



UNIVERSIDAD DE SONORA

DIVISION DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

*MODELACIÓN NUMÉRICA DE FLUJO Y
TRANSPORTE DE LA REGIÓN COSTERA
DEL VALLE DE SAN JOSÉ DE GUAYMAS,
SONORA, MÉXICO, UTILIZANDO EL
PROGRAMA SEAWAT*

TESIS

Que para obtener el grado de:

MAESTRÍA EN CIENCIAS-GEOLOGÍA

PRESENTA:

AN HO ANTONIO TAYLOR CASTILLO



Hermosillo, Sonora, Julio de 2017

Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



**"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"**



Excepto si se señala otra cosa, la licencia del ítem se describe como openAccess



INDICE

ABSTRACT	2
INTRODUCCIÓN	11
I.1 Objetivos	11
I.2 Hipótesis de trabajo.....	12
I.3 Metodología de trabajo.....	12
I.4 Estudios Previos.....	13
II. GENERALIDADES	16
II.1 Localización del área de estudio	16
II.2 Geomorfología.....	18
II.3 Geología.....	19
III.4. Hidrografía	24
III.5. Tipos de Climas.....	25
III.5.1. Estaciones climatológicas	26
III.5.2. Análisis de parámetros	26
III. MODELO CONCEPTUAL	30
III.1. Modelo Hidrodinámico.....	32
III.1.1. Censo de Aprovechamientos	32
III.1.3. Piezometría	47
III.2 Integración y discusión de la geofísica con respecto al comportamiento hidráulico del acuífero	64
III.2.1. Re-interpretación de secciones geofísicas.	68
III.2.2. Caracterización Hidroestratigráfica	77
IV. MODELACION MATEMATICA	89
IV.1. SIMULACION DE FLUJO (MODFLOW)	89
IV.1.1 Código de simulación MODFLOW	89
IV.1.2. Discretización espacial y temporal.....	90
IV.1.3. Asignación de parámetros acuíferos	94
IV.1.4. Asignación de condiciones de borde	98



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.



IV.1.5. Condiciones Iniciales.....	104
IV.2. SIMULACION MODELO DE TRANSPORTE (SEAWAT)	106
IV.2.1. Ecuaciones gobernantes	106
IV.2.2. Código de simulación SEAWAT	113
IV.2.3. Discretización temporal del modelo de transporte	114
IV.2.4. Condiciones de borde del modelo de transporte	115
IV.2.5. Propiedades de Transporte.....	120
V. PROCEDIMIENTO DE CALIBRACION Y RESULTADOS DEL MODELO (PEST)	124
V.1. Procedimiento de calibración	124
V.1. 1. Resultados de calibración	129
V.1.2. Datos de bombeo.....	135
V.1.3. Interface salina	136
VI. RESULTADOS Y LIMITACIONES DEL MODELO	139
VI.1. Resultados flujo	139
VI.1.1. Modelo 1	139
VI.1.2. Modelo 2.....	144
VI.4. Resultados Transporte.....	150
VI.4.1. Modelo 1	150
VI.4.2. Modelo 2.....	158
VI.3. Limitaciones de los modelos.....	166
VI.4. Discusión de resultados.....	167
VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	168
VII.1 CONCLUSIONES	168
VII.2. RECOMENDACIONES	169
VIII. BIBLIOGRAFIA.....	170



INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localización del acuífero San José de Guaymas, modificado de CONAGUA 2006.	17
Figura 2. Geomorfología del acuífero San José de Guaymas. Modificado de IDEAS 2009	19
Figura 3. Geología del acuífero San José de Guaymas. (Tomado de SGM, 2002).	20
Figura 4. Hidrografía del acuífero San José de Guaymas. Modificado de IDEAS 2009	24
Figura 5. Tipos de clima en la región de San José de Guaymas. Modificado de IDEAS 2009	25
Figura 6. Precipitación media anual, estación Empalme Observatorio.	27
Figura 7. Temperatura media en la estación Empalme Observatorio, en la región de San José de Guaymas (1980 – 2009).	28
Figura 8. Localización aprovechamientos censados (Fuente IDEAS. 2009).	33
Figura 9. Tipos de Aprovechamientos. Tomado de IDEAS 2009	34
Figura 10. Usos del agua. Tomado de IDEAS 2009	35
Figura 11. Pruebas de bombeo, modificado de IDEAS 2009.	36
Figura 12. Derivativa SJG-34, en el eje vertical se tiene el abatimiento (m), el eje horizontal representa el tiempo (min)	39
Figura 13. Derivativa SJG-51, en el eje vertical se tiene el abatimiento (m), el eje horizontal representa el tiempo (min)	39
Figura 14. Derivativa SJG-118, en el eje vertical se tiene el abatimiento (m), el eje horizontal representa el tiempo (min)	39
Figura 15. Derivativa SJG-117, en el eje vertical se tiene el abatimiento (m), el eje horizontal representa el tiempo (min)	39
Figura 16. Derivativa SJG-217, en el eje vertical se tiene el abatimiento (m), el eje horizontal representa el tiempo (min)	40
Figura 17. Condiciones de borde positivas y su efecto sobre la reducción (a la derecha). La línea continua de la derecha muestra cómo se estabiliza reducción en comparación con la teoría que predice la solución de Theis (línea discontinua). Tomada de (R., 2002)	40
Figura 18. Fronteras que limitan el suministro de agua al acuífero, y su efecto sobre el abatimiento (a la derecha). La línea continua de la derecha muestra cómo la reducción es mayor que la que se predice la solución Theis (línea discontinua) Tomada de (R., 2002)	41
Figura 19. Valores de Transmisividad Pozo SJG-34, en el eje vertical se tiene el abatimiento (m), el eje horizontal representa el tiempo (min)	44
Figura 20. Valores de Transmisividad Pozo SJG-217, en el eje vertical se tiene el abatimiento (m), el eje horizontal representa el tiempo (min)	45
Figura 21. Profundidad del nivel estático 1995, modificado de IDEAS 2012	48
Figura 22. Profundidad del nivel estático 2009, modificado de IDEAS 2012	49
Figura 23. Profundidad del nivel estático 2011, modificado de IDEAS 2012	50



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



Figura 24. Niveles estáticos de algunos aprovechamientos en el área de estudio para un periodo que comprende los años 1995 a 2011. modificado de IDEAS 2012 55

Figura 25. Elevación del nivel estático julio de 1995 (periodo seco), el cuadro superior representa la interpolación de los niveles estáticos mescla, en la parte inferior representa la interpretación de los niveles estáticos someros cercanos al estero El Rancho, tanto las flechas azules como verdes representan la dirección del flujo preferencial. modificado de IDEAS 2012..... 57

Figura 26. Elevación del nivel estático julio de 2009 (periodo seco), el cuadro superior representa la interpolación de los niveles estáticos mescla, en la parte inferior representa la interpretación de los niveles estáticos someros cercanos al estero El Rancho, tanto las flechas azules como verdes representan la dirección del flujo preferencial. modificado de IDEAS 2012..... 58

Figura 27. Elevación del nivel estático diciembre de 2011 (periodo de lluvias), el cuadro superior representa la interpolación de los niveles estáticos mescla, en la parte inferior representa la interpretación de los niveles estáticos someros cercanos al estero El Rancho, tanto las flechas azules como verdes representan la dirección del flujo preferencial. modificado de IDEAS 2012..... 60

Figura 28. Evolución del nivel estático 1995-1996, modificado de IDEAS 2012..... 62

Figura 29. Evolución del nivel estático 2008-2009, modificado de IDEAS 2012..... 63

Figura 30. Evolución del nivel estático 2010-2011, modificado de IDEAS 2012..... 64

Figura 31. Los rangos típicos de resistividades eléctricas de los materiales de la tierra (Palacky, 1987; Perttu, 2008) 68

Figura 32. Levantamientos de TEMs realizados por ITSON e IDEAS en el área de San José de Guaymas. modificado de IDEAS 2012 69

Figura 33. Perfil de Resistividad SN-02, modificado de IDEAS 2012 73

Figura 34. Perfil de Resistividad WE-03, modificado de IDEAS 2012 74

Figura 35. Perfil de Resistividad SE-NW, modificado de IDEAS 2012 76

Figura 36. Registro litológico cercano al Perfil de Resistividad SE-NW, modificado de IDEAS 2012..... 77

Figura 37. Resistividad a diferente elevación en la zona sur del acuífero San José de Guaymas (Tomado de IDEAS 2009)..... 80

Figura 38. Perfil Hidroestratigráfico SN-02, modificado de IDEAS 2012..... 83

Figura 39. Evolución del nivel estático a lo largo del perfil SN-02, para los años 1995, 2009 y 2011. modificado de IDEAS 2012..... 84

Figura 40. Perfil Hidroestratigráfico WE-03. modificado de IDEAS 2012..... 85

Figura 41. Evolución del nivel estático a lo largo del perfil WE-03, para los años 1995, 2009 y 2011. modificado de IDEAS 2012..... 86

Figura 42. Perfil Hidroestratigráfico SE-NW, modificado de IDEAS 2012..... 87

Figura 43. Evolución del nivel estático a lo largo del perfil SE-NW, para los años 1995, 2009 y 2011, modificado de IDEAS 2012..... 88

Figura 44. Dominio del modelo. 91



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



Figura 45. Discretización vertical del modelo.	93
Figura 46. Zonificación del modelo, La zona 1 en color rojo representa arenas y gravas, la zona 2 en color azul representa arenas finas, la zona 3 en color verde representa gravas y arenas gruesas mal clasificadas.	95
Figura 47. Condiciones de borde del modelo, Las áreas en color negro representan a condiciones de borde de no flujo, la condición de carga constante (mar) en color azul... 100	
Figura 48. Esquema conceptual modelo SJG (modificado de SWFWMD, 2002).....	101
Figura 49. Zonas de recarga, las zonas 1 y 4 corresponden a recarga Lateral (condición de borde artificial), la zona 2 representa el retorno de riego, la zona 3 representa la recarga general por precipitación.	102
Figura 50. Estimación de volumen de extracción.....	103
Figura 51. Aprovechamientos modelados.	104
Figura 52. Condiciones iniciales 2003 (Nivel estático Inicial).....	105
Figura 53. Diagrama conceptual simplificado ilustrando las diferencias piezométricas debido a la densidad (modificado de (W. Guo & Langevin, 2002a).....	107
Figura 54. Volumen Elemental Representativo (REV)	108
Figura 55. Diagrama de flujo del procedimiento de acoplamiento de flujo y transporte en SEAWAT (tomado de Guo y Langevin, 2002).	114
Figura 56. Curvas de Isovalores de Sólidos Totales Disueltos modificado de ITSON, 2008.	117
Figura 57. Isovalores de Sólidos Totales Disueltos modificado de IDEAS, 2009.	118
Figura 58. Isovalores de Sólidos Totales Disueltos modificado de IDEAS, 2012.	119
Figura 59. Isovalores de Sólidos Totales Disueltos iniciales del modelo.	120
Figura 60. Desarrollo de la función objetivo Phi y la lambda del método de Marquardt durante una corrida de PEST. Tomada de (Doherty, 2010).	126
Figura 61. Ilustración esquemática de los contornos de la función objetivo y la ruta del parámetro de la actualización los vectores, tomada de (Doherty, 2010)	127
Figura 62. Cálculo de las derivadas durante el comportamiento estable (izquierda) e inestable (derecha) del modelo. Si el modelo es inestable, el ruido aleatorio domina el cambio físico del valor de observación. PEST intenta compensar con métodos de diferencia finita de orden superior, tomada de (Doherty, 2010).....	127
Figura 63. Valores simulados (ráster) vs. Isolíneas de interpolación de nivel estático para el año 2004.....	132
Figura 64. Gráfico de dispersión, en niveles estáticos para los años 2004 a 2011.....	133
Figura 65 Hidrogramas de niveles estático en estado no estacionario, donde muestran los puntos de control piezométrica, así como su evolución de niveles estáticos simulados (línea punteada) y observados (líneas rojas).....	135
Figura 66. Diagrama de barras de la sensibilidad de los parámetros calibrados. En el eje horizontal se identifican las variables estimadas, en el eje vertical la sensibilidad (la afectación en la variación de ese parámetro con respecto a las demás variables.....	137



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



Figura 67 Gráfico que muestra número de iteraciones y la variación en las sensibilidades para cada parámetro estimado.	138
Figura 68. Volumen de extracción simulado bajo condiciones normales.	139
Figura 69. Balance de agua subterránea para el Modelo 1.	140
Figura 70. Niveles Estáticos calculados para 2004 (Modelo 1). Los colores azules representan los abatimientos mayores y con rojo los menores.	141
Figura 71. Niveles Estáticos calculados para 2009 (Modelo 1).	142
Figura 72. Niveles Estáticos calculados para 2017 (Modelo 1).	143
Figura 73. Niveles Estáticos calculados para 2025 (Modelo 1).	144
Figura 74. Volumen de extracción simulado (que representa un aumento del 100% en comparación al bombeo estimado inicial).	145
Figura 75. Balance de agua subterránea para el Modelo 2.	146
Figura 76. Niveles Estáticos calculados para 2004 (Modelo 2).	147
Figura 77. Niveles Estáticos calculados para 2009 (Modelo 2).	148
Figura 78. Niveles Estáticos calculados para 2017 (Modelo 2).	149
Figura 79. Niveles Estáticos calculados para 2025 (Modelo 2).	150
Figura 80. Avance de la intrusión salina para el año 2004, mostrando el valor de STD a lo largo del perfil de la columna 95 (Modelo 1).	151
Figura 81. Avance de la intrusión salina para el año 2004, mostrando el valor de STD a lo largo del perfil de la columna 95 (Modelo 1).	152
Figura 82. Avance de la intrusión salina para el año 2009, mostrando el valor de STD a lo largo del perfil de la columna 95 (Modelo 1).	153
Figura 83. Avance de la intrusión salina para el año 2009, mostrando las isolíneas 1,000 y 10,000 ppm de STD (Modelo 1).	154
Figura 84. Avance de la intrusión salina para el año 2017, mostrando el valor de STD a lo largo del perfil de la columna 95 (Modelo 1).	155
Figura 85. Avance de la intrusión salina para el año 2017, mostrando los isovalores de STD para las 2 primeras capas del modelo (Modelo 1).	156
Figura 86. Avance de la intrusión salina para el año 2025, mostrando el valor de STD a lo largo del perfil de la columna 95 (Modelo 1).	157
Figura 87. Avance de la intrusión salina para el año 2025, mostrando los isovalores de STD para las 2 primeras capas del modelo (Modelo 1).	158
Figura 88. Diagrama esquemático para el año 2004, mostrando el valor de STD a lo largo del perfil de la columna 95 (Modelo 2).	159
Figura 89. Figura 87. Avance de la intrusión salina para el año 2004, mostrando los isovalores de STD para las 2 primeras capas del modelo (Modelo 2)	160
Figura 90. Avance de la intrusión salina para el año 2009, mostrando el valor de STD a lo largo del perfil de la columna 95 (Modelo 2).	161
Figura 91. Avance de la intrusión salina para el año 2009, mostrando los isovalores de STD para las 2 primeras capas del modelo (Modelo 2).	162



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



Figura 92. Avance de la intrusión salina para el año 2017, mostrando los isovalores de STD para las 2 primeras capas del modelo (Modelo 2). 163

Figura 93. Avance de la intrusión salina para el año 2017, mostrando los isovalores de STD para las 2 primeras capas del modelo (Modelo 2) 164

Figura 94. Avance de la intrusión salina para el año 2025 mostrando el valor de STD a lo largo del perfil de la columna 95 (Modelo 2). 165

Figura 95. Avance de la intrusión salina para el año 2025, mostrando los isovalores de STD para las 2 primeras capas del modelo (Modelo 2). 166



INDICE DE TABLAS

Tabla 1 Límite administrativo del acuífero San José de Guaymas tomado de CONAGUA, 2006.....	16
Tabla 2. Estaciones climatológicas en la cuenca Río Mátape.	26
Tabla 3. Parámetros hidráulicos del acuífero tomado de IDEAS, 2009.	37
Tabla 4. Características hidráulicas obtenidas en las pruebas de bombeo.....	43
Tabla 5. Valores estimados de conductividad hidráulica (m/día) tomada de (Sanders, 1998).....	46
Tabla 6. Valores típicos para el Archie empíricos m, n y a. Para suelos no consolidados se asume por regla general que $m = 1.3$, para el parámetro n y a se toman valores de 2 y 1, respectivamente	66
Tabla 7. Unidades resistivas interpretadas dentro del área estudiada. modificado de IDEAS 2012.....	70
Tabla 8. Unidades Hidroestratigráficas interpretadas dentro del área estudiada.	82
Tabla 9. Coordenadas de los vértices del modelo.	90
Tabla 10. Características hidráulicas del modelo numérico.	96
Tabla 11. Discretización temporal Inicial.	98
Tabla 12. Condiciones de borde del modelo.	101
Tabla 13. Clasificación del agua según Fetter, 2001.....	116
Tabla 14. Valores de dispersividad de algunos materiales tomada de EC Initiative (AVI-CT95-73, 2000).....	123
Tabla 15. Parámetros hidráulicos calibrados	130



INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se encuentra ubicada en la porción sur del Estado de Sonora correspondiente a la región de Guaymas y Empalme. El régimen de lluvias es escaso, en consecuencia, es limitado el recurso hídrico, lo que hace indispensable que la evaluación del recurso sea permanente tanto de agua superficial como subterránea, a efecto de garantizar el abastecimiento de este recurso en sus diferentes usos y mantener el desarrollo sostenible de la región y soportar así su crecimiento económico.

