	10.02	0.83		0.00	9.89	5.60	0.60		29.64		

No.	pH	CE μScm^{-1}	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Σ	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Σ	mgL ⁻¹	RSE	%ERROR
			mmol _e L ⁻¹						mmolL ⁻¹				mgL ⁻¹		
43	7.68	1260	2.60	2.80	5.85	0.60	11.85	0.00	7.00	3.60	0.85	11.45		860	1.71
			52.10	34.02	134.55	23.46		0.00	427.00	127.62	40.82		839		
			1.30	1.40	5.85	0.60		0.00	7.00	3.60	0.42		20.17		
44	7.66	1280	2.60	3.30	5.88	0.63	12.41	0.00	7.03	4.50	1.22	12.75		920	1.35
			52.10	40.09	135.24	24.63		0.00	428.83	159.52	58.59		899		
			1.30	1.65	5.88	0.63		0.00	7.03	4.50	0.61		21.60		
45	7.55	2160	2.80	2.60	15.37	0.64	21.41	0.00	12.84	8.05	1.06	21.95		1622	1.25
			56.11	31.59	353.51	25.02		0.00	783.24	285.37	50.91		1585		
			1.40	1.30	15.37	0.64		0.00	12.84	8.05	0.53		40.13		
46	7.30	1110	2.00	2.70	6.04	0.58	11.32	0.00	6.78	3.90	1.08	11.76		855	1.90
			40.08	32.80	138.92	22.67		0.00	413.58	138.25	51.87		838		
			1.00	1.35	6.04	0.58		0.00	6.78	3.90	0.54		20.19		
47	7.59	1260	2.70	2.90	5.71	0.62	11.93	0.00	5.46	4.80	1.37	11.63		833	1.26
			54.10	35.23	131.33	24.24		0.00	333.06	170.16	65.80		813		
			1.35	1.45	5.71	0.62		0.00	5.46	4.80	0.68		20.07		
48	7.54	2432	4.60	4.10	13.28	1.20	23.18	0.00	15.20	7.60	1.21	24.01		1773	1.75
			92.18	49.81	305.44	46.92		0.00	927.20	269.42	58.11		1749		
			2.30	2.05	13.28	1.20		0.00	15.20	7.60	0.60		42.23		

No.	pH	CE μScm^{-1}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Σ	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Σ	mgL^{-1}	RSE	%ERROR
			$\text{mmol}_e\text{L}^{-1}$						mmolL^{-1}				mgL^{-1}		
49	6.50	2112	4.60	3.80	11.61	0.72	20.73	0.00	11.13	880	1.46	21.39		1549	1.59
			92.18	46.17	267.03	28.15		0.00	678.93	311.96	70.12		1494		
			2.30	1.90	11.61	0.72		0.00	11.13	8.80	0.73		37.19		
50	7.50	930	1.60	2.20	4.70	0.59	9.09	0.00	4.70	3.80	0.88	9.38		670	1.55
			32.06	26.73	108.10	23.06		0.00	286.70	134.71	42.26		653		
			0.80	1.10	4.70	0.59		0.00	4.70	3.80	0.44		16.13		
51	7.50	2155	4.70	3.10	12.36	0.58	20.74	0.00	12.67	7.40	1.25	21.32		1590	1.37
			94.18	37.66	284.28	22.67		0.00	772.87	262.33	60.03		1534		
			2.35	1.55	12.36	0.58		0.00	12.67	7.40	0.62		37.53		
52	7.26	1310	2.80	2.80	6.73	0.69	13.02	0.00	8.62	4.00	0.84	13.46		1012	1.65
			56.11	34.02	154.79	26.97		0.00	525.82	141.80	40.34		979		
			1.40	1.40	6.73	0.69		0.00	8.62	4.00	0.42		23.26		
53	7.03	1293	2.80	2.60	6.84	0.59	12.83	0.00	8.74	3.70	0.80	13.24		992	1.55
			56.11	31.59	157.32	23.06		0.00	533.14	131.16	38.42		970		
			1.40	1.30	6.84	0.59		0.00	8.74	3.70	0.40		22.97		
54	7.01	1986	4.10	2.70	12.57	0.70	20.07	0.00	12.13	7.55	1.03	20.71		1525	1.56
			82.16	32.80	289.11	27.37		0.00	739.93	267.64	49.47		1488		
			2.05	1.35	12.57	0.70		0.00	12.13	7.55	0.51		36.86		

No.	pH	CE μScm^{-1}	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Σ	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Σ	mgL ⁻¹	RSE	%ERROR
			mmol _e L ⁻¹										mmolL ⁻¹	mgL ⁻¹	
55	7.04	1263	2.70	2.70	6.41	0.59	12.40	0.00	8.08	3.75	0.90	12.73		945	1.30
			54.10	32.80	147.43	23.06		0.00	492.88	132.93	43.22		926		
			1.35	1.35	6.41	0.59		0.00	8.08	3.75	0.45		21.98		
56	6.50	1998	4.10	2.90	12.38	0.59	19.97	0.00	11.53	7.70	1.17	20.40		1507	1.05
			82.16	35.23	284.74	23.06		0.00	703.33	272.96	56.19		1457		
			2.05	1.45	12.38	0.59		0.00	11.53	7.70	0.58		36.28		
57	7.83	2045	2.85	3.20	13.22	0.59	19.86	0.00	11.70	7.70	1.17	20.57		1500	1.75
			57.11	38.88	304.06	23.06		0.00	713.70	272.96	56.19		1465		
			1.42	1.60	13.22	0.59		0.00	11.70	7.70	0.58		36.81		
58	7.95	2009	2.60	2.80	13.13	0.59	19.12	0.00	10.45	8.00	1.17	19.62		1430	1.30
			52.10	34.02	301.99	23.06		0.00	637.45	283.60	56.19		1388		
			1.30	1.40	13.13	0.59		0.00	10.45	8.00	0.58		35.45		
59	7.71	2019	3.20	2.90	13.31	0.59	20.00	0.00	12.03	7.60	1.17	20.80		1511	1.95
			64.12	35.23	306.13	23.06		0.00	733.83	269.42	56.19		1487		
			1.60	1.45	13.31	0.59		0.00	12.03	7.60	0.58		37.16		
60	6.70	2050	3.70	3.10	11.77	0.59	19.16	0.00	11.01	7.50	1.13	19.64		1445	1.25
			74.14	37.66	270.71	23.06		0.00	671.61	265.87	54.27		1397		
			1.85	1.55	11.77	0.59		0.00	11.01	7.50	0.56		34.83		

No.	pH	CE μScm^{-1}	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Σ	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Σ	mgL ⁻¹	RSE	%ERROR
			mmol _e L ⁻¹						mmolL ⁻¹				mgL ⁻¹		
61	7.55	1245	3.10	2.50	5.71	0.61	11.92	0.00	6.45	4.00	1.21	11.66		860	1.11
			62.12	30.37	131.33	23.85		0.00	393.45	141.80	58.11		841		
			1.55	1.25	5.71	0.61		0.00	6.45	4.00	0.60		20.17		
62	7.97	2095	3.70	2.00	13.65	0.42	19.77	0.00	9.69	8.20	1.46	19.35		1421	1.05
			74.14	24.30	313.95	16.42		0.00	591.09	290.69	70.12		1380		
			1.85	1.00	13.65	0.42		0.00	9.69	8.20	0.73		35.54		
63	7.96	1080	2.10	2.40	5.41	0.59	10.50	0.00	5.25	4.05	0.99	10.29		753	1.00
			42.08	29.16	124.43	23.06		0.00	320.25	143.57	47.54		730		
			1.05	1.20	5.41	0.59		0.00	5.25	4.05	0.49		18.04		
64	7.91	1115	2.20	2.50	5.75	0.58	11.03	0.00	6.19	3.50	0.95	10.64		800	1.79
			44.08	30.37	132.25	22.67		0.00	377.59	124.07	45.62		776		
			1.10	1.25	5.75	0.58		0.00	6.19	3.50	0.47		18.84		
65	6.90	1090	2.10	2.80	5.26	0.58	10.74	0.00	6.44	3.60	0.97	11.01		805	1.25
			42.08	34.02	120.98	22.67		0.00	392.84	127.62	46.58		786		
			1.05	1.40	5.26	0.58		0.00	6.44	3.60	0.48		18.81		
66	7.73	1530	3.90	4.00	6.14	0.66	14.70	0.00	9.24	4.75	1.06	15.05		1105	1.20
			78.15	48.60	141.22	25.80		0.00	563.64	168.38	50.91		1076		
			1.95	2.00	6.14	0.66		0.00	9.24	4.75	0.53		25.27		

No.	pH	CE μScm^{-1}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Σ	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Σ	mgL^{-1}	RSE	%ERROR
			$\text{mmol}_e\text{L}^{-1}$						mmolL^{-1}				mgL^{-1}		
67	7.68	1090	2.10	2.60	5.72	0.58	11.00	0.00	6.33	3.45	0.95	10.73		795	1.25
			42.08	31.59	131.56	22.67		0.00	386.13	122.30	45.62	781			
			1.05	1.30	5.72	0.58		0.00	6.33	3.45	0.47	18.90			
68	7.57	1023	1.10	1.70	6.33	0.68	9.81	0.00	4.76	4.20	1.10	10.06		715	1.25
			22.04	20.65	145.59	26.58		0.00	290.36	148.89	52.83	706			
			0.55	0.85	6.33	0.68		0.00	4.76	4.20	0.55	17.92			
69	7.56	1673	1.20	1.60	13.15	0.58	16.53	0.00	7.89	8.00	1.17	17.06		1225	1.60
			24.04	19.44	302.45	22.67		0.00	481.29	283.60	56.19	1189			
			0.60	0.80	13.15	0.58		0.00	7.89	8.00	0.58	31.60			
70	7.57	1310	3.00	2.70	6.70	0.58	12.98	0.00	8.74	3.80	0.91	13.45		1010	1.79
			60.12	32.80	154.10	22.67		0.00	533.14	134.71	43.70	981			
			1.50	1.35	6.70	0.58		0.00	8.74	3.80	0.45	23.12			
71	7.44	1113	2.00	1.30	6.71	0.57	10.58	0.00	5.63	4.40	0.93	10.96		795	1.75
			40.08	15.79	154.33	22.28		0.00	343.43	155.98	44.66	776			
			1.00	0.65	6.71	0.57		0.00	5.63	4.40	0.46	19.42			
72	7.43	1888	1.90	2.80	13.47	0.52	18.69	0.00	8.00	8.60	1.44	18.04		1293	1.76
			38.07	34.02	309.81	20.33		0.00	488.00	304.87	69.16	1264			
			0.95	1.40	13.47	0.52		0.00	8.00	8.60	0.72	33.66			

No.	pH	CE μScm^{-1}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Σ	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Σ	mgL^{-1}	RSE	%ERROR
			$\text{mmol}_e\text{L}^{-1}$						mmolL^{-1}				mgL^{-1}		
73	7.52	1555	3.40	4.40	6.82	0.62	15.24	0.00	7.67	6.10	1.09	14.86		1076	1.25
			68.13	53.46	156.86	24.24		0.00	467.87	216.24	52.35	1039			
			1.70	2.20	6.82	0.62		0.00	7.67	6.10	0.54	25.65			
74	7.80	1564	3.60	4.20	7.20	0.63	15.63	0.00	9.12	5.90	1.08	16.10		1166	1.50
			72.14	51.03	165.60	24.63		0.00	556.32	209.15	51.87	1130			
			1.80	2.10	7.20	0.63		0.00	9.12	5.90	0.54	27.29			
75	7.44	1570	3.40	4.50	6.37	0.61	14.88	0.00	9.12	5.00	1.16	15.28		1100	1.32
			68.13	54.67	146.51	23.85		0.00	556.32	177.25	55.71	1082			
			1.70	2.25	6.37	0.61		0.00	9.12	5.00	0.58	25.63			
76	7.07	2032	3.20	2.30	13.69	0.52	19.71	0.00	10.44	8.50	1.46	20.40		1470	1.71
			64.12	27.94	314.87	20.33		0.00	636.84	301.32	70.12	1435			
			1.60	1.15	13.69	0.52		0.00	10.44	8.50	0.73	36.63			
77	7.55	1505	3.40	3.80	7.52	0.63	15.35	0.00	9.95	4.80	1.06	15.81		1170	1.50
			68.13	46.17	172.96	24.63		0.00	606.95	170.16	50.91	1139			
			1.70	1.90	7.52	0.63		0.00	9.95	4.80	0.53	27.03			
78	7.54	1525	3.90	4.10	6.30	0.66	14.96	0.00	9.35	5.10	1.03	15.48		1135	1.70
			78.15	49.81	144.90	25.80		0.00	570.35	180.79	49.47	1099			
			1.95	2.05	6.30	0.66		0.00	9.35	5.10	0.51	25.92			

No.	pH	CE μScm^{-1}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Σ	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Σ	mgL^{-1}	RSE	%ERROR
			$\text{mmol}_e\text{L}^{-1}$						mmolL^{-1}				mgL^{-1}		
79	7.45	1570	3.40	4.20	7.00	0.62	15.22	0.00	9.93	4.70	1.12	15.72		1160	1.70
			68.13	51.30	161.00	24.24		0.00	605.73	166.61	53.79		1130		
			1.70	2.10	7.00	0.62		0.00	9.93	4.70	0.56		26.61		
80	7.45	1540	3.90	4.20	5.68	0.63	14.41	0.00	9.35	4.50	1.06	14.91		1090	1.70
			78.15	51.03	130.64	24.63		0.00	570.35	159.52	50.91		1065		
			1.95	2.10	5.68	0.63		0.00	9.35	4.50	0.53		24.74		
81	7.54	1551	3.50	4.50	7.02	0.64	15.66	0.00	9.00	6.00	1.05	16.05		1160	1.22
			70.14	54.67	161.46	25.02		0.00	549.00	212.70	50.43		1123		
			1.75	2.25	7.02	0.64		0.00	9.00	6.00	0.52		27.18		
82	7.50	1495	3.10	3.80	6.98	0.62	14.50	0.00	8.49	5.25	1.11	14.85		1073	1.20
			62.12	46.17	160.54	24.24		0.00	517.89	186.12	53.31		1050		
			1.55	1.90	6.98	0.62		0.00	8.49	5.25	0.55		25.34		
83	7.45	1160	2.50	2.50	5.27	0.62	10.89	0.00	6.00	4.25	1.05	11.30		816	1.84
			50.10	30.37	121.21	24.24		0.00	366.00	150.66	50.43		793		
			1.25	1.25	5.27	0.62		0.00	6.00	4.25	0.52		19.16		
84	7.05	1530	4.00	3.90	6.34	0.63	14.87	0.00	9.44	4.90	1.01	15.35		1125	1.60
			80.16	47.38	145.82	24.63		0.00	575.84	173.70	48.51		1096		
			2.00	1.95	6.34	0.63		0.00	9.44	4.90	0.50		25.76		

No.	pH	CE μScm^{-1}	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Σ	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Σ	mgL ⁻¹	RSE	%ERROR
			mmol _e L ⁻¹						mmolL ⁻¹				mgL ⁻¹		
85	7.54	1050	2.80	2.10	4.52	0.48	9.90	0.00	6.16	3.30	0.84	10.30	755	1.99	
			56.11	25.51	103.96	18.76	0.00	375.75	116.98	40.34	737				
			1.40	1.05	4.52	0.48	0.00	6.16	3.30	0.42	17.33				
86	7.64	1520	3.50	4.30	5.89	0.67	14.36	0.00	9.32	4.00	1.40	14.72	1089	1.25	
			70.14	52.24	135.47	26.19	0.00	568.52	141.80	67.24	1061				
			1.75	2.15	5.89	0.67	0.00	9.32	4.00	0.70	24.48				
87	7.00	1495	3.20	4.40	5.75	0.61	13.96	0.00	9.15	4.10	1.10	14.35	1060	1.40	
			64.12	53.46	132.25	23.85	0.00	558.15	145.34	52.83	1030				
			1.60	2.20	5.75	0.61	0.00	9.15	4.10	0.55	23.96				
88	7.26	1530	3.80	4.10	6.08	0.62	14.60	0.00	9.20	4.85	1.07	15.12	1107	1.76	
			76.15	49.81	139.84	24.24	0.00	561.20	171.93	51.39	1074				
			1.90	2.05	6.08	0.62	0.00	9.20	4.85	0.53	25.23				
89	7.71	1440	2.80	4.10	6.43	0.68	14.01	0.00	7.90	5.00	1.53	14.43	1040	1.50	
			56.11	49.81	147.89	26.58	0.00	481.90	177.25	73.48	1013				
			1.40	2.05	6.43	0.68	0.00	7.90	5.00	0.76	24.22				
90	7.67	1540	4.00	4.10	6.40	0.63	15.13	0.00	9.52	4.95	1.11	15.58	1140	1.46	
			80.16	49.81	147.20	24.63	0.00	580.72	175.47	53.31	1111				
			2.00	2.05	6.40	0.63	0.00	9.52	4.95	0.55	26.10				

No.	pH	CE μScm^{-1}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Σ	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Σ	mgL^{-1}	RSE	%ERROR
			$\text{mmol}_e\text{L}^{-1}$										mmolL^{-1}		
91	7.62	1670	4.30	3.40	7.70	0.71	16.11	0.00	7.30	7.30	1.96	16.56		1170	1.39
			86.17	41.31	177.10	27.76		0.00	445.30	258.78	94.13		1130		
			2.15	1.70	7.70	0.71		0.00	7.30	7.30	0.98		27.84		
92	7.62	1879	2.50	3.80	10.68	0.71	17.69	0.00	9.04	7.20	1.98	18.22		1300	1.50
			50.10	46.17	245.64	27.76		0.00	551.44	255.24	95.09		1271		
			1.25	1.90	10.68	0.71		0.00	9.04	7.20	0.99		31.77		
93	7.17	1530	3.30	4.30	7.08	0.68	15.36	0.00	8.84	5.50	1.44	15.78		1140	1.36
			66.13	52.24	162.84	26.58		0.00	539.24	194.97	69.16		1111		
			1.65	2.15	7.08	0.68		0.00	8.84	5.50	0.72		26.62		
94	7.60	950	1.90	2.30	4.35	0.27	8.82	0.00	4.79	3.25	1.00	9.04		650	1.22
			38.07	27.94	100.05	10.55		0.00	292.19	115.21	48.03		632		
			0.95	1.15	4.35	0.27		0.00	4.79	3.25	0.50		15.26		
95	7.47	648	2.10	2.00	1.79	0.22	6.11	0.00	3.93	1.65	0.70	6.28		460	1.35
			42.08	24.30	41.17	8.60		0.00	239.73	58.49	33.62		447		
			1.05	1.00	1.79	0.22		0.00	3.93	1.65	0.35		9.99		
96	7.83	610	2.00	1.00	2.65	0.23	5.88	0.00	3.56	1.80	0.67	6.03		449	1.25
			40.08	12.15	60.95	8.99		0.00	217.16	63.81	32.18		435		
			1.00	0.50	2.65	0.23		0.00	3.56	1.80	0.33		10.07		

No.	pH	CE μScm^{-1}	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Σ	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Σ	mgL ⁻¹ mmolL ⁻¹	RSE mgL ⁻¹	%ERROR
			mmol _e L ⁻¹												
97	7.04	1645	1.80	4.10	9.33	0.61	15.84	0.00	7.56	5.95	2.73	16.24	1155	1.25	
			36.07	49.81	214.59	23.85	0.00	461.16	210.92	131.12	1127				
			0.90	2.05	9.33	0.61	0.00	7.56	5.95	1.36	27.76				
98	7.80	661	1.70	1.30	2.99	0.25	6.24	0.00	3.38	2.25	0.83	6.46	463	1.72	
			34.06	15.79	68.77	9.77	0.00	206.18	79.76	39.86	454				
			0.85	0.65	2.99	0.25	0.00	3.38	2.25	0.41	10.78				
99	7.83	1570	3.30	3.60	7.77	0.63	15.30	0.00	6.58	6.00	2.18	14.76	1060	1.79	
			66.13	43.74	178.71	24.63	0.00	401.38	212.70	104.70	1031				
			1.65	1.80	7.77	0.63	0.00	6.58	6.00	1.09	25.52				
100	7.73	1282	3.40	2.60	5.31	0.58	11.89	0.00	5.02	5.05	1.52	11.59	826	1.30	
			68.13	31.59	122.13	22.67	0.00	306.22	179.02	73.00	802				
			1.70	1.30	5.31	0.58	0.00	5.02	5.05	0.76	19.72				
101	7.48	1456	4.20	3.00	6.26	0.60	14.06	0.00	8.38	4.50	1.60	14.48	1063	1.46	
			84.16	36.45	143.98	23.46	0.00	511.18	159.52	76.84	1035				
			2.10	1.50	6.26	0.60	0.00	8.38	4.50	0.80	24.14				

5.3 Comprobación de la exactitud de los datos analíticos.

Con la finalidad de establecer la correspondencia entre los valores de las mediciones experimentales de la conductividad eléctrica de todas las muestras de agua de los distintos sitios de muestreo y referirla con la conductividad eléctrica teórica de cada muestra de agua con sus valores analíticos químicamente determinados se estableció la relación: conductividad eléctrica experimental ($\mu\text{S cm}^{-1}$) - conductividad eléctrica teórica ($\mu\text{S cm}^{-1}$).

