

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA
INSTITUTO DE INGENIERÍA
MAESTRÍA Y DOCTORADO EN CIENCIAS E INGENIERÍA



IDENTIFICACION DE LOS COMPONENTES HIDROGEOQUIMICOS
QUE CONTAMINAN EL ACUIFERO DEL MÓDULO DE RIEGO 01
DEL VALLE DE SAN LUIS RIO COLORADO, SON.

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE MAESTRIA EN CIENCIAS

PRESENTA:

RAMON BALTAZAR PALOMARES RAMIREZ

DIRECTOR

DR. JORGE RAMÍREZ HERNÁNDEZ

CODIRECTOR

DR. LORENZO VALENZUELA VAZQUEZ

MEXICALI BAJA CALIFORNIA

Diciembre 2011

AGRADECIMIENTOS

Al Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora (CESUES) y al Programa de Mejoramiento del Profesorado de Educación Superior (PROMEP) quienes hicieron posible la realización de mis estudios de Maestría.

Al Dr. Jorge Ramírez Hernández, por su tiempo, apoyo y dirección en la realización del presente trabajo.

Al Dr. Lorenzo Valenzuela Vázquez por su confianza, su amistad y disponibilidad que propició que este trabajo se llevara a cabo.

A la Dra. Concepción Correón Diazconti por sus atinadas observaciones que enriquecieron el contenido y la forma de este trabajo.

Al Ing. Octavio Meraz Segura, Gerente del Distrito de Riego No. 14 del Valle de San Luis Río Colorado, por las facilidades otorgadas en la toma de muestras de los pozos y la información correspondiente de los mismos .

DEDICATORIA

A mi esposa Cristina por su gran apoyo y paciencia, los cuáles me animaron siempre a seguir adelante, doy gracias a Dios por su vida.

A mis hijos Ángela, Antonio, Ricardo y Berenice, mi herencia y mi fortaleza.

A mis padres Ramón Baltazar e Imelda, por sus vidas que siempre me han inspirado y por sus bendiciones que siempre me acompañan.

A mis compañeros y maestros del Instituto de Ingeniería.

Y principalmente dedico este trabajo al Creador de la vida, que sin su amor y su misericordia no sería lo que hoy soy, para él es toda la gloria.

INDICE

AGRADECIMIENTOS.....	II
DEDICATORIA.....	III
INDICE.....	IV
RESUMEN.....	1
I. INTRODUCCION.....	3
1.1 OBJETIVO GENERAL.....	4
1.2. OBJETIVOS ESPECIFICOS	5
1.3 HIPÓTESIS	5
1.4 ZONA DE ESTUDIO	6
II. MARCO TEORICO	7
2.1 ISOPIEZAS.....	8
2.2 COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA	9
2.2.1 Iones fundamentales del agua.....	9
2.3 ISOTOPÍA.....	17
2.3.1 Fraccionamiento isotópico.....	19
2.4. MODELACIÓN HIDROGEOQUÍMICA.....	25
2.4.1- Modelos directos y modelos inversos	26
2.4.2 Especiación y evolución hidrogeoquímica.....	29
2.4.3 Estado de saturación.....	31
2.4.4- Índice de saturación.....	32
2.4.5 Geoquímica.....	33
III. METODOLOGIA.....	35
3.1 MATERIALES Y MÉTODOS.....	35
3.1.1 Muestreo y análisis químicos	35
IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	40
4.1 DESCRIPCIÓN DE LOS ANÁLISIS FÍSICOQUÍMICOS.....	41
4.1.1 Conductividad Eléctrica (CE) y pH.....	41
4.1.2 Elementos Mayoritarios.....	42
4.1.3 Clasificación de las aguas subterráneas utilizando el Diagrama de Piper.....	44
4.1.4 Clasificación del agua subterránea de acuerdo al diagrama de Stiff y de Schoeller.....	46

4.1.6	<i>Diagramas de Schoeller</i>	50
4.1.7	<i>Clasificación del agua de riego de acuerdo al RAS y la CE.</i>	52
4.2	RESULTADOS DE LA COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA.	59
4.3	MODELACIÓN HIDROGEOQUÍMICA	64
4.3.1	<i>MODELACIÓN LÍNEA 1: R-58 A 2 HIDALGO.</i>	65
4.3.2.-	<i>MODELACION LÍNEA 2: R-38 A 5 SAN LUIS</i>	70
4.3.3.-	<i>MODELACION LÍNEA 2: R-38 A 3 MOCTEZUMA</i>	75
4.3.3.-	<i>MODELACION LÍNEA 2: 3 MOCTEZUMA A 135 -C</i>	80
4.3.4	<i>MODELACIÓN LÍNEA 2: 17 VALLE A 23 VALLE</i>	85
4.3.5	<i>MODELACION LÍNEA 3 : POZO 5 SAN LUIS A 3 SOC. MONUMENTOS</i>	90
4.3.8	<i>MODELACION LÍNEA 4: POZO R-38 AL POZO 4 MONUMENTOS .</i>	95
V.	CONCLUSIONES.....	100
VI.	BIBLIOGRAFIA CITADA	104

INDICE DE FIGURAS

Figura 1	Localización del Módulo de Riego No 1, del Valle de San Luis Río Colorado Sonora, del Distrito de Riego 014.....	5
Figura 2	Representación del diagrama de Piper y el diagrama de Schoeller respectivamente.....	9
Figura 3	Diagrama para la clasificación de las aguas de riego por su CE x 10⁶ a 25oC contra su valor de RAS. La explicación del diagrama se presenta en el texto, (tomado de Aguilera y Elizondo, 1986).....	11
Figura 4.	Sonda tipo 600XLM para la medición <i>in situ</i> de Conductividad Eléctrica, pH, y temperatura.....	16
Figura 5	Línea Meteórica mundial comparada con los cambios de la composición isotópica del agua producida por diferentes procesos. (Modificada de Pannarello, 2002).....	21
Figura 6	Composición isotópica del agua del Río Colorado (Thompson et al., 2008), comparada con la Línea Meteórica Mundial (Craig, 1961).....	23
Figura 7	Solubilidad de la fluorita y la saturación en los acuíferos la evolución química del agua con adición de yeso es descrito por la dirección AB a G. (Appelo y Postma, 1996).....	30
Figura 8	Ubicación de los pozos que fueron monitoreados con el medidor multiparamétrico vertical de la conductividad eléctrica, pH y temperatura (sonda 600XLM).....	38
Figura 9	Ubicación de los 34 pozos muestreados y el trazo de isolíneas del nivel piezométrico (isopiezas) de los pozos del Módulo de Riego No 1.....	39
Figura 10	Distribución espacial de la salinidad en el módulo #1. Unidades $\mu\text{S}/\text{cm}$.....	40
Figura 11	Conductividad eléctrica en $\mu\text{S}/\text{cm}$ contra la profundidad hasta la tubería ranurada en metros para los 34 pozos muestreados del Módulo de Riego No1.....	41
Figura 12	Clasificación del agua subterránea de los 34 pozos utilizando el diagrama de Piper.....	44
Figura 13	Clasificación general de acuerdo al diagrama de Piper (Tello 2004).....	44

Figura 14	Mapa de isopiezas de los pozos del Módulo de Riego No 1 y líneas de flujo propuestas.....	45
Figura 15	a) Diagramas de Stiff de la línea 1 de flujo . b) Diagramas de Stiff de la línea 2 de flujo de los pozos del Módulo de Riego No 1, unidades en meq/L.....	47
Figura 16	Diagramas de Stiff de la línea de flujo 3. y de la línea de flujo 4 de los pozos del Módulo de Riego No 1, unidades en meq/L.....	48
Figura 17	a) Comportamiento de los elementos mayoritarios (meq/L) en el Diagrama de Schoeller de la línea de flujo 1 y b) Línea de flujo 2.....	50
Figura 18	Comportamiento de los elementos mayoritarios (meq/L) en el Diagrama de Schoeller de la línea de flujo 3 y b) Línea de flujo 4.....	51
Figura 19	Diagrama de la clasificación del agua subterránea utilizada para riego de acuerdo al RAS y la CE de los 34 pozos muestreados en el Módulo de Riego No 1.....	52
Figura 20	Perfiles de salinidad registrados en pozos. El registro se muestra desde el brocal del pozo y la primera inflexión muestra la salinidad en el nivel freático. La profundidad del nivel freático es diferente para cada pozo.....	55
Figura 21	Perfil litológico de cinco pozos en la sección norte del Módulo de Riego No 1. La línea gruesa irregular por arriba del nivel del mar representa el relieve topográfico.....	56
Figura 22	Perfil litológico de cinco pozos en la sección central del Módulo de Riego No 1.....	57
Figura 23	Perfil litológico de cinco pozos en la sección sur del Módulo de Riego No 1.....	57
Figura 24	Composición isotópica del agua del acuífero en el Módulo No 1 obtenida en este trabajo comparada con la Línea Meteorica Mundial corregida en 1973 (Vélez y Rhenals, 2008) e isótopos del agua del RC. (Thompson et al., 2008).....	59
Figura 25	Distribución espacial de la composición de $\delta^{18} O\%$, en el agua subterránea de los pozos del Módulo de Riego No1.....	60
Figura 26	Distribución espacial del Deuterio, en el agua subterránea de los pozos del Módulo de Riego No 1.....	61

Figura 27	Relación entre la concentración de cloruros y la composición isotópica del $\delta^{18}O$ ‰.	62
Figura 28	Localización de la línea de modelación de los pozos R-58 a 2 Hidalgo.....	67
Figura 29	Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos R-58 a 2 Hidalgo.....	68
Figura 30	Localización de la línea de modelación de los pozos R-38 a 5 San Luis.....	71
Figura 31	Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos R-38 a 5 San Luis.....	73
Figura 32	Localización del tubo de flujo de los pozos R-38 a Luis a 3 Moctezuma.....	76
Figura 33	Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos R-38 a 3 Moctezuma.....	78
Figura 34	Localización del tubo de flujo de los pozos 3 Moctezuma a 135-C.....	81
Figura 35	Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos 3 Moctezuma a 135-C.....	83
Figura 36	Localización del tubo de flujo de los pozos 17 Valle a 23 Valle.....	86
Figura 37	Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos 17 Valle a 23 Valle.....	88
Figura 38	Localización del tubo de flujo de los pozos 5 San Luis a 3 Soc Monumentos.....	91
Figura 39	Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos 5 San Luis a 3 Sociedad Monumentos.....	93
Figura 40	Localización del tubo de flujo de los pozos R-38 a 4 Monumentos.....	96
Figura 41	Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos R-38 a 4 Monumentos.....	97

INDICE DE TABLAS

Tabla 1.	Ubicación y profundidad de los pozos del Módulo No 1 en proyección UTM, Datum WGS84, zona 11N. Las unidades son metros.....	49
Tabla 2.	Elevación de la cota de brocal y nivel freático en metros los pozos del Módulo de Riego No 1 para los años 1998, 1999 y 2000 con respecto al nivel del mar.....	51
Tabla 3.	Resultado de los análisis fisicoquímicos de las muestras de los 34 pozos con un balance iónico de 0.05% y del agua antigua del RC obtenida del promedio mensual de 1928 a 2007 de la U.S. Bureau of Reclamation en el sitio Green River, Utah. (Reclamation Bureau, 2011).....	56
Tabla 4	Clasificación del agua subterránea del Módulo 1 de San Luis Río Colorado según la Relación de Adsorción del Sodio (RAS) y su Conductividad Eléctrica (C E).....	67
Tabla 5	Resultados de los análisis de isótopos del agua subterránea.....	75
Tabla 6.	Fases utilizadas en la modelación inversa del programa computacional PHREEQ-C.....	77
Tabla 7	La Tabla de la izquierda muestra la composición química de los pozos R-58 y 2 Hidalgo que intervienen en el análisis de la línea de flujo 2. La profundidad de la tubería ranurada y lisa así como la descripción litológica de los estratos que cortaron ambos pozos se muestran en el diagrama de la derecha.....	80
Tabla 8	Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos R8 a 2 Hidalgo, el modelo 2 se eligió como el más viable.....	82
Tabla 9	La Tabla de la izquierda muestra la composición química de los pozos R-38 y 5 San Luis Hidalgo que intervienen en el análisis de la línea de flujo 2. La profundidad de la tubería ranurada y lisa así como la descripción litológica de los estratos que cortaron ambos pozos se muestran en el diagrama de la derecha.....	84
Tabla 10	Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos R-38 a 5 San Luis, el modelo 3 se eligió como el más viable.....	87
Tabla 11	La Tabla de la izquierda muestra la composición química de los pozos R-38 y 3 Moctezuma que intervienen en el análisis de la línea de flujo 2. La profundidad de la tubería ranurada y lisa así como la descripción litológica de los estratos que cortaron ambos pozos se muestran en el diagrama de la derecha.....	89

Tabla 12	Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos R-38 a 3 Moctezuma el modelo 2 se eligió como el más viable.....	91
Tabla 13	La Tabla de la izquierda muestra la composición química de los pozos 3 Moctezuma y 135_C que intervienen en el análisis de la línea de flujo 2. La profundidad de la tubería ranurada y lisa así como la descripción litológica de los estratos que cortaron ambos pozos se muestran en el diagrama de la derecha.....	94
Tabla 14	Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos 3 Moctezuma a 135-C el modelo 3 se eligió como el más viable.....	97
Tabla 15	La Tabla de la izquierda muestra la composición química de los pozos 17 Valle y 23 Valle que intervienen en el análisis de la línea de flujo 2. La profundidad de la tubería ranurada y lisa así como la descripción litológica de los estratos que cortaron ambos pozos se muestran en el diagrama de la derecha.....	99
Tabla 16.	Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos 17 Valle a 23 Valle el modelo 1 se eligió como el más viable.....	102
Tabla 17	La Tabla de la izquierda muestra la composición química de los pozos 17 Valle y 23 Valle que intervienen en el análisis de la línea de flujo 2. La profundidad de la tubería ranurada y lisa así como la descripción litológica de los estratos que cortaron ambos pozos se muestran en el diagrama de la derecha.....	104
Tabla 18	Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos 5 San Luis a 3 Soc. Monumentos, el modelo 2 se eligió como el más viable.....	106
Tabla 19	La Tabla de la izquierda muestra la composición química de los pozos R-38 y 4 Monumentos que intervienen en el análisis de la línea de flujo 2. La profundidad de la tubería ranurada y lisa así como la descripción litológica de los estratos que cortaron ambos pozos se muestran en el diagrama de la derecha.....	108
Tabla 20	Composición química de los pozos R-38 a 4 Monumentos que intervienen en el análisis del flujo y la profundidad de la tubería ranurada y lisa de los mismos.....	111

RESUMEN

La mineralización del acuífero en los Valles de Mexicali y San Luís Río Colorado dentro del Distrito de Riego No 014, ha provocado un deterioro en la calidad del agua extraída del subsuelo provocando la salinización de los suelos. El objetivo de este trabajo es determinar los orígenes y aportaciones de salinidad al acuífero en el área del Módulo de Riego No 1, localizado en la margen izquierda del Río Colorado en el estado de Sonora, por medio de un estudio de la composición química, isotópica y la modelación hidrogeoquímica de 34 muestras del agua subterránea y plantear las medidas preventivas para una mejor gestión de los recursos hídricos respecto a la calidad del agua subterránea.

El diagrama de Piper mostró que las aguas del acuífero son principalmente cloruradas y/o sulfatadas sódicas, solo nueve pozos se clasificaron como aguas sulfatadas cálcicas. Mientras tanto, los diagramas de Stiff y Schoeller indicaron la participación activa del sodio y cloro que tienden a incrementarse con el aumento del contenido de sólidos disueltos, el potasio presentó concentraciones muy bajas. Para uso agrícola estas aguas están condicionadas por el alto contenido de sodio clasificándose como aguas tipo C4S2 y C3S1 según la Relación de Adsorción del Sodio y la conductividad eléctrica, existiendo la probabilidad de alcanzar niveles peligrosos de sodio intercambiable en suelos con drenaje deficiente. Se obtuvieron ocho perfiles de salinidad versus profundidad de nueve pozos con la sonda 600XLM. Seis pozos mostraron una relación directa en cuanto al aumento de salinidad y profundidad, en el resto de los pozos se observa una alternancia entre valores altos y bajos de contenido de sales hasta mantenerse constantes. La composición isotópica en δD y $\delta^{18} O$ de las muestras indicó que este acuífero presenta un grado de afectación debido a una evaporación rápida tipo desértica y a la presencia de mezcla de aguas provenientes de flujos de aguas viejas (antes del sistema de presas) y recientes (evaporada en los vasos de las presas) del Río Colorado.

La modelación hidrogeoquímica, realizada con el código PRHEEQC, mostró que el agua de los pozos paralelos al cauce del Río Colorado procede de agua reciente del Río Colorado, evolucionando de aguas cloruradas sódicas a sulfatadas sódicas primordialmente, presentando una composición isotópica menor que la del resto de los pozos. En los pozos localizados en la parte central, se da intercambio catiónico incorporándose a la solución sodio y desincorporándose calcio y magnesio debido al contacto con probables depósitos de halita en el subsuelo, la ubicación en la línea

meteórica local, según su composición isotópica, los ubica entre el agua antigua y reciente del Río Colorado presentando una evolución de aguas sulfatadas cálcicas y/o magnésicas a cloruradas sódicas. Los pozos cercanos a la mesa arenosa evolucionan hacia aguas cloruradas sódicas, presentándose agua reciente y antigua del Río Colorado con un posible flujo proveniente de la mesa arenosa, están influenciados además por agua evaporada de retorno de riego.

I. INTRODUCCION

La aportación de sales al suelo normalmente tiene dos orígenes, uno es la aportación por aguas superficiales del Río Colorado (RC) y el otro por aguas subterráneas. En los Valles de Mexicali, Baja California, y de San Luís Río Colorado Sonora, ambos vectores depositan en la zona 3, 600,000 ton de sales, de las cuales 1, 985,000 ton son de ingreso superficial y el resto, 1, 615,000 ton son extraídas del subsuelo. Del total de sales, se estima que alrededor de 1, 890,000 ton son desalojadas por el sistema de drenaje a cielo abierto y el resto, 1, 710,000 ton. se acumulan en el perfil de los suelos (López, 2001). Esta situación ha provocado que la salinidad del agua del subsuelo se incremente a través del tiempo repercutiendo en un deterioro de la calidad del agua de riego.

El valle agrícola de San Luís Río Colorado, se encuentra localizado en el municipio del mismo nombre, pertenece hidrológicamente a la cuenca del RC, formando parte del Distrito de Riego No 014 y sus aguas están administradas por el Módulo de Riego No 1, al igual que el valle de Mexicali, localizado en el Estado de Baja California, (Figura 1).

La actividad agrícola del Valle de San Luís Río Colorado se desarrolla en una superficie aproximada de 26,400 ha con derecho de riego, donde son irrigadas 14,000 ha con aguas subterráneas provenientes de la explotación de aproximadamente 167 pozos profundos y 12,400 ha con aguas superficiales conducidas por gravedad, cuya fuente de abastecimiento común es la presa "Morelos" y el canal Sánchez Mejorada.

La salinidad de las aguas de riego que se han utilizado para los cultivos es uno de los principales problemas que ha afectado la producción agrícola en el valle de San Luís R.C. (CEA, 2004)

Valenzuela et al., (2008) encontraron que en la mayoría de los pozos del Módulo de Riego No 1 del Valle de San Luis las aguas son clasificadas como cloruradas sódicas de acuerdo con el diagrama de Piper. Además, en los pozos ubicados al norte del Módulo de Riego No 1, observaron que las aguas siguen la trayectoria de

las rutas de modelación y existe un proceso de intercambio entre calcio, sodio y magnesio. Al centro del módulo no se obtuvieron modelos adecuados lo que nos indica que no hay una dirección establecida y puede haber mezclas de agua y aportes de agua proveniente del riego agrícola.

Dada la complejidad del comportamiento de las aguas de los pozos del Módulo de Riego No 1 y las dificultades para definir los factores que determinan el incremento de sales mediante modelación hidrogeoquímica recomiendan determinar la composición isotópica del agua mediante la cual se definiría el origen. La composición isotópica del agua en conjunto con las modelaciones hidrogeoquímicas permitiría clarificar los diferentes aportes de agua a los pozos del Módulo de Riego No 1.

La complejidad de los cálculos que requieren los modelos de equilibrio, consecuencia de la complejidad de los sistemas hidrogeoquímicos reales y de la necesidad de utilizar procedimientos repetitivos, se facilita gracias a la ayuda de paquetes de computación diseñados a tal efecto, tales como, el PHREEQC, efectivo en la simulación de mezclas de aguas y los efectos que se puede tener en el acuífero. (Parkhurst *et al*, 1999).

Este trabajo está enfocado principalmente en establecer el origen de las aportaciones de elementos químicos del agua, encontrar las posibles mezclas de agua que causan la salinización del acuífero y proponer las medidas pertinentes que logren solventar este grave problema.

1.1 Objetivo General

Determinar los orígenes y aportaciones de salinidad al acuífero en el área del Módulo de Riego No 1, por medio de un estudio de la composición isotópica y la modelación hidrogeoquímica del agua subterránea y plantear las medidas preventivas para una mejor gestión de los recursos hídricos respecto a la calidad del agua subterránea.

1.2. Objetivos Específicos

- Realizar una caracterización química de las aguas subterráneas y reproducir las reacciones mediante una modelación hidrogeoquímica.
- Definir los orígenes de las fuentes de salinidad del agua subterránea del acuífero por medio del estudio de los isotopos estables ^2H (Deuterio, D) y ^{18}O (Oxígeno 18).
- Proponer medidas preventivas y de mitigación de daños para mejorar la administración del agua de riego en lo que respecta a la calidad del agua subterránea.

1.3 Hipótesis

HIPÓTESIS A

En el acuífero del Módulo de Riego No 1 se presentan mezclas de diferentes fuentes de agua que determinan su composición química.

❖ VARIABLE INDEPENDIENTE:

La concentración de los elementos químicos que componen las fuentes que alimentan al manto freático del Módulo de Riego No 1.

❖ VARIABLE DEPENDIENTE :

La calidad del agua subterránea.

HIPOTESIS B

La infiltración de los excedentes del agua de riego es la principal fuente de aportación de sales al acuífero ocasionando el deterioro de la composición química del agua subterránea.

❖ VARIABLE INDEPENDIENTE:

La evaporación del agua de riego y del RC.

❖ VARIABLE DEPENDIENTES :

La composición isotópica del agua subterránea.

1.4 Zona de Estudio

La zona de estudio comprende el Módulo de Riego No 1 del Distrito de Riego No 14, está ubicado en la margen izquierda del RC entre las coordenadas $32^{\circ}28'36''$ latitud Norte y $114^{\circ}45'45''$ longitud Oeste, bordeado al Este por la Mesa Arenosa y parte de la Cd. de San Luis Río Colorado, al oeste por el cauce del RC, al sur colinda con los Módulos de Riego No 1 y 9 y al norte con el estado de Arizona USA, el valle de San Luis Río Colorado comprende también los Módulos de Riego No 2 y 3 y forma parte del municipio que lleva el mismo nombre el cual está localizado al noroeste de la República Mexicana en el Estado de Sonora con una extensión territorial de 8,412.75 km² que representa al 4.5 por ciento de la superficie total del estado. El trazo del cauce del RC al Oeste y el límite con la mesa arenosa al Este de la zona de estudio son utilizados en este trabajo para delimitar la zona de estudio y de forma gráfica representar el área del acuífero analizado en las figuras subsecuentes.

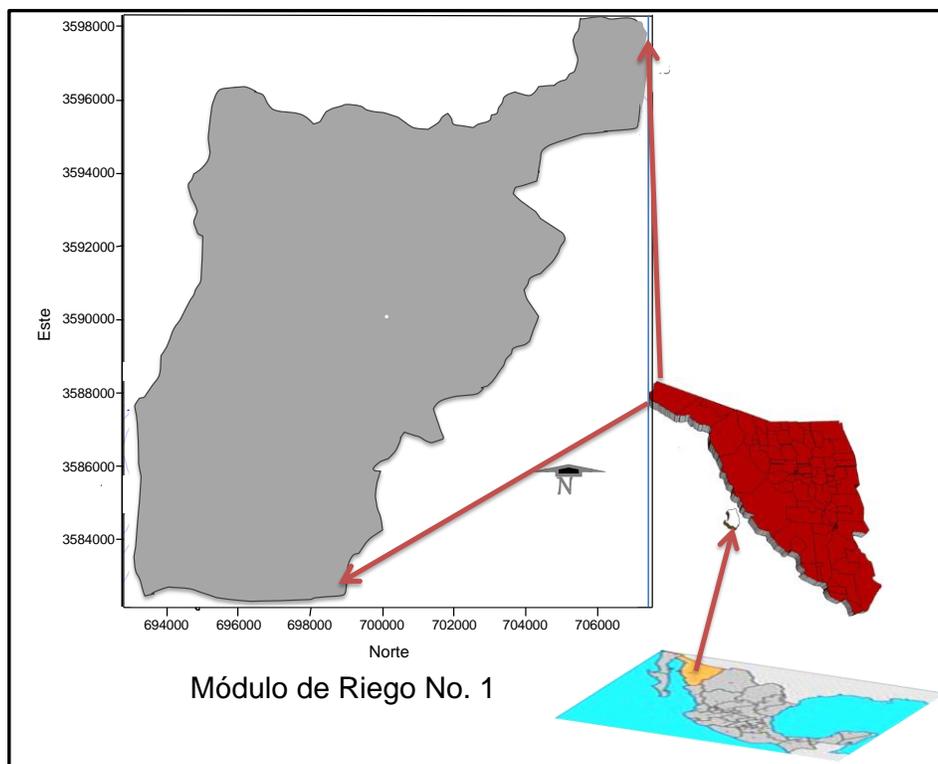


Figura 4 Localización del Módulo de Riego No 1, del Valle de San Luis Río Colorado Sonora ,del Distrito de Riego No 014.

II. MARCO TEORICO

El Distrito de Riego No 014, del RC, se ubica en el extremo noroeste de la República Mexicana; comprendiendo parte de los estados de Baja California y Sonora, con una extensión total de 250,000 ha y una superficie regable de 207,965 ha. Se encuentra dividido actualmente en 23 módulos de riego, de los cuales la margen derecha comprende 18 módulos, ubicados en Baja California y 5 módulos en la margen izquierda: El 1, 2 y 3 localizados en Sonora y los módulos 21 y 22 en Baja California.

Los Módulos de Riego No 1, 2 y 3 ocupan la zona norte de la margen izquierda conocida como Valle de San Luís Río Colorado, con una superficie de riego de 26,517.15 ha, beneficiando a 1,687 usuarios, con un total de 169 pozos (107 federales y 62 particulares). La Asociación de Usuarios del Módulo de Riego No 1 es una asociación civil que se constituyó en 1991 con la finalidad de operar, conservar y administrar la obra hidráulica y el agua que el Gobierno Federal le concesionó. Cuenta con una superficie de riego de 11,039 has, son regadas el 99 % con agua de 108 pozos y el 1 % con agua de gravedad que es proporcionada a través del Canal Revolución de la red (CEA, 2004).

La misma fuente menciona que la salinización de los suelos en los valles de Mexicali y San Luís está ligada a la salinidad de las aguas superficiales y subterráneas provenientes de la cuenca del RC. Particularmente, el Módulo de Riego No 1 utiliza, en su mayor parte, aguas del acuífero mediante la explotación de 85 pozos federales y 23 particulares. La salinidad del agua utilizada para riego de sus cultivos es uno de los problemas que más han afectado la producción agrícola del Valle de San Luis.

López (2001) indica que en las aguas subterráneas, la salinidad se ha incrementado a través del tiempo a una velocidad promedio de 21.8 ppm por año, mencionando que en la década de los años cincuenta la concentración promedio de sales disueltas fue de 1,096 ppm, mientras que en 1988 fue de 1,685 ppm y

para 1995 se tenían 1,772 ppm reflejando con esto un acelerado proceso de mineralización del acuífero que deteriora la calidad del agua extraída del subsuelo.

2.1 Isopiezas

Un mapa de isopiezas refleja la forma de la superficie freática o de la superficie piezométrica, según se trate de un acuífero libre o confinado, igual que un mapa topográfico refleja la forma de la superficie del terreno.

La superficie freática es una superficie real, que constituye el límite superior de la parte saturada del acuífero libre, mientras que en el acuífero confinado o semiconfinado, la superficie piezométrica es una superficie virtual, definida por la altura a la que llegaría la columna de agua si existiera un piezómetro en cada punto.

En el acuífero libre, las líneas isopiezas son las intersecciones de las superficies equipotenciales con la superficie freática, mientras que en el confinado las superficies equipotenciales están, lógicamente dentro del acuífero, mientras que la superficie piezométrica con sus curvas de isopiezas se encuentra por encima.

Custodio y Llamas, (1983) definen las fases para la realización de un mapa de isopiezas, como sigue:

- Medir el nivel piezométrico en diversos puntos (los más posibles). Hay que obtener la cota del nivel del agua, que es igual a la cota del terreno menos la profundidad del agua.

Esta última se mide con un hidronivel, con precisión de 1 cm. La cota del terreno con mapas o altímetros, que generalmente tendrán un error máximo de 1 m. En estudios de detalle, un topógrafo marca la cota del terreno en cada pozo con precisión de milímetros. La cota del terreno debe estar relacionada a un nivel de referencia fijo, que generalmente es el nivel medio del mar.

- Localización sobre el mapa de todas las medidas y trazado de las isopiezas.
- Dibujo de las líneas de flujo perpendiculares a las líneas isopiezométricas. En un mapa de isopiezas a veces no se dibujan líneas de flujo. Lo habitual es trazar algunas para indicar las direcciones del flujo, pero no tantas para que formen una malla de cuadrados.

Precauciones:

- a). Todos los pozos o piezómetros deben estar abiertos en el mismo acuífero.
- b). Las medidas deben tomarse en un lapso de tiempo breve, para que las variaciones temporales de los niveles no afecten a la distribución espacial de los mismos.

2.2 Composición Química del Agua

2.2.1 Iones fundamentales del agua.

En el agua subterránea, la mayoría de las sustancias disueltas se encuentra en estado iónico. Unos cuantos de estos iones se encuentran generalmente presentes y en grandes concentraciones, son conocidos como iones fundamentales. Su suma representa más del 90% de la totalidad de los iones disueltos (Rozanski and Mook, 2001).

El manejo y el estudio de la concentración de los diferentes iones disueltos en el agua puede simplificarse con el empleo de gráficas y diagramas. Específicamente cuando se trata de hacer comparaciones entre varios resultados de análisis químicos de agua de un mismo lugar, lo que permite poner en relieve variaciones temporales, variaciones espaciales o bien resaltar relaciones en concentración entre iones de una misma muestra. Basados en los estudios de Ayers y Westcot (1985) se elaboraron las normas de calidad de agua, y sobre esa base, H. Greene preparó para la FAO las normas conocidas por normas Greene, tomando como base la concentración total de iones de las aguas, expresadas en meq/L con relación al % de Sodio (respecto al contenido total de cationes expresados en meq/L). La Norma de Greene, es una de las menos restrictivas que existe y su calificación no ofrece muchas garantías cuando se trata de calificar muestras de agua de riego. Así, cuando la calificación es “buena”, debemos de tomar cierta precaución, pero en el caso de que la calificación fuese “mala”, el agua es definitivamente mala. Wilcox mencionado por Ayers y Westcot (1985) considera como índice para la calificación del agua el porcentaje de sodio respecto al total de cationes, igual que en la norma anterior, y la conductividad eléctrica en micromhos/cm a 25 °C. Allison et al (1986) menciona que un método

representativo utilizado para la clasificación de las aguas de riego es el que utiliza algunos parámetros mencionados en los métodos anteriores tales como la Relación de Adsorción del Sodio (RAS) y la conductividad eléctrica en micromhos.

Dentro de las representaciones gráficas de la calidad del agua tenemos el diagrama de Schoeller y el diagrama de Piper (Figura 2). La representación en diagramas radiales de polígonos paralelos, conocidos como diagramas de Stiff, son sumamente útiles para el estudio de las evoluciones temporales y espaciales de muestras de aguas, puesto que permite visualizar con sencillez los procesos que pueden tener lugar donde se producen alteraciones temporales de concentraciones químicas. (Orihuela, 2005).

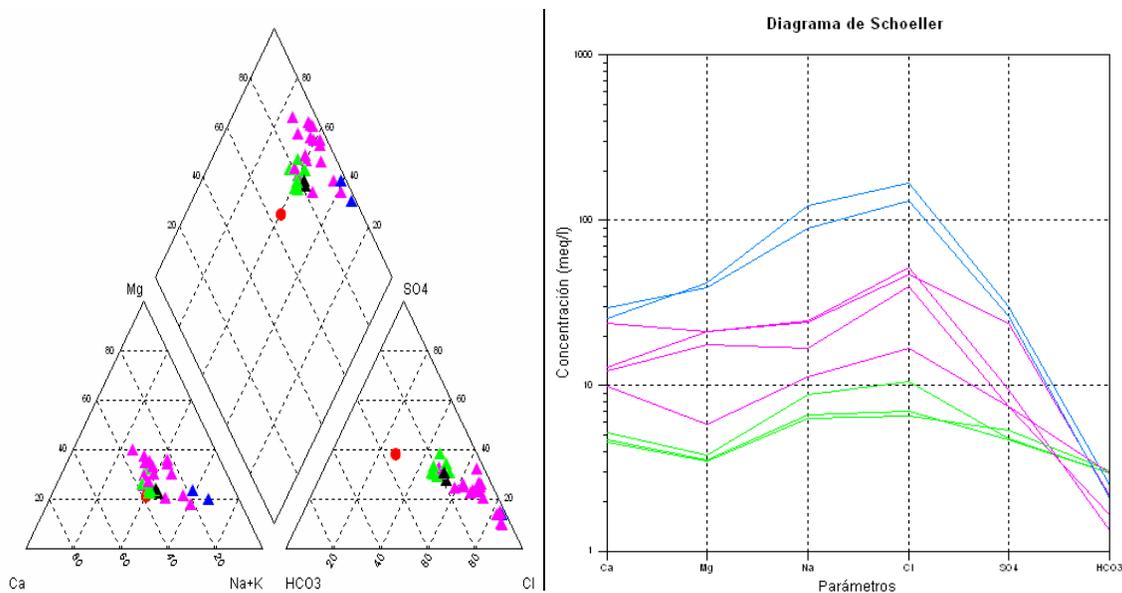


Figura 5 . Representación del diagrama de Piper y el diagrama de Schoeller respectivamente.

Es importante mencionar que la información proporcionada por el diagrama Piper permite clasificar las aguas de acuerdo al porcentaje de cada uno de los iones analizados, es decir, no cuantifica la concentración existente en cada una de las muestras. Para reflejar el contenido de cada uno de los iones analizados, en miliequivalentes por litro, el diagrama de Schoeller es más representativo. (Universidad de Chile, 2005).