La infraestructura para el almacenamiento de agua superficial en la región es casi nula debido a la reducida precipitación pluvial, lo que hace que el desarrollo de la región dependa en su totalidad del agua subterránea extraída del acuífero denominado San José de Guaymas; un acuífero de baja disponibilidad, que soporta las necesidades de agua para producción agrícola, pero que no tiene suficiente capacidad para incrementar el suministro que demanda el actual crecimiento de las actividades turísticas. Ante tal condición hidrogeológica, la Comisión Nacional de Agua (CONAGUA) a través del Organismo de Cuenca Noroeste analiza la posibilidad de extraer agua subterránea en puntos cercanos o inmediatos al litoral, provenientes de la zona de interface salina, con el objeto de que sea desalinizada y apoyar a los desarrolladores a crear un abastecimiento seguro y definitivo para proveer de agua a los complejos turísticos, y de esta forma soportar el suministro actual y futuro de la región.

I.1 Objetivos

- Recopilar los parámetros hidráulicos regionales que rigen el movimiento del agua en el subsuelo como son: transmisividad, coeficiente de almacenamiento.
- Determinar la hidrodinámica del flujo subterráneo de la zona acuífera.
- Definir el modelo Hidroestratigráfico e hidrogeológico conceptual de la zona acuífera.



- Desarrollar y calibrar un modelo de simulación numérica del acuífero del Valle de San José de Guaymas para las condiciones actuales, usando los programas SEAWAT y PEST.

I.2 Hipótesis de trabajo

En los acuíferos costeros, uno de los procesos de contaminación más frecuentes es la salinización de sus aguas por el avance del agua de mar tierra adentro, fenómeno que se conoce con el nombre de intrusión marina (Alcalá & Custodio, 2005).

El termino vulnerabilidad a la contaminación de un acuífero, se usa para representar las características intrínsecas que determinan la susceptibilidad de un acuífero a ser adversamente afectado por una carga contaminante (SSD Foster, 1987).

La vulnerabilidad intrínseca viene representada por las características del entorno del acuífero (geológicas, hidrogeológicas, climáticas, biológicas) que determinan la sensibilidad del agua subterránea a la contaminación por la actividad humana (S Foster, Hirata, Gomes, D'Elia, & Paris, 2003). En cambio, la vulnerabilidad específica define la vulnerabilidad del agua subterránea a un contaminante o grupo de contaminaciones concreto, relacionándose las propiedades del contaminante con la vulnerabilidad intrínseca. (S Foster & Hirata, 1988)

La hipótesis principal en que se basa este trabajo es la evaluación de la vulnerabilidad específica partiendo de que se encuentra con una vulnerabilidad intrínseca en equilibrio, es decir que se presenta un deterioro en calidad no en cantidad de las aguas subterráneas, esto se le atribuye al sobre bombeo (upconing) (de Louw, Vandenbohede, Werner, & Oude Essink, 2013; Reilly & Goodman, 1987) en zonas específicas de la región costera y no a un avance generalizado de agua de mar tierra adentro.

I.3 Metodología de trabajo



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



La primera etapa consiste en la recopilación de la información disponible dentro del área y en los alrededores, incluyendo estudios anteriores, bases de datos de estaciones climatológicas en Comisión Nacional del Agua, información digital y estadística del Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, revisión de los conceptos básicos a utilizarse en el estudio, etc.

Finalmente, se tiene la integración y análisis de toda la información para establecer la caracterización hidrogeológica del área.

En cuanto a la climatología, se recopilan los parámetros de precipitación, temperatura y evapotranspiración, por medio de la información de las estaciones climatológicas obtenida de la Comisión Nacional del Agua y de estudios previos.

Para definir la geología e hidrogeología del área, se tomaron como base las cartas geológicas e hidrológicas de INEGI, escala 1:250 000, las cartas geológicas del Servicio Geológico Mexicano, escala 1:50 000 y 1:250 000, con sus informes respectivos; y el estudio hidrogeológico realizado por la compañía IDEAS S.A. en 2009.

I.4 Estudios Previos

En el acuífero San José de Guaymas se han realizado varios estudios hidrogeológicos, lo cuales fueron proporcionados por varias instituciones como la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), Comisión Estatal del Agua (CEA), y Universidad de Sonora (UNISON) entre otros. Los estudios consultados se enlistan a continuación:

- *Interpretación de datos y determinación del potencial actual del acuífero en la costa de Guaymas, Sonora.*” *Técnicas Modernas de Ingeniería, S. A. Diciembre 1975.* El estudio concluye en la gravedad del problema del abastecimiento de agua para las poblaciones de Guaymas y Empalme y de los desarrollos turísticos e industriales establecidos en sus inmediaciones, pues los pozos que suministran el agua para estos usos, ubicados en el Valle de Guaymas y en el de San José de Guaymas, serán inutilizados en corto tiempo por la intrusión salina, y habrá necesidad de reponerlos a distancias cada vez mayores de los sitios de demanda.
- *"Informe Geohidrológico sobre El Valle de San José de Guaymas". Jefatura Del Programa Hidráulico Residencia Geohidrológica y de Zonas Áridas, 1986.* El estudio



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



determinó que el relleno aluvial del Valle de San José de Guaymas lo forma El Arroyo de San José de Guaymas, cuyo drenaje de tipo dendrítico cuenta con el arroyo del Tigre como principal afluente. También se encuentran en el subsuelo depósitos marinos correspondientes al Mioceno, periodo geológico en que el Valle estaba inundado por el mar. Este depósito marino lo constituye una arcilla azul de extensión horizontal no determinada, considerándose en una fase de consolidación como una lutita, la cual origina una carga hidrostática en algunas áreas del Valle, lo que lleva a considerar la existencia de dos acuíferos parcialmente comunicados.

- *“Aplicación de diferentes Métodos para estudiar la Intrusión Salina en Acuíferos de Sonora, México”*. José Castillo Gurrola, 2003. Se han aplicado diferentes métodos para el estudio de la intrusión salina en los acuíferos costeros del estado de Sonora, México. Los métodos son los siguientes: geoquímicos, con énfasis en los análisis de cloruros y bromuros; conductividad eléctrica en pozos; geofísicos como los de resistividad eléctrica verticales (SEV), Transitorio Electromagnético (TEM) y gravimetría (complementario); matemáticos utilizando el modelo SHARP, e hidrodinámicos estudiando la evolución de la piezometría y gradientes hidráulicos.
- *“Determinación de la disponibilidad de agua en el Acuífero San José de Guaymas, Sonora”*. Comisión Nacional del Agua, Abril del 2002. Este es el informe de disponibilidad publicado por la CONAGUA. Se consideró una recarga total media anual de 4.5 Mm³, se consideró nula la descarga natural comprometida, y el volumen concesionado fue de 19.22 Mm³/año. De esta manera, la disponibilidad de aguas calculada fue de -14.72 Mm³/año.
- *“Unidades Geohidrológicas y familias de agua de la Subcuenca arroyo Guaymas, Sonora”*. Boletín del Departamento de Geología, UniSon, 2005. En el estudio se proponen tres unidades geohidrológicas para la parte baja de la Subcuenca Arroyo Guaymas. Los análisis químicos realizados a muestras de agua subterránea permiten agruparlas en las familias: Ca-Mg SO₄-Cl, Na Cl-SO₄, Na-HCO₃ y mixtas, según las clasificaciones de Piper y Stiff. La mayor parte de las muestras provienen del acuífero de San José de Guaymas, en la porción oriental del área estudiada, el cual está sobreexplotado y cuya agua ha sido contaminada por intrusión salina. Se encontró que



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



en algunos sitios el cloruro y los sólidos totales disueltos exceden los límites máximos permisibles para agua potable.

- *“Geología Urbana y Riesgos Geológicos de la región de Guaymas y San Carlos” de Vega et al. 2004, editado por la Universidad de Sonora,*
- *“Actualización del balance hídrico integral de la cuenca del río Mátape y sus acuíferos Mátape, Valle de Guaymas y San José de Guaymas, Sonora”. tesis de maestría de Ruiz Vega.*
- *“Estudio de Evaluación Geofísica e Hidrogeoquímica del avance de la intrusión salina en el Acuífero de San José de Guaymas, Sonora”,* realizado por el Instituto Tecnológico de Sonora (ITSON) en el año 2008. El estudio está encaminado a la conservación, mantenimiento y manejo sustentable del acuífero de San José de Guaymas.
- *“Consolidación del comité técnico de San José de Guaymas (estudio geohidrológico en el acuífero San José de Guaymas, en el municipio de Guaymas, Sonora)”,* realizado por IDEAS S.A. para Comisión Estatal del Agua (CEA) en el año 2009.
- *“Consolidación del comité técnico de aguas subterráneas (cotas) de San José de Guaymas (integración hidrogeológica de los estudios realizados por ITSON (2008) e ideas (2009) en el acuífero San José de Guaymas, municipios varios en el estado de Sonora)”,* realizado por la empresa IDEAS S.A. para Comisión Estatal del Agua (CEA) en el año 2012.



II. GENERALIDADES

II.1 Localización del área de estudio

El acuífero San José de Guaymas, está definido con la clave 2636 en el Sistema de Información Geográfica para el Manejo del Agua Subterránea (SIGMAS) de la CONAGUA, entre las coordenadas geográficas 110° 47' 16.8" y 111° 11' 20.4" de longitud oeste, y 27° 55' 4.8" y 28° 19' 26.4" de latitud norte, cubriendo una superficie de 1214.27 km² aproximadamente (CONAGUA, 2006).

El acuífero San José de Guaymas limita al noroeste con el acuífero Sahuaral, al noreste con el acuífero Valle de Guaymas y al sur con el Golfo de California (Figura 1). Poblacionalmente, comprende parcialmente los municipios de Empalme y Guaymas. La poligonal simplificada que delimita al acuífero se encuentra definida por los vértices cuyas coordenadas se muestran en la Tabla 1.

Tabla 1 Límite administrativo del acuífero San José de Guaymas tomado de CONAGUA, 2006

VERTICE	LONGITUD OESTE			LATITUD NORTE			OBSERVACIONES
	GRADOS	MINUTOS	SEGUNDOS	GRADOS	MINUTOS	SEGUNDOS	
1	110	48	22.7	27	27	4.9	DEL 1 AL 2 POR LA LINEA DE BAJAMAR A LO LARGO DE LA COSTA.
2	111	10	34.5	27	59	48.7	
3	111	4	46.7	28	2	19.6	
4	111	10	51.1	28	5	23.5	
5	111	10	4.9	28	11	11	
6	111	7	48.2	28	10	13.9	
7	111	5	43.1	28	12	42.7	
8	110	59	17.5	28	16	53.3	
9	110	59	19.5	28	20	12.5	
10	110	56	46.9	28	19	40.5	
11	110	47	49.9	28	6	47.1	
12	110	47	10	28	1	9.3	
1	110	48	22.7	27	27	4.9	



Modelación numérica de flujo y transporte de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México, utilizando el programa SEAWAT.



Orográficamente, el acuífero es rodeado por las sierras La Ventana y Santa Úrsula, al oeste; El Aguaje, Las Pirinolas, La Navaja y Navarro, al este; los cerros El Sapo y La Espuela, al norte; y el cerro del Vigía, al sur.

El acceso principal al acuífero y sus poblaciones lo constituye la carretera Federal No. 15, en el tramo que comunica a las ciudades de Hermosillo, Guaymas y Empalme. La población se concentra principalmente en la ciudad de Guaymas, así como en el ejido San José de Guaymas y San Carlos Nuevo Guaymas.

Las elevaciones topográficas en el acuífero no exceden los 850 m.s.n.m., presentándose amplias planicies con suave pendiente hacia el mar, frente a las que destacan cerros profundamente erosionados, colinas y bajas sierras rodeadas de conos aluviales muy extendidos (Figura 1).

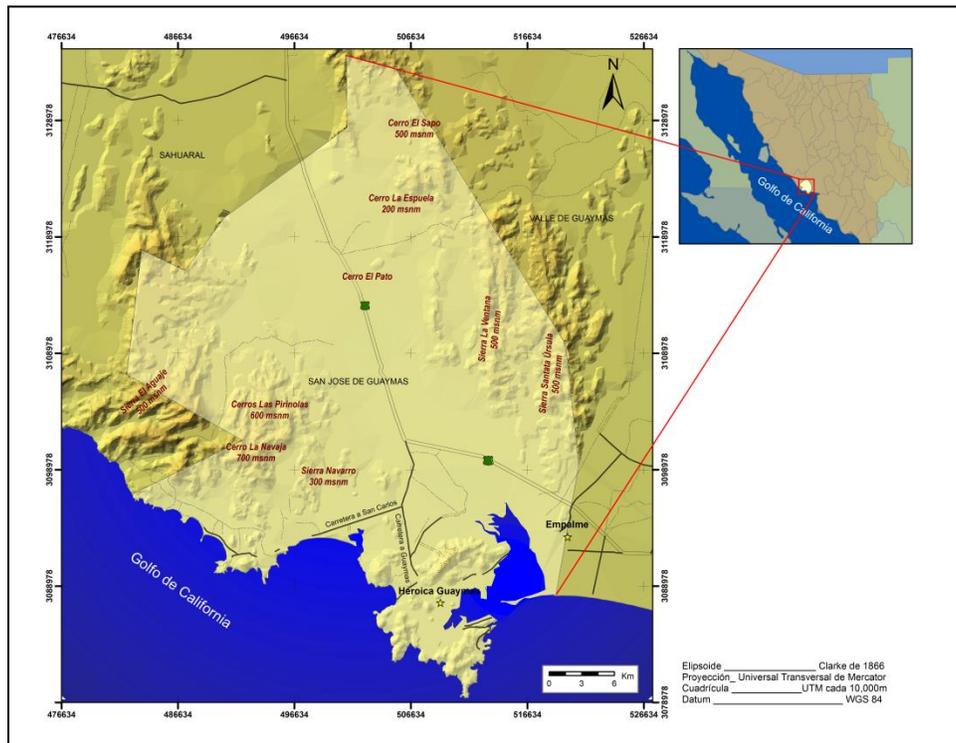


Figura 1. Localización del acuífero San José de Guaymas, modificado de CONAGUA 2006.

II.2 Geomorfología

De acuerdo a la carta de unidades Geomorfológicas de México (Hubp, 1990), en el acuífero San José de Guaymas se presentan diferentes formas, como rasgos



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



característicos la Sierra Santa Úrsula y la Sierra El Aguaje, que son consideradas como montaña alta con piedemonte metaestable, las cuales a su vez están bordeadas por lomerío volcánico y lomerío sedimentario con piedemonte metaestable y estable respectivamente. Por otra parte, la zona meridional del Valle de San José de Guaymas corresponde a una planicie aluvial y que de forma intermitente ocurren lomeríos aislados rocosos y de sedimentos que por lo general cuentan con piedemonte estable. A continuación, se describe las principales características de los rasgos geomorfológicos presentes en el área de estudio (Figura 2).