Para determinar la conductividad eléctrica teórica de cada muestra de agua, se procedió de la siguiente forma: Cada ion fue multiplicado por su factor de conductividad eléctrica (por $\text{mmol}_e \text{L}^{-1}$) y su correspondiente suma nos da el valor de conductividad eléctrica teórica. En el Cuadro 17 se tienen los valores teóricos de conductividad eléctrica de cada ion⁹

Cuadro 17. Factores de conductividad eléctrica de los iones que generalmente se encuentran en las agua naturales.

Ion	CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA EN 25°C ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	
	Por $\text{mmol}_e \text{L}^{-1}$	Por mg L^{-1}
Ca^{2+}	52.0	2.60
Mg^{2+}	46.6	3.82
Na^+	48.9	2.13
K^+	72.0	1.84
CO_3^{2-}	84.6	2.82
HCO_3^-	43.6	0.715
Cl^-	75.9	2.14
SO_4^{2-}	73.9	1.54

Fuente: APHA, 1989

Las relaciones conjuntas de la $\text{CE}_{\text{teórica}} (\mu\text{S cm}^{-1}) - \text{CE}_{\text{experimental}} (\mu\text{S cm}^{-1}) = 1.04$ en los datos analíticos (Figura 6). El intervalo de aceptación establecido por este método de comprobación de los datos analíticos es de $0.9 < \text{CE}_{\text{teórica}}/\text{CE}_{\text{experimental}} < 1.1$, lo cual nos indica que los datos analíticos obtenidos en este trabajo son correctos.

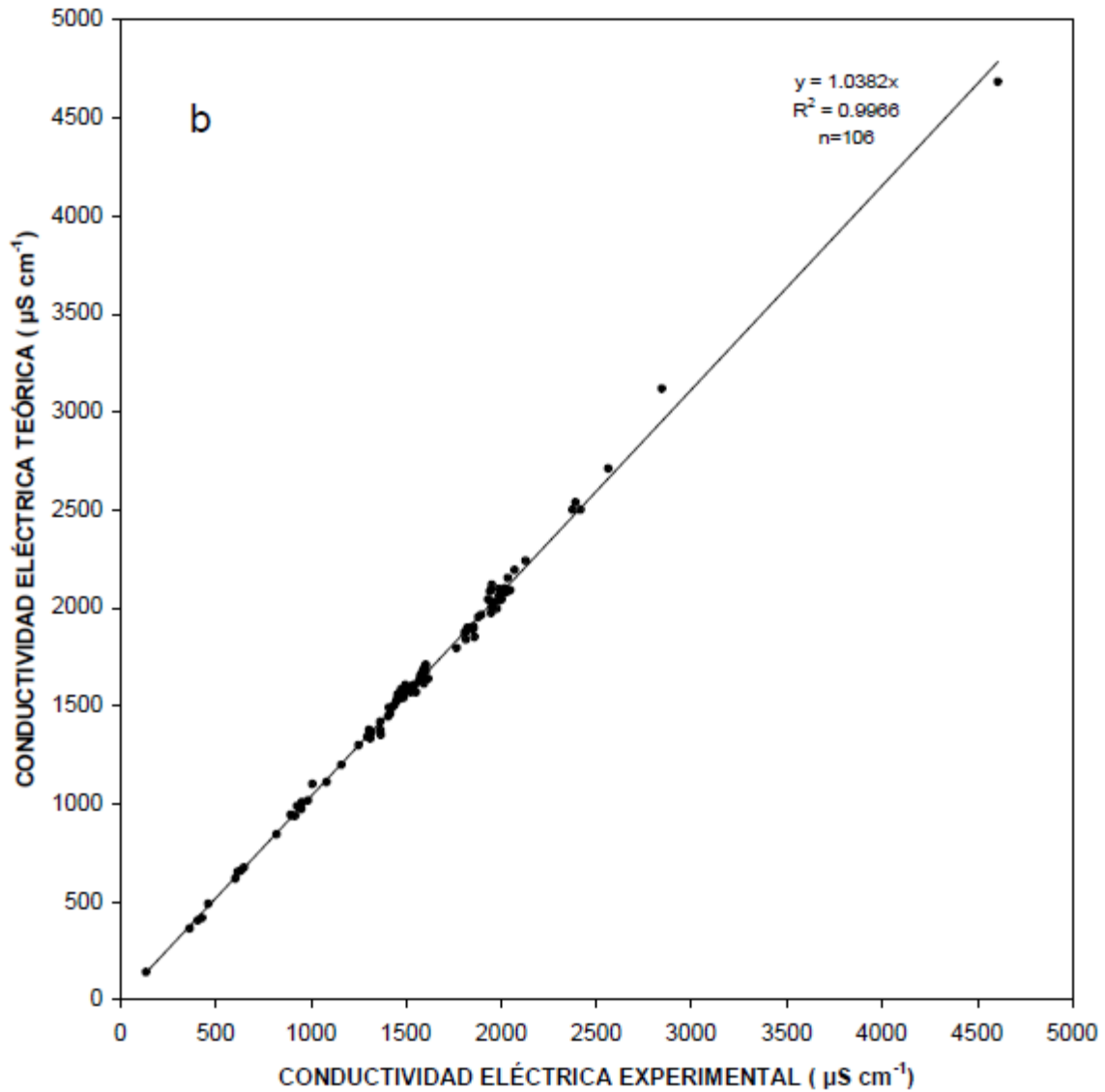


Figura 7. Relación conjunta de la conductividad eléctrica experimental ($\mu\text{S cm}^{-1}$) y conductividad eléctrica teórica ($\mu\text{S cm}^{-1}$) de las aguas residuales, de la red hidrográfica Valle del Mezquital, Hidalgo.

5.4 Distribución de cationes y aniones

La distribución de los distintos iones de las muestras de agua, se muestra en la Figura 8. Esta forma de presentar los iones permite ver con mayor claridad la predominancia de cada ion y como se concentra y distribuye en cada sitio de muestreo a lo largo de la red hidrográfica del Valle del Mezquital. La distribución de cationes en las primeras muestras de agua residual que circulan en El Gran Canal del Valle de México, en la salida de la zona metropolitana en ambos muestreos, el contenido de sodio es muy alto (14.07 y 13.42 mmol_c L⁻¹).

El Emisor Norte que vierte sus aguas en La Laguna de Zumpango y en la propia Laguna de Zumpango, el contenido de sodio es de 3.10 y 2.32 mmol_c L⁻¹. A partir de la muestra seis que corresponde al canal cuadrado del distrito de riego de Chiconautla hasta la muestra 40 que corresponde al canal trapezoidal de Xochitlán, el contenido de sodio varió de 14.19 a 7.19 mmol_c L⁻¹. La muestra 42 que pertenece a agua de manantial de la localidad de Chapantongo tiene un contenido de sodio de 1.45 mmol_c L⁻¹. En la muestras 43 del canal La Mora hasta la muestra 60 del sifón de bombeo Gaxthó, el contenido de sodio es alto y medianamente alto, 5.85 - 11.77 mmol_c L⁻¹. Las muestras de agua 94, 96 y 98 de las Grutas de Tolantongo, Balneario Tzindejé y Balneario Tasquillo, los contenidos de sodio fueron de 4.35, 2.65 y 2.99 mmol_c L⁻¹.

En las muestras 18, 23, 66, 77, 93 y 99 del cauce del río Tula, el contenido de sodio fue de: 13.35, 9.34, 6.14, 7.52, 7.08 y 7.77 mmol_c L⁻¹ respectivamente. Se destaca que las aguas del río Tula, desde su cauce aguas arriba hasta la afluencia de aguas hacia La Presa Zimapán en su tramo aguas abajo, las sales se diluyen paulatinamente. Las variaciones en los contenidos de sodio y bicarbonato como iones predominantes se deben a que en el trayecto del sistema de riego, la red hidrográfica de Zumpango Ixmiquilpan-Zimapán recibe aguas de manantiales y aguas residuales de todas las poblaciones localizadas en el área de riego del Valle del Mezquital. Estas poblaciones obtienen agua potable de baja concentración de sales de pozos profundos.

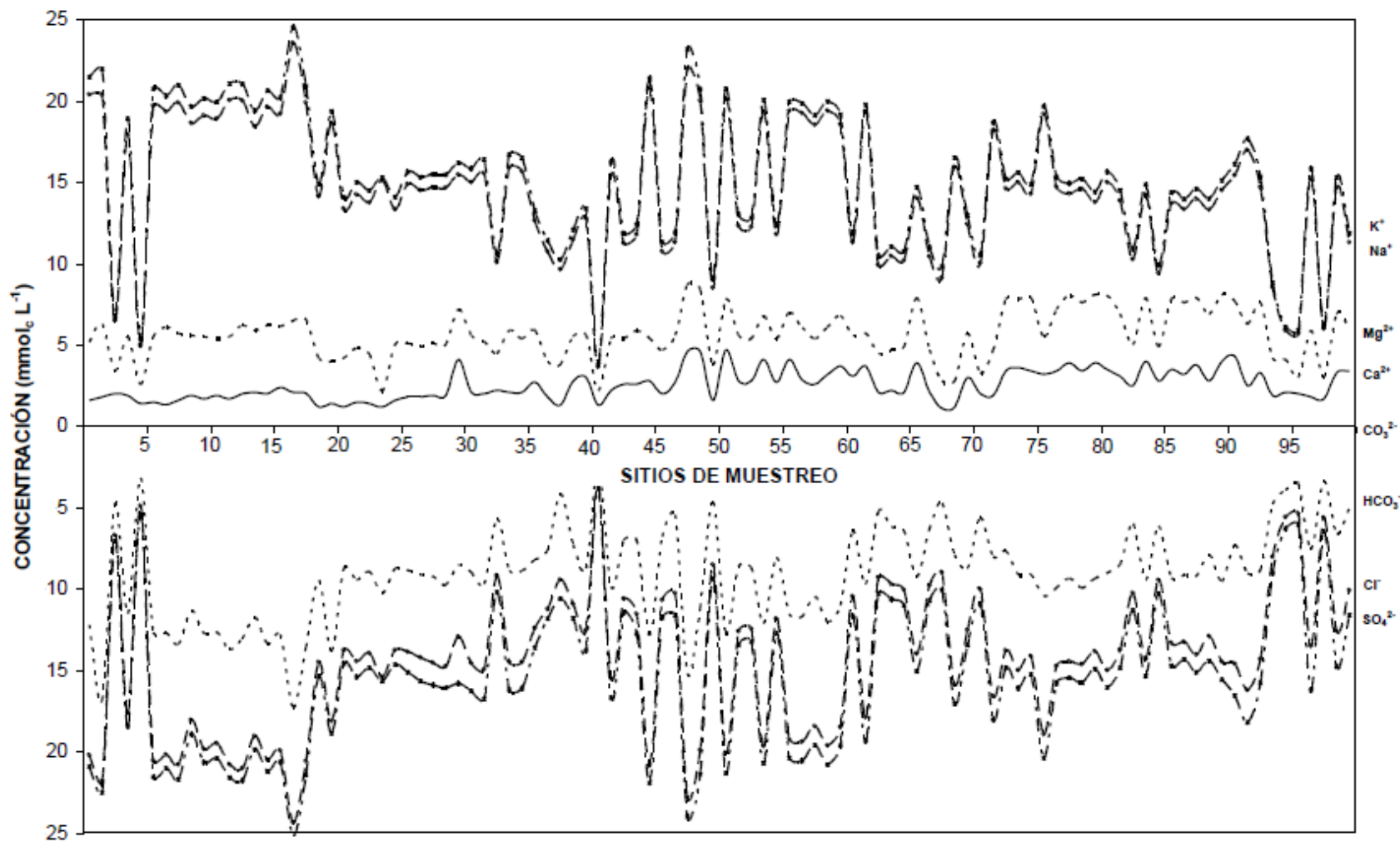


Figura 8. Composición iónica de las aguas residuales de la red hidrográfica Valle del Mezquital.

El río Tula, cauce principal en la conducción de las aguas residuales en el Valle del Mezquital, nace en el Estado de México y se desplaza en dirección norte hasta Ixmiquilpan donde cambia su curso al noroeste para unirse con el río San Juan del Río, tomando aquí el nombre de río Moctezuma. Al río Tula confluyen los canales que conducen las aguas residuales de la Ciudad de México y a lo largo de su trayectoria se emplean sus flujos para el riego agrícola. Es importante señalar que el cauce del río Tula es el río receptor de aguas de infiltración que drenan a través de los espesores del suelo, derivados de las excesivas láminas de riego que se aplican a los suelos agrícolas del Valle del Mezquital.

5.5 distribución de frecuencia de los datos analíticos.

Con la finalidad de conocer la distribución de los valores de conductividad eléctrica, y sólidos totales disueltos, se construyeron los polígonos de frecuencias respectivos que representan los valores porcentuales del número de muestras que se encuentran dentro de un intervalo establecido. La distribución de frecuencias de la conductividad eléctrica de las aguas residuales se observa en la Figura 9. En promedio la mayoría de las aguas residuales en ambos muestreos presenta conductividades entre 700 y 2250, es notable que las muestras con las más bajas concentraciones corresponden a aguas de manantiales, aunque algunas surgen de aguas derivadas de escurrimientos subsuperficiales por los excesos de las láminas de riego, y que fluyen a cierta profundidad gracias al gradiente altitudinal. El uso de este tipo de aguas se aplica directamente de las corrientes de aguas que circulan por la red hidrográfica, sin ningún tratamiento en algunos municipios del Estado de México e Hidalgo, esto, ha provocado una serie de problemas en los suelos, entre los más comunes tenemos problemas de infiltración del agua en los suelos, provocado por las altas concentraciones de sodio. Como ejemplo de ello tenemos el sitio de muestreo del canal derivado de actividades fabriles La Laminadora que vierte sus desechos directamente al agua, y su concentración de sales ($4612 \mu\text{S cm}^{-1}$) es relativamente alta.

De acuerdo con la distribución de frecuencias del residuo seco evaporado o sólidos totales disueltos (mg L^{-1}) del muestreo (Figura 10) se puede mencionar que un alto porcentaje de muestras tiene concentraciones de sales $>1000 \text{ mg L}^{-1}$.

Las aguas de baja concentración corresponden a manantiales, mientras que las aguas de alta concentración son establecimientos fabriles. Estas variaciones en las concentraciones de sales, se deben a las aportaciones de aguas residuales de diferente origen a los canales generados de la red hidrográfica.

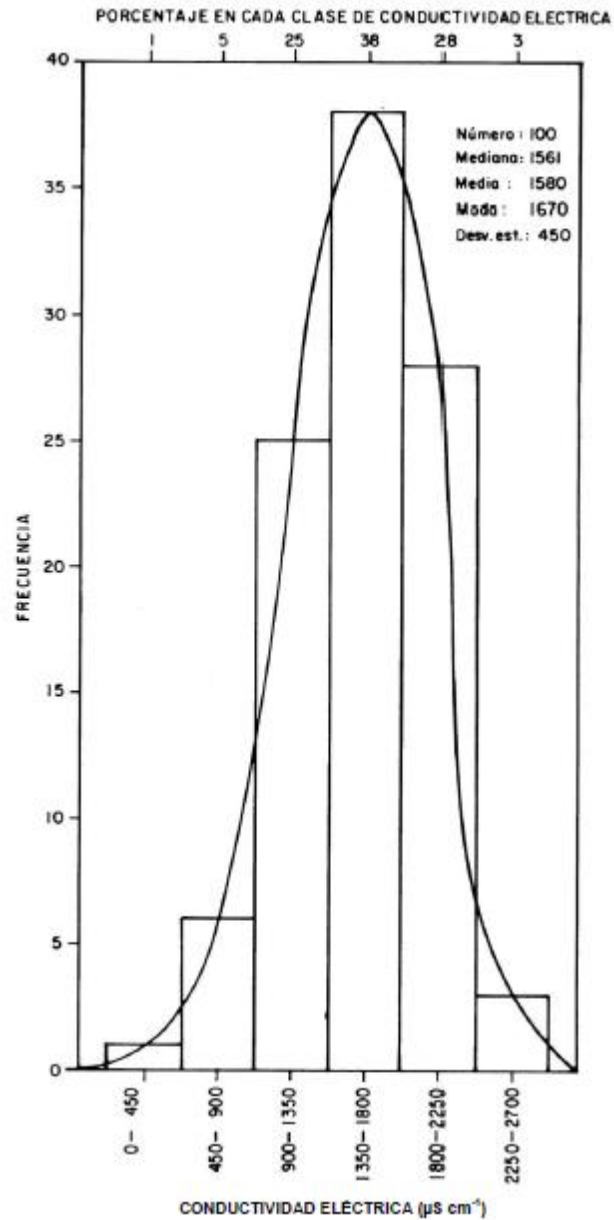


Figura 9. Distribución de frecuencias con respecto a la conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$) de las aguas residuales, de la red hidrográfica Valle del Mezquital.