El Diagrama de Stiff consiste en tomar sobre semirrectas paralelas, segmentos proporcionales a la concentración de cada ión (meq/L) y unir los extremos para formar un polígono. Aunque la disposición de los iones en cada semirrecta es opcional, este diagrama permite apreciar rápidamente los valores de las relaciones iónicas con respecto a la unidad y la variación de las relaciones entre cationes y entre aniones de una muestra. La forma de cada polígono orienta sobre el tipo de agua, y su tamaño da una idea relativa del contenido iónico total del agua, pueden representarse en un mapa, con lo que se visualiza rápidamente la variación espacial.

En los Diagramas de Schoeller o de Columnas Verticales se representa el valor en miliequivalentes por litro (meq/L) de distintos aniones, cationes o una suma de ellos, utilizando una escala logarítmica, y uniendo los puntos mediante una secuencia de líneas. Este tipo de diagrama de columnas se conoce también como diagramas de Schoeller – Berkloff. Si bien la escala logarítmica no es apropiada para observar pequeñas diferencias en la concentración de cada ión entre distintas muestras de agua, sí es útil para representar en un mismo diagrama aguas de baja y de alta salinidad, y observar la relación entre iones asociada con la inclinación de las líneas.

Uno de los diagramas más empleados es el diagrama de Piper (Custodio y Llamas, 1983). Tello (2004) utiliza el diagrama de Piper y clasifica las aguas en 4 tipos relacionándolos con el medio geológico:

- a).Las aguas sulfatadas cálcicas, que provienen de yeso u óxidos sulfurosos.
- b) Aguas bicarbonatadas cálcico-magnésicas (Ca-Mg) son aguas que provienen de rocas carbonatadas.

c) Aguas bicarbonatadas-sódicas (Na) son aquellas que han presentado un intercambio iónico, que circulan a través de roca tipo volcánica.

d) Cloruradas sódicas, las considera aguas marinas salmueras geotérmicas contaminadas por sales y de zonas áridas. (Valenzuela et al., 2009).

2.2.2. Clasificación de Aguas para Riego.

Allison et al. (1985) indican que el diagrama para la clasificación de aguas para riego (Figura 3), está basado en la conductividad eléctrica en micromhos por centímetro y en la Relación de Adsorción de Sodio (RAS) del agua. Las curvas representan ecuaciones de la ley de acción de masas entre los cationes solubles y los intercambiables delimitan las diferentes clases de sodio, con referencia a los altos contenidos de sales y altos valores de la RAS.

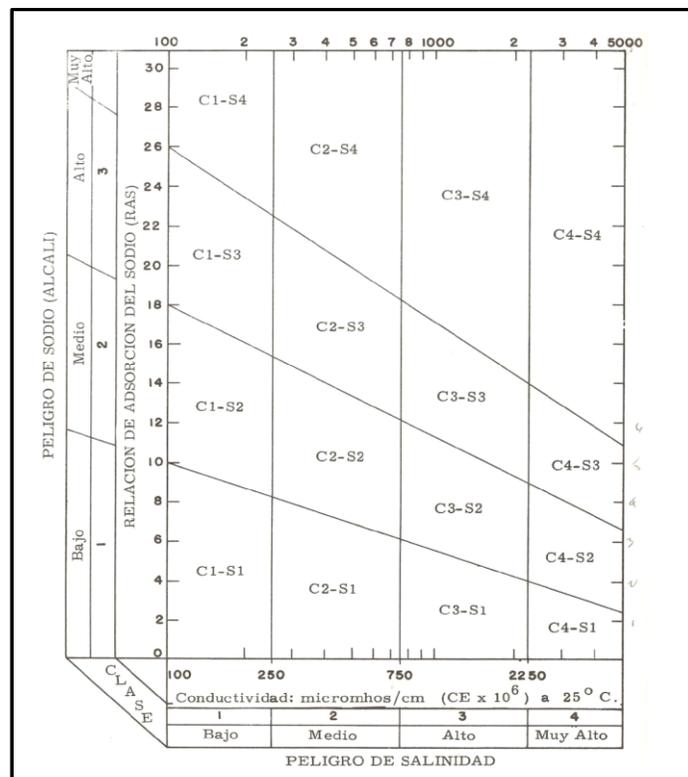


Figura 6. Diagrama para la clasificación de las aguas de riego por su CE x 10⁶ a 25°C contra su valor de RAS. La explicación del diagrama se presenta en el texto, (tomado de Aguilera y Elizondo, 1986).

La relación de absorción de sodio (RAS) es un parámetro que refleja la posible influencia del ion sodio sobre las propiedades del suelo, ya que tiene efectos dispersantes sobre los coloides del mismo y afecta a la permeabilidad. Sus efectos no dependen sólo de la concentración en sodio sino también del resto de cationes. Se basa en una fórmula empírica que relaciona los contenidos de sodio, calcio y magnesio y que expresa el porcentaje de sodio de cambio en el suelo en situación de equilibrio (este índice denota la proporción relativa en que se encuentra el sodio respecto al calcio y magnesio, cationes divalentes que compiten con el sodio por los lugares de intercambio del suelo).

La Relación de Adsorción del Sodio (RAS) se representa Matemáticamente con la siguiente ecuación:

$$\text{RAS} = \text{Na} / ((\text{Ca} + \text{Mg}) / 2)^{1/2}$$

Si en una agua predomina el ion sodio, inducirá cambios de calcio y magnesio por sodio en el suelo, lo que podría llevar a la degradación de éste, con la consiguiente pérdida de estructura y permeabilidad.

En la valoración del RAS no se tiene en cuenta la interacción entre los constituyentes del agua de riego, los constituyentes sólidos del suelo y los de la solución del suelo, de forma que se ha amplificado con exceso la incidencia negativa del sodio en el suelo, considerando que el valor del RAS en la solución del suelo, en el perfil superior, es el mismo que el del agua que se usa para regar. Esta consideración no es del todo cierta ya que por una parte, el agua de riego disolverá o precipitará carbonatos alcalinotérreos cuando se adicionen al suelo, se concentrarán o se establecerán nuevos equilibrios en el sistema del suelo; y por otra parte se producirán procesos de meteorización de los minerales del suelo. Todo esto afectará el contenido en calcio en el agua intersticial y por tanto tendrá un efecto diferente sobre los lugares de cambio respecto el sodio y el magnesio. Por todo esto un ajuste en el cálculo de la RAS suele ser

necesario para la evaluación de la calidad de ciertas aguas, es la RAS ajustada.

Allison et al. (1985) hacen comentarios sobre la conveniencia o limitación del empleo de agua en los diferentes suelos clasificando el agua según su $CE \times 10^6$ medida a 25°C contra su valor de RAS, indicando según su posición en el diagrama, lo siguiente:

- **Agua de Baja Salinidad (C1).** Se consideran las aguas que poseen conductividades eléctricas menores a los 250 micromhos/cm. Puede usarse para riego de la mayor parte de los cultivos, en casi cualquier tipo de suelos con muy poca probabilidad de que se desarrolle salinidad. Se necesita algún lavado, pero éste se logra en condiciones normales de riego, excepto en suelos de baja permeabilidad.
- **Agua de salinidad media (C2).** Se consideran las aguas que poseen conductividades eléctricas entre los 250 y los 750 micromhos/cm. Puede usarse siempre y cuando haya un grado moderado de lavado. En casi todos los casos y sin necesidad de prácticas especiales de control de la salinidad, se puede producir plantas moderadamente tolerantes a las sales.
- **Agua Altamente salina (C3).** Se consideran las aguas que poseen conductividades eléctricas entre los 750 y los 2250 $\mu\text{S/cm}$. No puede usarse en suelos cuyo drenaje sea deficiente. Aun con drenaje adecuado se pueden necesitar prácticas especiales de control de la salinidad, debiendo, por lo tanto, seleccionar únicamente aquellas especies vegetales muy tolerantes a las sales.
- **Agua muy altamente salina (C4).** Se consideran las aguas que poseen conductividades eléctricas mayores a los 2250 $\mu\text{S/cm}$. No es apropiada para riego bajo condiciones ordinarias, pero puede usarse ocasionalmente en circunstancias especiales. Los suelos deben ser permeables, el drenaje adecuado, debiendo aplicarse un exceso de agua para lograr un buen lavado; en este caso se deben seleccionar cultivos altamente tolerantes a sales.

- **Sodio.** La clasificación de las aguas de riego con respecto a la RAS, se basa primordialmente en el efecto que tiene el sodio intercambiable sobre la condición física del suelo.
- **Agua baja en sodio. (S1).** Aguas con relación de absorción de sodio de 0 a 10 unidades. Puede usarse para el riego en la mayoría de los suelos con poca probabilidad de alcanzar niveles peligrosos de sodio intercambiable.
- **Agua media en sodio. (S2).** Aguas con relación de absorción de sodio de 10 a 18 unidades. En suelos de textura fina el sodio representa un peligro considerable, más aún, si dichos suelos poseen una alta capacidad de intercambio de cationes, especialmente bajo condiciones de lavado deficiente, a menos que el suelo contenga yeso. Estas agua solo pueden usarse en suelos de textura gruesa o en suelos orgánicos de buena permeabilidad.
- **Agua alta en sodio. (S3).** Aguas con relación de absorción de sodio de 18 a 26 unidades. Puede producir niveles tóxicos de sodio intercambiable en la mayor parte de los suelos, por lo que estos necesitaran prácticas especiales de manejo, buen drenaje, fácil lavado y adiciones de materia orgánica. Los suelos yesíferos pueden no desarrollar niveles perjudiciales de sodio intercambiable cuando se riegan con este tipo de aguas.
- **Aguas muy altas en sodio (S4).** Aguas con relación de absorción de sodio mayor a 26 unidades. Es inadecuada para riego excepto cuando la salinidad es baja o media y cuando la disolución del calcio del suelo y la aplicación de yeso u otros mejoradores no hace antieconómico el empleo de esta clase de agua.

Valenzuela *et al* (2008) encontraron que en los pozos de Módulo 1 clasificados por su salinidad y relación adsorción de sodio, el 76 % se clasifican como C3S2 y C3S2. Pozos con alto contenido de sodio no presentan niveles perjudiciales de este elemento debido a que en los suelos existe la presencia de yeso, el 24% restante se clasifican como C3S3, los cuáles pueden llegar a niveles tóxicos

de sodio intercambiable en la mayor parte de los suelos, por lo que se necesitan prácticas especiales de manejo, buen drenaje, fácil lavado

En el estudio de los perfiles de salinidad de los pozos a nivel estático se utilizan diferentes métodos de muestreo para conocer las corrientes de flujo subterráneo sin que estén influenciadas por la diferenciación en el contenido de la concentración de los sólidos disueltos que se presentan en pozos que estuvieron recientemente funcionando.

Frecuentemente, las muestras de agua subterránea se obtienen de pozos agrícolas o de abastecimiento urbano. Estos pozos suelen tener una gran longitud de tubería ranurada, por lo que la muestra obtenida es realmente una muestra integrada de todo el espesor ranurado. A veces, incluso, a lo largo de la rejilla existen variaciones de litología que pueden aportar notables variaciones hidroquímicas. Este tipo de muestras pueden ser útiles para identificar modelos hidroquímicos regionales y son las que comúnmente son utilizadas para estudios de control de calidad general.

En muchos casos la composición química de las aguas subterráneas muestran variaciones con la profundidad, incluso a pequeña escala; las muestras integradas representan entonces una mezcla de agua a diferentes profundidades. Son diversos los procedimientos utilizados para el muestreo a profundidades específicas. El más sencillo y económico de todos, utilizable en pozos no instalados, consiste en la utilización de toma muestras de apertura controlada, que son botellas cilíndricas que se descenden en el interior del pozo hasta la profundidad deseada y que pueden ser accionados por dos mecanismos distintos: se descenden cerrados y se abren mediante el envío de una pieza pesada (mensajero) que al percutir accionan un muelle que abre la botella por su parte superior lo que permite la entrada de agua a su interior; el segundo sistema consiste en bajar el cilindro abierto por sus dos extremos, de manera que se permite el paso del agua por su interior hasta que se alcanza la profundidad deseada y se envía el mensajero que cierra el cilindro y atrapa el agua en su interior. Este segundo sistema es el

más aconsejable puesto que perturba menos la estratificación hidroquímica original. El uso de sondas que proporcionan mediciones *in situ* de diferentes parámetros es una alternativa más como un método eficiente de muestreo, medición de la calidad del agua y recolección de datos.

La sonda tipo 600XLM (Figura 4), la cuál es un sistema multiparamétrico utilizado para la medición de la calidad del agua y la recolección de datos, cuenta con un dispositivo de monitoreo en forma de torpedo que se coloca en el agua para obtener información sobre su calidad gracias a un sensor que identifica la Conductividad Eléctrica, pH, y temperatura a diferentes niveles de profundidad es muy versátil, ideal para monitorear aguas llanas así como monitoreo de aguas subterráneas y aguas superficiales.



Figura 4. Sonda tipo 600XLM para la medición *in situ* de Conductividad Eléctrica, pH, y temperatura.

2.3 Isotopía

Las técnicas isotópicas se han aplicado en hidrología e hidrogeología a nivel mundial durante más de 50 años, constituyéndose en una herramienta muy valiosa para la investigación y la solución de problemas relacionados con el medio

ambiente y la ingeniería. (Vélez, 2008) Los estudios isotópicos son importantes en procesos de carga y recarga, flujos e interconexiones de acuíferos, así como para determinar las fuentes y mecanismos de contaminación (Gourcy y Aggarwal, 2004).

El principio de la utilización de las técnicas isotópicas en hidrogeología se fundamenta en el hecho de que el agua subterránea puede tener diferentes composiciones isotópicas de acuerdo con su ambiente de recarga. La relación de isótopos entre la lluvia registrada a diferentes alturas, las fuentes superficiales y el agua subterránea proveniente de distintas profundidades permiten entender el fenómeno de la recarga, confirmar la distribución de las unidades hidroestratigráficas y conocer el modo de flujo al interior del acuífero. La utilización de isótopos ambientales constituye una técnica complementaria, de la geoquímica y la hidrogeología básica, para ajustar y verificar el modelo conceptual de un sistema acuífero. (Palacio y Betancur, 2007)

Rosanski y Mook, (2001) mencionan que para conocer la trayectoria de las aportaciones del agua a los pozos es necesario la utilización de los isótopos estables, los cuales son útiles para la identificación de las diferentes fuentes de agua subterránea de recarga.

Actualmente existen una amplia variedad de técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas que ayudan a identificar aguas subterráneas, los sumideros de solutos y contaminantes, así como a interpretar el origen y forma de recarga de los acuíferos (Rice y Hornberger, 1998; Fryar et al., 2001 mencionado por Ramos, et al. 2007).

Los isótopos ambientales, presentes en la naturaleza como resultado de procesos naturales o por las actividades antrópicas y que se presentan en gran abundancia, (entre ellos se encuentran: H, C, N, O y S.) son básicamente de dos tipos: isótopos estables e isótopos radiactivos o inestables. La utilización de isótopos inestables o radiactivos está orientada hacia temas como la edad del agua y las tasas de renovación, entre otros: Por su parte, la utilización de los isótopos estables del agua, ^2H (Deuterio, D) y ^{18}O (Oxígeno 18), son muy útiles debido a su

comportamiento conservativo (constituyentes de la molécula de agua). Generalmente, los isótopos se aplican en hidrología como trazadores en el caso de los isótopos estables o como indicadores de las edades en el caso de los isótopos radiactivos o inestables. (Dickinson et al., 2006).

La molécula de agua está formada por dos elementos: hidrógeno y oxígeno. El hidrógeno se presenta en la naturaleza bajo la forma de dos isótopos estables, el protio (^1H) y el deuterio (^2H o D), y uno radiactivo, el tritio (^3H o T). El oxígeno posee tres isótopos estables: ^{16}O , ^{17}O y ^{18}O . La relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ es de aproximadamente 1:500 y la $^2\text{H}/^1\text{H}$ de 1:6600 en el agua del océano.

Las tres especies moleculares del agua poseen distintas masas molares, este hecho produce comportamientos diferentes en los procesos físicos tales como los cambios de estado, difusión, etc. Las aguas que contienen una mayor proporción de la especie molecular ligera, $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$, tienen una presión de vapor mayor que aquellas más ricas en las especies moleculares pesadas. Como la presión de vapor determina la velocidad de evaporación o condensación del agua, las moléculas ligeras evaporan más rápidamente y condensan en forma más lenta que las moléculas pesadas. Es decir, presentan una tendencia mayor a permanecer en la fase vapor durante el cambio de estado y por lo tanto el vapor que escapa de una superficie líquida para formar una nube es más pobre en oxígeno-18 y deuterio que el agua que le dio origen, que queda así enriquecida en isótopos pesados. Este enriquecimiento será más notorio en reservorios confinados como lagos y embalses, a diferencia del mar, "reservorio infinito", donde la composición isotópica permanece más bien constante. (Pannarello et al., 2002).

2.3.1 Fraccionamiento isotópico.

La sustitución de isótopos, tanto de oxígeno como de hidrógeno, en la molécula de agua produce variaciones en aquellas propiedades controladas directamente por la masa molecular, como la densidad, presión de vapor, velocidad de difusión, etc. Estas variaciones dan lugar al llamado fraccionamiento isotópico, que consiste en

el reacomodo de las especies isotópicas entre las distintas sustancias o fases que intervienen, provocando cambios en las concentraciones iniciales. (Smith, et al., 1978)

El proceso de fraccionamiento isotópico está relacionado con los cambios de temperatura así como de la condensación parcial durante las precipitaciones, estos cambios generan los llamados efectos de altitud, continental, latitud y las variaciones estacionales. El efecto de "altitud" se debe a que el vapor residual después de una precipitación parcial es más liviano que el original (menor contenido de isótopos pesados). Por lo tanto, a medida que la masa de aire asciende, el agua precipitada contendrá menos proporción de isótopos pesados o en lenguaje coloquial "será más liviana", observándose valores más empobrecidos a medida que aumenta la altitud. Una situación similar tiene lugar a medida que la masa de aire avanza tierra adentro, generándose un efecto "continental" con lluvias más ligeras al ir avanzando sobre el continente. El efecto de "latitud" se debe a que el fraccionamiento isotópico producido durante los cambios de estado aumenta con la disminución de la temperatura. Por lo tanto, como al aumentar la latitud disminuye la temperatura, en líneas generales, las precipitaciones cercanas a los polos son isotópicamente más ligeras que las del Ecuador. Esta dependencia con la temperatura también da origen a variaciones estacionales, siendo las precipitaciones más ligeras en invierno que en verano. (CEDEX, 1996).

En 1961, Harmon Craig encuentra una relación lineal entre la composición isotópica de ^{18}O y la de ^2H para las aguas superficiales a escala global y la denomina «Craig's global meteoric water line» (Línea de Agua Meteórica Global de Craig), representada por la siguiente ecuación:

$$\delta^2H = 8 \delta^{18}O + 10\text{‰ smow}$$

donde $\delta^2\text{H}$ es la relación isotópica de Deuterio y $\delta^{18}\text{O}$ es la relación isotópica de oxígeno-18.

En la Figura 5 se muestra la Línea Meteórica Mundial comparada con los cambios de la composición isotópica del agua producida por diferentes procesos. Siendo el estado líquido del agua en el mar uno de los pasos del ciclo hidrológico, y que este

contiene el 98% del agua líquida presente en la superficie de la tierra, su composición promedio se ha tomado como el estándar o patrón internacional (SMOW, *Standard Mean Ocean Water*) para el análisis de información isotópica. Toda concentración de isótopos estables en la molécula de agua se presenta entonces como la desviación delta (δ) con referencia al patrón antes mencionado, de la siguiente manera:

$$\delta = (R - R_{SMOW}) / R_{SMOW}$$

Donde R es la llamada relación isotópica y representa el cociente entre los isótopos estables, ya sea del hidrógeno ($^2\text{H}/^1\text{H}$) o del oxígeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$).

Posteriormente es introducido el patrón VSMOW (*Viena Standard Mean Ocean Water*) que es el utilizado actualmente. El subsiguiente monitoreo isotópico de la precipitación mundial realizado por la Organismo Internacional de Energía Atómica con sus siglas en ingles GNIP-OIEA, a través de la red global para isótopos en la precipitación ha refinado esta relación obteniendo la siguiente expresión (Vélez y Rhenals, 2008):

$$\delta^2\text{H} = 8.13 \delta^{18}\text{O} + 10.8\text{‰ vsmow}$$

Los resultados obtenidos con isotopos ambientales demuestran que el enfoque multi-isotópico es una herramienta útil para identificar el origen y las fuentes de aguas subterráneas salinas (Niel et al., 2001). Siendo los isotopos $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ buenos trazadores de movimiento del agua y de algunos procesos de fraccionamientos naturales que les afectan.

La composición isotópica del agua subterránea en regiones áridas puede ser en ocasiones, bastante diferente de la composición de la precipitación local, indicando que las causas más comunes es el enriquecimiento isotópico del agua por evaporación.

Rangel *et al* (2002) a partir del análisis de la posición de los valores isotópicos δD y $\delta^{18}\text{O}$ del agua subterránea del acuífero dependiente del rio Sonora y la Línea Meteórica Mundial ($\delta\text{D} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$), dedujeron que este acuífero presenta un

grado de afectación por una evaporación rápida y desértica, típica de infiltración reciente y sujeta a variaciones estacionales.

CEDEX (1996) menciona que la pendiente de la recta es entre 4 a 6 y el valor de la ordenada es menor de 10 podría indicarse que existe un proceso de evaporación. La composición isotópica del agua subterránea en regiones áridas puede ser en ocasiones, bastante diferente de la composición de la precipitación local, indicando que las causas más comunes es el enriquecimiento isotópico del agua por evaporación.

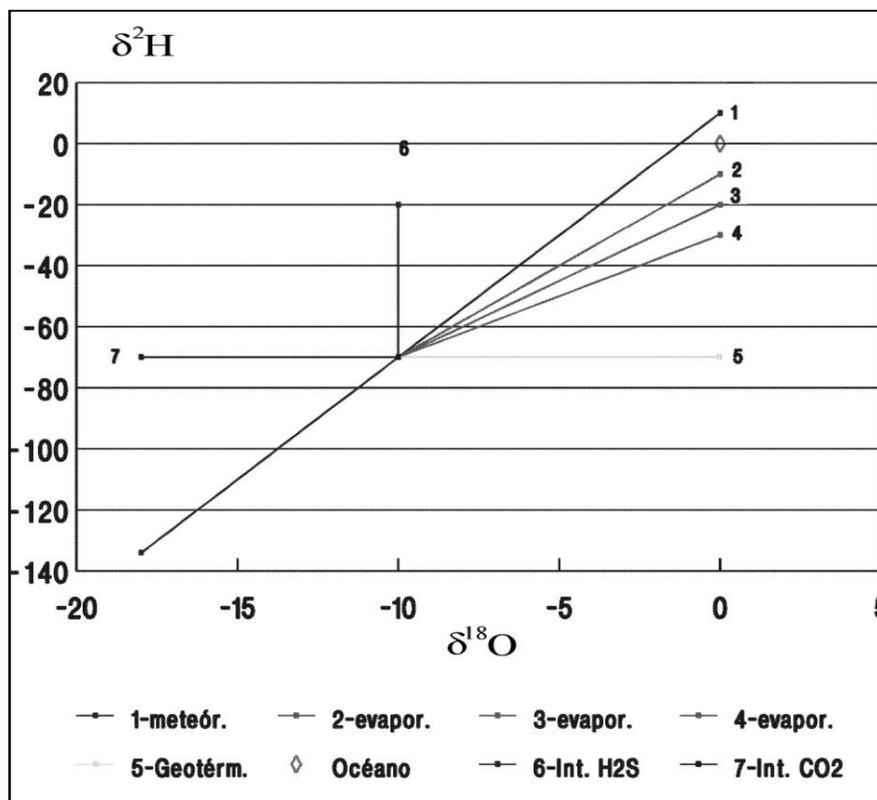


Figura 5. Línea Meteorológica mundial comparada con los cambios de la composición isotópica del agua producida por diferentes procesos. (Modificada de Pannarello, 2002)

Para interpretar los resultados de los análisis isotópicos del agua es necesario tener parámetros de referencia, uno de ellos es la línea meteorológica mundial, la otra la línea meteorológica del cauce que se desarrolla en el espacio orográfico del área de estudio y la línea meteorológica local, también es de importancia tener de referencia

líneas meteóricas de áreas circundantes. Thompson *et al* (2008) utilizaron como referencia la línea meteórica mundial (global meteoric water line) y la línea meteórica del Río Colorado para interpretar sus resultados, en esta última se observan dos nubes de puntos, la nube desplazada hacia los valores mayores de composición isotópica expresan según el autor un origen reciente del agua del Río Colorado (entre 10 a 15 años de edad), compuesto por agua primordialmente evaporada debido a un mayor tiempo de exposición atmosférica de la misma, la nube de puntos localizada en valores menos agotados del tritio (isótopo radiactivo) representan aguas antiguas del río de aproximadamente 45 años de edad, que pertenecieron a etapas anteriores a la construcción de las grandes presas aguas arriba. (Figura 6).

Schroeder *et al*, (1991) encontraron que el agua afectada por la evaporación, como sucede en el riego, se muestran en una mayor agotamiento de deuterio.

La composición isotópica del agua, una vez en el acuífero, no cambia tan fácilmente, excepto, posiblemente, por la mezcla con otra fuente de distinto valor isotópico, estos es un indicativo de la presencia de agua superficial aportada a través del riego.

Rangel *et al.*, (2002) destacan que a partir del análisis de la posición de los valores isotópicos δD y $\delta^{18}O$ del agua subterránea del acuífero dependiente del río Sonora y la Línea Meteórica Mundial, dedujeron que este acuífero presenta un grado de afectación por una evaporación rápida y desértica, típica de una infiltración reciente y sujeta a variaciones estacionales

El origen y los procesos fisicoquímicos a que se ha sometido el agua de riego permite definir los diferentes aportes de agua a los pozos del módulo, lo que ayuda a realizar recomendaciones para un uso más eficiente del agua de riego y así controlar el incremento de sales en estas aguas (Valenzuela *et al.*, 2009).

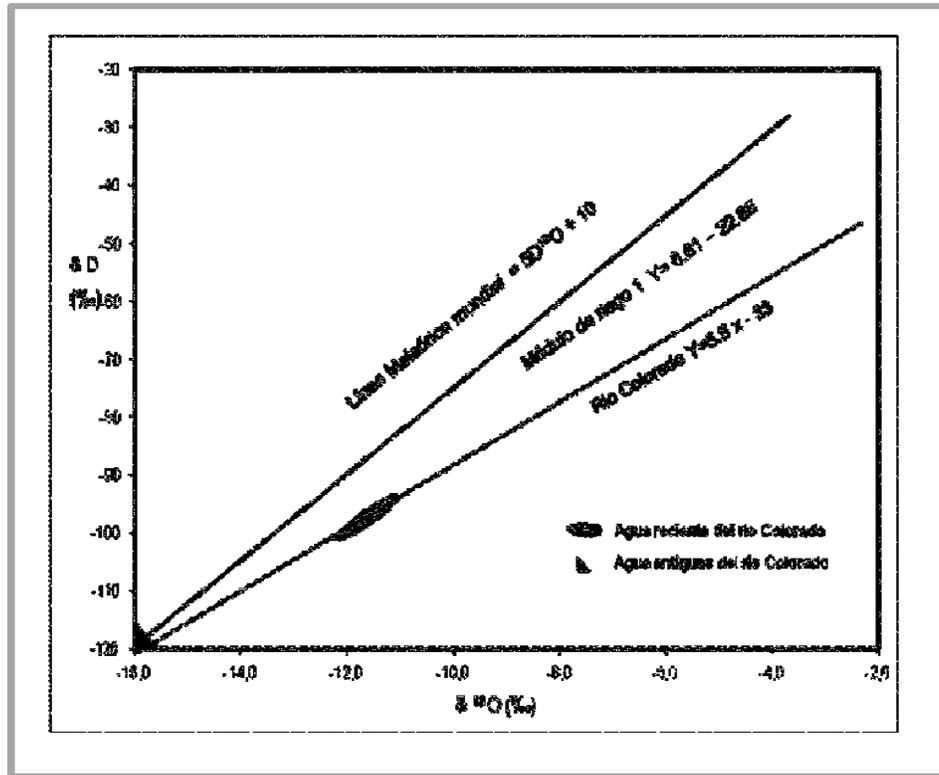


Figura 6. Composición isotópica del agua del Río Colorado (Thompson et al., 2008), comparada con la Línea Meteorológica Mundial (Craig, 1961)

2.4. Modelación Hidrogeoquímica

En el medio subterráneo coexisten e interaccionan tres fases: sólida, líquida y gaseosa, la composición química del agua subterránea es el resultado de la interacción entre procesos físicos y químicos que tienen lugar a lo largo del flujo involucrando minerales, gases, materia orgánica y la mezcla con otras aguas debido a los fenómenos de dispersión y difusión.

A medida que las aguas adquieren su composición química intervienen además de los factores físico-químicos, factores de carácter geológico, hidrogeológico, geomorfológico, pedológico, microbiológico, climático y ambiental. Los cambios de composición que sufre el agua en su recorrido subterráneo fueron establecidos por Chebotarev en 1955 mencionado por Fagundo, *et al* (2003) quien mediante el análisis de 10,000 muestras de aguas de pozos, llegó a la conclusión de que en la naturaleza, las aguas subterráneas tienden a evolucionar hacia la composición del agua del mar.

La Hidrogeoquímica nos permite conocer de manera cuantitativa el funcionamiento de los acuíferos y su calidad, para ello es necesario utilizar una construcción teórica o conceptual llamada Modelo Hidrogeoquímico, un modelo es la representación de un sistema o proceso real, es una hipótesis de cómo se comporta un sistema o un proceso. Esta hipótesis se puede expresar de forma cuantitativa con un modelo matemático (Lecomte, 2003) muchos de los modelos de agua subterránea que se utilizan en la actualidad son modelos matemáticos determinísticos, estos modelos se basan en la conservación de masa, del momento y de la energía, y describen las causas y los efectos de las relaciones (Konikow, 1996).

Los modelos geoquímicos requieren como datos de entrada conocer el contenido de los diversos iones mayoritarios disueltos en el agua, sus propiedades físicas como temperatura, así como el contenido de algunos iones encontrados en cantidades mínimas y conocidos como metales traza y de ser posible la composición isotópica, de algunos isótopos naturales. Todo esto se obtiene a partir de los resultados de análisis físico-químicos e isotópicos del agua. Los

primeros datos de salida es la distribución de las especies acuosas y el índice de saturación de las fases sólidas posibles, de acuerdo a la composición química de la solución, (Gutiérrez, 1998).

El concepto de equilibrio químico, basado en las leyes de la termodinámica, permite predecir, dadas las condiciones, si una reacción química estable se producirá o no, en qué sentido tendrá lugar y también en qué magnitud se producirá este desplazamiento, pero no tiene en cuenta el tiempo que requerirán esos procesos. Este último aspecto constituye una limitación para la aplicación del concepto de equilibrio a los procesos naturales por lo que habrá que aplicar un enfoque cinético. La teoría termodinámica permite predecir cómo reaccionarán los componentes en sistemas de diferente complejidad, aún los multifases y multicomponentes, y cuál será el estado final (estado de equilibrio) del sistema una vez finalizadas las reacciones (Hem, 1985 y Manzano, 2001). El lapso de tiempo para que se lleven a cabo las reacciones hasta alcanzar el equilibrio puede ser alcanzado en los sistemas hidrogeológicos dada la velocidad de movimiento del agua en estos sistemas.

2.4.1- Modelos directos y modelos inversos

Existen dos tipos de modelos que se utilizan en hidrogeoquímica: Los Modelos Directos y los Modelos Inversos; los Modelos Directos son aquellos que calculan la evolución de la composición del agua durante el transporte debida a un conjunto de reacciones químicas conocidas y dada un agua inicial de composición también conocida (Gallardo, 2002). Modelos Inversos o de Balance son aquellos que calculan las reacciones químicas netas que han ocurrido en el medio físico entre dos puntos situados sobre una línea de flujo y en los cuales se conoce la composición química e isotópica del agua. (Ramírez-Hernández, 1997)

Los Modelos Directos tienen las siguientes particularidades: Permiten introducir diferentes tipos de procesos sobre el agua problema, equilibrar la solución con minerales o gases, introducir reacciones específicas de forma estequiométrica, (agregando o sustrayendo moles), simular intercambio de iones, complejación

sobre superficies (metales traza) procesos redox, imponer cambios de pH, Eh, Ta, durante la reacción, efectuar los procesos en diferentes etapas, etc.

Particularidades de los Modelos Inversos: Se supone que el agua se encuentre en equilibrio con el medio, aunque en realidad las diferencias pueden corresponder a otras causas (variaciones en la recarga). Se parte de la hipótesis que las reacciones son homogéneas entre ambos puntos del acuífero (no considera que una reacción invierta su sentido a lo largo del flujo), (Arbat, 2005).

En la década de 1970 aparecieron los primeros trabajos referidos a programas de computación, que permitieron simplificar los complejos cálculos que son necesarios realizar para determinar el estado de equilibrio del agua con respecto a diferentes minerales: Truesdell y Jones, 1974; Jacobson y Langmuir, 1975; Kempe, 1975; Fagundo y Valdés; 1975, Wigley, 1977 La evolución de estos programas, especialmente WATEC de Truesdell y Jones, dio lugar a otros más modernos, con mayores facilidades para su aplicación por parte de los hidrogeólogos: PREEQE (Parkhurst et al., 1980); BALANCE (Parkhurst et al., 1982); NETPATH de Plummer, PREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999). En Cuba en los años recientes han sido implementados algunos sistemas informáticos basados en modelos termodinámicos tales como el SAPHIQ de Alvarez y Fagundo (1975), cinéticos como el SIMUCIN, El SAMA de Álvarez, el BATOMET de Vinardell y el SCAN de Tillan para reconocimiento de patrones y el de balance de masas y mezcla de aguas: MODELAGUA de Fagundo y Sierra, todos ellos mencionados por Fagundo (2003).

Gutiérrez (1988) señala que los modelos pueden ser utilizados para:

- Determinar los minerales que controlan la composición química del agua;
- Simulación de mezclas de aguas y los efectos que se puede tener en el acuífero;
- Conocer el índice de saturación específico de ciertos minerales o especies acuosas.

El programa PHREEQC tiene la capacidad para modelación inversa y explica los cambios químicos que un agua desarrolla a lo largo de una trayectoria del flujo. Este programa está basado en un modelo acuoso de asociación-iónica y tiene la capacidad para calcular los índices de especiación y saturación, cálculos unidimensionales de transporte que implican reacciones reversibles y modelación inversa que obtiene un sistema de transferencia de moles de minerales y gases, que explican diferencias en la composición entre las aguas dentro de ciertos límites especificados en la incertidumbre (Cardenal, 1999). PHREEQC permite que los límites de la incertidumbre sean definidos para todos los datos analíticos, tales que se obliga a los modelos inversos que satisfagan el balance de moles para cada estado del elemento y de la valencia así como el cambio de balance de la carga para cada solución, pero solamente dentro los límites de incertidumbre especificado (Parkurst. y Appelo 1999).

