



**COLEGIO DE POSTGRADUADOS**

INSTITUCIÓN DE ENSEÑANZA E INVESTIGACIÓN EN CIENCIAS AGRÍCOLAS

**CAMPUS MONTECILLO**

POSTGRADO DE HIDROCIENCIAS

**SALINIDAD EN SUELOS Y AGUAS SUPERFICIALES  
Y SUBTERRÁNEAS DE LA CUENCA EVAPORÍTICA  
DE RÍO VERDE-MATEHUALA, SAN LUIS POTOSÍ**

**DAVID VINICIO CARRERA VILLACRÉS**

TESIS  
PRESENTADA COMO REQUISITO PARCIAL  
PARA OBTENER EL GRADO DE:

**DOCTOR EN CIENCIAS**

MONTECILLO, TEXCOCO, EDO. MÉXICO

2011

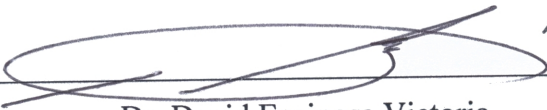
La presente tesis, titulada **Salinidad en suelos y aguas superficiales y subterráneas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala, San Luis Potosí**, realizada por el alumno **David Vinicio Carrera Villacrés** bajo la dirección del Consejo Particular indicado, ha sido aprobada por el mismo y aceptada como requisito parcial para obtener el grado de:


DOCTOR EN CIENCIAS

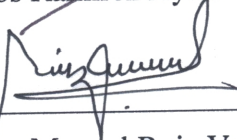
HIDROCIENCIAS

CONSEJO PARTICULAR:

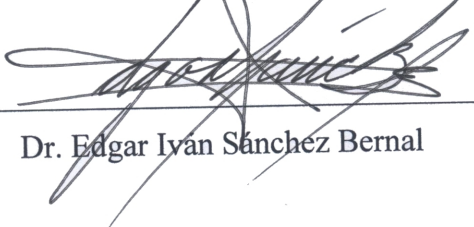
CONSEJERO:   
Dr. Héctor Manuel Ortega Escobar

ASESOR:   
Dr. David Espinosa Victoria

ASESOR:   
Dr. Carlos Ramírez Ayala

ASESOR:   
Dr. Víctor Manuel Ruiz Vera

ASESORA:   
Dra. Martha Alicia Velázquez Machuca

ASESOR:   
Dr. Edgar Ivan Sánchez Bernal

Montecillo, Texcoco, Edo. de México, Agosto de 2011.

# SALINIDAD EN SUELOS Y AGUAS SUPERFICIALES Y SUBTERRÁNEAS DE LA CUENCA EVAPORÍTICA DE RÍO VERDE-MATEHUALA, SAN LUIS POTOSÍ

David Vinicio Carrera Villarés, Dr.

Colegio de Postgraduados, 2011

El desarrollo geológico de la Sierra Madre Oriental y la Plataforma Valles-San Luis, estados de Querétaro y San Luis Potosí en donde se localiza la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala, formó una diversidad salina de aguas y suelos. La salinidad causa baja fertilidad y deterioro en los campos agrícolas, solamente el manantial de Media Luna riega aproximadamente 5000 ha, lo que hace relevante su estudio. Los objetivos de este trabajo fueron conocer la salinidad cuantitativa y cualitativa tanto en aguas como en suelos, además, determinar la vía evolutiva que toman las aguas en la meteorización por evaporación de las mismas como un ejemplo del calentamiento global y, relacionar los efectos de la salinidad de las aguas y suelos sobre los cultivos. La investigación fue no experimental transversal descriptiva con muestreos a juicio en aguas y suelos en invierno de 2009, primavera y otoño del 2010. En el muestreo de aguas se determinaron catorce mediciones en cada muestra: residuo seco evaporado y calcinado, cationes, aniones, pH, conductividad eléctrica, fósforo, boro, presión osmótica y nitratos. En el muestreo de suelos se realizaron varias relaciones suelo-agua y en cada muestra se determinaron veinte mediciones: residuo seco evaporado y calcinado, cationes, aniones, pH, conductividad eléctrica, fósforo, boro, presión osmótica, nitratos, densidad real y aparente, humedad, bases intercambiables, carbonatos de calcio equivalentes y yeso. Se siguió el modelo basado en la alcalinidad para determinar la vía evolutiva que toman las aguas y se comprobó la metamorfosis con un experimento de reconcentración de sales por evaporación. Cuando se determinó la salinidad cuantitativa tanto en aguas como en suelos resultó que son aceptables desde el punto de vista agrícola, lo cual confunde a los técnicos, sin embargo, cuando se estudió la salinidad cualitativa se descubrieron serios problemas en los suelos y cultivos. La razón principal fue que la salinidad primaria predominante fue sulfatada cálcica, sal poco soluble, no obstante, por el efecto de las aguas urbano-industriales y la evolución por evaporación del sistema la salinidad cambia a sulfatada magnésica, sal muy soluble, es decir, las concentraciones de  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  se incrementan considerablemente. Así, los suelos y cultivos son afectados.

**Palabras clave:** Geoquímica, evolución de las aguas, calentamiento global y sodicidad.

# SALINITY IN SOILS AND SURFACE WATER AND GROUNDWATER FROM THE BASIN EVAPORITIC OF RÍO VERDE-MATEHULA, SAN LUIS POTOSÍ

David Vinicio Carrera Villarés, Dr.

Colegio de Postgraduados, 2011

The geological development of the Sierra Madre Oriental and The Plataforma Valles-San Luis, states of Querétaro and San Luis Potosí where is located the basin evaporitic of Río Verde-Matehuala, formed a variety of water and saline soils. Salinity and low fertility cause damage in crops, only the spring Media Luna is irrigating about 5000 ha, therefore the study about salinity is very important. The objectives of this work were to know the quantitative and qualitative salinity in water and soils, moreover, to determine the water evolution by simulation evaporation as an example of global warming and, to relate the effects of salinity on crops. Nonexperimental descriptive cross-sectional research and the sampling trial were used on waters and soils in winter of 2009 and spring and fall 2010. Fourteen measurements on every sample of water were determined for: dry residues evaporated and burned, cations, anions, pH, electrical conductivity, phosphorus, boron, osmotic pressure and nitrates. Twenty measurements on every sample of soil were determined for various soil-water relations for: dry residues evaporated and burned, cations, anions, pH, electrical conductivity, phosphorus, boron, osmotic pressure, nitrates, real and apparent density, moisture, exchangeable bases, calcium carbonate equivalent and gypsum. The model based on the alkalinity was used to determine the water evolution and was checked with a simulation experiment by evaporation. When salinity was quantitatively determined in waters and soils that were found acceptable from the standpoint agriculture, which confuses the technical, however, when salinity was qualitatively determined in waters and soils that were found serious problems in soils and crops. The main reason was that salinity was the predominant primary calcium sulfate, this salt is sparingly soluble, nevertheless, the effect of urban-industrial water and evolution of the system by evaporation salinity changes to magnesium sulfate, this salt is very soluble, it means that the sodium, magnesium and sulfate concentrations are significantly increasing. Thus the soils and crops are affected.

**Key words:** Geochemistry, water evolution, global warming and sodicity

Esta tesis corresponde a los estudios realizados con la beca otorgada por el Gobierno de México, a través de la Secretaría de Relaciones Exteriores.

## AGRADECIMIENTO

Al Instituto Ecuatoriano de Crédito Educativo y Becas (IECE) por haberme preseleccionado y a la Secretaría de Relaciones Exteriores de México por haberme seleccionado, solo así me fue posible continuar los estudios de doctorado. Sin el apoyo del Gobierno de México hubiese sido difícil lograrlo, mi eterna gratitud hacia al pueblo Mexicano.

A mi país Ecuador, a pesar de su inestabilidad social y política su gente siempre tiene la fortaleza para dejar atrás la adversidad, mis abuelos y padres me lo han demostrado, espero algún día tener algo de esa tenacidad.

Al Doctor Héctor Manuel Ortega Escobar por la dirección de este trabajo; por invitarme a los recorridos de varios sistemas hidrográficos de México y explicarme la evolución geoquímica de los mismos; por las discusiones filosóficas que realizamos y las conclusiones que se pueden resumir en la formación de un espíritu libre y fuera de toda moral, ya que cualquier norma moral ata el espíritu crítico que debe prevalecer a todo análisis profundo que se haga de cualquier fenómeno y proceso que ocurre en la naturaleza, y que por lo tanto, creo yo, que con esta actitud se nos permitirá desechar la esquizoide social latinoamericana; y principalmente por su amistad, no tenga duda que su evangelio ha trascendido fronteras.

A los Doctores: David Espinosa Victoria, Carlos Ramírez Ayala, Víctor Manuel Ruiz Vera, Martha Alicia Velázquez Machuca y Edgar Iván Sánchez Bernal por la revisión, el tiempo y el apoyo que me brindaron para culminar mis estudios.

A todos los profesores y trabajadores de Colegio de Postgraduados, especialmente los del programa de Hidrociencias que siempre estuvieron listos para ayudarme.

## DEDICATORIA

Para la culminación de este trabajo y de los estudios en general tuve muchos problemas. En el inicio de esta aventura debí luchar entre otras con el reclutamiento obligatorio en el Ejército y la imposibilidad de seguir estudiando, con los trámites de las becas, con las complicaciones del consulado mexicano para otorgarme la visa de estudios, y con la falta de dinero. Mi madre Mercedes del Rocío Villacrés Raza fue la impulsora que me acompañó en cada una de estas batallas y una a una fuimos venciéndonlas, a mi madre se la dedico con mucho cariño, sin su apoyo incondicional absolutamente nada hubiese sido posible.

Este trabajo va dedicado a mi padre José Luis Carrera Falcón y a mis hermanos José Luis, Isadora y Felipe que me han enseñado que en esta vida no se puede contar con nadie más que con la familia, ellos siempre han sido mi soporte tácito en estos años lejos de mi patria.

En el desarrollo de esta investigación el trabajo de laboratorio y de escritorio fue inmenso, lastimosamente o ventajosamente por el simple hecho de ser ecuatoriano ya tengo una desventaja competitiva, todos los requisitos para poder obtener el grado de Doctor los tenía que realizar en menos tiempo de lo que señala el reglamento. Debí trabajar días enteros sin dormir en el laboratorio para generar los datos de los cuales está compuesto este estudio. Esas noches interminables de trabajo de laboratorio y después en la interpretación de los datos fueron posibles gracias a la ayuda de mi cómplice y compañera de la vida Jazmin Ramírez García, sin su ayuda el tiempo me hubiese sepultado y se hubiesen truncado mis pretensiones.

Ciertamente no se ha conseguido nada, tengo claro que solo somos partículas de las cuales está formado el universo, en este estado de la materia y en este espacio tiempo se ha tratado de comprender los procesos físicos y químicos que ocurren en las aguas y suelos e interpretarlos con la ayuda de las leyes universales.

	Página
1. INTRODUCCIÓN	1
2. OBJETIVOS E HIPÓTESIS	3
2.1       Objetivos generales	3
2.1.1     Aguas superficiales y subterráneas	3
2.1.2     Suelos sulfáticos	3
3. REVISIÓN DE LITERATURA	4
3.1       El uso de agua residual en el mundo y México	4
3.2       Origen de las sales	5
3.2.1     Principales minerales de la corteza terrestre	6
3.3       Peligro de la salinización sódica	6
3.3.1     Causas de la aparición del sodio intercambiable	7
3.4       Efectos de las sales solubles sobre los cultivos	8
3.4.1     Efecto osmótico	8
3.5       Peligro de la salinidad	9
3.6       Clasificación de las aguas para riego con base a la salinidad efectiva (SE)	10
3.7       Clasificación de las aguas para riego con base a la salinidad potencial (SP)	11
3.8       Relación de Adsorción de Sodio (RAS)	11
3.9       Índice de Saturación y la precipitación del $\text{CaCO}_3$ en función del RAS	12
3.10      Efecto del elemento boro	14
3.11      Efecto del elemento fósforo	14
3.12      Efecto del ión magnesio	15
3.13      Efecto de las concentraciones de los iones $\text{CO}_3^{2-}$ y $\text{HCO}_3^-$	15
3.14      Porcentaje de Sodio Intercambiable	16
3.15      Dureza	17
3.16      Valores de RAS y problemas de infiltración	17
3.17      Directrices sobre la calidad del agua	18
3.18      Descripción geológica	20
3.19      Meteorización y evolución geoquímica de las aguas subterráneas	26
3.20      Clasificación de los suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	27

4. MATERIALES Y MÉTODOS	32
4.1 Descripción geográfica del área de estudio	32
4.2 Toma de las muestras de agua y suelo	33
4.3 Métodos para el análisis de aguas	33
4.4 Métodos para el análisis de suelos	35
4.5 Métodos para la meteorización y evolución química de las aguas de Río Verde	37
4.6 Análisis estadístico	37
5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	39
5.1 Composición iónica de las aguas	40
5.2 Comprobación de la exactitud de los resultados	47
5.3 Distribución de frecuencia de los datos analíticos del muestreo de aguas	53
5.4 Distribución de cationes y aniones del muestreo de aguas	55
5.5 Clasificación de las aguas en base a la salinidad	59
5.5.1 Presión osmótica	60
5.5.2 Índice de salinidad	61
5.5.3 Índice de salinidad efectiva	67
5.5.4 Índice de salinidad potencial	69
5.6 Clasificación de las aguas en base a la sodicidad	71
5.6.1 Porcentaje de sodio intercambiable-Relación de adsorción de sodio (PSI-RAS)	79
5.6.2 Efecto de la concentración de iones $\text{CO}_3^{2-}$ y $\text{HCO}_3^-$	81
5.6.2.1 Porcentaje de sodio encontrado	81
5.6.2.2 Porcentaje de sodio posible (PSP)	83
5.6.2.3 Carbonato de sodio residual (CSR)	85
5.7 Clasificación de las aguas en base a su efecto sobre la infiltración	87
5.8 Clasificación de las aguas por toxicidad de iones específicos	95
5.8.1 Boro	96
5.8.2 Fósforo	98
5.8.3 Nitratos	103
5.8.4 Magnesio	107
5.9 Clasificación de las aguas por su dureza	111



5.10	Evolución y meteorización geoquímica de las aguas	115
5.10.1	Clasificación hidrogeoquímica	115
5.10.2	Metamorfosis de las aguas salinas por evaporación	122
5.10.2.1	Precipitación de la calcita	122
5.10.2.2	Precipitación de las sales de magnesio	123
5.10.2.3	Precipitación del yeso	124
5.10.2.4	Diagramas de evolución de las aguas por evaporación	125
5.10.2.5	Determinación cualitativa de las vías evolutivas	127
5.11	Muestreo de suelos	140
5.11.1	Propiedades físicas de los perfiles de suelos y las relaciones suelo-agua	140
5.11.1.1	Clasificación de los suelos, densidad aparente, densidad real y porosidad	141
5.11.1.2	Humedad	150
5.11.2	La reacción de neutralidad en los perfiles de suelo	153
5.11.3	Evaluación de las sales solubles en los perfiles de suelo	156
5.11.4	Clasificación de los suelos salinos de acuerdo a la teoría de Arinushkina	161
5.11.5	Distribución de cationes y aniones del muestreo de suelos	166
5.11.6	Bases intercambiables en los perfiles del muestreo de suelos	180
5.11.7	Clasificación del muestreo de suelos en base a la sodicidad	190
5.11.8	Carbonatos de calcio equivalentes en los perfiles del muestreo de suelos	195
5.11.9	Yeso en los perfiles del muestreo de suelos	200
5.11.10	Fósforo en los perfiles del muestreo de suelos	204
5.11.11	Boro en los perfiles del muestreo de suelos	207
5.11.12	Nitratos en los perfiles del muestreo de suelos	211
5.11.13	Relaciones funcionales del muestreo de suelos	214
5.11.14	Curso de extracción de sales solubles en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos	221
5.11.15	Curso de extracción del fósforo, boro y nitratos en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos	230
5.12	Medidas para el manejo de aguas y suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	236
6.	CONCLUSIONES	243
7.	RECOMENDACIONES	245

8.	<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	246
	ANEXO 1. Desarrollo geológico, hidrográfico, climático y edafológico de la zona de estudio	266
	ANEXO 2. Descripción de las determinaciones de laboratorio	287
	ANEXO 3. Descripción de las propiedades físicas de los suelos	300
	ANEXO 4. Distribución de los principales iones y elementos del muestreo de suelos	302
	ANEXO 5. Fotos de los muestreos de aguas y suelos de la zona de estudio	308

## ÍNDICE DE CUADROS

	Página
Cuadro 1. Clasificación de las aguas con base en la conductividad eléctrica	9
Cuadro 2. Clasificación de las aguas para riego de acuerdo a la salinidad efectiva	10
Cuadro 3. Clasificación de las aguas para riego de acuerdo al índice de salinidad potencial	11
Cuadro 4. Límites permisibles de boro para aguas de riego	14
Cuadro 5. Clasificación en base a los índices de Eaton	16
Cuadro 6. Clasificación del $\text{Ca}^{2+}$ como $\text{CaCO}_3$ para determinar su dureza	17
Cuadro 7. Directrices para interpretar la calidad de las aguas para riego	19
Cuadro 8. Secuencia de Chevotareb	26
Cuadro 9. Determinaciones físico-químicas para las aguas	34
Cuadro 10. Determinaciones físico químicas para los suelos	36
Cuadro 11. Localización geográfica del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica Río Verde-Matehuala	39
Cuadro 12. Composición iónica de las aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	43
Cuadro 13. Porcentajes permisibles de diferencia en los resultados analíticos	48
Cuadro 14. Factores de conductividad eléctrica para iones más comunes encontrados en aguas naturales	51
Cuadro 15. Clasificación del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala, en base a la sodicidad	72
Cuadro 16. Efecto posible del porcentaje de sodio encontrado en el muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	82
Cuadro 17. Porcentaje de sodio posible (PSP) del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	84
Cuadro 18. Carbonato de sodio residual del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	86
Cuadro 19. Vías evolutivas que toman los sistemas hidrográficos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	132
Cuadro 20. Metamorfosis y evolución de las aguas del manantial de Media Luna	133
Cuadro 21. Sales hipotéticas de la meteorización y evolución de las aguas del manantial de Media Luna	137

Cuadro 22.	Localización geográfica del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	140
Cuadro 23.	Cantidad de sales extraídas por distintos extractos acusosos de suelos salinos sulfáticos y sódicos	141
Cuadro 24.	Clasificación de los suelos salinos por el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos	157
Cuadro 25.	Tipos de salinidad de los suelos	161
Cuadro 26.	Contenido y composición de las sales en los suelos de diferentes tipo de salinidad	162
Cuadro 27.	Clasificación de los suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala de acuerdo al quimismo	163
Cuadro 28.	Datos analíticos del nivel freático del perfil 5	177
Cuadro 29.	Valores del PSI determinados por el método de Pfeffer y PSI calculado de acuerdo con el $RAS_{orig}$ (PS) y los diferentes K del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	187
Cuadro 30.	Interpretación de resultados para carbonatos de calcio equivalentes (NOM-021-RECNAT-2000)	195
Cuadro 31.	Clasificación de los resultados para $CaCO_3$ equivalentes (NOM-021-RECNAT-2000) de los perfiles del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	198
Cuadro 32.	Perfiles del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala en donde existe la probabilidad de encontrar yeso	202
Cuadro 33.	Concentraciones de fósforo de los extractos a PS y 1:5 en los perfiles del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	206
Cuadro 34.	Concentraciones de boro de los extractos a PS y 1:5 en los perfiles del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	210
Cuadro 35.	Concentraciones de nitratos de los extractos a PS y 1:5 en los perfiles del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	213

## ÍNDICE DE FIGURAS

		Página
Figura 1.	Plataforma Valles-San Luis (Carrasco <i>et al.</i> , 2004)	23
Figura 2.	Cartas geológicas de la zona de estudio con el muestreo de aguas	25
Figura 3.	Mapa de ubicación con sitios del muestreo de aguas	32
Figura 4.	Mapa de ubicación en donde se tomaron las muestras de suelo	35
Figura 5.	Relación entre la concentración de cationes (a), aniones (b) y la conductividad eléctrica del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	49
Figura 6.	Relación entre la concentración de sólidos totales disueltos (a), la presión osmótica (b) y la conductividad eléctrica del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	50
Figura 7.	Relación conjunta entre la conductividad eléctrica experimental y la conductividad eléctrica teórica, calculada a partir de la concentración en $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$ (a) y $\text{mg L}^{-1}$ (b) del muestreo de aguas	52
Figura 8.	Distribución de frecuencias con respecto a la conductividad eléctrica (a) y los sólidos totales disueltos (b) del muestreo de aguas	54
Figura 9.	Composición iónica del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	58
Figura 10.	Distribución espacial de la salinidad en base a la conductividad eléctrica (Richards <i>et al.</i> , 1959) del muestreo de aguas	63
Figura 11.	Distribución espacial de la calidad del agua para riego en base a la conductividad eléctrica (Ayers y Westcot, 1987) del muestreo de aguas	65
Figura 12.	Distribución espacial de la calidad del agua para riego en base a los sólidos totales disueltos del muestreo de aguas	66
Figura 13.	Distribución espacial de la calidad del agua para riego en base a la salinidad efectiva de muestreo de aguas	68
Figura 14.	Distribución espacial de la calidad del agua para riego en base a la salinidad potencial	70
Figura 15.	Diagrama de clasificación de las aguas para riego citado por Richards <i>et al.</i> (1959) del muestreo de aguas ( $\text{RAS}_{\text{orig}}$ )	75
Figura 16.	Diagrama de clasificación de las aguas para riego citado por Richards <i>et al.</i> (1959) del muestreo de aguas ( $\text{RAS}_{\text{aj}}$ )	76
Figura 17.	Diagrama de clasificación de las aguas para riego citado por Richards <i>et al.</i> (1959) del muestreo de aguas ( $\text{RAS}^{\circ}$ )	77

Figura 18.	Distribución espacial de la salinidad con base en el $RAS_{aj}$ del muestreo de aguas	78
Figura 19.	Relación PSI-RAS para las expresiones: (a) $PSI-RAS_{orig}$ , (b) $PSI-RAS_{aj}$ y (c) $PSI-RAS^o$ para el muestreo de aguas	80
Figura 20.	Reducción relativa de la infiltración provocada por la salinidad y los diferentes tipos de RAS para el muestreo de aguas	90
Figura 21.	Mapa de distribución espacial en base a la reducción relativa de la infiltración provocada por la salinidad y el $RAS_{aj}$ , para el muestreo de aguas.	94
Figura 22.	Concentración de boro en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	98
Figura 23.	Concentración de fósforo en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	103
Figura 24.	Concentración de nitrato en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	107
Figura 25.	Mapa de distribución espacial en base al peligro por magnesio para el muestreo de aguas	110
Figura 26.	Mapa de distribución espacial en base a la dureza para el muestreo de aguas	114
Figura 27.	Clasificación hidrogeoquímica del muestreo de aguas	118
Figura 28.	Relación entre la alcalinidad, el calcio y el equilibrio de la calcita del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	122
Figura 29.	Esquema del cambio de evolución de la vía carbonatada hacia la vía sulfatada de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	124
Figura 30.	Trayectos evaporíticos de las vías evolutivas sulfatadas y cálcicas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	125
Figura 31.	Diagrama de evolución de las aguas por evaporación	126
Figura 32.	Relación entre el $Ca^{2+}$ y $alc + SO_4^{2-}$ de las aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	129
Figura 33.	Diagrama de balance de iones de las aguas del manantial de Media Luna	134
Figura 34.	Evolución de las aguas de Media Luna para 250, 500 y 750 mL de evaporación	135
Figura 35.	Diagrama de trilineal en la metamorfosis de las aguas de Media Luna	135
Figura 36.	Concentración de las sales hipotéticas del experimento de evolución y meteorización del manantial de Media Luna	137

Figura 37.	Curvas de reconcentración del manantial de Media Luna, (a) cationes y (b) aniones	139
Figura 38.	Clasificación de los suelos según la FAO de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala, y sitios en donde se realizó los perfiles de suelos	145
Figura 39.	(a) densidad aparente y (b) densidad real del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	149
Figura 40.	(a) porosidad y (b) humedad del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	152
Figura 41.	(a) pH en relación suelo-agua PS y (b) pH en relación suelos-agua 1:5 de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	155
Figura 42.	(a) conductividad eléctrica en relación suelo-agua PS y (b) conductividad eléctrica en relación suelo-agua 1:5 de la cuenca evaporítica de Río verde-Matehuala	160
Figura 43.	(a) composición iónica en relación suelo-agua PS y (b) composición iónica en relación suelo-agua 1:5 del perfil 1, en el muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	167
Figura 44.	(a) composición iónica en relación suelo-agua PS y (b) composición iónica en relación suelo-agua 1:5 del perfil 2, en el muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	168
Figura 45.	(a) composición iónica en relación suelo-agua PS y (b) composición iónica en relación suelo-agua 1:5 del perfil 3, en el muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	169
Figura 46.	(a) composición iónica en relación suelo-agua PS y (b) composición iónica en relación suelo-agua 1:5 del perfil 4, en el muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	170
Figura 47.	(a) composición iónica en relación suelo-agua PS y (b) composición iónica en relación suelo-agua 1:5 del perfil 5, en el muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	171
Figura 48.	(a) composición iónica en relación suelo-agua PS y (b) composición iónica en relación suelo-agua 1:5 del perfil 6, en el muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	172
Figura 49.	(a) composición iónica en relación suelo-agua PS y (b) composición iónica en relación suelo-agua 1:5 del perfil 7, en el muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	173
Figura 50.	(a) composición iónica en relación suelo-agua PS y (b) composición iónica en relación suelo-agua 1:5 del perfil 8, en el muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	174

Figura 51.	(a) composición iónica en relación suelo-agua PS y (b) composición iónica en relación suelo-agua 1:5 del perfil 9, en el muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	175
Figura 52.	Distribución de las bases intercambiables en el perfil 1 (a) y en el perfil 2 (b) del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	183
Figura 53.	Distribución de las bases intercambiables en el perfil 3 (a) y en el perfil 4 (b) del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	184
Figura 54.	Distribución de las bases intercambiables en el perfil 6 (a) y en el perfil 9 (b) del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	185
Figura 55.	Diagrama de clasificación citado por Richards <i>et al.</i> (1959), de los perfiles del muestreo de suelos (PS) de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala ( $RAS_{orig}$ )	191
Figura 56.	Diagrama de clasificación citado por Richards <i>et al.</i> (1959), de los perfiles del muestreo de suelos (PS) de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala ( $RAS_{aj}$ )	192
Figura 57.	Diagrama de clasificación citado por Richards <i>et al.</i> (1959), de los perfiles del muestreo de suelos (PS) de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala ( $RAS^o$ )	193
Figura 58.	Distribución del %CaCO <sub>3</sub> equivalente de los perfiles del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	199
Figura 59.	Relación entre la conductividad eléctrica en dS m <sup>-1</sup> y la concentración de sólidos totales disueltos en mg L <sup>-1</sup> . (a) extracto de saturación y (b) relación 1:5 del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	217
Figura 60.	Relación entre la conductividad eléctrica en dS m <sup>-1</sup> y la concentración de cationes en mmol <sub>c</sub> L <sup>-1</sup> . (a) extracto de saturación y (b) relación 1:5 del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	218
Figura 61.	Relación entre la conductividad eléctrica en dS m <sup>-1</sup> y la concentración de aniones en mmol <sub>c</sub> L <sup>-1</sup> . (a) extracto de saturación y (b) relación 1:5 del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	219
Figura 62.	Relación entre la conductividad eléctrica en dS m <sup>-1</sup> y la presión osmótica en atm. (a) extracto de saturación y (b) relación 1:5 del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala	220
Figura 63.	Curso de extracción de sales solubles en función de las relaciones suelo-agua	221



Figura 64.	Curso de extracción de sales solubles en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. (a) perfil 1, (b) perfil 2 y (c) perfil 3	223
Figura 65.	Curso de extracción de sales solubles en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. (a) perfil 4, (b) perfil 5 y (c) perfil 6	224
Figura 66.	Curso de extracción de sales solubles en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. (a) perfil 7, (b) perfil 8 y (c) perfil 9	225
Figura 67.	Cálculo de las ecuaciones de extracción de sales solubles en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. (a) perfil 1, (b) perfil 2 y (c) perfil 3	226
Figura 68.	Cálculo de las ecuaciones de extracción de sales solubles en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. (a) perfil 4, (b) perfil 5 y (c) perfil 6	227
Figura 69.	Cálculo de las ecuaciones de extracción de sales solubles en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. (a) perfil 7, (b) perfil 8 y (c) perfil 9	228
Figura 70.	Cálculo de las ecuaciones de extracción del fósforo soluble en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. (a) perfil 1, (b) perfil 2 y (c) perfil 3	232
Figura 71.	Cálculo de las ecuaciones de extracción del fósforo soluble en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. (a) perfil 4, (b) perfil 5 y (c) perfil 6	233
Figura 72.	Cálculo de las ecuaciones de extracción del fósforo soluble en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. (a) perfil 7, (b) perfil 8 y (c) perfil 9	234
Figura 73.	Cálculo de las ecuaciones de extracción del boro soluble en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. (a) perfil 6, (b) perfil 7 y (c) perfil 8	235
Figura 74.	Cálculo de las ecuaciones de extracción del boro soluble en función de las relaciones suelo-agua del perfil 9, en el muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.	236

## 1. INTRODUCCIÓN

Hoy día los volúmenes disponibles de agua dulce para uso agrícola y urbano-industrial a nivel mundial han disminuido considerablemente, ésto es consecuencia del uso excesivo de aguas superficiales y subterráneas destinadas al riego agrícola para la producción de alimentos de una población en constante crecimiento, de los requerimientos hídricos de la industria y de las necesidades de agua potable de las megalópolis que hacen un uso indiscriminado del recurso, a lo anterior hay que agregar la nueva distribución de este elemento en el planeta, derivado de las variaciones climáticas terrestres y en menor escala de las actividades humanas. Ante la escasez de agua se ha optado por el uso de fuentes hídricas alternas como es el uso de aguas residuales tratadas y sin tratamiento. Es así que en algunos lugares como es la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala, S. L. P. actualmente se están utilizando aguas residuales que son vertidas al cauce de Río Verde que provienen de las distintas poblaciones de la zona del valle de Río Verde S. L. P., y de los valles de los ríos Ayutla, Jalpan, Extorax y Santa María.

Las malas prácticas de irrigación que no consideran métodos modernos de aplicación como los riegos presurizados, conducen a que se presenten en los suelos diversos procesos de salinización y sodificación, así como también diferentes procesos de erosión. Se calcula que la pérdida de tierras agrícolas debido a los procesos de acumulación de sales en los suelos es de aproximadamente 1.5 millones ha año<sup>-1</sup> (Diaw *et al.*, 2002).

Las aguas de origen urbano-industrial poseen concentraciones elevadas de sales debido a las condiciones en las que se desarrollan las ciudades (Mendoza, 2009 y Castro, 2011). Sin embargo, las diferentes fuentes de agua como lagos, lagunas, manantiales y acuíferos pueden contener altas concentraciones de sales debido a que éstas se encuentran en contacto con rocas y evaporitas de origen marino, que se formaron en el Mesozoico donde las condiciones de aridez prevalecieron.

En éste trabajo de investigación se caracterizaron las aguas superficiales de la Plataforma Valles-San Luis que comprende la zona delimitada por los ríos Ayutla, Extorax, Santa María, Jalpan y Río Verde, además de abarcar aguas de pozos profundos de las zonas de Cd. del Maíz y de Matehuala, S. L. P.

Para conocer las vías evolutivas geoquímicas de las diferentes aguas de la Plataforma Valles-San Luis se establecieron experimentos de evaporación de las aguas del manantial de Media Luna que riega el valle de Río Verde.

Los distintos suelos que se tienen en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala y que contienen diferentes concentraciones de sales y de yeso son regados con aguas superficiales y subterráneas de la Plataforma Valles-San Luis, de ahí que, como complemento de éste estudio también se caracterizaron desde el punto de vista físico-químico diferentes perfiles edafológicos con la intención de conocer como se distribuyen las sales solubles en profundidad debido a la aplicación de aguas de riego con distintos contenidos de sulfatos.

Con la finalidad de establecer los peligros de sodificación debido al uso de las diferentes aguas se determinaron los valores de la Relación de Adsorción de Sodio en diferentes conceptualizaciones.

Por último, se establecieron las características geoquímicas de las aguas de la Plataforma Valles-San Luis mediante el uso de la clasificación geoquímica de Piper.

## **2. OBJETIVOS E HIPÓTESIS**

### **2.1 Objetivos generales**

#### **2.1.1 Aguas superficiales y subterráneas**

Determinar las características físico-químicas de las aguas superficiales y subterráneas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

Determinar las vías evolutivas geoquímicas de las aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

#### **2.1.2 Suelos sulfáticos**

Determinar las sales solubles en diferentes relaciones de extracción suelo-agua de distintos perfiles edafológicos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

### **2.2 Hipótesis**

La determinación de las vías evolutivas geoquímicas de las aguas superficiales y subterráneas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala nos permiten comprender el carácter sulfático de estas aguas y suelos.

### 3. REVISIÓN DE LITERATURA

#### 3.1 El uso de agua residual en el mundo y en México

En las regiones áridas y semiáridas del mundo, como es la cuenca evaporítica de río Verde-Matehuala, el recurso hídrico es cada vez más escaso por lo que cualquier fuente de agua adquiere relevancia para la supervivencia y el desarrollo socioeconómico. A nivel mundial, después de la República Popular de China; México es el país que más agua residual emplea en actividades agrícolas (Mara y Cairncross, 1990). En América Latina, México es la nación que más hectáreas irriga con aguas servidas no tratadas (Garza, 1994).

Haruvy (1997) señala que Israel es el país que está a la vanguardia en el uso planificado de aguas residuales, con un total del 70% del agua que demandará la agricultura en el 2040 a ser proveída mediante el tratamiento del efluente.

En México existen más de 30 escenarios donde la irrigación agrícola depende de las aguas negras generadas por igual número de poblaciones. En numerosos lugares de México no hay vigilancia ni control sanitario alguno para la reutilización de este recurso. Los lugares donde se utilizan aguas residuales para la producción agrícola son: Aguascalientes, Chihuahua, Cd. Juárez, Durango, Guadalajara, La Laguna, Monterrey, Morelia, Obregón, Puebla, Querétaro y el Valle del Mezquital (Garza, 1994). El Valle del Mezquital, en el Estado de Hidalgo, después de China es el mayor campo agrícola del mundo regado con la aguas negras provenientes de la Ciudad de México con aproximadamente 130 000 ha.

La utilización de aguas residuales para la agricultura en el mundo adquiere relevancia desde el punto de vista de la salinidad, puesto que existen varios estudios en donde se demuestra que su uso ha provocado el deterioro y la sodificación de los suelos, y como es conocido la salinidad sódica es muy tóxica para los cultivos (Velázquez *et al.*, 2002; Agassi *et al.*, 2003; Hahn *et al.*, 2006; Ortega y Orellana, 2007; Bhardwaj *et al.*, 2008)

### **3.2 Origen de las sales**

En todo el planeta hay grandes extensiones de depósitos salados, la mayor corteza de sal del mundo se encuentra en la zona fría y desértica del Altiplano boliviano llamado el salar de Uyuni, éste contiene enormes riquezas mineras, y es aquí que se encuentra el mayor potencial de litio que existe en la tierra. El salar de Uyuni está alejado del Océano, por lo que es muy importante señalar, que los suelos salinos también se pueden presentar en lugares alejados del mar.

En estos lugares se explotan desde la antigüedad. De tal manera que se obtienen cloruro de sodio para la alimentación, los carbonatos de sodio para detergentes, boratos para activar la fusión de los metales, los nitratos para fabricar pólvora y fertilizantes, al igual que la potasa. La potasa se extrae de evaporitas marinas y también de salmueras continentales. El carbonato de sodio se utiliza mucho en la industria química, y ésta se produce a partir del cloruro de sodio y de carbonato de calcio. El sulfato de sodio se utiliza en la industria del papel y del vidrio. Las zeolitas son silicoaluminatos hidratados de sodio, potasio y calcio que se encuentran en los lagos salado-alcálinos. También se pueden utilizar para extraer algunos elementos radioactivos de los vertidos de las centrales nucleares (Risacher y Fritz, 1995).

De acuerdo a Fersman (1973), la geoquímica de las sales sobre la tierra está basada en la solución y la extracción de los iones desde los minerales, en el transcurso del intemperismo seguido por su precipitación y acumulación bajo condiciones específicas físico geográficas. La secuencia de extracción de los iones, su velocidad de migración y la capacidad de algunos iones de acumularse en depresiones en forma de sales, están en dependencia directa por el coeficiente de energía de los iones, el radio iónico, la valencia y la estabilidad de los cristales que los compone.

Polynov (1973a, b) dividió los elementos químicos en categorías de acuerdo a su movilidad en el intemperismo y a la capacidad de migración. La formación de los suelos salinos en las épocas actuales, es parte de estos procesos geoquímicos que han ocurrido en la tierra desde el inicio de su formación y consiste en el intercambio y diferenciación de las sales entre el magma, los océanos, la corteza y la superficie de los continentes.

### 3.2.1 Principales minerales de la corteza terrestre

En la corteza continental como en la oceánica los minerales están constituidos por átomos de oxígeno cargados negativamente que se unen con átomos de otros elementos pequeños cargados positivamente, de los cuales el más importante es el silicio. El cuarzo es un silicato cuya fórmula es  $\text{SiO}_2$ . Álvarez (2009) explica que se puede diferenciar entre minerales de la corteza continental y oceánica. Las rocas de la corteza continental están dominadas por cuarzo y por otros dos minerales de silicio llamados feldespatos, que contienen aluminio, sodio y potasio. Los minerales de la corteza oceánica son silicatos en los que el calcio y el magnesio son importantes. El olivino, el piroxeno y el feldespato rico en calcio son prominentes en la corteza oceánica. Los minerales oceánicos son más densos que los continentales lo que explica la diferencia de altura entre cuenca oceánica y continente.

Minerales de la corteza continental y su composición química

Cuarzo	$\text{SiO}_2$
Feldespato potásico	$\text{KAlSi}_3\text{O}_8$
Feldespato sódico	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$

Minerales de la corteza oceánica y su composición química

Olivino	$\text{Mg}_2\text{SiO}_4$
Piroxeno	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$
Feldespato cálcico	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$

En síntesis desde el punto de vista de la salinidad el  $\text{K}^+$  y  $\text{Na}^+$  caracterizan la corteza continental, mientras que el  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  caracterizan la corteza oceánica. Estos minerales son los más importantes en la zona de estudio por su pasado geológico marino.

### 3.3 Peligro de la salinización sódica

La alta toxicidad de las sales de los carbonatos de sodio y las propiedades físicas extremadamente desfavorables que dan las sales de sodio a los suelos y espesores subyacentes, conducen a que los suelos alcalinos con salinidad sódica se caractericen por tener baja fertilidad.

La existencia de carbonatos y bicarbonatos de metales alcalinos, condicionan la aparición en los suelos de salinización sódica de una reacción fuertemente alcalina. El pH de estos suelos es mayor a 8.5, generalmente entre 9 y 11.

En suelos alcalinos, los bicarbonatos y carbonatos de los metales alcalinos pueden existir prácticamente en forma pura o en mezclas con cloruros y sulfatos. Por eso es necesario diferenciar suelos sódico-sulfáticos y suelos sódico-clorhídricos. Existe una función directa entre la alcalinidad de los extractos acuosos de estos suelos y la cantidad de sodio intercambiable: Entre mayor sea la alcalinidad debida a carbonatos y bicarbonatos, compuestos alcalinos y pH, de los suelos con salinidad sódica, mayor es el grado de saturación del suelo con sodio intercambiable (Richards *et al.*, 1959; Ruiz y Wu, 2006).

En resumen, cuando se tiene predominancia del ion sodio en comparación con el ion calcio, se produce la dispersión en los suelos, esto evita que los nutrientes disueltos en el agua lleguen a la zona radical.

### **3.3.1 Causas de la aparición del sodio intercambiable**

La alta concentración de electrolitos en los suelos salinos anula la carga de las micelas de los coloides de los suelos y provoca su deshidratación, quitando películas de agua durante la hidratación de los iones de los electrolitos. Los suelos salinos se encuentran coagulados, que cementan la masa del suelo en agregados más o menos diferenciados

Los cationes que son adsorbidos por los coloides del suelo, de acuerdo con la acción de aumentar la movilidad de los coloides del suelo, se colocan en la siguiente serie de descenso llamada “serie de Hofmeister”:  $\text{Li}^+ > \text{Na}^+ > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Ba}^{2+}$ . La aparición de los suelos sódicos está relacionada con el  $\text{Na}^+$  y solamente en menor grado con el  $\text{K}^+$  (Ortega, 1976).

Los suelos sódicos presentan diversos problemas para la agricultura, entre otros se tiene variaciones en la conductividad hidráulica, gran dureza cuando se deshidratan y en caso contrario gran plasticidad cuando se hidratan y también problemas de infiltración que se explicaran más adelante.



El calcio es un buen coagulante al formar flóculos permitiendo que el suelo tenga una estructura granulada, contrario a lo que sucede con el  $\text{Na}^+$ . Esto es porque el sodio se disocia en mucho mayor grado de la superficie coloidal que el calcio, en la capa difusa aparecen más iones de sodio que de calcio y magnesio. Cuando el sodio es el ion predominante en la capa difusa, la carga de partículas coloidales no se neutraliza totalmente y estas se repelen, a este proceso, cuando las partículas del suelo se convierten en unidades independientes, se le llama dispersión. Alrededor del sodio y de los coloides, aumenta la hidratación favoreciendo la peptización de los coloides y en definitiva el suelo en el agua (Ortega, 1976).

Varios estudios muestran que cuando la doble capa difusa está saturada con cationes divalentes, está más comprimida que cuando lo está con cationes monovalentes, lo que constituye el efecto floculante de los cationes divalentes (Richards *et al.*, 1959; Oster, 1994; Velázquez *et al.*, 2002; Ruda *et al.*, 2005)

Cuando la carga sin neutralizar de las partículas es alta, éstas se repelen mutuamente y el suelo se dispersa en el agua y lo hace más plástico. El suelo con buena estructura tiene partículas coloidales con pequeña carga residual, y ocasiona que las propiedades agronómicas de los suelos sean buenas, así el suelo no se dispersa, la fracción arcillosa no tiene movilidad y el agua se infiltra fácilmente (Ayers y Westcot, 1987).

### **3.4 Efectos de las sales solubles sobre los cultivos**

La acumulación de las sales en la zona radical de las plantas, es un factor que impide el crecimiento y desarrollo adecuado de los mismos. Existen tres problemas concretos al respecto, estos son el efecto osmótico, la concentración total de sales solubles, la concentración relativa del sodio con respecto a otros cationes (principalmente calcio y magnesio), la toxicidad por ion específico. Bajo ciertas condiciones, la concentración de bicarbonatos con relación a la concentración de calcio más magnesio también es importante de tomar en cuenta (Aceves, 1979).

### 3.4.1 Efecto osmótico

Es necesario diferenciar el potencial osmótico y la presión osmótica. El potencial osmótico se refiere a la presencia de solutos en la solución, este es equivalente a la presión osmótica en magnitud, pero de signo contrario. El potencial osmótico se expresa en términos de energía, mientras que la presión osmótica siempre se expresa en unidades de presión.

### 3.5 Peligro de la Salinidad

La calidad de las aguas para riego está determinada por la concentración y la composición de constituyentes disueltos en el agua, durante la evaluación del uso de una agua de riego en la agricultura es necesario establecer la salinización e incremento de las concentraciones de algunos iones. Richards *et al.* (1959) definió valores umbrales de CE y ha puesto parámetros para evitar la salinización de los suelos. Con base en la conductividad eléctrica las aguas se clasifican de acuerdo al Cuadro 1.

Cuadro 1. Clasificación de las aguas con base en la conductividad eléctrica (Richards *et al.*, 1959).

Clasificación	Tipo	CE $\mu\text{S cm}^{-1}$	Observaciones
C1	Aguas de Baja salinidad	<250	Existe en condiciones normales de riego
C2	Aguas de salinidad media	250-750	Necesita un moderado lavado
C3	Aguas altamente salinas	750-2250	No utilizar en suelos sin drenaje
C4	Aguas muy altamente salinas	>2250	Debe lavarse

C1: Las aguas bajas en salinidad se pueden usar para riego en la mayoría de cultivos, en casi cualquier tipo de suelo sin temor ocurra un problema por la salinidad. Tal vez se requiera algún lavado, pero es necesario un buen sistema de riego, exceptuando suelos de pobre permeabilidad.

C2: Las aguas de salinidad media se utilizan siempre que haya un lavado moderado. Sin embargo, es factible la producción de cultivos moderadamente tolerantes a las sales, sin un control de salinidad riguroso.

C3: Las aguas altamente salinas no se pueden utilizar en suelos sin drenaje. Si existiera un tipo de drenaje, se necesitarían prácticas especiales de control de salinidad y los cultivos a regar deberían ser muy tolerantes a las sales.

C4: Las aguas muy altamente salinas no son apropiadas para riego bajo condiciones normales. Sin embargo, se pueden utilizar ocasionalmente cuando los suelos son permeables, se debe aplicar exceso de agua y seleccionar cultivos altamente tolerantes a las sales.

### 3.6 Clasificación de las aguas para riego con base en la salinidad efectiva (SE)

Aceves (1979) al igual que Aguilera y Martínez (1996) indican el peligro de las sales más solubles del agua al formar parte de la solución del suelo; al sustraerse de la concentración total los carbonatos de calcio y magnesio y los sulfatos de calcio, cuando estos se precipitan en el agua de riego, pasan a formar parte de la solución del suelo y dejan de participar en el ascenso de la presión osmótica.

Se calcula la salinidad efectiva con lo siguiente:

Si  $Ca^{2+} \geq (CO_3^{2-} + HCO_3^- + SO_4^{2-})$  Entonces:

SE=suma de cationes-  $(CO_3^{2-} + HCO_3^- + SO_4^{2-})$

Si  $Ca^{2+} < (CO_3^{2-} + HCO_3^- + SO_4^{2-})$  pero  $Ca^{2+} > (CO_3^{2-} + HCO_3^-)$  Entonces:

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

Si  $Ca^{2+} < (CO_3^{2-} + HCO_3^-)$  pero  $(Ca^{2+} + Mg^{2+}) > (CO_3^{2-} + HCO_3^-)$  Entonces:

SE=suma de cationes-  $(CO_3^{2-} + HCO_3^-)$

Si  $(Ca^{2+} + Mg^{2+} < CO_3^{2-} + HCO_3^-)$  Entonces:

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

Todos los iones se expresan en  $mmol_c L^{-1}$ , se puede observar que a la suma de cationes se le resta el comportamiento de las sales que se pueden precipitar y que, por lo tanto se encuentran en menor cantidad, puesto que estos son los que determinan la cantidad máxima de sal que se puede precipitar en un momento dado. El Cuadro 2 indica la clasificación.

Cuadro 2. Clasificación de las aguas para riego de acuerdo a la salinidad efectiva (Aceves, 1979; Aguilera y Martínez, 1996)

Clase	Salinidad efectiva en $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$
Buena	<3.0
Condicionada	3.0-15.0
No recomendable	>15.0

### 3.7 Clasificación de las aguas para riego con base en la salinidad potencial (SP)

Aceves (1979) y Aguilera y Martínez (1996) determinan la cantidad de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  que afectan a los cultivos debido al aumento de la presión osmótica de la solución del suelo. Los cloruros y los sulfatos son sales que permanecen en la solución del suelo siempre que la humedad aprovechable para las plantas sea < 50%. En el Cuadro 3 se tiene la clasificación.

La ecuación que se utiliza para determinar la salinidad potencial es:

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

Las concentraciones están en  $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$ .

Cuadro 3. Clasificación de las aguas para riego de acuerdo al índice de salinidad potencial (Aceves, 1979; Aguilera y Martínez, 1996)

Clase	Salinidad potencial en $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$
Buena	<3.0
Condicionada	3.0-15.0
No recomendable	>15.0

### 3.8 Relación de adsorción de sodio (RAS)

La presencia de  $\text{Na}^+$  en las aguas de riego conduce a que, de manera paulatina, éste aumente en la solución del suelo y se tengan cambios en las relaciones catiónicas de los sitios de intercambio (Ruiz y Wu, 2006). Existen varios estudios sobre los procesos de intercambio catiónico  $\text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ , en condiciones de equilibrio químico, y éstos se han explicado en términos termodinámicos, aplicando la ley de acción de masas, la teoría estadística termodinámica y la teoría de la doble capa eléctrica. Las ecuaciones obtenidas de estos estudios se aplicaron para describir la relación entre los cationes solubles en la solución de los suelos y aquellos cationes que se encuentran adsorbidos en la fase sólida de los suelos. La ecuación de Gapon, utilizada ampliamente en el manejo de las aguas y suelos salinos ha mostrado resultados bastante satisfactorios (Endo *et al.*, 2002).

En trabajos de investigación se encontró que el RAS de las aguas de riego está altamente correlacionado 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).

Debido a que la concentración de  $Ca^{2+}$  varía sensiblemente como consecuencia de los procesos de precipitación o disolución, las formulaciones del RAS que se utilizan con más frecuencia en el manejo de aguas y suelos salinos son: RAS y relación de adsorción de sodio ajustado y corregido ( $RAS_{aj}$  y  $RAS^o$ ). En este trabajo, para evaluar las aguas y suelos, se utilizaron estos tres estimadores.

### **3.9 Índice de Saturación y la precipitación del carbonato de calcio en función del RAS**

Cuando las aguas de riego, sobre todo las urbano-industriales, contienen concentraciones apreciables de bicarbonato ( $HCO_3^-$ ), es de preverse que algunas cantidades de éste se precipiten, junto con el  $Ca^{2+}$ , en forma de carbonato de calcio ( $CaCO_3$ ), de acuerdo con la ecuación siguiente:



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

Langelier (1936) creó un índice denominado índice de saturación, para indicar el grado en que las sales de las aguas que fluyen a través de tuberías precipitan o disuelven como  $CaCO_3$ . Para considerar la precipitación o la disolución del  $CaCO_3$  en condiciones de  $CO_2$  constantes, se utiliza el índice de saturación (IS) de Langelier (Ribeiro *et al.*, 2005). Éste se define como el pH actual medido del agua (pHa) menos el pH teórico (pHc) que el agua debería tener en condiciones de equilibrio con el  $CaCO_3$ . (índice de saturación = pHa – pHc).

Bower (1961) encontró que la fracción de  $HCO_3^-$  aplicada que precipita en forma de  $CaCO_3$  en el suelo estaba altamente correlacionada con un índice de saturación de Langelier modificado. La modificación consistió en usar el pH del suelo en lugar del agua, la justificación para la modificación es porque las aguas de riego no tienen grandes capacidades buffer y los suelos si

tienen altas capacidades buffer, el pH del agua se hace casi igual a la del suelo al entrar en contacto con el mismo.

Valores positivos del índice de saturación indican que el  $\text{CaCO}_3$  se precipitará en la solución, mientras que valores negativos indicarán que el agua disolverá fracciones de  $\text{CaCO}_3$ . Para calcular el pHc, a partir de los análisis del agua, se utiliza la ecuación:  $\text{pHc} = (\text{pK}_2' - \text{pK}_c') + \text{pCa} + \text{pAlk}$

Los últimos dos términos de esta ecuación son los logaritmos negativos de la concentración molar de  $\text{Ca}^{2+}$  y la concentración equivalente de las bases titulables de  $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$ , respectivamente, mientras que  $\text{pK}_2'$  y  $\text{pK}_c'$  son los logaritmos negativos de la segunda constante de disociación del  $\text{H}_2\text{CO}_3$  y la constante de solubilidad del  $\text{CaCO}_3$ , respectivamente, ambas constante corregidas por fuerza iónica. Los valores que se pueden adquirir de pHc de cualquier conjunto de aguas de riego serán los estimadores de la tendencia de la precipitación del  $\text{CaCO}_3$ . El  $\text{RAS}_{aj}$  se presenta como sigue:

$$\text{RAS}_{aj} = \frac{\text{Na}^+}{\sqrt{\frac{\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}}{2}}} [1 + (8.4 - \text{pHc})]$$

Ayers y Westcot (1987) explican que el  $\text{RAS}_{aj}$  está sobrestimando la peligrosidad de sodio y para evaluarlo correctamente se debería corregir por un factor de 0.5. Aunque, al final concluye que es un estimador aceptable menciona que es preferible utilizar el  $\text{RAS}^o$ .

En el  $\text{RAS}^o$ , la concentración de los iones de calcio en el agua de riego se encuentra en equilibrio con el suelo, tomando en cuenta el efecto del  $\text{CO}_2$  y la concentración de  $\text{HCO}_3^-$ . Se considera que la concentración parcial de  $\text{CO}_2$  es de 70.93 Pa. El  $\text{RAS}^o$  puede utilizarse para predecir mejor los problemas de infiltración en ciertas condiciones de aguas de riego, que tienen concentraciones relativamente altas de  $\text{Na}^+$  y bajas cantidades de  $\text{Ca}^{2+}$  (Velázquez *et al.*, 2002).

El  $\text{RAS}$  que se calcula sin tomar en cuenta la precipitación de  $\text{Ca}^{2+}$  en presencia de cantidades considerables de  $\text{HCO}_3^-$ , y éste se determina de acuerdo con la ecuación de Gapon (Sposito y Mattigod, 1997).

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

La concentración está expresada en  $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$  o  $\text{meq L}^{-1}$ , ambas equivalentes.

En la evaluación de la calidad del agua se relacionan diferentes factores físicos y químicos, su efecto favorable o adverso en las comunidades acuáticas, sin embargo, su estudio debe ser práctico y económico (Lopez *et al.*, 2007). Un especialista en manejo de aguas y suelos salinos debe calcular los tres estimadores del RAS, para visualizar que fracciones de  $\text{Na}^+$  intercambiable se van a tener en el complejo de intercambio catiónico del suelo.

### 3.10 Efecto del elemento boro

El B es un importante micronutriente de difícil manejo debido a que su movilidad en el floema varía, marcadamente, entre las especies vegetales con síntomas de deficiencia y toxicidad en un rango bastante estrecho (Malave y Carrero, 2007). El cultivo de tomate con agua desalinizada y desborificada permite aumentar los rendimientos de este cultivo (Albornoz *et al.*, 2007). En aguas de pozos cercanas a fallas sísmicas y geotérmicas se tienen altas concentraciones tal como lo demostró González *et al.* (2001). La toxicidad es más frecuente por el boro contenido en las aguas, que en el que se encuentra en suelo. En el Cuadro 4 se presentan los límites permisibles de boro.

Cuadro 4. Límites permisibles de boro para aguas de riego (Richards *et al.*, 1959).

Clasificación	Cultivos sensibles	Cultivos	Cultivos
	ppm	Semitolerantes ppm	Tolerantes ppm
1	<0.33	<0.67	<1.00
2	0.33-0.67	0.67-1.33	1.00-2.00
3	0.67-1.00	1.33-2.00	2.00-3.00
4	1.00-1.25	2.00-2.50	3.00-3.75
5	>1.25	>2.50	>3.75

### 3.11 Efecto del elemento fósforo

Sharpley y Withers (1994) indican concentraciones críticas de fósforo disuelto, para que se inicien los procesos de eutrofización; el límite de fósforo es de  $0.05 \text{ mg L}^{-1}$ . Es necesario controlar estos límites ya que es peligroso debido a su carácter irreversible, hay crecimiento excesivo de algas, la materia orgánica no se descompone totalmente lo que provoca emanaciones de gas carbónico, sulfuro y sales amoniacales (Mason *et al.*, 2005). El incremento de éste elemento se debe a la agricultura intensiva y a la producción de ganado,

además de los lodos provenientes de las aguas residuales. Altas concentraciones de fósforo indican contaminación de aguas por efluentes urbano-industriales.

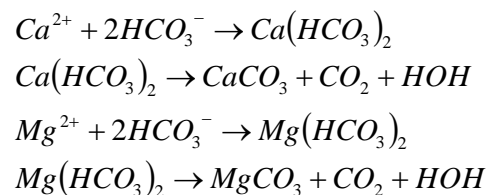
### 3.12 Efecto del ion magnesio

Calcaño (1988) hace mención que el magnesio se adsorbe por los coloides del suelo en grandes cantidades y afecta negativamente los suelos, esto sucede cuando el agua es rica en magnesio. El magnesio muestra un efecto nocivo en el suelo cuando su contenido es mayor al 50% el cual se puede calcular con la siguiente expresión. Los iones expresados en  $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$ .

$$\%Mg = \frac{Mg}{Ca + Mg} \times 100$$

### 3.13 Efecto de las concentraciones de los iones $\text{CO}_3^{2-}$ y $\text{HCO}_3^-$

Las aguas que tienen estos elementos vienen de yacimientos acuíferos de depósitos de basaltos así como también de zonas urbanas-industriales, y también puede tener iones  $\text{CO}_3^{2-}$  y  $\text{HCO}_3^-$  aguas subterráneas en las que se tienen procesos reductores sin sulfhídrico de mucha intensidad. En estas, el  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  se precipitan en formas de  $\text{CO}_3^{2-}$  a medida que la solución del suelo se vuelve más concentrada de acuerdo a la siguiente serie de reacciones.



Estas reacciones no se forman en circunstancias ordinarias, pero a medida que se va reduciendo el  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  aumenta la proporción de  $\text{Na}^+$  en las aguas de riego. Eaton (1995) propuso las siguientes ecuaciones (concentraciones en  $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$ ):

$$\text{Por ciento de Na intercambiable} = \frac{\text{Na}^+}{(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+)} \times 100$$

$$\text{Por ciento de Na posible} = \left[ \frac{\text{Na}^+}{[(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} \times \text{Na}^+) - (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-)]} \right] \times 100$$

$$\text{Carbonato de Na residual } (\text{Na}_2\text{CO}_3) = (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-) - (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$$



Los límites para Carbonato de Sodio Residual se encuentran en el Cuadro 5. Las aguas se consideran buenas, si el porcentaje de sodio posible <50% y son condicionadas si el porcentaje de sodio posible >50%.

Cuadro 5. Clasificación en base a los índices de Eaton. Carbonato de Sodio Residual (C.S.R.). (Richards *et al.*, 1959).

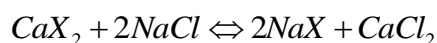
Clasificación	Tipo	C.S.R. meq L <sup>-1</sup>	Observaciones
1	Aguas altas en C.S.R.	>2.5	No son buenas para el riego
2	Aguas medias en C.S.R.	1.25-2.5	Dudosas para el riego
3	Aguas bajas en C.S.R.	<1.25	Buenas para el riego

Si en el agua de riego el contenido de carbonatos y bicarbonatos es mayor que el contenido de calcio y magnesio, existe la posibilidad de que se forme el carbonato de sodio debido a una alta solubilidad y puede permanecer en solución aún después de que se han precipitado los carbonatos de calcio y de magnesio. Además el carbonato de sodio provoca la defloculación del suelo.

### 3.14 Porcentaje de sodio intercambiable

El exceso de sales y sodio intercambiable en el suelo es un problema para los cultivos. Existe más sodio intercambiable cuando las sales solubles son, en su mayor parte, sales de sodio las cuales son más persistentes que el resto de sales de los suelos e, incluso, siguen presentes después que las sales solubles se eliminan.

El intercambio de cationes puede representarse por ecuaciones similares a las que se emplean en las reacciones químicas de las soluciones, por ejemplo, la reacción entre el suelo saturado con calcio y una solución de cloruro de sodio, se puede escribir de la siguiente manera:



En donde *X* representa el complejo de intercambio del suelo. En la ecuación anterior la reacción no es completa debido a que mientras exista calcio soluble será adsorbido por el complejo de intercambio y, de igual manera, esto sucede con el sodio. Para calcular el porcentaje de sodio intercambiable (PSI) se utiliza la siguiente ecuación empírica en función de la relación de adsorción de sodio (RAS) citado por (Richards *et al.*, 1959).

$$PSI = \frac{100(-0.0126 + 0.01475RAS)}{1 + (-0.0126 + 0.01475RAS)}$$

Cuando se riegan suelos con buenas condiciones de drenaje, usando aguas de composición relativamente constante, el PSI varía muy poco de un año a otro, esto quiere decir que el material del intercambio catiónico del suelo se ha equilibrado con respecto a los cationes de la solución del suelo que se incorporaron con el agua de riego.

Para estimar el PSI, considerando la precipitación del  $\text{CaCO}_3$ , se utiliza la siguiente ecuación:

$$PSI = 2RAS[1 + (8.4 - pH_c)]$$

En donde *RAS* es la relación de absorción de sodio y *pH<sub>c</sub>* el pH teórico en equilibrio con la calcita  $\text{CaCO}_3$ .

### 3.15 Dureza

Las aguas duras (muy fáciles de determinar), son aquellas que a pesar de usar jabón en exceso no produce espuma. También estas producen incrustaciones en las tuberías de agua caliente, calentadores, calderas y toda unidad en donde se calienta el agua. Para calcular la dureza de las aguas, se debe encontrar la concentración de  $\text{CaCO}_3$ . Como en las determinaciones tenemos la concentración de  $\text{Ca}^{2+}$ , esta la llevamos al carbonato de calcio de la siguiente manera:

$$X \text{mgL}^{-1} = Y \text{mgL}^{-1} \times \frac{\text{peqCaCO}_3}{\text{peqY}}$$

X, es el calcio como  $\text{CaCO}_3$ , *peq* es el peso equivalente e Y es el calcio. Este dato lo usamos para clasificar la dureza con los límites del Cuadro 6.

Cuadro 6. Clasificación del  $\text{Ca}^{2+}$  como  $\text{CaCO}_3$  para determinar su dureza de acuerdo con Keith (1967).

Clasificación	Concentración $\text{mg L}^{-1}$
Blanda	0.0-75.0
Moderadamente dura	75.0-150.0
Dura	150.0-300.0
Muy dura	>300.0

### 3.16 Valores de RAS y problemas de infiltración

Durante la aplicación de las aguas de riego a los suelos, así como durante la recuperación de los suelos salinos y sódicos, es importante que el agua tenga fácil movilidad dentro del perfil de suelo. Los peligros de sodificación están asociados con el sodio intercambiable. Se ha

reportado que la conductividad hidráulica de los suelos disminuye cuando la concentración electrolítica de las aguas es baja y los valores de RAS son altos (Ayers y Westcott, 1987).

También se ha establecido que debido a los altos contenidos de sodio adsorbido, durante los procesos de dispersión de las partículas arcillosas, éstas partículas arcillosas adquieren un movimiento dentro los microporos, generando como consecuencia taponamiento y sellamiento del sistema poroso de los suelos (Pereira *et al.*, 2008). Cuando en los suelos se tienen minerales arcillosos del tipo de la montmorillonita y altos valores de sodio intercambiable, debido a soluciones de RAS elevado, en los suelos se presentan procesos de hinchamiento. Cerana *et al.* (2006) investigaron el efecto del incremento del catión sodio, por medio del riego con aguas bicarbonatadas sódicas, y su relación con la conductividad hidráulica en Vertisoles, y demostraron que el aumento del sodio de intercambio provocó la dispersión de arcillas y la consiguiente inestabilidad estructural. Éste proceso podría estar ocurriendo en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala, por el riego con aguas urbano-industriales. La dispersión de arcillas y los procesos de hinchamiento afectan la infiltración de agua en los suelos (Shainberg *et al.*, 1997; Dontsova y Norton, 2002). A mayor valor de RAS, mayor potencial de expansión y dispersión de arcillas, y menor conductividad hidráulica del suelo (Perez, 2002).

Hasta ahora, no se han realizado estudios de este tipo en la cuenca evaporítica de río Verde-Matehuala. Es probable que se esté presentando una salinidad sódica, debido al escurrimiento de aguas residuales en la cuenca, que estaría deteriorando los suelos y cuerpos de agua. Sin embargo, el origen marino de la cuenca podría estar provocando una supremacía del  $\text{Ca}^{2+}$  en relación con el  $\text{Na}^+$  neutralizando la sodicidad.

### **3.17 Directrices sobre la calidad del agua**

Las directrices sobre la calidad del agua que se encuentran en el Cuadro 7, se refieren a los efectos que tienen los cultivos a largo plazo, en la producción, condiciones del suelo y el manejo agrícola. Estas directrices, citadas por Ayers y Westcot (1987), tienen gran utilidad en la agricultura bajo riego, para evaluar el agua superficial, agua subterránea, agua de drenaje,

efluentes de desagües y el resto de aguas residuales. Es necesario anotar que las directrices deben ser ajustadas de acuerdo con la zona de estudio.

Cuando se tienen valores de ninguna restricción (Cuadro 7), no se tienen problemas en los cultivos, cuando se tiene restricción de uso ligero a moderado hay que tener un cuidado especial en los cultivos para alcanzar un máximo rendimiento y, el grado de restricción severo, involucra la aparición de problemas de suelo y bajo rendimiento de los cultivos. El uso del Cuadro 7 está sujeto a realizar comprobaciones de campo, con el fin de estar seguro con los datos obtenidos en laboratorio.

Cuadro 7. Directrices para interpretar la calidad de las aguas para el riego<sup>1</sup>.

Problema Potencial	Unidades	Grado de Restricción de Uso		
		Ninguna	Ligera a moderada	Severa
Salinidad (afecta disponibilidad de agua para cultivo) <sup>2</sup>				
CEa o	dS m <sup>-1</sup>	<0.7	0.7-3.0	>3.0
STD	mg L <sup>-1</sup>	<450	450-2000	>2000
Infiltración (reduce infiltración: evaluar usando a la vez la CEa y el RAS) <sup>3</sup>				
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) <sup>4</sup>				
Riego por superficie	RAS	<3	3-9	>9
Riego por aspersión	meq L <sup>-1</sup>	<3	>3	
Cloro (Cl) <sup>4</sup>				
Riego por superficie	meq L <sup>-1</sup>	<4	4.0-10	>10
Riego por aspersión	meq L <sup>-1</sup>	<3	>3	
Boro (B) <sup>5</sup>	mg L <sup>-1</sup>	<0.7	0.7-3.0	>3.0
Varios (afecta cultivos sensibles)				
Nitrógeno (NO <sub>3</sub> -N) <sup>6</sup>	mg L <sup>-1</sup>	<5	5.0-30	>30
Bicarbonato (HCO <sub>3</sub> ) (aspersión foliar únicamente)	meq L <sup>-1</sup>	<1.5	1.5-8.5	>8.5
pH			Amplitud normal	6.5-8.4

<sup>1</sup> Fuente: University of California, Committee of consultants 1974.

<sup>2</sup> CEa es la conductividad eléctrica del agua; medida de la salinidad, expresada en dS m<sup>-1</sup> a 25°C, o en mmhos cm<sup>-1</sup> a 25°C. Las dos medidas son equivalentes. STD es el total de sólidos en solución, expresado en mg L<sup>-1</sup>.

<sup>3</sup> RAS es la relación de adsorción de sodio.

<sup>4</sup> La mayoría de los cultivos arbóreos y plantas leñosas son sensibles al sodio y al cloro; en el caso de riego por superficie úsese los valores indicados.

<sup>5</sup> Tolerancias del boro, Cuadro 4

<sup>6</sup> NO<sub>3</sub>-N es el nitrógeno en forma de nitrato, expresado en términos de nitrógeno elemental (en el caso de aguas residuales incluir el NH<sub>4</sub>-N y el N orgánico)

Las condiciones geoquímicas únicas en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala que propiciaron la formación de suelos y aguas ricas en sulfatos han generado diversos estudios, entre los cuales se puede citar los de Grande (1967), Grande *et al.* (1967), Lesser (1976), Planer *et al.* (2001), Charcas *et al.* (2002), Sánchez (1994), Ballín *et al.* (2004) y Chacón *et al.* (2007).

### **3.18 Descripción geológica**

La evolución sedimentaria en la Sierra Madre Oriental ocurrió intensamente entre el Jurásico Superior y el Cretácico. El modelo de cuña crítica es una posibilidad para explicar adecuadamente las relaciones estructurales con respecto a la distribución de evaporitas. Dos niveles evaporíticos del Mesozoico son importantes en la zona de estudio, en el primero predominan la halita y anhidrita presentes hacia el antepaís y depositados en bloques paleotectónicos bajos, mientras que el segundo está caracterizado por yeso y anhidrita que se presenta en bloques más altos (Eguiluz *et al.*, 2000).

Es necesario explicar que las evaporitas son rocas sedimentarias que se forman por la cristalización de sales disueltas en lagos, mares costeros casi cerrados y cuencas endorreicas, en donde la evaporación es intensa superando a la precipitación. La cristalización se produce con la sobresaturación del agua salada, además, necesita condiciones especiales como topografía y aridez. El orden en el que se depositan es inverso a las solubilidades, lo que provoca la siguiente formación sucesiva (López, 1993): 1- Carbonatos, calcita y dolomita. 2- Sulfatos, yeso y anhidrita. 3- Cloruros, halita.

Los puntos de muestreo de suelos y aguas de esta investigación se localizan en los estados de San Luis Potosí y Querétaro, éstos se encuentran sobre la plataforma Valles-San Luis y la Sierra Madre Oriental formada entre otras por rocas cálcicas sedimentarias de la Formación El Doctor, cabalga parcialmente sobre los límites occidentales de la plataforma Valles-San Luis, una saliente de la plataforma al norte limita con la cuenca cretácica de Zimapán, probablemente activada como una falla de transurrencia. En el parautóctono de la cabalgadura El Doctor se destaca un sistema de imbricación de fallas inversas de ángulo bajo (Carrillo, 1990)

Las características litológicas y estructurales de las rocas en las provincias que cubren el estado de San Luis Potosí, indican que hubo diferentes eventos geológicos de tipo orogénico asociados con actividad ígnea volcánica, que actuaron en varias épocas para dar origen a un relieve estructural que después ha sido modificado en forma subsecuente por los diferentes agentes, como el fracturamiento, el movimiento de masas y el agua con sus procesos de alteración (suelos residuales), disolución (cavernas y dolinas), transporte y depósitos de sedimentos, (relieves depositacionales). A finales del Cretácico y principios del Terciario se inició un proceso orogénico que generó pliegues anticlinales y sinclinales, así también como fallas inversas. Los fenómenos de vulcanismo terciario dieron a la zona de estudio las características de una altiplanicie petroclástica sobrepuesta a un relieve antiguo de rocas sedimentarias mesozoicas (INEGI, 2010).

El campo volcánico de San Luis Potosí se localiza en la porción sur oriental y está formado principalmente por una secuencia de lavas y flujos piroclásticos con edades que van desde el Eoceno medio hasta el cuaternario. El proceso volcánico tuvo cinco etapas. La primera ocurrió en el Eoceno medio y consistió en la emisión de lavas andesíticas. La segunda fue la más grande y sucedió en el periodo entre 32 y 28 millones de años; en ésta predominó la actividad efusiva que formó cadenas de domos exógenos con composiciones que varían desde dacitas hasta riolitas con contenido alto de sílice. La tercera etapa fue intermitente de vulcanismo félsico que sucedió entre los 28-25 millones de años y originó erupciones piroclásticas de la riolita Panalillo. La expulsión de la riolita Panalillo al parecer fue a través de fallas normales, formadas durante la etapa en que la extensión fue más intensa, lo que sucedió en el lapso entre los 28-26 millones de años, en algunos complejos estuvo acompañado de basaltos por lo que se interpreta como actividad bimodal. La cuarta etapa de vulcanismo ocurrió entre los 23-21 millones de años con erupciones fisurales esporádicas de basaltos a través de fallas, lo cual ocurrió principalmente en la parte sur y sur-poniente de la Sierra de San Miguelito. La última etapa, se asocia a un vulcanismo intraplaca que se traslapó sobre algunos de los complejos volcánicos que conforman el Campo Volcánico de San Luis Potosí durante el Cuaternario, cuyos centros eruptivos generaron rocas de composición basanítica. El Campo Volcánico de San Luis Potosí está compuesto por una diversidad magmática y multiepisódica, ampliamente asociada a los eventos de la tectónica extensiva de la porción central de México originada

principalmente durante el Oligoceno. Los complejos eruptivos que conforman el Campo Volcánico de San Luis Potosí, presentan ciertas diferencias entre sí, pero son correlacionables por sus características petrológicas, las cuales van de acuerdo a sus edades isotópicas, también, en esta zona las riolitas están caracterizadas por un enriquecimiento en fluor ( $F > 0.2\%$  en peso) y presentan topacio que ha cristalizado de un proceso post-magmático (Rodríguez *et al.*, 2007; Tristan *et al.*, 2008 y Noyola *et al.*, 2009).

La interacción entre el clima y la composición rocosa formó cuencas endorreicas, donde se producen altas evaporaciones y concentración de salinidad, precisamente hace dos siglos que se explotan las sales, siendo un factor importante en la economía de la zona, como ejemplo se tiene la localidad de Salinas. La llanura costera es una planicie sedimentaria cuyo origen fue marino, ya que estaba cubierto por el océano Atlántico y su retroceso inicio en el Terciario temprano (INEGI, 2010).

En la Sierra de Catorce afloran las rocas más antiguas, como son las filitas del triásico, interstratificación del lutita-arenisca y la caliza-lutita del Jurásico; los yesos del Cretácico Inferior afloran principalmente al sur y este de Villa Juárez. Los suelos aluviales se encuentran como relleno de valles y en las partes topográficamente más bajas, donde se tiene grandes espesores, esto se encuentra en la zona de San Luis Potosí y Matehuala. En la zona de estudio se encuentran los pozos petroleros más antiguos de la República, perforados en rocas terciarias como los del campo petrolero Limón, en el municipio de Ébano, también se elabora cemento por lo que se explotan rocas arcillosas del Cretácico Superior (Planer *et al.*, 2001; Planer, 2001; INEGI, 2010).

López (1993) indica que los resultados de las investigaciones geoquímicas en la zona de estudio, demuestran que el agua hizo su aparición en el precámbrico, formándose grandes mares e iniciándose la vida organizada de los primeros invertebrados (trilobites) desde el periodo cámbrico, hace unos 600 millones de años. En el terciario hace 70 millones de años y cuaternario 2 millones de años la tierra adoptó su morfología actual.

La Plataforma Valles-San Luis en el inicio del cretácico superior cambia de manera drástica el régimen de sedimentación en el oriente de México, con el aporte de sedimentos detríticos provenientes del occidente, en donde tenía lugar un levantamiento asociado a la actividad

volcánica y plutónica. Durante esta época los mares se retiran paulatinamente hacia el oriente, con deltas progradantes asociadas y se desarrollan en la Cuenca Mesozoica de México, los depósitos de las formaciones Indidura del Turoniano (calizas y lutitas), Caracol del intervalo Coniaciano-Maestrichtiano (lutitas y areniscas), Lutita Parras del Santoniano y Difunta del Campaniano-Maestrichtiano (lutitas y areniscas). Sobre la plataforma de San Luis-Valles se desarrolló, durante gran parte del Cretácico Superior, un complejo calcáreo de tipo plataforma, constituido por calizas simples y calizas arcillosas de la Formación Tamasopo, del intervalo Turoniano Superior-Seroniano Superior, que subyace en las lutitas, areniscas y calizas de la Formación Cardenas del Campaniano-Maestrichtiano (SPP, 1983). En la Figura 1 se observa el desarrollo de la Plataforma San Luis-Valles en el Cretácico.

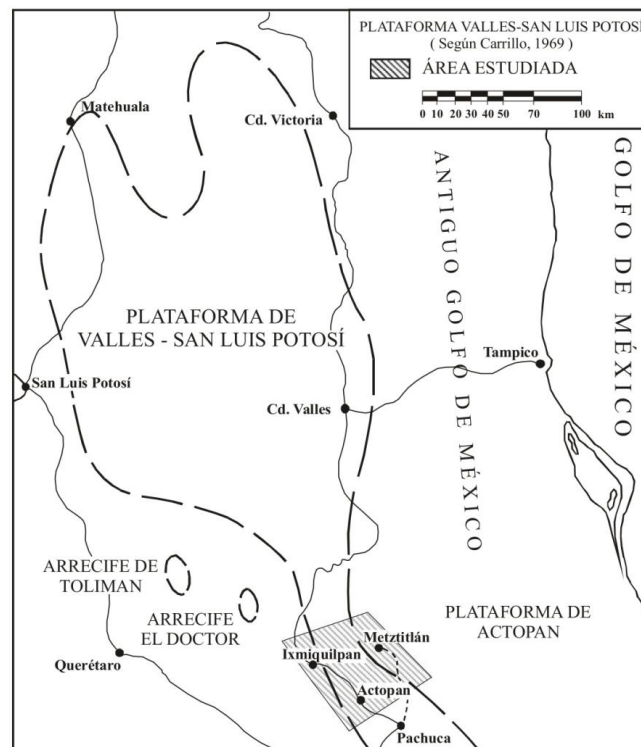


Figura 1. Plataforma Valles-San Luis (Carrasco *et al.*, 2004).

Grande *et al.* (1967) mencionó que por la falta de rocas representativas anteriores al Paleozoico Inferior, no es posible obtener conclusiones de lo que sucedió en aquella época. En el Paleozoico Superior el estado de San Luis Potosí permaneció sumergido y las invasiones marinas del Triásico fueron cortas por la que la erosión fue muy activa. En el Terciario se desarrolló un ciclo de sedimentación fluvio-lacustre, interrumpida por la actividad volcánica del Mioceno y Plioceno. Al final de éste periodo (Cretácico Superior) se pliega en forma



definitiva la Sierra Madre Oriental y otras sierras calizas, a partir de éste periodo la región emerge predominando el clima árido durante algunos periodos. Ocasionalmente las depresiones funcionaron como lagunas o lagos durante los periodos climáticos más húmedos del Cuaternario, la temperatura sufrió variaciones que se atribuyen a los fenómenos de glaciación en épocas relativamente recientes (Plioceno y Pleistoceno).

En la Figura 2 se presentan las cartas geológicas de la zona de estudio con el muestreo de aguas y los sistemas hidrográficos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. Ésta figura se realizó utilizando un software Arc Gis.

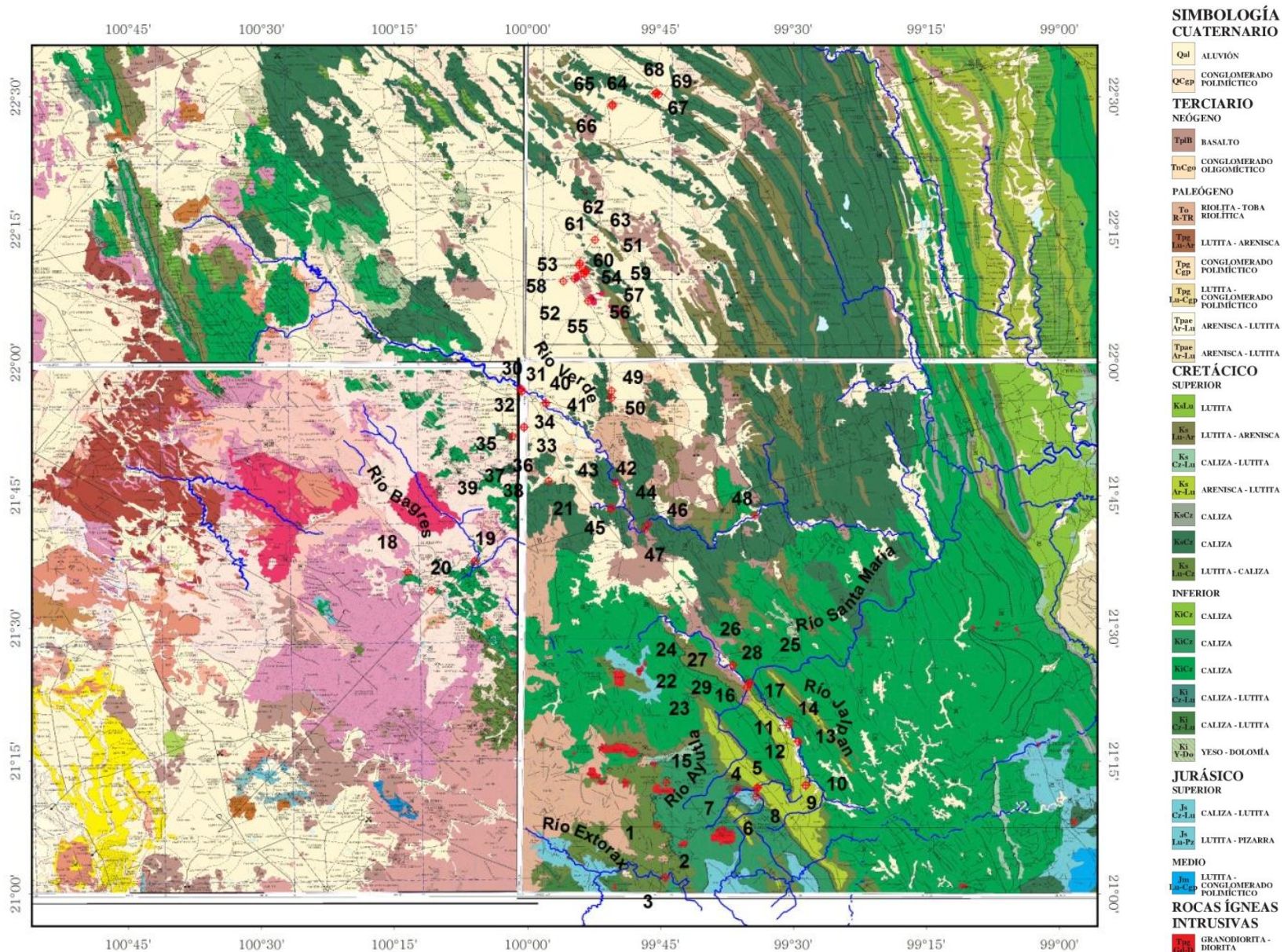


Figura 2. Cartas geológicas de la zona de estudio con el muestreo de aguas (SGM, 1997a; SGM, 1997 b; SGM, 1998b; SGM, 1999).



### 3.19 Meteorización y evolución geoquímica de las aguas subterráneas

El estudio del agua subterránea proporciona diversa información e incluso se puede descifrar la historia de la misma, en este estudio se tomaron varias muestras de aguas de pozos, en donde de acuerdo con la composición iónica se puede inferir la cronología de su formación. En la etapa de infiltración la composición del agua es ácida por la reacción que existe con el  $\text{CO}_2$ , los poros del suelo tienen una elevada concentración de este gas, en efecto, esta acidez hace que el agua sea muy agresiva con los silicatos y carbonatos. Cuando el agua permanece en el suelo se mantiene ácida, pero cuando llega al acuífero pierde esta propiedad porque en el medio saturado no hay aporte de acidez, entonces, el agua se hace básica y pierde su capacidad disolvente (Sánchez, 2004).

La evolución química del agua depende de los minerales con los que entra en contacto y del tiempo de exposición; sin embargo, hay aspectos obvios que se deben tener presentes, si el agua está en contacto con yesos se obtendrán  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Ca}^{2+}$ , si se encuentra con sales cloruradas adquirirá  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$ , si las formaciones son calizas se tendrán  $\text{HCO}_3^-$  el cual predomina sobre el  $\text{CO}_3^{2-}$  debido al pH. Bazilevich (1970) hace una descripción detallada de la meteorización de las aguas de Baraba y explica el porqué es una provincia típica de soda.

Sánchez (2004) y Quino *et al.* (2006) afirman que las aguas subterráneas con menor tiempo de permanencia en el subsuelo son generalmente bicarbonatadas. Después predomina el sulfato y las aguas más salinas son cloruradas. Esta evolución se denomina secuencia de Chevotareb (Cuadro 8). En los cationes la secuencia sería  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{Na}^+$ , pero no es precisa y tiene mayor número de excepciones.

Cuadro 8. Secuencia de Chevotareb (Sánchez, 2004)

	Recorrido y tiempo de permanencia en el acuífero 				
Aniones predominantes	$\text{HCO}_3^-$	$\text{HCO}_3^-$ $\text{SO}_4^{2-}$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{SO}_4^{2-}$ $\text{Cl}^-$	$\text{Cl}^-$
	Aumento de la salinidad 				

### **3.20 Clasificación de los suelos de la cuenca evaporítica Río Verde-Matehuala**

Los suelos como conjunto de cuerpos naturales independientes y la diversidad de usos a que son sometidos, han sido agrupados bajo diversos criterios y con diferentes propósitos. Los primeros sistemas de clasificación de suelos fueron muy simples y prácticos; sin embargo, al aumentar la tecnificación de la agricultura los sistemas de clasificación se tornan mas organizados y con bases científicas más sólidas (Ordaz, 1986).

En México los sistemas más utilizados son el sistema FAO-UNESCO modificado por CETENAL en el año de 1987 y la 7ª aproximación (Soil Survey Staff). Se trata de clasificaciones que utilizan como caracteres diferenciadores a propiedades del suelo medibles cuantitativamente (en el campo o en el laboratorio). Además, estos caracteres diferenciadores son muy numerosos, de manera que las clases establecidas quedan definidas de una manera muy rigurosa y precisa. Al utilizar criterios cuantitativos, las clases definidas resultan ser mutuamente excluyentes.

El proyecto conjunto FAO-UNESCO para producir un mapa mundial de suelos fue emprendido por recomendación de la sociedad internacional de la ciencia del suelo. El proyecto se inició en 1961 y fue aprobado en 1968; constituyó el primer intento de preparar, sobre la base de una cooperación internacional un mapa de suelos que abarcara todos los continentes del mundo con una leyenda uniforme. Pretende la correlación de unidades de suelos y su comparación en escala mundial. Se preparó sobre la base de la serie de mapas topográficos de la American Geographical society de Nueva York a la escala de 1:5 000 000 (Ordaz, 1986).

Boul *et al.* (1998) señaló que para desarrollar este mapa fue necesario realizar un sistema de clasificación parcial para definir las unidades. Se estableció un sistema de doble categoría, con una clase superior (unidad) aproximada, pero no completamente equivalente al nivel de “gran grupo” de Estados Unidos y otros sistemas empleados por la ex-Unión Soviética. La categoría de subunidad se compone de intervalos de suelos con horizontes especiales o características notables.

Para definir las clases fue necesario estar de acuerdo con el conjunto de horizontes de diagnóstico, algunos de los cuales se obtuvieron del sistema de clasificación de los Estados Unidos y otros sistemas de clasificación. La nomenclatura para las mismas se toma en parte de los nombres clásicos de suelos, primordialmente de la terminología original de los tipos de suelos de la ex Unión Soviética, en donde se tienen las unidades del suelo dominante, que está dando la característica primaria del tipo de suelo dominante en función de los horizontes de diagnósticos específicos. También se tiene la subunidad del suelo dominante, que es la característica secundaria, que complementa el tipo de suelo dominante, identificado en función de horizonte de diagnóstico específico.

En la zona de estudio, de acuerdo con la clasificación de la FAO, se encuentran los siguientes suelos: Vertisoles, Chernozems, Calcicos, Feozems, Castañozems, Rendzinas, Litosol y Regosol (Planer, 2001).

Los grupos de suelos reportados por Ilizaliturri (2006) para el área de estudio son:

- Chernozem cálcicos (Ck/2a). Abarca prácticamente la porción noroccidental del área en terrenos planos a suavemente ondulados con una pendiente menor a 8%. Son profundos, de un metro o más, de color gris oscuro, textura media (franco-arcillosa o arcillo-arenosa), drenaje interno de moderado a lento y ligeramente susceptibles a la erosión. Se caracterizan por tener una capa superior, rica en materia orgánica y nutriente, y una acumulación de caliche suelto en una capa de color claro de más de 15 cm de espesor; además, presentan una fase petrogypsica (yeso cementado) a menos de 50 cm de profundidad.

- Feozem o Phaeozem (H). Sus características principales son una profundidad media (0.5-1 m), una capa superficial oscura de color café oscuro a grisáceo, de consistencia suave, rica en materia orgánica y nutrientes, seguida por un estrato inferior de color café (franco arcilloso) y buen drenaje interno; su susceptibilidad a la erosión depende de su posición topográfica. En su mayoría, estos suelos se encuentran sobre terrenos planos a suavemente ondulados, con pendientes menores a 8%.

- Castañosem (K). Se les localiza al sur del área, sobre terrenos planos o suavemente ondulados, en pendientes menores a 8%, su profundidad es media (0.5 a 1 m), su estrato

superior es de color café a café rojizo oscuro, rico en materia orgánica y nutriente. La textura en toda su profundidad es arcillosa, con drenaje interno de moderado a bueno, presentan una acumulación de caliche suelto o ligeramente cementado y son susceptibles a la erosión.

- Vertisoles (V). Se localizan hacia el norte, en el límite del área de estudio, sobre terrenos planos a plano-cóncavos, con pendiente menor al 8%. Son de profundidad media (1 a 1.2 m) y de textura fina (arcillosa), pesados, pegajosos cuando están húmedos y muy duros cuando secos, su característica principal es que se agrietan cuando están secos.

Dentro de los grupos que ocupan áreas menores se encuentran:

- Rendzinas (E). Son sueltos poco profundos (10-50 cm), arcillosos, con una capa superficial abundante en humus y muy fértil que descansa sobre roca caliza o algún material rico en cal; su susceptibilidad a la erosión es moderada.

-Regosol (R). Se le denomina así al material suelto que cubre la roca. Estos suelos se caracterizan por no presentar diferenciación en sus capas. En general son claros y se parecen bastante a la roca madre que los subyace. Los más frecuente es que sean suelos someros (0-30 cm) y de fertilidad variable.

- Litosoles (L). Se caracterizan por tener una profundidad menor de 10 cm hasta la roca o caliche.

El Ministerio de Agricultura de los Estados Unidos, ideó en 1960, una clasificación conocida con el nombre de Séptima Aproximación, que la dio a conocer en el VII congreso internacional de la ciencia del suelo. Con base en las correcciones recibidas se completó en 1968 y en 1975 se publicó la versión final titulada Taxonomía de suelos (Estrada, 1981; Fanning y Fanning, 1989). Para la clasificación de suelos se tomaron en cuenta propiedades de suelos observables y medibles, seleccionadas previamente para un grupo de suelos de génesis similar. Toma en cuenta las siguientes consideraciones: 1- tratar de clasificar los suelos, no los factores formadores o los procesos. 2- definiciones de las propiedades centrada en el suelo mismo y relacionándola con otras ciencias como la climatología, geología y ciencias análogas. 3- cuando la génesis de los suelos no es conocida no se les puede clasificar. 4- es necesario

que la clasificación pueda ser aplicada con razonable uniformidad, las definiciones deben ser lo más precisas posibles (Dregne, 1976; Fanning y Fanning, 1989).

Las bases para la selección de propiedades de diagnóstico fueron: a- solo aquellas propiedades que ahora existen o pueden ser demostradas y deben ser usadas. b- las propiedades que resultan de la génesis de suelos o que tienen influencia en la misma son tomadas en cuenta para la definición de los órdenes o de la clasificación. c- las propiedades seleccionadas pueden ser medidas o tangibles, las que no, solamente son usadas como alternativas. d- la unidad básica de clasificación es el pedón que representa el área mínima en el cual se puede describir y muestrear el suelo, representa la naturaleza y el arreglo de los horizontes, el área está entre 1 y 10 m<sup>2</sup>.

En esta clasificación se diferencian diez categorías de suelos llamadas órdenes, divididas a su vez en 47 sub-órdenes, y éstos en 185 grandes grupos, los sub-grupos son 970, 4500 familias y cerca de 10500 series (Torres, 1979).

Jiménez (2005) indica que la rendzina (Clasificación FAO) equivale a molisol (Clasificación 7<sup>a</sup> aproximación-Taxonomía de suelos), se caracteriza por ser franco arenoso-arcilloso con textura media, bajo contenido de materia orgánica y alto contenido de carbonatos en los primeros 50 cm.

El sistema FAO-UNESCO se propuso como una leyenda para el mapa de suelos del mundo, se realizó con base en el conocimiento de la génesis, características y distribución de la mayor cantidad de suelos que cubren la superficie terrestre. Su importancia radica en la facilidad para representar las unidades de suelo, en mapas a escalas pequeñas y a su significancia como recurso para la producción. De acuerdo con esta clasificación la región de estudio está compuesta mayoritariamente por Chernozem cálcicos, Feozem, Castañosem y Vertisoles y minoritariamente por Rendzinas, Regosol y Litosol.

La clasificación de la séptima aproximación, también conocida como clasificación americana o taxonomía de suelos, se realizó para tratar de corregir los defectos de las clasificaciones anteriores, y coloca a la agricultura como factor principal. En la zona de Río Verde no se encontró cartografía al respecto. Sin embargo, Martínez (2005) escribe que los suelos en la

zona de estudio de acuerdo con el Soil Survey Staff se clasifican como aridisoles y de acuerdo con la FAO se clasifican como Gipsisoles, Kastañozem y Solonchaks.

Krasinilkov y García (2005) explican que es imposible tener una equivalencia entre el Soil Survey Staff y la FAO, puesto que tienen una estructura diferente, con diferentes grupos taxonómicos, y los criterios también difieren para el diagnóstico de las unidades de suelo.



## 4. MATERIALES Y METODOS

### 4.1 Descripción geográfica del área de estudio

El territorio que comprende el área de estudio está conformado por los estados de Querétaro y San Luis Potosí, en el cual están involucrados los municipios de Peñamiller, Pinal de Amoles, Jalpan de Serra y Arroyo Seco en Querétaro, mientras que en San Luis Potosí se tienen los municipios de San Ciro de Acosta, Ríoverde, Ciudad Fernández, Ciudad del Maíz y Matehuala. Las regiones hidrológicas que se encuentran inmersas en el estudio son la región de Pánuco con las cuencas del río Tamuín y Moctezuma. El nombre de los ríos de dichas cuencas son Extorax, Ayutla, Jalpan, Conca, Bagres, Calabazas, Santa María y Río Verde. Para reconocer la zona de estudio y recolectar las muestras de aguas y suelos se recorrió la distancia de 9000 km en tres salidas al campo. En la Figura 3 se tiene los puntos del muestreo de aguas.

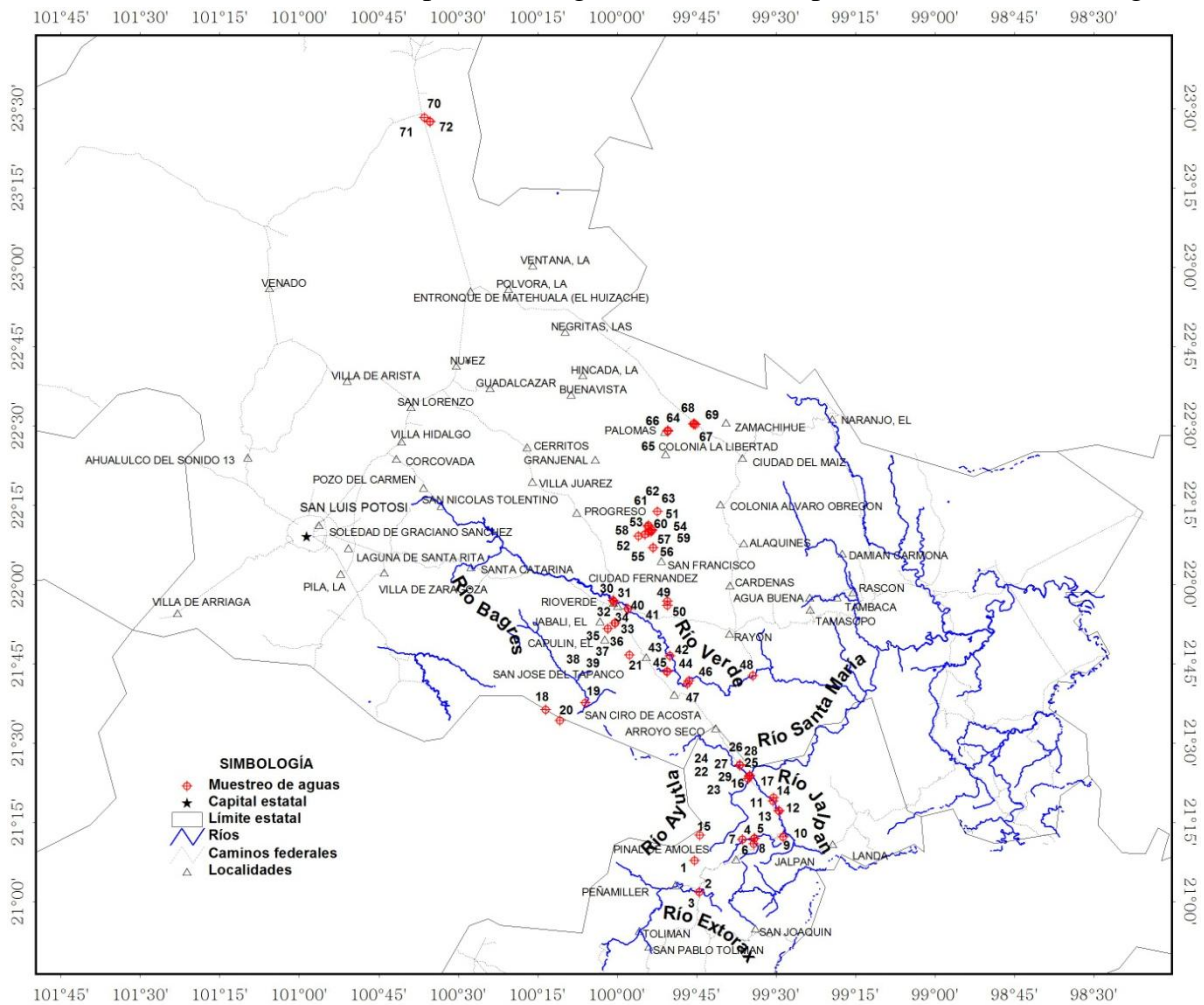


Figura 3. Mapa de ubicación con sitios del muestreo de aguas.

En el Anexo 1 se presenta una descripción geológica, hidrográfica, climática y edafológica de la zona de estudio que se refiere a la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala y que está localizada en la Plataforma Valles-San Luis.

#### **4.2 Toma de las muestras de agua y suelo**

De acuerdo con el tipo de investigación que se planteó en este estudio y que es prospectivo, experimental observacional y transversal, la cantidad mínima de agua que se necesitó fue de un 1 litro. Los recipientes fueron de plástico con su tapón, mismos que a la vez se enjuagó con el agua que se recolectó. La cantidad de suelo que se tomó en cada perfil fue de 1.0-1.5 kg dependiendo de los contenidos de humedad. Las relaciones de extracción suelo-agua que se estudiaron fueron: 1:0.2-0.6, 1:5, 1:10 y 1:25. Para el muestreo de aguas y suelos se siguieron las recomendaciones de Richards *et al.* (1959), APHA (1995) y las respectivas Normas Oficiales Mexicanas.

#### **4.3 Métodos para el análisis de aguas**

La toma de muestras de agua se realizó en lugares en donde nacen los ríos, pozos y a lo largo de toda la cuenca. Las determinaciones físico-químicas analíticas se describen en el Cuadro 9. Con la determinación de los aniones y cationes se conoce aproximadamente el 98% de la composición química inorgánica del agua, mientras que con las concentraciones de boro, fósforo y nitratos se estará cubriendo en parte el 2% restante (Alonso, 1998). En el Anexo 2 se describen las determinaciones para las aguas y suelos.

Cuadro 9. Determinaciones físico químicas para las aguas

DETERMINACIÓN	MÉTODO	REFERENCIA
1. pH	Potenciómetro marca Beckman	NMX-AA-008-SCFI-2000
2. Conductividad eléctrica	Conductímetro puente de Wheatstone con celdas de vidrio de rango 1-5	NOM-AA-93-1984
3. Residuo seco evaporado o sólidos totales solubles	Gravimetría utilizando estufa Hot-Plate modelo Type 2200 Thermoline	NOM-AA-34-1981 Procedimiento B
4. Residuo seco calcinado	Gravimetría utilizando mufla Lindberg	NOM-AA-34-1981
5. Sodio y potasio	Flamometría con flamómetro 648 IL $\lambda=589$ nm utilizando soluciones Standard 140 meq $l^{-1}$ para $Na^+$ y 5.0 meq $L^{-1}$ para $K^+$	APHA, 1995 3500- $Na^+$ y $K^+$ , D
6. Calcio mas magnesio	Volumétrico titulación con EDTA (Merck, Titristol, Art. 9992 0.01 N	APHA, 1995 3500 $Ca^{2+}$ , D
7. Carbonatos	Volumétrico titulación con acido sulfúrico (Merck, Titristol Art. 9984) 0.01 N, indicador fenolftaleína	APHA, 1995 2320 B
8. Bicarbonatos	Volumétricos titulación con ácido sulfúrico (Merck, Titristol Art. 9984) 0.01N	APHA, 1995 2320 B
9. Cloruros	Mohr. Titulación con nitrato de plata (Merck, Nitrato de Plata en solución, Art. OC248386) 0.01 N. Indicador cromato de potasio al 5%	APHA, 1995 4500-C-IB
10. Sulfatos	Turbidimetría Espectrofotómetro Perkin Elmer $\lambda=420$ nm	APHA, 1995 4500- $SO_4^{2-}$ E
11. Ortofosfatos	Volumétrico titulación con Colorimetría	APHA, 1995 Rodier, 1978
12. Boro	Azometina-H	Page (1982)
13. Presión osmótica	Osmómetro	Wescor, 1985
14. Nitratos	Nitración del ácido salicílico	Robarge <i>et al.</i> (1983)

#### 4.4 Métodos para el análisis de suelos

En esta investigación sobre la acumulación de sales de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala se tomaron muestras de suelo en nueve perfiles. Las profundidades de los perfiles edafológicos fueron los siguientes: 1 y 2 (1.5 m); 3 (1.20 m); 4 (1.0 m); 5 (2.80 m); 6 y 7 (0.40 m); 8 y 9 (1.30 m) en total las muestras de suelo fueron 114. En cada perfil cada 10 cm se tomó una muestra de suelo. En cada muestra se obtuvieron extractos acuosos en las siguientes relaciones suelo-agua: 1:0.2≈0.6 y 1:5. En las diferentes muestras de los nueve perfiles en una profundidad de 0-30 cm se obtuvieron los extractos acuosos en las siguientes relaciones suelo-agua: 1:10 y 1:25. En todos los extractos acuosos se determinaron las propiedades físico-químicas de las diferentes soluciones. En las muestras de suelo de los diferentes perfiles se determinaron las siguientes propiedades físicas: contenidos de humedad ( $\Theta$ ) durante la toma de las muestras de suelo, densidad real ( $\rho_1$ ), densidad aparente ( $\rho_2$ ) y porosidad ( $n$ ). En la Figura 4 se presentan de manera esquemática los puntos geográficos de los perfiles edafológicos y en el Cuadro 10 las determinaciones físico-químicas.

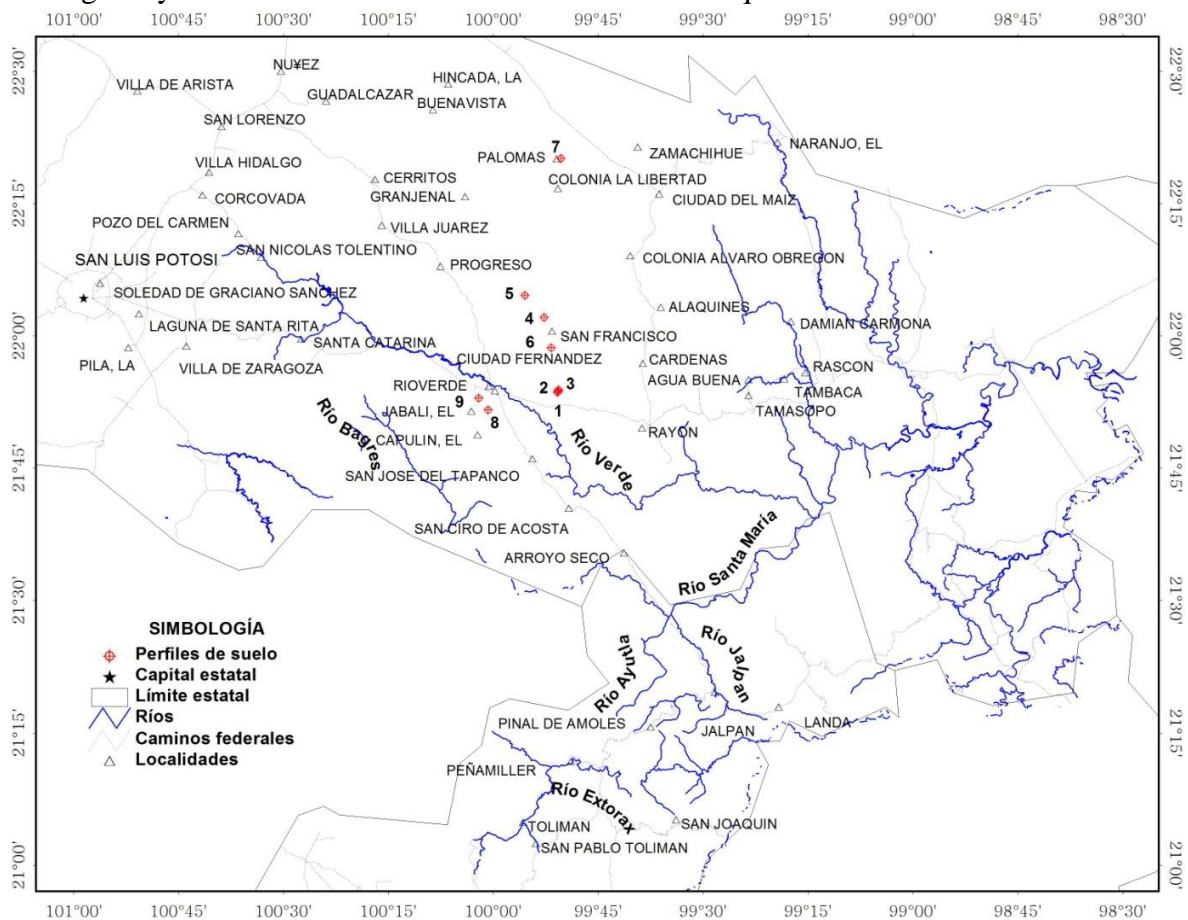


Figura 4. Mapa de ubicación en donde se tomaron las muestras de suelo

Cuadro 10. Determinaciones físico químicas para los suelos

DETERMINACIÓN	MÉTODO	REFERENCIA
1. pH	Potenciómetro marca Beckman	NMX-AA-008-SCFI-2000
2. Conductividad eléctrica	Conductímetro puente de Wheatstone con celdas de vidrio de rango 1-5	NOM-AA-93-1984
3. Residuo seco evaporado o sólidos totales solubles	Gravimetría utilizando estufa Hot-Plate modelo Type 2200 Thermoline	NOM-AA-34-1981 Procedimiento B
4. Residuo seco calcinado	Gravimetría utilizando mufla Lindberg	NOM-AA-34-1981
5. Sodio y potasio	Flamometría con flamómetro 648 IL $\lambda=589$ nm utilizando soluciones Standard 140 meq $l^{-1}$ para $Na^{+}$ y 5.0 meq $L^{-1}$ para $K^{+}$	APHA, 1995 3500- $Na^{+}$ y $K^{+}$ , D
6. Calcio mas magnesio	Volumétrico titulación con EDTA (Merck, Titristol, Art. 9992 0.01 N	APHA, 1995 3500 $Ca^{2+}$ , D
7. Carbonatos	Volumétrico titulación con ácido sulfúrico (Merck, Titristol Art. 9984) 0.01 N, indicador fenolftaleína	APHA, 1995 2320 B
8. Bicarbonatos	Volumétricos titulación con ácido sulfúrico (Merck, Titristol Art. 9984) 0.01N	APHA, 1995 2320 B
9. Cloruros	Mohr. Titulación con nitrato de plata (Merck, Nitrato de Plata en solución, Art. OC248386)0.01 N. Indicador cromato de potasio al 5%	APHA, 1995 4500-C-IB
10. Sulfatos	Turbidimetría Espectrofotómetro 35 Perkin Elmer $\lambda=420$ nm	APHA, 1995 4500- $SO_4^{2-}$ E
11. Ortofosfatos	Volumétrico titulación con Colorimetría	APHA, 1995 Rodier, 1978
12. Boro	Azometina-H	Page (1982)
13. Presión osmótica	Osmómetro	Wescor, 1985
14. Nitratos	Nitración del ácido salicílico	Robarge <i>et al.</i> , 1983
15. Densidad real	Picnómetro	NOM-021-RECNAT-2000
16. Densidad aparente	Probeta	Gandoy, 1991
17. Humedad	Gravimétrico	NOM-021-RECNAT-2000
18. Bases intercambiables	Pfeffer	Pfeffer y Kozhernikov (1967)
19. Carbonatos de calcio equivalentes	Horton y Newson	NOM-021-RECNAT-2000
20. Yeso	Loeppert y Suarez	Loeppert y Suarez, 1996

#### **4.5 Métodos para la meteorización y evolución química de las aguas de Río Verde**

Hardie y Eugster (1970) y Moya *et al.* (1990) proponen un modelo para estudiar el origen de la composición química del agua de manantiales y lagos, basado en la concentración por evaporación en equilibrio con la atmósfera. En el presente trabajo se obtuvo la reconcentración de sales del manantial de Media Luna por evaporación a 1000 mL, 750 mL, 500 mL y 250 mL. Después se realizaron las determinaciones físicas y químicas que se describen en el análisis de aguas para cada muestra evaporada. Finalmente se hizo las interpretaciones de su evolución química de acuerdo a Garrels y Mackenzie (1967), Hardie y Eugster (1970) y Eugster y Hardie (1978).

#### **4.6 Análisis estadístico**

El tipo de investigación está relacionado directamente con el análisis estadístico al cual se van a someter los datos. Este trabajo fue una investigación no experimental, el estudio fue prospectivo, en donde toda la información se recogió de acuerdo a los criterios del investigador y para los fines específicos de la investigación, después de la planeación de la misma (Méndez *et al.*, 1986). De acuerdo a la evolución esta investigación fue transversal, porque se midió una sola vez las variables, se midió sus características físico-químicas en un momento dado, no se pretendió evaluar la evolución de las mismas (Kerlinger y Lee, 2002). De acuerdo a la comparación de las poblaciones el estudio fue descriptivo, porque cuenta con dos poblaciones, aguas y suelos, las cuales se pretendieron describir en función de un grupo de variables y respecto de las cuales no existen hipótesis centrales. Pueden tener grupos de hipótesis que se refieren a la búsqueda sistemática de asociaciones entre varias variables dentro de las mismas poblaciones, tal como se planteó en el apartado de las hipótesis de este trabajo.

Por lo tanto, existe una dependencia funcional entre la concentración total electrolítica de los cationes y de los aniones ( $\text{mg L}^{-1}$ ,  $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$ ), de la presión osmótica (MPa) con respecto a la conductividad eléctrica ( $\mu\text{S cm}^{-1}$ ) de las soluciones acuosas de las muestras de aguas y de los extractos de suelos, por ello se calibró un modelo lineal ajustado al origen, mediante la técnica del análisis de regresión lineal el cual relaciona la concentración de las soluciones expresada

en  $\text{mg L}^{-1}$  o  $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$  y la presión osmótica con respecto a la conductividad eléctrica de las soluciones acuosas (Richards *et al.*, 1959; Mendoza, 2009).

El modelo en forma general tiene la estructura:  $Y = B_1 X$

Donde:

$Y$  = representa la concentración de la solución en  $\text{mg L}^{-1}$  en un primer caso, la concentración de cationes y aniones en  $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$  en un segundo caso, y la presión osmótica en MPa desarrollada por la solución en un tercer caso.

$B_1$  = es la pendiente de la recta que va a explicar qué tipo de salinidad tiene la solución acuosa.

$X$  = es la conductividad eléctrica de la solución.

## 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala se encuentra en los estados de Querétaro y San Luis Potosí, formada por la Sierra Madre Oriental y la Plataforma Valles-San Luis. Se tomaron 72 muestras de agua, una muestra de agua del nivel freático del perfil 5 y se realizaron 9 perfiles de suelo entre los meses de diciembre de 2009, mayo y agosto de 2010. El recorrido aproximado fue de 9000 km en las tres salidas a campo. En el Cuadro 11 se indica la localización de los sitios de muestreo, éstos se ordenaron de acuerdo al gradiente y al sistema hidrográfico.

Cuadro 11. Localización geográfica del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica Río Verde-Matehuala.