- **Montaña alta.** La unidad es de pendiente inestable, formada por rocas volcánicas intermedias (andesitas) y volcánicas ácidas (riolíticas a félsicas) del Terciario Inferior. Esta unidad se presenta en los límites del acuífero, como en la Sierra Santa Úrsula y la Sierra el Aguaje.
- **Montaña baja.** Es de pendiente metaestable, y se presenta de dos formas: la primera constituida por rocas volcánicas intermedias y volcánicas ácidas, y la segunda por rocas volcánicas ácidas del Terciario Mioceno. Esta unidad se localiza en la porción sur del acuífero, cercano a la línea de costa. Presenta accidentes topográficos con elevaciones moderadas (entre 50 y 350 msnm).
- **Planicies.** En el acuífero se presentan de cuatro tipos, que en orden de importancia son: planicie aluvial divergente superior, planicie aluvial, planicie con actividad antrópica, y planicie costera activa. Todas están formadas por gravas, arenas, limos y arcillas del Cuaternario Holoceno, y constituyen la llanura del valle de San José, con elevaciones desde 0 – 200 m.s.n.m. Muestra un patrón de drenaje dendrítico y generalmente alcanza pendientes bajas a moderadas ($< 15^\circ$).
- **Lomeríos.** De acuerdo al tipo de pendiente, en el acuífero San José de Guaymas se presentan tres tipos: estable, inestable y metaestable. La primera es formada por conglomerado polimíctico y por rocas volcánicas ácidas e intermedias. La segunda la conforman rocas volcánicas ácidas a intermedias, en tanto que la de pendiente metaestable se encuentra constituida por rocas plutónicas intermedias y ácidas; estos lomeríos se presentan principalmente en la parte central del acuífero y en algunas zonas al este y noreste.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



- **Piedemonte.** Se presentan dos variedades de esta unidad en el acuífero de acuerdo a la pendiente que presentan, en orden de predominio son: piedemonte de pendiente metaestable, formado por roca volcánica intermedia y volcánica ácida del Terciario Mioceno; y piedemonte de pendiente metaestable.

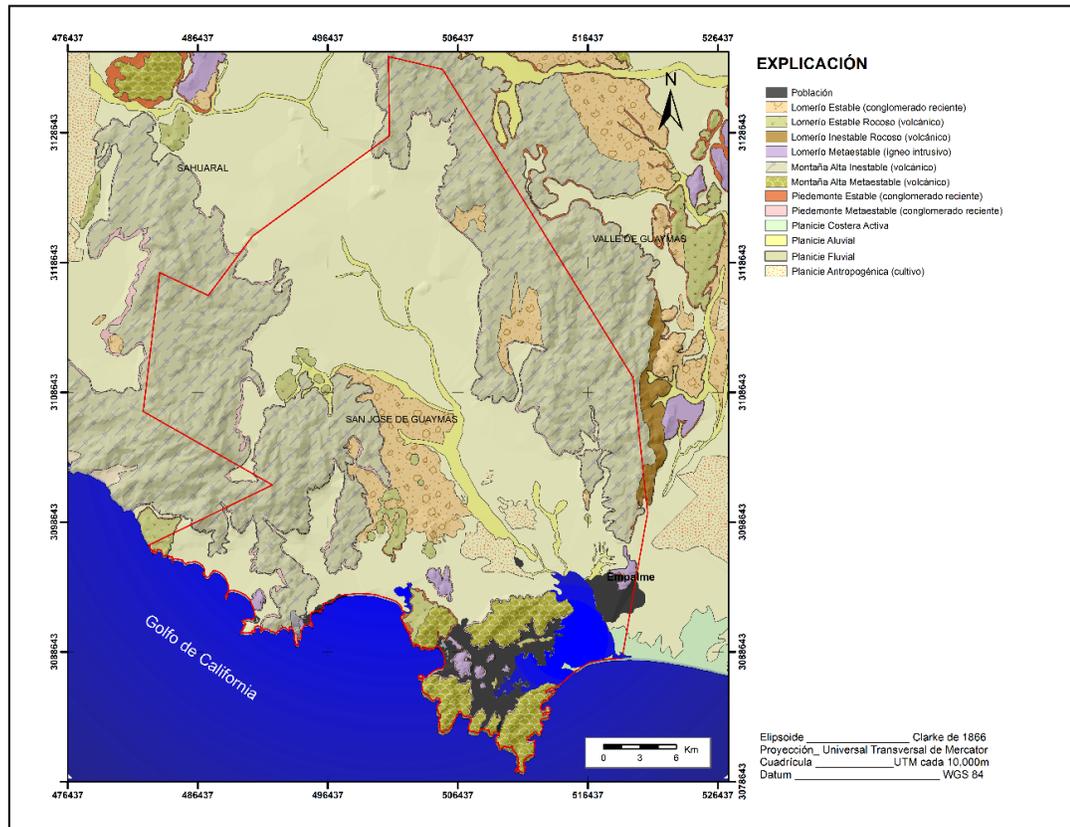


Figura 2. Geomorfología del acuífero San José de Guaymas. Modificado de IDEAS 2009

II.3 Geología

La estratigrafía de las unidades litológicas que ocurren dentro del acuífero de San José de Guaymas, posee un rango de edades que van desde el Paleozoico hasta el Reciente. Estas unidades corresponden con rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias que poseen diferentes grados de afectación estructural, según los eventos tectónicos a los cuales estuvieron expuestas. Aunque las unidades sedimentarias recientes cubren la mayor área del acuífero, las rocas ígneas volcánicas e intrusivas representan una importante



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.



porción de los afloramientos rocosos del acuífero (Figura 3), y posiblemente tengan gran influencia en la hidrodinámica subterránea.

Las unidades descritas tienen como principal referencia la cartografía puesta a disposición por parte del Servicio Geológico Mexicano (SGM) en sus cartas escala 1:250,000, Guaymas (G12-2) y Sierra Libre (H12-11).

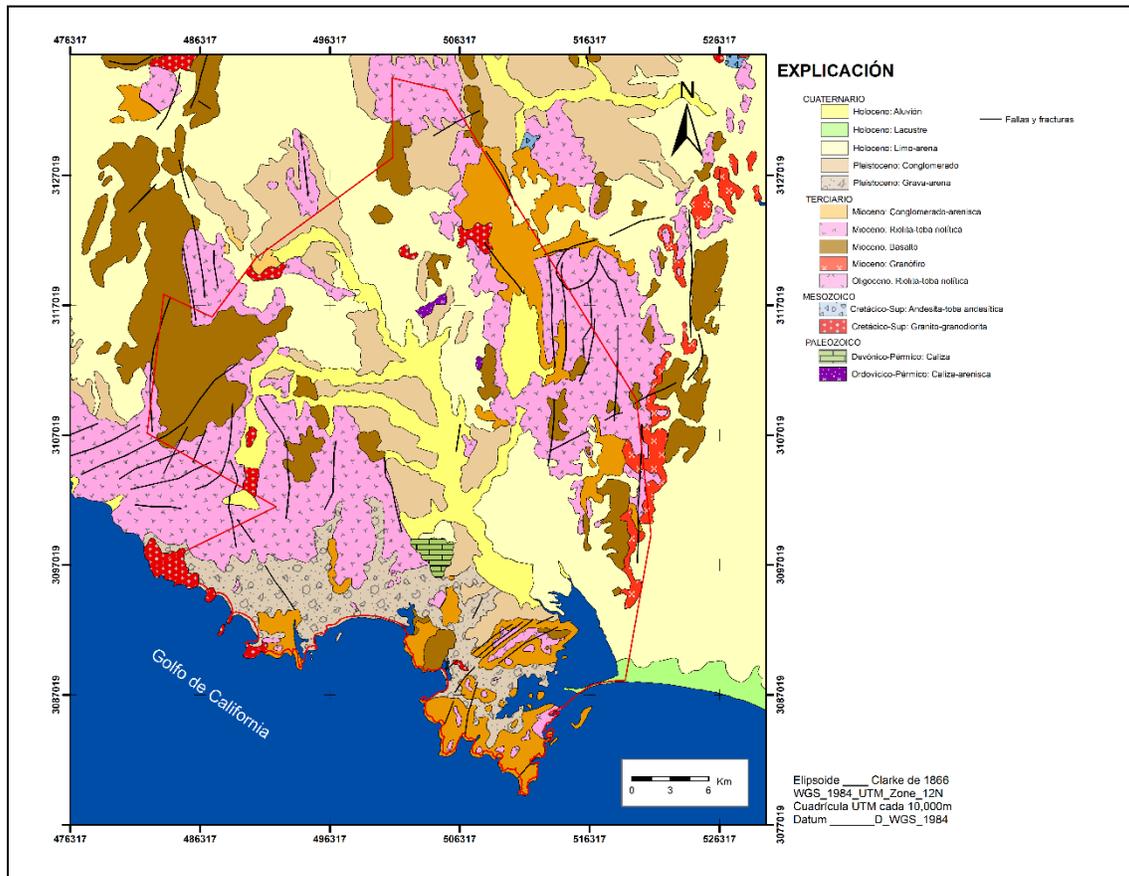


Figura 3. Geología del acuífero San José de Guaymas. (Tomado de SGM, 2002).

Aunque dentro del límite administrativo del acuífero, no ocurren afloramientos importantes de unidades anteriores al Mesozoico, a nivel regional es notoria la presencia de secuencias carbonatadas del Paleozoico, de tal forma que es posible que en el subsuelo ocurran con mayor distribución, ya sea desplazadas mediante estructuras o cubiertas por unidades volcánicas del Terciario. En términos generales las rocas encontradas en el área



de estudio se caracterizan en cuatro grupos de acuerdo a su constitución: 1. roca plutónica intermedia y plutónica ácida del Terciario Mioceno, 2. roca volcánica básica del Terciario Mioceno, 3. rocas plutónicas intermedias y plutónicas ácidas del Cretácico Superior – Terciario Paleoceno, y 4. roca volcánica intermedia del Terciario Mioceno (Vega Granillo et al., 2005)

Paleozoico

Esta unidad representa la litología más antigua de la región. Se caracteriza por rocas sedimentarias principalmente carbonatadas con edades que van del Ordovícico al Pérmico y afloran aproximadamente a 20 km al noroeste de los límites administrativos del acuífero, en áreas muy reducidas en la parte central y norte del acuífero. Estas rocas se componen por intercalaciones de calizas de estratificación media a gruesa y areniscas inmaduras mal clasificadas.

Mesozoico

Las unidades litoestratigráficas más representativas del Mesozoico que afloran dentro del acuífero San José de Guaymas, corresponden con rocas ígneas intrusivas y a rocas volcánicas ácidas-intermedias en una menor proporción.

Las rocas graníticas son las de mayor antigüedad. Su composición varía de granito a granodiorita y por lo general están representados por masas de baja elevación y morfologías poco abruptas, fácilmente reconocibles. Estas unidades se encuentran intrusionando a las calizas y areniscas del Paleozoico y están cubiertas por las unidades volcánicas del Terciario. El rasgo estructural principal es la segmentación que divide en afloramientos alargados y orientados noroeste-sureste, producto de la tectónica terciaria.

Semi-contemporáneas a las rocas intrusivas, fueron emplazadas rocas volcánicas del Cretácico Superior. Estas rocas son andesitas y dacitas que poseen diferentes grados de alteración propilítica y además de que poseen un grado de fracturamiento que varía de intenso a moderado. Están presentes en zonas muy localizadas al Norte-Noreste de los límites del acuífero, sin embargo, es posible que a profundidad representen masas de mayor importancia (Vega Granillo et al., 2005) (figura 3).

Terciario



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



Las unidades volcánicas emplazadas durante el Mioceno representan las unidades de mayor distribución espacial y constituyen la mayoría del contexto geológico regional. Por esta razón, representan los afloramientos rocosos más abundantes dentro del acuífero. Existen también algunas unidades sedimentarias conglomeráticas antiguas que se asocian con el emplazamiento de esta secuencia volcánica, por lo que su distinción es relevante en el contexto geológico.

Existen, sin embargo, rocas de distintas edades que representan distintos ambientes de formación. Las rocas más antiguas son del Oligoceno y se asocian a las últimas etapas de la subducción. Generalmente se relacionan con la formación de la Sierra Madre Occidental (SGM, 2002), ya que estas unidades se componen de riolitas y tobas riolíticas, y en menor proporción andesitas. Poseen variables grados de alteración propilítica y por lo general se encuentran muy fracturadas.

Dentro del área también ocurre una secuencia que se compone mayormente de riolitas y tobas riolíticas, pero esta secuencia es del Terciario Medio (Mioceno) y además posee abundantes proporciones de dacitas y basaltos. La Sierra Santa Úrsula representa el mejor sitio de referencia de esta secuencia, sin embargo, las unidades basálticas se encuentran en los márgenes de estas unidades o en la cima de la secuencia, representando un evento final o terminal de este volcanismo del Mioceno (Vega Granillo et al., 2005)

En todo el flanco Este de la Sierra Santa Úrsula aflora un cuerpo intrusivo que corta la secuencia volcánica del Mioceno que edifica esta sierra. La principal característica es que su textura y asociación mineral indican que se trata de cuerpos intrusivos someros subvolcánicos que muestran que el grado de exhumación de la zona ha sido importante, incluso de hasta 2 kilómetros. Estos cuerpos intrusivos someros se clasifican como granófiros y son importantes trazadores de condiciones volcánicas.

Existen, sin embargo, otras unidades basálticas más recientes (de aproximadamente 8 Ma). Estas Unidades ocurren mayormente en el Valle de Guaymas, sin embargo, no se descarta su presencia dentro del acuífero. Estas unidades se distinguen muy fácilmente por que desarrollan elementos geomorfológicos típicos (mesetas ligeramente basculadas al oeste-noroeste) y por su coloración en tonos oscuros. Estas rocas son basaltos y brechas basálticas posteriores a las unidades volcánicas dacíticas-riolíticas, a las cuales cubren en discordancia. En algunas zonas dentro de los límites del acuífero es claro que estos



basaltos tienen un modo de emplazamiento controlado por estructuras como puede ser visto al sureste del cerro La Panocha y en el Graben de Empalme, fuera de los límites del acuífero.

La unidad sedimentaria conglomerática del Terciario que ocurre dentro del acuífero, es por lo general asociada a los procesos tectónicos de extensión que afectan a los afloramientos rocosos pre-Mioceno, las cuales son erosionadas según la tasa de subsidencia (formación de cuencas) estructural regional, la cual puede variar de lugar a lugar, dando límites de ocurrencia de esta unidad. El ambiente de sedimentación es continental y los materiales provienen de la erosión directa de las unidades volcánicas y de las unidades pre-Terciarias de la región.

Cuaternario

Las unidades consideradas del Cuaternario han sido catalogadas en diversos tipos según el ambiente genético sedimentario en el que fueron depositadas. Así, cada unidad posee una distribución espacial que es atribuida a su ambiente de depósito de tal forma que pueden llegar a corresponder con unidades geomorfológicas o relacionadas a su ubicación geográfica.

Las unidades conglomeráticas mal consolidadas, por lo general se desarrollan en los piedemontes de manera regular por lo que se pueden considerar como abanicos aluviales, con lo cual su característica más notoria es que se componen de conglomerados-brecha granulométricamente mal clasificados y compuestos en su mayoría por clastos angulosos cuya composición varía según la zona de la cual derivan. Por lo general se forman por procesos de intemperismo mecánico ocasionado por las temperaturas extremas y el viento.

III.4. Hidrografía

El Río Mátape es el rasgo hidrográfico de mayor importancia para la cuenca, el cual nace cerca de la población de Mátape y lleva una dirección general hacia el sur, desembocando en el Golfo de California por el oriente del puerto de Guaymas. Es de tipo intermitente, y solo lleva agua durante periodos de lluvia, aunque es posible encontrar siempre agua en su subálveo. Sus principales tributarios son los arroyos El Echo y El Seco, que confluyen por la margen derecha cerca de la población de Ortiz, Sonora.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



El cauce principal en el acuífero San José de Guaymas es el arroyo San José, el cual escurre con dirección norte-sur, y desemboca en el estero El Rancho, que forma parte del Golfo de California. Sus afluentes principales son los arroyos La Tinaja, Nochebuena, El Tigre, La Mula, El Guajare y San Vicente que sólo llevan agua en época de lluvia (Figura 4).