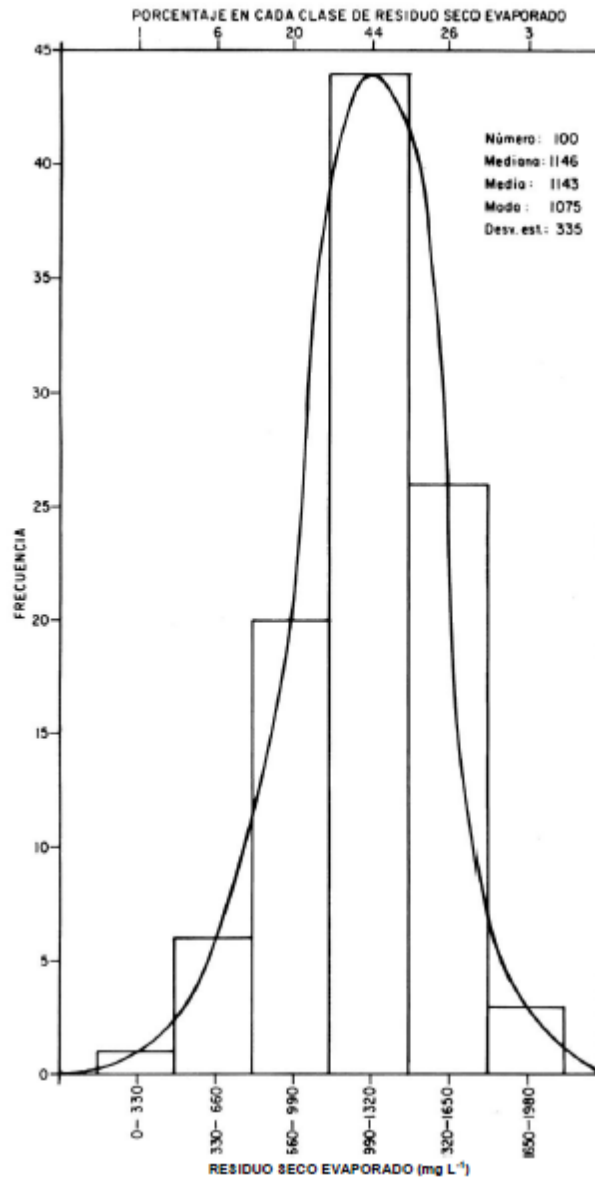


Figura 10. Distribución de frecuencias con respecto al residuo seco evaporado (mg L^{-1}) de las aguas residuales de la red hidrográfica Valle del Mezquital.

5.6 Clasificación de las aguas residuales con base en la salinidad

5.6.1 Conductividad eléctrica

Las mediciones de diferentes parámetros de contenidos de sales solubles en aguas y soluciones acuosas, son directamente proporcionales con respecto a la conductividad eléctrica CE (mS cm^{-1}), sólidos totales disueltos (STD), cationes solubles totales (CST) y

aniones solubles totales (AST). Con fines de mediciones aproximadas de la salinidad en concentraciones bajas se ha utilizado para los sólidos totales disueltos, los valores de la conductividad eléctrica en dS m^{-1} ; que se multiplican por un factor de 640; y para concentraciones de salinidad de soluciones hipersalinas la conductividad eléctrica, expresada en dS m^{-1} , esta medición se multiplica por 800^{66} . Para obtener la cantidad de cationes solubles totales o total de aniones solubles totales; se multiplica por lo general, por un factor de 10, cuando son expresadas estas concentraciones en $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$.

Las mediciones de salinidad en aguas para la conductividad eléctrica, sólidos totales disueltos, cationes solubles totales y aniones solubles totales representan una línea recta, de acuerdo con la ecuación $y = a(x)$ Para la relación funcional $\text{mg L}^{-1} = a\text{CE} (\mu\text{S cm}^{-1})$ de las aguas residuales en ambos muestreos, el coeficiente de la relación funcional $\text{mg L}^{-1} = 0.7072\text{CE} (\mu\text{S cm}^{-1})$ en el Muestreo (Figura 11) corresponden a aguas con altos contenidos de iones bicarbonato.

En la práctica experimental y de investigación es muy útil conocer estos coeficientes, ya que en condiciones de campo, cuando se realizan numerosas determinaciones del parámetro de CE, se hace necesario conocer los STD; para este efecto, es necesario multiplicar los valores de la conductividad eléctrica por dicho coeficiente.

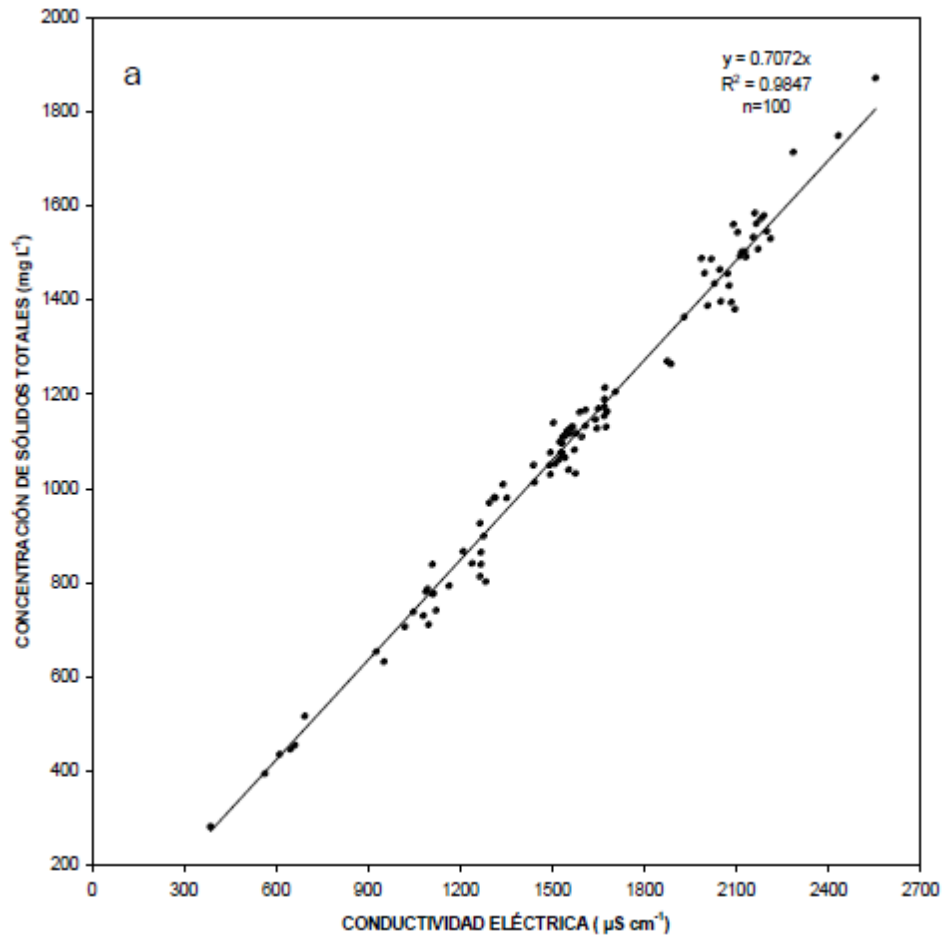


Figura 11. Relación entre la conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$) y la concentración de sólidos totales (mg L^{-1}) de las aguas residuales de la red hidrográfica Valle del Mezquital.

5.6.2 Índice de salinidad efectiva

La salinidad efectiva es una forma más real del peligro que presentan las sales solubles del agua de riego al pasar a formar parte de la solución del suelo³⁷ ya que toma en cuenta la precipitación de las sales más nocivas que tienen elevada solubilidad y que dan lugar a soluciones salinas muy concentradas. La clasificación de las aguas residuales de acuerdo con el índice de salinidad efectiva para los Muestreos se presenta en el cuadro 18.

De acuerdo con este índice de clasificación, la mayoría de las aguas que conduce la red hidrográfica de Zumpango-Ixmiquilpan-Zimapán, son aguas condicionadas para el riego, esto es debido a que las aguas residuales que riegan el Valle del Mezquital, son de composición sulfatíco-clorhídrico-bicarbonatadas, en donde las principales sales que predominan son NaCl, $\text{Na}(\text{HCO}_3)$, KHCO_3 , $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ y MgSO_4 .

La mayoría de estas aguas consideradas peligrosas tienen un contenido de sales que en si mismo no es demasiado perjudicial; no sucede así con las sales de MgSO_4 , el problema se presenta cuando esas aguas evolucionan en el suelo.

La evapotranspiración disminuye la humedad del suelo pero prácticamente no elimina estas sales, de forma que la solución del suelo se hace más salina a medida que el suelo se seca y un agua que inicialmente tuviera una concentración salina aceptable puede alcanzar elevados valores. Pero además al concentrarse estas sales, algunas de ellas pueden alcanzar su límite de solubilidad y precipitar, retirando de la solución del suelo determinados cationes y alterando las proporciones iniciales. Esto puede ocurrir con algunas sales de calcio entre ellas las sales de CaCO_3 y MgCO_3 de baja solubilidad que se precipitan antes de alcanzar los niveles perjudiciales.

Debido a que los bicarbonatos se forman a partir de los carbonatos y estos son mayores al contenido de calcio y magnesio en estas aguas, trae como consecuencia un aumento de la proporción de sodio en el agua del suelo. Sin embargo las sales de MgSO_4 presentes en esta aguas, son de las sales más perjudiciales por su alta solubilidad, al igual que los NaCl es la sal más frecuente de los suelos salinos y su toxicidad para las plantas es excepcionalmente alta y dado que las sales más nocivas son las que tienen elevada solubilidad, ya que dan lugar a soluciones salinas muy concentradas.

5.6.3 Índice de salinidad potencial

El criterio de salinidad efectiva tiene el inconveniente de considerar que se precipitaran todos los carbonatos, bicarbonatos y sulfatos, cosa que no siempre ocurre. Debido a esto se ha propuesto otro criterio, el de “Salinidad potencial”, este se basa en la consideración de que las sales que se precipitarán serán los carbonatos y bicarbonatos, pero solo parte de los sulfatos, fundamentalmente el sulfato de calcio, permaneciendo solubles los sulfatos de sodio, sulfato de potasio y sulfato de magnesio³⁷.

De acuerdo con el índice de salinidad efectiva para el muestreo, la clasificación de estas aguas, se presenta en el cuadro 18

Las últimas sales que quedan en solución son los cloruros y parte de los sulfatos, cuando la humedad aprovechable del suelo desciende a niveles inferiores al 50%, de manera que la solución del suelo se hace más salina conforme esto sucede. Debido a la movilidad del Na^+ en las soluciones acuosas, permanece hasta valores muy altos de concentración. En cambio el Ca_2^+ y Mg_2^+ permanecen poco tiempo en las soluciones acuosas debido a que los compuestos de Ca_2^+ y parcialmente de Mg_2^+ son de baja solubilidad: CaCO_3 , MgCO_3 y CaSO_4 . En soluciones salinas, el Mg_2^+ , en condiciones de migración permanente se asocia con el sulfato, formando una sal de muy alta solubilidad MgSO_4 , y considerando este índice de clasificación permanecen en la solución del suelo y no se precipitará, esto ocasionará que el suelo se haga más salino a medida que se seca. Un alto contenido de estas sales disueltas en el suelo disminuye el potencial osmótico y exige a las raíces un esfuerzo adicional para absorber el agua, lo cual trae como consecuencia disminución de los rendimientos. Por lo anterior este índice es uno de los mejores estimadores del efecto de las sales sobre las plantas.

Cuadro 18. Clasificación de las aguas residuales de la red hidrográfica Valle del Mezquital, de acuerdo con su salinidad efectiva y salinidad potencial. Buena (B); Condicionada (C) y No recomendable (NR).

No.	Salinidad Efectiva		Salinidad Potencial	
	mmol _e L ⁻¹	Clasificación	mmol _e L ⁻¹	
01	16.27	NR	8.35	C
02	15.68	NR	5.36	C
03	3.41	C	2.13	B
04	13.42	C	6.52	C
05	2.73	B	1.98	B
06	15.25	NR	8.39	C
07	14.20	C	7.93	C
08	15.28	NR	7.85	C
09	14.07	C	7.19	C
10	14.67	C	7.51	C
11	14.53	C	7.27	C
12	15.56	NR	7.49	C
13	14.84	C	8.36	C
14	13.52	C	7.71	C
15	14.44	C	7.47	C
16	14.08	C	7.47	C
17	18.07	NR	7.50	C
18	14.37	C	7.42	C
19	10.70	C	5.48	C
20	15.37	NR	4.69	C
21	9.91	C	5.41	C
22	10.20	C	5.48	C
23	10.11	C	5.46	C
24	13.14	C	5.23	C
25	9.11	C	5.44	C
26	10.56	C	5.62	C
27	10.42	C	5.82	C
28	10.39	C	5.98	C
29	10.47	C	5.66	C
30	9.01	C	5.84	C
31	10.25	C	6.41	C
32	11.19	C	6.19	C
33	6.10	C	3.98	C
34	10.80	C	6.47	C
35	11.10	C	6.41	C
36	7.35	C	4.80	C
37	7.42	C	3.89	C
38	6.46	C	5.89	C
39	6.58	C	4.09	C
40	7.80	C	4.42	C
41	1.75	B	1.35	B
42	10.85	C	6.20	C
43	6.45	C	4.02	C
44	6.51	C	5.11	C
45	16.01	NR	8.58	C
46	6.62	C	4.44	C
47	6.47	C	5.48	C
48	14.48	C	8.20	C
49	12.33	C	9.53	C
50	5.29	C	4.24	C

Cuadro 18

No.	Salinidad Efectiva		Salinidad Potencial	
	mmol _e L ⁻¹	Clasificación	mmol _e L ⁻¹	
51	12.94	C	8.02	C
52	7.42	C	4.42	C
53	7.43	C	4.10	C
54	13.27	C	8.06	C
55	7.00	C	4.20	C
56	12.97	C	8.28	C
57	13.81	C	8.28	C
58	13.72	C	8.58	C
59	13.90	C	8.18	C
60	12.36	C	8.06	C
61	6.32	C	4.60	C
62	14.07	C	8.93	C
63	6.00	C	4.54	C
64	6.33	C	3.97	C
65	5.84	C	4.08	C
66	6.80	C	5.28	C
67	6.30	C	3.92	C
68	7.01	C	4.75	C
69	13.73	C	8.58	C
70	7.28	C	4.25	C
71	7.28	C	4.86	C
72	13.99	C	9.32	C
73	7.57	C	6.64	C
74	7.83	C	6.44	C
75	6.98	C	5.58	C
76	14.21	C	9.23	C
77	8.15	C	5.33	C
78	6.96	C	5.61	C
79	7.62	C	5.26	C
80	6.31	C	5.03	C
81	7.66	C	6.52	C
82	7.60	C	5.80	C
83	5.89	C	4.77	C
84	6.97	C	5.40	C
85	5.00	C	3.72	C
86	6.56	C	4.70	C
87	6.36	C	4.65	C
88	6.70	C	5.38	C
89	7.11	C	5.76	C
90	7.03	C	5.50	C
91	8.81	C	8.28	C
92	11.39	C	8.19	C
93	7.76	C	6.22	C
94	4.62	C	3.75	C
95	2.18	B	2.00	B
96	2.88	B	2.13	B
97	9.94	C	7.31	C
98	3.24	C	2.66	B
99	8.72	C	7.09	C
100	6.87	C	5.81	C
MEDIANA	8.76		5.64	
MEDIA	9.60		5.91	
MODA	14.07		5.48	
DESV. EST.	3.80		1.82	

5.7 Clasificación de las aguas residuales de acuerdo con Richards, 1973

La clasificación de las aguas residuales de acuerdo con la clasificación de Richards, se presenta en las Figuras 12 a 14.

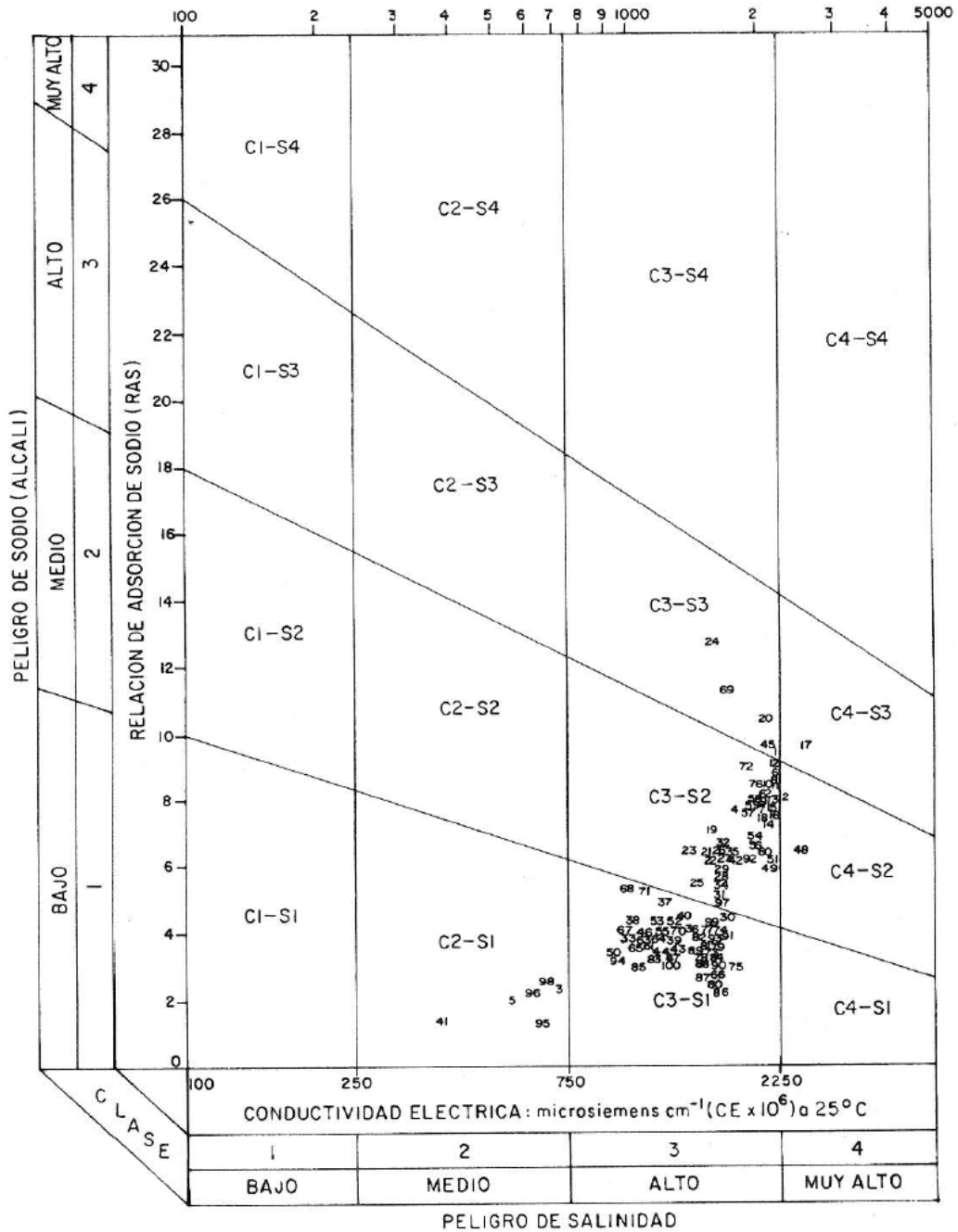


Figura 12. Diagrama de clasificación de las aguas residuales de la red hidrográfica Valle del Mezquital. RAS original – CE.