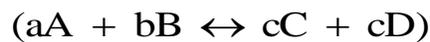
El programa PHREEQC tiene una capacidad de modelación inversa de gran alcance permite la identificación de las reacciones que explican las composiciones observadas del agua a lo largo de una línea de flujo o en el curso del tiempo. Una amplia base de datos químicos permite el uso de la reacción, del transporte, y de la capacidad de modelación inversa a casi cualquier reacción química que se reconozca para influenciar la lluvia, suelo, calidad del agua superficial y subterránea. Calcula concentraciones de elementos, molalidades y actividades de especies acuosas, pH, pe, índices de saturación y transferencia de moles o fases para lograr el equilibrio como una función específica de reacciones geoquímicas reversibles e irreversibles, puede ser utilizado como un programa de especiación para calcular índices de saturación y la distribución de la especie acuosa. Los datos analíticos para los balances del moles se pueden definir para cualquier estado de la valencia o su combinación para un elemento. Permite que la concentración de un elemento sea ajustada para obtener equilibrio (o un índice especificado de la saturación o proveer de gas la presión parcial) con una fase especificada. Las composiciones de la solución se pueden especificar con una variedad de unidades de la concentración. El programa es capaz de determinar las composiciones del equilibrio de soluciones sólidas no ideal, binarias incluso si las

brechas de la miscibilidad existen y determinar la composición del equilibrio de las soluciones sólidas ideales que tienen dos o más componentes. Es posible precipitar soluciones sólidas de condiciones sobresaturadas sin el sólido preexistente, y disolver soluciones sólidas totalmente (Parkurst y Appelo 1999).

2.4.2 Especiación y evolución hidrogeoquímica.

La ley de acción de masas, el balance de carga iónica el balance de energía y el proceso de partición de las especies volátiles entre la fase líquida-vapor, son un ejemplo representativo de las ecuaciones que gobiernan el comportamiento de las especies en un estado de equilibrio. El cálculo de coeficiente de equilibrio que describe la disolución de minerales son los que se comparan con constantes de equilibrio para indicar el grado de saturación de las fases minerales en el fluido.

La ley de acción de masas es fundamental en la descripción de equilibrio en agua. La reacción general es:



Donde a, b, c, d y d son los coeficientes estequiométricos de las especies químicas A, B, C, y D.

La distribución de equilibrio entre las especies de la izquierda y derecha es descrita por:

$$K = \frac{[C]^c [D]^d}{[A]^a [B]^b}$$

donde K es la constante de equilibrio y las cantidades entre corchete son las actividades o concentraciones efectivas.

La velocidad de las reacciones directas e inversas es tal que la relación de concentraciones de productos a reactantes permanece constante, esto significa que está en equilibrio cuando la velocidad de la reacción directa (v_i), es igual a la velocidad de la reacción inversa (v_f).

$$v_i = k_1 [A]^a [B]^b$$

y la velocidad inversa por v_f

$$v_f = k_1 [C]^c [D]^d$$

En un principio la velocidad de la reacción directa será finita, si solo están presentes A y B, mientras que no habrá reacción inversa porque no hay C ni D. Sin embargo tan pronto como la reacción A y B produce C y D estos se combinan y la reacción inversa formara A y B. La reacción seguirá realizándose hasta que la velocidad de la reacción opuesta sea igual y será $v_f = v_r$.

Por lo tanto

$$k_1 [A]^a [B]^b = k_2 [C]^c [D]^d$$

y

$$K = \frac{k_1}{k_2} = \frac{[C]^c [D]^d}{[A]^a [B]^b}$$

La constante de equilibrio es por consiguiente la relación de las constantes de la velocidad de las reacciones directa e inversa. (Snoeynk y Jenkins, 1990).

La ley de acción de masas también es aplicable a disolución y precipitación de minerales, relaciones entre especies disueltas y disolución.

Las ecuaciones de disolución de minerales son usualmente escritas como reacciones de disociación como por ejemplo:



La constante de solubilidad es:

$$K_{fluorita} = [Ca^{2+}][F^-]^2 = 10^{-10.57} \text{ a } 25^\circ C.$$

Transformando la ecuación en forma logarítmica tenemos:

$$\log K_{fluorita} = \log [Ca^{2+}] + 2\log [F^-] = -10.57 \text{ a } 25^\circ C$$

En una grafica logarítmica el equilibrio entre fluorita y la solución está dado por una línea recta. Todas las combinaciones de Ca^{2+} y F^- arriba de la línea son sobresaturadas.

Un acuífero con alto contenido de Ca^{2+} generalmente puede contener baja concentración de fluoruro (Figura 7). El control del equilibrio de la fluorita puede ser usado para remover fluoruro en tratamientos de agua (Appelo y Postma, 1996).

2.4.3 Estado de saturación.

Utilizando el producto de solubilidad con el producto de actividad obtenido de la muestra de agua se puede obtener el estado de saturación de una muestra de agua subterránea para cualquier mineral, a este proceso se le conoce como producto de la actividad iónica (IAP) (Appelo y Postma, 1996). Por ejemplo para Yeso:

$$K_{yeso} = [Ca^{++}][SO_4^-]$$

$$IAP_{yeso} = [Ca^{++}][SO_4^-]$$

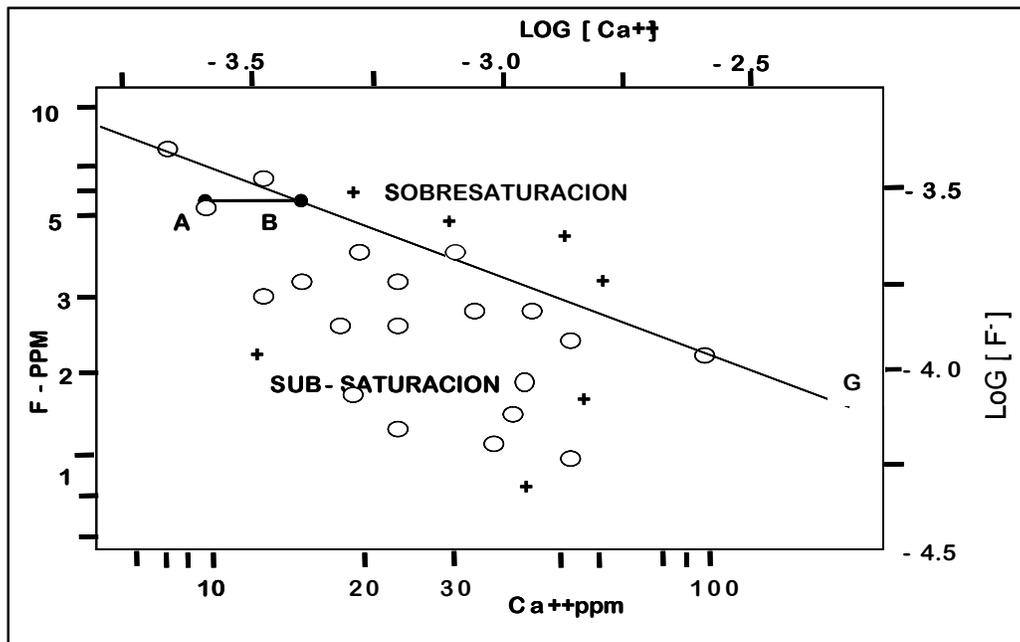


Figura 7. Solubilidad de la fluorita y la saturación en los acuíferos la evolución química del agua con adición de yeso es descrito por la dirección AB a G. (Appelo y Postma, 1996).

El estado de saturación puede ser expresado por la relación IAP y K como:

$$\Omega = IAP/K$$

Para

$\Omega = 1$ el mineral está en equilibrio.

$\Omega > 1$ el mineral está sobresaturado.

$\Omega < 1$ el mineral está subsaturado.

Para grandes desviaciones de equilibrio puede ser usada una escala logarítmica llamándose Índice de Saturación (*SI*).

$$SI = \text{Log}\left(\frac{IAP}{K}\right)$$

Entonces para:

$SI = 0$ hay equilibrio entre el mineral y la solución.

$SI < 0$ hay subsaturación.

$SI > 0$ hay sobresaturación.

2.4.4- Índice de saturación.

El programa PHREEQC calcula los índices de saturación. Una muestra de agua que usualmente no tiene contacto con la fase mineral, esas fases no son fáciles de observar. Es de interés cuando se determina con que fase mineral el agua está saturada o no. Los cálculos de actividad de los iones disueltos en un agua pueden ser combinados para producir un producto de actividad apropiado el cual puede ser comparado con la constante de solubilidad en equilibrio para mostrar el grado de saturación de agua con el mineral. Los errores analíticos y termodinámicos puede ser el rango de incertidumbre para el índice de saturación que puede variar de acuerdo a la complejidad, de la estequiometría y los errores de datos de entrada.

Los cálculos de especiación muestran resultados reales sobre la fuerza iónica del agua de mar (0.72) aunque los índices de saturación frecuentemente pueden estar de acuerdo con los calculados usando el modelo Pitzer (1979) que da una fuerza

iónica un poco mayor para agua de mar. Los balances son calculados usando la siguiente fórmula:

$$\% = \frac{(\text{Suma de Cationes} - \text{Suma de Aniones}) \times 100}{(\text{Suma de Cationes} + \text{Suma de Aniones})/2}$$

Esto es, el máximo valor del resultado de este cálculo es ± 200 %. Un medio con un valor de $\% = 0$ denota un balance eléctrico exacto, por el contrario una desviación mayor de 10 % indica errores de los datos analíticos de entrada. Estos cálculos de balance es dos veces la carga de balance normalmente computada.

2.4.5 Geoquímica.

Las unidades estratigráficas que afloran en la superficie en el Valle de San Luis Río Colorado, consisten principalmente de sedimentos no consolidados, tales como arcillas, limos, arenas y gravas, que forman los sedimentos cuaternarios del Delta del Colorado, excepto el basamento, que está formado por un complejo de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias de poco o nulo interés en geohidrología, esto aunado a los diferentes niveles del manto acuífero que se presentan, permite tener una composición química del agua subterránea diversa aunque caracterizada por la proliferación de agua con alto contenido de cloruros y sulfatos debido a mezclas de agua evaporada de retorno agrícola con agua reciente del RC.

La calidad química del agua del acuífero en el área de Yuma, (colindante con el área de estudio) varía dependiendo del lugar y la profundidad del manto, esto nos muestran diferencias en las características químicas del agua de la recarga. Aguas con diferentes procesos evolutivos causan parte de esa variación, pero los procesos más importantes, en el cambio de la composición química del agua, son el aumento en la concentración por evaporación o evapotranspiración, ablandamiento por intercambio iónico, precipitación de carbonatos insolubles, reducción de sulfatos, y endurecimiento por intercambio iónico. Otros procesos probablemente incluyen la disolución de sales precipitadas, oxidación de sustancias orgánicas disueltas y mezclas de agua de diferentes composiciones

químicas (Olmsted et al., 1973). Considerando que el agua del RC es la fuente natural más importante, es posible resumir que los cambios en las características químicas del agua subterránea en el área está relacionada con alteraciones recientes del agua del RC. Considerando un modelo hipotético en el cual el agua del RC ha sido evaporada y sujeta a los procesos químicos descritos arriba, muchas de las características químicas del agua subterránea pueden ser consideradas por esta hipótesis, aunque no toda el agua subterránea es actualmente derivada de agua reciente del RC, (Dickinson et al., 2006).

Los procesos de concentración por evaporación debido al retorno del agua de riego al acuífero o evapotranspiración y reducción de sulfatos parecen ser los procesos que más inciden en lugares semidesérticos y desérticos. La mayoría de las aguas son del tipo cloruradas sódicas y la proporción del sodio y cloruros tienden a incrementarse con el incremento del contenido de sólidos disueltos principalmente por la desincorporación de sulfatos y carbonatos debido a procesos de dilución por transporte en zonas principalmente cercanas a los océanos, siempre y cuando no existan fuentes alternas de estos iones al final del área de descarga del acuífero al mar, (Valenzuela et al., 2009).

Existen evidencias de posibles interacciones del manto acuífero del Valle de San Luis RC con flujos de agua geotérmica en algunos pozos de riego, principalmente en el área de Riito (Carreón et al., 1995).

III. METODOLOGIA

3.1 Materiales y Métodos

Los datos de construcción, cortes litológicos, niveles piezométricos y ubicación de los 34 pozos utilizados en este trabajo fueron proporcionados por el gerente del Módulo No.1 del Distrito de Riego No 014 en el Valle de San Luis Río Colorado.

3.1.1 Muestreo y análisis químicos

El muestreo de agua de acuífero se realizó en cada uno de los 34 pozos. En cada pozo muestreado se utilizaron tres botellas de polietileno, una de ellas se acidificó con ácido nítrico al 10% con el fin de determinar cationes, la segunda para determinar la concentración de los aniones y la tercera para analizar el contenido isotópico, en este caso se utilizaron botellas de polietileno reforzado de 250 ml con tapones especiales para evitar la mínima presencia de aire en el depósito, además se tomaron muestras en dos puntos del canal Sánchez Mejorada y una más del agua proveniente de la Mesa de Andrade o Mesa Arenosa, en total se colectaron 102 muestras de 34 pozos ubicados en forma representativa en el área de estudio (Tabla 1), las muestras se transportaron en hieleras y durante su almacenamiento se guardaron en un refrigerador a una temperatura mínima de 4°C, como lo recomienda el Manual de Geoquímica Ambiental de la UNAM (2005).

Se determinó *in situ* por medio de un GPS marca eTrex modelo Legend H la altura sobre el nivel del mar, las coordenadas de ubicación de cada pozo. La conductividad eléctrica (CE en mmhos/cm) y sólidos disueltos totales (Mg/l) con un conductímetro portátil marca Hanna, modelo HI 9835, la temperatura y el pH con un potenciómetro portátil marca JENKO, así como la elevación del nivel estático en cada pozo con una sonda marca YSI modelo 600 XLM.

Se determinaron los elementos mayoritarios de las muestras de agua en el laboratorio de Ciencias de la Tierra del Instituto de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Baja California utilizando la metodología de la APHA-AWWA-WPFC (1992), los elementos que se obtuvieron fueron: Calcio (Ca^{+2}), Sodio (Na^{+1}),

Potasio (K^{+1}), Magnesio (Mg^{+2}), Carbonatos (CO_3^{-2}), Bicarbonatos (HCO_3^{-1}), Sulfatos (SO_4^{-2}), Cloro (Cl^{-1}) y Sílice (SiO_4). los análisis de la composición isotópica de ^{18}O y Deuterio (2H) se obtuvieron en los laboratorios de la Environmental Isotope Laboratory, Department of Geosciences de la Universidad de Arizona en Phoenix.

Tabla 1. Ubicación y profundidad de los pozos del Módulo No 1 en proyección UTM, Datum WGS84, zona 11N. Las unidades son metros.

No. De muestra	No. Del pozo	Nombre del pozo	Coordenadas UTM		Profundidad m
			Latitud	Longitud	
1	194	2 hidalgo	3594759	697125	119.70
2	216	1 Moctezuma	3594040	695739	112.30
3	419	109 MB	3590649	703679	141.55
4	202	3 Bordo de piedra	3594373	701918	71.32
5	220	5 San Luis	3594104	703977	121.00
6	212	8 San Luis	3592049	704513	151.00
7	195	1 hidalgo	3594193	698718	178.88
8	265	R-38	3596571	707557	108.55
9	230	10 Moctezuma	3591989	695531	184.00
10	231	2 Monumentos	3591566	698916	96.75
12	702	135-C	3591661	696649	106.50
13	389	3-Soc Monumentos	3591856	699484	152.00
14	238	4 Monumentos	3591599	698946	138.00
15	398	1 Soc. Sánchez Mejorada	3589963	701885	126.90
16	400	3 Soc. Sánchez Mejorada	3589286	703027	128.00
17	244	12 Moctezuma	3588243	693718	93.00
18	242	9 Moctezuma	3589266	695502	132.00
19	246	13 Moctezuma	3587850	697081	138.00
20	336	12 Valle	3587738	699321	168.00
21	309	6 Valle	3588566	702643	184.00
22	353	15 Valle	3586260	693772	90.00
23	359	16 Valle	3585167	692797	153.00
24	360	17 Valle	3585241	694840	129.00
25	241	11 Moctezuma	3589790	694822	142.00
26	392	4 Hidalgo	3594871	697632	108.00
27	218	3 Moctezuma	3593040	697898	92.60
28	380	23 Valle	3582125	694855	130.00
29	426	144 MB	3583980	699201	122.00
30	196	R-58	3596873	705818	146.00
31	460	R-121	3588211	701336	137.60
32	463	R-73	3585223	699341	124.00
33	349	13 - Valle	3586415	696607	150.55
34	248	1 Azteca	3586035	698621	127.00
35	254	4 Azteca	3587240	694806	180.00
MA		Canal Mesa Arenosa	3594862	703861	-----
CR		C Revolución mezcla	3594365	703084	-----
SR		C Revolución antes de mezcla	3598303	702219	-----

El análisis de la composición isotópica se llevó a cabo mediante la comparación gráfica con la Línea Meteórica Mundial corregida en 1973, de la Viena Estándar Mean Ocean Water (VSMOW) (Craig 1961 y Vélez y Rhenals 2008) y la Línea de Evaporación del RC utilizada por Thompson *et al* (2008) lo cual nos permitió determinar el trazo y origen del agua en el acuífero del Valle de San Luis Río Colorado, Sonora.

La elaboración de los diagramas de Piper, Stiff y Schoeller se obtuvieron utilizando programas específicos para cada uno y el elaborado por el Dr. Jorge Ramírez Hernández del Departamento de Ciencias de la Tierra del Instituto de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Baja California. Los perfiles litológicos se dibujaron en base a los datos proporcionados por el Distrito de Riego No 014 y del Módulo de Riego No 1 de los 34 pozos de la muestra.

La definición de las direcciones de flujo en el área de estudio considera los datos de los niveles piezométricos del paro de pozos que realizó la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) en el año 2000, por ser el año que contaba con información más completa (Tabla 2). Por medio del programa del SURFER 8 se graficaron las isolíneas del nivel freático, lo que permitió trazar las líneas de flujo que se utilizaron como referencia para la modelación entre los diferentes pozos del área.

Para explicar los cambios químicos que el agua subterránea desarrolla a lo largo una trayectoria o línea de flujo se utilizó el programa PHREEQ-C, lo que nos permitió obtener los índices de saturación y la distribución de las especies acuosas de las cuales se definieron las que tienen mayor participación activa en el sistema, la modelación hidrogeoquímica entre los pozos se realizó tomando como base las líneas de flujo obtenidas en el plano de isolíneas de niveles freáticos, se trazaron varias relaciones y de los modelos obtenidos en ellas, se escogió aquel que explicara de una forma real el comportamiento de las corrientes de agua subterránea.

Tabla 2. Elevación de la cota de brocal y nivel freático en metros los pozos del Módulo de Riego No 1 para los años 1998, 1999 y 2000 con respecto al nivel del mar.

Pozo	Cota Brocal	Nivel Medio		
		1998	1999	2000
2 B Hidalgo	25.76	14.08	17.96	16.52
3 San Luís (R-58)	28.00	24.10	20.12	16.90
1 Bordo de Piedra	27.55	17.69	17.85	16.25
3 B Moctezuma	24.56	13.78	15.01	13.76
1 B Monumentos	26.67	15.72	17.37	17.46
6-C San Luís	27.26	15.93	17.79	18.09
9 B Moctezuma	22.26	13.79	15.06	14.88
12 B Moctezuma	21.69	13.48	15.99	14.84
3-B-Sociedad. San Luís	29.05	20.33	22.05	21.17
9-B-Valle	23.85	12.25	14.45	14.71
13 Valle	22.68	12.36	13.80	15.17
16 Valle	20.34	13.82	15.24	14.99
18 Valle	21.19	14.19	14.99	15.59
23 Valle	20.63	13.23	13.93	13.69
3-B-Soc. Monumentos	23.87	14.50	14.77	16.87
2 Soc Sánchez Mejorada	25.05	12.22	19.05	14.39

Para el estudio del perfil de salinidad de los pozos a nivel estático se utilizó una sonda tipo 600XLM, la cual es un sistema multiparamétrico utilizado para la medición de la calidad del agua y la recolección de datos, cuenta con un dispositivo de monitoreo en forma de torpedo que se coloca en el agua para obtener información sobre su calidad gracias a un sensor que identifica la Conductividad Eléctrica, pH, y temperatura a diferentes niveles de profundidad. En base a la información del Módulo de Riego No 1 se obtuvo una lista de 22 pozos en desuso pero solo se monitorearon nueve, ya que el resto se encontraban sellados con cemento o bien soldados y otros más presentaban contaminación por aceite lo que no nos permitió usar la sonda, en la Figura 8 se muestran los pozos monitoreados y su ubicación en el área de estudio.

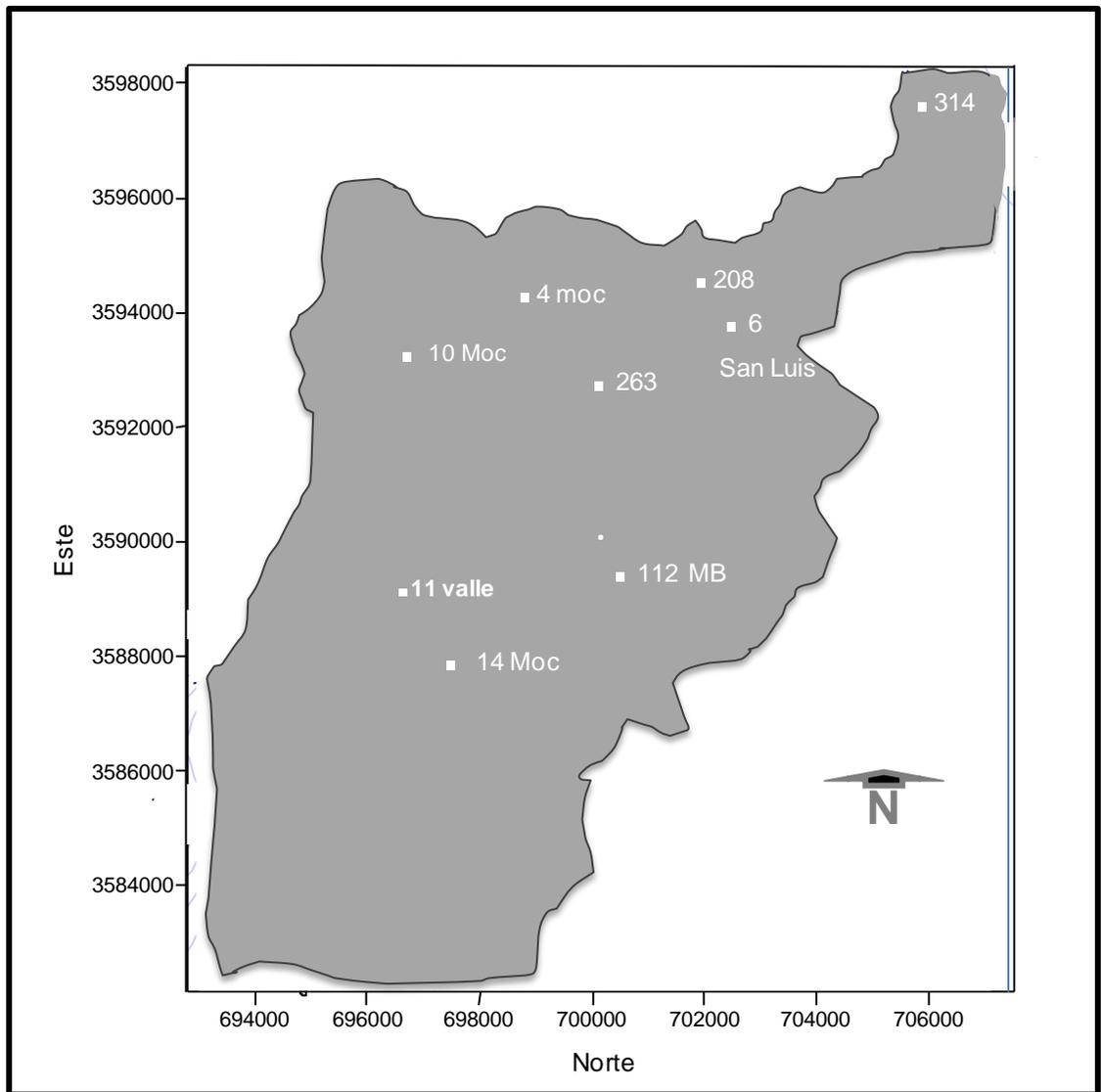


Figura 8. Ubicación de los pozos que fueron monitoreados con el medidor multiparamétrico vertical de la conductividad eléctrica, pH y temperatura (sonda 600XLM).

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se tomaron muestras de agua de 34 pozos del Módulo de Riego No 1 (Figura 9) en los meses de marzo y abril del año 2009 y se llevaron a cabo los análisis fisicoquímicos e isotópicos los cuales se presentan en la Tabla 3 y 5 respectivamente. En la Figura 9 también se presenta las isopiezas que muestran un gradiente desde la porción NE en los pozos R-58 y R-36 de 20 msnm hasta la isopieza de 14 msnm en la porción SW en el pozo 23-Valle.

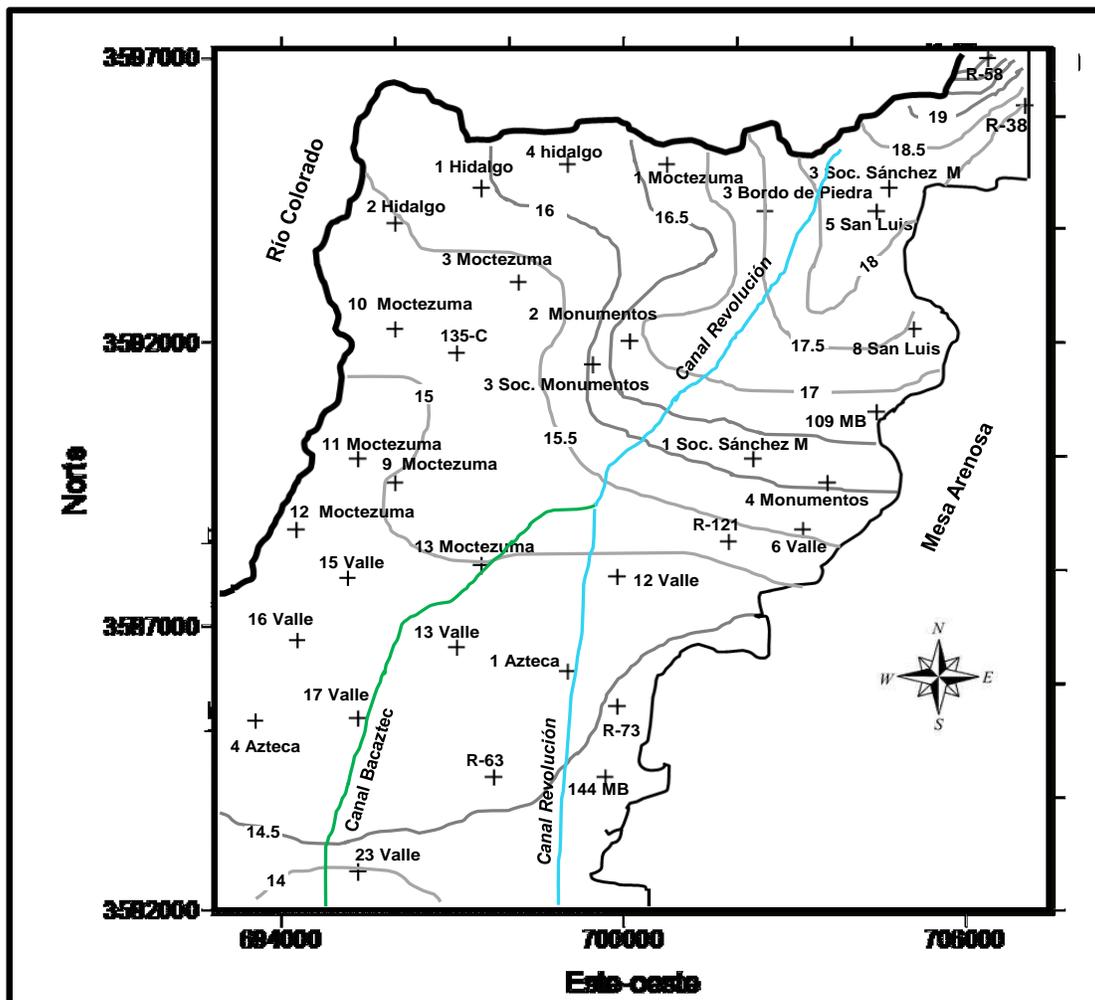


Figura 9. Ubicación de los 34 pozos muestreados y el trazo de isóneas del nivel piezométrico (isopiezas) de los pozos del Modulo de Riego No 1.

4.1 Descripción de los Análisis Físicoquímicos.

4.1.1 Conductividad Eléctrica (CE) y pH.

En la Figura 10, la distribución espacial de la salinidad (considerando la conductividad eléctrica del agua de cada pozo en el Módulo de Riego No 1 nos muestra la influencia del agua de los canales Revolución y su continuación el canal Bacaztec en el manto acuífero con una disminución de la conductividad eléctrica a lo largo de la trayectoria del canal cortando perpendicularmente isolíneas menores a valores de 1700 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en el agua subterránea.

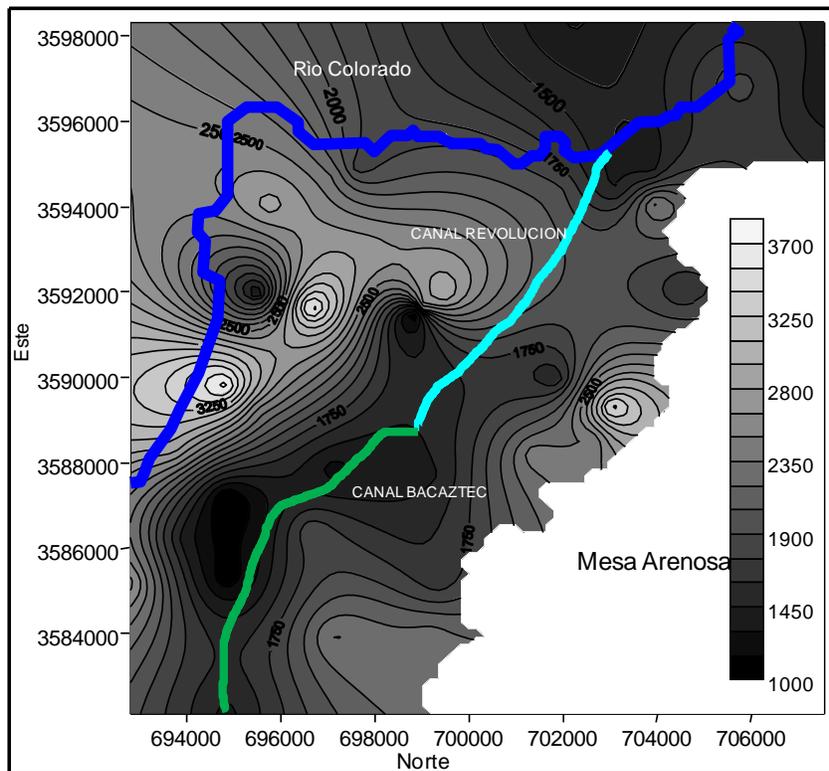


Figura 10. Distribución espacial de la salinidad en el módulo #1. Unidades $\mu\text{S}/\text{cm}$.

En la Figura 11 se muestra la conductividad eléctrica versus la profundidad de muestreo del agua de los 34 pozos analizados. De acuerdo a los valores de la conductividad eléctrica de los 34 pozos analizados y la profundidad total de pozos, así como la profundidad de tubería ranurada, se puede apreciar que no existe una relación entre profundidad de captación de agua y CE de la misma. De la Figura 11 se puede observar que a una misma profundidad de pozo se pueden presentar concentraciones de salinidad que van desde 893 $\mu\text{S}/\text{cm}$, presentada en el pozo 2 Monumentos hasta 3780 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en pozo 11 Moctezuma, con pH desde 6.56 hasta 7.69 en los pozos 3 Moctezuma y pozo R-38.

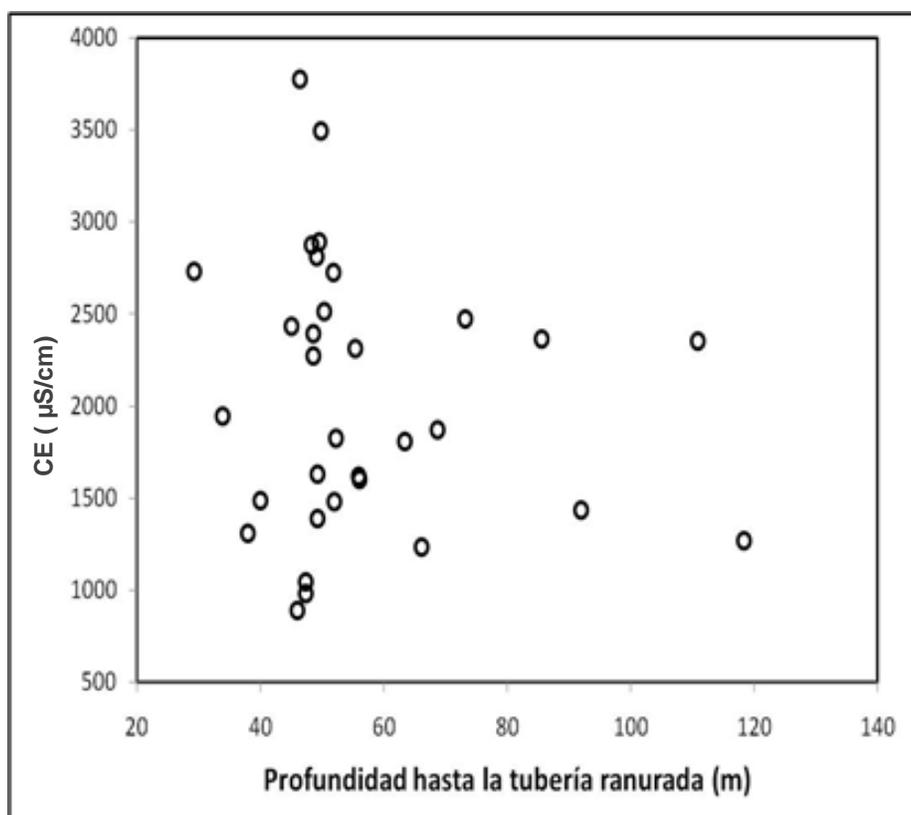


Figura 11. Conductividad eléctrica en $\mu\text{S}/\text{cm}$ contra la profundidad hasta la tubería ranurada en metros para los 34 pozos muestreados del Módulo de Riego No 1.

4.1.2 Elementos Mayoritarios.

El sodio y el cloro junto con los sulfatos son los elementos que predominan en la caracterización química del agua de las muestras analizadas (Tabla 3), esto

supone que la combinación de estos nos den como resultado cloruro de sodio sulfatos de sodio y calcio y en menor cantidad carbonatos de calcio y magnesio. El potasio se presenta en menor concentración por es su participación en la biosfera, especialmente en la vegetación y el suelo.