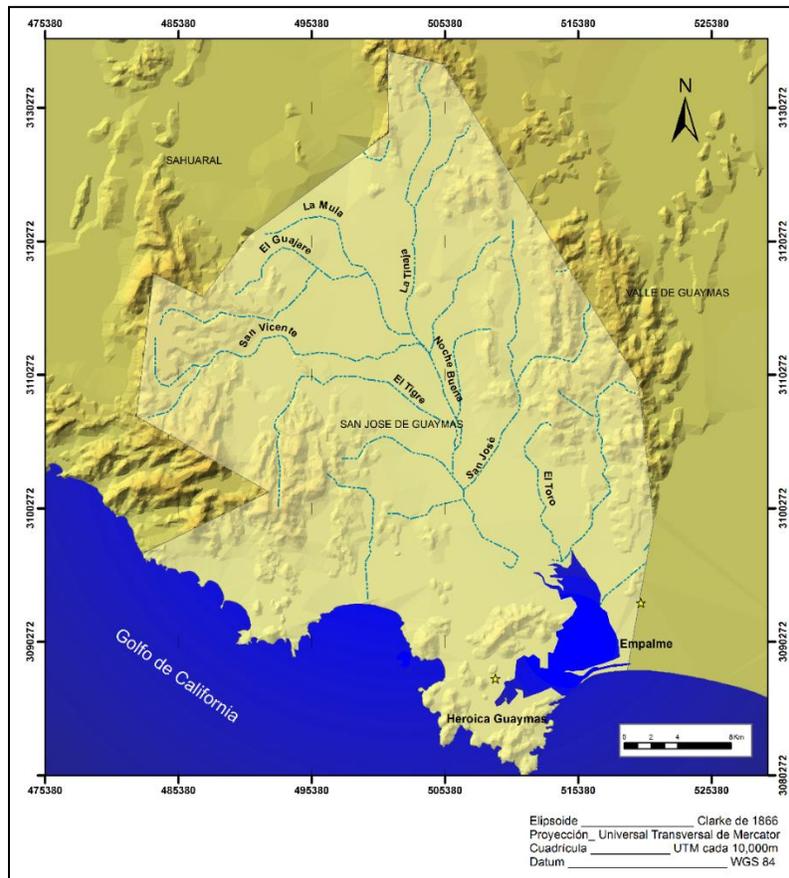


Figura 4. Hidrografía del acuífero San José de Guaymas. Modificado de IDEAS 2009

III.5. Tipos de Climas

El clima que domina en el área es de tipo BW(h')hw, según la clasificación climática de Köppen modificada por (García de Miranda, 1973) corresponde a un clima muy seco, con régimen de lluvias en verano y porcentaje de lluvia invernal entre 5 y 10.2. Es cálido, con temperatura media anual de 22°C. En algunas sierras de los alrededores del acuífero se manifiesta un clima de tipo BWhw, que presenta las mismas características que en anterior, a diferencia que este es de tipo semicálido con invierno fresco (Figura 5).



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

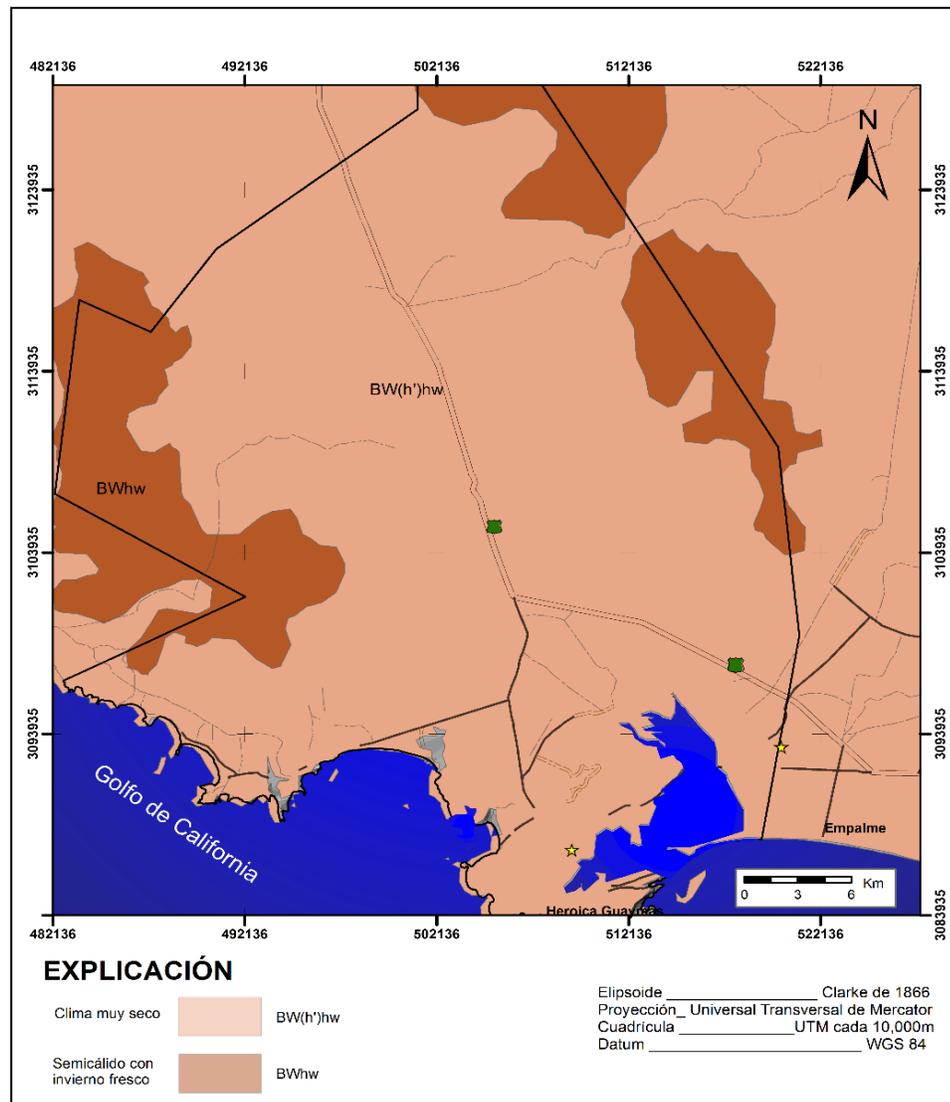


Figura 5. Tipos de clima en la región de San José de Guaymas. Modificado de IDEAS 2009

III.5.1. Estaciones climatológicas

El acuífero San José de Guaymas solo cuenta con dos estaciones climatológicas con influencia en la zona, ambas operadas por la Comisión Nacional del Agua. En la tabla 2 se presenta la ubicación de cada una de ellas, así como el período con datos. Aunque la información se encuentra actualizada hasta el año 2009, con el fin de ser consistentes en el análisis de los parámetros climatológicos, se tomará hasta el año 2008 completo.



Tabla 2. Estaciones climatológicas en la cuenca Río Mátape.

ESTACIÓN	MUNICIPIO	COORDENADAS UTM		PERIODO CON DATOS	
		X	Y	DE	A
Empalme Observatorio	Empalme	523262.2	3092750.0	1980	2009
Francisco Márquez	Empalme	538130.0	3113707.0	2001	2009

En el caso de la estación Empalme Observatorio, se cuenta con información completa en el período de 1980 a 2009 para precipitaciones y temperaturas, excepto para evaporación potencial, ya que estos datos no se encuentran disponibles en el Organismo de Cuenca Noroeste de la CONAGUA.

Para la estación Francisco Márquez los datos existentes del período 2001-2008 se encuentran incompletos. En lo que respecta a precipitación, no existen datos en 8 meses de los años 2001 y 2002, y para temperaturas los datos están disponibles hasta el año 2007. En todo el período existe información solo en 34 de los 48 meses.

Es por ello que para el análisis de los parámetros climatológicos en el acuífero sólo se considera la información generada en la estación Empalme Observatorio, y la de estación Francisco Márquez solo se usa como referencia para el análisis de la evaporación.

III.5.2. Análisis de parámetros

III.5.2.1. Precipitación Media anual

En la región donde se ubica el acuífero San José de Guaymas el régimen pluvial presenta dos períodos de ocurrencia, uno de julio a septiembre correspondiente a la temporada de verano que es cuando se registran los valores más altos de lluvia, y el otro de precipitaciones invernales que abarca de diciembre a febrero, con precipitaciones menos significativas provocadas por los frentes fríos que afectan la región.

En la figura 6 se presenta la distribución mensual de la lluvia en la estación Empalme Observatorio, para el período de 1980 a 2008. La precipitación media anual es de 280.9 mm, con la mayor lámina de lluvia en los meses de julio, agosto y septiembre, en los que se alcanzan 45.9 mm, 73.8 mm y 64.3 mm, respectivamente, lo que representa un 65.5% de la precipitación total anual. En la temporada invernal, las precipitaciones alcanzan valores de 24.1 mm en el mes de diciembre. El periodo de estiaje se registra en los meses



de abril, mayo y junio con valores de precipitación de 1.4 mm, 0.3 mm y 3.1 mm respectivamente, lo que representa solo el 1.7% de la lluvia media anual.

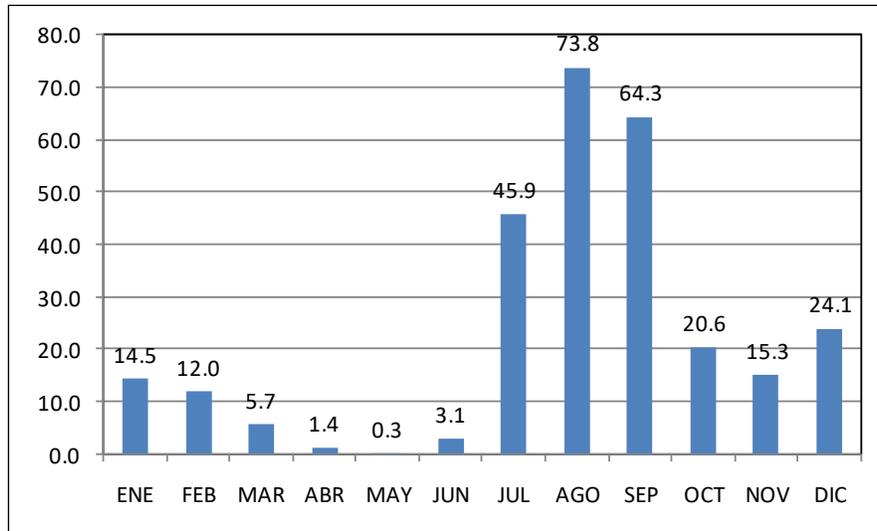


Figura 6. Precipitación media anual, estación Empalme Observatorio.

III.5.2.2. Temperatura media anual

Considerando la información de la estación Empalme Observatorio, la temperatura media anual en el acuífero es de 25.2 °C. La temperatura media anual máxima se registra en los meses de julio y agosto, con 31.3 °C y 31.2 °C, respectivamente, mientras que las temperaturas medias mínimas anuales se presentan en los meses de diciembre y enero, con 17.7 °C y 17.5 °C, respectivamente. En la Figura 7 se presenta la distribución mensual de la temperatura media, del periodo de 1980 a 2009.

En cuanto a temperaturas extremas, la estación ha reportado una máxima de 46.9°C en el mes de junio de 1980 y una mínima de -1.5°C en enero de 1987.

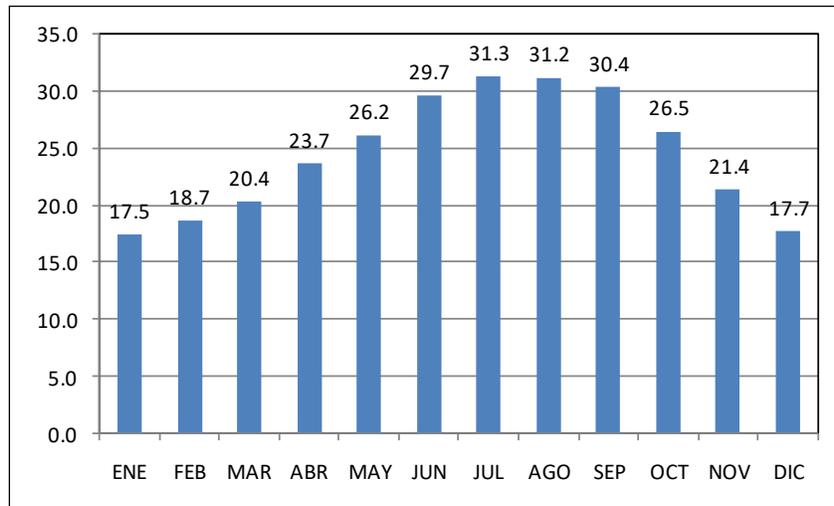


Figura 7. Temperatura media en la estación Empalme Observatorio, en la región de San José de Guaymas (1980 – 2009).

III.5.2.3. Evaporación potencial y real

No se cuenta con datos de evaporación potencial en la estación de Empalme Observatorio. Sin embargo, de acuerdo con los datos de la estación Francisco Márquez para el período de 2001 a 2007, el acuífero San José de Guaymas presenta una evaporación total promedio de 2,103.7 mm.

Es importante tomar con reserva esta información ya que solo se trata de 7 años incompletos, de los cuales solo se tienen datos en 34 de 84 meses del período 2001-2007, lo que representa un 40.5 % de meses con datos en un registro corto de información.

Para estimar la evapotranspiración real media anual, se utilizaron los métodos de *Turc* y *Coutagne* (Andreo, Vías, Durán, & Jiménez, 2008; Gudulas, Voudouris, & Soulios, 2013); sin embargo, debido a las limitaciones de estos métodos empíricos y considerando las características climatológicas de la zona, se observa que el método de *Turc* no es aplicable a la región, ya que, al utilizar la metodología propuesta por esta ecuación, la evapotranspiración real resulta superior al 100% de la precipitación. Por ello, la evapotranspiración se obtuvo a partir del método de *Coutagne*, mediante la ecuación 1:

$$ETR = P - XP^2 \quad (1)$$

dónde:



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



ETR= Evapotranspiración real anual, en m

P = Precipitación total anual, en m

X = Parámetro de cálculo, función de la Temperatura Media Anual, en °C $=1/(0.8+0.14t)$

t = Temperatura Media Anual, en °C

Tomando en cuenta la ecuación anterior, la lámina de evapotranspiración obtenida en el análisis es de 263.0 mm anuales.



III. MODELO CONCEPTUAL

Un modelo conceptual es una representación simplificada de las características esenciales del sistema hidrogeológico físico, y su comportamiento hidráulico (Alcalá & Custodio, 2005; Anderson, Mary P., 1992)

El desarrollo de un modelo conceptual es uno de los aspectos más importantes en la modelación de agua subterránea, constituye la base de la formulación de un modelo tanto numérico como analítico cuya finalidad es replicar las condiciones hidrogeológicas reales. (Mackie, Sc, & Scibek, 2012; Pinder & Celia, 2006)

Con base en lo anterior, el modelo conceptual del acuífero de San José de Guaymas (SJG) se plantea a partir del análisis conjunto de la información geológica, hidrogeológica, geofísica y la hidráulica de pozos, rasgos indicadores del comportamiento del flujo y fundamentales para que soporte la elaboración de un modelo de simulación cuyo resultado sea congruente con la naturaleza. La descripción de los elementos considerados es la siguiente.

La documentación del modelo hidrodinámico se constituyó en base a información bibliográfica, en la elaboración de los planos de evolución de la profundidad y elevación del nivel estático, se tomaron solo los aprovechamientos que presentan datos para los años 1995, 2009 y 2011, los cuales se concentran en la parte sureste del acuífero.

Además, se reinterpretaron y analizaron una serie de pruebas de bombeo, buscando el contexto del funcionamiento hidráulico del acuífero, esto asiste y complementa la caracterización y discriminación de las unidades geofísicas resistivas.

Para la documentación del modelo hidroestratigráfico, se integran diversos análisis realizados utilizando las unidades litoestratigráficas identificadas en la recopilación bibliográfica de registros de perforación y con base en la interpretación geológica-geofísica realizada a partir de los sondeos electromagnéticos (TEM's) en el área de interés.