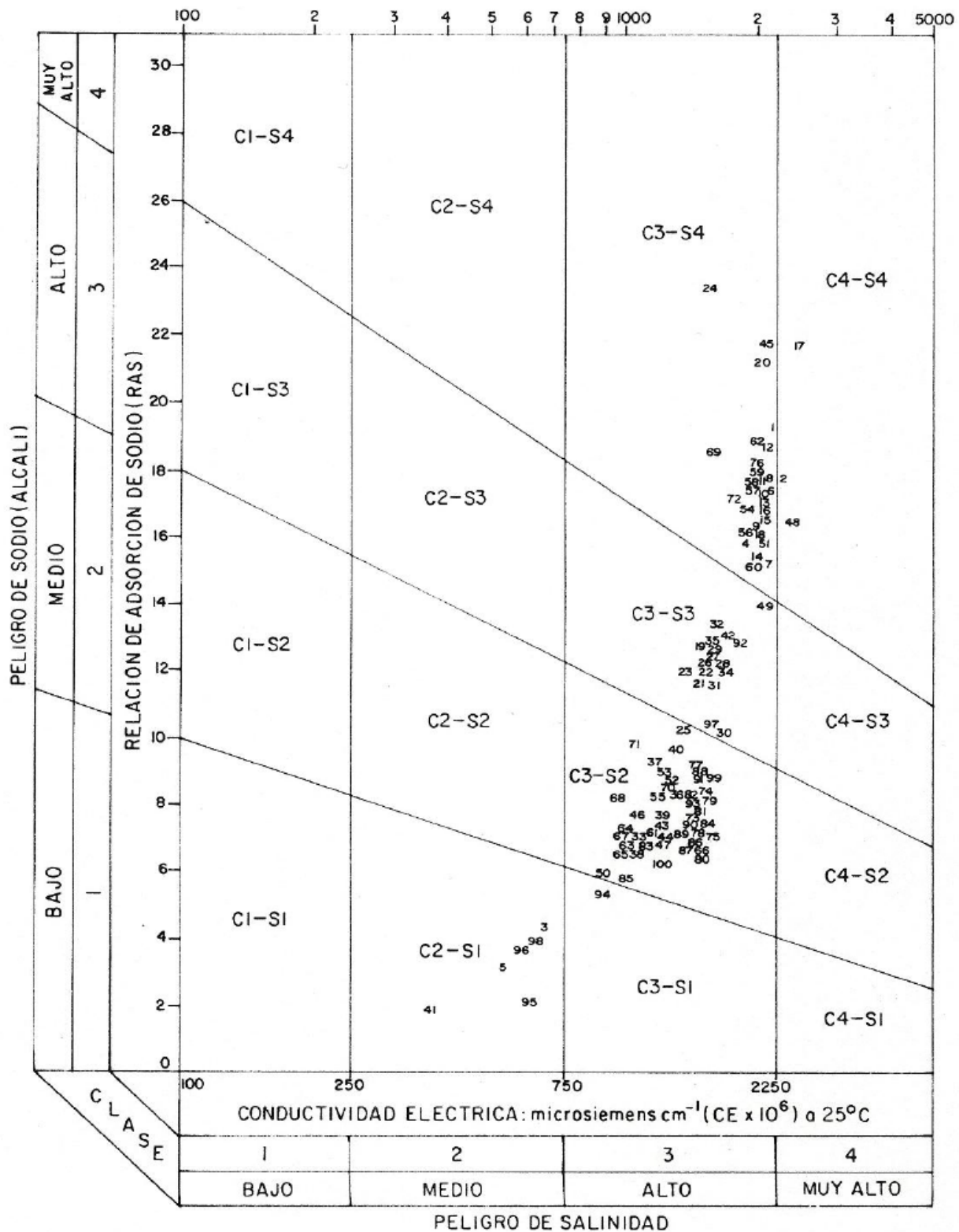


Figura 13. Diagrama de clasificación de las aguas residuales, de la red hidrográfica Valle del Mezquital. RAS corregido - CE.

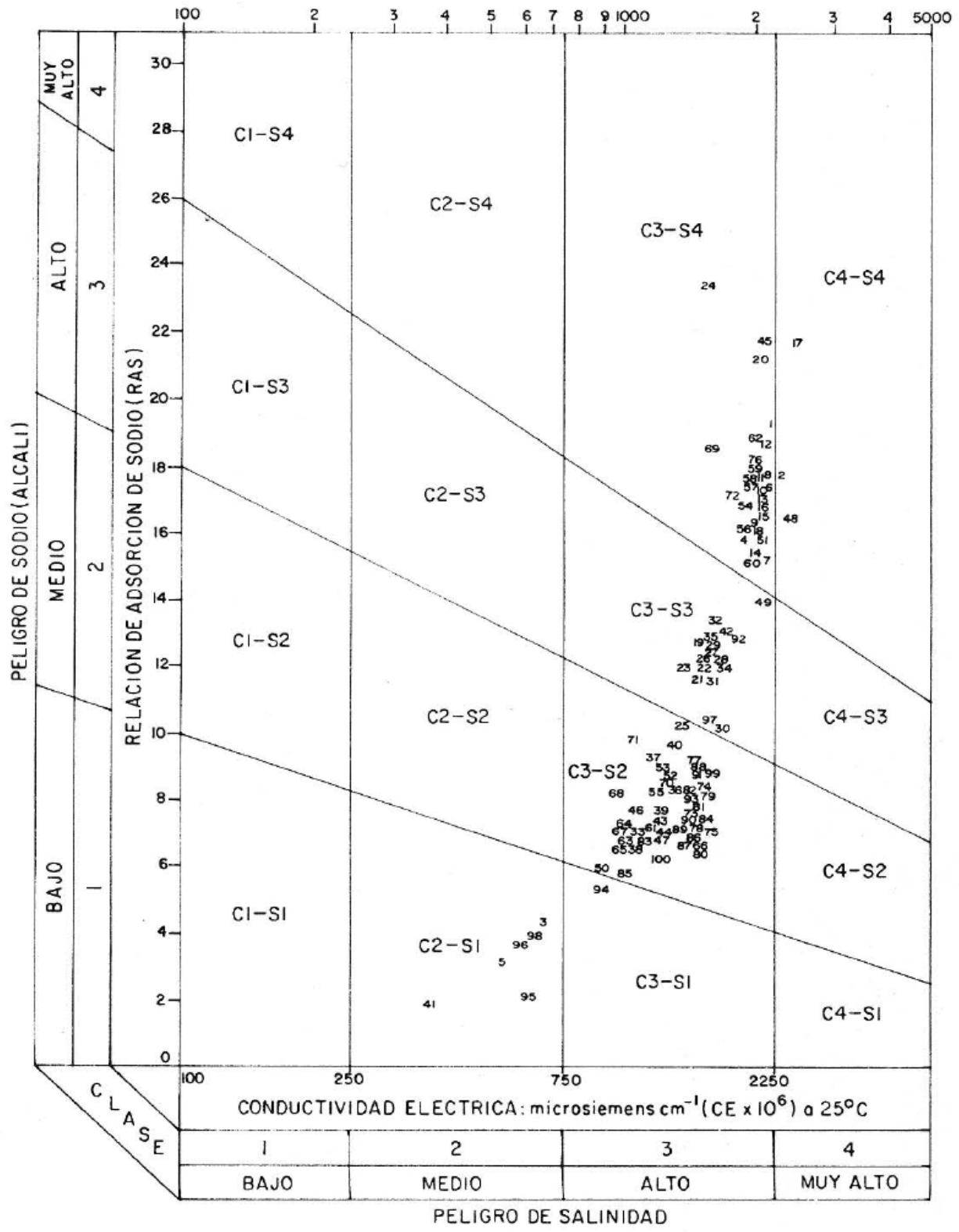


Figura 14. Diagrama de clasificación de las aguas residuales, de la red hidrográfica Valle del Mezquital. RAS ajustado – CE.

5.8 Determinación de las sales hipotéticas.

En los cálculos de la ecuación de Debye y Hückel; el parámetro que corresponde al tamaño del ion a_i se introdujo el tamaño del ion hidratado de calcio $a_{Ca^{2+}} = 6.0 \text{ \AA}$ para el caso del cálculo del coeficiente de actividad del ion calcio, y para el caso del cálculo del coeficiente de del ion hidratado del bicarbonato $a_{HCO_3^-} = 4.41 \text{ \AA}$. La fuerza iónica que se introdujo en la formula general de Debye y Hückel para el cálculo de los coeficientes de actividad de los iones calcio Ca^{2+} y bicarbonato HCO_3^- fue la que se determinó para cada muestra de agua en los Muestreos.

Para la determinación de las sales hipotéticas en cada muestra de agua se procedió de la siguiente manera: tomamos como ejemplo de cálculo la siguiente solución acuosa que proviene de 46 muestras de agua de sus intervalos de conductividad eléctrica de 1160 - 1740 $\mu\text{S cm}^{-1}$ (Cuadro 19).

Cuadro 19. Composición química de muestras de aguas residuales, de la red hidrográfica Valle del Mezquital.

Intervalo	No.	CE $\mu\text{S cm}^{-1}$	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Σ	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Σ	mg L ⁻¹	
				mmol _e L ⁻¹											
1160-1740	46	\bar{x}	1526	7.34	4.16	3.82	6.26	0.66	14.90	0.00	8.97	4.72	1.44	15.13	1082
		σ	69	0.38	0.27	0.52	0.69	0.04	0.90	0.00	0.45	0.41	0.22	0.61	44
		C.V.	4.51	5.15	6.49	13.65	10.97	5.86	6.01	0.00	5.03	8.66	15.64	4.05	4.11

La determinación de las sales hipotéticas de acuerdo con la solubilidad fue la siguiente: NaCl-0.00472 M L⁻¹; NaHCO₃-0.001540 M L⁻¹; KHCO₃-0.000660 M L⁻¹; MgSO₄-0.002880 M L⁻¹; Mg(HCO₃)₂-0.00370 M L⁻¹ y Ca(HCO₃)₂-0.006240 M L⁻¹. El valor de la fuerza iónica de las sales hipotéticas fue $I=0.019610 \text{ M L}^{-1}$.

La fuerza iónica de la solución salina que está compuesta por los diferentes iones como: Ca²⁺-0.00208 M L⁻¹; Mg²⁺-0.001910 M L⁻¹; Na⁺-0.006260 M L⁻¹; K⁺-0.000660 M L⁻¹; CO₃²⁻-0.008970 M L⁻¹; HCO₃⁻-0.00877 M L⁻¹; Cl⁻-0.004720 M L⁻¹; SO₄²⁻-0.00072 M L⁻¹, fue calculada utilizando la siguiente formula:

$$I = \frac{1}{2} \sum_i m_i z_i^2$$

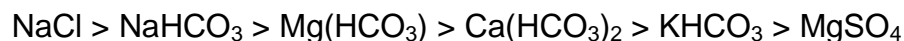
Dónde: m_i , es la molaridad del ion m_i ($M L^{-1}$) y z_i , es la valencia del ion z_i .

El valor de la fuerza iónica de los diferentes iones fue: $I = 0.019725 M L^{-1}$. De aquí se admite que ambos métodos de cálculo de la fuerza iónica de las soluciones salinas son exactas.

Las relaciones conjuntas de la fuerza iónica de las muestras de agua calculada para los iones individuales de las soluciones y la fuerza iónica calculada para las sales hipotéticas del muestreo se manifiestan en la Figura 15. Las distribuciones de los tipos de sales hipotéticas de las aguas residuales urbano-industriales que riegan la zona del Valle del Mezquital se presenta en la Figura 16. Las sales hipotéticas se calcularon de acuerdo con su solubilidad y propiedades físico-químicas⁷⁵.

La asociación de cationes con los aniones se llevó a cabo de la siguiente manera: 1. como las aguas residuales urbano-industriales son muy ricas en iones de Na^+ , HCO_3^- y Cl^- , en primer lugar se asociaron los Cl^- con los iones de Na^+ , enseguida la cantidad restante de iones de Na^+ se asociaron con los iones HCO_3^- . Los iones de K^+ se asociaron con una fracción de HCO_3^- . 2. las cantidades de iones de SO_4^{2-} se asociaron con iones de Mg^{2+} y 3. las cantidades sobrantes de iones HCO_3^- se asociaron con los iones de Mg^{2+} y de Ca^{2+} , sin embargo, como los CO_3^{2-} y $Mg(HCO_3)_2$ son más solubles, las cantidades finales de HCO_3^- primero se asociaron con los iones de Mg^{2+} y por último, las cantidades sobrantes de iones HCO_3^- se asociaron con los iones de Ca^{2+} .

Las sales que predominaron en los Muestreos de las aguas urbano-industriales de la red hidrográfica de Zumpango-Ixmiquilpan-Zimapán que riegan el Valle del Mezquital; se distribuyeron en el siguiente orden:



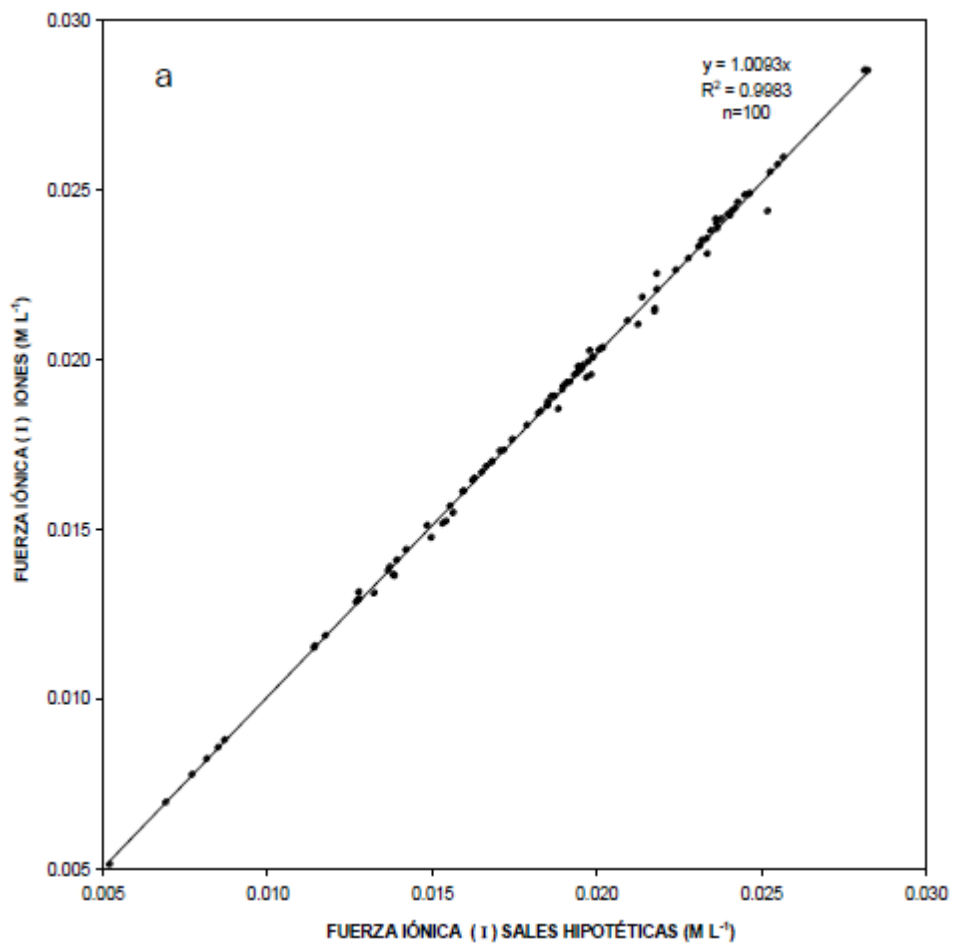


Figura 15. Relación entre la fuerza iónica de los iones individuales con la fuerza iónica de las sales hipotéticas de las aguas residuales, de la red hidrográfica Valle del Mezquital.

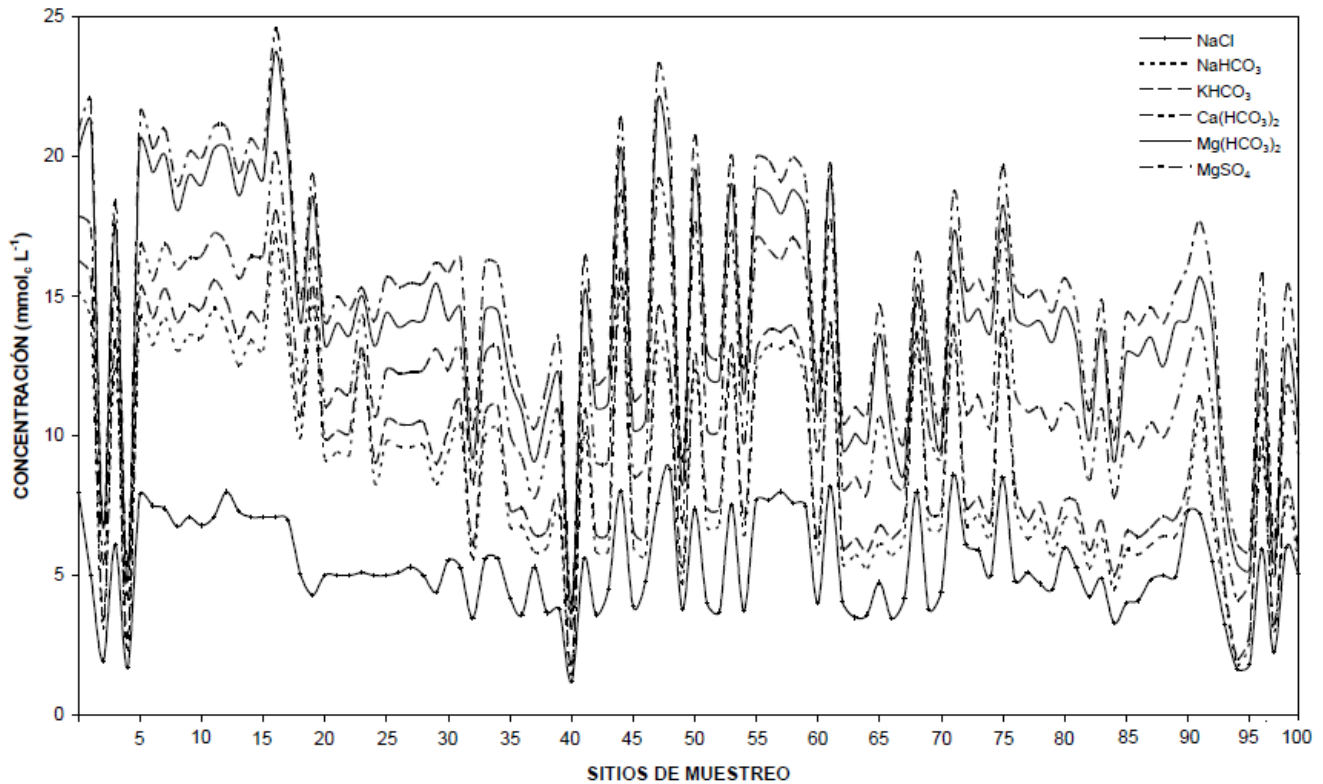


Figura 16. Concentración de las sales hipotéticas (mmol_c L⁻¹) de las aguas residuales de la red hidrográfica Valle del Mezquital.