No.	Descripción del sitio de muestreo	Fecha de colecta	Latitud Norte	Longitud Oeste	m.s.n.m	Temp. de las aguas °C
1	Río Extoraz en el poblado El Encino	27/08/2010	21.12972	99.75550	1609	24
2	Peña Blanca	8/12/2009	21.03108	99.74067	1271	24
3	Peña Blanca	11/5/2010	21.03100	99.74072	1268	28
4	Escanelilla	8/12/2009	21.20072	99.56725	1261	17.7
5	Escanelilla	11/5/2010	21.19900	99.56808	1150	22
6	Río Escanela	13/12/2009	21.19653	99.60517	1243	16.9
7	Río Escanela	12/5/2010	21.19653	99.60508	1258	19
8	Cascada en Ahuacatlán	27/08/2010	21.18306	99.56939	1161	20
9	Presa de Jalpan de Serra	13/12/2009	21.20461	99.47672	740	21.5
10	Presa de Jalpan de Serra	12/5/2010	21.20469	99.47658	771	29
11	Río Jalpan (El Lindero), S.J. Buenaventura	9/12/2009	21.31800	99.50806	650	19.2
12	Jalpan (Lindero)	12/5/2010	21.28775	99.49078	670	29
13	Pozo en Lindero( José Aguado y Antero Rodríguez)	12/5/2010	21.28661	99.48986	680	25
14	Río Jalpan S. J. Buenaventura	12/5/2010	21.32778	99.50717	647	27
15	Río Blanco en el poblado Río Blanco (Cuenca del Ayutla)	27/08/2010	21.20956	99.73853	1709	18
16	Río Ayutla	9/12/2009	21.38825	99.58650	509	20.1
17	Río Ayutla	12/5/2010	21.38831	99.58650	522	26
18	Presa Realito (río Santa María)	24/08/2010	21.60556	100.22447	1062	30
19	Río Bagres	24/08/2010	21.62636	100.09858	1048	30
20	Río Santa María cerca de San Luis de la Paz	24/08/2010	21.57100	100.17925	1012	29
21	Caracol río Calabazas	24/08/2010	21.77747	99.95992	955	30
22	Río Jalpan antes del río Ayutla (Conca)	9/12/2009	21.39636	99.58278	499	20
23	Río Jalpan antes del Ayutla (Conca)	12/5/2010	21.39647	99.58300	501	31
24	Río Jalpan después del Ayutla (Conca)	9/12/2009	21.39703	99.58114	498	20.1
25	Río Jalpan después de Ayutla (Conca)	12/5/2010	21.39711	99.58097	507	30
26	Manantial en Sierra Gorda(Centro recreativo El Abanico)	12/12/2009	21.43100	99.61292	553	27.6
27	Manantial en Sierra Gorda(Centro recreativo El Abanico)	12/5/2010	21.43075	99.61300	522	30
28	Manantial arriba del Centro recreativo El Abanico	12/12/2009	21.43100	99.61217	553	27.5
29	Manantial arriba del Centro recreativo El Abanico	12/5/2010	21.43092	99.61217	548	30
30	Río verde rumbo a Pastora (Ciudad Fernández)	25/08/2010	21.95022	100.01183	994	29
31	Manantial 1 en balneario El Manantial en ciudad Fernández	26/08/2010	21.94614	100.00975	980	26
32	Manantial 2 en balneario El Manantial en ciudad Fernández	26/08/2010	21.94600	100.00947	985	25
33	Media Luna	9/12/2009	21.86100	100.02814	1001	29.6
34	Media Luna	15/5/2010	21.86103	100.02806	1004	29



... Cuadro 11

No.	Descripción del sitio de muestreo	Fecha de colecta	Latitud Norte	Longitud Oeste	m.s.n.m	Temp. de las aguas °C
35	Los Antejitos	11/12/2009	21.87825	100.00553	991	26.8
36	Antejitos 1	15/5/2010	21.87817	100.00567	1001	31
37	Antejitos 2	15/5/2010	21.87853	100.00614	1000	31
38	Antejitos 1	25/08/2010	21.87828	100.00558	1000	30
39	Antejitos 2	25/08/2010	21.87833	100.00583	1005	30
40	Río Verde (Puente Verástegui)	9/12/2009	21.92347	99.96517	970	24.4
41	Río Verde (Puente Verástegui)	13/5/2010	21.92331	99.96494	960	26
42	Manantial San Sebastian, balneario	11/12/2009	21.77444	99.83306	838	30
43	Manantial San Sebastian, balneario	12/5/2010	21.77453	99.83311	825	31
44	Río Verde en San Sebastian	11/12/2009	21.72558	99.84153	833	20.4
45	Río Verde en San Sebastian	12/5/2010	21.72525	99.84189	830	28
46	Río Vaqueros (Viene de río Verde)	9/12/2009	21.69608	99.77253	766	22
47	Río Vaqueros (Viene de Río Verde)	12/5/2010	21.68642	99.77878	778	30
48	Río Pinihuán	14/5/2010	21.71231	99.57247	665	28
49	Pozo 2 de Rancho La Soledad( Perfil 1-3)	10/12/2009	21.94694	99.84133	1070	26.3
50	Pozo 1 de Rancho La Soledad( Perfil 1-3)	10/12/2009	21.93333	99.84144	1053	25.7
51	Los Peroles	10/12/2009	22.18642	99.90100	1036	29.5
52	Los Peroles	13/5/2010	22.18289	99.90250	1023	32
53	La Muralla, manantial	10/12/2009	22.15775	99.91125	1027	25.9
54	La Muralla, manantial	13/5/2010	22.15775	99.91106	1031	29
55	Canal Peroles (La Maroma)	10/12/2009	22.11572	99.88522	1021	27.1
56	Canal Peroles (La Maroma)	13/5/2010	22.11550	99.88511	1017	29
57	Nivel freático hacia los Peroles (Ejido San Francisco, Tomás Carrizales)	10/12/2009	22.16644	99.89872	1021	23.2
58	Las Maromas	10/12/2009	22.15247	99.93214	1014	22.4
59	Nivel freático (SIXTO LÓPEZ)	13/5/2010	22.16661	99.89244	1029	25
60	Nivel freático Sabinito (Tomás Carrizales T.)	13/5/2010	22.17083	99.89006	1028	27
61	Nivel freático hacia los Peroles (Ejido San Francisco, Tomas Carrizales)	13/5/2010	22.16650	99.89872	1026	26
62	Nivel freático hacia Los Peroles (En la veleta, es de consumo humano)	13/5/2010	22.17322	99.89103	1009	30
63	Nivel freático antes de llegar a E. Tablas (Erásmo Nájera Navas)	14/5/2010	22.23025	99.87231	1029	28
64	Pozo 2 Las Palomas (Fuga)	12/12/2009	22.48225	99.83992	1021	22.5
65	Pozo 1 Las Palomas (Piscina)	12/12/2009	22.48508	99.83992	1016	18.7
66	Pozo 1 Las Palomas (Piscina)	14/5/2010	22.48511	99.83989	1021	29
67	Pozo 1 Rancho San Tiburcio (J. Nieves Sánchez Martínez)	14/5/2010	22.50731	99.75650	1037	28
68	Pozo 2 Rancho San Tiburcio (J. Nieves Sánchez Martínez)	14/5/2010	22.50517	99.75956	1036	28
69	Pozo 3 Rancho San Tiburcio (J. Nieves Sánchez Martínez)	14/5/2010	22.50369	99.75292	1037	29
70	Tanque de reserva El Mezquite (Traen de Matehuala)	26/08/2010	23.45911	100.58808	1429	25
71	Tanque de reserva de pozo de El Mezquite (Entrada a El Mezquite)	26/08/2010	23.47089	100.60594	1451	27
72	Laguana de oxidación en El Mezquite	26/08/2010	23.45717	100.58811	1426	26
NF	Nivel freático tomado a los 2.80 m del perfil 5 (La Muralla)	11/12/2009	22.15819	99.92464	1013	

### 5.1 Composición iónica de las aguas

Normalmente la salinidad total de las aguas continentales está determinada completamente por cuatro cationes principales, calcio, magnesio, sodio y potasio, y por los aniones carbonato, bicarbonato, sulfato y cloruro. La salinidad de las aguas continentales muestra una

concentración mundial media de  $120 \text{ mg L}^{-1}$ , pero varía considerablemente de un continente a otro y según la litología de las masas de los diferentes espesores estratigráficos de la tierra. La salinidad es determinada por los aportes debidos al lavado de las rocas de la cuenca de drenaje, por la precipitación atmosférica, y por el equilibrio entre evaporación y precipitación. Las proporciones mundiales de los principales iones muestran una gran tendencia a presentar las relaciones siguientes:  $\text{Ca} > \text{Mg} \geq \text{Na} > \text{K}$ , y  $\text{CO}_3\text{-HCO}_3 < \text{SO}_4 < \text{Cl}$ . Muchas veces, en las aguas blandas y en los lagos de las regiones costeras, las concentraciones de equivalentes de Na y Cl son mayores (Wetzel, 1981). Las concentraciones de otros elementos como el nitrógeno, fósforo, hierro, boro y otros elementos secundarios tienen importancia biológica, pero desde el punto de vista de la composición de las aguas dulces son insignificantes (Wetzel, 1981 y Alonso, 1998).

Conocer la composición de las aguas de irrigación es importante porque el exceso de sodio, carbonatos, bicarbonatos y cloruros, aumentarán el pH, la conductividad eléctrica y el porcentaje de sodio intercambiable del suelo en donde se apliquen (Choudhary *et al.*, 2006).

Los procesos de solución y oxido-reducción, así como la acción de los iones hidrógeno y la formación de complejos orgánicos controlan la alteración iónica superficial del suelo y de la roca. En muchas aguas dulces diluidas y en ciertos lagos salinos de regiones áridas, la lluvia y la precipitación de materias constituyen el origen principal de la salinidad. Las concentraciones de magnesio, sodio, potasio y el cloro son relativamente constantes, sufriendo en el interior de los lagos fluctuaciones espaciales y temporales de poca importancia, que se deben a su utilización por los seres vivos o a los cambios ambientales inducidos por los organismos. El calcio, el carbono inorgánico y el sulfato son dinámicos, y sus concentraciones están influenciadas por el metabolismo microbiano (Wetzel, 1981).

Gibbs (1970) citado por Wetzel (1981) explica que los tres mecanismos principales de control de la salinidad de las aguas superficiales del mundo son: la mineralización en equilibrio con las rocas, la precipitación atmosférica y el proceso de evaporación-precipitación. Las aguas dominadas por la naturaleza de las rocas están en equilibrio parcial con los materiales de su cuenca de drenaje. Sus posiciones dentro de esta categoría dependen del relieve y del clima de

cada cuenca, y de la composición del material rocoso de la cuenca. Predominan los iones calcio y bicarbonato.

La composición química de las aguas de salinidad escasa, con dominancia de sodio y cloruros, es determinada por las sales disueltas derivadas de la precipitación atmosférica que, por su parte, provienen principalmente de los océanos. Además, las áreas lavadas por el agua, situadas principalmente en las zonas tropicales de Sudamérica y África, presentan por lo general un relieve bajo y pluviosidad elevada. El aporte de sales disueltas procedentes de las rocas es muy bajo en proporción a la cantidad de pluviosidad. El tercer proceso principal que determina la salinidad de las aguas superficiales se refiere a la evaporación y cristalización fraccional, junto con la precipitación. Las aguas dulces se extienden en una serie que se centra en las aguas de baja salinidad con mineralización en equilibrio con las rocas y hasta aguas de alta de salinidad con dominancia del sodio. Los ríos y lagos del extremo salino de esta serie generalmente están localizados en regiones cálidas y áridas.

La distribución regional de la salinidad de las aguas continentales es altamente variable, incluso en zonas localizadas. Así, se puede encontrar algunas áreas o distritos lacustres que a causa de la uniformidad de sus formaciones rocosas, presentan proporciones iónicas relativamente regulares. Por el contrario, en el sudeste de Michigan existen lagos de exudación de aguas extremadamente blandas justo al lado de lagos muy calcáreos, bajo condiciones de salinidad que vienen determinadas por un till glacial complejo y variable. En los sistemas lacustres abiertos de grandes regiones de la zona templada prevalece el tipo de dominancia del calcio y del bicarbonato: Cationes,  $Ca > Mg \geq Na > K$  y Aniones,  $CO_3 - HCO_3 < SO_4 < Cl$ . Estas relaciones coinciden bastante con el promedio mundial de las aguas fluviales (Wetzel, 1981). En el presente caso, al utilizar los promedios de los datos del muestreo de aguas,  $Na / (Na + Ca) = 0.24$  y  $STD = 1074.25 \text{ mg L}^{-1}$  y de acuerdo al gráfico de Gibs (1970) citado por Wetzel (1987) que representa los procesos generales de la salinidad en las aguas superficiales del mundo, se llegó a conocer que las muestras de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala se localizan en la mitad de la zona formada entre la mineralización en equilibrio con las rocas y la evaporación y precipitación. Lo que es coherente con el pasado geoquímico de la zona de estudio. En el Cuadro 12 se presenta la composición iónica de las aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde Matehuala.

Cuadro 12. Composición iónica de las aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

No.	pH	CE $\mu\text{S cm}^{-1}$	$\text{mmol}_e \text{L}^{-1}$										$\Sigma \text{ mg L}^{-1}$ $\Sigma \text{ mmol L}^{-1}$	RSE $\text{mg L}^{-1}$ ppm	% Error
			$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$	Suma	$\text{CO}_3^{2-}$	$\text{HCO}_3^-$	$\text{Cl}^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	Suma			
1	7.7	426.00	2.32	1.42	0.28	0.19	4.21	0.00	3.27	0.68	0.17	4.12	350.00	1.04	
			46.49	17.25	6.44	7.43	0.00	199.54	24.11	8.32	309.57				
			1.16	0.71	0.28	0.19	0.00	3.27	0.68	0.09		6.38			
2	8.1	1700.00	8.20	3.70	4.63	0.27	16.80	0.00	6.73	2.90	6.74	16.37	1200.00	1.30	
			164.33	44.96	106.44	10.56	0.00	410.66	102.81	323.67	1163.43				
			4.10	1.85	4.63	0.27	0.00	6.73	2.90	3.37		23.85			
3	7.20	1272.73	4.21	3.00	4.90	0.43	12.54	0.00	4.22	3.20	4.78	12.20	930.00	1.37	
			84.37	36.45	112.65	16.81	0.00	257.50	113.44	229.58	850.81				
			2.11	1.50	4.90	0.43	0.00	4.22	3.20	2.39		18.75			
4	8.2	336.25	2.40	0.40	0.50	0.06	3.36	0.00	2.33	0.80	0.14	3.27	276.00	1.41	
			48.10	4.86	11.50	2.35	0.00	142.18	28.36	6.56	243.89				
			1.20	0.20	0.50	0.06	0.00	2.33	0.80	0.07		5.16			
5	7.50	305.45	1.47	0.85	0.65	0.09	3.06	0.00	1.71	1.20	0.07	2.98	321.00	1.32	
			29.46	10.33	14.94	3.52	0.00	104.34	42.54	3.36	208.50				
			0.74	0.43	0.65	0.09	0.00	1.71	1.20	0.04		4.85			
6	8.2	337.85	2.36	0.42	0.52	0.08	3.38	0.00	2.36	0.76	0.16	3.28	289.00	1.50	
			47.29	5.10	11.95	3.13	0.00	144.01	26.94	7.68	246.11				
			1.18	0.21	0.52	0.08	0.00	2.36	0.76	0.08		5.19			
7	7.70	330.91	1.57	0.96	0.64	0.09	3.26	0.00	1.83	1.26	0.10	3.19	276.00	1.09	
			31.46	11.66	14.71	3.52	0.00	111.67	44.67	4.80	222.50				
			0.79	0.48	0.64	0.09	0.00	1.83	1.26	0.05		5.14			
8	7.47	372.00	2.03	1.25	0.21	0.18	3.67	0.00	2.79	0.72	0.08	3.59	311.00	1.07	
			40.68	15.19	4.83	7.04	0.00	170.25	25.52	3.96	267.46				
			1.02	0.63	0.21	0.18	0.00	2.79	0.72	0.04		5.58			
9	7.9	308.25	1.66	0.72	0.60	0.08	3.06	0.00	2.03	0.78	0.17	2.98	250.00	1.32	
			33.27	8.75	13.79	3.13	0.00	123.87	27.65	8.17	218.62				
			0.83	0.36	0.60	0.08	0.00	2.03	0.78	0.09		4.77			
10	7.70	254.55	1.23	0.72	0.48	0.04	2.47	0.00	1.40	0.95	0.06	2.41	196.00	1.23	
			24.65	8.75	11.04	1.56	0.00	85.43	33.68	2.88	167.98				
			0.62	0.36	0.48	0.04	0.00	1.40	0.95	0.03		3.88			
11	7.9	480.50	2.60	1.10	0.92	0.12	4.74	0.00	3.13	1.20	0.27	4.60	363.00	1.50	
			52.10	13.37	21.15	4.69	0.00	190.99	42.54	12.97	337.81				
			1.30	0.55	0.92	0.12	0.00	3.13	1.20	0.14		7.36			
12	7.50	509.09	1.76	1.20	1.96	0.12	5.04	0.00	2.81	1.28	0.82	4.91	398.00	1.31	
			35.27	14.58	45.06	4.69	0.00	171.47	45.38	39.38	355.83				
			0.88	0.60	1.96	0.12	0.00	2.81	1.28	0.41		8.06			
13	7.40	432.73	1.48	1.02	1.65	0.10	4.25	0.00	2.37	1.08	0.69	4.14	347.00	1.31	
			29.66	12.39	37.93	3.91	0.00	144.62	38.29	33.14	299.94				
			0.74	0.51	1.65	0.10	0.00	2.37	1.08	0.35		6.80			
14	7.40	381.82	1.31	0.90	1.45	0.09	3.75	0.00	2.09	0.95	0.61	3.65	294.00	1.35	
			26.25	10.94	33.34	3.52	0.00	127.53	33.68	29.30	264.55				
			0.66	0.45	1.45	0.09	0.00	2.09	0.95	0.31		5.99			
15	7.50	352.90	1.87	1.22	0.22	0.18	3.49	0.00	2.69	0.65	0.06	3.40	263.00	1.31	
			37.47	14.82	5.06	7.04	0.00	164.14	23.04	2.88	254.46				
			0.94	0.61	0.22	0.18	0.00	2.69	0.65	0.03		5.32			
16	7.8	467.00	2.08	1.65	0.75	0.16	4.64	0.00	2.50	0.84	1.17	4.51	389.00	1.42	
			41.68	20.05	17.24	6.26	0.00	152.55	29.78	56.20	323.75				
			1.04	0.83	0.75	0.16	0.00	2.50	0.84	0.59		6.70			
17	7.50	356.36	1.81	0.84	0.82	0.09	3.56	0.00	1.92	0.94	0.60	3.46	313	1.42	
			36.27	10.21	18.85	3.52	0.00	117.16	33.32	28.82	248.15				
			0.91	0.42	0.82	0.09	0.00	1.92	0.94	0.30		5.40			
18	7.68	324.50	1.30	0.80	0.65	0.25	3.00	0.00	2.37	0.60	0.14	3.11	286	1.80	
			26.05	9.72	14.94	9.78	0.00	144.62	21.27	6.72	233.10				
			0.65	0.40	0.65	0.25	0.00	2.37	0.60	0.07		4.99			

... Cuadro 12

No.	pH	CE $\mu\text{S cm}^{-1}$	mmol <sub>c</sub> L <sup>-1</sup>										RSE mg L <sup>-1</sup> ppm	% Error
			Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Suma	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Suma		
19	7.88	151.30	0.40 8.02 0.20	0.64 7.78 0.32	0.30 6.90 0.30	0.16 6.26 0.16	1.50	0.00 0.00 0.00	1.13 68.95 1.13	0.22 7.80 0.22	0.11 5.43 0.06	1.46 111.12 2.39	120	1.25
20	7.74	232.20	0.52 10.42 0.26	1.07 13.00 0.54	0.38 8.74 0.38	0.32 12.51 0.32	2.29	0.00 0.00 0.00	1.72 104.95 1.72	0.42 14.89 0.42	0.08 3.84 0.04	2.22 168.36 3.68	179	1.55
21	7.56	723.00	2.53 50.70 1.27	4.20 51.03 2.10	0.15 3.45 0.15	0.26 10.17 0.26	7.14	0.00 0.00 0.00	5.39 328.90 5.39	0.60 21.27 0.60	0.96 45.91 0.48	6.95 511.42 10.24	542	1.38
22	8.0	675.50	3.11 62.32 1.56	2.30 27.95 1.15	1.10 25.29 1.10	0.20 7.82 0.20	6.71	0.00 0.00 0.00	3.56 217.23 3.56	1.12 39.70 1.12	1.86 89.26 0.93	6.54 469.57 9.61	498.00	1.30
23	7.60	585.45	2.03 40.68 1.02	1.40 17.01 0.70	2.26 51.96 2.26	0.14 5.47 0.14	5.83	0.00 0.00 0.00	3.26 198.93 3.26	1.48 52.47 1.48	0.95 45.63 0.48	5.69 412.14 9.33	469	1.22
24	7.9	645.50	2.89 57.92 1.45	2.30 27.95 1.15	1.05 24.14 1.05	0.18 7.04 0.18	6.42	0.00 0.00 0.00	3.46 211.13 3.46	1.16 41.12 1.16	1.62 77.71 0.81	6.24 447.00 9.25	496.00	1.44
25	7.60	534.55	1.81 36.27 0.91	1.26 15.31 0.63	2.03 46.67 2.03	0.13 5.08 0.13	5.23	0.00 0.00 0.00	2.90 176.96 2.90	1.33 47.15 1.33	0.86 41.31 0.43	5.09 368.75 8.36	387	1.36
26	7.5	1088.50	6.48 129.86 3.24	4.00 48.60 2.00	0.20 4.60 0.20	0.08 3.13 0.08	10.76	0.00 0.00 0.00	4.92 300.22 4.92	0.80 28.36 0.80	4.75 228.11 2.37	10.47 742.88 13.61	754.00	1.37
27	7.20	890.91	4.97 99.60 2.49	2.17 26.37 1.09	1.40 32.19 1.40	0.25 9.78 0.25	8.79	0.00 0.00 0.00	3.68 224.55 3.68	1.80 63.81 1.80	3.07 147.45 1.54	8.55 603.74 12.24	654	1.38
28	7.1	1061.50	6.09 122.04 3.05	4.06 49.33 2.03	0.22 5.06 0.22	0.10 3.91 0.10	10.47	0.00 0.00 0.00	5.10 311.20 5.10	0.82 29.07 0.82	4.27 205.09 2.14	10.19 725.70 13.45	764.00	1.36
29	7.20	890.91	4.67 93.59 2.34	2.26 27.46 1.13	1.55 35.63 1.55	0.30 11.73 0.30	8.78	0.00 0.00 0.00	3.60 219.67 3.60	1.86 65.94 1.86	3.10 148.89 1.55	8.56 602.91 12.33	630	1.27
30	7.45	1770.00	12.09 242.28 6.05	4.71 57.23 2.36	0.42 9.66 0.42	0.26 10.17 0.26	17.48	0.00 0.00 0.00	5.77 352.09 5.77	1.27 45.02 1.27	9.96 478.38 4.98	17.00 1194.82 21.10	1490	1.39
31	6.96	2258.00	13.39 268.34 6.70	8.21 99.75 4.11	0.38 8.74 0.38	0.32 12.51 0.32	22.30	0.00 0.00 0.00	7.03 428.97 7.03	2.12 75.15 2.12	12.58 604.12 6.29	21.73 1497.58 26.94	2130	1.30
32	7.00	2265.00	13.26 265.73 6.63	8.43 102.42 4.22	0.36 8.28 0.36	0.32 12.51 0.32	22.37	0.00 0.00 0.00	7.15 436.29 7.15	2.08 73.74 2.08	12.58 604.12 6.29	21.81 1503.09 27.04	2080	1.27
33	7.1	2077.00	12.02 240.88 6.01	8.10 98.42 4.05	0.30 6.90 0.30	0.12 4.69 0.12	20.54	0.00 0.00 0.00	6.04 368.56 6.04	1.02 36.16 1.02	12.94 621.51 6.47	20.00 1377.11 24.01	1460.00	1.33
34	7.3	1909.09	10.11 202.60 5.06	8.23 99.99 4.12	0.35 8.05 0.35	0.17 6.65 0.17	18.86	0.00 0.00 0.00	5.76 351.48 5.76	1.13 40.06 1.13	11.48 551.38 5.74	18.37 1260.21 22.32	1420	1.32
35	7.3	2009.00	11.59 232.26 5.80	8.00 97.20 4.00	0.18 4.14 0.18	0.08 3.13 0.08	19.85	0.00 0.00 0.00	4.80 292.90 4.80	1.54 54.59 1.54	12.98 623.43 6.49	19.32 1307.65 22.89	1656.00	1.35
36	7.2	1909.09	10.15 203.41 5.08	8.24 100.12 4.12	0.33 7.59 0.33	0.18 7.04 0.18	18.90	0.00 0.00 0.00	5.80 353.92 5.80	1.14 40.41 1.14	11.46 550.42 5.73	18.40 1262.90 22.38	1500	1.34
37	7.2	1909.09	10.17 203.81 5.09	8.22 99.87 4.11	0.32 7.36 0.32	0.17 6.65 0.17	18.88	0.00 0.00 0.00	5.83 355.75 5.83	1.12 39.70 1.12	11.44 549.46 5.72	18.39 1262.60 22.36	1680	1.31

... Cuadro 12

No.	pH	CE μS cm <sup>-1</sup>	mmol <sub>c</sub> L <sup>-1</sup>										Σ mg L <sup>-1</sup> Σ mmol L <sup>-1</sup>	RSE mg L <sup>-1</sup> ppm	% Error
			Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Suma	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Suma			
38	7.48	1771.00	12.60	4.28	0.36	0.25	17.49	0.00	5.83	1.26	9.92	17.01	1450	1.39	
			252.50	52.00	8.28	9.78		0.00	355.75	44.67	476.40				1199.37
39	7.34	1901.00	6.30	2.14	0.36	0.25		0.00	5.83	1.26	4.96		1630	1.38	
			13.55	4.56	0.38	0.28	18.77	0.00	6.23	1.42	10.61	18.26			21.10
40	7.6	2221.00	271.54	55.40	8.74	10.95		0.00	380.15	50.34	509.60		1628.00	1.33	
			6.78	2.28	0.38	0.28		0.00	6.23	1.42	5.31	22.67			
41	7.9	2290.91	12.27	8.67	0.82	0.16	21.92	0.00	7.82	1.40	12.13	21.35	1485.54	1900	1.34
			245.89	105.34	18.85	6.26		0.00	477.18	49.63	582.39				
42	7.0	2047.00	6.14	4.34	0.82	0.16		0.00	7.82	1.40	6.06		1552.44	1708.00	1.35
			7.36	12.00	2.88	0.38	22.62	0.00	11.81	2.62	7.59	22.02			
43	7	1400.00	3.68	6.00	2.88	0.38		0.00	11.81	2.62	3.80		1301.74	1680	1.36
			8.00	11.99	0.18	0.08	20.25	0.00	4.40	1.22	14.09	19.71			
44	7.7	2145.50	160.32	145.68	4.14	3.13		0.00	268.49	43.25	676.74		1444.04	1760.00	1.24
			4.00	6.00	0.18	0.08		0.00	4.40	1.22	7.05				
45	7.5	1272.73	7.10	4.69	1.76	0.28	13.83	0.00	5.30	1.60	6.56	13.46	857.68	1390	1.37
			142.28	56.98	40.46	10.95		0.00	323.41	56.72	315.08				
46	8.2	2374.50	3.55	2.35	1.76	0.28		0.00	5.30	1.60	3.28		1444.04	1988.00	1.35
			11.80	8.50	0.78	0.16	21.24	0.00	7.70	1.20	11.82	20.72			
47	7.6	1463.64	236.47	103.28	17.93	6.26		0.00	469.85	42.54	567.71		857.68	1940	1.26
			5.90	4.25	0.78	0.16		0.00	7.70	1.20	5.91				
48	7.8	2163.64	6.60	4.09	1.60	0.25	12.54	0.00	4.73	1.45	6.02	12.20	1390	1.37	
			132.26	49.69	36.78	9.78		0.00	288.62	51.40	289.14				16.39
49	7.6	674.50	3.30	2.05	1.60	0.25		0.00	4.73	1.45	3.01		857.68	1760.00	1.24
			15.65	7.00	0.60	0.16	23.41	0.00	6.48	1.60	14.71	22.79			
50	7.4	644.50	313.63	85.05	13.79	6.26		0.00	395.41	56.72	706.35		1577.21	1988.00	1.35
			7.83	3.50	0.60	0.16		0.00	6.48	1.60	7.35				
51	7.2	2306.50	7.52	4.75	1.85	0.30	14.42	0.00	4.78	1.60	7.68	14.06	979.94	1940	1.26
			150.70	57.71	42.53	11.73		0.00	291.68	56.72	368.87				
52	7.4	2418.18	3.76	2.38	1.85	0.30		0.00	4.78	1.60	3.84		857.68	1940	1.26
			5.90	12.53	2.58	0.32	21.33	0.00	8.40	2.42	9.86	20.68			
53	7.7	2729.00	118.24	152.24	59.31	12.51		0.00	512.57	85.79	473.58		1414.23	1960	1.55
			2.95	6.27	2.58	0.32		0.00	8.40	2.42	4.93				
54	7.9	2418.18	2.87	2.26	1.24	0.25	6.62	0.00	4.02	1.60	0.80	6.42	463.49	476.00	1.57
			57.51	27.46	28.51	9.78		0.00	245.30	56.72	38.21				
55	7.7	2485.50	1.44	1.13	1.24	0.25		0.00	4.02	1.60	0.40		463.49	476.00	1.57
			3.00	1.96	1.15	0.21	6.32	0.00	4.12	1.70	0.32	6.14			
56	7.8	2290.91	60.12	23.81	26.44	8.21		0.00	251.40	60.27	15.56		445.81	444.00	1.41
			1.50	0.98	1.15	0.21		0.00	4.12	1.70	0.16				
57	7.2	2306.50	14.98	6.39	1.30	0.14	22.81	0.00	3.70	2.27	16.28	22.25	1501.24	1824.00	1.25
			300.20	77.64	29.89	5.47		0.00	225.77	80.47	781.80				
58	7.4	2418.18	7.49	3.20	1.30	0.14		0.00	3.70	2.27	8.14		1501.24	1820	1.51
			7.36	13.12	2.90	0.52	23.90	0.00	8.29	3.12	11.78	23.19			
59	7.7	2729.00	147.49	159.41	66.67	20.33		0.00	505.86	110.60	565.79		1576.16	1820	1.51
			3.68	6.56	2.90	0.52		0.00	8.29	3.12	5.89				
60	7.9	2418.18	16.76	8.90	1.20	0.10	26.96	0.00	4.50	2.60	19.16	26.26	1762.52	2128.00	1.32
			335.87	108.14	27.59	3.91		0.00	274.59	92.17	920.25				
61	7.9	2418.18	8.38	4.45	1.20	0.10		0.00	4.50	2.60	9.58		1588.41	2090	1.34
			7.70	12.89	2.86	0.45	23.90	0.00	8.89	3.10	11.28	23.27			
62	7.7	2485.50	154.31	156.61	65.75	17.60		0.00	542.47	109.90	541.78		1588.41	2090	1.34
			3.85	6.45	2.86	0.45		0.00	8.89	3.10	5.64				
63	7.7	2485.50	14.27	9.12	1.12	0.08	24.59	0.00	6.74	2.60	14.61	23.95	1630.88	1672.00	1.32
			285.97	110.81	25.75	3.13		0.00	411.27	92.17	701.78				
64	7.8	2290.91	7.14	4.56	1.12	0.08		0.00	6.74	2.60	7.31		1530.22	1770	1.28
			7.23	12.30	2.68	0.40	22.61	0.00	10.53	2.92	8.59	22.04			
65	7.8	2290.91	144.89	149.45	61.61	15.64		0.00	642.54	103.51	412.58		1530.22	1770	1.28
			3.62	6.15	2.68	0.40		0.00	10.53	2.92	4.30				

... Cuadro 12

No.	pH	CE μS cm <sup>-1</sup>	mmol <sub>c</sub> L <sup>-1</sup>										Σ mg L <sup>-1</sup> Σ mmol L <sup>-1</sup>	RSE mg L <sup>-1</sup> ppm	% Error
			Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Suma	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Suma			
57	7.2	4730.00	27.79	9.56	9.00	0.36	46.71	0.00	4.40	7.60	33.48	45.48	3040.00	3884.00	1.33
			556.91	116.15	206.91	14.08		0.00	268.49	269.42	1608.04				
58	7.6	3175.50	13.90	4.78	9.00	0.36		0.00	4.40	7.60	16.74		56.78	2856.00	1.31
			19.05	8.82	3.31	0.22	31.40	0.00	5.18	3.18	22.23	30.59	2070.15		
			381.76	107.16	76.10	8.60		0.00	316.08	112.73	1067.71		2070.15		
59	7	3563.64	9.53	4.41	3.31	0.22		0.00	5.18	3.18	11.12		36.94	3490	1.17
			9.42	18.90	6.30	0.45	35.07	0.00	9.33	6.02	18.91	34.26	2271.73		
			188.78	229.64	144.84	17.60		0.00	569.32	213.41	908.16		2271.73		
61	7.8	2100.00	4.71	9.45	6.30	0.45		0.00	9.33	6.02	9.45		45.71	1340	1.57
			6.54	11.12	2.76	0.32	20.74	0.00	6.50	3.14	10.46	20.10	1352.47		
			131.06	135.11	63.45	12.51		0.00	396.63	111.31	502.39		1352.47		
61	6.9	4200.00	3.27	5.56	2.76	0.32		0.00	6.50	3.14	5.23		26.78	4080	1.43
			11.11	22.30	7.43	0.64	41.48	0.00	8.61	8.20	23.50	40.31	2634.32		
			222.64	270.95	170.82	25.02		0.00	525.38	290.69	1128.82		2634.32		
62	7.5	1781.82	5.56	11.15	7.43	0.64		0.00	8.61	8.20	11.75		53.34	1280	1.33
			5.45	9.43	2.30	0.40	17.58	0.00	5.78	2.62	8.72	17.12	1156.71		
			109.22	114.57	52.88	15.64		0.00	352.70	92.88	418.82		1156.71		
63	7.2	3818.18	2.73	4.72	2.30	0.40		0.00	5.78	2.62	4.36		22.90	3860	1.45
			6.86	20.29	9.80	0.78	37.73	0.00	11.33	7.46	17.86	36.65	2453.43		
			137.47	246.52	225.30	30.50		0.00	691.36	264.46	857.82		2453.43		
64	7.5	3844.50	3.43	10.15	9.80	0.78		0.00	11.33	7.46	8.93		51.88	3520.00	1.53
			15.80	15.94	5.84	0.34	37.92	0.00	3.80	5.80	27.18	36.78	2400.80		
			316.63	193.67	134.26	13.29		0.00	231.88	205.61	1305.46		2400.80		
65	7.4	3975.00	7.90	7.97	5.84	0.34		0.00	3.80	5.80	13.59		45.24	3568.00	1.34
			16.60	16.80	5.54	0.37	39.31	0.00	3.60	6.40	28.27	38.27	2482.98		
			332.66	204.12	127.36	14.47		0.00	219.67	226.88	1357.81		2482.98		
66	7.20	3945.45	8.30	8.40	5.54	0.37		0.00	3.60	6.40	14.14		46.75	3770	1.43
			7.48	20.69	10.12	0.72	39.01	0.00	11.53	7.98	18.40	37.91	2532.30		
			149.90	251.38	232.66	28.15		0.00	703.56	282.89	883.75		2532.30		
67	7.00	2418.18	3.74	10.35	10.12	0.72		0.00	11.53	7.98	9.20		53.64	2130	1.59
			4.66	12.62	6.17	0.45	23.90	0.00	5.38	4.55	13.22	23.15	1530.70		
			93.39	153.33	141.85	17.60		0.00	328.29	161.30	634.96		1530.70		
68	7.00	5727.27	2.33	6.31	6.17	0.45		0.00	5.38	4.55	6.61		31.80	5790	1.40
			6.66	16.00	33.10	0.83	56.59	0.00	10.41	33.50	11.12	55.03	3478.18		
			133.47	194.40	760.97	32.45		0.00	635.22	1187.58	534.09		3478.18		
69	7.30	2036.36	3.33	8.00	33.10	0.83		0.00	10.41	33.50	5.56		94.73	1910	1.54
			7.32	11.95	0.70	0.18	20.15	0.00	5.00	3.24	11.30	19.54	1277.71		
			146.69	145.19	16.09	7.04		0.00	305.10	114.86	542.74		1277.71		
70	7.66	1161.00	3.66	5.98	0.70	0.18		0.00	5.00	3.24	5.65		24.41	940	1.44
			7.70	3.12	0.40	0.25	11.47	0.00	5.53	0.85	4.77	11.15	807.64		
			154.31	37.91	9.20	9.78		0.00	337.44	30.13	228.88		807.64		
71	7.61	1499.00	3.85	1.56	0.40	0.25		0.00	5.53	0.85	2.38		14.82	1280	1.31
			8.09	3.00	3.40	0.32	14.81	0.00	6.00	3.80	4.63	14.43	1012.28		
			162.12	36.45	78.17	12.51		0.00	366.12	134.71	222.19		1012.28		
72	7.60	355.00	4.05	1.50	3.40	0.32		0.00	6.00	3.80	2.31		21.38	342	1.30
			1.40	1.51	0.42	0.18	3.51	0.00	2.70	0.60	0.12	3.42	254.88		
			28.06	18.35	9.66	7.04		0.00	164.75	21.27	5.76		254.88		
NF	7.5	71150.00	0.70	0.76	0.42	0.18		0.00	2.70	0.60	0.06		5.42	114252.00	1.31
			119.28	157.57	406.00	19.80	702.65	0.00	14.00	168.88	501.58	684.46	45344.93		
			2390.37	1914.48	9333.94	774.18		0.00	854.28	5986.80	24090.89		45344.93		
			59.64	78.79	406.00	19.80		0.00	14.00	168.88	250.79		997.90		

... Cuadro 12

No.	pH	CE μS cm <sup>-1</sup>	mmol <sub>c</sub> L <sup>-1</sup>										Σ mg L <sup>-1</sup> Σ mmol L <sup>-1</sup>	RSE mg L <sup>-1</sup> ppm	% Error
			Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Suma	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Suma			
Media	7.5	2589.50	8.68	8.49	7.89	0.52	25.57	0.00	5.19	4.87	14.84	24.90	1680.70	2952.21	1.36
			173.96	103.12	181.38	20.21		0.00	316.64	172.56	712.83				
Mediana	7.5	1700.00	4.34	4.24	7.89	0.52			5.19	4.87	7.42		34.47	1390.00	1.34
			6.66	4.56	1.10	0.21	16.80	0.00	4.80	1.45	7.59	16.37			
			133.47	55.40	25.29	8.21		0.00	292.90	51.40	364.55		1156.71		
Moda	7.2	1909.09	3.33	2.28	1.10	0.21			4.80	1.45	3.80		21.10	276.00	1.37
			2.03	3.00	0.38	0.08	12.54	0.00	2.37	1.60	0.06	12.20			
σ	0.32	8228.03	40.68	36.45	8.74	3.13			0.00	144.62	56.72	2.88		13258.48	0.12
			1.02	1.50	0.38	0.08		0.00	2.37	1.60	0.03				
			14.18	18.56	47.44	2.29	81.26	0.00	2.77	19.89	58.28	79.15			
CV	0.04	3.18	284.21	225.55	1090.63	89.70			0.00	168.75	705.18	2799.21	5238.28	4.49	0.09
			7.09	9.28	47.44	2.29		0.00	2.77	19.89	29.14		115.46		
			1.63	2.19	6.01	4.44	3.18		0.53	4.09	3.93	3.18			
			1.63	2.19	6.01	4.44			0.53	4.09	3.93				3.35

## 5.2 Comprobación de la exactitud de los resultados

Para verificar la exactitud de los análisis que se realizaron en laboratorio, tanto en las muestras de suelos como de aguas, fue necesario someterlas a varios procedimientos. Entre ellos el balance de anión y catión, total de sólidos disueltos, conductividad eléctrica, así como la relación entre estas determinaciones.

Por lo tanto, todos los datos de los muestreos fueron comprobados antes de trabajar en la discusión con los mismos. El primer control es el porcentaje de error que existe entre la suma de aniones y cationes. De acuerdo al Cuadro 13, estos deben estar en un intervalo admisible. El porcentaje de error en las determinaciones analíticas se calculó de acuerdo con lo siguiente:

$$\%Error = \left[ \frac{\left| \sum meqL^{-1} \text{ cationes} - \sum meqL^{-1} \text{ aniones} \right|}{\sum meqL^{-1} \text{ cationes} + \sum meqL^{-1} \text{ aniones}} \right] \times 100$$

Las soluciones salinas son electro-neutrales, los aniones y cationes son muy solubles y estos cambian muy poco en comparación a los nitratos y los fosfatos. Los fosfatos y nitratos se afectan mucho por procesos biológicos. Al ser neutrales las sales, la suma de cationes y aniones deben ser aproximadamente iguales. En el siguiente cuadro se presentan los valores permisibles para las determinaciones analíticas.



Cuadro 13. Porcentajes permisibles de diferencia en los resultados analíticos (APHA, 1995).

Suma de cationes meq L <sup>-1</sup>	% de diferencia aceptable
0.0-3.0	± 0.2
3.0-10.0	± 2.0
20-800	± 2.5

El %Error promedio de las muestras de agua fue de 1.36%, lo que demuestra la exactitud de los determinaciones analíticas según APHA (1995).

De acuerdo a (Richards *et al.*, 1959), la regresión lineal de la función que se obtiene de graficar la conductividad eléctrica en  $\mu\text{S cm}^{-1}$  con respecto a la concentración de aniones y cationes en  $\text{mmol}_e \text{L}^{-1}$  debe dar una pendiente alrededor de 0.008 a 0.011, dependiendo del tipo de sal, esto se expresa en la Figura 5. En los datos obtenidos del laboratorio en el muestreo de aguas, se tiene una pendiente promedio en las gráficas de conductividad eléctrica en función de la suma de aniones y cationes un valor de 0.009744. Para aguas con bicarbonatos o sulfatos y ricas en calcio y magnesio la relación anterior baja hasta 0.008 y para aguas con cloruros y ricas en sodio llega hasta 0.011 (Richards *et al.*, 1959; Ramírez, 2009).

Richards *et al.* (1959), en una investigación llevada a cabo con soluciones de distintos extractos de saturación de suelos salinos de California estableció que la relación funcional  $\text{mg L}^{-1} = a f(\text{CE})$ , el coeficiente  $a = 0.640$ . En el caso particular de las aguas del sistema hidrográfico de la Plataforma Valles-San Luis el coeficiente  $a = 0.6452$ .

CE=Conductividad eléctrica en  $\mu\text{S cm}^{-1}$

El valor de 0.640 es la pendiente que se obtiene de la regresión lineal de los datos experimentales. En el muestreo de aguas los datos tienen una pendiente de 0.6452, tal como se tiene en la Figura 6a. Los datos analíticos se encuentran dentro del intervalo admisible. En la Figura 6b se tiene la relación entre la conductividad eléctrica y la presión osmótica.

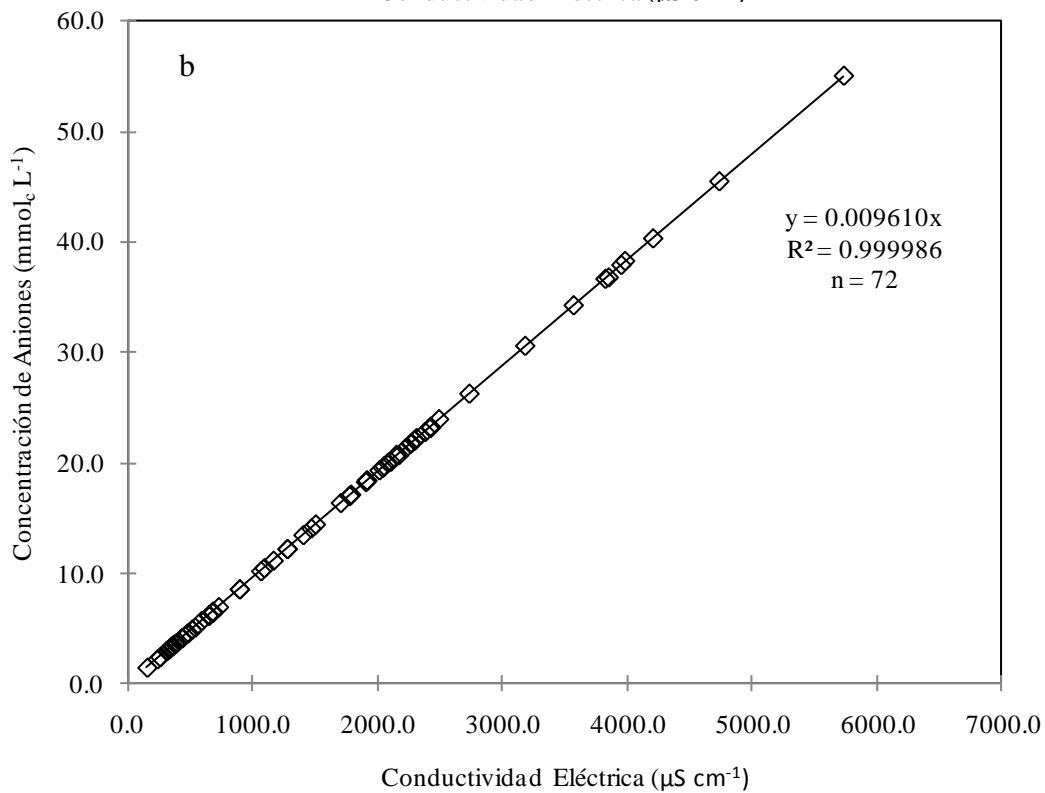
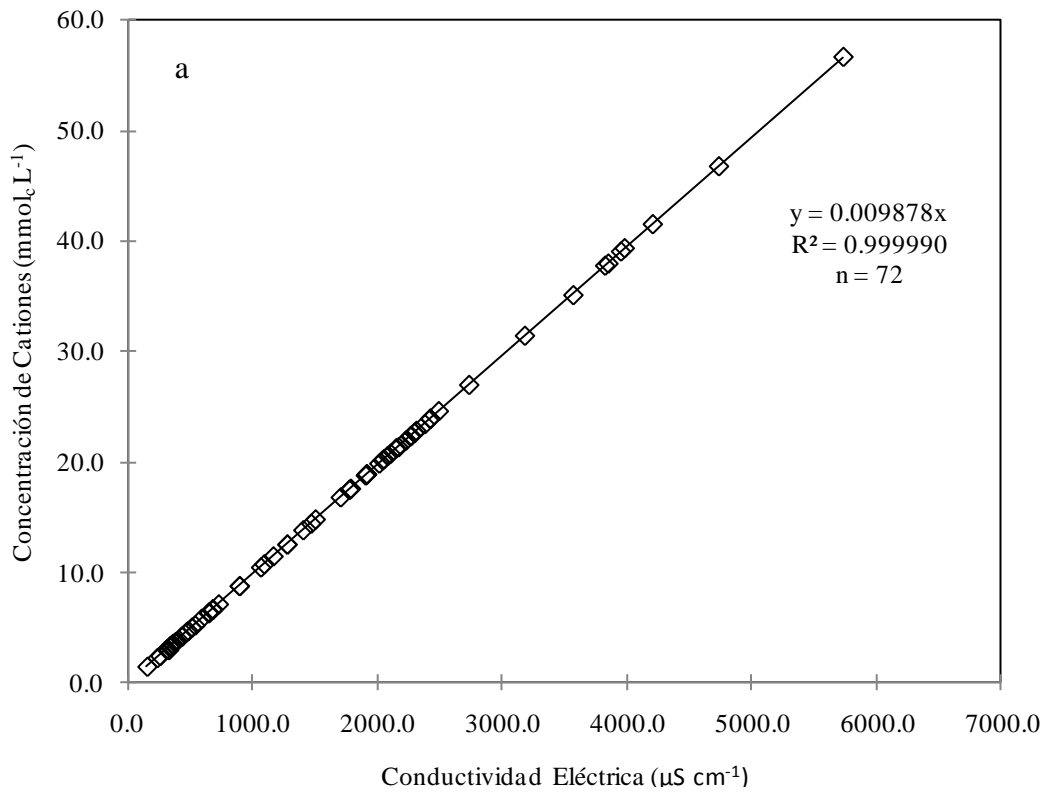


Figura 5. Relación entre la concentración de cationes (a), aniones (b) y la conductividad eléctrica del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

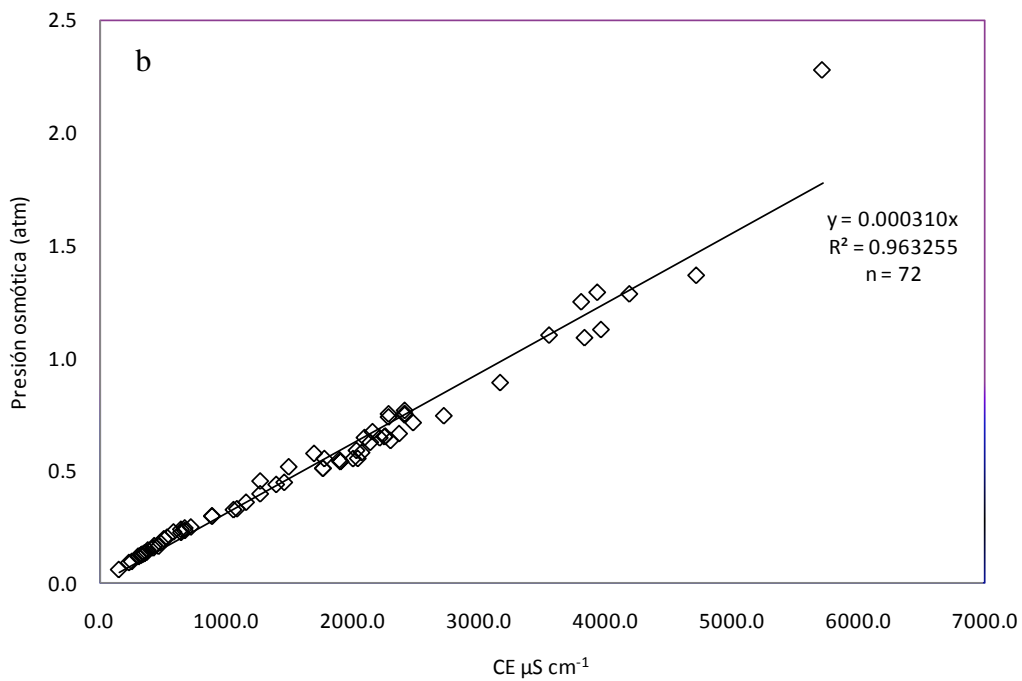
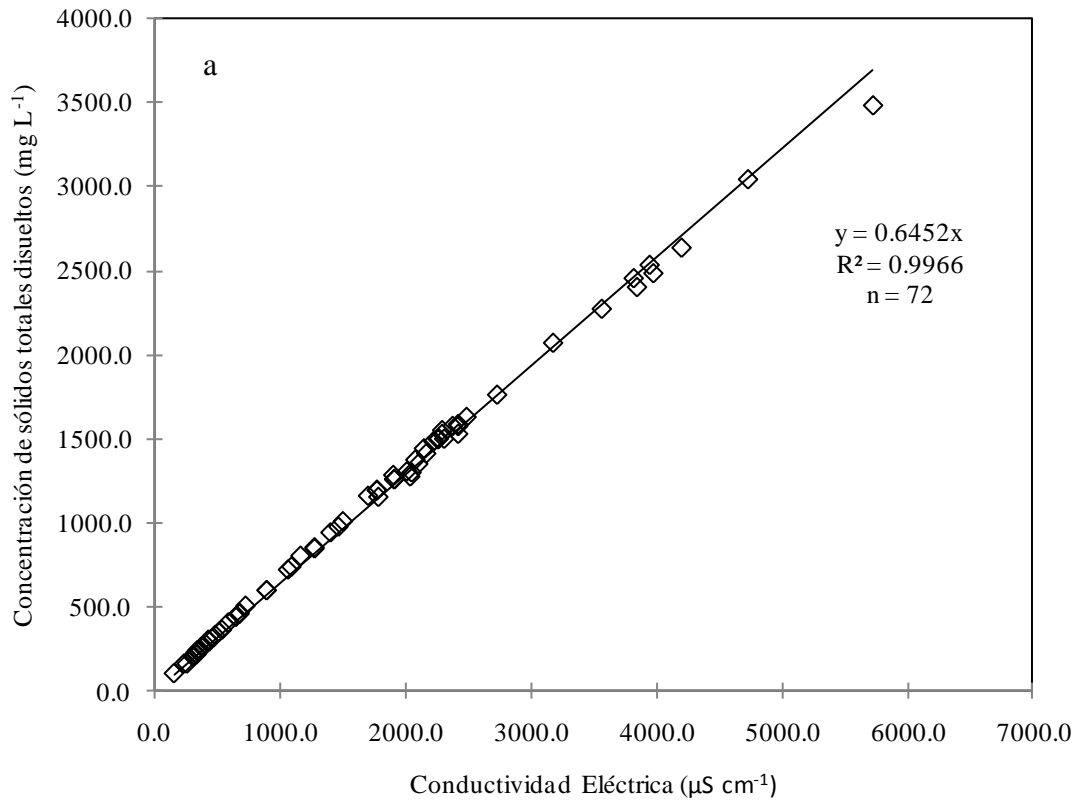


Figura 6. Relación entre la concentración de sólidos totales disueltos (a), la presión osmótica (b) y la conductividad eléctrica del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

En el Cuadro 14 se tiene los factores de conductividad eléctrica para los iones más comunes encontrados en las aguas de acuerdo a APHA (1995), utilizando los valores que se presentan en este cuadro se puede calcular la conductividad eléctrica ( $CE_{calculada}$ ) y compararla con la conductividad eléctrica medida.

Cuadro 14. Factores de conductividad eléctrica para los iones más comunes encontrados en aguas naturales (APHA, 1995).

Ion	Conductividad 25°C $\mu\text{S cm}^{-1}$	
	Para $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$	Para $\text{mg L}^{-1}$
Bicarbonato	43.6	0.715
Calcio	52.0	2.6
Carbonato	84.6	2.82
Cloro	75.9	2.14
Magnesio	46.6	3.82
Nitrato	71.0	1.15
Potasio	72.0	1.84
Sodio	48.9	2.13
Sulfato	73.9	1.54

La comparación entre la conductividad eléctrica calculada a partir de la concentración en  $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$  con la conductividad eléctrica medida debe cumplir lo siguiente.

$$0.9 < \frac{CE_{calculada}}{CE_{medida}} \leq 1.1$$

Para el muestreo de aguas utilizando los valores promedio se tiene:

$$0.9 < \frac{1818.54}{1637.27} \leq 1.1$$

$$0.9 < 1.1 \leq 1.1$$

Utilizando la concentración en  $\text{mg L}^{-1}$  se tiene:

$$0.9 < \frac{1818.82}{1637.27} \leq 1.1$$

$$0.9 < 1.1 \leq 1.1$$

Es otra prueba que satisface los datos experimentales de este trabajo (Figura 7).

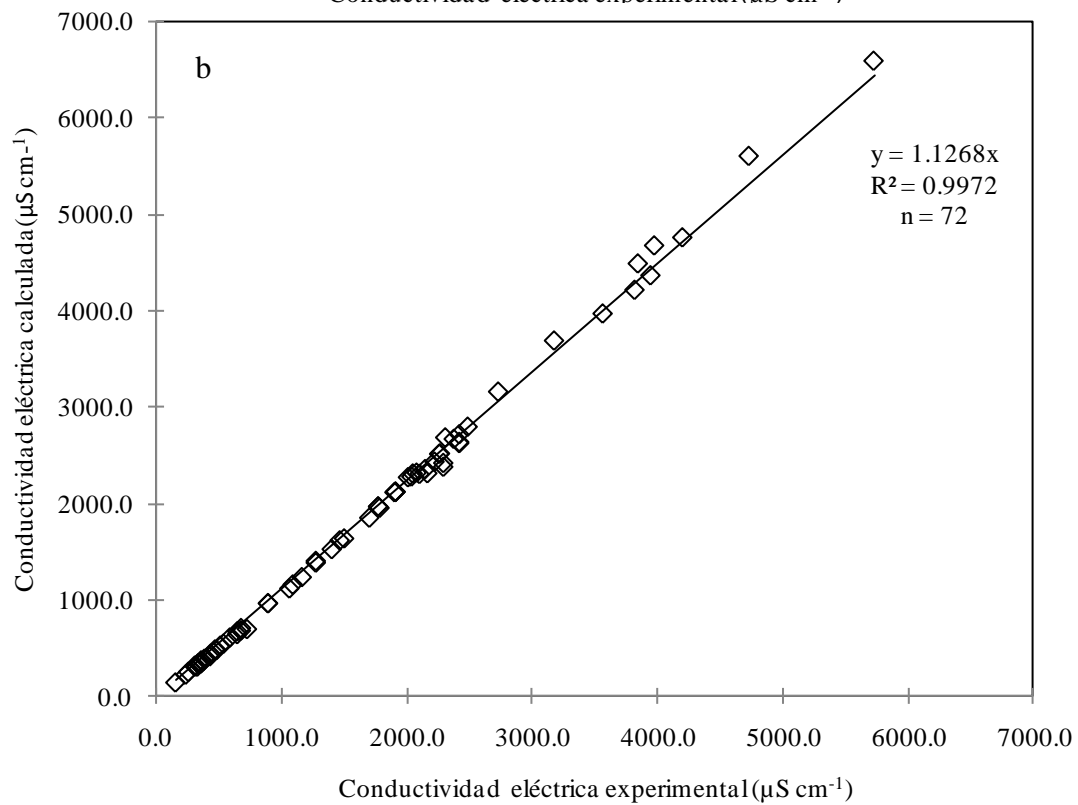
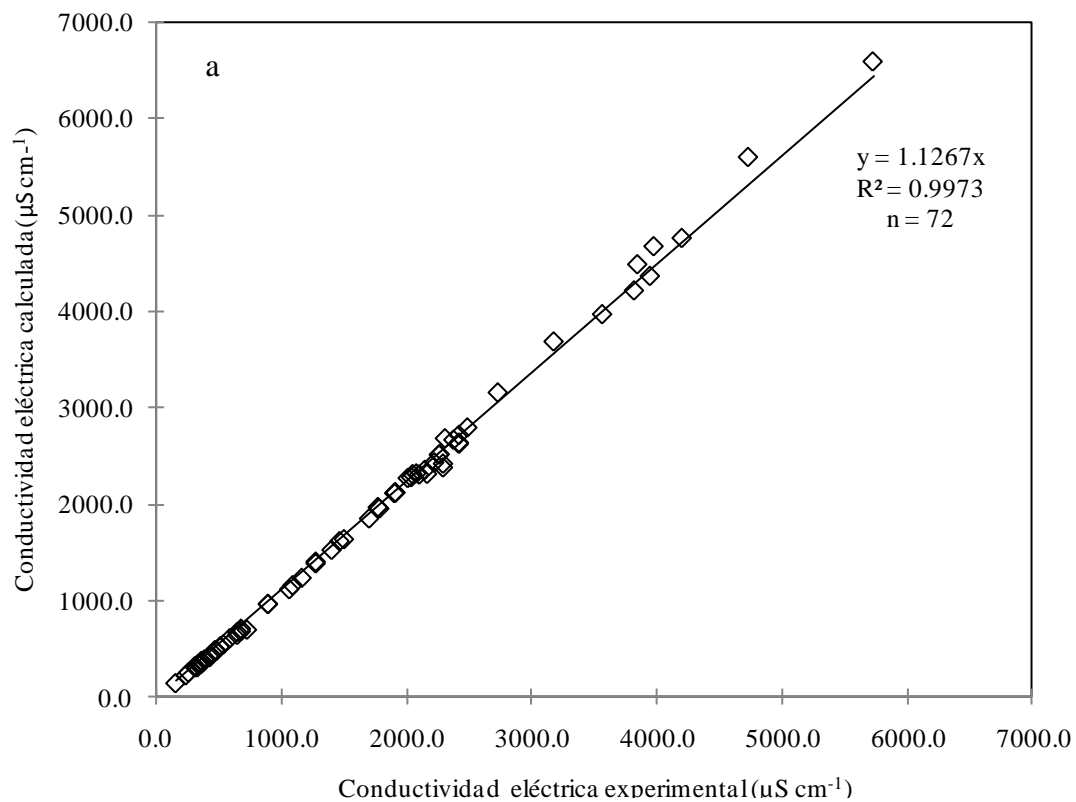


Figura 7. Relación conjunta entre la conductividad eléctrica experimental y la conductividad eléctrica teórica, calculada a partir de la concentración en  $\text{mmol}_e \text{L}^{-1}$  (a) y  $\text{mg L}^{-1}$  (b) de la cuenca evaporítica de Río Verde Matehuala.

### 5.3 Distribución de frecuencia de los datos analíticos del muestreo de aguas

Los métodos gráficos de frecuencia permiten organizar y presentar datos de tal forma que los aspectos sobresalientes de los mismos sean rápida y fácilmente aprehensibles, en ocasiones como sucede en este tipo de trabajos, ayudan a establecer hipótesis tentativas sobre la naturaleza del fenómeno que se estudia (Infante y Zárate, 2003).

En el muestreo de aguas, la mayor cantidad de puntos que representa el 36.11% están en el intervalo de la conductividad eléctrica de 0-740  $\mu\text{S cm}^{-1}$ , el 12.5% entre 740-1480  $\mu\text{S cm}^{-1}$ , el 22.22% entre 1480-2220  $\mu\text{S cm}^{-1}$ , el 16.67% entre 2220-2960  $\mu\text{S cm}^{-1}$ , el 2.78% entre 2960-3700  $\mu\text{S cm}^{-1}$ , el 6.94% entre 3700-4440  $\mu\text{S cm}^{-1}$  y el 2.78% entre 4440-5727  $\mu\text{S cm}^{-1}$  (Figura 8a).

La mayor cantidad de aguas tienen una concentración entre 250-750  $\mu\text{S cm}^{-1}$ , de acuerdo a Richards *et al.* (1959) se clasifican como C2, es decir son aguas de salinidad media. Estas aguas de acuerdo a SGM (1997a) están en contacto con material aluvial. Las únicas aguas que tienen una concentración menor a 250  $\mu\text{S cm}^{-1}$  son los sitios de muestreo del Río Bagres y Calabazas, y esto se debe a que están localizadas en la Sierra Madre Oriental y que de acuerdo a SGM (1997b) las rocas que están en contacto con las diferentes aguas son Riodacita del Paleógeno. Los pozos y manantiales presentan concentraciones superiores a 750  $\mu\text{S cm}^{-1}$ , Grasby y Betcher (2002) y Diop y Tijani (2008) explican que el enriquecimiento de sales en aguas subterráneas que circulan por materiales calcáreos se debe al proceso de disolución de las rocas calizas, dolomita, yeso y anhidritas.

En la Figura 8b se presentan las distribuciones de las frecuencias de los sólidos totales disueltos del muestreo de aguas. La mayor cantidad se encuentra entre 0-470.23  $\text{mg L}^{-1}$  que representa el 34.72%, el 11.11% entre 470.23-940.46  $\text{mg L}^{-1}$ , el 22.22% entre 940.46-1410.69  $\text{mg L}^{-1}$ , el 19.44% entre 1410.60-1880.92  $\text{mg L}^{-1}$ , el 9.72% entre 1880.92-2351.15  $\text{mg L}^{-1}$  y el 2.78% entre 2351.15-3479  $\text{mg L}^{-1}$ .

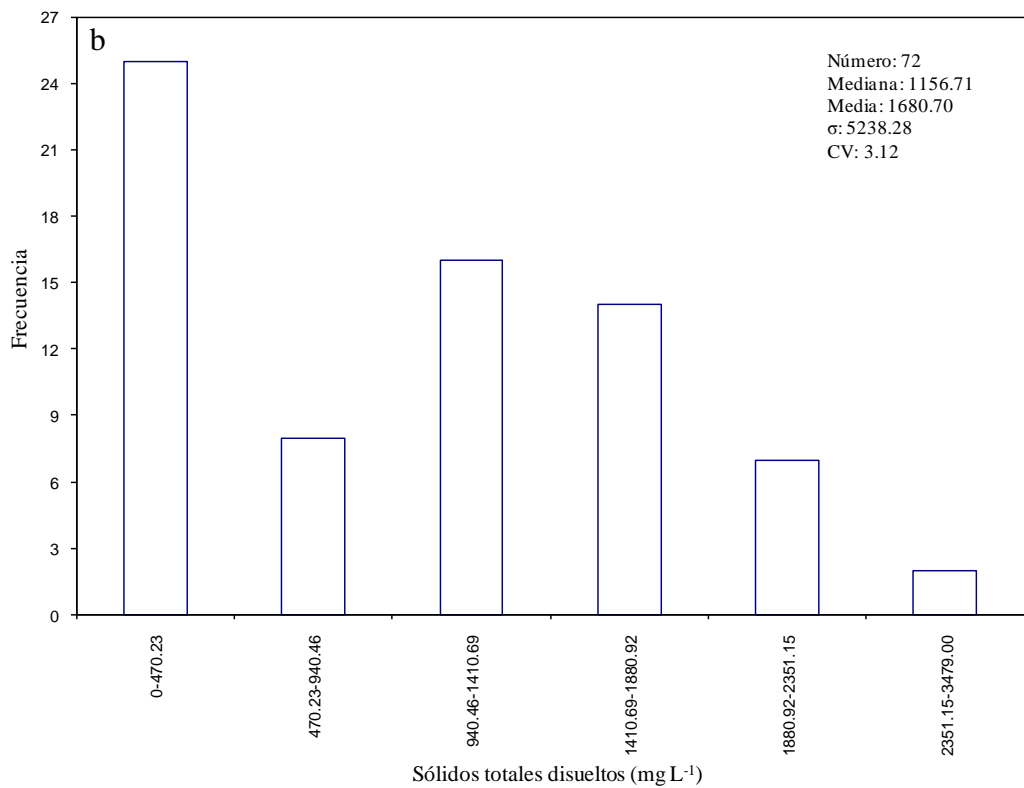
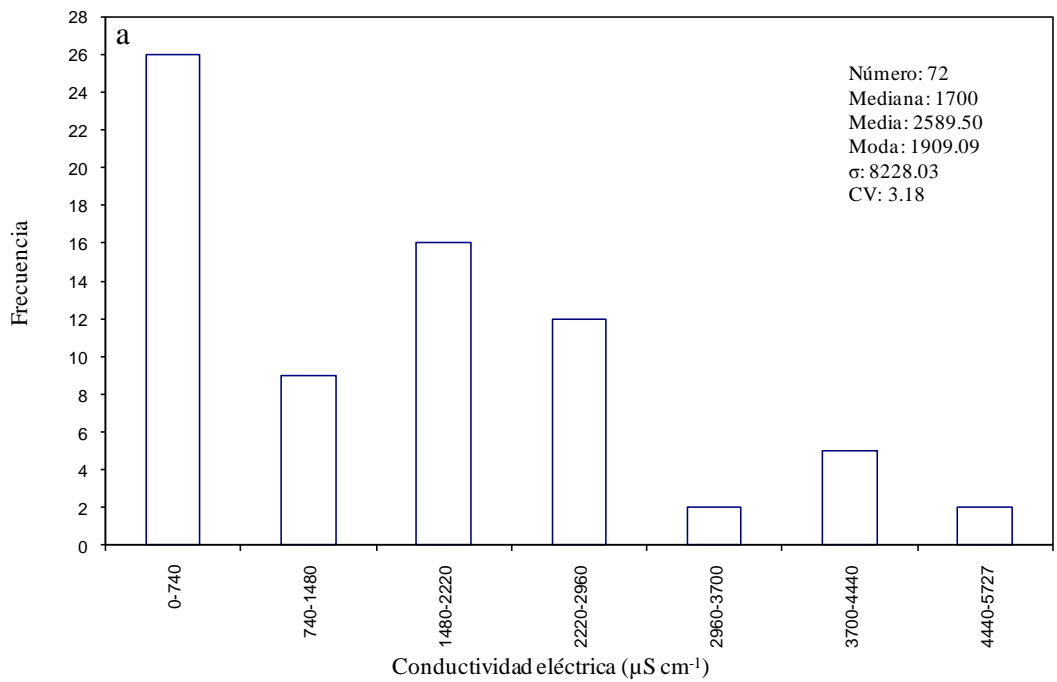


Figura 8. Distribución de frecuencias con respecto a la conductividad eléctrica (a) y los sólidos totales disueltos (b) de la cuenca evaporítica de Río Verde Matehuala.

#### **5.4 Distribución de cationes y aniones del muestreo de aguas**

El área bajo la curva de la Figura 9 indica la cantidad de concentración con respecto a los otros iones del muestreo de aguas. Esta forma de representación es buena porque se puede determinar la predominancia de cada ion y como este se encuentra variando a lo largo del sistema hidrográfico.

Conocer la composición de las aguas de irrigación es importante porque el exceso de sodio, carbonatos, bicarbonatos y cloruros, aumentarán el pH, la conductividad eléctrica y el porcentaje de sodio intercambiable del suelo en donde se aplique (Choudhary *et al.*, 2006).

Los principales iones del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala se los representan de acuerdo al gradiente y al sistema hidrográfico, con la finalidad de observar con más detalle su distribución.

Las estaciones 1-3 pertenecen al río Extorax, el primer punto en el poblado El Encino se encuentra a 1609 msnm en las estribaciones de la Sierra Madre Oriental que limita con Guanajuato, es la zona de recarga, por lo tanto tiene baja concentración con una predominancia del bicarbonato, por lo contrario, la segunda y tercera estación están a una altura de 1270 msnm en Peña Blanca, tienen una concentración alta, esto se debe a que al río Extorax en este tramo se localiza sobre depósitos aluviales y depósitos fluviales del Holoceno, el sodio y el bicarbonato son importantes por efecto de la corriente basáltica que se formó en el Cuaternario, además, al ser esta una zona de recarga, el predominio del ion bicarbonato constata que se trata de aguas de reciente infiltración, ya que este compuesto procede de la disolución del CO<sub>2</sub> que se encuentra contenido en la atmósfera o en el suelo (Diop y Tijani, 2008).

El río Ayutla está conformado por los puntos del 4-8, y este río nace en la sierra de Pinal de Amoles que esta compuesta de basaltos, calizas arcillosas, margas y lutitas calcáreas de la Formación Soyotal, por lo tanto, continúa la predominancia del ion bicarbonato. El río Jalpan y Santa María tienen prácticamente el mismo comportamiento que el Ayutla con pequeños tramos de depósitos aluviales, fluviales y basaltos pertenecientes al Cuaternario.



Las únicas aguas que tienen una concentración menor a  $250 \mu\text{S cm}^{-1}$  son los sitios de muestreo del Río Bagres y Ríos Santa María cerca de San Luis de la Paz, estaciones 19 y 20, y esto se debe a que estas aguas se encuentran localizados en la Sierra Madre Oriental y de acuerdo a SGM (1997b) las rocas que están en contacto con estas aguas son riolacita del Paleógeno difíciles de intemperizar. La riolacita son rocas magmáticas efusivas, intermedia entre una riolita y una dacita, con cuarzo, ortosa y plagioclasa, con seguridad estos ríos están sobre biotita ya que el magnesio es el catión predominante (Brinckmann, 1964; Custodio y Llamas, 2001).

En general la evolución hidrogeoquímica del agua proveniente de la lluvia inicia como familia bicarbonatada y evoluciona hasta llegar a la familia sulfatada, conforme el agua circula en el subsuelo (Bazilevich, 1970; Ortega *et al.*, 2003).

Después del río Santa María aumenta notablemente la concentración de sales, porque en esta zona la Plataforma Valles-San Luis es la que prevalece, los puntos 33 y 34 pertenecen al manantial Media Luna que es el inicio de Río Verde, la mayor concentración y su constancia a lo largo del tramo se explica porque el río esta sobre depósitos sedimentarios. El origen marino de los minerales que está en contacto con el Río Verde se aprecia en la predominancia del catión calcio y del anión sulfato. Del mismo modo se puede concluir que los manantiales de Media Luna y Antojitos tienen la misma zona de recarga, ya que sus concentraciones son prácticamente similares. En el manantial de Media Luna Chacón *et al.* (2007) cita  $914 \text{ mg L}^{-1}$  de  $\text{Ca}^{2+}$ , por otra parte, en este trabajo se obtuvo  $221 \text{ mg L}^{-1}$  de  $\text{Ca}^{2+}$  y concuerda con Lesser (1976).

Al respecto de las evaporitas López (1993) explica que en lugares en donde se encuentra anhidrita ( $\text{CaSO}_4$ ), yeso ( $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ), sal o halita ( $\text{NaCl}$ ), tal como sucede en la Plataforma Valles-San Luis, existieron procesos de evaporación de las aguas de lagos salados o de mares residuales, o bien de mares cerrados en los que la evaporación sobrepasa a la entrada de agua. La composición de sales es la siguiente:  $\text{NaCl} = 77.71\%$ ,  $\text{MgCl} = 3.8\%$ ,  $\text{MgSO}_4 = 1.66\%$ ,  $\text{CaSO}_4 = 1.26\%$ ,  $\text{K}_2\text{SO}_4 = 0.863\%$ ,  $\text{CaCO}_3 = 0.123\%$ ,  $\text{MgBr}_2 = 0.076\%$  y otras sales =  $15\%$ . Todas estas sales tienen diferentes grados de solubilidad, para que se depositen por precipitación la solución debe estar saturada, pero como el agua de mar no es una solución

saturada, se necesitan ciertas condiciones geológicas especiales que dan lugar a la concentración de sales y a su depósito posterior en orden de solubilidad, estas condiciones ocurrieron en la zona de estudio.

Las aguas de los pozos muestreados en la margen izquierda de Río Verde están en contacto con material sedimentario de pasado marino. En las aguas subterráneas en donde el catión predominante es el magnesio, probablemente están en contacto con antiguos arrecifes marinos. Las estaciones 49 y 50 son pozos que utiliza la empresa agrícola "Rancho La Soledad", en Río Verde, estos son interesantes porque el anión predominante es el bicarbonato, a diferencia de los otros pozos en donde predomina el ion sulfato, esto se debe a que son aguas que lixivian los iones bicarbonato de las rocas cálcicas (Custodio y Llamas, 1996; Pérez *et al.*, 2003). El dominio del ion sulfato indica que las aguas atraviesan materiales evaporíticos.

Un caso contrario se tiene en el punto 68, pozo 2, localizado en el Rancho San Tiburcio, ya que sus aguas presentan altas concentraciones de  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$ , el pozo pertenece al señor J. Nieves Sánchez Martínez en Ciudad del Maíz, en contraposición a todos los pozos muestreados el ion sodio y el ion cloro son los iones que predominan, aquí es necesario mencionar que probablemente en esta zona exista una bolsa de acumulación rica en esta sal. Szabolcs (1989) hace mención que las formaciones de NaCl ocurren en lugares de pasado marino, y este aspecto tan importante fue la que se desarrolló en el Mesozoico en el referido municipio. Las bolsas marinas de acumulación se forman por las diferencias que existen entre la mecánica de las partículas y su densidad, entre otros factores.

Las aguas en contacto con rocas evaporíticas contienen concentraciones elevadas de sodio y potasio solo si estos elementos están presentes fundamentalmente como cloruro de sodio halita (NaCl), potasio silvita (KCl) o carnalita ( $\text{KCl MgCl}_2$ ), no obstante, el potasio tiende a ser fijado irreversiblemente en procesos de formación de arcillas y de adsorción en la superficie de minerales con alta capacidad de intercambio iónico (Cerón *et al.*, 2000; Custodio y Llamas, 2001; Poulsen *et al.*, 2006).

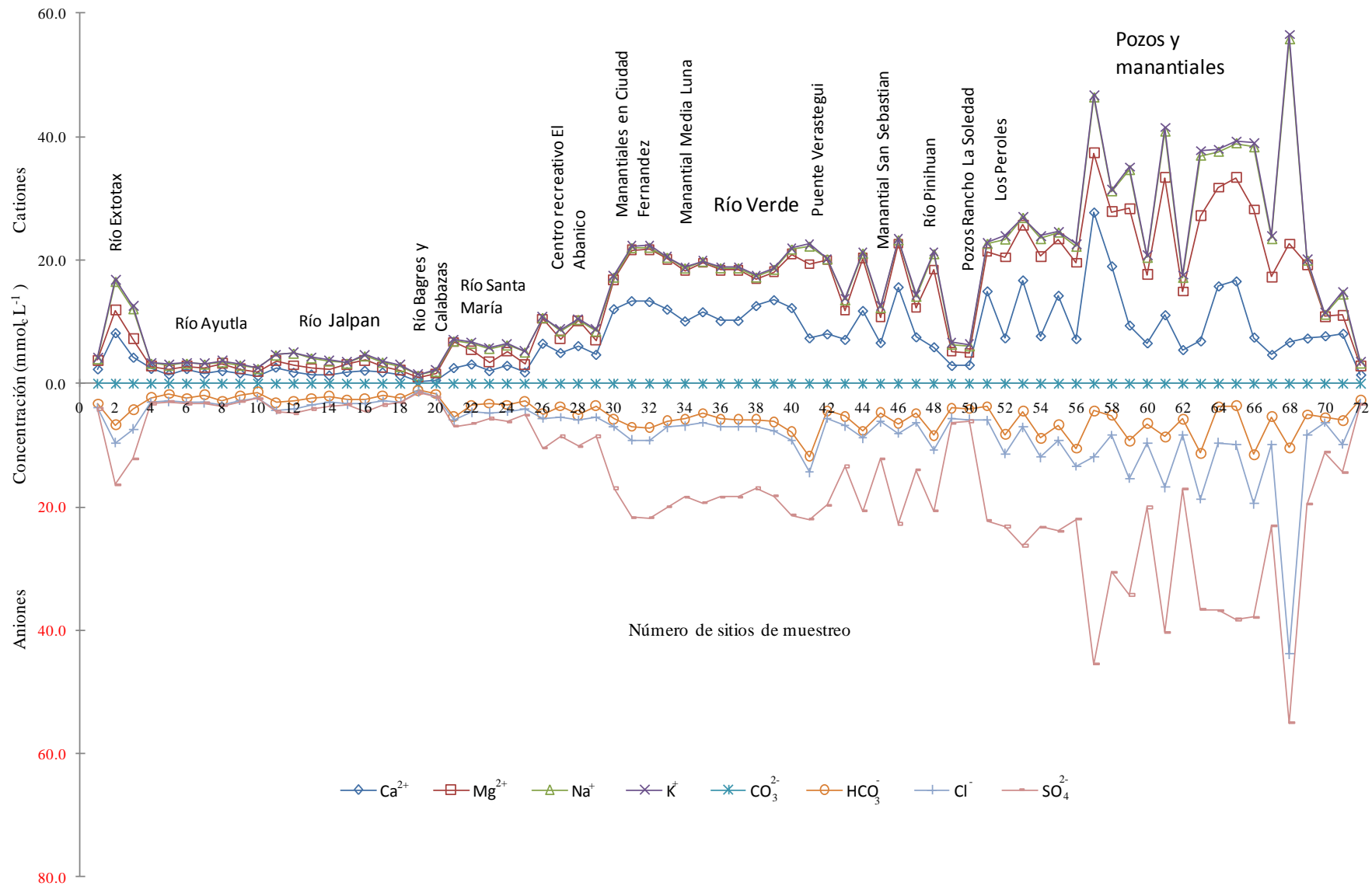


Figura 9. Composición iónica del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matchuala.

La concentración de sodio en las aguas de Río Verde debido al efecto de las aguas urbano-industriales es evidente si se comparan sus aguas antes y después de su paso por la ciudad del mismo nombre. El aumento que se presenta es de 0.30-2.88 mmol<sub>c</sub> L<sup>-1</sup> de Na<sup>+</sup>. En varios trabajos que se han desarrollado en el área de Salinidad del Programa de Hidrociencias del Colegio de Postgraduados se ha demostrado el deterioro de las aguas, suelos y campos agrícolas por el uso de aguas ricas en sales de sodio provenientes de efluentes urbanos (Velázquez, 2001; Velázquez *et al.*, 2002; Carrera, 2007; Ramírez, 2009; Mendoza, 2009; Carrera *et al.*, 2011). Sin embargo, el pasado geoquímico de Río Verde está evitando que prevalezca el ion sodio sobre el ion calcio, pero se puede observar algo preocupante, cuando el ion sodio aumenta la primera sal que se precipita es el CaCO<sub>3</sub>, por lo que, el ion Mg<sup>2+</sup> aumenta su concentración en detrimento del ion Ca<sup>2+</sup>, lo que hace que se forme sulfato de magnesio. Esta sal es altamente tóxica para los cultivos.

### **5.5 Clasificación de las aguas en base a la salinidad**

Para determinar la conveniencia o limitación del agua que se pretende utilizar con fines de riego, debe tomarse en cuenta la composición química de ésta (Aguilera y Martinez, 1996). La salinidad en los suelos producida por aguas de mala calidad es un problema para la agricultura en el mundo, esto limita la productividad de los cultivos y el deterioro de los suelos (Gili *et al.*, 2004).

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 tanto al suelo (propiedades físicas y químicas), como a los cultivos: entre ellos se destaca la disminución del crecimiento y rendimiento, relacionados con la cantidad de sales solubles y potencial osmótico de la rizosfera, mientras que en hojas y frutos se presentan daños por la acumulación de iones tóxicos en las células (Na<sup>+</sup> y Cl<sup>-</sup>) (Shani y Dudley, 2001; Morales *et al.*, 2006; Baccaro *et al.*, 2006).

La salinidad del agua es el criterio primordial de calidad y representa el efecto negativo que las sales tienen sobre el rendimiento de los cultivos (Baccaro *et al.*, 2006), así como, a las propiedades físicas y químicas del suelo (Oster y Shainberg, 2001; Suarez *et al.*, 2001).

### 5.5.1 Presión osmótica

La tolerancia de los cultivos a las condiciones de salinidad se estima con base en la conductividad eléctrica (CE) y la presión osmótica (PO), o potenciales osmóticos (Sánchez *et al.*, 2003; Flores *et al.*, 2005; Donoso y Latorre, 2006). Valores elevados de la PO de la solución del suelo repercuten en una disminución de la absorción del agua por las raíces, como consecuencia del descenso en el potencial hídrico del suelo (Zeng y Shannon, 2000; Corwin y Lesch, 2003; Casierra y García, 2006) y se incrementa la energía que debe utilizar la planta para extraer agua (Strogonov, 1964; Shani y Dudley, 2001; Lau *et al.*, 2003).

El valor de la PO de las diferentes estaciones de muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala varió de 6.0795 a 231.021 kPa, sin embargo, se encontró que la PO del agua de los manantiales, los cauces en los orígenes de los diferentes sistemas hidrográficos y en general las aguas sulfáticas presentaron valores bajos, el valor más alto es el punto 68, el pozo 2 del rancho San Tiburcio, como se explicó en párrafos anteriores, estas aguas son del tipo clorhídrico. Las aguas sulfáticas tienen presiones osmóticas inferiores comparadas a las clorhídricas, básicamente se debe a su número de valencia que es 2, mientras que la del cloro es 1, Strogonov (1964) estudió a detalle el tipo de salinidad y sus efectos sobre los cultivos, los cloruros causan mayor daño que los sulfatos y pueden incluso provocar la muerte de las plantas en la etapa de germinación y de floración.

Richards *et al.* (1959) escribe que es posible predecir la presión osmótica en atm a partir de la conductividad eléctrica en  $\mu\text{S cm}^{-1}$  de una solución. Existe una relación proporcional entre los sólidos totales disueltos y la conductividad eléctrica, por lo tanto, a través de un sistema de ecuaciones es factible tener la presión osmótica en función de las sales totales disueltos. En resumen, se pueden obtener de tres maneras diferentes la presión osmótica de una solución, es otra forma de comprobar los resultados obtenidos en el laboratorio.

En la zona de estudio se siembran varios cultivos como: frijol, chile, naranja, maíz, caña de azúcar, alfalfa, tomate, cacahuetes y calabacita, entre otros, los cuales pueden alcanzar su máximo rendimiento cuando las aguas de riego presentan una presión osmótica de: 0.217, 0.31, 0.341, 0.341, 0.341, 0.403, 0.527, 0.651 y 0.96 atm respectivamente.

Los puntos 57, 59, 61, 63, 64, 65, 66 y 68 son aguas que tienen presión osmótica superiores a 0.93 atm, de acuerdo a Ayers y Westcot (1987) tienen una restricción de uso severo, quiere decir que aparecerán problemas en los suelos y cultivos como reducción en los rendimientos, y se deberá contar con un manejo técnico para controlar la calidad del agua para riego.

Las estaciones 1, del 4 a la 20, 25 y 72 son aguas que tienen presión osmóticas inferiores a 0.217 atm, no tienen ningún grado de restricción para el uso agrícola. El resto de puntos tienen un grado de restricción de ligera a moderada.

En resumen, la zona agrícola que se encuentra en las inmediaciones de la ciudad de Río Verde presenta un grado de restricción ligera a moderada, quiere decir que es necesario tener cuidado en la selección de cultivos y de las alternativas de manejo para alcanzar un máximo rendimiento. En otras palabras, se confirma que los campos agrícolas están afectados por el agua de riego que se utiliza.

### **5.5.2 Índice de salinidad**

La nula o inapropiada utilización de técnicas de riego ha ocasionado la salinidad secundaria, si no se controla la calidad del agua puede generar efectos adversos sobre las propiedades físico-químicas de los suelos, sobre todo si el pasado geológico fue marino como en la zona de estudio, en donde la salinidad primaria ya es elevada, afectando el crecimiento de las plantas y repercutiendo negativamente en el rendimiento de los cultivos agrícolas (Ben-Hur *et al.*, 2001; Leidi y Pardo, 2002; Corwin y Lesch, 2003; Polón *et al.*, 2004; Fereres y Soriano, 2007; Rengasamy, 2006; Heidarpour *et al.*, 2007).

Los problemas de anegamiento y salinización secundaria son importantes en las zonas de regadío por uso del agua en exceso, ya sea por sistemas de riego poco eficiente, sistemas de distribución defectuosos o malas prácticas de riego, con frecuencia menos del 60% de agua aplicada se emplea en transpiración del cultivo (Leidi y Pardo, 2002).

La primera medición que se debe realizar para evaluar la calidad del agua para riego es la concentración total de sales, a través de la conductividad eléctrica, finalmente se utiliza la clasificación citada en Richards *et al.* (1959) para predecir el grado de salinidad.

Utilizando un software Arc Gis, se interpolaron los datos de la investigación para elaborar varios mapas de distribución espacial. En la Figura 10 se indica la distribución espacial de la salinidad en base a la conductividad eléctrica y la clasificación de acuerdo a los límites propuestos por Richard *et al.* (1959).

De la Figura 10 se puede concluir que la salinidad de las aguas va creciendo conforme se adentra a la Plataforma Valles-San Luis, por ejemplo, en la margen izquierda de Río Verde, en donde existen varios campos de cultivo, se tiene clasificaciones de C3 y C4, esto es en los poblados de Río Verde, San Francisco, Palomas y Ciudad del Maíz. En la Sierra Madre Oriental, se tiene clasificaciones de C2 y C3, esto es en los poblados de Peña Blanca, Escanela, Jalpan y Arroyo Seco. En resumen, las aguas de riego están condicionadas por lo que su monitoreo y estudio son esenciales.

Las investigaciones de Lesser (1976), Planer (2001), Charcas *et al.* (2002) y Ballín *et al.* (2004) coinciden con la distribución espacial de la salinidad en base a la conductividad eléctrica de esta investigación.

Ayers y Westcot (1987) en las directrices para evaluar la calidad del agua para riego propusieron tres grados de restricción, en base a la conductividad eléctrica y los sólidos totales disueltos. De acuerdo a la conductividad eléctrica el 34.7% no tienen ningún grado de restricción para su uso, el 52.8% presentan restricción ligera a moderada y 12.5% indican un severo grado de restricción. Para el caso de los sólidos totales disueltos, se tiene que el 31.9% no tiene ningún grado de restricción, el 55.5% tienen grado de restricción ligera a moderada y el 12.5% tienen una severa restricción para su uso.

El río Extorax en su nacimiento no tiene ningún grado de restricción, pero al entrar en contacto con las formaciones El Doctor y Soyatal rumbo al Moctezuma su concentración incrementa, hasta presentar un grado de restricción ligera a moderada. El río Ayutla, Jalpan y Santa María por encontrarse en la Sierra Madre Oriental y ser aguas de reciente infiltración no presenta grado de restricción. Conforme se ingresa a la Plataforma Valles-San Luis las aguas tienen un grado de restricción ligera a moderada, otra razón más para monitorear constantemente la zona agrícola de Río Verde. Algunos pozos y manantiales que se encuentran entre Río Verde y Palomas tienen un grado de restricción severo, los suelos y cultivos están afectados.

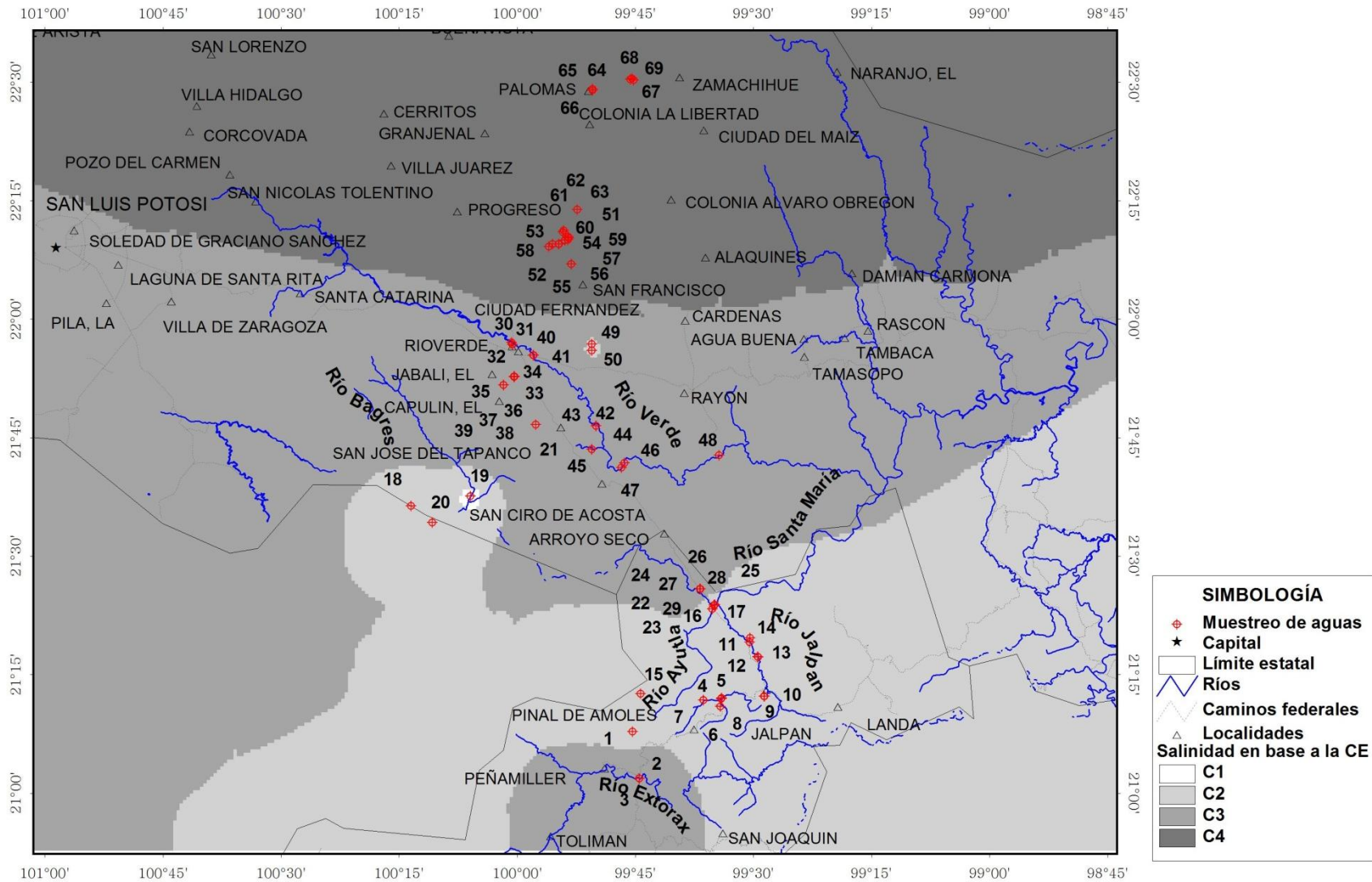


Figura 10. Distribución espacial de la salinidad en base a la conductividad eléctrica (Richards *et al.*, 1959) del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.



En las Figuras 11 y 12 se presentan las distribuciones espaciales de la salinidad en base a la conductividad eléctrica y los sólidos totales disueltos respectivamente, de acuerdo a lo propuesto en Ayers y Westcot (1987).

De las Figuras 11 y 12 se puede concluir que las zonas agrícolas que se encuentran entre Pinal de Amoles y Jalpan en el estado de Querétaro no están afectadas por la salinidad. La topografía de estos lugares crea un buen drenaje. En el estado de Querétaro se distinguen dos regiones cuyas condiciones geohidrológicas contrastan: en la primera que comprende a las subcuencas de los ríos Querétaro y San Juan, la oferta de agua es menor que la demanda, la disponibilidad adicional es muy escasa y se presentan diversos efectos perjudiciales derivados de la sobreexplotación de acuíferos, mientras en la segunda que abarca principalmente a las subcuencas Moctezuma y Santa María, hay gran disponibilidad de agua desaprovechada (SARH, 1988).

La región conformada por Arroyo Seco, San Ciro de Acosta, Río Verde y Ciudad Fernández, en donde existen grandes extensiones de cultivo, las aguas para riego presentan una restricción de ligera a moderada. En otras palabras, para que el rendimiento de los cultivos sea aceptable en esta región, es necesaria una asesoría técnica.

Al norte de Río Verde y Ciudad Fernández las aguas para riego presentan un grado de restricción severo. Aquí se tienen las condiciones más extremas desde el punto de vista agrícola, y esto se debe a la falta de ríos permanentes, se tienen pocas precipitaciones, a la existencia de cuencas endorréicas y el pasado geoquímico marino, entre otras razones.

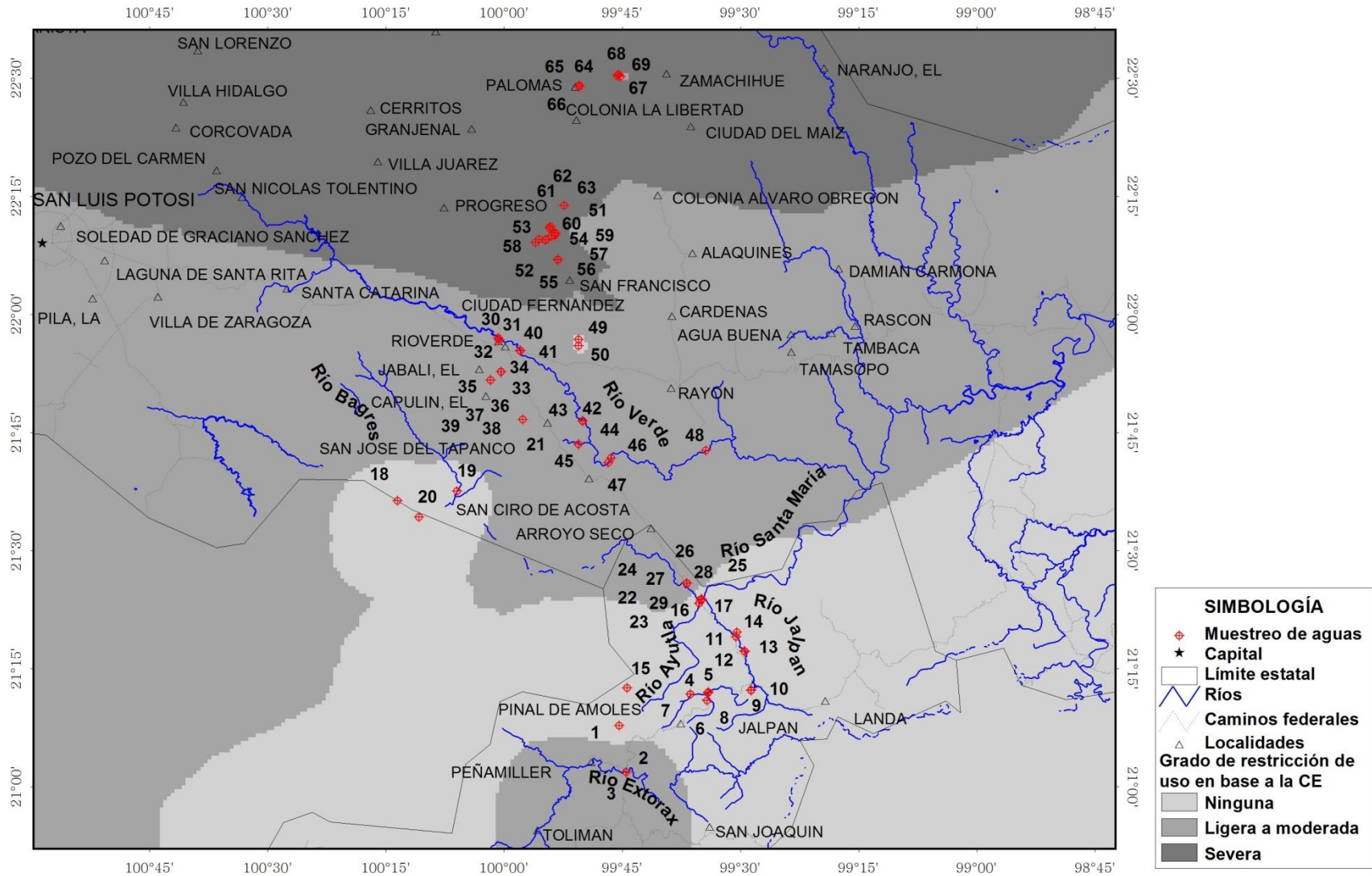


Figura 11. Distribución espacial de la calidad del agua para riego en base a la conductividad eléctrica (Ayers y Westcot, 1987), del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

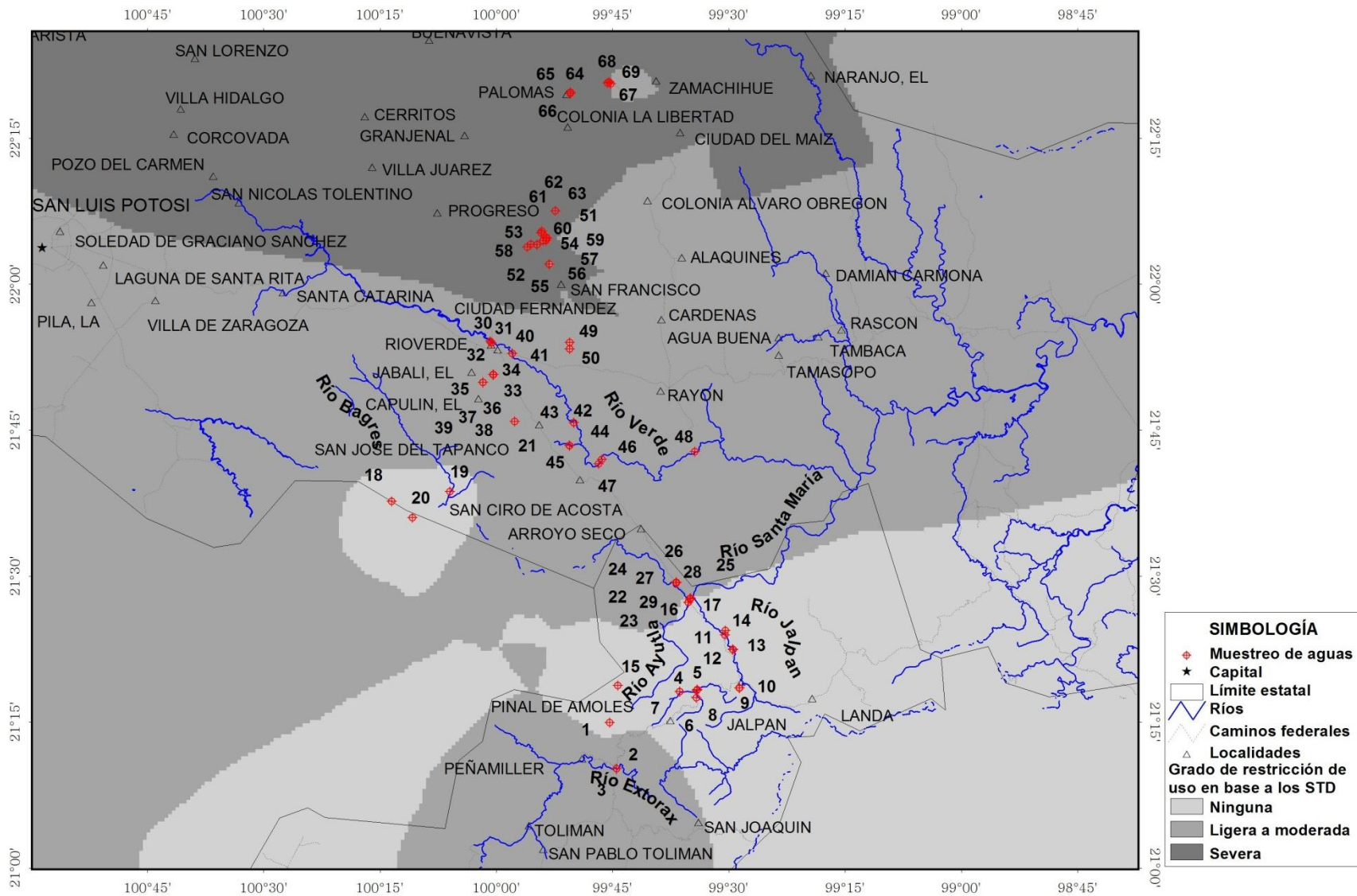


Figura 12. Distribución espacial de la calidad del agua para riego en base a los sólidos totales disueltos (Ayers y Westcot, 1987), del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

### 5.5.3 Índice de Salinidad Efectiva

Aceves (1979) hace mención que éste índice fue propuesto por Doneen en 1959, para sustraer de la salinidad total los carbonatos y sulfatos de calcio que precipitan fácilmente. La Salinidad Efectiva es una estimación más real del peligro que presentan las sales solubles del agua de riego al formar parte de la solución del suelo, éste proceso es más notable cuando las aguas tienen un alto contenido de carbonatos y bicarbonatos (Aguilera y Martínez, 1996; Kirda, 1997).

En la Figura 13 se tiene la distribución espacial de la calidad del agua para riego, en base a la Salinidad Efectiva. Las zonas agrícolas irrigadas con aguas de los sistemas hidrográficos de Ayutla, Jalpan y Bagres tienen una clasificación buena. Los ríos Extorax, Santa María, Río Verde, pozos y manantiales entre El Jabalí y Progreso tienen una clasificación condicionada. Pozos y manantiales al norte de Progreso, en Palomas y Ciudad del Maíz son no recomendables.

Aceves (1979) señala que la Salinidad Efectiva parte del supuesto de que algunos compuestos se precipitarán completamente, lo que no puede ocurrir, por ejemplo, si se riega un suelo que tenga un pH menor de 7, es probable que el  $\text{CaCO}_3$  no precipite tan fácilmente, sin embargo, los suelos y aguas que tienen  $\text{pH} > 8.4$  favorecen a la precipitación del  $\text{CaCO}_3$ , de acuerdo con el índice de Langelier.

En resumen, la estimación de la Salinidad Efectiva, como una primera aproximación sobre los problemas de salinidad que se tienen en los campos irrigados de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala, es fundamental e importante.

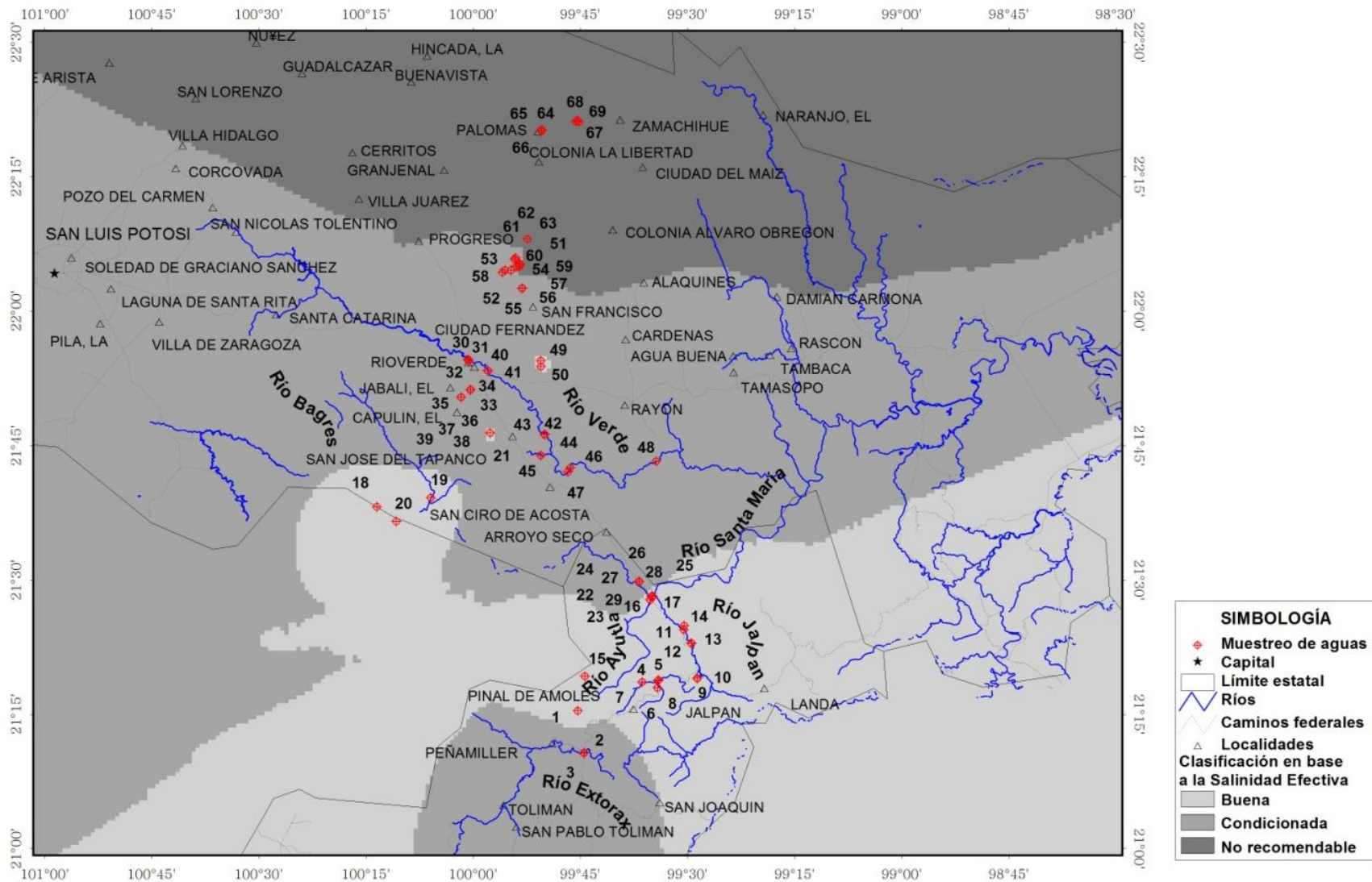


Figura 13. Distribución espacial de la calidad del agua para riego en base a la Salinidad Efectiva, del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala

#### 5.5.4 Índice de Salinidad Potencial

Aguilera y Martínez (1996) hacen mención que Doneen en 1963 introdujo este índice en la literatura sobre calidad de aguas, para indicar la cantidad de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  que pueden afectar los cultivos según la permeabilidad de los suelos.

La Figura 14 presenta la distribución espacial, en base a la salinidad potencial. Los sistemas hidrográficos Ayutla, Jalpan, Santa María y Bagres tienen una clasificación buena. Los ríos Extorax, Río Verde, pozos y manantiales entre Arroyo Seco y Cerritos tienen una clasificación condicionada. Los pozos y manantiales de Palomas, Colonia La Libertad y Ciudad del Maíz son no recomendables para el riego.

El-Nakhal y Ashour (1986) así como Cortés *et al.* (2009) demuestran que la utilización de la Salinidad Efectiva como la Potencial son esenciales desde el punto de vista agronómico. En el municipio de Río Verde, en donde se cultiva a gran escala, la Salinidad Potencial es condicionada, es decir, el riego con estas aguas de alta concentración en iones  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  puede afectar los cultivos si no se implementan las técnicas hidroagrícolas necesarias. Los valores de este índice se incrementan de acuerdo con la zona de evaporitas que se formaron en el Oxfordiano y Tithoniano del Jurásico Superior, descritos por Eguiluz *et al.* (2000).

En síntesis, los iones  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  tienen un origen marino del Mesozoico, ello demuestra que la salinidad primaria genera condiciones adversas al crecimiento de los cultivos en la zona de estudio.

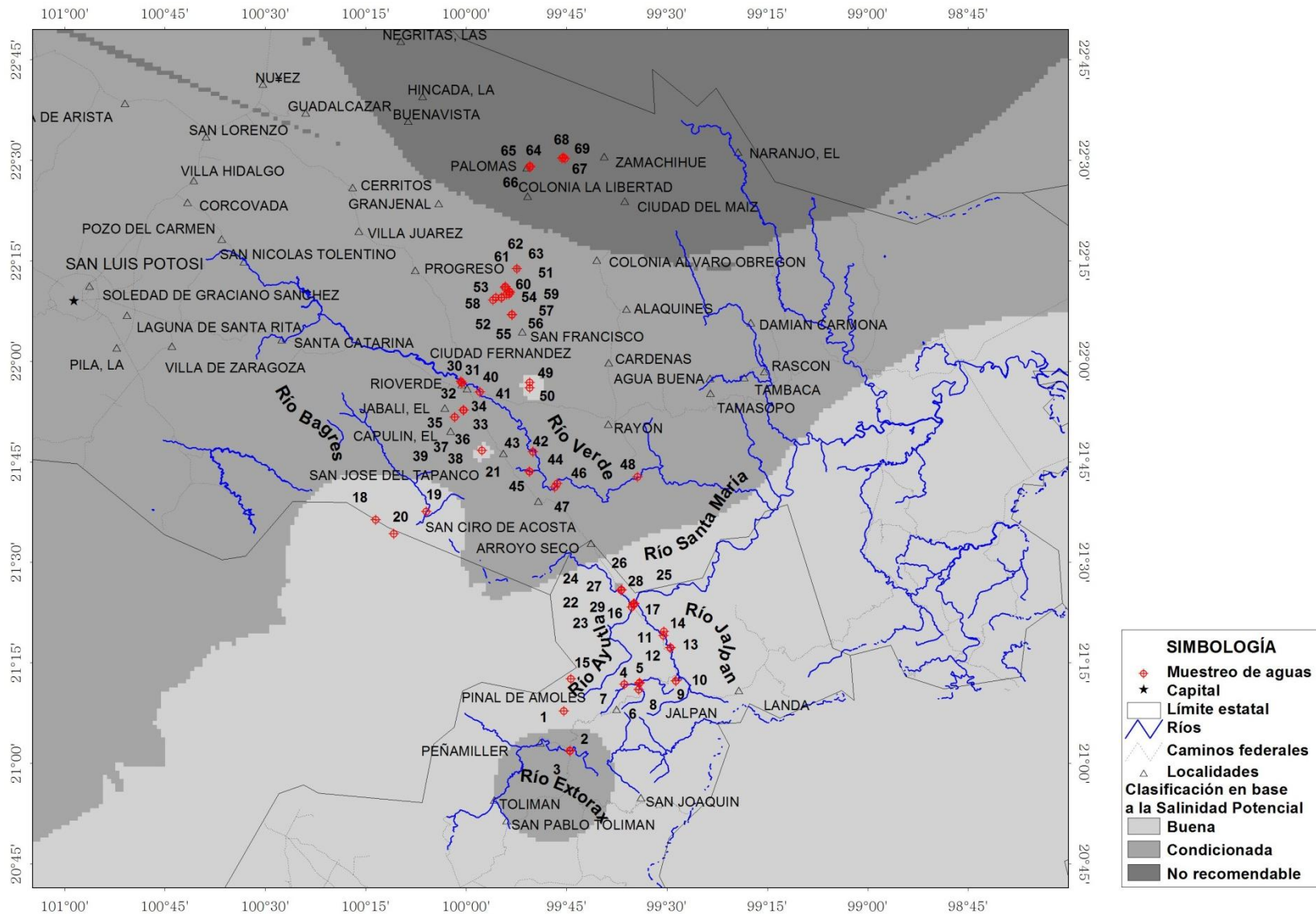


Figura 14. Distribución espacial de la calidad del agua para riego en base a la Salinidad Potencial, del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

## 5.6 Clasificación de las aguas en base a la 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 y sódicas (Heidarpour *et al.*, 2007). Ninguna zona climática del mundo entero está libre de la salinización, aunque la percepción general es enfocada a regiones áridas y semiáridas, como es el caso de este trabajo, en donde el dominio de sales de sodio es muy común (Rengasamy, 2006).

La clasificación de las aguas con respecto al peligro del  $\text{Na}^+$ , se hace con relación al grado probable en que el suelo adsorberá el  $\text{Na}^+$  del agua de la solución del suelo. En trabajos de investigación se encontró que el RAS de las aguas de riego está altamente correlacionado con el porcentaje de sodio intercambiable (PSI) que se encuentra localizado en los sitios de intercambio, cuando el suelo está en equilibrio con el agua de riego (Parker y Suarez, 1990). Por lo que, a la relación de adsorción de sodio (RAS) se refiere, esta se puede utilizar como un valor aproximado de la sodicidad después de cada riego (Hussein y Rabenhorst, 2001). El RAS se deriva de la ecuación de intercambio de Gapon.

La existencia de un equilibrio entre el agua de riego y la solución del suelo es una consideración aproximada en la mayoría de las situaciones. Las variaciones de la concentración de iones de calcio en las soluciones de los suelos debido a la precipitación o solubilización de los carbonatos alcalino-terreos son tomados en cuenta por la Relación de Adsorción de Sodio ajustado ( $\text{RAS}_{aj}$ ), y por la Relación de Adsorción de sodio corregido ( $\text{RAS}^o$ ).

En el Cuadro 15 se indica la clasificación del muestreo de aguas, en base a las diferentes conceptualizaciones del RAS,



Cuadro 15. Clasificación del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala, con base en la sodicidad.