Para la conformación del modelo, y la obtención de las características geométricas del mismo, se trabajó con información geofísica generada para Comisión Estatal del Agua (CEA), En este contexto y aclarando lo anterior, se tomaron en cuenta los levantamientos realizados por ITSON en el año de 2008 e IDEAS en 2009 y 2012.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



Cada uno de los sondeos TEM realizados aporta información de la resistividad del subsuelo, distribuida verticalmente hasta una profundidad de 250 a 300 m aproximadamente.

Para la **interpretación geofísica** se siguieron los pasos que se describen a continuación:

1. Recopilación y compilación de **resistividad del subsuelo**, provenientes de levantamientos de campo realizados tanto por ITSON como IDEAS.
2. **Descripción litológica** de los pozos obtenida a partir de información bibliográfica.
3. Obtención e interpretación de **pruebas de bombeo** realizadas por IDEAS.
4. Establecimiento de las **unidades geoeléctricas**.
5. Asociación de las unidades geoeléctricas obtenidas con **comportamiento hidráulico** y **condiciones potenciométricas** del acuífero (hidrogeofísicas).
6. Definición de la **geometría** de los **cuerpos granulares** y el contacto con el basamento rocoso, **geometría inferida de la cuña de intrusión salina** y el **nivel freático**.

Debido a las limitaciones en la extensión de esta tesis, no se tuvo acceso a base de datos hidrogeoquímicos, esto afecta en la documentación y calibración del modelo de transporte, sin embargo, en la tesis de licenciatura de Zayas A. en 2014, la autora realizó un análisis hidrogeoquímico e isotópico exhaustivo del área de estudio en el cual concluye:

“[...] se estableció que en este acuífero no se tiene una intrusión salina como tal, y se propone que la zona de agua subterránea de mala calidad y una muy baja resistividad, se considere (sic) como una zona de interfase con una zona somera más salina y otra salobre más profunda[...].” (Zayas Ayon, 2014)

De lo anterior se tomó en consideración los resultados de salidos totales disueltos (STD) y el modelo conceptual hidrogeoquímico sintetizado para la conformación del modelo numérico de transporte.



III.1. Modelo Hidrodinámico

A manera de referencia, para el modelo hidrodinámico de la subcuenca del acuífero San José de Guaymas (SJG), se considera que la precipitación que cae en las sierras se infiltra y entra al valle en forma de entrada horizontal, cuyo valor estimado es de 14.45 hm³/año. (IDEAS, 2009) La recarga correspondiente a la infiltración directa de la lluvia y a lo largo del cauce de los arroyos, denominada recarga vertical, es de 3.3 hm³/año. (IDEAS, 2009) De manera inducida, debido a los excedentes de riego en la parte alta de la subcuenca se presenta una recarga por retorno agrícola de 1.7 hm³/año. (IDEAS, 2009)

La subcuenca descarga el agua mediante varios procesos: superficialmente se calcula mediante el balance hidrometeorológico, el cual muestra que existe un escurrimiento hacia el mar de 4.1 hm³/año (CONAGUA, 2002; IDEAS, 2009). Éste fenómeno se presenta en la desembocadura del arroyo hacia el mar. Además, de manera horizontal se estima que existe una descarga de agua dulce hacia el mar de 4.12 hm³/año (IDEAS, 2009) Por último, debido a la acción antropogénica, se extrae mediante bombeo un volumen de 18.38 hm³/año (IDEAS, 2009; ITSON, 2008) el cual se utiliza principalmente para riego agrícola.

III.1.1. Censo de Aprovechamientos

Para el acuífero San José de Guaymas, la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) cuenta con una red piezométrica que opera desde 1995 y hasta la fecha realiza a cabo campañas anuales para la medición de niveles, presentando información de 1995 a 1997 y del 2000 al 2011, siendo la información de los últimos años la más completa.

La información piezométrica en el acuífero data desde 1975 (Técnicas Modernas de Ingeniería, 1975), sin embargo, no se cuenta con esa base de datos, además, la nomenclatura de los pozos ha cambiado por lo que es difícil establecer una correlación con las bases de datos actuales, la Figura 8 ilustra la ubicación de los aprovechamientos actuales, estos se distribuyen principalmente en la parte sur del polígono administrativo del acuífero.



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

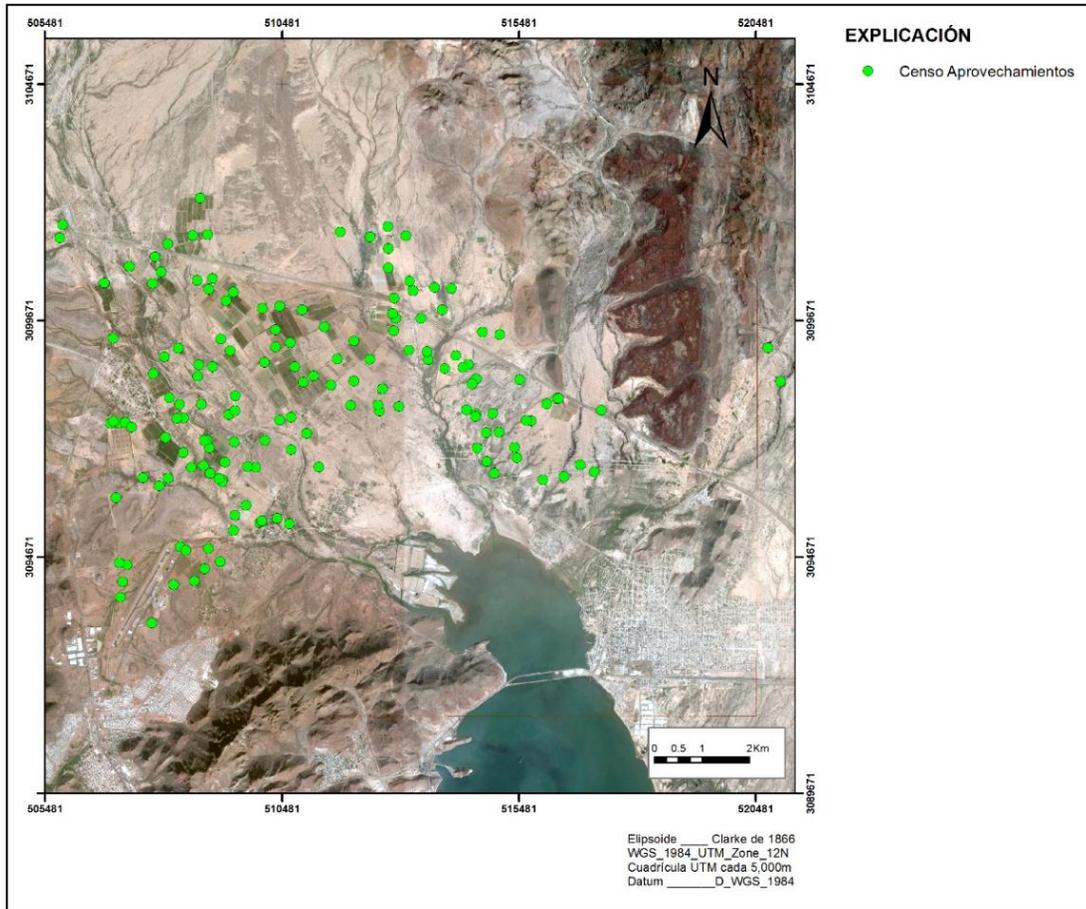


Figura 1. Localización aprovechamientos censados (Fuente IDEAS. 2009).

De acuerdo al censo realizado por IDEAS en el 2009, existen 74 pozos someros (norias) que representan el 73%, y 27 pozos profundos, representando el 27% (Figura 9).

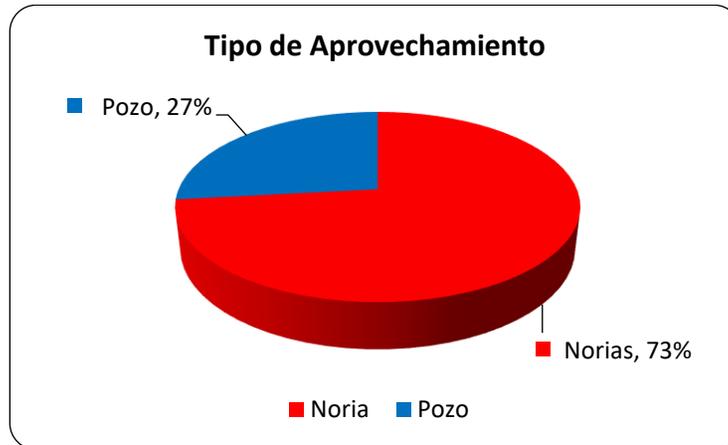


Figura 2. Tipos de Aprovechamientos. Tomado de IDEAS 2009

En lo referente al uso que presentan los aprovechamientos subterráneos, el agrícola predomina (52%), seguido por el uso doméstico (9%). En cuanto a usos múltiples, el uso pecuario-doméstico se encuentra en el 4% de las captaciones y al agrícola-servicios en el 1%. El 34% restante corresponde a pozos que se encuentran inactivos, ya sea temporal o definitivamente (27%) y a captaciones en las que se ignora cuál es su uso (7%)(IDEAS, 2009; ITSON, 2008) (Figura 10).

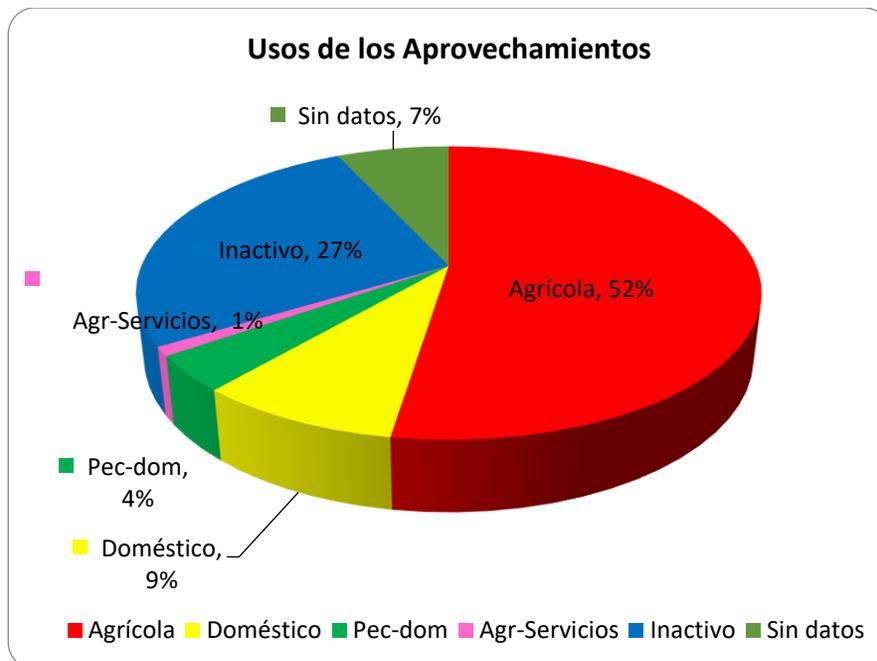


Figura 3. Usos del agua. Tomado de IDEAS 2009



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**





III.1.2. Pruebas de Bombeo

Los datos obtenidos de acuerdo con investigaciones realizadas por la empresa IDEAS se muestran en la Tabla 3, donde se observa que los valores de transmisividad varían de 2.05×10^{-1} a 8.45×10^{-5} m²/s. En promedio se tiene una transmisividad del orden de 10^{-3} m²/s. Las mejores transmisividades se localizan en los pozos No. 89, 91, 117 y 215, que se ubican en la parte central del área de estudio (Figura 11), donde se tiene los mayores espesores de material aluvial. Las zonas de menor transmisividad se encuentran en los pozos No. 85, 95, 118 y 217 ubicados en los límites del área, donde se infiere menor espesor de material aluvial.

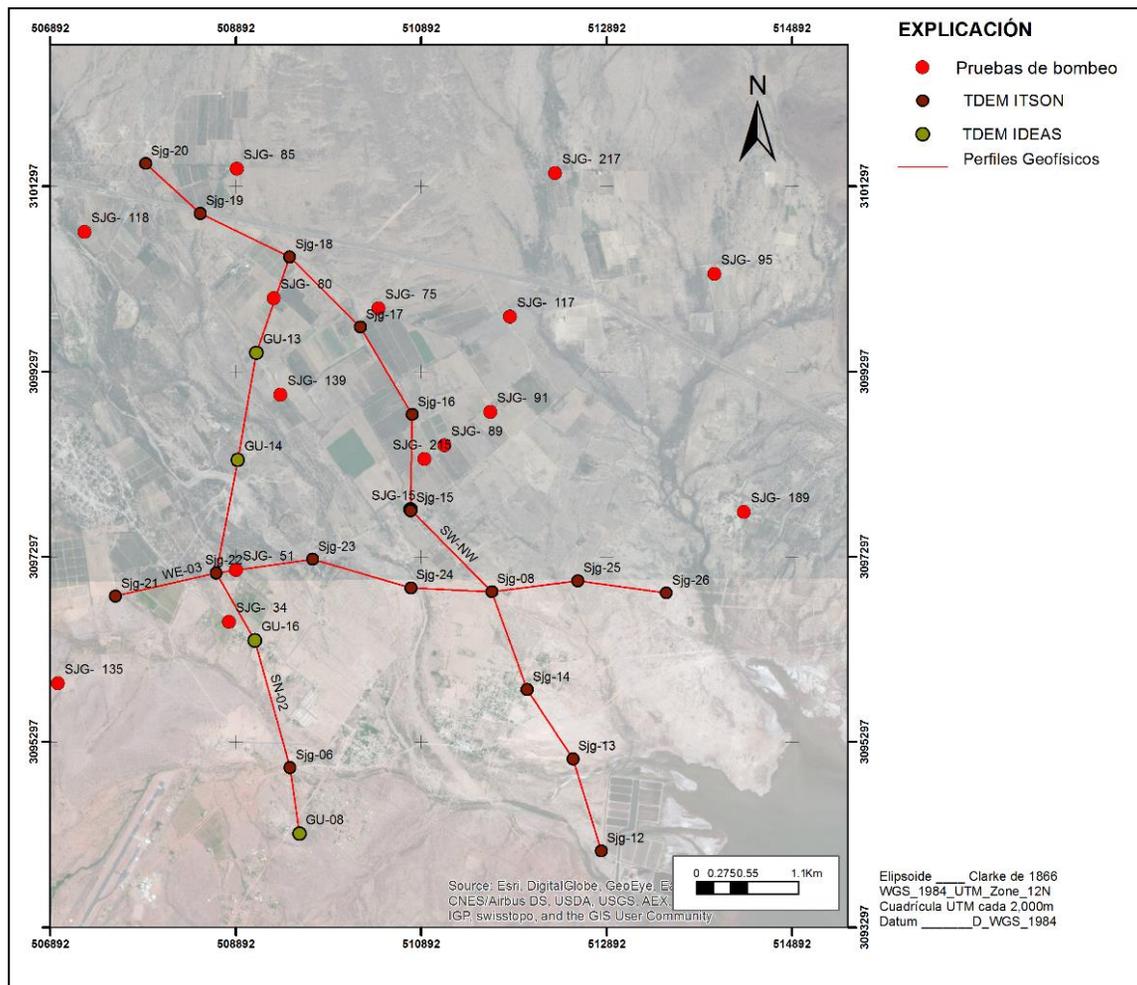


Figura 4. Pruebas de bombeo, modificado de IDEAS 2009.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



La conductividad hidráulica es la facilidad que ofrece la unidad hidrogeológica combinada con las propiedades del fluido para permitir el paso del mismo (Fetter, 2001). La mayor conductividad hidráulica se presenta en las zonas aluviales, de acuerdo con la Tabla 3 el valor es de 1.63×10^{-2} m/s (1408.32 m/d), registrándose en el pozo No. 215. Por otro lado, la menor conductividad se encuentra en el pozo No. 217 con un valor de 2.67×10^{-5} m/s (2.30 m/d).

Tabla 1. Parámetros hidráulicos del acuífero tomado de IDEAS, 2009.