5.9 Clasificación de las aguas residuales con base en el peligro de disminución de la infiltración

El peligro por salinidad de las aguas de riego puede tener un efecto negativo en la producción de cultivos. La reducción en la tasa de infiltración del agua de riego, puede por lo común ser atribuida a la formación de costras en la superficie, a la disposición y a la migración de las arcillas dentro de los poros de los suelos y al hinchamiento de las arcillas del grupo 2:1. Las partículas coloidales son la fracción del suelo que determina de manera decisiva el comportamiento físico del suelo. Las partículas arcillosas poseen una gran área superficial, y por consiguiente, las partículas arcillosas son las más activas en los procesos de dispersión y de hinchamiento. Las esmécticas son las arcillas más activas en los suelos de las zonas áridas y semiáridas. Sin embargo, también el peligro por sodicidad de las aguas de riego depende a su vez, del sistema de manejo de estas aguas. La dispersión de las partículas dela

superficie del suelo requiere de que se suministre energía y que se rompan los enlaces químicos entre las partículas del suelo. El riego por aspersión, puede fuertemente incrementar los problemas de infiltración, que generalmente están asociados con las aguas de riego. Debido a que es más grande la posibilidad de que se propicie un encostramiento de la superficie del suelo, el método de riego por aspersión puede ser inadecuado, cuando se tienen aguas que tienden a causar dispersión e hinchamiento en los suelos y tal es el caso cuando se dispone de aguas ricas en sodio y bicarbonatos. Los sistemas de riego por goteo o sistemas de riego por superficie, producen una menor separación de partículas cuando se utilizan aguas con peligros de sodicidad. Esto es muy importante, cuando se utilizan aguas con algunas cantidades de bicarbonatos.

El proceso de infiltración se refiere a la facilidad con que el agua atraviesa la superficie del suelo, y ésta se mide en términos de sodicidad; el término permeabilidad se refiere más correctamente a la conductividad hidráulica^{18, 76} la cual depende de la geometría de los poros del suelo y del contenido de agua en el suelo, y se utiliza para describir el flujo de agua que tiene ocurrencia dentro de la masa del suelo¹¹⁹.

En este trabajo, se utilizó el término “problemas de infiltración” para indicar el efecto de la salinidad y de la sodicidad, en relación con la facilidad con que el agua aplicada entra y se desplaza en los primeros centímetros del suelo²³. Un problema de infiltración se hace evidente, cuando el agua de riego no atraviesa la superficie del suelo a una velocidad lo suficientemente rápida, como para permitir la renovación del agua consumida por el cultivo entre dos riegos.

En las Figuras 17 a 19 que corresponden al Muestreo de las aguas residuales urbano-industriales de la red hidrográfica Valle del Mezquital, en lo que se refiere a su capacidad de infiltración en los suelos de acuerdo con su relación de adsorción de sodio RAS y su conductividad eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$) se clasificaron de la siguiente manera (Cuadro 20).

La muestra de agua del canal de tierra de la Refinería de Tula en el muestreo, se clasifica como de reducción severa de la infiltración de acuerdo con el RAS_{aj} . La mayoría de las aguas

de acuerdo al RAS_{or} en ambos muestreos son clasificadas sin problemas de reducción, sin embargo cuando se calculan de acuerdo al RAS_{aj} su valor incrementa. Los peligros debidos a la sodicidad de las aguas de riego del Valle del Mezquital; se deben a los altos contenidos de sodio en estas aguas, y por lo tanto, estas concentraciones elevadas pueden de manera negativa afectar la productividad de los diferentes cultivos.

Cuadro 20. Clasificación de las aguas residuales de la red hidrográfica Valle del Mezquital, con base en el peligro de disminución de la infiltración.

Formulaciones de RAS	Muestreo	Sin reducción	Reducción ligera o moderada	Reducción severa
		Número de aguas		
$RAS = \frac{C_{Na^+}}{\sqrt{\frac{C_{Ca^{2+}} + C_{Mg^{2+}}}{2}}}$	1	84	16	-
	2	81	24	1
$RAS^* = \frac{C_{Na^+}}{\sqrt{\frac{C_{Ca^{2+}} + C_{Mg^{2+}}}{2}}}$	1	74	26	-
	2	60	45	1
$RAS_{aj} = \frac{C_{Na^+}}{\sqrt{\frac{C_{Ca^{2+}} + C_{Mg^{2+}}}{2}}} + 6.4 - pH_{0.01}$	1	1	98	1
	2	6	99	1

Las concentraciones de sodio C_{Na^+} , calcio $C_{Ca^{2+}}$ y magnesio $C_{Mg^{2+}}$; están expresados en $mmol \cdot L^{-1}$

A diferencia de los peligros por salinidad, los contenidos excesivos de sodio no perjudican la absorción del agua por las plantas, sin embargo, altos contenidos de sodio en las aguas de riego dificultan los procesos de infiltración del agua en el suelo. De tal manera que el crecimiento y desarrollo de las plantas se ve afectado por una disponibilidad de agua. La reducción de la infiltración del agua en el suelo comúnmente es atribuido a las costras superficiales en los suelos, a la dispersión y migración de las arcillas en el medio poroso de los suelos, y al hinchamiento de las arcillas del grupo montmorillonítico de los suelos. El encostramiento de la superficie de los suelos impide la emergencia de las semillas, reduciéndose con esto, el número de plantas por unidad de área agrícola.

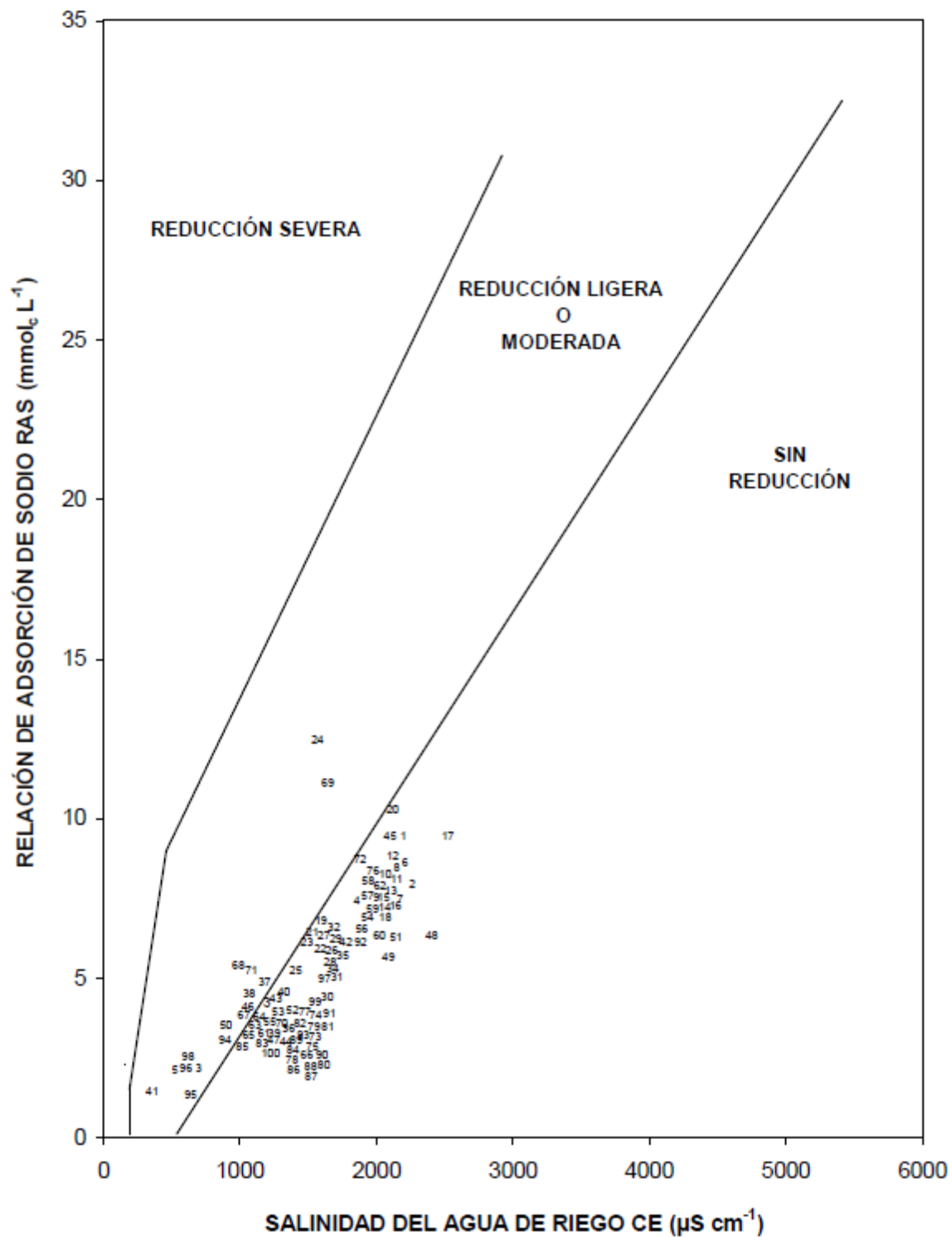


Figura 17. Reducción relativa de la infiltración provocada por la salinidad y la relación de adsorción de sodio de las aguas residuales, de la red hidrográfica Valle del Mezquital. RAS original – CE.

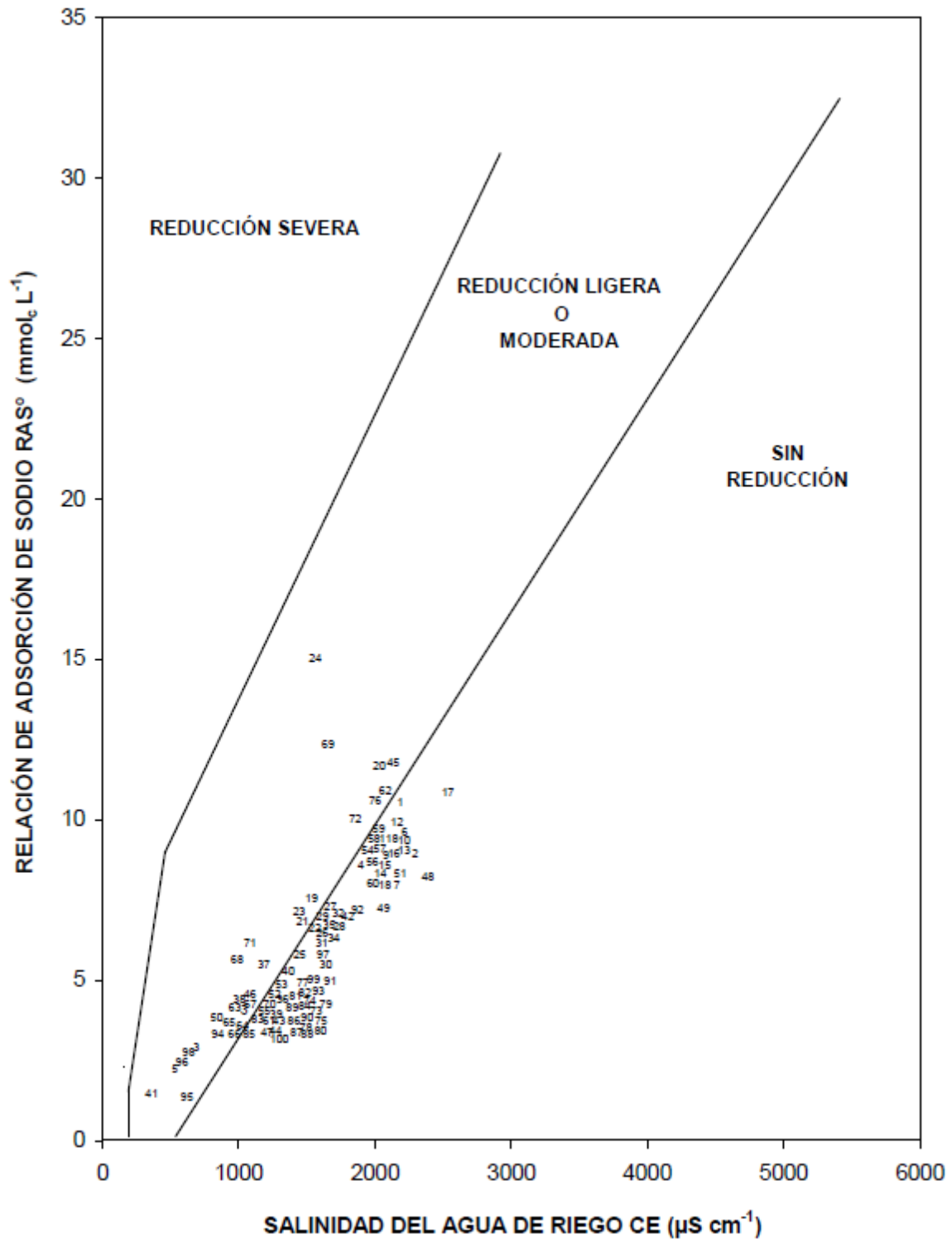


Figura 18. Reducción relativa de la infiltración provocada por la salinidad y la relación de adsorción de sodio de las aguas residuales, de la red hidrográfica Valle del Mezquital. RAS corregido – CE.

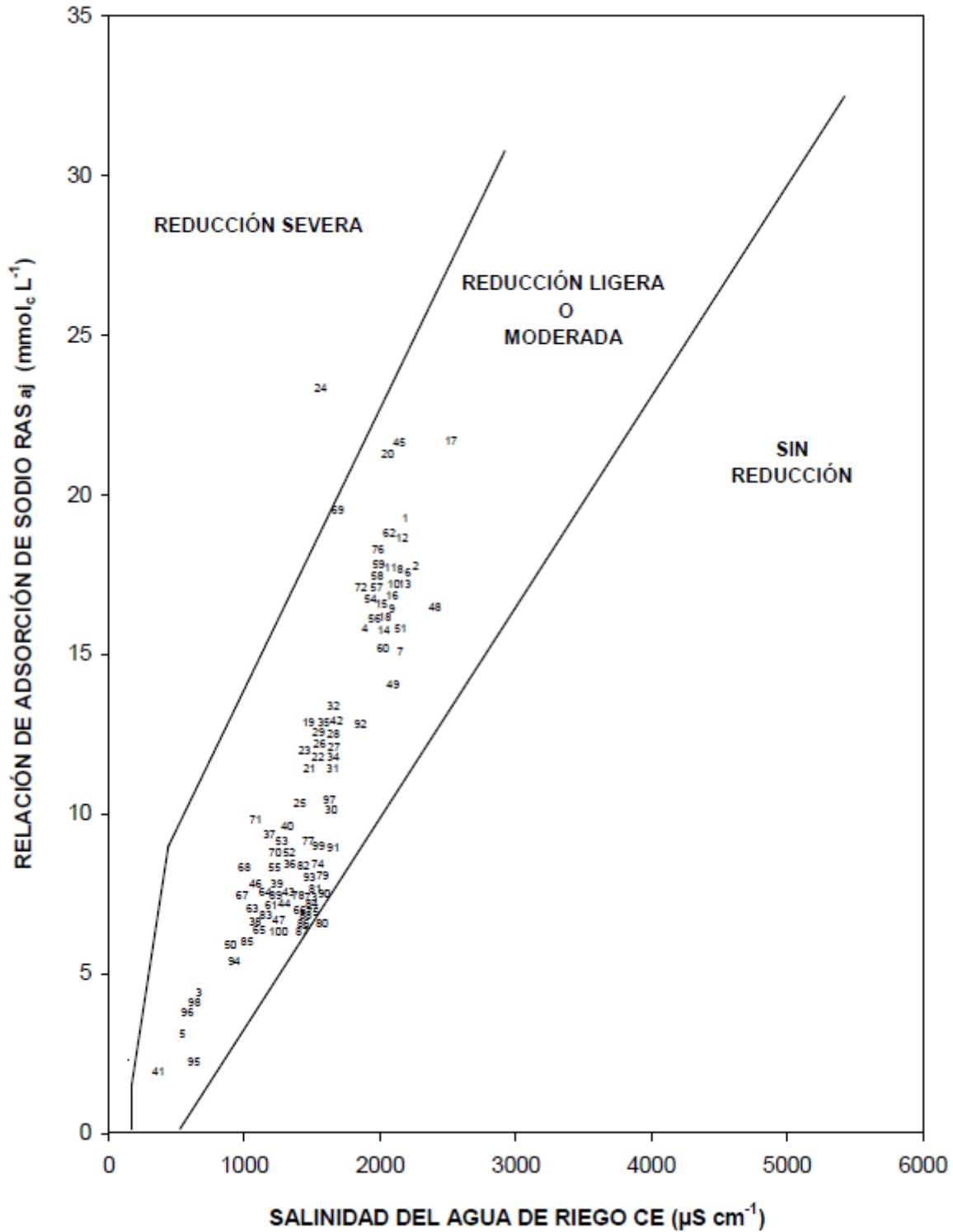


Figura 19. Reducción relativa de la infiltración provocada por la salinidad y la relación de adsorción de sodio de las aguas residuales, de la red hidrográfica Valle del Mezquital. RAS ajustado – C.E.

5.10 Carbonato de sodio residual

Como se puede observar en la Figura 20 del Muestreo, las aguas residuales se distribuyeron de acuerdo a las siguientes contenidos de carbonato de sodio residual como sigue: a. $6 < 0 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$; b. 17 entre $0-1.25 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$; c. 23 entre $1.25-2.50 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$ y d. $54 > 2.5 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$.

También aquí se debe señalar, que el uso de las aguas residuales urbano – industriales que riegan el Valle del Mezquital requiere de mejoramiento. Esto es aplicar fuentes de iones de calcio Ca^{2+} , como lo son las aplicaciones de diferentes dosis de yeso agrícola.