No.	RAS <sub>orig</sub>	RAS <sub>aj</sub>	RAS <sup>o</sup>	No.	RAS <sub>orig</sub>	RAS <sub>aj</sub>	RAS <sup>o</sup>						
1	0.20	C2-S1	0.37	C2-S1	0.23	C2-S1	37	0.11	C3-S1	0.27	C3-S1	0.13	C3-S1
2	1.90	C3-S1	5.12	C3-S2	2.63	C3-S1	38	0.12	C3-S1	0.33	C3-S1	0.18	C3-S1
3	2.58	C3-S1	5.22	C3-S2	3.06	C3-S1	39	0.13	C3-S1	0.34	C3-S1	0.19	C3-S1
4	0.42	C2-S1	0.70	C2-S1	0.46	C2-S1	40	0.25	C3-S1	0.68	C3-S1	0.34	C3-S1
5	0.60	C2-S1	0.79	C2-S1	0.57	C2-S1	41	0.93	C4-S1	2.44	C4-S1	1.11	C4-S1
6	0.44	C2-S1	0.84	C2-S1	0.48	C2-S1	42	0.06	C3-S1	0.13	C3-S1	0.06	C3-S1
7	0.57	C2-S1	0.78	C2-S1	0.55	C2-S1	43	0.72	C3-S1	1.73	C3-S1	0.92	C3-S1
8	0.16	C2-S1	0.27	C2-S1	0.18	C2-S1	44	0.24	C3-S1	0.65	C3-S1	0.32	C3-S1
9	0.55	C2-S1	0.88	C2-S1	0.55	C2-S1	45	0.69	C3-S1	1.59	C3-S1	0.87	C3-S1
10	0.49	C2-S1	0.53	C2-S1	0.43	C2-S1	46	0.18	C4-S1	0.52	C4-S1	0.25	C4-S1
11	0.68	C2-S1	1.23	C2-S1	0.77	C2-S1	47	0.75	C3-S1	1.76	C3-S1	0.94	C3-S1
12	1.61	C2-S1	2.56	C2-S1	1.71	C2-S1	48	0.85	C3-S1	2.05	C3-S1	0.96	C3-S1
13	1.48	C2-S1	2.09	C2-S1	1.49	C2-S1	49	0.77	C2-S1	1.56	C2-S1	0.89	C2-S1
14	1.38	C2-S1	1.81	C2-S1	1.34	C2-S1	50	0.73	C2-S1	1.46	C2-S1	0.86	C2-S1
15	0.18	C2-S1	0.29	C2-S1	0.19	C2-S1	51	0.40	C4-S1	0.98	C4-S1	0.53	C4-S1
16	0.55	C2-S1	1.08	C2-S1	0.58	C2-S1	52	0.91	C4-S1	2.25	C4-S1	1.05	C4-S1
17	0.71	C2-S1	1.01	C2-S1	0.71	C2-S1	53	0.34	C4-S1	0.86	C4-S1	0.44	C4-S1
18	0.63	C2-S1	0.88	C2-S1	0.63	C2-S1	54	0.89	C4-S1	2.25	C4-S1	1.04	C4-S1
19	0.42	C1-S1	0.27	C1-S1	0.34	C1-S1	55	0.33	C4-S1	0.87	C4-S1	0.44	C4-S1
20	0.43	C1-S1	0.37	C1-S1	0.39	C1-S1	56	0.86	C4-S1	2.21	C4-S1	1.01	C4-S1
21	0.08	C2-S1	0.16	C2-S1	0.09	C2-S1	57	2.08	C4-S1	5.65	C4-S2	2.98	C4-S2
22	0.67	C2-S1	1.39	C2-S1	0.76	C2-S1	58	0.89	C4-S1	2.39	C4-S1	1.23	C4-S1
23	1.73	C2-S1	2.99	C2-S1	1.89	C2-S1	59	1.67	C4-S1	4.38	C4-S2	1.93	C4-S1
24	0.65	C2-S1	1.43	C2-S1	0.74	C2-S1	60	0.93	C3-S1	2.18	C3-S1	1.06	C3-S1
25	1.64	C2-S1	2.66	C2-S1	1.75	C2-S1	61	1.82	C4-S1	4.76	C4-S2	2.09	C4-S1
26	0.09	C3-S1	0.22	C3-S1	0.11	C3-S1	62	0.84	C3-S1	1.92	C3-S1	0.96	C3-S1
27	0.74	C3-S1	1.53	C3-S1	0.92	C3-S1	63	2.66	C4-S1	6.90	C4-S2	2.95	C4-S1
28	0.10	C3-S1	0.24	C3-S1	0.12	C3-S1	64	1.47	C4-S1	3.60	C4-S2	1.75	C4-S1
29	0.83	C3-S1	1.69	C3-S1	1.01	C3-S1	65	1.36	C4-S1	3.32	C4-S2	1.62	C4-S1
30	0.14	C3-S1	0.38	C3-S1	0.21	C3-S1	66	2.70	C4-S1	6.99	C4-S2	3.02	C4-S2
31	0.12	C4-S1	0.31	C4-S1	0.16	C4-S1	67	2.10	C4-S1	4.42	C4-S2	2.27	C4-S1
32	0.11	C4-S1	0.29	C4-S1	0.15	C4-S1	68	9.83	C4-S3	24.08	C4-S4	11.06	C4-S4
33	0.09	C3-S1	0.25	C3-S1	0.12	C3-S1	69	0.23	C3-S1	0.51	C3-S1	0.26	C3-S1
34	0.12	C3-S1	0.29	C3-S1	0.15	C3-S1	70	0.17	C3-S1	0.42	C3-S1	0.24	C3-S1
35	0.06	C3-S1	0.14	C3-S1	0.07	C3-S1	71	1.44	C3-S1	3.62	C3-S1	2.02	C3-S1
36	0.11	C3-S1	0.27	C3-S1	0.14	C3-S1	72	0.35	C2-S1	0.52	C2-S1	0.36	C2-S1

Del cuadro anterior se concluye que utilizando el  $RAS_{orig}$ , el 99% de las muestras de agua tienen una clasificación S1, esto quiere decir que son aguas bajas en sodio con poca probabilidad de alcanzar niveles peligrosos de sodio intercambiable. El pozo 2 del rancho San Tiburcio se clasifica como S3, por la sodicidad sus aguas son peligrosas para el riego. Tomando en cuenta la precipitación del  $CaCO_3$ , es decir el  $RAS_{aj}$ , el 84.8% son S1, el 13.8% son S2, por lo que se trata de aguas con concentración moderada de sodio y presentarán problemas si no hay un adecuado drenaje, y el 1.4% tienen una clasificación S4, es el pozo 2 del Rancho San Tiburcio, es un agua inadecuada para el riego. Considerando el ajuste de la concentración de  $Ca^{2+}$  en el agua al valor de equilibrio esperado después del riego, incluyendo además los efectos del  $CO_2$  del  $HCO_3^-$  y de la salinidad sobre el  $Ca^{2+}$ , originalmente contenido en el agua de riego y que no forma parte del agua del suelo (Ayers y Westcot, 1987), es decir el  $RAS^o$ , el 95.8% se clasifican como S1, el 2.8% son S2 y el 1.4% son S4.

Lo anterior se obtuvo a partir del diagrama para la clasificación de las aguas para riego propuesta por Richards *et al.* (1959). Las Figuras 15, 16 y 17 corresponden a  $RAS_{orig}$ ,  $RAS_{aj}$ , y  $RAS^o$  respectivamente.

Los valores más críticos de esta investigación se obtuvieron con el  $RAS_{aj}$ , en cualquier ámbito es importante conocer las condiciones más extremas que se pueden presentar, es así, que en la Figura 18 se tiene la distribución espacial de la salinidad con base al  $RAS_{aj}$  del muestreo de aguas.

En la Figura 18 se observa que los sistemas hidrográficos Ayutla, Jalpan, Santa María, Río Verde y Bagres no tienen problemas de sodicidad, la razón principal es que son cuencas exorreicas y como explica Dregne (1976), las sales de sodio son las primeras en lixiviarse del perfil de suelo.

Siguiendo la misma figura, el río Extorax en este tramo tiene una clasificación S2, considerando el  $RAS_{orig}$  es S1, quiere decir que la precipitación de la calcita es un factor influyente, puesto que la formación Soyatal-Mezcala formada de lutitas y calizas del Cretácico Superior (SGM, 1998) predomina en la zona.

En el norte de la Figura 18 se tiene clasificaciones S3 y S4, son cuencas endorreicas en donde los sistemas hidrográficos no son permanentes, la evaporación excede la precipitación, la acumulación de sales por deficiencias en el drenaje son los principales problemas de la salinidad secundaria, además de la salinidad primaria por su pasado marino; la sodicidad es muy alta, los suelos y cultivos son los mas afectados por el sodio intercambiable.

El RAS expresa la posibilidad de que el  $\text{Na}^+$  se adsorba en el complejo de intercambio del suelo y la presencia de otro cationes, en especial el  $\text{Ca}^{2+}$ , reduce está posibilidad (Ortega y Orellana, 2007). Cuando se riega con aguas de RAS elevado no se debe permitir que el suelo se seque, debido a que se precipitaran los bicarbonatos de calcio y magnesio, posteriormente el yeso, de esta manera las solución del suelo perderá los cationes alcalinotérreos con lo que el RAS se elevará y parte del  $\text{Na}^+$  tendrá mayor oportunidad de entrar a formar parte del complejo de intercambio, para evitarlo, los riegos deben ser frecuentes, otra medida es la corrección del RAS del agua de riego, es añadiéndose yeso (Halliwell *et al.*, 2001; Surapanemi y Olsson, 2002).

En síntesis, el conocer varios tipos de RAS, a través de diferentes formulaciones que toman en consideración las altas concentraciones de bicarbonatos y la precipitación o solubilización de la calcita, permite a los profesionales que estudian la calidad del agua para riego y el mejoramiento de los suelos, predecir problemas de salinidad sódica en los campos irrigados y establecer medidas de prevención y mitigación, en aguas, suelos y cultivos. Todas las muestras de agua excepto las del río Bagres y río Santa María cerca de San Luis de la Paz, precipitarán el  $\text{CaCO}_3$  de acuerdo al índice de saturación de Langelier, lo que demuestra la relevancia en considerar el  $\text{RAS}_{aj}$  y se debe tomar en cuenta este fenómeno para uso de aguas para riego.

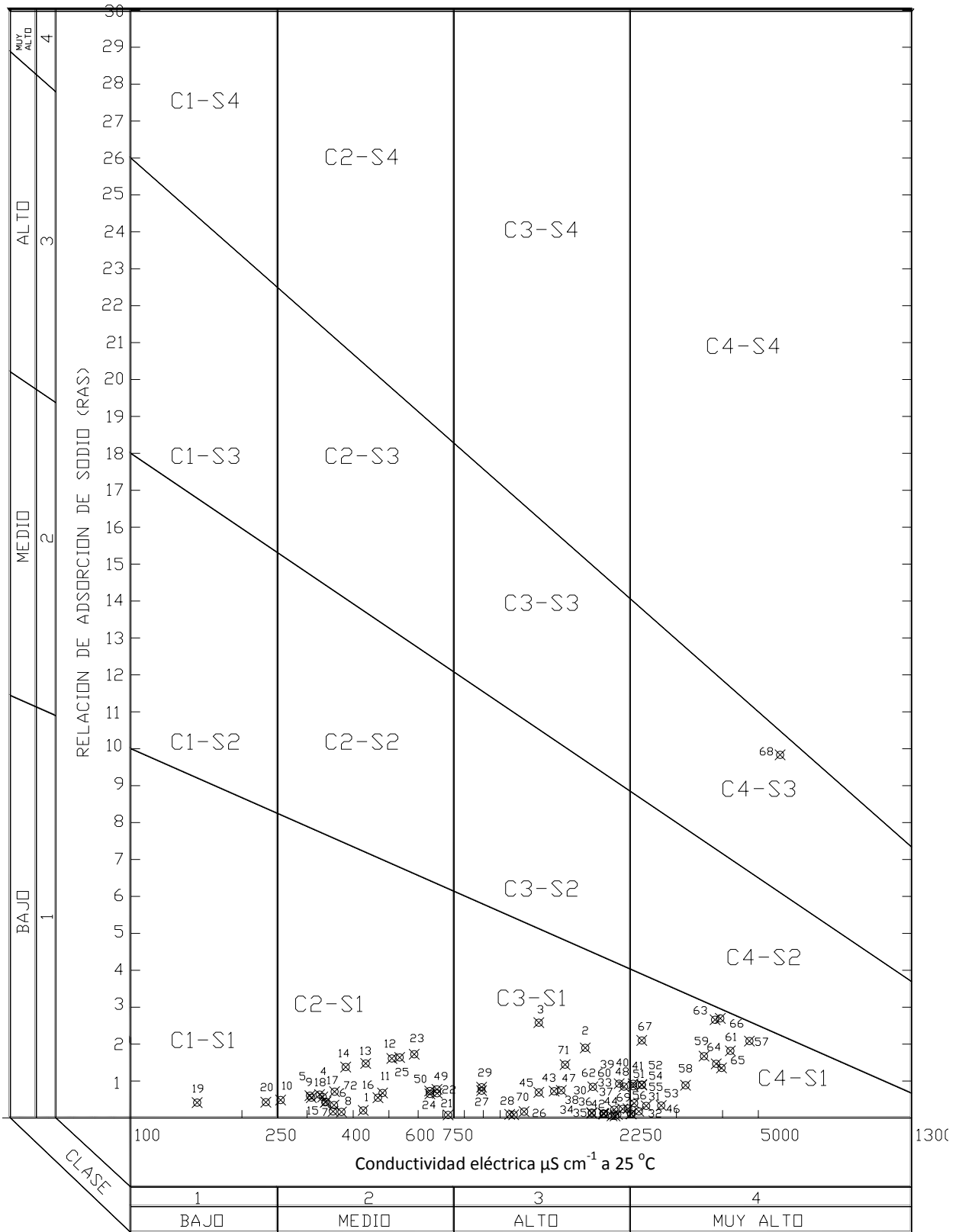


Figura 15. Diagrama de clasificación de las aguas para riego citado por Richards *et al.* (1959), del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde Matehuala (RAS<sub>orig</sub>).

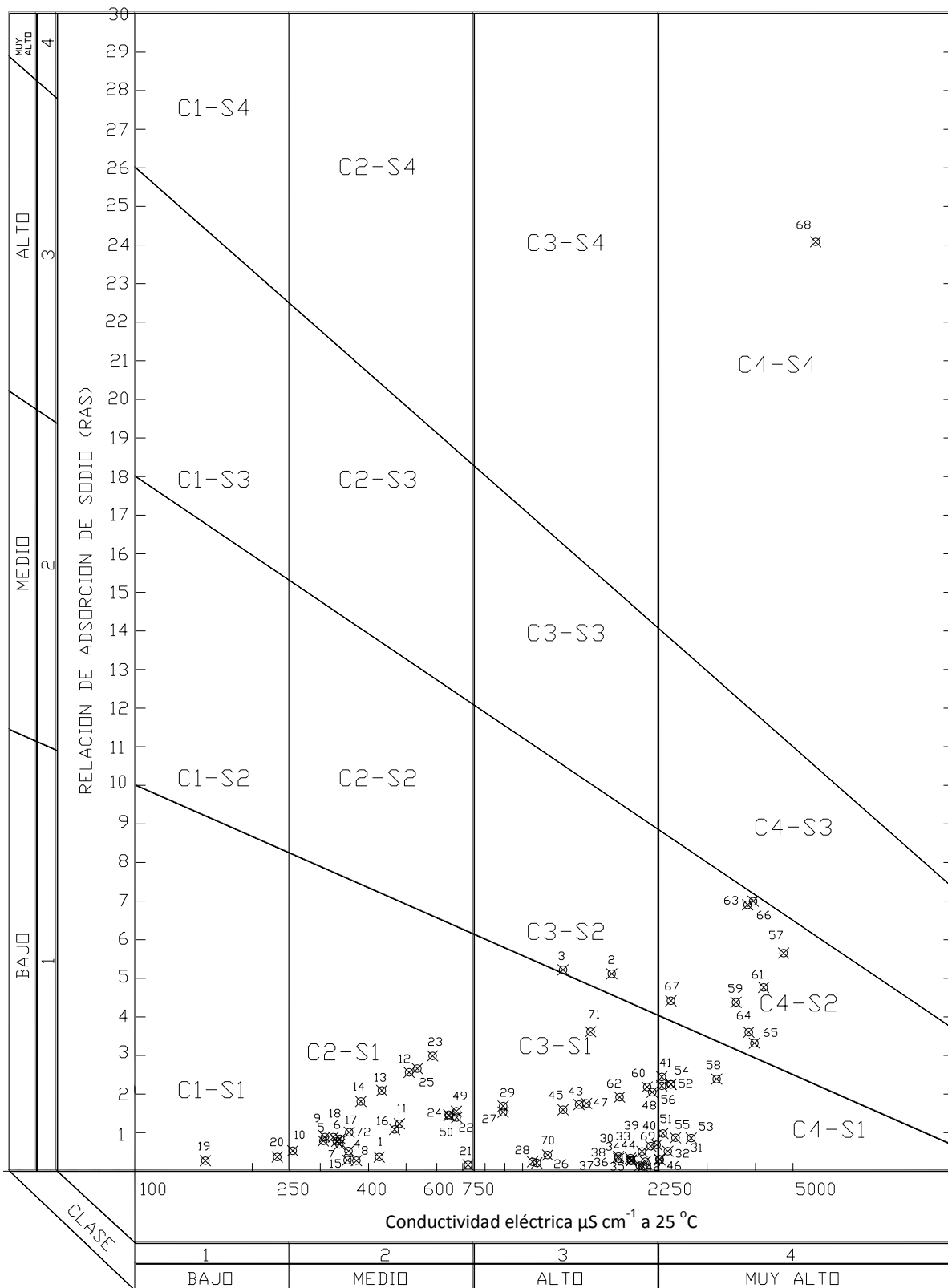


Figura 16. Diagrama de clasificación de las aguas para riego citado por Richards *et al.* (1959), del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde Matehuala (RAS<sub>aj</sub>).

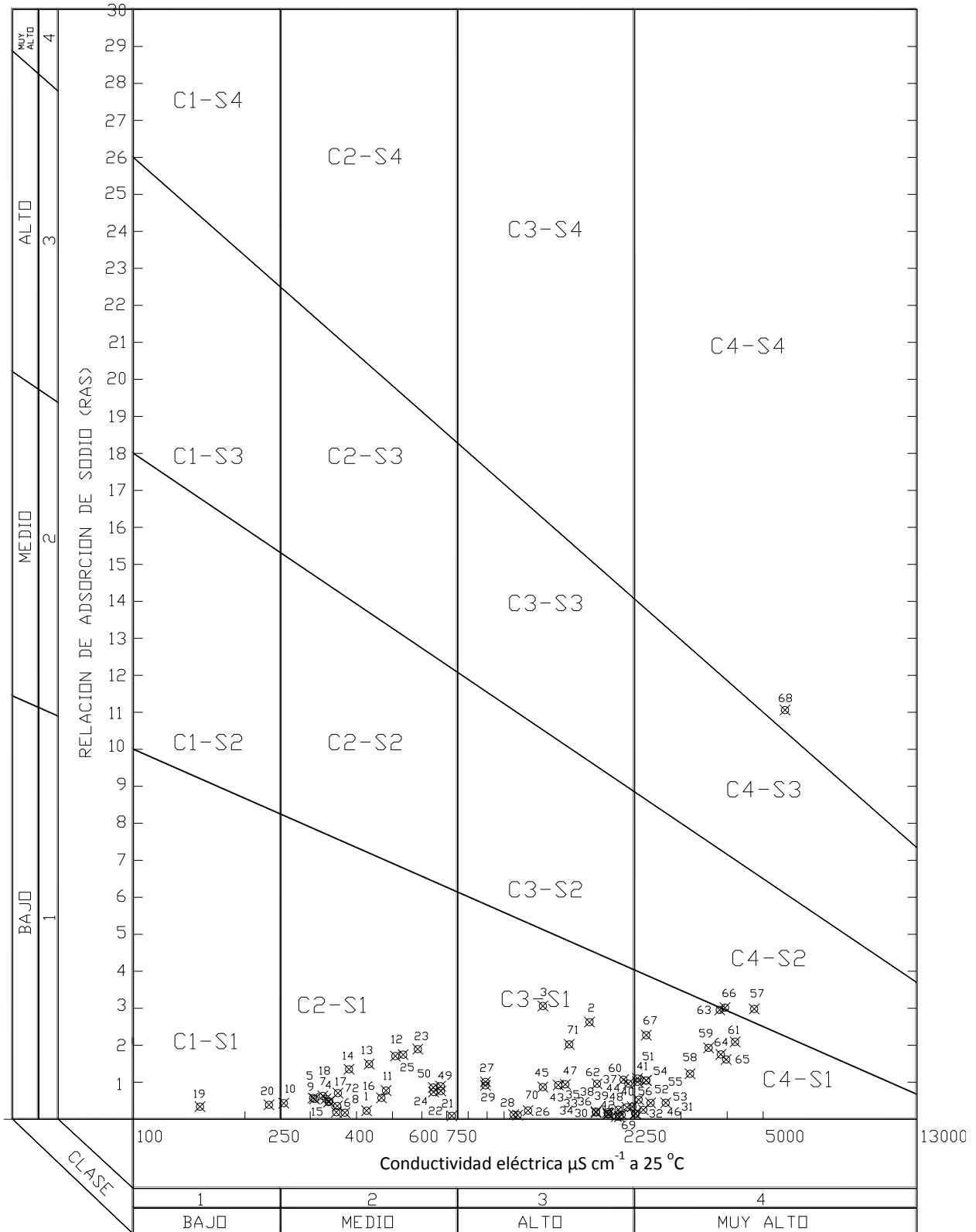


Figura 17. Diagrama de clasificación de las aguas para riego citado por Richards *et al.* (1959), del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde Matehuala (RAS<sup>o</sup>).

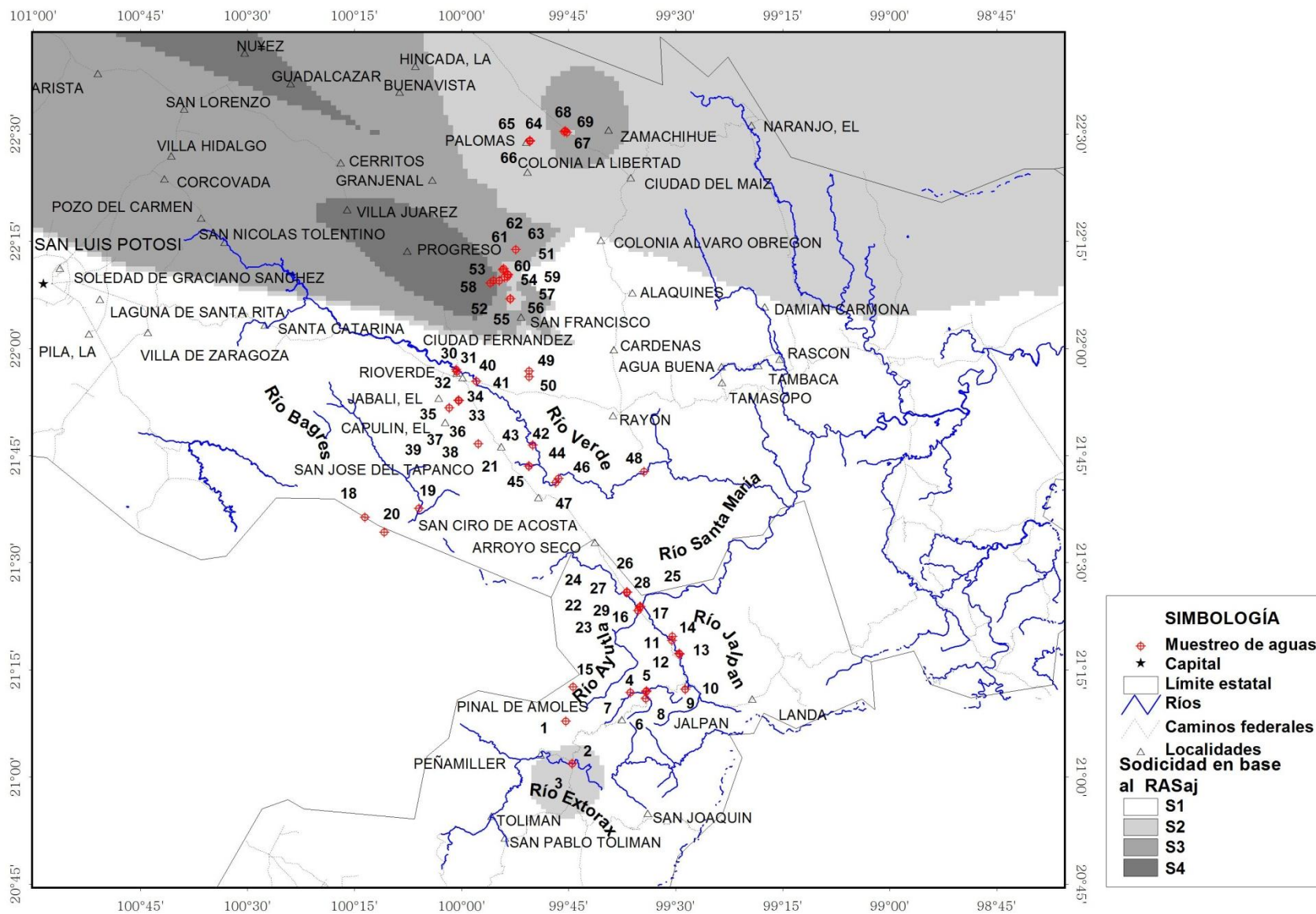


Figura 18. Distribución espacial de la salinidad con base en el RAS<sub>aj</sub>, del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

### 5.6.1 Porcentaje de so-dio intercambiable-relación de adsorción de sodio (PSI-RAS)

En esta investigación, en el apartado de suelos, se describirá el sodio intercambiable y las bases intercambiables que se obtuvieron de cada perfil, no obstante, el PSI se puede inferir partiendo del RAS de las aguas que se utilizan para riego, utilizando los siguientes valores de coeficiente de selectividad iónica de Gapon ( $K_G$ ) que citó Velázquez (2001) y Velázquez *et al.* (2002) para un suelo areno-arcilloso-limoso:  $K_1 = 0.0072444$ ,  $K_2 = 0.011861$  y  $K_3 = 0.0168999$  ( $\text{mmol L}^{-1}$ )<sup>-1/2</sup>, por medio de la siguiente ecuación:

$$\text{PSI} = \frac{K_G \text{RAS}}{1 + K_G \text{RAS}} 100$$

Velázquez *et al.* (2002) hace incapié que la predicción del PSI, obtenida de la ecuación anterior, es para condiciones de saturación y en equilibrio con las aguas de riego. En la Figura 19 se desarrolla la relación PSI-RAS para todas las modificaciones del RAS de las muestras de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

Velázquez *et al.* (2002) y Mendoza (2009) explican que cuando las aguas de riego tienen gran cantidades de  $\text{HCO}_3^-$ , éstos son fácilmente hidrolizables y como resultado aumenta el pH de las aguas.  $K_G$  expresa directamente la complejidad de las estructuras cristalino-químicas de los sistemas arcillosos y orgánicos coloido-dispersos de los suelos, es decir, las características topográficas de los sistemas coloidales de los suelos.

En la Figura 19 se observa que todos los puntos se encuentran en una misma familia, excepto uno, es el pozo 2 del Rancho San Tiburcio, en donde los problemas de PSI son serios, debido a que las aguas se encuentran en contacto con una bolsa de acumulación rica en sales de sodio. La obtención de valores de  $\text{PSI}_{\text{max}}$  y de  $\text{PSI}_{\text{min}}$  nos permite optimizar diferentes dosis de mejoradores que contienen calcio para desplazar los iones de sodio adsorbido.



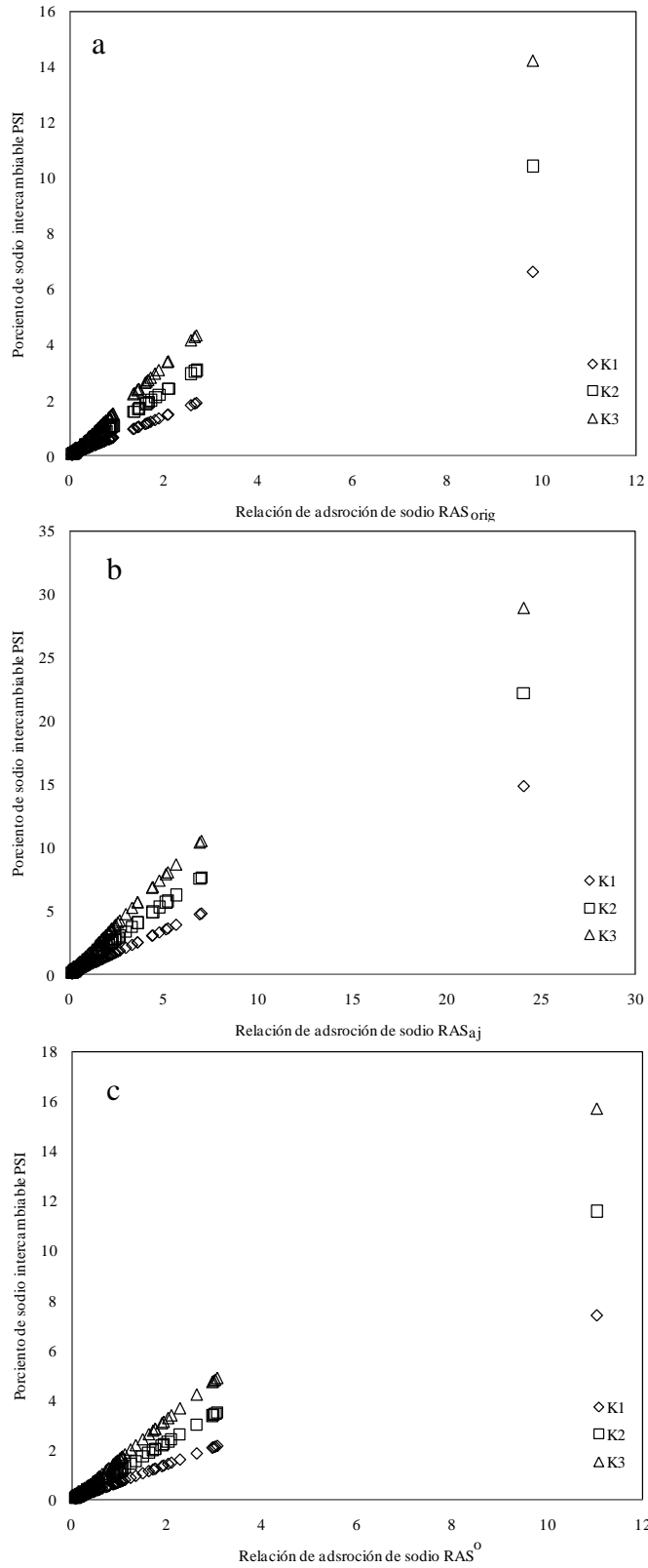


Figura 19. Relación PSI-RAS para las expresiones: (a) PSI-RAS<sub>orig</sub>, (b) PSI-RAS<sub>aj</sub> y (c) PSI-RAS<sup>0</sup> para el muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

### 5.6.2 Efecto de la concentración de iones $\text{CO}_3^{2-}$ y $\text{HCO}_3^-$

La composición aniónica de las aguas es importante desde el punto de vista agronómico, el  $\text{CO}_3^{2-}$  y  $\text{HCO}_3^-$  tienen una estrecha relación entre el agua de riego y el suelo, pueden precipitar o disolver  $\text{CaCO}_3$  agravando o disminuyendo la peligrosidad por  $\text{Na}^+$ . Bazilevich (1970) desarrolló a detalle cómo se forma una provincia típica de soda, y el  $\text{CO}_3^{2-}$  es una pieza fundamental en la sodicidad de los suelos.

El exceso de  $\text{HCO}_3^-$  en el agua de riego causará una reacción alcalina en el suelo, debido a que precipita con los iones  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  formando los carbonatos respectivos (Gardner, 2004). A medida que precipitan, aumenta la concentración relativa de  $\text{Na}^+$  y  $\text{Mg}^{2+}$ , esta es la razón para que exista riesgo de sodificación del suelo, a pesar que la cantidad presente de  $\text{Na}^+$  no ha variado (Bacarro *et al.*, 2006).

Los trabajos de Wilcox *et al.* (1954) demostraron que cuando se incrementa los valores de  $\text{HCO}_3^-$  en el agua, se incrementa la cantidad de  $\text{CaCO}_3$  precipitado, esta precipitación es directamente proporcional al incremento del PSI en el suelo. Richards *et al.* (1959) cita a Eaton (1950), él reportó que aguas de riego con excesos de  $\text{HCO}_3^-$  en relación al  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ , aumentaron el PSI del suelo y propuso tres términos para referirse a este incremento y son: porcentaje de sodio encontrado, porcentaje de sodio posible y carbonato de sodio residual.

#### 5.6.2.1 Porcentaje de sodio encontrado

Ramírez (2009) escribe que el peligro del desplazamiento del  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  por el  $\text{Na}^+$  en el complejo de intercambio catiónico, empieza cuando la concentración de  $\text{Na}^+$  en solución presenta más de la mitad de los cationes disueltos, y como la cantidad de  $\text{Na}^+$  en solución en el agua de riego no es suficiente para desplazar al  $\text{Ca}^{2+}$  y al  $\text{Mg}^{2+}$ , entonces se estima después de que se precipitan los  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{CaSO}_4$ , pues de esta manera se incrementa la concentración de  $\text{Na}^+$  en solución.

El 52% de las muestras de aguas no tiene riesgo de generar suelos sódicos y el 48% tiene riesgo de generarlos (Cuadro 16). A pesar que la zona de estudio tiene una fuerte influencia marina, en donde el  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  son los cationes predominantes, el efecto del  $\text{Na}^+$  es necesario estudiarlo y monitorearlo para evitar una probable sodicidad de los suelos.

Cuadro 16. Efecto posible del porcentaje de Na<sup>+</sup> encontrado en el muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

No.	Porcentaje de Na <sup>+</sup> encontrado	Clasificación	No.	Porcentaje de Na <sup>+</sup> encontrado	Clasificación
1	6.97	No hay problema de suelos sódicos	37	1.71	No hay problema de suelos sódicos
2	28.01	Probabilidad de suelos sódicos	38	2.09	No hay problema de suelos sódicos
3	40.46	Probabilidad de suelos sódicos	39	2.06	No hay problema de suelos sódicos
4	15.15	Probabilidad de suelos sódicos	40	3.77	No hay problema de suelos sódicos
5	21.89	Probabilidad de suelos sódicos	41	12.95	No hay problema de suelos sódicos
6	15.76	Probabilidad de suelos sódicos	42	0.89	No hay problema de suelos sódicos
7	20.19	Probabilidad de suelos sódicos	43	12.99	No hay problema de suelos sódicos
8	6.02	No hay problema de suelos sódicos	44	3.70	No hay problema de suelos sódicos
9	20.13	Probabilidad de suelos sódicos	45	13.02	No hay problema de suelos sódicos
10	19.75	Probabilidad de suelos sódicos	46	2.58	No hay problema de suelos sódicos
11	19.91	Probabilidad de suelos sódicos	47	13.10	No hay problema de suelos sódicos
12	39.84	Probabilidad de suelos sódicos	48	12.28	No hay problema de suelos sódicos
13	39.76	Probabilidad de suelos sódicos	49	19.47	Probabilidad de suelos sódicos
14	39.62	Probabilidad de suelos sódicos	50	18.82	Probabilidad de suelos sódicos
15	6.65	No hay problema de suelos sódicos	51	5.73	No hay problema de suelos sódicos
16	16.74	Probabilidad de suelos sódicos	52	12.40	No hay problema de suelos sódicos
17	23.63	Probabilidad de suelos sódicos	53	4.47	No hay problema de suelos sódicos
18	23.64	Probabilidad de suelos sódicos	54	12.20	No hay problema de suelos sódicos
19	22.39	Probabilidad de suelos sódicos	55	4.57	No hay problema de suelos sódicos
20	19.29	Probabilidad de suelos sódicos	56	12.07	No hay problema de suelos sódicos
21	2.18	No hay problema de suelos sódicos	57	19.42	Probabilidad de suelos sódicos
22	16.90	Probabilidad de suelos sódicos	58	10.62	No hay problema de suelos sódicos
23	39.72	Probabilidad de suelos sódicos	59	18.20	Probabilidad de suelos sódicos
24	16.83	Probabilidad de suelos sódicos	60	13.52	No hay problema de suelos sódicos
25	39.80	Probabilidad de suelos sódicos	61	18.19	Probabilidad de suelos sódicos
26	1.87	No hay problema de suelos sódicos	62	13.39	No hay problema de suelos sódicos
27	16.39	Probabilidad de suelos sódicos	63	26.52	Probabilidad de suelos sódicos
28	2.12	No hay problema de suelos sódicos	64	15.54	Probabilidad de suelos sódicos
29	18.28	Probabilidad de suelos sódicos	65	14.23	No hay problema de suelos sódicos
30	2.44	No hay problema de suelos sódicos	66	26.43	Probabilidad de suelos sódicos
31	1.73	No hay problema de suelos sódicos	67	26.31	Probabilidad de suelos sódicos
32	1.63	No hay problema de suelos sódicos	68	59.36	Probabilidad de suelos sódicos
33	1.47	No hay problema de suelos sódicos	69	3.51	No hay problema de suelos sódicos
34	1.87	No hay problema de suelos sódicos	70	3.57	No hay problema de suelos sódicos
35	0.91	No hay problema de suelos sódicos	71	23.46	Probabilidad de suelos sódicos
36	1.76	No hay problema de suelos sódicos	72	12.61	No hay problema de suelos sódicos

### 5.6.2.2 Porcentaje de sodio posible (PSP)

Scofield en 1935 estableció límites para el PSP, éstos son peligrosos si superan el 60%, pero Green en 1948 elevó este índice hasta 80%. Aguilera y Martínez (1996) explican que el PSP representa al peligro de desplazamiento del  $\text{Ca}^{2+}$  y del  $\text{Mg}^{2+}$  por  $\text{Na}^+$ , en el complejo de intercambio, empieza cuando la concentración de  $\text{Na}^+$  en solución representa más del 50% de los cationes disueltos.

En el Cuadro 17 se aprecian los resultados del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala, el 75.0% tienen una clasificación buena y el 25.0% son condicionadas. Los ríos Ayutla, Jalpan, y los pozos 1 y 2 del Rancho La Soledad son las que tienen condición en su uso. Estos sistemas hidrográficos y los pozos del Rancho son aguas de reciente infiltración, en donde el anión  $\text{HCO}_3^-$  es el predominante por efecto del  $\text{CO}_2$  del ambiente, además, sus cauces se ubican en las estribaciones de la Sierra Madre Oriental, en donde la actividad volcánica terminó recientemente, intemperizando minerales ricos en  $\text{Na}^+$ . González *et al.* (2001) y Carrera *et al.* (2011) demostraron que en zonas de reciente actividad volcánica, como en el estado de Puebla, los manantiales y aguas superficiales son del tipo bicarbonatado-sódico, lo cual puede generar suelos sódicos.

Cuadro 17. Por ciento de sodio posible (PSP) del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

No.	Porcentaje de Na posible	Clasificación	No.	Porcentaje de Na posible	Clasificación
1	0.000	Buena	37	0.046	Buena
2	0.249	Buena	38	0.043	Buena
3	0.334	Buena	39	0.042	Buena
4	1.852	Condicionada	40	0.071	Buena
5	2.080	Condicionada	41	0.096	Buena
6	2.381	Condicionada	42	0.031	Buena
7	1.806	Condicionada	43	0.175	Buena
8	0.000	Buena	44	0.073	Buena
9	9.677	Condicionada	45	0.190	Buena
10	2.733	Condicionada	46	0.045	Buena
11	1.909	Condicionada	47	0.160	Buena
12	1.505	Condicionada	48	0.086	Buena
13	2.081	Condicionada	49	0.750	Condicionada
14	2.762	Condicionada	50	1.014	Condicionada
15	0.000	Buena	51	0.066	Buena
16	0.917	Condicionada	52	0.078	Buena
17	1.417	Condicionada	53	0.052	Buena
18	0.000	Buena	54	0.080	Buena
19	0.000	Buena	55	0.063	Buena
20	0.000	Buena	56	0.090	Buena
21	0.000	Buena	57	0.082	Buena
22	0.529	Condicionada	58	0.077	Buena
23	1.169	Condicionada	59	0.053	Buena
24	0.569	Condicionada	60	0.090	Buena
25	1.383	Condicionada	61	0.044	Buena
26	0.085	Buena	62	0.108	Buena
27	0.323	Buena	63	0.050	Buena
28	0.117	Buena	64	0.056	Buena
29	0.339	Buena	65	0.052	Buena
30	0.051	Buena	66	0.049	Buena
31	0.040	Buena	67	0.080	Buena
32	0.039	Buena	68	0.063	Buena
33	0.036	Buena	69	0.066	Buena
34	0.048	Buena	70	0.117	Buena
35	0.022	Buena	71	0.277	Buena
36	0.047	Buena	72	0.000	Buena

### 5.6.2.3 Carbonato de sodio residual (CSR)

Este índice fue propuesto por Eaton en 1950, se utiliza para predecir la cantidad de  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  que quedará en la solución del suelo, después de que se precipiten el  $\text{CaCO}_3$  y el  $\text{MgCO}_3$ , de tal manera que, la concentración de  $\text{Na}^+$  puede ser suficiente para desplazar al  $\text{Ca}^{2+}$  y al  $\text{Mg}^{2+}$  del complejo de intercambio, produciendo la defloculación del suelo (Aceves, 1979; Aguilera y Martínez, 1996). En el Cuadro 18 se tiene que la totalidad de las muestras de agua son bajas en CSR.

En resumen, el CSR se emplea para predecir el peligro del  $\text{Na}^+$  asociado con la precipitación del  $\text{CaCO}_3$ , tiene la limitación que supone la precipitación de todo el  $\text{HCO}_3^-$  presente en el agua, no obstante, esto dependería de la proporción de agua que infiltra a través del suelo, pues la cantidad de  $\text{HCO}_3^-$  que precipita depende del grado de concentración que logran las sales después de la evapotranspiración, todo el  $\text{HCO}_3^-$  pasaría a través del suelo sin cambiar. A la inversa, si se perdiera toda el agua por evapotranspiración, precipitará todo el  $\text{HCO}_3^-$  (Bohn *et al.*, 1993; Ramírez, 2009).

La falta de CSR quiere decir que son aguas de pH neutro, es decir entre 7 y 8, esto se confirmó con los datos que se obtuvieron en laboratorio.

Cuadro 18. Carbonato de Sodio Residual del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

No.	Carbonato de sodio residual (Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> )	Clasificación	No.	Carbonato de sodio residual (Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> )	Clasificación
1	-0.47	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	37	-12.56	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
2	-5.17	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	38	-11.05	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
3	-2.99	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	39	-11.88	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
4	-0.47	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	40	-13.12	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
5	-0.61	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	41	-7.55	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
6	-0.42	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	42	-15.59	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
7	-0.70	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	43	-6.49	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
8	-0.49	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	44	-12.6	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
9	-0.35	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	45	-5.96	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
10	-0.55	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	46	-16.17	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
11	-0.57	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	47	-7.49	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
12	-0.15	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	48	-10.03	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
13	-0.13	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	49	-1.11	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
14	-0.12	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	50	-0.84	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
15	-0.40	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	51	-17.67	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
16	-1.23	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	52	-12.19	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
17	-0.73	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	53	-21.16	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
18	0.27	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	54	-11.7	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
19	0.09	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	55	-16.65	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
20	0.13	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	56	-9	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
21	-1.34	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	57	-32.95	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
22	-1.85	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	58	-22.69	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
23	-0.17	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	59	-18.99	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
24	-1.73	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	60	-11.16	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
25	-0.17	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	61	-24.8	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
26	-5.56	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	62	-9.1	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
27	-3.46	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	63	-15.82	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
28	-5.05	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	64	-27.94	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
29	-3.33	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	65	-29.8	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
30	-11.03	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	66	-16.64	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
31	-14.57	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	67	-11.9	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
32	-14.54	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	68	-12.25	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
33	-14.08	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	69	-14.27	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
34	-12.58	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	70	-5.29	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
35	-14.79	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	71	-5.09	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego
36	-12.59	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego	72	-0.21	C3 Aguas bajas en C.S.R.-Buenas para el riego

## 5.7 Clasificación de las aguas en base a su efecto sobre la infiltración

Durante la aplicación de las agua de riego a los suelos, así como durante la recuperación de los suelos salinos y sódicos, es importante que el agua tenga fácil movilidad dentro del perfil de suelo. Los peligros de sodificación están asociados con el sodio intercambiable. Se ha reportado que la conductividad hidráulica de los suelos disminuye cuando la concentración electrolítica de las aguas es baja y los valores de RAS son altos (Ayers y Westcot, 1987). También se ha establecido que durante los procesos de dispersión de las partículas arcillosas y su movimiento, los microporos de los suelos se tapan y se sellan (Pereira *et al.*, 2008).

Cuando en los suelos se tienen minerales arcillosos, como en la zona de estudio, y altos valores de sodio intercambiable, debido a soluciones de RAS elevado, en los suelos se presentan procesos de hinchamiento. De acuerdo a Planer (2001) e Ilizaliturri (2006), en algunas zonas agrícolas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala, se tienen suelos vertisoles. Cerana *et al.* (2006) investigaron el efecto del incremento del catión sodio, por medio del riego con aguas bicarbonatadas sódicas, y su relación con la conductividad hidráulica, en vertisoles, y demostraron que el aumento del sodio de intercambio provocó la dispersión de arcillas y la consiguiente inestabilidad estructural. Este proceso está ocurriendo en la zona agrícola de Río Verde, como se demostró en esta investigación, existe un incremento del catión de sodio por el efecto de las aguas urbano-industriales y por la meteorización por evaporación de las mismas.

La dispersión de arcillas y los procesos de hinchamiento afectan la infiltración de agua en los suelos (Shainberg *et al.*, 1997; Dontsova y Norton, 2002). A mayor valor de RAS, mayor potencial de expansión y dispersión de arcillas, y menor conductividad hidráulica del suelo (Ortega, 1976; Pérez, 2002).

La adsorción de cationes ocurre en el complejo de intercambio catiónico, que está formado de coloides mineral, orgánico y orgánico-mineral. El tipo y la cantidad de los cationes adsorbidos influyen en las propiedades físicas y químicas de los suelos, ya que el calcio y el sodio son importantes en la estructura del suelo. El calcio es un buen coagulante, favorece a la formación de flóculos, permitiendo que el suelo tenga una estructura granulada. La acción del sodio es inversa a la del calcio en la formación de la estructura, hace que los suelos con abundancia de



este catión se dispersen (Richards *et al.*, 1959; Ayers y Westcot, 1987). Lo anterior se debe a que el sodio se disocia en mucho mayor grado de la superficie coloidal que el calcio, en la capa difusa aparecen más iones de sodio que de calcio, magnesio, etc.

Cuando el sodio es el ion dominante en la capa difusa, la carga de las partículas coloidales no se neutraliza totalmente y éstas se repelen mutuamente, a este proceso y fundamentalmente cuando las partículas del suelo se transforman en unidades independientes se le conoce como dispersión (Ortega, 1976). Al mismo tiempo alrededor del sodio y de los coloides aumenta la hidratación de los cationes. El aumento de la carga y la hidratación favorecen la peptización de los coloides y por tanto del suelo en el agua.

Entre más extendida es la capa difusa, la carga sin neutralizar de las partículas coloidales es mayor y viceversa. Si la carga sin neutralizar de las partículas coloidales es alta, entonces éstas se repelen mutuamente y el suelo se dispersa en el agua y se hace más plástico. Un suelo con buena estructura tiene partículas coloidales con pequeña carga residual y entonces las propiedades agronómicas de los suelos son buenas. El suelo no se debe dispersar, la fracción arcillosa no debe tener movilidad en el perfil y el agua se tiene que infiltrar fácilmente entre los poros (Ortega, 1976).

La materia orgánica del suelo también posee cargas que contribuyen al intercambio catiónico. Estas cargas varían de acuerdo al pH del sistema, los grupos funcionales de la materia orgánica contribuyen a la formación de cargas de intercambio, y son principalmente los grupos carboxílicos y fenólicos; y cuando en los sistemas orgánico-minerales se tienen expuestos en cantidades considerables, las cargas negativas se pueden saturar con sodio intercambiable de acuerdo con la relación Na/Ca.

Cuando un suelo se sodifica, los coloides orgánicos y minerales se dispersan y se produce una migración de ellos dentro del perfil. Los coloides orgánicos se mueven hacia arriba con el agua y se acumulan en la superficie del suelo, lo que da un color negro aceitoso de los suelos sódicos. Esto hace que al cambiar la coloración del suelo, se adsorba más calor y se modifique la temperatura del mismo (Aceves, 1979).

Los coloides minerales emigran hacia abajo del perfil. Este proceso es irreversible (a menos que el suelo se invierta mecánicamente) y causa taponamiento de los poros, lo que aunado con la expansión, modifica la permeabilidad afectando el movimiento del agua, del aire, produciendo cambios en la estructura, en la densidad aparente, en la estabilidad de los agregados, en la impedancia mecánica y formando costras que impiden la germinación de las semillas. Todos estos cambios están íntimamente ligados con los cambios de estructura producidos por el sodio y como consecuencia se produce cambios en la permeabilidad del suelo (Aceves, 1979). En la Figura 20 se presenta la reducción relativa a la infiltración de los suelos inducida por la salinidad y los diferentes RAS citado por Ayers y Westcot (1987).

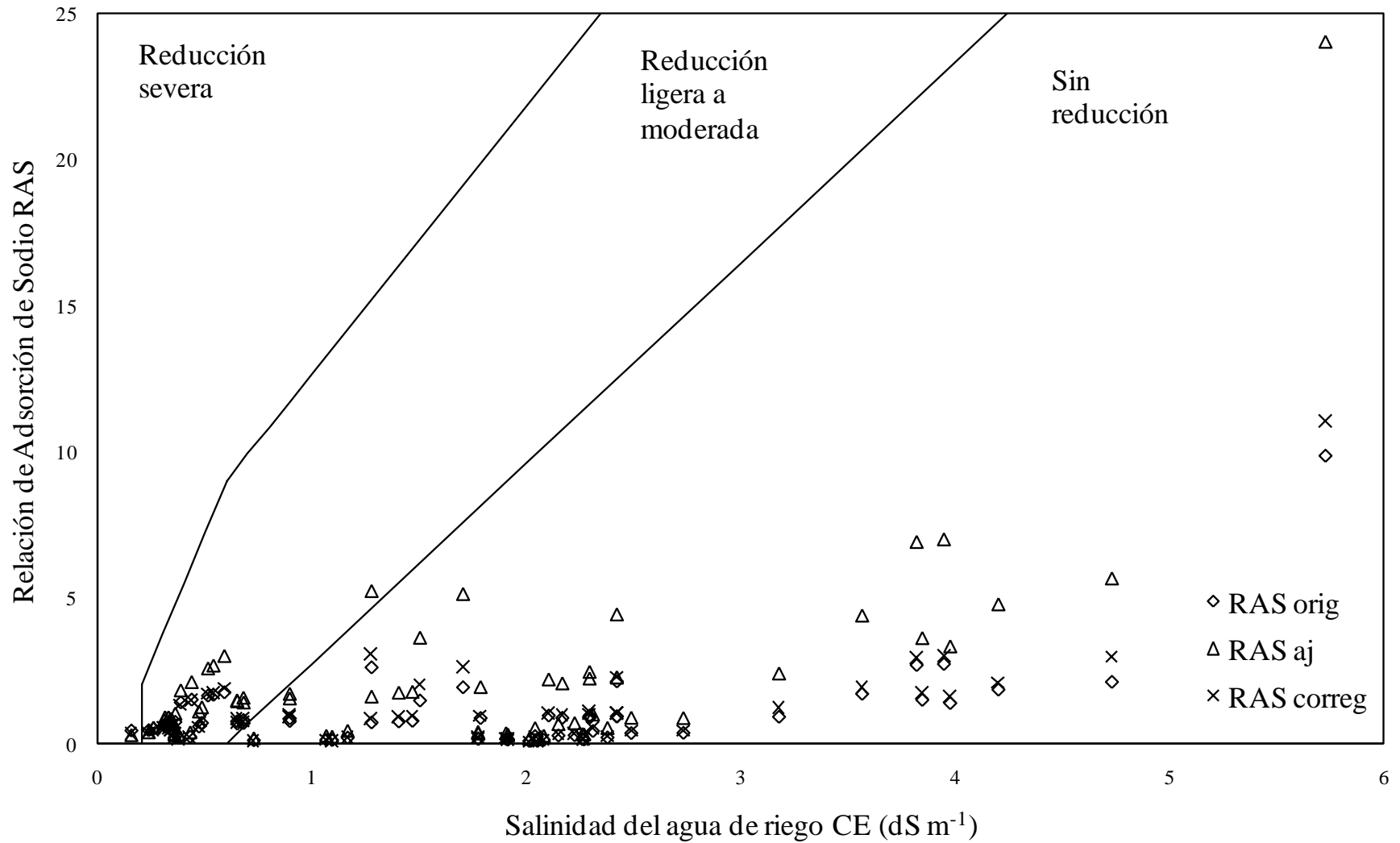


Figura 20. Reducción relativa de la infiltración provocada por la salinidad y los diferentes tipos de RAS, para el muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

Los resultados del muestreo de aguas indican que para el  $RAS_{orig}$ , el 65.3% no presentan reducción a la infiltración, el 33.3% presentan una reducción ligera a moderada y el 1.4% son aguas con una severa reducción. Para el  $RAS_{aj}$  el 63.9% no presentan reducción a la infiltración, el 34.7% presentan una reducción ligera a moderada y el 1.4% son aguas con una severa reducción. Finalmente, para el  $RAS^o$ , el 65.3% no presentan reducción a la infiltración, el 33.3% presentan una reducción ligera a moderada y el 1.4% son aguas con severa reducción, se observa que tiene el mismo comportamiento que el  $RAS_{orig}$ . Por lo tanto, los valores más críticos son con el  $RAS_{aj}$ , es por esta razón que en la Figura 21 se presenta el mapa de distribución espacial de la reducción de la infiltración provocada por la salinidad y el  $RAS_{aj}$ .

En la Figura 21 se observa que la muestra de agua que tiene una reducción severa a la infiltración es en el río Bagres, al respecto Ayers y Westcot (1987) explica que la infiltración aumenta con la salinidad y disminuye con una reducción en la salinidad, éste es el caso del río Bagres. Este gráfico hay que interpretarlo con mucho cuidado, porque agua con alta salinidad y elevado RAS caerá en la zona que no tienen problema a la infiltración, como es el caso del pozo 2 del Rancho San Tiburcio, aquí se aplica mejor el diagrama que cita Richards *et al.* (1959). Porque se conocen exactamente los procesos geoquímicos que ocurren se tiene la certeza que lo anterior no es verdad, ya que el pozo de este rancho generará problemas de dispersión en los suelos por su elevada cantidad de sodio como se muestra con los valores de RAS alto.

En la Figura 21, el norte de la zona de estudio, no presentan reducción en la infiltración, a pesar que tienen una alta salinidad pero bajo  $RAS_{aj}$ . Esto no es ciertamente evidente, el gráfico de Ayers y Westcot (1987) muestra inconsistencias cuando las aguas tienen alta concentración de sales, pero no del tipo sódicas. Agassi *et al.* (1994) demostró que la concentración electrolítica del agua de lluvia y el PSI de los suelos tienen un efecto significativo en suelos arcillosos de zonas áridas, con el microscopio electrónico de barrido verificaron la existencia, en las costras de los suelos, una capa fina de partículas que fueron las responsables de la baja infiltración en suelos con bajos niveles electrolíticos, estos autores explican que hay evidencia de la dispersión de la fracción de arcilla de los suelos y un efecto perjudicial en la infiltración por las gotas de lluvias que forman las costras. Así, aguas y suelos con bajas concentraciones

electrolíticas se ven afectadas por procesos mecánicos que genera las gotas de lluvia, es decir, aparte de las concentraciones altas que se presentan en la zona de estudio, se debe considerar la formación de costras que genera el agua de lluvia.

La tercera parte de las muestras de agua de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala, en lo que se refiere a su capacidad de reducir la infiltración en los suelos, se disponen en el orden siguiente: sin reducción ( $RAS_{orig}$  y  $RAS^0$ ) y con reducción moderada ( $RAS_{aj}$ ).

Balks *et al.* (1998) al igual que Mace y Amrhein (2001) señalan que valores relativamente bajos de PSI pueden inducir una dispersión de arcillas principalmente cuando se combinan con aguas de bajo contenido salino. Debido a que las fuerzas de repulsión entre partículas de arcilla aumentan cuando se reduce la salinidad, favoreciendo con esto la dispersión y la formación de una costra debido a la obstrucción de los poros cuando las arcillas se mueven (Oster, 1994; Oster y Shainberg, 2001; Agassi *et al.*, 2003). Lo anterior explica lo que sucede en la zona de estudio, se recalca nuevamente que se debe manejar con criterio, y se deben conocer los procesos físico-químicos que ocurren entre el agua de riego, los suelos y cultivos para no dar interpretaciones equivocadas.

El mecanismo principal que controla la permeabilidad del suelo cuando hay valores bajos de PSI, es la dispersión de arcillas y cuando dominan valores altos de PSI, se da la expansión o hinchamiento (Balks *et al.*, 1998). Es así, que los suelos que se tiene en la zona de estudio en este caso particular, la dispersión de arcillas es el mecanismo principal que controla la permeabilidad, debido al bajo de contenido de RAS de las aguas. No obstante, cada suelo responde de modo diferente a la misma combinación de salinidad y RAS, debido a las diferencias en el contenido de arcilla y la mineralogía, así como también, el contenido de óxidos de hierro y aluminio y de materia orgánica (Oster, 1994).

En algunas estaciones de muestreo de las aguas de la zona de estudio el  $Mg^{2+}$  es el catión predominante, esto aumenta el riesgo de hinchamiento y dispersión de las arcillas, ya que cuando mayor es el radio hidratado del ión, mayor es su poder dispersante (el  $Mg^{2+}$  hidratado es más grande que el  $Ca^{2+}$  hidratado). Este hinchamiento ocurre dentro de un volumen dado de suelo, ya que este resulta de la ruptura de agregados y el movimiento de partículas de arcillas,

contribuye a la obstrucción de los poros y por lo tanto, reduce la conductividad hidráulica (Oster, 1994).

El pozo 2 del Rancho San Tiburcio es un agua con RAS superior a 10, lo cual provoca la pérdida de macroporosidad del suelo, dificulta las labores agrícolas y la penetración de las raíces, a su vez, el elevado pH del suelo reduce la disponibilidad de nutrientes e incrementa las pérdidas por volatilización de fertilizantes (Cerana *et al.*, 2006; Ortega y Orellana, 2007). También esto lleva por consiguiente a que se manifieste problemas secundarios como exceso de hierbas malas, enfermedades por la excesiva humedad, trastornos nutricionales, así como la incidencia de animales dañinos (Ayers y Westcot, 1987).

En varios estudios se ha demostrado que la presencia de materia orgánica disuelta en aguas residuales, junto con alta sodicidad, desarrollan valores de defloculación altos en las arcillas, aumentando la dispersión del suelo, a la vez altas cantidades de materia orgánica en las aguas de riego bloquean los poros, reduciendo así la infiltración (Agassi *et al.*, 2003; Bhardwaj *et al.*, 2008).

En síntesis, existe una tendencia a que las aguas de riego de la zona de estudio pasen de la zona de reducción ligera a reducción severa, en otras palabras, es probable que se pierdan las propiedades físicas de los suelos por efecto de la salinidad, puede ser que el agua de riego no atraviesa la superficie del suelo a una velocidad aceptable para la renovación del agua consumida por el cultivo entre riegos. En resumen, existe una reducción en el suministro de agua en los cultivos desde la superficie hacia la zona radical.

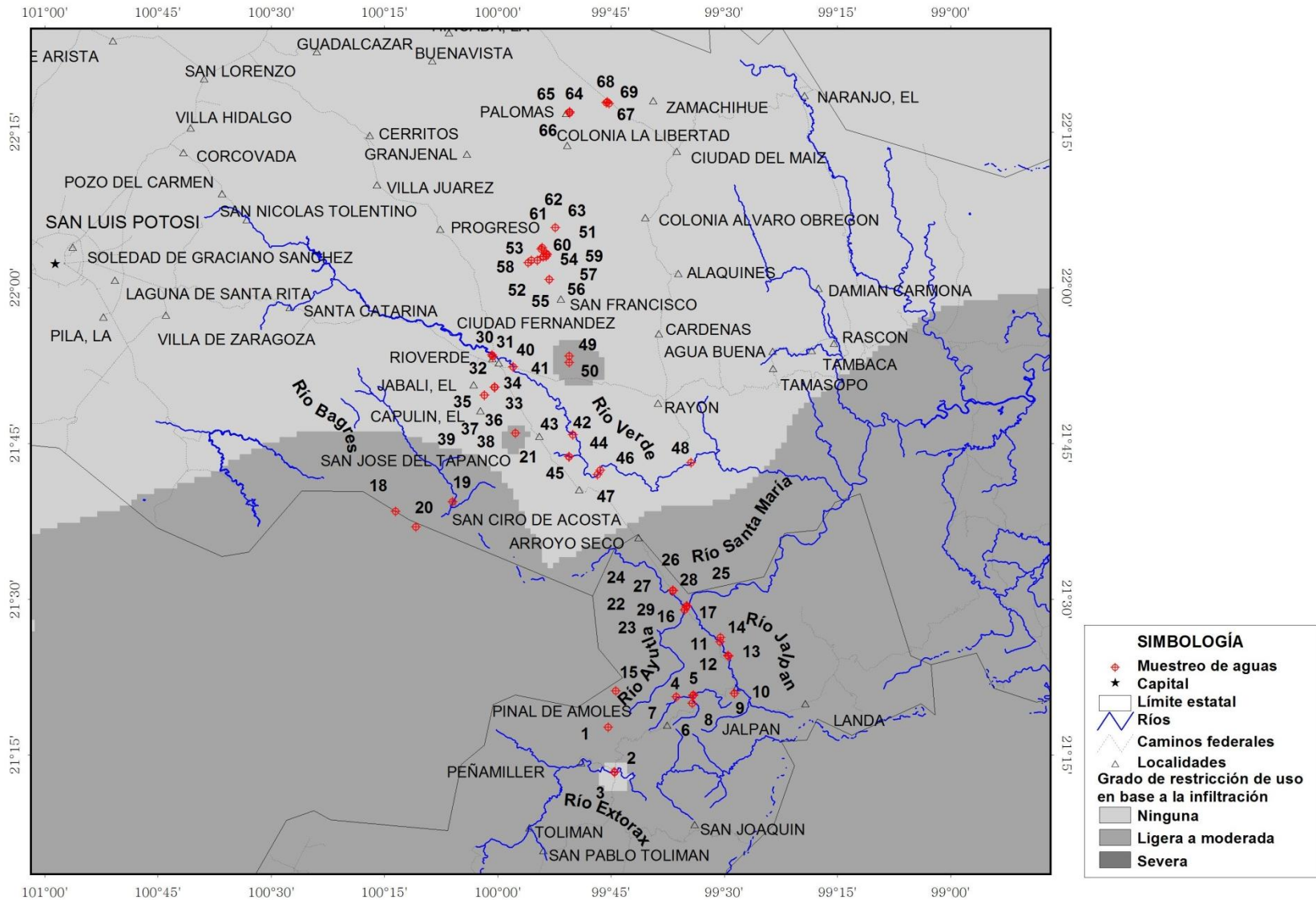


Figura 21. Mapa de distribución espacial en base a la reducción relativa de la infiltración provocada por la salinidad y el  $RAS_{aj}$ , para el muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

## 5.8 Clasificación de las aguas por toxicidad de iones y elementos específicos

La toxicidad de iones específicos 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 y elementos que se encuentran en las aguas en concentraciones superiores a las concentraciones de tolerancia son tóxicos y estos son:  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$  y B, los daños pueden ser provocados individualmente o en combinación (Ayers y Westcot, 1987). Sin embargo, en esta investigación por los tipos de aguas, suelos y cultivos se enfocaron los problemas por toxicidad a boro, fósforo, nitratos y magnesio. Es preciso aclarar que estos elementos son esenciales para las plantas en concentraciones específicas y tóxicas cuando exceden esas concentraciones, pueden causar daños a los vegetales, suelos y cuerpos de agua.

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.

Las sales pueden constituir un estrés adicional por acumulación de ciertos elementos del suelo o del agua en los tejidos de las plantas, en concentraciones lo suficientemente altas como para provocar daños, estos daños dependen del tiempo, la concentración, tolerancia de los cultivos y volumen de agua (Morales *et al.*, 2006). La absorción y acumulación de un exceso de iones hidrofílicos osmóticamente activos en las células vegetales provoca un cambio apreciable en el metabolismo de la planta, que se manifiestan en la reducción del crecimiento, la formación de biomasa y el rendimiento (González *et al.*, 2002).

El incremento en la absorción de iones como el  $\text{Cl}^-$  o  $\text{Na}^+$  producirá la disminución del área fotosintética por la clorosis marginal de la hoja y la fotosíntesis neta se verá afectada debido al aumento de la respiración en la zona radicular. El proceso de respiración de mantenimiento incrementa los requerimientos de carbohidratos para producir la energía necesaria para la secreción de iones, o reparación de daños celulares (Bonilla *et al.*, 2004; Casierra y García, 2006; Rodríguez, 2006).



### 5.8.1 Boro

El Boro (B) se forma en un proceso denominado astillamiento "spallation", que radica en la rotura de núcleos más pesados causado por el bombardeo de rayos cósmicos. Este proceso no es muy frecuente, por lo que su abundancia es muy pequeña. La concentración estimada del B en la corteza terrestre es de 10 ppm, el B es mucho más abundante en rocas sedimentarias (300 ppm) que en rocas ígneas (3 ppm), esta diferencia es derivada de tres características: la preferencia del B por las fases fundidas (elemento incompatible), su alta movilidad en la fase acuosa y su fuerte afinidad por minerales arcillosos (elemento litófilo). Este átomo llega a la corteza terrestre a través de diferentes vías y son, la precipitación atmosférica, que contiene pequeñas cantidades de boro en disolución, el vulcanismo y la actividad geológica análoga, que liberan roca fundida con concentraciones variables de B (Fersman, 1971).

El B a la vez que es fundamental puede ser tóxico para las plantas, en cantidades relativamente bajas, éste elemento es uno de los siete micronutrientes esenciales para el desarrollo y crecimiento de la mayoría de vegetales (Yermiyahu *et al.*, 2001; Goldberg *et al.*, 2005). Aguas de reciente percolación que han circulado a través de rocas volcánicas tienen alta concentraciones de  $H_3BO_3$ , tal como lo demostró González *et al.* (2001). Planer *et al.* (2001) y SGM (1997b) describen que la actividad volcánica en la zona de estudio inició hace 140 millones de años y continuó hasta los 40 millones de años, con una intensificación en el Oligoceno y Mioceno, entonces es probable encontrar concentraciones perjudiciales de B para los cultivos.

Los desequilibrios originados por deficiencia y toxicidad de B son problemas existentes en muchas regiones agrícolas del mundo, siendo necesaria su identificación y corrección sólo a través de un buen conocimiento de los procesos involucrados en su absorción, movilización y distribución en la planta (Brown y Hu, 1998).

En la zona agrícola de Río Verde se cultiva tomate, y de acuerdo a Ayers y Westcot (1987) es una especie que tolera entre 4 y 6 mg L<sup>-1</sup>, la estación que presenta mayor concentración es la de Río Verde en puente Verastegui con 0.706 mg L<sup>-1</sup>, entonces este tipo de cultivos no tienen problemas de B, por otro lado, esta concentración de B probablemente se deba a

contaminación de aguas urbano-industriales, la máxima concentración se obtiene precisamente cuando Río Verde ya atravesó el poblado del mismo nombre. Communar y Keren (2008) mencionan que la solubilidad de los oligoelementos y micronutrientes como el B aumentan en la solución del suelo por la acción de la materia orgánica de las aguas residuales.

Ayers y Westcot (1987) establece tablas en donde los cultivos muy sensibles como limonero y zarzamora toleran concentraciones de B < 0.5 mg L<sup>-1</sup>. Aguacate y naranjo son cultivos sensibles que toleran concentraciones de B entre 0.5 y 0.75 mg L<sup>-1</sup>. Trigo, cebada, frijol, cacahuete y fresa son cultivos sensibles que toleran concentraciones de B entre 0.75 y 1.0 mg L<sup>-1</sup>. Pimiento, zanahoria y papa son cultivos moderadamente sensibles que toleran concentraciones de B entre 1.0 y 2.0 mg L<sup>-1</sup>. Lechuga, avena, calabaza y maíz son cultivos moderadamente sensibles que toleran concentraciones de B entre 2 y 4 mg L<sup>-1</sup>. Sorgo, tomate y alfalfa son cultivos tolerantes que resisten concentraciones de B entre 4 y 6 mg L<sup>-1</sup>. Algodón y esparrago son cultivos muy tolerantes que resisten concentraciones entre 6 y 15 mg L<sup>-1</sup>. En síntesis, la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala no tiene problemas de toxicidad hacia los cultivos por B. Si existiera exceso de B, se produciría necrosis que reduce significativamente la superficie fotosintética del follaje. Las aplicaciones de nitrógeno para estimular el crecimiento vegetativo pueden ayudar a contrarrestar este efecto en árboles frutales como los cítricos (Ayers y Westcot, 1987).

La razón de que no exista toxicidad de B se debe a la predominancia del Ca<sup>2+</sup> sobre los otros cationes en la Plataforma Valles-San Luis, éste es un elemento de origen marino que contrarresta la acción nociva del B cuando está presente en niveles altos (Albornoz *et al.*, 2007), el metaborato inicialmente sódico reacciona con el Ca<sup>2+</sup> del agua del suelo y forma un metaborato cálcico, cuya solubilidad es considerablemente menor disminuyendo la concentración de B que se puede solubilizar (Porta *et al.*, 2003). También Keren y Communar (2009) encontraron que el ácido bórico interactúa con los grupos hidroxilo y carboxilo en reacciones de intercambio de ligando, caracterizado por aproximadamente las mismas constantes de complejos que se encuentran en ácidos húmicos en soluciones de pH < 7.8. A medida que el pH aumenta, la formación de complejos de ácido bórico disminuye, mientras que la formación de complejos de borato aumenta debido a que su concentración aumenta con el pH. Los autores antes citados observaron que pH superiores a 9.5 la adsorción de B por

parte de la materia orgánica disuelta disminuye, la reducción se atribuye a la competencia entre los boratos y  $\text{OH}^-$  por los sitios disponibles.

En la Figura 22 se tiene la distribución de la concentración de B a través de los diferentes sistemas hidrográficos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

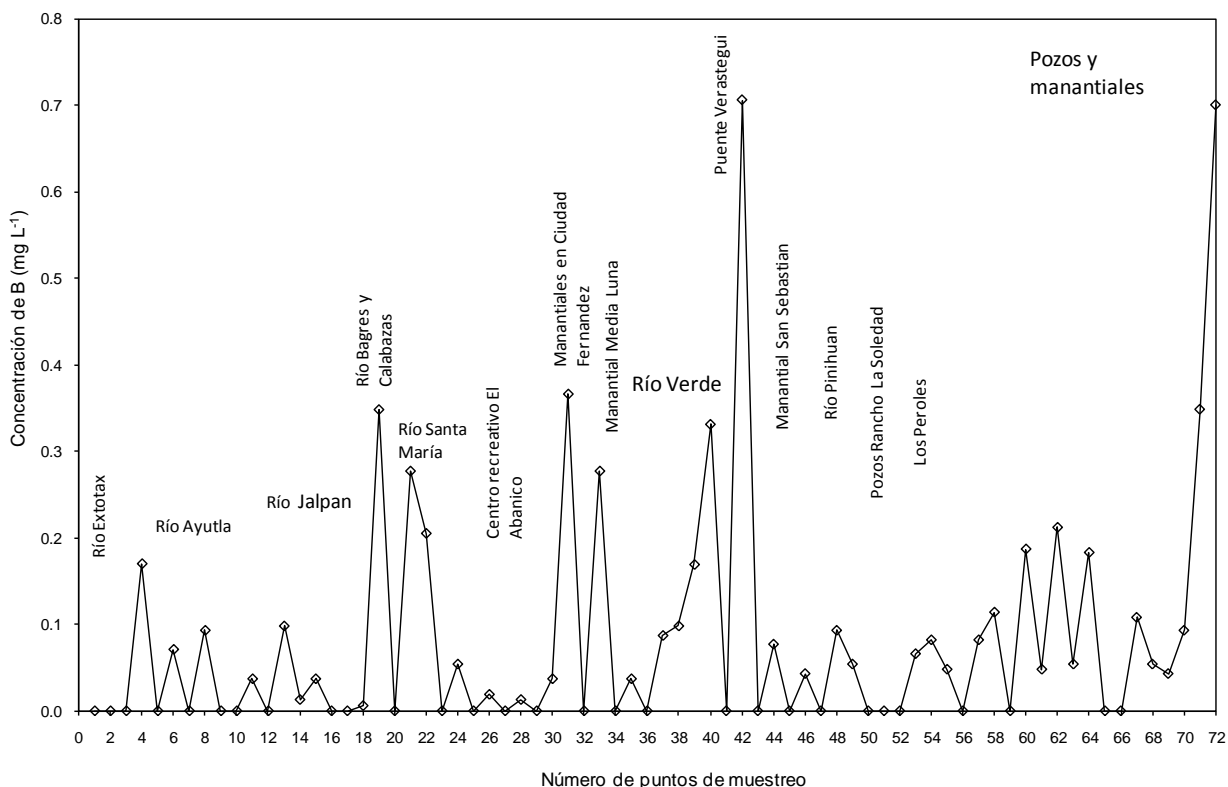


Figura 22. Concentración de B ( $\text{mg L}^{-1}$ ) en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

### 5.8.2 Fósforo

El fósforo deviene en la naturaleza desde las profundas masas fundidas, por las finas agujas de apatita y termina en los filtros vivientes, microorganismos que se apoderan del fósforo de las disoluciones débiles del agua del mar. El destino del fósforo está ligado a los procesos de la vida y la muerte, este elemento se acumula donde muere la vida orgánica y donde tiene lugar la muerte en masa de animales, como son los puntos de enlace de las corrientes marítimas donde se dan los cementerios submarinos. El fósforo se concentra en la tierra de dos formas: en los yacimientos profundos de apatito, que vienen de los magmas fundidos calientes o en los restos de las partes óseas de los animales (Fersman, 1971).

Brock (1978) menciona que en los organismos vivos el fósforo se encuentra en pequeñas cantidades pero es indispensable, por ejemplo, los ácidos nucleicos en donde se almacena el código genético son ricos en fósforo, al igual que en la fotosíntesis y en la respiración celular, también proporcionan la base para la formación de los enlaces de alto contenido de energía ATP, el cual a su vez intercambia la energía en la fotosíntesis y en la respiración celular. El fósforo es un elemento escaso en el planeta, Fersman (1971) lo coloca entre los elementos menores que en total forman el 2% de la corteza terrestre hasta llegar los 16 km de profundidad. Es así que los fertilizantes agronómicos se expresan en tres cifras, la primera expresa el porcentaje de nitrógeno en el fertilizante, la segunda el contenido de fósforo como  $P_2O_5$ , y la tercera el potasio como  $K_2O$ .

Se puede decir que el fósforo participa en un ciclo menor y en un ciclo global geológico. En el ciclo menor la materia orgánica que contiene fósforo, como restos vegetales, excrementos, es descompuesta por los microorganismos, y en el ciclo global, el agua lixivia el fósforo del suelo y de las rocas que lo contienen, éstas llegan al océano para ser consumida por organismos, que a través de otros organismos regresan a la corteza terrestre. Existen numerosos procesos biológicos para solubilizar el fósforo orgánico e inorgánico para ponerlos a disposición de los microorganismos y las plantas. Los grupos microbianos capaces de solubilizar el fósforo en relevancia son los hongos como el *Aspergillus*, *Fusarium* y *Sclerotium*, un segundo grupo son los *Actinomicetos*, que son productoras de sustancias antibióticas y las bacterias como *Bacillus*, *Flavobacterium* y *Pseudomonas*. Las *Pseudomonas Fluorescens* provocan el aumento en la productividad de los campos agrícolas porque tienen gran capacidad de solubilizar el fósforo orgánico e inorgánico. Los compuestos fosfatados son hidrolizados para dejar al fósforo en su forma inorgánica, es decir, las bacterias producen enzimas llamadas fosfatasas ácidas las cuales cambian el pH del entorno facilitando que el fósforo inorgánico sea liberado por intercambio de protones, reemplazado el fósforo inorgánico por iones calcio (Bull *et al.*, 1991).

Es necesario aclarar que no existe una interacción directa del fósforo con la atmósfera, a lo contrario de lo que sucede con el azufre, por consiguiente, el fósforo es el elemento a estudiar en los procesos de eutrofización (Sharpley y Withers, 1994; Kronvang *et al.*, 2009). Una manera de remediar el exceso de fósforo en lagos es utilizando a gran escala el sulfato de

aluminio, ya que desempeña un doble papel como adsorbente de fósforo soluble y coagulante de sólidos suspendidos (Welch y Cooke, 1999; Mason *et al.*, 2005),

Existen dos fuentes de fósforo; fósforo inorgánico y fósforo orgánico. El inorgánico proviene de las rocas fosfóricas de antiguos restos fósiles, fertilizantes y subproductos de la industria del detergente que son fabricados con fosfato dicálcico, y fosfato de aluminio calcinado. Todos son insolubles en el agua. Los solubles provienen del superfosfato simple, que en el mercado mundial representa el 17%, y del superfosfato triple que representa el 10%. La fuente de fósforo orgánico proviene de los estiércoles almacenados que pueden llegar a tener de 80 a 90% de fósforo inorgánico, de las harinas de pescado y lodos de agua residual urbana. La disponibilidad en el primer ciclo de cultivo es menor al 50% y es mejor aplicarlo en suelos ácidos para que esté soluble y disponible para los cultivos (Fersman, 1971).

Los problemas asociados al mal uso del fósforo son de tres tipos: agronómicos, económicos y ambientales. En el agronómico existen bajos rendimientos, desbalance nutrimentales, deficiencias de Fe, Zn, S e inhibición de micorrizas, que son hongos que ayudan en el proceso de absorción de la planta. En el económico, el cultivo solamente consume del 3 al 30 % del fertilizante aplicado, el resto son pérdidas, y con esto se aprecia que más de la mitad del costo no se está aprovechando. Los problemas ambientales son causados por altas concentraciones de fósforo, particularmente en cuerpos de agua pueden producir eutrofización. El nitrógeno, carbono y fósforo son los nutrientes requeridos por el agua dulce para provocar la eutrofización, sin embargo, ha recibido más atención el control de la contribución del fósforo, porque el aire y el agua intercambian nitrógeno y el carbono se fija en la atmósfera (Sharpley y Withers, 1994; Sato *et al.*, 2009).

Ayers y Westcot (1987) según directrices para interpretar la calidad del agua, indican que los contenidos de fósforo en las aguas de riego, normalmente están de 0.0 a 2.0 mg L<sup>-1</sup>, mientras que Sharpley y Withers (1994) indican concentraciones críticas de fósforo disuelto y fósforo total; por ejemplo, en normas europeas el fósforo disuelto en concentraciones de 0.1 mg L<sup>-1</sup> puede causar una eutrofización acelerada, en otras normas, se habla de cantidades mayores a 90 ppb. En la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala todas las muestras de agua están en el rango normal según las directrices de Ayers y Westcot (1987).

El fósforo en los suelos ocurre casi exclusivamente como ortofosfatos, en el cual el átomo central es el fósforo que está rodeado por cuatro átomos de oxígeno. La mayoría de los fosfatos en los suelos son sales de ácido fosfórico  $H_3PO_4$ , la proporción relativa de la forma orgánica e inorgánica varía extensamente; generalmente el fósforo orgánico crece y decrece con el contenido de materia orgánica, por lo tanto es bajo en el subsuelo y alto en la superficie de la tierra. En la Figura 23 se tiene la distribución de la concentración de fósforo en los sistemas hidrográficos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

La mayor concentración de fósforo se tiene en el puente Verástegui y en río Vaqueros, que son puntos del mismo Río Verde pero después de pasar por los centros poblados, por lo que se concluye que existe contaminación por efecto de las descargas urbano-industriales. El fósforo es un elemento esencial en el crecimiento de las plantas (Daniel *et al.*, 1998), sin embargo, Fetter (1999), Figueruelo y Dávila (2004) explican que este elemento se encuentra en concentraciones pequeñas, por la facilidad que tiene en formar iones complejos y compuestos de baja solubilidad con un extenso número de metales y por ser adsorbido por sedimentos hidrolizados, estas condiciones existen en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

Manahan (2007) cita que cuando las aguas residuales ricas en fosfatos entran en un reservorio de agua que contiene un alto contenido de  $Ca^{2+}$ , puede formarse hidroxiapatita (compuesto relativamente insoluble), esto sucede en la zona de estudio en donde las evaporitas son las rocas predominantes, es decir el  $Ca^{2+}$  es el catión relevante.

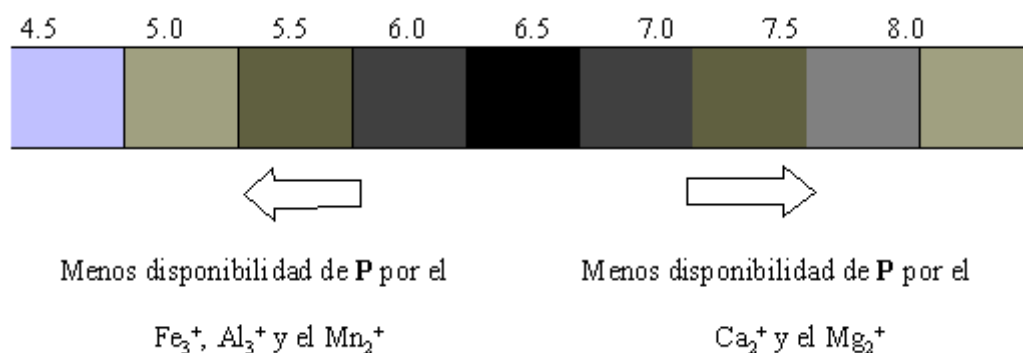
Los aportes de fósforo son limitados en condiciones naturales, pero las actividades antropogénicas aceleran este proceso al utilizar grandes cantidades de detergentes y fertilizantes (Romero, 1999; Neal *et al.*, 2006; Carrera *et al.*, 2011). Este fenómeno ocurre en el área de estudio pero las evaporitas ricas en  $Ca^{2+}$  fijan parte de fósforo soluble, esto es evidente en el puente Verástegui y en el punto de Vaqueros, que son las estaciones en donde existe más concentración de fósforo por descargas urbano-industriales, estas se encuentran dentro del rango normal según Ayers y Westcot (1987).

En resumen, en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala es necesario monitorear constantemente la concentración de fósforo, para conocer si existe deficiencia o toxicidad, por

ejemplo, el exceso de fósforo acelera la maduración de los vegetales (Seoánez, 2005). Cuando existe toxicidad por fósforo, el follaje toma un color verde oscuro con tonos morados en hojas, tallos y pecíolos; los tallos son cortos y delgados, el amacollamiento en cereales es escaso y la raíz es poco ramificada (Pellerin *et al.*, 2000; Castellanos *et al.*, 2000), mientras que si hay deficiencia de este nutriente en cultivos como el arroz, tomate y maíz, se reduce la asimilación de CO<sub>2</sub> principalmente en la fotosíntesis de hoja y el tamaño y el número las hojas decrece por ende, la acumulación de biomasa (Colomb *et al.*, 2000; Fujita *et al.*, 2003). En suelos con baja capacidad de retención, como los arenosos, el fósforo se lixivias fácilmente (Sato *et al.*, 2009), este no es el caso de la zona de estudio, son suelos arcillosos y el fósforo esta fijo, es decir, la disponibilidad de este nutriente para las plantas depende de las prácticas agrícolas, como utilizar materia orgánica o grupos microbianos.

La calidad del agua de riego que se usa en los sistemas de fertigación (aplicación de los fertilizantes en el agua de riego) influye de gran manera en la disponibilidad del P, K y otros nutrientes aplicados a través de los mismos. Evaluar la calidad del agua es esencial para un programa de fertilización que incluya al P y al K, y aplicados en el sistema de riego. La negligencia de no analizar el agua para proporcionarle los tratamientos necesarios para usarla en fertigación puede resultar en la falla de las aplicaciones de fertilizantes a través del agua de riego. La información proporcionada por los análisis de laboratorio puede darnos un rumbo claro para tomar acciones correctivas (Hassan, 1998).

En niveles de pH mayores a 6.5 en los suelos se tienen precipitaciones del fósforo con el calcio y cuando se tienen suelos ácidos con pH menor a 6.0 se tienen reacciones con el hierro, aluminio y manganeso, el fósforo no está disponible (Hassan, 1998). A continuación se indica un esquema al respecto.



Algunos fertilizantes con fósforo pueden precipitarse o perder su efectividad si la concentración de calcio excede de 2 a 3 meq L<sup>-1</sup> en el agua de riego. El fósforo disponible en el suelo puede ser solamente el 1% del total o menos de la cantidad presente en el suelo. De ahí que es conveniente aplicarlo en el riego en forma de HPO<sub>4</sub> o de H<sub>2</sub>PO<sub>4</sub>. También se recomienda aplicar el nitrógeno en forma de amonio para aumentar la absorción de fósforo, ya que se ha demostrado su sinergismo (Hassan, 1998).

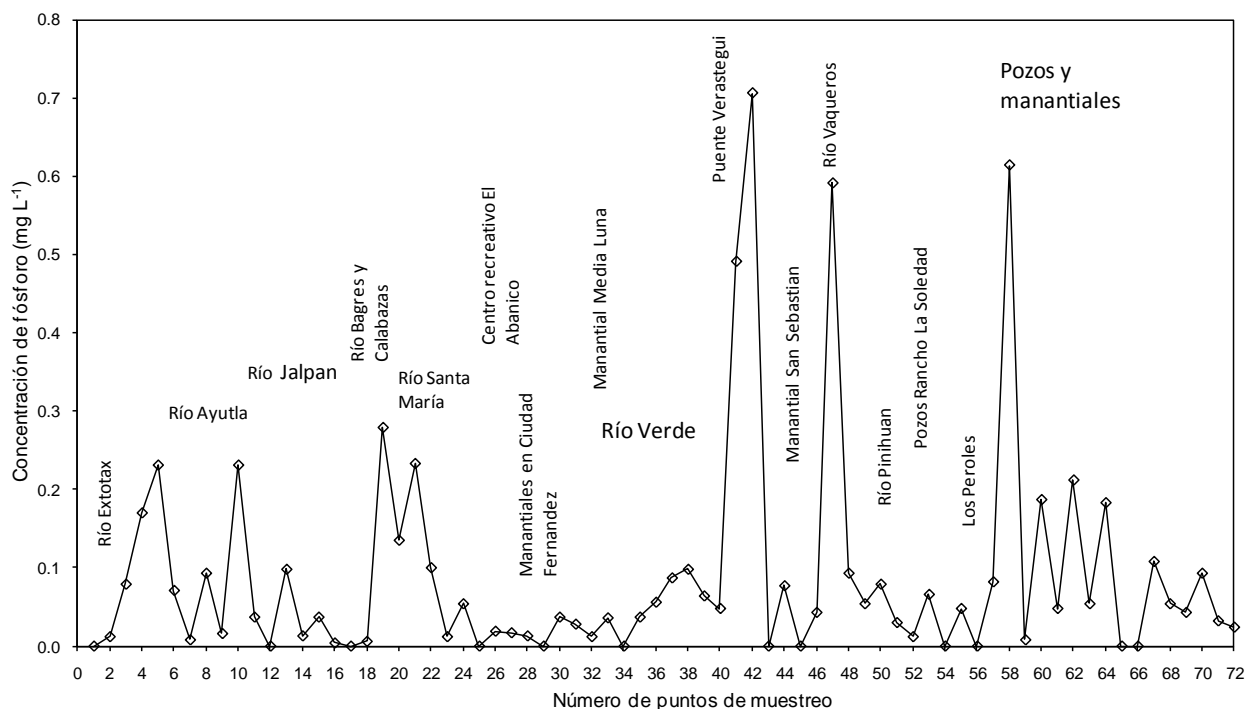


Figura 23. Concentración de fósforo (mg L<sup>-1</sup>) en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

### 5.8.3 Nitratos

El nitrógeno es un elemento de importancia crítica para todas las formas de vida, las proteínas que son compuestos de todas las células, en promedio contienen 16% de este elemento en peso. Otras sustancias nitrogenadas de importancia para la vida son los ácidos nucleicos y los amino azúcares. Sin un suministro continuo de nitrógeno la vida en la tierra dejaría de existir. El 79% de la atmósfera del planeta es nitrógeno elemental (N<sub>2</sub>), éste gas inerte no está disponible para ser asimilado por la mayor parte de animales y plantas, son pocos los microorganismos capaces de fijar nitrógeno atmosférico inorgánico en la forma orgánica. Esta fijación microbiológica alcanza en promedio de 140 a 700 mg/m<sup>2</sup>·año, en áreas agrícolas fértiles puede ser más de 2000 mg/m<sup>2</sup>·año (Henry y Heinke, 1999).



Las bacterias del género *Rhizobium* habitan en los nódulos que se forman en las raíces de los miembros de la familia del guisante y el frijol, estas bacterias están presentes en el suelo infectando las raíces a medida que las plantas crecen. La incorporación de nitrógeno a la cadena alimenticia de productor/consumidor se da cuando las plantas absorben de la solución del suelo ya sea en forma de nitratos ( $\text{NO}_3^-$ ) o como ion amonio ( $\text{NH}_4^+$ ). El amoniaco primero se convierte en nitrito ( $\text{NO}_2^-$ ), por obra de las bacterias del género *Nitrosomonas*, y éste se transforma en nitrato por la acción de otro género, *Nitrobacter*, el anterior proceso de dos etapas se llama nitrificación. Por último, una vez que el nitrato ha sido asimilado y transformado por las plantas superiores y los microorganismos en forma de proteína y ácidos nucleicos, se metaboliza y se devuelve a la parte principal del ciclo en forma de productos residuales, muchas bacterias y hongos heterótrofos del suelo y del agua utilizan este material rico en nitrógeno, lo liberan y lo transforman en amoniaco inorgánico en un proceso llamado amonificación (Henry y Heinke, 1999).

Los nitratos inorgánicos se forman en la naturaleza por la descomposición de los compuestos nitrogenados como las proteínas, la urea, etc. En esta descomposición se forma amoniaco o amonio, en presencia de oxígeno es oxidado por microorganismos a ácido nítrico que ataca cualquier base para formar los nitratos. La otra creación de nitratos es a través de los óxidos de nitrógeno que se forman por la combinación del nitrógeno y el oxígeno de la atmósfera, con la acción de las tormentas eléctricas en las cuales se verifican conversiones electroquímicas del nitrógeno (Henry y Heinke, 1999; Parés y Juárez, 2002).

La escorrentía y filtración de aguas con alta concentración de nitrógeno procedente de las prácticas de fertilización agrícola, genera un grave problema de contaminación. Como resultado, se alcanzan concentraciones de nitrato en las reservas de agua que pueden afectar a la salud humana y a la calidad ambiental. En Europa la norma encargada de regular esta problemática es la Directiva 91/676/CEE, la cual fija en  $50 \text{ mg L}^{-1}$  la concentración límite de nitrato a partir del cual se entiende que el agua está afectada por el proceso de contaminación (Arauzo *et al.*, 2006). La Norma Oficial Mexicana (NOM-001-ECOL-1996), que establece los límites permisibles de contaminantes en las descargas de aguas residuales en aguas y bienes nacionales, explica que el nitrógeno total (suma de las concentraciones de nitrógeno Kjeldhal,

de nitritos y de nitratos) no debe exceder los 40 mg L<sup>-1</sup> considerando el promedio diario y 60 mg L<sup>-1</sup> considerando el promedio mensual. En esta investigación ninguna muestra de agua superó el límite de 40 mg L<sup>-1</sup>.

En el campo, las áreas salinas con suficiente nitrógeno se caracterizan por la coloración de verde oscura a verde azulada del cultivo, mientras que las plantas amarillentas, indican posibilidad de aumentar los rendimientos con aplicaciones de nitrógeno. Sin embargo, hay que tener en cuenta el efecto de los fertilizantes sobre la salinidad, ya que la mayoría de ellos son sales solubles (Ayers y Westcot, 1987).

Si por una reducción de la infiltración, los suelos se inundan y carecen de una buena aireación, gran parte del nitrógeno del suelo, en forma de nitrato, se puede desnitrificar rápidamente y perderse a la atmósfera en forma de gas. Esto puede ocurrir aun cuando la inundación dure pocos días. Como consecuencia de esto, los cultivos muestran áreas amarillentas y pueden mejorarse con aplicaciones de fertilizantes nitrogenados (Ayers y Westcot, 1987).

Las aplicaciones de nitrógeno no son eficaces para contrarrestar los efectos de la toxicidad producida por el sodio y el cloro, su control en los frutales se basa en el uso de variedades y patrones de injerto de mayor tolerancia. Aunque no es un ion tóxico, el bicarbonato en exceso de 2 meq L<sup>-1</sup> en las aguas de riego puede provocar deficiencia de cinc en los arrozales inundados, para prevenir esta deficiencia se pueden aplicar, antes del agua o cuando aparezcan los primeros síntomas, de 8 a 10 kg/ha de cinc, en forma de óxido o sulfato de cinc, en los primeros 5 a 10 cm del suelo (Ayers y Westcot, 1987).

El exceso de nitrógeno puede afectar la calidad y la producción de algunos cultivos como cítricos, aguacates, uvas y maíz. No es recomendable inyectar fertilizantes que contengan calcio, como el nitrato de calcio si el agua para fertirrigación tiene más de 2 meq L<sup>-1</sup> de bicarbonato y el pH es más de 7.5. Bajo estas circunstancias los carbonatos de calcio pueden precipitarse y causar taponamiento. Las altas temperaturas pueden promover las precipitaciones. Los fertilizantes que contienen sulfatos, como el sulfato de amonio, pueden causar precipitaciones de calcio en forma de sulfato de calcio (yeso) (Hassan, 1998).

El 92% de las muestras de agua no tiene ningún grado de restricción, el 8% tiene un grado de restricción de ligera a moderada y no se presenta la restricción severa. Las estaciones que tienen mayor concentración de nitratos son los manantiales del balneario "El Manantial" localizado en Ciudad Fernández, se necesitaría hacer un estudio más detallado por la gran variabilidad que se tiene en el ciclo del nitrógeno, sin embargo, la actividad bacteriológica aerobia y anaerobia debe ser importante en este sitio. En la Figura 24 se tiene la distribución de la concentración de nitrato en los sistemas hidrográficos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

En síntesis, el pH y prácticamente todas las propiedades químicas de las aguas y suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala se rigen por la presencia de calizas, esto limita la disponibilidad de fósforo, origina desequilibrios importantes en las relaciones Ca/Na, Ca/K y Ca/Mg, reduce la solubilidad de los oligoelementos metálicos, y el escaso espesor efectivo limita el crecimiento vegetal. La utilización de materia orgánica en las dosis que determine el técnico según el campo agrícola, estimulará la actividad microbiológica del suelo y favorecerá los procesos microbiológicos asociados a la mineralización del nitrógeno orgánico, tal como lo demostró Calero *et al.* (2009). En general, la amonificación depende principalmente de las bacterias aerobias y se favorece con un pH neutro, humedad, buena aireación y un sustrato de carbono adecuado, el pH de las muestras de agua de la zona de estudio es neutro, el fertilizante nitrogenado puede preparar la amonificación a través de la estimulación del crecimiento bacteriano y las técnicas de labranza promueve la aireación y lleva una parte de la biomasa bacteriana a la superficie.

Loomis y Connor (2002) escriben que las fases de amonificación del humus son normalmente pequeñas en proporción a la cantidad de materia orgánica presente, en términos relativos de 0.01 a 0.003 del total de materia orgánica puede ser mineralizada anualmente en un suelo labrado; la mayoría de  $\text{NH}_4^+$  proviene de los residuos (enmiendas orgánicas) de la biomasa microbiana y de la materia orgánica, los autores anteriores enfatizan que la mineralización varía con el clima, prácticas de labranza, cantidades y tipos de residuos como estiércoles que se incorporan al suelo.

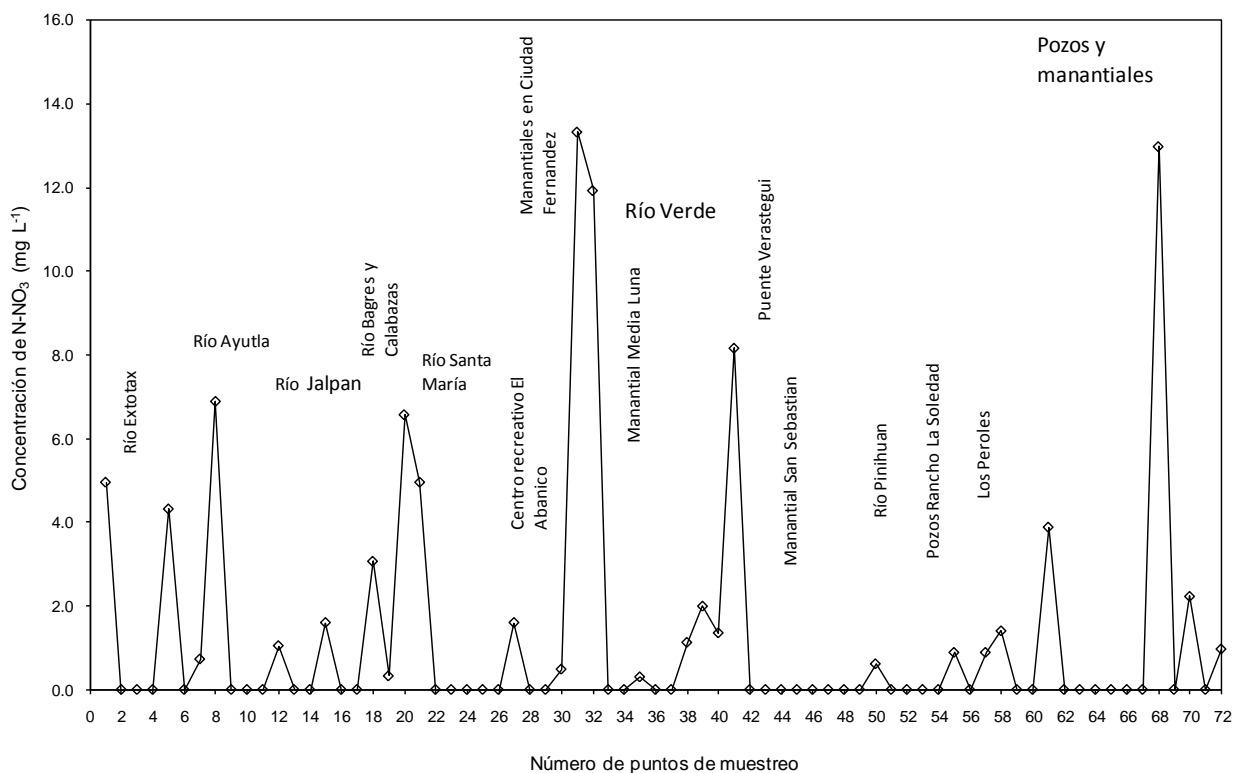


Figura 24. Concentración de nitrato ( $\text{mg L}^{-1}$ ) en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

### 5.8.4 Magnesio

En la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala se localizan algunas estaciones del muestreo de aguas en donde el catión predominante es el  $\text{Mg}^{2+}$ . En el muestreo de suelos también se observó que varios perfiles tienen horizontes intercalados de  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{Ca}^{2+}$ . Lo anterior es típico de evaporitas de origen marino en donde existen dolomitas y calizas. López (1993) hace mención que la dolomita es un mineral de composición de un carbonato doble de magnesio y calcio [ $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ], a la roca se la denomina dolomía con más del 25% de  $\text{Mg}^{2+}$ . En la caliza dolomítica parte de la calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) ha sido reemplazado por dolomita. El nombre de caliza de magnesio se aplica a las calizas que contienen una cantidad considerable de carbonato de magnesio, aún cuando no se presente el mineral dolomita. La mayoría de estas rocas se forman por el reemplazamiento del calcio por magnesio, el reemplazamiento completo implica una contracción de volumen hasta 12.3%, lo que da lugar a la formación de espacios porosos. En el mar los arrecifes son susceptibles de dolomitizarse, ya que ciertas formas coralinas contienen originalmente de 6 a 16% de carbonato de magnesiano ( $\text{MgCO}_3$ ) y como la calcita es más

soluble que el carbonato de la dolomita, se efectúa un enriquecimiento progresivo. Además tiene lugar un reemplazamiento directo de  $\text{CaCO}_3$  por  $\text{MgCO}_3$ , particularmente entre la superficie y los 50 m de profundidad.

Por consiguiente en la zona de estudio es común encontrar las sales de sulfato de magnesio, Kovda (1973) y Szabolcs (1989) señalan que esta sal tiene una alta solubilidad que es un componente típico del agua de mar. Se encuentra en aguas subterráneas, en lagos salinos acumulándose en forma de epsomita ( $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ), en suelos salinos de zonas áridas o semiáridas. El sulfato de magnesio nunca se acumula en los suelos de forma pura, se encuentra con otras sales fácilmente solubles, como el sulfato de sodio, cloruro de sodio y cloruro de magnesio. La solubilidad del sulfato de magnesio depende poco de la temperatura, la concentración de saturación de esta sal decrece con un incremento en la concentración del sulfato de sodio.

Una solución con alta concentración de iones de magnesio es peligrosa para las plantas, el incremento del magnesio en la solución del suelo durante el periodo de acumulación conduce a un aumento en la saturación de magnesio y un aumento en el magnesio adsorbido por los minerales del suelo. El grado de adsorción y desorción de magnesio es determinado por el equilibrio entre la solución de los cationes intermicelar y micelar y el equilibrio entre los cationes de la red cristalina en los minerales y en la solución micelar (Szabolcs, 1989).

Szabolcs y Darab (1973) consideran que uno de los criterios cualitativos más importantes es la concentración de magnesio en el agua de riego, calculada por la fórmula:

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

Alta adsorción de magnesio afecta desfavorablemente el suelo: un efecto dañino sobre los suelos aparece cuando la relación anterior supera 50.

El 30% de los puntos sobrepasa el 50% de la relación anterior, son los ríos Bagres, Caracol y Santa María cerca de San Luis de la Paz, éstos se encuentran en la Sierra Madre Oriental en donde existió una intensa actividad volcánica en el Cenozoico. De acuerdo a SGM (1997b) las rocas que están en contacto con el río Bagres, Caracol y Santa María son la riódacita, son rocas magmáticas efusivas en donde está presente la biotita rica en magnesio. Guilbert y

Lowell (1974) señalan que la biotita como mineral fundamental viene de rocas volcánicas máficas tales como basaltos, diabasas y andesitas ricas en hierro y magnesio con cantidades moderadas de calcio.

Otro punto que sobrepasó el 50% de magnesio es Río Verde en Puente Verásteguí, el aporte de aguas urbano-industriales a su cauce es la razón principal, ya que se observó una relación equivalente en lo que se refiere a las concentraciones entre los iones de  $\text{Ca}^{2+}$  y de  $\text{Mg}^{2+}$ . El  $\text{Ca}^{2+}$  se precipita en forma de  $\text{CaCO}_3$ . El índice de saturación de Langelier claramente muestra que el ion  $\text{Ca}^{2+}$  se precipita en primer lugar, ya que el ion  $\text{Mg}^{2+}$  permanece en solución debido que la sal del sulfato de magnesio es más soluble. El resto de estaciones que tienen altas concentraciones de magnesio son pozos y manantiales localizado en el margen izquierdo de Río Verde, en donde predominó un ambiente lacustre arrecifal en el Mesozoico.

En resumen, puede mencionarse que en los suelos con altas concentraciones de  $\text{Mg}^{2+}$  intercambiable se presentan problemas de infiltración. Sin embargo, Ayers y Westcot (1987) mencionan que en la actualidad, la mayor parte de los investigadores consideran que este elemento actúa de manera semejante al ion  $\text{Ca}^{2+}$ , y que los suelos lo adsorben con un grado preferencial muy superior al  $\text{Na}^+$  y ligeramente inferior al  $\text{Ca}^{2+}$ . En esta investigación se observó zonas con altas concentraciones de  $\text{Mg}^{2+}$  (Figura 25). Los efectos potenciales del  $\text{Na}^+$  son mayores cuando en el agua de riego, o en la solución del suelo, la proporción  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$  es menor que la unidad, esto sucede en los campos agrícolas de los poblados de Pinihuan, San Ciro de Acosta, San Francisco, Colonia La Libertad, Palomas y Ciudad del Maíz.

Ayers y Westcot (1987) señalan que cuando la proporción  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+} < 1.0$  mayor será la peligrosidad del RAS. La productividad de los cultivos disminuye como consecuencia de las altas concentraciones de  $\text{Mg}^{2+}$ , y esto se debe probablemente a la deficiencia de  $\text{Ca}^{2+}$  por un exceso de  $\text{Mg}^{2+}$  intercambiable en el suelo. En esta investigación también se determinó el  $\text{Mg}^{2+}$  intercambiable en nueve perfiles de suelo en las zonas agrícolas. En ciertos experimentos se indica que los rendimientos de cultivos como la cebada, el trigo, el maíz y la remolacha azucarera, disminuyen cuando en la solución del suelo, la proporción de  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$  es menor que la unidad (Ayers y Westcot, 1987).

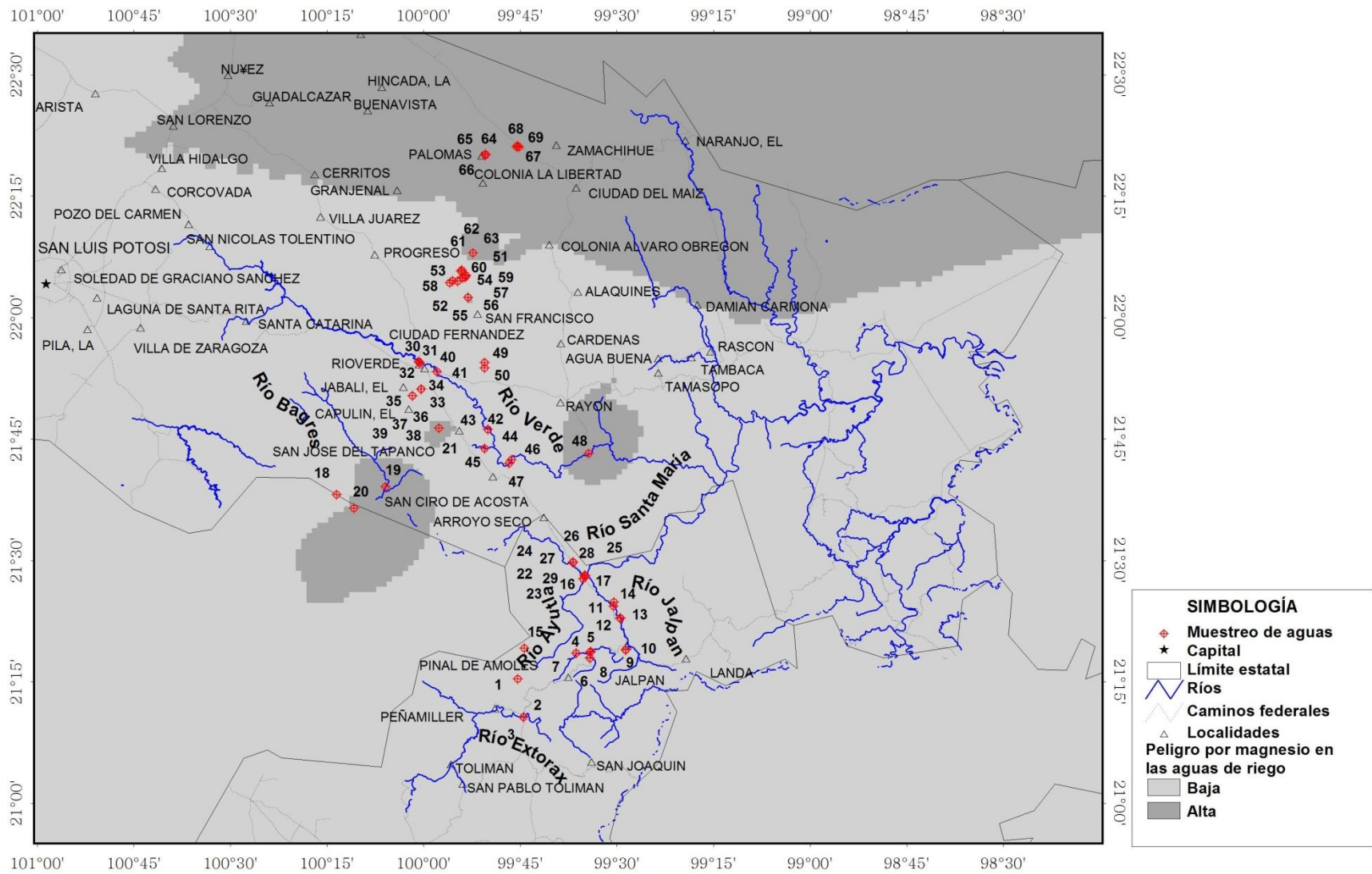
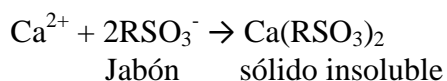


Figura 25. Mapa de distribución espacial en base al peligro por  $Mg^{2+}$ , para el muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

## 5.9 Clasificación de las aguas por su dureza

Aldabe *et al.* (2004) describe que aguas duras son aquellas que requieren cantidades considerables de jabón para producir espuma y producen incrustaciones en las tuberías de agua caliente, calentadores, calderas y otras unidades en las cuales se incrementa la temperatura del agua. Tienen la propiedad de acumular sarro en las cañerías e inhiben la capacidad del jabón de hacer espuma: el jabón se precipita, con lo cual hace un lavado deficiente. Los iones  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  en el agua reaccionan con el jabón ( $\text{RSO}_3^-$ ):



El término dureza se usa frecuentemente como un parámetro indicador de la calidad de las aguas. La dureza de las aguas está relacionado directamente con la concentración de las sales de  $\text{Ca}^{2+}$  y de  $\text{Mg}^{2+}$ , combinado principalmente con los  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{CO}_3^{2-}$  (Wetzel, 1981).

Desde el punto de vista sanitario las aguas duras son tan satisfactorias para el consumo humano como las aguas blandas, sin embargo, una agua dura requiere demasiado jabón para la formación de espuma y crea problemas de lavado, además, deposita lodo e incrustaciones sobre las superficies con las cuales entra en contacto y en los recipientes, calderas o calentadores en los cuales es calentada. El valor de la dureza determina la conveniencia para uso doméstico, agrícola e industrial y la necesidad de un proceso de ablandamiento. El tipo de ablandamiento y su control dependen de la adecuada determinación de la magnitud y clase de dureza (Romero, 1999).

Aldabe *et al.* (2004) afirman que las aguas duras son buenas para el riego porque los iones  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  favorecen la floculación de los coloides en el suelo, aumentando la permeabilidad del mismo. Lo anterior es relativo ya que si este tipo de aguas son aplicadas por aspersión, presentarán constantes problemas de incrustaciones en forma de depósitos blancos sobre las hojas, frutos y flores. Estas sales no constituyen un potencial de toxicidad, los depósitos reducen la calidad comercial de los productos y requieren tratamientos costosos, por ejemplo, baños ácidos para frutas como peras y manzanas (Ayers y Westcot, 1987).



El manejo para evitar las incrustaciones de las sales menos solubles como carbonato y sulfato de calcio depende de la concentración de las sales y del método de riego. Una forma para reducir la concentración de los iones bicarbonato es aplicando soluciones acidas para que no se precipite el  $\text{CaCO}_3$ . Una recomendación práctica es aplicar suficiente ácido sulfúrico para equilibrar químicamente el 90% del  $\text{HCO}_3^-$ , el ácido es de acción inmediata, pero de difícil aplicación y costosa, se justifica en cultivos con alto valor comercial (Ayers y Westcot, 1987). También se recomienda modificar el diseño y operación del sistema de aspersión, hacer riegos nocturnos, aumentar la velocidad de giro, o utilizar rociadores de aplicación continua y disminuir la frecuencia de los riegos.

Se debe tener cuidado en el uso del agua dura en el control químico de las malezas, ya que esta puede ser causante de la inhibición del agente activo de los herbicidas, porque se degrada o se combina, formando sales menos efectivas para el combate de las malas hierbas. Cuando las concentraciones de  $\text{HCO}_3^-$  exceden  $2 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$  y el pH supera 7.5, como sucede en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala, puede haber precipitaciones de  $\text{CaCO}_3$ , es necesario entonces inyectar continuamente ácido al sistema (Hassan, 1998; Ocampo, 1999).

El riego por aspersión puede obstruir o dañar los aspersores si contiene una elevada proporción de bicarbonatos de calcio, ya que pueden formar incrustaciones de carbonatos, reduciendo con ello el flujo del agua, lo mismo puede ocurrir en el riego por goteo. La inyección de fertilizantes fosfatados o amoniacales en este tipo de aguas, puede conducir a la formación de precipitados de calcio o magnesio, que puede obstruir los equipos de poco diámetro (Booher, 1974).

En la clasificación del muestreo de aguas por su dureza el 10% son blandas, el 22% son moderadamente duras, el 11% son duras y el 57% son muy duras. La dureza que exista en la zona de estudio es la carbonatada, incluye principalmente sulfatos cloruros y nitratos de calcio y magnesio. La evaporación de aguas que contiene estos iones produce la cristalización de compuestos como el sulfato de calcio, que forman incrustaciones dura y frágil en las paredes y tubos de calderas y calentadores. La incrustación produce una pérdida en la conductividad del calor y da como resultado un mayor consumo de combustible de libra por vapor obtenido. Además, la producción súbita de grandes volúmenes de vapor, cuando las incrustaciones

gruesas se rompen y el agua entra en contacto con las superficies de metal recalentado, puede ocasionar explosiones (Romero, 1999). En la Figura 26 se tiene el mapa de distribución espacial en base a la dureza, de acuerdo a la clasificación propuesta por Keith (1967).

En síntesis, el mapa de distribución espacial en base a la dureza sigue el mismo trayecto que tiene cada sistema hidrográfico. Las muestras de los ríos Bagres y Caracol son blandas, de acuerdo a Ayers y Westcot (1987), éste tipo de aguas son altamente corrosivas y su estudio es complejo, se ha comprobado que causan daños en materiales como el hierro y hormigón, son aguas blandas porque están sobre materiales difíciles de intemperizar. Los sistemas hidrográficos Jalpan y Ayutla son moderadamente duras, éstos ríos se encuentran en la zona de recarga de la Sierra Madre Oriental, son aguas de reciente infiltración que no tienen el suficiente tiempo para intemperizar, además, tienen un buen drenaje. Los sistemas hidrográficos Santa María y Extorax son duras, todos los sedimentos ricos en  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  de las sierras circundantes van a dar a estas cuencas, sin embargo, no son muy duras por el gradiente. Río Verde y la mayoría de pozos y manantiales al norte de la zona de estudio son aguas muy duras, es por el material evaporítico rico en  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  de la plataforma Valles-San Luis.

En los campos agrícolas de los poblados de Río Verde, Ciudad Fernández, San Francisco, Colonia La Libertad, Palomas y Ciudad del Maíz deben considerar la dureza para diseñar los sistemas de riego.