Tabla 3. Resultado de los análisis fisicoquímicos de las muestras de los 34 pozos con un balance iónico de 0.05% y del agua antigua del RC obtenida del promedio mensual de 1928 a 2007 de la U.S. Bureau of Reclamation en el sitio Green River, Utah. (Reclamation Bureau, 2011).

POZO	pH	CE	T	Na ⁺	K ⁺	Mg ⁺²	Ca ⁺²	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Cl ⁻	SiO ₂	SDT
		µs/cm	°C	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
2 hidalgo	7.1	2320	21.3	254	3.94	99.8	67.9	370	520	380	9.11	1484
1 Moctezuma	6.9	2880	22.4	270	4.58	116.2	109.4	342	500	364	13.32	1843
109 MB	7.1	2280	21.0	288	4.10	77.8	75.8	372	450	341	10.52	1459
3 Bordo de Piedra	7.0	1953	20.0	336	3.78	74.9	76.2	309	450	353	10.05	1249
5 San Luis	7.1	2400	22.0	358	4.48	72.9	54.1	391	450	355	8.18	1536
8 San Luis	7.3	1608	24.0	222	3.44	75.5	28.1	313	290	281	9.58	1050
1 Hidalgo	7.4	1920	22.1	270	3.38	67.2	42.1	295	360	210	11.92	1120
R-38	7.7	1315	24.5	191	2.84	71.1	50.1	255	220	229	11.45	841
10 Moctezuma	7.0	1274	22.4	194	2.42	53.7	34.1	300	190	220	9.23	816
2 Monumentos	7.6	893	22.7	128	2.02	53.7	40.1	295	110	133	10.98	572
135-C	6.9	3680	21.3	452	5.22	71.1	108.2	466	500	646	9.70	2355
3-Soc Mon.	7.0	2900	22.4	316	4.48	68.1	76.2	420	440	434	5.38	1856
4 Monumentos	7.0	2520	21.0	296	4.30	91.1	78.2	361	530	401	11.22	1613
1 Soc. Sánchez M	7.5	1484	20.0	218	3.18	69.2	62.1	318	280	233	9.00	950
3 Soc. Sánchez M	7.0	3500	22.0	322	4.58	91.3	82.2	347	470	553	7.95	2240
12 Moctezuma	7.2	2820	24.0	312	3.98	98.0	78.2	325	560	501	10.75	1805
9 Moctezuma	7.2	2480	23.0	205	4.01	97.0	96.2	354	410	401	12.03	1587
13 Moctezuma	7.1	1237	24.5	137	3.01	56.3	52.1	290	200	199	10.87	792
12 Valle	7.2	1439	22.4	173	3.28	56.6	58.1	290	290	247	12.74	921
6 Valle	7.2	2360	22.7	155	2.77	52.9	66.1	284	290	235	8.18	1510
15 Valle	7.0	1494	21.3	139	3.23	59.5	52.1	281	220	260	13.32	956
16 Valle	7.1	2730	22.4	315	3.94	60.5	60.1	384	310	455	13.08	1747
17 Valle	7.1	1049	21.0	114	2.21	56.8	52.1	391	130	160	11.10	671
11 Moctezuma	7.2	3780	20.0	434	4.83	113.3	60.1	281	620	688	6.19	2419
4 Hidalgo	7.1	1833	22.0	189	4.25	88.4	44.1	343	380	270	6.31	1173
3 Moctezuma	6.6	2740	24.0	237	4.77	98.0	66.1	366	430	394	10.17	1754
23 Valle	7.7	1397	23.2	208	3.04	34.5	36.1	262	220	257	10.75	894
144 MB	7.4	2290	24.5	257	3.88	51.9	66.1	265	220	422	9.23	1466
R-58	7.2	1813	22.4	243	4.41	69.4	32.1	182	390	358	11.10	1160
R-121	7.2	2440	22.7	245	4.04	78.6	76.2	356	370	397	11.45	1561
R-73	7.3	1634	21.3	185	3.31	55.6	58.1	252	260	305	9.58	1045
13 Valle	7.3	1878	22.4	221	3.40	59.8	50.1	309	310	312	7.36	1202
1 Azteca	7.7	1622	21.0	219	3.45	58.2	54.1	343	290	314	9.82	1038
4 Azteca	7.5	989	20.0	137	4.77	26.9	22.0	209	90	156	9.23	633
Canal Mesa Arenosa	7.6	1388	22.9	94	3.54	69.2	48.1	227	300	162	-----	888
C Revolución mezcla	7.2	1439	18.4	214	4.95	17.3	62.1	139	290	347	-----	921
Canal Revolución	6.6	1285	14.5	248	4.2	26.9	46.1	207	210	270	-----	822
Agua antigua del Río Colorado	----	897	-----	79	-----	29	67	103	236	30	-----	547

El agua del Canal Revolución, antes y después de la mezcla procedente del Canal de la Mesa Arenosa, posee una mayor concentración de los elementos: cloro, sodio y sulfatos con respecto al calcio, potasio, magnesio y bicarbonatos, lo cual sigue el mismo patrón del análisis del agua de los pozos muestreados.

4.1.3 Clasificación de las aguas subterráneas utilizando el Diagrama de Piper.

En las Figuras 12 y 13 de acuerdo al diagrama de Piper (Custodio y Llamas, 1983), 25 muestras de pozos son clasificadas como aguas cloruradas y/o sulfatadas sódicas, características de zonas áridas y por probables efectos de contaminación por sales. Diez pozos localizados al oeste del Módulo de Riego No 1 cercanos al lecho del RC: el 6, 12, 15, 17 y 23 Valle, el 1, 3 y 9 Moctezuma, el 2 y 4 Hidalgo respectivamente y se clasifican sus aguas como sulfatadas cálcicas típicas de aguas de drenaje y de contacto con yeso en el subsuelo de acuerdo a lo indicado por Tello (2004), no se cuenta con suficiente información geológica de la zona de estudio en cuanto a la presencia de yeso en el subsuelo.

Es de esperar que exista una aportación del agua de riego al manto acuífero por medio de un flujo vertical descendente. No se encontró que las concentraciones de bicarbonatos presentes en el agua sean mayores que las concentraciones de sulfatos (SO_4^{-2}) (Tabla 3). Esto indica que el proceso geoquímico del agua a través de todo el flujo regional está en su fase terminal por su cercanía al mar, ya que los elementos más solubles que predominan en esta etapa evolutiva son: El sodio (Na^+), el cloro (Cl^-), los sulfatos (SO_4^{-2}) y sus respectivas interacciones.

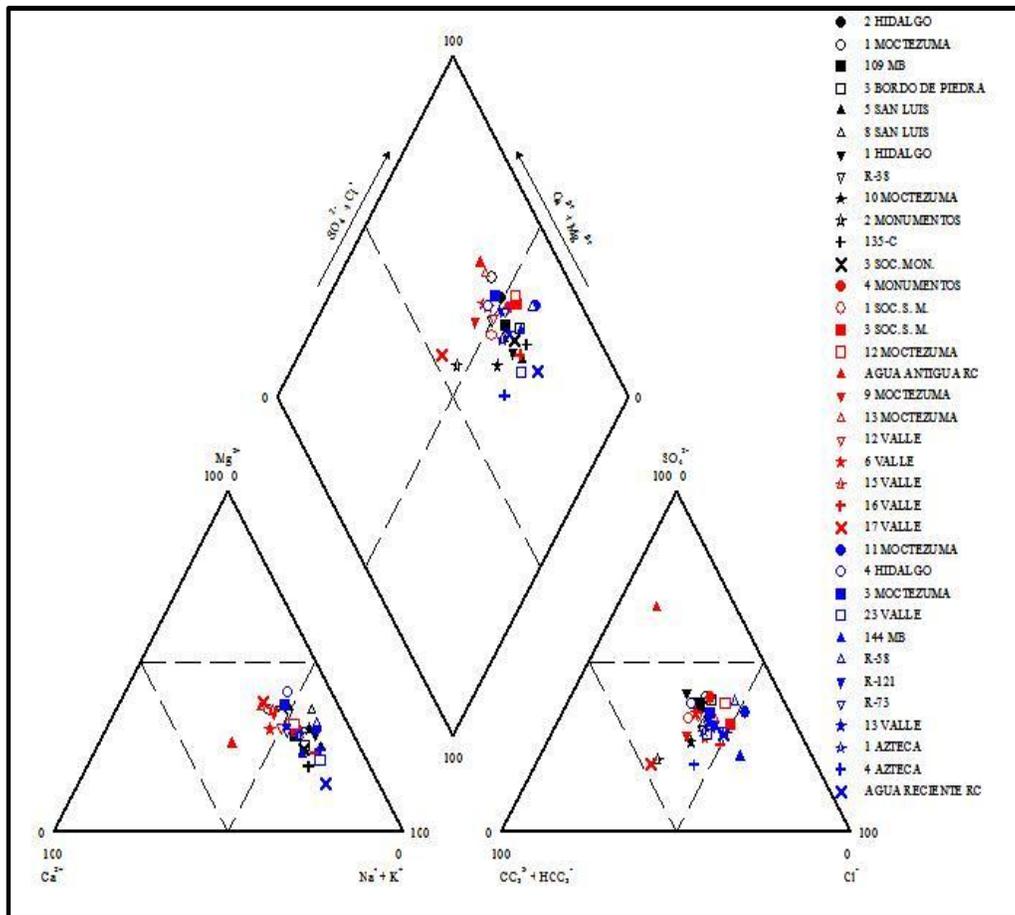


Figura 12 Clasificación del agua subterránea de los 34 pozos utilizando el diagrama de Piper

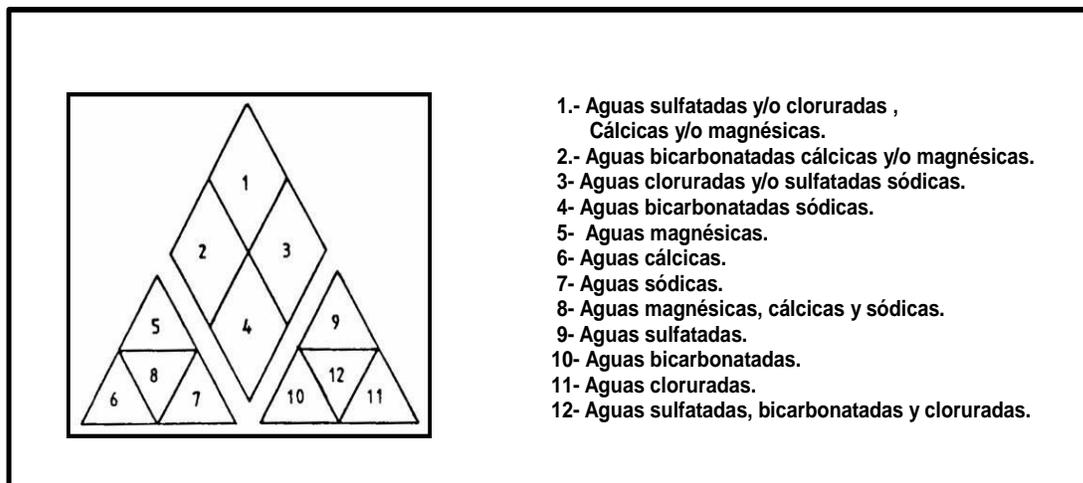


Figura 7. Clasificación general de acuerdo al diagrama de Piper (Tello 2004).

4.1.4 Clasificación del agua subterránea de acuerdo al diagrama de Stiff y de Schoeller.

Para efecto de interpretación de los datos que ambos diagramas nos presentan, se trazaron cuatro líneas de flujo de acuerdo al mapa de isopiezas de los pozos muestreados, (Figura 14).

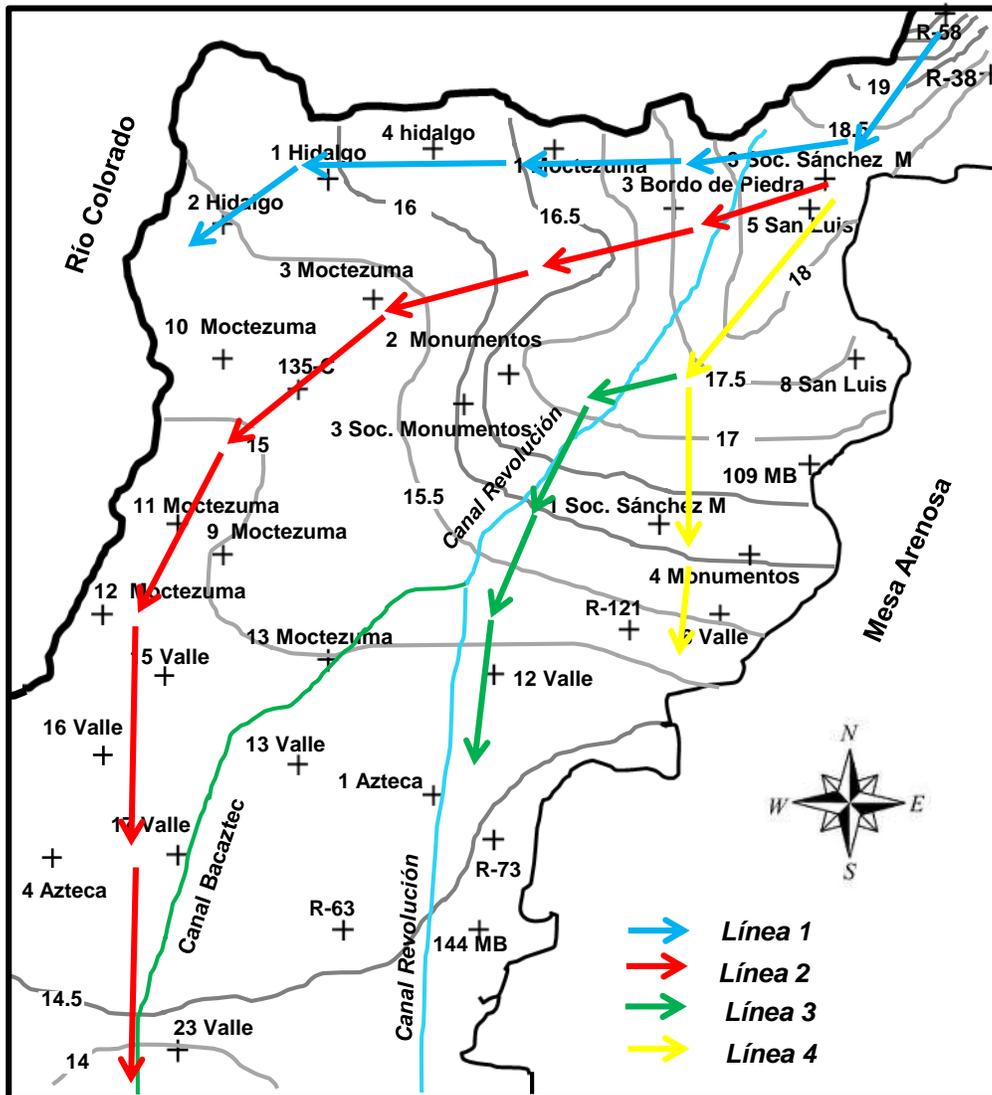


Figura 14. Mapa de isopiezas de los pozos del Módulo de Riego No 1 y líneas de flujo propuestas.

4.1.5 Diagramas de Stiff.

Aunque los diagramas de stiff son muy utilizados para analizar muestras puntuales de agua subterránea a profundidades diferentes con el fin de conocer el comportamiento químico del agua y su evolución a través del tiempo, resulta también de utilidad ubicarlos en un plano en una misma línea de flujo de agua subterránea. Esto permite conocer el comportamiento del agua y su evolución a lo largo del recorrido.

En los gráficos obtenidos de cada muestra de los pozos del Módulo de Riego No 1 de la línea 1 de flujo (Figura 15) se observa que las aguas tipo cloruradas sódicas predominan sobre las demás principalmente en los pozos 2 Hidalgo y 4 Hidalgo, esta tendencia indica un comportamiento similar dada la similitud en la composición química de las muestras de cada uno de los pozos lo que pueden representar aguas de una misma familia.

En la línea de flujo 2 (Figura 15) se espera que el agua se mantenga como clorurada sódica a lo largo del tubo de flujo y esta tendencia se ve más acentuada en los pozos de mayor concentración de sales: 135-C (3680 $\mu\text{S}/\text{cm}/\text{cm}$), el 3 Moctezuma (2740 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y el 5 San Luis (2400 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Al inicio del tubo de flujo el pozo R-38 con una CE de 1315 $\mu\text{S}/\text{cm}$ indica que a medida que avanza el flujo del agua subterránea, se va contaminando debido al incremento de la salinidad, sin embargo al final de la línea de flujo en los pozos 17 Valle (1049 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y 23

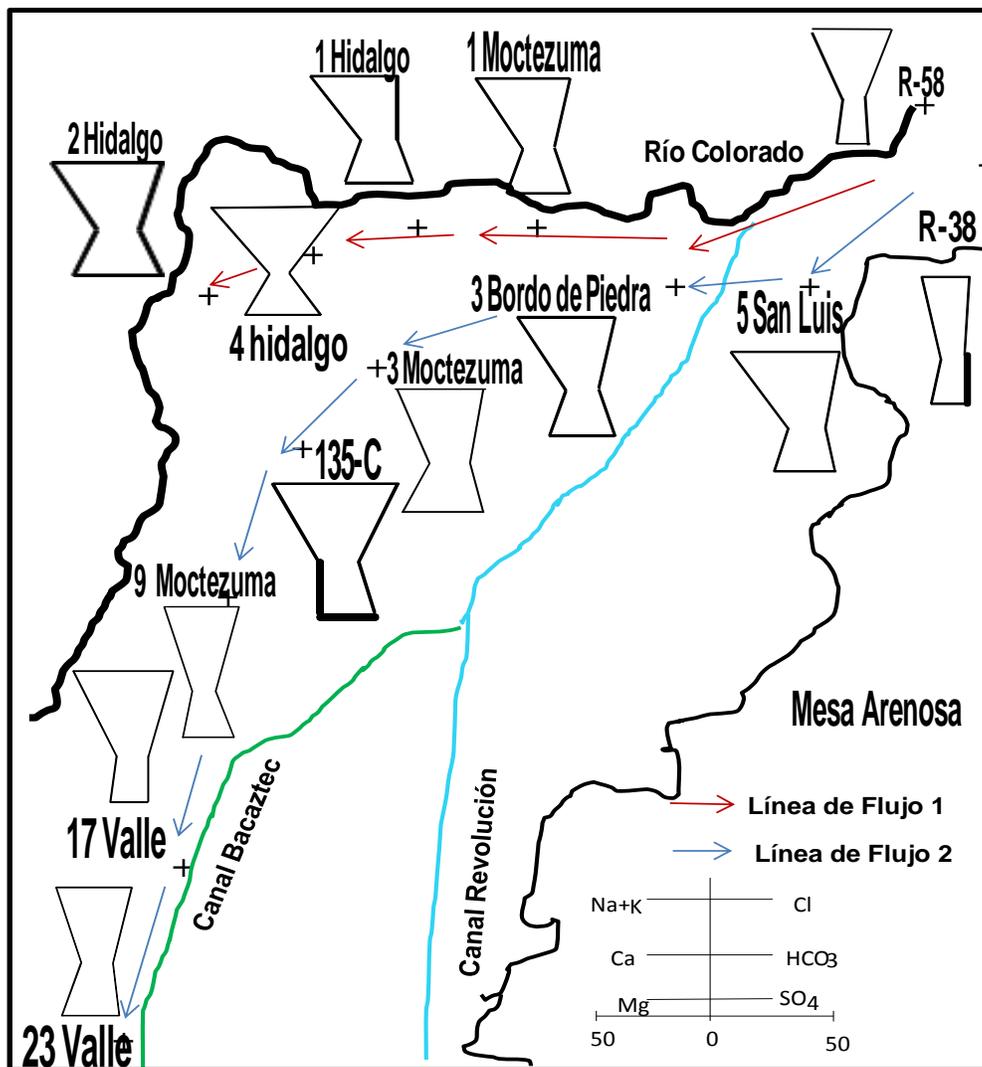


Figura 15 a) Diagramas de Stiff de la línea 1 de flujo . b) Diagramas de Stiff de la línea 2 de flujo de los pozos del Módulo de Riego No 1, unidades en meq/L.

Valle (1397 $\mu\text{S}/\text{cm}$) se presenta un decremento en la salinidad, esto se puede explicar considerando la cercanía del Canal Bacaztec el cuál influye indirectamente en la dilución de la composición química del agua de los pozos debido a la aportación de agua de mejor calidad.

En la línea de flujo 3 (Figura 16), se observa la misma tendencia hacia las aguas cloruradas sódicas, aunque se presenten diferencias en las concentraciones

disminuyendo en los pozos 12 Valle, 13 Valle, 17 Valle y 23 Valle debido a la cercanía del Canal Revolución y del ramal Bacaztec, esta situación impide hasta

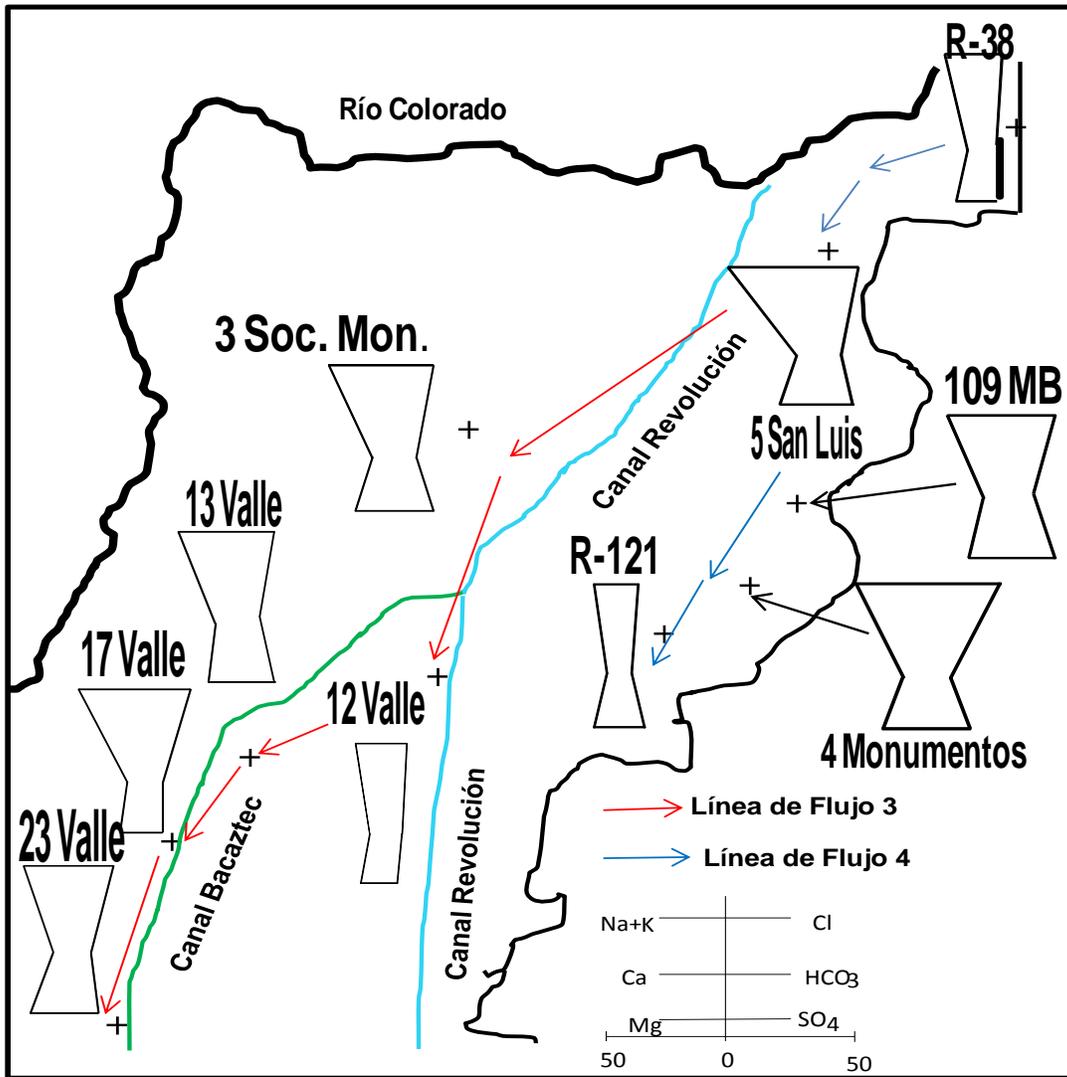


Figura 16. Diagramas de Stiff de la línea de flujo 3 y de la línea de flujo 4 de los pozos del Módulo de Riego No 1. Unidades en meq/L.

cierto punto valorar a simple vista la evolución del agua subterránea a través del tubo de flujo ya que no se presenta una relación continua en el incremento de la salinidad .

A lo largo de la línea de flujo 4 (Figura 16) se observa el incremento de la salinidad en los pozos hasta llegar al valor más alto en el pozo 4 Monumentos (2520 $\mu\text{S}/\text{cm}$), los pozos 5 San Luis (2400 $\mu\text{S}/\text{cm}$), 109 MB (2280 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y R-121 (2440 $\mu\text{S}/\text{cm}$) no muestran mucha diferencia entre los valores de salinidad a excepción del pozo R-38 (1315 $\mu\text{S}/\text{cm}$), se observa una constante en los valores de salinidad por lo que se puede considerar que existe una relación en la composición química provocada por una evolución de la solución del suelo en la dirección del flujo de esta línea.

4.1.6 Diagramas de Schoeller.

En los gráficos presentados no se observan diferencias significativas en cuanto al comportamiento de cada muestra, la tendencia es hacia picos altos en la concentración de sodio y cloro, formándose un vórtice en el potasio debido a su baja concentración.

En la Figura 17a se presentan los pozos cercanos al cauce del RC, muestran cierta similitud a excepción del contenido de magnesio y sulfatos que presentan valores bajos, con respecto a los pozos de la línea de flujo 1, se observa que el pozo 4 Hidalgo presenta valores mayores del resto de los pozos con respecto al magnesio, sodio cloro y sulfatos. La diferencia en los valores del magnesio del agua subterránea comparada con la concentración del agua del RC, se debe a la aportación por contacto de la misma con rocas ígneas del subsuelo.

La tendencia en general hacia la composición del RC es indicativa de la influencia del mismo en la evolución química del agua subterránea, en la Figura 17b se presentan las mismas características que la línea de flujo 1

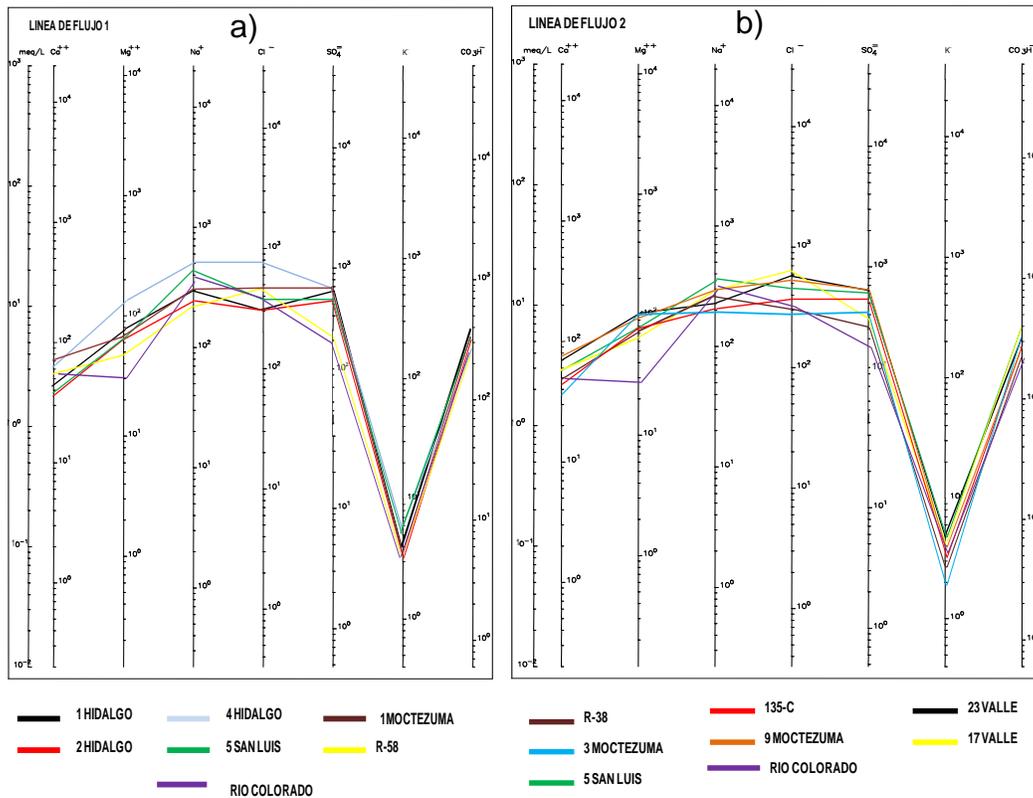


Figura 17. a) Comportamiento de los elementos mayoritarios (meq/L) en el Diagrama de Schoeller de la línea de flujo 1 y b) Línea de flujo 2.

Aunque las muestra de los pozos de las líneas de flujo 3 y 4 (Figura 18a y b) muestran en general un comportamiento similar a los pozos de las líneas de flujo 1 y 2, se nota cierta diferenciación con la muestra del RC. Estas diferencias indican la existencia de otras fuentes que intervienen en la evolución de la composición química del agua subterránea principalmente en lo que respecta al contenido de magnesio, el cual se incorpora a la solución por la meteorización del suelo.

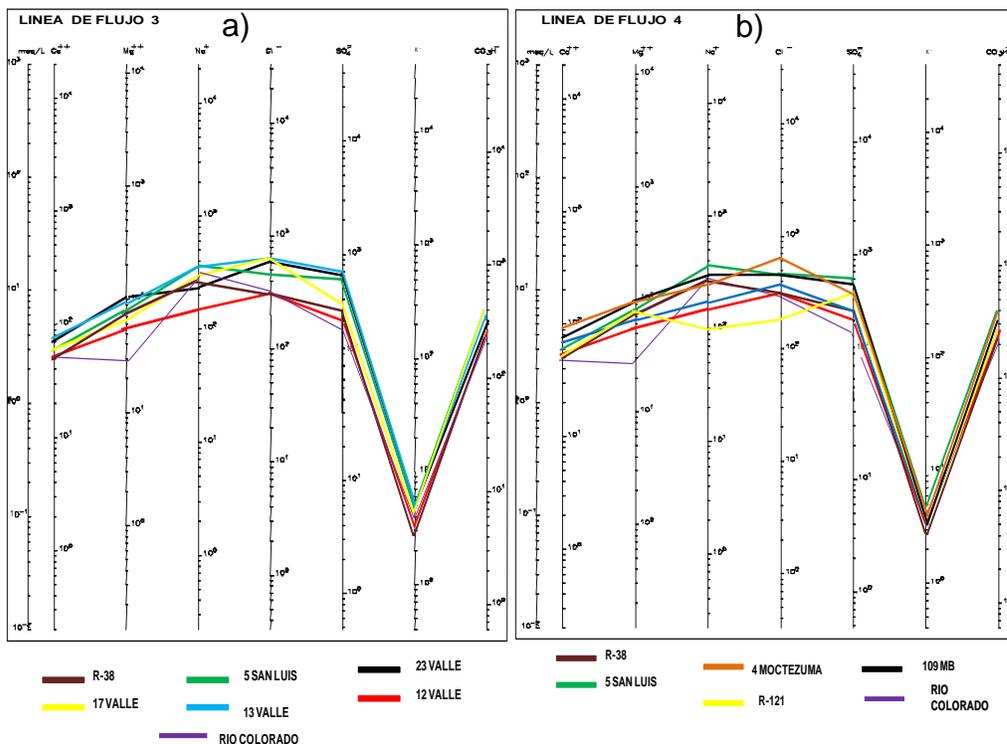


Figura 18.a) Comportamiento de los elementos mayoritarios (meq/L) en el Diagrama de Schoeller de la línea de flujo 3 y b) Línea de flujo 4.

4.1.7 Clasificación del agua de riego de acuerdo al RAS y la CE.

Los contenidos de sales y la relación adsorción de sodio las aguas del Módulo de Riego No 1, se clasificaron de acuerdo a los criterios señalados por Allisson (1985) podemos indicar que la salinidad en el agua de riego, se clasifica como aguas altamente salinas (C3) y aguas muy altamente salinas (C4) y por el contenido de sodio como aguas bajas en sodio (S1), medias en sodio (S2) y aguas altas en sodio (S3) (Figura 19).

El 35% de los pozos se ubica en aguas tipo C4S2 y el 38% en aguas tipo C3S1 las cuales tienen el inconveniente de que no deben usarse en suelos con drenaje

deficiente, aun con drenaje adecuado se necesitan implementar prácticas para el control de la salinidad.

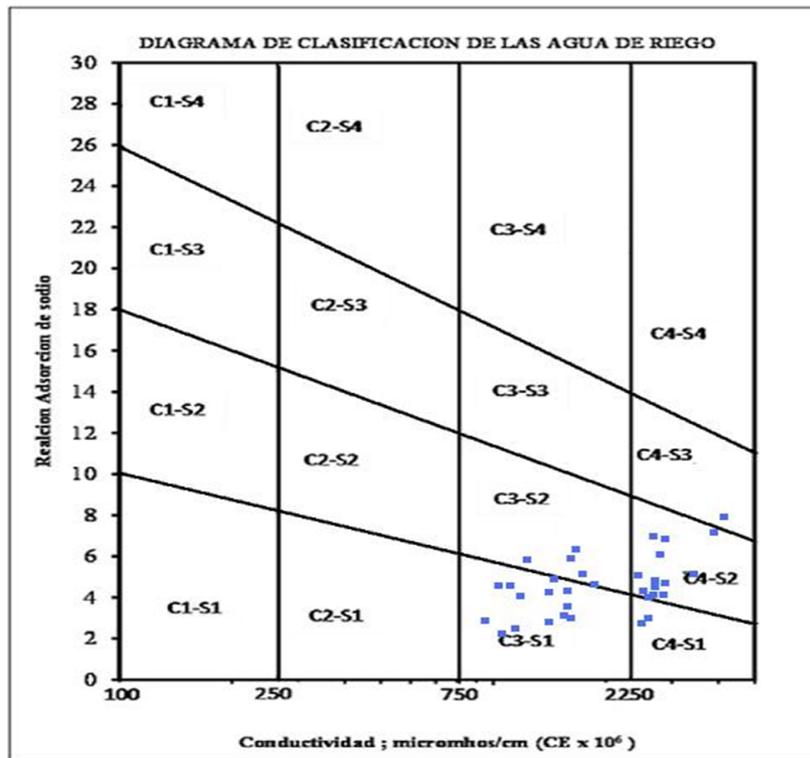


Figura 19. Diagrama de la clasificación del agua subterránea utilizada para riego de acuerdo al RAS y la CE de los 34 pozos muestreados en el Módulo de Riego No 1.