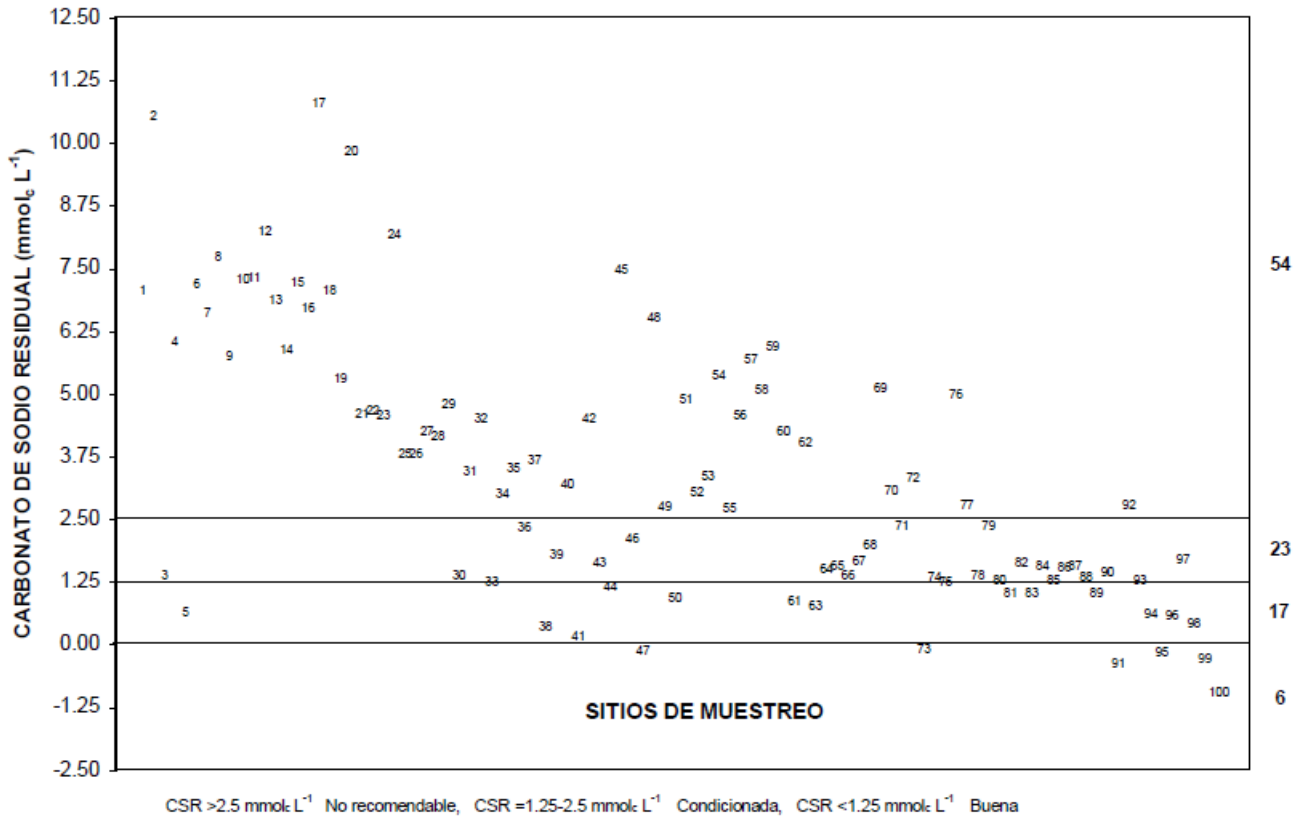


Figura 20. Distribución de las aguas residuales de la red hidrográfica Valle del Mezquital del muestreo, de acuerdo con el contenido de carbonato de sodio residual Na₂CO₃ (mmolc L⁻¹).

5.11 Clasificación de las aguas residuales con base en la toxicidad específica de iones

5.11.1 Boro (B)

La toxicidad del boro puede afectar prácticamente a todos los cultivos, pero como ocurre con la salinidad, la gama de tolerancia al boro es bastante amplia. La tolerancia al boro de los cultivos agrícolas que ocupan la mayor superficie en el Valle del Mezquital¹⁰⁰ son: Maíz 2 – 4 mg L⁻¹; alfalfa 4 – 6 mg L⁻¹; avena 2 - 4 mg L⁻¹; cebada 3 - 4 mg L⁻¹; trigo 0.75 - 1 mg L⁻¹; y frijol 0.75 - 1 mg L⁻¹.

En el Muestreo (Figura 21) la variación de boro a partir de la estación de muestreo tres es casi constante y fluctúa entre 0.23 - 4.65 mg L⁻¹. En el sitio de muestreo dos el contenido de boro es de 8.77 mg L⁻¹. En el Cuadro 21 se presenta la clasificación del contenido de boro para el Muestreo, y se puede señalar lo siguiente: 3 muestras de agua son clasificadas como buenas para riego, 94 como condicionadas y 3 no recomendables para riego.

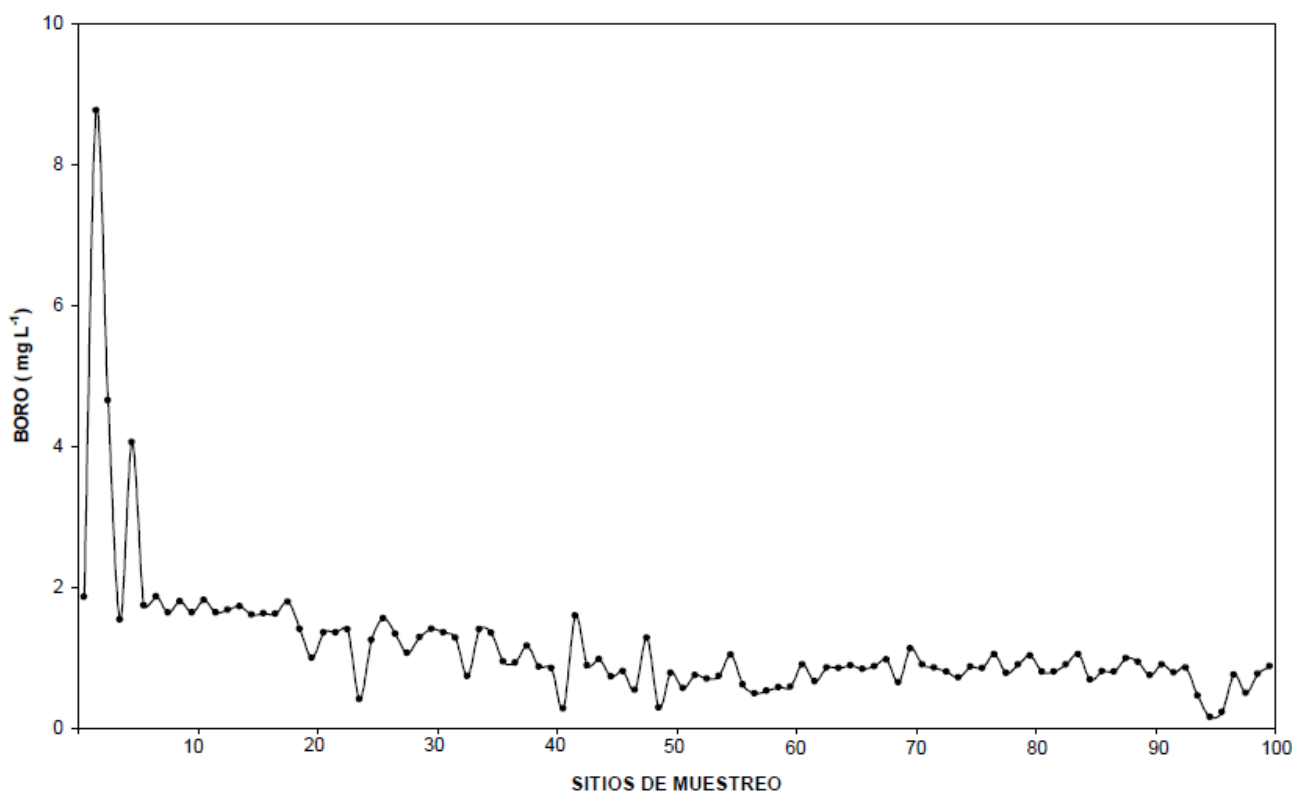


Figura 21. Concentración de Boro B (mg L⁻¹) de las aguas residuales de la red hidrográfica Valle del Mezquital.

Cuadro 21. Clasificación del contenido de Boro de las aguas residuales de la red hidrográfica del Valle del Mezquital. Buena (B); Condicionada (C) y No Recomendable (NR).

No.	BORO		No.	BORO	
	mg L ⁻¹	Clasificación		mg L ⁻¹	Clasificación
01	1.86	C	51	0.57	C
02	8.77	NR	52	0.75	C
03	4.65	NR	53	0.70	C
04	1.54	C	54	0.74	C
05	4.06	NR	55	1.04	C
06	1.74	C	56	0.62	C
07	1.87	C	57	0.49	C
08	1.64	C	58	0.53	C
09	1.80	C	59	0.58	C
10	1.64	C	60	0.59	C
11	1.82	C	61	0.90	C
12	1.64	C	62	0.66	C
13	1.68	C	63	0.86	C
14	1.73	C	64	0.85	C
15	1.61	C	65	0.89	C
16	1.63	C	66	0.84	C
17	1.62	C	67	0.88	C
18	1.79	C	68	0.97	C
19	1.41	C	69	0.65	C
20	1.00	C	70	1.13	C
21	1.36	C	71	0.90	C
22	1.36	C	72	0.86	C
23	1.40	C	73	0.80	C
24	0.41	C	74	0.72	C
25	1.25	C	75	0.87	C
26	1.56	C	76	0.85	C
27	1.34	C	77	1.05	C
28	1.07	C	78	0.78	C
29	1.29	C	79	0.90	C
30	1.41	C	80	1.03	C
31	1.36	C	81	0.80	C
32	1.28	C	82	0.80	C
33	0.74	C	83	0.90	C
34	1.40	C	84	1.05	C
35	1.35	C	85	0.69	C
36	0.95	C	86	0.81	C
37	0.93	C	87	0.80	C
38	1.17	C	88	0.99	C
39	0.87	C	89	0.94	C
40	0.85	C	90	0.75	C
41	0.28	B	91	0.90	C
42	1.60	C	92	0.79	C
43	0.89	C	93	0.86	C
44	0.98	C	94	0.46	C
45	0.73	C	95	0.16	B
46	0.81	C	96	0.23	B
47	0.54	C	97	0.76	C
48	1.28	C	98	0.50	C
49	0.29	C	99	0.77	C
50	0.78	C	100	0.88	C
			MEDIANA	0.90	
			MEDIA	1.15	
			MODA	0.90	
			DESV. EST.	0.98	

Entre los desechos industriales contenidos en las aguas residuales urbano-industriales se encuentran varios elementos tóxicos, entre ellos, el boro, que en grandes cantidades es tóxico tanto para las plantas como para el ser humano. La mayor parte de los cultivos solo necesitan pequeñas cantidades de este elemento considerado como esencial, y son semitolerantes a 2 mg L^{-1} , los más tolerantes, como la alfalfa, col, cebolla y nabo soportan 4 mg L^{-1} , no así los frutales, que son sensibles a 1 mg L^{-1} . Sin embargo, de acuerdo con los resultados obtenidos, la mayoría de aguas que riegan el Valle del Mezquital son condicionadas para el riego de acuerdo al contenido de boro.

Debemos tomar en cuenta la movilidad del boro en el suelo para saber sus efectos y los factores asociados a este movimiento, como son la textura del suelo, el pH y la humedad. Los suelos de textura gruesa, bien drenados, son pobres en boro, en cambio, los de textura fina tienden a retener el boro añadido durante más tiempo; no implicando esto que las plantas absorban este elemento de las arcillas en cantidades mayores que las de las arenas, sino por el contrario. La relación entre el pH, calcio disponible, y el estado del boro no es bien conocida, sin embargo, se ha comprobado que los síntomas de deficiencia de boro están asociados a altos valores de pH y que el consumo de boro por las plantas se reduce si se incrementa el pH. Por otra parte, si hay una sobreproducción de cal se absorben grandes cantidades de calcio en relación al boro.

En muchos cultivos la deficiencia de boro es acelerado bajo condiciones de extrema sequía. De lo anterior, podemos concluir que si tenemos en el agua de riego concentraciones de boro tóxicas a los cultivos, se ve reducida su asimilación y ya que los suelos de estas aguas urbano – industriales contienen considerables cantidades de carbonatos, se inhibe el consumo de boro y aumenta el de calcio.

5.11.2 Fósforo

Los fosfatos son fertilizantes que se aplican a los suelos en forma de ortofosfatos (PO_4^{3-}). Y otra forma de fertilizantes de fósforo son los metafosfatos (PO^{3-}) y los pirofosfatos ($\text{P}_2\text{O}_7^{4-}$) una vez que se han aplicado a los suelos los PO^{3-} y los $\text{P}_2\text{O}_7^{4-}$, estas formas de fosfatos, se convierten en PO_4^{3-} . La forma soluble predominante del fósforo es H_2PO^- y esencialmente todo el fósforo adsorbido por las raíces de las plantas es en esta forma^{6, 106}.

Los contenidos de ortofosfatos del Muestreo se presentan en la Figura 22. El contenido de fosfatos, desde el sitio de muestreo cuatro, hasta el sitio de muestreo 40 a excepción del sitio de muestreo 17, el contenido de fosfatos es alto (23.27) y varió de 2.05 a 20 mg L^{-1} . En los últimos sitios de muestreo el fosfato decrece paulatinamente. Esto es, con toda probabilidad debido, al consumo de fósforo por las algas que crecen en los canales de riego.

En las directrices para interpretar la calidad de las aguas para riego, Ayers y Wescot, 1987¹⁴, señalan que el contenido de fósforo como fosfato en las aguas de riego normales es de 0 a 2 mg L^{-1} . En el Cuadro 22 de acuerdo a la clasificación del contenido de fosfatos para el Muestreo solamente 14 de las muestras de agua residual se encuentran en los niveles óptimos recomendados para riego.

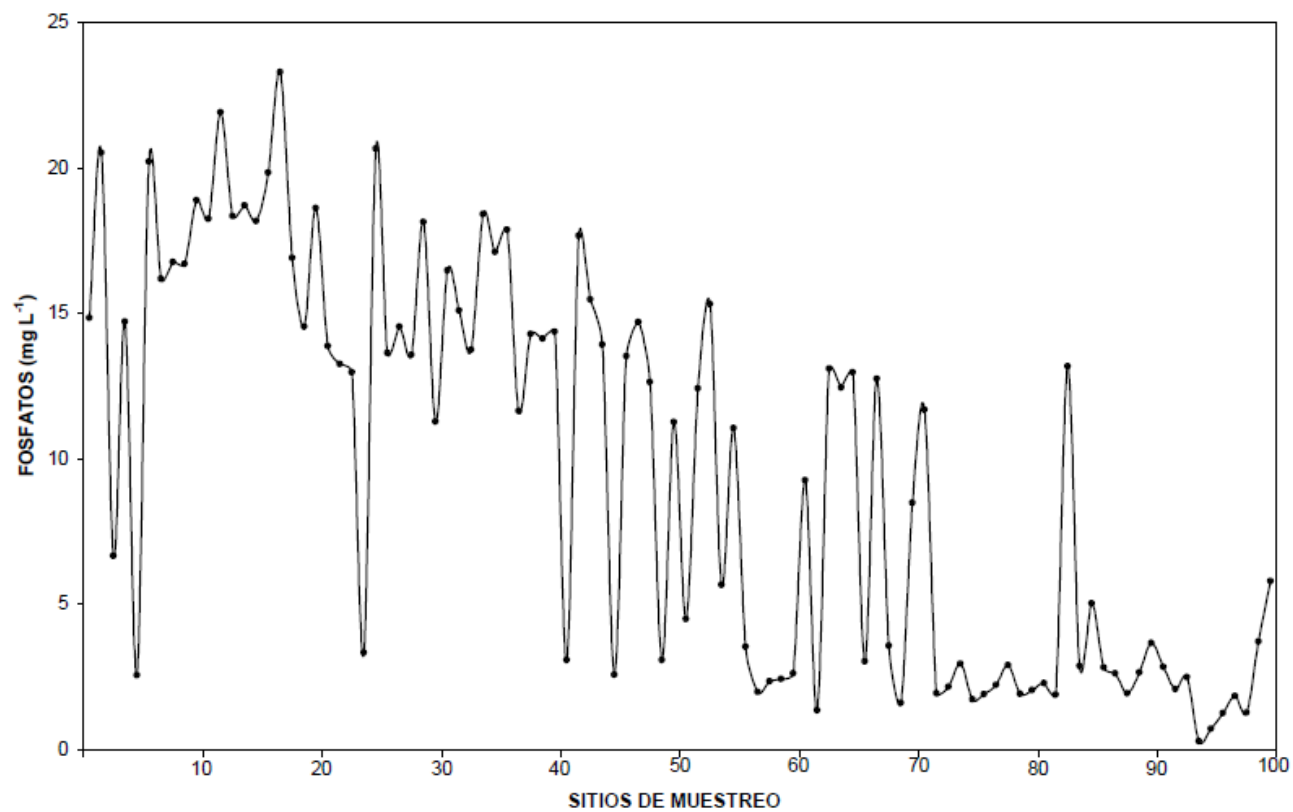


Figura 22. Concentración de fosfatos PO_4^{3-} (mg L^{-1}) de las aguas residuales de la red hidrográfica Valle del Mezquital.

Cuadro 22. Clasificación del contenido de fosfatos determinados como ortofosfatos (PO_4^{3-}) de las aguas residuales de la red hidrográfica Valle del Mezquital. Dentro de los niveles recomendados (✓); Fuera de los niveles recomendados (x).

No.	PO_4^{3-}		No.	PO_4^{3-}	
	mg L ⁻¹	Intervalo 0.0-2.0		mg L ⁻¹	Intervalo 0.0-2.0
01	14.83	X	51	4.49	X
02	20.50	X	52	12.41	X
03	6.66	X	53	15.30	X
04	14.70	X	54	5.65	X
05	2.55	X	55	11.05	X
06	20.20	X	56	3.54	X
07	16.18	X	57	1.98	✓
08	16.74	X	58	2.34	X
09	16.69	X	59	2.42	X
10	18.87	X	60	2.62	X
11	18.23	X	61	9.26	X
12	21.90	X	62	1.35	✓
13	18.33	X	63	13.09	X
14	18.70	X	64	12.44	X
15	18.15	X	65	12.96	X
16	19.82	X	66	3.03	X
17	23.27	X	67	12.73	X
18	16.89	X	68	3.57	X
19	14.52	X	69	1.60	✓
20	18.60	X	70	8.47	X
21	13.87	X	71	11.67	X
22	13.24	X	72	1.93	✓
23	12.96	X	73	2.15	X
24	3.32	X	74	2.95	X
25	20.64	X	75	1.72	✓
26	13.63	X	76	1.90	✓
27	14.52	X	77	2.22	X
28	13.56	X	78	2.90	X
29	18.13	X	79	1.91	✓
30	11.26	X	80	2.05	X
31	16.46	X	81	2.28	X
32	15.09	X	82	1.89	✓
33	13.73	X	83	13.16	X
34	18.40	X	84	2.86	X
35	17.10	X	85	5.03	X
36	17.85	X	86	2.82	X
37	11.63	X	87	2.62	X
38	14.28	X	88	1.93	✓
39	14.12	X	89	2.65	X
40	14.36	X	90	3.66	X
41	3.07	X	91	2.83	X
42	17.65	X	92	2.07	X
43	15.47	X	93	2.48	X
44	13.91	X	94	0.28	✓
45	2.56	X	95	0.72	✓
46	13.51	X	96	1.25	✓
47	14.69	X	97	1.84	✓
48	12.62	X	98	1.26	✓
49	3.07	X	99	3.71	X
50	11.25	X	100	5.78	X
			MEDIANA	11.44	
			MEDIA	9.65	
			MODA	14.52	
			DESV. EST.	6.79	

6. CONCLUSIONES

1. El valor del coeficiente (a) de la relación funcional $\text{mg L}^{-1} = fa\text{CE}$ fue de $a = 0.7259$. Este coeficiente corresponde a aguas de riego del tipo bicarbonatada.
2. El valor del coeficiente (a) de la relación funcional $\text{PO} = fa\text{CE}$ fue de $a = 0.040$, cuando la presión osmótica se expresa en MPa.
3. La exactitud de los análisis químicos se establece con las relaciones $y = \text{CE}_{\text{teórica}}$ y $x = \text{CE}_{\text{experimental}}$. Las relaciones conjuntas de la $\text{CE}_{\text{teórica}} (\mu\text{S cm}^{-1}) - \text{CE}_{\text{experimental}} (\mu\text{S cm}^{-1}) = 1.04$. El intervalo de aceptación establecido por este método de comprobación de los datos analíticos es de $0.9 < \text{CE}_{\text{teórica}} / \text{CE}_{\text{experimental}} < 1.1$, lo cual nos indica que los datos analíticos obtenidos en este trabajo son correctos.
4. En 38% de los sitios del Muestreo, tienen una conductividad eléctrica de $1350 - 1800 \mu\text{S cm}^{-1}$. Lo cual indica que se presentaron condiciones de salinidad, si no se realiza un buen manejo de los suelos
5. Las predicciones del porcentaje de sodio intercambiable, cuando se utilizaron diferentes formulaciones de RAS fueron; 1. $\text{RASor} = 10$ y $\text{kg} = 0.011861$ se obtuvo un $\text{PSI} = 10.60$; 2. $\text{RASaj} = 10$ y $\text{kg} = 0.007244$ se obtuvo un $\text{PSI} = 6.76$; y 3. $\text{RAS}^{\circ} = 10$ y $\text{kg} = 0.0168999$ se obtuvo un $\text{PSI} = 14.46$.
6. La determinación de las sales hipotéticas señala que las aguas urbano-industriales que riegan el Valle del Mezquital son sódico-clorhídrico-bicarbonatadas.