POZO	COORDENADAS UTM DATUM		ELEV. (msnm)	GASTO (l/s)	N. E. (m)	N. D. (m)	ABAT. (m)	ABATIMIENTO		RECUPERACIÓN	
	(WGS 84)							T (m ² /s)	K (m/s)	T (m ² /s)	K (m/s)
	X	Y									
34	508821	3096594	12.477	16.66	11.16	15.78	4.62	1.73E-03	1.31E-04	1.41E-03	1.07E-04
51	508898	3097154	14.088	27.77	12.84	14.62	1.78	6.20E-03	5.10E-04	6.04E-03	4.96E-04
75	510435	3099976	20.325	32	20.45	22.15	1.7	9.69E-03	1.01E-03	6.76E-03	7.08E-04
80	509305	3100087	22.097	20	21.6	23.8	2.2	8.04E-03	9.57E-04	3.79E-03	1.11E-03
85	508905	3101483	27.378	31	30.16	37.5	7.34	1.35E-03	1.37E-04	1.97E-03	2.01E-04
89	511147	3098499	12.651	24	12.84	13.47	0.63			3.59E-02	2.09E-03
91	511642	3098860	13.387	23	13.43	14.62	1.19	2.03E-02	1.75E-03	9.30E-03	8.04E-04
95	514057	3100351	13.51	10.5	15.61	20.54	4.93	8.43E-04	5.86E-05	1.05E-03	7.36E-05
117	511854	3099887	15.482	20	16.59	17.05	0.46	1.77E-02	1.32E-03	6.50E-03	4.85E-04
118	507264	3100802	25.057	6.4	22.7	26.5	3.8	5.81E-04	8.06E-05	7.84E-04	1.08E-04
135	506976	3095928	21.032	10	12.52	13	0.48	1.96E-02	1.12E-03	2.31E-02	1.32E-03
139	509378	3099045	17.064	16	16.6	19.23	2.63	1.79E-03	1.33E-04	2.77E-03	2.07E-04
189	514378	3097778	6.508	4.5	6.04	7.48	1.44			1.41E-03	1.01E-04
215	510932	3098353	13.517	16	12.4	14.83	2.43	2.05E-01	1.63E-02	2.13E-03	1.69E-04
217	512340	3101436	24.587	16	24.65	38	13.35	8.45E-05	2.67E-05	5.65E-04	5.46E-05

Los datos recopilados durante las pruebas de bombeo (abatimiento y tiempos) de 6 pruebas de bombeo de los pozos SJG-118, SJG-51 y SJG-34 fueron graficados sobre escalas logarítmicas para realizar un análisis y decidir la estrategia de interpretación de las pruebas.

Los acuíferos detríticos costeros son constituidos a menudo con capas alternadas de sedimentos con conductividades hidráulicas muy diferentes, Como lo ha señalado (CJ,



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



1999), la mayoría de las soluciones analíticas para la heterogeneidad vertical consideran el caso de sistemas de varios acuíferos (Hemker CJ, 1987; TD, 1988) para ello se utiliza el principio de superposición, y el análisis de diferentes esquemas (gráficas) a fin de tener un análisis global.

En dichas gráficas se analiza el comportamiento observado en campo, para posteriormente compararlo con las curvas tipo, para diferentes acuíferos (Freeze, R.A., and Cherry, 1979). las cuales se reinterpretaron con el programa AquiferWin32 (INC, 2003). La forma de los datos de abatimiento contra tiempo graficados sobre escalas logarítmicas se muestra en las figuras 12 a 16, algunas de ellas presentan la forma de la curva tipo de Theis, otras presentan sólo segmentos debido a la corta duración de las pruebas.



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

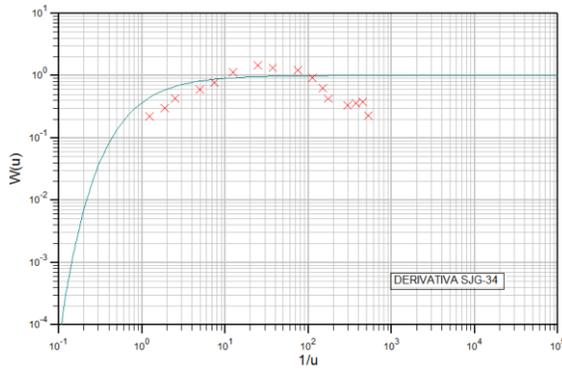


Figura 5. Derivativa SJG-34, en el eje vertical se tiene el abatimiento (m), el eje horizontal representa el tiempo (min)

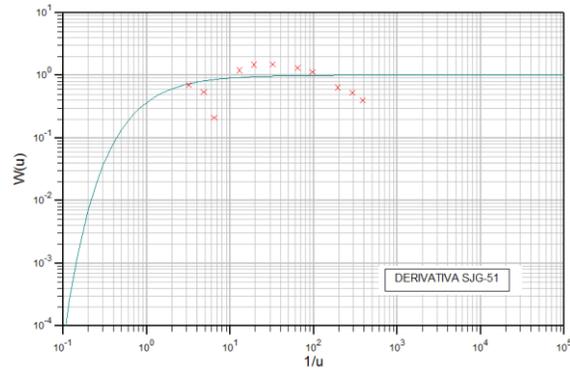


Figura 6. Derivativa SJG-51, en el eje vertical se tiene el abatimiento (m), el eje horizontal representa el tiempo (min)

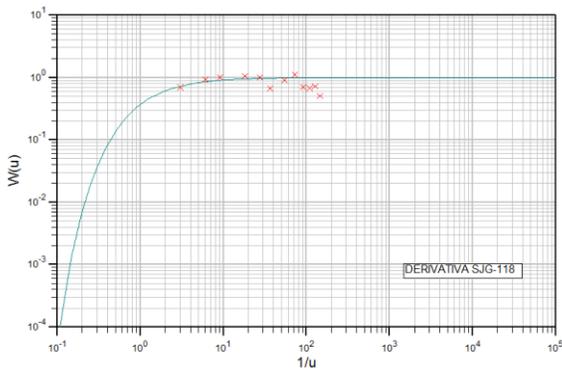


Figura 7. Derivativa SJG-118, en el eje vertical se tiene el abatimiento (m), el eje horizontal representa el tiempo (min)

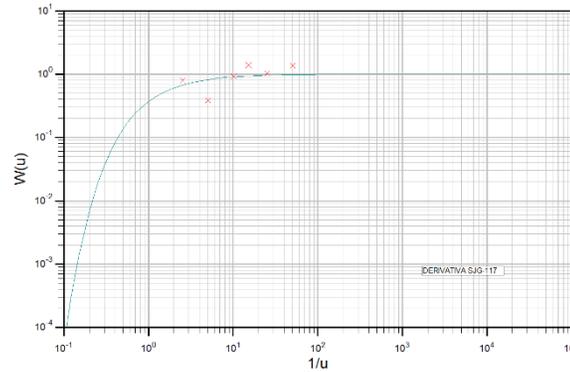


Figura 8. Derivativa SJG-117, en el eje vertical se tiene el abatimiento (m), el eje horizontal representa el tiempo (min)

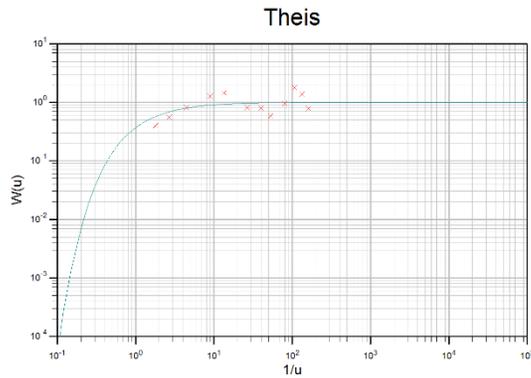


Figura 9. Derivativa SJG-217, en el eje vertical se tiene el abatimiento (m), el eje horizontal representa el tiempo (min)

Las derivativas de un pozo muestran los cambios en el régimen de abatimiento en un pozo, teóricamente al alcanzar el flujo laminar el abatimiento se estabiliza hasta cierto punto, las gráficas representan dicho comportamiento, también muestran un periodo de flujo laminar y hacia el final una disminución en su derivativa lo que se infiere como la influencia de una condición de borde positiva o la presencia de un estrato de goteo como se muestra en la Figura 17 (leaky aquifer) (Hersir & Arnason, 2009),

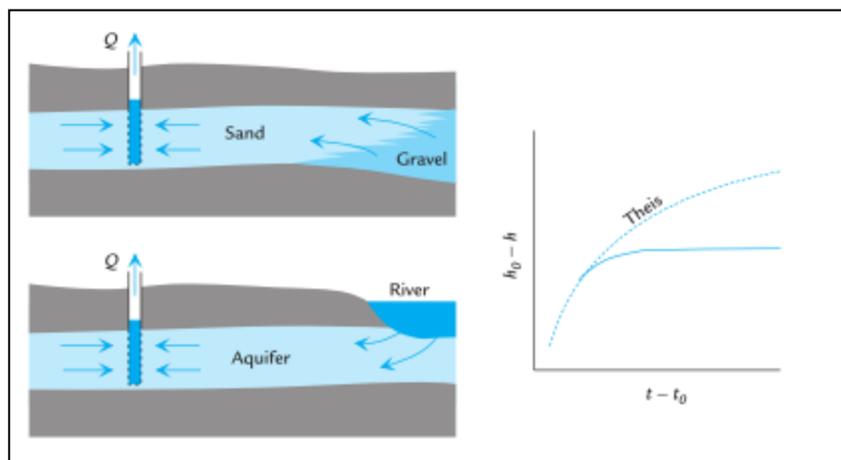


Figura 10. Condiciones de borde positivas y su efecto sobre la reducción (a la derecha). La línea continua de la derecha muestra cómo se estabiliza reducción en comparación con la teoría que predice la solución de Theis (línea discontinua). Tomada de (R., 2002)



Los aprovechamientos SJG-34 y SJG-217 presentan en sus derivadas comportamientos similares a la Figura 18, posibles a estratos arcillosos o un grado de compacidad en la matriz granular mayor.

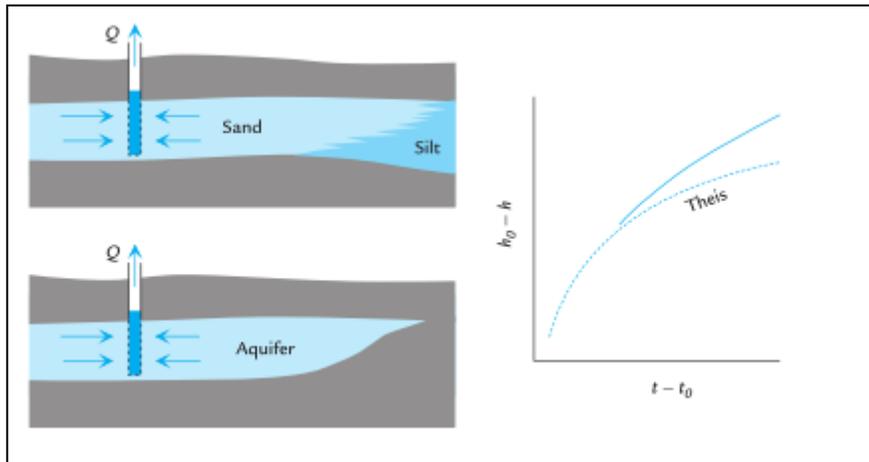


Figura 11. Fronteras que limitan el suministro de agua al acuífero, y su efecto sobre el abatimiento (a la derecha). La línea continua de la derecha muestra cómo la reducción es mayor que la que se predice la solución Theis (línea discontinua) Tomada de (R., 2002)

De acuerdo con el modelo conceptual planteado y el comportamiento observado de las pruebas de bombeo, se decidió interpretar las pruebas utilizando la metodología propuesta por (CV, 1935) recuperación de (Cooper Jr., H.H., Jacob, 1946));

Los supuestos necesarios para la interpretación de las pruebas de bombeo por el método de Theis para el caso de descarga constante fue descrito por (Sharma, H.C., Chauhan, H.S., Ram, 1985) y modificado para descarga variable por (Zhang, 2013) los cuales consideran:

“El acuífero es homogéneo, isotrópico, confinado, infinito en extensión superficial, horizontal y de espesor uniforme sin flujo lateral de los alrededores de los cuerpos de agua. El pozo está penetrando totalmente el acuífero y tiene un diámetro infinitamente pequeño. El agua en el acuífero se extrae instantáneamente con el descenso de la de la carga hidráulica; no hay retraso en el coeficiente de almacenamiento. No existe “goteo” y toda la descarga proviene del agua en el almacenamiento. El flujo hacia el pozo es radial y esencialmente horizontal. El coeficiente de almacenamiento y transmisividad son independientes del tiempo y del espacio durante el bombeo.”



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



Además, (Keith JH, Willis DW, 2006) concluye de manera práctica y en términos generales que las estimaciones de las propiedades hidráulicas en una prueba de bombeo de un solo pozo con una interpretación distinta al método de Cooper-Jacob son una pérdida de tiempo. A su vez afirma que la transmisividad es la única propiedad hidráulica que podría ser estimada de forma única, lo que coincide con varios autores como (Halford, 1997) y (Hanson, R.T., 1996) entre otros. En pruebas cortas sin periodos de datos tardíos, el almacenamiento específico, la anisotropía vertical, y las estimaciones de rendimiento específicos no tienen sentido si se analizan con una solución de acuífero no confinado (Keith JH, Willis DW, 2006)

(Calvache, Sanchez-Ubeda, Duque, Lopez-Chicano, & de la Torre, 2016) hacen una comparación entre dos pruebas de bombeo realizadas en la región costera de Motril-Salobreña en España, a su vez calcularon los valores de T y S a partir de modelos numéricos (SEAWAT) indicando que el flujo regional, flujos de bombeo variables, y el efecto de las mareas producen un error de menos de 10 % en comparación con los resultados obtenidos con los métodos clásicos (Theis, Cooper y Jacob), la presencia de fluidos de diferente densidad (agua dulce y salada) producen un error del 20% en la estimación final de T y del 100% en el cálculo de S, el factor que más afecta a T y S en la interpretación de la prueba de bombeo es la heterogeneidad vertical en los sedimentos, lo que puede producir errores de más del 100% en ambos parámetros (T y S) (Calvache et al. 2016)

Los resultados de las reinterpretaciones se resumen en la Tabla 4, los valores más altos fueron los correspondientes a los pozos SJG-117 y SJG- 89 con una transmisividad de 1064 m²/d y 2787.03 m²/d, localizándose en la parte central del acuífero de acuerdo con los valores de estimación de conductividad hidráulica reportados por diferentes autores estos datos son correlacionables con materiales similares a las gravas.

**Tabla 2. Características hidráulicas obtenidas en las pruebas de bombeo.
T = transmisividad; K = conductividad hidráulica.**

POZO	ABATIMIENTO	RECUPERACIÓN	ABATIMIENTO	RECUPERACIÓN



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



	T (m ² /s)	K (m/s)	T (m ² /s)	K (m/s)	T (m ² /d)	K (m/d)	T (m ² /d)	K (m/d)
34	1.42E-03	1.08E-04	4.87E-03	3.69E-04	123.10	9.32	420.64	31.92
117	1.23E-02	9.19E-04	9.08E-03	6.78E-04	1064.53	79.39	784.75	58.55
118	5.57E-04	7.73E-05	5.35E-04	7.37E-05	48.12	6.68	46.23	6.37
89			3.23E-02	1.88E-03			2787.03	162.25
217	4.31E-04	1.36E-04	9.08E-04	8.78E-05	37.25	11.77	78.48	7.58
51	6.64E-03	5.46E-04	6.81E-03	5.59 E-04	573.84	47.20	588.38	48.32

El pozo 34 ubicado en la parte suroeste del área cercano al TEM GU-16 del perfil resistivo SN-02 (Figura 11), presenta tres etapas de recuperación: En la Figura 19 muestra la primera etapa (etapa temprana) tiene un valor de transmisividad de $3.00 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ ($259.597 \text{ m}^2/\text{d}$), considerando un espesor saturado 13 m equivale a una conductividad hidráulica de $2.28 \times 10^{-4} \text{ m/s}$ (19.70 m/d), de acuerdo con la clasificación de la Tabla 5 dichos valores son caracterizados por arena fina (P. A. and F. W. S. Domenico, 1998)

La segunda etapa (media) tiene un valor de transmisividad de $8.68 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ ($74.969 \text{ m}^2/\text{d}$) Figura 19, considerando un espesor saturado 13 m equivale a una conductividad hidráulica de $6.58 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ (5.689 m/d) esto se puede tratar de un material confinante, similar a una intercalación de arenas finas-limo (Freeze, R.A., and Cherry, 1979)

La tercera etapa (tardía) tiene un valor de transmisividad de $6.73 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ ($581.678 \text{ m}^2/\text{d}$), considerando un espesor saturado 13 m equivale a una conductividad hidráulica de $5.11 \times 10^{-4} \text{ m/s}$ (44.142 m/d) de acuerdo con materiales de arenas y gravas, conformando una zona acuífera competente.