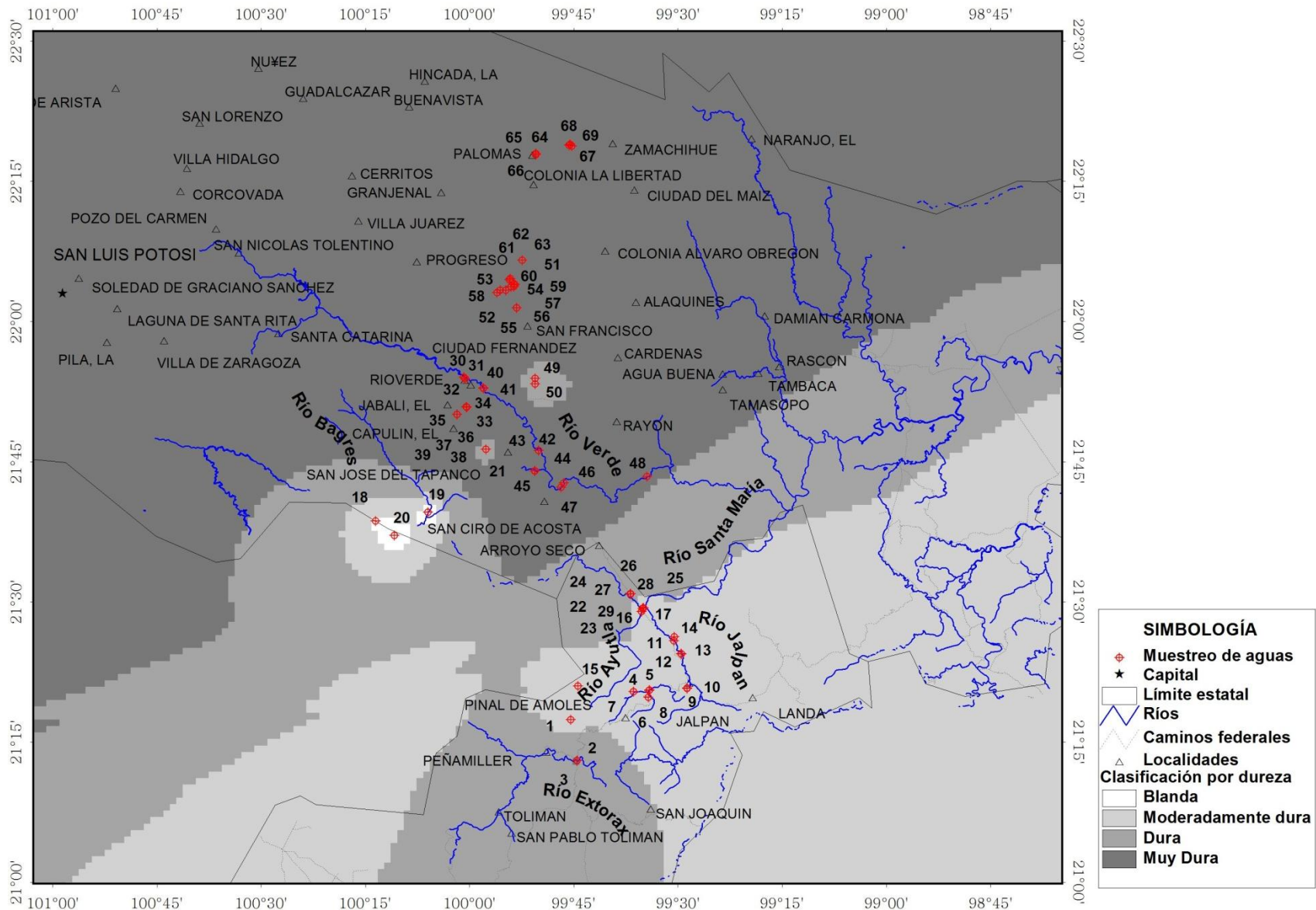


Figura 26. Mapa de distribución espacial en base a la dureza, para el muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

## 5.10 Evolución y meteorización geoquímica de las aguas

### 5.10.1 Clasificación hidrogeoquímica

Los datos obtenidos en laboratorio se pueden expresar según diversas tablas y unidades de acuerdo con los índices de clasificación que se utilicen, pero para determinados propósitos estos datos es mejor emplearlos en forma gráfica, hay un sinnúmero de ellos. El más extensamente utilizado es el diagrama trilineal de Piper, este método constituye la base para la clasificación hidrogeoquímica para aguas naturales. Es excelente para representar tres componentes, aniones, cationes y la interacción entre los dos. A continuación se discute la importancia y se explica el modo de empleo de esta gráfica. El diagrama trilineal solo describe la química esencial relativa de los constituyentes del agua, pero no la concentración absoluta (Piper, 1944).

Zaporožec (1972) relata que cuando nació el diagrama de Piper existió una controversia con el diagrama de Hill, ya que ambos son parecidos, pero actualmente el que más utilizan en Estados Unidos es el de Piper con una modificación de Hill, no se pudo establecer cuál fue el primer autor en elaborar el diagrama trilineal.

La mayor cantidad de los iones que se encuentran en las aguas naturales son:  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$ . El diagrama trilineal indica la composición en porcentajes de los tres iones. Agrupando  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ , los cationes más importantes pueden ser exhibidos. De la misma manera, si  $\text{CO}_3^{2-}$  y  $\text{HCO}_3^-$  son agrupados, indicarán los aniones más importantes. Los análisis son con base en porcentaje de cada catión y anión, cada vértice del triángulo representa una concentración del 100% de uno de los tres constituyentes. Cuando la muestra tiene dos componentes que los grupos presentan, entonces, el punto que representaría los porcentajes de cada uno, sería trazado entre los vértices para esos dos grupos (Fetter, 1988).

La importancia de la utilización del diagrama de Piper radica en la relación de la composición de química de las aguas y el origen de los yacimientos (Del Arenal, 1985). 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

cación 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 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  $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$  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, 1976; Custodio y Llamas 1996; Martínez *et al.*, 2006).

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 han atravesado las mismas formaciones geológicas (Martínez *et al.*, 2006).

Es necesario tener cuidado cuando las muestras analizadas provienen de mezclas de aguas, por ejemplo, en lugares en donde existe intrusión salina ya que el diagrama trilineal puede producir errores en la interpretación, para evitarlo se debe utilizar otras herramientas (Piper, 1944).

El diagrama trilineal de Piper es utilizado en prácticamente todos los estudios de hidrogeoquímica lo que demuestra su importancia. En el caso de la salinidad, éste gráfico es importante, sirve para conocer la familia a la que pertenece el agua de riego, de esta manera, se puede inferir los efectos que pueden ocurrir en los suelos y cultivos por su utilización.

En la Figura 27 se presenta el diagrama trilineal de Piper del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. En el caso de los cationes, el 1% son del tipo  $\text{Na}^+$  o  $\text{K}^+$ , el 3% son del tipo  $\text{Mg}^{2+}$ - $\text{Na}^+$ , el 4% son del tipo  $\text{Mg}^{2+}$ - $\text{Ca}^{2+}$ , el 11% son del tipo  $\text{Ca}^{2+}$ - $\text{Mg}^{2+}$ , el 11% son del tipo  $\text{Na}^+$ - $\text{Ca}^{2+}$ , el 21% son del tipo  $\text{Mg}^{2+}$  y el 49% son del tipo  $\text{Ca}^{2+}$ . En el caso de los aniones, el 1% son del tipo de  $\text{Cl}^-$ , el 8% son del tipo  $\text{HCO}_3^-$ - $\text{SO}_4^{2-}$ , el 11% son del tipo  $\text{SO}_4^{2-}$ - $\text{HCO}_3^-$ , el 39% son del tipo  $\text{HCO}_3^-$  y el 40% son del tipo  $\text{SO}_4^{2-}$ . Para la clasificación

hidrogeoquímica total se tiene que el 1% son cloruradas y o sulfatadas sódicas, el 39% son del tipo bicarbonatadas cálcicas o magnésicas, y el 60% son del tipo sulfatadas y o cloruradas cálcicas y o magnésicas. En resumen, en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala, el catión y anión predominante son el  $\text{Ca}^{2+}$  y el  $\text{SO}_4^{2-}$  respectivamente, es decir, las sales más comunes son del tipo sulfatadas cálcicas.

La geoquímica de las aguas es importante porque revela su origen y el tipo de mineral que esta en contacto con la misma, de esta manera, se conocerá la calidad del agua y en el caso de la salinidad los efectos que se tendrán en los suelos y cultivos. Diferentes estudios coinciden en que para demostrar la relación que existe entre la composición química y el origen de los yacimientos de las aguas subterráneas, se debe tomar en cuenta el clima, la evaporación, los procesos responsables de la dilución de materiales, la velocidad de circulación, el tiempo de contacto, entre otras, ya que las características químicas están directamente relacionadas con los terrenos en que transitan (Del Arenal, 1985; Huízar *et al.*, 2001; Güller y Thyne, 2004; Diop y Tijani, 2008).

En términos generales se puede decir que las aguas de terrenos cálcicos son bicarbonatadas cálcicas o cálcicas magnésicas, la de terrenos yesosos son sulfatadas cálcicas, las de terrenos formados por granito son bicarbonatadas sódicas y cálcicas, los terrenos de origen sedimentario marino y sin drenaje de composición mecánica arcillosa, las aguas de estos espesores son clorhídrico-sódicas con escaso calcio y magnesio, en los terrenos sedimentarios de origen continental algo arcillosos, las aguas de estos espesores son bicarbonatadas cálcicas (Custodio y Llamas, 1996).

Todo lo explicado en el párrafo anterior se encuentra en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala, se tiene predominancia hacia el  $\text{Ca}^+$  y  $\text{SO}_4^{2-}$ , sin embargo, por su pasado geoquímico hay una amplia diversidad de aguas y suelos.

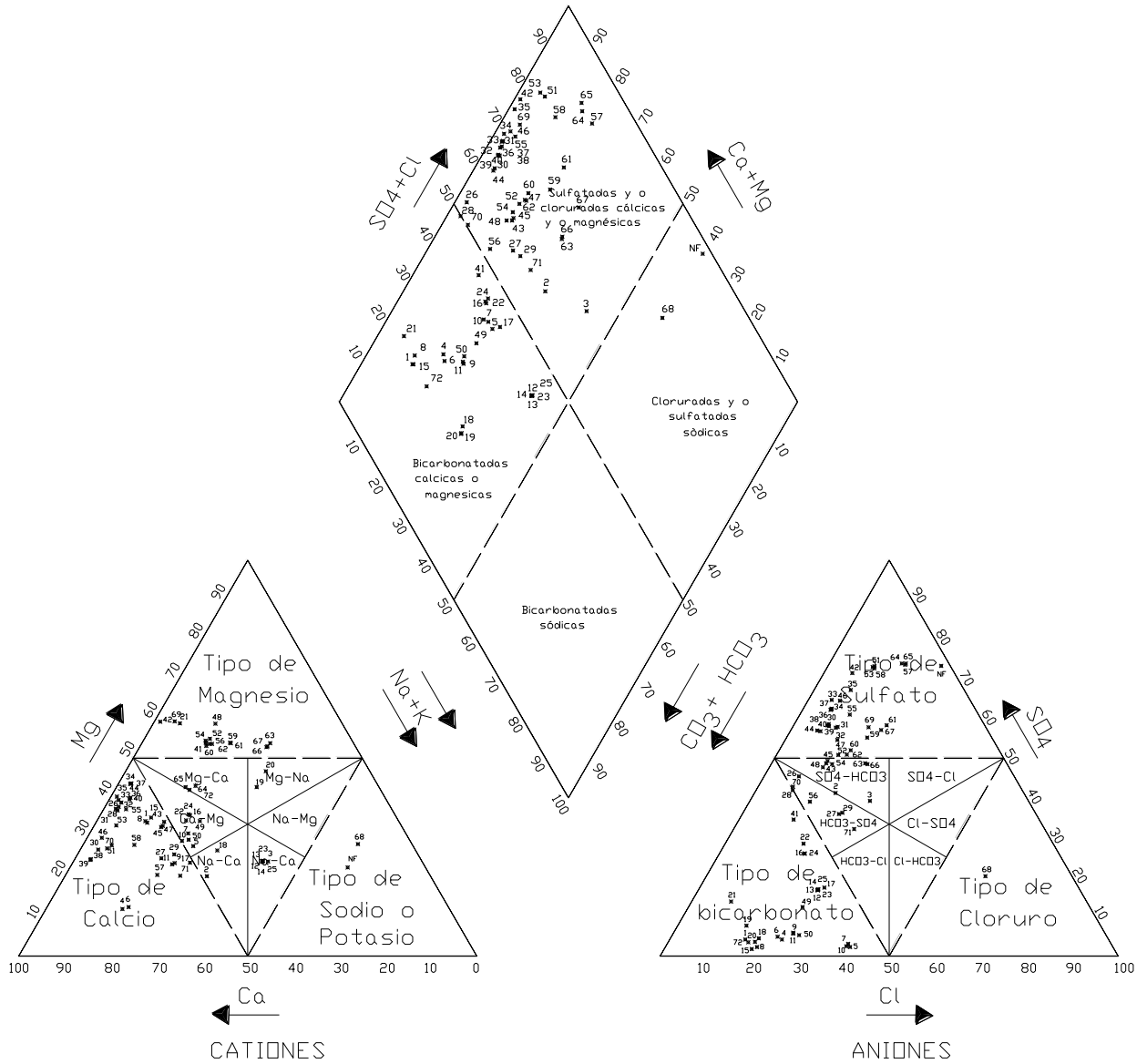


Figura 27. Clasificación hidrogeoquímica del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

A continuación se describe la clasificación hidrogeoquímica de cada sistema hidrográfico. El río Extorax presenta diversidad de aguas, en la sierra en donde nace son bicarbonatadas cálcicas o magnésicas; estas son aguas que se encuentra en la zona de recarga, es decir, de reciente infiltración, el CO<sub>2</sub> atmosférico se disuelve en el agua y se genera ácido carbónico que intemperiza los minerales ricos en calcio y magnesio (Cerón *et al.*, 2000; CNA, 2002; Grasby y Betcher, 2002; Diop y Tijani, 2008). Aguas abajo rumbo al río Moctezuma, el río Extorax cambia su geoquímica a sulfatadas cálcicas y magnésicas, en éste tramo se localizan los depósitos aluviales y fluviales del Holoceno, y entra en contacto con las formaciones El Doctor, Soyotal, ricas en calcio. Prol y Cortés (2003) indican que la concentración del ion sulfato en las aguas se relaciona con la distancia y el tiempo de recorrido de la zona de recarga a su afloramiento, además, Ramírez (2009) señala que en los valles de Cuautla y Cuernavaca, la interacción agua-roca es más intensa en los estratos sedimentarios (formaciones Mezcala, Cuautla y Morelos), lo que da como resultado el predominio de aguas bicarbonatadas y sulfatadas, lo mismo sucede en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. La oxidación de pirita es también una fuente potencial de azufre en las muestras de agua (Güller y Thyne, 2004).

Los ríos Ayutla y Jalpan nacen en la sierra de Pinal de Amoles, la sierra esta compuesta por basaltos, calizas arcillosas, margas y lutitas calcáreas de la Formación Soyotal, es también la zona de recarga por lo que las aguas de éstos ríos de acuerdo a la clasificación hidrogeoquímica son bicarbonatadas cálcicas o magnésicas, y es interesante que no sea el catión sodio el predominante a pesar del intenso vulcanismo. Probablemente en esta sierra ocurrió la falla inversa, esto es, los sedimentos antiguos de origen marino emergieron depositándose sobre los nuevos por la subducción de la placa tectónica del Pacífico. Al respecto (SGM 2001) explica que el cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental fue generado por la Orogenia Laramide a fines del Cretácico y principios del Paleoceno al subductar la Placa Farallón a la Placa Americana, provocando esfuerzos compresivos, levantando la margen pacífica y el emplazamiento de un arco magmático continental, estos esfuerzos compresivos provocan el despegue de la cobertura sedimentaria, procesos tectónicos denominado decollemen; formándose los pliegues anticlinales y sinclinales de orientación noroeste-sureste convergencia al noreste, así como, cabalgaduras y fallas laterales.



El río Santa María se encuentra sobre depósitos aluviales, fluviales y basaltos pertenecientes al Cuaternario, la clasificación hidrogeoquímica por cationes varía, en todas las estaciones de muestreo no se encontró catión predominante, son mixtas entre  $\text{Na}^+$ - $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ - $\text{Na}^+$  y  $\text{Ca}^{2+}$ - $\text{Mg}^{2+}$ . Cuando no existe un ion predominante significa que hay mezcla de aguas entre la zona de recarga y la aguas provenientes de flujos locales y/o regionales (Prol y Cortés, 2003), el río Santa María drena aguas de los estados de Guanajuato, San Luis Potosi y Queretaro. El río Santa María tiene como anión predominante los bicarbonatos, por lo tanto, son aguas de reciente infiltración, en donde gobierna la química del  $\text{CO}_2$  y el equilibrio del carbonato de calcio. En estudios hidrogeológicos, el equilibrio del carbonato de calcio en contacto con el agua natural, ya sea en la superficie o en el agua subterránea, es uno de las más importantes reacciones geoquímicas. El agua neutral expuesta a  $\text{CO}_2$  en la atmósfera absorberá  $\text{CO}_2$  igual a la presión parcial. El  $\text{CO}_2$  reaccionará con  $\text{H}_2\text{O}$  para formar  $\text{H}_2\text{CO}_3$ , un ácido débil, y la solución resultante tendrá un pH de aproximadamente 5.7. El  $\text{CO}_2$  del suelo que proviene de la descomposición de la materia orgánica es otra fuente importante en el estudio de aguas subterráneas. Como la calcita y la dolomita son solubles en soluciones ácidas, incluso el agua de lluvia disuelve rocas carbonatadas. Del mismo modo, un cambio en el pH puede resultar en la precipitación del  $\text{CaCO}_3$  de una solución que estaba antes en equilibrio (Fetter, 1988).

Las sales más comunes en el río Santa María son los bicarbonatos de calcio y magnesio. En éste sistema hidrográfico convergen varias formaciones geológicas lo que explica la diversidad de los cationes. El río Bagres y Calabazas se comportan geoquímicamente igual al Santa María, exceptuando una estación, el río Caracol en donde predomina el catión  $\text{Mg}^{2+}$ , éste elemento proviene de las rocas magmáticas efusivas en donde se encuentra la biotita. En los manantiales que se encuentran en el centro recreativo El Abanico, el catión importante es el  $\text{Ca}^{2+}$ , demuestra que esta sobre la Plataforma Valles-San Luis, por otro lado, no tiene anión predominante, son mixtas entre  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$ , quiere decir que son aguas de reciente infiltración que atraviesa materiales evaporíticos de la Plataforma.

El catión predominante en Río Verde es el  $\text{Ca}^{2+}$  exceptuando las estaciones en puente Verasteguí y río Pinihuán en donde el relevante es el ion  $\text{Mg}^{2+}$  debido a la salinidad secundaria. El Pozo 1 y 2 del Rancho La Soledad tienen el mismo comportamiento que los

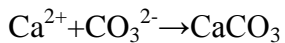
manantiales del centro recreativo El Abanico. La mayoría de pozos y manantiales que se encuentran en el margen izquierdo de Río Verde entre los poblados de San Francisco, Colonia La Libertad, Palomas y Ciudad del Maíz son aguas sulfato-magnésicas, ya que en el Mesozoico fue un mar interior de poca profundidad en donde existieron arrecifes de coral. El borde oriental de la plataforma Valles-San Luis esta constituido por afloramientos arrecifales de la Formación El Abra (Moya, 1974; Eguiluz *et al.*, 2000; Nieto *et al.*, 2005), los cuales se dolomitizan fácilmente enriqueciéndose en magnesio (López, 1993).

El Pozo 2 del Rancho San Tiburcio tienen aguas sódico-clorhídricas, está en contacto con una bolsa de acumulación rica en materiales de origen marino. En el presente estudio solo se obtuvo una muestra de este tipo, no obstante, deben existir varios pozos de las mismas características, las bolsas de acumulación son comunes en las formaciones geológicas de pasado marino, como Bazilevich (1970) lo demostró en su trabajo. El catión predominante en los pozos de Matehuala es el  $\text{Ca}^+$ , menos la laguna de oxidación El Mezquite que son mixtas entre  $\text{Mg}^{2+}$ - $\text{Ca}^{2+}$ . Durante la precipitación del  $\text{CaCO}_3$ , el  $\text{Mg}^{2+}$  ocupa los lugares que va dejando el  $\text{Ca}^{2+}$  precipitado. No hay anión predominante en los pozos de Matehuala, es mixto entre  $\text{HCO}_3^-$ - $\text{SO}_4^{2-}$ , quiere decir que son aguas de reciente infiltración.

## 5.10.2 Metamorfosis de las aguas salinas por evaporación

### 5.10.2.1 Precipitación de la calcita

El modelo de evolución de la composición química de aguas por evaporación fue establecido por Garrels y Mackenzie (1967), Hardie y Eugster (1970), Eugster y Hardie (1978), Risacher y Alonso (1996). Cuando el agua se evapora los componentes disueltos se concentran y precipitan una secuencia de minerales en el orden de las solubilidades crecientes, debido a la baja solubilidad el primero en depositarse es la calcita ( $\text{CaCO}_3$ ).



Durante la precipitación de la calcita el producto de la actividad iónica se mantiene constante e igual al producto de solubilidad de la calcita.

$$[\text{Ca}^{2+}] \times [\text{CO}_3^{2-}] = K_{\text{calcita}}$$

A bajas salinidades las concentraciones varían como las actividades, el producto de las concentraciones del calcio y del carbonato se mantienen aproximadamente constantes.

$$[\text{Ca}^{2+}] \times [\text{CO}_3^{2-}] = \text{Constante}$$

En la Figura 28 se presenta la relación entre la alcalinidad, el calcio y el equilibrio de la calcita de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

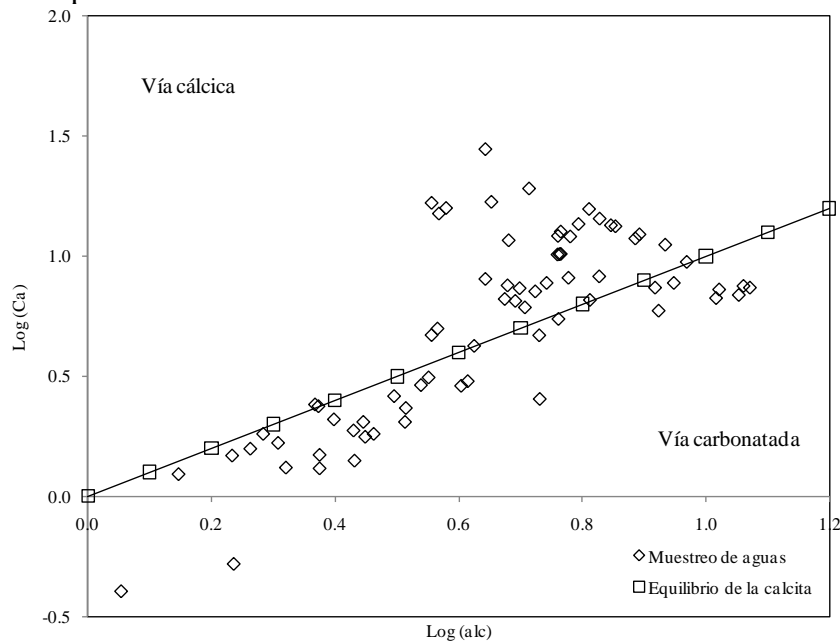
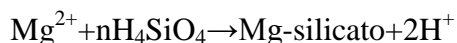


Figura 28. Relación entre la alcalinidad, el calcio y el equilibrio de la calcita del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

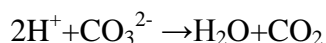
De la figura anterior se puede explicar que las aguas originales de la zona de estudio tienen la tendencia de estar en equilibrio con la calcita, sin embargo, el índice de Langelier concluye que la calcita siempre tiene una tendencia a precipitarse. El calcio y el carbonato no pueden concentrarse conjuntamente cuando precipita la calcita. Si la concentración de uno de los dos aumenta, entonces, la concentración del otro debe bajar. Este simple mecanismo induce dos vías evolutivas para las soluciones evaporíticas tal como se tiene en la Figura 28. Si en el agua inicial hay más carbonato que calcio, la solución al evaporarse se enriquecerá en carbonatos y se empobrecerá en calcio. Así se llega a salmueras alcalinas de carbonatos de sodio de pH superior a 10, de tipo general Na/CO<sub>3</sub>-Cl<sup>-</sup>. Si al contrario hay más calcio que carbonato en el agua de aporte, la solución se concentrará en calcio a expensa del carbonato, produciendo salmueras neutras de pH inferior a 9, éste es el caso de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

### 5.10.2.2 Precipitación de las sales de magnesio

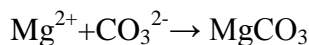
Después de la calcita precipitan silicatos o carbonatos de magnesio, sales también muy poco solubles. En la vía alcalina el aumento del pH induce muy a menudo la formación de silicatos de magnesio (Wollast *et al.*, 1968; Badaut y Risacher, 1983; Jones, 1986 y Guven, 1988), según la reacción general:



Dos protones aparecen por cada ión magnesio consumido, los cuales neutralizan parte del carbonato y bicarbonato



La concentración de la solución del carbonato puede así volverse inferior a la concentración del calcio, lo que desvía la solución de la vía alcalina hacia una vía sulfatada. En caso de precipitación de carbonato de magnesio (magnesita), el consumo de CO<sub>3</sub> por este mineral también puede permitir que la concentración del carbonato se vuelva inferior a la del calcio y desviar así la solución hacia una vía sulfatada.



En la Figura 29 se tiene el cambio de evolución de la vía carbonatada hacia la vía sulfatada por efecto de la precipitación de la magnesita de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. Si los silicatos y carbonatos de magnesio precipitan la vía evolutiva no cambia

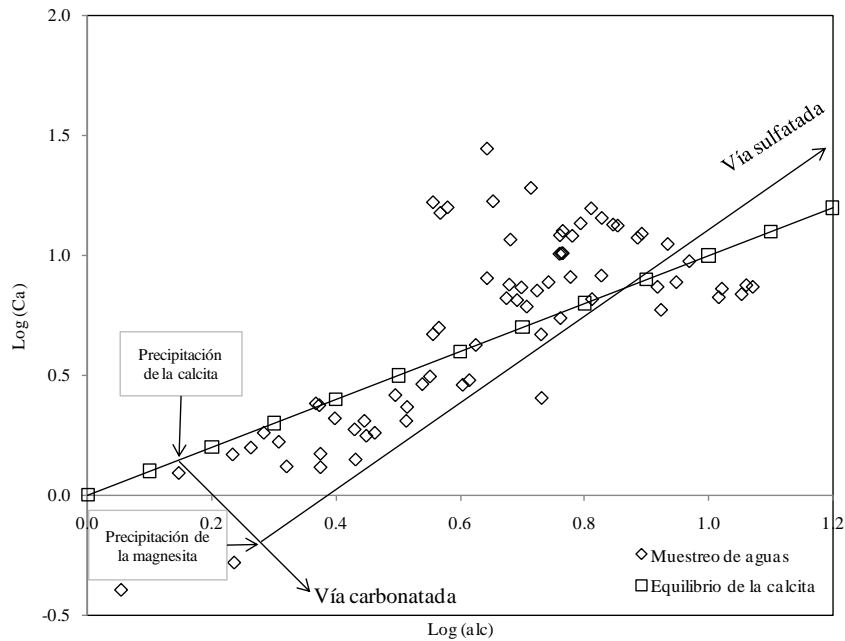
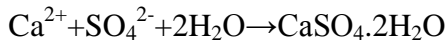


Figura 29. Esquema del cambio de evolución de la vía carbonatada hacia la vía sulfatada de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

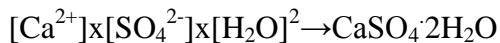
De la figura anterior se puede concluir que la magnesita no se va a precipitar en la zona de estudio porque las aguas no toman la vía carbonatada.

### 5.10.2.3 Precipitación del yeso

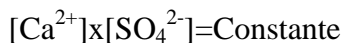
En la vía neutra el siguiente mineral que casi siempre se precipita es el yeso ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ).



Aquí también rige el mismo mecanismo que para la calcita. El producto de actividades debe quedar constante e igual al producto de solubilidad del yeso.



En soluciones poco salinas, las actividades varían como las concentraciones y la actividad del agua es poco inferior a uno. En primera aproximación, el producto de las concentraciones del calcio y del sulfato se mantiene constante.



Si al principio de la precipitación del yeso hay más sulfato que calcio, entonces la solución se concentrará en sulfato y se empobrecerá en calcio, obteniéndose salmueras sulfatadas de tipo general  $\text{Na}/\text{SO}_4\text{-Cl}$ . Si al contrario hay más calcio que sulfato cuando empieza a precipitar el yeso, es el calcio que se concentrará hasta producir salmueras cálcicas de tipo  $\text{Na-Ca}/\text{Cl}$ . Hay

que tener en cuenta que las concentraciones de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  que se consideran no son las del agua inicial, sino las del agua ya evaporada al principio de la precipitación del yeso. Puede haber más calcio que sulfato en el agua de aporte, pero por efecto de la precipitación de la calcita, la concentración de calcio se vuelve inferior a la del sulfato cuando empieza a precipitar el yeso. Éste mecanismo se ilustra en la Figura 30. Los sistemas hidrográficos Extorax, Ayutla, Jalpan, Santa María, Bagres, Calabazas, Pozo 1 y 2 del Rancho La Soledad y laguna de oxidación en el Mezquite tienen más calcio que sulfato, entonces se van por la vía cálcica. Al empezar la precipitación del yeso la solución contiene más sulfato que calcio y evoluciona hacia la vía sulfatada, esto sucede en el resto de estaciones, sobre todo en las zonas agrícolas de Ciudad Fernández, Río Verde y Ciudad del Maíz, en estas zonas existe una influencia directa de la Plataforma Valles-San Luis.

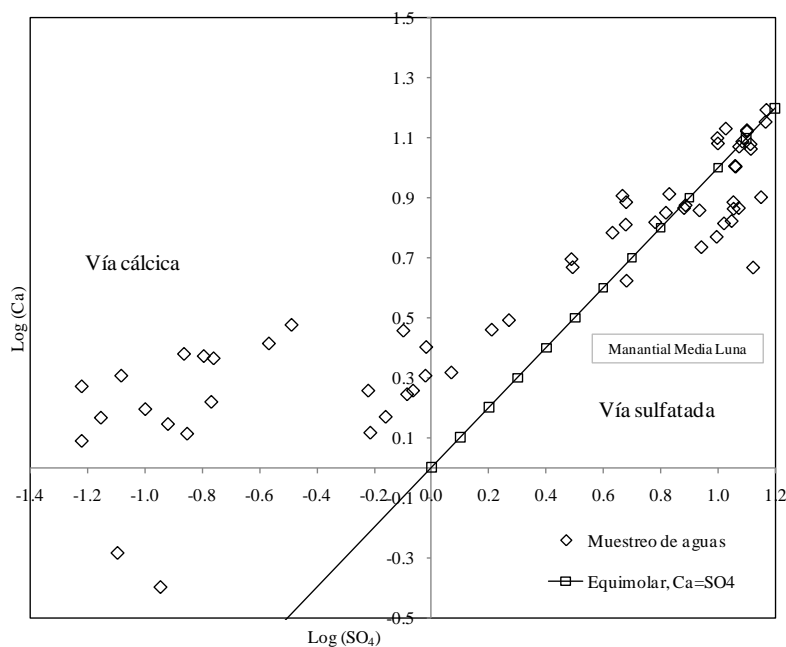


Figura 30. Trayectos evaporíticos de las vías evolutivas sulfatadas y cálcicas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

#### 5.10.2.4 Diagramas de evolución de las aguas por evaporación

En la Figura 31 se explica la metamorfosis de las aguas (Hardie y Eugster, 1970), la zona de estudio toma la vía sulfatada. La precipitación de los tres minerales fundamentales, calcita, silicatos de magnesio y yeso se determinan en cinco vías evolutivas:

- 1- Vía carbonatada: la precipitación de silicatos de magnesio no logra desviar la evolución del agua debido a su alta proporción de carbonato y bicarbonato.

- 2- Vía sulfatada directa: la precipitación de silicatos de magnesio cambia la vía carbonatada hacia una salmuera sulfatada, pero sin precipitar el yeso. Es una vía poco común, puesto que implica límites muy estrictos a las concentraciones de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$ .
- 3- Vía sulfatada alcalina: la solución empieza su evolución por la vía carbonatada pero la precipitación de silicatos de magnesio corta esta vía, permitiendo al calcio concentrarse hasta llegar a la precipitación del yeso. A este punto, el sulfato predomina sobre calcio y se obtiene una salmuera sulfatada.
- 4- Vía sulfatada neutra: la solución empieza su evolución por la vía neutra hasta llegar a la precipitación del yeso y después sigue una vía sulfatada.
- 5- Vía cálcica: la solución tiene siempre más calcio que sulfato y después de precipitar el yeso llega a una salmuera cálcica.

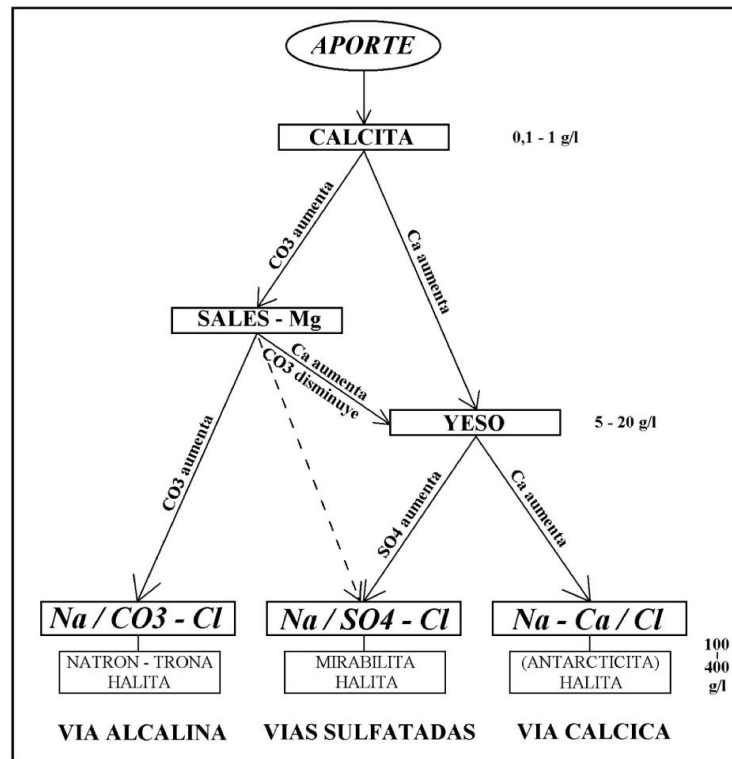


Figura 31. Diagrama de evolución de las aguas por evaporación (Hardie y Eugster, 1970).

Las cinco vías evolutivas llegan a tres tipos o familias de salmueras: 1- tipo carbonatada:  $\text{Na}/\text{CO}_3\text{-Cl}$ . 2- tipo sulfatada:  $\text{Na}/\text{SO}_4\text{-Cl}$ . 3- tipo cálcico:  $\text{Na-Ca}/\text{Cl}$ . Los tres componentes que caracterizan cada familia no son los únicos presentes en las salmueras, ni siquiera los más concentrados. Por ejemplo, en el tipo carbonatado puede haber más sulfato que carbonato, en el tipo cálcico la concentración de magnesio puede superar la del calcio. Pero estos

componentes no intervienen en las respectivas vías evolutivas, el sulfato no juega ningún papel en la vía carbonatada y tampoco el magnesio en la vía cálcica.

Lo que determina la vía evolutiva que sigue un agua que se evapora es la composición inicial del agua de aporte. Una ligera variación de las concentraciones iniciales de los componentes puede cambiar la vía evolutiva y producir salmueras drásticamente distintas.

### 5.10.2.5 Determinación cualitativa de las vías evolutivas

El método se basa en la noción de alcalinidad (Stumm y Morgan, 1970; Al-Droubi *et al.*, 1980; Dickson, 1981; Risacher y Fritz, 2009). La alcalinidad mide la reserva alcalina de la solución disponible para neutralizar ácidos fuertes:

$$[\text{alc}] = [\text{CO}_3^{2-}] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{OH}^-] + [\text{boratos}] + [\text{silicatos}] - [\text{H}^+]$$

Las concentraciones están en  $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$ . La ecuación del balance eléctrico de la solución es:

$$[\text{Na}^+] + [\text{K}^+] + [\text{Li}^+] + [\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}] + [\text{H}^+] = [\text{Cl}^-] + [\text{SO}_4^{2-}] + [\text{NO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{OH}^-] + [\text{boratos}] + [\text{silicatos}]$$

Combinando las dos ecuaciones anteriores se obtiene otra formulación de la alcalinidad:

$$[\text{alc}] = \{[\text{Na}^+] + [\text{K}^+] + [\text{Li}^+] + [\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}]\} - \{[\text{Cl}^-] + [\text{SO}_4^{2-}] + [\text{NO}_3^-]\}$$

Entonces la alcalinidad es la diferencia entre la suma de los cationes de bases fuertes y la suma de aniones de ácidos fuertes.

Considerando una solución que se evapora precipitando primero la calcita, la ecuación se puede escribir:

$$[\text{alc}] - [\text{Ca}^{2+}] = \{[\text{Na}^+] + [\text{K}^+] + [\text{Li}^+] + [\text{Mg}^{2+}]\} - \{[\text{Cl}^-] + [\text{SO}_4^{2-}] + [\text{NO}_3^-]\}$$

Si la calcita precipita sola ningún componente del lado derecho de la ecuación anterior se afecta, cada uno se concentra libremente. Si se utiliza el subíndice “o” para las concentraciones iniciales y se llama “F” al factor de concentración (razón entre el volumen de agua de inicial y el volumen residual, se obtiene para cada componente del lado derecho una relación del tipo:  $[\text{Na}^+] = F \times [\text{Na}^+]_o$ , entonces:

$$[\text{alc}] - [\text{Ca}^{2+}] = F \times \{[\text{Na}^+]_o + [\text{K}^+]_o + [\text{Li}^+]_o + [\text{Mg}^{2+}]_o\} - \{[\text{Cl}^-]_o + [\text{SO}_4^{2-}]_o + [\text{NO}_3^-]_o\}$$

La parte derecha de la ecuación anterior es una constante que depende exclusivamente de las concentraciones iniciales de los componentes. En el agua inicial antes de que se precipite la calcita se tiene:



$$[\text{alc}] = [\text{alc}]_o \text{ y } [\text{Ca}^{2+}] = [\text{Ca}^{2+}]_o \text{ y } F = 1$$

Entonces:

$$[\text{alc}]_o - [\text{Ca}^{2+}]_o = \{[\text{Na}^+]_o + [\text{K}^+]_o + [\text{Li}^+]_o + [\text{Mg}^{2+}]_o\} - \{[\text{Cl}^-]_o + [\text{SO}_4^{2-}]_o + [\text{NO}_3^-]_o\}$$

Resumiendo:

$$[\text{alc}] - [\text{Ca}^{2+}] = F \times ([\text{alc}]_o - [\text{Ca}^{2+}]_o)$$

$[\text{alc}]_o - [\text{Ca}^{2+}]_o$  es una constante que puede ser positiva o negativa, depende de los valores en  $\text{mmol}_c \text{ L}^{-1}$  de la alcalinidad y del calcio del agua inicial. El factor de concentración  $F$  crece conforme se va evaporando el agua.

- Si  $[\text{alc}]_o - [\text{Ca}^{2+}]_o > 0$ , entonces  $F \times ([\text{alc}]_o - [\text{Ca}^{2+}]_o)$  es positivo y creciente durante la precipitación de la calcita. Por lo tanto el término  $[\text{alc}] - [\text{Ca}^{2+}]$  es positivo y creciente, es decir, la diferencia entre la alcalinidad y el calcio aumenta cuando precipita la calcita. La solución sigue la vía carbonatada donde aumenta la alcalinidad y disminuye el calcio.

- Si  $[\text{alc}]_o - [\text{Ca}^{2+}]_o < 0$ , entonces  $F \times ([\text{alc}]_o - [\text{Ca}^{2+}]_o)$  y  $[\text{alc}] - [\text{Ca}^{2+}]$  son negativos y crecientes durante la precipitación de la calcita. La diferencia entre el calcio y la alcalinidad aumenta. La solución sigue la vía neutra donde aumenta el calcio y disminuye la alcalinidad.

Cuando precipita conjuntamente la calcita y las sales de magnesio a partir de un agua que sigue la vía carbonatada, el proceso es similar para la calcita sola, entonces se puede escribir:

$$[\text{alc}] - [\text{Ca}^{2+}] - [\text{Mg}^{2+}] = F \times \{([\text{Na}^+]_o + [\text{K}^+]_o + [\text{Li}^+]_o) - ([\text{Cl}^-]_o + [\text{SO}_4^{2-}]_o + [\text{NO}_3^-]_o)\}$$

$$[\text{alc}] - [\text{Ca}^{2+}] - [\text{Mg}^{2+}] = F \times ([\text{alc}]_o - [\text{Ca}^{2+}]_o - [\text{Mg}^{2+}]_o)$$

- Si  $[\text{alc}]_o - [\text{Ca}^{2+}]_o - [\text{Mg}^{2+}]_o > 0$ , entonces  $[\text{alc}] - [\text{Ca}^{2+}] - [\text{Mg}^{2+}]$  es positivo y creciente durante la precipitación de la calcita y de los Mg-silicatos. La diferencia entre la alcalinidad y  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  aumenta cuando precipitan los dos minerales. La solución continúa por la vía carbonatada en donde aumenta la alcalinidad hasta llegar a una salmuera alcalina.

- Si  $[\text{alc}]_o - [\text{Ca}^{2+}]_o - [\text{Mg}^{2+}]_o < 0$ , entonces  $[\text{alc}] - [\text{Ca}^{2+}] - [\text{Mg}^{2+}]$  es negativo y creciente durante la precipitación de la calcita y de sales de magnesio. La diferencia entre  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  y la alcalinidad aumenta cuando precipitan los dos minerales. La solución se desvía de la vía carbonatada hacia las vías sulfatadas.

Cuando la solución llega a la precipitación del yeso por la vía inicial neutra, es decir,  $\text{Ca}^{2+}$  aumenta o  $[\text{Ca}^{2+}] > [\text{alc}]$ , se ha visto que el agua sigue la vía sulfatada neutra o la vía cálcica. No se puede comparar las concentraciones de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  del agua inicial, puesto que la

precipitación de la calcita puede bajar la concentración del calcio por debajo de la del sulfato. Hay que comparar las concentraciones de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  al principio de la precipitación del yeso, para esto se necesita un programa de simulación computacional de la evaporación que calcule la composición de la solución de la que se evapora, sin embargo, en esta investigación se confirmó que la mayoría de muestras de aguas precipitarán la calcita de acuerdo al índice de Langelier, es decir, que es evidente que el  $\text{Ca}^{2+}$  va a disminuir y el  $\text{SO}_4^{2-}$  aumentar.

Es importante utilizar un software para simular las vías evolutivas, no obstante, la teoría anteriormente expuesta tiene su valía y se comprobó con el experimento de reconcentración de sales por evaporación del manantial de Media Luna. En la Figura 32 se observa que la recta  $\text{Ca} = \text{alc} + \text{SO}_4$  separa exactamente las aguas de la vía cálcica de las vías sulfatadas, significa que la razón  $(\text{alc} + \text{SO}_4) / \text{Ca}$  del agua inicial permite determinar si el agua seguirá la vía cálcica o la vía sulfatada neutra cuando precipite el yeso, no se puede demostrar rigurosamente esa regla. Cuando la relación está muy cerca de uno, puede haber indecisión, dependiendo si la evaporación se hace en sistema abierto (los minerales precipitados no pueden redisolverse) o en sistema cerrado (los minerales pueden redisolverse). En un sistema cerrado la calcita precipitada al principio de la evaporación puede redisolverse más luego y proveer calcio durante la formación del yeso.

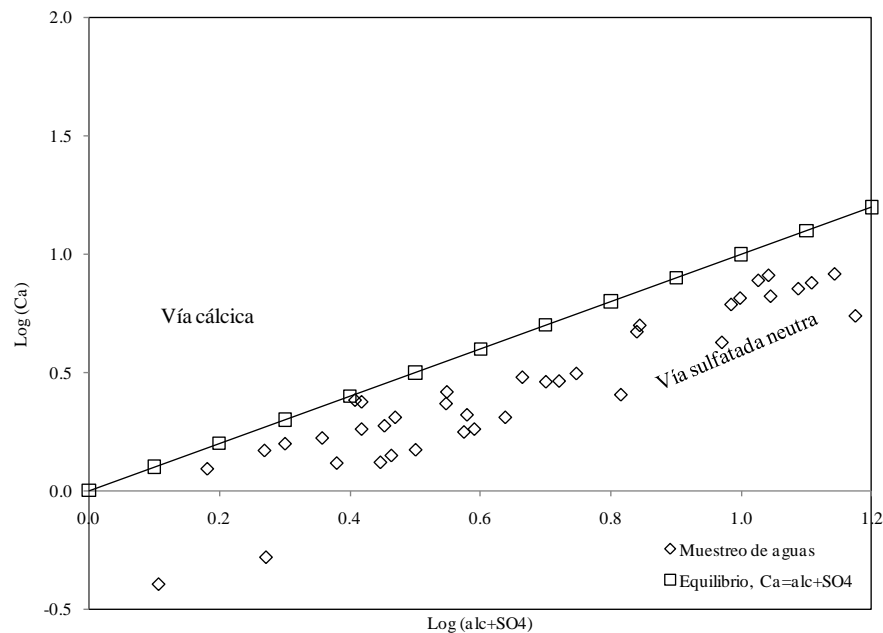


Figura 32. Relación entre  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{alc} + \text{SO}_4^{2-}$  de las aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

A continuación se indica el resumen de la teoría expuesta.

$[alc] > [Ca^{2+}]$  y  $[alc] > [Ca^{2+}] + [Mg^{2+}] \rightarrow$  vía carbonatada

$[alc] > [Ca^{2+}]$  y  $[alc] < [Ca^{2+}] + [Mg^{2+}] \rightarrow$  vía sulfatada alcalina o directa

$[alc] < [Ca^{2+}]$  y  $[alc] + [SO_4^{2-}] > [Ca^{2+}] \rightarrow$  vía sulfatada neutra

$[alc] < [Ca^{2+}]$  y  $[alc] + [SO_4^{2-}] < [Ca^{2+}] \rightarrow$  vía cálcica

$[x]$  es la concentración del elemento en  $mmol_c L^{-1}$ .

En el Cuadro 19 se presenta las vías que toman las estaciones del muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde. El 4% se van por la vía carbonatada, el 46% por la vía sulfatada alcalina o directa y el 50% por la vía sulfatada neutra. Los ríos Bagres, Caracol y Santa María cerca de San Luis de la Paz son de la vía carbonatada, como se explicó anteriormente en este lugar existen rocas plutónicas volcánicas, la alteración de silicatos por aguas de lluvia produce minerales secundarios con liberación de cationes y de sílice disuelto. En los silicatos puros no hay cloruros ni sulfatos, el único anión que balancea las cargas positivas de los cationes es el bicarbonato que proviene del gas carbónico de la atmósfera. Las aguas de alteración son del tipo:  $Na^+ - K^+ - Ca^{2+} - Mg^{2+} / HCO_3^-$ , sus salinidades son muy bajas: generalmente inferiores a  $200 mg L^{-1}$ . Por otro lado, la acidez de las aguas de alteración queda neutralizada ya que los cationes reemplazan los iones  $H^+$  y por lo tanto el pH puede elevarse. Cuando estas soluciones se evaporan y se concentran solo se pueden precipitar minerales carbonatados: calcita ( $CaCO_3$ ), magnesita ( $MgCO_3$ ), gaylussita ( $Na_2Ca(CO_3)_2 \cdot 5H_2O$ ), trona ( $Na_2CO_3 \cdot NaHCO_3 \cdot 2H_2O$ ), natrón ( $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$ ) entre otros (Risacher y Alonso, 1996). Es por este motivo que los sistemas hidrográficos Bagres, Caracol y Santa María cerca de San Luis de la Paz toman la vía carbonatada.

El río Extorax en los inicios se va por la vía sulfatada alcalina o directa y aguas abajo cambia por la vía sulfatada neutra, los ríos Ayutla y Jalpan se van por la vía sulfatada alcalina o directa. Los manantiales en el centro recreativo El Abanico, Río Verde, pozos y manantiales en la zona agrícola de la ciudad de Río Verde se van por la vía sulfatada neutra. Los pozos del rancho La Soledad se van por la vía sulfatada alcalina o directa. En el resto de pozos y manantiales los poblados de Palomas, Ciudad del Maíz y Matehuala se van mayoritariamente por la vía sulfatada neutra.

En síntesis, en los sistemas hidrográficos que se van por la vía sulfatada neutra existe poca probabilidad de que se precipite la magnesita, es decir, el magnesio permanecerá en solución lo cual puede complicar a los cultivos, estas condiciones se tienen precisamente en las zonas agrícolas de Ciudad Fernandez, Río Verde, Palomas, Ciudad del Maíz y Matehuala.

En la zona de estudio existen formaciones volcánicas y sedimentarias, en este caso la relación entre la litología y la vía evolutiva se vuelve compleja, generalmente no se conocen con precisión las distribuciones espaciales de cada formación ni los acuíferos, lo que hace muy difícil relacionar la composición de las aguas con respecto a la litología que estas aguas atraviesan. Es así que la vía evolutiva puede reflejar la influencia del componente litológico principal de la cuenca, la lixiviación de antiguas evaporitas pueden aumentar considerablemente la salinidad de un agua de aporte sin modificar su vía evolutiva, ahí radica la importancia de realizar constantemente estudios en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala e interpretarlas adecuadamente. Por ejemplo, si existe un antiguo nivel de halita (NaCl) recubierto por formaciones volcánicas sin mineralizaciones ni azufre, como se tiene en el pozo 2 del Rancho San Tiburcio, el agua que lixivia estas formaciones pertenece a la vía carbonatada, pero su salinidad puede llegar a varios gramos por litro debido a las altas concentraciones de  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$ . En la práctica se razona a la inversa, si se encuentra un agua salada de vía evolutiva carbonatada, indica la existencia de antiguas evaporitas recubiertas por rocas volcánicas poco mineralizadas.

Cuadro 19. Vías evolutivas que toman los sistemas hidrográficos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

No.	Evolución de las aguas por evaporación	No.	Evolución de las aguas por evaporación
1	Vía sulfatada alcalina o directa	37	Vía sulfatada neutra
2	Vía sulfatada neutra	38	Vía sulfatada neutra
3	Vía sulfatada alcalina o directa	39	Vía sulfatada neutra
4	Vía sulfatada neutra	40	Vía sulfatada neutra
5	Vía sulfatada alcalina o directa	41	Vía sulfatada alcalina o directa
6	Vía sulfatada alcalina o directa	42	Vía sulfatada neutra
7	Vía sulfatada alcalina o directa	43	Vía sulfatada neutra
8	Vía sulfatada alcalina o directa	44	Vía sulfatada neutra
9	Vía sulfatada alcalina o directa	45	Vía sulfatada neutra
10	Vía sulfatada alcalina o directa	46	Vía sulfatada neutra
11	Vía sulfatada alcalina o directa	47	Vía sulfatada neutra
12	Vía sulfatada alcalina o directa	48	Vía sulfatada alcalina o directa
13	Vía sulfatada alcalina o directa	49	Vía sulfatada alcalina o directa
14	Vía sulfatada alcalina o directa	50	Vía sulfatada alcalina o directa
15	Vía sulfatada alcalina o directa	51	Vía sulfatada neutra
16	Vía sulfatada alcalina o directa	52	Vía sulfatada alcalina o directa
17	Vía sulfatada alcalina o directa	53	Vía sulfatada neutra
18	Vía Carbonatada	54	Vía sulfatada alcalina o directa
19	Vía Carbonatada	55	Vía sulfatada neutra
20	Vía Carbonatada	56	Vía sulfatada alcalina o directa
21	Vía sulfatada alcalina o directa	57	Vía sulfatada neutra
22	Vía sulfatada alcalina o directa	58	Vía sulfatada neutra
23	Vía sulfatada alcalina o directa	59	Vía sulfatada neutra
24	Vía sulfatada alcalina o directa	60	Vía sulfatada neutra
25	Vía sulfatada alcalina o directa	61	Vía sulfatada neutra
26	Vía sulfatada neutra	62	Vía sulfatada alcalina o directa
27	Vía sulfatada neutra	63	Vía sulfatada alcalina o directa
28	Vía sulfatada neutra	64	Vía sulfatada neutra
29	Vía sulfatada neutra	65	Vía sulfatada neutra
30	Vía sulfatada neutra	66	Vía sulfatada alcalina o directa
31	Vía sulfatada neutra	67	Vía sulfatada alcalina o directa
32	Vía sulfatada neutra	68	Vía sulfatada alcalina o directa
33	Vía sulfatada neutra	69	Vía sulfatada neutra
34	Vía sulfatada neutra	70	Vía sulfatada neutra
35	Vía sulfatada neutra	71	Vía sulfatada neutra
36	Vía sulfatada neutra	72	Vía sulfatada alcalina o directa

Después de la explicación anterior sobre la evolución de las aguas por evaporación, se presentan los resultados obtenidos al respecto en el manantial de Media Luna. El experimento se realizó para un volumen de evaporación de 1 L, se hicieron las determinaciones analíticas al inicio (No. 1), cuando se evaporó 250 mL (No. 2), 500 mL (No. 3) y 750 mL (No. 4). En el Cuadro 20 se encuentran los resultados.

Cuadro 20. Metamorfosis y evolución de las agua del manantial de Media Luna.

No.	pH	CE $\mu\text{S cm}^{-1}$	$\text{mmol}_e \text{L}^{-1}$										$\text{mg L}^{-1}$									
			Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Suma catión	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Suma anión	% error	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Suma total
1	7.3	1909.09	10.11	8.23	0.35	0.17	18.86	0.00	5.76	1.13	11.48	18.37	1.32	202.60	99.99	8.05	6.65	0.00	351.48	40.06	551.38	1260.21
2	7.0	2043.00	10.38	9.20	0.40	0.20	20.18	0.00	2.00	1.20	16.40	19.60	1.46	208.02	111.78	9.20	7.82	0.00	122.04	42.54	787.69	1289.08
3	7.1	2604.00	13.47	11.40	0.60	0.25	25.72	0.00	1.60	1.53	21.92	25.05	1.32	269.94	138.51	13.79	9.78	0.00	97.63	54.24	1052.82	1636.71
4	7.6	4730.00	10.46	31.38	4.30	0.57	46.71	0.00	0.80	2.00	42.65	45.45	1.37	209.62	381.27	98.86	22.29	0.00	48.82	70.90	2048.48	2880.22

Los datos obtenidos en laboratorio de las aguas del manantial de Media Luna, fueron analizados con el software Aq-Qa, presentó los siguientes resultados y coincidió con los desarrollados en esta investigación.

### ***Propiedades del agua***

Tipo de agua: Ca-SO<sub>4</sub>

Densidad: 0.99813 g/cm<sup>3</sup>

Dureza como CaCO<sub>3</sub>

Total: 1006.8 mg/kg

Equilibrio de carbonato

CO<sub>3</sub>: 0.004806 mmolal

HCO<sub>3</sub>: 5.204

CO<sub>2</sub>: 0.8402

Total: 6.049 medido desde el HCO<sub>3</sub>

Alcalinidad de titulación desde el carbonato total: 260.5 mg/kg CaCO<sub>3</sub>

Saturación mineral

Calcita: 0.526                      Supersaturado

Aragonita: 0.3617                  Supersaturado

Presión parcial de CO<sub>2</sub>: 0.0229 atm

Peligro por salinidad: Alta

Relación de adsorción de sodio: 0.0945

Porcentaje de sodio intercambiable: 0.015

Peligro por magnesio: 40.3

En la Figura 33 se indica el diagrama de balance de iones de las aguas del manantial del manantial de Media Luna.

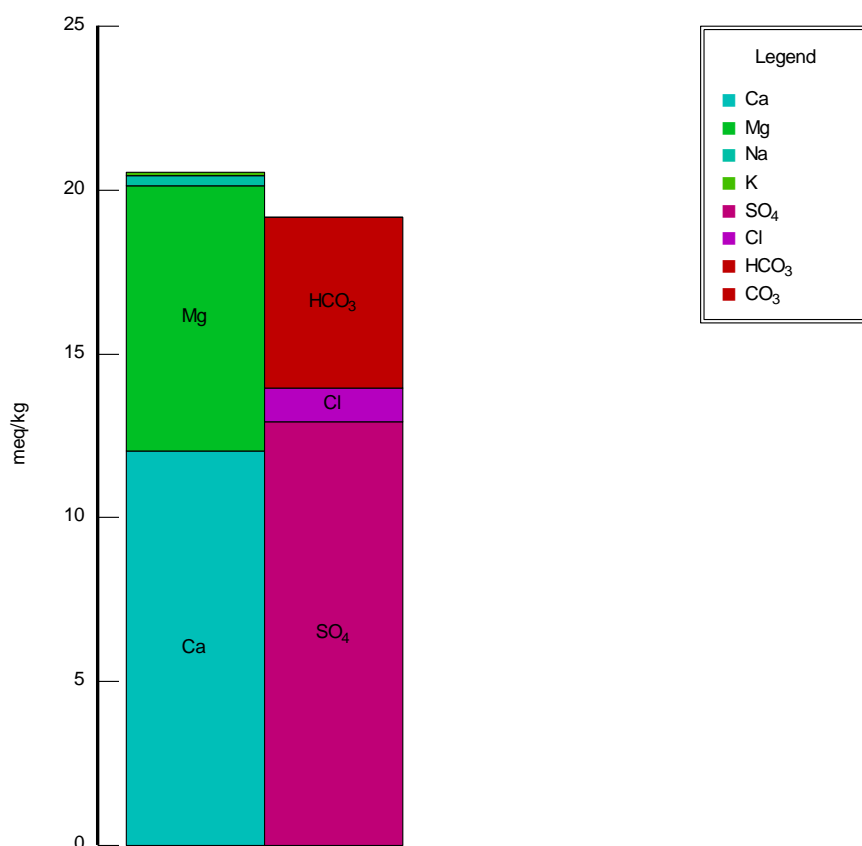


Figura 33. Diagrama de balance de iones de las aguas del manantial de Media Luna

De acuerdo a las vías evolutivas propuesta por Hardie y Eugster (1970) el manantial Media Luna tiene una metamorfosis hacia la vía sulfatada neutra. También se aprecia un incremento del ion magnesio y sodio por una constancia del calcio y reducción del bicarbonato. Lo anterior se comprueba con los datos obtenidos en laboratorio (Figura 34). La representación de la evolución de las aguas se puede hacer a través del diagrama trilineal (Piper, 1944). En la Figura 35 se indica la metamorfosis de las agua de Media Luna. Media Luna 1 es el agua original, Media Luna 2 es cuando se evaporó 250 mL, Media Luna 3 es cuando se evaporó 500 mL y Media Luna 4 cuando se evaporó 750 mL.

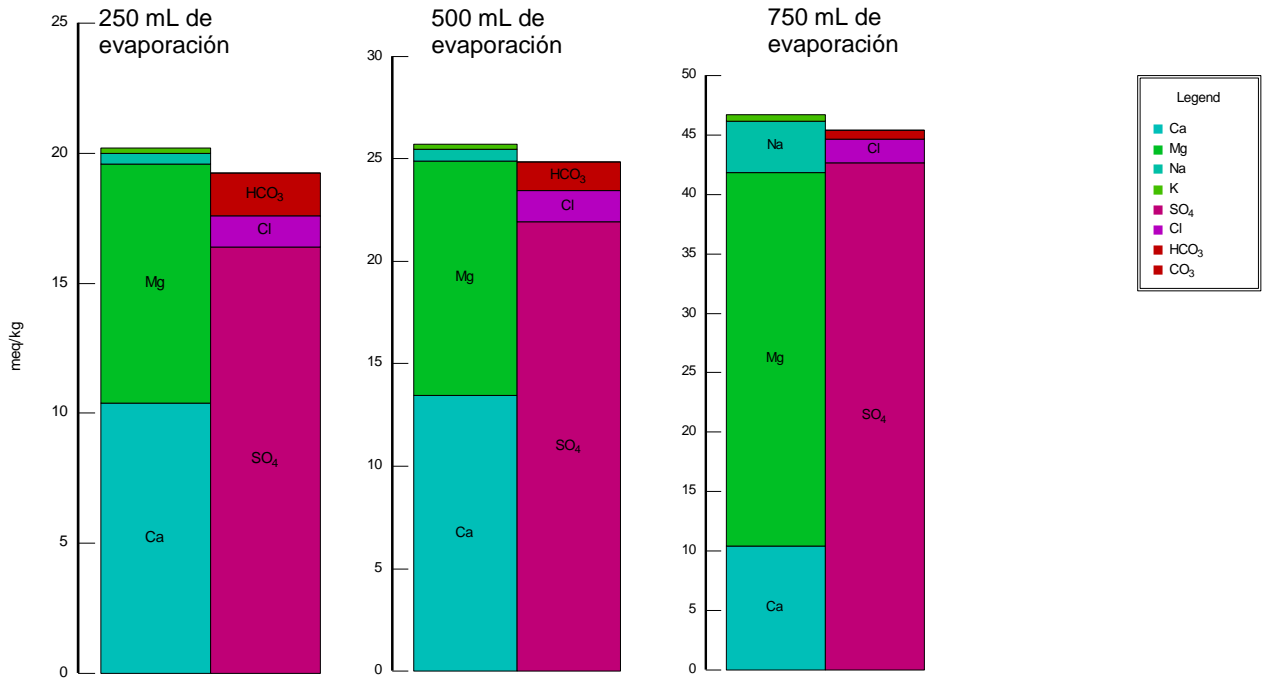


Figura 34. Evolución de las aguas de Media Luna para 250, 500 y 750 mL de evaporación.

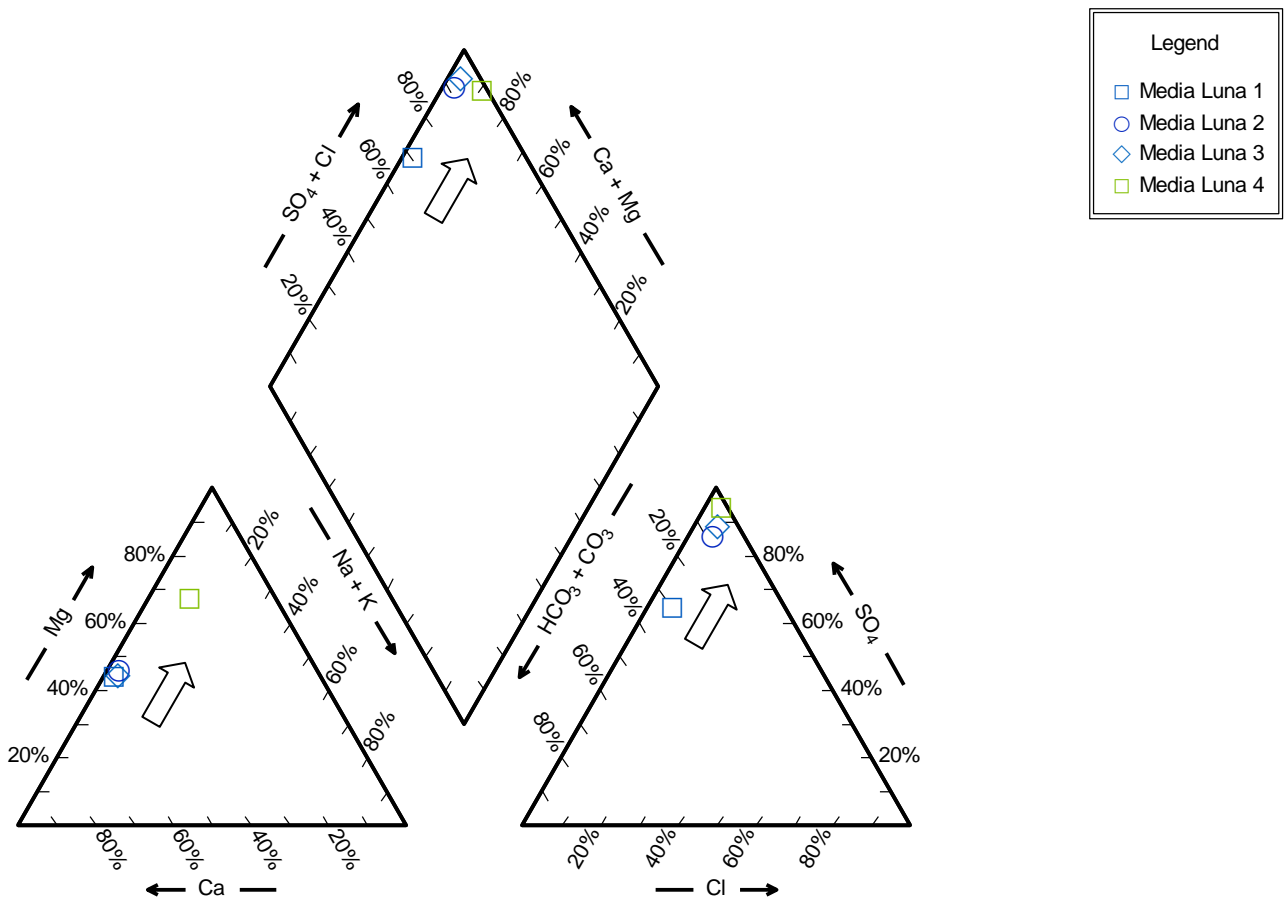


Figura 35. Diagrama trilíneal en la metamorfosis de las aguas de Media Luna



En la Figura 35 las flechas indican la tendencia que tienen las aguas sometidas a evaporación del manantial de Media Luna. En el triángulo de los cationes se está iniciando con las aguas originales cálcicas hacia las magnésicas. En el triángulo de los aniones las aguas están concentrándose con sulfatos. Entonces el sulfato de magnesio es el predominante.

De acuerdo a la teoría de meteorización y evolución de las aguas por evaporación, las cuatro muestras del manantial de Media Luna se van por la vía sulfatada neutra, se confirma que la magnesita no se precipitará en los campos agrícolas de Río Verde. En la Figura 36 se presentan la concentración de sales hipotéticas del experimento del manantial de Media Luna y en la Figura 37 se tiene las curvas de reconcentración de los cationes y aniones, se observa que el magnesio y el sulfato son los que más crecen, mientras tanto, el resto de aniones y cationes se mantienen prácticamente constantes.

Los iones predominantes en las aguas de Río Verde son el calcio, magnesio, sulfato y bicarbonato lo cual está de acuerdo con su pasado geoquímico. Existen pozos en el margen izquierdo de este río en los cuales los iones importantes son el calcio y bicarbonato, esto demuestra que son aguas de reciente infiltración que intemperizó calizas formadas en antiguas lagos de origen marino. En donde el magnesio es superior al calcio probablemente existieron arrecifes coralinos.

De acuerdo al experimento de la reconcentración de sales de las aguas del manantial de Media Luna, se puede advertir un fenómeno interesante y preocupante, en donde los cultivos y suelos son los perjudicados. Al correr en Aq-Qa los datos obtenidos en el manantial de Media Luna se puede discutir que son aguas de acuerdo a la salinidad peligrosa. La calcita y la aragonita están supersaturadas, lo que quiere decir que el calcio interactuará con el carbonato y precipitará el carbonato de calcio, mientras que el magnesio interfiere en el proceso permitiendo que el calcio y carbonato eleven su concentración en ausencia de magnesio, sin embargo, las altas concentraciones del magnesio en las aguas de Media Luna están retrasando la precipitación de los carbonatos. La evolución de las aguas toma la vía neutra hacia la formación de los sulfatos. Custodio y Llamas (2001) explican que la aragonita es algo más soluble que la calcita de modo que un agua puede no estar saturada respecto al primero y en

cambio estar saturada o sobresaturada respecto al segundo, parece ser que en ambientes marinos y de cuencas interiores la aragonita es la fase sólida que tiende a precipitarse.

En el Cuadro 21 se indican las sales hipotéticas del experimento del manantial de Media Luna, las sales se calcularon de acuerdo a lo desarrollado en Mendoza (2009).

Cuadro 21. Sales hipotéticas de la meteorización y evolución de las agua del manantial de Media Luna.

$\text{mmol}_e \text{L}^{-1}$								
No.	NaCl	KCl	CaCl <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	CaSO <sub>4</sub>	MgSO <sub>4</sub>	SUMA
1	0.35	0.17	0.61	0.00	5.76	3.74	7.74	18.37
2	0.40	0.20	0.60	0.00	2.00	8.38	8.02	19.60
3	0.60	0.25	0.68	0.00	1.60	11.19	10.73	25.05
4	2.00	0.00	0.00	0.57	0.80	9.66	32.42	45.45

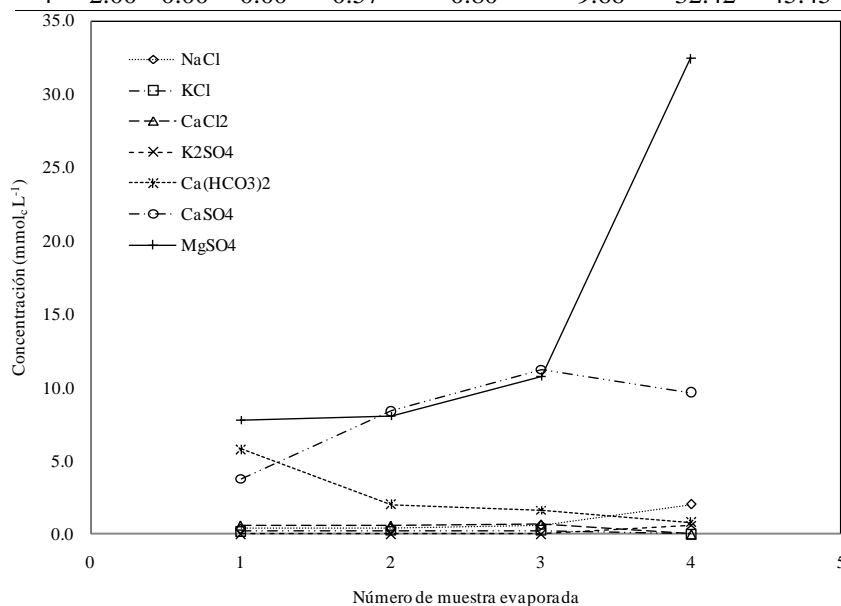


Figura 36. Concentración de las sales hipotéticas del experimento de evolución y meteorización del manantial de Media Luna.

En el Cuadro 21 y Figura 36 se observa que las sales que crecen en mayor proporción en la evaporación de las muestras del manantial de Media Luna son el NaCl y el MgSO<sub>4</sub>, es decir, en la zona agrícola de los poblados de Ciudad Fernández, Río Verde, Palomas, Ciudad del Maíz y Matehuala los suelos y cultivos están afectados. Strogonov (1964) en su trabajo comparó la toxicidad de las sales del tipo clorhídricas y sulfáticas en varios cultivos, demostró que ambas sales tienen efectos perjudiciales en el desarrollo y el rendimiento con fines

comerciales, e incluso dependiendo del tipo de sal y cultivo pueden causar la muerte del vegetal.

Ballín *et al.* (2004) describe que el manantial de Media Luna tiene un caudal de  $5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , que se utiliza para regar una superficie aproximada de 5000 ha. Los principales cultivos son frijol, naranja, maíz, tomate, caña de azúcar, cacahuets, alfalfa, calabacita, chile y jitomate. La tolerancia a la salinidad se expresa como la relación entre el rendimiento de un cultivo a una determinada conductividad eléctrica con respecto a su rendimiento en condiciones normales (sin sales).

En resumen, de acuerdo a la teoría de meteorización y evolución de las aguas por evaporación el sistema hidrográfico Santa María-Río Verde se va por la vía sulfatada neutra, el experimento en el manantial de Media Luna lo confirmó, la magnesita no se precipitará en los campos agrícolas de Río Verde, el  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ , y  $\text{SO}_4^{2-}$  incrementaron considerablemente su concentración al finalizar la evaporación.

Los resultados de muchos experimentos usando soluciones isosmóticas presentan que el NaCl es menos dañino que el  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ , para el crecimiento en cereales (Steppuhn *et al.*, 2005). Richards *et al.* (1959) indica que ello se debe a que el  $\text{SO}_4^{2-}$  altera el balance catiónico óptimo dentro de la planta, pues favorece la absorción del  $\text{Na}^+$  y disminuye la del  $\text{Ca}^{2+}$ . Joshi y Naik (1980) encontraron que la caña de azúcar reduce su área foliar con las sales de NaCl,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{MgCl}_2$  y  $\text{MgSO}_4$ , sin embargo, la máxima reducción fue debida a  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ , mientras que el  $\text{MgCl}_2$ , fue el que causo la menor reducción. Por lo tanto los iones  $\text{Na}^+$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  fueron los más tóxicos, aunque el  $\text{SO}_4^{2-}$  causó mayor daño.

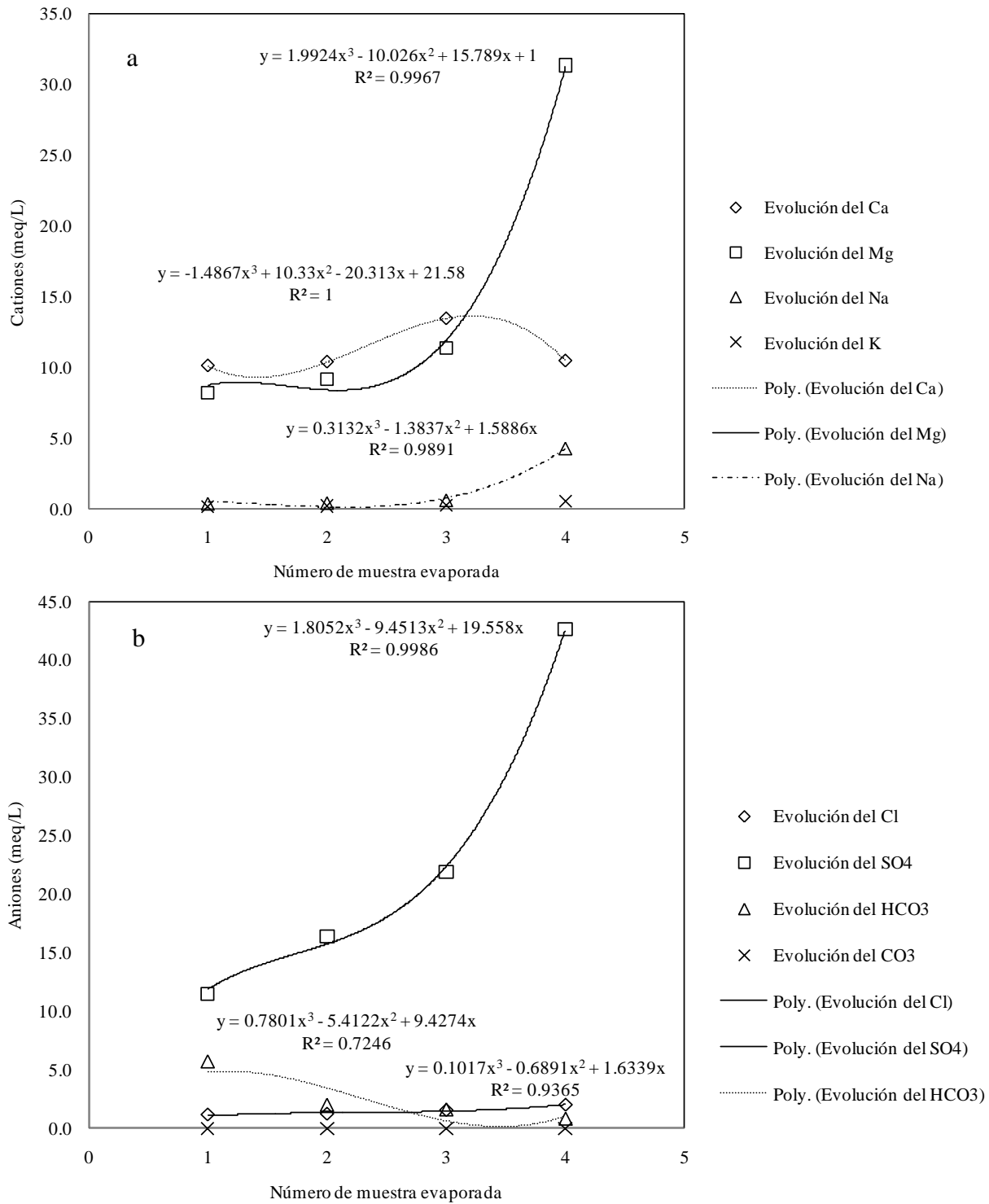


Figura 37. Curvas de reconcentración del manantial de Media Luna, (a) Cationes y (b) Aniones.

## 5.11 Muestreo de suelos

### 5.11.1 Propiedades físicas de los perfiles de suelo y las relaciones suelo-agua

La productividad de un suelo no sólo depende de sus contenidos nutrimentales sino también de las condiciones físicas del mismo, condiciones que la mayoría de los laboratorios de servicios no determinan, el desarrollo de la parte aérea depende del desarrollo de la raíz, la que a su vez depende de que el suelo tenga un buen balance de aireación y humedad (Castellanos *et al.*, 2000). Por lo tanto, en los nueve perfiles del muestreo de suelos se determinaron la densidad aparente, densidad real, porosidad y humedad. Hay una amplitud de variación del estado físico de un suelo que guarda relación con la productividad. En el Cuadro 22 se indica la localización de los perfiles del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

Cuadro 22. Localización geográfica del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica Río Verde-Matehuala

No. Perfil	Descripción del sitio de muestreo	Fecha de elaboración del perfil	Profundidad de muestreo m	Latitud Norte	Longitud Oeste	m.s.n.m.
1	Perfil 1 Rancho La Soledad, Empresa Roher's	9/12/2009	1.50	21.92844	99.84708	1038
2	Perfil 2 Rancho La Soledad, Empresa Roher's	10/12/2009	1.50	21.93031	99.84486	1044
3	Perfil 3 Rancho La Soledad, Empresa Roher's	10/12/2009	1.20	21.93411	99.84414	1049
4	Perfil 4 Entrando a la Muralla	11/12/2009	1.00	22.10569	99.87900	1028
5	Perfil 5 En la Muralla	11/12/2009	2.80	22.15819	99.92464	1013
6	Perfil 6 Camino a La Muralla (campo de cultivo)	13/05/2010	0.40	22.03375	99.86175	1019
7	perfil 7 en Palomas (Petronilo Tovar Herrera, campo de cultivo)	14/05/2010	0.40	22.48275	99.83889	1014
8	Perfil 8 Cultivo de maíz cerca de Anteojitos	25/08/2010	1.30	21.88644	100.01236	1004
9	Perfil 9 Cultivo de naranjos cerca del canal de Media Luna	26/08/2010	1.30	21.91464	100.03450	1007

Los extractos acuosos no disuelven por completo todas las sales que se encuentran en los suelos, se debe a un establecimiento de una relación suelo-agua específica que conduce al desarrollo de un equilibrio salino específico, al volumen restrictivo de la solución y a la rápida acción del agua sobre las sales en temperaturas de 18-20 °C. Las sales más solubles como  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  y  $\text{NaCl}$  son removidas prácticamente por completo de los suelos por los extractos acuosos. Las sales de más baja solubilidad como  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{NaHCO}_3$ , pasan de una manera incompleta a los extractos acuosos, cuando estas se encuentran de manera considerable en los suelos. Y las sales como el  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ,  $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ ,  $\text{CaCO}_3$  y el  $\text{MgCO}_3$  se disuelven en cantidades muy pequeñas (Díaz, 1986).

Las sales de fácil solubilidad pasan al extracto rápidamente en una relación 1:1, ya que un aumento sucesivo de la relación suelo-agua casi no influye en la cantidad extraíble de sales. Sin embargo, cuando se tiene un suelo sulfático con el aumento de la relación suelo-agua, la cantidad de sales que son extraídas aumenta. Por lo tanto, durante la preparación de los extractos acuosos puede limitarse, para evaluaciones generales, a la relación suelo-agua 1:5, ya que con esta relación todas las sales de fácil solubilidad prácticamente pasan a la solución (Díaz, 1986). En el Cuadro 23 se presenta la cantidad de sales extraídas en los extractos acuosos de suelos salinos sulfáticos y sódicos, en diferentes relaciones suelo-agua, encontrado por Gedroitz y citado por Díaz (1986).

Cuadro 23. Cantidad de sales extraídas por distintos extractos acuosos de suelos salinos sulfáticos y sódicos.

Relación suelo-agua	% de sales en base a peso de suelo seco			
	Suelo salino sódico		Suelo salino sulfático	
1:1	3.701	100%	0.192	100%
1:5	3.685	99.56%	0.955	500%
1:10	3.697	99.89%	1.961	1000%
1:25	3.699	99.94%	3.864	2000%

Es así que en los nueve perfiles se tomó muestras cada 0.10 m y se obtuvieron extractos de suelo en varias relaciones suelo-agua. En todas las muestras de suelo los extractos se obtuvieron a por ciento de saturación (PS o 1:≈0.2-0.6) y 1:5. En los nueve perfiles hasta los 0.30 m se obtuvieron extractos de suelo en las relaciones suelo-agua 1:10 y 1:25, excepto en el perfil 6 y 7 que se llevo a cabo la obtención del extracto acuoso hasta los 0.40 m.

#### 5.11.1.1 Clasificación de los suelos, densidad aparente, densidad real y porosidad

La densidad del suelo puede llegar a ser un factor crítico en la productividad del suelo, se encontró que las raíces de las plantas no pudieron penetrar un suelo con densidad aparente de  $1.8 \text{ g cm}^{-3}$ , también cuando sobrepasa  $1.7 \text{ g cm}^{-3}$  la conductividad hidráulica será baja y habrá dificultades en el drenaje (Richards *et al.*, 1959). Sin embargo, no es el caso del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala, el valor menor y mayor de la densidad aparente fueron  $0.89$  y  $1.28 \text{ g cm}^{-3}$  respectivamente. La interpretación para la

densidad aparente se realizó de acuerdo a las Normas Oficiales Mexicanas (NOM-021-RECNAT-2000).

La clasificación en base a la densidad aparente indica que el perfil edafológico 1 tiene suelos arcillosos excepto en las profundidades en metros de 0.10-0.20 y de 1.30-1.40 los cuales son francos. El perfil 2 es arcilloso excepto de 1.40-1.50 que es franco. El perfil 3 de 0-0.10 y de 0.70-1.20 son francos, y de 0.10-0.70 son arcillosos. El perfil 4 de 0-0.10 y de 0.80-1.00 es franco y de 0.10-0.80 son arcillosos. El perfil 5 de 0-1.50, de 1.6-2.6 y de 2.70-2.80 es arcilloso, de 1.50-1.60 es franco y de 2.60-2.70 es orgánico y con cenizas volcánicas. El perfil 6 de 0-0.10 y de 0.20-0.30 es orgánico y con cenizas volcánicas, de 0.10-0.20 y de 0.3-0.4 es arcilloso. El perfil 7 es orgánico y con cenizas volcánicas. El perfil 8 de 0-0.60, de 0.80-1.0 y de 1.20-1.30 es arcilloso, de 0.60-0.70 y de 1-1.20 es orgánico y con cenizas volcánicas. El perfil 9 es arcilloso excepto de 1.20-1.30 que es franco (Anexo 3).

En resumen, de 114 muestras de suelo que se tomó en la cuenca evaporítica de Río Verde Matehuala y de acuerdo a la densidad aparente el 79% son suelos arcillosos, 12% son francos y 9% son orgánicos y con cenizas volcánicas. Planer (2001) e Ilizaliturri (2006) citan que de acuerdo a la clasificación de la FAO en la zona de Río Verde se tiene suelos vertisoles, chernozems, cálcicos, feozems, castañozems, rendzinas, litosol y regosol. Mientras tanto de acuerdo a la clasificación de la séptima aproximación o americana se tienen aridisoles (Martínez, 2005).

Con la ayuda de un software Arc Gis se realizó un mapa con la clasificación de los suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala de acuerdo a la FAO, y los nueve perfiles del muestreo de suelos (Figura 38).

De acuerdo a la Figura 38, los perfiles 1, 2 y 3 se describen como Litosol de textura media y Castañozem cálcico de textura fina. Litosol es un suelo que se encuentra en todos los climas y con mucha diversidad de vegetación, es un suelo sin desarrollo, con profundidad menor de 10 cm, tiene características muy variables según el material que los forma, en cuanto a su susceptibilidad a la erosión, depende de la zona donde se encuentre y puede ser de moderada a alta, es un suelo típico de montaña y serranía. Castañozem es un suelo con alta fertilidad

natural y niveles moderadamente altos de materia orgánica, es un suelo excelente para la agricultura bajo condiciones de riego.

Los perfiles 4 y 5 se describen como Chernozem cálcico (calcarico) de textura fina, además son fuertemente salinos-fuertemente sódicos. Chernozem es un suelo de regiones con inviernos fríos y veranos cálidos, el relieve es llano o suavemente ondulado y la vegetación herbácea es de tipo estepa, los carbonatos se redistribuyen formando un horizonte cálcico o bolsas de carbonatos secundarios, es un suelo excelente para el cultivo, aunque en veranos muy secos necesitan riego, también se puede utilizar para pastos. Chernozem cálcico tiene un horizonte cálcico con concentraciones de carbonatos secundarios entre 50 cm y 1 m de profundidad, hay tres modalidades: hipercálcico, hipocálcico y orticálcico. El hipercálcico tiene al menos 50% de equivalente en carbonato de calcio. El hipocálcico solo tiene concentraciones de carbonatos secundarios en el primer metro de suelo. El Orticálcico tiene un horizonte cálcico en el primer metro.

Los perfiles 6 y 7 se describen como xerosol haplico de textura media petro cálcica. Xerosol es un suelo del semidesierto con bajos niveles de materia orgánica, pueden ser cultivados con éxito si se dispone de agua para riego.

Los perfiles 8 y 9 se describen como Feozem Luvico de textura media. Feozem es un suelo que tiene una capa superficial oscura suave y rica en materia orgánica y nutrimentos, se los considera como suelos fértiles, se los encuentra desde zonas semiáridas hasta zonas templadas o tropicales, en condiciones naturales tiene cualquier tipo de vegetación, se encuentra en terrenos desde planos hasta montañosos y la susceptibilidad a la erosión depende del tipo de terreno donde se encuentra.

Existe una predominancia de suelos arcillosos en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala, por esta razón, se realiza una explicación al respecto.

Navarro y Navarro (2003) hacen mención que las partículas minerales más finas del suelo ( $\phi < 0.002$  mm) constituyen la fracción conocida como arcilla. Los compuestos que integran esta fracción aparecen en el suelo como resultado final del proceso de edafización de algunas rocas, especialmente constituidas por feldespatos, micas, anfíboles y piroxenos, las cuales,



después de haber estado sometidas a diversos agentes físicos (viento, lluvia, cambios bruscos de temperatura, etc.), sufren un conjunto de procesos químicos (hidrólisis, hidratación, oxidación, etc) y biológicos (microorganismos animales y vegetales), que reducen su tamaño a menos de 2 micras de diámetro. Aparece así un material muy complejo integrado en su mayor parte por silicatos aluminicos hidratados y en menor proporción, por óxidos de hierro y aluminio, residuos muy finos de cuarzo y caliza, generalmente precipitada.

Es importante señalar que la fracción clasificada como arcilla engloba todas aquellas partículas menores de 0.002 mm, es evidente que no toda la arcilla del suelo es estrictamente coloidal. Muchas partículas de yeso, carbonato o cuarzo, son lo suficientemente pequeñas para ser incluidas en esta fracción, pero no pueden considerarse como coloides.

Buol *et al.* (1998) describen que los suelos que contienen minerales intemperizables a arcillas silicatadas de capa, son cuerpos naturales en los que se forma la arcilla, son fabricas de arcilla. La resistencia de los sistemas de suelos a la erosión, permite en el tiempo que algunos minerales intemperizables del suelo se alteren a arcillas y para que las arcillas se sinteticen a partir de los productos de intemperización. Es probable que las partículas de arcilla en las lutitas de la columna sedimentaria, como se tiene en la zona de estudio, sean productos de formación del suelo. Para la comprensión de los suelos es indispensable un conocimiento del Pleistoceno, los cambios de clima, las comunidades vegetales, la acción de agentes geológicos y los ciclos de erosión. Todos estos temas fueron abordados a detalle en esta investigación.

Todas las partículas coloidales de arcillas mantienen en su superficie una amplia carga negativa, esto hace que miles de cationes sean fácilmente atraídos hacia ella, originándose así un complejo coloidal formado por un anión gigante rodeado de cationes de los suelos más o menos hidratados, este enjambre de cationes que acompaña a la partícula coloidal arcillosa en su movimiento está integrado por  $H^+$  o por cationes metálicos,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $K^+$  y  $Na^+$  principalmente, y en menor proporción por  $NH_4^+$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $Cu^{2+}$  y  $Zn^{2+}$ . Todos ellos son llamados de cambio reversible con cationes que se encuentran en la disolución del suelo (Navarro y Navarro, 2003).

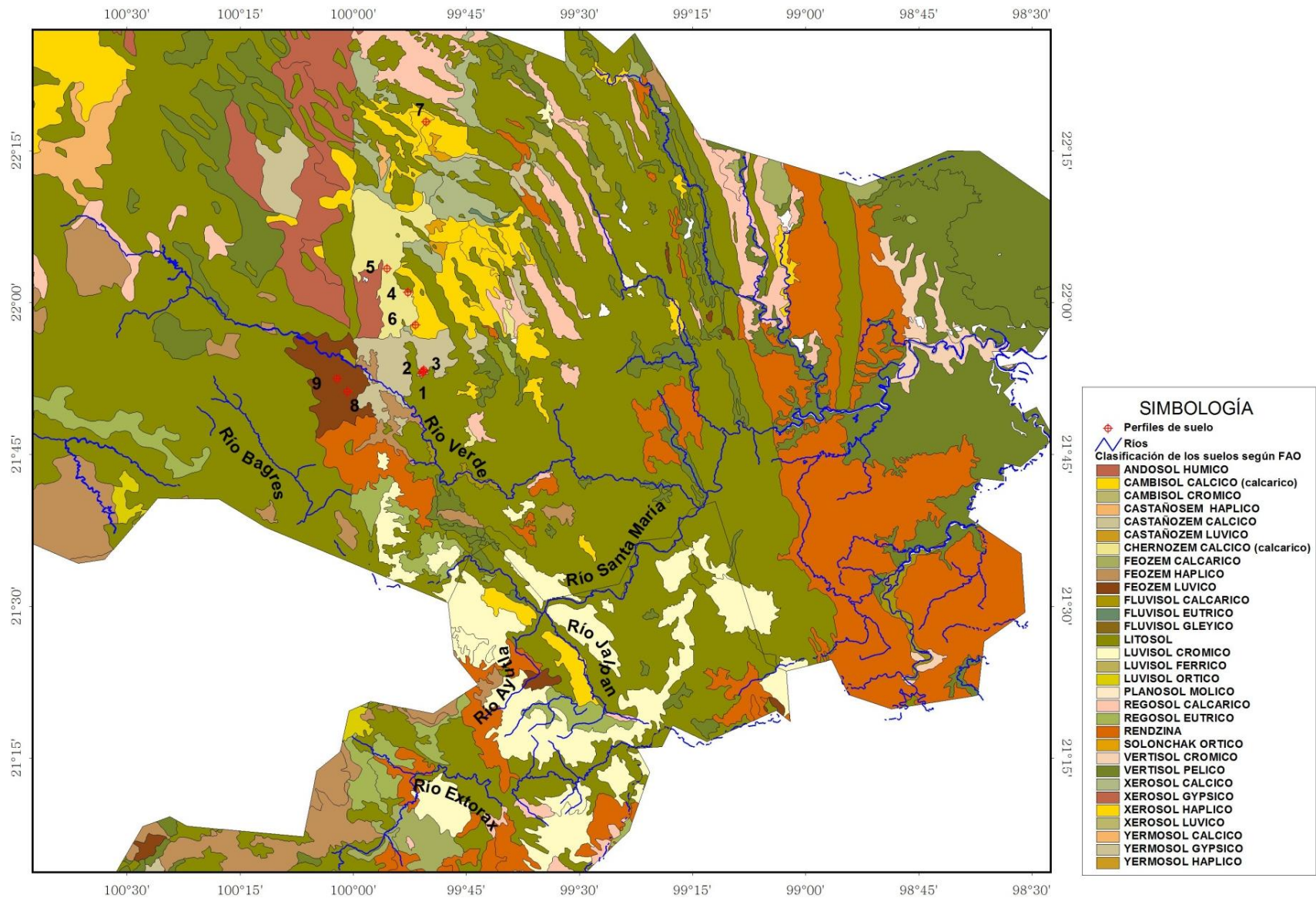


Figura 38. Clasificación de los suelos según la FAO de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala, y sitios en donde se realizó los perfiles de suelo.

En sedimentos de origen marino, como en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala, generalmente se trata de sedimentos secundarios derivados de terrenos más antiguos e intemperizados, y se tiene desde arena hasta arcillas, dependiendo del ambiente de la deposición. Los sedimentos aluviales, coluviales y deltaicos de las llanuras costeras tienden a ser ricos en caolinita y de pH ácidos, y con bajas reservas de nutrientes. Estos materiales derivados de la deposición marina, tienden a ser arcillosos, como se demostró en esta investigación, y a contener cantidades apreciables de montmorillonita, cuando se trata de depósitos lacustres. En cambio, cuando los materiales iniciales se depositan en playas o plataformas marinas tienden a ser ácidos y gruesos (Buol *et al.*, 1998).

Las piedras calizas y las dolomitas tienen más del 50% de carbonatos, y el resto de las rocas se compone de limo y arcilla o de cuarzo, hierro y otros. El suelo se forma a partir de los residuos dejados por la disolución de carbonatos y la intemperización. Por lo tanto el tipo de suelo formado se relaciona con el tipo predominante de impurezas en la piedra caliza. Si las piedras calizas son terrígenas (ricas en arcilla), el resultado son los suelos arcillosos e impermeables. Debido al índice bajo de lixiviación a través de esos suelos densos, frecuentemente no tienen una lixiviación alta, y tanto su pH como su saturación de bases son altos. Si la piedra caliza es rica en arena y granos de silicio amorfo o microcristalino, los suelos tienden a ser de textura gruesa de pH ácidos y con un contenido bajo de bases. Si la piedra caliza es rica en impurezas de hierro, tales como la hematita, el resultado es un suelo rojo, generalmente de reacción ácida, cuando el clima es húmedo (Buol *et al.*, 1998).

Como existe una predominancia de suelos vertisoles en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala enseguida se explica sus características. Los patrones de precipitaciones pluviales que se asocian a los vertisoles son diversos, aunque una estación seca es una de las características necesarias, la duración de la estación seca es muy variable. Las zonas de vertisoles más áridas permanecen secas durante la mayor parte del año, son sólo uno o dos meses de humedad. Una característica común de los diversos materiales originales de los varios vertisoles es una reacción básica (alcalina). Esos materiales originales incluyen rocas sedimentarias calcáreas, rocas ígneas básicas, basalto, cenizas y aluviones de esos materiales. Los valores de pH de los perfiles son de 7.2 a 8.5, el contenido de materia orgánica es bajo, el contenido de carbonatos es de 0.5 a 8%. Para tomar plenamente en consideración el desarrollo

de los perfiles de vertisoles es preciso considerar antes el contenido elevado de arcilla (más del 35% por definición) y el predominio de arcilla de dilatación a razón de 2:1 (Buol *et al.*, 1998).

Durante la estación seca el suelo se agrieta hasta la superficie, debido a la contracción de arcillas, por lo común las grietas se extienden a profundidades de 1 m o más, mientras están abiertas caen materiales de la superficie. Las arcillas se hidratan y vuelven a dilatarse cuando se humedecen, al efectuarse la expansión las grietas se cierran, sin embargo, debido al material extra se requiere un volumen mayor y el material dilatante se comprime y hace que se deslicen los agregados, desarrollando una estructura de bloque angular la cual se conoce como gilgai.

Lo siguiente se puede considerar como propiedades típicas de los vertisoles, aunque es poco probable que todas ellas se encuentran presentes en una muestra dada (Buol *et al.*, 1998).

- 1- Textura de arcilla.
- 2- No hay evidencias de eluviación ni iluviación.
- 3- Estructura granular fuerte en los 15 a 50 cm superiores.
- 4- Calcáreos o con reacción neutra.
- 5- Alto coeficiente de expansión o dilatación.
- 6- Relieve de gilgai.
- 7- Consistencia humedad extremadamente plástica.
- 8-  $\text{Ca}^{2+}$  o  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  como cationes intercambiables predominantes.
- 9- Montmorillonita como mineral arcilloso predominante.
- 10- Material original de arcilla calcárea.
- 11- Colores oscuros de tonalidades bajas.
- 12- Contenido de materia orgánica de 1 a 3%.
- 13- Poca intemperización
- 14- Vegetación de sabana o hierbas altas.

En la Figura 39a se tiene la distribución de la densidad aparente, el perfil 4 tiene los mayores valores y el perfil 7 los menores; en la Figura 39b se tiene la distribución de la densidad real, el perfil 9 tiene los mayores valores y el perfil 2 los menores; y en la Figura 40a se tiene la distribución de la porosidad, el perfil 6 tiene los mayores valores y el perfil 3 los menores.

En horizontes superficiales con textura media, con un óptimo de humedad para el crecimiento de las plantas, el porcentaje de espacio poroso suele ser de 50% y se encuentra compartido de igual forma tanto por el agua como por el aire. La aireación en estas condiciones es excelente, si se mantiene a través de todo el perfil (Reyes, 1996). El promedio en la porosidad de todas las muestras de suelo de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala fue de 49.53%.

La densidad aparente se define como la masa por unidad de volumen, y éste volumen es el que ocupa la muestra del campo. La densidad aparente tiene interés desde el punto de vista del manejo del suelo, ya que nos proporciona información sobre la compactación de cada horizonte, y nos permite inferir las dificultades para la emergencia, el enraizamiento y la circulación del agua y el aire. La densidad aparente está directamente relacionada con la estructura y por ello depende de los mismos factores de control (Porta *et al.*, 2003).

La densidad real corresponde a la densidad media de la fase sólida o densidad de las partículas. Para un horizonte dado será prácticamente constante lo largo del tiempo al ser independiente de la estructura y variar poco la naturaleza de las partículas. Los minerales de arcilla tienen una densidad real de 2.0 a 2.65 g cm<sup>-3</sup> de acuerdo a los límites que Porta *et al.* (2003) reportan, entonces se confirma que en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala las arcillas son las que predominan.

La relación entre el volumen de vacíos y el volumen total se define como porosidad (que incluye los poros y otros tipos de vacíos, es decir, la porosidad del suelo es el espacio no ocupado por partículas del suelo, los ocupa el aire y el agua. La porosidad se calcula de la siguiente manera:

$$\text{Porosidad} = \frac{D_r - D_a}{D_r} 100$$

$D_a$  = Densidad aparente

$D_r$  = Densidad real

Los valores de la porosidad fluctúan alrededor de los porcentajes siguientes: 30% para las arenas, 50% para las texturas francas y 65% para las arcillas (Aguilera y Martínez, 1996). El menor valor fue 35.15% en el perfil 3 y el mayor valor fue 60.86% en el perfil 7 .

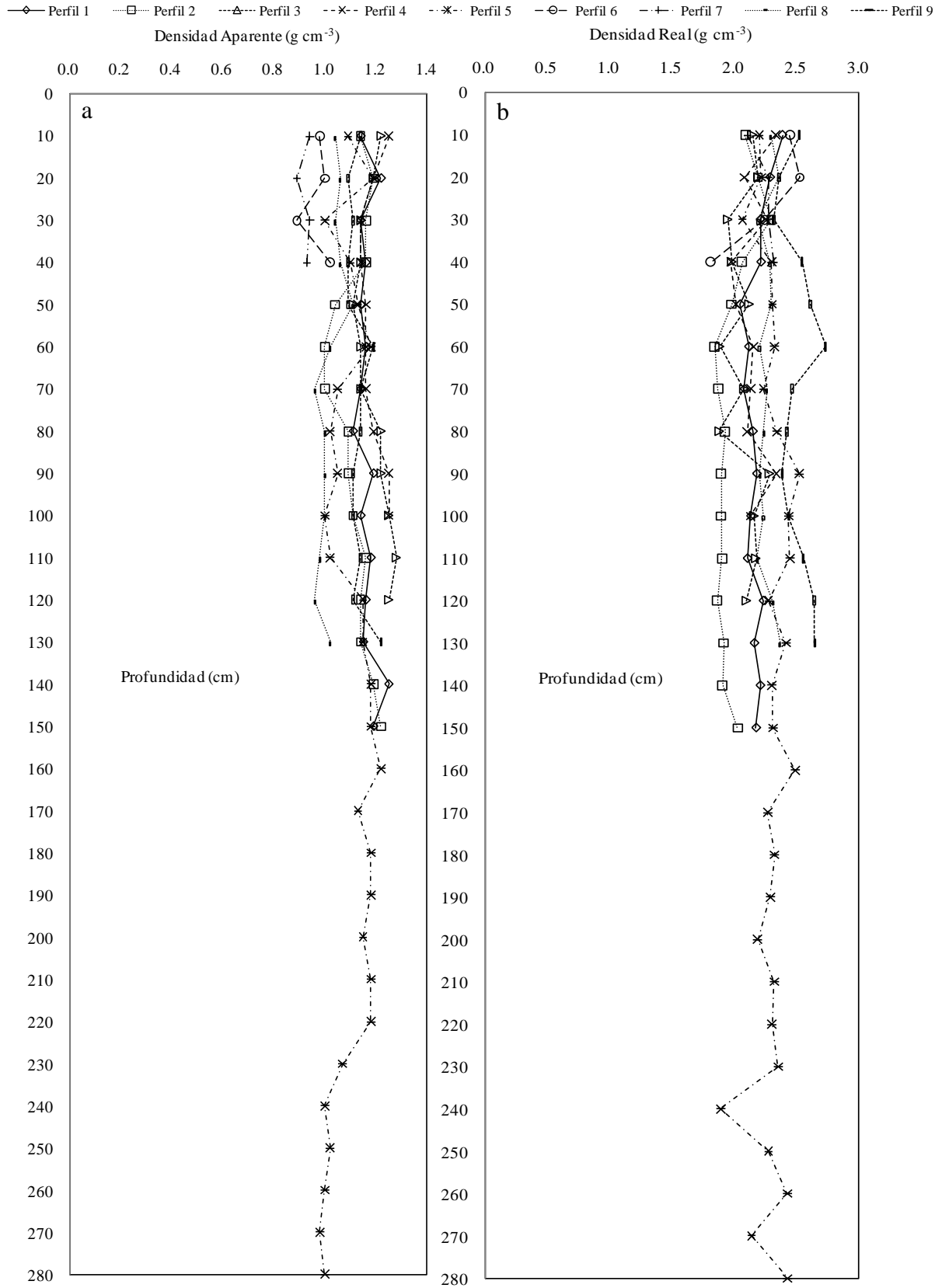


Figura 39. (a) Densidad aparente y (b) densidad real del muestreo de suelos de la cuenca

evaporítica de Río Verde-Matehuala.

Las determinaciones de la densidad real y la densidad aparente se las pueden utilizar para conocer con exactitud la cantidad de sales en peso o volumen que existen en los campos agrícolas, en esta investigación se determinaron los iones más importantes en varias relaciones suelo agua. Es decir, los datos son útiles desde el punto de vista de la salinidad y de la fertilidad.

### **5.11.1.2 Humedad**

La humedad juega un papel importante en los procesos de formación de suelos, el movimiento de diferentes sustancias en los espesores de los suelos se realiza fundamentalmente en forma de soluciones y como resultado se forma el perfil del suelo (Huez, 1985).

El agua es el componente mayoritario e indispensable para que las plantas puedan vivir y desarrollarse. Es el vehículo mediante el cual se transporta los elementos químicos esenciales que el suelo contiene, desde las raíces a las hojas, y los componentes elaborados por éstas a los restantes órganos donde son utilizados; proporciona a los tejidos vegetales la consistencia necesaria para su mantenimiento en el suelo; finalmente, y entre otras funciones, es la que regula la temperatura de la planta evitando con ello, en determinadas circunstancias, cambios bruscos que pueden dañar su crecimiento. Pero el agua no es solo de importancia directa para la planta. Su comportamiento en el suelo debido a sus particulares propiedades hace que, indirectamente pueda influir en diversos procesos que facilitan o dificultan su utilización. Altos o bajos contenidos de humedad y las características del suelo, son los factores principales que deben ser considerados (Navarro y Navarro, 2003).

Cuando el agua se precipita por una lluvia abundante o riego, el agua entra en el suelo, el aire es desplazado y los poros quedan rellenos de agua. El suelo se satura de agua y entonces se dice que ha llegado a su máxima capacidad retentiva. En este caso, una parte del agua es atraída por la gravedad y desciende a las zonas más bajas del suelo, dependiendo de su permeabilidad. Una vez que cesa la aportación hídrica, el agua se desprende de los poros y pasa al subsuelo por su propio peso. Finalizado este drenaje de suelo se dice entonces que está en situación de capacidad de campo, término que indica la cantidad de agua capaz de ser conservada por el suelo (Aguilera y Martínez, 1996; Navarro y Navarro, 2003).

A medida que el suelo se va secando debido a la absorción del agua por la planta, o por evaporación directa, el contenido de agua decrece. Cuando en la planta aparecen signos de marchitez, se establece el coeficiente de marchitez o humedad crítica. En estas condiciones, las raíces de las plantas pueden absorber todavía algo de agua, pero no la suficiente para cubrir sus necesidades. Si la pérdida de agua continúa, aparecerá a continuación, en la que va quedando, un marcado aumento en su retención por los sólidos del suelo. Se alcanza así el llamado coeficiente higroscópico, que corresponde a la cantidad de agua que permanece en el suelo secado al aire (Navarro y Navarro, 2003).

En la Figura 40b se tiene la distribución de la humedad en los nueve perfiles de las muestras de suelo de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

El perfil 4 es el que tiene menor contenido de humedad y el perfil 5 tienen mayor contenido humedad. Ambos perfiles se encuentran geográficamente muy próximos, sin embargo, el perfil 4 está a una altitud de 1028 y el perfil 5 a 1013 metros sobre el nivel del mar. El perfil 4 se localiza sobre un campo agrícola y el perfil 5 se encuentra en la parte baja del valle con fuerte influencia lacustre.

Huez (1985) explica que las variaciones en los contenidos de humedad para los suelos y espesores subyacentes se deben a los diferentes niveles que se han alcanzado en la cristalización de los materiales amorfos de los sedimentos pelíticos, para los espesores inmediatamente subyacentes, y a la longitud del tiempo de intemperismo a que han estado sujeto los materiales de los estratos superiores-superficiales, esto probablemente sucede en el perfil 5. El perfil 1 y el perfil 6 también presentan alta humedad, se debe a que en el instante de muestreo eran campos agrícolas activos. Además, en los anteriores perfiles posiblemente existe la influencia de los materiales cristalinos y amorfos en la retención de humedad. En este tipo de suelos existen estructuras amorfas y minerales del tipo de la montmorillonita que son de alta hidratación.



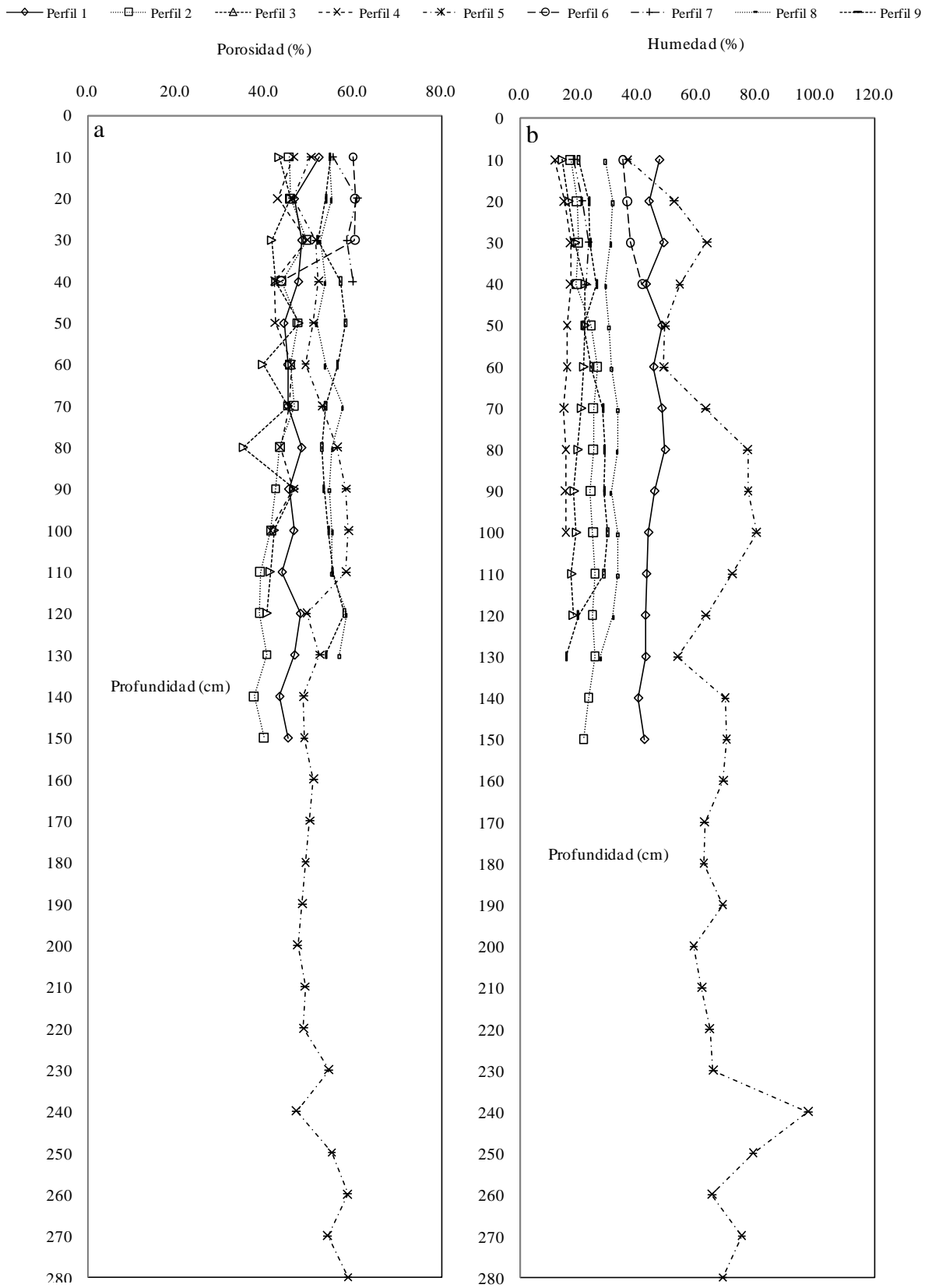


Figura 40. (a) Porosidad y (b) humedad del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

Las arcillas del grupo de la montmorillonita la integran también especies afines como la beidelita (Si parcialmente sustituido por Al), nontronita (Al parcialmente sustituido por Fe), stevensita (Al parcialmente sustituido por Mg) y saponita, entre otras. Estas unidades cristalinas están ligadas mediante puentes oxígeno-oxígeno lo que permite a las arcillas cuando están mojadas una expansión amplia de la red, y como consecuencia, la fácil entrada y absorción de agua y cationes en las superficies internas. La montmorillonita abunda en suelos de clima seco en fase avanzada de edafización, o en suelos húmedos cuando la roca originaria es básica, su capacidad de cambio de cationes se sitúa entre 80 y 150 meq/100g. La sustitución de Si por Al en la capa tetraédrica y Al por Mg en la capa octaédrica son las más frecuentes, cuando esto ocurre, las cargas negativas que aparecen en la sustitución son compensadas por cualquier catión intercambiable (Navarro y Navarro, 2003).

### **5.11.2 La reacción de neutralidad en los perfiles de suelo**

El pH del suelo está influenciado por la composición de los cationes intercambiables, la naturaleza de los materiales de intercambio catiónico, composición y concentración de las sales solubles y la presencia o ausencia de yeso y carbonatos de metales alcalino térreos; pH de 8.5 o mayores indican casi siempre un porcentaje de sodio intercambiable de 15 o mayor y la presencia de carbonatos de metales alcalino térreos; en suelos cuyo pH es menor de 8.5 el porcentaje de sodio intercambiable puede o no ser mayor de 15; suelos cuyo pH es menor de 7.5 casi nunca contienen carbonatos de metales alcalino térreos y si el pH es menor de 7.0 el suelo seguramente contendrá cantidades considerables de hidrógeno intercambiable (Richards *et al.*, 1959).

En la relación PS el pH de las muestras de suelo varió de 6.8 a 8.3 y en 1:5 de 5.6 a 8.0 (Figura 41). Existen condiciones de neutralidad en todos los perfiles. Estas condiciones se dan en parte porque el ión  $\text{HCO}_3^-$  es una base débil y el  $\text{CO}_3^{2-}$  es una base fuerte, por lo que el sistema  $\text{HCO}_3^-/\text{CO}_3^{2-}$  es un sistema tampón (Figueroa y Dávila, 2004). Los fenómenos ácido-base en el agua involucran la pérdida y aceptación de iones  $\text{H}^+$ , el  $\text{HCO}_3^-$  puede actuar como ácido o base, es una especie importante en la química del agua (Manahan, 2007).

La existencia de  $\text{CO}_3^{2-}$  y  $\text{HCO}_3^-$  de metales alcalinos, condicionan la aparición en las aguas y suelos de la salinización sódica de una reacción fuertemente alcalina, en este caso el pH es

superior a 8.5 y varía de 9 a 11, no es el caso de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. Cuando en el agua hay mas  $\text{Ca}^{2+}$  que  $\text{HCO}_3^-$ , las aguas se concentraran por evaporación en  $\text{Ca}^{2+}$  produciendo salmueras neutras (Risacher y Fritz, 2009). Los perfiles de suelo reafirman las conclusiones expuestas en la evolución y meteorización geoquímica de las aguas por evaporación, la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala se va por la vía sulfatada neutra, es decir, existen condiciones de neutralidad.