7. Las sales hipotéticas que predominan en las aguas residuales urbano-industriales son:
 $\text{NaCl} > \text{NaHCO}_3 > \text{Mg}(\text{HCO}_3)_2 > \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 > \text{MgSO}_4$.
8. De acuerdo con los contenidos de boro, en 94 muestras del Muestreo, son aguas condicionadas para riego.
9. En base con los contenidos de ortofosfatos (PO_4^{3-}), en 86 muestras del Muestreo, son aguas no recomendadas para riego.
10. Los contenidos de CSR $> 2.5 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$ en 54 muestras del Muestreo, indican que son aguas no recomendables para riego.

7. RECOMENDACIONES

Si se considera que los suelos del Valle del Mezquital son de diferentes tipos, con propiedades físico – químicas muy variadas, y que también a su vez, estos suelos poseen diferentes espesores litológicos, entonces se hace evidente, que para diseñar las dosis apropiadas de mejoradores químicos que contengan como fuente iones de calcio, se tiene que tomar en cuenta la determinación de valores máximos y mínimos del porcentaje de sodio intercambiable en los suelos.

De ahí que entonces se recomienda ampliamente la determinación de los valores de la relación de adsorción de sodio en sus diferentes formulaciones como son: RASor, RASaj y RAS^o.

8. LITERATURA CITADA

1. Abbas, S. T., M. Sarfraz, S. M. Mehdi, G. Hassan, and Obaid-Ur-Rehman. 2007. Trace Elements Accumulation in Soil and Rice Plants Irrigated with Contaminated Water. *Soil & Tillage Research*. 94:503-509.
2. Abdel, G. G., A. Arslan, A. Gaihbe, and F. Kadouri. 2005. The Effects of Saline Irrigation Water Management and Sal Tolerant Tomato Varieties on Sustainable Production of Tomato in Syria (1999-2002). *Agric. Water Manage.* 78:39-53.
3. Aceves N., E. y V. Palacios O. 1970. Instructivo para el muestreo, registro de datos e interpretación de la calidad del agua para riego agrícola. Colegio de Postgraduados. Chapingo.
4. Adams, F. 1971. Ionic Concentrations and Activities in Soil Solutions. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 35:420-426.
5. Akhter, J., R. Murray, K. Mahmood, K. A. Malik, and S. Ahmed. 2004. Improvement of Degraded Physical Properties of a Saline-Sodic Soil by Reclamation with Kallar Grass (*Leptochloa fusca*). *Plant and Soil*. 258:207-216.
6. Akinremi, O. O., and C. M. Cho. 1991. Phosphate and Accompanying Cation Transport in a Calcareous Cation-Exchange Resin System. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55:959-964.

7. Alhammadi, M. S., and D. M. Millar. 2006. Effect of Ionic Strength and Sodium Adsorption Ratio on the Flocculation/Dispersion of Two Surface Soils from Eastern Arkansas. *Soil Sci.* 171(12):960-967.
8. Al-Shammiri, M., A. Al-Saffar, S. Bohamad, and M. Ahmed. 2005. Waste Water Quality and Reuse in Irrigation in Kuwait Using Microfiltration Technology in Treatment. *Desalination.* 185:213-225.
9. American Public Health Association. 1989. *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater.* 17th edition. APHA, AWWA, WEF. Edition Port City Press, Baltimore, Maryland.
10. Amezketa, E. 2007. Use of an Electromagnetic Technique to Determine Sodidity in Saline-Sodic Soils. *Soil Use and Management.* 23:278-285.
11. Amrhein, C., and D. L. Suarez. 1991. Sodium-Calcium Exchange with Anion Exclusion and Weathering Corrections. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55:698-706.
12. Arora, Y., and N. T. Singh. 1980. Effect of Amount of Leaching Water and Method of Calcium Application on the Reclamation of a Saline Sodic Soil. *J. Indian Soc. Soil Sci.* 28(2):219-222.
13. Arora, Y., M. R. Chaudhary, and N. T. Singh. 1981. Dissolution Rate of Gypsum in Sodic Soils. *J. Indian Soc. Soil Sci.* 29(3):361-365.

14. Ayers, R. S., and D. W. Westcot. 1987. La calidad del agua en la agricultura. Traducido al español por J. F. Alfaro. Estudio FAO Riego y Drenaje 29 Rev. 1. Roma.
15. Bajwa, M. S., O. P. Choudhary, and A. S. Josan. 1992. Effect of Continuous Irrigation with Sodic and Saline-Sodic Waters on Soil Properties and Crop Yields under Cotton-Wheat Rotation in Northwestern India. *Agric. Water Manage.* 22:345-356.
16. Baruah, T. C., R. Pal., S. R. Poonia and R. S. Siyag. 1983. Exchange Equilibria of Sodium *versus* Calcium and Potassium in Some Aridisols. *J. Indian Soc. Soil Sci.* 31:394-402.
17. Beletse, Y. G., J. G. Annandale, J. M. Steyn, I. Hall, and M. E. Aken. 2008. Can Crops be Irrigated with Sodium Bicarbonate Rich CBM Deep Aquifer Water? Theoretical and Field Evaluation. *Ecol. Eng.* 1-11.
18. Bhardwaj, A. K., U. K. Mandal, A. Bar-Tal, A. Gilboa, and G. J. Levy. 2008. Replacing Saline-Sodic Irrigation Water with Treated Wastewater: Effects on Saturated Hydraulic Conductivity, Slaking, and Swelling. *Irrig. Sci.* 26:139-146.
19. Bingham, F. T. 1982. *Methods of Soil Analysis, Part 2. Chemical and Microbiological Properties*, Agronomy Monograph No. 9. (2nd Edition)- pp 431-447.
20. Bower, C. A. 1959. Cation-Exchange Equilibria in Soils Affected by Sodium Salts. *Soil Sci.* 88:32-35.

21. Bower, C. A., G. Ogata, and J. M. Tucker. 1968. Sodium Hazard of Irrigation Waters as Influenced by Leaching Fraction and by Precipitation or Solution of Calcium Carbonate. *Soil Sci.* 106(1):29-34.
22. Bower, C. A., L. V. Wilcox, G. W. Akin, and M.G. Keyes. 1965. An Index of the Tendency of CaCO₃ to Precipitation from Irrigation Waters, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 29:91-92
23. Bower, C.A., and J. O. Goertzen. 1955. Negative Adsorption of Salts by Soils. *Soil Sci. Soc. Proc.* 19:147-151.
24. Carmassi, G., L. Incrocci, R. Maggini, F. Malorgio, F. Tognoni, and A. Pardossi. 2007. An aggregated Model for Water Requirements of Greenhouse Tomato Grown in Closed Rockwool Culture with Saline Water. *Agric. Water Manage.* 88:73-82.
25. Causapé, J., L. Auqué, Ma. J. Gimeno, J. Mandado, D. Quilez, and R. Aragües. 2004. Irrigation Effects on the Salinity of the Arba and Riguel Rivers (Spain); Present Diagnosis and Expected Evolution Using Geochemical Models. *Env. Geol.* 45:703-715.
26. Chahal, R. S., and R. N. Kundu. 1985. Ameliorating Effects of Pyrites as Influenced by CaCO₃ in Saline Sodic Soils. *J. Indian Soc. Soil Sci.* 33:635-640.
27. Chauhan, C. P. S., and B. R. Tripathi. 1983. Reclamation Studies on Highly Saline-Sodic Soil of Semi-arid Tract in Uttar Pradesh. *J. Indian Soc. Soil Sci.* 31:587-595.

28. Chawla, K. L., and I. P. Abrol. 1982. Effect of Gypsum Fineness and Method of Incorporation on Reclamation of Sodic Soils. *J. Indian Soc. Soil Sci.* 30(3):348-352.
29. Choudhary, O. P. B., S. Ghuma, A. S. Josan, and M. S. Bajwa. 2006. Effect of Alternating Irrigation with Sodic and Non-Sodic Water on Soil Properties and Sunflower Yield. *Agric. Water Manage.* 85:151-156
30. Choudhary, O. P., A. S. Josan, and M. S. Bajwa. 2001. Yield and Fibre Quality of Cotton Cultivars as Affected by the Build-up of Sodium in the Soils with Sustained Sodic Irrigations under Semi-Arid Conditions. *Agricultural Water Management.* 49:1-9.
31. Cifuentes E., Bluentha U., G. Ruiz-Palacios G. Bennett S., y A. Peasey. 1994. Escenario epidemiológico del uso agrícola del agua residual: El Valle del Mezquital, México. *Salud Pública.* 36(1):3-9.
32. Comisión Nacional del Agua. 1995. Propuesta para la creación del centro de estudios sobre uso de aguas residuales en el Valle del Mezquital. México, D. F. Secretaria de Medio Ambiente, Recursos Naturales y Pesca, Gerencia Regional de Aguas del Valle de México.
33. Coras M., P. M. 2000. Calidad química del agua para riego. Universidad Autónoma Chapingo. Fitotecnia. Texcoco, Edo. de México.
34. Crosbie, R. S., J. D. Hughes, J. Friend and B. J. Baldwin. 2007. Monitoring the Hydrological Impact of Land use Change in a Small Agricultural Catchment Affected by Dryland Salinity in Central NSW, Australia. *Agric. Water Manage.* 88:43-53.

35. Deo, Ch., and P. Lal. 1982. Effect of Water Quality and Moisture Regime on Soil Properties and Yield of Mustard and Taramira (*Eruca sativa*). J. Indian Soc. Soil Sci. 30(3):411-414.
36. Doering, E. J., and W. O Willis. 1980. Effect of Soil Solution Concentration on Cation Exchange Relationships. Proc. Inter. Symp. On Salt-Affected Soils. Karnal, India.
37. Doneen, L. D. 1975. Water Quality for Irrigated Agricultural. *In*: A. Poljakoff, Mayber A., and J. Gale (eds.). Plant in Saline Environments. Springer-Verlang. New York. U. S. A.
38. Eaton, F. M. 1950. Significance of Carbonates in Irrigation Waters. Soil Sci. 69:123-133.
39. Endo, T., S. Yamamoto, T. Honna, and E. Eneji. 2002. Sodium-Calcium Exchange Selectivity as Influenced by Clays Minerals and Composition. Soil Sci. 167(2):117-125.
40. Evangelou, V. P., and F. J. Coale. 1987. Dependence of the Gapon Coefficient on Exchangeable Sodium for Mineralogically Different Soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 51:68-72.
41. Evangelou, V. P., and R. E. Phillips. 1987. Sensitivity Analysis on the Comparison between the Gapon and Vanselow Exchange Coefficients. Soil Sci. Soc. Am. J. 51:1473-1479.
42. Evangelou, V. P., and M. Marsi. 2003. Influence of Ionic Strength on Sodium-Calcium Exchange of Two Temperature Climate Soils. Plant and Soil. 259:307-313.

43. Fox, R. H. 1968. The Effect of Calcium and pH on Boron Uptake from High Concentrations of Boron by Cotton and Alfalfa. *Soil Sci.* 106(6):435-439.
44. Frenkel, H., and N. J. Alperovitch. 1984. The Effect of Mineral Weathering and Soil Solution Concentration on ESR-SAR Relationships of Arid and Semi-Arid Zone Soils from Israel. *J of Soil Sci.* 35:367-372.
45. Frenkel, H., A., and W. A. Hadas. 1978. The Effect of Salt Precipitation and High Sodium Concentrations on Soil Hydraulic Conductivity and Water Retention. *Water Resour. Res.* 14:217-221.
46. Gorbunov, N. I. 1967. *Pochbieni y Koloidiy I ij Srachenice dlia plodo Rodya.* Izdatielstvo Nauta. Moscú (En Ruso).
47. Goyal, R. S., and B. L. Jain. 1982. Use of Gypsum in Modifying Crust Conductive Conditions in Saline Water Irrigated Soils. *J. Indian Soc. Soil Sci.* 30(4):447-454
48. Grattan, S. R., and C. M. Grieve. 1994. Mineral Nutrient and Response by Plants Grown in Saline Environments. pp. 203-226. *In:* M. Pessarakly (ed.) *Handbook of Plant and Crops Stress.* Marcel Decker Inc. New York.
49. Greenberg, A. E. 1992. *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater.* 18th edition. APHA, AWWA, WEF.

50. Griffin, R. A., and J. J. Jurinak. 1973. Estimation of Activity Coefficients from the Electrical Conductivity of Natural Aquatic Systems and Soil Extracts. *Soil Sci.* 116(1):26-30.
51. Guerasimov, Ya., V. Dreving, E. Eriomin, A. Kiseliov, V. Lebeder, G. Panchenkov, and A. Shliguin. 1971. Teoría de los electrolitos. Traducción al español de González Marín Salvador. pp. 404-432 *In: Curso de Química Física. Cap. 16. Tomo II. Editorial MIR. Moscú.*
52. Gupta, I. C. 1983. Concept of Residual Sodium Carbonate in Irrigation Waters in Relation to Sodic Hazard in Irrigated Soils. *Curr. Agric.* 7(3/4):97-113.
53. Gupta, U. C., Y. W. Jame, C. A. Cambell, A. J. Leyshon, and W. Nicholaichuk. 1985. Boron Toxicity and Deficiency: A Review. *Can. J. Soil Sci.* 65(3):381-409.
54. Harron, W. R. A., G. R. Webster, and R. R. Cairns. 1983. Relationship between Exchangeable Sodium and Sodium Adsorption Ratio in a Solonetzic Soil Association. *Can. J. Soil Sci.* 63:461-467.
55. Harwad, M. E., and N. T. Coleman. 1953. Ion Exchange Equilibria on the Presence of Small Amounts of Electrolyte. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 17:339-342.
56. Hivakumaraswamy, K. S., and T. Satyanarayana. 1982. Effect of Soil Compaction and Solution Composition on Hydraulic Conductivity. *J. Indian Soc. Soil Sci.* 30(2):200-201.

57. Hoffman, G. J., R. S. Ayers, E. J. Doering, and B. L. Mc Neal. 1990. Salinity in Irrigated Agriculture. pp. 145-185. *In: Agricultural Irrigation. Chapter 5. Agronomy Monograph No. 30.* Madison.
58. Hussain, M., S. M. Ahmed, and W. Abderrahman. 2008. Cluster Analysis and Quality Assessment of Logged Water at an Irrigation Project, Eastern Saudi Arabia. *J. Environ Manage.* 86:297-307.
59. INEGI. 1992. Síntesis Geográfica del Estado de Hidalgo. México.
60. INIFAP. 1990. Análisis de la problemática del agua y perspectivas para la modernización de su uso en la agricultura de Guanajuato. Centro de investigaciones forestales y agropecuarias de Guanajuato. Campo experimental bajo. Celaya Guanajuato.
61. Jalali, M. 2006. Chemical Characteristics of Groundwater in Parts of Mountainous Region, Alvand, Hamadan. Iran. *Environ. Geol.* 51:433-366.
62. Jalali, M. 2007. Salinization of Groundwater in Arid and Semiarid Zones: an Example from Tajarak, Western Iran. *Environ. Geol.* 52:1133-1149.
63. Jalali, M., H. Merikhpour, M. J. Kaledhonkar, and S. E. A. T. M. Van Der Zee. 2008. Effects of Wastewater Irrigation on Soil Sodicity and Nutrient Leaching in Calcareous Soils. *Agric. Water Manage.* 95:143-153.

64. James, D. W., M. R. J. Hanks and J. J. Jurinak. 1982. Modern Irrigated Soils. Wile-Interscience Publication. U.S. A.
65. James, W. B., R. K. R. Hershberger, and L. S. Browning. 2008. Soil Solution and Exchange Complex Response to Repeated Wetting-Drying with Modestly Saline-Sodic Water. *Irrig. Sci.* 26:121-130.
66. Jurinak, J. J., and D. L. Suarez. 1990. The Chemistry of Salt-Affected Soils and Waters. pp. 42-63. *In*: Tanji, K. K. (ed). Agricultural Salinity Assessment and Management. Chapter 3. ASCE. Manuals and Reports on Engineering Practice No. 71. Published by American Society of Civil Engineers. New York.. U. S. A.
67. Jurinak, J. J., C. Amrhein, and R. J. Wagenet. 1984. Sodic Hazard: The Effect of SAR and Salinity and Overburden Materials. *Soil Sci.* 138(3):142-159.
68. Kaledhonkar, M. J., and A. K. Keshari. 2006a. Modelling the Effects of Saline Water use in Agriculture. *Irrig. Drain.* 55(2):177-190.
69. Kaledhonkar, M. J., and A. K. Keshari. 2006b. Regional Salinity Modeling for Conjunctive Water use Planning in Kheri Command. *J. Irrig. Drain. Eng. ASCE.* 132 (4):389-398.
70. Kaledhonkar, M. J., A. K. Keshari, and S. E. A. T. M. Van Der Zee. 2006. Relative Sensitive of ESP Profile to Spatial and Temporal Variability in Cation Exchange Capacity and Pore Water Velocity under Simulated Field Conditions. *Agric. Water Manage.* 83(172):58-68.