Existe en este caso, poca probabilidad de alcanzar niveles peligrosos de sodio intercambiable sin embargo en cultivos sensibles se pueden acumular cantidades de sodio. No obstante, la presencia de concentraciones altas de cloruro de sodio (NaCl) en la solución, podría a corto plazo potenciar los riesgos en la capacidad productora de las especies cultivables y en la calidad del suelo. (Tabla 4).

Tabla. 4. Clasificación del agua subterránea del Módulo 1 de San Luis Río Colorado según la Relación de Adsorción del Sodio (RAS) y su Conductividad Eléctrica (C E).

Nombre del pozo	Clasificación	Nombre del pozo	Clasificación
13 Moctezuma	C3S1	13 - Valle	C3S2
8 San Luis	C3S1	135-C	C4S3
1 Hidalgo	C3S1	1 Moctezuma	C4S2
10 Moctezuma	C3S1	109 MB	C4S2
2 Monumentos	C3S1	5 San Luis	C4S2
1 Soc. Sánchez Mejorada	C3S1	3-Soc Monumentos	C4S2
12 Valle	C3S1	4 Monumentos	C4S2
15 Valle	C3S1	3 Soc. Sánchez Mejorada	C4S2
17 Valle	C3S1	16 Valle	C4S2
4 Hidalgo	C3S1	11 Moctezuma	C4S2
R-73	C3S1	3 Moctezuma	C4S2
1 Azteca	C3S1	R-121	C4S2
4 Azteca	C3S1	2 hidalgo	C4S2
3 Bordo de piedra	C3S2	1 Moctezuma	C4S2
1 Hidalgo	C3S2	6 Valle	C4S1
23 Valle	C3S2	9 Moctezuma	C4S1
R-58	C3S2	6 Valle	C4S1

La Relación de Adsorción del Sodio (RAS), denota la proporción relativa en que se encuentra el sodio respecto al calcio y magnesio, cationes divalentes que compiten con el sodio por los lugares de intercambio del suelo. Esta proporción en el caso de las muestras analizadas de los pozos del módulo de Riego No 1, denota la presencia de sodio con valores de medios a altos con indicativos de agua altamente salina, para uso agrícola de acuerdo a lo señalado por Allisson (1985).

El análisis de los diagramas de Piper, Stiff y Schoeller previo ya mostraba lo que el análisis de la RAS y la CE mostraron, y aunque el riesgo de daños a cultivos se cataloga medianamente bajo, está condicionado su uso.

Si en el agua predomina el ion sodio (característica de este caso), inducirá cambios de calcio y magnesio por sodio en el suelo, lo que podría llevar a la degradación de éste, con la consiguiente pérdida de estructura y permeabilidad.

En la valoración de la RAS no se tiene en cuenta la interacción entre los constituyentes del agua de riego, los constituyentes sólidos del suelo y los de la solución del suelo, por lo que la estimación del daño no es del todo cierta ya que por una parte, el agua de riego disolverá o precipitará carbonatos alcalinotérreos cuando se adicionen al suelo, se concentrarán o se establecerán nuevos equilibrios en el sistema; y por otra parte se producirán procesos de meteorización de los minerales del suelo.

El proceso descrito afectará el contenido en calcio en el agua intersticial y por tanto tendrá un efecto diferente sobre los lugares de cambio respecto al sodio y el magnesio. Sin embargo, dado que la concentración de sodio y cloro es mayor en la composición del agua subterránea que los carbonatos, el calcio y magnesio, no son significantes este proceso.

La evaluación entonces de este método se centra principalmente en el agua, pero resulta un buen indicativo de la condición del agua subterránea para fines de uso agrícola.

Con la Sonda 600XLM se obtuvieron los perfiles de salinidad a nivel estático a profundidades de 15 a 47 m, de nueve pozos localizados en el Valle de San Luis R C los cuáles están fuera de servicio seis de ellos, (Figura 20). Los pozos, 314 (45 m de profundidad), 208 (45 m), 263 4-Moctezuma (18 m), 11-Valle (32 m), y 6-San Luis (44 m), presentan a mayor profundidad un aumento en la concentración de sales. Es posible que se presente contaminación de agua debida al drenaje del riego agrícola, mas sin embargo, no se consideraron los perfiles de los pozos, porque esta información no existe por ser pozos discontinuados. Las muestras, debido al alcance de la sonda, se tomaron a profundidades menores de 50 m, es posible que el estrato tenga influencia en la composición química del agua subterránea de estos pozos.

Las profundidades son diferentes debido a que algunos pozos estaban azolvados y porque el cable de campo de la sonda tiene como máximo una longitud de 50 m. Los pozos 112-MB (47 m), 14-Moctezuma (26 m) y 10-

Moctezuma (39 m), inicialmente incrementan la salinidad pero de los 28 a 40 m de profundidad su comportamiento alterna valor altos y bajos del contenido de sales hasta mantener un valor constante, esto puede indicar una mezcla de agua principalmente horizontal por causa de los diferentes flujos subterráneos.

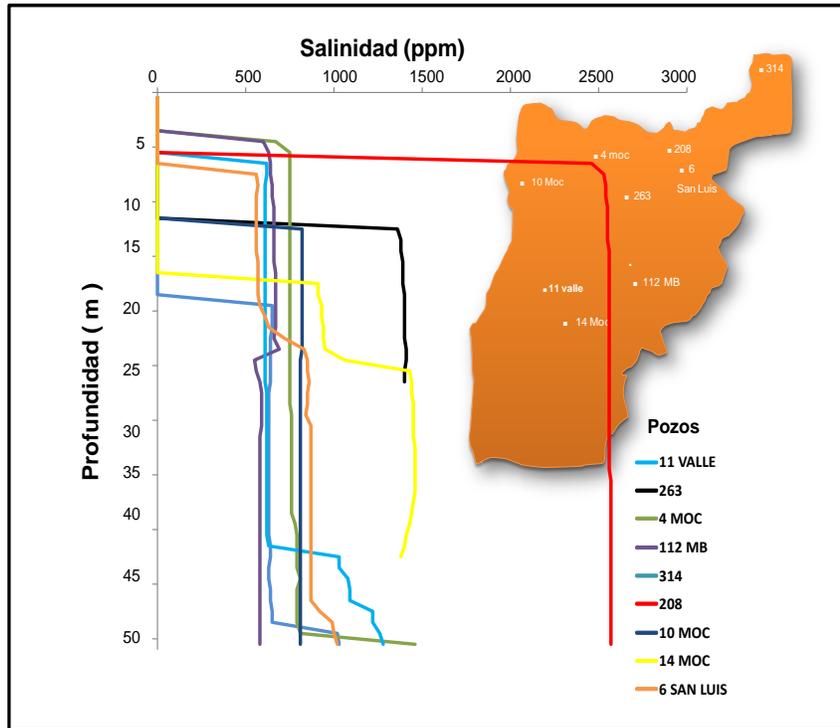


Figura 20 Perfiles de salinidad registrados en pozos. El registro se muestra desde el brocal del pozo y la primera inflexión muestra la salinidad en el nivel freático. La profundidad del nivel freático es diferente para cada pozo. .

4.1.8 Columnas Litológicas

De acuerdo a la descripción litológica de cada pozo se elaboró el perfil litológico del Módulo de Riego No 1 escogiendo líneas de pozos situados en la parte norte, centro y sur del área de estudio (Figuras 21, 22 y 23). En estos perfiles se observa que la estructura estratigráfica del subsuelo del Módulo de Riego No 1 es muy variada

en cuanto el material del que está compuesto caracterizado de la siguiente manera: en profundidades que van de 50 a 70 m se presentan arenas finas a gruesas con arcilla y escasa presencia de limo, característico de los suelos franco arenosos desde los 70 hasta 200 m de profundidad predominan las arcillas y arenas combinadas con gravas y gravillas.

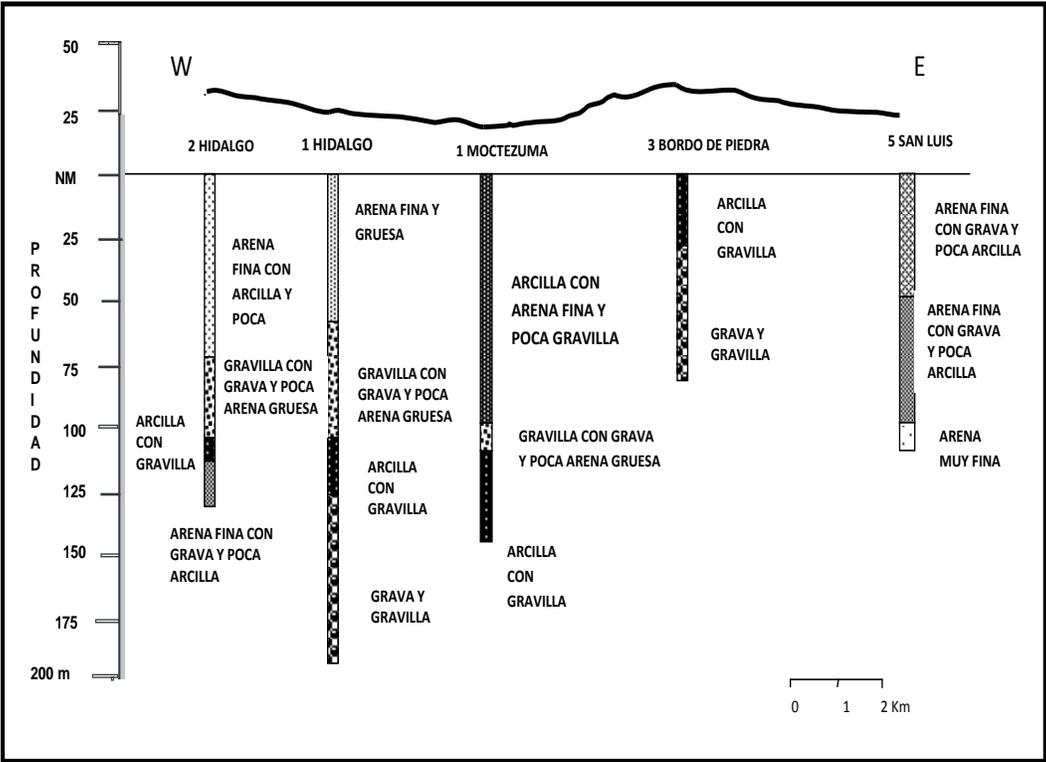


Figura 21. Perfil litológico de cinco pozos en la sección norte del Módulo de Riego No 1. La línea gruesa irregular por arriba del nivel del mar representa el relieve topográfico.

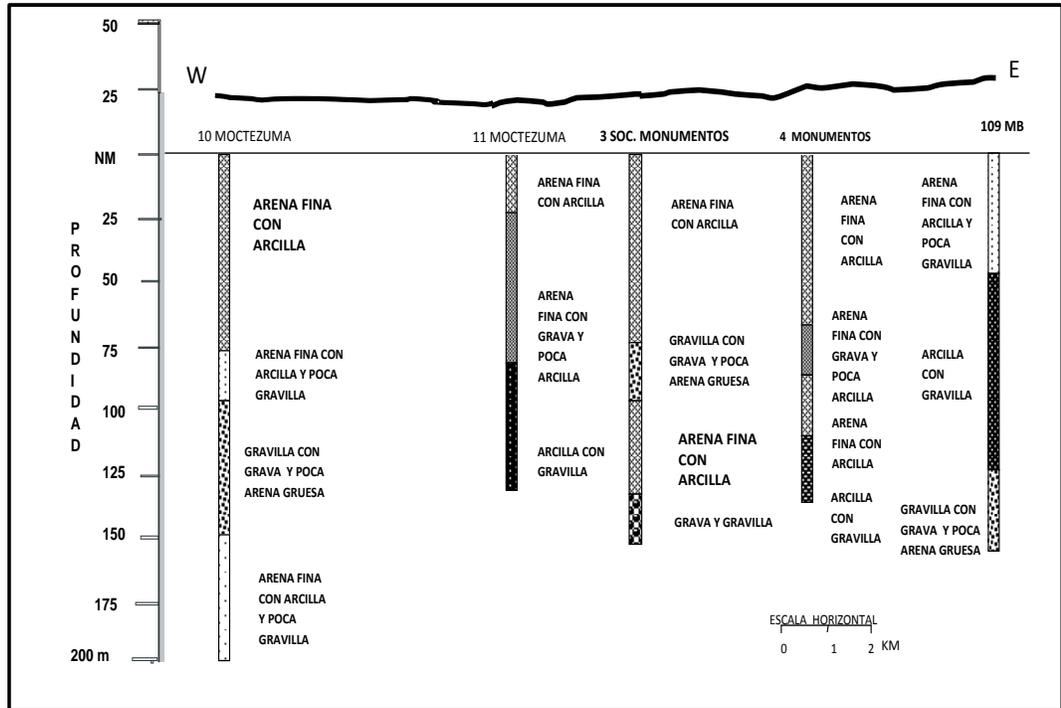


Figura 22. Perfil litológico de cinco pozos en la sección central del Módulo de Riego No 1.

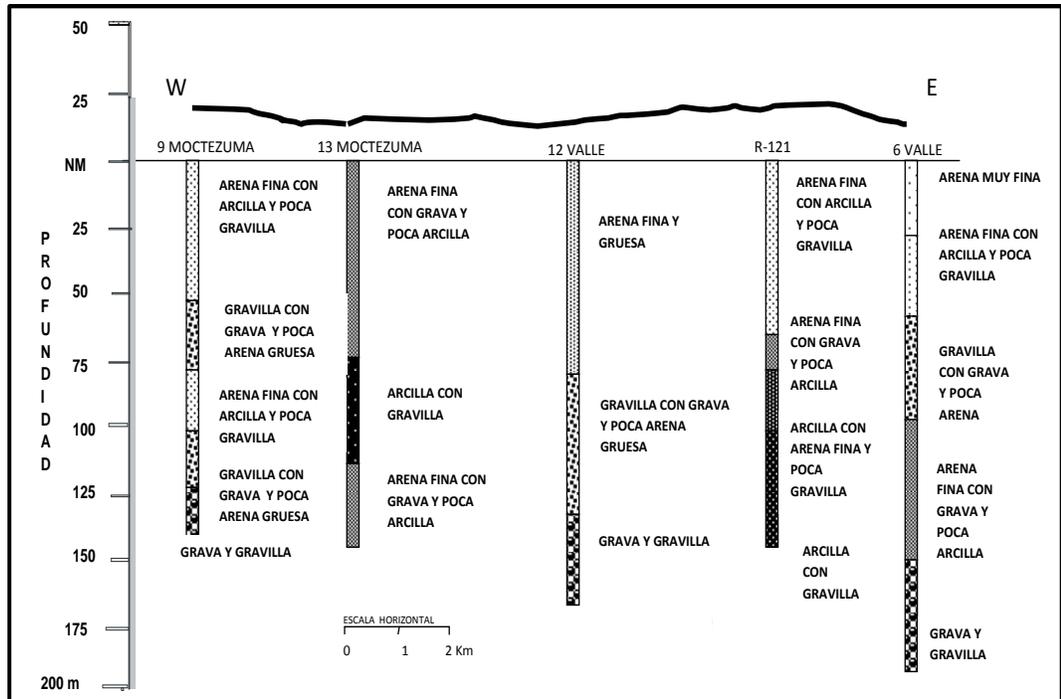


Figura 23. Perfil litológico de cinco pozos en la sección sur del Módulo de Riego No 1.

4.2 Resultados de la composición isotópica del agua subterránea.

Niels *et al*, (2001), señalan que los resultados obtenidos con isotopos ambientales demuestran que el enfoque isotópico es una herramienta útil para identificar el origen y las fuentes de aguas subterráneas salinas. Siendo los isotopos ^{18}O y ^2H buenos trazadores de movimiento del agua y de algunos procesos de fraccionamientos naturales que les afectan. La composición isotópica del agua subterránea en regiones áridas puede ser en ocasiones, bastante diferente de la composición de la precipitación local, indicando que la causa más común es el enriquecimiento isotópico del agua por evaporación.

En la Tabla 5 se muestran los resultados obtenidos del el análisis isotópico de las 34 muestras correspondientes a los pozos del Módulo de Riego No 1.

Rangel *et al*. (2002) a partir del análisis de la posición de los valores isotópicos δD y $\delta^{18}\text{O}$ del agua subterránea del acuífero del Río Sonora y la Línea Meteorica Mundial ($\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$), dedujeron que este acuífero presenta un grado de afectación por una evaporación rápida, típica de infiltración reciente y sujeta a variaciones estacionales.

CEDEX (1996) menciona que si la pendiente de la recta es entre 4 a 6 y el valor de la ordenada es menor de 10 podría indicarse que existe un proceso de evaporación. La composición isotópica de las muestras de agua en el gráfico $\delta^{18}\text{O}$ VS δD muestran una pendiente de 6.61 y la coordenada en el origen de -22.86. Esta línea de evaporación inicia en el agua de origen que corresponde al agua infiltrada del RC antes de la construcción del sistema de presas aguas arriba. La composición isotópica del agua en el acuífero muestra parcialmente una mezcla con agua reciente evaporada (retorno de riego) con esta agua de origen y el agua actual del RC presentada por Thompson (2008), (Figura 24).

Tabla 5. Resultados de los análisis de isótopos del agua subterránea realizados en el mes abril del 2009.

Nombre del Pozo	δD ‰	$\delta^{18}O$ ‰	Nombre del Pozo	δD ‰	$\delta^{18}O$ ‰
2 hidalgo	-94	-11.8	13 Moctezuma	-110	-14.3
1 Moctezuma	-103	-13.3	12 Valle	-108	-13.9
109 MB	-106	-13.8	6 Valle	-109	-14.1
3 Bordo de piedra	-95	-12.0	15 Valle	-107	-13.9
5 San Luis	-95	-11.8	16 Valle	-107	-13.8
8 San Luis	-108	-14.2	17 Valle	-110	-14.6
1 Hidalgo	-96	-11.9	11 Moctezuma	-104	-13.4
R-38	-108	-14.3	4 Hidalgo	-99	-12.4
10 Moctezuma	-112	-14.7	3 Moctezuma	-108	-14.0
2 Monumentos	-111	-14.5	23 Valle	-109	-14.2
135-C	-107	-13.9	144 MB	-107	-14.0
3-Soc Monumentos	-105	-13.4	R-58	-96	-12.0
4 Monumentos	-109	-14.0	R-121	-107	-14.0
1 Soc. Sánchez Mejorada	-103	-14.2	R-73	-109	-14.2
3 Soc. Sánchez Mejorada	-105	-13.5	13 - Valle	-109	-14.2
12 Moctezuma	-104	-13.3	1 Azteca	-104	-13.6
9 Moctezuma	-110	-14.3	4 Azteca	-110	-14.4

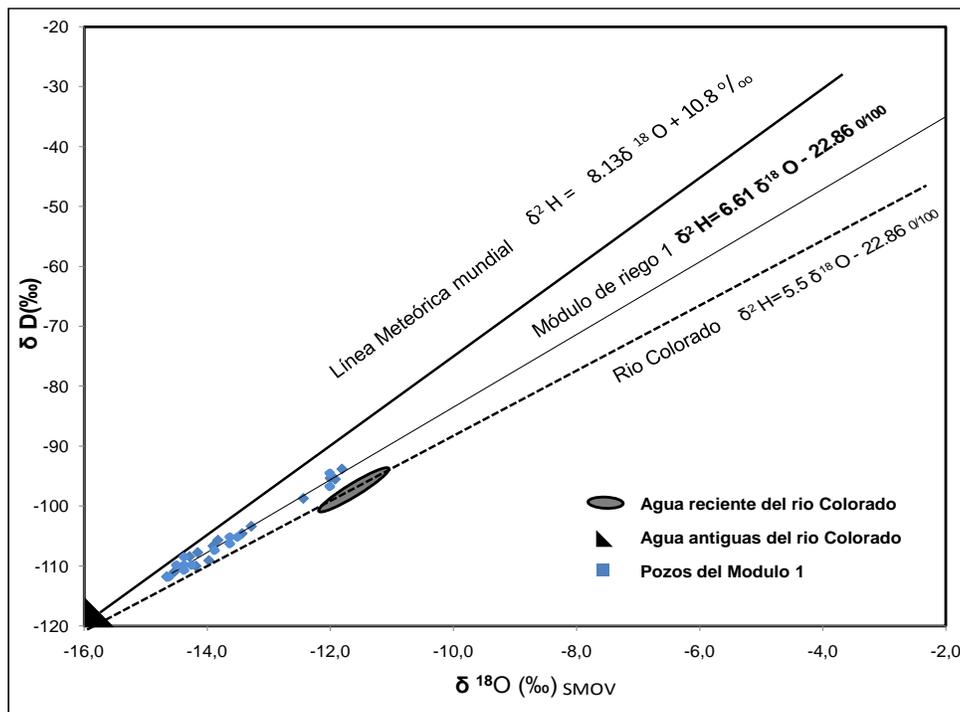


Figura 24. Composición isotópica del agua del acuífero en el Módulo No. 1 obtenida en este trabajo comparada con la Línea Meteorica Mundial corregida en 1973 (Vélez y Rhenals, 2008) e isótopos del agua del RC. (Thompson et al., 2008).

Los pozos que se ubican en el área cercana al cauce del RC y al norte del Módulo presentan valores mayores tanto en la composición del ^{18}O y del deuterio como se aprecia en las Figuras 25 y 26 respectivamente, existe posible mezcla del agua reciente del RC en el agua subterránea, siendo más notorio en los pozos localizados al norte del Módulo.

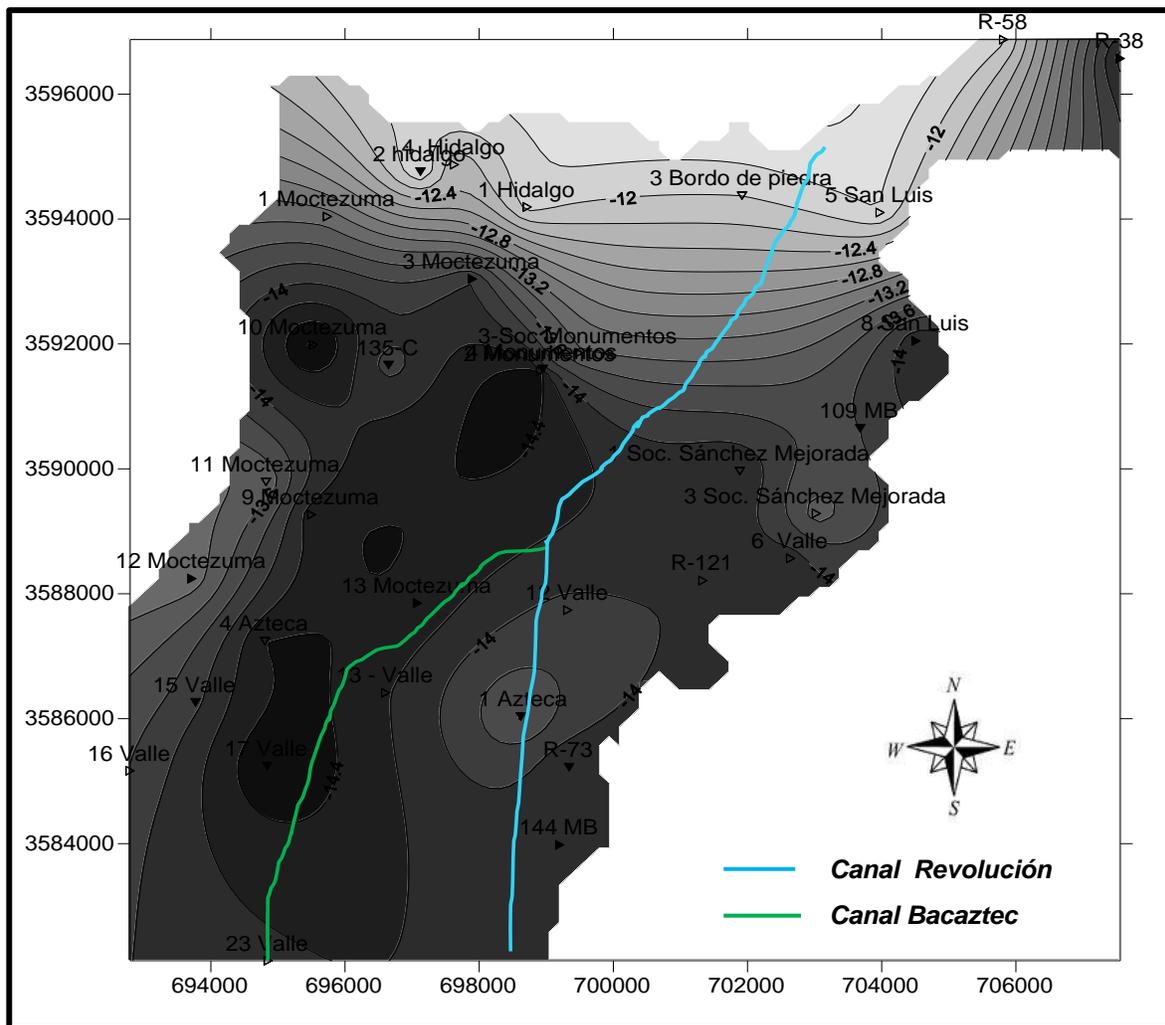


Figura 25. Distribución espacial de la composición de $\delta^{18}\text{O}$ %, en el agua subterránea de los pozos del Módulo de Riego No 1.

Los pozos ubicados en la parte central y al este del área de estudio, presentan menores valores en la composición isotópica, esta área puede estar influenciada por agua antigua del RC, mezclada con agua evaporada producto de la infiltración del

localizan exactamente sobre el área del agua reciente del RC desplazados sobre la línea meteórica del Módulo de Riego No 1.

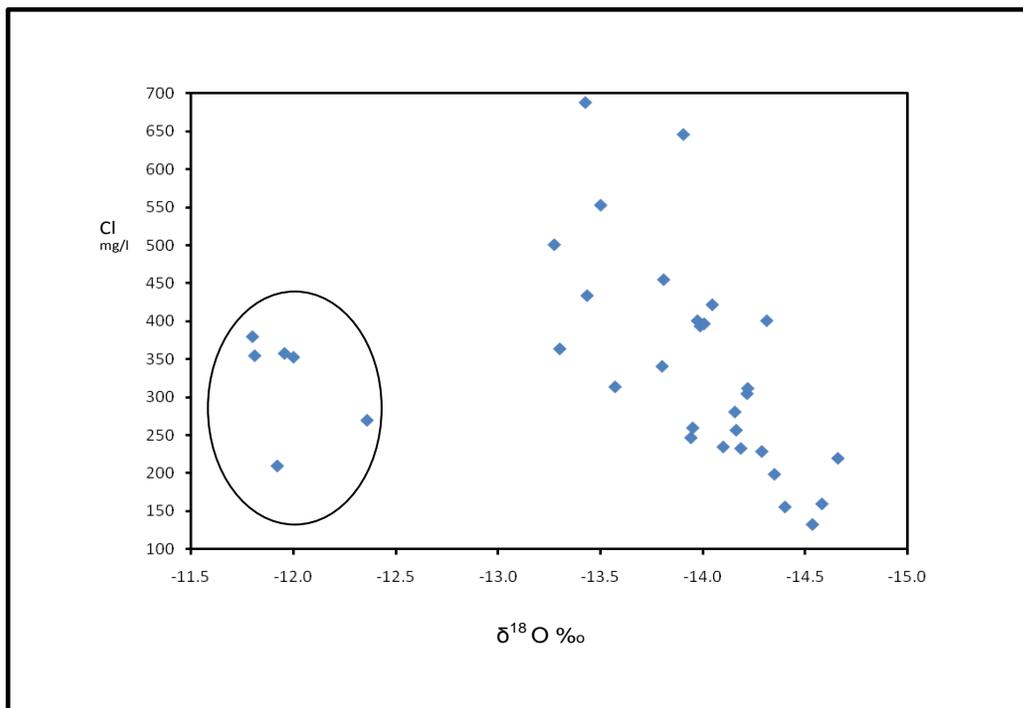


Figura 27. Relación entre la concentración de cloruros y la composición isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ ‰. La elipse agrupa los pozos con una composición isotópica de oxígeno-18 menor a -12.5.

4.3 Modelación Hidrogeoquímica

En el análisis hidrogeoquímico inicial realizado con el programa PHREEQ-C se identificaron siete especies, en las que se basa estudio hidrogeoquímico del área de estudio (Tabla 6), estas son la dolomita, calcita, aragonita, anhidrita, dióxido de carbono, halita y yeso, los primeros tres, se presentan en la mayoría de los pozos estados de subsaturación.

De los pozos analizados, la dolomita está subsaturada en el 63% de los pozos y en un 37% está saturada. En esta fase se presentan pozos con los valores más altos de saturación, la calcita se encuentra subsaturada en el 71 % de ellos, y un 29% saturados; la aragonita se presenta en el 95% de los casos como subsaturada mientras que el 5 % se encuentran saturados. La mayoría de los

Tabla 6. Fases utilizadas en la modelación inversa del programa computacional PRHEEQC

FASE	REACCION DE EQUILIBRIO
ARAGONITA	$\text{CaCO}_3 = \text{CO}_3^{-2} + \text{Ca}^{+2}$
ANHIDRITA	$\text{CaSO}_4 = \text{SO}_4^{-2} + \text{Ca}^{+2}$
CALCITA	$\text{CaCO}_3 = \text{CO}_3^{-2} + \text{Ca}^{+2}$
CO ₂	$\text{CO}_2 (\text{g}) + \text{H}_2\text{O} = \text{H}_2\text{CO}_3$
DOLOMITA	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 = \text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2} + 2\text{CO}_3^{-2}$
HALITA	$\text{NaCl} = \text{Na}^+ + \text{Cl}^-$
YESO	$\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{SO}_4^{-2} + \text{Ca}^{+2} + 2\text{H}_2\text{O}$

pozos tienen fases en sobresaturación y subsaturación, podemos encontrar pozos con todas las fases subsaturadas como el 2-Monumentos, 1 y 3 Sociedad Sánchez Mejorada, 13-Valle y 1-Azteca.

En cada reacción se presentan los diferentes modelos de transferencia de masa (disolución o precipitación de minerales) que resultaron válidos para las condiciones planteadas en el modelo inverso. Cada una de las opciones señala la transferencia de masa (reacciones químicas) que se requiere para lograr que el agua de pozo (solución inicial) adquiera la composición promedio del agua subterránea al final del proceso. Aunque la modelación permite condicionar la incorporación (diluyendo) o salida (precipitando) de cualquier fase mineral en la simulación no se utilizó ninguna restricción. Las fases minerales no estuvieron condicionadas a precipitar o diluir.

Para efecto de un estudio más profundo del comportamiento del agua subterránea se ubicaron cuatro líneas de flujo, tal como se muestra en la Figura 14. La línea de flujo 1 incluye los pozos: 2-Hidalgo, 5-San Luis, R-58, 3-Bordo de Piedra, 4-Hidalgo y 1-Hidalgo, es paralela al RC y mantiene una dirección de Este a Oeste. Esta línea contiene una composición isotópica menor que el resto de los pozos. Las líneas 2, 3 y 4 mantienen una composición isotópica similar entre ellos.

4.3.1 MODELACIÓN LINEA 1: R-58 A 2 HIDALGO.

Composición química al inicio y al final de la línea de flujo.

La composición química del pozo 2 Hidalgo que representa el final de la línea de flujo incrementa la CE en 507 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y la concentración de la mayoría de los elementos (Na con 11 mg/L, Mg 30.4 mg/L, Ca 30.4, HCO_3 188 mg/L, SO_4 130 mg/L, y Cl con 22 mg/L) a excepción del potasio que disminuye con 4.2 mg/L su concentración, tal como se muestra en la Tabla 7.

Línea de flujo hidrogeológico.

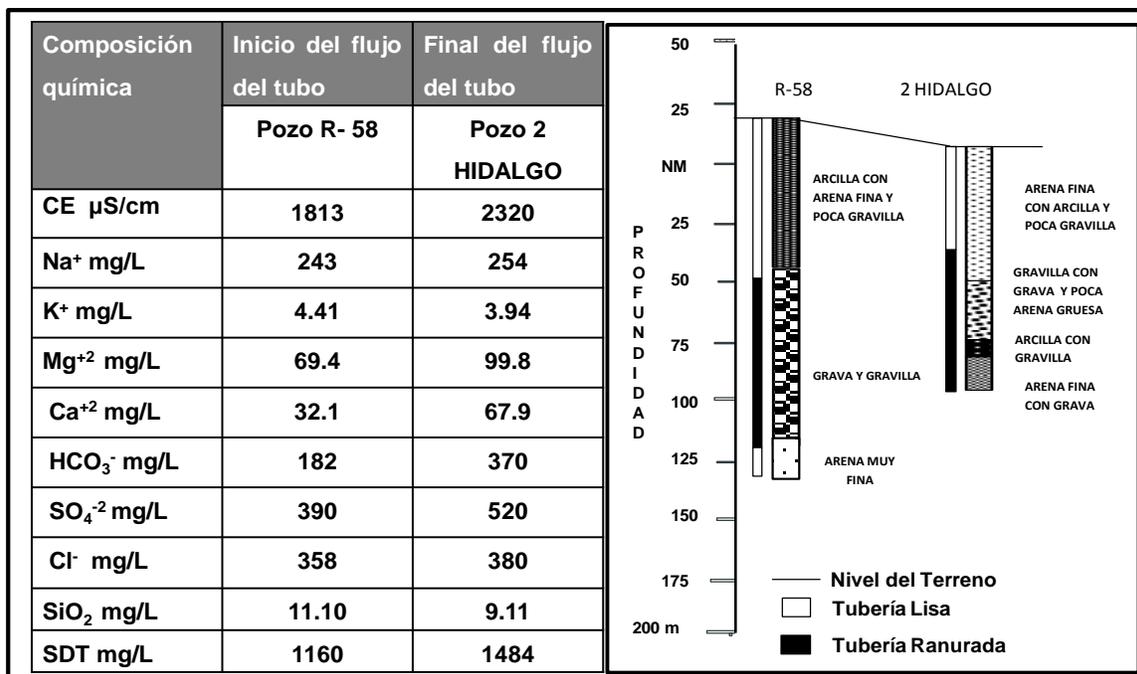
La línea que va del pozo R-58 hasta el 2 Hidalgo forma parte de la línea de flujo 1, está determinado por la similitud en su composición isotópica ($-11.8 \delta^{18} \text{O}$ y $-94 \delta \text{D}$ para el 2 Hidalgo y $-12.0 \delta^{18} \text{O}$ y $-96 \delta \text{D}$ para el pozo R-58), y está asociada a agua de reciente infiltración del RC y por la cercanía con el cauce del mismo, lo cual la hace diferente a las líneas de flujo restantes.

Una diferencia de 4.5 m en el potencial hidráulico entre los dos pozos indica una dirección de la corriente subterránea de Norte al Suroeste a través de la línea de flujo propuesto en esta modelación.

Justificación de la evolución hidrogeoquímica.