Grande (1967) demostró con su estudio que la cantidad de  $\text{Na}^+$  es mínima en los perfiles que muestreó en Matehuala, explica que es correcto de acuerdo a la ausencia de carbonatos en cantidad titulable. El pH de la pasta saturada no llega a 8.5, lo que según el autor anterior confirma la escasez del catión monovalente, y aunque en la determinación de pH en suspensión acuosa sobrepasa la cifra, se debe a la poca concentración de sales. Explica que el  $\text{CaCO}_3$  aumenta hacia los horizontes inferiores, no sucediendo lo mismo con el  $\text{SO}_4^{2-}$  que se acumula como resultado de los fenómenos de eluviación. Grande (1967) encontró acumulación de carbonatos y lo atribuye a que cuando es lixiviado produce cementación y da lugar a compuestos insolubles, y de mayor tamaño que contribuye a restarlos movilidad y tienden acumularse en el interior.

Grande (1967) también explica que el pH de la pasta saturada presenta valores de bajo 8, debido a la influencia de la actividad biológica y también a los efectos de alteración más intensificados en la superficie. La capacidad de intercambio está en función del tipo de mineral y no de la cantidad de este, en los horizontes superficiales se localizan los valores menores. En los perfiles en donde aumenta la proporción de  $\text{CaCO}_3$  con la profundidad, Grande (1967) explica que se debe a la predominancia de este en el complejo geológico de la región de calizas. Los valores obtenidos para la conductividad eléctrica no sobrepasan los  $4 \text{ dS m}^{-1}$ , Grande (1967) señala que se debe a que los suelos con acumulación de yeso se encuentran por lo general en las partes en donde no se acumulan sales solubles en proporción significativa, o bien que los procesos de disolución actúan con menos intensidad, ya que de otro modo arrastrarían al yeso disminuyendo su proporción, esto explica porque los suelos yesíferos definidos se encuentran en las partes elevadas de las ondulaciones de la llanura y en general en las superficies de relieve convexo.

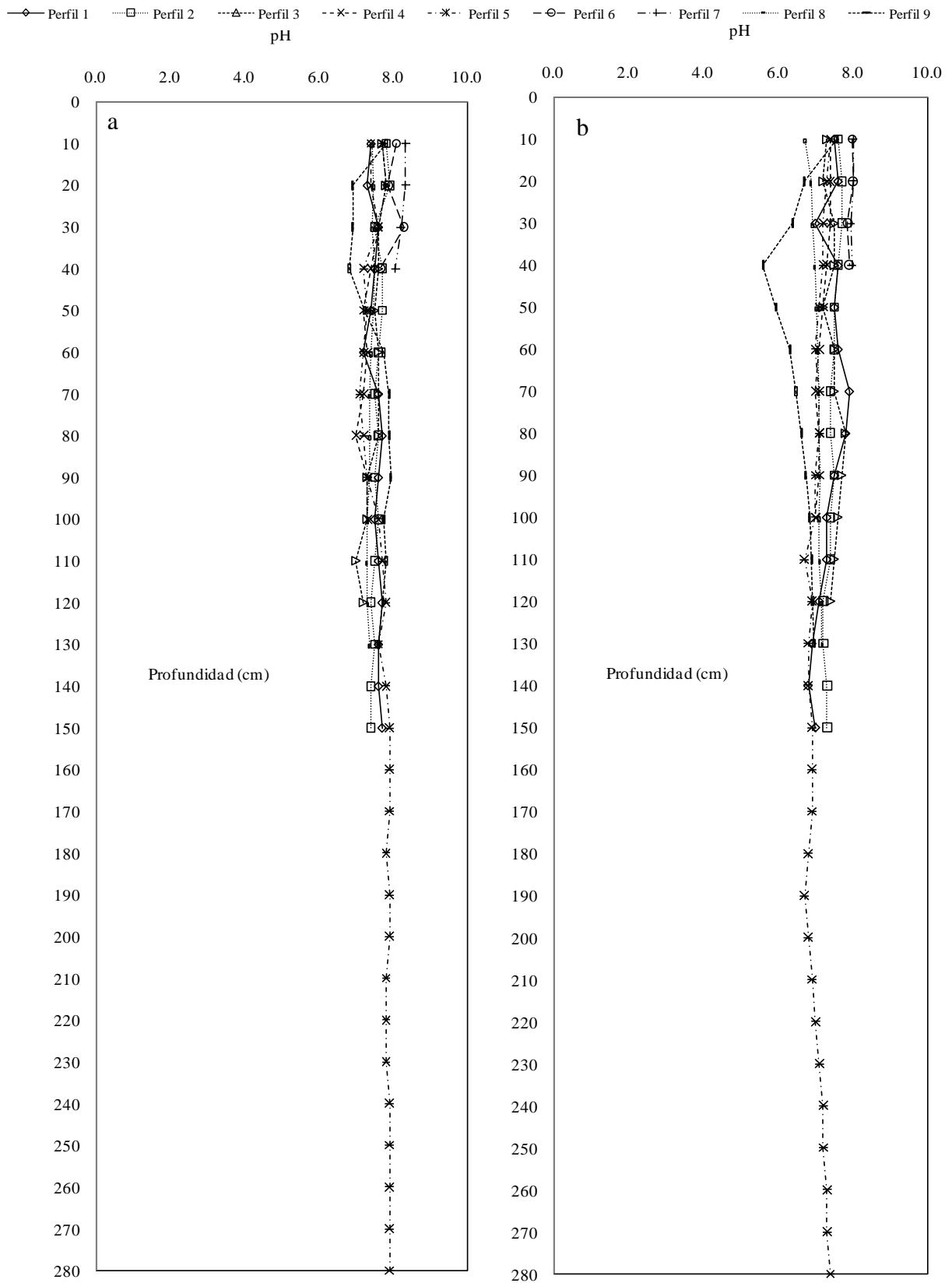


Figura 41. (a) pH en relación suelo-agua PS y (b) pH en relación suelo-agua 1:5 de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

### 5.11.3 Evaluación de las sales solubles en los perfiles de suelo

Las sales solubles producen efectos dañinos en las plantas, al aumentar el contenido de sal de la solución del suelo y el grado de saturación de los materiales intercambiables del suelo, con sodio intercambiable. El contenido de sales arriba del cual el crecimiento de las plantas es alterado, depende de ciertos factores, entre los cuales se tiene la textura y la distribución de sales en el perfil, la composición de la sal y la especie vegetal (Richards *et al.*, 1959).

Con el objeto de distinguir los suelos salinos de los no salinos se han sugerido ciertos factores arbitrarios relativos a la salinidad, se considera que las plantas empiezan a ser afectadas de manera adversa en cuanto el contenido de sales en el suelo excede del 1%. Un suelo es salino si la solución extraída de una pasta saturada del suelo tiene una conductividad eléctrica de 4 dS m<sup>-1</sup> o más (Richards *et al.*, 1959), sin embargo, Aguilar *et al.* (1987) cita que existe una disminución importante en la producción de algunos cultivos cuando la pasta saturada del suelo está en el rango de 2 a 4 dS m<sup>-1</sup>.

En la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala el 39% de las muestras de suelo supera los 4 dS m<sup>-1</sup> (Figura 42), ésto sucede en el perfil 1, perfil 4, perfil 5, perfil 6 y perfil 7; son los perfiles del margen izquierdo de Río Verde, como se explicó anteriormente en aquel lugar existió una fuerte influencia lacustre en el Mesozoico y Cenozoico.

El 68% de las muestras de suelo supera los 2 dS m<sup>-1</sup>, son todos los perfiles excepto el 2 y 3 que se encuentran en los campos agrícolas del Rancho La Soledad, en ese rancho se cultiva a gran escala, quiere decir que los suelos y cultivos deben ser evaluados sistemáticamente desde el punto de vista de los contenidos salinos.

En los estudios sobre la productividad la reacción del suelo debe ser tomada en cuenta, así como, la estructura del perfil, la solubilidad de los minerales, la disponibilidad de nutrimentos, las actividades de los microorganismos y la absorción de iones por parte de las plantas. En la parte agrícola uno de los factores limitantes para que los rendimientos de los cultivos sean máximos es el pH. El exceso de acidez, la alcalinidad o la salinidad provocan en los suelos las siguientes reacciones: 1- suelos ácidos. 2- suelos neutros. 3- suelos alcalinos o básicos. 4- suelos halomórficos o salinos (Cepeda, 1991).

Existen varias clasificaciones que dan nombre a los suelos salinos, entre ellas se destacan la clasificación Rusa que los separa en solonchaks, solonetz y solod (Guerasimov y Glazovskaia, 1960), sin embargo, la clasificación norteamericana describe a este tipo de suelos como salinos, sódicos y salino-sódicos (Cuadro 24). Hernández *et al.* (2005) establecieron relaciones entre la nueva versión de clasificación de suelos de Cuba y las clasificaciones internacionales, los suelos salinos los ubican en suelos halomórficos, al tipo salino que se pueden relacionar con el grupo de suelos de solonchaks y solonetz de la clasificación propuesta por la FAO.

Cuadro 24. Clasificación de los suelos salinos por el Departamento de Agricultura de los Estados Unidos.

PSI = 15	Suelos sódicos pH = 8.5 a 10	Suelos salino sódicos pH > 8.5
	Suelos sin problemas de sales y de sodio intercambiable pH = 6.5 a 8.4	Suelos salinos pH < 8.5

CE = 4 dS m<sup>-1</sup>

Sin embargo, Velázquez (2001) y Sánchez (2003) señalan que la clasificación americana no es muy rigurosa en lo que respecta al sodio intercambiable, en virtud de que la hidrólisis de los sistemas coloidales, la dispersión de las partículas arcillosas y la acumulación de soda inician con sodio intercambiable del 1%. En síntesis, los suelos halomórficos se los puede clasificar como solonchaks, solonetz y solod.

Cuando se investiga la salinidad del suelo con relación al desarrollo de las plantas, se recomienda utilizar la conductividad del extracto de saturación como un medio para evaluar la salinidad. Por otro lado, en esta investigación se llevaron a cabo otras relaciones suelo-agua para determinar como se disuelven las sales en diferentes volúmenes de agua. La ventaja de utilizar el extracto de saturación para medir la salinidad, radica en el hecho de que el porcentaje de saturación está relacionado directamente con los distintos valores de la humedad que pueden contener los suelos. En el campo, el contenido de humedad fluctúa desde el límite más bajo, representado por el porcentaje de marchitez permanente, hasta el límite superior del agua aprovechable que es casi dos veces el valor del primero (Richards *et al.*, 1959).

Las determinaciones hechas en muchos suelos indican que dentro de un amplio margen de texturas, el porcentaje de saturación (PS) es aproximadamente igual a cuatro veces el porcentaje a 15 atm (P15A), el cual a su vez se aproxima mucho al porcentaje de marchitez. La concentración de sales solubles del extracto de saturación tiende por lo tanto a ser casi la mitad de la concentración de la solución del suelo en el límite superior de humedad, y casi la cuarta parte de la concentración que tendría la solución del suelo en el límite inferior de humedad. El efecto de la dilución de las sales que ocurre en suelos de texturas finas a causa de su mayor capacidad de retención de humedad, está tomado en consideración automáticamente. Por esta razón, la conductividad eléctrica del extracto de saturación se puede utilizar directamente para estimar el efecto de la salinidad del suelo en el desarrollo de la planta (Richards *et al.*, 1959).

Como se observa en la Figura 42 la conductividad eléctrica en la relación PS es mayor que en la relación 1:5, al respecto Sánchez (1994) describe que la conductividad eléctrica disminuye conforme aumenta la relación suelo-agua, esto explica que la solución salina está más concentrada en una baja relación suelo-agua. El RSE y RSC se incrementa conforme aumenta la relación suelo-agua, esto se debe a la acción disolvente y extractora de sales por el agua.

Hogg y Henry (1984) compararon la conductividad eléctrica del extracto de saturación con la relación 1:1 y 1:2 en un amplio rango de suelos de Saskatchewan, la conductividad eléctrica del extracto 1:2 fue 1.38 veces más baja que la del extracto 1:1, además la conductividad eléctrica del extracto de saturación estuvo muy cerca al del extracto 1:1 y 1:2 ( $r = 0.96-0.98$ ).

En los estudios de suelos desde el punto de vista de la salinidad es importante evaluarlos en diferentes relaciones suelo-agua. Por ejemplo Sonneveld y Van den Ende (1971) al igual que Visconti *et al.* (2010) concluyen que no se puede relacionar la conductividad eléctrica de un suelo a PS partiendo de 1:5 sin considerar los contenidos de yeso. Estos autores explican que por rapidez y facilidad se prefiere realizar extractos a 1:5. En efecto, fue más laborioso lo que se hizo en esta investigación, pero se conoció con exactitud la sales solubles que se encuentran en lo suelos ya que se realizaron cuatro relaciones suelo-agua, además, se investigó y se discutió a detalle las aguas de riego de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

Slavich y Petterson (1993) explican que la conductividad eléctrica de los extractos de los suelos a 1:5 es la medida de la cantidad de sales (kg de sales / kg de suelo), mientras tanto, la

conductividad eléctrica del extracto de saturación es la medida de la concentración (kg de sales / litros de agua de suelo). También Slavich y Petterson (1993) citan que cuando los suelos contienen arcillas es más difícil relacionar la conductividad eléctrica del PS partiendo de 1:5.

La cuantificación de la salinidad de un suelo calculado a través de la conductividad eléctrica necesita de varios parámetros como la porosidad, la capacidad de campo, el punto de marchitez y así conocer los límites de salinidad que enfrentarían las plantas para diferentes suelos. Pizarro (1978) y González (1982) citan el siguiente ejemplo:

Se tienen dos suelos:

Suelo arcilloso	Suelo arenoso
e = 43%	e = 39%
Cc = 36%	Cc = 16%
Pm = 20%	Pm = 12%

En donde:

e = porosidad

Cc = capacidad de campo

Pm = punto de marchitez

Supongamos que en ambos suelos se mide una conductividad eléctrica  $CE = 2 \text{ dS m}^{-1}$ , entonces se los considera con la misma salinidad. Sin embargo, la CE a Cc y Pm se calcula según lo siguiente:

$$\frac{CE_{Cc}}{CE_e} = \frac{e}{Cc} \text{ y } \frac{CE_{Pm}}{CE_e} = \frac{e}{Pm}$$

En donde:

$CE_e$  = CE del extracto de saturación

$CE_{Cc}$  = CE a capacidad de campo

$CE_{Pm}$  = CE en punto de marchitez

Para el suelo arcilloso :

$$CE_{Cc} = CE_e \frac{e}{Cc} = 2 \frac{43}{36} = 2.4 \text{ dS m}^{-1}$$

$$CE_{Pm} = CE_{Cc} \frac{e}{Pm} = 2 \frac{43}{20} = 4.3 \text{ dS m}^{-1}$$

Para el suelo arenoso :

$$CE_{Cc} = CE_e \frac{e}{Cc} = 2 \frac{39}{16} = 4.9 \text{ dS m}^{-1}$$

$$CE_{Pm} = CE_{Cc} \frac{e}{Pm} = 2 \frac{39}{12} = 6.5 \text{ dS m}^{-1}$$

En resumen, la salinidad de la solución del suelo en contacto con las raíces es menor en el caso del suelo arcilloso (2.4 - 4.3  $\text{dS m}^{-1}$ ) que el del suelo arenoso (4.9 - 6.5  $\text{dS m}^{-1}$ ).



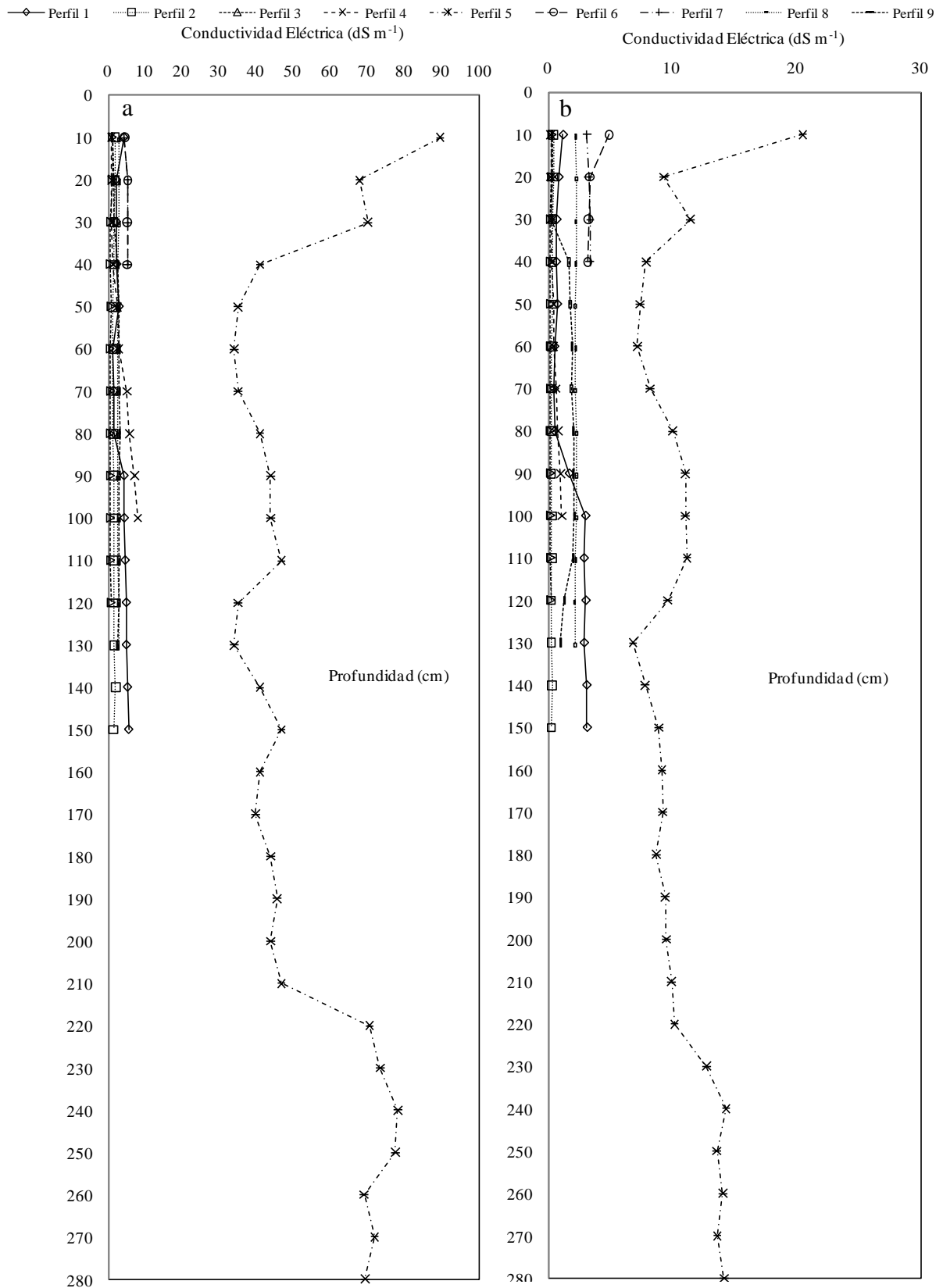


Figura 42. (a) Conductividad eléctrica en relación suelo-agua PS y (b) conductividad eléctrica en relación suelo-agua 1:5 de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

### 5.11.4 Clasificación de los suelos salinos de acuerdo a la teoría de Arinushkina

Cuando se quiere comparar la germinación de cierto tipo de cultivo que es sometido a diferentes salinidades o mezcla de sales la teoría de Arinushkina para clasificar los tipos de suelos puede ser adaptada. La metodología establece que para cada tipo de sal las relaciones aniónicas no deben exceder un valor límite, para la salinidad clorhídrica la relación entre el  $\text{Cl}^-$  y el  $\text{SO}_4^{2-}$  debe ser mayor que 2. Para la sulfática-clorhídrica debe estar entre 1 y 2. Para la clorhídrico-sulfática debe estar entre 0.2 y 1.0. Para la sulfática debe ser menor que 0.2. En el caso de la sulfática-sódica la relación entre el  $\text{HCO}_3^-$  y el  $\text{Cl}^-$  más  $\text{SO}_4^{2-}$  debe ser igual a 2. Por ejemplo, González (2009) en su trabajo de germinación utilizó las siguientes relaciones. Salinidad clorhídrica de 2.5, salinidad sulfático-clorhídrica de 1.5, salinidad clorhídrico-sulfática de 0.6, salinidad sulfática de 0.15 y sulfática-sódica de 2.0. Estas relaciones se obtienen de los Cuadros 25 y 26.

Huez (1985) utilizó en su investigación, realizada en el Edo. de México, la clasificación de suelos salinos para los proyectos de mejoramiento de suelos salinos de la URSS, publicado en el manual de análisis químico de Arinushkina, Cuadros 25 y 26.

Cuadro 25. Tipos de salinidad de los suelos.

De acuerdo a los aniones meq				De acuerdo a los cationes meq			
Tipos de salinidad	$\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$	$\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$	$\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$	Tipos de salinidad	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ / \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$	$\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} / \text{Na}^+ + \text{K}^+$	$\text{Mg}^{2+} / \text{Ca}^{2+}$
Clorhídrica	>2	<0.5	-	Sódica	>2	<0.5	-
Sulfática-clorhídrico	1-2	0.5-2.0	-	Magnésico-sódica	1-2	0.5-1	>1
Clorhídrico-sulfática	0.2-1	1.0-5.0	-	Cálcico-sódico	1-2	0.5-1	<1
Sulfática	<0.2	>5.0	-	Cálcico-magnésica	<1	>1	>1
Carbonato-sulfática	<0.2	>5.0	1	Magnésico-cálcica	<1	>1	<1
Sulfato-sódica	-	-	2	Sódica	<2	-	-

En esta investigación a través de la conductividad eléctrica de los perfiles de suelo se conoció la salinidad cuantitativa, ahora se utilizará la teoría de Arinushkina para conocer la salinidad cualitativa de los perfiles de suelo, en otras palabras, el tipo de sal dominante. Es importante explicar que los datos analíticos de las muestras de suelo, obtenidos en laboratorio para las diferentes relaciones suelo-agua, fueron sometidas a las comprobaciones propuestas por Richards *et al.* (1959) y APHA (1995) en lo concerniente a errores aceptables (Anexo 4).

Cuadro 26. Contenido y composición de las sales en los suelos de diferentes tipos de salinidad

Grupo de suelos	Tipo de salinidad											
	Clorhídrico y sulfático-clorhídrica				Sulfática y clorhídrica-sulfática				Sódica			
	Contenido de sales %											
	Residu o seco %	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Residu o seco %	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Residu o seco %	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
No salinos	<0.3	<0.0 1	-	-	<0.3	<0.0 1	0.1	-	<0.1	0.0 1	0.02	<0.06
Debilmente salinos	0.3-0.5	0.01- 0.05	-	-	0.3-1.0	0.01	0.1- 0.4	-	0.1-0.3	0.0 1	0.05- 0.1	0.1- 0.2
Medianamente salinos	0.5-1.0	0.05- 1.0	-	-	1.0-2.0	0.05	0.4- 0.6	-	0.3-0.5	0.0 1	0.2	0.3- 0.4
Fuertemente salinos	1.0-2.0	0.1- 0.2	-	-	2.0-3.0	0.1	0.6- 0.8	-	0.5-0.7	0.0 2	0.2	0.3- 0.4
Muy fuertemente salinos	>2.0	>0.2	-	-	>3.0	-	>0.8	-	0.7-1.0	0.0 2	0.2	>0.4
Excesivamente salinos									>1.0			

De acuerdo a Arinushkina los suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala por los aniones se clasifican de la siguiente manera: el 38% son clorhídrico-sulfático, éste tipo de suelos se tiene en los perfiles 1, 2, 5, 6 y 9. El 30% son sulfáticos, se tiene en los perfiles 1, 6, 7, 8 y 9. El 17% son clorhídricos, se tiene en los perfiles 2, 3 y 4. El 15% son sulfáticos clorhídricos, se tiene en los perfiles 2, 3, 4 y 9. De acuerdo a los cationes el 66% son magnésicos cálcicos, se tiene en todos los perfiles excepto el 5. El 33% son cálcico magnésicos, se tiene en los perfiles 2, 5 y 9. El 1% son cálcico sódico, se tiene en el perfil 2.

El 40% son no salinos de acuerdo al grupo de suelos, el 28% son débilmente salinos, el 12% son fuertemente salinos, el 12% son muy fuertemente salinos y el 8% son medianamente salinos. En el Cuadro 27 se presentan las clasificaciones de los nueve perfiles en cada profundidad de acuerdo con Arinushkina.

Cuadro 27. Clasificación de los suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala de acuerdo al quimismo

No.	Prof. cm	Arinushkina de acuerdo a aniones	Arinushkina de acuerdo a cationes	Grupo de suelos
<b>Perfil 1</b>				
1	10	Clorhídrico-sulfático	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
2	20	Clorhídrico-sulfático	Magnésica-cálcica	No salino
3	30	Clorhídrico-sulfático	Magnésica-cálcica	No salino
4	40	Clorhídrico-sulfático	Magnésica-cálcica	No salino
5	50	Clorhídrico-sulfático	Magnésica-cálcica	No salino
6	60	Clorhídrico-sulfático	Magnésica-cálcica	No salino
7	70	Clorhídrico-sulfático	Magnésica-cálcica	No salino
8	80	Clorhídrico-sulfático	Magnésica-cálcica	No salino
9	90	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
10	100	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
11	110	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
12	120	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
13	130	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
14	140	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
15	150	Sulfática	Magnésica-cálcica	Medianamente salinos
<b>Perfil 2</b>				
1	10	Clorhídrico-sulfático	Magnésica-cálcica	No salino
2	20	Clorhídrico-sulfático	Magnésica-cálcica	No salino
3	30	Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
4	40	Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
5	50	Clorhídrica	Cálcico-magnésica	No salino
6	60	Clorhídrica	Cálcico-magnésica	No salino
7	70	Sulfática-Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
8	80	Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
9	90	Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
10	100	Clorhídrica	Cálcico-magnésica	No salino
11	110	Clorhídrica	Cálcico-magnésica	No salino
12	120	Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
13	130	Clorhídrica	Cálcico-sódico	No salino
14	140	Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
15	150	Clorhídrica	Cálcico-magnésica	No salino
<b>Perfil 3</b>				
1	10	Sulfática-Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
2	20	Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
3	30	Sulfática-Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
4	40	Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
5	50	Sulfática-Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
6	60	Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
7	70	Sulfática-Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
8	80	Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
9	90	Sulfática-Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
10	100	Sulfática-Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
11	110	Sulfática-Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
12	120	Sulfática-Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino

...Cuadro 27. Clasificación de los suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala de acuerdo al quimismo

No.	Prof. cm	Arinushkina de acuerdo a aniones	Arinushkina de acuerdo a cationes	Grupo de suelos
<b>Perfil 4</b>				
1	10	Sulfática-Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
2	20	Sulfática-Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
3	30	Sulfática-Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
4	40	Sulfática-Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
5	50	Sulfática-Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
6	60	Sulfática-Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
7	70	Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
8	80	Clorhídrica	Magnésica-cálcica	No salino
9	90	Clorhídrica	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
10	100	Sulfática-Clorhídrica	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
<b>Perfil 5</b>				
1	10	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Muy fuertemente salinos
2	20	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Fuertemente salinos
3	30	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Muy fuertemente salinos
4	40	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Fuertemente salinos
5	50	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Fuertemente salinos
6	60	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Fuertemente salinos
7	70	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Fuertemente salinos
8	80	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Muy fuertemente salinos
9	90	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Muy fuertemente salinos
10	100	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Muy fuertemente salinos
11	110	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Muy fuertemente salinos
12	120	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Fuertemente salinos
13	130	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Fuertemente salinos
14	140	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Fuertemente salinos
15	150	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Fuertemente salinos
16	160	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Fuertemente salinos
17	170	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Fuertemente salinos
18	180	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Fuertemente salinos
19	190	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Fuertemente salinos
20	200	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Fuertemente salinos
21	210	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Muy fuertemente salinos
22	220	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Muy fuertemente salinos
23	230	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Muy fuertemente salinos
24	240	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Muy fuertemente salinos
25	250	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Muy fuertemente salinos
26	260	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Muy fuertemente salinos
27	270	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Muy fuertemente salinos
28	280	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	Muy fuertemente salinos
<b>Perfil 6</b>				
1	10	Clorhídrico-sulfático	Magnésica-cálcica	Medianamente salinos
2	20	Clorhídrico-sulfático	Magnésica-cálcica	Medianamente salinos
3	30	Sulfática	Magnésica-cálcica	Medianamente salinos
4	40	Clorhídrico-sulfático	Magnésica-cálcica	Medianamente salinos

...Cuadro 27. Clasificación de los suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala de acuerdo al quimismo

No.	Prof. cm	Arinushkina de acuerdo a aniones	Arinushkina de acuerdo a cationes	Grupo de suelos
<b>Perfil 7</b>				
1	10	Sulfática	Magnésica-cálcica	Medianamente salinos
2	20	Sulfática	Magnésica-cálcica	Medianamente salinos
3	30	Sulfática	Magnésica-cálcica	Medianamente salinos
4	40	Sulfática	Magnésica-cálcica	Medianamente salinos
<b>Perfil 8</b>				
1	10	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
2	20	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
3	30	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
4	40	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
5	50	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
6	60	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
7	70	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
8	80	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
9	90	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
10	100	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
11	110	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
12	120	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
13	130	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
<b>Perfil 9</b>				
1	10	Sulfática-Clorhídrica	Cálcico-magnésica	No salino
2	20	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	No salino
3	30	Clorhídrico-sulfático	Cálcico-magnésica	No salino
4	40	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
5	50	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
6	60	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
7	70	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
8	80	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
9	90	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
10	100	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
11	110	Sulfática	Magnésica-cálcica	Debilmente salino
12	120	Sulfática	Cálcico-magnésica	Debilmente salino
13	130	Sulfática	Cálcico-magnésica	Debilmente salino

En resumen, en el muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala los aniones predominantes son el Cl<sup>-</sup> y el SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y los cationes más importantes son el Ca<sup>2+</sup> y Mg<sup>2+</sup>, por lo que se demuestra la influencia marina en la zona de estudio durante el Mesozoico, además, las sales más comunes en los suelos serán las sulfáticas y las clorhídricas, lo cual representa un peligro potencial para los suelos y cultivos. Strogonov (1964) demostró en su estudio el daño que causan la salinidad sulfática y la clorhídrica, ambas sales dependiendo de varios factores pueden ser letales para cierto tipo de vegetales.

Cuando se determina la salinidad cuantitativa en los suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala resulta que la mayoría de los suelos se encuentran entre no salinos y débilmente salinos. En la literatura (Charcas *et al.*, 2002; Chacon *et al.*, 2007) se recomienda que en el caso de los suelos y aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala desde el punto de vista cuantitativo las aguas sulfáticas no presentarían problemas de daño a los cultivos, sin embargo, como ya se demostró en los experimentos de evaporación de las vías evolutivas, cuando estas aguas se reconcentran debido a procesos de evapotranspiración, estas aguas evolucionan hacia contenidos sulfáticos con predominancia de sulfato de magnesio  $MgSO_4$ . Esta sal en general es muy tóxica para los cultivos agrícolas.

#### **5.11.5 Distribución de cationes y aniones del muestreo de suelos**

En cada perfil de suelo se configuraron dos figuras que indican la distribución de los cationes y aniones en las relaciones suelo-agua en PS y 1:5. Al igual que en el muestreo de aguas estas representaciones son elementales porque esto permite conocer la predominancia de cada ion y como este va cambiando conforme se profundiza en los perfiles. Además, se puede comparar como se distribuyen las sales cuando estas se van lixiviando durante su proceso de descenso de soluciones. En la Figura 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51 se tiene el perfil 1, perfil 2, perfil 3, perfil 4, perfil 5, perfil 6, perfil 7, perfil 8 y perfil 9 respectivamente. La información proporcionada por los perfiles de suelos es importante cuando se necesita conocer el comportamiento de un lavado o recuperación de suelos en función de la profundidad y la lixiviación de las sales. En las figuras siguientes se puede observar que los suelos con concentraciones bajas de sales no difieren marcadamente en ambas relaciones suelo-agua, pero a medida que se tiene perfiles con altas concentraciones de sales, aumenta considerablemente la diferencia, en lo que se refiere a contenidos de sales la relación 1:5 es la que extrae más sales.

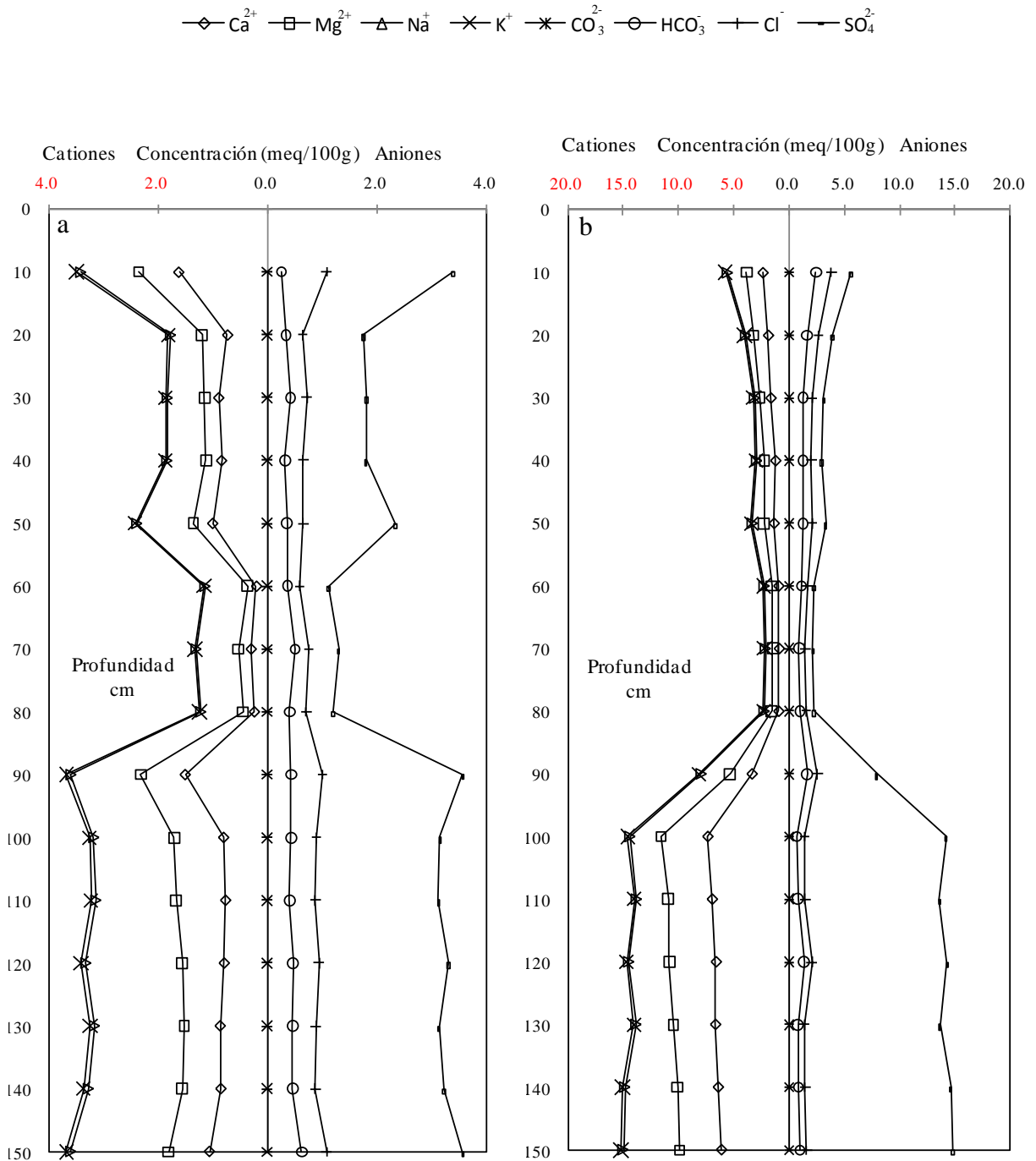


Figura 43. (a) Composición iónica en relación suelo-agua PS y (b) composición iónica en relación suelo-agua 1:5 del perfil 1, en el muestreo de suelos, de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.



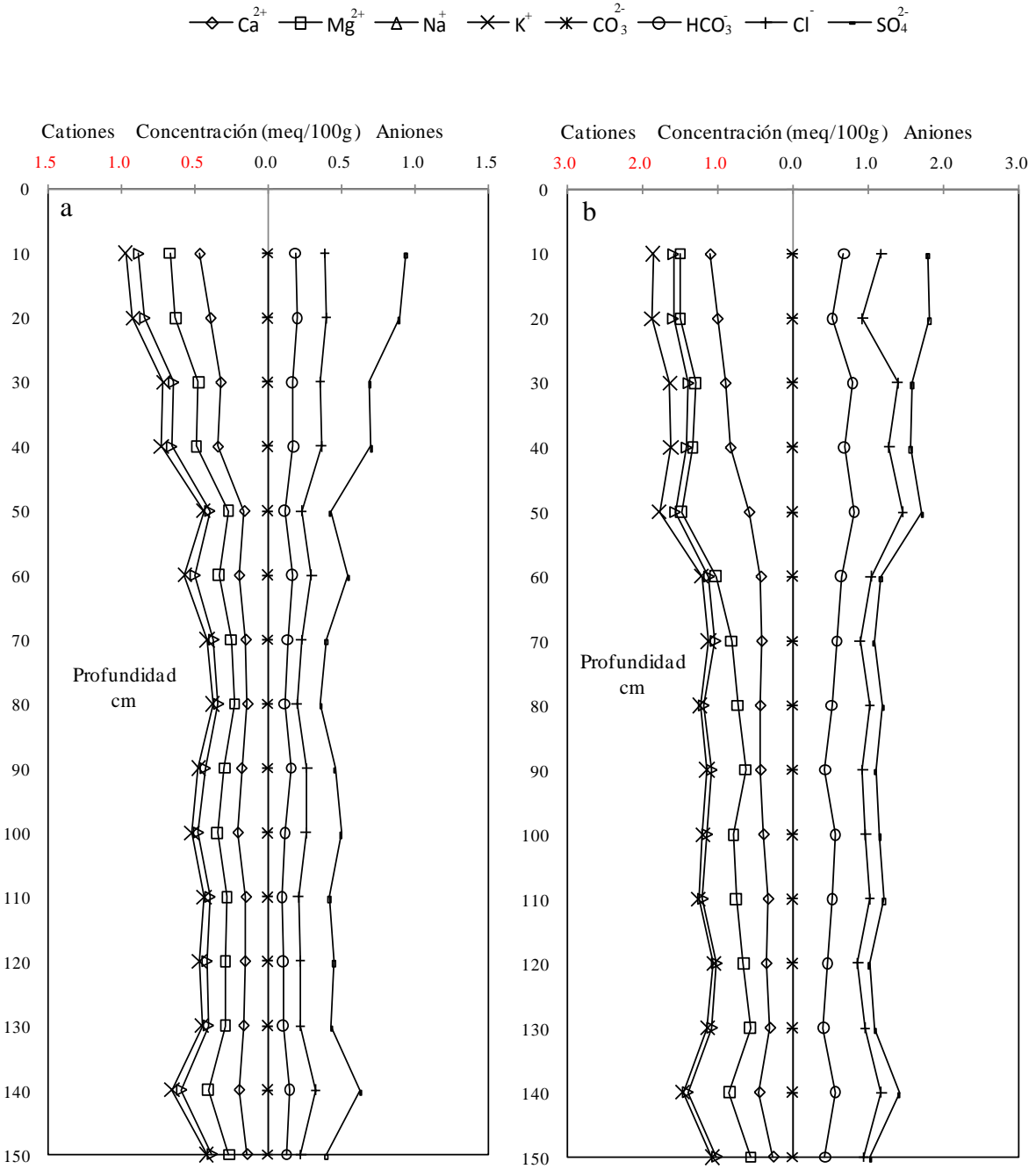


Figura 44. (a) Composición iónica en relación suelo-agua PS y (b) composición iónica en relación suelo-agua 1:5 del perfil 2, en el muestreo de suelos, de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

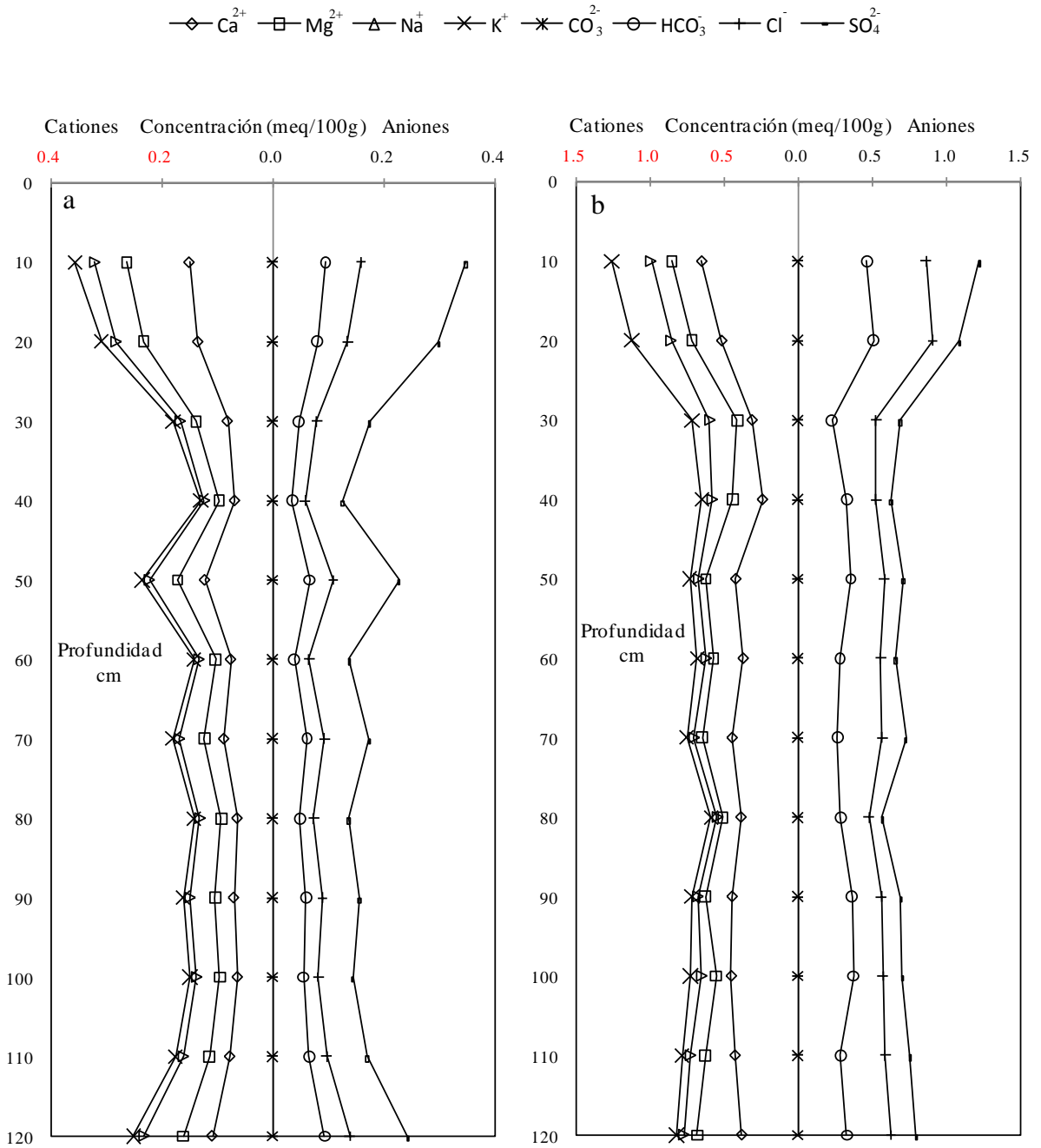


Figura 45. (a) Composición iónica en relación suelo-agua PS y (b) composición iónica en relación suelo-agua 1:5 del perfil 3, en el muestreo de suelos, de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

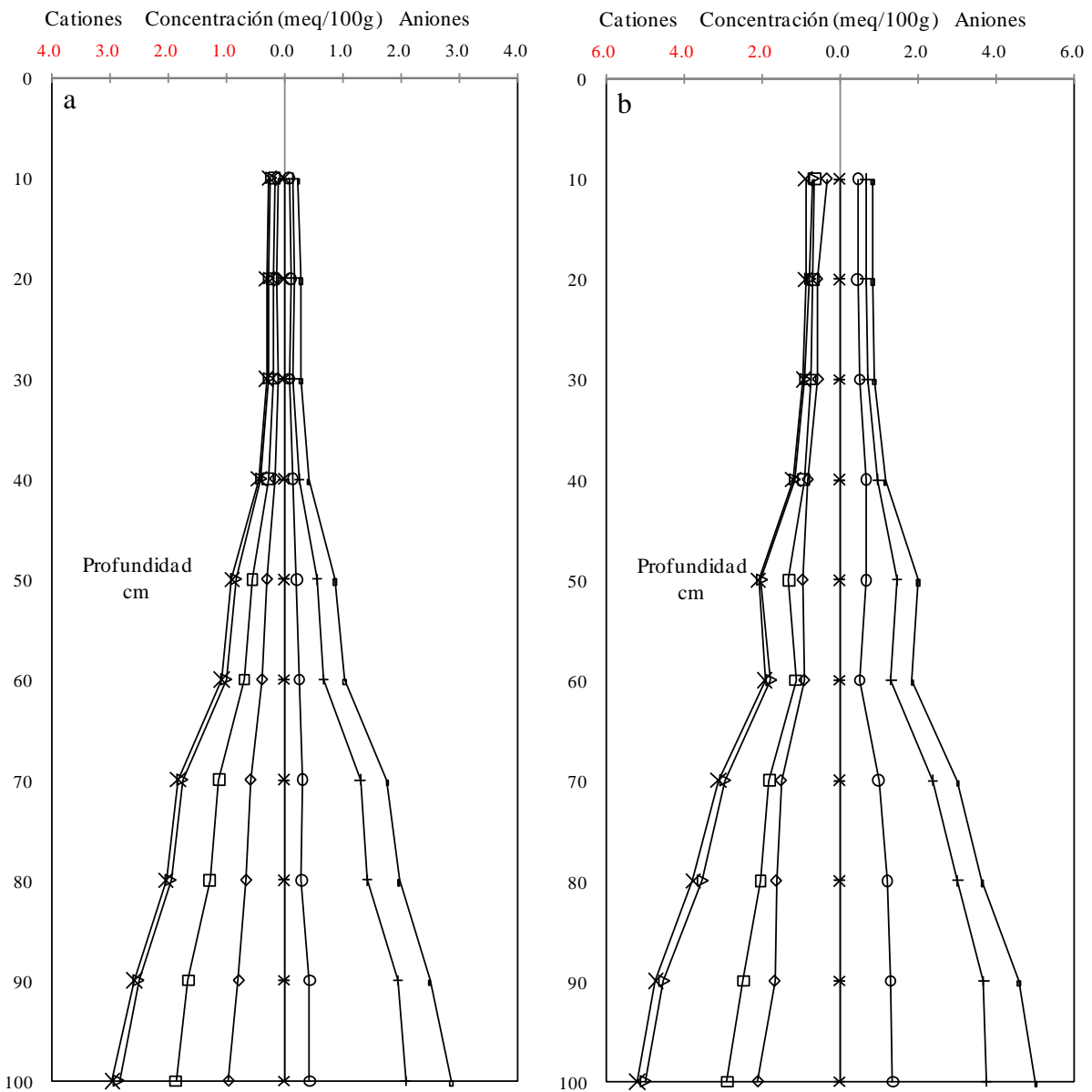
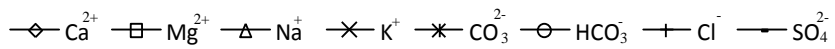


Figura 46. (a) Composición iónica en relación suelo-agua PS y (b) composición iónica en relación suelo-agua 1:5 del perfil 4, en el muestreo de suelos, de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

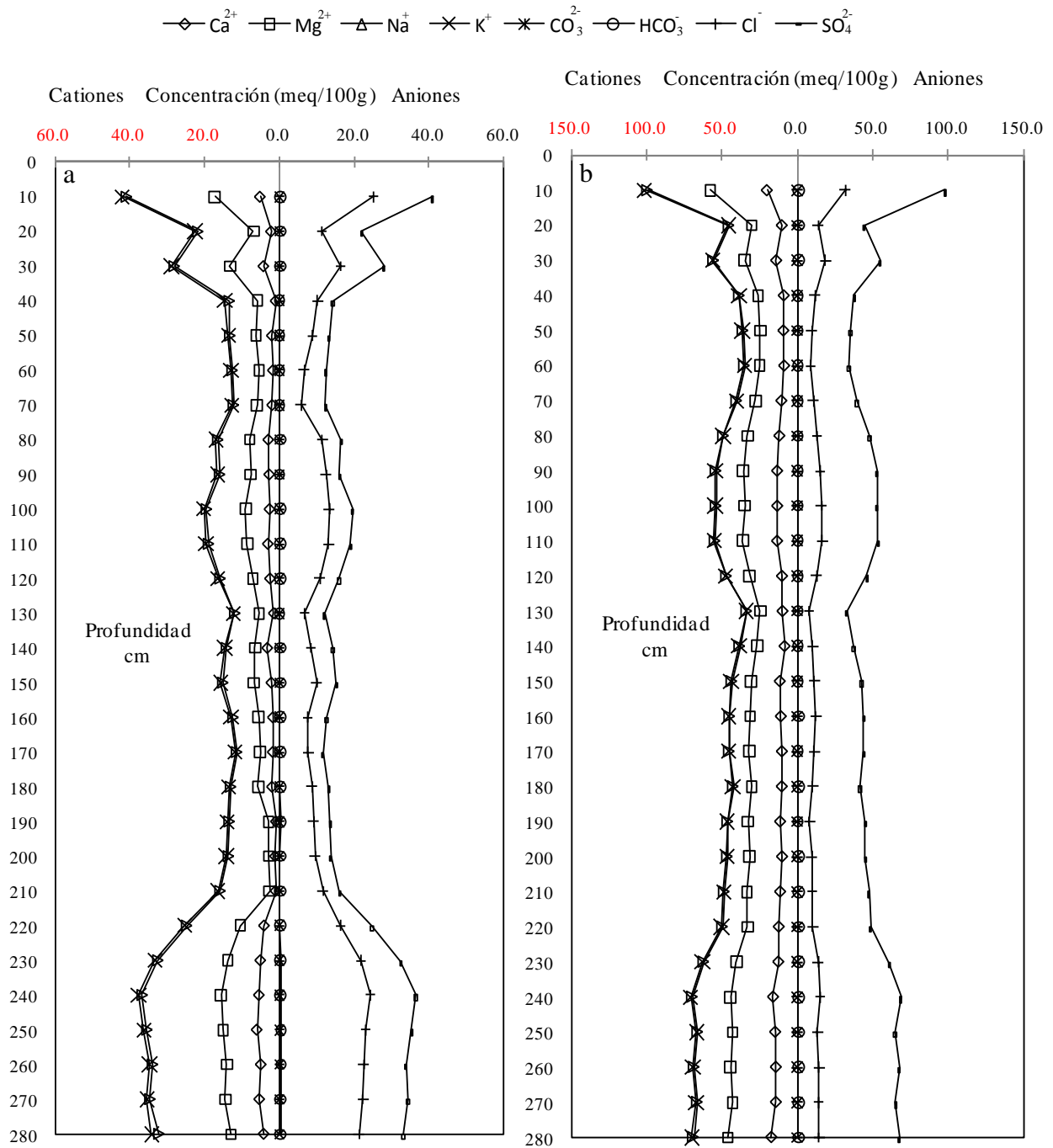


Figura 47. (a) Composición iónica en relación suelo-agua PS y (b) composición iónica en relación suelo-agua 1:5 del perfil 5, en el muestreo de suelos, de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

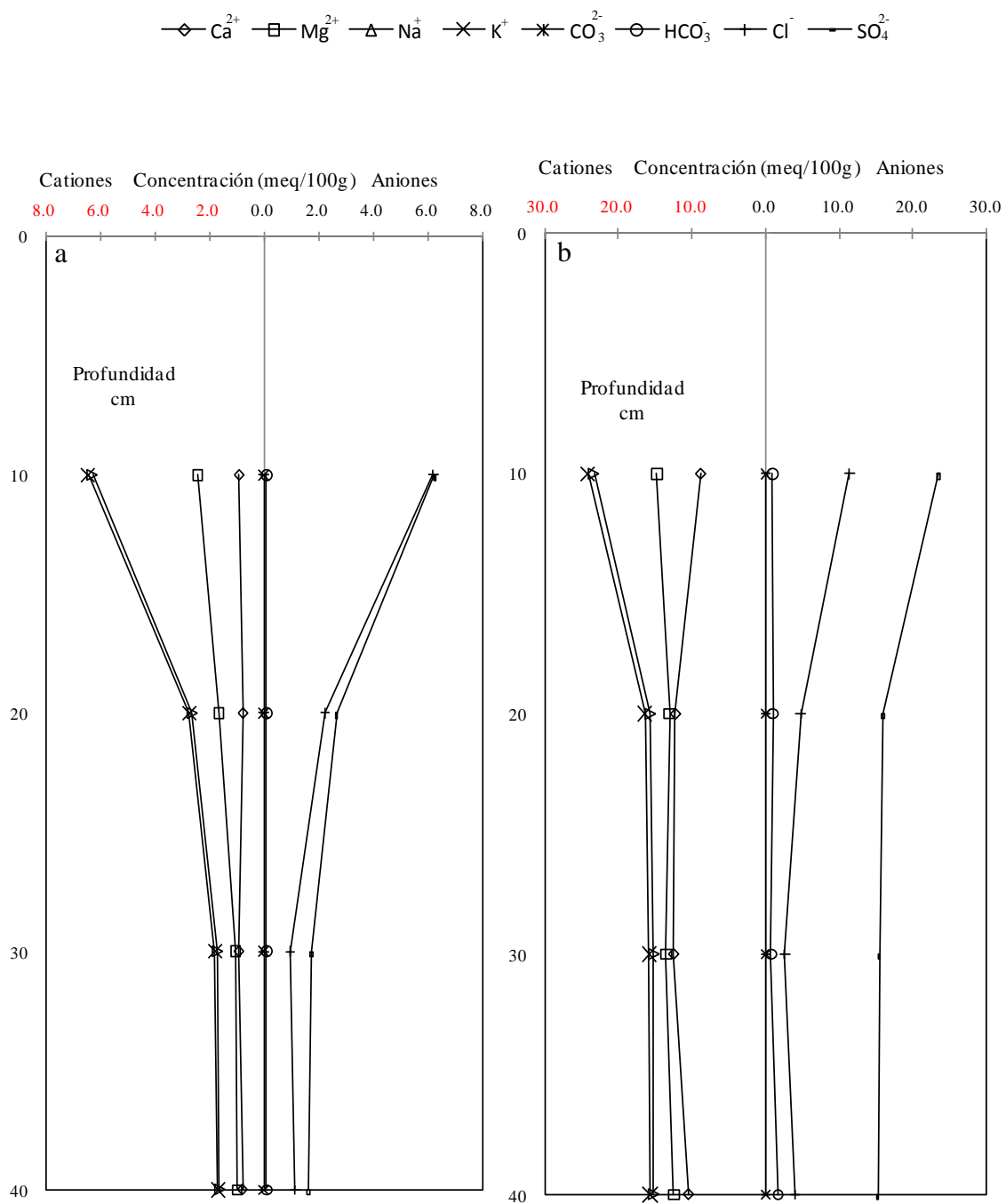


Figura 48. (a) Composición iónica en relación suelo-agua PS y (b) composición iónica en relación suelo-agua 1:5 del perfil 6, en el muestreo de suelos, de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

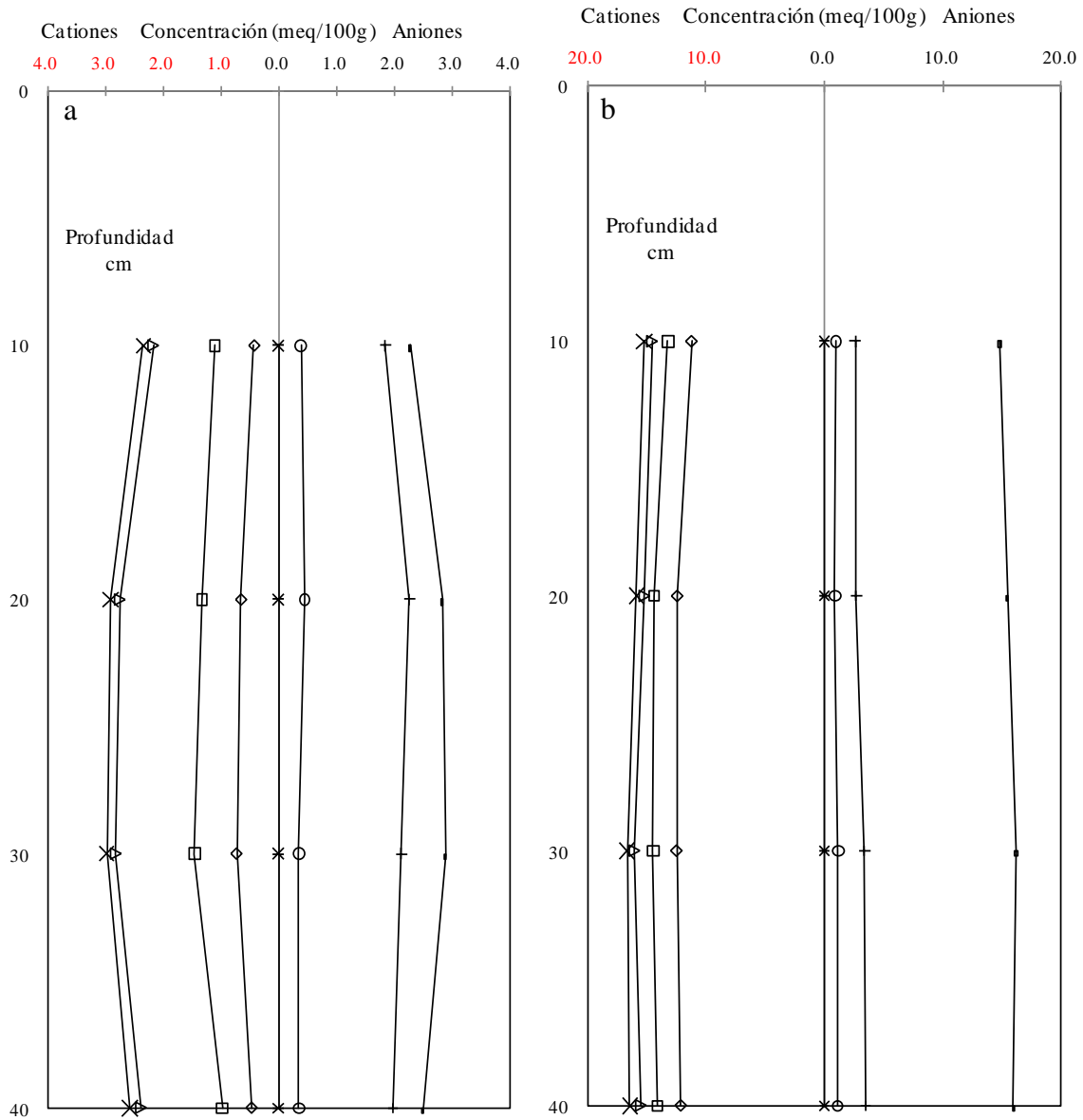
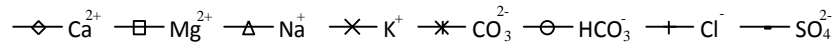


Figura 49. (a) Composición iónica en relación suelo-agua PS y (b) composición iónica en relación suelo-agua 1:5 del perfil 7, en el muestreo de suelos, de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

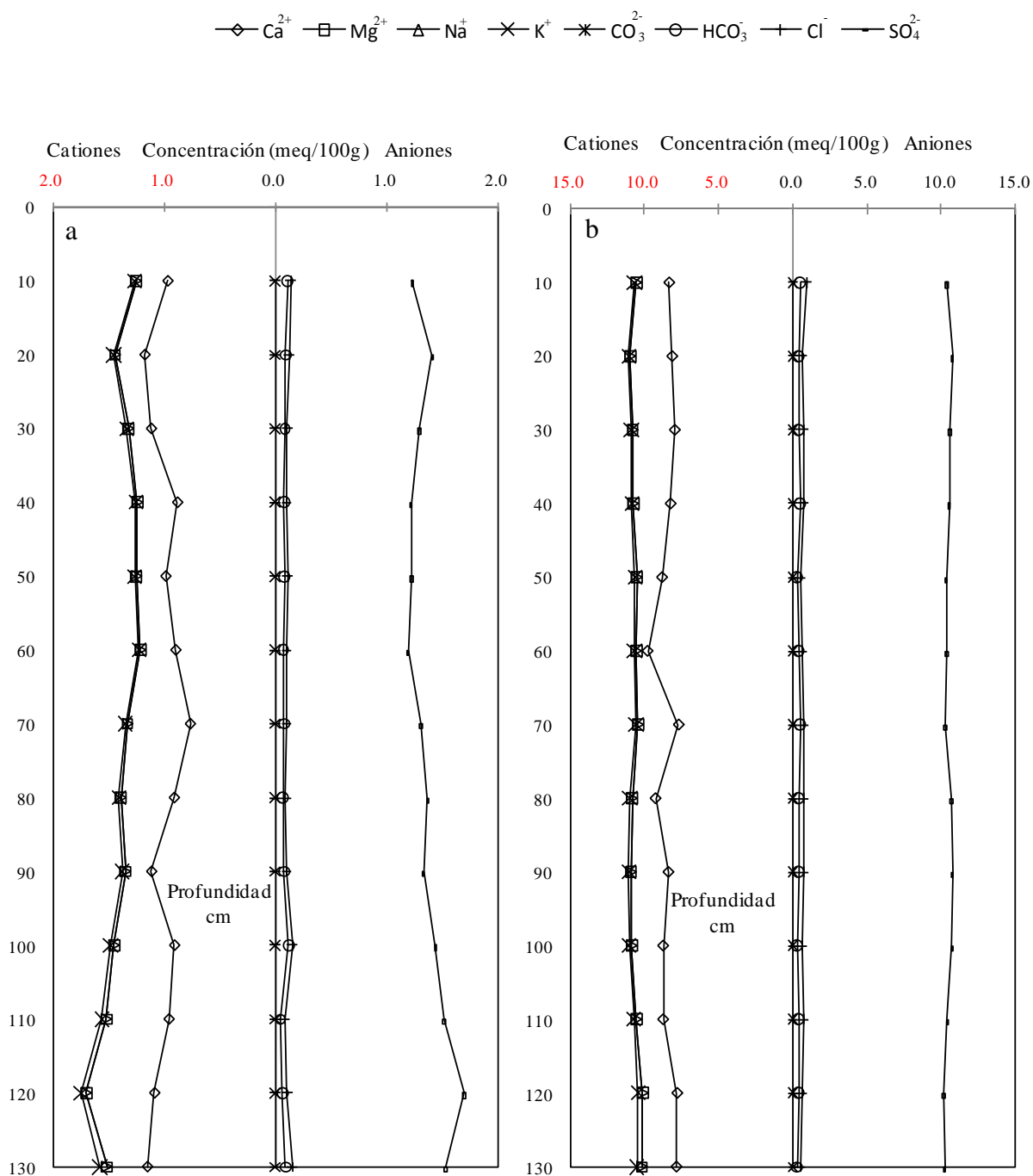


Figura 50. (a) Composición iónica en relación suelo-agua PS y (b) composición iónica en relación suelo-agua 1:5 del perfil 8, en el muestreo de suelos, de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

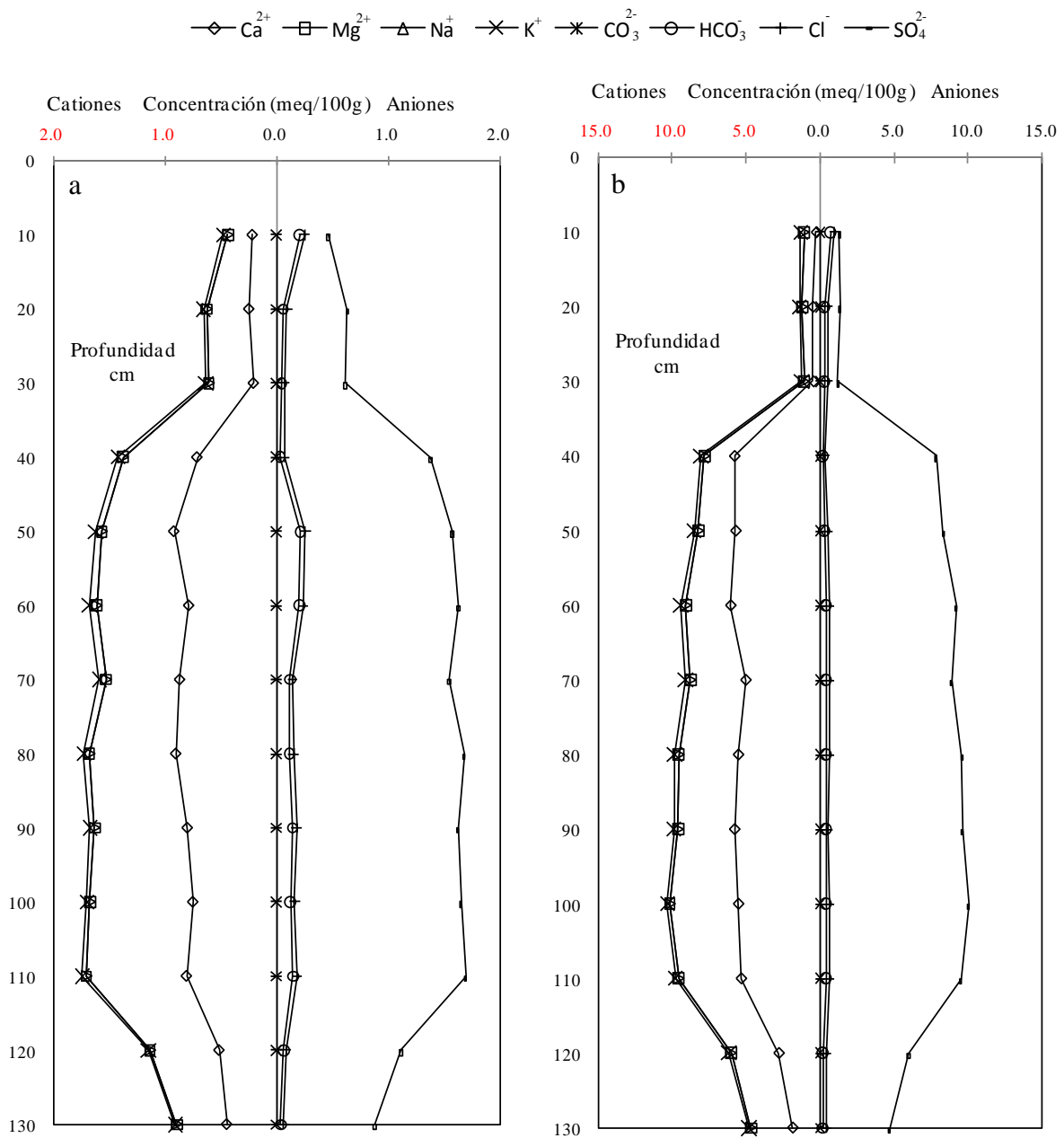


Figura 51. (a) Composición iónica en relación suelo-agua PS y (b) composición iónica en relación suelo-agua 1:5 del perfil 9, en el muestreo de suelos, de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.



La relación suelo-agua 1:5 solubiliza todas las sales solubles, parte de las sales de mediana y difícil solubilidad, además de las sales que se forman como resultado de los procesos de intercambio de los. En una relación suelo-agua como es el PS se determina menores concentraciones de  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{CaCO}_3$  (Vázquez, 1984).

Hogg y Henry (1984) explican de su estudio que las concentraciones de  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{Cl}^-$  en la relación suelo-agua 1:1 y 1:2 están altamente correlacionados con las concentraciones en el extracto de saturación ( $r = 0.93$  a  $0.99$ ). En esta investigación también se relacionarán más adelante los cuatro extractos que se obtuvieron para conocer su relación y como se van extrayendo del suelo por aumento de la humedad.

En síntesis, cuando se utiliza la pasta de saturación PS solamente se evalúan cuantitativamente las sales solubles que son capaces de solubilizarse en la relación suelo-agua  $1 \approx 0.2-0.6$ , sin ofrecer una característica cuantitativa de las reservas de sales que existen en los suelos, y que fácilmente se ponen en movimiento durante los procesos de lixiviación. En otras palabras, el PS evalúa la salinidad en condiciones de saturación, ya que, por otro lado no proporciona información para pronosticar los regímenes salinos durante el riego y el lavado.

A continuación se hace una breve descripción de cada perfil. En el perfil 1, en la relación suelo-agua PS, hasta los 50 cm el catión dominante es el  $\text{Ca}^{2+}$ , desde los 60 hasta los 150 cm cambia a  $\text{Na}^+$ , se observa claramente lo que explica Dregne (1976), las sales sódicas son las primeras en lixiviar, y en lo que respecta a los aniones el  $\text{SO}_4^{2-}$  se localiza en todo el perfil. En el perfil 1, en la relación suelo-agua 1:5, el catión dominante es el  $\text{Ca}^{2+}$ , y a partir de los 100 cm la concentración de  $\text{Mg}^{2+}$  sobrepasa a la del  $\text{Na}^+$ , en los aniones hasta los 90 cm es el  $\text{HCO}_3^-$  y es el importante, y desde los 90 cm hasta los 150 cm es el  $\text{SO}_4^{2-}$  y el ion  $\text{Cl}^-$  se asemeja en lo que se refiere a su distribución al ion  $\text{SO}_4^{2-}$ . El perfil 1 es un claro ejemplo que la salinidad varía de acuerdo a la relación suelo-agua, además, se observa que es un perfil con condiciones relativas buenas para la agricultura, las sales peligrosas se ubican después de los 60 cm.

El perfil 2, en la relación suelo-agua PS, el  $\text{Ca}^{2+}$  es el dominante, sin embargo el  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{Na}^+$  tienen concentraciones próximas a las del  $\text{Ca}^{2+}$ ; el  $\text{SO}_4^{2-}$  es el anión importante. En la relación 1:5 hasta los 30 cm el  $\text{Ca}^{2+}$  domina, de los 40 a 60 cm cambia a  $\text{Mg}^{2+}$  y de 110 a 150 cm a

Na<sup>+</sup>. En lo aniones el SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> domina. El perfil 2 hasta los 30 cm tiene buenas condiciones, no obstante, son importantes las concentraciones de Mg<sup>2+</sup> y Na<sup>+</sup>, es decir, pequeñas variaciones de humedad en los suelos puede alterar las solubilidades de las sales perjudicando a los cultivos.

El perfil 3, en la relación PS, el Ca<sup>2+</sup> es el que domina y el Na<sup>+</sup> y Mg<sup>2+</sup> prácticamente presentan la misma concentración, en los aniones el SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> es el importante. En la relación 1:5 el Ca<sup>2+</sup> y el HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> son los predominantes. La presencia del HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> se tiene que explicar desde el punto de vista de la química del CO<sub>2</sub> proveniente de la atmósfera y los microorganismos.

El perfil 4, en la relación PS, hasta los 70 cm el Ca<sup>2+</sup> prevalece, y luego se cambia a Na<sup>2+</sup> y Mg<sup>2+</sup>. En los aniones hasta los 60 cm el SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> representa y luego se cambia a Cl<sup>-</sup>. En la relación 1:5 el Ca<sup>2+</sup> en los cationes y el HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> en los aniones hasta los 40 cm, y cambia después a Cl<sup>-</sup>.

El perfil 5, en la relación PS, el Na<sup>+</sup> y el Cl<sup>-</sup> es el catión y anion predominante respectivamente. En la relación 1:5 el Mg<sup>2+</sup> y el SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> son los preponderantes. El perfil 5 se encuentra en el centro de la cuenca, de pasado geoquímico lacustre, en donde concurren gracias al gradiente las aguas. En el perfil 5 se observa claramente el cambio de tipo de salinidad por la humedad, es la misma que tomó y se demostró en el capítulo de evolución y meteorización por evaporación de las aguas. En el Cuadro 28 se presentan los datos analíticos del nivel freático del perfil 5, éstos datos fueron analizados con el software Aq-Qa y a continuación se presentan los resultados.

Cuadro 28. Datos analíticos del nivel freático del perfil 5.

No.	pH	CE μS cm <sup>-1</sup>	Ca <sup>2+</sup> meq/L	Mg <sup>2+</sup> meq/L	Na <sup>+</sup> meq/L	K <sup>+</sup> meq/L	Suma cati meq/L	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> meq/L	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> meq/L	Cl <sup>-</sup> meq/L	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> meq/L	Suma anio meq/L	% error	Suma total mg/L	P mg/L	B mg/L	N-NO <sub>3</sub> mg/L
NF	7.50	71150.00	119.28	157.57	406.00	19.80	702.65	0.00	14.00	168.88	501.58	684.46	1.31	45344.93	1.20	3.72	1.12

Tipo de agua: Na<sup>+</sup>-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>

Densidad: 1.032 g/cm<sup>3</sup>

Dureza como CaCO<sub>3</sub>

Total: 13851 mg/kg

Equilibrio del carbonato

CO<sub>3</sub>: 0.08178 mmolal

HCO<sub>3</sub>: 13.92

CO<sub>2</sub>: 0.6565

Calcita: 1.819           Supersaturado  
Aragonita: 1.654       Supersaturado  
Presión parcial de CO<sub>2</sub>: 0.01789 atm  
Peligro de salinidad: Muy alta  
RAS: 35  
PSI: 1.46  
Peligro de Mg<sup>2+</sup>: 56.9

En el nivel freático del perfil 5 el Na<sup>+</sup> es el catión más importante, de acuerdo a Fersman (1973) y Polynov (1973a, b) éste elemento tiene alta movilidad, es decir, indica la última etapa de migración de la sales, puesto que en el camino han quedado precipitado las menos solubles, es interesante notar que la concentración de Mg<sup>2+</sup> sea muy inferior a la del Na<sup>+</sup>, al ser suelos arcillosos el Mg<sup>2+</sup> debe localizarse en el complejo de intercambio, lo anterior se discutirá en bases intercambiables.

El SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y el Na<sup>+</sup> son productos de la lixiviación, tienen alta solubilidad y alta movilidad, altas concentraciones se pueden encontrar en aguas subterráneas, en aguas de lagos salinos, y agua de mar, son compuestos típicos de suelos salinos, de regiones de estepa (Szabolcs, 1989).

Se comprobó la condición de equilibrio que existe entre el agua del nivel freático del perfil 5 y el extracto de saturación a los 2.80 m del mismo perfil, la conductividad eléctrica del nivel freático fue de 71150 μS cm<sup>-1</sup> y la del extracto de saturación fue de 69200 μS cm<sup>-1</sup>, prácticamente fue la misma. Más adelante se utilizará esta condición de equilibrio que existe entre el extracto de saturación y el agua de riego para realizar diversas interpretaciones.

El perfil 6, en la relación PS, el Na<sup>+</sup> es el predominante hasta los 20 cm, después cambia a Ca<sup>2+</sup>, en los aniones domina el Cl<sup>-</sup>. En la relación 1:5 el Ca<sup>2+</sup> y el SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> son los más importantes. En el perfil 6 se nota claramente que son suelos ricos en yeso porque las concentraciones de esta sal aumentan conforme aumenta la relación suelo-agua.

El perfil 7, en la relación PS, es el Na<sup>+</sup> el que tiene mayor concentración, después el Mg<sup>2+</sup>, en los aniones es el Cl<sup>-</sup>. En la relación 1:5 el Ca<sup>2+</sup> y el SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> tienen concentraciones bastante superiores al resto, al igual que el perfil 6 son suelos ricos en yeso.

En el perfil 8 y 9, en las relaciones PS y 1:5, el Ca<sup>2+</sup> y el SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> son los sobresalientes, en estos lugares se nota claramente la influencia de los manantiales Antojitos y de Media Luna cuyas

aguas son ricas en estas sales. La influencia en el riego del manantial de Media Luna se discutió ampliamente en el muestreo de aguas.

En resumen, al estudiar los suelos se tiene toda una diversidad de sales de origen marino, en los perfiles en donde se cultiva a gran escala se observa que tienen un aceptable manejo porque las sales nocivas para los cultivos están en la parte inferior del perfil, sin embargo, sería importante conocer cómo afecta la ascensión capilar de las mismas. Por otra parte, en los perfiles que no tienen asesoría técnica se observa fragilidad desde el punto de vista de la salinidad, ésta cambia con la humedad. Más aún, estos perfiles se ubican en lugares de temperaturas altas en donde las sales nocivas para los cultivos pueden estar solubles. Por ejemplo, en los perfiles 6 y 7 localizados entre los poblados de San Francisco y Palomas con seguridad se tendrá sulfato de sodio. Kovda (1973) explica que el sulfato de sodio es un componente típico de los suelos salinos, de la salinidad en agua subterránea, de lagos y lodos salinos. La toxicidad es dos o tres veces menor que la del sulfato de magnesio. La solubilidad depende de las condiciones de temperatura, y esta incrementa considerablemente cuando la temperatura crece, en vista de esto, el comportamiento del sulfato de sodio en los suelos es extremadamente complejo.

De acuerdo con lo que se ha mencionado es evidente que en condiciones de saturación los contenidos salinos y su composición varían ampliamente, por lo que, cuando se tienen cultivos establecidos es muy importante que se cuente con asesoría profesional para que se pueda manejar la salinidad, en los espesores superiores, con la aplicación de las diferentes láminas de riego.

En épocas calurosas del año, el sulfato de sodio aumenta en las superficies de los suelos al igual que las sales más solubles (sulfato de magnesio, cloruro de magnesio y cloruro de sodio). En las épocas frías, el sulfato de sodio, debido a la baja solubilidad no es lixiviado. Cuando la temperatura aumenta, la mirabilita ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ) fácilmente se deshidrata, convirtiéndose en un polvo blanquecino de tenardita ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ). Cuando la temperatura baja, el sulfato de sodio precipitado forma grandes cristales transparentes de mirabilita. En ocasiones, el sulfato de sodio cristaliza con el sulfato de calcio, formando lo que se llama glauberita ( $\text{CaSO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$ ). Particularmente en desiertos áridos como en Chile, El Sahara, Ust-Urt, el

sulfato de sodio siempre se encuentra en forma de tenardita. Con seguridad sucede lo mismo en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

La Tenardita se acumula en el estrato superior de los suelos solonchaks, participa al igual que el yeso y el sulfato de calcio en la formación del polvo, "mullido", el horizonte contiene hasta un 30% de sulfato de sodio. La recuperación de suelos con sulfato de sodio requiere de la lixiviación con grandes cantidades de agua, siempre que sea posible, esta operación debe llevarse a cabo durante las épocas calurosas del año (combinado con el riego de arroz).

No se puede confiar en realizar una sola evaluación de sales, por ejemplo en relación 1:5, se demostró en esta investigación que la salinidad cambia conforme cambia la relación suelo-agua, es necesario por lo menos hacer dos relaciones para poder interpretar de una manera más acertada la salinidad y su efecto sobre los cultivos. A pesar que es más trabajo siempre se tiene que realizar el extracto de saturación y compararlo con otro, así se conocerá con exactitud los procesos de lixiviación de sales. Además, las condiciones en todos los perfiles son críticas, al cambiar la humedad en los suelos cambia completamente su tipo de salinidad. Adicionalmente se debe mencionar que se presentan todas las condiciones para que se forme caliche, lo cual no ayuda en la lixiviación de sales, éste es el cementante natural, entonces las prácticas agrícolas deben considerarlo.

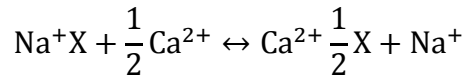
#### **5.11.6 Bases intercambiables en los perfiles del muestreo de suelos**

Las bases intercambiables influyen notablemente en las propiedades del suelo y tienen influencia sobre una gran cantidad de sus características. Los cationes cambiabiles influyen en la estructura, la actividad biológica, el régimen hídrico y gaseoso, la reacción, los procesos genéticos del suelo y en su formación. Los cationes aplicados en forma de fertilizantes presentan interacciones con los cationes cambiabiles del suelo, generalmente son adsorbidos, quedando protegidos del lavado pero aún disponibles para la planta (Fassbender, 1975).

Se entiende por intercambio catiónico los procesos reversibles por los cuales las partículas sólidas del suelo adsorben iones de la fase acuosa, desadsorben al mismo tiempo cantidades equivalentes de otros cationes y establecen un equilibrio entre ambas fases. Es así que en el muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala se estimó el porcentaje de

sodio intercambiable (PSI) en función de la relación de adsorción de sodio (RAS) y los coeficientes de selectividad iónica de Gapon para arcillas.

La ecuación de Gapon ha sido utilizada ampliamente por los científicos del suelo para predecir el PSI como función de los iones en solución, tales como el  $\text{Na}^+$  y  $\text{Ca}^{2+}$  que se encuentran en equilibrio con la solución y el suelo (Velázquez, 2001 y Velázquez *et al.*, 2002). Esta ecuación se deriva de la siguiente reacción:



Donde X representa el complejo de intercambio catiónico, y la concentración de la solución del suelo está expresada en  $\text{mmoles L}^{-1}$ . Esta ecuación se puede representar de la siguiente manera:

$$\frac{\overline{\text{Na}}\text{X}}{\overline{\text{Ca}}\text{X}} = \text{Kg} \frac{\text{Na}^+}{\sqrt{\text{Ca}^{2+}}}$$

Donde Kg se conoce como coeficiente de selectividad de Gapon y es una constante de intercambio que debe ser determinada empíricamente.  $\overline{\text{Na}}$ ,  $\overline{\text{Ca}}$ , Expresan las fracciones adsorbidas. Agregando  $\text{Mg}^{2+}$  y expresando la concentración en meq se obtiene la siguiente expresión:

$$\frac{\overline{\text{Na}}}{\overline{\text{Ca}} + \overline{\text{Mg}}} = \text{Kg} \frac{\text{Na}^+}{\sqrt{\frac{\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}}{2}}}$$

La parte izquierda de la ecuación anterior se le conoce como la Relación de Sodio Intercambiable (RSI). La parte derecha se le conoce como Relación de Adsorción de Sodio (RAS). Conociendo el RAS y el Kg para la solución del suelo, se puede calcular el valor de PSI de la siguiente manera:

Partiendo de las definiciones:

$$\text{RSI} = \frac{\text{SI}}{\text{CIC} - \text{SI}} \quad \text{y}$$

$$\text{PSI} = \frac{\text{SI}}{\text{CIC}} 100$$

Donde: SI es el sodio intercambiable y CIC es la capacidad de intercambio catiónico, se obtiene:

$$\text{PSI} = \frac{\text{RSI}}{1 + \text{RSI}} 100$$

$$\text{PSI} = \frac{\text{Kg RAS}}{1 + \text{Kg RAS}} \text{ o } \text{PSI} = \frac{\text{Kg RAS}}{1 + \text{Kg RAS}} 100$$

La constante de Gapon Kg depende principalmente de la densidad de la carga de las superficies del suelo y puede variar considerablemente de suelo a suelo (Ortega, 1976).

En el muestreo de suelos se determinaron las bases intercambiables siguiendo la metodología de Pfeffer y Kozhernikov (1967), también se estimó el PSI a partir del RAS del extracto de saturación y los coeficientes de selectividad, es decir, en condiciones de equilibrio entre las aguas de riego y la solución del suelo. Por consiguiente, en esta investigación se conoció cual de todas la metodologías para conocer el PSI es la que más se ajusta a las condiciones específicas de la zona de estudio. En la Figura 52a, Figura 52b, Figura 53a, Figura 53b, Figura 54a y Figura 54b se presenta la distribución de las bases intercambiables, obtenidos con el método de Pfeffer, del perfil 1, perfil 2, perfil 3, perfil 4, perfil 6 y perfil 9 respectivamente. No se indican las gráficas de los perfiles 5, 7 y 8 porque el reactivo de Pfeffer extrajo menos sales que en la relación suelo-agua 1:5.

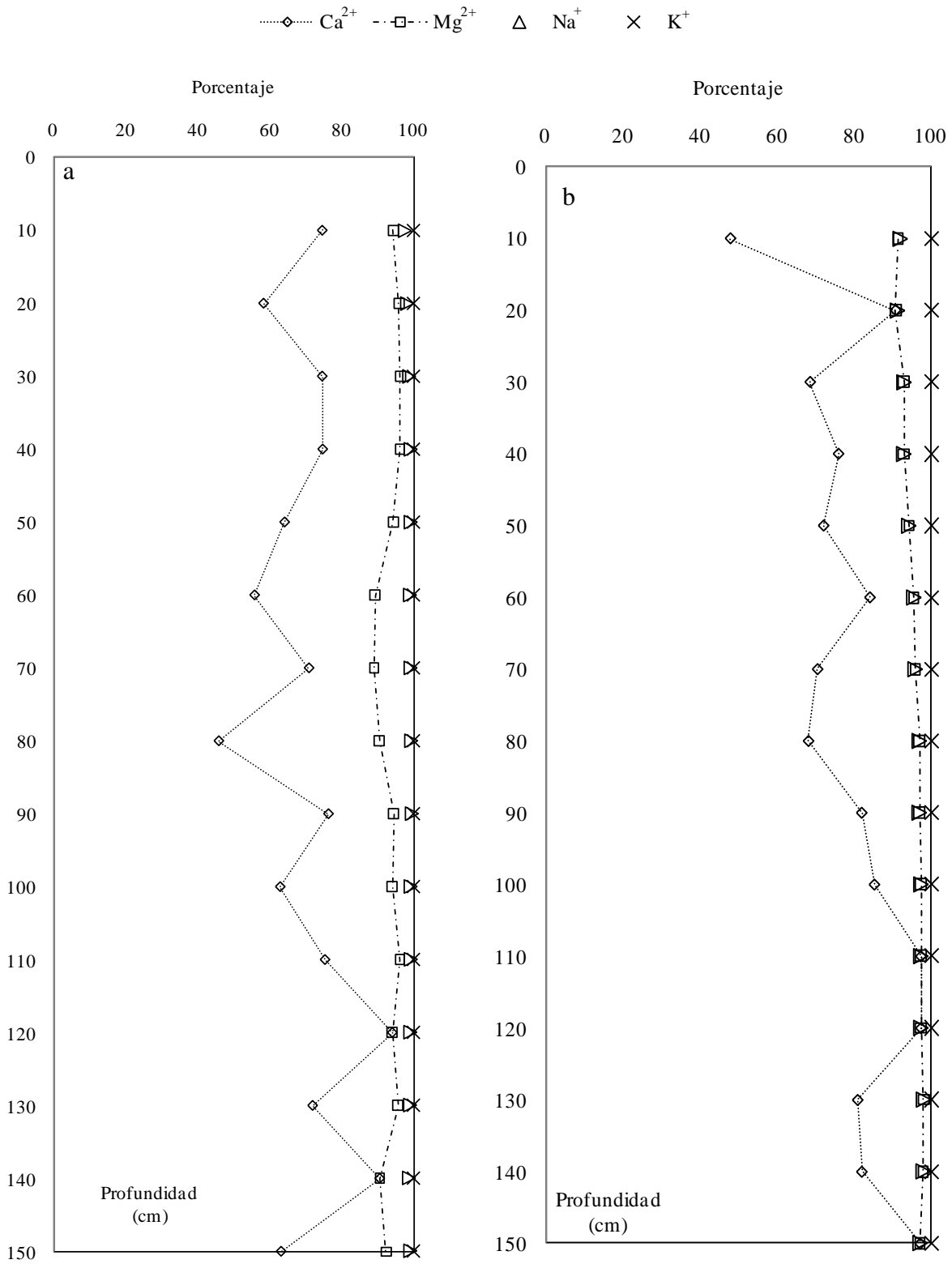


Figura 52. Distribución de las bases intercambiables en el perfil 1 (a) y en el perfil 2 (b) del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.



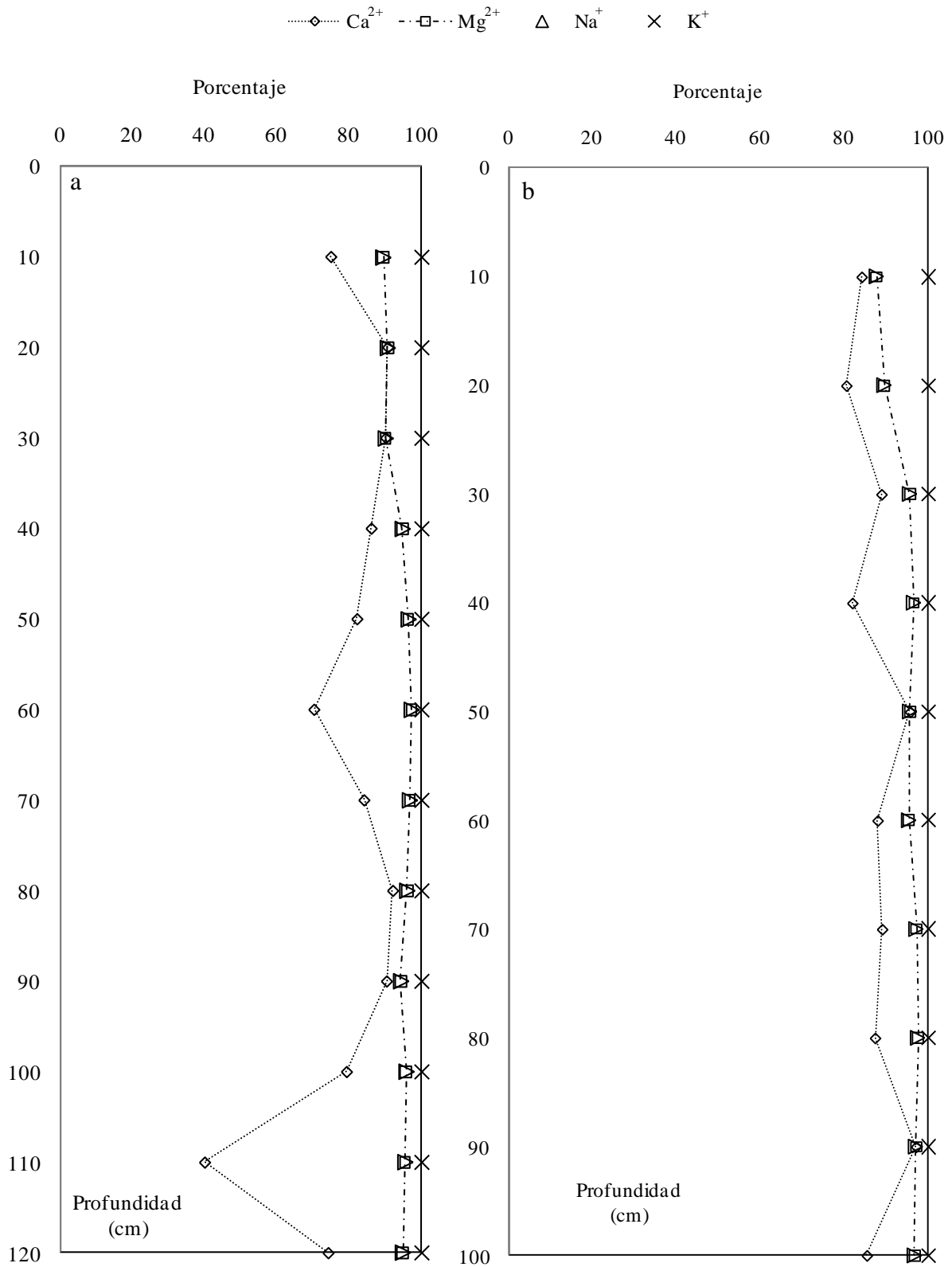


Figura 53. Distribución de las bases intercambiables en el perfil 3 (a) y en el perfil 4 (b) del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

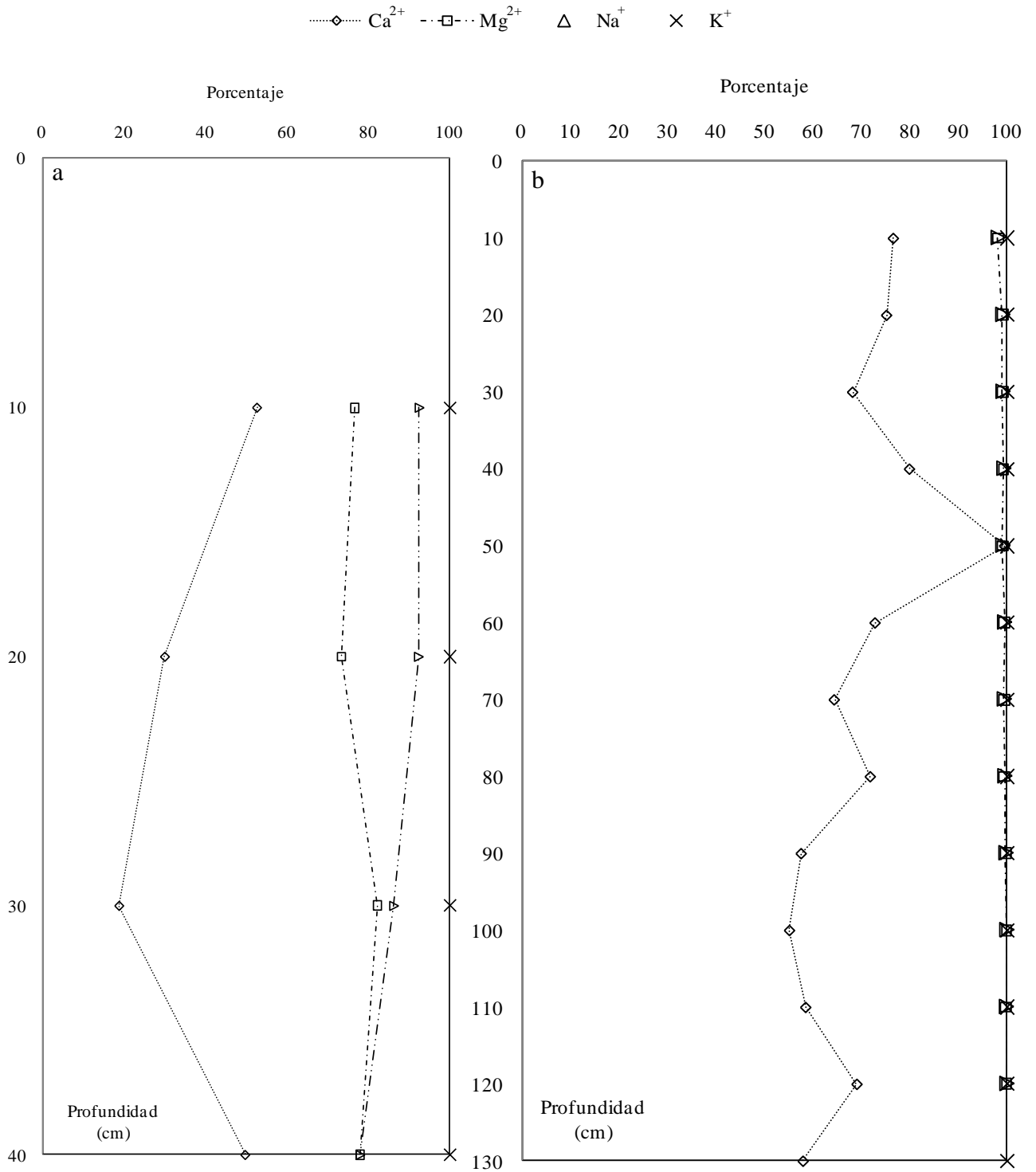


Figura 54. Distribución de las bases intercambiables en el perfil 6 (a) y en el perfil 9 (b) del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

En este trabajo se demostró con el muestreo de aguas y suelos que el catión  $\text{Ca}^{2+}$  es el dominante, lo mismo sucedió con las bases intercambiables de los perfiles de suelos, el  $\text{Ca}^{2+}$  intercambiable es el relevante. Por otro lado, se observó que el método de Pfeffer en estas condiciones no es siempre un buen estimador de las bases intercambiables.

En la relación PS se calculó el PSI a partir de la ecuación de Gapon, al compararlo con el método de Pfeffer se evidenció que en el perfil 1, perfil 6 y perfil 7 ambas metodologías se relacionan, por lo contrario, el perfil 2, perfil 3, perfil 4 y perfil 5 la solución de Pfeffer no extrajo más cationes que la relación 1:5 (Cuadro 29).

No se comparó el perfil 8 y 9 porque no se detectó el  $\text{Na}^+$  en ninguno de los métodos. El cálculo del PSI a partir de la ecuación de Gapon se explicó en el muestreo de aguas y se lo realizó a partir del  $\text{RAS}_{\text{orig}}$ , los valores de coeficiente de selectividad iónica fueron para un suelo areno-arcilloso-limoso:  $K_1 = 0.0072444$ ,  $K_2 = 0.011861$  y  $K_3 = 0.0168999 \text{ (mmol L}^{-1}\text{)}^{-1/2}$ .

Del Cuadro 29 se puede concluir que el método de Pfeffer es útil para un rango muy corto de concentraciones, por ejemplo, el perfil 1 presenta valores de PSI mayores al 2.5%, a partir de Gapon, en éste caso el reactivo de Pfeffer exhibe valores parecidos. No obstante, en los perfiles 2, 3 y 4 el PSI a partir de Gapon no sobrepasa el 2%, así se obtienen valores negativos con el reactivo de Pfeffer. El perfil 5 como se explicó anteriormente se localiza en una zona favorable para la reconcentración de sales, éste perfil presenta valores de PSI a partir de Gapon mayores al 25%, en este caso también tiene problema el reactivo de Pfeffer.

En resumen, para las condiciones de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala el método de Pfeffer es confiable en un rango de 2.5 a 25% del PSI, es decir, no es confiable para soluciones poco o excesivamente concentradas. Además, es recomendable utilizar varias metodologías para determinar el PSI de los suelos, de esta manera se interpretará adecuadamente los datos. En el perfil 8 y 9 no fue posible determinar el  $\text{Na}^+$ , sin embargo, en los perfiles de los campos agrícolas que más PSI presentaron fueron los perfiles 6 y 7. El perfil 6 fue el único del muestreo de suelos que superó el 15% del PSI, ocurrió de 0-10 cm y se debe a los procesos de evapotranspiración, en las siguientes profundidades el PSI disminuyó hasta el 5%.





Los resultados de las bases intercambiables del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala concuerdan con el estudio de Bernardi y Tabilo (1975), éstos autores afirman que en los suelos normales y carentes de material amorfo el método de Pfeffer no presenta ningún problema, pero en suelos salinos presenta muchos inconvenientes debido a la gran concentración de sales solubles y/o carbonatos alcalinos. Más aún, Bernardi y Tabilo (1975) concluyen que el reactivo de Pfeffer no da valores satisfactorios en los suelos de su estudio en donde la conductividad eléctrica es alta, parte de las sales solubles pasan a la solución saturante del cloruro de amonio. Lo anterior sucedió en el muestreo de suelos, y existen perfiles en donde se extrajo mas sales en la relación 1:5 que con el reactivo Pfeffer, por lo tanto algunas bases intercambiables dieron valores negativos.

El nivel freático del perfil 5 como se explicó anteriormente es del tipo  $\text{Na}^+\text{-SO}_4^{2-}$  en donde la concentración de  $\text{Mg}^{2+}$  es muy inferior a la del  $\text{Na}^+$ , se planteó la hipótesis de que el  $\text{Mg}^{2+}$  debe estar en el complejo de intercambio, en efecto, en el perfil 5 el  $\text{Mg}^{2+}$  intercambiable es el más importante del complejo de intercambio catiónico.

Velázquez (2001) y Sánchez (2003) citan que la hidrólisis de los sistemas coloidales, la dispersión de las partículas arcillosas y la acumulación de soda inician con 1% del PSI, en otras palabras, todos los perfiles excepto el 8 y 9 de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala presentan las condiciones para que se inicien los procesos anteriormente mencionados.

Con este trabajo se demostró que las aguas y los suelos mantienen un pH neutro, Gupta *et al.* (1984) escribe que el aumento del pH del suelo influye en una amplia gama de propiedades físicas y químicas del suelo, incluidas las características de carga de los suelos. La proporción de hidróxidos de  $\text{Mg}^+$  octaédricos y el  $\text{Mg}^{2+}$  intercambiable están en función del pH, reacciones alcalinas y altas concentraciones de  $\text{Mg}^{2+}$  favorece a la formación de clorita, mientras que una disminución del pH y la concentración de  $\text{Mg}^{2+}$  promueve la destrucción de la capa de la brucita y la desorción del  $\text{Mg}^{2+}$  (Szabolcs, 1989).

En el muestreo de suelos el  $\text{Mg}^{2+}$  intercambiable tiene valores altos, lo cual es peligroso para los suelos y cultivos. Mehta *et al.* (1983) concluyen de su trabajo que las preferencia del  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  sobre el  $\text{Na}^+$  por el complejo de intercambio es independiente del tipo de especies

anionicas, es decir, en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala se tiene suelos en donde predominan las sales sulfáticas y clorhídricas, éstos suelos serán afectadas por igual a causa del  $Mg^{2+}$  intercambiable.

Como se explicó los suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala tienen como mineral arcilloso predominante a la montmorillonita. Un típico ejemplo de suelos ricos en  $Mg^{2+}$  es la montmorillonita, la concentración de  $Mg^{2+}$  va de 5 a 32%, la abundancia de  $Ca^{2+}$  y  $Mg^{2+}$  intercambiable promueve la forma expansiva de la montmorillonita. La movilidad de la sales de  $Mg^{2+}$  depende de la clase del anion que lo acompaña, el  $MgCO_3$  se hidroliza en el agua y se obtiene una reacción alcalina, mientras que el  $MgSO_4$  y  $MgCl_2$  tienen una reacción neutra o ligeramente ácida. El  $MgSO_4$  y el  $MgCl_2$  son sales típicas de la zona de estudio, son sales muy tóxicas para las plantas, y la toxicidad se debe en parte a su alta solubilidad y en parte a los cambios en la absorción de iones de la planta bajo condiciones salinas (Szabolcs, 1989).

#### **5.11.7 Clasificación del muestreo de suelos en base a la sodicidad**

El suelo en condiciones de saturación está en equilibrio con el agua de riego, entonces el cálculo del RAS de los suelos en estas condiciones ofrece un diagnóstico real de lo que sucede en los campos agrícolas, en el muestreo de aguas se calculó el RAS, ahora también se calculó el RAS de los extractos de saturación de los suelos y se graficó en el diagrama que cita Richards *et al.* (1959) (Figuras 55, 56 y 57). No se graficó el perfil 5 porque es un suelo con altas concentraciones y se sale de la escala, tampoco se graficó el perfil 8 y 9 porque no se detectó concentraciones de  $Na^+$ .

En el muestreo de aguas se explicó a detalle las diferentes conceptualizaciones del RAS, en el muestreo de suelos el  $RAS_{aj}$  presentó los valores más críticos. El Índice de Saturación de Langelier proporcionó en todos los perfiles valores positivos, es decir, el  $CaCO_3$  precipitará en todos los suelos, se confirma lo que se concluyó en el muestreo de aguas y en la meteorización por evaporación de las mismas, las concentraciones de  $Ca^{2+}$  disminuirán mientras tanto las concentraciones de  $Na^+$  y  $Mg^{2+}$  aumentarán perjudicando así los suelos y cultivos.

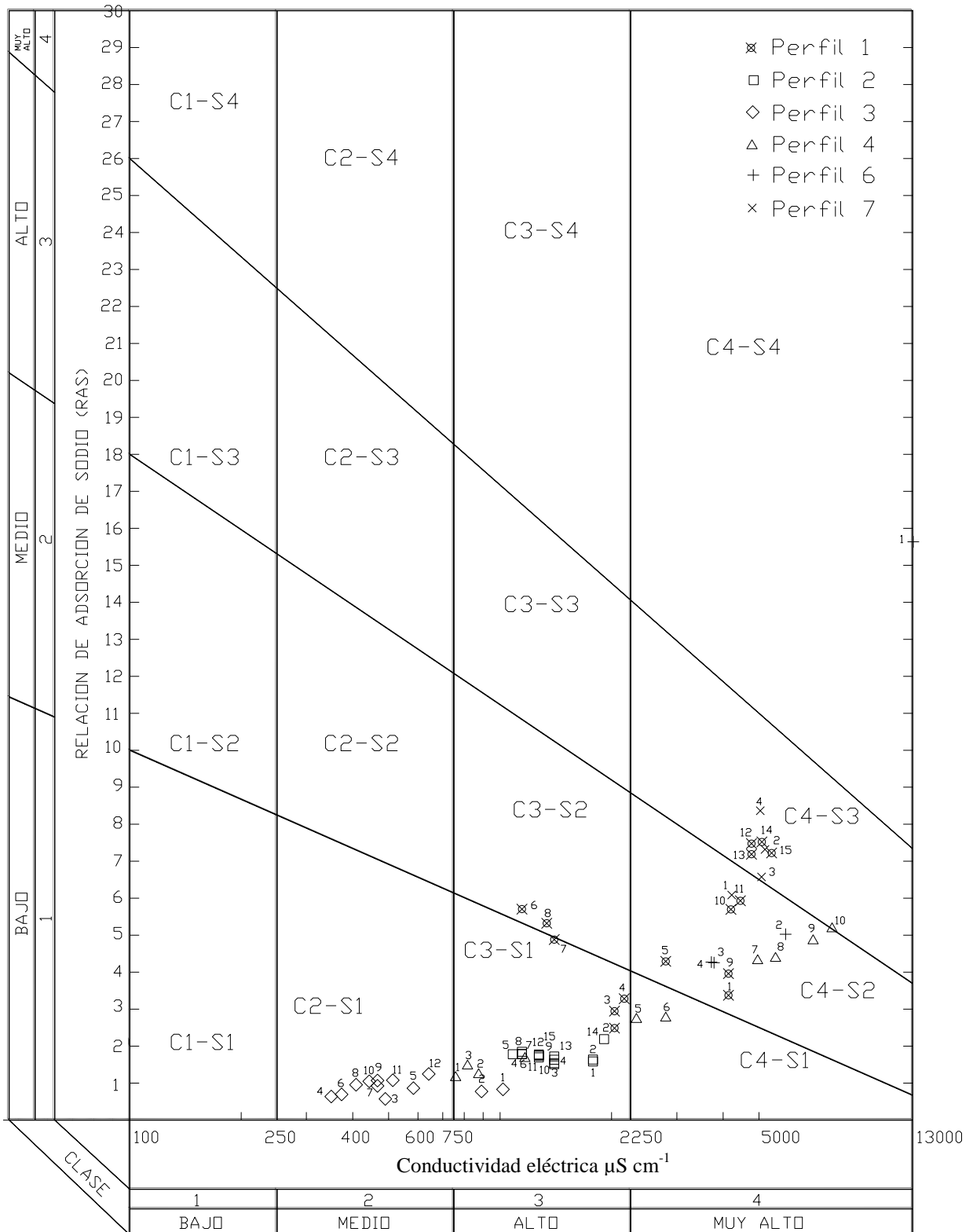


Figura 55. Diagrama de clasificación citado por Richards *et al.* (1959), de los perfiles del muestreo de suelos (PS) de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala (RAS<sub>orig</sub>).



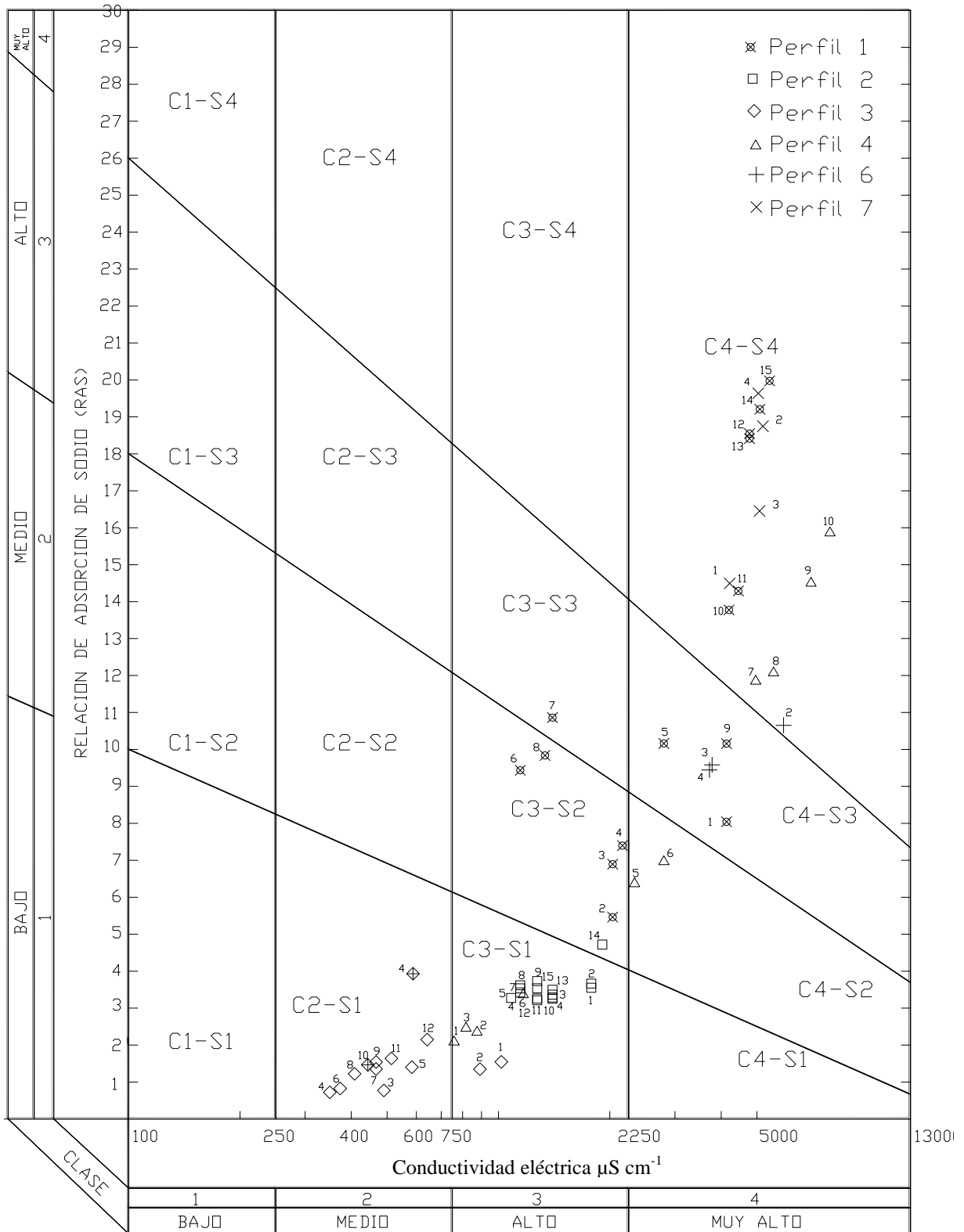


Figura 56. Diagrama de clasificación citado por Richards *et al.* (1959), de los perfiles del muestreo de suelos (PS) de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala (RAS<sub>aj</sub>).

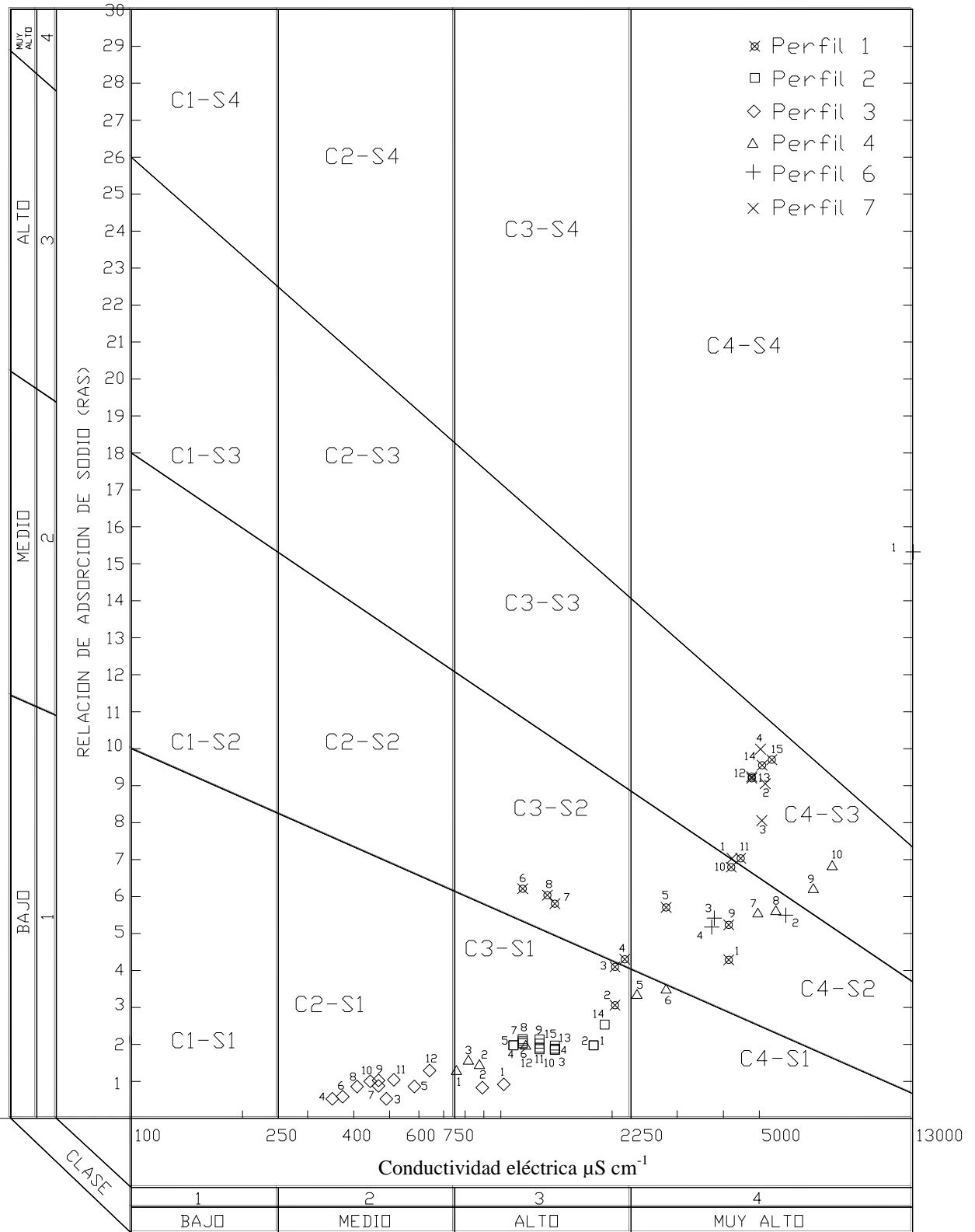


Figura 57. Diagrama de clasificación citado por Richards *et al.* (1959), de los perfiles del muestreo de suelos (PS) de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala (RAS<sup>o</sup>).