71. Kaledhonkar, M. J., N. K. Tyagi, and S. E. A. T. M. Van Der Zee. 2001. Solute Transport Modelling in Soil for Irrigation Field Experiments with Alkali Water. *Agric. Water Manage.* 51:153-171.
72. Kelley, W. P. 1963. Use of Saline Irrigation Water. *Soil Sci.* 95:385-391.
73. Keren, R., and S. Miyamoto. 1990. Reclamation of Saline, Sodic, and Boron-Affected Soils. pp. 410-431 *In: Tanji, K. K. (ed) Agricultural Salinity Assessment and Management. Chapter 19. ASCE. Manuals and Reports on Engineering Practice No. 71. Published by American Society of Civil Engineers. New York. U. S. A.*
74. Kopittke, P. M., H. B. So, and N. Menzies. 2006. Effect of Ionic Strength and Clay Mineralogy on Na-Ca Exchangeable and the SAR-ESP Relationship. *Euro. J. Soil Sci.* 57:626-633.
75. Kovda, V. A., C. Vanden Berg C., and R. M. Hogan. 1967. *International Source Book on Irrigation and Drainage of Arid Lands in Relation to Salinity and Alkalinity. FAO/UNESCO.*
76. Kumar, U. M., A. K. Bhardwaj, D. N. Warrington, D. Goldstein, A. T. Bar and G. J. Levy. 2008. Changes in Soil Hydraulic Conductivity, Runoff, and Soil Loss due to Irrigation with Different Types of Saline-Sodic Water. *Geoderma.* 144:509-516.
77. Langelier, W. F. 1936. The Analytical Control of Anti-Corrosion Water Treatment. *J. Am. Water Works Assn.* 28(10):1500-1521.

78. Läuchli, A., and E. Epstein. 1990. Plant Responses to Saline and Sodic Conditions. pp. 42-63. *In*: Tanji, K. K. (ed.). Agricultural Salinity Assessment and Management. Chapter 6. ASCE. Manuals and Reports on Engineering Practice No. 71. Published by American Society of Civil Engineers. New York. U. S. A.
79. Leffelaar, P. A., A. Kamphorst, and R. Pal. 1983. Nomographic Estimation of Activity Coefficients from the Electrical Conductivity Data of Soil Extracts. *J. Indian Soc. Soil Sci.* 31:20-27.
80. Letey, J., and G. L. Feng. 2007. Dynamic Versus Steady-State Approaches to Evaluate Irrigation Management of Saline Waters. *Agric. Water Manage.* 91:1-10.
81. Levy, G. J., A. I. Mamedov, and Goldstein. 2003. Sodidity and Water Quality Effects on Slaking of Aggregates from Semi-Arid Soils. *Soil Sci.* 168(8):552-562.
82. Levy, G. J., N. Sharshekeev and G. L. Zhuravskaya. 2002. Water Quality and Sodidity Effects on Soil Bulk Density and Conductivity in Interrupted Flow. *Soil Sci.* 167(10):692-700.
83. Levy, R., J. Shalhevet, and N. Alperovhitch. 1972. Selectivity Coefficients of Ca-Mg Exchange for three Montmorillonitic Soils. *Geoderma.* 8:133-138.
84. Li, Q. S., L. S. Willardson, L. X. Li, C. J. Liu, and L. Z. Wu. 2004. Amelioration of Saline-Sodic Soil with Mildly Saline Water in the Songnen Plain, Northeast China. *Soil Use and Management.* 20:439-443.

85. Maas, E. V., and G. J. Hoffman. 1977. Crop Salt Tolerante-Current Assessment. J. Irri. Drain. Div. ASCE. 103:115-134.
86. Mali, G. C., B. R. Chhipa, P. Lal, and P. C. Kanthaliya. 1982. Effect of Ca/Mg Ratio of Irrigation Water on Wheat Grown on a Loamy Sand Soil. J. Indian Soc. Soil Sci. 30(3):418-420.
87. Manchanda, H. R., and J. P. Singh. 1982. Wheat Growth in Chloride and Sulphate Dominant Saline Soils and the Effect of Phosphorus Application. J. Indian Soc. Soil Sci. 30(1):53-57.
88. Manchanda, H. R., and K. L. Chawla. 1931. Salt Profile Variations and Wheat Growth under Irrigation with Highly Saline Waters on Course Loamy Soils in South-Western Haryana. J. Indian Soil Sci. 29(4):504-511.
89. Manchanda, H. R., R. N. Garg, S. K. Sharma, and J. P. Singh. 1985. Effect of the Continuous Use of Sodium and Bicarbonate-Rich Irrigation Water with Gypsum and Farmyard Manure on Soil Properties and the Yield of Wheat in a Fine Loamy Soil. J. Indian Soc. Soil Sci. 33:876-883.
90. Manchanda, H. R., S. L. Verma, and S. S. Khanna. 1982. Identification of Some Factors for Use of Sodic Waters with High Residual Sodium Carbonate. J. Indian Soc. Soil Sci. 30(3):353-360.
91. Martínez J. 1986. Drenaje agrícola. Volumen 1. Edición del Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Madrid, España.

92. McNeal, B. L. 1968. Prediction of the Effect of Mixed-Salt Solutions on Soil Hydraulic Conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 32:190-193.
93. Minhas, P. S., R. K. Naresh, C. P. S. Chauhan, and R. K. Gupta. 1994. Field determined Hydraulic Properties of a Sandy Loam Soil Irrigates with Various Salinity and SAR. *Agric. Water Manage.* 25:97-108.
94. Mohamed, S. A., and D. M. Miller. 2006. Effect of Ionic Strength and Sodium Adsorption Ratio on the Flocculation/Dispersion of Two Surface Soils from Eastern Arkansas. *Soil Sci.* 171(12):960-967.
95. Munns, R., and M. Tester. 2008. Mechanisms of Salinity Tolerance. *Annu. Rev. Plant Biol.* 59:651-681.
96. Murtaza, G., A. Ghafoor, and M. Qadir. 2006. Irrigation and Soil Management Strategies for Using Saline-Sodic Water in a Cotton-Wheat Rotation. *Agric. Water Manage.* 81:98-114.
97. Nadler, A., and M. Magaritz. 1981. Expected Desviations from the ESP-SAR Empirical Relationships in Calcium and Sodium-Carbonate-Containing Arid Soils: Field Evidence. *Soil Sci.* 131(4):220-225.
98. Naidu, R., and P. Rengasamy. 1993. Ion Interaction and Constraints to Plant Nutrition in Australian Sodic Soils. *Aust. J. Soil Sci.* 31:801-819.

99. Negi, A. S., and A. B. Ghosh. 1980. Irrigation Water Quality of the Cold and Arid Region in Himachal Pradesh. *J. Indian Soc. Soil Sci.* 28(3):410-411.

100. Ortega M., Y. M. y Ma. J. S. Cíntora G. 2005. Boro, fósforo e índices de salinidad en las aguas residuales para riego agrícola en el Valle del Mezquital, Hidalgo. Tesis de Licenciatura en Biología. Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Estudios Superiores Zaragoza. México, D.F.

101. Ortega E., M. 1993. Causas del ensalitramiento y su efecto sobre los suelos. Colegio de Postgraduados. Centro de Hidrociencias. Montecillo, Estado de México.

102. Oster, J. D., and G. Sposito. 1980. The Gapon Coefficient and the Exchangeable Sodium Percentage-Sodium Adsorption Ratio Relation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:258-260.

103. Oster, J. D., and B. L. McNeal. 1971. Computation of Soil Solution Composition Variation with Water Content for Desaturated Soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 35:436-442.

104. Ould Ahmed, B. A., T. Yamamoto, V. Rasiah, M. Inoue, and H. Anyoji. 2007. The Impact of Saline Water Irrigation Management Options in Dune Sand on Available Soil Water and its Salinity. *Agric. Water Manage.* 88:63-72.

105. Pal, B., and B. R. Tripathi. 1982. Effect of EC and SAR of Water on Wheat and Barley Grown on Different Textured Soils. *J. Indian Soc. Soil Sci.* 30(3):421-423.

106. Pal, B., and U. V. Singh. 1985. Effect of Phosphorus on Yield and Nutrient Content in Berseem (*Trifolium alexandrinum* L.) Irrigated with Saline Waters. J. Indian Soc. Soil Sci. 33:646-653.

107. Paliwai K. V., and A. P. Gandhi. 1976. Effect of salinity, SAR, Ca:Mg Ratio in Irrigation Water, and Soil Texture on the Predictability of Exchangeable Sodium Percentage. Soil Sci. 122(2):85-90.

108. Pescod, M. B. 1992. Wastewater Treatment and Use in Agricultural. pp.114-117. Irrigation and drainage. Paper 47. FAO. Rome.

109. Pizarro F. 1985. Drenaje agrícola y recuperación de suelos salinos. 2^a. edición. Editorial Agrícola Española. Madrid, España.

110. Ponnampereuma, F. N., E. M. Tianco, and T. A. Loy. 1966. Ionic Strengths of the Solutions of Flooded Soils and Other Natural Aqueous Solutions from Specific Conductance. Soil Sci. 102(6):408-413.

111. Porcelli, A. C., F. H. G. Boem and R. S. Lavado. 1995. The K/Na and Ca/Na Ratios and Rapeseed Yield, under Soil Salinity and Sodidity. Plant and Soil. 175:251-255.

112. Prasad, A., D. Kumar, and D. V. Singh. 2001. Effect of Residual Sodium Carbonate in Irrigation Water on the Soil Sodification and Yield of Palmarosa (*Cymbopogon martinii*) and Lemongrass (*Cymbopogon flexuosus*). Agric. Water Manage. 50:161-172.

113. Pratt, P. F., and D. L. Suarez. 1990. Irrigation Water Quality Assessments. pp. 220-236. *In: Tanji, K. K. (ed.). Agricultural Salinity Assessment and Management. Chapter 11. ASCE. Manuals and Reports on Engineering Practice No. 71. Published by American Society of Civil Engineers. New York. U. S. A.*

114. Pratt, P. F., and L. F. Bair. 1969. Sodium Hazard of Bicarbonate Irrigation Waters. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 33:880-883.

115. Pratt, P. F., L. D. Whittig, and B. L. Grover. 1962. Effect of pH on the Sodium-Calcium Exchange Equilibria in Soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 26:227-230.

116. Rahil, M. H., and V. Z. Antonopoulos. 2007. Simulating Soil Water Flow and Nitrogen Dynamics in a Sunflower Field Irrigated with Reclaimed Wastewater. *Agric. Water Manage.* 92:142-150.

117. Rao, T. S., A. L. Page, and N. T. Coleman. 1968. The Influence of Ionic Strength and Ion-Pair Formation between Alkaline Earth Metals and Sulfate on Na-Divalent Cation-Exchange Equilibria. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 32:639-643.

118. Rathore, G. S., R. S. Khamparia, G. P. Gupta, and S. B. Sinha. 1980. Correlation Study of Water Soluble Boron with ECe and Silt plus Clay in Non-Saline and Low Saline Soils. *J. Indian Soc. Soil Sci.* 28(2):251-253.

119. Reeve, R. C., and G. H. Tamaddoni. 1965. Effect of Electrolyte Concentration on Laboratory Permeability and Field Intake Rate of a Sodic Soil. *Soil Sci.* 99(4):261-266.

120. Rhoades, J. D. 1972. Quality of Water for Irrigation. *Soil Sci.* 113(4):277-284.
121. Rhoades, J. D., and D. B. Krueger. 1968. Extraction of Cations from Silicate Mineral during the Determination of Exchangeable Cations in Soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 32:488-492.
122. Rhoades, J. D., A. Kandiah, and A. M. Mashali. 1992. The Use of Saline Waters for Crop Production. FAO. Irrigation and Drainage Paper No. 58. Rome.
123. Rhoades, J. D., F. Chaundi and S. Lesch. 1999. Soil Salinity Assessment. Methods and Interpretation of Electrical Conductivity Measurements. *Irrig. and Drain. Paper* 57. FAO. Rome.
124. Rhue, R. D., and R. S. Mansell. 1988. The effect of pH on Sodium-Calcium and Potassium-Calcium Exchange Selectivity for Cecil Soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52:641-647.
125. Richard, H. F. 1968. The Effect of Calcium and pH on Boron Uptake from High Concentrations of Boron by Cotton and Alfalfa. *Soil Sci.* 106(6):435-439.
126. Richards, L. A. 1973. Diagnóstico y rehabilitación de suelos salinos y sodicos. Manual No. 60. Editorial LIMUSA.
127. Rodier, J. 1978. Análisis de las aguas. Editorial Omega. Barcelona, España. pp. 159 – 197.

128. Rodvang, S. J., D. M. Mikalson, and M. C. Ryan. 2004. Changes in Ground Water Quality in an Irrigated Area of Southern Alberta. *J. Environ. Qual.* 33:476-487.
129. Rutkwski, T. L., Raschid-Sally and S. Buechler. 2007. Wastewater Irrigation in the Developing World-Two Case Studies from the Jathmandu Valley in Nepal. *Agric. Water Manage.* 88:83-91.
130. Ryan, J., S. Miyamoto, and J. L. Stroehlein. Short Communication. 1977. Relation of Solute and Sorbed Boron to the Boron Hazard in Irrigation Water. *Plant and Soil.* 47:253-256.
131. Salinity Laboratory Staff. U. S. 1954. Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils. U. S. Dept. Agric. Handbook 60. U. S. Washington, DC.
132. Secretaria de Medio Ambiente, Recursos Naturales y Pesca (SEMARNAP), y Universidad Autónoma Chapingo (UACh). 1997. Propuesta técnica del programa de desarrollo regional sustentable "Valle del Mezquital" Hidalgo. México. Dirección General de Programas Regionales. México.
133. Sharma, D. P. 1985. Evaluation of Water Infiltration Characteristics during the Reclamation of Sodic Soils. Short Communications. *J. Indian Soil Sci.* 33:893-895.
134. Sharma, D. R, and P. S. Minhas. 1998. Effect of Irrigation with Sodic Waters of Varying EC, RSC and SAR/adj. SAR on Soil Properties and Yield of Cotton-Wheat. *J. Indian Soc Soil Sci.* 46(1):116-119.

135. Sharma, M. K., S. R. Poonia, R. K. Gupta, and R. S. Siyag. 1994. Sodicty of Irrigation Waters in Relation to Precipitation/Dissolution of CaCO₃. J. Indian Soc. Soil Sci. 42(2):244-247.
136. Singh, Ch., M. R. Chaudhary, Y. Arora, and N. T. Singh. 1980. Effect of Different Concentrations of Gypsum Solution on Sodic Soils. J. Indian Soc. Soil Sci. 28(2):223-226.
137. Singh, J., and N. S. Randhawa. 1980. Boron Leaching and Regeneration Capacity in Saline Sodic Soils. J. Indian Soc. Soil Sci. 28(3):307-311.
138. Singh, K. D. N., C. R. Prasad, and Y. P. Singh. 1986. Comparative Study of Pyrites and Sulphitation Pressmud on Soil Properties, Yield and Quality of Sugarcane in Calcareous Saline-Sodic Soil of Bihar. J. Indian Soc. Soil Sci. 34:152-154.
139. Singh, R. B., P. S. Minhas, C. P. S. Chauhan, and R. K. Gupta. 1992. Effect of High Salinity and SAR Waters on Salinization, Sodication and Yields of Pearl-millet and Wheat. Agric. Water Manage. 21:93-105.
140. Singh, V. and S. P. Singh. 1983. Effect of Applied Boron on the Chemical Composition of Lentil Plants. J. Indian Soc. Soil Sci. 31:169-170.
141. Síntesis de Recursos Hidráulicos. S. R. H. 1971. Presencia del Boro en las aguas negras de la ciudad de México. México.

142. Sposito, G. 1977. The Gapon and Vanselow Selecting Coefficients. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41:1205-1206.
143. Suarez, D. L. 1981. Relation Between pH_c and Sodium Adsorption Ratio (SAR) and an Alternative Method of Estimating SAR of Soil or Drainage Waters. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45:469-475.
144. Suarez, D. L., J. D. Wood, and S. M. Lesch. 2006. Effect of SAR on Water Infiltration under a Sequential Reain-Irrigation Management System. *Agric. Water Manage.* 8:150-164.
145. Suyama, H., S. E. Benes, P. H. Robinson, S. R. Grattan, C. M. Grieve, and G. Getachew. 2007. Forage Yield and Quality under Irrigation with Saline-Sodic Drainage Water: Greenhouse Evaluation. *Agric. Water Manage.* 88:159-172.
146. Szabolcs, I. 1989. Salt Affected Soils. pp. 207-238. Cap 5. CRC. Press, Inc. Boca Raton, Florida
147. Tarchitzky, J., O. Lerner, U. Shani, G. Arye, A. Lowengart-Aycicegi, A. Brener, and Y. Chen. 2007. Water Distribution Pattern in Treated Wastewater Irrigated Soils: Hydrophobicity Effect. *Euro J. Soil Sci.* 58:573-588.
148. Tedeschi, A., and R. D. Aquila. 2005. Effects of Irrigation with Saline Waters, at Different Concentrations, on Soil Physical and Chemical Characteristics. *Agric. Water Manage.* 77:308-322.

149. Thayalakumaran, T., M. G. Bethune, and T. A. McMahon. 2007. Achieving a Salt Balance-Should it be a Management Objective?. *Agric. Water Manage.* 92:1-12.
150. Van Hoorn, J. W. 1971. Quality of Irrigation Water, Limits of Use and Prediction of Long Term Effects. pp. 117-135. *In: Irrigation and Drainage. Paper 7. Salinity Seminar. Baghdad. FAO. Rome.*
151. Velásquez M., M. A. 2001. Las variaciones de los procesos de adsorción de sodio en función de los diferentes valores de la relación de adsorción de sodio en las aguas residuales de la red hidrográfica de Zumpango-Ixmiquilpan, Valle del Mezquital, Hgo. Tesis de Doctorado en Ciencias. Colegio de Postgraduados. Montecillo Texcoco, Edo. de México.
152. Velásquez M., M. A., M., M. Ortega E., A. Martínez G., J. Kohashi S. y N. García C. 2002. Relación funcional PSI-RAS en las aguas residuales y suelos del Valle del Mezquital, Hidalgo, México. *Terra.* 20(4):459-464.
153. Verma, L. P. 1983. Tolerance of Wheat to Boron in Irrigation Water. *J. Indian Soc. Soil Sci.* 31:167-168.
154. Wienhold, B. J., and T. P. Trooien. 1998. Irrigation Water Effects on Infiltration Rate in Northern Great Plains. *Soil Sci.* 163(11):853-858.
155. Wilcox, L. V., G. Y. Blair and C. A. Bower. 1954. Effect of Bicarbonate on Suitability of Water for Irrigation. *Soil Sci.* 77(4):259-266.

156. Zia, M. H., M. Saifullah, M. Sabir, A. Ghafoor, and G. Murtaza. 2007. Effectiveness of Sulphuric Acid and Gypsum for the Reclamation of a Calcareous Saline-Sodic soil under Four Crop Rotations. *J Agron. & Crop Sci.* 193:262-269.

157. Zuo, Y., L. Ren, F. Zhang, and R. –F. Jiang. 2007. Bicarbonate Concentration as Affected by Soil Water Content Controls Iron Nutrition of Peanut Plants in a Calcareous Soil. *Plant Physiol. and Biochem.* 45:357-364.