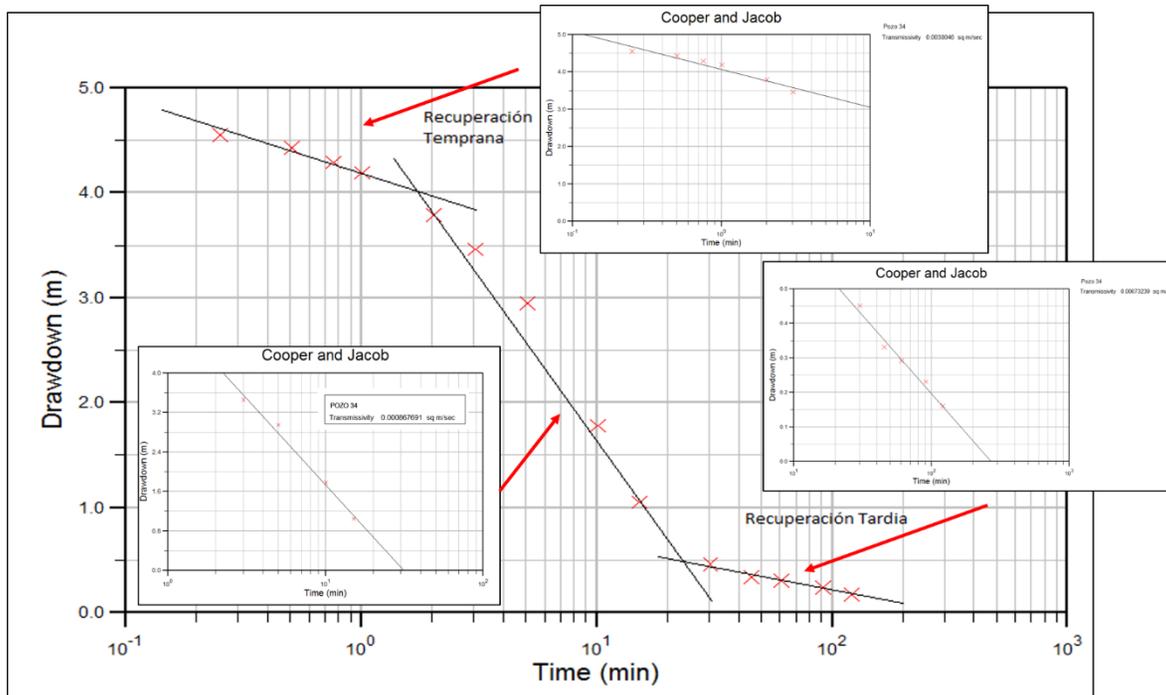


Figura 12. Valores de Transmisividad Pozo SJG-34, en el eje vertical se tiene el abatimiento (m), el eje horizontal representa el tiempo (min)

El pozo 217 ubicado en la parte norte del área (Figura 11), presenta tres etapas de recuperación: La primera etapa (etapa temprana) tiene un valor de transmisividad de $8.16 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ ($70.41 \text{ m}^2/\text{d}$) Figura 20, considerando un espesor saturado 10 m equivale a una conductividad hidráulica de $7.89 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ (6.817 m/d), de acuerdo con la clasificación de la Tabla 5 dichos valores son caracterizados por arena fina, por su ubicación puede tratarse de materiales granulares con una compacidad mayor (P. A. and F. W. S. Domenico, 1998)

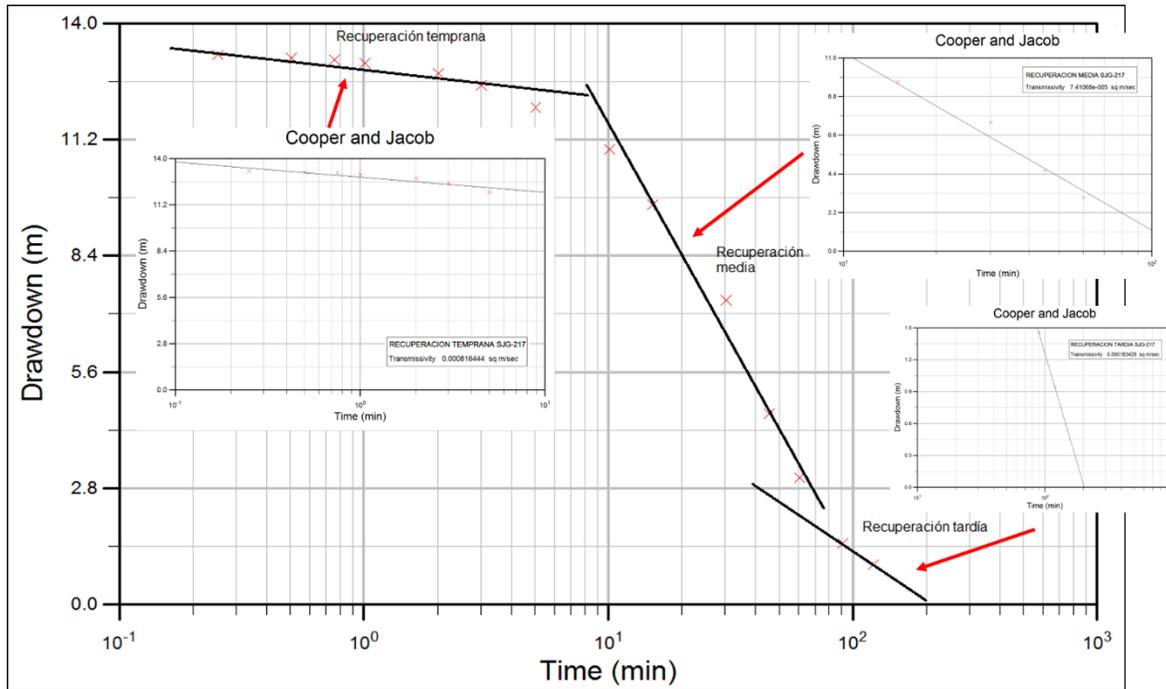


Figura 13. Valores de Transmisividad Pozo SJG-217, en el eje vertical se tiene el abatimiento (m), el eje horizontal representa el tiempo (min)

La segunda etapa (media) tiene un valor de transmisividad de $7.41 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ ($6.403 \text{ m}^2/\text{d}$), considerando un espesor saturado 10 m equivale a una conductividad hidráulica de $7.16 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ (0.619 m/d) esto se puede tratar de un material confinante, similar a un lente de arcillas o una intercalación de arena-arcilla (Freeze, R.A., and Cherry, 1979)

La tercera etapa (tardía) tiene un valor de transmisividad de $1.83 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ ($158.482 \text{ m}^2/\text{d}$), considerando un espesor saturado 10 m equivale a una conductividad hidráulica de $5.11 \times 10^{-4} \text{ m/s}$ (44.142 m/d) de acuerdo con materiales de arenas y gravas, conformando una zona acuífera competente.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



Tabla 3. Valores estimados de conductividad hidráulica (m/día) tomada de (Sanders, 1998)

		Domenico	Smith & W	Freeze	Fetter	Sanders
Sedimentos	Grava	25 a 2500	100 a 10 ⁵	100 a 10 ⁶	10 a 1000	
	Grava con arena					
	Arena gruesa	0.1 a 500	0,01 a 1000	1 a 1000	1 a 100	1 a 100
	Arena media	0.1 a 50				
	Arena fina	0.02 a 20			0.01 a 1	0.01 a 1
	Arena arcillosa			0,01 a 100	0.001 a 0.1	
	Silt, loess	10 ⁻⁴ a 2	10 ⁻⁴ a 1	10 ⁻⁴ a 1	0.001 a 0.1	10 ⁻⁴ a 1
	Arcilla	10 ⁻⁶ a 4*10 ⁻⁴	10 ⁻⁷ a 10 ⁻³		10 ⁻⁶ a 10 ⁻³	10 ⁻⁶ a 10 ⁻³
Arcilla marina inalterada	10 ⁻⁷ a 2*10 ⁻⁴		10 ⁻⁴ a 10 ⁻⁷			
Rocas Sedimentarias						
Rocas Sedimentarias	Calizas carstificadas	0.1 a 2000	0.05 a 0,5	0.1 a 1000		0.1 a 10 ⁷
	Calizas, dolomías	10 ⁻⁵ a 0.5	0.001 a 0,5	10 ⁻⁴ a 1		10 ⁻⁴ a 1
	Areniscas	3*10 ⁻⁵ a 0.5	10 ⁻⁵ a 1	10 ⁻⁵ a 1		
	Argilitas (siltstone)	10 ⁻⁶ a 0,001				
	Pizarras sedimentarias (Shale) intactas	10 ⁻⁸ a 2*10 ⁻⁴	10 ⁻⁸ a 10 ⁻⁴	10 ⁻⁴ a 10 ⁻⁸		10 ⁻⁴ a 10 ⁻⁸
	Pizarras sed.(Shale) fracturadas/alteradas		10 ⁻⁴ a 1			
Rocas cristalinas						
Rocas cristalinas	Basalto inalterado, sin fracturar		10 ⁻⁴ a 10 ⁻³			10 ⁻⁶ a 10 ⁻³
	Basalto fracturado/vesicular cuaternario		10 a 1000			0.1 a 10 ⁶
	Escorias basálticas		0.001 a 1000			
	Basalto permeable	0.03 s 2000		0.02 a 1000		
	Rocas ígneas y metamórficas sin fracturar	10 ⁻⁹ a 10 ⁻⁵	10 ⁻⁹ a 10 ⁻⁵	10 ⁻⁹ a 10 ⁻⁵		10 ⁻⁹ a 10 ⁻⁵
	Rocas ígneas y metamórficas fracturadas	0.001 a 25	10 ⁻⁵ a 1	0.0005 a 20		10 ⁻⁵ a 1
	Granito alterado	0.3 a 5				
	Gabro alterado	0.05 a 0.3				



III.1.3. Piezometría

La red piezométrica se ha venido integrando desde el año 1995 a cargo del distrito de riego 038 Gauymas-Empalme, iniciando con las mediciones de la profundidad al nivel estático de 42 aprovechamientos. Sin embargo, en el 2008 el ITSON realizó un censo de aprovechamientos con un total de 157 obras, de los cuales solamente en 79 se obtuvo la profundidad al nivel estático.

Para configurar la distribución de las curvas de profundidad y elevación del nivel estático, debido a que no se cuenta con datos constructivos detallados para discriminar las elevaciones del ranuramiento del pozo y por ende la carga hidráulica perteneciente a una zona acuífera en particular, se observa un comportamiento distorsionado de las curvas, producto de las condiciones de extracción y de la interacción entre el agua dulce y salada en la zona de interface; es por eso que se dividió la interpolación en dos porciones: una representada por una zona acuífera superior, con una mayor concentración de pozos, de comportamiento hidráulico mezcla, y una segunda zona cercana a la zona de interface, de comportamiento hidráulico potenciométrico libre, con una fuerte influencia de gradientes hidráulicos hacia el interior del estero El Rancho.

III.1.3.1. Profundidad Nivel Estático

De acuerdo a las mediciones realizadas en 1995, las mayores profundidades al nivel estático se encuentran en la parte norte del acuífero, y las menores hacia el sur. La mayor profundidad se encontró a 35 m, en el predio La reforma ubicado al noroeste de la población de San José de Guaymas; y la menor a 8.5 m, registrada en el predio San Carlos a 2 km al suroeste del mismo poblado (Figura 21)



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

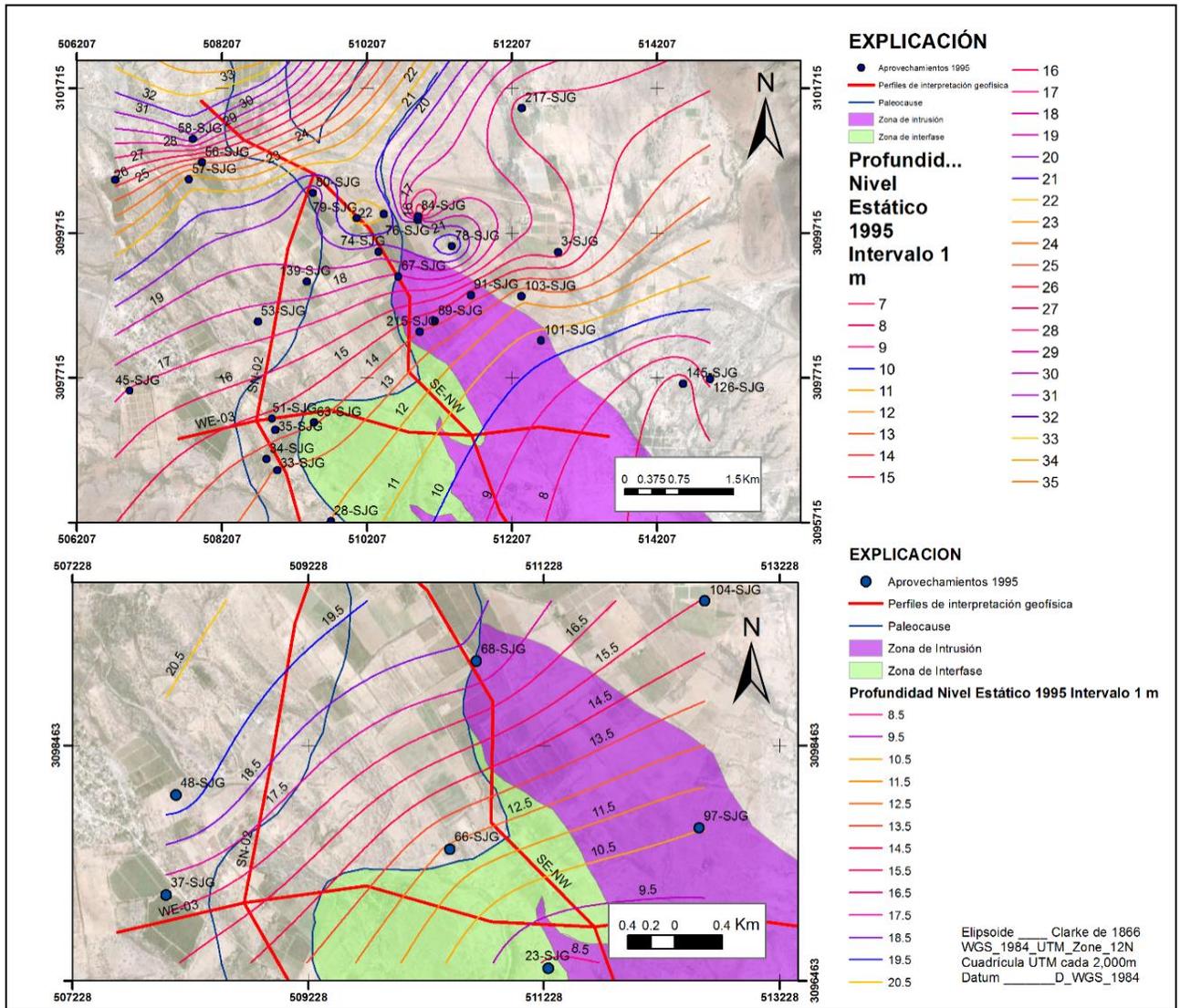


Figura 14. Profundidad del nivel estático 1995, modificado de IDEAS 2012

La profundidad al nivel estático en **2009**, varía entre 0.5 a 34.5 metros. En general, los valores de profundidades comparadas con 1995 son menores, la mayoría de las profundidades al nivel estático se encuentran de los 10 a los 25 metros, donde la profundidad menor se presenta en el aprovechamiento con clave 127-SJG, el cual se localiza al norte del estero El Rancho, y las mayores profundidades se encuentran hacia la parte norte de San José de Guaymas, presentándose la mayor en el pozo 110-SJG al norte del área de estudio (Figura 22).