De los diagramas anteriores se resume que utilizando el  $RAS_{orig}$ , el 55% de las muestras de suelo tienen una clasificación S1, son soluciones acuosas de los extractos de saturación bajas en sodio con poca probabilidad de alcanzar niveles peligrosos de sodio intercambiable, así se clasifican los perfiles 2, 3, 8 y 9. El 12% de las muestras de suelo se clasifican como S2, son soluciones acuosas de los extractos de saturación medias en sodio y presentarán problemas si no hay un adecuado drenaje, existen muestras con clasificación S2 en los perfiles 1, 4, 6 y 7. El 7% de las muestras de suelo tienen una clasificación S3, son soluciones acuosas de los extractos de saturación peligrosas por el sodio intercambiable, se tienen muestras de suelo con clasificación S3 en los perfiles 1, 4 y 7. El 25% de las muestras de suelo son S4, son suelos inadecuados para la agricultura, se clasifican así en todo el perfil 5 y de 0-10 cm del perfil 6.

Tomando en cuenta la precipitación del  $CaCO_3$ , es decir el  $RAS_{aj}$ , el 49% son S1, son los perfiles 2, 3, 4, 8 y 9. El 7% son S2, se tiene muestras en los perfiles 1, 2 y 4. El 5% son S3, éste tipo se encuentra en los perfiles 1 y 6. El 39% son S4, se encuentra en algunas profundidades del perfil 1, perfil 4, perfil 6, perfil 7 y todo el perfil 5.

Considerando el ajuste de la concentración de  $Ca^{2+}$  en la solución del suelo al valor de equilibrio esperado después del riego, incluyendo además los efectos del  $CO_2$  del  $HCO_3^-$  y de la salinidad sobre el  $Ca^{2+}$ , originalmente contenido en el agua de riego y que no forma parte de la solución del suelo, es decir el  $RAS^o$ , el 54% se clasifican como S1, se tiene muestras de suelos con esta clasificación en los perfiles 1, 2, 3, 4, 8 y 9. El 11% son S2, se tiene en el perfil 1, 4 y 6. El 10% son S3, hay muestras en los perfiles 1, 4 y 7. El 25% son S4, son todo el perfil 5 y de 0-10 cm del perfil 6.

En síntesis, el 50% de las muestras de suelo considerando cualquier tipo de RAS tienen una clasificación S1, quiere decir que la otra mitad tendrá problemas de sodicidad si no hay un adecuado manejo. En los perfiles 1, 4, 5, 6 y 7 conforme se profundizan van aumentando la sodicidad, es coherente con lo que explica Dregne (1976), sin embargo existe la probabilidad de que no se lixivien por completo las sales del suelo, en la zona de estudio se encuentran las condiciones para que se forme caliche, entonces éstas sales puede subir por capilaridad y afectar a los cultivos, las prácticas agrícolas tienen que evitar la formación de éste cementante.

### 5.11.8 Carbonatos de calcio equivalentes en los perfiles del muestreo de suelos

Los carbonatos de los metales alcalino-térreos que se encuentran en cantidades notables en el suelo, provienen del  $\text{CaCO}_3$  y del  $\text{CaCO}_3\cdot\text{MgCO}_3$  principalmente. Debido a la baja precipitación pluvial en regiones áridas y semiáridas casi siempre se encuentran formando parte de la fase sólida del suelo. Considerando la fertilidad del suelo, es conveniente conocer el contenido de carbonatos, ya que altos contenidos de los mismos pueden inducir deficiencias de P, Zn, Fe y/o Mn en los cultivos. Las Normas Oficiales Mexicanas (NOM-021-RECNAT-2000) establecen límites para interpretar los resultados del carbonato de calcio equivalente (Cuadro 30).

Cuadro 30. Interpretación de resultados para carbonatos de calcio equivalentes (NOM-021-RECNAT-2000)

Clase	% $\text{CaCO}_3$ equivalente
Muy bajo	<0.5
Bajo	0.5 a 2.0
Mediano	2 a 15
Alto	15 a 40
Muy alto	>40

Szabolcs (1989) explica que el carbonato de calcio es una de las sales más comunes de los minerales inorgánicos encontrados en los suelos, tiene una baja solubilidad en el agua, 9.8 ppm en el caso de la calcita y aún mas bajo para la dolomita. La sal se forma como consecuencia de la interacción de un ácido débil y una base fuerte, la hidrólisis alcalina tiene lugar en un medio acuoso lo que lleva a la formación de  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  y  $\text{Ca}(\text{HCO}_2)_2$ . Una solución acuosa saturada de carbonato de calcio tiene un pH de 8.3 a 8.4. La solubilidad depende de las concentraciones del dióxido de carbono y del pH de la solución. La interacción entre los tres factores, concentraciones de  $\text{CO}_2$ , del ion hidrógeno y del catión calcio puede ser expresada por la siguiente relación:

$$[\text{Ca}^{2+}] = \frac{K_{\text{sp}} [\text{H}^+]^2}{K_1 K_2 [\text{H}_2\text{CO}_3]}$$

Donde:

$K_{\text{sp}}$ = solubilidad del producto del  $\text{CaCO}_3$

$K_1, K_2$ = primera y segunda constante de disociación de ácido carbónico

[ ]= actividad en mol/L.

Substituyendo los valores numéricos del producto de la solubilidad del  $\text{CaCO}_3$ , y la primera y segunda constante de disociación del ácido carbónico la relación se obtiene:

$$\log \text{Ca}^{2+} = 8.63 - 2\text{pH} - \log (\text{CO}_2)$$

Es importante explicar que las relaciones anteriores son solo aproximaciones, los valores de la primera y segunda constante de disociación del ácido carbónico no son constantes, éstas dependen de las fuerzas iónicas de las soluciones. El pH y la concentración del  $\text{CO}_2$  influyen a la solubilidad del  $\text{CaCO}_3$ , también tienen un efecto mutuo entre ellos, un incremento en el  $\text{CO}_2$  de la solución se obtiene un decrecimiento en el pH del suelo, así incrementa la solubilidad del  $\text{CaCO}_3$ .

La disolución también es influenciada por el hecho de que el  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  y  $\text{OH}^-$  forman durante la disolución el ion par, lo que significa que los iones  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)^+$  y  $\text{Ca}(\text{OH}_2)^+$  están también presentes en la solución. La probabilidad de la formación del ion par puede ser expresada en términos del logaritmo negativo de la constante de asociación.

En el muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala ningún suelo es de clase Muy bajo. El 9% son de clase Bajo, se tiene en el perfil 1 y el perfil 9. El 41% son de clase Mediano, se tienen muestra con esta clasificación en los perfiles 2, 3, 5, 7, 8 y 9. El 46% son de clase Alto, se tiene en el perfil 1, 2, 3, 4, 5, 6 y 8. El 4% es de clase Muy alto, es el perfil 5 desde los 2.5 m hasta los 2.8 m (Cuadro 31 y Figura 58).

Las cantidades de  $\text{CaCO}_3$  que pueden encontrarse varían desde traza hasta más del 50% de la masa del suelo, estos carbonatos tienen influencia en la textura del suelo cuando están presentes en cantidades considerables, ya que sus partículas tienen tamaños semejantes a los del limo. Se ha llegado a pensar que la presencia de partículas muy finas de los carbonatos de metales alcalino-térreos, mejora la condición física de los suelos pero que también cuando estos carbonatos se presentan en forma de caliche o como agentes cementantes en capas endurecidas, pueden impedir el movimiento del agua y el desarrollo de los sistemas radiculares (Richards *et al.*, 1959). El  $\text{CaCO}_3$  por sí mismo no es tóxico para las plantas, sin embargo si existe una acumulación intensiva una capa densa se forma en el suelo, entonces la movilidad de la humedad del suelo se obstaculiza causando un deterioro en las propiedades del

suelo. Si la acumulación del caliche es cerca de la superficie, inhibe el crecimiento de las raíces y la dinámica de los nutrientes (Szabolcs, 1989).

Los carbonatos de metales alcalino-térreos son constituyentes importantes de los suelo sódicos porque representan una fuente potencial de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  solubles que reemplazan el  $\text{Na}^+$  intercambiable. La elección de los mejoradores químicos para la sustitución del  $\text{Na}^+$  intercambiable, está directamente relacionada con la presencia o ausencia de los carbonatos de metales alcalino-térreos.

En resumen, más de la mitad de las muestras de suelos se clasifican de acuerdo al  $\% \text{CaCO}_3$  equivalente como Alto o Muy alto, es decir, existen problemas en los suelos y cultivos por la presencia del  $\text{CaCO}_3$ . Si a lo anterior se añade lo que se demostró con el muestreo de aguas y suelos que el  $\text{CaCO}_3$  se precipitará, por consiguiente, la formación de caliche será inevitable en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala, por esta razón, las prácticas agrícolas como los mejoradores químicos y orgánicos para los suelos tienen que considerarlo. Más aún, juntos a los carbonatos pueden coprecipitar otros minerales adsorbidos en la calcita a base de P, V, Mn, Fe, Co y Cd o como inclusiones, es el caso de los minerales de Zn y Cu (Porta *et al.*, 2003).

La presencia de carbonatos de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  tiene implicaciones agronómicas al aumentar la concentración del anión  $\text{HCO}_3^-$  en la solución del suelo que bloquea la absorción de Fe por las plantas, provocando problemas de clorosis férrica. La unión de  $\text{Ca}^{2+}$  con los fosfatos puede ser el origen de retrogradaciones apatíticas al incorporar abonos fosfatados. Las calcitas secundarias suelen ser magnésicas que eleva considerablemente el pH del suelo, lo que puede explicar que suelos con acumulaciones de carbonato cálcico lleguen a tener pH de 9.0 por la presencia simultánea de carbonato magnésico y no por  $\text{Na}^+$  (Porta *et al.*, 2003).

Cuadro 31. Clasificación de los resultados para CaCO<sub>3</sub> equivalentes (NOM-021-RECNAT-2000) de los perfiles del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala

No.	Prof. cm	CaCO <sub>3</sub> desp. vm (mL) vm x g de suelo	% CCE (vm/vca)100	CLASE NOM-021-RECNAT-2000	No.	Prof. cm	CaCO <sub>3</sub> desp. vm (mL) vm x g de suelo	% CCE (vm/vca)100	CLASE NOM-021-RECNAT-2000
<b>Perfil 1</b>					<b>Perfil 5</b>				
1	10	90.00	15.96	Alto	1	10	78.00	13.83	Mediano
2	20	74.00	13.12	Mediano	2	20	35.00	6.21	Mediano
3	30	87.00	15.43	Alto	3	30	69.00	12.23	Mediano
4	40	79.00	14.01	Mediano	4	40	60.00	10.64	Mediano
5	50	64.00	11.35	Mediano	5	50	115.00	20.39	Alto
6	60	85.00	15.07	Alto	6	60	123.00	21.81	Alto
7	70	72.00	12.77	Mediano	7	70	73.00	12.94	Mediano
8	80	72.00	12.77	Mediano	8	80	57.00	10.11	Mediano
9	90	57.00	10.11	Mediano	9	90	56.00	9.93	Mediano
10	100	39.00	6.91	Mediano	10	100	74.00	13.12	Mediano
11	110	17.00	3.01	Mediano	11	110	85.00	15.07	Alto
12	120	18.00	3.19	Mediano	12	120	75.00	13.30	Mediano
13	130	26.00	4.61	Mediano	13	130	58.00	10.28	Mediano
14	140	13.00	2.30	Mediano	14	140	46.00	8.16	Mediano
15	150	6.00	1.06	Bajo	15	150	24.00	4.26	Mediano
<b>Perfil 2</b>					<b>Perfil 6</b>				
1	10	128.00	22.70	Alto	1	10	113.00	17.66	Alto
2	20	120.00	21.28	Alto	2	20	105.00	16.41	Alto
3	30	129.00	22.87	Alto	3	30	117.00	18.28	Alto
4	40	127.00	22.52	Alto	4	40	124.00	19.38	Alto
5	50	111.00	19.68	Alto	<b>Perfil 7</b>				
6	60	95.00	16.84	Alto	1	10	55.00	8.59	Mediano
7	70	96.00	17.02	Alto	2	20	71.00	11.09	Mediano
8	80	58.00	10.28	Mediano	3	30	67.00	10.47	Mediano
9	90	108.00	19.15	Alto	4	40	80.00	12.50	Mediano
10	100	109.00	19.33	Alto	<b>Perfil 8</b>				
11	110	112.00	19.86	Alto	1	10	86.00	13.11	Mediano
12	120	112.00	19.86	Alto	2	20	88.00	13.41	Mediano
13	130	123.00	21.81	Alto	3	30	86.00	13.11	Mediano
14	140	127.00	22.52	Alto	4	40	76.00	11.59	Mediano
15	150	128.00	22.70	Alto	5	50	32.00	4.88	Mediano
<b>Perfil 3</b>					<b>Perfil 9</b>				
1	10	92.00	16.31	Alto	1	10	14.00	2.13	Mediano
2	20	93.00	16.49	Alto	2	20	12.00	1.83	Bajo
3	30	92.00	16.31	Alto	3	30	10.00	1.52	Bajo
4	40	94.00	16.67	Alto	4	40	10.00	1.52	Bajo
5	50	79.00	14.01	Mediano	5	50	12.00	1.83	Bajo
6	60	100.00	17.73	Alto	6	60	16.00	2.44	Mediano
7	70	107.00	18.97	Alto	7	70	14.00	2.13	Mediano
8	80	108.00	19.15	Alto	8	80	12.00	1.83	Bajo
9	90	136.00	24.11	Alto	9	90	10.00	1.52	Bajo
10	100	123.00	21.81	Alto	10	100	12.00	1.83	Bajo
11	110	140.00	24.82	Alto	11	110	12.00	1.83	Bajo
12	120	155.00	27.48	Alto	12	120	12.00	1.83	Bajo
<b>Perfil 4</b>					<b>Perfil 9</b>				
1	10	183.00	32.45	Alto	13	130	12.00	1.83	Bajo
2	20	167.00	29.61	Alto					
3	30	127.00	22.52	Alto					
4	40	170.00	30.14	Alto					
5	50	170.00	30.14	Alto					
6	60	178.00	31.56	Alto					
7	70	157.00	27.84	Alto					
8	80	153.00	27.13	Alto					
9	90	195.00	34.57	Alto					
10	100	200.00	35.46	Alto					

—◇— Perfil 1    ····□···· Perfil 2    ·····△···· Perfil 3    - - - - × - - - - Perfil 4    - · - · \* - · - · Perfil 5    - ○ - Perfil 6    - + - Perfil 7    ······ Perfil 8    ······ Perfil 9

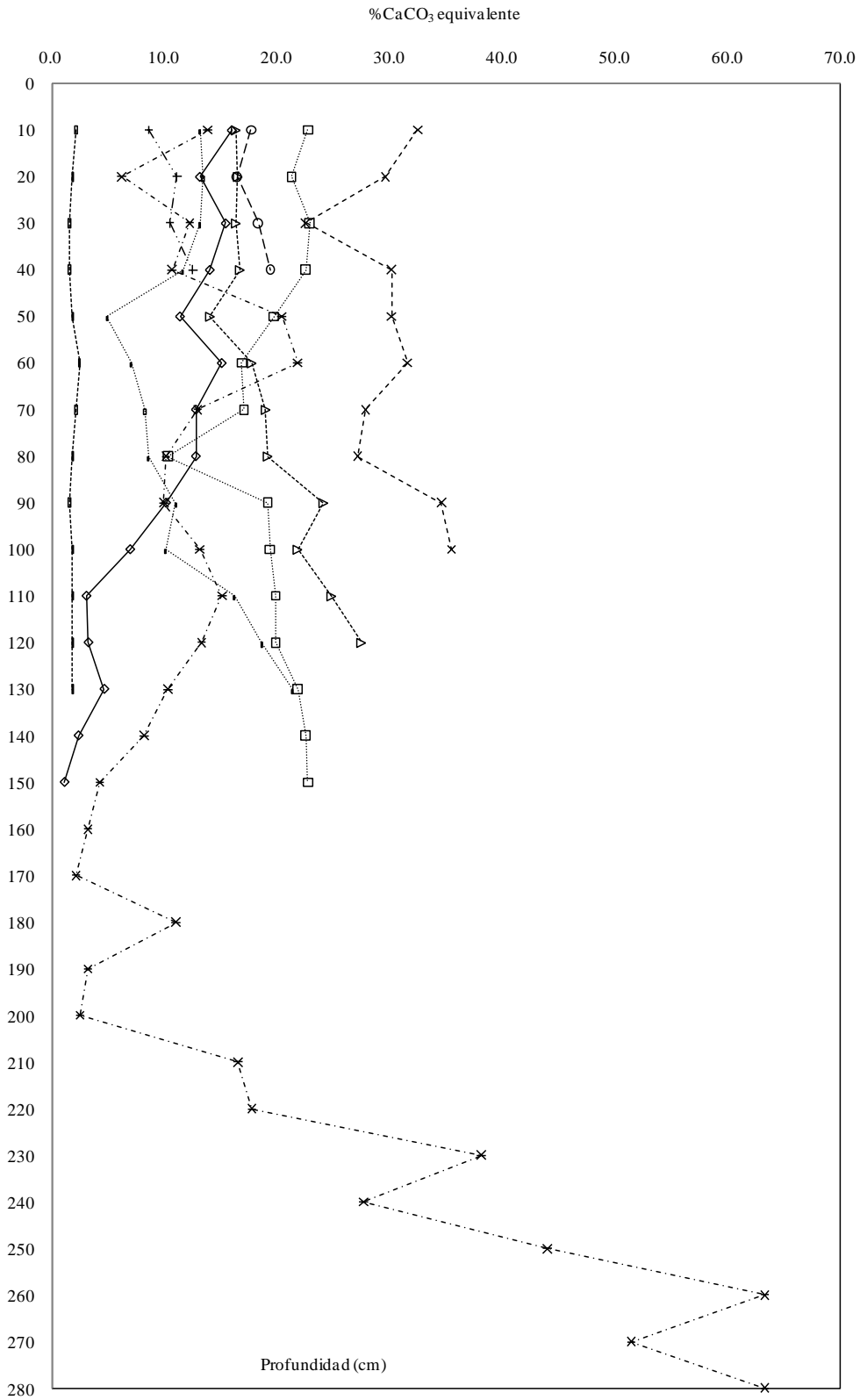


Figura 58. Distribución del %CaCO<sub>3</sub> equivalente de los perfiles del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.



### 5.11.9 Yeso en los perfiles del muestreo de suelos

Los suelos yesíferos son extensos principalmente en zonas áridas y semiáridas de las regiones de la ex USSR, China, India, Irak, Iran, Afganistan, Estados Unidos, México, América del Sur y Australia. No hay reportes confiables al respecto, hay algo de información en la clasificación de la FAO/UNESCO. Los diagnósticos y las definiciones de los suelos yesíferos tampoco están muy elaborados. En general se acepta que si el contenido de yeso alcanza el 1% en las capas superiores de un suelo o supera el 2% en algún lugar de las capas más profundas (hasta 60 a 80 cm) del suelo deberían ser clasificados como yesíferos (Szabolcs, 1989).

El yeso cristaliza en el sistema monoclinico. El  $\text{Ca}^{2+}$  está unido a seis átomos de O de grupos  $\text{SO}_4^{2-}$  y coordinado con dos moléculas de agua. Constituye la forma más común de sulfato cálcico en el suelo, ya que la anhidrita ( $\text{CaSO}_4$ ), de ser heredada del material originario sólo se conserva en el suelo en climas muy áridos. En los demás casos, evoluciona hidratándose rápidamente, lo que implica un incremento de volumen. A veces, la aparición de anhidrita en lámina delgada puede deberse a un proceso inadecuado de fabricación que haya provocado un calentamiento excesivo del material (Porta *et al.*, 2003).

El yeso se encuentra en muchos suelos de regiones áridas en cantidades que van desde un ínfimo hasta un elevado porcentaje. En ciertos suelos, el yeso proviene de los depósitos sedimentarios de los cuales se ha originado el suelo, mientras que en otros suelos el yeso se ha formado por la precipitación de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  durante el proceso de salinización. A consecuencia del lavado el yeso se encuentra a cierta profundidad en el primer caso, en tanto que en el segundo es casi siempre más abundante en las capas superficiales del suelo (Richards *et al.*, 1959).

La acumulación del  $\text{CaSO}_4$  es muy frecuente en suelos salinos y ocurre en conjunto con otras sales, particularmente con el  $\text{NaCl}$  y  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ , sin embargo, el  $\text{CaCO}_3$  puede acompañar a los suelos afectados por sales. En consecuencia, algunas propiedades de los suelos yesíferos se desarrollan bajo la influencia conjunta de las sales existentes. Por lo tanto, a pesar de la reacción ácida del yeso, el pH neutro o alcalino incluso puede ocurrir en diferentes horizontes del suelo. El contenido de yeso de los suelos yesíferos puede ser muy alto, algunas veces excede el 25% en los horizontes de máxima ocurrencia. Las concreciones de yeso también son

frecuentes en varios horizontes de los suelos yesíferos (Szabolcs, 1989).

La propiedad más destacable del yeso es su mediana solubilidad relativa en agua pura,  $2.6 \text{ g L}^{-1}$  a  $25 \text{ }^\circ\text{C}$ . Es considerablemente mayor a la solubilidad de la calcita, pero mucho menor que la de las sales solubles. El yeso se transforma en basanita ( $\text{CaSO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$ ) y en anhidrita ( $\text{CaSO}_4$ ) cuando se calienta a más de  $50 \text{ }^\circ\text{C}$ . A medida que aumenta la proporción de yeso en el suelo aumenta la resistencia a la penetración de las raíces. Los horizontes hipergypsicos, formados por más de un 60% de yeso, resultan estériles para las plantas, por su extremada compacidad cuando están secos, su baja capacidad de retención de agua entre los cristales lenticulares y la ausencia de nutrientes. Este comportamiento ha podido ser estudiado en suelos de la llanura aluvial del río Gigüela en Murcia, España (Porta *et al.*, 2003).

Cuando el yeso es muy abundante en el suelo se puede usar agua de riego con altas concentraciones de  $\text{Na}^+$ . La determinación precisa del yeso en los suelos es difícil a causa de los errores inherentes a la extracción de este mineral con agua. Al menos tres factores pueden influenciar las cantidades de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  extraídas de los suelos yesíferos. Estos factores son: 1- la solubilización de  $\text{Ca}^{2+}$  de otras fuentes distintas al yeso. 2- las reacciones de intercambio en las cuales el  $\text{Ca}^{2+}$  soluble reemplaza al  $\text{Na}^+$  y  $\text{Mg}^{2+}$ . 3- la solubilización del  $\text{SO}_4^{2-}$  de otras fuentes distintas al yeso (Richards *et al.*, 1959).

Para la determinación de yeso en el muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala se utilizó lo propuesto por Loeppert y Suarez (1996), éstos autores explican que a menudo un suelo tiene yeso si las concentraciones de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  obtenidos del extracto de saturación exceden los  $20 \text{ mmol}_e \text{ L}^{-1}$ .

El perfil 4 en la muestra de suelo de 0.9-1.0 m, todo el perfil 5 y el perfil 8 de 0.0-0.3 m sobrepasa los límites anteriores de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$ . Es decir, solamente el 28% de las muestras de suelo de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala tienen la probabilidad de generar yeso (Cuadro 32). Los suelos yesíferos de acuerdo a SGM (1998b) se encuentran al noroeste del poblado de Río Verde, entre los poblados de La Reforma, San Jose, Saucillo, Ojo de Agua, en otras palabras, en donde nace el Río Verde. Es lógico, el yeso por su baja solubilidad se quedó en el inicio del sistema hidrográfico, desgraciadamente en esta investigación por diversas razones y causas no se muestreó en éstos lugares.

Los iones  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Na}^+$  son importantes en los suelos yesíferos, el valor del PSI es bastante alto a pesar del predominio del  $\text{CaSO}_4$ , la presencia y el papel de otros iones no pueden descuidarse. La composición química de un extracto 1:5 de un suelo yesífero de Irak demostró que los  $\text{Cl}^-$  también se encuentran en el suelo y que el  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{K}^+$  desempeñan un papel más bien menor. Sin embargo, en otros suelos yesíferos las concentraciones de  $\text{Mg}^{2+}$  fueron muy considerables (Szabolcs, 1989).

Cuadro 32. Perfiles del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala en donde existe la probabilidad de encontrar yeso

No.	Prof. cm	pH	PS meq/L											PS meq/100g		1:5 meq/100g		Yeso		
			CE $\mu\text{S/cm}$	$\text{Ca}^{2+}$ meq/L	$\text{Mg}^{2+}$ meq/L	$\text{Na}^+$ meq/L	$\text{K}^+$ meq/L	Suma Cat. meq/L	$\text{CO}_3^{2-}$ meq/L	$\text{HCO}_3^-$ meq/L	$\text{Cl}^-$ meq/L	$\text{SO}_4^{2-}$ meq/L	Suma Anio. meq/L	% error	$\text{Ca}^{2+}$ meq/100g	$\text{SO}_4^{2-}$ meq/100g	$\text{Ca}^{2+}$ meq/100g	$\text{SO}_4^{2-}$ meq/100g	$\text{SO}_4^{2-}$ de yeso meq/100g	$\text{Ca}^{2+}$ de yeso meq/100g
<b>Perfil 4</b>																				
10	100	7.3	7875.00	25.24	23.71	25.58	3.24	77.77	0.00	11.56	43.42	20.73	75.71	1.34	0.96	0.79	2.09	1.26	0.47	1.13
<b>Perfil 5</b>																				
1	10	7.7	89500.00	108.89	254.08	498.00	22.90	883.87	0.00	4.80	524.00	332.17	860.97	1.31	5.17	15.78	20	66.305	50.53	14.83
2	20	7.8	67700.00	65.75	139.73	441.00	22.10	668.58	0.00	3.40	332.00	315.87	651.27	1.31	2.22	10.66	10.32	30.94	20.28	8.10
3	30	7.6	70000.00	101.47	215.63	356.00	18.20	691.30	0.00	2.80	390.00	278.60	671.40	1.46	4.24	11.63	13.92	36.235	24.60	9.68
4	40	7.2	40833.33	27.62	134.45	207.65	33.50	403.22	0.00	2.80	280.00	111.02	393.82	1.18	1.00	4.02	9.025	26.035	22.01	8.02
5	50	7.3	35000.00	50.32	106.93	178.00	10.40	345.65	0.00	2.40	220.00	113.30	335.70	1.46	1.99	4.48	9.275	25.74	21.26	7.29
6	60	7.2	33833.33	44.35	94.25	187.00	8.50	334.10	0.00	2.00	170.00	151.48	323.48	1.62	1.72	5.87	8.755	25.345	19.48	7.04
7	70	7.1	35000.00	51.95	110.40	172.00	11.30	345.65	0.00	1.80	154.00	179.90	335.70	1.46	1.91	6.61	10.575	28.875	22.26	8.67
8	80	7.2	40833.33	70.01	119.20	202.62	11.40	403.23	0.00	3.00	270.00	120.79	393.79	1.18	2.94	5.07	11.86	34.85	29.78	8.92
9	90	7.3	43750.00	70.19	130.36	217.11	14.40	432.06	0.00	2.60	324.00	93.46	420.06	1.41	2.68	3.57	13.305	38.005	34.43	10.62
10	100	7.6	43750.00	56.00	136.26	224.80	15.00	432.06	0.00	3.40	282.50	134.01	419.91	1.43	2.62	6.26	13.245	36.92	30.66	10.63
11	110	7.7	46666.67	72.00	130.16	243.54	15.20	460.90	0.00	3.80	305.10	138.07	446.97	1.53	3.06	5.87	13.325	36.92	31.05	10.27
12	120	7.8	35000.00	52.00	95.91	185.84	11.90	345.65	0.00	2.40	226.00	108.30	336.70	1.31	2.47	5.14	10.16	33.495	28.35	7.69
13	130	7.6	33833.33	40.00	105.99	178.00	10.10	334.09	0.00	2.80	182.00	141.64	326.44	1.16	1.47	5.21	9.845	24.925	19.72	8.38
14	140	7.8	40833.33	88.00	91.72	209.80	13.70	403.22	0.00	4.00	228.00	160.78	392.78	1.31	3.19	5.83	8.505	27.085	21.26	5.32
15	150	7.9	46666.67	62.48	139.29	242.54	16.60	460.91	0.00	5.60	286.00	157.38	448.98	1.31	2.12	5.35	11.605	31.31	25.96	9.48
16	160	7.9	40833.33	53.64	120.43	212.65	16.50	403.22	0.00	4.80	232.00	156.98	393.78	1.18	1.72	5.02	10.92	31.72	26.70	9.20
17	170	7.9	39666.67	58.00	111.05	208.82	13.90	391.77	0.00	5.00	250.00	127.63	382.63	1.18	1.75	3.86	10.23	32.79	28.93	8.48
18	180	7.8	43750.00	62.20	120.33	234.63	14.90	432.06	0.00	7.00	270.00	143.05	420.05	1.41	1.94	4.47	10.305	31.255	26.78	8.36
19	190	7.9	45500.00	29.42	62.52	341.00	16.40	449.34	0.00	8.60	286.00	142.01	436.61	1.44	0.91	4.40	11.375	36.75	32.35	10.46
20	200	7.9	43750.00	34.02	55.52	326.12	16.40	432.06	0.00	5.60	286.00	127.44	419.04	1.53	1.11	4.17	10.115	35.77	31.60	9.00
21	210	7.8	46666.67	27.85	45.45	370.00	17.60	460.90	0.00	6.60	320.00	123.37	449.97	1.20	1.00	4.41	11.36	37.73	33.32	10.36
22	220	7.8	70500.00	111.51	174.41	393.42	16.90	696.24	0.00	6.40	440.44	229.37	676.21	1.46	4.07	8.37	12.25	38.22	29.85	8.18
23	230	7.8	73300.00	110.31	187.82	407.86	17.90	723.89	0.00	7.80	465.06	232.29	705.15	1.31	5.07	10.69	12.565	47.47	36.78	7.49
24	240	7.9	78100.00	111.56	207.18	433.26	19.30	771.30	0.00	7.20	492.32	249.82	749.34	1.44	5.44	12.18	15.93	53.395	41.22	10.49
25	250	7.9	77400.00	126.76	190.14	428.28	19.20	764.38	0.00	10.00	476.21	259.38	745.59	1.24	6.02	12.32	14.575	51.36	39.04	8.55
26	260	7.9	69000.00	96.77	179.72	388.44	16.50	681.43	0.00	8.00	434.72	221.13	663.85	1.31	4.94	11.28	14.155	52.99	41.71	9.22
27	270	7.9	71800.00	106.85	181.94	403.38	16.90	709.07	0.00	6.00	441.88	240.83	688.71	1.46	5.34	12.04	14.14	51.1	39.06	8.80
28	280	7.9	69200.00	83.42	174.16	386.42	39.40	683.40	0.00	6.00	420.20	237.51	663.71	1.46	4.17	11.88	17.075	53.395	41.52	12.90
<b>Perfil 8</b>																				
1	10	7.43	2725.00	20.61	6.00	0.00	0.30	26.91	0.00	2.40	0.60	23.21	26.21	1.32	0.97	1.09	8.33	9.475	8.38	7.36
2	20	7.46	2828.00	22.64	5.00	0.00	0.29	27.93	0.00	1.80	0.60	24.81	27.21	1.31	1.18	1.29	8.135	10.175	8.88	6.96
3	30	7.43	2705.00	22.37	4.00	0.00	0.34	26.71	0.00	1.80	0.40	23.81	26.01	1.33	1.12	1.19	7.965	9.9	8.71	6.85

Se puede asumir que las diferentes clases de iones que pueden encontrarse en un suelo yesífero depende de las condiciones locales, pero también del dinamismo de las estaciones climáticas que intervienen en la migración de las sales.

En resumen, los trabajos de Grande (1967), Grande *et al.* (1967), SGM (1996) y Martínez (2005) indican la presencia de suelos yesíferos de la Formación Guaxcamá en los municipios de Guadalcazar y de Matehuala, lamentablemente tampoco se tomaron perfiles de suelo en esta región. En donde se podría comparar los resultados no fue posible porque por ejemplo Martínez (2005) realizó interpretaciones en relación suelo-agua 1:5, evitó el extracto de saturación. Con lo poco que se conoció de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala, y ésta investigación lo demostró, los datos del extracto de saturación son fundamentales para realizar interpretaciones adecuadas.

Los suelos yesíferos son particularmente vulnerables cuando los canales para irrigación o drenaje son construidos, la solubilidad del yeso es baja por lo que entonces pueden colapsar los canales. Otro de los temas prácticos relacionados con los suelos yesíferos es en la lixiviación de las sales. Debido al contenido de yeso, la eliminación prácticamente total de las sales del suelo es posible durante la lixiviación sin la adsorción de los iones de  $\text{Na}^+$  en la superficie de los coloides del suelo, un fenómeno que es frecuente y muy peligroso durante la lixiviación de algunos suelos salinos no yesíferos (Szabolcs, 1989).

El yeso puede llegar a constituir masas cementadas en los suelos (horizonte petrogypsico) en zonas extremadamente áridas con una precipitación inferior a 200 mm. La presencia del yeso en el suelo condiciona la implantación de vegetación, desarrollándose comunidades a base de gypsófilas, tales como *Gypsophila struthium subesp. hispánica* endemismo ibérico, *Ononis tridentata*, *Helianthemum squamatum*, *Lepidium subulatum* entre otras. La disolución continuada de yeso en un mismo punto puede dar lugar a hundimientos por carstificación, las aguas que contienen iones  $\text{SO}_4^{2-}$  crean problemas de corrosión en estructuras de hormigón, al atacar al cemento y al hierro.

### 5.11.10 Fósforo en los perfiles del muestreo de suelos

Castellanos *et al.* (2000) explica que el fósforo es el segundo nutrimento en importancia, a juzgar por la frecuencia con que se presenta la deficiencia en el suelo. En cuanto a sus funciones en la planta, forma parte de un gran número de compuestos orgánicos esenciales, incluyendo aminoácidos, proteínas, coenzimas, ácidos nucleicos y clorofila. La concentración total de P en el suelo varía de 200 a 5000 mg kg<sup>-1</sup>, sin embargo, la mayor parte se encuentra en formas no asimilables para las plantas. El P es un nutrimento con baja movilidad en el suelo y es tomado por las plantas como ortofosfato primario (H<sub>2</sub>PO<sub>4</sub><sup>-</sup>), aunque también puede absorberse como ortofosfato secundario (HPO<sub>4</sub><sup>3-</sup>). La presencia relativa de estas especies químicas dependerá del pH del suelo. A un pH de 7.3 hay aproximadamente las mismas cantidades de H<sub>2</sub>PO<sub>4</sub><sup>-</sup> y HPO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, debajo de este pH la forma de H<sub>2</sub>PO<sub>4</sub><sup>-</sup> es la predominante y por encima de este pH la forma predominante es HPO<sub>4</sub><sup>3-</sup>.

El fósforo que se obtuvo de los suelos fue el soluble en las relaciones suelo-agua PS y 1:5. Para la interpretación de los datos del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala se utilizó solamente como referencia el promedio de la clasificación del contenido de fósforo total de los suelos, de acuerdo a los límites de los diferentes procedimientos para su extracción que cita Castellanos *et al.* (2000).

En el extracto de saturación el mayor fue 16 mg L<sup>-1</sup> y en 1:5 fue 5.27 mg L<sup>-1</sup>, son muestras del perfil 9 de 10 a 30 cm, éste perfil es un campo agrícola activo lo que explica las concentraciones de P, de acuerdo a los límites es una muestra Moderadamente Baja. Los demás perfiles e incluso el perfil 9 excepto la muestra antes mencionada se clasifican como Muy Bajo, es decir ni siquiera llegan a 4 mg L<sup>-1</sup>, el promedio fue de 0.33 mg L<sup>-1</sup> en PS y 0.17 mg L<sup>-1</sup> en 1:5. Se observa una deficiencia de P en los suelos y respalda las conclusiones del muestreo de aguas cuando se abordó el mismo tema. Al comparar las diferentes relaciones suelo-agua en mg/100g se puede decir, como es obvio, que se extrajo más fósforo en la relación 1:5 que en el PS (Cuadro 33), esto se discutirá mas adelante en la extracción de sales.

El fósforo inorgánico es casi siempre el predominante, excepto en los suelos donde la materia orgánica se halla en una gran proporción, no es el caso de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. Son muy numerosos los compuestos inorgánicos que se encuentran en los suelos.

Pero la mayor parte pueden clasificarse en dos grandes grupos: 1- los que contienen calcio. 2- los que contienen hierro y aluminio. Los primeros son los que predominan y desde el punto de vista agronómico tienen mayor importancia (Navarro y Navarro, 2003).

Como se ha demostrado que en la zona de estudio la calcita es la predominante, entonces con seguridad se tendrán también fosfatos de calcio. Entre los fosfatos de calcio, el flúor-apatito es el más insoluble del grupo, por consiguiente el que contiene el fósforo menos aprovechable. Sólo los fosfatos mono y dicálcico son fácilmente asimilables por las plantas, pero excepto en suelos recientemente fertilizados, éstos compuestos están presentes en cantidades extremadamente pequeñas, ya que con facilidad se transforman en compuestos más insolubles (Navarro y Navarro, 2003).

El fósforo inorgánico es el más importante en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala, el ión fosfato varía con el pH de la disolución acuosa. Entre los límites de pH 4 y 10 que representan los suelos, existen las tres formas de ortofosfatos:  $\text{PO}_4\text{H}_2^-$ ,  $\text{PO}_2\text{H}^{2-}$  y  $\text{PO}_4^{3-}$ . Cuando el pH es bajo, la forma monovalente tiende a dominar, y su concentración es máxima a pH=4 y mínima a pH=9. Lo contrario ocurre con la forma divalente, que empieza a aparecer a pH=4 y alcanza su máximo a pH=9. Los dos iones están en equilibrio a un pH=7. Los iones  $\text{PO}_4^{3-}$  aparecen en débil cantidad en el intervalo de pH=9-10 (Navarro y Navarro, 2003).

La precipitación del fósforo bajo la forma de fosfatos hidroxilados insolubles de hierro y aluminio es máxima entre pH comprendidos entre 3 y 4. Al aumentar el pH, esta precipitación se debilita, y se anula prácticamente al alcanzar el valor de 5.5. A partir de éste se inicia la precipitación como fosfatos cálcicos, la cual se incrementa hasta alcanzar un máximo entre pH 8 y 9. Entre estas dos precipitaciones o fijaciones extremas se encuentra un rango de pH entre 3.5 y 7 donde una parte de los coloides del suelo adsorben estas formas utilizables del fósforo, manteniéndolas en una forma fácilmente cambiante. A un valor de pH=6.5, esta adsorción existe, y la precipitación cálcica es mínima. Por ello, es este valor que se puede considerar como punto de máxima disponibilidad del fósforo para los cultivos (Navarro y Navarro, 2003).

Cuadro 33. Concentraciones de fósforo de los extractos a PS y 1:5 en los perfiles del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala

No.	Prof. cm	PS			1:5			No.	Prof. cm	PS			1:5		
		pH	P mg L <sup>-1</sup>	P mg/100g	pH	P mg L <sup>-1</sup>	P mg/100g			pH	P mg L <sup>-1</sup>	P mg/100g	pH	P mg L <sup>-1</sup>	P mg/100g
<b>Perfil 1</b>							<b>Perfil 5</b>								
1	10	7.4	0.31	0.027	7.5	0.39	0.194	1	10	7.7	1.67	0.08	7.4	0.06	0.031
2	20	7.3	0.18	0.016	7.6	0.12	0.062	2	20	7.8	0.34	0.01	7.3	0.00	0.000
3	30	7.6	0.08	0.007	7	0.17	0.084	3	30	7.6	0.07	0.00	7.2	0.00	0.000
4	40	7.5	0.08	0.007	7.6	0.16	0.080	4	40	7.2	0.18	0.01	7.2	0.00	0.000
5	50	7.4	0.06	0.005	7.5	0.24	0.120	5	50	7.3	0.05	0.00	7.1	0.00	0.000
6	60	7.2	0.13	0.013	7.6	0.23	0.115	6	60	7.2	0.15	0.01	7	0.00	0.000
7	70	7.6	0.01	0.001	7.9	0.35	0.174	7	70	7.1	0.91	0.03	7.1	0.00	0.000
8	80	7.7	0.14	0.014	7.8	0.69	0.343	8	80	7.2	0.17	0.01	7.1	0.00	0.000
9	90	7.6	0.39	0.035	7.5	0.06	0.028	9	90	7.3	0.26	0.01	7	0.00	0.000
10	100	7.5	0.13	0.010	7.3	0.38	0.189	10	100	7.6	0.43	0.02	7	0.02	0.011
11	110	7.6	0.10	0.007	7.3	0.14	0.069	11	110	7.7	0.03	0.00	6.7	0.06	0.028
12	120	7.7	0.11	0.008	7.1	0.07	0.034	12	120	7.8	0.42	0.02	6.9	0.00	0.000
13	130	7.6	0.27	0.019	6.9	0.43	0.214	13	130	7.6	0.26	0.01	6.8	0.00	0.000
14	140	7.6	0.13	0.009	6.8	0.14	0.072	14	140	7.8	0.12	0.00	6.8	0.01	0.006
15	150	7.7	0.26	0.018	7	0.03	0.013	15	150	7.9	0.10	0.00	6.9	0.00	0.000
<b>Perfil 2</b>							<b>Perfil 6</b>								
1	10	7.8	0.53	0.029	7.6	0.87	0.435	1	10	8.08	3.48	0.17	7.98	0.20	0.098
2	20	7.9	0.14	0.007	7.7	0.35	0.174	2	20	7.85	0.36	0.02	8	0.17	0.087
3	30	7.5	0.46	0.024	7.7	0.26	0.128	3	30	8.28	0.14	0.01	7.85	0.17	0.087
4	40	7.7	0.00	0.000	7.6	0.14	0.072	4	40	7.65	0.01	0.00	7.9	0.21	0.103
5	50	7.7	0.12	0.005	7.5	0.14	0.072	<b>Perfil 7</b>							
6	60	7.6	0.17	0.009	7.5	0.25	0.124	1	10	8.33	0.32	0.02	8	0.35	0.175
7	70	7.5	0.20	0.007	7.4	0.28	0.141	2	20	8.33	0.23	0.01	8	0.20	0.098
8	80	7.6	0.04	0.001	7.4	0.13	0.065	3	30	8.21	0.13	0.01	7.94	0.11	0.054
9	90	7.5	0.01	0.000	7.5	0.17	0.087	4	40	8.06	0.28	0.02	7.96	0.59	0.294
10	100	7.6	0.04	0.002	7.4	0.07	0.034	<b>Perfil 8</b>							
11	110	7.5	0.03	0.001	7.4	0.07	0.037	1	10	7.43	0.07	0.00	6.71	0.06	0.028
12	120	7.4	0.05	0.002	7.2	0.03	0.013	2	20	7.46	0.03	0.00	6.87	0.10	0.050
13	130	7.5	0.71	0.023	7.2	0.47	0.235	3	30	7.43	0.03	0.00	6.92	0.05	0.024
14	140	7.4	0.00	0.000	7.3	0.01	0.006	4	40	7.49	0.03	0.00	6.97	0.04	0.018
15	150	7.4	0.05	0.001	7.3	0.07	0.034	5	50	7.45	0.06	0.00	7.02	0.04	0.020
<b>Perfil 3</b>							<b>Perfil 9</b>								
1	10	7.7	0.55	0.019	7.3	0.41	0.204	1	10	7.8	0.40	0.02	7.58	0.85	0.423
2	20	7.8	0.21	0.007	7.2	0.19	0.095	2	20	6.9	14.59	0.77	6.7	3.51	1.757
3	30	7.6	0.92	0.034	7.5	0.03	0.013	3	30	6.9	16.00	0.80	6.38	5.27	2.637
4	40	7.6	0.35	0.013	7.5	0.01	0.004	4	40	6.81	5.94	0.34	5.59	2.73	1.364
5	50	7.5	0.45	0.018	7.2	0.04	0.018	5	50	7.22	2.10	0.12	5.94	1.59	0.795
6	60	7.6	0.02	0.001	7.5	0.03	0.013	6	60	7.74	1.11	0.07	6.31	0.89	0.446
7	70	7.6	0.00	0.000	7.5	0.03	0.013	7	70	7.88	0.36	0.02	6.47	0.46	0.232
8	80	7.6	0.03	0.001	7.8	0.04	0.018	8	80	7.88	0.22	0.01	6.62	0.21	0.103
9	90	7.3	0.00	0.000	7.7	0.03	0.015	9	90	7.93	0.40	0.02	6.73	0.35	0.176
10	100	7.3	0.45	0.015	7.6	0.00	0.002	10	100	7.75	0.07	0.00	6.84	0.08	0.040
11	110	7	0.07	0.003	7.5	0.00	0.000	11	110	7.8	0.24	0.02	6.89	0.35	0.176
12	120	7.2	0.02	0.001	7.4	0.00	0.000	12	120	7.71	0.10	0.00	6.91	0.18	0.091
<b>Perfil 4</b>							<b>Perfil 10</b>								
1	10	7.4	0.11	0.004	7.4	0.12	0.059	1	10	7.6	0.15	0.01	6.96	0.11	0.056
2	20	7.4	0.04	0.001	7.4	0.05	0.023								
3	30	7.6	0.11	0.004	7.4	0.05	0.023								
4	40	7.4	0.09	0.003	7.3	0.03	0.015								
5	50	7.2	0.00	0.000	7.2	0.00	0.000								
6	60	7.3	0.00	0.000	7.1	0.01	0.006								
7	70	7.2	0.00	0.000	7	0.00	0.000								
8	80	7	0.03	0.001	7.1	0.00	0.000								
9	90	7.3	0.03	0.001	7.1	0.02	0.011								
10	100	7.3	0.00	0.000	7	0.00	0.000								

En síntesis, considerando solamente el factor pH, la asimilación del fósforo por las plantas sería normal a pH bajos, es decir, cuando la disolución del suelo presentara una acidez notable, ya que la forma  $\text{H}^2\text{PO}_4^-$  es la más asimilable. Pero en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala se ha demostrado tanto en el muestreo de aguas, como en la meteorización por evaporación y en el muestreo de suelos condiciones de neutralidad, por consiguiente, el fósforo no tiene condiciones para estar lo suficientemente asimilable para las plantas.

Otros factores importantes que se deben considerar en el aprovechamiento del fósforo inorgánico son la materia orgánica y los microorganismos del suelo. Un alto contenido de materia orgánica y su rápida descomposición origina una alta población de microorganismos, los cuales al necesitar fósforo para el desarrollo de su ciclo vital, retienen temporalmente una cierta cantidad del que pudiera ser utilizado por el cultivo, esto sin duda es negativo, pero la degradación orgánica tales como ácidos (cítrico, oxálico, málico, etc.), se supone que participan activamente en la formación de complejos con el hierro y aluminio, con lo que se reduce notablemente la posibilidad de precipitación de los fosfatos inorgánicos. En ese entorno, el humus que se va originando, al formar humatos cálcicos puede retener los aniones fosfato y evitar su precipitación (Brock, 1978; Polianski *et al.*, 1988).

El  $\text{CO}_2$  al desprenderse de los procesos metabólicos de la respiración de los microorganismos permite una cierta solubilización de los fosfatos insolubles naturales. En presencia de agua, el  $\text{CO}_2$  forma ácido carbónico, que disuelve poco a poco la partícula fosfatada insoluble. Los iones fosfatos así liberados, pueden ser adsorbidos por los microorganismos o raíces vegetales, o bien ser adsorbidos por los coloides minerales. No obstante, la solubilización por vía microbiana de los fosfatos insolubles naturales depende de diversos factores: la naturaleza química de los fosfatos y su estructura cristalina, contenido en materia orgánica, vegetación, etc (Maier *et al.*, 2000).

#### **5.11.11 Boro en los perfiles del muestreo de suelos**

El boro es absorbido por la planta en distintas formas del ácido bórico:  $\text{B}_4\text{O}_7^{2-}$ ,  $\text{BO}_3^{3-}$ ,  $\text{H}^2\text{BO}_3^-$  o  $\text{H}_2\text{BO}_3^-$ , bien mediante su aparato radicular o por vía foliar. Las cantidades requeridas son pequeñas, aunque varían dentro de ciertos límites. Así, en la cebada su contenido es bajo (2-4 ppm en peso seco), mientras que en la remolacha los valores pueden situarse entre 40 y 75



ppm. En general, en los tubérculos y leguminosas se encuentran los contenidos más altos, seguidos de frutales y hortalizas, los cereales son los más pobres. El boro es un elemento que presenta una escasa movilidad en la planta, ésta característica se pone de manifiesto cuando se aplican disoluciones de sales de boro directamente por pulverización, el elemento queda fijado preferentemente en las hojas tratadas (Navarro y Navarro, 2003).

Aun cuando el boro está presente en cantidades relativamente pequeñas, tratándose de la salinidad de los suelos, tiene un efecto marcadamente tóxico para las plantas, lo que hace necesario tenerlo en cuenta como un factor decisivo en el diagnóstico y recuperación de los suelos salinos y sódicos (Richards *et al.*, 1959).

La fuente principal de boro en el suelo es la turmalina, mineral completamente insoluble y muy resistente al humedecimiento. Desde el punto de vista químico, es un borosilicato que contiene aproximadamente un 3% de boro y cantidades variables de hierro, aluminio, magnesio, calcio, litio y sodio. La liberación de boro de este material bajo la forma de boratos es lenta, ello explica porque la turmalina nativa del suelo no puede suministrar las cantidades que los cultivos requieren en régimen intensivo y prolongado (Navarro y Navarro, 2003).

En el extracto de saturación el perfil 5 fue el que más boro reportó (Cuadro 34). El perfil 5 es un suelo arcilloso de textura fina, éste tipo de suelos tienden a retener boro añadido durante periodos de tiempo más largos. Los suelos de textura gruesa son pobres en boro hidrosoluble, ya que se lixivian fácilmente a las capas más profundas. Sin embargo, que un suelo tenga más boro no implica que las plantas absorban el elemento fijado en las arcillas en cantidades mayores al que se tiene en los suelos arenosos, en iguales concentraciones de boro hidrosoluble. Se ha comprobado que las plantas toman mucha más cantidad de boro en suelos arenosos que en suelos de textura fina (Navarro y Navarro, 2003).

En condiciones de pH bajos, el boro hidrosoluble se encuentra fundamentalmente en forma molecular  $H_3BO_3$  en la disolución del suelo, es decir, está muy poco dissociado, por lo tanto, no se queda adsorbido en los coloides. Esto puede ser la razón por la que este oligoelemento es lixiviado tan fácilmente en estas condiciones. Al aumentar el pH, la adsorción tiende a manifestarse, y va aumentando hasta alcanzar un máximo entre 7 y 9, para disminuir

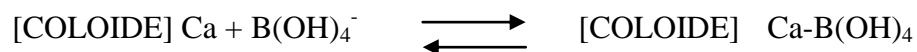
rápida mente con mayores aumentos de alcalinidad, hasta el punto de que a pH=10 ya es mínima (Navarro y Navarro, 2003).

La adsorción de boro por las arcillas silíceas se considera que se lleva a cabo en una proporción mucho más baja que en los hidróxidos de hierro y aluminio, y es elevada en las arcillas expansionables. En la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala existe la montmorillonita. Experiencias realizadas con montmorillonita lavada (libre de hidróxidos) y no lavada muestran una retención muy baja de boro en el primer caso, y un notable aumento en el segundo. De acuerdo a Navarro y Navarro (2003), lo explicado en éste párrafo hace suponer que el poder de adsorción de las arcillas silíceas está supeditado a las distintas formas del hierro y aluminio que pueden estar presentes como impurezas entre las unidades cristalinas que las constituyen.

El máximo valor de boro fue en el perfil 5, en el extracto de saturación a 2.30 m, fue de 8.50 mg L<sup>-1</sup>. El valor promedio en el muestreo de suelos en PS fue de 1.35 mg L<sup>-1</sup>.

La posible influencia del Ca<sup>2+</sup> y K<sup>+</sup> del suelo en este proceso de adsorción de boro ha sido objeto de estudio, la posibilidad de que tenga lugar una disminución del elemento asimilable en presencia de Ca<sup>2+</sup>, por formarse metaboratos insolubles, es mas bien escasa, ya que el Ca (BO<sub>2</sub>)<sub>2</sub> sólo puede originarse en disoluciones concentradas de borato, situación difícil de encontrar en el suelo. Además el metaborato cálcico se redisuelve (Navarro y Navarro, 2003).

La influencia que el Ca<sup>2+</sup> puede ejercer en la fijación del boro parece estar orientada en primer lugar por el aumento de pH, que se produce si la sal de Ca<sup>2+</sup> que existe o se añade es CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>. En segundo lugar hay que considerar la posibilidad de que la adsorción del boro se lleva a cabo a través del Ca<sup>2+</sup> como intermediario, particularmente cuando éste se encuentra adsorbido en una proporción elevada al coloide del suelo:



Cuadro 34. Concentraciones de boro de los extractos a PS y 1:5 en los perfiles del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala

No.	Prof. cm	PS			1:5			No.	Prof. cm	PS			1:5		
		pH	B mg/L	B mg/100g	pH	B mg/L	B mg/100g			pH	B mg/L	B mg/100g	pH	B mg/L	B mg/100g
<b>Perfil 1</b>						<b>Perfil 5</b>									
1	10	7.4	0.09	0.008	7.5	0.00	0.000	1	10	7.7	2.36	0.112	7.4	0.89	0.443
2	20	7.3	0.11	0.010	7.6	0.00	0.000	2	20	7.8	1.44	0.049	7.3	0.00	0.000
3	30	7.6	0.20	0.018	7	0.00	0.000	3	30	7.6	0.64	0.027	7.2	0.00	0.000
4	40	7.5	0.10	0.009	7.6	0.00	0.000	4	40	7.2	0.60	0.022	7.2	0.00	0.000
5	50	7.4	0.21	0.019	7.5	0.00	0.000	5	50	7.3	0.37	0.015	7.1	0.00	0.000
6	60	7.2	0.42	0.043	7.6	0.00	0.000	6	60	7.2	0.55	0.021	7	0.00	0.000
7	70	7.6	0.51	0.049	7.9	0.17	0.086	7	70	7.1	0.51	0.019	7.1	0.00	0.000
8	80	7.7	0.89	0.084	7.8	0.35	0.174	8	80	7.2	0.32	0.014	7.1	0.00	0.000
9	90	7.6	1.45	0.131	7.5	0.49	0.246	9	90	7.3	0.60	0.023	7	0.00	0.000
10	100	7.5	2.19	0.171	7.3	0.94	0.470	10	100	7.6	0.64	0.030	7	0.00	0.000
11	110	7.6	2.83	0.209	7.3	1.18	0.589	11	110	7.7	0.89	0.038	6.7	0.92	0.458
12	120	7.7	4.22	0.305	7.1	2.01	1.007	12	120	7.8	0.85	0.041	6.9	0.00	0.000
13	130	7.6	2.98	0.205	6.9	1.22	0.608	13	130	7.6	2.07	0.076	6.8	0.00	0.000
14	140	7.6	6.37	0.428	6.8	2.60	1.298	14	140	7.8	2.20	0.080	6.8	0.00	0.000
15	150	7.7	6.75	0.464	7	3.44	1.721	15	150	7.9	4.15	0.141	6.9	0.00	0.000
<b>Perfil 2</b>						<b>Perfil 6</b>									
1	10	7.8	0.00	0.000	7.6	0.00	0.000	16	160	7.9	3.52	0.113	6.9	0.00	0.000
2	20	7.9	0.03	0.002	7.7	0.00	0.000	17	170	7.9	4.16	0.126	6.9	0.00	0.000
3	30	7.5	0.00	0.000	7.7	0.00	0.000	18	180	7.8	4.63	0.145	6.8	0.00	0.000
4	40	7.7	0.00	0.000	7.6	0.00	0.000	19	190	7.9	4.73	0.147	6.7	0.00	0.000
5	50	7.7	0.00	0.000	7.5	0.00	0.000	20	200	7.9	4.67	0.153	6.8	0.00	0.000
6	60	7.6	0.00	0.000	7.5	0.00	0.000	21	210	7.8	5.27	0.189	6.9	0.00	0.000
7	70	7.5	0.00	0.000	7.4	0.00	0.000	22	220	7.8	5.21	0.190	7	0.36	0.182
8	80	7.6	0.00	0.000	7.4	0.00	0.000	23	230	7.8	8.50	0.391	7.1	0.77	0.384
9	90	7.5	0.00	0.000	7.4	0.00	0.000	24	240	7.9	8.26	0.403	7.2	1.78	0.890
10	100	7.6	0.04	0.002	7.5	0.00	0.000	25	250	7.9	1.54	0.073	7.2	1.68	0.841
11	110	7.5	0.11	0.004	7.4	0.00	0.000	26	260	7.9	1.32	0.067	7.3	1.35	0.673
12	120	7.4	0.00	0.000	7.2	0.00	0.000	27	270	7.9	1.38	0.069	7.3	1.22	0.612
13	130	7.5	0.15	0.005	7.2	0.00	0.000	28	280	7.9	0.60	0.030	7.4	0.53	0.266
14	140	7.4	0.82	0.028	7.3	0.00	0.000	<b>Perfil 7</b>							
15	150	7.4	0.31	0.010	7.3	0.00	0.000	<b>Perfil 8</b>							
<b>Perfil 3</b>						<b>Perfil 9</b>									
1	10	7.7	0.00	0.000	7.3	0.00	0.000	1	10	8.08	2.56	0.128	8	1.62	0.811
2	20	7.8	0.00	0.000	7.2	0.00	0.000	2	20	7.85	1.88	0.088	8	1.01	0.503
3	30	7.6	0.00	0.000	7.5	0.00	0.000	3	30	8.28	1.70	0.082	7.9	1.28	0.642
4	40	7.6	0.00	0.000	7.5	0.00	0.000	4	40	7.65	1.69	0.077	7.9	1.20	0.601
5	50	7.5	0.00	0.000	7.2	0.00	0.000	<b>Perfil 9</b>							
6	60	7.6	0.00	0.000	7.5	0.00	0.000	<b>Perfil 10</b>							
7	70	7.6	0.00	0.000	7.5	0.00	0.000	<b>Perfil 11</b>							
8	80	7.6	0.00	0.000	7.8	0.00	0.000	<b>Perfil 12</b>							
9	90	7.3	0.00	0.000	7.7	0.00	0.000	<b>Perfil 13</b>							
10	100	7.3	0.00	0.000	7.6	0.00	0.000	<b>Perfil 14</b>							
11	110	7	0.00	0.000	7.5	0.00	0.000	<b>Perfil 15</b>							
12	120	7.2	0.00	0.000	7.4	0.00	0.000	<b>Perfil 16</b>							
1	10	7.4	0.00	0.000	7.4	0.00	0.000	1	10	7.4	0.00	0.000	7.4	0.00	0.000
2	20	7.4	0.00	0.000	7.4	0.00	0.000	2	20	7.35	0.19	0.011	7.1	0.57	0.285
3	30	7.6	0.00	0.000	7.4	0.00	0.000	3	30	7.36	0.55	0.033	7.1	0.78	0.390
4	40	7.4	0.00	0.000	7.4	0.00	0.000	4	40	7.35	0.54	0.031	7.1	0.93	0.466
5	50	7.2	0.67	0.026	7.3	0.00	0.000	5	50	7.3	0.84	0.050	7.1	0.50	0.252
6	60	7.3	0.00	0.000	7.2	0.00	0.000	6	60	7.28	4.34	0.269	7.1	0.70	0.350
7	70	7.2	0.00	0.000	7.1	0.00	0.000	7	70	7.3	4.98	0.336	7.2	0.45	0.226
8	80	7	0.72	0.027	7	0.00	0.000	8	80	7.35	5.93	0.356	7.2	0.86	0.428
9	90	7.3	1.59	0.059	7.1	0.00	0.000	<b>Perfil 17</b>							
10	100	7.3	2.09	0.079	7	0.02	0.012	<b>Perfil 18</b>							
1	10	7.8	0.83	0.041	7.6	0.64	0.318	<b>Perfil 19</b>							
2	20	6.9	1.28	0.067	6.7	0.47	0.235	<b>Perfil 20</b>							
3	30	6.9	0.75	0.037	6.4	0.65	0.326	<b>Perfil 21</b>							
4	40	6.81	0.89	0.051	5.6	0.37	0.183	<b>Perfil 22</b>							
5	50	7.22	0.68	0.040	5.9	0.33	0.165	<b>Perfil 23</b>							
6	60	7.74	0.35	0.021	6.3	0.17	0.084	<b>Perfil 24</b>							
7	70	7.88	0.31	0.018	6.5	0.57	0.285	<b>Perfil 25</b>							
8	80	7.88	0.21	0.012	6.6	0.30	0.148	<b>Perfil 26</b>							
9	90	7.93	0.50	0.030	6.7	0.28	0.139	<b>Perfil 27</b>							
10	100	7.75	0.00	0.000	6.8	0.00	0.000	<b>Perfil 28</b>							
11	110	7.8	0.15	0.009	6.9	0.13	0.066	<b>Perfil 29</b>							
12	120	7.71	0.54	0.023	6.9	0.19	0.094	<b>Perfil 30</b>							
13	130	7.6	0.60	0.023	7	0.67	0.334	<b>Perfil 31</b>							

Por otra parte, la adición de  $K^+$  debería aumentar la disponibilidad del boro en el suelo, debido a la formación de tetraborato potásico, de gran solubilidad. Sin embargo, se ha encontrado que para valores altos de pH, el  $K^+$  disminuye la solubilidad del boro. Por ello, los cultivos que reciben una fuerte fertilización potásica tienen una mayor necesidad de boro.

En resumen, en la cuenca evaporítica de Río Verde Matehuala con el muestreo de suelos se comprobó que existe deficiencia de boro, ésta deficiencia se puede acelerar en condiciones de extremas sequedad, además, los fertilizante potásicos están favoreciendo la deficiencia. La falta de boro en los cultivos se manifiesta mayoritariamente en suelos secos y pobres en materia orgánica, condiciones comunes de la zona de estudio.

#### **5.11.12 Nitratos en los perfiles del muestreo de suelos**

El nitrógeno es el factor limitante más común del crecimiento de las plantas, un deficiente suministro puede provocar notables descensos en la producción vegetal. En la mayoría de los suelos cultivados las plantas superiores absorben el nitrógeno del suelo fundamentalmente en forma de nitrato. Los coloides pueden fijar ampliamente los iones amonio, mientras los nitratos conservan una compleja movilidad. Esto trae como consecuencia una menor utilización del nitrógeno amoniacal y una mayor posibilidad de absorción del nitrógeno nítrico (Navarro y Navarro, 2003). En el Cuadro 35 se presenta la concentración de nitratos del muestreo de suelos.

Suelos con un drenaje insuficiente presentan altos contenidos de humedad y poca aireación, en estos casos y comparándolos con suelos de mayor drenaje, suele hallarse en ellos un mayor contenido de materia orgánica y nitrógeno. En cambio, los suelos arenosos contienen por lo general menos materia orgánica y nitrógeno que los de textura fina. La razón es por la menor humedad y a la más rápida oxidación que se produce en lo suelos de textura gruesa (Navarro y Navarro, 2003).

El perfil 1 en el extracto de saturación fue el que presentó una distribución más alta de las concentraciones de nitrato. El perfil 1 también presento mayor humedad, se ha comprobado que al aumentar la humedad por efecto del riego la concentración de nitrógeno aumenta (Navarro y Navarro, 2003).

El nitrógeno que se halla en el suelo, sin considerar el nitrógeno elemental gaseoso de la atmósfera o agua del suelo, o adsorbido en las superficies de los sólidos en pequeña proporción, puede ser generalmente clasificado como inorgánico y orgánico, siendo la última la predominante. El nitrógeno inorgánico del suelo incluye las formas:  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{NO}$ . Se cree también que existe  $\text{NH}_2\text{OH}$ , pero como compuesto intermediario en la formación de nitritos a partir del amoníaco, y en determinadas circunstancias (Navarro y Navarro, 2003).

Las formas de nitrito y nitrato se encuentran exclusivamente, o casi exclusivamente, como iones libres en la disolución del suelo. La sal amónica, en su mayor parte, se encuentra como amonio cambiante y no cambiante, y solamente en pequeña proporción en la disolución del suelo. Ordinariamente, el amonio cambiante y el contenido en la disolución del suelo, junto con las formas de nitrito y nitrato, constituyen en conjunto menos del 2% del nitrógeno total en los suelos, sin embargo, éstas formas son de gran importancia, pues son las que utiliza la planta (Navarro y Navarro, 2003).

En resumen, la gran complejidad del ciclo del nitrógeno en el planeta hace difícil su interpretación, más aún cuando solo se conocen los nitratos de los extractos del suelo. Es evidente que los perfiles que tuvieron más concentración de nitratos fueron los que estaban activos o tenían cultivo en el momento del muestreo, por consiguiente, el nitrato con seguridad fue por la fertilización. A continuación se elabora un resumen de las formas en que el suelo gana y pierde nitrógeno de acuerdo a lo que relata Navarro y Navarro (2003).

Las ganancias del nitrógeno por el suelo son:

- a) Fijación del nitrógeno atmosférico por microorganismos que viven libremente en el suelo.
- b) Fijación del nitrógeno atmosférico por *Rhizobium* u otras bacterias simbióticas.
- c) Aporte por el agua de lluvia.
- d) Aportaciones de nitrógeno en fertilizantes, estiércol y plantas verdes.

Cuadro 35. Concentraciones de nitratos de los extractos a PS y 1:5 en los perfiles del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala

No.	Prof. cm	PS			1:5			No.	Prof. cm	PS			1:5		
		pH	N-NO <sub>3</sub> mg/L	N-NO <sub>3</sub> mg/100g	pH	N-NO <sub>3</sub> mg/L	N-NO <sub>3</sub> mg/100g			pH	N-NO <sub>3</sub> mg/L	N-NO <sub>3</sub> mg/100g	pH	N-NO <sub>3</sub> mg/L	N-NO <sub>3</sub> mg/100g
<b>Perfil 1</b>						<b>Perfil 5</b>									
1	10	7.4	86.35	7.383	7.5	40.73	20.367	1	10	7.7	18.98	0.901	7.4	0.52	0.262
2	20	7.3	39.65	3.569	7.6	8.53	4.263	2	20	7.8	1.26	0.043	7.3	0.21	0.107
3	30	7.6	34.45	3.212	7	9.44	4.722	3	30	7.6	1.79	0.075	7.2	0.57	0.284
4	40	7.5	28.63	2.491	7.6	11.82	5.911	4	40	7.2	1.12	0.041	7.2	0.17	0.086
5	50	7.4	37.34	3.267	7.5	8.12	4.059	5	50	7.3	0.00	0.000	7.1	0.00	0.000
6	60	7.2	38.20	3.896	7.6	7.95	3.976	6	60	7.2	5.75	0.223	7	0.00	0.000
7	70	7.6	31.82	3.039	7.9	6.68	3.342	7	70	7.1	0.00	0.000	7.1	0.17	0.086
8	80	7.7	29.87	2.800	7.8	4.99	2.493	8	80	7.2	0.26	0.011	7.1	0.00	0.000
9	90	7.6	15.61	1.405	7.5	3.46	1.729	9	90	7.3	0.00	0.000	7	0.00	0.000
10	100	7.5	25.72	2.012	7.3	3.11	1.556	10	100	7.6	1.83	0.086	7	0.00	0.000
11	110	7.6	6.18	0.456	7.3	2.57	1.283	11	110	7.7	0.00	0.000	6.7	0.00	0.000
12	120	7.7	25.82	1.865	7.1	1.12	0.560	12	120	7.8	0.00	0.000	6.9	1.17	0.583
13	130	7.6	32.10	2.207	6.9	1.03	0.513	13	130	7.6	0.00	0.000	6.8	0.00	0.000
14	140	7.6	36.40	2.448	6.8	0.66	0.329	14	140	7.8	13.06	0.473	6.8	0.00	0.000
15	150	7.7	11.06	0.760	7	0.89	0.444	15	150	7.9	0.00	0.000	6.9	0.00	0.000
<b>Perfil 2</b>						<b>Perfil 6</b>									
1	10	7.8	0.80	0.044	7.6	0.17	0.086	17	170	7.9	9.59	0.290	6.9	0.00	0.000
2	20	7.9	0.93	0.049	7.7	0.00	0.000	18	180	7.8	13.13	0.410	6.8	0.00	0.000
3	30	7.5	8.80	0.453	7.7	1.21	0.607	19	190	7.9	13.80	0.428	6.7	1.03	0.513
4	40	7.7	0.89	0.047	7.6	0.30	0.151	20	200	7.9	1.50	0.049	6.8	0.00	0.000
5	50	7.7	12.53	0.514	7.5	3.56	1.779	21	210	7.8	14.08	0.503	6.9	0.00	0.000
6	60	7.6	1.45	0.072	7.5	0.09	0.043	22	220	7.8	17.50	0.639	7	1.50	0.749
7	70	7.5	1.50	0.055	7.4	0.00	0.000	23	230	7.8	23.28	1.071	7.1	0.00	0.000
8	80	7.6	33.57	1.108	7.4	5.32	2.662	24	240	7.9	18.33	0.894	7.2	0.00	0.000
9	90	7.5	9.03	0.339	7.5	0.00	0.000	25	250	7.9	18.45	0.876	7.2	0.00	0.000
10	100	7.6	32.39	1.207	7.4	4.60	2.298	26	260	7.9	19.96	1.018	7.3	0.00	0.000
11	110	7.5	15.97	0.551	7.4	4.55	2.273	27	270	7.9	17.27	0.863	7.3	0.00	0.000
12	120	7.4	26.93	1.003	7.2	2.27	1.136	28	280	7.9	18.47	0.924	7.4	0.00	0.000
13	130	7.5	36.94	1.191	7.2	1.93	0.965	<b>Perfil 7</b>							
14	140	7.4	13.59	0.469	7.3	4.60	2.298	1	10	8.08	35.63	1.782	8	11.18	5.588
15	150	7.4	12.62	0.413	7.3	1.74	0.869	2	20	7.85	0.00	0.000	8	0.00	0.000
<b>Perfil 3</b>						<b>Perfil 8</b>									
1	10	7.7	2.86	0.102	7.3	0.26	0.129	3	30	8.28	0.00	0.000	7.9	0.00	0.000
2	20	7.8	7.22	0.253	7.2	0.00	0.000	4	40	7.65	0.00	0.000	7.9	0.00	0.000
3	30	7.6	0.00	0.000	7.5	1.35	0.677	<b>Perfil 9</b>							
4	40	7.6	6.13	0.230	7.5	0.00	0.000	1	10	8.33	72.89	4.100	8	12.34	6.168
5	50	7.5	0.00	0.000	7.2	0.00	0.000	2	20	8.33	100.08	5.679	8	14.38	7.188
6	60	7.6	7.91	0.305	7.5	0.00	0.000	3	30	8.21	100.08	5.930	7.9	0.00	0.000
7	70	7.6	2.32	0.091	7.5	0.00	0.000	4	40	8.06	15.48	0.910	8	15.83	7.913
8	80	7.6	1.17	0.041	7.8	0.00	0.000	<b>Perfil 10</b>							
9	90	7.3	0.00	0.000	7.7	0.00	0.000	1	10	7.43	0.81	0.038	6.7	1.60	0.801
10	100	7.3	0.66	0.022	7.6	0.00	0.000	2	20	7.46	0.57	0.029	6.9	0.81	0.404
11	110	7	0.00	0.000	7.5	0.00	0.000	3	30	7.43	2.38	0.119	6.9	4.25	2.124
12	120	7.2	1.98	0.078	7.4	0.00	0.000	4	40	7.49	1.05	0.054	7	0.89	0.444
<b>Perfil 4</b>						<b>Perfil 11</b>									
1	10	7.4	34.20	1.163	7.4	0.57	0.284	5	50	7.45	0.57	0.029	7	1.52	0.762
2	20	7.4	27.18	0.931	7.4	1.55	0.773	6	60	7.4	0.73	0.038	7	2.38	1.190
3	30	7.6	31.98	1.183	7.4	1.26	0.630	7	70	7.35	0.16	0.009	7.1	0.57	0.283
4	40	7.4	7.78	0.292	7.3	2.08	1.038	8	80	7.36	0.97	0.058	7.1	0.97	0.484
5	50	7.2	21.00	0.819	7.2	6.73	3.365	9	90	7.35	1.21	0.069	7.1	1.05	0.524
6	60	7.3	14.91	0.578	7.1	11.90	5.949	10	100	7.3	2.69	0.161	7.1	2.99	1.496
7	70	7.2	13.90	0.518	7	6.46	3.228	11	110	7.28	0.97	0.060	7.1	1.60	0.801
8	80	7	21.29	0.788	7.1	15.15	7.577	12	120	7.3	1.13	0.076	7.2	2.30	1.152
9	90	7.3	23.46	0.874	7.1	21.25	10.626	13	130	7.35	1.44	0.087	7.2	1.76	0.880
10	100	7.3	31.66	1.203	7	15.40	7.700	<b>Perfil 12</b>							
								1	10	7.8	2.38	0.119	7.6	5.78	2.892
								2	20	6.9	5.10	0.268	6.7	4.89	2.445
								3	30	6.9	11.63	0.581	6.4	5.10	2.549
								4	40	6.81	15.36	0.883	5.6	10.69	5.347
								5	50	7.22	7.63	0.450	5.9	7.14	3.572
								6	60	7.74	3.96	0.237	6.3	3.44	1.721
								7	70	7.88	9.74	0.548	6.5	3.44	1.721
								8	80	7.88	6.18	0.363	6.6	5.44	2.722
								9	90	7.93	2.92	0.176	6.7	5.24	2.619
								10	100	7.75	2.38	0.149	6.8	2.15	1.074
								11	110	7.8	2.53	0.158	6.9	1.99	0.997
								12	120	7.71	9.53	0.405	6.9	2.23	1.113
								13	130	7.6	11.38	0.427	7	1.92	0.958

Las pérdidas del nitrógeno por el suelo son:

- a) Desnitrificación, o reducción bioquímica de los nitratos bajo condiciones anaeróbicas.
- b) Reacciones químicas de los nitritos bajo condiciones aeróbicas.
- c) Pérdidas por volatilización del amoníaco, principalmente en suelos alcalinos, cálidos y húmedos.
- d) Lixiviación de los nitratos.
- e) Asimilación de los nitratos por las plantas superiores.
- f) Fijación del amonio por las arcillas con entramado en expansión y en suelos con alto contenido de materia orgánica.

El extracto de saturación de las muestras de suelo están en equilibrio con las aguas de riego, entonces, el N-NO<sub>3</sub> del PS se los puede interpretar de acuerdo a las directrices de la calidad de las aguas para riego que proponen Ayers y Westcot (1987) y que se explicaron a detalle en el muestreo de aguas. El 42% de los extractos de saturación tienen ningún grado de restricción de uso. El 42% de los extractos de saturación tienen un grado de restricción de ligera a moderada y el 16% de los extractos de saturación tienen un grado de restricción severo. Es decir, son pocas las muestras de suelo que tienen exceso de nitratos, se tienen muestras de este tipo en los perfiles 1, 2, 4, 6 y 7.

El N-NO<sub>3</sub> de los perfiles antes mencionados de acuerdo a lo que explica Castellanos *et al.* (2000) probablemente se deba a la fertilización o a la mineralización de los residuos del cultivo anterior, el cual estará disponible para ser utilizado por el nuevo cultivo a establecer.

### **5.11.13 Relaciones funcionales del muestreo de suelos**

Ecuaciones de regresión lineal para la estimación exacta de las concentraciones de sólidos totales disueltos, la concentración de cationes y aniones, y la presión osmótica, partiendo de la conductividad eléctrica de los extractos suelo-agua, son importantes entre otras para comprobar los resultados analíticos y para conocer la salinidad cualitativa de los extractos, tal como se realizó en el muestreo de aguas.

Ramírez (1988) en su trabajo de investigación encontró dependiendo del tipo de sal las siguientes regresiones lineales para los sólidos totales disueltos (STD):

a) Cloruro de sodio (NaCl)

$$\text{STD (mg L}^{-1}\text{)} = 690 \text{ CE (dS m}^{-1}\text{)}$$

b) Cloruro de calcio dihidrato ( $\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ )

$$\text{STD (mg L}^{-1}\text{)} = 888.25 \text{ CE (dS m}^{-1}\text{)}$$

c) Cloruro de magnesio hexahidrato ( $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ )

$$\text{STD (mg L}^{-1}\text{)} = 1332.67 \text{ CE (dS m}^{-1}\text{)}$$

Para la concentración de cationes y aniones (CCA):

a) Cloruro de sodio (NaCl)

$$\text{CCA (mmol}_c \text{ L}^{-1}\text{)} = 10.96 \text{ CE (dS m}^{-1}\text{)}$$

b) Cloruro de calcio dihidrato ( $\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ )

$$\text{CCA (mmol}_c \text{ L}^{-1}\text{)} = 12.08 \text{ CE (dS m}^{-1}\text{)}$$

c) Cloruro de magnesio hexahidrato ( $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ )

$$\text{CCA (mmol}_c \text{ L}^{-1}\text{)} = 13.11 \text{ CE (dS m}^{-1}\text{)}$$

Para la presión osmótica (PO):

a) Cloruro de sodio (NaCl)

$$\text{PO (atm)} = 0.481 \text{ CE (dS m}^{-1}\text{)}$$

b) Cloruro de calcio dihidrato ( $\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ )

$$\text{PO (atm)} = 0.37 \text{ CE (dS m}^{-1}\text{)}$$

c) Cloruro de magnesio hexahidrato ( $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ )

$$\text{PO (atm)} = 0.400 \text{ CE (dS m}^{-1}\text{)}$$

A continuación se presentan los resultados obtenidos en el muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala (Figuras 59, 60, 61 y 62).

En el extracto de saturación se obtuvieron las siguientes regresiones:

$$\text{STD (mg L}^{-1}\text{)} = 586.46 \text{ CE (dS m}^{-1}\text{)}$$

$$\text{CCA (mmol}_c \text{ L}^{-1}\text{)} = 9.75 \text{ CE (dS m}^{-1}\text{)}$$

$$\text{PO (atm)} = 0.38 \text{ CE (dS m}^{-1}\text{)}$$

En el extracto 1:5 se obtuvieron las siguientes regresiones:

$$\text{STD (mg L}^{-1}\text{)} = 613.39 \text{ CE (dS m}^{-1}\text{)}$$



$$\text{CCA (mmol}_c \text{ L}^{-1}) = 9.74 \text{ CE (dS m}^{-1})$$

$$\text{PO (atm)} = 0.30 \text{ CE (dS m}^{-1})$$

En síntesis, las relaciones funcionales del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala coinciden con las que citan Richards *et al.* (1959), Chang *et al.* (1983) y Ramírez (1988) para los extractos de suelo con preponderancia de salinidad sulfática. Se ratifica la exactitud de los datos analíticos y el tipo de salinidad cualitativa del muestreo de suelos.

Chang *et al.* (1983) en su estudio en suelos ricos en  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  recomiendan las siguientes ecuaciones:

$$\text{STD (mg L}^{-1}) = 765.1 \text{ CE (dS m}^{-1})$$

$$\text{CCA (mmol}_c \text{ L}^{-1}) = 10.61 \text{ CE (dS m}^{-1})$$

Además, Chang *et al.* (1983) explica que la solubilidad del  $\text{CaSO}_4$  se limita a  $30 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$ , por lo tanto, la cantidad de sales extraídas de este tipo de suelos es gobernado por la cantidad de agua de extracción. Esta investigación también demostró lo anterior y la relevancia de realizar el extracto de saturación, a pesar del gran trabajo que se requiere para este efecto.

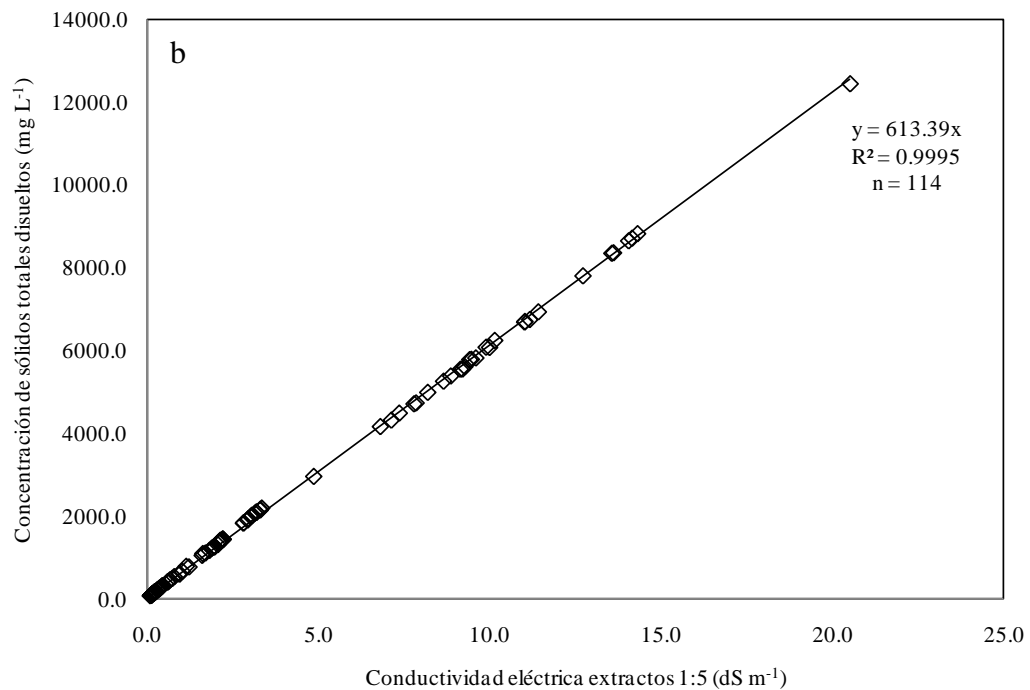
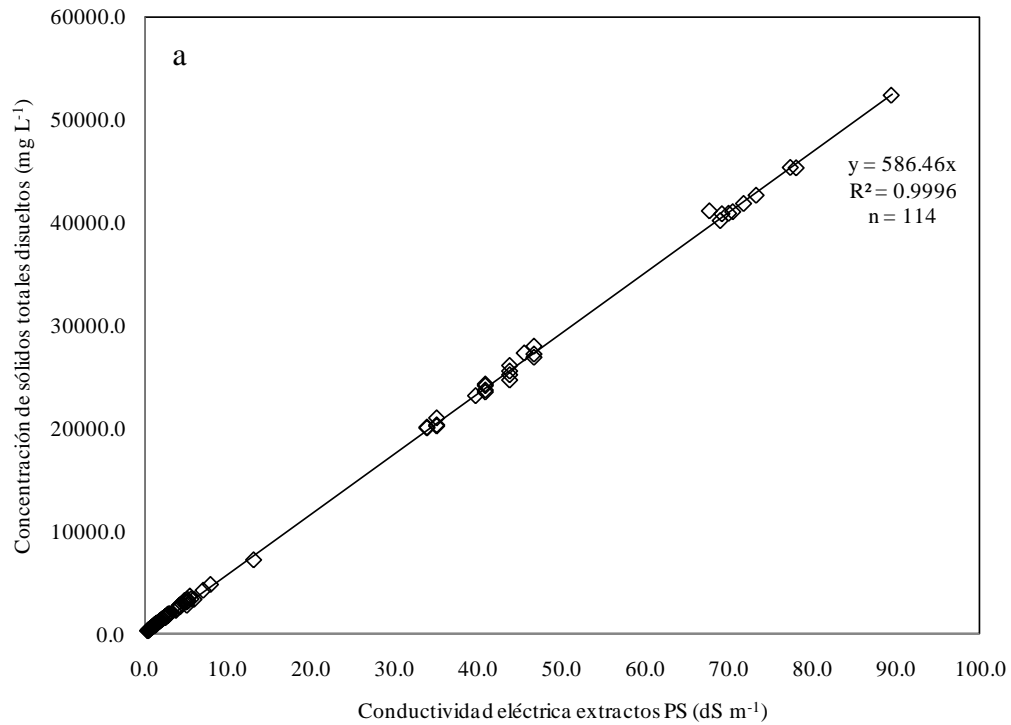


Figura 59. Relación entre la conductividad eléctrica en  $\text{dS m}^{-1}$  y la concentración de sólidos totales disueltos en  $\text{mg L}^{-1}$ . (a) extracto de saturación y (b) relación 1:5 del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde Matehuala.

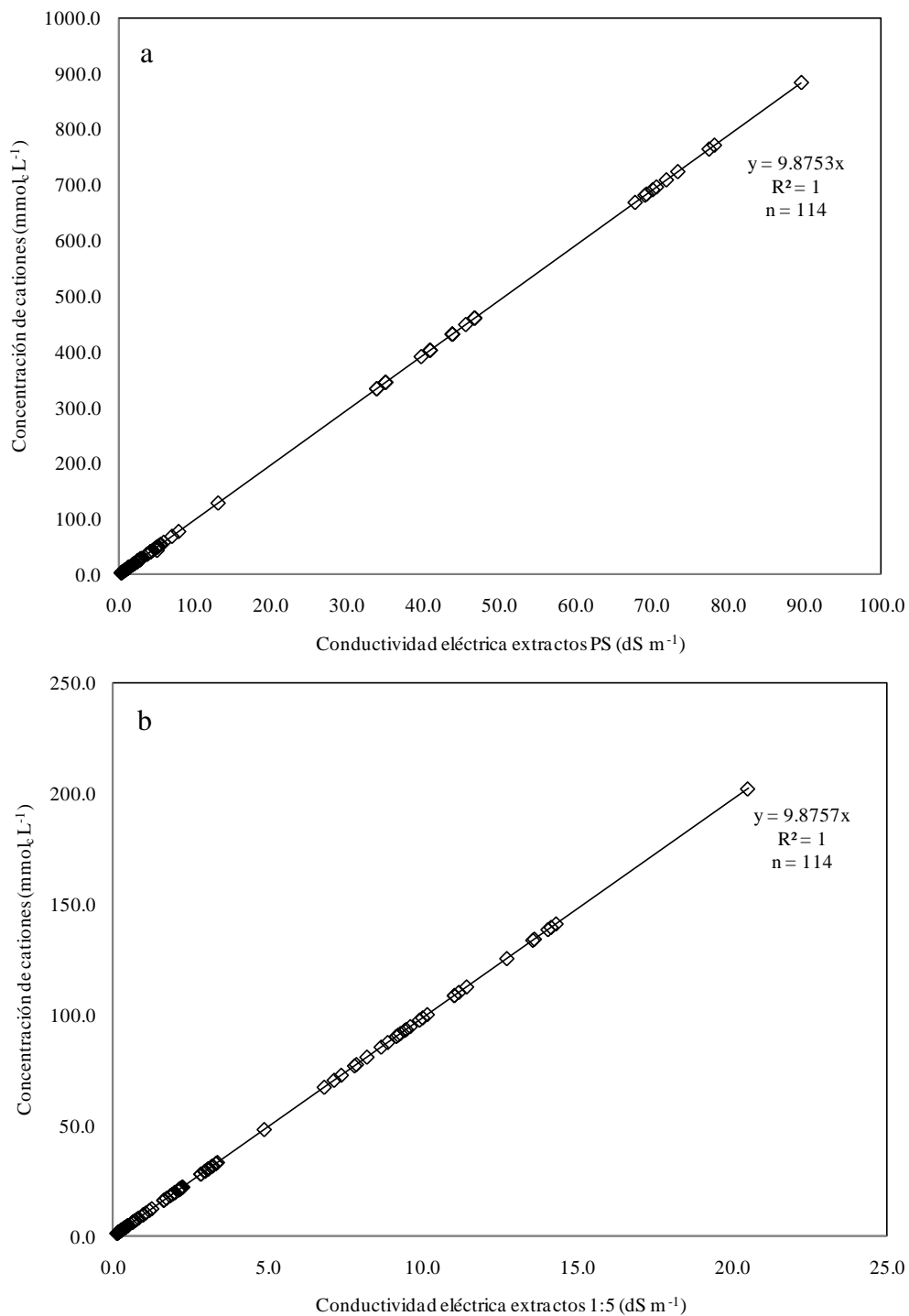


Figura 60. Relación entre la conductividad eléctrica en  $\text{dS m}^{-1}$  y la concentración de cationes en  $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$ . (a) extracto de saturación y (b) relación 1:5 del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde Matehuala.

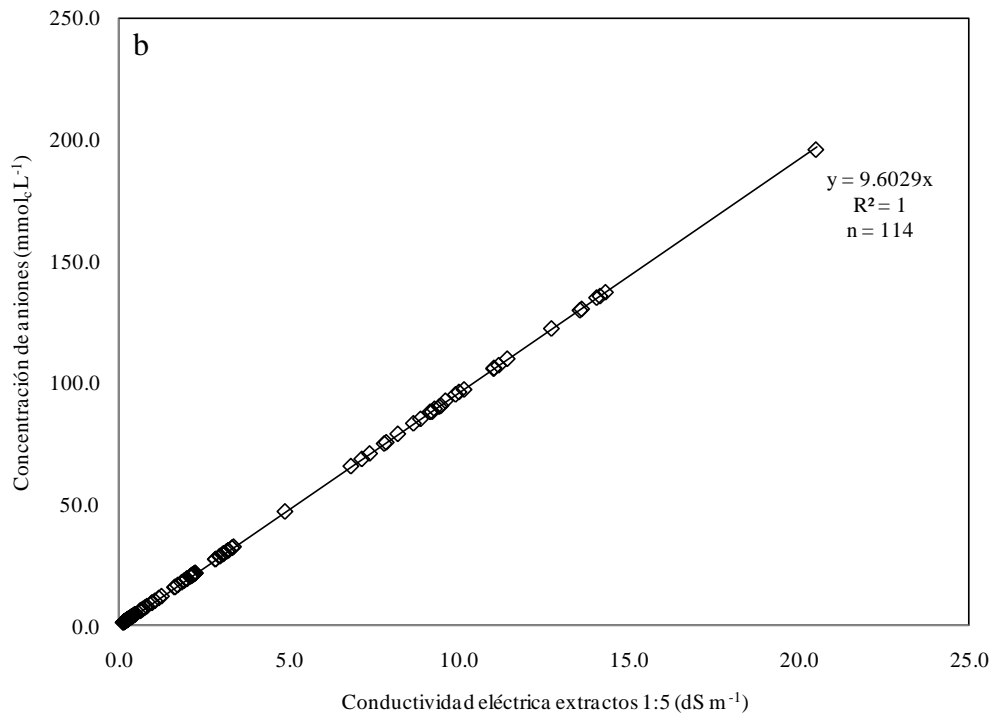
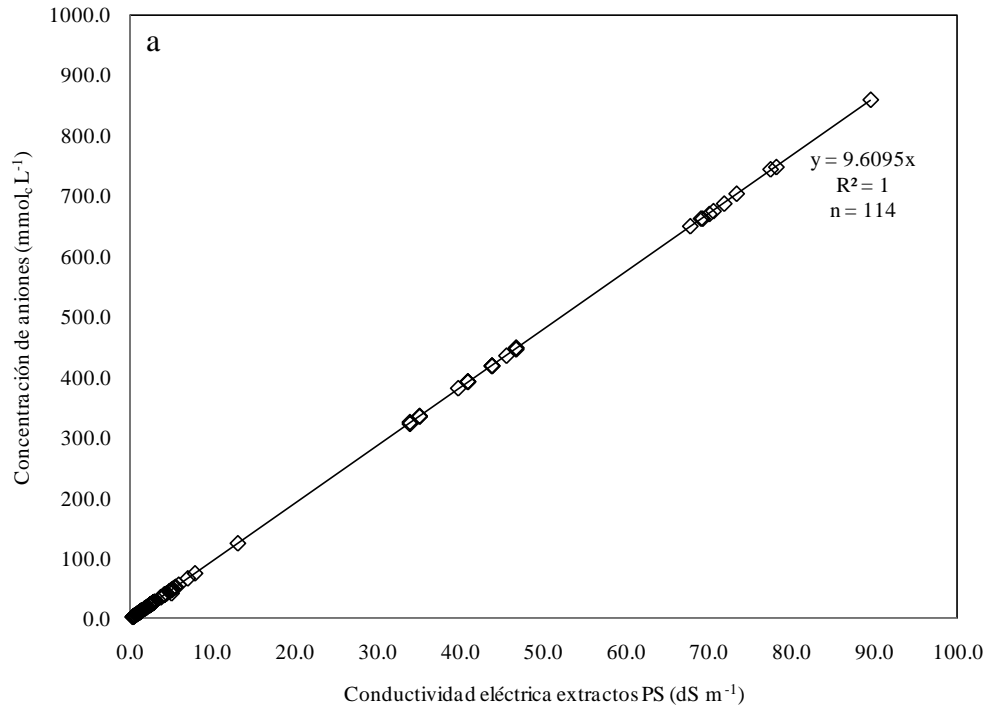


Figura 61. Relación entre la conductividad eléctrica en  $\text{dS m}^{-1}$  y la concentración de aniones en  $\text{mmol}_c \text{L}^{-1}$ . (a) extracto de saturación y (b) relación 1:5 del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde Matehuala.

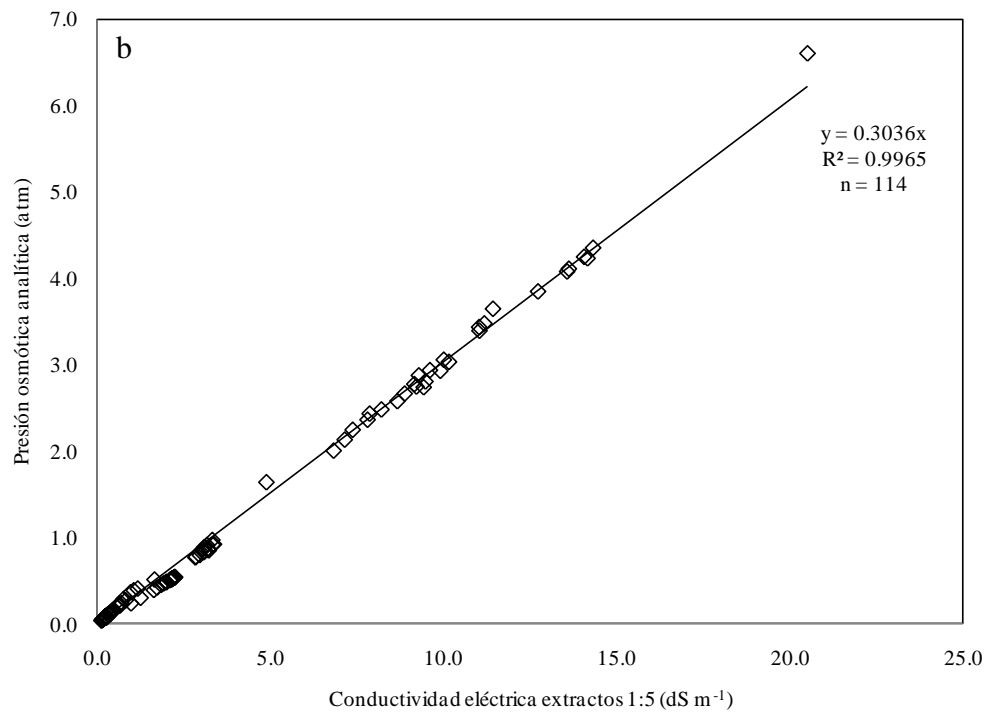
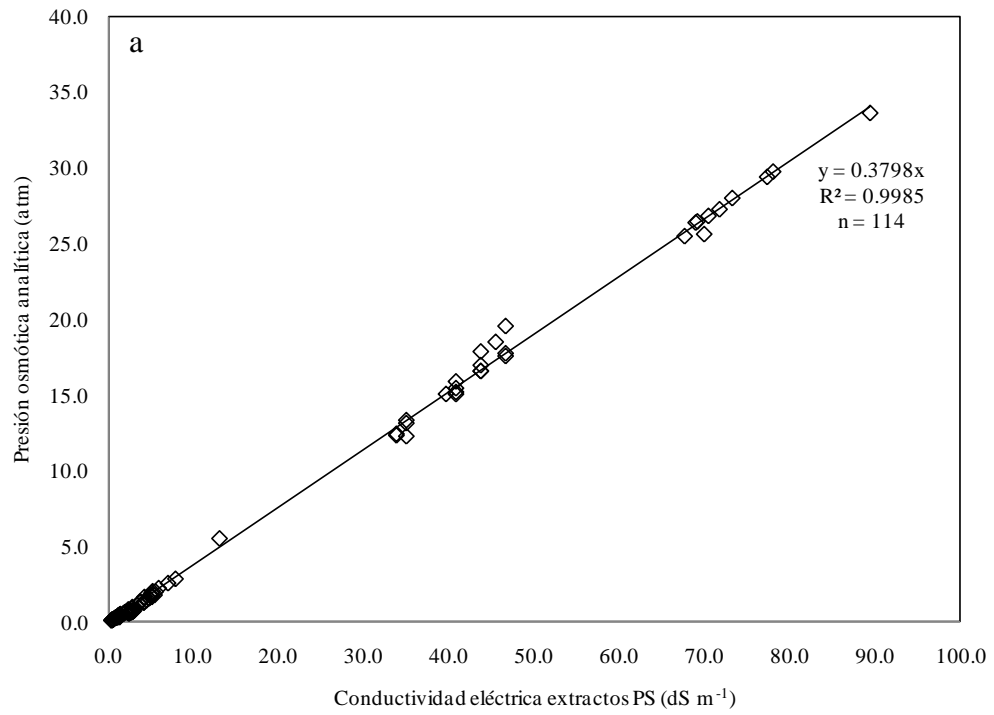


Figura 62. Relación entre la conductividad eléctrica en dS m<sup>-1</sup> y la presión osmótica en atm. (a) extracto de saturación y (b) relación 1:5 del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde Matehuala.

### 5.11.14 Curso de extracción de sales solubles en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos

Las sales solubles en los suelos pueden ser determinadas o estimadas a partir de los extractos acuosos de muestras de suelo. Cuando el objetivo es monitorear la salinidad en los suelos de mediana y altamente salinos se utilizan los extractos acuosos de relaciones suelo-agua PS, 1:1, 1:2, 1:5, 1:10 y 1:n, la elección de una de estas relaciones depende de los tipos de suelos salinos. Se tiene que considerar que las sales más solubles son removidas casi por completo de los suelos, las sales de mediana solubilidad pasan de manera incompleta a los extractos y las sales poco solubles pasan al extracto acuoso en cantidades mínimas (Sánchez, 1994).

El paso de las sales a los extractos acuosos depende de las relaciones suelo-agua, varios trabajos realizados en el área de salinidad del Colegio de Postgraduados lo han demostrado (González, 1982; Del Valle, 1983; Huez, 1985; López, 1988), esto se lo puede apreciar en la Figura 63.

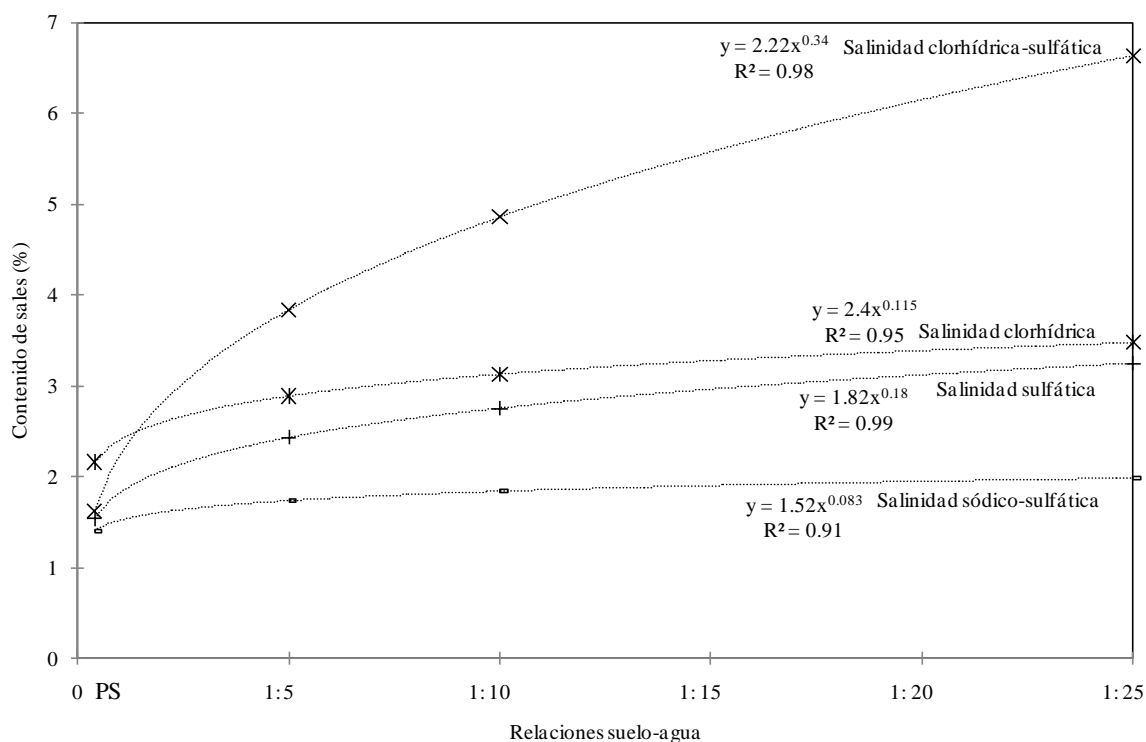


Figura 63. Curso de extracción de sales solubles en función de las relaciones suelo-agua.

En los horizontes superficiales de las zonas áridas las soluciones de los suelos por lo general han alcanzado el punto de saturación, en lo que se refiere a un tipo de sal soluble

predominante, por lo menos durante la parte más seca del año. Los suelos solonchaks en su extracto de saturación una característica típica es que tiene una o varias sales muy solubles, esto no se encuentra en otros suelos salinos (Kovda, 1973).

En soluciones de extractos de suelo altamente concentradas, la composición de las sales difiere notablemente de la composición general de las sales totales en los suelos tomados en su conjunto. Por ejemplo, el contenido de  $\text{Ca}^{2+}$  en la solución del suelo es siempre mucho menor que en el suelo y el  $\text{SO}_4^{2-}$  considerablemente menor. Por otro lado, la cantidad de  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{Mg}^{2+}$  contenidas en la solución del suelo es relativamente grande, con frecuencia tan grande como la contenida en el propio suelo (Kovda, 1973).

La composición salina de los suelos varía mucho dependiendo de la estación. Durante la temporada de lluvias las sales que forman parte de la fase sólida del suelo pasan a solución, nivelando así la concentración total. Esto provoca la precipitación de los compuestos que se vuelven menos solubles en el frío. Un lugar preponderante en la solución entonces es ocupado por sales cuya solubilidad es poco afectada por los cambios de temperatura, por ejemplo el NaCl. Las variaciones en la composición salina de la solución del suelo tienen un efecto sobre el crecimiento de las plantas y las propiedades del suelo (Kovda, 1973).

Después de esta explicación sobre la solubilidad de las sales, se presenta en las Figuras 64, 65 y 66 el curso de extracción de las sales solubles en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala, y se los compara con el curso de extracción que tiene la salinidad clorhídrico-sulfática, la salinidad clorhídrica, la salinidad sulfática, y la salinidad sódico sulfática.

En las Figuras 67, 68 y 69 se calculan las ecuaciones que rigen el curso de extracción de las sales solubles del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. Por consiguiente, es posible conocer el contenido de sales dependiendo de la relación suelo-agua de extracción en la zona de estudio, es una herramienta útil para determinar el contenido de sales en los suelos y su afectación sobre los cultivos, sin embargo, se recomienda confirmarlo con investigaciones específicas del campo agrícola que lo requiera, ésta investigación demostró una gran heterogeneidad de los suelos debido a su pasado geológico. No obstante dichas ecuaciones son una excelente referencia.

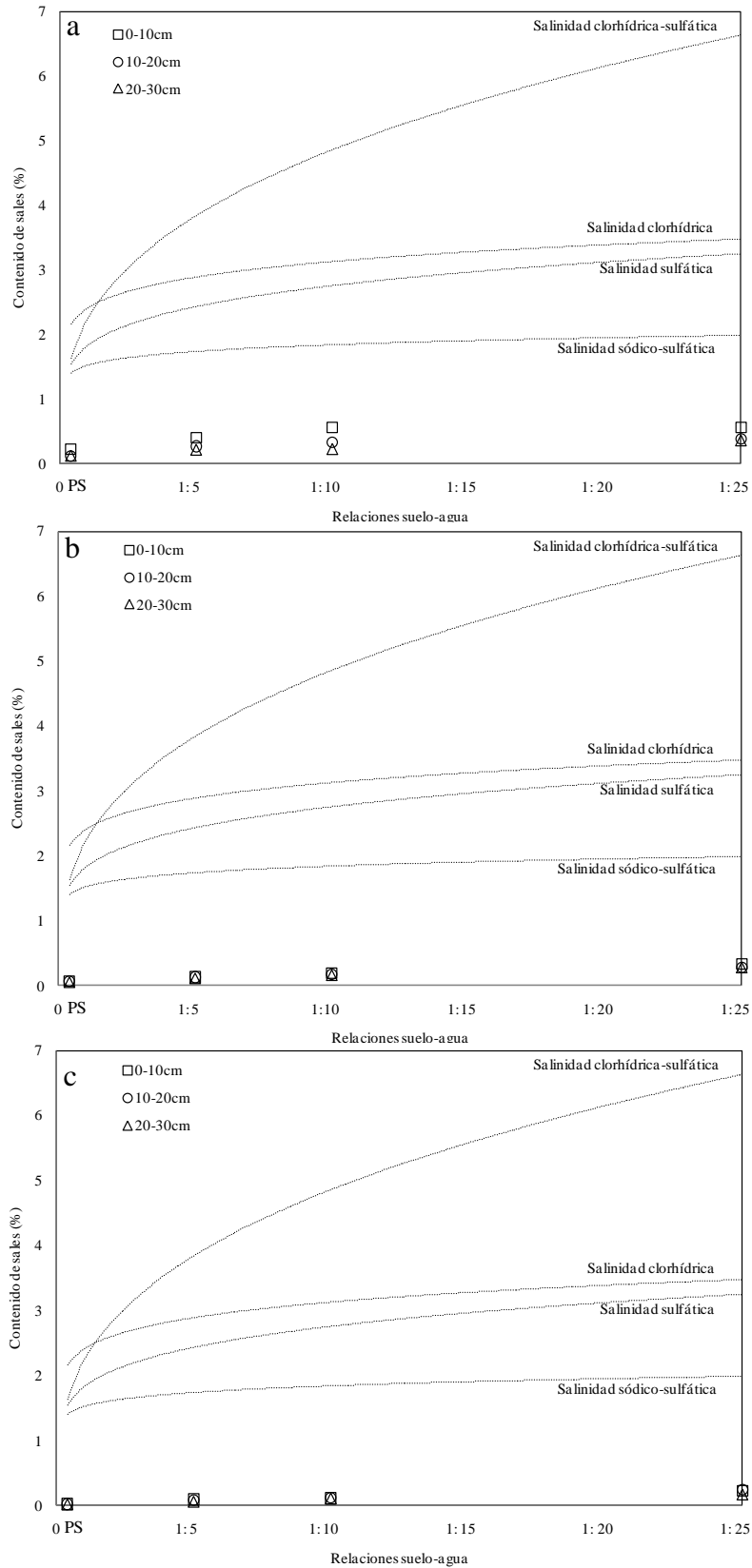


Figura 64. Curso de extracción de sales solubles en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. (a) perfil 1, (b) perfil 2 y (c) perfil 3.



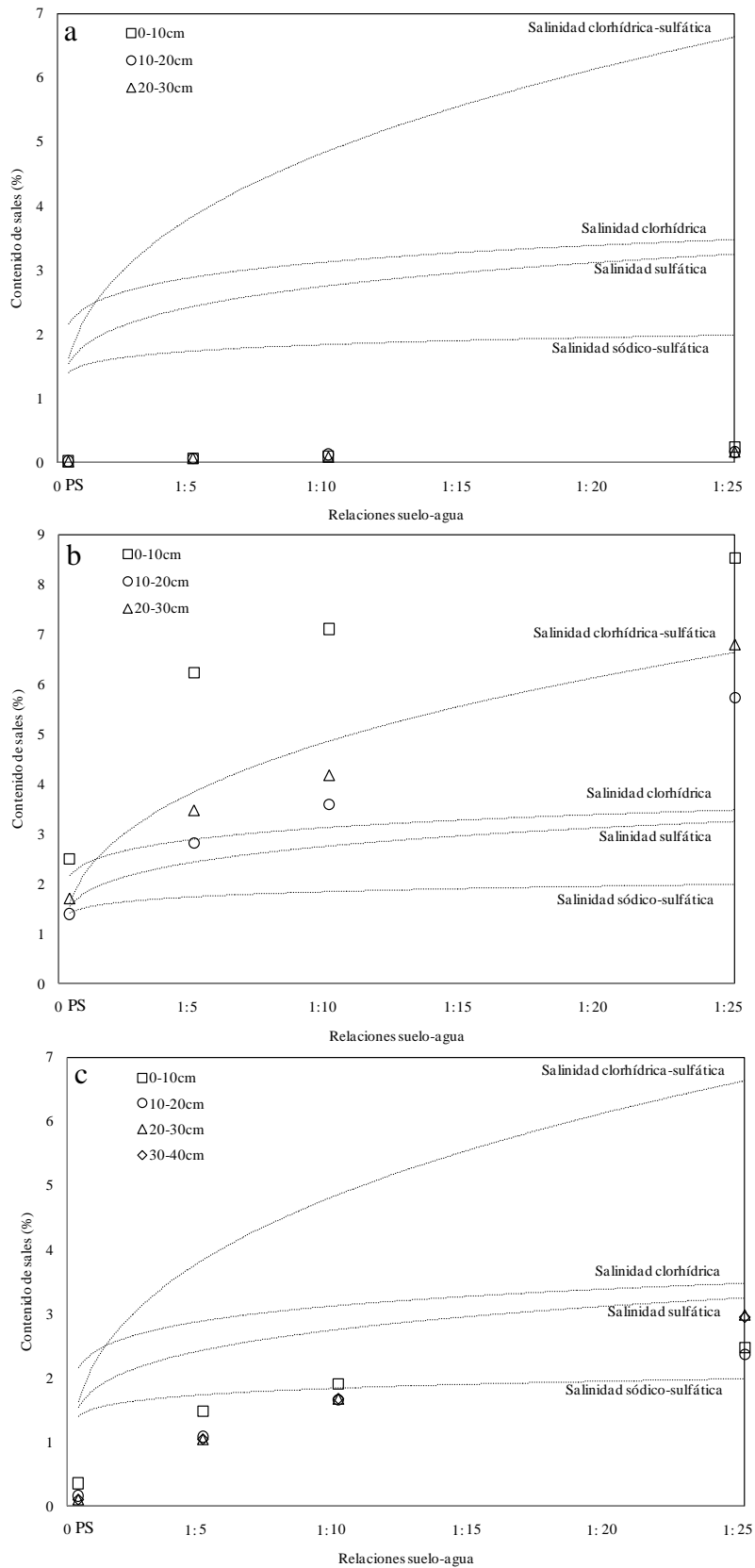


Figura 65. Curso de extracción de sales solubles en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. (a) perfil 4, (b) perfil 5 y (c) perfil 6.

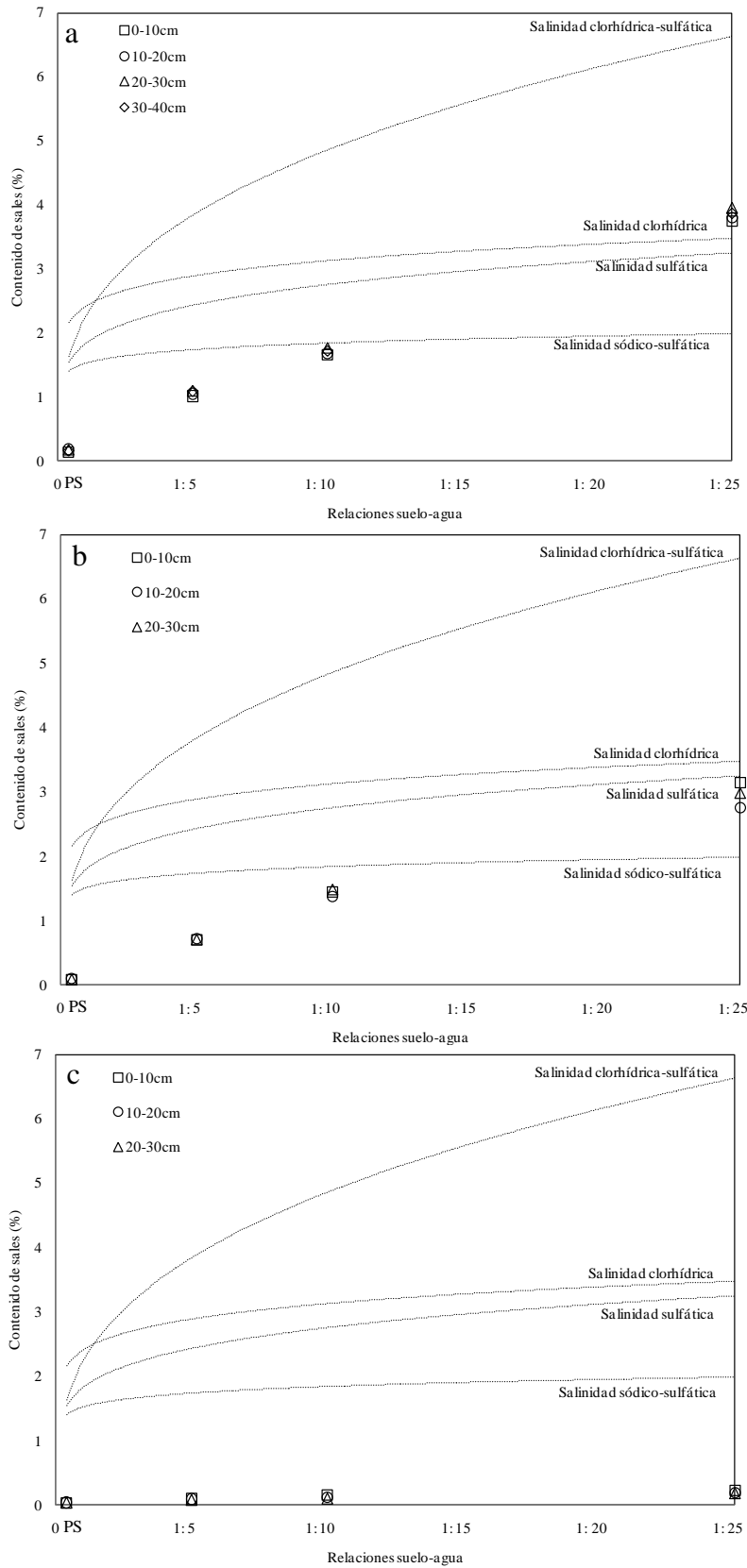


Figura 66. Curso de extracción de sales solubles en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. (a) perfil 7, (b) perfil 8 y (c) perfil 9.