La ruta R58 a 2 Hidalgo está trazada desde la parte Norte hacia el Suroeste del Módulo de Riego No 1 (Figura. 28) en forma paralela al cauce del RC, donde la conductividad eléctrica de la solución inicial es de $1813 \mu\text{S}/\text{cm}$ a una composición final de $2320 \mu\text{S}/\text{cm}$, se presentan también incrementos en las concentraciones de los cationes, 43.8% más en Mg, el doble de Ca, 4.5 % en Na, mientras que en los aniones los bicarbonatos se incrementan al doble, los sulfatos el 33% y el cloro un 6%, en esta situación se espera que existan aportaciones mayormente de sodio intercambiándose por calcio y de magnesio, con una presencia mayor de sulfatos y cloruros y en menor medida carbonatos, en la solución del suelo.

Tabla 7. La Tabla de la izquierda muestra la composición química de los pozos R-58 y 2 Hidalgo que intervienen en el análisis de la línea de flujo 2. La profundidad de la tubería ranurada y lisa así como la descripción litológica de los estratos que cortaron ambos pozos se muestran en el diagrama de la derecha.



De acuerdo al estudio litológico, en el estrato trasmisor se encuentran materiales tales como arenas, con arcilla, poca grava y gravilla, en las secciones basales, arenisca calcárea o caliza arenosa, tobas y conglomerados locales, lo que nos presupone una buena conductividad hidráulica. La ranuración de la tubería de pozo R-58 va desde los 72 hasta los 138 m de profundidad y el pozo 2 Hidalgo desde 48 hasta los 118 m lo que permite una comunicación directa entre las aguas colectadas por cada uno de ellos.

Explicación general de los modelos obtenidos

En las reacciones, el signo (+) indica incorporación de los constituyentes químicos de la fase por disolución y el signo negativo (-) indica desincorporación o pérdida de estos elementos por precipitación.

Reacción 1 (Material geológico)_i + H₂O (R-58) ⇒ (Material geológico)_f + H₂O (2 Hidalgo).

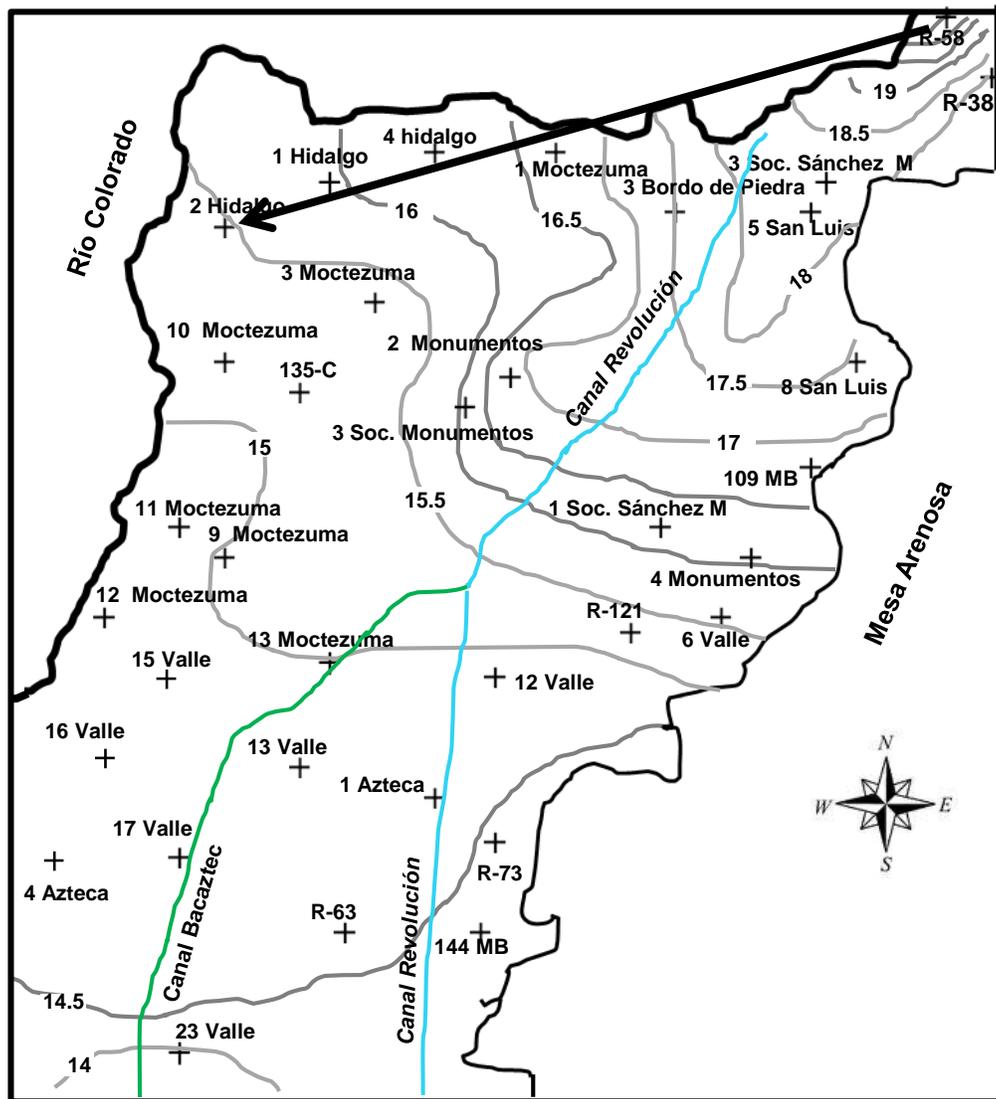


Figura 28. Localización de la línea de modelación de los pozos R-58 a 2 Hidalgo.

Se presentan cuatro modelos en los que se da una incorporación de CO_2 , dolomita, halita y yeso como aportadores de calcio, sodio, cloruros y magnesio, presentándose un intercambio entre sodio y magnesio por calcio, se desincorpora en tres modelos la aragonita y en el cuarto modelo la calcita, también compuestos de sodio se desincorporan en tres modelos, porque en la solución final la halita es la que proporciona el sodio necesario, (Tabla 8 y Figura 29).

Tabla 8. Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos R8 a 2 Hidalgo, el modelo 2 se eligió como el más viable.

R-58 A 2 HIDALGO				
(mmoles/L)				
Modelos	1	2	3	4
Aragonita	-1.6860	-1.6860	-1.6440	-----
Anhidrita	-----	1.2350	-----	-----
Calcita	-----	-----	-----	-1.691
CaX ₂	0.0211	0.0211	-----	-----
CO ₂ (g)	1.6180	1.6180	1.6180	1.589
Dolomita	1.4780	1.4780	1.4570	1.469
Halita	0.5960	0.5692	0.5690	0.472
MgX ₂	-----	-----	0.0211	-0.080
NaX	-0.0422	-0.0423	-0.0420	0.159
Yeso	1.2350	-----	1.2350	1.201

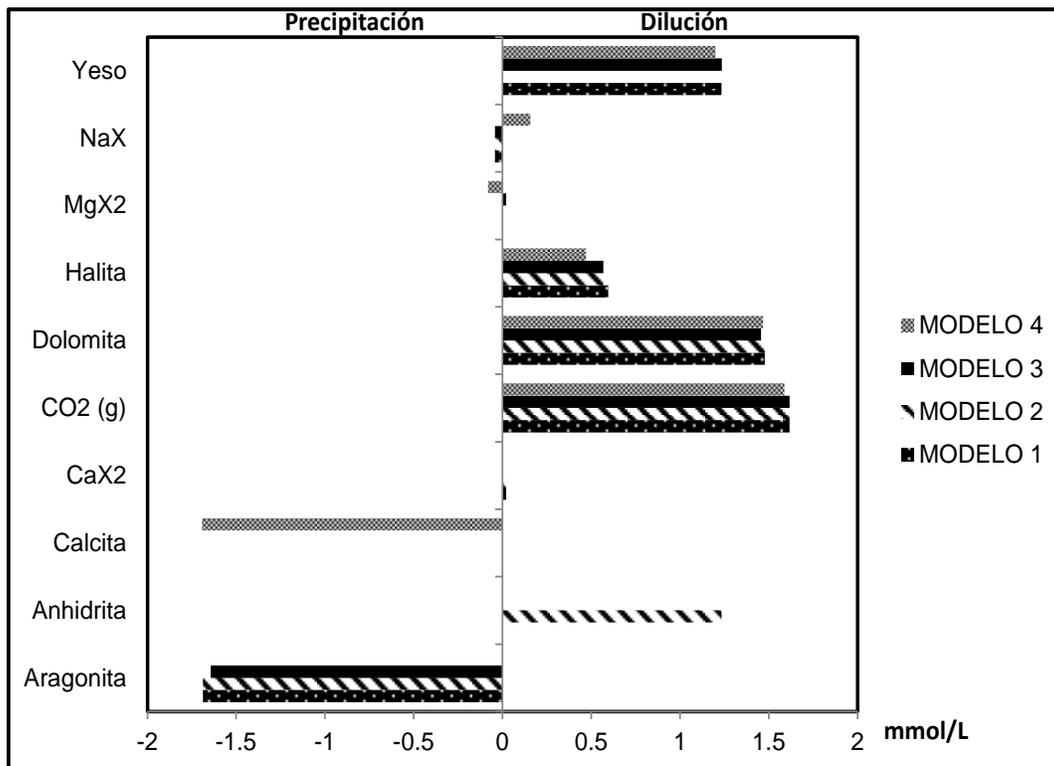


Figura 29. Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos R8 a 2-Hidalgo.

El modelo 2, que se presenta en la Tabla 8 es el más viable dado que la anhidrita y la dolomita son aportadoras de sulfatos de calcio y de magnesio, el calcio restante lo adicionan a la solución compuestos de calcio (CaX_2), se observan pequeñas precipitaciones de sodio, la incorporación de CO_2 interviene en la formación de carbonatos en la solución, por otro lado la halita incorpora sodio y cloro.

Las reacciones descritas en el párrafo anterior se llevan a cabo con una incertidumbre del 9%, se necesitan 0.89 moles de agua de la solución de inicio (R58) para producir 1 mol de agua que la solución final (2-Hidalgo). La incorporación de CO_2 en los cuatro modelos propuestos muestra que existe flujo de agua de reciente infiltración asociada previsiblemente a agua evaporada de retorno agrícola.

Implicaciones del modelo.

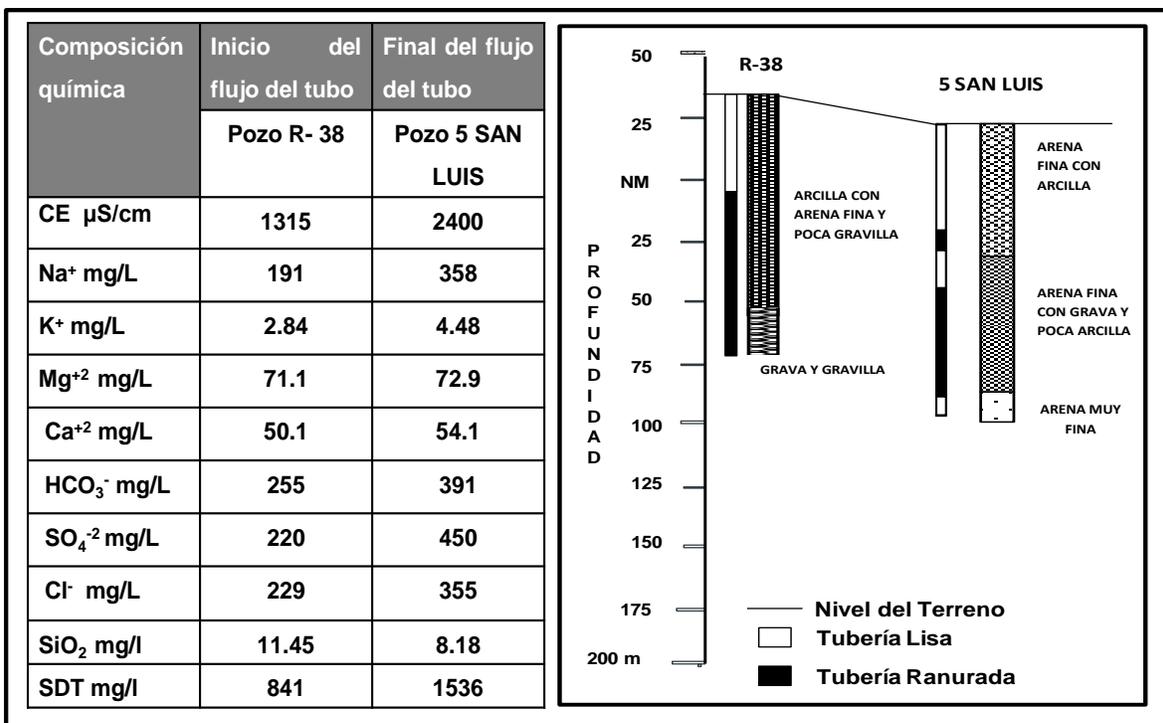
El flujo superficial esporádico del RC se ha visto muy disminuido en los últimos años, por lo que el mejoramiento de la calidad del agua en el flujo subterráneo a través de la recarga no es muy alentador.

4.3.2.- MODELACION LINEA 2: R-38 A 5 SAN LUIS.

Composición química al inicio y al final del tubo de flujo.

La composición química del pozo 5 San Luis que representa el final del tubo del flujo, incrementa su CE en $1085 \mu\text{S}/\text{cm}$, la concentración de todos los elementos aumenta (El Na con $167 \text{ meq}/\text{L}$, el K $1.64 \text{ meq}/\text{L}$, Mg $1.8 \text{ meq}/\text{L}$, Ca $4 \text{ meq}/\text{L}$, HCO_3 $136 \text{ meq}/\text{L}$, SO_4 $230 \text{ meq}/\text{L}$, y el Cl con $126 \text{ meq}/\text{L}$), como se muestra en la Tabla 9.

Tabla 9. La Tabla de la izquierda muestra la composición química de los pozos R-38 y 5 San Luis Hidalgo que intervienen en el análisis de la línea de flujo 2. La profundidad de la tubería ranurada lisa así como la descripción litológica de los estratos que cortaron ambos pozos se muestran en el diagrama de la derecha.



Línea de flujo hidrogeológico.

La dirección del flujo del pozo R-38 a 5 San Luis es parte de la línea de flujo 2, entre ellos existe una diferencia de pendiente de 12 m y una diferencia de 1 m en el potencial hidráulico lo que provoca un desplazamiento del agua subterránea a través del tubo de flujo desde la solución inicial hasta la final en dirección de Norte a Suroeste.

Justificación de la evolución hidrogeoquímica.

En esta línea de modelación del flujo se espera que exista un intercambio de elementos del pozo R- 38 con el pozo 5 San Luis (Figura 30), de esta forma en la composición química del agua subterránea del pozo 5 San Luis es posible que se produzca una mezcla de diferentes tipos de flujo. Los principales elementos que

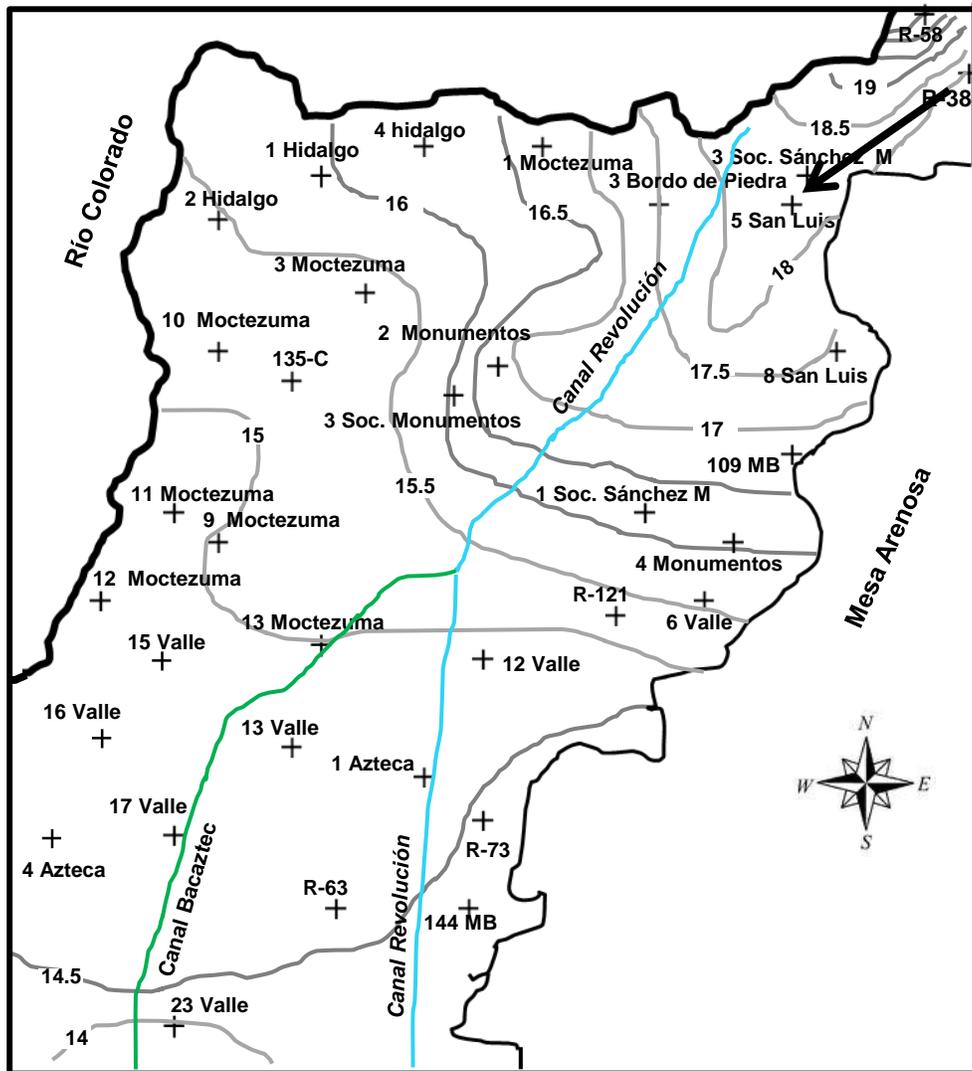


Figura 30 Localización de la línea de modelación de los pozos R-38 a 5 San Luis

pueden formar parte en la dinámica de la química del agua son el calcio, el magnesio y el sodio, en este caso se observa un incremento menor en las concentraciones de calcio y magnesio con respecto al sodio que incrementó el doble de su concentración inicial, considerando que se presentan incrementos en los bicarbonatos, sulfatos y cloruros se espera que los sulfatos y los cloruros de sodio sea los principales responsable de la salinidad el pozo 5 San Luis, (Figura 31).

El intervalo ranurado del pozo R-38 abarca desde los 42 hasta los 102 m de profundidad y la del pozo 5 San Luis de los 75 a los 100 m lo que permite una buena comunicación directa entre las aguas colectadas por cada uno de ellos.

Explicación general de los modelos obtenidos

Reacción 1 (Material geológico)_i + H₂O (R-38) ⇒ (Material geológico)_f + H₂O (5 San Luis)

Se presentan tres modelos donde el yeso se incorpora aportando sulfatos, así también la aragonita incorporando calcio y la halita sodio, el CO₂ se incorpora a la solución en todos ellos, Todos los modelos fueron realizados a 25° C.

El modelo 3 que se presenta en la Tabla 10, es el más viable porque incorpora sodio y cloruros a la solución final a través de la halita, presenta un aumento en los sulfatos que son aportados por el yeso y de carbonatos proporcionados por la aragonita y el CO₂, se desincorpora el calcio intercambiándose por sodio

Con una incertidumbre de 5.5% se indica que 1mol de agua del pozo R-38 fue necesaria para obtener 1 mol de agua del pozo 5 San Luis, esto indica que la solución inicial es enriquecida por la mezcla de agua reciente con agua antigua del RC incrementando la concentración en la solución del final del tubo de flujo (Pozo 5 San Luis), se considera como fuente adicional, agua evaporada de retorno de riego debido a que la solución final posee una composición isotópica mayor que la solución inicial.

De acuerdo al diagrama de Piper las soluciones evolucionan de aguas cloruradas y/o sulfatadas cálcicas y magnésicas en la solución inicial a aguas sulfatadas y/o cloruradas sódicas en la solución final, esto se puede constatar en la composición química del pozo 5 San Luis (solución final) donde los sulfatos, los cloruros y el sodio representan el 76% de los sólidos disueltos.

Dado que el pozo 5 San Luis tiene una mayor composición Isotópica que el R- 38 (-11.8 δ¹⁸ O y -95 δD para el 5 San Luis y -14.3 δ¹⁸ O y -108 δD para el pozo R-58), se confirma que existe la influencia de una fuente de agua de reciente infiltración del RC en el agua subterránea del pozo 5 San Luis. Dado que la tubería ranurada del pozo 5 San Luis se encuentra a 75 m de profundidad, se descarta la posibilidad de mezcla por infiltración de agua evaporada del riego.

Tabla 10. Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos R-38 a 5 San Luis, el modelo 3 se eligió como el más viable.

R-38 A 5 SAN LUIS			
(mmoles/l)			
Modelos	1	2	3
Aragonita	-----	-----	0.811
Anhidrita	-----	-----	-----
Calcita	-----	0.812	-----
CaX ₂	-2.705	-3.111	-3.111
CO ₂ (g)	1.424	1.424	1.424
Dolomita	0.406	-----	-----
Halita	3.556	3.565	3.565
MgX ₂	-0.330	0.076	0.076
NaX	6.069	6.069	6.069
Yeso	2.400	2.400	2.400

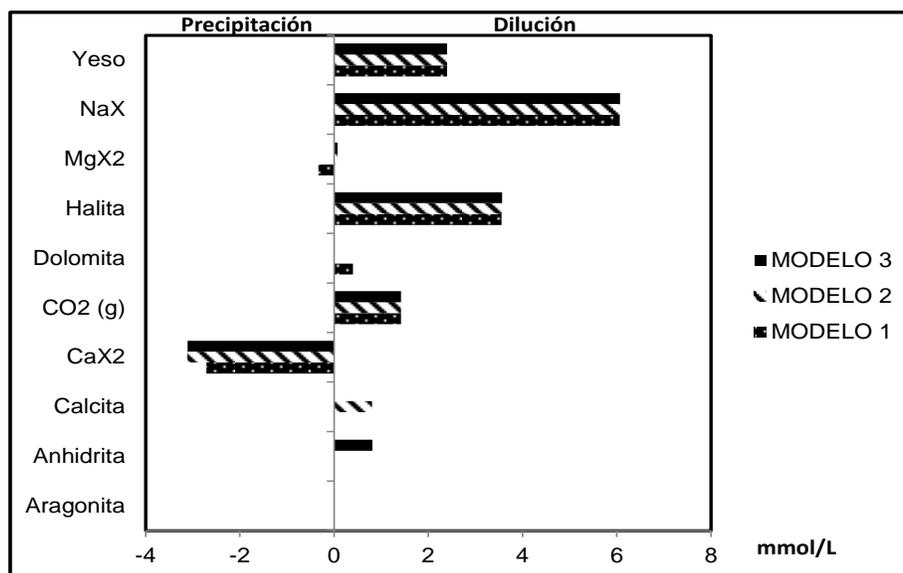


Figura 31. Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos R-38 a 5 San Luis.

Implicaciones del modelo.

La influencia que presenta el pozo R-38 y la mezcla de agua reciente del RC sobre el pozo 5 San Luis determina la mineralización del mismo, si la composición

química del pozo inicial sigue incrementándose el pozo final aumentará también su salinidad en deterioro de la calidad del agua subterránea esto implica un daño gradual en consecuencia del suelo para uso agrícola.

4.3.3.- MODELACION LÍNEA 2: R-38 A 3 MOCTEZUMA

Composición química al inicio y al final del tubo de flujo.

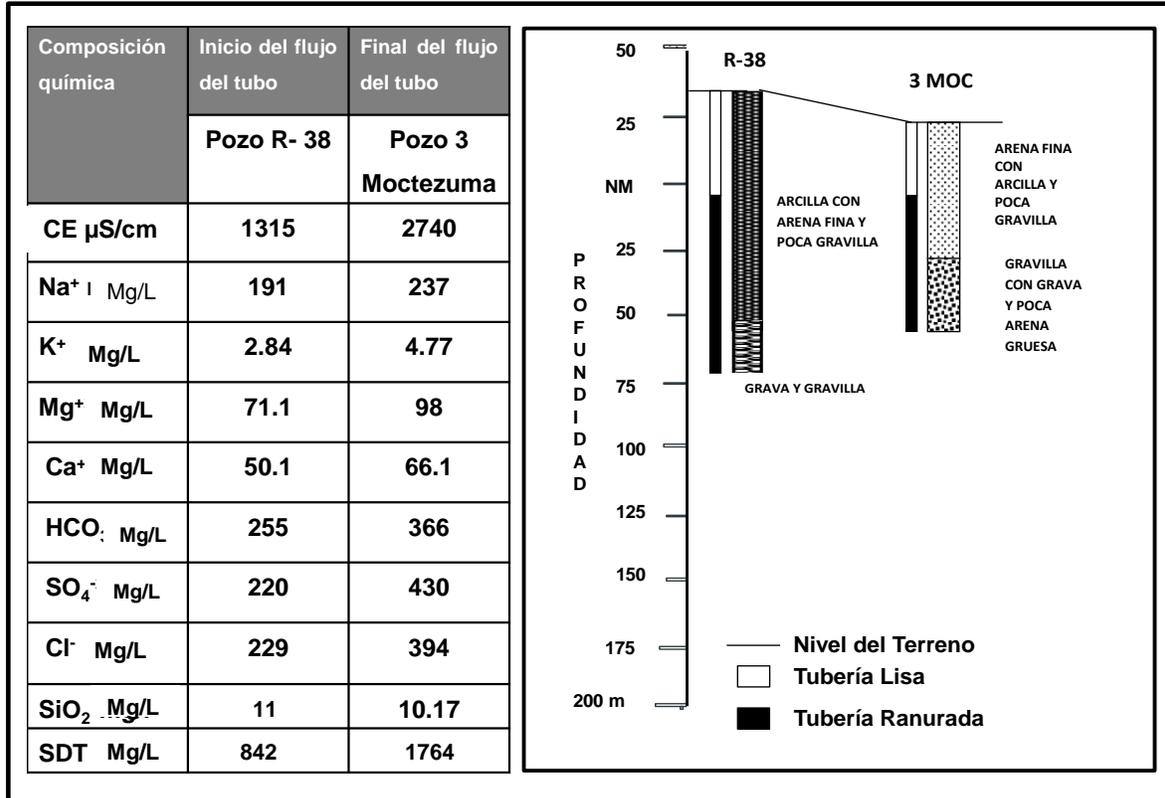
La composición química del pozo 3 Moctezuma posee una CE de 1425 $\mu\text{S}/\text{cm}$ mayor que la del pozo R-38, se observa un aumento de 46 mg/L en la concentración del Sodio en la solución final, 111 mg/L en carbonatos y 210 mg/L en sulfatos, el resto de los elementos su concentración no se incrementa en forma importante, tal como se puede observar en la Tabla 11.

Línea de flujo hidrogeológico

El tubo de flujo desde el pozo R-38 Luis hasta el 3 Moctezuma se traslada a través de una diferencia en el potencial hidráulico de 5 m a lo largo de la línea de flujo 2 en dirección Noreste–Suroeste del Módulo de Riego No 1, esto implica un movimiento del agua subterránea a través del estrato que contiene el acuífero, (Tabla 11).

Los materiales geológicos por los que se mueve el agua subterránea presentan características de buena conductividad, tales como: arena, con arcillas, poca grava y gravilla, la profundidad de la tubería ranurada del pozo 5 San Luis va de los 75 a los 100 m, mientras que la del pozo 3 Moctezuma es de los 25 a los 100 m de profundidad lo que indica una buena conectividad entre las aguas de ambos pozos.

Tabla 11. La Tabla de la izquierda muestra la composición química de los pozos R-38 y 3 Moctezuma que intervienen en el análisis de la línea de flujo 2. La profundidad de la tubería ranurada y lisa así como la descripción litológica de los estratos que cortaron ambos pozos se muestran en el diagrama de la derecha.



Justificación de la evolución hidrogeoquímica.

Comparando la composición isotópica del agua subterránea de ambos pozos (-14.3 $\delta^{18}\text{O}$ y -108 δD del R-38 y -14.0 $\delta^{18}\text{O}$ y -108 δD del pozo 3 Moctezuma) se nota influencia de dos flujos de agua subterránea, un flujo de agua reciente del RC y otro más de aguas viejas del RC (Figura 32), se producen incorporaciones de compuestos químicos durante el recorrido de la línea de flujo entre ambos, como carbonatos, sulfatos, cloruros y pequeñas cantidades de sodio.

La solución del pozo R-38 se clasifica como aguas cloruradas y/o sulfatadas sódicas y la solución final (pozo 3 Moctezuma) evoluciona hacia aguas sulfatadas y/o cloruradas cálcicas y/o magnésicas, esta condición es debida a las altas concentraciones de sulfatos presentes y que son aportados por la mezcla que se

produce con el flujo de agua antigua del RC, la cual es caracterizada como agua sulfatada magnésica según el diagrama de Piper.

Lo superficial de la tubería ranurada en el pozo 3 Moctezuma (25 m de profundidad), nos podría indicar la existencia de un tercer flujo proveniente de la infiltración de agua de retorno de riego, más sin embargo la composición isotópica de la solución final no muestra evidencias de este flujo vertical descendente, ya que dicha composición se mantiene prácticamente igual que la solución inicial.

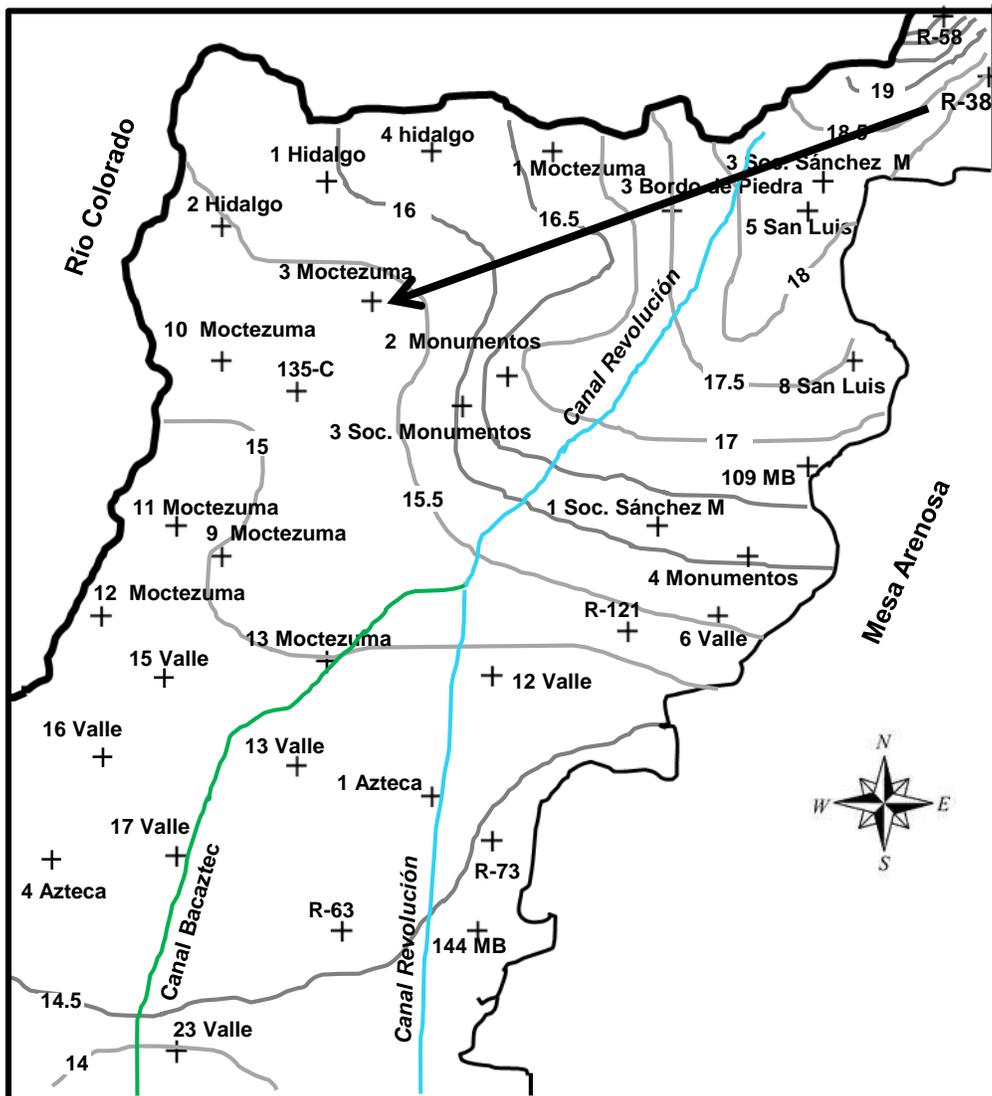


Figura 32. Localización de la línea de flujo de los pozos R-38 a Luis a 3 Moctezuma.

Explicación general de los modelos obtenidos

Reacción 2 (Material geológico)_i + H₂O (R-38) ⇒ (Material geológico)_f + H₂O (3 Moctezuma).

Se presentan 3 modelos, el yeso y la halita se incorporan en todos ellos, la dolomita en uno y la calcita aparece desincorporándose de la solución en dos modelos, se efectúa un proceso de intercambio del sodio por calcio.

Se puede considerar como válido el modelo No. 2 (Tabla 12 y Figura 33) debido a que presenta un proceso de intercambio de sodio por calcio, la dolomita se presenta como aportadora de carbonatos y el yeso aporta sulfatos, mientras compuestos de calcio y aragonita desincorporan carbonatos y calcio de la solución, el CO₂ se incorpora a la solución.

Tabla 12. Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos R-38 a 3 Moctezuma el modelo 2 se eligió como el más viable.