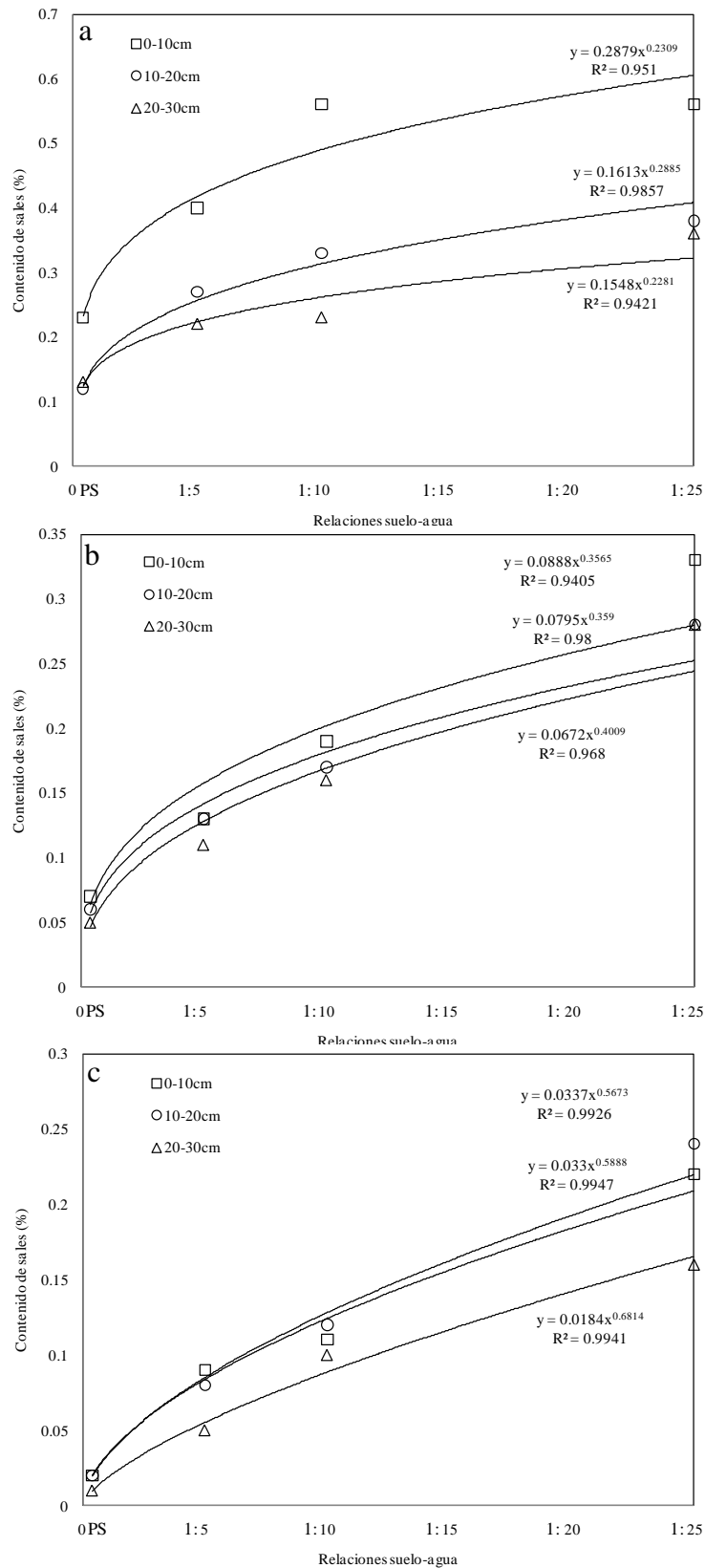


Figura 67. Cálculo de las ecuaciones de extracción de sales solubles en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. (a) perfil 1, (b) perfil 2 y (c) perfil 3.

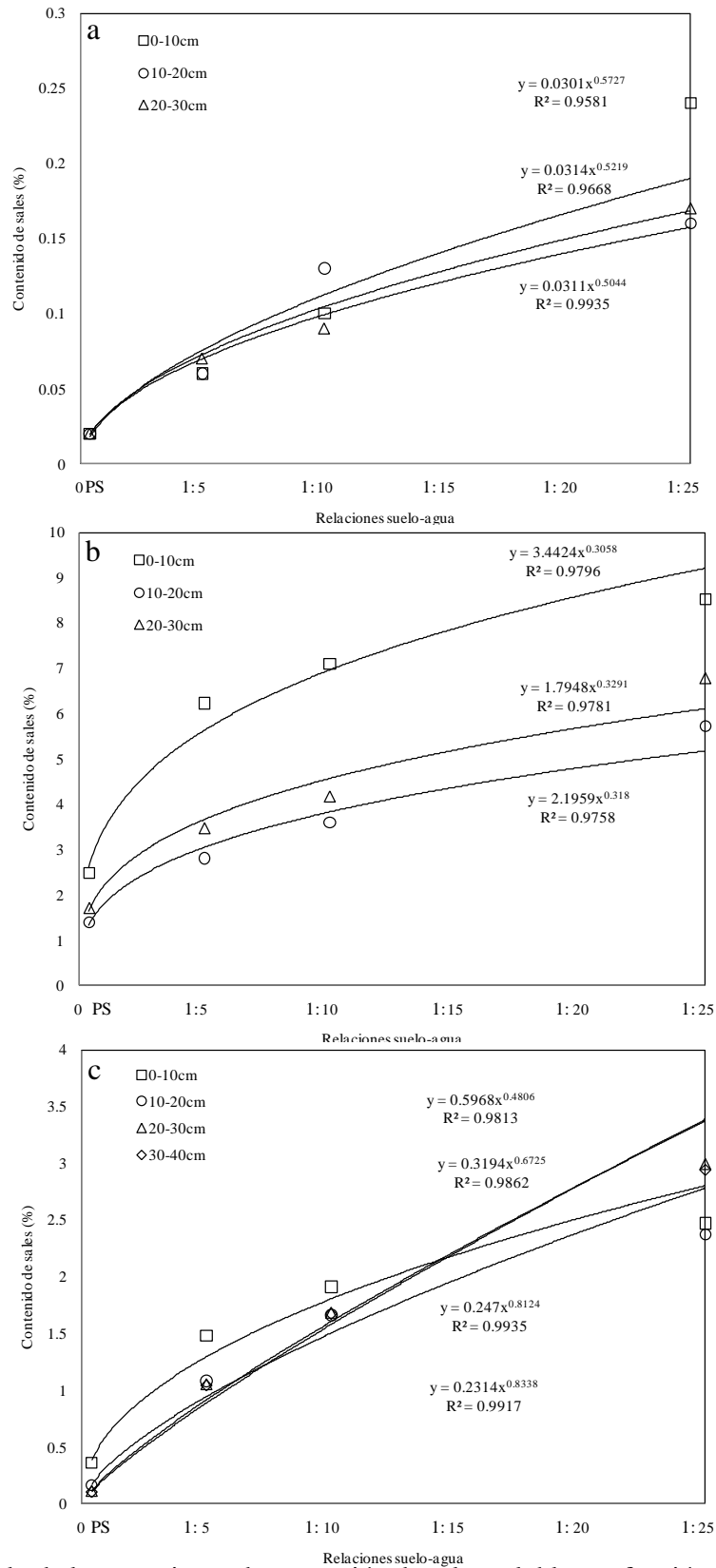


Figura 68. Cálculo de las ecuaciones de extracción de sales solubles en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. (a) perfil 4, (b) perfil 5 y (c) perfil 6.

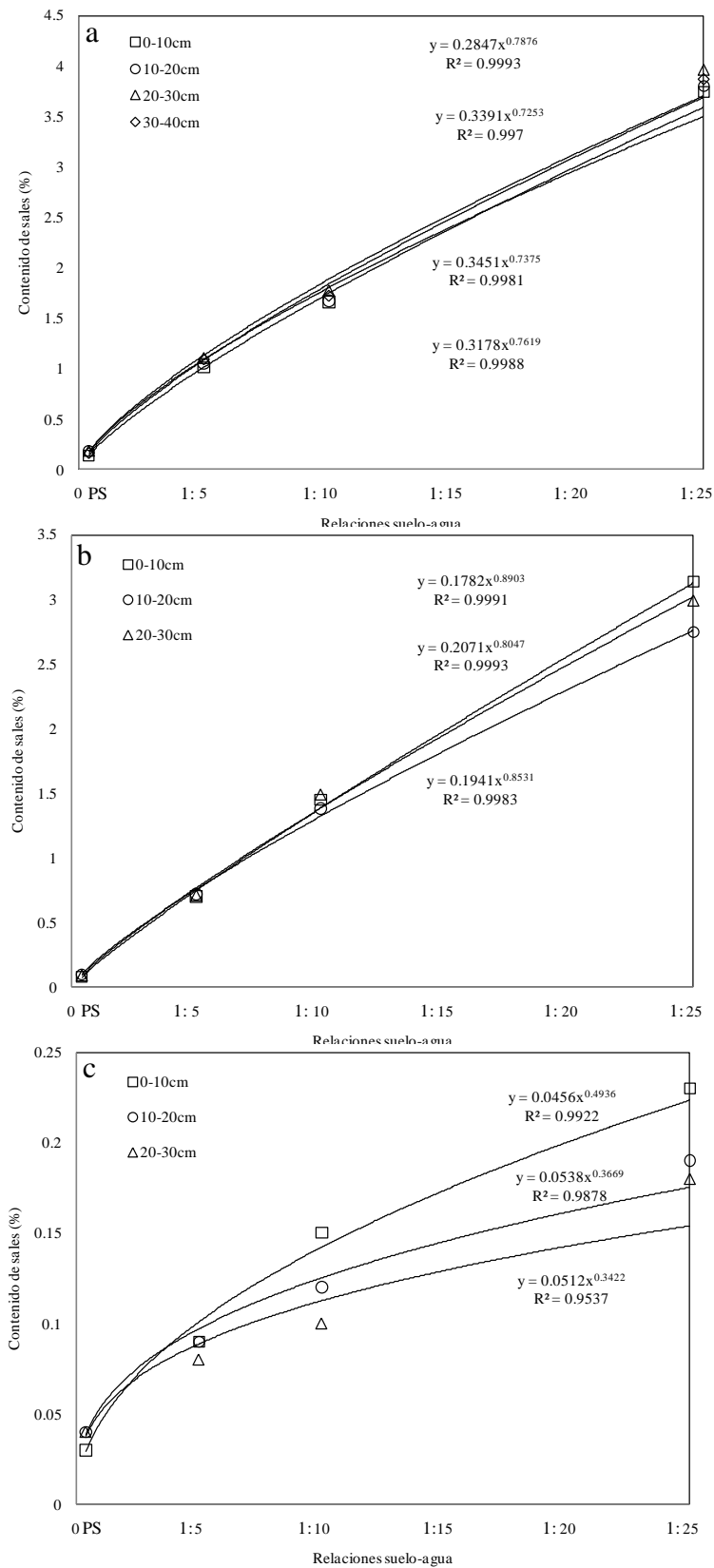


Figura 69. Cálculo de las ecuaciones de extracción de sales solubles en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. (a) perfil 7, (b) perfil 8 y (c) perfil 9.

En resumen, de las figuras en donde se comparó con el tipo de salinidad se observa que los perfiles 1, 2, 3, 4 y 9 presentan bajos contenidos de sales y no llega a los límites de la salinidad sódico-sulfática. El perfil 5 de 0-10 cm tiene salinidad clorhídrica-sulfática, y de 10-30 cm es clorhídrica. Los perfiles 6, 7 y 8 llegan a los límites de salinidad sódico sulfática y se extrae más sales en las capas superficiales. En síntesis, los primeros 20 cm de todos los perfiles de suelo extrajeron más sales en todas las relaciones suelo-agua, esto se debe a los procesos de evapotranspiración. Por otro lado, es probable que el comportamiento que muestra la Figura 63 de extracción que presenta el curso de extracción de sales solubles en función de las relaciones suelo-agua de los diferentes tipos de salinidad no funcione para el tipo de suelos que se tiene en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala, ya que la figura fue planteada para suelos de textura pesada por lo que no es un buen indicador para los suelos de éste estudio. La salinidad cualitativa del muestreo de suelos fue más acertada de acuerdo a la teoría de Arinushkina.

En lo que respecta al cálculo de las ecuaciones de extracción de sales solubles en función de las relaciones suelo-agua, se puede concluir que se tiene un instrumento importante para determinar el contenido de sales en función del volumen empleado en los extractos, además, se observa que todos los perfiles extrajeron más sales por el aumento de la relación suelo-agua, lo cual es un problema para los suelos y cultivos y tiene que ser considerado al momento de diseñar proyectos de riego. La explicación teórica de lo expuesto es que a bajas concentraciones, el proceso que origina las diferencias en la extracción son las reacciones de equilibrio y tienen poca influencia sobre el total de sales, por lo tanto, el agua disuelve mayor cantidad aún cuando los valores no sean significativos. En el caso de altas concentraciones el proceso relevante es la solubilización, así, al aumentar la cantidad de agua en contacto con el suelo, como son las relaciones 1:5, 1:10 y 1:25, y comparado con el PS, se tiene una mayor extracción de sales.

Todas las curvas de extracción de sales solubles tienden a ser asintóticas, lo cual es de esperarse, más aún, las diferentes relaciones suelo-agua y sus contenidos de sales están ajustadas perfectamente a la ecuación de extracción calculada para cada caso, es decir, la ecuación explica los cambios de la variable dependiente porque  $R^2$  en la mayoría de perfiles se aproxima a 1, es una correlación perfecta.

Es significativo considerar que en soluciones complejas, la solubilidad de la mayoría de las sales cambia. Como regla general, la presencia en una solución de sales con un ión común, hace que la solubilidad de estas sales decrezca. Por ejemplo, la existencia de una solución de grandes cantidades de cloruro de magnesio provoca una disminución muy fuerte en la solubilidad del cloruro de sodio, y causa que se precipite. Un similar cambio ocurre en la solubilidad de las sales en la presencia y el incremento de la concentración de NaCl. Lo mismo se observa en las combinaciones con el sulfato. En la mezcla de sales con diferentes iones, la solubilidad del componente que tiene el nivel más bajo de solubilidad aumenta. Esto se debe a la disociación de las sales. Un ejemplo de este cambio es la solubilidad del yeso cuando se combina con los cloruros.

El aumento de la solubilidad es debido al efecto del  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$  en la reducción del coeficiente de actividad del  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  en la solución, de manera que las concentraciones de los iones deban aumentar para mantener la constancia del producto de solubilidad (Kovda, 1973).

Las ecuaciones de extracción de sales solubles se las puede emplear también para monitorear la dinámica de los procesos salinos, estudiar el régimen de sustancias nutritivas, determinar la presencia en el suelo de compuestos nocivos para las plantas y mejorar los suelos a través de la lixiviación de sales. Sobre todo cuando se realizan lavados de suelos salinos es necesario tener en cuenta como están pasando a solución las sales.

#### **5.11.15 Curso de extracción del fósforo, boro y nitratos en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos**

Se calcularon las ecuaciones de extracción para el fósforo, boro y nitratos, en las diferentes relaciones suelo-agua, utilizando los mismos criterios que se explicaron en el curso de extracción de las sales solubles.

En las Figuras 70, 71 y 72 se presentan las ecuaciones de extracción del fósforo soluble del muestreo de suelos. No se logró detectar concentraciones de boro en ninguna relación suelo-agua de los perfiles 1, 2, 3, 4 y 5, sin embargo, si se detectó en los perfiles 6, 7, 8 y 9 (Figuras 73 y 74). Las diferentes relaciones suelo-agua y contenido de extracción de fósforo y boro están ajustadas perfectamente a la ecuación de extracción calculada para el caso del fósforo y boro, es decir, las ecuaciones explican los cambios de la variable dependiente porque  $R^2$  en la

mayoría de perfiles se aproxima a 1, existe una fuerte correlación. Por lo contrario, en el cálculo de las ecuaciones de extracción para nitratos no existió una correlación entre las variables, por lo tanto no se presentan las ecuaciones de extracción de nitratos, sin embargo, en el Anexo 4 se puede consultar las concentraciones que se obtuvieron en el muestreo de suelos en cada relación suelo-agua.

De las ecuaciones y funciones de extracción del fósforo soluble se puede concluir que existen grandes reservas en los suelos. A diferencia de la función de extracción de sales solubles que es asintótica, la del fósforo es directamente proporcional a la relación suelo-agua, es decir, mientras aumenta el contenido de agua el fósforo extraíble también aumenta, entonces no existen deficiencias de este nutriente en los suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. Se encuentran suficiente fósforo en los suelos. Por consiguiente, los fertilizantes fosfatados son un desperdicio en los campos agrícolas de la zona de estudio. Es necesario diseñar proyectos para que las reservas de fósforo existentes en los suelos pasen a solución y puedan ser aprovechados por los cultivos.

De las ecuaciones y funciones de extracción de boro soluble se puede concluir que hay deficiencias de este importante micronutriente en los suelos. En los primeros 5 perfiles no se detectó niveles de boro en ninguna relación suelo-agua, en el resto de los perfiles las funciones fueron asintóticas, en otras palabras, existen reservas limitadas de boro en esos perfiles.

De las ecuaciones y funciones de extracción de nitratos se puede concluir que no se tienen herramientas suficientes para elaborar recomendaciones o conocer con cierta exactitud lo que sucede al respecto en la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. Por la gran diversidad y complejidad en el ciclo del nitrógeno se tienen que realizar investigaciones en cada área de influencia, es decir, en la atmósfera, en el agua, en los suelos y en los microorganismos.



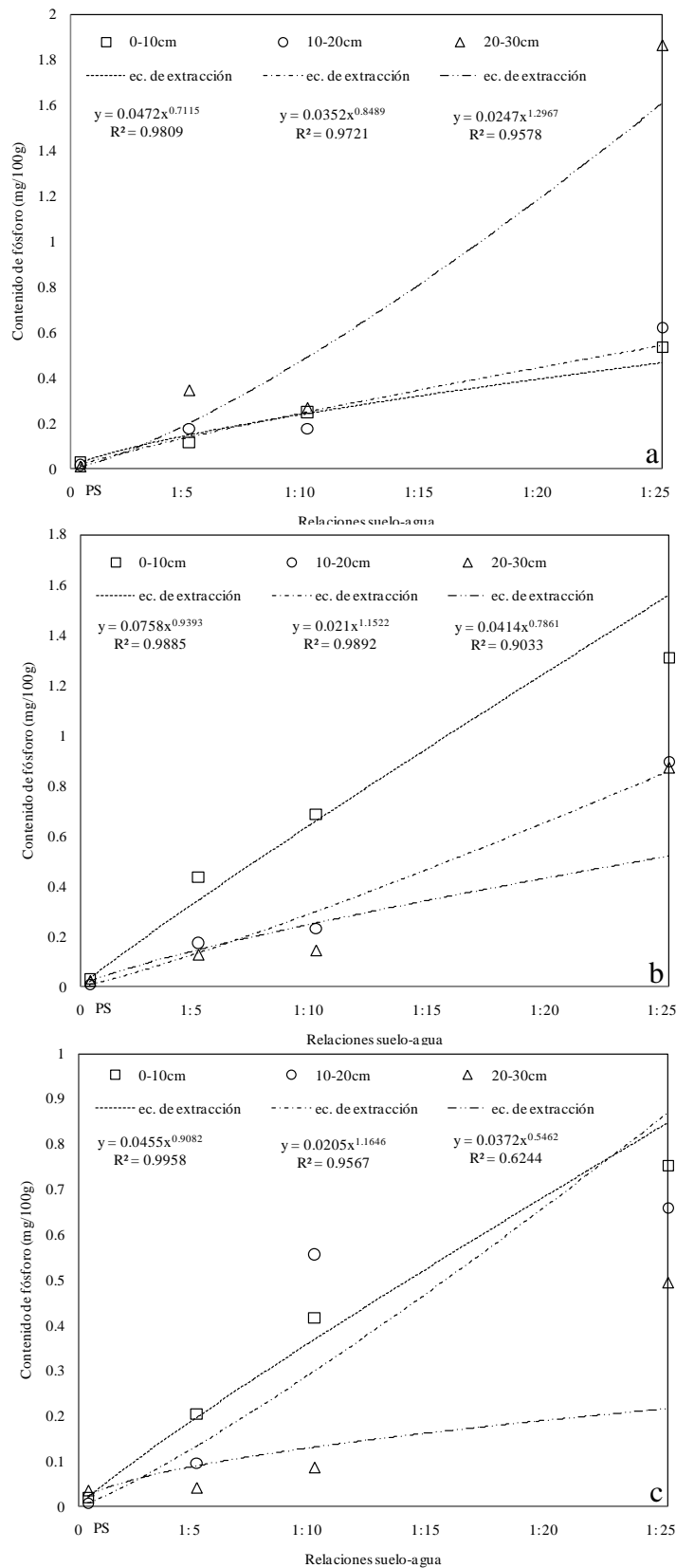


Figura 70. Cálculo de las ecuaciones de extracción del fósforo soluble en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. (a) perfil 1, (b) perfil 2 y (c) perfil 3.

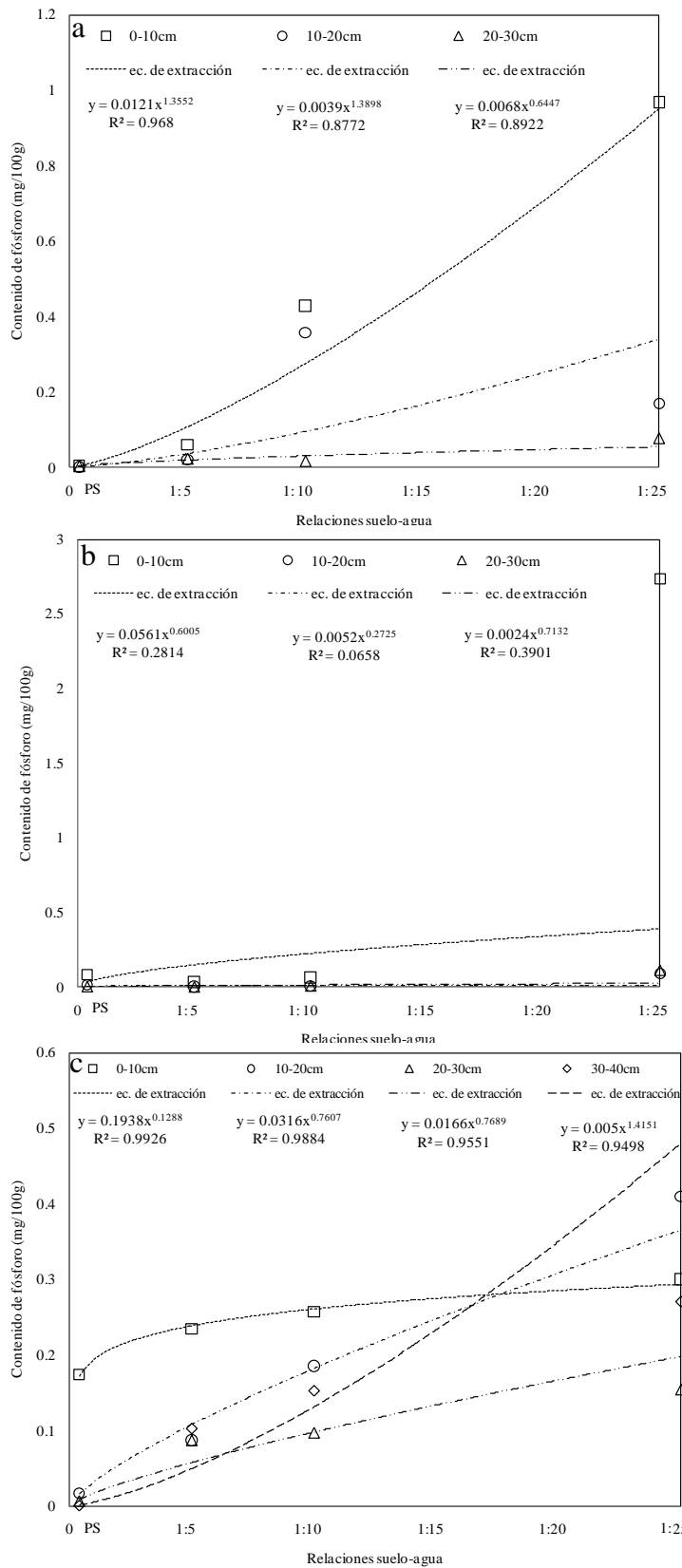


Figura 71. Cálculo de las ecuaciones de extracción del fósforo soluble en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. (a) perfil 4, (b) perfil 5 y (c) perfil 6.

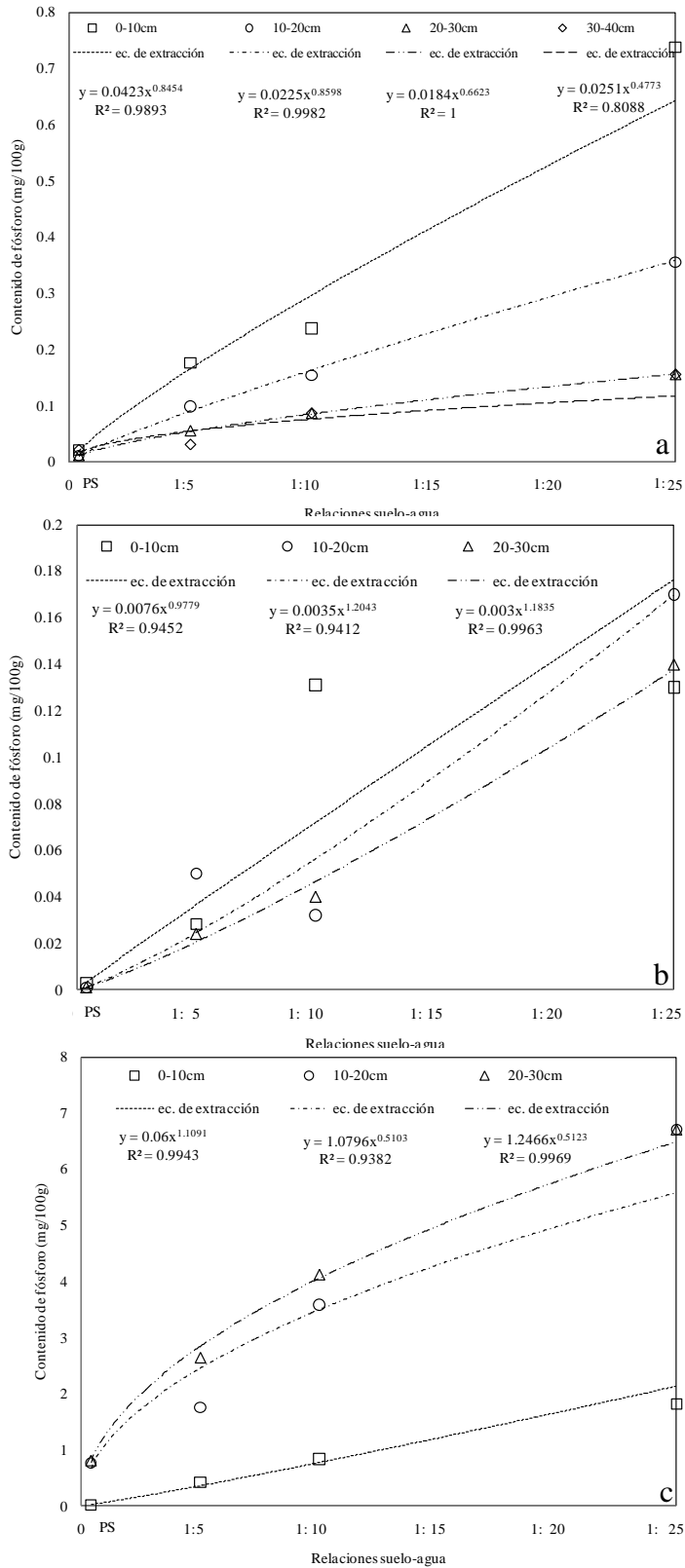


Figura 72. Cálculo de las ecuaciones de extracción del fósforo soluble en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. (a) perfil 7, (b) perfil 8 y (c) perfil 9.

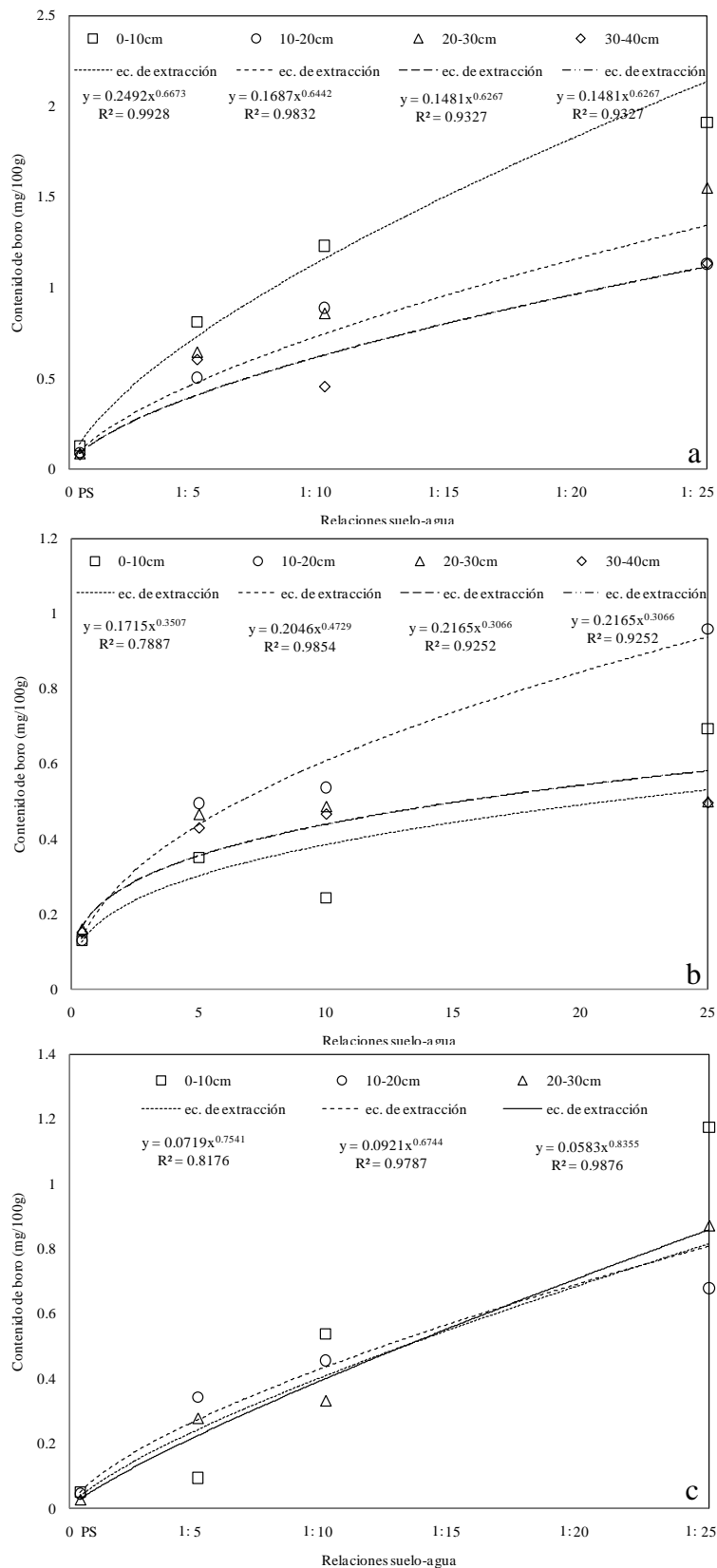


Figura 73. Cálculo de las ecuaciones de extracción del boro soluble en función de las relaciones suelo-agua del muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala. (a) perfil 6, (b) perfil 7 y (c) perfil 8.

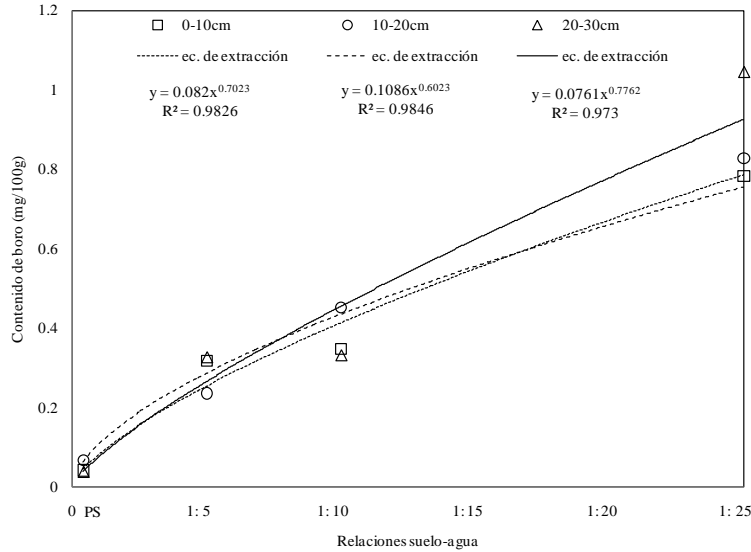


Figura 74. Cálculo de las ecuaciones de extracción del boro soluble en función de las relaciones suelo-agua del perfil 9, en el muestreo de suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala.

### 5.12 Medidas para el manejo de aguas y suelos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala

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 que 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 CO<sub>2</sub>, 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).

Kovda (1973) y Ayers y Westcot (1987) mencionan que existen varios factores para el manejo del agua de riego entre ellos se tiene: 1- Composición química del agua, 2- Cultivos a ser irrigados (el más importante), 3- Suelos a ser irrigados, 4- Clima, 5- Riego y drenaje y 6- Las obras de restauración debe ser económicamente viables. En la zona de estudio de acuerdo a la clasificación hidrogeoquímica las aguas del Río Verde son sulfatadas cálcicas, para el Río Extorax son sulfatadas mixtas cálcicas-sódicas, para el Río Ayutla y el Río Jalpan son bicarbonatadas cálcicas y bicarbonatadas magnésicas, mientras que los pozos y manantiales son aguas sulfatadas cálcicas y magnésica. De acuerdo a la clasificación de Richards *et al.* (1959) el muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala son C3-S1

altamente salinas no sódicas y C4-S1 muy altamente salinas no sódicas. Dichas clasificaciones se deben principalmente a las sales que forman los iones  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$ .

De acuerdo a la clasificación de Richards *et al.* (1959), los suelos son salinos no sódicos, con el dominio del  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$ .

En estas circunstancias hay varias prácticas de manejo que ayudarán en controlar o reducir los impactos de las sales que se forman: yeso, sulfato de magnesio y calcio.

**1.** Los suelos con yeso natural se considera como autorecuperable, ya que no requiere de enmiendas y la lixiviación sería suficiente para completar su recuperación (Ayers y Westcot, 1987).

**2.** Cuando se utilizan aguas con altos contenidos de  $\text{CaSO}_4$  en riegos sucesivos algo de yeso puede precipitar, por lo que el efecto es una menor cantidad de sales disueltas en el suelo (Kovda, 1973; Papadopoulos, 1984). Esta sal no es toxica para los cultivos por su baja solubilidad ( $1.9 \text{ g L}^{-1}$ ).

Sin embargo, el  $\text{Ca}^{2+}$  puede dañar a las plantas primordialmente por su ión acompañante  $\text{HCO}_3^-$ . Cuando cantidades grandes de  $\text{Ca}^{2+}$  son extraídas por las plantas, éstas usualmente lo precipitan en la savia de las células en forma de malatos o citratos (Levitt, 1980).

**3.** El alto contenido de yeso en los suelos puede formar caliche, que evita que el agua drene correctamente, las raíces no pueden conseguir oxígeno y las sales se acumulan debido a la carencia del drenaje. Esto ocurre en las zonas de cultivo entre las comunidades de Palomas y San Francisco principalmente, pero en todos los perfiles se detectó niveles altos de  $\text{CaCO}_3$ . Estas situaciones son perjudiciales para crecimiento del vegetal por lo que se sugiere que se roturen los suelos con arado profundo y/o subsoleo, que pueden penetrar entre 30 y 60 cm o más, para proveer un drenaje interno, también se pueden emplear residuos de cosecha, composta, etc., para mejorar la estructura del suelo.

Ayers y Westcot (1987) indican que el subsoleo tiene efecto temporal en el suelo, mientras que en la aradura profunda sus efectos son permanentes, esta operación es costosa y se debe realizar después de los trabajos de nivelación y drenaje pero antes de lixiviar las sales.

El contenido de las sales en la zona radical depende de la concentración del agua de riego, del ascenso de sales por capilaridad, del número de aplicaciones, de la permeabilidad y drenaje (entre mejor drenaje la lixiviación de sales en los suelos es mayor) (Kovda, 1973).

4. Kovda (1973) recomienda tomar medidas radicales para la recuperación de suelos salinos, propone lavar los suelos para lixiviar las sales de sulfato de magnesio por su alta solubilidad ( $262\text{g L}^{-1}$ ), ya que, darán soluciones muy concentradas que son altamente tóxicas para los cultivos.

Ayers y Westcot (1987) sugieren que se pueden lixiviar las sales aplicando a la zona radicular mayor cantidad de agua que la que necesitan los cultivos durante su período de crecimiento. Esta cantidad extra de agua percola por debajo de la zona radicular, desplazando por lo menos una parte de las sales acumuladas. Este proceso de lixiviación es el factor básico para el control de las sales solubles aplicadas con el riego. A largo plazo se debe lixiviar la misma o mayor cantidad de sales aplicadas con el agua de riego. Se debe tener cuidado en la cantidad de agua necesaria para lixiviar las sales y el momento oportuno para su aplicación, para ello se utiliza la siguiente fórmula:

$$RL = \frac{ECa}{5ECx - ECa}$$

Donde:

RL: Requerimiento de lixiviación mínimo necesario para controlar las sales dentro de la tolerancia de un cultivo, empleando métodos comunes de riego por superficie.

ECa= Salinidad de agua de riego ( $\text{dS m}^{-1}$ )

ECx= Salinidad del extracto de saturación ( $\text{dS m}^{-1}$ ), que representa la salinidad tolerable por un cultivo determinado.

Cuando el porcentaje de agua adicional para la lixiviación de sales es mayor al 35%, esta alternativa se hace imposible debido a la poca cantidad de agua disponible en la zona, hay que encontrar especies más tolerantes (Villanueva y Hernández, 2001).

Fessbender y Bornemisza (1987) mencionan que el lavado en varios volúmenes es más eficiente que si se aplica uno solo, también indican que la cobertura vegetal reduce la evaporación del agua del suelo promoviendo de ese modo su percolación, ayudando al lavado. Con el lavado se busca disolver las sales y diluirlas a una concentración tal, que la conductividad eléctrica sea la máxima permitida, para que el cultivo rinda satisfactoriamente. El agua sobrante se elimina mediante drenajes adecuados, acabando de esta forma con el exceso de sales en el suelo (Cepeda, 1991). Aunque Papadopoulos (1984) sugiere que cuando se utilizan aguas ricas en sulfato de sodio para el lixiviado de sales, puede ocurrir que al precipitarse el yeso se incremente el peligro de que el sodio ocupe los sitios de intercambio que ha dejado el calcio.

**5.** Los rendimientos bajos son frecuentemente como resultado de fallas durante la germinación y desarrollo inicial, además de las anteriores practicas de manejo, existen otras que pueden tener un efecto positivo en la germinación, emergencia, desarrollo inicial y rendimiento total, las practicas se deben hacer anualmente y en forma continua ( Ayers y Westcot, 1987), y estas son:

a) Emparejamiento del suelo: Solo alisa la superficie del terreno, sin generar cambios de pendiente y no sustituye a la nivelación, se sugiere que después se haga un arado del suelo para evitar la compactación por la maquinaria pesada, el emparejamiento permite una buena distribución del riego, evita problemas de drenaje y anegamientos.

b) Programación del riego: Sirve para evitar la escasez de agua en las plantas, también se recomiendan riegos fuera de estación y/o de presembrado, con una buena programación pueden utilizarse aguas altamente salinas, como las que se encuentran en el área de estudio.

**6.** Adecuado manejo de la fertilización: Los suelos ricos en yeso tienen bajo contenido de fósforo, potasio, nitrógeno, magnesio, hierro, materia orgánica (Pineda *et al.*, 2001), por lo que se debe poner atención para que los cultivos no tengan problemas nutricionales.

**7.** Si las prácticas de manejo anteriores no funcionan se recomienda seleccionar cultivos o las variedades de los cultivos que ya se siembran en la zona, que tienen mayor tolerancia a la salinidad, un caso específico es la naranja y el frijol.



8. Utilizar un método apropiado de irrigación ya que el total de las aguas de la zona de estudio se clasifican como duras a muy duras, de acuerdo a la clasificación de Keith (1967).

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 el agua 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). La inyección de fertilizante fosfatados o amoniacales en este tipo de aguas, puede conducir a la formación de precipitados de calcio o magnesio, obstruir así los orificios de los equipos de poco diámetro (Booher, 1974). Cuando las concentraciones de bicarbonatos excedan  $2 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$  y el pH exceda de 7.5 puede haber precipitaciones de carbonato de calcio, entonces es necesario acidificar el sistema (Hassan, 1998).

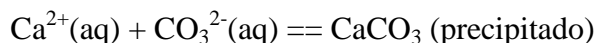
Ayers y Westcot (1987) señalan que también estas incrustaciones de carbonatos de calcio se forman sobre las hojas, flores y frutos bajando así la calidad comercial de los cultivos, por lo que sugieren que se le agregue ácido sulfúrico que equilibra químicamente el 90% de bicarbonatos, por su difícil manejo y costo se recomienda para cultivos de alto valor comercial.

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).

Desde el punto de vista sanitario, las aguas duras son tan satisfactorias para el consumo humano como las aguas blandas, sin embargo, un agua dura requiere demasiado jabón para la formación de espuma y crea un problema de lavado, además deposita lodo e incrustaciones sobre las superficies con las cuales entra en contacto al ser calentada. Por lo tanto, el valor de la dureza determina su conveniencia para uso y la necesidad de un proceso de ablandamiento (Romero, 1999).

### **Ablandamiento o Suavizado del agua dura.**

Hay diferentes formas de realizar el ablandamiento, entre ellas la más usada es la de “adición de carbonato sódico”, que conlleva la eliminación de  $\text{Ca}^{2+}$  mediante la reacción:



Si se desea evitar la formación de incrustaciones se debe tratar el agua con metafosfatos (“calgón”) ya que se ha descubierto que la “adición de pequeñas cantidades de ciertos compuestos fosfatados” evita que se precipite el calcio formándose complejos quelados. De forma semejante se comportan determinados formadores de complejos orgánicos, que pueden utilizarse también para la determinación cuantitativa de iones  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  (ácido etilendiaminotetracético conocido como EDTA).

Otra de las formas de suavizado del agua se basa en la utilización de “intercambiadores iónicos” o “resinas de canje iónico” que son resinas artificiales que están formadas por una red orgánica gigante con numerosos grupos ácidos o básicos. Los intercambiadores iónicos han sido ampliamente utilizados en la industria para la eliminación de iones que por su presencia pudieran provocar fenómenos o reacciones perjudiciales, ya sea por formación de precipitados, sabores, coloraciones y obstrucción de tuberías, roturas por calentamiento, corrosión, etc.

En las resinas existen iones unidos a los grupos funcionales, que no se encuentran químicamente enlazados, sino que están unidos por atracción electrostática. Estos iones pueden ser reemplazados por otros del mismo signo que presenten una mayor atracción electrostática. En función del signo de estos iones, positivo o negativo, se habla de resinas catiónicas o aniónicas, respectivamente. Si se deja que un canjeador de iones ácido se hinche en el seno del agua se forman iones  $\text{H}_3\text{O}^+$ , los cuales quedan enlazados al resto o red cargada negativa. En los cargadores de iones de tipo básico se producen iones  $\text{OH}^-$  de forma correspondiente.

Si se deja pasar una disolución con diferentes cationes y aniones, primero a través de un cambiador de tipo ácido y después a través de uno básico, se quedarán los cationes, en lugar de los iones  $\text{H}_3\text{O}^+$  (“resina catiónica”), mientras que en los cambiadores de tipo básico (“resina

aniónica”) son intercambiados los aniones por iones  $\text{OH}^-$ . Como los iones  $\text{H}_3\text{O}^+$  se combinan con los iones  $\text{OH}^-$  de acuerdo con el producto iónico del agua, ésta llega a quedar completamente libre de electrolitos, como consecuencia de tal canje.

## 6. CONCLUSIONES

De acuerdo con las expediciones geomorfológicas

1- La cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala se encuentra localizada en la Plataforma Valles-San Luis. Los ríos que delimitan este gran sistema hidrográfico son: Extorax, Jalpan, Ayutla, Santa María, Río Verde, Río Moctezuma y Río Pánuco.

2- La composición química de las aguas de los subsistemas hidrográficos de los ríos Extorax, Jalpan y Ayutla es sulfático-clorhídrico-bicarbonatada  $\text{SO}_4\text{-Cl-HCO}_3$ . La composición catiónica es sódico-magnésica-cálcica Na-Mg-Ca. Los procesos geoquímicos en estas aguas están gobernados por el bicarbonato de calcio  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ .

3- La composición química de las aguas de los subsistemas hidrográficos de los ríos Santa María y Bagres es sulfático-clorhídrico-bicarbonatada  $\text{SO}_4\text{-Cl-HCO}_3$ . La composición catiónica es sódico-cálcico-magnésica Na-Ca-Mg. Los procesos geoquímicos en estas aguas están gobernados por el bicarbonato de magnesio  $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ .

4- La composición química de las aguas del subsistema hidrográfico del Río Verde, en su margen izquierda, es clorhídrico-sulfático-bicarbonatada  $\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$ . La composición catiónica es sódico-cálcica magnésica Na-Ca-Mg. Los procesos geoquímicos de estas aguas están gobernados por el bicarbonato de magnesio  $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$  y el sulfato de magnesio  $\text{MgSO}_4$ .

5- La composición química de las aguas del subsistema hidrográfico del Río Verde, en su margen derecha, es clorhídrico-bicarbonatado-sulfática  $\text{Cl-HCO}_3\text{-SO}_4$ . La composición catiónica es sódico-magnésica-cálcica Na-Mg-Ca. Los procesos geoquímicos de estas aguas están gobernados por el sulfato de calcio  $\text{CaSO}_4$  y el sulfato de magnesio  $\text{MgSO}_4$ .

6- El valor del coeficiente  $a$  de la relación funcional  $\text{mg L}^{-1} = a f(\text{CE})$  es de  $a=0.645$ . Este valor corresponde a aguas sulfático-bicarbonatadas  $\text{SO}_4\text{-HCO}_3$ . El valor del coeficiente  $a$  de la relación funcional  $\text{PO}_{(\text{atm})} = a f(\text{CE})$  es de  $a=0.00031$ . Este valor corresponde a aguas bicarbonatado-sulfáticas  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4$ .

7- Las aguas de riego del manantial de Media Luna durante un proceso de evapotranspiración evolucionan por la vía sulfática. Por esta vía evolutiva estas aguas se enriquecen con sulfato de magnesio  $\text{MgSO}_4$ . El sulfato de magnesio  $\text{MgSO}_4$  para los cultivos agrícolas es muy tóxico.

8- Los contenidos de boro en las aguas de los diferentes subsistemas hidrográficos fueron de  $0.1-0.7 \text{ mg L}^{-1}$ . Los contenidos de fósforo fueron de  $0.1-0.7 \text{ mg L}^{-1}$ . Los contenidos de nitrógeno fueron de  $0.0-2.0-12.0 \text{ mg L}^{-1}$ .

9- Las cantidad de sales solubles que se extraen en diferentes relaciones de extracción suelo-agua en los suelos sulfáticos de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala fue como sigue:  $1:25 > 1:10 > 1:5 > 1 \approx 0.2-0.6$ . Esto se debe a la existencia en estos suelos de cápsulas salinas y a considerables reservas de sales sulfáticas en los diferentes espesores de los perfiles sulfáticos.

## **7. RECOMENDACIONES**

1- Con la finalidad de conocer con más detalle la secuencia de precipitación de las diferentes sales, durante un proceso de evaporación, se deben conducir experimentos de evaporación secuenciados de los distintos subsistemas hidrográficos que conforman la Plataforma Valles-San Luis.

2- Especialmente se deben estudiar estos procesos de evaporación en las aguas del Río Verde y en las aguas de riego del manantial de Media Luna. Las aguas de ambas fuentes actualmente son utilizadas para satisfacer las necesidades de riego de los distintos cultivos que se siembran en los valles de Río Verde.

3- Establecer experimentos especiales para determinar los contenidos totales de fósforo en diferentes espesores pedológicos que tienen acumulación lacustres en tiempos históricos-geológicos.

## 8. BIBLIOGRAFIA

Aceves N., E. 1979. El ensalitramiento de los suelos bajo riego. Colegio de Postgraduados. Chapingo, Estado de México, México. p. 382.

Agassi, M., I. Shainberg and D. Van der Merwe. 1994. Effect of water of salinity on inter-rill erosion and infiltration: Laboratory study. *Australian Journal of Soil Research*. 32:595-601.

Agassi, M., J. Tarchitzky, R. Keren, Y. Chen, D. Goldstein, and E. Fizik. 2003. Effects of prolonged irrigation with treated municipal effluent on runoff rate. *Journal Environmental Quality*. 32(3):1053-1057.

Aguilar S., A., J. Etchevers B. y J. Castellanos R. 1987. Analisis químico para evaluar la fertilidad del suelo. Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo. Publicación Especial No. 1. p. 217.

Aguilera C., M. y R. Martínez E. 1996. Relaciones agua suelo planta Atmosfera. Cuarta Edición. Universidad Autónoma Chapingo, México. p. 256.

Albornoz, F., A. Torres, M. Tapia y E. Acevedo. 2007. Cultivo de tomate (*Lycopersicon esculentum* Mill.) hidropónico con agua desalinizada y desborificada en el Valle de Lluta. Chile. *IDESIA* 25(2): 73-80.

Aldabe B., S., P. Aramendía, C. Bonazzola y L. Lacreu. 2004. Química 2: química en acción. Primera Edición. Ediciones Colihue. Buenos aires, Argentina. p. 400.

Al-Droubi, A., B. Friszt, J. Y. Gac and Y. Tardi. 1980. Generalized residual alkalinity concept. Application to prediction of the chemical evolution of natural waters by evaporation. *Am. J. Sci.* 280. pp. 560-572.

Alonso, M. 1998. Las lagunas de la España peninsular. *Limnetica*. 15:1-176.

Álvarez, W. 2009. *Tyrannosaurus Rex* y el cráter de la muerte. Edit. Crítica, Impreso en Barcelona, España. p. 205.

APHA. American Public Health Association. 1995. Standard Methods for the examination of water and wastewater 19th edition. Publication office American Public Health Association, Washington D.C. Chapter 1 p. 45; Chapter 2 p. 88; Chapter 3 p. 106 and Chapter 4 p. 124.

Arauzo, M., M. Valladolid, J. J. Martínez B. y C. Gutiérrez. 2006. Dinámica espacio-temporal del contenido en nitrato de las aguas superficiales y subterráneas de la cuenca del río Oja (La Rioja, España): Vulnerabilidad del acuífero aluvial. *Limnetica*. 25(3): 753-762.

Ayers, R. S. y D. W. Westcot. 1987. La calidad del agua y su uso en la agricultura. Estudio FAO Riego y Drenaje 29 Rev. 1. Trad. Al español por J.F. Alfaro de: Water quality and use in agriculture.

- Baccaro, K., M. Degorgue M., M. Lucas M., L. Picone, E. Zamuner y Y. Andreoli. 2006. Calidad del agua para consumo humano y riego en muestras del cinturón hortícola de Mar del Plata. *Revista de Investigación Agropecuario (RIA)* 35(3): 95-110. INTA, Argentina.
- Badaut, D. y F. Risacher. 1983. Authigenic smectite on diatom frustules in Bolivian saline lakes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47. pp. 363-375.
- Balks, M., W. Bond and C. Smith. 1998. Effects of sodium accumulation on soil physical properties under an effluent-irrigated plantation. *Australian Journal of Soil Research*. 36: 821-830.
- Ballín C., J. R., A. Cardona y R. Cisneros A. 2004. Evaluación del impacto agrícola sobre el agua subterránea de la zona de Río Verde, S. L. P. Instituto de Investigaciones de Zonas Desérticas de la UASLP, folleto técnico. p. 27.
- Bazilevich, N. I. 1970. The geochemistry of soda soils. Israel Program for Scientific Translations. p. 392.
- Ben-Hur, M., F.H. Li, R. Keren, I. Ravina, and G. Shalit. 2001. Water and salt distribution in a field irrigated with marginal water under high water table conditions. *Soil Science Society American Journal*. 65:191-198.
- Benardi R, C. y G. Tabilo T. 1975. Estudio comparativo de métodos para la determinación de capacidad de intercambio catiónico en suelos de la provincia de Santiago. *Agricultura Técnica (Chile)* 35: 134-138.
- 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. *Irrigation Science*. 26:139-146.
- Bohn, H. L., B. L. McNeal y G. A. O'Connor. 1993. *Química del suelo*. 1ra Ed. Editorial Limusa, México. p. 370.
- Bonilla, I., A. El-Hamdaouil and L. Bolaños. 2004. Boron and calcium increase *Pisum sativum* seed germination and seedling development under salt stress. *Plant and Soil*. 267:97-107.
- Booher, L. J. 1974. El riego superficial. Colección FAO. Fomento de tierras y aguas, No. 3. Cuaderno de Fomento Agropecuario. Italia. p. 162.
- Bower, C. A. 1961. Prediction of the effects of irrigation waters on soils. Proc. UNESCO Arid Zone Symposium, Salinity Problems in the Arid Zones. Teheran, Iran. pp. 215-222.
- Brinkmann, R. 1964. Compendio de geología general. Editorial LABOR S. A. Impreso en España. p. 351.
- Brock, T. 1978. *Bilología de los microorganismos*. Segunda edición. Ediciones Omega, Barcelona. p. 774.



Brown, P. H. and H. Hu. 1998. Boron mobility and consequent management in different crops. *Better Crops*. 82 (2): 28-31.

Bull, C., D. Weller and L. Thomashow. 1991. Relationship between root colonization and suppression of *gaeumannomyces graminis* var. *tritici* by *Pseudomonas fluorescens* Strain 2-79. *Phytopathology* 81: 954-959.

Buol, S., F. Hole. y R. Mc Cracken. 1998. Soil genesis and classification. Iowa State University Press. Third edition, USA. p. 446.

Cajuste, L. 1977. Química de suelos con un enfoque agrícola. Colegio de Postgraduados, Chapingo, México. p. 278.

Calcaño, M. 1988. Los procesos de lixiviación de sales en los suelos sulfáticos de Río Verde, San Luis Potosí. Tesis de Maestría en Ciencias. Colegio de Postgraduados. Montecillo, estado de México, México. p. 211

Calero, B., M. Rodríguez, A. Morales, F. Martínez y L. Morejón. 2009. Biodegradabilidad de mezclas de caliza fosfatada con abonos orgánicos en un suelo ácido. *Cultivos Tropicales*. Vol. 30, núm. 3. pp. 5-9.

Carrasco, B., P. Morales, E. Cienfuegos y R. Lozano. 2004. Geoquímica de las rocas asociadas al paleokarst Cretácico en la Plataforma de Actopan: Evolución Paleohidrológica. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, UNAM*. Vol. 21, núm. 003. pp. 382-396.

Carrera V., D. 2007. Calidad de las aguas del sistema hidrográfico Zahuapan-Atoyac. Tesis de Maestría en Ciencias. Montecillo, Texcoco, Edo. de México. p. 243.

Carrera V., D., H. Ortega E., J. Ramírez G., C. Ramírez A., C. Trejo L. y A. Becerril R. 2011. Boro, fosfatos e índices de salinidad del sistema hidrográfico Zahuapan-Atoyac, México. *Tecnología y Ciencias del agua, antes Ingeniería Hidráulica en México*. Vol. II, núm. 2, abril-junio. pp. 5-21.

Carrillo, M. 1990. Geometría estructural de la sierra madre oriental, entre Peñamiller y Jalpan, estado de Querétaro. *UNAM, Instituto de Geología Revista* 9(1): 62-70.

Casierra P., F. y N. García R. 2006. Producción y calidad de fruta en cultivares de fresa (*Fragaria* sp.) afectados por estrés salino. *Revista Facultad Nacional Agricultura Medellín*. 59(2): 3527-3542.

Castellanos, J. Z., J. X. Uvalle B. y A. Aguilar S. 2000. Manual de interpretación de análisis de suelos y agua. Segunda Edición, Instituto de Capacitación para la productividad agrícola. México. p. 226.

Castro L., I. 2011. Caracterización de las aguas y suelos de la red hidrográfica Zumpango-Ixmiquilpan-Zimpán, Estado de Hidalgo, México. Tesis de Doctorado en Ciencias, Hidrociencias. Colegio de Postgraduados, campus Montecillo, México. p. 196.

Cerana, J., M. Wilson, J. de Battista, J. Noir y C. Quintero. 2006. Estabilidad estructural de los vertisoles de Entre Ríos en un sistema arrocero regado con agua subterránea. Argentina. RIA 35 (1): 87-106.

Cerón, J. C., M. Martín V. and L. García R. 2000. CO<sub>2</sub>-rich thermonineral groundwater in the Betic Cordilleras, southeastern Spain: Genesis and tectonic implications. Journal Hidrology 8: 209-217.

Cepeda D., J. M. 1991. Química de suelos. Editorial Trillas. S. A. México. p. 153.

Chacón T., A., M. Rendón L. y A. Vásquez A. 2007. Laguna de la Media Luna, San Luis Potosí. De la Lanza, G. editor, en Las aguas interiores de México: conceptos y casos. AGT editor, S.A. Impreso en México. p. 695.

Charcas, H. 2002. Proceso de conformación y caracterización actual de la región agrícola de Río Verde, San Luis Potosí, México. Tesis de Doctor en Ciencias Agrícolas con especialidad en agua-suelo. Universidad Autónoma de Nuevo León. Marín, Nuevo León, México. p. 173

Chang, C., T. Sommerfeldt, J. Carefoot and G. Schaalje. 1983. Relationships of electrical conductivity with total dissolved salts and cation concentration of sulfate-dominant soil extracts. Can. J. Soil Sci. 63: 79-86.

Charcas S., H., E. Olivares S. y J. Aguirre R. 2002. Agua de riego en la región de Rioverde, San Luis Potosí, México. Ingeniería Hidráulica en México. México. Vol XVII núm. 4 p. 37-56.

Chinnusamy, V., A. Jagendorf and J-K Zhu. 2005. Understanding and improving salt tolerance in plants. Crop Science, 45: 437-448.

Choudhary, O. P., B. S. Ghuman, A. S. Josan and M. S. Bajwa. 2006. Effect of alternating irrigation with sodic and non-sodic waters on soil properties and sunflower yield. Agricultural Water Management. 85: 151-156.

CNA. 2002. Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Cuernavaca. Comisión Nacional del Agua, Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas. México.

Colomb, B., J. Kiniry and P. Debaeke. 2000. Effect of soil phosphorus on leaf development and senescence dynamics of field-grown Maize. Journal Agronomy. 92(3): 428 – 435.

Communar, G. and R. Keren. 2008. Boron adsorption by soils as affected by dissolved organic Matter from Treated Sewage Effluent. Soil Science Society American Journal. 72(2): 492-499.

Cortés J., J., E. Troyo D., B. Murillo A., J. García H., J. Garatuzza P. y S. Suh L. 2009. Índices de calidad del agua del acuífero del Valle del Yaqui, Sonora. TERRA Latinoamericana. Vol. 27, núm. 2. pp. 133-141.

Corwin D., L. and S. M. Lesch. 2003. Application of soil electrical conductivity to precision agriculture: Theory, principles, and guidelines. *Journal Agronomy*. 95(3): 455-471.

Custodio, E. y M. Llamas. 1996. *Hidrología subterránea*. Editorial Omega S. A., Barcelona España. p. 2350.

Custodio, E. y M. Llamas. 2001. *Hidrología subterránea*. Segunda Edición. Editorial Omega S. A., Barcelona España. p. 2350.

Daniel, T. C., N. Sharpley and L. Lemunyon J. 1998. Agricultural phosphorus and eutrophication: a symposium overview. *Journal Environmental Quality*. 27: 251–257.

Del Valle C., H. F. 1983. Los procesos de acumulación de sales e intemperismo en cubetas lacustres, en una zona de transición del ex lago de Texcoco. Tesis de Maestría en Ciencias, especialista en suelos. Colegio de Postgraduados, Chapingo, Edo. de México. p 556.

Del Arenal, A. 1985. Estudio Hidrogeoquímico de la porción Centro-Oriental del Valle del Mezquital, Hidalgo. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 6(1):86-97.

Diaw, E. B., P. Ackerer, P. Boivin, F. Laval, J. L. Maeght. 2002. Etude expérimentale des transferts d'eau provoqués par l'irrigation sur une parcelle en moyenne vallée du fleuve Sénégal. *Revue des Sciences de l'eau, Rev. Sci. Eau*. 15(4) : 721-736.

Díaz E., L. F. 1986. Descripción de las regularidades del proceso de lavado de los suelos salinos. Tesis de Maestría en Ciencias, Hidrociencias. Montecillo, Texcoco, Edo. de México. p. 346.

Dickson, A. G. 1981. An exact definition of total alkalinity and a procedure for the estimation of alkalinity and total inorganic carbon from titration data. *Deep-Sea Research*, Vol. 28A, núm. 6. pp. 609-623.

Diop, S. and M. Tijani. 2008. Assessing the basement aquifers of Eastern Senegal. *Hydrogeology Journal*. 16:1349-1369.

Donoso, A. y B. Latorre. 2006. Caracterización del moho azul causado por *Penicillium spp.* en uva de mesa almacenada en frío. *Ciencia e Investigación agraria*. Vol. 33, núm. 2. pp. 143-155.

Dontsova, K. and L. Norton. 2002. Clay dispersion, infiltration, and erosion as influenced by exchangeable Ca and Mg. *Soil Science* 167: 184-193.

Dregne, H. 1976. *Soils of arid regions*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam. p. 237.

Eaton, A. D. 1995. *Standard methods for the examination of water and wastewater*, 19<sup>th</sup> edition. Washington, D.C.

- Eguiluz, S., M. Aranda y R. Marrett. 2000. Tectónica de la sierra madre oriental, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Vol. LIII. pp 1-26.
- El-Nakhal, H. and M. Ashour. 1986. Water quality of the area west of Karak city, Jordan. Qatar Univ. Sci. Bull. 6: 273-285.
- Endo, T., S. Yamamoto, T. Honna and A. E. Eneji. 2002. Sodium-Calcium exchange selectivity as influenced by clays minerals and composition. Soil Sci. 167: 117-125.
- Estrada B., J. 1981. Manual simplificado para la clasificación de suelos; taxonomía de suelos o sistema americano. México, Universidad Autónoma Chapingo: Departamento de Suelos. p. 52.
- Eugster, H. y L. Hardie. 1978. Saline Lakes. In lakes, chemistry, geology, physics. Edit. Lerman, Springer-Verlag. pp 237-293.
- Fanning, D. y M. Fanning. 1989. Soil morphology, genesis, and classification. Edit. John Wiley and Sons printed in the United States of America. p. 395.
- Fassbender, H. 1975. Química de suelos con énfasis en suelos de América Latina. Edición del Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas de la OEA. Turrialba, Costa Rica. p. 396.
- Fereres, E. and M. A. Soriano. 2007. Deficit irrigation for reducing agricultural water use. Journal of Experimental Botany. 58(2): 147-159.
- Fersman, A. 1971. Geoquímica Recreativa. Ediciones Martínez Roca. p. 343.
- Fersman, A. 1973. Chemistry of saline and alkali soils of arid zones. In: Irrigation/Drainage and Salinity. An international source book. Chapter 5 FAO/UNESCO. p. 122-154.
- Fessbender, H. y E. Bornemisza. 1987. Química de suelos: con énfasis en suelos de América Latina (2ª ed.): Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura San José Costa Rica. p. 420.
- Fetter, C. 1988. Applied Hydrogeology. University of Wisconsin-Oshkosh. Merrill Publishing Company a Bell & Howell Information Company. Columbus, Ohio. p. 354-357.
- Fetter, C. W. 1999. Contaminant hydrogeology. Prentice Hall. p. 500.
- Figueruelo, A. J. y M. M. Dávila. 2004. Química física del ambiente y de los procesos medio ambientales. Editorial Reverté, S. A. España. p. 570.
- Flores, J., A. Becerril R., V. Gonzales H., L. Tijerina C., y T. Vásquez R. 2005. Crecimiento vegetativo y floral del crisantemo [*Dendranthema x grandiflorum* (Ramat) Kitamura] en respuesta a la presión osmótica de la solución nutritiva. Revista Chapingo Serie Horticultura, 11(2): 241-249.

Fujita, K., M. Okada, K. Lei, J. Ito, K. Ohkura, J. J. Adu-Gyamfi and P. K. Mohapatra. 2003. Effect of P-deficiency on photoassimilate partitioning and rhythmic changes in fruit and stem diameter of tomato (*Lycopersicon esculentum*) during fruit growth. *Journal of Experimental Botany*. 54(392): 2519-2528.

Gandoy, W. 1991. Manual de laboratorio para el manejo físico de suelos. Universidad Autónoma Chapingo. Impreso en México. p. 173

Gardner, W. K. 2004. Changes in soils irrigated with saline groundwater containing excess bicarbonate. *Australian Journal of Soil Research*. 42: 825-831.

Garrels, R. y F. Mackenzie. 1967. Origin of the chemical composition of some springs and lakes. In *Equilibrium concepts in natural water systems*. Amer. Chem. Soc. pp. 222-242.

Garza, V. 1994. La Legislación ambiental en México en referencia a la generación y uso de aguas residuales. *Salud Fronteriza*. 1994.

Gili S., P., G. Marando I., J. Irisarri E. y M. Sagardoy R. 2004. Efecto de las técnicas de lavado y fertilización sobre la salinidad en suelos del alto Valle de Río Negro y Neuquén, *Argentina Agricultura Técnica (Chile)* 64(3): 295-304.

Goldberg, S., D. L. Corwin, P. J. Shouse, and D. L. Suarez. 2005. Prediction of boron adsorption by field samples of diverse textures. *Soil Science Society American Journal*. 69: 1379-1388.

González G. R. del C. 1982. Establecimiento de relaciones funcionales entre láminas de lavado, sales desplazadas y sales residuales en los suelos salinos. Tesis de Maestría en Ciencias, Especialista en Hidrociencias, Colegio de Postgraduados, Chapingo, México. p. 141.

González, E., E. Tello y M. Pal. 2001. Interacción agua geotérmica-manantiales en el campo geotérmico de los Humeros, Puebla, México. *Ingeniería Hidráulica en México*. México. Vol XVI, núm. 2, abril-junio 2001. p. 185-194.

González, L. M., M. C. González y R. Ramírez. 2002. Aspectos generales sobre la tolerancia a la salinidad en las plantas cultivadas. *Cultivos Tropicales*. 23(2):27-37.

González R., S. L. 2009. Germinación de diferentes cultivos en condiciones de salinidad cuantitativa y cualitativa. Tesis de Doctorado en Hidrociencias. Colegio de Postgraduados, Montecillo, Edo. De México. p. 210.

Grande, R. 1967. Morfología y génesis de suelos yesíferos de Matehuala, S. L. P. Tesis de Maestría en Ciencias, especialista en suelos. Colegio de Postgraduados, edo. de México, México. p. 138.

Grande, R., E. Hernández, N. Aguilera y J. Boulaine. 1967. Morfología y génesis de suelos yesíferos de Matehuala, S. L. P. *Agrociencia* 1(2): 130-146.

- Grasby, S. y R. Betcher. 2002. Regional hydrogeochemistry of the carbonate rock aquifer, southern Manitoba. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 39(7):1053-1063.
- Guerasimov, P y M. Glazovskaia. 1960. Fundamentos de edafología de geografía de los suelos. Moscú. Nauta. p. 440.
- Guilbert, J. M y J. D. Lowell. 1974. Variations in zoning patterns in porphyry are deposits. *CIM Bulletin*. 67(742):99-109.
- Güller, C. and G. D. Thyne. 2004. Hydrologic and geologic factors controlling surface and groundwater chemistry in Indian Wells-Owens Valley area, southeastern California, USA. *Journal of Hydrology*. 285: 177-198.
- Gupta, R. K., D. K. Bhumbra and I. P. Abrol. 1984. Sodium-calcium exchange equilibria in soils as affected by calcium carbonate and organic matter. *Soil Science*. Vol. 138, Núm. 2. pp. 109-114.
- Gutierrez, A., L. Terrazas, M. Álvarez. 2007. Aislamiento y cultivo de bacterias sulfato reductoras acidófilas para la producción de sulfuro biogénico para la precipitación de metales pesados. *BIOFARBO* 15(1): 5-12.
- Guven, N. 1988. Smectites. *Rev. Mineral*. 19. pp 497-559.
- Hahn S., F., G. Miranda S., F. Pérez L., O. Mayo D., F. Rojas S. y P. Coras M. 2006. Monitoreo de la calidad del agua en el río Texcoco mediante sensores selectivos de iones. *Agrociencia* 40: 277-287.
- Halliwell, D., K. Barlow and D. Nash. 2001. A review of the effects of wastewater sodium on soil physical properties and their implications for irrigation systems. *Aust. J. Soil Res*. 39. pp 1259-1267.
- Hardie, L. y Eugster, H. 1970. The evolution of closed-basin brines. *Mineral. Soc. Amer. Spec. Paper* 3. pp. 273-290.
- Haruvy, N. 1997 *Agricultural reuse of wastewater: nation-wide cost-benefit analysis. Agriculture, Ecosystems and Environment*.
- Hassan, F. 1998. Microirrigation management and maintenance. *Agro Industrial Management*. Fresno, CA. p. 233.
- Heidarpour, M., B. Mostafazadeh-Fard, J. Abedi Koupai, and R. Malekian. 2007. The effects of treated wastewater on soil chemical properties using subsurface and surface irrigation methods. *Agricultural Water Management*. 90: 87-94.
- Henry, J. G. and G. W. Heinke. 1999. *Ingeniería Ambiental*. Segunda Edición. Prentice Hall. Impreso en México. p. 800.

Hernández, A., M. Ascanio, M. Morales y A. Cabrera. 2005. Correlación de la nueva versión de clasificación genética de los suelos de Cuba con las clasificaciones internacionales: Una herramienta útil para la investigación, docencia y producción agropecuaria. INCA. MES. CEVIM. Universidad Veracruzana, México. Instituto de Suelos. MINAGRI. La Habana, Cuba. p. 62.

Hogg, T. J. and J. L. Henry. 1984. Comparison of 1:1 and 1:2 suspensions and extracts with the saturation extract in estimating salinity in Saskatchewan soils. *Can. J. Soil Sci.* 64: 699-704.

Huez L., M. A. 1985. Caracterización de algunas propiedades físico-químicas de los suelos y espesores subyacentes del predio "Montecillos". Colegio de Postgraduados. Tesis de Maestría en Ciencias, especialista en Hidrociencias. p. 245.

Huízar A., R., O. Campos E., L. Mitre S., D. Alatríste V., T. Méndez G. y F Juárez S. 2001. Evaluación hidrogeológica de la subcuenca de Tecocomulco, estados de Hidalgo, Puebla y Tlaxcala, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas.* 18(1): 55-73.

Hussein, A. H. and M. C. Rabenhorst. 2001. Tidal inundation of transgressive coastal areas: pedogenesis of salinization and alkalinization. *Soil Science Society American Journal*, 65(2): 536-544.

Infante G., S. y G. Zárate. 2003. Métodos estadísticos un enfoque interdisciplinario. Editorial Trillas. Impreso en México. p. 635.

Ilizaliturri H., C. 2006. Modelo de intervención educativa para el parque estatal manantial de Media Luna: Rioverde, San Luis Potosí. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Tesis de Maestría en Ciencias Ambientales. p. 324.

INEGI. 2010. <http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espanol/estados/slp/geolo.cfm> (Octubre 2010)

Jiménez, A., A. 2005. Caracterización funcional de costras biológicas de suelo en un pastizal semiárido en San Luis Potosí. Instituto potosino de investigación científica y tecnológica, A. C.

Jones, B. 1986. Clay mineral diagenesis in lacustrine sediments. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1578. pp. 291-300.

Joshi, G. V. and G. R. Naik. 1980. Response of sugarcane to different types of salt stress. *Plant and soil.* Vol. 56. pp. 255-263.

Keith T., D. 1967. *Ground Water Hydrology*. Sixth printing by John Wiley and sons. Printed in USA. p. 336.

Keren, R. y G. Communar. 2009. Boron Sorption on Wastewater Dissolved Organic Matter: pH Effect. *Soil Science Society American Journal.* 73:2021-2025,

Kerlinger, L. y H. Lee. 2002. Investigación del comportamiento. Cuarta edición. México. Traducido al español por CONACYT. McGraw-Hill. p. 810.

Kirda, C. 1997. Assessment of irrigation water quality. CIHEAM-Options Méditerranéennes. Ser. A, núm. 31. pp. 367-377.

Kovda, V. 1973. Chemistry of saline and alkali soils of arid zones. In: Irrigation/Drainage and Salinity. An international source book. Chapter 5 FAO/UNESCO.p. 122-154.

Krasilnikov, P. y N. García. 2005. El uso de la WRB para la cartografía de los suelos en México. Ponencia en Convención Nacional de Geografía. p. 15.

Kronvang, B., G. H. Rubæk and G. Heckrath. 2009. International Phosphorus Workshop: Diffuse Phosphorus Loss to Surface Water Bodies Risk Assessment, Mitigation Options, and Ecological Effects in River Basins. Journal Environmental Quality. 38: 1924-1929.

Langelier, W. F. 1936. The analytical control of anticorrosion water treatment. J. Amer. Water Works Assn. 28: 1500-1521.

Lau Q., A., S. Lhermitte, S. Gilliams y M. Ruiz P. 2003. Relación de la salinidad del suelo con la reflectancia multispectral de la caña de azúcar cultivada en condiciones extremas. Revista Ciencias Técnicas Agropecuarias. 12(3): 19-29.

Leidi, E. y J. Pardo. 2002. Tolerancia de los cultivos al estrés salino: que hay de nuevo. Revista de Investigaciones de la Facultad de Ciencias Agrarias 2 (2): 69-90.

Lesser, J. 1976. Interpretación geoquímica del agua subterránea del valle de Río Verde, San Luis Potosí. Del Arenal, J. editor, en Comité Nacional para el decenio hidrológico internacional. Memoria 1972-1974. Editor. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. p. 55.

Levitt, J., D. 1980. Responses of plants to environmental stresses. Volumen II. Physiological Ecology. Academic. Press. Inc. Orlando, Florida pp. 365-488.

Loeppert, R. y D. Suarez. 1996. Methods of soil analysis part 3. Chemical methods. Published by Soil Science Society of America Book Series. Number 5 in the Soil Science Society of America. Book series, Madison, Wisconsin, USA. pp. 437-473.

Loomis, R. S. y D. J. Connor. 2002. Ecología de cultivos productividad y manejo en sistemas agrarios. Ediciones Mundi-Prensa, Madrid, España. p 591.

López R., E. 1981. Paleografía y tectónica del Mesozoico en México. UNAM, Instituto de Geología Revista 5(2): 158-177.

López A., G. J. 1988. El proceso de lavado de un suelo salino sulfático-clorhídrico del área de influencia del ingenio azucarero de Calipan, estado de Puebla. Tesis de Maestría en Ciencias,



especialista en Hidrociencias. Colegio de Postgraduados, campus Montecillo, Texcoco, Edo. de México. p. 209.

López R., E. 1993. Geología General y de México. Edit. Trillas. Printed in Mexico. p. 288.

López D., R. 2003. La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 20(1):1-19.

López H., M., M. Ramos E. y J. Carranza F. 2007. Análisis multimétrico para evaluar contaminación en el río Lerma y lago de Chapala. México. Hidrobiología 17: 17-30.

Mace, J. and C. Amrhein. 2001. Leaching and reclamation of a soil irrigated with moderate SAR waters. Soil Science Society American Journal. 65:199-204

Mahlknecht, J., B. Steinich, I. Navarro de León. 2004. Groundwater chemistry and mass transfers in the independence aquifer, central Mexico, by using multivariate statistics and mass-balance models. Environmental Geology 45: 781-795.

Maier, M., L. Pepper and P. Gerba. 2000. Environmental Microbiology. Academic Press. p. 780.

Malave A., A. y P. Carrero M. 2007. Desempeño funcional del boro en las plantas. Venezuela. UDO 7(1): 1-14.

Manahan, S. 2007. Introducción a la química ambiental. Reverté. Barcelona, España. 725 p.

Mara, D. y S. Cairncross. 1990. Directrices para el uso sin riesgos de aguas residuales y excretas en agricultura y acuicultura. España: OPS/NUMA.

Martínez, J. 2005. Un enfoque multiescala en la cartografía y génesis de suelos yesosos de San Luis Potosí, México. Tesis doctoral de la Universitat de Lleida, España. p. 483.

Martínez, A. P., P. Martínez, y C. Castaño. 2006. Fundamentos de hidrogeología. Ediciones Mundi-Prensa. España. p. 279.

Mason, L., C. Amrhein, C. Goodson, M. Matsumoto and M. Anderson. 2005. Reducing sediment and phosphorus in tributary waters with alum and polyacrylamide. Journal Environmental Quality. Vol. 34. pp. 1998 - 2004.

Mehta, S. C., S. R. Poonia and R. Pal. 1983. Sodium-calcium and sodium-magnesium exchange equilibria in soil for chloride-and sulfate-dominated systems. Soil Science. Vol. 136, Núm. 6. pp. 339-346.

Méndez R., I., D. Namihira G., L. Moreno A. y C. Sosa. 1986. El protocolo de investigación, lineamientos para su elaboración y análisis. Editorial Trillas, impreso en México. p. 210.

Mendoza S., I. 2009. Calidad de las aguas residuales urbano-industriales que riegan el Valle del Mezquital, Hidalgo, México. Tesis de Doctorado en Ciencias, Hidrociencias. Colegio de Postgraduados, campus Montecillo, México. p. 195.

Monroy C., I. Y T. Calvillo U. 1997. Breve historia de San Luis Potosí. El Colegio de México/Fideicomiso Historia de las Américas/Fondo de Cultura Económica. Impreso en México. 331 pp.

Morales, D., P. Rodríguez, J. M. Dell'Amico, M. J. Sánchez B. y A. Torrecillas. 2003. Efecto de la salinidad en la conductividad hidráulica de las raíces y las relaciones hídricas en hojas de dos especies de tomate (*L. Esculentum* y *L. Chessmanii*). Cultivos Tropicales. 24(1): 41-45.

Morales, D., M. C. Bolarín, E. Cayuela. 2006. Respuesta de las plantas de arroz (*Oryza sativa* L.) a la aplicación de diferentes niveles de NaCl. Cultivos Tropicales, 27(4):27-32.

Moya, F. 1974. Estudio sedimentario del Cretácico Medio en el área margen oriental de La Plataforma de Valles-San Luis Potosí. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Vol. XXVI, Nos. 10-12, Octubre-Diciembre. pp. 337-359.

Moya M., J., J. Recio E. y J. Giráldez C. 1990. Hidroquímica de la laguna de Tiscar (Córdoba, España). Estudios Geológicos. 46: 93-98.

Navarro, S. y G. Navarro. 2003. Química agrícola: el suelo y los elementos químicos esenciales para la vida vegetal. Segunda Edición, Ediciones Mundi-Prensa, Madrid, España. p. 487.

Neal, C., W. House A., H. Jarvie P., M. Neal, L. Hill and H. Wickham. 2006. The water quality of the river Dunn and the Kennet and Avon Canal. Journal of Hydrology. 330:155-170.

Nieto, F., S. Alaniz y A. Camprubí. 2005. La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana LVII(3): 285-318.

NOM-AA-34-1981 Determinación de sólidos en agua - Método gravimétrico.

NOM-AA-93-1984. Contaminación del agua – Determinación de la conductividad eléctrica.

NOM-001-ECOL-1996. Norma Oficial Mexicana NOM-001-SEMARNAT-1996, que establece los límites máximos permisibles de contaminantes en las descargas de aguas residuales en aguas y bienes nacionales. p.35.

NMX-AA-008-SCFI-2000. Análisis de agua – Determinación del pH – Método de prueba.

NOM-021-RECNAT-2000. Norma Oficial Mexicana que establece las especificaciones de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos, estudio, muestreo y análisis. p. 85

Noyola, C., J. Ramos, E. Domínguez, L. Pineda, H. López y N. Carbajal. 2009. Factores que dan origen al minado de acuíferos en ambientes áridos: caso Valle de San Luis Potosí. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Volumen 26 núm. 2. pp. 395-410.

Ocampo R., R. 2000. Calidad del agua para aspersión de herbicidas. *Revista Mexicana de la Ciencia de la Maleza*. Universidad Autónoma Chapingo. Número especial. pp. 57-60.

Ordaz, C., V. M. 1986. Estimación de las determinaciones analíticas requeridas por el sistema de clasificación de suelos FAO/Unesco a partir de métodos no específicos. Montecillo, Texcoco, Edo. de México. p. 120.

Ortega E., H. 1976. Cambios físico-químicos de suelos del vaso del ex-lago tezcoco, sujetos a lavado con diferentes soluciones. Tesis de maestría en ciencias. Colegio de Postgraduados. Chapingo, Estado de México, México. p. 109.

Ortega, S. F. y Orellana G. R. 2007. El riego con aguas de mala calidad en la agricultura urbana. Aspectos a considerar. I. Aguas salinas o alcalinas *Revista Ciencias Técnicas Agropecuarias*. 16 (1):41-44.

Oster, J. D. 1994. Irrigation with poor quality water. *Agricultural Water Management*. 25: 271-297.

Oster, J. D. and I. Shainberg. 2001. Soil responses to sodicity and salinity: challenges and opportunities. *Australian Journal of Soil Research*. 39: 1219-1224.

Page, A. L. 1982. *Methods of Soil Analysis, Part 2 Chemical and microbiological properties*. Agronomy Monograph No. 9. Ed Madison, Wisconsin USA.

Palacio N., J., F. Clemente S., J. Herrera H., M. Ortega E., C. García B. y A. Larqué S. 2000. Ornitofauna acuática y ribereña del ecosistema de la Media Luna, Río Verde, San Luis Potosí, México. *Agrociencia*, mayo-junio. Vol. 34, núm. 003. pp. 303-310.

Papadopoulos, I. 1984. Effect of sulphate waters on soil salinity, growth and yield of tomatoes. *Plant and Soil* 81: 353-361.

Parés, R. y A. Juárez. 2002. *Bioquímica de los microorganismos*. Editorial Reverté, S. A. Barcelona, España. p. 192.

Pfeffer, P. and K. Kozhernikov. 1967. Methods for determining the exchange capacity of calcareous soils. *Soviet Soil Science* No. 6. 818.

Parker, F. P. and D. L. Suarez. 1990. Irrigation water quality assesment. In *agricultural salinity assesment and management*. ASCE. New York. USA.

Pereira, R., U. Herpin, A. Ferreira, L. Pittol, C. Montes, and A. Melfi. 2008. Sodicity and salinity in a brazilian oxisol cultivated with sugarcane irrigated with wastewater. *Agricultural Water Management* 96: 307-316.

Pérez Z., O. 2002. Efecto de la aplicación de aguas residuales industriales en las propiedades físicas y químicas del suelo. *Agrociencia* 36: 279-290.

Pérez, M. F., F. Prieto, G., A. Rojas, H., C. Galán, V., Y. Marmolejo, S., C. Romo G., A. Castañeda O., J. Rodríguez A. y E. Barrado, E. 2003. Caracterización química de aguas subterráneas en pozos y un distribuidor de agua de Zimapán, Estado de Hidalgo, México. *Hidrobiológica*. 13(2): 95-102.

Pellerin, S., A. Mollier and D. Plénet. 2000. Phosphorus deficiency affects the rate of emergence and number of maize adventitious nodal roots. *Agronomy Journal*. 92(4): 690-697.

Pineda, M. P., J. F. Martínez M., A. Amante O. y V. M. Ruíz V. 2001. Respuesta del maíz al fósforo y un mejorador de suelos en áreas yesosas de la zona media de San Luis Potosí. *Revista Chapingo Serie Zonas Áridas*. 2(2):106-113.

Piper, A. 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Transactions, American Geophysical Union*. pp. 914-923.

Pizarro, F. 1978. Drenaje agrícola y recuperación de suelos salinos. Editorial Agrícola Española. Impreso en Madrid, España. p. 521.

Planer, B., M. A. Armienta and B. J. Merkel. 2001. Origin of arsenic in the groundwater of the Rioverde basin, Mexico. *Environ Geol* 40 (10): 1290-1298.

Planer, B. 2001. Hydrogeological and hydrochemical investigations in the Rioverde basin, Mexico. Master Thesis. Technische Universität Bergakademie Freiberg. p. 245

Polianski, Y., A. Braun, N. Verzilin, A. Danilevski, L. Zhinkin, V. Korsúnskaya y K. Sujánova. 1988. *Biología general*. Editorial Mir Moscú. p. 400.

Polón, R., R. I. Castro, M. A. Ramírez, A. Miranda y N. Pérez. 2004. Estudio comparativo del manejo de agua en dos sistemas de riego y su efecto en la conductividad eléctrica del extracto de saturación del suelo y el rendimiento del cultivo de arroz (*Oriza sativa L.*). *Cultivos Tropicales*. 25(2):91-93.

Polynov, B. 1973a. Chemistry of saline and alkali soils of arid zones. In *Irrigation/Drainage and Salinity. An international source book*. Chapter 5. FAO/UNESCO. p. 122-154

Polynov, B. 1973b. Quality of irrigation water. In *Irrigation/Drainage and Salinity. An international source book*. Chapter 7. FAO/UNESCO. p. 177-205.

Porta, C. J., M. López y C. Ronquero. 2003. *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. México: Mundi-Prensa. p. 959.

Poulsen, D. L., C. Simmons, C. Le Galle and J. W. Cox. 2006. Assessing catchment-scale spatial and temporal patterns of groundwater and stream salinity. *Hidrogeology Journal* 14(7): 1339-1359.

Prol, L. R. y A. Cortés. 2003. Caracterización geoquímica de la barrera hidrológica de cañon de Lobos entre los valles de Cuernavaca y Cuautla, Morelos. En: *El Recurso Agua en el alto Balsas*, Oswald S., Editor. UNAM, Cuernavaca, Morelos, México.

Quino, I., J. Quintanilla, M. García y L. Cáceres. 2006. Determinación de la calidad fisicoquímica de las aguas subterráneas en la región norte y este del lago Poopo. *Revista Boliviana de Química* 23 (1): 48-52.

Ramírez M., O. M. 1988. Determinación experimental de la capacidad germinativa de algunos cultivos agrícolas en soluciones salinas de diferente concentración total y composición cualitativa. Tesis de Maestría en Ciencias. Colegio de Postgraduados. Chapingo, estado de México, México. p. 217.

Ramírez G., J. 2009. Índices de salinidad de la red hidrográfica del estado de Morelos, México. Tesis de Maestría en Ciencias. Colegio de Postgraduados. Montecillo, estado de México, México. p. 255.

Rengasamy, P. 2006. World salinization with emphasis on Australia. *Journal of Experimental Botany*. 57: 1017-1023.

Reyes J., I. 1996. Fundamentos teóricos-prácticos de temas selectos de la ciencia del suelo. Parte I. Universidad Autonoma Metropolitana, Unidad Iztapalapa. Impreso en México. p. 257.

Ribeiro, T., R. Airoidi, J. Paterniani, y M. da Silva. 2005. Variação dos parâmetros físicos, químicos e biológicos da água em um sistema de irrigação localizada. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental* 9: 295-301.

Richards, L. A. (Editor). 1959. Suelos Salinos y Sodic. Personal del Laboratorio de Salinidad de los Estados Unidos de América. Manual de Agricultura No. 60. p. 172

Risacher, F. y B. Fritz. 1995. La génesis de los lagos salados. *Mundo Científico* No.159, Volumen 15. pp 626-632.

Risacher, F. y H. Alonso. 1996. Geoquímica del salar de Atacama, parte 2: evolución de las aguas. *Revista Geológica de Chile*. Vol. 23, núm. 2. pp. 123-134.

Risacher, F. and B. Fritz. 2009. Origin of Salts and Brine Evolution of Bolivian and Chilean Salars. *Aquat Geochem*. 15: 123-157.

Robarge, W., A. Edwards and B. Johnson. 1983. Water and waste water analysis for nitrate via nitration of salicylic acid. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*. 14(12): 1207-1215.

- Rodier, J. 1978. Análisis de las aguas. Ediciones Omega. Barcelona, España. p. 186-191.
- Rodríguez, P.L. 2006. Implicaciones fisiológicas de la osmorregulación en plantas. *Agronomía Colombiana*. 24(1):28-37.
- Rodríguez, R., A. Aguillón y J. Leroy. 2007. Evolución petrológica y geoquímica de un complejo de domos topacíferos en el campo volcánico de San Luis Potosí (México). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Volumen 24 número 3. pp 328-343.
- Romero R., J. A. 1999. Calidad del agua. Alfaomega, México. p. 270.
- Ruda, E., A. Mongiello, A. Acosta, E. Ocampo, y L. Contini. 2005. Calidad del agua subterránea con fines de riego suplementario en argiudoles del centro de Santa Fé, Argentina. *Agricultura Técnica (CHILE)*. 65(4):411-420.
- Ruiz, V. and L. Wu. 2006. Influence of sodicity, clay mineralogy, prewetting rate, and their interaction on aggregate stability. *Soil Science Society American Journal* 70: 1825-1833.
- Sánchez, E. 1994. El proceso de lixiviación de sales en suelos de salinidad sulfática de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala, S.L.P. Tesis de Maestría en Ciencias. Colegio de Postgraduados. Montecillo, estado de México, México. p. 276
- Sánchez B., E. I. 2003. Emergencia de brotes de tubérculos y acumulación de biomasa de plantas de papa (*Solanum tuberosum L.*), cv. ALPHA, en condiciones de estrés inducido por diversas soluciones salinas. Tesis de Doctorado en Ciencias, Programa de Hidrociencias. Colegio de Postgraduados. p. 202.
- Sánchez, E., M. Ortega, H. González, G. Ruelas, J. Kohashi y N. García. 2003. Tolerancia de tubérculos de papa cv. Alpha en etapa de brotación a condiciones de salinidad. *Terra*. Vol. 21. pp. 481-491.
- Sánchez, F. 2004. Hidroquímica Conceptos Fundamentales. Universidad de Salamanca. <http://web.usal.es/~javisan/hidro/temas/evolucion.pdf>. (Marzo 2010). 11p
- Sato, S., K. T. Morgan and M. Ozores H. 2009. Spatial and Temporal Distributions in Sandy Soils with Seepage Irrigation: II Phosphorus and Potassium. *Soil Science Society American Journal*. 73(3): 1053-1060.
- Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos (SARH). 1988. Sinopsis Geohidrológica del estado de Querétaro. Subsecretaría de Infraestructura Hidráulica, Dirección General de Administración y Control de Sistemas Hidrológicos. p. 56; mapas 9.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM). 1996. Carta Geológico-Minera Matehuala 1:250000, No. F14-1.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM). 1997a. Carta Geológico-Minera Ciudad Valles 1:250000, No. F14-8.

Servicio Geológico Mexicano (SGM). 1997b. Carta Geológico-Minera Guanajuato 1:250000, No. F14-7.

Servicio Geológico Mexicano (SGM). 1998. Carta Geológico-Minera Peña Miller 1:50 000, No. F14-C47.

Servicio Geológico Mexicano (SGM). 1998b. Carta Geológico-Minera San Luis Potosí 1:250000, No. F14-4.

Servicio Geológico Mexicano (SGM). 1999. Carta Geológica-Minera Ciudad Mante 1:250000, No. F14-5.

Servicio Geológico Mexicano (SGM). 2001. Carta Geológico-Minera El Refugio 1:50 000, No. F14-C16.

Seoáñez, C. M. 2005. Depuración de las aguas Residuales por tecnologías ecológicas y de bajo costo. Ediciones Mundi Prensa, España. p. 464.

Shainberg, I., G. Levy, J. Levin, and D. Goldstein. 1997. Aggregate size and real properties. *Soil Science*. 162: 470-478.

Shani, U. and L. Dudley. 2001. Field studies of crop response to water and salt stress. *Soil Science Society American Journal*. 65: 1522-1528.

Sharpley, A. N. and P. Withers. 1994. The environmentally-sound management of agricultural phosphorus. Netherlands. *Fertilizer Research* Vol. 39:133-146.

Slavich, P. G. and G. H. Petterson. 1993. Estimating the electrical conductivity of saturated paste extracts from 1:5 soil: water suspensions and texture. *Aust. J. Soil Res.* 31: 73-81.

Sonneveld, C. and J. Van den Ende. 1971. Soil analysis by means of a 1:2 volume extract. *Plant and Soil*. 35: 505-516.

Sposito, G., and Mattigod. 1997. On the chemical fundation of the sodium adsorption ratio. *Soil Science Society American Proceeding* 41: 323-329.

Secretaría de Programación y Presupuesto (SPP). 1983. Geología de la República Mexicana. p. 82.

Steppuhn, H., M. Genuchten and C. Grieve. 2005. Root-Zone Salinity: I. Selecting a Product-Yield Index and Response Function for Crop Tolerance. *Crop Science*. Vol. 45, núm. 1, pp. 209-220.

Strogonov, B. P. 1964. Physiological basis of salt tolerance of plants. Academy of Science of the U. S. S. R. Jerusalem. p. 279.

- Stumm, W. and J. J. Morgan. 1970. Aquatic chemistry. Wiley-Interscience, New York.
- Suarez, D., J. Wood and S. Lesch. 2006. Effect of SAR on water infiltration under a sequential rain-irrigation management system. *Agricultural Water Management*. 86: 150-164.
- Surapanemi, A. y K. A. Olsson. 2002. Sodification under conjunctive water use in the shepparton irrigation region of northern Victoria: a review. *Australia Journal Experimental Agricultural*. 42: 24-263.
- Szabolcs, I. y K. Darab. 1973. Chemistry of saline and alkali soils of arid zones. In *Irrigation/Drainage and Salinity. An international source book*. Chapter 5. FAO/UNESCO. p. 122-154
- Szabolcs, I. 1989. *Salt-Affected Soils*. CRC Press, Inc. Printed in the United States, Boca Raton, FL. p. 274.
- Torres, G., J. 1979. Estudio comparativo de tres sistemas de clasificación de suelos (Americana, francesa y FAO-UNESCO). Tesis de Maestría, Montecillo, Texcoco, Edo. de México. p. 197.
- Tristán, M., A. Aguillón, J. Barboza, J. Torres, H. Bellon, R. López, R. Rodríguez y G. Labarthe. 2008. Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Volumen 61 numero 2. pp. 1-16.
- Valencia I., J. J. 1996. Implicaciones de la historia térmica de la Plataforma Valles-San Luis Potosí en la distribución de los hidrocarburos y yacimientos minerales. *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. AMGP XLV (1): 1-19
- Vázquez A., E. 1984. Evaluación de la reserva de sales en los suelos salinos. Tesis de Ingeniería Agrícola. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Estudios Superiores Cuautitlan, Edo. de México. p. 186.
- Vázquez, M., G. Millán y P. Gelati. 2006. Efecto del riego complementario sobre la salinidad y sodicidad de diferentes suelos del NO y Centro-E de la provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Facultad de Agronomía, la Plata*, 106 (1): 57-67.
- Velázquez M., M. 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, campus Montecillo, Texcoco, Edo. de México. p. 116.
- Velázquez M., 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: 459-464.



Villanueva D., J. y A. Hernández. 2001. INIFAP, Centro de Investigaciones Regional del Noreste, Folleto Técnico Número 13. p. 26.

Visconti, F., J. M. de Paz y J. L. Rubio. 2010. What information does the electrical conductivity of soil water extracts of 1 to 5 ratio (w/v) provide for soil salinity assessment of agricultural irrigated lands? *Geoderma* 154: 387-397.

Welch, E. B. and G. D. Cooke. 1999. Effectiveness and longevity of phosphorus inactivation with alum. *Lake Reservoir Manage.* 15: 5-27.

Wescor. 1985. User's manual. Vapor Pressure Osmometer. Wescor model 5500. USA. p. 16.

Wetzel, R. 1981. *Limnología*. Ediciones Omega. Barcelona España. pp. 666.

Wikipedia. 2010. [http://es.wikipedia.org/wiki/Laguna\\_de\\_la\\_Media\\_Luna](http://es.wikipedia.org/wiki/Laguna_de_la_Media_Luna). (Noviembre 2010).

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.

Wollast, R., F. Mackenzie and O. Bricker. 1968. Experimental precipitation and genesis of sepiolite at earth-surface conditions. *Am. Mineral.* 53. pp. 1645-1662.

Yermiyahu, U., R. Keren, and Y. Chen. 2001. Effect of composted organic matter on boron uptake by plants. *Soil Science Society American Journal.* 65(5):1436 – 1441.

Zaporozec, A. 1972. Graphical interpretation of water-quality data. *Ground Water*, Vol. 10, núm. 2, Marzo-Abril. pp. 32- 43.

Zeng, L. y M. C. Shannon. 2000. Effects of salinity on grain yield and yield components of rice at different seeding densities. *Agronomy Journal.* 92: 418-423.

# **ANEXOS**

## **Anexo 1. Desarrollo geológico, hidrográfico, climático y edafológico de la zona de estudio**

### **1.1 Desarrollo Geológico**

#### **1.1.1 Paleozoico**

La porción actual del continente norteamericano sufrió severos desplazamientos en el Paleozoico y Mesozoico temprano y medio (Orogenias Apalachiana y Nevadiana), siendo la más notable la abertura del Atlántico Norte Central entre Norteamérica y Africa, existen pocos afloramientos en el norte de México en el Paleozoico, probablemente la elongación sur geosinclinal de Ouachita desde el sur este de Estados Unidos formó el pre Atlántico (López, 1981 y Planer *et al.*, 2001).

#### **1.1.2 Mesozoico**

##### **1.1.2.1 Triásico**

En este periodo la plataforma San Luis-Valles se formó entre el geosinclinal del antiguo golfo de México y la cuenca mesozoica del centro de México, siendo la estructura geológica más importante en el desarrollo del Mesozoico (Planer, 2001). Nieto *et al.* (2005) reporta afloramientos del triásico superior en el estado de San Luis Potosí en las sierras de Salinas, Sierra de Catorce, en donde las rocas consisten principalmente de arenisca y lutita con características de secuencias turbidíticas, éste carácter ha sido interpretado como evidencia de que en la zona de estudio existió un margen continental. Existe una discordancia que se observa en la Sierra de Catorce y Charcas. Las rocas mesozoicas son las mejores representadas en la región, son depósitos sedimentarios que van del Triásico del tipo continental al Cretácico de tipo de marino. La plataforma Mesozoica en el borde occidental observa mineralizaciones metalíferas, mientras que en el sureste se registran manifestaciones superficiales de hidrocarburos, las diversas perforaciones hechas en esta unidad no han localizado en el subsuelo hidrocarburos económicamente explotables (Valencia, 1996).

##### **1.1.2.2 Jurásico**

La influencia marina con la sedimentación pelágica fue predominante, la transgresión relacionada con la apertura occidental del Tethys y la desintegración de la Pangea no afectó todas las partes de la plataforma San Luis Valles (Planer *et al.*, 2001).

Nieto *et al.* (2005) relata que la Mesa Central estuvo emergida, constituida con rocas continentales, conglomerados y arenisca con rocas volcánicas intercaladas. En el Jurásico Inferior Medio se tiene el fin de la acumulación de rocas marinas clásticas depositadas en el margen del cratón norteamericano. Existe una discordancia entre el Jurásico Medio y la base del Jurásico Superior, en éste se formaron rocas marinas calcáreas, cuya parte inferior está compuesta de caliza y caliza dolomítica de plataforma (Formación Zuloaga), mientras que la parte superior la constituye principalmente limolita calcárea que presenta estratos de pedernal (Formación La Caja). La presencia de estas rocas documenta el paso de un ambiente continental a un ambiente de sedimentación marina en la zona de estudio, las condiciones marinas permanecieron desde el Oxfordiano hasta la parte superior del Cretácico (Formación Caracol) aproximadamente en 90 millones de años.

En el Jurásico medio aflora un conglomerado polimíctico con un espesor aproximado de 200 m perteneciente a la formación Cahuizas y sobreyaciéndolo, concordantemente, una secuencia marina con ambiente de depósito de escasa energía correspondiente a las Formaciones Santiago y Pimienta con espesores promedio de 160 m y 348 m, respectivamente (SGM, 1997).

En la Figura 1 parte (X) se indica lo siguiente durante el Oxfordiano: distribución de evaporitas (E), península de Coahuila (1), península y archipiélago de Tamaulipas (2), isla de Miquihuana (3), cuencas del centro de México (4), Cuenca de Sabinas (5). Ciudades: Tampico (T), Monterrey (M), Torreón (To), Veracruz (V), San Luis Potosí (SLP), cubierta volcánica actual de la Sierra Madre Oriental y Faja Volcánica Transmexicana. En la parte (Y) se tiene lo siguiente durante el Tithoniano: distribución de facies litorales y plataforma externa, isla de Coahuila (1), isla de Miquihuana (2), Islas de Picachos y Terán (3), península de Tamaulipas (4), cuenca de Chihuahua y Sabinas (5) y cuenca del centro de México (6) (Eguiluz *et al.*, 2000).

Eguiluz *et al.* (2000) explican que durante el Jurásico Superior el mar Tethisiano inundó áreas bajas extensas y planas, en donde se depositaron primero, evaporitas, terrígenos y carbonatos, que formaron amplias plataformas interconectadas entre sí a través de canales, separadas por

elementos insulares (X), posteriormente estas plataformas evolucionaron y fueron cubiertas por terrígenos con variaciones de ambientes deposicionales (Y).

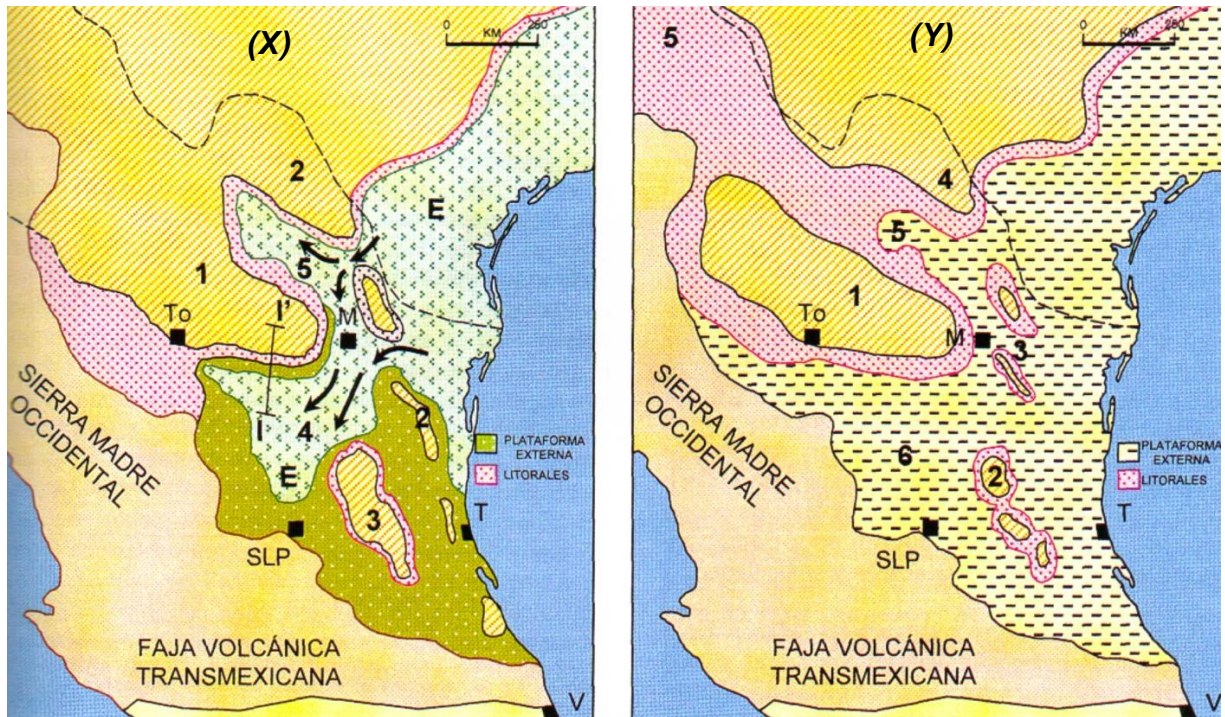


Figura 1. Distribución de evaporitas en el Oxfordiano (X) y Tithoniano (Y) del Jurásico Superior

### 1.1.2.3 Cretácico

López (2003) explica que se depositaron los sedimentos de la Plataforma Valles-San Luis, formando una acumulación con espesores de 4000 m, consistiendo de evaporitas de caliza tipo arrecifal, prearrecifal y postarrecifal, todo este conjunto de rocas se encuentra plegado. También pasó a calizas arcillosas y a lutita calcárea culminando hacia la cima en rocas clásticas, principalmente areniscas con numerosos clastos de rocas volcánicas (Formación Caracol), que marcó la regresión del océano que puso fin a las condiciones marinas en el fin del Cretácico Tardío. Planer *et al.* (2001) puntualiza que en el inicio del cretácico se generó un hundimiento, una transgresión tomó lugar sobre la plataforma llenando con agua las cuencas entre las partes más elevadas. El agua cubrió y estuvo separada del mar abierto a través de una barrera y bajo estas condiciones en un ambiente semiárido excedió la evaporación del ingreso de agua formándose los sedimentos que se pueden apreciar en la Formación Guaxcamá.

La Formación Guaxcamá formada en el Cretácico Inferior está constituida por yesos bandeados estratificados en capas de 5 a 40 cm con intercalaciones de calizas en capas

dispuestas de hasta 1 m de espesor, también incluyen calizas dolomíticas fuertemente fracturadas. La Formación Doctor formada en el Cretácico Medio está constituida por calizas y en zonas locales dolomitizadas. El mar se retiró al este dejando deltas en el oeste depositándose sobre la Formación Doctor, la cual es llamado Formación Cardenas (Ballín *et al.*, 2004). De acuerdo a SGM (1997a) la Formación Guaxcamá tiene un espesor estimado de 300 m, le sobryace una secuencia carbonatada y terrígena de ambientes nerítico y lagunar de plataforma, con cambio de facies lateral, representada por las formaciones Tamaulipas Superior con espesor de 300 m, Santuario, El Doctor, El Abra con 1500 m, y Cuesta del Cura con 300 – 400 m de espesor.

En la Figura 2 parte (X) indica la distribución de evaporitas durante el Barremiano en el Cretácico Inferior: Formación La Virgen/Cuchillo (1), Formación Guaxcamá (2), Carbonatos: Arrecife Cupido y facies de laguna (3), calizas pelágicas Tamaulipas Inferior (4), turbiditas (5) y clásticos costeros (6). En la parte (Y) tiene la distribución de evaporitas durante el Albiano en el Cretácico Medio (1), calizas pelágicas (2), Turbiditas (3), plataforma Valles-San Luis (V), Faja de oro (F), Coahuila (C) y Comanche (Cm) (Eguiluz *et al.*, 2000).

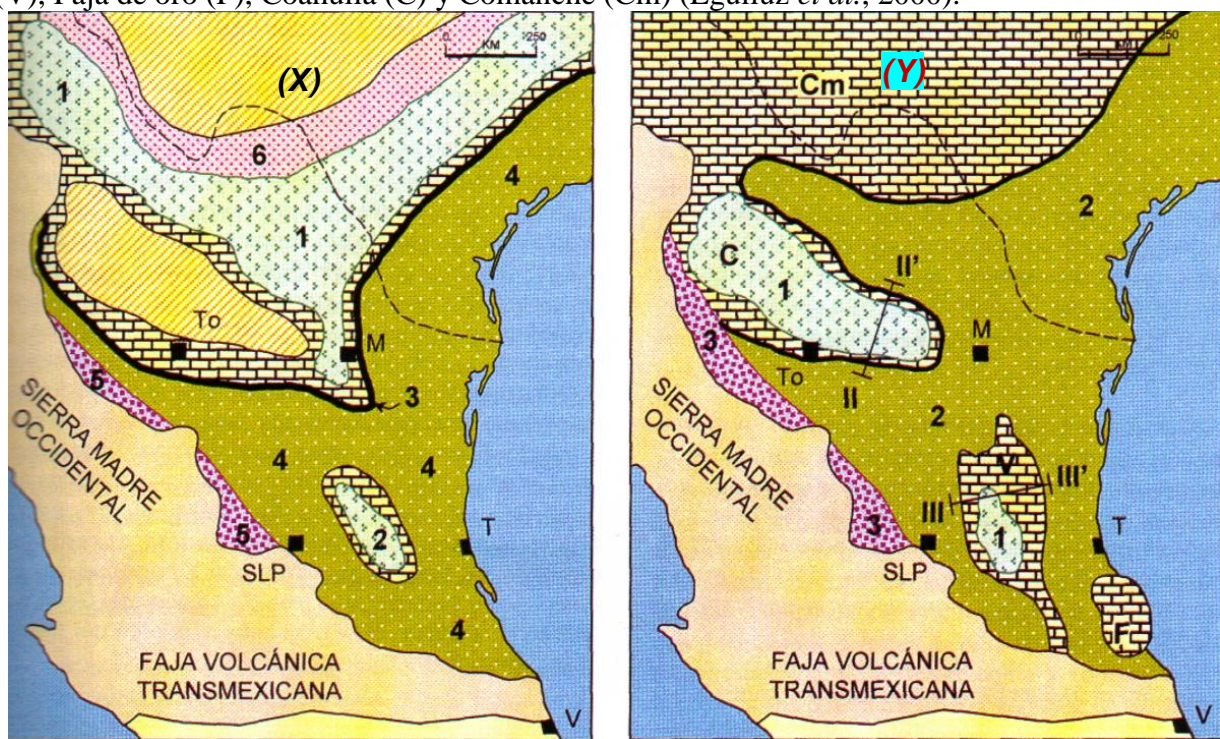


Figura 2. Distribución de evaporitas en el Barremiano (X) y Albiano (Y) del Cretácico Inferior y Medio.

En el Cretácico Medio la concurrencia de sedimentos en el margen oriental de la Plataforma Valles-San Luis, tuvo lugar en una pendiente o talud arrecifal y en la cuenca. El borde de la plataforma lo constituyen los afloramientos arrecifales de la Formación El Abra, formado de Rudistas de edad Albiano-Cenomaniano en un ambiente batimétrico nerítico. Sobre el talud se depositaron clásticos arrecifales que constituyen la formación Tanabra, con interdigistaciones de sedimentos micríticos finos. Y los depósitos de cuenca, mares abiertos, están representados por la Formación Tamaulipas Superior. Esto se efectuó durante una fase transgresiva marina, que se identifica en el Cretácico Inferior y que continúa durante el Cretácico Superior (Moya, 1974). En la Figura 3 se tiene la evolución de la Plataforma Valles-San Luis en el Cretácico.

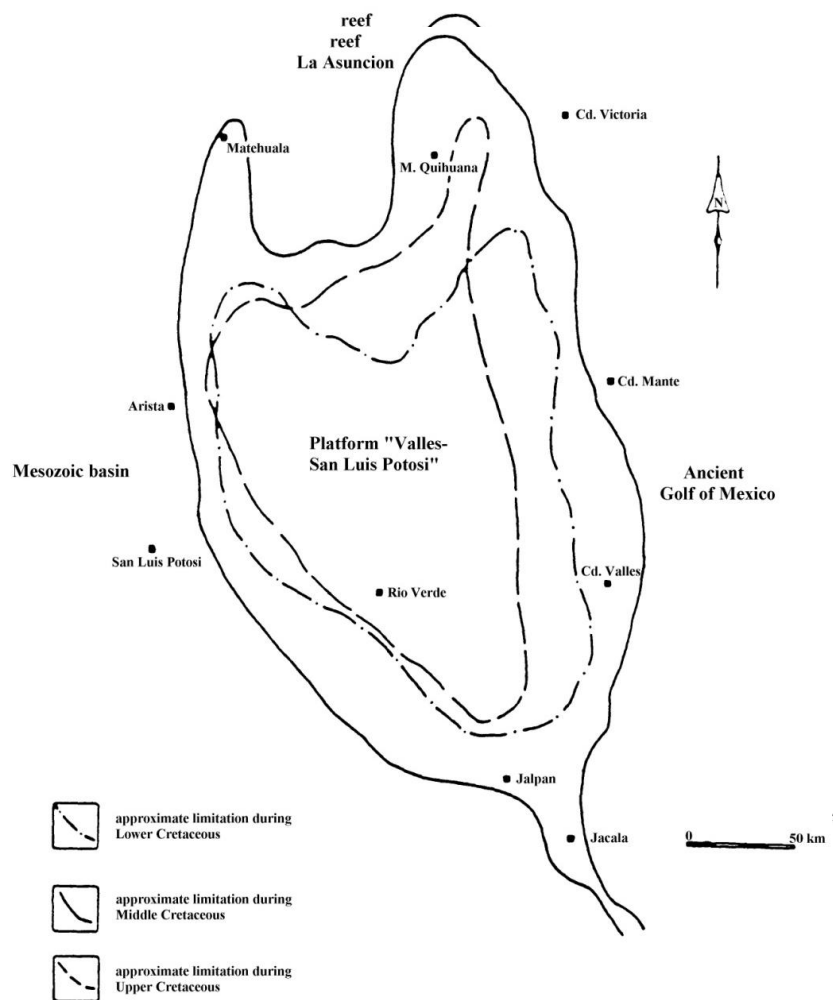


Figura 3. Desarrollo de la Plataforma Valles-San Luis en el Cretácico (Planer *et al.*, 2001).

En el Cretácico Superior corresponden potentes espesores de rocas marinas calcáreas, pelíticas y samíticas, depositadas en profundidades neríticas que pertenecen a las Formaciones Agua

Nueva con 208 m de espesor, Tamasopo con espesor de 370 m, Soyatal 300 m, San Felipe 100 m, Mexcala con espesor de 1000 m, Méndez 250 m y Cardenas con espesor de 1050 m (SGM, 1997a y SGM, 1998).

El cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental fue generado por la Orogenia Laramide a fines del Cretácico y principios del Paleoceno al subductar la Placa Farallón a la Placa Americana, provocando esfuerzos compresivos, levantando la margen pacífica y el emplazamiento de un arco magmático continental, estos esfuerzos compresivos provocaron el despegue de la cobertura sedimentaria, proceso tectónico denominado decollemen, formándose los pliegues anticlinales y sinclinales de orientación noroeste-sureste convergencia al noreste, así como, cabalgaduras y fallas laterales (SGM, 2001).

### **1.1.3 Cenozoico**

Sobre las rocas Mesozoicas se encuentran rocas continentales, sedimentarias y volcánicas en donde se observa el cambio de un medio marino a uno continental el cual perdura hasta la actualidad (Nieto *et al.*, 2005). Al momento no se tiene conocimiento de estudios que se hayan realizado en el estado de San Luis Potosí acerca de la catástrofe global que genero el límite KT y que se relata en Álvarez (2009).

#### **1.1.3.1 Terciario**

Inicia la actividad volcánica hace 140 millones de años y continua hasta los 40 millones de años, con una intensificación en el Oligoceno y Mioceno, esto ha sido asociada a la mineralización hidrotermal. Las principales rocas del Terciario son las riolitas, con una edad de 26 a 30 millones años, que están fracturadas con una estratificación de 70 a 90 m de espesor con feldespato alcalino y cuarzo, debido al parentesco en edad y composición química estas riolitas probablemente tienen altas concentraciones de potasio y cal alcalina (Planer *et al.*, 2001).

Ballín *et al.* (2004) cita que las rocas volcánicas de composición entre andesita y rodacita se formaron en el Terciario, éstas afloran en la zona suroeste del estado de San Luis Potosí, donde sobreyacen parcialmente las rocas calcáreas de la formación El Doctor, se han identificado al menos cuatro diferentes unidades denominadas informalmente como: 1-



andesita agua fría, roca de color café grisáceo, gris rojizo o gris verdoso, de textura porfirítica y pilotaxítica, con 15% de fenocristales euhedrales de plagioclasas zonadas y ferromagnesianos alterados a óxidos de hierro en una matriz de vidrio negro que presenta bandas rojizas de oxidación en las superficies intemperizadas. 2- Riodacita el Carmen, flujo lávico de color gris claro a gris rosáceo, en ocasiones rojiza o café, textura holocristalina, inequigranular, porfirítico, con un 15% de fenocristales de 4 a 8 mm de plagioclasa, sanidino y cuarzo subordinado con cierta abundancia de óxidos de hierro provenientes de la alteración de ferromagnesianos, así como diseminados en la matriz desvitrificada. 3- Ignimbrita El Órgano, roca de color gris rosáceo a rojizo, de textura porfirítica y fluidal, con 15-30% de fenocristales de 2 a 4 mm, en ocasiones mayores hasta de 7 mm, de sanidino euhedral y cuarzo subhedral a anhedral en una matriz desvitrificada, está fuertemente soldada, sus fenocristales frecuentemente se encuentran rotos y con la matriz fluidal rodeándola. 4- Dacita Potrerillo, flujos de lava dacíticos separados por vitrófidos y vidrios, es una roca de color café rojizo claro, holocristalina, inequigranular porfirítica, con 10-15% de fenocristales de 2-7 mm de sanidino, plagioclasa y cuarzo subordinado, está muy brechada, presenta muchos fragmentos de vitrófido negro y zonas muy fluidales en material vítreo, también se le puede observar una serie de flujos separados por vidrios de color verdoso y amarillento.

Valencia (1996) indica que el límite occidental de la Plataforma San Luis-Valles estuvo sujeta a temperaturas de 100 a 450 °C durante éste periodo, en un intervalo de tiempo aproximado de 8 millones de años, por lo que en esta zona no es favorable la búsqueda de hidrocarburos.

### **1.1.3.2 Cuaternario**

Después del vulcanismo en el Terciario inicia una elevación en el municipio de Rioverde con la acumulación de sedimentos con un espesor aproximado de 350 m y bajo la ciudad de Rioverde 184 m. Es probable que en el inicio del Pleistoceno el ambiente lacustre predominara en la cuenca, esto ha sido demostrado por el sedimento lacustre fino encontrado en el margen izquierdo de Rioverde, en la subcuenca de San Ciro y en el valle intermontañoso de Palomas y La Libertad. En Jabalí se formó una barrera impermeable en donde el agua subterránea gana más presión de flujo para el manantial de Media Luna (Planer *et al.*, 2001).

Sobre las rocas volcánicas del Terciario existen algunos basaltos que se encuentran distribuidos en la zona nororiental y sur del área de estudio mostrando mayor extensión al sur, en la subcuenca de San Ciro. Son rocas de color negro con textura holocristalina, inequigranular, microporfírica y pilotaxítica bien desarrollada en la matriz, ésta es de microlitos de plagioclasas, magnetita oxidada y posiblemente algo de piroxeno intersticial. Está asociado a las fallas que conforman los límites de la fosa tectónica, no se conoce su edad, por lo que con la base en las relaciones estratigráficas identificadas en campo, tentativamente se le asigna una edad correspondiente al Cuaternario (Ballín *et al.*, 2004).

En los depósitos sedimentarios del Cuaternario se distinguen dos tipos, los de origen mecánico o clásticos que incluyen conglomerados (clastos redondeados a subredondeados de tamaño variado), así como materiales de origen lacustre (paquete de sedimentos consistente de arenas, gravillas y limos) y aluvial (que se compone de gravas, arenas, limos y arcillas que se depositan en las vegas de los ríos y en la planicie de Río Verde; también existen de tipo químico, representados por calizas lacustres, caliche y travertino, formado por capas delgadas con muchos fósiles y estructura de disolución (Ballín *et al.*, 2004).

Charcas *et al.* (2002) describen que la zona de estudio está conformada por fragmentos de calizas incluidos en una matriz de arena y arcilla con caliche como cementante, los cuales descansan sobre calizas Cretácicas cubiertas de basaltos y aluviones del Pleistoceno o del Plioceno. El margen derecho de Rioverde el espesor conocido es de 184 m formados de capas de arcillas, gravas y arenas, cubiertas de tobas arenoarcillosas con evidencias de calcificación, conglomerados y tobas pumíticas. En la Figura 4 se tiene la estratigrafía de la Plataforma Valles-San Luis.

## **1.2 Columna geológica de la zona de estudio**

En la Figura 5 se indica la columna geológica de la zona de estudio. No existen rocas representativas en el Paleozoico inferior por lo que los estudios inician en el Paleozoico Superior (Valencia, 1996). En este periodo gran parte del estado de San Luis Potosí permaneció sumergido. Los procesos de formación de evaporitas iniciaron intensamente en el Triásico, de hecho, los procesos del Mesozoico son los más distintivos. En el Jurásico Medio aflora un conglomerado polimíctico con un espesor aproximado de 200 m perteneciente a la

Formación Cahuasas, las rocas representativas son lutitas que son rocas formadas por la acumulación de sedimentos en los lagos a través de la diagénesis, aquí están presentes los procesos de oxidoreducción, deshidratación, recristalización, cementación y litificación. Inicia la actividad volcánica hace 140 millones de años y continua hasta los 40 millones de años con una intensificación en el Oligoceno y Mioceno, las rocas que se tienen por el vulcanismo van desde el Jurásico Medio hasta El Eoceno, son del tipo de granodiorita y diorita, éstas son rocas ígneas plutónicas, es decir, se formaron a partir de un enfriamiento lento en profundidad y en grandes masas de magma, formados de cuarzo (SiO<sub>2</sub>) y feldespatos, silicatos de aluminio, calcio, sodio y potasio, también se denominan rocas cristalinas porque los minerales que las constituyen forman cristales grandes (SGM , 1997a; Planer *et al.*, 2001; Custodio y Llamas, 2001).

System	group	subgroup	Rioverde zone	platform Valles – SanLuisPotosi	Mexican Geosyncline (Mesa Central)	
C E N O Z O I C	Quarternary	Holocene	caliche, travertine, basalts, tuff fluvial deposits, chalk	Alluvion	Alluvion	
		Pleistocene				
	Tertiary	Pliocene	rhyolithes	basalts	volcanics	
		Miocene		rhyolithes / tuff		
		Oligocene			Ahuchila	
		Eocene Palaeocene				
M E S O Z O I C	Cretaceous	Upper	Maastrichtian	Cardenas	Tamasopo	Cardenas
			Campanian			
			Santonian			Caracol
			Coniacian			
			Turonian			Soyatal Indidura
	Middle	Cenomanian	El Doctor	El Abra Tamabra	Cuesta del Cura Taumalipas sup. Aurora	
		Albian				
	Lower	Aptian	Guaxcamá	La Pena Guaxcamá	La Pena Otates	
		Barremian			Cupido	
		Hauterivian		Taumalipas (inferior)	Taumalipas inf.	
		Valanginian				
		Berriasian			Taraises	
	Jurassic	Upper	Turonian			La Casita-Trancas
			Kimmeridgian		La Casita	La Caja Zuloaga
			Oxfordian			
		Middle	Callovian		La Joya	La Joya
			Bathonian Bajocian			
	Lower	Liasian				
Triassic	Upper			Huizachal	Zacatecas, Nazas- Huizachal	
	Middle					
	Lower					
PALAEOZOIC						



 no outcrops known  
 not deposited (hiatus)

Figura 4. Estratigrafía de la Plataforma San Luis-Valles (Planer *et al.*, 2001).

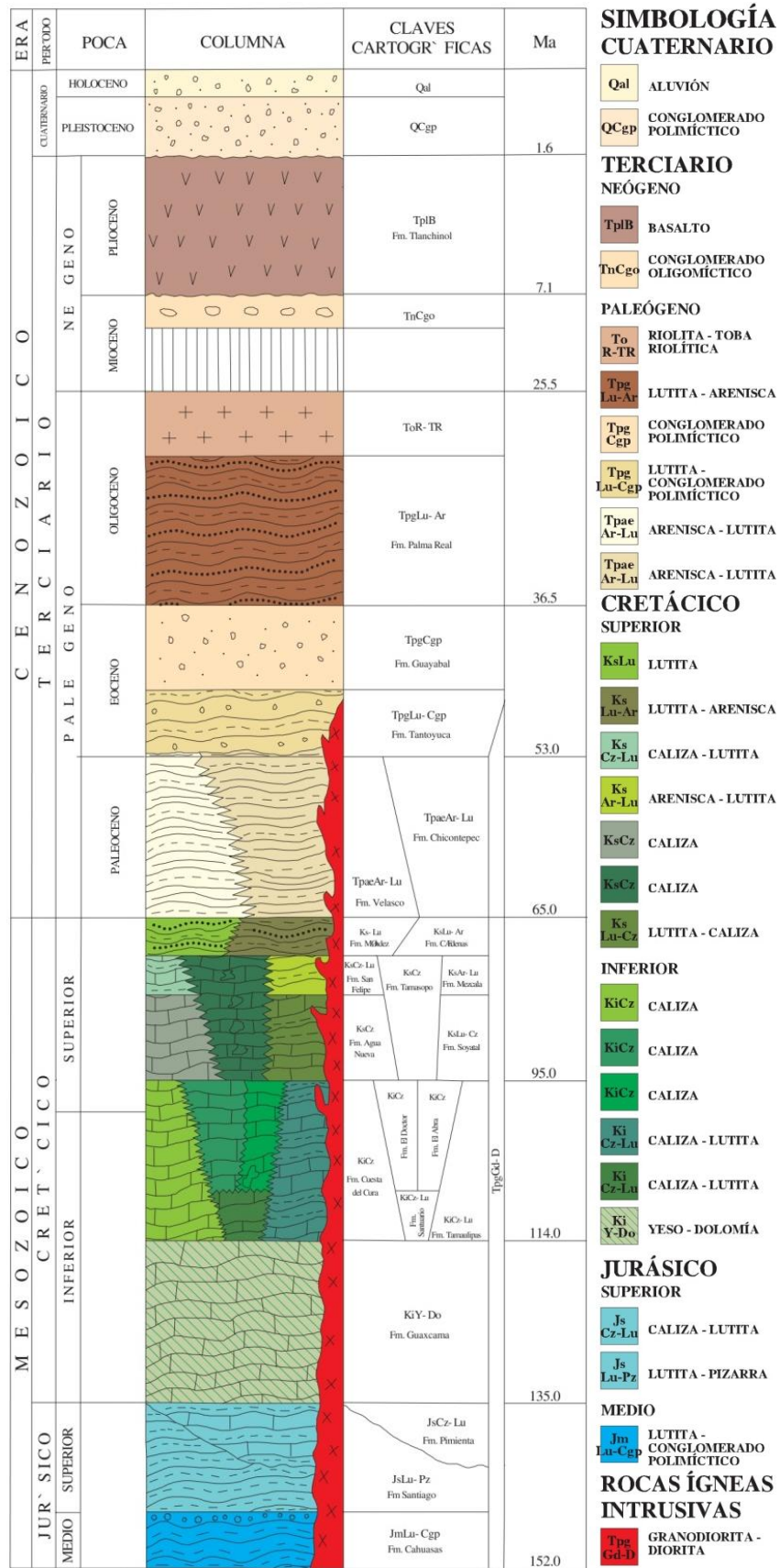


Figura 5. Columna geológica de la zona de estudio de acuerdo a SGM (1997a).

Sobreyaciéndolo la Formación Cahuassas existe una secuencia marina con ambiente de depósito de escasa energía correspondiente a la Formaciones Santiago con espesor promedio de 160 m, las rocas que tiene son lutita y pizarra, las pizarras son rocas metamórficas formadas por la compactación de arcillas compuestas principalmente de cuarzo y moscovita (aluminosilicato de potasio y aluminio con magnesio, cromo y otros elementos); Custodio y Llamas (2001) explica que las lutitas se originan por un complejo conjunto de transformaciones de otras rocas sedimentarias o ígneas, debido fundamentalmente a cambios de temperatura y presión, también afirma que no hay solución de continuidad entre las rocas metamórficas, rocas ígneas y rocas sedimentarias o ígneas. Sobre la Formación Santiago se tiene la Formación Pimienta con un espesor promedio de 348 m, las rocas que tiene son calizas y lutitas, las calizas son rocas sedimentarias compuestas de carbonato de calcio, su origen puede ser químico y biológico. En el químico el carbonato de calcio se disuelve fácilmente en aguas que contienen  $\text{CO}_2$ , la precipitación se explica con la siguiente reacción:  $\text{Ca}^{2+} + 2(\text{HCO}_3) = \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ . La solubilidad es controlada por el equilibrio en relación a la fase sólida del carbonato y la fase gaseosa del  $\text{CO}_2$ . La concentración del carbonato disuelto es probablemente más alta en sistemas con presiones parciales de  $\text{CO}_2$ , esto se tiene en suelos inundados, en microambientes de intensa actividad microbiana y en suelos sódicos, la calcita y la dolomita usualmente controlan la actividad del calcio y magnesio soluble (Loeppert y Suarez, 1996). En el biológico todos los organismos utilizan el carbonato de calcio para construir el esqueleto, entonces, al morir se depositan. Los carbonatos de calcio son comunes en evaporitas de regiones áridas en donde se depositan grandes cantidades de sales en los suelos.

En el Cretácico inferior se tiene una secuencia calcárea marina depositada en aguas someras y cuencas cerradas que corresponde a la Formación Guaxcamá con un espesor estimado de 300 m, las rocas importantes son yeso y dolomita. El yeso es una roca sedimentaria de origen químico que a diferencia de la calcita no necesita aguas ácidas para que empiece su solubilidad. El yeso se origina como consecuencia de disoluciones acuosas sobresaturadas en mares de poca profundidad.

Para entender el proceso de acumulación del yeso en una cuenca cerrada imaginemos un plato para hacer la analogía de la evaporación y la mezcla de sales. Los carbonatos son los primeros

en precipitar y forman un aro alrededor de la parte superior del plato. Continuando la evaporación la siguiente sal soluble en precipitar son los sulfatos formando un aro debajo de los carbonatos, finalmente los cloruros son precipitados en el inferior del plato. Esta secuencia de sales se notan en suelos con bajo drenaje, alta evaporación y escasa precipitación, los carbonatos son concentrados en la parte superior del perfil, el yeso bajo los carbonatos y las sales más solubles son lixiviadas completamente fuera del perfil (Dregne, 1976).

La dolomita es un mineral cuya composición es la de un carbonato doble de magnesio y de calcio  $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$ , a la roca se le llama dolomía con más de 25% de magnesio. En la caliza dolomítica parte de la calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) ha sido reemplazada por dolomita, caliza magnesiana se aplica a las calizas que contienen una cantidad considerable de carbonato magnesiano, aún cuando no presente el mineral dolomita. La mayoría de estas rocas se forman por el reemplazamiento del calcio por magnesio, el reemplazamiento completo implica una contracción de volumen hasta 12.3%, lo que da lugar a la formación de espacios porosos. En el mar los arrecifes son susceptibles de dolomitizarse, ya que ciertas formas coralinas contienen originalmente de 6 a 16% de carbonato de magnesio ( $\text{MgCO}_3$ ) y como la calcita es menos soluble que el carbonato de magnesiano, se efectúa un enriquecimiento progresivo. Además tiene lugar un reemplazamiento directo de  $\text{CaCO}_3$  por  $\text{MgCO}_3$ , particularmente entre la superficie y los 50 m de profundidad (López, 1993).

López (1993) también afirma que las rocas sedimentarias son en cuanto a su volumen la décima parte de las rocas de la corteza terrestre, la que cubre cerca de las  $\frac{3}{4}$  partes de la superficie terrestre, su conocimiento sobre la extensión y el carácter de los estratos sedimentarios individuales proporciona medios al geólogo para determinar la presencia y extensión de las aguas marinas que cubrieron algún tiempo partes de las actuales extensiones de los continentes. Custodio y Llamas (2001) escribe que los sedimentos pueden ser de tres clases: terrígenos, químicos y orgánicos. Los primeros son formados por partículas minerales o rocosas, los segundos por la acumulación de depósitos de precipitación química en el fondo de masas de agua suficientemente grandes, como el caso de los lagos salados que pueden llegar a formar yacimientos de sal común, carnalita, yeso, etc. Finalmente los depósitos orgánicos están constituidos por la acumulación de restos de seres vivos (animales o plantas) que se sedimentan en el fondo de masas acuosas, tales como turberas. Intermedio entre las dos

últimas existen los sedimentos bioquímicos originados por la acumulación de restos, generalmente carbonatados o silíceos de animales y plantas marinas, conchas, que se depositan en los fondos marinos formando calizas zoogenias.

Sobre la Formación Guaxcamá le sobreyace una secuencia carbonatada y terrígena de ambientes nerítico y lagunar de plataforma con cambio de facies lateral, representada por las Formaciones Tamaulipas Superior con espesor de 300 m, las rocas principales son caliza y lutita. Formación Santuario, El Doctor, El Abra con 1500 m con calizas como las rocas más representativas y Cuesta del Cura con 300-400 m de espesor (SGM, 1997). La región nerítica corresponde a la zona más cercana a la costa y alcanza hasta una profundidad de 200 m donde se sitúa generalmente el borde de la plataforma continental, aquí quedan depositados la mayor parte de los aportes continentales y es en donde se desarrolla un mayor número de seres vivos que contribuyen a la formación de sedimentos de tipo orgánico, bioquímico o químico (Custodio y Llamas, 2001).

Al Cretácico Superior corresponden potentes espesores de rocas marinas calcáreas pelíticas y samíticas, depositadas en profundidades neríticas, que pertenecen a las Formaciones de Agua Nueva, calizas con 208 m de espesor; Tamasopo, calizas con espesor de 370 m; Soyatal, calizas y lutitas con 300 m; San Felipe, caliza y lutita con 100m; Mexcala, Arenisca y Lutita con espesor de 1000 m; Méndez, Lutitas con 250 m y Cárdenas, lutitas y areniscas con espesor de 1050 m. Las areniscas son rocas sedimentarias del tipo detrítico que contienen clastos de tamaño de arena, éstas pueden estar formadas de cuarzo, yeso o coral, son extremadamente porosas (Custodio y Llamas, 1996; SGM, 1997a). Si a un conjunto de partículas sólidas de tamaño determinado se le agrega un cementante se obtienen las rocas detríticas.

En el Terciario se tienen rocas de cuenca y depósitos continentales, las primeras corresponden a las Formaciones Chicontepec, arenisca y lutita con espesor de 1370 m; Velasco, arenisca y lutita, con 38-230 m; facies Tantoyuca, lutita y conglomerado polimíctico con un espesor de unos cuantos metros a 400 m; Guayabal, conglomerado polimíctico con 450 m y Palma Real, lutita y arenisca con 562 m de espesor. Los derrames volcánicos son de composición basáltica y pertenecen a la Formación Tlanchinol datada del Plioceno con 7.1 millones de años, así como derrames de composición riolítica y andesítica cuyos espesores observados son de 20 a

40 m y de acuerdo a su posición estratigráfica se le considera de edad del Mioceno. Las rocas intrusivas consisten en troncos de composición granodiorítica y diorítica con edades radiométricas entre 41.5 y 62.2 millones de años. Sobreyaciendo concordantemente se tiene depósitos continentales constituidos por conglomerados. El resto de las zonas se forma de depósitos aluviales con diversas granulometrías producto erosivo de las rocas preexistentes (SGM, 1997a).

### **1.3 Cultivos**

La región de Río Verde ocupa una llanura con una altitud aproximada de 900 m con una extensión de 60 km de norte a sur y 35 km de este a oeste, la superficie de cultivo es de 49495 ha de las cuales 15132 utilizan agua para riego y 34363 se dedican a la producción de cosechas de secano. La precipitación media anual está en el rango de 375.1 mm a 604.5 mm y la evapotranspiración media anual esta entre 1238.1 mm a 1283.3 mm con un déficit medio anual de 667.1mm a 863.4 mm y la temperatura media anual es aproximadamente 20 °C. Es por ello que en la zona solo se pueden cultivar especies muy precoces, poco productivas y con aguas para riego de pozos que tienen altas concentraciones de sales (Charcas, 2002; Charcas *et al.*, 2002). Los principales productos que se cultivan son: frijol, chile, naranja, maíz, caña de azúcar, alfalfa, tomate, cacahuetes y calabacitas.

### **1.4 Hidrografía**

La red hidrográfica del estado de Querétaro forma parte de las cuencas de los ríos Lerma y Pánuco, correspondientes a las regiones hidrológicas números 12 y 26 respectivamente. El río Moctezuma sigue un curso de suroeste a noreste y constituye el límite político con Hidalgo, desde su nacimiento hasta el sitio en que se interna en territorio de esta identidad. Su cuenca cubre una superficie de 4400 km<sup>2</sup> en Querétaro en la que se genera un escurrimiento medio anual de 444 Mm<sup>3</sup>, tiene régimen permanente. El río Extorax, su afluente más importante, es formado por la confluencia de los ríos Xichú y Tolimán en la porción norte del estado, fluye de poniente a oriente, su cuenca tributaria ocupa una superficie de 3045 km<sup>2</sup>, y su escurrimiento virgen es de 185 Mm<sup>3</sup> por año (SARH, 1988).

Formado por la unión de los ríos Ayutla, Jalpan y Conca, en el borde norte del estado de Querétaro, el río Santa María escurre de suroeste a noreste, constituyendo frontera con San



Luis Potosí, y sale del estado por su límite nororiental. Su cuenca comprende una superficie de 1905 km<sup>2</sup> en territorio queretano, que le aporta 257 Mm<sup>3</sup> de escurrimiento medio anual, su régimen es permanente (SARH, 1988).

En el Altiplano del estado de San Luis Potosí, la región no tiene ríos, solamente tiene escurrimientos temporales que probablemente se depositen en un carso. Por ejemplo, las aguas subterráneas son importantes en Villa de Arista, Ahualulco, Matehuala y Cedral. En la época de lluvias se forman corrientes que lleva el nombre de Santiago en el municipio de San Luis Potosí, éste alimenta la presa de San José. Saucito, Paisanos y Mexquitic almacenan sus aguas en la presa Álvaro Obregón. En esta región se encuentran sótanos en donde se filtra el agua que escurre de las sierras que lo rodean, entonces forma drenes subterráneos que llevan el agua a grandes profundidades en la regiones de carso. Cuando las aguas pasan por zonas riolíticas, no filtran a grandes profundidades, esto se tiene en el Valle de San Luis en donde se forman pantanales (Monroy y Calvillo, 1997).

Los pozos y manantiales son fundamentales en la región del altiplano, sustentan a toda la región, por lo que a continuación mencionamos a los principales. En la zona alta del territorio se localizan los manantiales de la Hedionda, Ramos y Cruces de agua delgada y potable. En Cedral los de Agua Grande, Babulecas, La Punta, Pila de Cedros y La Laguna. En San Juan de Vanegas existe uno de agua tibia, clara y alcalina que se utiliza en un balneario y para regadío. El de Laureles en Villa de la Paz y Matehuala; el de Magdalenas en Villa de Guadalupe; el de Aguas del Venado, el de Charco Azul en Moctezuma (Monroy y Calvillo 1997; Noyola *et al.*, 2009).

Entre Venado y Moctezuma hay otros manantiales como El Zauco, Buenavista, Ranchito, Salitre, San Diego y Agua de Enmedio. Está también el manantial de El Cuate en el municipio de Villa Hidalgo; el de Villa de Guadalupe en el municipio del mismo nombre. El de Ojo de Agua en Ramos, el de Santa María al norte de Salinas, el de Cañada del Lobo, localizado al sur de la ciudad de San Luis Potosí y los de Tepetate, Santiago y Santa Rosa en el municipio de Villa de Arriaga. Los de Puerta del Río, Ojo de León y el de Sabino en las cercanías de Villa Juárez y Cerritos. En el sur del Altiplano se encuentran los de La Providencia en Ahualulco; Los Azules y Gogorrón en Villa de Reyes; el de Ojo Caliente en el pueblo del

mismo nombre. Cerca de Santa María del Río se encuentra el manantial de Lourdes, cuyas aguas tienen propiedades curativas (Monroy y Calvillo, 1997).

Debido a que en la zona de Río Verde el clima es semiárido varias corrientes son intermitentes infiltrándose en las planicies. Solo pocos llegan a la principal corriente que es Río Verde. La cuenca tiene un área aproximada de 4500 km<sup>2</sup> y se dividen en seis subcuencas que a continuación se describen.

1- En el noroeste se encuentra la subcuenca cerrada de Cerritos-Villa Juárez con una extensión de 794 km<sup>2</sup>, con los ríos Los Aguantos, El Sauz, La Caldera, El Palmito, San Pedro, La Mora, El Santo y El Brinco.

2- Al sur de Cerritos-Villa Juárez se encuentra la subcuenca cerrada de San Isidro con una extensión de 357 km<sup>2</sup>, es drenada artificialmente al río Choy, otros ríos son El Tigre, Choy, Camposanto y Nacimiento.

3- En el norte se encuentra la subcuenca cerrada de San Bartolo con 838 km<sup>2</sup>, tiene los ríos Cien Tinajas, Santa Teresa, Las Flores y La Cañada.

4- En el sur se encuentra la subcuenca cerrada de San Ciro con 272 km<sup>2</sup>, subacuáticamente drenada a Río Verde o Santa María.

5- En el norte de San Ciro se encuentra subcuenca abierta del Río Plazuela con 550 km<sup>2</sup>, es drenada al río Plazuela con los ríos Santa María, Los López y Nacimiento.

6- La cuenca más grande es la de Río Verde con 1720 km<sup>2</sup> (Lesser, 1976 y Planer, 2001).

El drenaje principal de la cuenca es el Río Verde cuyos escurrimientos son medidos en las estaciones Nogal Oscuro y Vigas. Este río anualmente drena aproximadamente 16 Mm<sup>3</sup> del acuífero granular y 58 Mm<sup>3</sup> de los retornos de los canales que conducen el agua de los manantiales de Media Luna y Antejitos, para formar su flujo base medido en la estación Vigas. Además de los escurrimientos superficiales medidos en Río Verde, existen seis estaciones hidrométricas que registran el escurrimiento de los manantiales de Media Luna y Antejitos, en seis canales que conducen el agua hacia una zona de riego de aproximadamente 3500 ha. El principal es de Media Luna que tiene un gasto promedio de 4 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> (Lesser, 1976).

### **1.4.1 Uso del agua superficial**

En la zona de estudio existen presas como La Soledad y Colon localizadas en las subcuencas del río Extorax, Jalpan, en la subcuenca del río Santa María, y las de San Pedro Huimilpan, en la subcuenca del río Huimilpan. Con esta infraestructura se aprovechan 226 Mm<sup>3</sup> por año, volumen destinado casi íntegramente al riego de unas 14000 ha, diseminadas en el Distrito de Desarrollo Rural No. 120 y en unidades de riego. Adicionalmente, se utilizan en la agricultura alrededor de 17 Mm<sup>3</sup> de aguas residuales descargadas por centros urbanos y desarrollos industriales (SARH, 1988).

#### **1.4.1.1 Manantial de Media Luna**

El manantial de Media Luna es el motor económico del municipio de Río Verde, la zona de este manantial está formada por sedimentos fluviales y lacustres que rellenan el valle y constituyen el acuífero de medios granulares. En los límites del valle en Río Verde se tienen sierras y lomeríos formados de calizas, lutitas y rocas volcánicas. En la cuenca se distinguen dos zonas diferentes en cuanto al material de relleno, es decir en su granulometría y la naturaleza de los suelos. Las zonas son el margen izquierdo y derecho de Río Verde, en el derecho tiene las mejores características de permeabilidad y porosidad, en la izquierda predominan sedimentos de origen lacustre y suelos calichosos. Las rocas calizas tienen importancia desde el punto de vista hidrogeológico por las características de transmisibilidad y almacenamiento a través de las fracturas y conductos de disolución, esto dio origen al manantial de Media Luna que aporta un gasto promedio de 4 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, además de otros menores como el de Antojitos con un caudal de 0.25 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>. En el Cuaternario por la zona de Jabalí se formó una barrera impermeable en donde el agua subterránea gana más presión de flujo para el manantial de Media Luna (Lesser, 1976 y Planer *et al.*, 2001).

Las unidades arcillosas en la zona de estudio corresponden a las formaciones Cárdenas y Méndez, al igual que las lavas riolíticas son las unidades impermeables del área, éstas funcionan como confinante superior de la formación El Doctor y parcialmente como barrera lateral del flujo de agua subterránea en los rellenos. Las lavas riolíticas son fronteras laterales del flujo en el material aluvial. En el sur de la cuenca, en donde se encuentra Media Luna, la unidad volcánica está constituida por lavas basálticas que muestran evidencia de

permeabilidad, ya que permite el drenado a través de ella hacia Río Verde o Santa María, del agua freática y superficial de la subcuenca de San Ciro. La recarga del acuífero granular proviene de la infiltración vertical directa en áreas donde los suelos lo permiten y de una alimentación lateral en los contactos del material de relleno con las demás unidades geológicas formadores de la sierra. Los manantiales que afloran en la formación El Doctor se ubican en las partes de la Sierra de Álvarez a elevaciones de 2500 msnm, hacia el occidente de Media Luna (Lesser, 1976).

Palacio *et al.* (2000) relata que Media Luna está formada por una continuidad de seis cráteres de manantial de los que fluye de manera casi constante un promedio de  $5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  de agua termal, azulosa y cristalina. Según Wikipedia (2010) en el fondo de Media Luna es posible ver el resto de dos esqueletos de mamut, los cuales se han conservado gracias a que es un cráter volcánico de aguas sulfurosas, también, esto sugiere la existencia de una isla boscosa cercana al cuerpo de agua permanente, todo inmerso en una vegetación de pradera. La Media Luna es un manantial vaclasiano, referente a su estructura geomorfológica cárstica, se encuentra en la subcuenca del río Verde (26CH) que corresponde a la cuenca del río Tamuín (26C) y a la región hidrológica Pánuco (RH26).

Ballín *et al.* (2004) escribe que el manantial de Media Luna tiene un caudal de  $5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , que se utiliza para regar una superficie aproximada de 5000 ha. Estas aguas se derivan y distribuyen por medio de tres canales: 1- Principal, con dirección hacia el norte y riega las tierras del Distrito de riego 049. 2- Potrero de Palos y Capulín, que se dirigen al sur y riegan las tierras del ejido El Capulín. 3- San José, que va hacia el sureste y abastece a los ejidos Bordo Blanco, Obrajero, Huizachal, Plazuela, Riachuelo y San José del Tapanco.

Río Verde es el principal drenaje de la laguna de Media Luna, su longitud es de 186 km y es considerado como régimen intermitente hasta ciudad Fernández donde se convierte en perenne debió a la descarga del manantial de Ojo de Agua de Solano.

Las zonas hidrogeológicas que controlan el movimiento del agua subterránea en la zona de estudio son: medio poroso, medio fracturado y medio cárstico. El medio poroso está constituido por materiales geológicos conformados por sedimentos no consolidados del Cuaternario que forman parte del material de relleno de la fosa tectónica. El medio fracturado

está integrado por las rocas volcánicas del Terciario y Cuaternario. El medio cárstico está identificado con las rocas calcáreas del Cretácico, Formación El Doctor y Guaxcamá. No existe información disponible para identificar la ubicación del basamento del acuífero (Ballín *et al.*, 2004).

#### **1.4.1.2 Historia de la utilización de las aguas del manantial de Media Luna**

Media Luna fue mencionada por primera vez en 1617 con la construcción de dos acueductos con dirección a la ciudad de Río Verde. En 1732 un canal de riego fue construido para regar lo que hoy es Ciudad Fernández para cultivar caña de azúcar, así mismo la hacienda del Jabalí abrió dos acequias para regar las tierras que poseía al sur del manantial. En 1940 los ejidos ubicados al sur y sureste del valle obtuvieron derechos para aprovechar las aguas del manantial para lo cual construyeron el canal San José. En 1977 comenzó el desarrollo hasta tener una distribución neta de 89.6 km y un drenaje neto de 82.8 km, prácticamente todo el agua de Media Luna se utiliza para irrigación (Planer, 2001 y Charcas *et al.*, 2002).

La región de Río Verde es parte de la frontera mesoamericana, estuvo habitada desde antes del 250 a.c. por pequeñas poblaciones agrícolas al sur y grupos de cazadores-recolectores "chichimecas" en el norte. La laguna era considerada como un lugar sagrado donde se rendía culto a la lluvia y al agua. Las representaciones encontradas en el lugar son divinidades conocidas en otras regiones y con estereotipos parecidos a Tlazolteotl. La ausencia de construcciones importantes indica que nunca hubo concentración permanente de población y que más bien era un lugar de peregrinaje. Con la ocupación del valle por los españoles los indígenas fueron desplazados hacia las zonas montañosas en donde se mantienen hasta hoy. En 1617 se fundó la misión de Rioverde dirigiendo sus actividades a la doctrina cristiana, instrucción del cultivo de la tierra y a la cría del ganado. En las inmediaciones de Media Luna fue la residencia del primer español asentado en ese valle, el Capitán Pedro de Sifuentes en el año de 1598 (Ilizaliturri, 2006).

La laguna era conocida como "La Laguna de la Vieja", allí estableció la estancia denominada "Nuestra señora del Rosario", que después fue el núcleo de la Hacienda El Jabalí. Las aguas de Media Luna fueron disputa entre los dueños de la hacienda de Nuestra señora del Rosario (Jabali) y la villa del Dulce Nombre de Jesús y el pueblo de Santa Catarina Mártir del Río

Verde. En 1730-1731, las aguas fueron otorgadas a la Villa del Dulce Nombre de Jesús, y se hizo una toma común. En la hacienda Nuestra señora del Rosario en el año de 1730 se estableció con gran éxito la primera plantación de caña de azúcar, para 1859 llegó a ser la base de la economía en la región. En 1898 se dictó el reglamento para regular el uso de las aguas de la Media Luna, en el cual al municipio de Río Verde le correspondían  $1892 \text{ L s}^{-1}$  y a la hacienda del Jabalí  $1553 \text{ L s}^{-1}$  (Charcas, 2002).

El 7 de julio de 2003 se publica en el Periódico Oficial del Estado de San Luis Potosí la declaratoria de Área Natural Protegida bajo la modalidad de Parque Estatal "Manantial de la Media Luna". En el decreto administrativo se propone la creación de un plan de manejo para su administración, conservación, protección, restauración, desarrollo y vigilancia de la misma. Al mismo tiempo que se suscribe un convenio de concertación de compromisos con el núcleo agrario El Jabalí, ejido que había solicitado la protección del manantial. El decreto menciona que la administración estará a cargo de las autoridades ejidales que conforman el Comité de vigilancia del ejido El Jabalí, mientras la inspección y vigilancia quedará a cargo del ejecutivo del estado de San Luis Potosí, a través de la Secretaría de Ecología y Gestión Ambiental o por el Consejo Estatal de Áreas Naturales Protegidas (Ilizaliturri, 2006).

## **1.5 Clima**

Varios tipos de clima se encuentran en el estado de Querétaro, determinados por factores geográficos, como son: la altitud variable y la influencia de la Sierra Madre Oriental, barrera orográfica que bloquea el paso de los vientos húmedos procedentes del Golfo de México, así en la zona de estudio predominan los climas seco y semiseco y cálido y semicálido. La entidad recibe 681 mm de precipitación media anual, con notables variaciones especiales en las que influyen los factores físicos antes mencionados: en las zonas bajas la precipitación varía entre 500 y 600 mm, mientras que en las zonas montañosas está comprendida entre los 400 y 1700 mm. La temporada de lluvias abarca los meses de mayo a octubre, siendo junio y julio los meses más lluviosos, con precipitaciones medias mensuales de 120 a 170 mm; el estiaje comprende a los meses de noviembre a abril, durante los cuales la precipitación media mensual es menor que 10 mm. La temperatura media anual del estado es de  $17 \text{ }^{\circ}\text{C}$ , variando en el rango de  $14$  a  $21 \text{ }^{\circ}\text{C}$ , con tendencia regional creciente de sur a norte, y con cambios locales inversamente proporcionales a la altitud. La evaporación potencial media es de  $1917 \text{ mm/año}$ .

En el plano de isoyetas medias anuales e hidrografía indica que la zona montañosa de Jalpan de Serra está entre 700 y 900 mm como índice de precipitación media anual. Y la zona entre Arroyo Seco, Ayutla y Pinal de Amoles está entre 500 y 700 mm (SARH, 1988).

Las distintas altitudes, así como las fuentes de agua y el tipo de suelos, provocan una gran variedad de climas. En el estado de San Luis Potosí existen tres zonas generales de climas: seco, tropical lluvioso y templado. La zona de clima seco comprende toda la Altiplanicie, las llanuras de la cuenca del Río Verde y el corredor eólico de la Sierra Madre Oriental. En esta zona se localizan a la vez los climas seco desértico (BW) y seco estepario (BS). El primero se localiza en los municipios de Catorce y Vanegas; el segundo, en los de Cárdenas, Cerritos, Alaquines, Villa de Reyes, Lagunillas, Matehuala, Ciudad Fernández, Río Verde, Cedral, Catorce, Charcas, Mexquitic, San Luis Potosí y Villa de Arriaga. El clima tropical lluvioso se encuentra en el declive este de la Sierra Madre Oriental y en la planicie costera en territorio de los municipios de Ciudad Valles, San Vicente Tancuayalab, Tamuín y El Ébano. El clima templado en la Sierra Madre Oriental, en los municipios de Ciudad del Maíz, Lagunillas y la Sierra de Álvarez. Tienen también clima templado los municipios de San Ciro de Acosta, Tamasopo, Xilitla, algunos sitios de la Sierra de Guadalcázar y las serranías de Zaragoza y Santa María del Río, al sur de la Sierra de Catorce y la parte media de la Sierra de San Miguelito (Planer *et al.*, 2001).

## **Anexo 2. Descripción de las determinaciones de laboratorio**

### ***Determinación de la conductividad eléctrica***

La conductividad eléctrica tiene especial importancia debido a que es un método rápido y conveniente para medir la concentración de electrolitos. La conductancia específica de una solución diluida de un electrolito, es casi directamente proporcional a la concentración iónica de dicho electrolito y la conductividad total del agua es igual a la suma de las diferentes conductividades resultantes de los electrolitos presentes (A.S.T.M., 1991).

### ***Procedimiento***

Para la determinación se utilizó un puente de lectura directa. Se sumergió la celda en la muestra de agua y registró la lectura y al mismo tiempo se midió la temperatura de la solución para realizar las correcciones. Se midió con el conductímetro marca Solu Bridge, Soil Tester.

$$CE_{25} = CE \times Fc \times Ft$$

$CE_{25}$  = Conductividad eléctrica a 25°C

CE = Conductividad eléctrica que se obtiene

Fc = Constante de celda (CE empírica/CE que se obtiene)

Ft = Constante de temperatura

### ***Determinación del pH***

En 1909, el químico danés Sorensen definió el potencial hidrógeno (pH) como el logaritmo negativo de la concentración molar (más exactamente, de la actividad molar) de los iones hidrógeno. Esto es:  $\text{pH} = -\log [\text{H}^+]$

La evaluación electrométrica del pH se basó en la determinación de la actividad del ion  $\text{H}^+$  mediante el uso de un electrodo cuya membrana es sensitiva al  $\text{H}^+$ . Se midió directamente de la botella con agua con el pH-metro marca Beckman.

### ***Determinación del residuo seco evaporado***

Los sólidos totales pueden estar presente en suspensión, solución o ambos, se dividen en materia orgánica (sólidos totales volátiles) e inorgánica (sólidos totales fijos). Los sólidos totales disueltos (STD) se deben a materiales solubles, mientras que los sólidos en suspensión son partículas discretas que se pueden medir al filtrar una muestra a través de un papel fino. El valor de STD indica la concentración cuantitativa de sales. La presencia de sólidos en las



aguas de riego afecta la calidad microbiológica del agua (contenido de oxígeno) y pueden ser fuente de problemas en los equipos de riego presurizado (obstrucciones). Dentro de los inconvenientes de la metodología de los residuos secos evaporados se encuentran: pérdida de algunas sales en forma de gases por la elevada temperatura; en aguas muy salinas no se logra evaporar toda el agua quedando un remanente en forma cristalina; no proporciona información del tipo de sales constituyentes; en aguas con silicio en solución este puede aumentar los sólidos totales disueltos debido a su alto peso atómico; agua con bajo valor de STD, pero con sodio, tendrán un efecto más drástico sobre los suelos de lo esperado.

#### *Procedimiento*

La muestra se filtró para obtener un líquido perfectamente claro. Se tomó una muestra de 25 mL en cápsulas de porcelana, previamente pesadas en una balanza digital. Las capsulas se colocaron en una plancha para evaporarlas utilizando una cama de arena de cuarzo a una temperatura de 105°C hasta quedar completamente secos; luego se pesaron así determinando su peso conjuntamente con la capsula. Como el peso de la capsula es conocida, por la diferencia se tiene el peso de la muestra

$$STD(ppm) = \frac{(\text{peso}_{\text{cápsula+residuo}} - \text{peso}_{\text{cápsula}}) \times 10^6}{25}$$

#### ***Determinación del residuo seco calcinado***

##### *Procedimiento*

Para los residuos inorgánicos, se utilizaron las mismas capsulas anteriores, esta vez se evaporaron a una temperatura de 600°C durante 30 minutos, inmediatamente se pesan y por medio de la formula anterior se obtiene su valor. Para obtener los sólidos totales orgánicos se utilizó la siguiente fórmula:

$$ST(Org) = STD - ST(Inorg)$$

#### ***Determinación del Calcio y Magnesio***

El grado de dureza de un agua aumenta, cuanto más calcio y magnesio hay disuelto. Magnesio y calcio son iones positivamente cargados con dos cargas; debido a su presencia, otros iones cargados positivamente se disolverán con menor facilidad en el agua dura, que en el agua que no contiene calcio y magnesio. Altas concentraciones de magnesio son tóxicas a las plantas.

##### *Procedimiento para Ca<sup>2+</sup>*

En una muestra de 5 mL se agregó 8 gotas de hidróxido de sodio, una pequeña porción de murexida, la solución esta lista hasta obtener un color morado titulando con EDTA al 0.01N, cambia de color rosa café a violeta.

$$\text{meqL}^{-1}\text{Ca}^{2+} = \frac{\text{Lect} \times N_{\text{EDTA}} \times 1000}{\text{Alícuota}}$$

*Lect*: Lectura al titular con EDTA en mL.

*Alícuota*: Volumen de la muestra de agua que es analizada en mL.

$N_{\text{EDTA}}$ : Normalidad del EDTA.

*Procedimiento para  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$*

En una muestra de 5 mL se agregó 4 gotas de solución amortiguadora de  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ , luego se añadió una pizca de eriocromo negro T, se tituló con EDTA al 0.01N, cambia de color violeta a azul.

$$\text{meqL}^{-1}\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} = \frac{\text{Lect} \times N_{\text{EDTA}} \times 1000}{\text{Alícuota}}$$

*Lect*: Lectura al titular con EDTA en mL.

*Alícuota*: Volumen de la muestra de agua que es analizada en mL.

$N_{\text{EDTA}}$ : Normalidad del EDTA.

Por diferencia se obtiene el valor de  $\text{Mg}^{2+}$ .

### ***Determinación del Sodio y Potasio***

El exceso de iones de sodio desplazan al calcio ( $\text{Ca}^{2+}$ ) y al magnesio ( $\text{Mg}^{2+}$ ), provocando la dispersión y desagregación del suelo. El suelo se vuelve duro y compacto en condiciones secas y reduce la infiltración de agua y aire a través de los poros que conforman el suelo. Este problema esta igualmente relacionado con otros factores como el nivel de salinidad y el tipo de suelo. Por ejemplo, alto contenido de sodio en suelos arenosos no afecta tanto, ya que éstos tienen una gran superficie de drenaje, en contra de otros suelos más compactos.

#### ***Procedimiento***

Se determinó mediante el aparato Aut Cal Flame-Photometer 643. Primero se colocó una solución de Cesio, luego se abrió la válvula de gas LP, después se calibró con una solución de 140 meq  $\text{L}^{-1}$  de sodio y 5 meq  $\text{L}^{-1}$  de potasio. Al final el equipo se encendió con agua destilada y

se prende la flama. Se midió la muestra directamente de la botella, no hizo falta hacer diluciones, los resultados fueron en meq L<sup>-1</sup>.

### ***Determinación de Carbonatos y Bicarbonatos***

Riesgo de carbonatos y bicarbonatos en aguas de regadío. Alto contenido de carbonato (CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>) y bicarbonato (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) aumenta el índice de RAS (sobre >3-4meq L<sup>-1</sup> o >180-240mg L<sup>-1</sup>).

Los iones de carbonato y bicarbonato se combinan con calcio y magnesio precipitando en forma de carbonato cálcico (CaCO<sub>3</sub>) o carbonato de magnesio (MgCO<sub>3</sub>) cuando la solución del suelo se concentra bajo condiciones secas, la concentración de Ca<sup>2+</sup> y Mg<sup>2+</sup> decrece en relación al sodio y el índice RAS es mayor. Esto provoca la alcalinización y aumento del pH, entonces, cuando el análisis del agua indica un nivel alto de pH, esto es una señal de que los valores de carbonatos y bicarbonatos son altos.

En aguas ricas en iones bicarbonatos, existe la tendencia de calcio y de magnesio a precipitarse en forma de carbonatos a medida que la solución del suelo se vuelve más concentrada. Esta situación genera una disminución en la concentración de calcio y magnesio y aumenta la proporción relativa de sodio. Se considera que una muestra de agua con más de 2.5 meq L<sup>-1</sup> de carbonato de sodio residual, no son buenas para el riego, las que contengan entre 1.25 a 2.5 meq L<sup>-1</sup> son dudosas y, las que contengan menos de 1.25 meq L<sup>-1</sup> con toda seguridad son buenas.

### ***Procedimiento***

Para determinar su concentración se tomó 5 mL, se agregaron 5 gotas de fenolftaleina y luego se agregó ácido sulfúrico hasta que la muestra tomó una tonalidad blanquecina. En la misma muestra se determinó la concentración de bicarbonatos, para lo que agregamos 3 gotas de anaranjado de metilo y se volvió agregar ácido sulfúrico 0.01 N hasta tener un color durazno, se utiliza la misma muestra para los cloruros.

$$\text{meqL}^{-1}\text{CO}_3^{2-} = \frac{2y \times N_{\text{H}_2\text{SO}_4} \times 1000}{\text{Alícuota}}$$

y: Lectura al titular con H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> en mL.

Alícuota: Volumen de la muestra de agua que es analizada en mL.

N<sub>H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub></sub>: Normalidad del ácido sulfúrico.

Para los bicarbonatos la lectura al titular con  $H_2SO_4$  en mL es z.

$$meqL^{-1}HCO_3^- = \frac{(z - 2y) \times N_{H_2SO_4} \times 1000}{Alícuota}$$

### ***Determinación de Cloruros***

Cuando se describen los efectos perjudiciales que producen en las plantas, estos se refieren en general al impacto de los cloruros, si bien las plantas también absorben el gas de cloro del aire a través de sus hojas. Esto destruye los tejidos vegetales, en parte por oxidación y en parte por expulsión del hidrógeno de los compuestos orgánicos. Cuando se riega con aguas con alto contenido de cloruro de sodio, las sales se acumulan en la parte superior del sustrato, formando una capa de color blanco, compacta los suelos e impide que se absorba el agua por las plantas. Cuando la velocidad de infiltración es muy baja, puede ocurrir que el agua infiltrada no baste para cubrir las necesidades del cultivo. Los problemas más frecuentes relacionados con una infiltración baja, suelen producirse cuando el sodio se incorpora al suelo y deteriora su estructura; los agregados del suelo se dispersan en partículas pequeñas que tapan o sellan los poros y evitan que el agua pueda circular e infiltrarse con facilidad. El efecto contrario lo producen el calcio y el magnesio, por lo que para evaluar realmente el problema que puede generar un exceso de cloruros hay que saber también la cantidad de calcio y magnesio que hay en el suelo.

### ***Procedimiento***

En la solución en la que se determinaron carbonatos y bicarbonatos, se le agregó tres gotas del indicador de cromato de potasio y se tituló con nitrato de plata hasta obtener un color rojo ladrillo.

$$meqL^{-1}Cl^- = \frac{Lect \times N_{AgNO_3} \times 1000}{Alícuota}$$

*Lect*: Lectura al titular con  $AgNO_3$  en mL.

*Alícuota*: Volumen de la muestra de agua que es analizada en mL.

$N_{AgNO_3}$ : Normalidad del nitrato de plata.

### ***Determinación de Sulfatos***

Junto con los cloruros, los sulfatos son los principales aniones presentes en las muestras de agua y son aportes importantes en suelos salinos, pero su control se efectúa adecuadamente considerando volúmenes extra de agua en los riegos para asegurar su salida fuera de la zona

radical. Las plantas pueden presentar sensibilidad a concentraciones altas de sulfatos, ya que pueden limitar la absorción de sodio y alterar el balance catiónico óptimo dentro la planta. La concentración de sulfatos en una muestra de agua, es determinada generalmente por medio de técnicas gravimétricas o turbidimétricas.

#### *Procedimiento*

En un matraz volumétrico de 100 mL se agregarán 100 mL, para algunos casos, mientras que para las otras se tomaran 10 mL; en 100 mL con agua destilada. Luego se vacía el matraz erlermeyer de 125 mL, se adiciona 5 mL de la solución HCl y un poquito de cloruro de bario. Finalmente se agita durante un minuto y se obtiene la lectura de absorbancia en el espectrofotómetro marca Perkin, Elmer No.35. Previamente se elaboró la curva de calibración con una solución conocida de 100 ppm de  $\text{SO}_4^{2-}$ , luego se hicieron diluciones para 0, 5, 10, 20, 30, 35 y 40 ppm de  $\text{SO}_4^{2-}$ , cada una de estas se midió la absorbancia, con estos datos se construyó la curva en el eje de las X se colocó la absorbancia y, en el eje de las Y las ppm de  $\text{SO}_4^{2-}$ , la regresión que se obtiene es del tipo  $Y=a+bX$ , en donde Y fueron las ppm de cada agua recolectada en el muestreo y X es la absorbancia de esta muestra.

#### ***Determinación de ortofosfatos por colorimetría***

En medio ácido y en presencia de molibdato amónico los ortofosfatos forman un complejo fosfomolibdico, que reducido por el ácido ascórbico, desarrolla una coloración azul susceptible de una determinación colorimétrica. Hay formas orgánicas que pueden hidrolizarse durante el proceso de formación del color y dar los ortofosfatos. Este desarrollo se acelera utilizando un catalizador emético, tartrato doble de antimonio y potásico.

#### *Procedimiento*

Se lavaron bien los recipientes con ácido clorhídrico diluido eliminando los fosfatos de los detergentes comerciales. Después se preparó el reactivo preparado con 400 mL de ácido sulfúrico 5 N, 120 mL solución de molibdato amónico, 240 mL de solución de ácido ascórbico y 40 mL de solución de emético. Inmediatamente se preparó una solución madre patrón de  $0.2 \text{ g L}^{-1}$  de fosfato monopotásico ( $\text{KH}_2\text{PO}_4$ ) y luego esta se disolvió  $1/100$  para obtener una solución patrón de  $2 \text{ mg L}^{-1}$ , con la que se preparó la curva de calibración, utilizando el espectrofotómetro en una longitud de onda a 690 nm.

Se colocaron 20 mL de la muestra a analizar, a lo que se añadió 4 mL de reactivo y completamos con agua destilada hasta 25 mL, esperamos 20 minutos y se leyó en el espectrofotómetro. Lo mismo se hace para obtener la curva de calibración.

### ***Determinación de boro***

El Boro es un no metal ligero que se encuentra principalmente en minerales de los silicatos. El contenido de boro en las rocas ígneas varía de 5 a 10  $\mu\text{g}$  de  $\text{B g}^{-1}$ , mientras que en las rocas sedimentarias varia de 20 a 100  $\mu\text{g}$  de  $\text{B g}^{-1}$  y en aguas marinas contiene en promedio de 100  $\mu\text{g}$  de  $\text{B g}^{-1}$ . El método para determinar el boro fue el de azometina-H, como un reactivo para dar el color con  $\text{H}_3\text{BO}_3$ , complejo que conserva la absorbancia proporcional, por varias horas, independientemente, de la presencia de una gran variedad de sales. El método utilizado fue para el rango de 0.5 a 10  $\mu\text{g}$  de  $\text{B mL}^{-1}$  con azometina-H y una solución de  $\text{H}_3\text{BO}_3$  que forma un complejo estable de pH 5.1. La absorbancia es a 420 nm.

### ***Procedimiento***

El aparato que se utilizó fue el espectrofotómetro y tubos de polipropileno con una capacidad de 10 mL. Los reactivos utilizados fueron: agua desionizada, solución buffer que se preparó disolviendo 250 g de acetato de amonio, 15 g de EDTA en 400 mL de agua destilada. Lentamente se añadieron 125 mL de ácido acético glacial y se mezcló.

Para preparar la azometina-H, se disolvieron 0.45 g de azometina-H en 100 mL de 1% solución de ácido ascórbico L. El reactivo final se preparó cada semana y se mantuvo en refrigeración.

La solución estándar de boro se preparó de la siguiente manera: Se disolvieron 0.114 g de ácido bórico en agua destilada hasta ajustar 1000 mL, en esta solución cada mL contiene 20  $\mu\text{g}$  de  $\text{B mL}^{-1}$ . Se diluyeron 10, 20, 30, 40 y 50 mL de la solución Standard en 100 mL con agua destilada para tener soluciones con concentraciones de boro de 2, 4, 6, 8 y 10  $\mu\text{g}$  de  $\text{B mL}^{-1}$  respectivamente. Se incluyó para la curva de calibración, el punto 0 de agua destilada.

Para hacer las lecturas se pipeteó 1 mL de el agua analizar o de las soluciones diluidas para preparar la curva de calibración, todo esto en los tubos de polipropileno, se añadieron 2 mL de la solución buffer y se mezcló cuidadosamente, luego se añadieron 2 mL del reactivo de

azometina-H y se mezcló. Después de 30 minutos se determinó la absorbancia a 420 nm, valores que se llevaron a la curva de calibración.

### ***Determinación de nitratos***

Las sustancias nitrogenadas que se encuentran en las aguas naturales están relacionadas directamente con el ciclo del nitrógeno. La mayor parte del nitrógeno se encuentra en la atmósfera en forma de gas, en forma oxidada constituye una fracción importante en los suelos y sustancias orgánicas que lo captan para su metabolismo. La forma más usual y estable es el nitrógeno en forma de nitratos, los procesos de oxidación-reducción de las especies nitrogenadas en el agua están influenciados por fenómenos biológicos. La presencia del nitrato puede ser considerada como un indicio de contaminación reciente dada su alta inestabilidad, sin embargo, puede ser incorporado de manera natural y mantenerse cierto tiempo en equilibrio en su forma oxidada que es el nitrato.

#### ***Procedimiento***

Los reactivos que se necesitan son el ácido salicílico al 5% en ácido sulfúrico concentrado (AS-H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>), para obtenerlo se pesan 5 g de C<sub>7</sub>H<sub>6</sub>O<sub>3</sub> y se disuelven en 100 mL de H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> concentrado. Hidróxido de sodio 4N y nitrato de potasio (KNO<sub>3</sub>) para realizar la curva de calibración de nitratos. Pipetear 0.5 mL de la muestra, adicionar 1 mL de AS-H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, revolverlos en un mezclador vortex, agregar 10 mL del hidróxido de sodio 4N y mezclar, dejar enfriar la muestra ya que la reacción es exotérmica, finalmente leer la absorbancia a 410 nm y relacionarlo con la curva de calibración.

### ***Determinación de la Presión Osmótica***

#### ***Procedimiento***

La presión de vapor y el punto de congelación están entre las propiedades coligativas de una solución comparada con un disolvente puro. Las propiedades coligativas son alteradas en proporción al número de partículas del soluto que se disolvieron en cada kilogramo del solvente (agua en caso de solución biológica). Por lo tanto, medir cualquier propiedad por medios indirectos, es medir la concentración de la solución u osmolalidad. La ventaja principal del método de presión de vapor es que no requiere un arreglo del estado físico de la muestra. El elemento sensible del osmómetro es un higrómetro.

Cuando la presión de vapor se equilibra en el espacio de la cámara, percibe la temperatura ambiental del aire al establecer el punto de referencia para la medición. Bajo el control electrónico mide la temperatura del punto de rocío dentro del espacio cerrado que da un producto proporcional a la temperatura diferencial. La diferencia entre la temperatura ambiental y la depresión de la temperatura del punto de rocío, es una función explícita de la presión de vapor de la solución.

El Osmómetro se encendió y se esperó 1 hora hasta que se estabilice, después se preparó las soluciones para calibrar el equipo; se pesó 1.571 g de NaCl y se aforó a 50 mL de agua destilada para obtener una solución de  $1000 \text{ mmol kg}^{-1}$ ; se pesó 0.456 g de NaCl y se aforó a 50 mL para obtener una solución de  $290 \text{ mmol kg}^{-1}$  y se pesó 0.157 g NaCl y se aforó a 50 mL para obtener una solución de  $100 \text{ mmol kg}^{-1}$ . Primero se calibra con la solución de 290, después la de 1000, nuevamente la de 290 y si todo está bien el error debe ser  $\pm 2$ , por último se calibra con la solución de  $100 \text{ mmol kg}^{-1}$  y después se empieza medir las muestras. El osmómetro fue de la marca Wescor modelo 5500, con una micro pipeta se extrajo directamente de las muestras de agua aproximadamente  $10 \mu\text{L}$ , una membrana especial se colocó en el osmométo y sobre ella la muestra de agua, después de 75 segundos se obtiene la cantidad de sustancia en  $\text{mmol kg}^{-1}$ , este valor se llevó a la ecuación de los gases ideales y se obtuvo la presión osmótica en atm.

### ***Determinación de la densidad real***

La densidad real de un suelo puede ser calculada a partir de dos parámetros: la masa y el volumen de una cierta cantidad de suelo. La masa se determina directamente del suelo y el volumen de una manera indirecta por el cálculo de la masa y de la densidad del agua desplazada por la muestra del suelo

#### ***Procedimiento***

Pesar un picnómetro de 25 mL completamente limpio y seco (1), después colocar 5 g de la muestra de suelo a analizar, anotar el peso del matraz con el suelo (2). Adicionar agua destilada hervida hasta la mitad del matraz y colocarlo en el desecador de vacío por 30 minutos. Dejar reposar el desecador por 30 minutos, sacar los matraces y aforarlos con agua destilada hervida hasta los 25 mL, secar por el exterior y pesarlos (3). Tomar la temperatura de



la suspensión puesto que la densidad depende de esto. Vaciar el matraz, lavarlo y llenarlo con agua destilada hervida, pesar el matraz y tomar la temperatura (4).

$$ps = (2) - (1)$$

$$vs = \frac{(4) - (1)}{\rho_w} - \frac{(3) - (2)}{\rho_w}$$

$ps$  = peso de las partículas del suelo

$vs$  = peso del agua desplazada por partículas del suelo

$\rho_w$  = densidad del agua

*Densidad real* =  $ps / vs$

### ***Determinación de la densidad aparente***

La densidad aparente es la cantidad de masa de sólidos que existe por unidad de volumen total de suelo, quiere decir que se toma en cuenta el volumen que ocupan los sólidos y los poros. La densidad aparente varía en un suelo a otro de acuerdo al tipo de labranza, cuanto más intensa sea el suelo tiende a compactarse a largo plazo.

#### ***Procedimiento***

Pesar 50 g de suelo seco y tamizado, después colocarlo en una probeta de 100 mL con tapón de hule. Humedecer una franela y colocarla sobre una mesa. Sobre la franela golpee la probeta 30 veces con una frecuencia de un golpe por segundo y con una trayectoria vertical de 30 cm. Luego de concluida la serie de golpes leer el volumen final que ocupa el suelo (V).

*Densidad aparente* =  $50 / (V)$

### ***Determinación de la humedad***

El método se basa en la determinación de la cantidad de agua expresada en gramos que contiene una muestra de suelo. La determinación de la masa de agua se realiza por diferencia en peso entre la masa de suelo húmedo y la masa de suelo seco. El suelo seco es secado a la estufa a 105 °C hasta obtener un peso constante.

#### ***Procedimiento***

Tomar una muestra representativa de los perfiles de suelo. Colocar 50 a 100 g de suelo dentro de un bote de aluminio y cerrarlo con su tapa. Aplicar cinta adhesiva para unir el borde de la tapa con el bote. Pesar el bote con suelo húmedo sin la tapa ( $P_{shb}$ ). Secar a la estufa durante

24 horas a 105 °C hasta obtener peso constante. Pesar el suelo seco en su bote (Pssb). Pesar el bote completamente seco y limpio (Pb).

$$\% \theta g = \frac{(Pshb - Pssb)}{(Pssb - Pb)} \times 100$$

### ***Determinación de las bases intercambiables***

El método de Pfeffer está basado en el desplazamiento de los cationes intercambiables por los iones amonio de la solución alcohólica de NH<sub>4</sub>Cl 0.1N. La razón por la que se utiliza este método es que el yeso y los carbonatos de calcio y magnesio son insolubles en el reactivo de Pfeffer.

#### ***Procedimiento***

Preparar una solución de cloruro de amonio (NH<sub>4</sub>Cl 0.1N) en alcohol etílico al 70%. Para hacerlo hay que disolver 5.35 g de cloruro de amonio en 270 mL de agua destilada. Agregar 730 mL de alcohol etílico al 96%.

Pesar una muestra de 5 g de suelo y transferir a una botella de plástico de 100 mL, añadir 25 mL de la solución NH<sub>4</sub>Cl 0.1N en alcohol etílico al 70%. Tapar y agitar durante 1 hora. Dejar reposar durante toda la noche. Filtrar con papel #42. Tomar 50 mL del filtrado y transferir a un matraz. Poner a evaporar sobre baño María hasta obtener un residuo seco. Éste residuo se lo disuelve en 50 mL de agua destilada y es la muestra en donde se determina las bases intercambiables siguiendo el procedimiento descrito en la metodología para aguas.

### ***Determinación de los carbonatos de calcio equivalentes***

Los carbonatos de metales alcalino-terreos que se encuentran en cantidades notables en el suelo provienen de la calcita (CaCO<sub>3</sub>) y la dolomita (CaCO<sub>3</sub> . MgCO<sub>3</sub>) principalmente. En fertilidad de los suelos es importante conocer la cantidad de carbonatos, puesto que altos contenidos de los mismos puede causar deficiencias de fósforo, hierro, zinc y manganeso en los cultivos. Los carbonatos al ser tratados con un ácido en un sistema cerrado bajo condiciones constantes de volumen y temperatura producen un aumento de presión en el sistema, el cual está relacionado linealmente con el CO<sub>2</sub>, producto de la reacción entre los carbonatos y el ácido.

#### ***Procedimiento***

Preparar sulfato ferroso al 5%, pesando 50 g de  $\text{FeSO}_4$  y aforar en 1 L de agua destilada. Mezclar ácido clorhídrico concentrado con sulfato ferroso 1:1.

Pesar 0.5 g de  $\text{CaCO}_3$  puro en una balanza analítica y colocarlo en un matraz Erlenmeyer de 125 mL. Llenar un matraz de 500 mL con agua destilada y conectar el sistema evitando las fugas de aire. Inyectar 10 mL de HCl 1:1 con  $\text{FeSO}_4$  al 5%. Después que se detenga el flujo de agua medir el volumen desplazado. Repetir el procedimiento para 2 g de la muestra de suelo.

$$\%CCE = \frac{V_m}{V_{ca}} \times 100$$

$CCE$  = carbonato de calcio equivalente

$V_m$  = volumen desplazado de agua (mL) por un gramo de suelo

$V_{ca}$  = volumen desplazado de agua (mL) por un gramo de  $\text{CaCO}_3$  puro.

### ***Determinación de yeso***

El yeso ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) es casi siempre el sulfato de calcio mineral en suelos. La Anhidrita ( $\text{CaSO}_4$ ) es raramente encontrada, como basanita ( $\text{CaSO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$ ), excepto bajo la superficie del suelo en condiciones de alta temperatura y muy baja humedad o muy alta salinidad. En tamaños micro cristalino, estos minerales se transformarían en yeso en remojo el suelo.

En el subsuelo (formación de la roca) la anhidrita es más común en los suelos, existiendo en asociación con evaporitas marinas. El yeso en suelos de tierras áridas es usualmente pedogenético, como la mayoría de aguas superficiales no están saturadas con respecto al yeso, se disuelve relativamente fácil y rara vez se transporta en los procesos fluviales. El yeso puede ocurrir como incrustaciones superficies blancas en ambientes áridos, pero también produce fácilmente cristales de tamaño de limo a varios centímetros de longitud.

### ***Procedimiento***

La determinación del yeso se ha realizado por la disolución y la medición del  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  en un extracto diluido. En orden para usar el procedimiento de una manera cuantitativa, correcciones pueden ser realizadas para sulfatos disueltos. Se debe seleccionar la apropiada relación suelo agua para su extracción. Esto se requiere para asegurar la disolución completa del yeso y tener suficiente sulfato para el análisis. Un suelo a menudo tiene yeso si las concentraciones del  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  obtenidos del extracto de saturación excede los  $20 \text{ mmol}_c \text{ L}^{-1}$ .

$$\text{SO}_4^{2-}(\text{g}) = \text{SO}_4^{2-}(\text{DE}) - \text{SO}_4^{2-}(\text{SE})$$

Donde:

$\text{SO}_4^{2-}(\text{g})$  = sulfato de yeso, meq/100g

$\text{SO}_4^{2-}(\text{DE})$  = sulfato del extracto diluido, meq/100g

$\text{SO}_4^{2-}(\text{SE})$  = sulfato del extracto de saturación, meq/100g

## Anexo 3. Descripción de las propiedades físicas de los suelos

### Densidad aparente, densidad real, porosidad y humedad

No.	DENSIDAD APARENTE			DENSIDAD REAL				Peso partículas suelo ps	Vol. part del suelo vs	densidad real g cm <sup>-3</sup>	CLASIFICACION DENSIDAD APARENTE NOM-021-RECNAT-2000	Porosidad %	Humedad %
	P.suelo g	Vol mL	densidad aparente g cm <sup>-3</sup>	P. seco matraz 25 mL 1	P. sec+suelo 5 g suelo 2	P. matraz aforado 25 mL 3	P. matraz aforado solo 4						
<b>Perfil 1</b>													
10	50	44	1.14	20.366	25.366	48.133	45.226	5.000	2.097	2.385	Arcilloso	52.19	47.20
20	50	41	1.22	20.341	25.341	48.076	45.259	5.000	2.187	2.286	Franco	46.64	43.67
30	50	44	1.14	20.373	25.373	48.052	45.313	5.000	2.265	2.207	Arcilloso	48.36	48.63
40	50	43	1.16	20.565	25.565	48.217	45.472	5.000	2.259	2.213	Arcilloso	47.59	42.71
50	50	44	1.14	20.446	25.446	47.867	45.307	5.000	2.444	2.045	Arcilloso	44.27	48.02
60	50	43	1.16	20.736	25.736	48.251	45.611	5.000	2.364	2.115	Arcilloso	45.15	45.26
70	50	44	1.14	20.354	25.354	47.832	45.231	5.000	2.403	2.080	Arcilloso	45.20	48.02
80	50	45	1.11	21.102	26.102	48.629	45.953	5.000	2.328	2.148	Arcilloso	48.31	49.16
90	50	42	1.19	20.764	25.764	48.298	45.588	5.000	2.294	2.179	Arcilloso	45.40	45.55
100	50	44	1.14	20.818	25.818	48.377	45.718	5.000	2.345	2.132	Arcilloso	46.53	43.54
110	45	38	1.18	20.314	25.314	47.897	45.269	5.000	2.376	2.104	Arcilloso	43.92	42.82
120	50	43	1.16	20.692	25.692	48.370	45.606	5.000	2.240	2.232	Arcilloso	48.03	42.49
130	45	39	1.15	20.191	25.191	47.763	45.074	5.000	2.315	2.160	Arcilloso	46.75	42.62
140	50	40	1.25	21.041	26.041	48.704	45.965	5.000	2.265	2.207	Franco	43.37	40.13
150	50	42	1.19	20.760	25.760	48.364	45.660	5.000	2.300	2.174	Arcilloso	45.26	42.17
<b>Perfil 2</b>													
10	50	44	1.14	21.010	26.010	48.528	45.915	5.000	2.391	2.091	Arcilloso	45.48	17.08
20	50	42	1.19	19.048	24.048	46.592	43.870	5.000	2.282	2.191	Arcilloso	45.69	19.14
30	50	43	1.16	20.778	25.778	48.526	45.699	5.000	2.177	2.297	Arcilloso	49.50	19.67
40	50	43	1.16	18.861	23.861	46.381	43.802	5.000	2.425	2.062	Arcilloso	43.73	19.04
50	50	48	1.04	21.576	26.576	49.015	46.537	5.000	2.527	1.979	Arcilloso	47.45	24.03
60	50	50	1.00	21.452	26.452	48.645	46.355	5.000	2.715	1.842	Arcilloso	45.70	26.17
70	50	50	1.00	20.954	25.954	48.244	45.912	5.000	2.673	1.871	Arcilloso	46.54	24.80
80	50	46	1.09	21.031	26.031	48.355	45.947	5.000	2.597	1.926	Arcilloso	43.39	24.82
90	50	46	1.09	20.839	25.839	48.118	45.755	5.000	2.642	1.893	Arcilloso	42.41	23.78
100	50	45	1.11	21.172	26.172	48.471	46.106	5.000	2.640	1.894	Arcilloso	41.40	24.57
110	50	43	1.16	20.161	25.161	47.504	45.132	5.000	2.633	1.899	Arcilloso	38.92	25.39
120	50	44	1.14	21.359	26.359	48.594	46.274	5.000	2.685	1.862	Arcilloso	38.79	24.56
130	50	44	1.14	21.454	26.454	48.762	46.368	5.000	2.611	1.915	Arcilloso	40.48	25.34
140	50	42	1.19	21.666	26.666	48.996	46.617	5.000	2.626	1.904	Arcilloso	37.51	23.19
150	50	41	1.22	29.518	34.518	56.979	54.441	5.000	2.466	2.027	Franco	39.82	21.56
<b>Perfil 3</b>													
10	50	41	1.22	20.444	25.444	48.028	45.352	5.000	2.328	2.148	Franco	43.19	14.24
20	50	42	1.19	21.848	26.848	49.523	46.797	5.000	2.278	2.195	Arcilloso	45.78	16.42
30	50	44	1.14	22.194	27.194	49.550	47.110	5.000	2.565	1.950	Arcilloso	41.53	18.65
40	50	44	1.14	21.515	26.515	49.021	46.539	5.000	2.523	1.982	Arcilloso	42.49	22.01
50	50	45	1.11	21.025	26.025	48.567	45.919	5.000	2.356	2.122	Arcilloso	47.69	21.90
60	50	44	1.14	21.442	26.442	48.755	46.405	5.000	2.655	1.883	Arcilloso	39.47	21.41
70	50	44	1.14	20.358	25.358	47.890	45.289	5.000	2.403	2.080	Arcilloso	45.20	20.65
80	50	41	1.22	21.689	26.689	49.039	46.692	5.000	2.658	1.881	Franco	35.15	19.52
90	50	41	1.22	22.342	27.342	50.087	47.270	5.000	2.187	2.286	Franco	46.64	18.25
100	50	40	1.25	21.514	26.514	49.100	46.410	5.000	2.314	2.161	Franco	42.15	18.99
110	50	39	1.28	21.315	26.315	48.991	46.284	5.000	2.297	2.177	Franco	41.19	17.41
120	50	40	1.25	21.427	26.427	48.952	46.328	5.000	2.380	2.101	Franco	40.49	17.85
<b>Perfil 4</b>													
10	50	40	1.25	20.727	25.727	48.530	45.668	5.000	2.142	2.334	Franco	46.45	11.78
20	50	42	1.19	21.629	26.629	49.175	46.571	5.000	2.400	2.083	Arcilloso	42.87	14.98
30	50	44	1.14	20.005	25.005	47.610	44.818	5.000	2.212	2.260	Arcilloso	49.57	17.12
40	50	44	1.14	20.496	25.496	47.956	45.483	5.000	2.532	1.975	Arcilloso	42.28	17.00
50	50	43	1.16	20.924	25.924	48.350	45.832	5.000	2.486	2.011	Arcilloso	42.31	15.87
60	50	43	1.16	20.936	25.936	48.542	45.863	5.000	2.325	2.150	Arcilloso	46.06	15.94
70	50	43	1.16	20.585	25.585	48.174	45.516	5.000	2.346	2.131	Arcilloso	45.57	14.81
80	50	42	1.19	20.956	25.956	48.526	45.898	5.000	2.376	2.104	Arcilloso	43.44	15.53
90	50	40	1.25	20.314	25.314	48.044	45.181	5.000	2.141	2.336	Franco	46.48	15.36
100	50	40	1.25	21.638	26.638	49.199	46.543	5.000	2.348	2.129	Franco	41.29	15.54

... Densidad aparente, densidad real, porosidad y humedad.

No.	DENSIDAD APARENTE			DENSIDAD REAL				Peso partículas suelo µs	Vol. part del suelo vs	densidad real g cm <sup>-3</sup>	CLASIFICACION DENSIDAD APARENTE NOM-021-REC/NAT-2000	Porosidad %	Humedad %
	P.suelo g	Vol mL	densidad aparente g cm <sup>-3</sup>	P. seco matraz 25 mL 1	P. sec+suelo 5 g suelo 2	P. matraz aforado 25 mL 3	P.matraz aforado solo 4						
<b>Perfil 5</b>													
10	50	46	1.09	21.255	26.255	48.900	46.168	5.000	2.272	2.201	Arcilloso	50.47	36.46
20	50	42	1.19	21.355	26.355	48.981	46.235	5.000	2.258	2.214	Arcilloso	46.26	52.17
30	50	50	1.00	21.138	26.138	48.659	46.075	5.000	2.420	2.066	Arcilloso	51.59	63.30
40	45	41	1.10	21.360	26.360	49.120	46.291	5.000	2.175	2.299	Arcilloso	52.15	54.12
50	45	40	1.13	19.661	24.661	47.444	44.609	5.000	2.169	2.305	Arcilloso	50.98	49.03
60	45	38	1.18	21.159	26.159	48.927	46.076	5.000	2.153	2.322	Arcilloso	49.19	48.60
70	45	43	1.05	21.641	26.641	49.300	46.534	5.000	2.238	2.234	Arcilloso	53.00	62.80
80	45	44	1.02	21.087	26.087	48.840	45.973	5.000	2.137	2.340	Arcilloso	56.41	77.11
90	45	43	1.05	21.553	26.553	49.470	46.450	5.000	1.984	2.521	Arcilloso	58.35	77.31
100	45	45	1.00	21.589	26.589	49.434	46.483	5.000	2.053	2.436	Arcilloso	58.95	80.10
110	45	44	1.02	21.658	26.658	49.500	46.540	5.000	2.044	2.447	Arcilloso	58.31	71.82
120	45	39	1.15	21.453	26.453	49.202	46.395	5.000	2.197	2.276	Arcilloso	49.47	63.03
130	45	39	1.15	20.480	25.480	48.271	45.338	5.000	2.071	2.415	Arcilloso	52.37	53.31
140	45	38	1.18	21.243	26.243	48.980	46.147	5.000	2.171	2.303	Arcilloso	48.77	69.53
150	45	38	1.18	21.623	26.623	49.409	46.570	5.000	2.165	2.310	Arcilloso	48.91	70.00
160	45	37	1.22	20.779	25.779	48.599	45.605	5.000	2.010	2.488	Franco	50.97	68.81
170	45	40	1.13	20.844	25.844	48.588	45.790	5.000	2.206	2.267	Arcilloso	50.15	62.52
180	45	38	1.18	20.335	25.335	48.391	45.538	5.000	2.151	2.325	Arcilloso	49.24	62.22
190	45	38	1.18	21.616	26.616	49.329	46.510	5.000	2.185	2.288	Arcilloso	48.44	68.70
200	45	39	1.15	20.534	25.534	48.213	45.496	5.000	2.287	2.186	Arcilloso	47.40	58.88
210	45	38	1.18	20.527	25.527	48.232	45.385	5.000	2.157	2.318	Arcilloso	49.10	61.53
220	45	38	1.18	20.527	25.527	48.294	45.463	5.000	2.173	2.301	Arcilloso	48.72	64.22
230	45	42	1.07	20.244	25.244	48.026	45.149	5.000	2.127	2.351	Arcilloso	54.49	65.35
240	45	45	1.00	21.320	26.320	48.544	46.184	5.000	2.645	1.891	Arcilloso	47.10	97.55
250	45	44	1.02	20.712	25.712	48.489	45.685	5.000	2.200	2.273	Arcilloso	55.12	79.04
260	45	45	1.00	21.157	26.157	48.978	46.036	5.000	2.062	2.425	Arcilloso	58.77	64.96
270	45	46	0.98	21.706	26.706	49.249	46.583	5.000	2.338	2.138	Orgánico y volcánico	54.17	75.11
280	45	45	1.00	20.654	25.654	48.428	45.483	5.000	2.059	2.429	Arcilloso	58.83	68.66
<b>Perfil 6</b>													
10	50	51	0.98	20.355	25.355	48.249	45.289	5.000	2.044	2.447	Orgánico y volcánico	59.94	34.76
20	50	50	1.00	20.338	25.338	48.247	45.222	5.000	1.979	2.527	Arcilloso	60.43	36.21
30	50	56	0.89	20.373	25.373	48.02	45.244	5.000	2.228	2.244	Orgánico y volcánico	60.34	37.36
40	50	49	1.02	21.039	26.039	48.168	45.927	5.000	2.764	1.809	Arcilloso	43.61	41.38
<b>Perfil 7</b>													
10	50	53	0.94	20.445	25.445	47.978	45.347	5.000	2.373	2.107	Orgánico y volcánico	55.38	17.92
20	50	56	0.89	20.734	25.734	48.491	45.686	5.000	2.199	2.274	Orgánico y volcánico	60.86	21.09
30	50	53	0.94	20.352	25.352	48.072	45.271	5.000	2.203	2.270	Orgánico y volcánico	58.58	23.27
40	50	54	0.93	21.099	26.099	48.868	46.022	5.000	2.158	2.317	Orgánico y volcánico	59.86	22.45
<b>Perfil 8</b>													
10	50	48	1.04	20.365	25.365	48.024	45.201	5.000	2.181	2.293	Arcilloso	54.64	28.73
20	50	47	1.06	20.342	25.342	48.13	45.248	5.000	2.122	2.356	Arcilloso	55.02	31.41
30	50	48	1.04	20.373	25.373	48.008	45.286	5.000	2.282	2.191	Arcilloso	52.53	30.61
40	50	47	1.06	20.941	25.941	48.656	45.839	5.000	2.187	2.286	Arcilloso	53.64	29.00
50	50	45	1.11	20.444	25.444	48.209	45.382	5.000	2.177	2.297	Arcilloso	51.67	30.02
60	50	49	1.02	20.735	25.735	48.406	45.674	5.000	2.272	2.201	Arcilloso	53.65	30.94
70	50	52	0.96	21.1	26.100	48.801	46.008	5.000	2.211	2.261	Orgánico y volcánico	57.55	33.02
80	50	50	1.00	20.352	25.352	48.024	45.256	5.000	2.236	2.236	Arcilloso	55.28	32.90
90	50	50	1.00	20.765	25.765	48.417	45.682	5.000	2.269	2.204	Arcilloso	54.62	30.79
100	50	50	1.00	20.82	25.820	48.494	45.729	5.000	2.239	2.233	Arcilloso	55.22	33.02
110	50	51	0.98	20.316	25.316	48.001	45.285	5.000	2.288	2.185	Orgánico y volcánico	55.15	33.09
120	50	52	0.96	20.695	25.695	48.493	45.655	5.000	2.166	2.309	Orgánico y volcánico	58.41	31.49
130	50	49	1.02	20.194	25.194	48.018	45.128	5.000	2.114	2.365	Arcilloso	56.88	27.21
<b>Perfil 9</b>													
10	50	44	1.14	21.04	26.040	48.923	45.902	5.000	1.983	2.522	Arcilloso	54.80	19.72
20	50	46	1.09	20.758	25.758	48.498	45.614	5.000	2.120	2.359	Arcilloso	53.79	23.33
30	50	45	1.11	21.008	26.008	48.788	45.947	5.000	2.163	2.312	Arcilloso	51.98	23.73
40	50	46	1.09	19.047	24.047	46.919	43.882	5.000	1.967	2.543	Arcilloso	57.13	25.97
50	50	46	1.09	20.78	25.780	48.748	45.661	5.000	1.916	2.609	Arcilloso	58.22	21.51
60	50	42	1.19	18.868	23.868	46.901	43.728	5.000	1.830	2.732	Arcilloso	56.44	24.12
70	50	44	1.14	21.153	26.153	49.071	46.098	5.000	2.031	2.462	Arcilloso	53.70	28.03
80	50	44	1.14	21.575	26.575	49.504	46.567	5.000	2.067	2.419	Arcilloso	52.88	28.61
90	50	45	1.11	21.866	26.866	49.652	46.748	5.000	2.100	2.381	Arcilloso	53.38	28.49
100	50	45	1.11	20.334	25.334	48.277	45.327	5.000	2.054	2.435	Arcilloso	54.41	29.65
110	50	44	1.14	21.717	26.717	49.711	46.665	5.000	1.958	2.554	Arcilloso	55.37	28.34
120	50	45	1.11	21.186	26.186	49.209	46.1	5.000	1.894	2.639	Arcilloso	57.94	19.67
130	50	41	1.22	21.253	26.253	49.298	46.186	5.000	1.891	2.644	Franco	53.85	15.65







...Continúa Anexo 4

No.	Prof. cm	1:5														STD mg/100g	g/100g	P mg/100g	B mg/100g	N-NO <sub>3</sub> mg/100g
		pH	CE dS/m	Ca <sup>2+</sup> meq/100g	Mg <sup>2+</sup> meq/100g	Na <sup>+</sup> meq/100g	K <sup>+</sup> meq/100g	Suma cat	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> meq/100g	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> meq/100g	Cl <sup>-</sup> meq/100g	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> meq/100g	suma anio	% error						
<b>Perfil 1</b>																				
1	10	7.5	1.17	2.40	1.46	1.70	0.21	5.76	0.00	2.43	1.40	1.79	5.62	1.24	396.71	0.40	0.115	0.000	3.976	
2	20	7.6	0.82	1.90	1.31	0.70	0.13	4.04	0.00	1.63	1.05	1.26	3.93	1.32	271.77	0.27	0.174	0.086	3.342	
3	30	7	0.65	1.67	1.03	0.41	0.12	3.22	0.00	1.26	0.81	1.07	3.13	1.36	216.47	0.22	0.343	0.174	2.493	
4	40	7.6	0.61	1.25	0.96	0.71	0.11	3.02	0.00	1.28	0.73	0.93	2.94	1.34	205.69	0.21	0.028	0.246	1.729	
5	50	7.5	0.70	1.39	0.88	1.05	0.12	3.43	0.00	1.28	0.84	1.22	3.34	1.33	233.70	0.23	0.189	0.470	1.556	
6	60	7.6	0.47	0.96	0.60	0.68	0.09	2.32	0.00	1.11	0.53	0.61	2.25	1.53	161.24	0.16	0.069	0.589	1.283	
7	70	7.9	0.45	0.91	0.57	0.65	0.08	2.20	0.00	0.92	0.54	0.68	2.14	1.38	151.00	0.15	0.034	1.007	0.560	
8	80	7.8	0.47	0.96	0.60	0.68	0.08	2.32	0.00	0.98	0.56	0.72	2.26	1.31	159.22	0.16	0.214	0.608	0.513	
9	90	7.5	1.65	3.39	1.94	2.60	0.23	8.15	0.00	1.65	0.93	5.36	7.93	1.34	550.51	0.55	0.072	1.298	0.329	
10	100	7.3	2.96	7.40	4.16	2.80	0.24	14.60	0.00	0.71	0.69	12.82	14.21	1.34	955.85	0.96	0.013	1.721	0.444	
11	110	7.3	2.83	7.00	3.94	2.85	0.20	13.98	0.00	0.79	0.65	12.18	13.62	1.32	917.35	0.92	0.000	0.000	0.000	
12	120	7.1	2.98	6.64	4.19	3.65	0.23	14.70	0.00	1.36	0.71	12.24	14.31	1.36	972.60	0.97	0.058	0.000	1.988	
13	130	6.9	2.84	6.70	3.77	3.35	0.21	14.03	0.00	0.79	0.57	12.31	13.66	1.32	924.42	0.92	0.087	0.043	1.671	
14	140	6.8	3.05	6.45	3.63	4.75	0.22	15.04	0.00	0.87	0.61	13.17	14.65	1.33	998.00	1.00	0.171	0.087	1.246	
15	150	7	3.08	6.16	3.73	5.10	0.22	15.21	0.00	1.01	0.59	13.21	14.81	1.33	1011.64	1.01	0.014	0.123	0.865	
<b>Perfil 2</b>																				
1	10	7.6	0.38	1.09	0.40	0.09	0.28	1.86	0.00	0.68	0.50	0.62	1.80	1.40	128.70	0.13	0.435	0.000	0.086	
2	20	7.7	0.38	1.00	0.50	0.09	0.29	1.87	0.00	0.53	0.40	0.89	1.82	1.36	128.49	0.13	0.174	0.000	0.000	
3	30	7.7	0.33	0.89	0.40	0.09	0.25	1.63	0.00	0.80	0.60	0.19	1.59	1.22	113.79	0.11	0.128	0.000	0.607	
4	40	7.6	0.33	0.83	0.50	0.08	0.21	1.62	0.00	0.69	0.60	0.29	1.58	1.24	109.75	0.11	0.072	0.000	0.151	
5	50	7.5	0.36	0.58	0.90	0.08	0.22	1.77	0.00	0.82	0.65	0.26	1.73	1.29	118.03	0.12	0.072	0.000	1.779	
6	60	7.5	0.24	0.42	0.60	0.09	0.10	1.21	0.00	0.65	0.40	0.13	1.18	1.31	81.65	0.08	0.124	0.000	0.043	
7	70	7.4	0.23	0.41	0.40	0.22	0.09	1.12	0.00	0.60	0.30	0.19	1.09	1.33	77.64	0.08	0.141	0.000	0.000	
8	80	7.4	0.25	0.43	0.30	0.45	0.05	1.23	0.00	0.53	0.51	0.17	1.20	1.16	82.75	0.08	0.065	0.000	2.662	
9	90	7.5	0.23	0.43	0.20	0.45	0.06	1.14	0.00	0.44	0.50	0.17	1.11	1.26	76.16	0.08	0.087	0.000	0.000	
10	100	7.4	0.24	0.39	0.40	0.35	0.06	1.20	0.00	0.58	0.40	0.19	1.17	1.24	81.40	0.08	0.034	0.000	2.298	
11	110	7.4	0.25	0.33	0.43	0.44	0.06	1.25	0.00	0.53	0.50	0.19	1.22	1.18	83.37	0.08	0.037	0.000	2.273	
12	120	7.2	0.21	0.35	0.30	0.36	0.04	1.05	0.00	0.47	0.40	0.15	1.02	1.31	70.70	0.07	0.013	0.000	1.136	
13	130	7.2	0.23	0.30	0.26	0.51	0.06	1.13	0.00	0.41	0.56	0.13	1.10	1.35	74.36	0.07	0.235	0.000	0.965	
14	140	7.3	0.30	0.44	0.40	0.55	0.07	1.46	0.00	0.57	0.61	0.24	1.42	1.39	96.99	0.10	0.006	0.000	2.298	
15	150	7.3	0.22	0.26	0.30	0.45	0.06	1.07	0.00	0.44	0.51	0.09	1.04	1.33	70.49	0.07	0.034	0.000	0.869	
<b>Perfil 3</b>																				
1	10	7.3	0.25	0.65	0.20	0.14	0.27	1.26	0.00	0.47	0.40	0.36	1.23	1.13	88.97	0.09	0.204	0.000	0.129	
2	20	7.2	0.23	0.52	0.20	0.14	0.27	1.12	0.00	0.51	0.40	0.18	1.09	1.28	80.36	0.08	0.095	0.000	0.000	
3	30	7.5	0.15	0.31	0.10	0.19	0.12	0.72	0.00	0.23	0.30	0.16	0.69	1.52	48.90	0.05	0.013	0.000	0.677	
4	40	7.5	0.13	0.24	0.20	0.14	0.07	0.65	0.00	0.33	0.20	0.10	0.63	1.56	45.22	0.05	0.004	0.000	0.000	
5	50	7.2	0.15	0.42	0.20	0.05	0.06	0.73	0.00	0.36	0.23	0.13	0.71	1.22	50.40	0.05	0.018	0.000	0.000	
6	60	7.5	0.14	0.37	0.20	0.05	0.06	0.68	0.00	0.29	0.28	0.10	0.66	1.49	45.28	0.05	0.013	0.000	0.000	
7	70	7.5	0.15	0.45	0.20	0.06	0.05	0.75	0.00	0.27	0.30	0.16	0.73	1.35	49.36	0.05	0.013	0.000	0.000	
8	80	7.8	0.12	0.39	0.12	0.04	0.04	0.59	0.00	0.29	0.19	0.09	0.57	1.21	40.46	0.04	0.018	0.000	0.000	
9	90	7.7	0.14	0.45	0.18	0.05	0.04	0.72	0.00	0.37	0.20	0.13	0.70	1.42	49.42	0.05	0.015	0.000	0.000	
10	100	7.6	0.15	0.45	0.10	0.10	0.08	0.73	0.00	0.38	0.20	0.13	0.71	1.40	51.68	0.05	0.002	0.000	0.000	
11	110	7.5	0.16	0.43	0.20	0.10	0.06	0.78	0.00	0.29	0.30	0.17	0.76	1.30	51.89	0.05	0.000	0.000	0.000	
12	120	7.4	0.17	0.38	0.30	0.09	0.05	0.82	0.00	0.33	0.30	0.17	0.80	1.23	54.22	0.05	0.000	0.000	0.000	
<b>Perfil 4</b>																				
1	10	7.4	0.18	0.32	0.31	0.05	0.19	0.87	0.00	0.47	0.20	0.18	0.85	1.16	63.17	0.06	0.059	0.000	0.284	
2	20	7.4	0.18	0.57	0.10	0.10	0.10	0.87	0.00	0.47	0.20	0.18	0.85	1.36	63.04	0.06	0.023	0.000	0.773	
3	30	7.4	0.19	0.55	0.20	0.15	0.03	0.92	0.00	0.52	0.20	0.18	0.90	1.28	65.02	0.07	0.023	0.000	0.630	
4	40	7.3	0.24	0.81	0.10	0.25	0.04	1.20	0.00	0.69	0.30	0.18	1.17	1.20	85.72	0.09	0.015	0.000	1.038	
5	50	7.2	0.42	0.95	0.36	0.70	0.07	2.08	0.00	0.68	0.80	0.54	2.02	1.33	137.96	0.14	0.000	0.000	3.365	
6	60	7.1	0.39	0.90	0.22	0.65	0.15	1.92	0.00	0.53	0.80	0.54	1.87	1.30	127.82	0.13	0.006	0.000	5.949	
7	70	7	0.63	1.50	0.30	1.15	0.16	3.11	0.00	1.00	1.40	0.63	3.03	1.31	207.29	0.21	0.000	0.000	3.228	
8	80	7.1	0.76	1.63	0.40	1.50	0.23	3.76	0.00	1.23	1.80	0.63	3.66	1.29	250.00	0.25	0.000	0.000	7.577	
9	90	7.1	0.96	1.67	0.80	2.05	0.21	4.73	0.00	1.31	2.40	0.89	4.60	1.35	306.08	0.31	0.011	0.000	10.626	
10	100	7	1.05	2.09	0.80	2.10	0.20	5.19	0.00	1.37	2.40	1.26	5.03	1.57	336.90	0.34	0.000	0.012	7.700	



...Continúa Anexo 4

1:10

No.	Prof. cm	pH	CE dS/m	CE µS/cm	Ca <sup>2+</sup> meq/100g	Mg <sup>2+</sup> meq/100g	Na <sup>+</sup> meq/100g	K <sup>+</sup> meq/100g	Suma cat	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> meq/100g	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> meq/100g	Cl <sup>-</sup> meq/100g	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> meq/100g	suma anio	% error	STD mg/100g	g/100g	P mg/100g	B mg/100g	N-NO <sub>3</sub> mg/100g
<b>Perfil 1</b>																				
1	10	7.5	0.83	830.00	4.70	0.37	2.70	0.51	8.28	0.00	2.00	2.80	3.20	8.00	1.72	555.69	0.56	0.248	0.000	1.260
2	20	7.4	0.48	478.00	1.92	2.00	0.60	0.31	4.83	0.00	1.80	0.90	2.07	4.77	0.65	329.75	0.33	0.175	0.000	0.000
3	30	7.5	0.32	315.90	1.80	0.80	0.30	0.30	3.20	0.00	1.20	0.60	1.44	3.24	0.56	227.89	0.23	0.265	0.000	0.000
<b>Perfil 2</b>																				
1	10	7.5	0.26	262.10	0.72	1.30	0.00	0.59	2.61	0.00	1.06	0.48	1.16	2.70	1.69	190.70	0.19	0.685	0.000	1.119
2	20	7.8	0.23	227.00	1.33	0.35	0.00	0.56	2.24	0.00	0.77	0.39	1.14	2.30	1.21	168.06	0.17	0.231	0.000	0.524
3	30	7.7	0.22	216.50	1.18	0.49	0.00	0.44	2.11	0.00	0.95	0.39	0.85	2.19	1.86	159.42	0.16	0.145	0.000	0.346
<b>Perfil 3</b>																				
1	10	7.9	0.14	143.10	1.09	0.08	0.00	0.31	1.48	0.00	0.39	0.09	0.96	1.44	1.37	108.03	0.11	0.417	0.000	0.614
2	20	7.9	0.16	157.80	1.11	0.18	0.00	0.34	1.63	0.00	0.41	0.20	0.99	1.60	0.93	117.38	0.12	0.557	0.000	0.000
3	30	7.8	0.14	139.00	1.08	0.21	0.00	0.16	1.45	0.00	0.53	0.33	0.55	1.41	1.40	100.91	0.10	0.085	0.000	0.000
<b>Perfil 4</b>																				
1	10	7.6	0.13	131.10	0.72	0.28	0.00	0.31	1.31	0.00	0.18	0.09	1.07	1.34	1.13	95.52	0.10	0.428	0.000	0.887
2	20	7.6	0.20	203.00	1.20	0.77	0.00	0.17	2.14	0.00	0.20	0.80	1.11	2.11	0.71	133.93	0.13	0.358	0.000	2.419
3	30	7.7	0.13	128.60	1.15	0.19	0.00	0.01	1.35	0.00	0.13	0.16	1.10	1.39	1.46	92.18	0.09	0.017	0.000	0.704
<b>Perfil 5</b>																				
1	10	7.9	11.28	11280.00	15	80	20	2.22	117.22	0.00	1.4	32.4	84.31	118.11	0.38	7102.70	7.10	0.062	0.000	0.215
2	20	8.0	5.80	5800.00	13	9	30	1.2	53.2	0.00	1.6	13.2	40.00	54.80	1.48	3593.26	3.59	0.004	0.000	0.346
3	30	7.8	6.35	6350.00	16	21	25	1.13	63.13	0.00	1	12	51.72	64.72	1.24	4165.31	4.17	0.008	0.000	0.614
<b>Perfil 6</b>																				
1	10	8.0	3.15	3148.00	10.19	12.00	8.50	0.40	31.09	0.00	3.00	11.60	15.69	30.29	1.30	1908.93	1.91	0.257	1.230	6.574
2	20	7.9	2.56	2563.00	16.61	4.00	3.60	1.10	25.31	0.00	2.20	4.60	17.86	24.66	1.30	1662.37	1.66	0.185	0.887	1.444
3	30	8.0	2.63	2631.00	15.98	8.00	1.70	0.30	25.98	0.00	2.80	3.00	19.51	25.31	1.31	1682.52	1.68	0.097	0.856	0.000
4	40	8.0	2.57	2566.00	20.24	4.00	0.60	0.50	25.34	0.00	2.40	2.80	19.48	24.68	1.32	1668.89	1.67	0.085	0.452	0.000
<b>Perfil 7</b>																				
1	10	7.9	2.68	2675.00	17.76	8.00	0.39	0.27	26.42	0.00	1.40	5.00	19.34	25.74	1.30	1664.21	1.66	0.237	0.242	10.510
2	20	7.9	2.69	2687.00	17.85	8.00	0.39	0.30	26.54	0.00	1.40	5.00	19.45	25.85	1.32	1672.47	1.67	0.153	0.537	11.175
3	30	7.9	2.82	2821.00	21.58	5.60	0.38	0.30	27.86	0.00	1.20	5.40	20.54	27.14	1.31	1772.16	1.77	0.085	0.418	11.003
4	40	7.8	2.73	2732.00	20.51	5.80	0.39	0.28	26.98	0.00	1.40	4.80	20.08	26.28	1.31	1721.43	1.72	0.085	0.313	12.770
<b>Perfil 8</b>																				
1	10	6.8	2.11	2111.00	19	2.6	0.02	0.31	21.93	0.00	0.77	0.20	20.20	21.17	1.77	1449.25	1.45	0.131	0.537	2.764
2	20	6.9	2.02	2024.00	17	3.6	0.02	0.28	20.90	0.00	0.7	0.20	19.50	20.40	1.21	1382.26	1.38	0.032	0.000	2.535
3	30	7.0	2.17	2173.00	18.5	3.72	0.02	0.26	22.50	0.00	0.82	0.20	20.90	21.92	1.31	1487.56	1.49	0.040	0.331	1.444
<b>Perfil 9</b>																				
1	10	7.4	0.18	184.00	1.12	0.5	0.03	0.43	2.08	0.00	0.80	0.40	0.91	2.11	0.64	152.92	0.15	0.831	0.348	2.688
2	20	6.7	0.15	151.00	1	0.35	0.03	0.31	1.69	0.00	0.60	0.40	0.69	1.69	0.29	120.91	0.12	3.586	0.452	3.441
3	30	6.3	0.12	122.00	0.8	0.25	0.03	0.30	1.38	0.00	0.46	0.20	0.69	1.35	1.46	99.66	0.10	4.120	0.331	2.764

...Continúa Anexo 4

1:25

No.	Prof. cm	pH	CE dS/m	CE µS/cm	Ca <sup>2+</sup> meq/100g	Mg <sup>2+</sup> meq/100g	Na <sup>+</sup> meq/100g	K <sup>+</sup> meq/100g	Suma cat	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> meq/100g	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> meq/100g	Cl <sup>-</sup> meq/100g	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> meq/100g	suma anio	% error	STD mg/100g	g/100g	P mg/100g	B mg/100g	N-NO <sub>3</sub> mg/100g
<b>Perfil 1</b>																				
1	10	7.5	0.33	327.00	4.65	3.13	0.00	0.43	8.20	0.00	2.75	1.50	3.90	8.15	0.31	556.07	0.56	0.535	0.000	0.000
2	20	7.6	0.23	225.00	3.25	2.50	0.00	0.13	5.88	0.00	1.25	1.00	3.50	5.75	1.08	380.22	0.38	0.619	0.000	0.000
3	30	7.7	0.21	206.00	3.25	2.00	0.00	0.05	5.30	0.00	1.75	0.75	2.78	5.28	0.24	358.04	0.36	1.864	0.000	0.000
<b>Perfil 2</b>																				
1	10	7.6	0.19	192.00	3.25	0.78	0.00	0.63	4.65	0.00	1.08	0.55	3.05	4.68	0.27	330.57	0.33	1.310	0.000	0.000
2	20	7.7	0.16	164.30	2.83	0.63	0.00	0.58	4.03	0.00	0.53	0.50	2.98	4.00	0.31	279.34	0.28	0.894	0.000	0.000
3	30	7.7	0.17	166.60	2.58	0.93	0.00	0.58	4.08	0.00	0.45	0.53	3.08	4.05	0.31	279.09	0.28	0.870	0.000	0.865
<b>Perfil 3</b>																				
1	10	7.8	0.12	124.50	2.00	0.63	0.00	0.55	3.18	0.00	0.63	0.75	1.83	3.20	0.98	221.56	0.22	0.752	0.000	0.000
2	20	7.7	0.14	135.50	2.03	1.00	0.00	0.40	3.43	0.00	1.00	0.75	1.65	3.40	0.92	235.23	0.24	0.436	0.000	0.000
3	30	7.9	0.09	92.60	1.65	0.53	0.00	0.18	2.35	0.00	0.30	0.23	1.78	2.30	2.69	157.82	0.16	0.495	0.000	0.000
<b>Perfil 4</b>																				
1	10	7.0	0.13	126.30	2.40	0.50	0.00	0.38	3.28	0.00	0.65	0.20	2.50	3.35	1.13	235.66	0.24	0.968	0.000	0.000
2	20	7.0	0.09	90.70	1.35	1.00	0.00	0.03	2.38	0.00	0.70	0.25	1.50	2.45	1.55	163.80	0.16	0.169	0.000	0.755
3	30	7.0	0.10	96.00	2.18	0.25	0.00	0.00	2.43	0.00	0.63	0.38	1.50	2.50	1.52	170.10	0.17	0.076	0.000	0.000
<b>Perfil 5</b>																				
1	10	7.0	5.33	5330.00	57.5	50	25	2.425	134.925	0	1.5	22.5	108.51	132.51	0.90	8530.10	8.53	2.733	0.000	0.000
2	20	7.0	3.57	3565.00	55	30	5	0.95	90.95	0	2.5	15.5	70.87	88.87	1.15	5724.90	5.72	0.088	0.000	4.464
3	30	6.9	4.12	4120.00	62.5	25	15	1.35	103.85	0	2.5	22	81.02	105.52	0.80	6777.52	6.78	0.114	0.000	0.000
<b>Perfil 6</b>																				
1	10	8.1	1.62	1623.00	17.58	17.50	4.00	0.98	40.05	0.00	1.50	9.50	28.00	39.00	1.33	2468.06	2.47	0.300	1.909	2.220
2	20	8.0	1.51	1511.00	17.95	16.00	2.50	0.95	37.40	0.00	2.50	4.50	29.40	36.40	1.36	2372.90	2.37	0.410	1.131	9.711
3	30	7.9	1.89	1894.00	25.48	18.10	2.28	0.90	46.76	0.00	1.00	2.00	42.55	45.55	1.31	2993.72	2.99	0.154	1.549	0.000
4	40	7.9	1.85	1850.00	23.98	19.00	2.29	0.48	45.74	0.00	3.00	2.00	39.58	44.58	1.29	2937.38	2.94	0.271	1.131	0.000
<b>Perfil 7</b>																				
1	10	7.7	2.37	2365.00	35.55	21.00	1.50	0.35	58.40	0.00	2.50	3.00	51.40	56.90	1.30	3743.38	3.74	0.737	0.694	8.789
2	20	7.7	2.41	2406.00	35.20	22.00	1.74	0.45	59.39	0.00	2.50	3.00	52.35	57.85	1.31	3803.57	3.80	0.355	0.958	20.414
3	30	7.7	2.49	2488.00	38.98	20.00	2.00	0.45	61.43	0.00	2.50	3.00	54.33	59.83	1.32	3955.76	3.96	0.154	0.000	11.516
4	40	7.5	2.46	2456.00	34.20	24.00	2.07	0.35	60.62	0.00	2.50	3.00	53.55	59.05	1.31	3869.06	3.87	0.154	0.000	15.622
<b>Perfil 8</b>																				
1	10	6.4	1.77	1774.00	42.5	1.85	0.04	0.58	44.97	0.00	0.75	1.25	44.75	46.75	1.94	3137.08	3.14	0.130	1.173	2.020
2	20	6.5	1.58	1575.00	35.25	3.75	0.04	0.60	39.64	0.00	0.375	1.00	39.87	41.24	1.97	2749.51	2.75	0.170	0.143	2.420
3	30	6.6	1.70	1698.00	40.5	1.75	0.04	0.58	42.87	0.00	0.375	0.75	43.41	44.53	1.90	2990.71	2.99	0.140	0.871	0.203
<b>Perfil 9</b>																				
1	10	7.1	0.12	120.00	1.525	0.5	0.07	0.90	2.99	0.00	2	1.00	0.004	3.004	0.57	231.000	0.23	1.814	0.783	15.786
2	20	6.7	0.10	103.90	1.325	0.625	0.04	0.65	2.64	0.00	1.475	1.00	0.178	2.653	0.46	194.574	0.19	6.709	0.827	8.230
3	30	6.4	0.09	91.40	1.1	0.5	0.04	0.63	2.27	0.00	1.45	0.50	0.337	2.287	1.02	175.955	0.18	6.709	1.045	2.020

## Anexo 5. Fotos de los muestreos de aguas y suelos de la zona de estudio



1- Río Extorax en el poblado El Encino



2- Peña Blanca, Río Extorax



3- Escanelilla



4- Río Escanela



5- Cascada en Ahuacatlán



6- Presa de Jalpan de Serra



7- Río Jalpan (El Lindero)



8- Río Jalpan S. J. Buenaventura



9- Río Blanco en el poblado Río Blanco (Ayutla)



10- Río Ayutla



11- Presa Realito (Río Santa María)



12- Río Bagres



13- Río Santa María (cerca de Sam Luis de la Paz)



14- Caracol río Calabazas



15- Río Santa María antes del río Ayutla



16- Río Santa María después del río Ayutla



17- Manantial en centro recreativo El Abanico



18- Río Verde rumbo a Pastora (Ciudad Fernández)



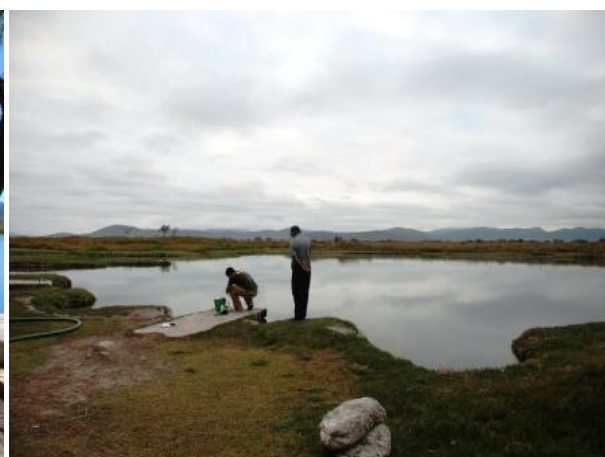
19- Manantial 1 en balneario El Manantial



20- Manantial 2 en balneario El Manantial



21- Manantial Media Luna



22- Los Anteojos



23- Río Verde puente Verástegui



24- Manantial San Sebastián (balneario)





25- Río Verde en San Sebastián



26- Río Vaqueros (viene de Río Verde)



27- Río Pinihuán



28- Pozo 2 de Rancho La Soledad



29- Pozo 1 de Rancho La Soledad



30- Los Peroles



31- La Muralla, manantial



32- Canal Peroles (La Maroma)



33- Nivel freático hacia Los Peroles



34- Las Maromas



35- Nivel freático (Sixto López)



36- Nivel freático Sabinito (Tomás Carrizales T.)



37- Nivel freático hacia los Peroles (en la veleta)



38- Nive freático antes de llegar a E. Tablas (E. Nájera)



39- Pozo 2 Las Palomas (fuga)



40- Pozo 1 Las palomas



41- Pozo 1 Rancho San Tiburcio (J. Nieves Sánchez)



42- Pozo 2 Rancho San Tiburcio (J. Nieves Sánchez)



43- Pozo 3 Rancho San Tiburcio (J. Nieves Sánchez)



44- Tanque de reserva El Mezquite (Matehuala)



45- Tanque de El Mezquite (Matehuala)



46- Laguna de oxidación en El Mezquite (Matehuala)



47- Perfil 1 Rancho La Soledad



48- Perfil 2 Rancho La Soledad



49- Perfil 3 Rancho La Soledad



50- Perfil 4 Entrando a La Muralla



51- Perfil 5 En La Muralla



52- Perfil 6 camino a La Muralla



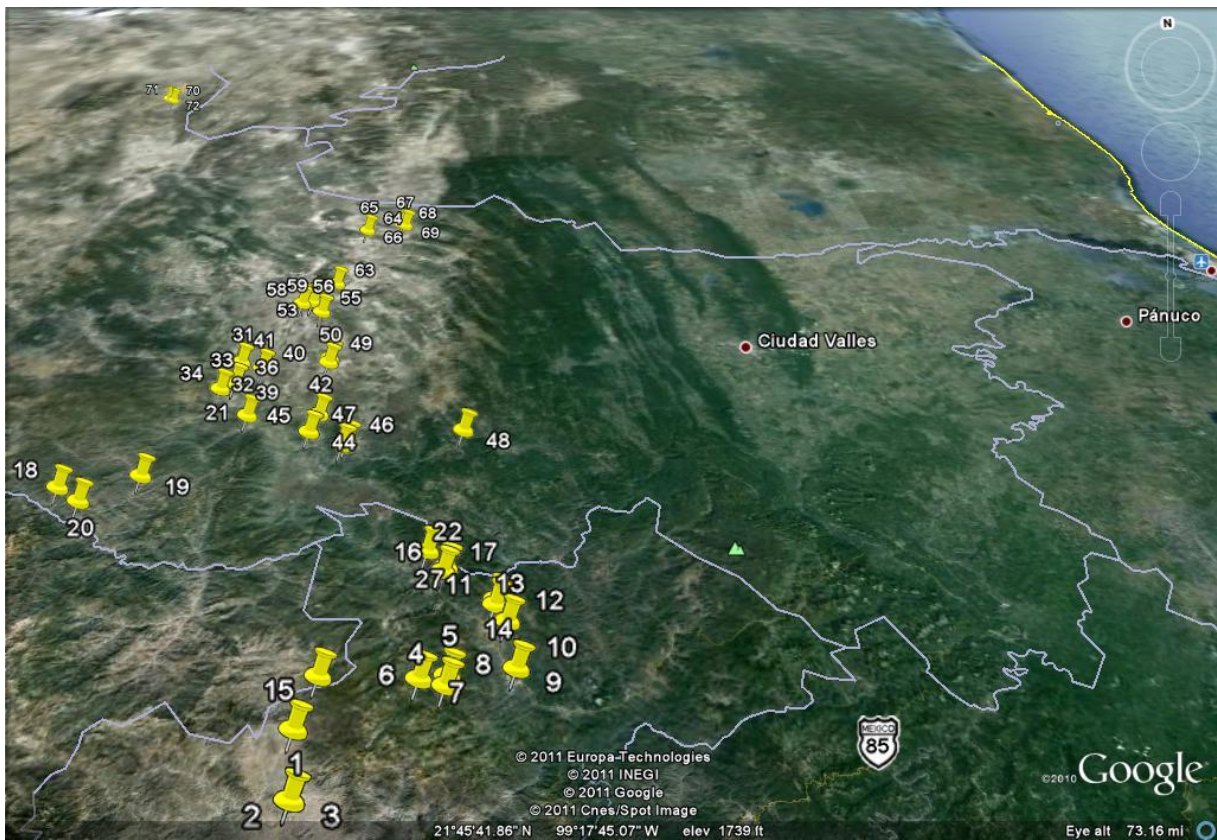
53- Perfil 7 en Palomas (P. Tovar Herrera)



54-Perfil 8 cerca de Antejitos



55- Perfil 9 cerca del canal de manantial de Media Luna



56- Imagen satelital con el muestreo de aguas de la cuenca evaporítica de Río Verde-Matehuala