R-38 A 3 MOCTEZUMA			
mmoles/L			
Modelos	1	2	3
Aragonita	-----	-0.023	-----
Anhidrita	-----	-----	-----
Calcita	-2.243	-----	-0.023
CaX ₂	-0.658	-1.768	-1.768
CO ₂ (g)	1.847	1.847	1.847
Dolomita	1.110	-----	-----
Halita	2.330	2.330	2.330
MgX ₂	-----	1.110	1.110
NaX	1.315	1.315	-----
Yeso	-----	2.191	2.191

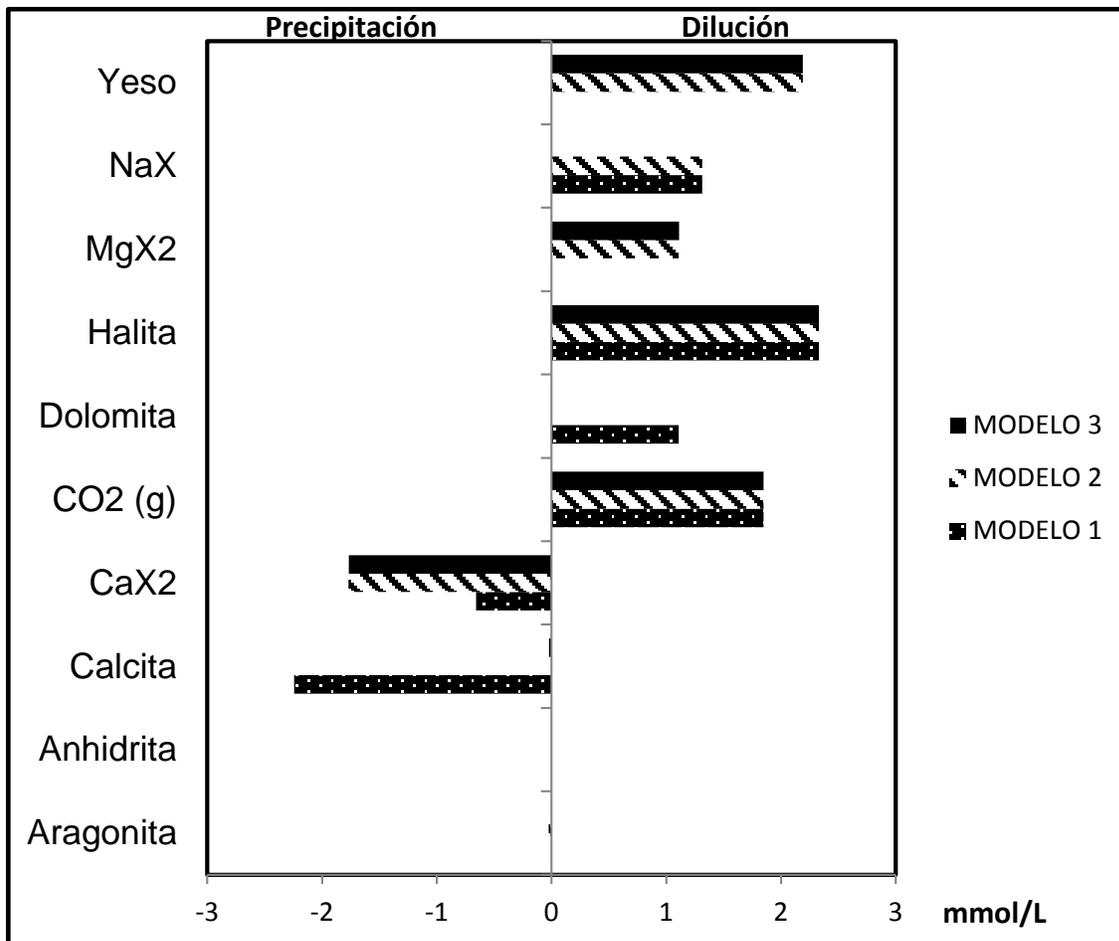


Figura 33. Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos R-38 a 3 Moctezuma.

Con incertidumbre del 7% en el modelo, es necesario un mol del agua del R-38 para formar un mol del agua del pozo 3 Moctezuma, la mineralización de la solución final podría resultar de las aportaciones en la mezcla de agua antigua y agua reciente del pozo R-38, aumentando las concentraciones de los iones mayoritarios.

Implicaciones del modelo

A lo largo de la línea del tubo de flujo entre los pozos R-38 y 3 Moctezuma se presentan incorporaciones de compuestos que determinan la calidad del agua

subterránea en la solución final, la evolución de los flujos de agua subterránea es un factor importante en el incremento de la solución final obtenida en el pozo 3 Moctezuma lo que nos obliga a replantear el manejo del agua para uso agrícola.

4.3.3.- MODELACION LÍNEA 2: 3 MOCTEZUMA A 135 -C

Composición química al inicio y al final del tubo de flujo

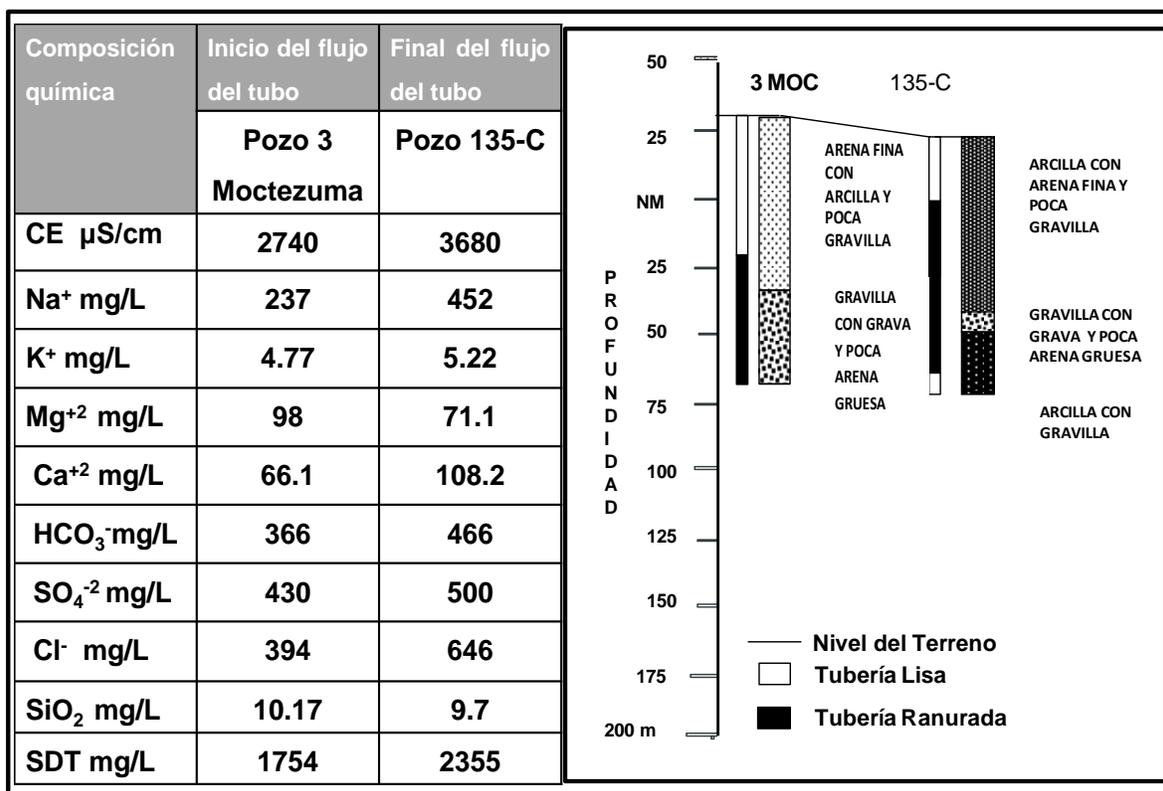
El comportamiento de la composición química del tubo de flujo correspondiente a los pozos 3 Moctezuma y 135-C, es variado, se observa un aumento de 940 $\mu\text{S/cm}$ en la CE al final del flujo y se presenta un incremento notable de algunos elementos que participan en la solución (El Sodio tiene un incremento de 215 mg/L, el Calcio 42 mg/L, Bicarbonatos 42 mg/L, Sulfatos 70 mg/L y Cloro 254 mg/L), el Magnesio presenta un decremento de 27 mg/L en su concentración, como se observa en a la Tabla 13.

Línea de flujo hidrogeológico

La corriente de flujo en esta línea está orientada de noreste a suroeste del Módulo de Riego No 1, con una diferencia de la pendiente natural del terreno de 5 m, en dirección del pozo 135-C al 3 Moctezuma (Tabla 13), la profundidad del manto freático es el mismo en ambos casos pero se espera que el flujo ocurra del primero al último pozo dada la diferencia de 5 m de la pendiente natural del terreno, (Figura 34).

El material que compone el estrato trasmisor en esta línea son de 0 a 70 m arena fina con arcilla y de los 70 a los 90 m, arena revuelta con grava y gravilla, esto permite que el agua se transmita con buena conductividad a través del acuífero, la tubería ranurada del pozo 3 Moctezuma se encuentra a una profundidad que va desde los 50 hasta los 102 m y en el pozo 135-C de los 18 m hasta los 70 m por lo que existe una buena conectividad en el tubo de flujo propuesto.

Tabla 13. La Tabla de la izquierda muestra la composición química de los pozos 3 Moctezuma y 135-C que intervienen en el análisis de la línea de flujo 2. La profundidad de la tubería ranurada y lisa así como la descripción litológica de los estratos que cortaron ambos pozos se muestran en el diagrama de la derecha.



Justificación de la evolución hidrogeoquímica

Considerando la diferencia que existe en la composición química de ambos pozos es posible que haya una evolución del agua del pozo 3 Moctezuma al pozo 135-C. Se presenta intercambio de sodio por magnesio y la dilución del calcio en la solución, el agua de la solución inicial es identificada como agua sulfatada y/o clorurada cálcica y/o magnésica en el diagrama de Piper, mientras que la solución final evoluciona hacia el tipo de agua clorurada y/o sulfatada sódica, el alto contenido de cloro y de sodio en la composición química de la solución final (pozo 135-C) muestra claramente aguas del tipo cloruradas sódicas al final del tubo de flujo, (Figura 35).

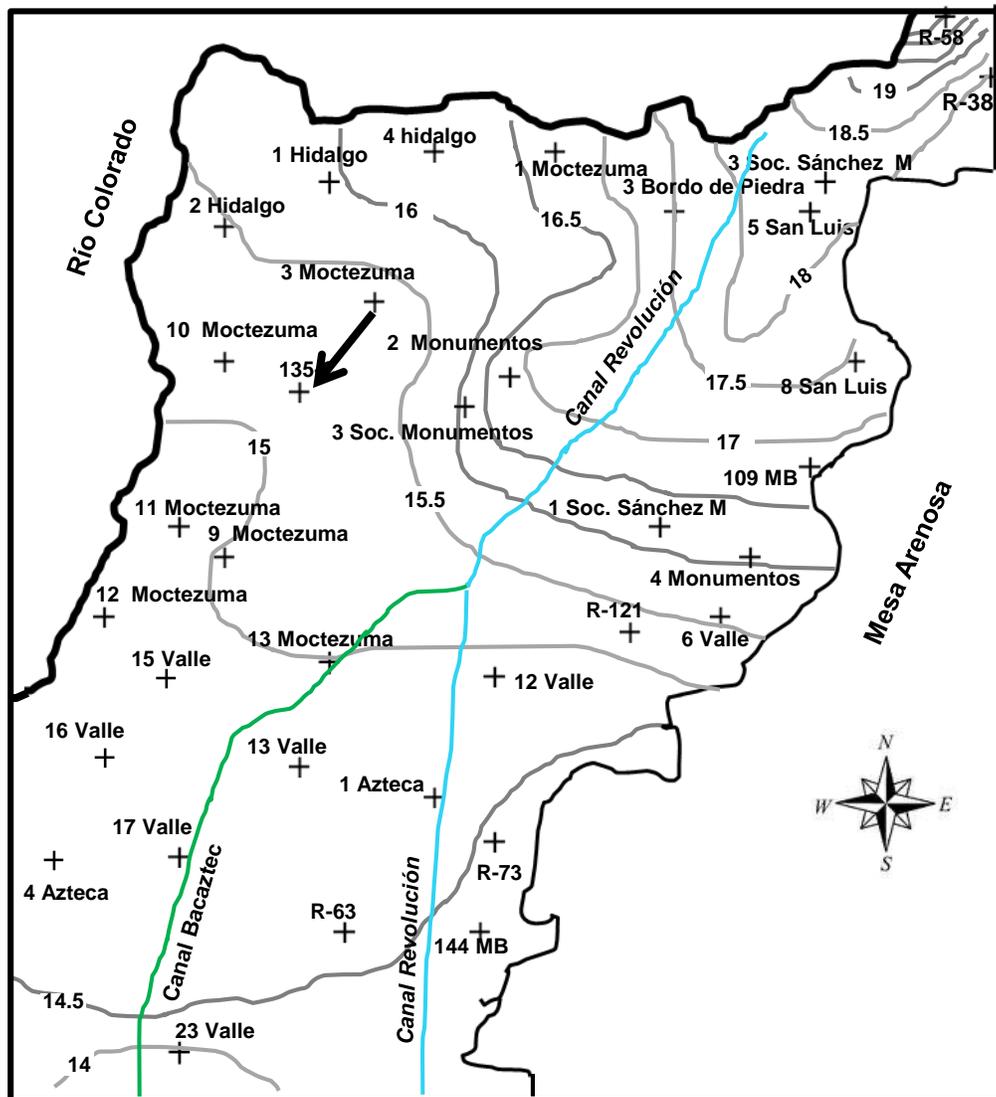


Figura 34. Localización del tubo de flujo de los pozos 3 Moctezuma a 135-C.

Los valores de la composición isotópica de la solución de ambos pozos es similar ($-14.0 \delta^{18} \text{O}$ y $-108 \delta \text{D}$ del pozo 3 Moctezuma y $13.9 \delta^{18} \text{O}$ y $-107 \delta \text{D}$ del 135-C), esto indica que no existe flujo vertical proveniente de agua evaporada de retorno agrícola en la solución final (pozo 135-C) ya que se presentan valores menores de isotopos pesados de agua reciente del RC. Además que en la columna litológica de dicho pozo muestra la existencia de arcilla, por lo que la infiltración vertical es pequeña o casi nula. En este caso para llegar a la composición química de la solución final, se produjo una evolución entre agua reciente y agua antigua del RC.

Explicación de los modelos obtenidos.

Reacción 2 (Material geológico)_i + H₂O (3 Moctezuma) ⇒ (Material geológico)_f + H₂O (135-C).

En la Tabla 14 se presentan 3 modelos incorporándose en todos ellos el CO₂ y la halita, se presenta intercambio entre sodio por calcio o magnesio, la anhidrita aporta sulfatos, y la dolomita carbonatos, compuestos de calcio y magnesio se desincorporan de la solución para dar lugar a la incorporación de sodio. Se presenta un incremento considerable de cloruros y de sodio por la disolución de halita, esto debido probablemente al paso del agua subterránea a través de un horizonte de halita, producto de la evaporación del agua del RC en tiempos ancestrales. La presencia de estratos de halita es común en muchas partes del Valle del RC.

El modelo 3 se considera el más representativo porque es el que mejor describe la evolución del flujo del agua entre ambos pozos, se presenta un intercambio de sodio por magnesio y calcio, siendo la halita la aportadora del sodio y la dolomita de calcio y carbonatos, la anhidrita aporta los sulfatos a la solución.

Con una incertidumbre de 5.5% se indica que 1.095 moles de agua del pozo 3 Moctezuma fue necesaria para obtener 1 mol de agua del pozo 135-C no se considera que exista la presencia de agua evaporada de retorno agrícola, por lo que la composición química de la solución final está estrechamente ligada a la composición del suelo como aportador de cloruros y de sodio.

Tabla 14. Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos 3 Moctezuma a 135-C el modelo 3 se eligió como el más viable

3 MOCTEZUMA A 135- C			
(mmoles/L)			
Modelos	1	2	3
Aragonita	0.981	3.280	-----
Anhidrita	-----	-----	0.067
Calcita	-----	-----	-----
CaX ₂	-0.521	-1.673	-0.003
CO ₂ (g)	0.044	0.044	0.043
Dolomita		-1.152	0.049
Halita	6.648	6.648	6.648
MgX ₂	-1.152		-1.643
NaX	3.346	3.346	3.340
SiO ₂	0.001	0.001	-0.001
Yeso	0.667	0.667	-----

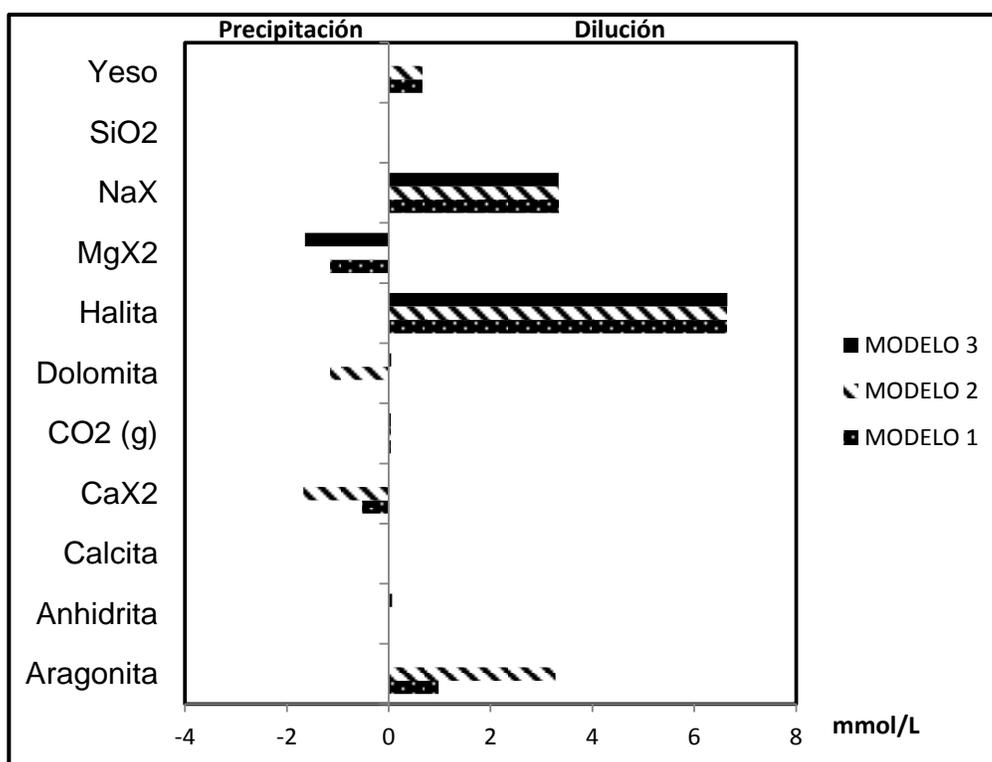


Figura 35 Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos 3 Moctezuma a 135-C.

Implicaciones del modelo

La solución final (pozo 135-C) aumenta la concentración de sólidos disueltos debido principalmente a la posible presencia de un horizonte de halita. Esto sucede en los ambientes de depósito de baja energía como en las zonas deltaicas, en las que quedan cuerpos de agua superficiales sometidos a fuertes procesos de evaporación formando horizontes de halita, que son cubiertos por sedimentos y cuando el agua subterránea pasa por estos estratos a través de un tubo de flujo disuelven la halita aumentando su mineralización, que en general es de mayor cantidad de sodio y cloruros. Es necesario en esta situación, para evitar el daño en la estructura del suelo debido al uso del agua de este pozo tomar las medidas preventivas y correctivas necesarias para evitar que el deterioro del sistema agua-suelo venga a condicionar la producción agrícola.

4.3.4 MODELACIÓN LINEA 2: 17 VALLE A 23 VALLE

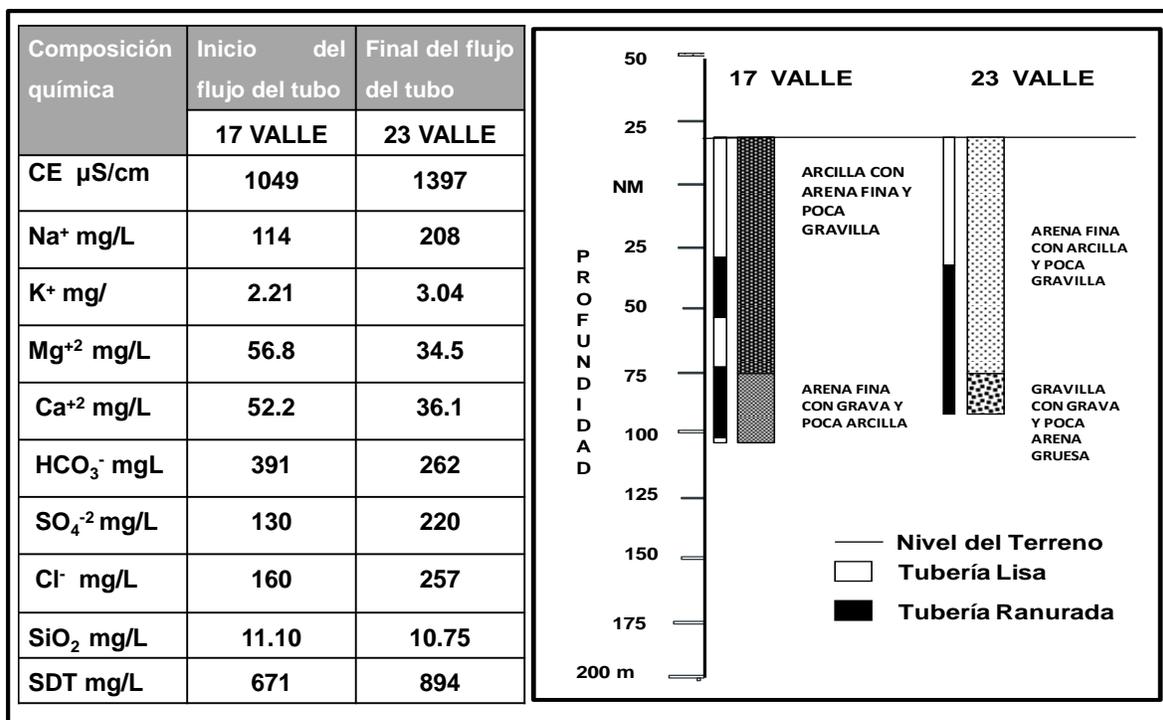
Composición química del agua al inicio y al final del tubo de flujo

La composición química del pozo 23 Valle que representa el final del tubo del flujo incrementa la concentración de los elementos : Sodio en 94 mg/L, Potasio en 0.83 mg/L, Sulfatos 90 mg/L y Cloro 97 mg/L, por otra parte el Calcio presenta un decremento en su concentración de 23 mg/L, el Magnesio 22 mg/L, y los carbonatos 129 mg/L, la CE incrementa su valor en el pozo 23 Valle en 348 $\mu\text{S}/\text{cm}$, como se muestra en la Tabla 15.

Línea de flujo hidrogeoquímico

La dirección de flujo del tubo se presenta desde el pozo 17 Valle a 23 Valle y va de Norte a Sur del Módulo de Riego No 1, con una diferencia en el nivel del manto freático de un metro por lo que desde el punto de vista hidrodinámico es viable el traslado del agua subterránea de un punto a otro, (Figura 36).

Tabla 15. La Tabla de la izquierda muestra la composición química de los pozos 17 Valle y 23 Valle que intervienen en el análisis de la línea de flujo 2. La profundidad de la tubería ranurada y lisa así como la descripción litológica de los estratos que cortaron ambos pozos se muestran en el diagrama de la derecha.



Justificación de la evolución hidrogeoquímica

En la solución final del tubo de flujo (Pozo 23 Valle) se desincorporan el calcio, el magnesio y los carbonatos, esto puede ser producto de la evolución de un flujo de menor concentración que la solución inicial. No es posible que exista influencia del Canal Bacaztec en la evolución de la solución del pozo 23 Valle, porque el agua del canal es de menor calidad, no se presenta tampoco, flujo de agua evaporada de retorno de riego porque en la composición isotópica se mantiene el patrón de una evolución de agua antigua y agua reciente del RC en la solución final (Pozo 23 Valle).

El aumento de las concentraciones de cloruros y sodio se debe al intercambio de calcio y magnesio por sodio y de carbonatos por cloruros y en menor cantidad por sulfatos, de acuerdo al diagrama de Piper la solución inicial está clasificada como agua bicarbonatada sódica y la solución final evoluciona hacia aguas cloruradas y/o sulfatadas sódicas, (Figura 37).

sodio: Por otra parte, salen de la solución los carbonatos a través de la aragonita en un modelo y la dolomita en dos modelos. Únicamente en el modelo 2 la calcita aparece incorporándose. El CO_2 se precipita en dos modelos.

El modelo 3 que se presenta en la Tabla 16 es el más viable por la desincorporación del calcio y el magnesio, intercambiándose por sodio el cual se incorpora a la solución formando halita, de acuerdo a la composición de la solución final donde se aprecia una disminución de carbonatos, la aragonita participa desincorporándose, el yeso por otra parte aporta los pocos sulfatos que se incorporan a la solución final.

Con una incertidumbre de 5 % se indica que 1.376 moles de agua del pozo 17 Valle fue necesaria para obtener 1 mol de agua del pozo 23 Valle, la diferencia entre la salinidad del agua de los pozos en cuestión es de $348 \mu\text{S/cm}$. La incorporación de cloruros y sodio en el proceso de evolución podría ser el responsable, no se puede afirmar que exista influencia de agua evaporada procedente del riego ya que existe un proceso de desincorporación del CO_2 lo que explica la disminución del contenido de carbonatos en la evolución además que la composición isotópica es similar en ambos pozos, indicando una evolución de agua antigua y agua reciente del RC en la solución final de la línea de flujo.

Implicaciones del modelo

En el tubo de flujo perteneciente a la línea 2 se nota una interacción del material geológico incorporando elementos a la solución del pozo 23 Valle, aumentando la concentración de cloruros y sodio.

Tabla 16. Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos 17 Valle a 23 Valle el modelo 1 se eligió como el más viable.

17 VALLE A 23 VALLE			
(mmoles/L)			
Modelos	1	2	3
Aragonita	-----	-----	-0.718
Anhidrita	-----	-----	-----
Calcita	-----	1.118	-----
CaX ₂	-0.978	-1.537	-0.619
CO ₂ (g)	-1.397	-----	-1.397
Dolomita	-0.359	-0.918	-----
Halita	2.361	2.361	2.361
MgX ₂	-0.559	-----	-0.917
NaX	3.074	3.074	3.074
Yeso	0.938	0.938	0.938

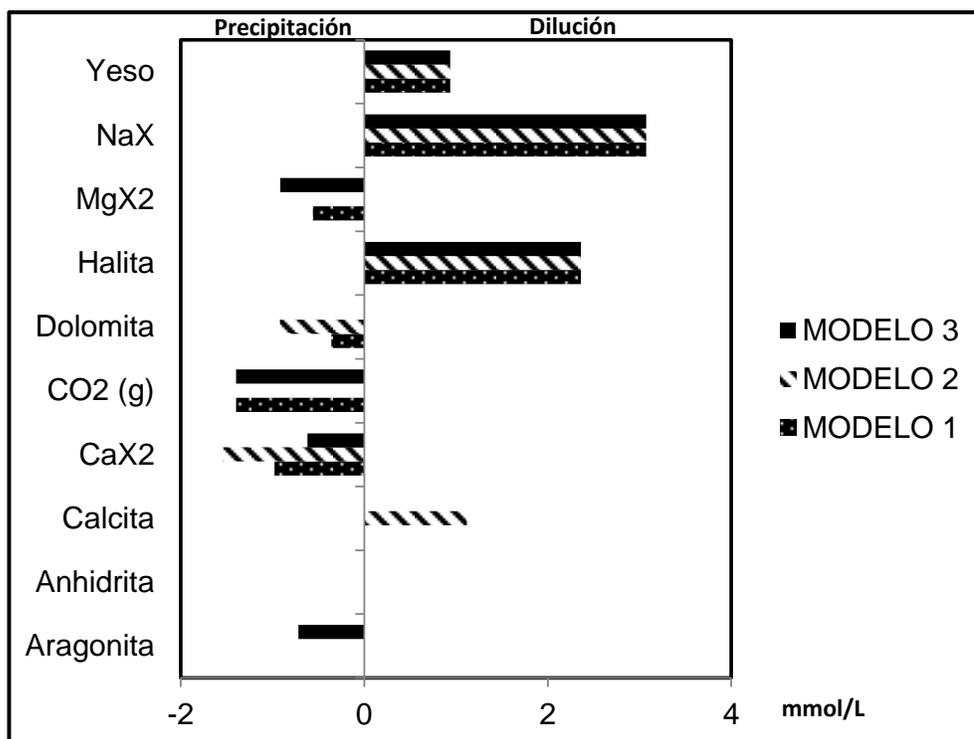


Figura 37 Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos 17 Valle a 23 Valle.

4.3.5 MODELACION LÍNEA 3 : POZO 5 SAN LUIS A 3 SOC. MONUMENTOS

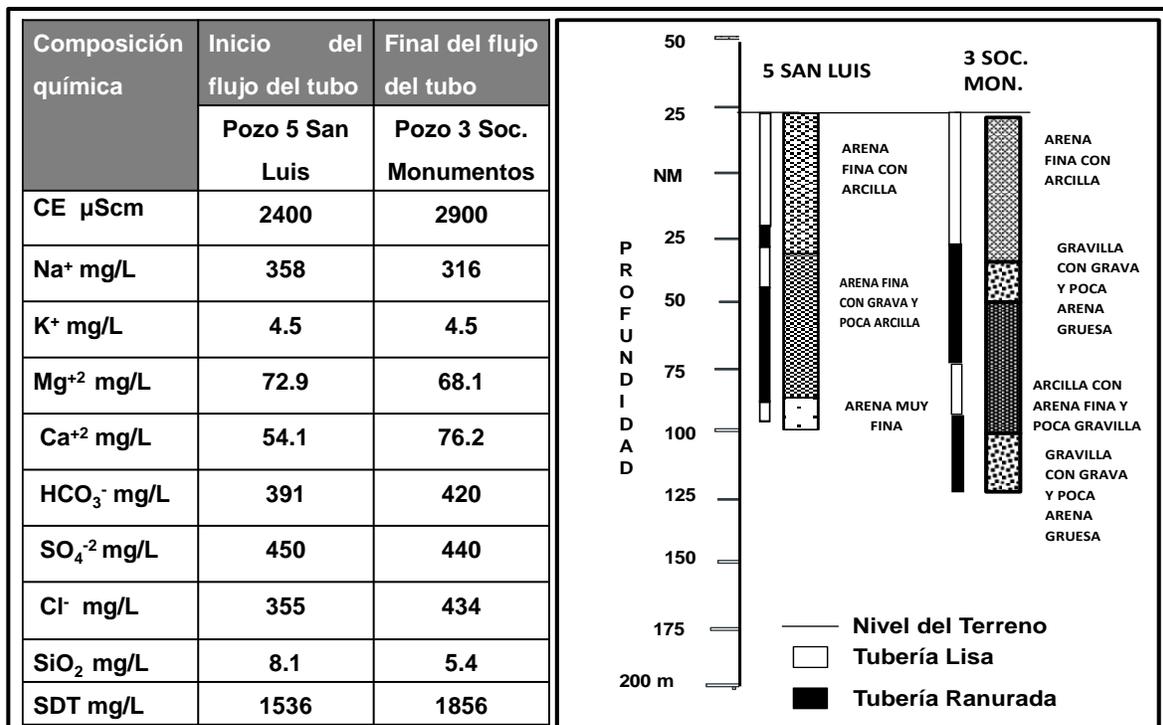
Composición química del agua al inicio y al final del tubo de flujo

La composición química del pozo 3 Sociedad Monumentos que representa el final del tubo del flujo disminuye la concentración de los siguientes elementos: El Sodio sufre un decremento en su concentración 42 mg/L, Magnesio 49 mg/L y el cloro 10 mg/L, se presenta un incremento en los Carbonatos de 29 mg/L, Sulfatos 79 mg/L y Calcio de 22 mg/L, como se muestra en la Tabla 17.

Línea de flujo hidrogeológico

El tubo de flujo que se produce entre los pozos 5 San Luis a 3 Sociedad Monumentos está orientado de Noreste a Suroeste del Módulo de Riego No 1 con una diferencia de dos metros y medio en el nivel del manto freático. En el estudio litológico se encuentran estratos conteniendo arena fina con poca arcilla y poca gravilla, material que cuenta con buenas características de transmisividad, la profundidad de la tubería ranurada del pozo 5 San Luis se encuentra de los 75 a los 100 m, mientras que el pozo 3 Sociedad Monumentos de los 50 a los 100 m posibilitando la trasmisión del agua subterránea entre ambos puntos.

Tabla 17. La Tabla de la izquierda muestra la composición química de los pozos 17 Valle y 23 Valle que intervienen en el análisis de la línea de flujo 2. La profundidad de la tubería ranurada y lisa así como la descripción litológica de los estratos que cortaron ambos pozos se muestran en el diagrama de la derecha.



Justificación de la evolución hidrogeoquímica

En la línea de flujo entre los pozos 5 San Luis y 3 Soc. Monumentos (Figura 38) la solución final se obtiene de un flujo de agua reciente del RC con agua evaporada de retorno de riego de la solución inicial, el comportamiento de los valores de la composición isotópica de la solución final nos indica una evolución del agua subterránea a una composición isotópica menor que la solución inicial. Por medio del programa de computación PHREEQ-C se sometió a evaporación la solución del pozo 5 San Luis hasta obtener la concentración del pozo 3 Sociedad Monumentos, un valor de 10% de agua evaporada de la solución inicial, resultó ser el necesario para alcanzar dicha concentración.

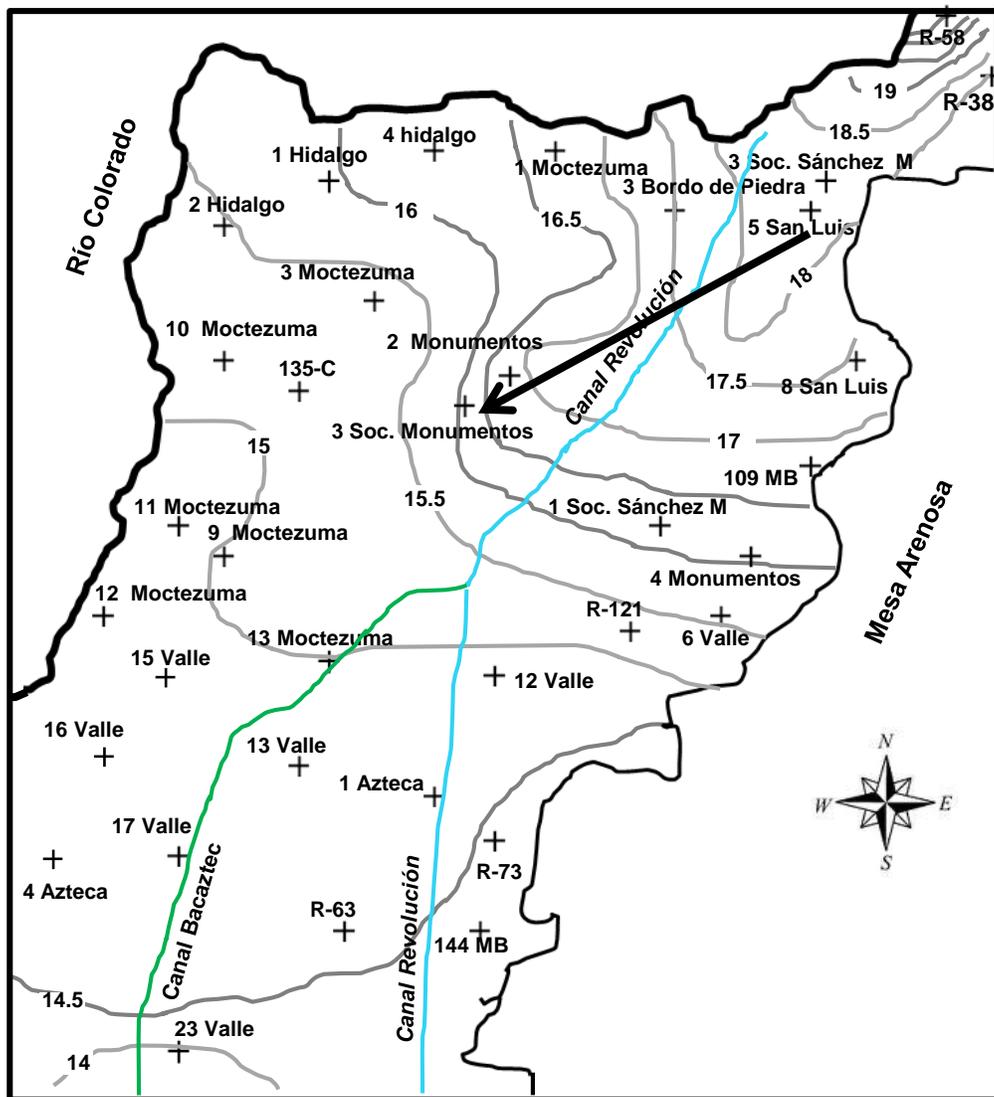
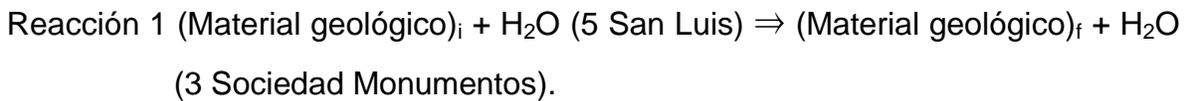


Figura 38. Localización del tubo de flujo de los pozos 5 San Luis a 3 Soc Monumentos.

Explicación general de los modelos obtenidos



Se presentan 3 modelos donde ocurre incorporación de halita y CO₂ en todos los modelos, la dolomita se incorpora en dos modelos y en uno se precipita, la aragonita y la calcita se desincorporan en uno de ellos y el yeso se precipita. En todos, existe un intercambio de sodio por calcio y magnesio, (Tabla 18).

El modelo 2 es el más viable por ser el que representa mejor las reacciones que se generan en el tubo de flujo propuesto, al diluirse la halita aporta cloruros a la

solución, la dolomita proporciona los carbonatos, al precipitarse el yeso salen de la solución sulfatos lo cual se ve reflejado en la composición química del pozo 3 Soc. Monumentos donde disminuye su concentración, compuestos de sodio (NaX) proveen del sodio que sale de la solución produciéndose un intercambio con calcio, aunque la aragonita se desincorporó, otros compuestos de calcio (CaX_2) se diluyen provocando dicho intercambio, (Figura 39).

Con una incertidumbre del 5% se necesitan 0.68 moles de agua del pozo 5 San Luis para formar 1 mol del pozo 3 Soc. Monumentos, esto indica aportaciones de otras fuentes tales como agua evaporada de retorno agrícola y agua antigua del RC, la dilución del CO_2 en la evolución de la mezcla es un posible indicador de lo afirmado, pero también es un generador de bicarbonatos los cuáles aumentan su concentración en la solución final.

Tabla 18. Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos 5 San Luis a 3 Soc. Monumentos, el modelo 2 se eligió como el más viable.

5 SAN LUIS A 3 SOC. MONUMENTOS			
(mmoles/L)			
Modelos	1	2	3
Aragonita	-----	-0.184	2.482
Anhidrita	-----	-----	-----
Calcita	-0.184	-----	-----
CaX_2	1.333	1.333	-----
CO_2 (g)	1.765	0.177	0.177
Dolomita	0.027	0.027	-1.306
Halita	1.252	1.252	1.252
MgX_2	-----	-----	1.333
NaX	-2.667	-2.667	-2.667
Yeso	-0.471	-0.471	-0.471

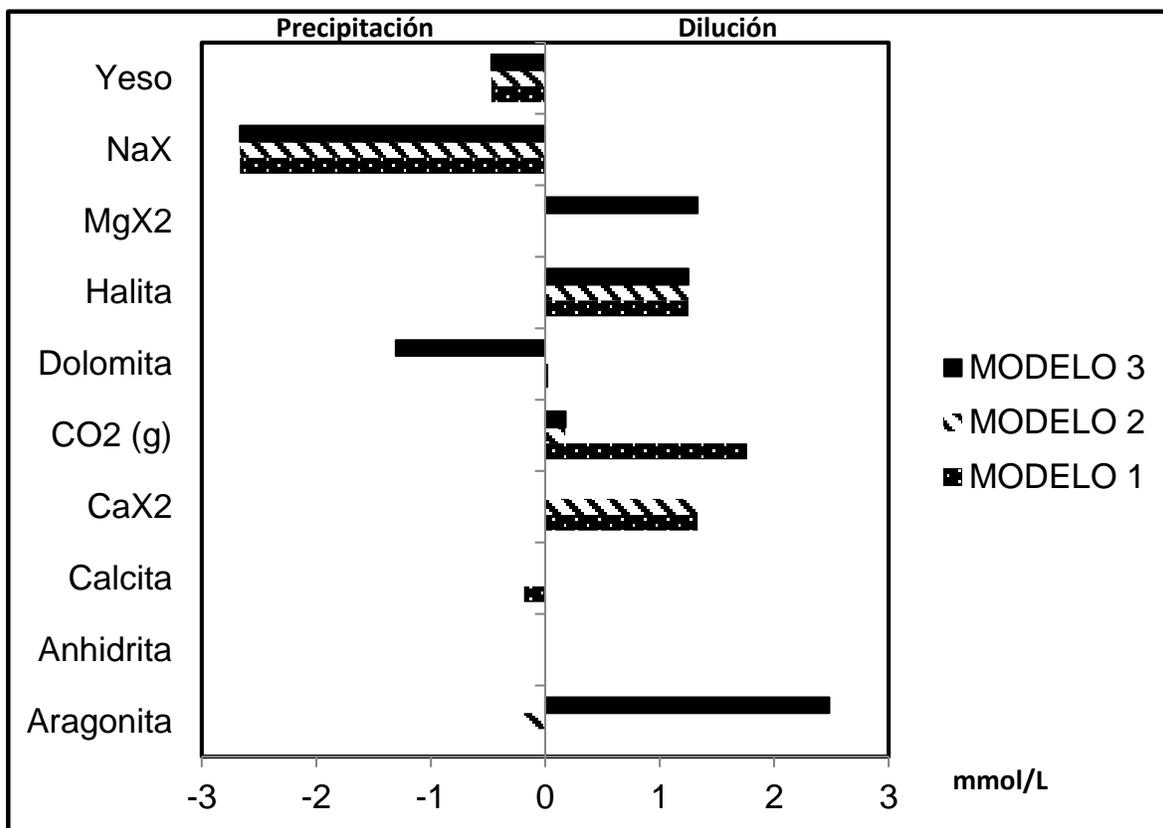


Figura 39 Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos 5 San Luis a 3 Sociedad Monumentos.

Implicaciones del modelo

La solución final (pozo 3 Soc Monumentos) es resultado de un aumento en la mineralización por efectos del agua de retorno de riego evaporada, es necesario entonces que se mantenga un estricto control en la eficiencia de distribución y manejo de dicha agua en su zona de influencia para evitar que el problema siga avanzando y represente un serio problema en la conservación del suelo para uso agrícola.

4.3.8 MODELACION LINEA 4: POZO R-38 AL POZO 4 MONUMENTOS .

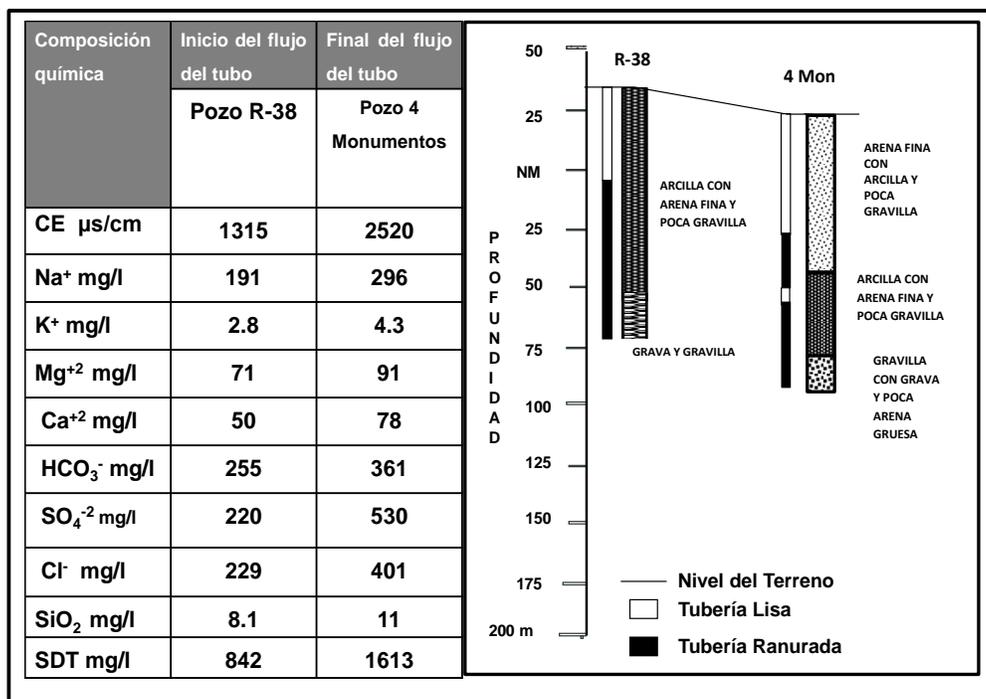
Composición química del agua al inicio y al final del tubo de flujo.

La composición química del pozo 4 Monumentos que representa el final del tubo del flujo aumenta la concentración en los siguientes elementos: Sodio en 105 mg/L, Potasio 1.5 mg/L, Magnesio 20 mg/L, Carbonatos 106 mg/L, Sulfatos 310 mg/L y Cloro 172 mg/L, la diferencia entre la conductividad eléctrica es de 1205 $\mu\text{S/cm}$, como se muestra en la Tabla 19.

Línea de flujo hidrogeológico

El tubo de flujo que se produce entre los pozos R-38 al 4 Monumentos está orientado de Norte a Suroeste del Módulo de Riego No 1 con una diferencia de dos metros en el nivel del manto freático, desde el punto de vista hidrodinámico es viable el traslado del agua subterránea de un punto a otro.

Tabla 19. La Tabla de la izquierda muestra la composición química de los pozos R-38 y 4 Monumentos que intervienen en el análisis de la línea de flujo 2. La profundidad de la tubería ranurada y lisa así como la descripción litológica de los estratos que cortaron ambos pozos se muestran en el diagrama de la derecha.



Justificación de la evolución hidrogeoquímica

En la línea de flujo entre los pozos R-38 al 4 Monumentos (Figura 40) se espera que el primero aporte elementos para formar la solución del segundo pozo, se observa un aumento general en la mineralización de la solución final, lo que representa una incorporación de elementos mayoritarios.

De acuerdo a su contenido isotópico ($-14.3 \delta^{18}\text{O}$ y $-108 \delta\text{D}$ del pozo R-38 y $14.0 \delta^{18}\text{O}$ y $-109 \delta\text{D}$ del 4 monumentos) se presenta una mezcla de agua reciente con agua antigua del RC, de acuerdo al diagrama de Piper, ambas soluciones están clasificadas como aguas cloruradas y/o sulfatadas sódicas, la composición química de la solución final (Tabla 19) nos muestra que los sulfatos y los cloruros predominan sobre los carbonatos, y el sodio sobre el calcio y el magnesio, las altas concentraciones de todos estos elementos con respecto a la solución final es probable que sean el resultado de un tercer flujo de agua subterránea proveniente de la mesa arenosa.

Explicación general de los modelos obtenidos

Reacción 1 (Material geológico)_i + H₂O (R-38) \Rightarrow (Material geológico)_f + H₂O (4 Monumentos).

Se presentan tres modelos donde el calcio, se desincorpora en todos los modelos por medio de los compuestos CaX₂ y en el modelo 3 a través de la calcita, por lo que es probable que se presente intercambio por sodio y magnesio, los sulfatos son aportados por el yeso en dos de los modelos y por la anhidrita en uno de ellos, los cloruros los aporta la halita y el sodio los compuestos NaX, (Figura 41).

El modelo 1 que se presenta en la Tabla 20 es el más viable por la incorporación del sodio y magnesio intercambiándose por calcio los cuales se desincorporan en la solución, los sulfatos y los cloruros se mantienen como compuestos predominantes en la solución, el CO₂ se incorpora en la solución produciendo bicarbonatos, no es probable que sea un indicador de agua evaporada de retorno por la composición isotópica de ambas soluciones, la cual no presenta gran variación.

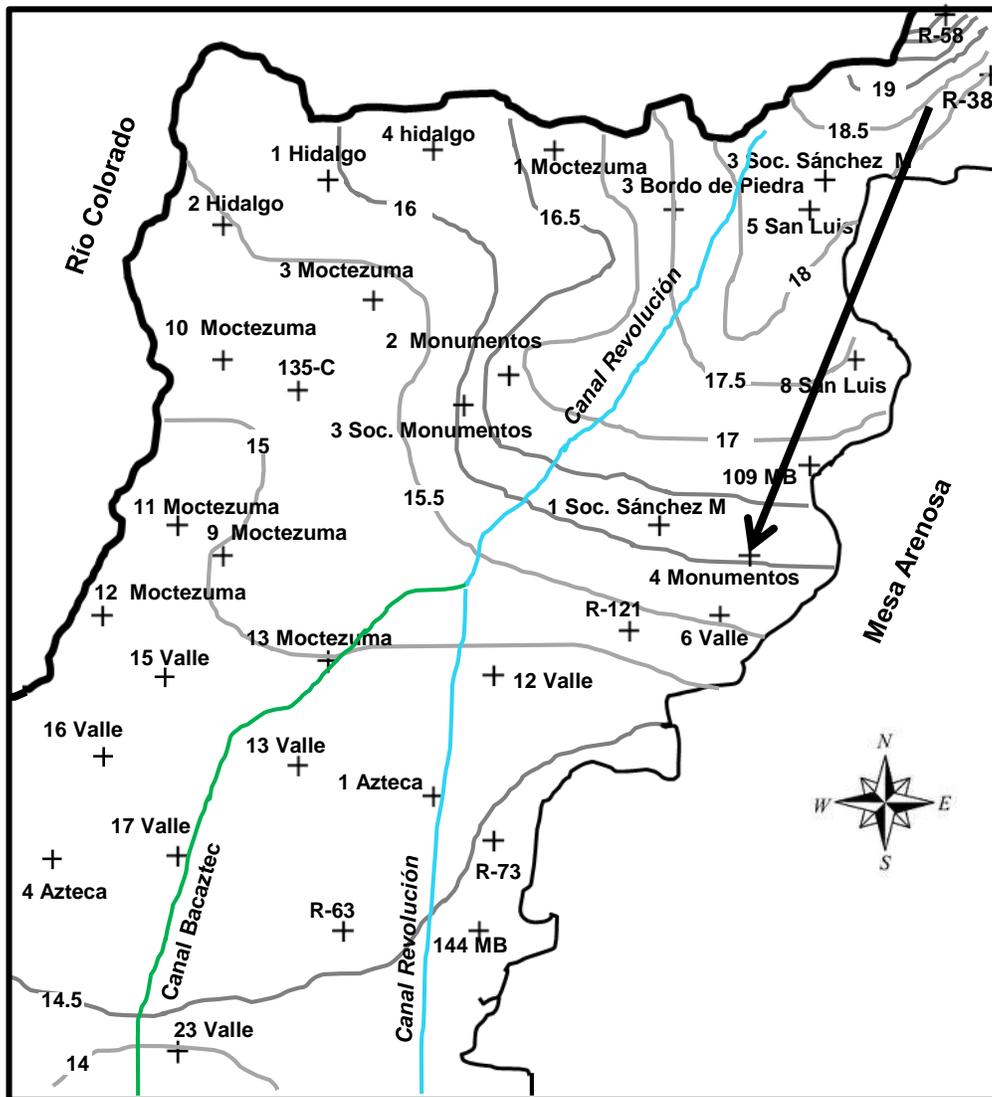


Figura 40. Localización del tubo de flujo de los pozos R-38 a 4 Monumentos

Con una incertidumbre de 8 % se indica que 0.99 moles de agua del pozo R-38 son necesarios para obtener 1 mol de agua del pozo 4 Monumentos, nos indica que el resto de los moles son aportados en parte por agua subterránea proveniente de un flujo de la mesa arenosa.

Tabla 20. Composición química de los pozos R-38 a 4 Monumentos que intervienen en el análisis del flujo y la profundidad de la tubería ranurada y lisa de los mismos.

R-38 A 4 MONUMENTOS			
(mmoles/L)			
Modelos	1	2	3
Aragonita	0.808	-----	-----
Anhidrita	-----	-----	3.235
Calcita	-----	0.808	-0.844
CaX₂	-3.340	-3.340	-2.513
CO₂ (g)	0.935	0.935	0.935
Dolomita	-----	-----	0.826
Halita	3.774	3.774	3.774
MgX₂	0.827	0.827	-----
NaX	5.026	5.026	5.026
Yeso	3.235	3.235	-----

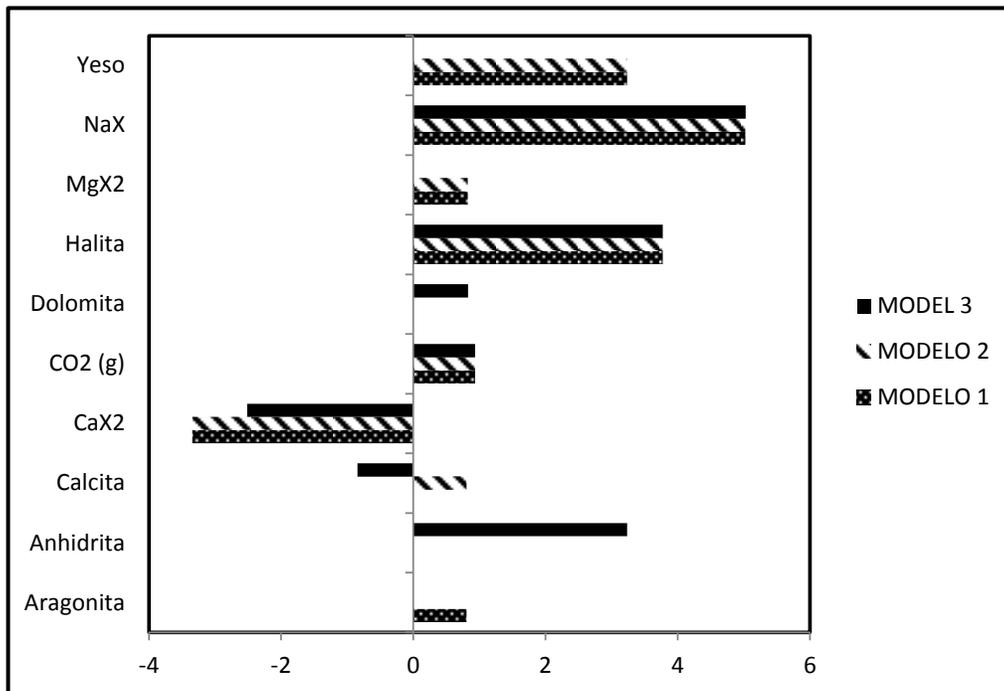


Figura 41. Modelos obtenidos en el tubo del flujo de los pozos R-38 a 4 Monumentos.

Implicaciones del modelo

En el área de influencia agrícola del pozo 4 Monumentos es necesario que se tomen medidas en el manejo del agua de riego con la finalidad de evitar daños en la estructura del suelo, el manejo de grandes volúmenes de agua con baja eficiencia, pueden afectar en un futuro la producción agrícola.

V. CONCLUSIONES

1. No se encontró una correlación entre la profundidad de captación de agua y la calidad de la misma en los 34 pozos analizados, el comportamiento de la conductividad eléctrica y el pH del agua subterránea no sigue un patrón que pueda relacionarse con la profundidad. Esta relación no contempla las profundidades de tubería ranurada y lisa.
2. Los perfiles de salinidad de los niveles estáticos en seis de los nueve pozos muestreados con la sonda 600XLM, presentan una relación directa en cuanto al aumento de salinidad y profundidad, es posible que exista contaminación del agua debido al drenaje por riego agrícola en las capas superficiales del estrato menores a 50 m, que fue la profundidad de muestreo.
3. De acuerdo al diagrama de Piper, el 38% de las muestras de agua de los pozos pertenecen a la familia de las aguas cloruradas sódicas, el 32% a las sulfatadas sódicas y el 30% a la familia de aguas sulfatadas y/o cloruradas cálcicas y/o magnésicas. Esta situación es normal considerando el proceso evolutivo de las aguas subterráneas que se da hasta el final de una cuenca, como es el caso. Los diagramas de Stiff y Schoeller muestran la misma tendencia en la caracterización de las aguas subterráneas siendo predominante en las soluciones, las altas concentraciones de cloro y sodio, mientras que el potasio presenta concentraciones muy bajas.
4. Según la clasificación del agua para uso agrícola considerando la Relación de Adsorción del Sodio (RAS) y la Conductividad Eléctrica (CE), el 73 % de las muestras de los pozos están clasificados como aguas tipo C4S2 y C3S1. Las aguas dentro de estas categorías no son recomendadas en suelos con drenaje deficiente; en suelos con buen drenaje necesitan prácticas de control de salinidad, aunque existe poca probabilidad de alcanzar niveles peligrosos de sodio intercambiable. Sin embargo, en cultivos sensibles se pueden acumular cantidades no deseables de sodio. No obstante, la presencia de

concentraciones altas de cloruro de sodio (NaCl) en la solución, podría a corto plazo potenciar los riesgos de salinización del suelo.

5. La composición isotópica ($\delta^{18}O$ y δD) del agua en el acuífero muestra aguas originadas antes de la construcción del sistema de presas (aguas antiguas del RC) y aguas después de la construcción del sistema sometidas a procesos de evaporación en los vasos (aguas recientes del RC). En la parte norte del Módulo de Riego No 1, el agua de los pozos: 2 Hidalgo, 5 San Luis, R-58, 3 Bordo de Piedra, 4 Hidalgo y 1 Hidalgo, tiene un origen de agua de infiltración reciente proveniente del RC, mezclada con agua primordialmente evaporada debido a un mayor tiempo de exposición atmosférica de la misma. El resto de los pozos presentan una mezcla tanto de aguas reciente como aguas viejas del RC.
6. Los pozos ubicados a lo largo del cauce del RC que se contemplan en la línea de flujo 1, muestran una evolución hidrogeoquímica del agua subterránea que va de la familia clorurada sódica a la sulfatada y/o carbonatadas cálcicas y magnésicas. Dada la evolución del agua al final del flujo y su caracterización isotópica, las fuentes de agua del acuífero proceden de agua de infiltración reciente del RC. Ambas aguas muestran valores isotópicos muy parecidos acordes a agua reciente y la cercanía al cauce del RC permite suponer agua de infiltración directa del mismo.
7. En los pozos localizados en la línea de flujo 2, predominan las familias de aguas cloruradas y/o sulfatadas sódicas. La evolución del agua al final del flujo y su caracterización isotópica nos muestran a lo largo de toda la línea de flujo una mezcla de aguas antiguas y recientes del RC. Particularmente, no existe influencia de agua infiltrada desde el Canal Bacaztec en los pozos 17 Valle y 23 Valle ya que el agua del canal presenta una mayor mineralización en su composición química. No obstante el aumento en el contenido de cloruros y sodio en la solución del pozo 23 Valle podría deberse a la existencia de depósitos de halita en el subsuelo, característicos de zonas deltaicas de baja energía en climas semidesérticos.

8. En la modelación de los pozos 5 San Luis a 3 Sociedad Monumentos perteneciente a la línea de flujo 3, se presenta una mezcla de agua reciente del RC con agua evaporada de retorno de riego, mientras que en la modelación de los pozos R-38 al 4 Monumentos perteneciente a la línea de flujo 4, intervienen los flujos de agua reciente y antigua del RC, con un posible tercer flujo proveniente de la Mesa Arenosa.

RECOMENDACIONES •

- Es necesario el cambio gradual de especies cultivables cuyos requerimientos de agua sean menores, implementando en forma conjunta la tecnificación del riego con el fin de aumentar la eficiencia a nivel conducción y parcelario para evitar la constante contaminación del acuífero por infiltración de agua de riego sometida a evaporación.
- La infiltración de agua evaporada de riego normalmente se da por malas prácticas de riego, principalmente por falta de un drenaje eficiente, por lo que se recomienda implementar una red de drenaje que pueda desalojar los excedentes de agua hacia lugares donde no afecten la calidad del agua del acuífero y mantengan oxigenada la zona radicular de los cultivos.
- Monitorear en tiempos adecuados a las necesidades del Módulo de Riego No 1 los niveles piezométricos del acuífero, así como la calidad del agua de los pozos, con el fin de llevar un control del comportamiento y la calidad del agua del acuífero y dimensionar el problema de la contaminación del agua subterránea.

VI. BIBLIOGRAFIA CITADA

- Allison, L.E., Brown J.W., Hayward H.E., Richards L.A. Bernstein L., Fireman M. Pearson G.A., Wilcox L.V., Bower C.A., Hatcher J.T. y Reeve R.C. (1985). Diagnóstico y rehabilitación de suelos salinos y sódicos. Departamento de Agricultura de los Estados Unidos de América. Editorial Limusa México.
- Aguilera C. M y Elizondo M. R. (1986) Relaciones agua suelo planta atmósfera. Tercera edición. Universidad Autónoma Chapingo.
- Appelo C.A.J. and Postma D. (1996) Geochemistry groundwater and pollution. Third print Balkema Rotterdam.
- APHA-AWWA-WPCF(1992) Métodos Normalizados para el análisis de agua potable y residual. Ediciones Diaz Santos S.A. Madrid España cap.3 y 4.
- Arbat G., Puig J., Barragán J., Bonany J. y Ramírez de Cartagena F.(2005) Modelación directa e Inversa de la Dinámica del Agua en una Plantación de Manzanos regada por Microaspersión. Estudio de la Zona No Saturada del Suelo Vol. VII. Gerona España.
- Barocio F.C. (2000). Los problemas de salinidad y drenaje en los distritos de riego de México. X Congreso Nacional de Irrigación Chihuahua, Chih. Mex.
- Cardenal J., Benavente J., Andreo B. y Carrasco F. (1999) Hidrogeochemical modeling of the drip water in the Nerja Cave (Málaga). Geogaceta , 25, ISSN: 0213683X, 63-65. España.
- Carreón C., Ramírez J., Vega M.(1995) Aplicación del diagrama de Stiff como herramienta geoquímica en la exploración geotérmica del Valle de Mexicali, Baja California. Ingeniería Hidráulica en México, Vol.X, Num. 3, Mexicali BC, México.
- CEA (2004). Estudio de diagnóstico y propuesta de soluciones para el Desarrollo Hidroagrícola de la región de San Luis Río Colorado, en el Estado de Sonora. Gobierno del Estado de Sonora.

- CEDEX. (1996) Generalidades sobre isótopos estables del agua .Curso sobre Hidrología. Universidad Autónoma de Madrid, España.
- Craig H. (1961) Isotopic variations in meteoric waters. Journal Name: Science See Sainsu; Journal Volume: Vol: 133, SIENDS1, University of California la Jolla. USA.
- Custodio E. y Llamas M.R. (1983). Hidrología Subterránea. Segunda Edición corregida. Ediciones Omega. Tomo 1. Barcelona España.
- Dickinson J. E., Land M., Faunt C. C., Reichard E. G., Fleming J.B. y Pool D.R. (2006) Hidrogeologic Framework refinement, ground-water flow and storage, water-chemistry analyses, and water-budget components of the Yuma area, southwestern Arizona and Southeastern California. Scientific Investigations Report 2006-5135. USA.
- Fagundo J.R., Suárez M., González P., C. Meleán C. (2003) Aplicaciones de la química-física en la hidrogeología. Centro Nacional de Termalismo “ Victor Santamarina”. Contribución a la Educación y la Protección Ambiental Vol. 4.ISBN 959-7136-20-1.La Habana Cuba.
- Gallardo K. L.(2002) Modelación Directa e Inversa para Trazas Atmosféricas. Centro de Modelamiento (CMM), Universidad de Chile.
- Gourcy L. y Aggarwal (2004) Isotope hydrology and the role of the ISEA. XXXIII Congreso IAH, 70 Congreso ALHSUD. Zacatecas Mexico.
- Gutierrez A. S., Silva De La Rosa B.F., (1998). Aplicación de un modelo hidrogeoquímico en el Valle del Mezquital, Hidalgo. Comisión Nacional del Agua México, Congreso Internacional de Ingeniería Ambiental. 26 (AIDIS 98). Lima Perú.
- Hem J. D. (1985) Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water. U.U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2254, library of Congress Catalog-Card No. 85-600603. Dallas Texas USA.

- Huizar A. R., Méndez G. T. y Madrid R. R.(1995). Hidrogeoquímica del Agua Subterránea de la Subcuenca de Apan-Tochac,Hidalgo,México. XII Congreso ALHSUD. Zacatecas México.
- Lecomnte L. K. (2003) Verificación y validación de modelos geoquímicos realizados con un software específico. Problemas del Conocimiento en Ingeniería y Geología, Vol I. Editorial Universitas Córdoba Argentina. Pp 65-76.
- López L. A. (2001) La salinidad del agua en el Distrito de Riego No 014, Río Colorado, Baja California y Sonora. 1er Simposio Internacional sobre salinidad del Río Colorado. San Luís Río Colorado, Sonora.
- Manzano M., Bocanegra E.M. y Martínez D. E. (2001) La modelación hidrogeoquímica como herramienta en estudios hidrogeológicos. Boletín Geológico y Minero, ISSSN 0366-0176, Vol. 111, No. 4, pags. 83-97. Argentina.
- Niels O.J, Brucek, Banoeng Y. (2001) Environmental isotopes ^{18}O , ^2H and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ as a tool in groundwater investigations in the Keta Basin Chana. Hydrogeology Journal 9:190-201.
- Olmsted F.H., Loeltz J.O. and Burdge I. (1973) Geohydrology of the Yuma Area, Arizona and California. Water Resourse of Lower Colorado River-Salton Sea. Geology Survey Professional. Paper 486-H
- Orihuela-Calvo, D. L., J.C. Hernández D. J., Pérez M. S.y Marijuan de Santiago L. (2005) Estudios de la variación y evolución de índices de calidad agroquímicos e hidrogeoquímicos de las aguas drenadas de columnas de suelos calizos de Andalucía. Estudios de la Zona no Saturada del suelo Vol. VII. Madrid España.
- Ortega H. J., (2002) Modelación Inversa. Universidad de Chile. Centro de Modelamiento Matemático.Santiago de Chile.
- Palacio B. P., Betancur V. T.(2007) Identificación de fuentes y zonas de recarga a un sistema acuífero a partir de isótopos estables del agua. Grupo de

Ingeniería y Gestión Ambiental Facultad de Ingeniería, Universidad de Antioquía, Colombia.

Pannarello O. H., Ostera H. A., Violini C., Cordero R., Torres V. C., Fasola M. (2002) Aplicación del análisis de isótopos naturales en el estudio del origen de la salinización en un yacimiento en Argentina. Centro de Tecnología Argentina.

Parkhurst D. and Appelo C.A.J. (1999) User's guide to PHREEQC (version 2) a computer program for speciation, batch-reaction one dimensional transport and inverse geochemical calculations. Water Investigations report 99-485.

KoniKow, L.F. (1996) Uso de modelos numéricos para simular el flujo y el transporte subterráneo. United States Geological Survey. IGME Temas: Guías y Manuales. ISBN: 84-7840-465-1. Reston Virginia, USA.

Ramírez-Hernández. J. (1997) Estudio de las relaciones hidrogeológicas del acuífero superior del valle de Mexicali con aguas geotérmicas superficiales". Tesis Doctoral. Dpto. de Geología de la Universidad de Alcalá de Henares, España.

Ramos L. J., Durazo J., Gonzalez M. T., Juárez S. F., Cortés S. A. y Johannesson H. K. (2007) Evidencias hidrogeoquímicas de mezcla de flujos regionales en el acuífero de la Muralla, Guanajuato. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 24, num 3, México. 293-305 .

Rangel M.M, Monreal S.R., Morales M.M. y Castillo G.J (2002) Vulnerabilidad a la intrusión marina de acuíferos costeros en el Pacífico Norte Mexicano: un caso, el acuífero Costa de Hermosillo Sonora Mexico. Revista Latino-Americana de Hidrogeología 2:31-51.

Reclamation Bureau (2011) Upper Colorado Region. Salinity Control Program. Consultado en: <http://www.usbr.gov/uc/progact/salinity/index.html>. el día 25 de noviembre del 2011.

Rozanski K., Mook W. G. (2001) Environmental isotopes in the hydrological cycle :Principles and applications. IHP-V 1 Technical Documents in Hydrology 1

No. 39, Vol. 111 UNESCO, Paris, Francia, United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization International Atomic.

Schroeder R.A., Setmire J.G., and Densmore, J.N., (1991) in Drainage and irrigation, W.F. Ritter, ed., Use of stable isotope, tritium, soluble salts, and redox-sensitive elements to distinguish ground water from irrigation water in the Salton Sea basin: American Society of Civil Engineers, p. 524–531.

Snoeyink V.L. y Jenkins D (1990) Química del agua. Ed. Limusa. México D.F.

Smith I. G., Friedman I., Klieforth H., Hardcastle K. (1978). Areal Distribution of deuterium in Eastern California precipitation, 1968-1969. Journal of applied Meteorology, vol. 18. USA.

Tello H.E. (2004) Métodos Geoquímicos aplicados a la exploración y explotación de recursos geotérmicos. Curso Taller . Comisión Federal de Electricidad. Mexicali B.C. México.

Thompson A., Demir Z., Mason D. et al (2008) Groundwater Availability Within The Salton Sea Basin. Final Report LLNL-TR-400426, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore California 94551.

UNAM (2005) Colecta, conservación y almacenamiento de muestras de agua. Manual de Geoquímica Ambiental. Centro de Geociencias de la Universidad Autónoma de México, Campus Juriquilla.

Universidad de Chile. (2005) Dpto de ingeniería Civil. Estudio de Intrusión Salina en Acuíferos Costeros: Sector Costa Quebrada los Choros. IV Región. Informe final S.I.T. No 109. Chile.

Valenzuela V.L, Ramírez-Hernández J. y Sol U. A. (2009) Estudio Hidrogeoquímico de las Aguas Subterráneas de la Margen Izquierda del Río Colorado. 1er Simposio Nacional de Investigación sobre Cultura, Desarrollo y Medio Ambiente en la Frontera Norte. CESUES, San Luis Rio Colorado, Sonora México

Velez O. M., Rhenals G. R. (2008) Determinación de la recarga con isótopos ambientales en los acuíferos de Santa Fe de Antioquía. Escuela de Geociencias y Medio Ambiente, Universidad Nacional de Colombia.