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

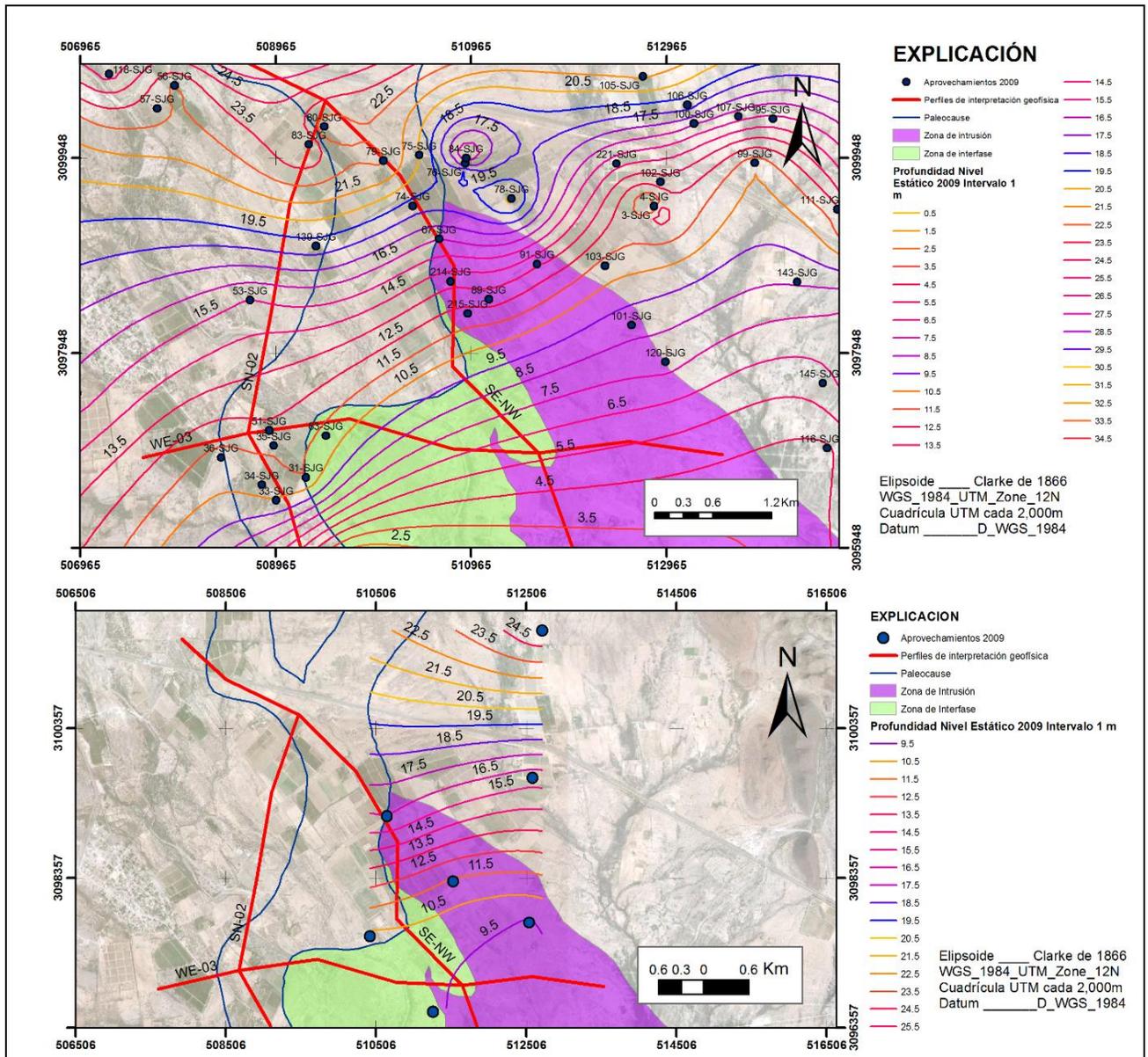


Figura 15. Profundidad del nivel estático 2009, modificado de IDEAS 2012

La profundidad al nivel estático en **2011**, varía entre 5.5 a 35.5 metros. En general, la mayoría de las profundidades al nivel estático se encuentran de los 10 a los 25 metros, las mayores profundidades se encuentran hacia la parte norte de San José de Guaymas, presentándose la mayor en el pozo S-JG-110 al norte del área de estudio (Figura 23).



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**

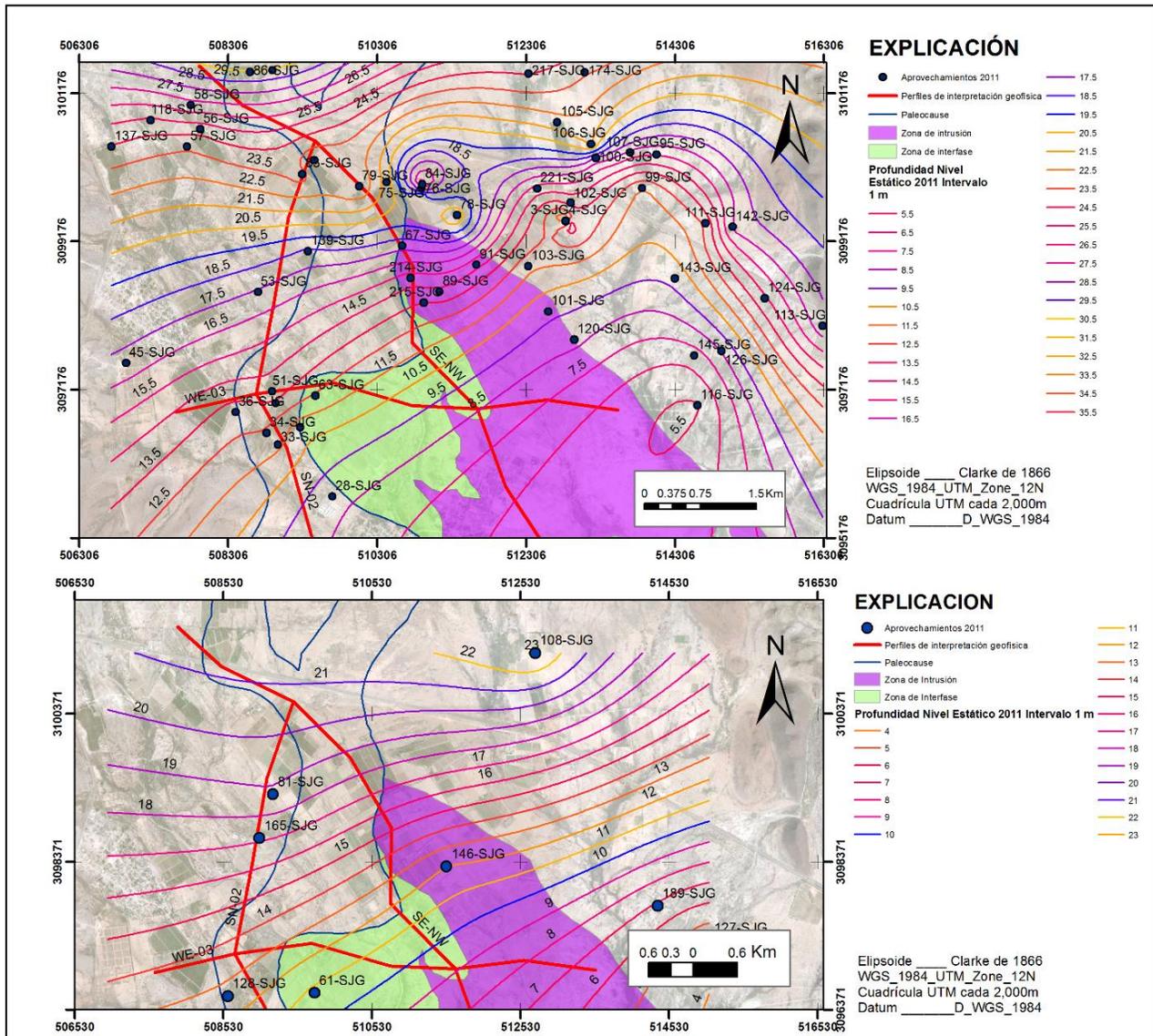


Figura 16. Profundidad del nivel estático 2011, modificado de IDEAS 2012

III.1.3.2. Elevación del Nivel Estático

Para determinar la elevación del nivel estático se utilizó la información generada en la nivelación de brocales, En las captaciones donde no se tiene nivelación, se utilizaron las curvas topográficas vectoriales escala 1:50000 proporcionadas por el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), de manera que fue posible realizar interpolaciones mediante el programa Arcview GIS 3.2 y Surfer para obtener las



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



elevaciones correspondientes. La diferencia entre los valores de elevación registrados por un GPS diferencial y el modelo matemático (ráster) es considerable, aunado a que las coordenadas de los pozos están muy cerca del nivel del mar lo que magnifica la dispersión de las elevaciones, esto conlleva un problema serio a la hora de calibrar el modelo.

En condiciones naturales, los cambios estacionales de nivel estático se encuentran bajo este rango de elevaciones, esto provoca valores anómalos en los coeficientes de almacenamiento y más que nada en el rendimiento específico.

Otro de los aspectos fundamentales a la hora del trazo y la configuración del nivel estático, es que los piezómetros se tienen que clasificar por la elevación de su ranuramiento, y la unidad Hidroestratigráfica que corta, El agua subterránea fluye desde las zonas con una carga hidráulica alta a las zonas de baja presión (nivel estático menor) por regla general las líneas equipotenciales son similares a la configuración topográfica. Debido a que las cargas hidráulicas varían lateralmente y verticalmente en un sistema de aguas subterráneas, el movimiento del agua subterránea tendrá generalmente un componente vertical, así como un componente horizontal. Teóricamente las líneas de nivel estático son homogéneas, las anomalías en dichas curvas se pueden atribuir a:

- Cambios litológicos. - Los cambios en el material ya sea tanto horizontalmente, (por ejemplo, el cambio litológico de un lecho volcánico fracturado con una capa detrítica en un margen de una cuenca o cauce de río), como verticalmente, (la presencia de un horizonte de baja permeabilidad entre dos unidades acuíferas), pueden conferirle una cierta presurización a la zona acuífera confinada.
- Comportamiento hidráulico. - Con base al punto anterior, y como se comentó anteriormente, un mapa de contorno del nivel freático representa la elevación de la parte superior de la parte saturada del acuífero superior, también llamado acuífero libre, y representa una primera aproximación, estos acuíferos tienen la particularidad de que su transmisividad es variable y dependen en gran medida del espesor saturado, también se le llaman acuíferos potenciométricos. En realidad, este nombre ha causado mucha confusión con respecto al término “piezométrico” la verdad es que es un término equivalente (Fetter, 2001) y puede usarse indistintamente, aunque Fetter hace recomendación del uso del término de potencimetría, debido a



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



que muchos de los términos son en inglés se incurren en ciertas imprecisiones al momento de “castellanizar” dichos términos, por ejemplo. otros autores prefieren dividir el término y conferirle el término potenciométrico a acuíferos no confinados y el término piezómetros a acuíferos presurizados.

- Aspectos estructurales. Las fallas ya sea normales o inversas en afloramiento o sepultadas, constituyen importantes indicadores de dirección de flujo, y sirven de criterio a la hora de discriminar los acuíferos. Los cambios en los parámetros hidráulicos como su permeabilidad y porosidad ya sea primaria o secundaria, producto de fracturamiento o disolución de carbonatos (karstificación) constituyen zonas de flujo preferente, lo que representan anisotropías y modifican las líneas de flujo.
- Condiciones de borde. – Las condiciones de no flujo (parteaguas hidráulico), modifican el patrón de la dirección de flujo.

Las condiciones de borde de carga constante o flujo constante o variable, hacia el acuífero ya sea por ejemplo un río, una condición de mar o un lago, manifiestan cambios en el gradiente hidráulico y por ende menor o mayor aglomeración de las líneas equipotenciales alrededor de ellos.

Estos son aspectos que hay que tener en mente a la hora de calcular celdas de flujo ya sea de entrada o de salida por el método de interpolación aproximando los datos a una superficie matemática, promediando los valores de los puntos vecinos, o aplicando un método geo estadístico como el Kriging.

Si bien estos métodos generan ráster continuos, queda en criterio del hidrogeólogo el valor del intervalo que se le asigna entre líneas equipotenciales, y por ende el valor del gradiente hidráulico; si bien se trata de replicar en todo lo posible los aspectos hidrogeológicos inferidos a partir de los aspectos topográficos e hidrológicos, este se basa más en un criterio de apreciación estética y genera incertidumbre, esto sin menospreciar que se trabaja por regla general con niveles mezcla lo que modifica aún más los flujos verticales de una unidad Hidroestratigráfica a otra.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



- **Densidad Variable.** Los cambios en la densidad del fluido, así como su viscosidad, (aunque estos procesos son muy complejos), podemos decir que modifican la altura de la carga hidráulica de los piezómetros.

Un factor a tomar en consideración es la periodicidad de la toma de datos; los cuales son tomados anualmente, a pesar de no contar con la fecha exacta del levantamiento en campo, asumimos que las campañas de piezometría se realizaron de forma regular los primeros de julio, tomando en consideración un paro de bombeo de 10 días, estos supuestos se verán con más detalle en la discretización temporal del modelo.

Cabe señalar, que la temporalidad de la actividad agrícola puede diferir con la temporalidad de la precipitación que incide en el área, en la práctica los requerimientos en los volúmenes de extracción son influenciados por el tipo de cultivo, a su vez el periodo de riego de una zona, puede o no coincidir con el stress hidrológico que se esté presentando en la región, el régimen pluvial se presenta dos períodos de ocurrencia, uno de julio a septiembre correspondiente a la temporada de verano que es cuando se registran los valores más altos de lluvia, con una precipitación media de 280.9 mm anuales (CONAGUA, 2002); y el otro de precipitaciones invernales que abarca de diciembre a febrero, con precipitaciones menos significativas, del orden de los 24.1 mm (CONAGUA, 2002).

La Figura 24 muestra el hidrograma de los niveles estáticos comprendidos desde 1995 a 2011, la línea negra representa una ventana en la información que va desde los años 1997 a 2000, las flechas representan los comportamientos generales de abatimiento y recuperación notando una tendencia al equilibrio, esto debido a un bombeo constante con respecto a un año a otro, y condiciones de borde constante de flujo subterráneo de frente de montaña posiblemente de Sierra Santa Úrsula y Sierra Los Algodones.

Potenciométricamente Se tiene un rango de elevaciones de nivel del de -5 m.s.n.m a 2 m.s.n.m que comprende la región cercana al aprovechamiento SJG-34, en el análisis de la prueba de bombeo se encontró un estrato de baja permeabilidad consistente de un aumento en la elevación del nivel estático. Los valores bajos se encuentran hacia la parte norte y corresponden en promedio a una elevación de -4 m.s.n.m, de acuerdo con el análisis de la prueba de bombeo corresponden a un comportamiento de acuífero libre.

Como se muestra en la Figura 24 correspondiente a septiembre de 2009, se puede notar un aumento del nivel estático, debido a que se presentó un evento extremo



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



ocasionado por el paso del huracán “Jimena”, el cual originó una importante entrada de humedad y desarrollo de inestabilidad con tormentas intensas hacia los estados costeros del Pacífico, registrando una cifra record de lluvia en la estación Empalme, donde las lluvias máximas puntuales en 24 horas reportadas en el área estudiada fueron: del 2 al 3 de septiembre de 157.0 mm y del 3 al 4 de septiembre 514.9 mm (CONAGUA, 2002).

Como se comentó anteriormente, los cambios en la precipitación con respecto a los niveles no son inmediatos, dependen de la transmisividad y el almacenamiento específico, En la figura 24 se observa que aunque se trate de niveles mezcla, el comportamiento a la tendencia de abatimientos es similar, indicando que están afectadas por un mismo stress hidrológico; es decir, si bien hay diferentes “pisos” de elevaciones del nivel estático, estos cambios tienden a ser similares, esto quiere decir que están siendo afectados por un mismo “input”, aunque por ejemplo la respuesta al abatimiento sea más acentuada en la parte norte, se puede distinguir por ejemplo el abatimiento del pozo SJG-57 que es de comportamiento libre en 2004 a 2005 con respecto al nivel del pozo SJG-35 que es de un comportamiento hidráulico semiconfinado.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**

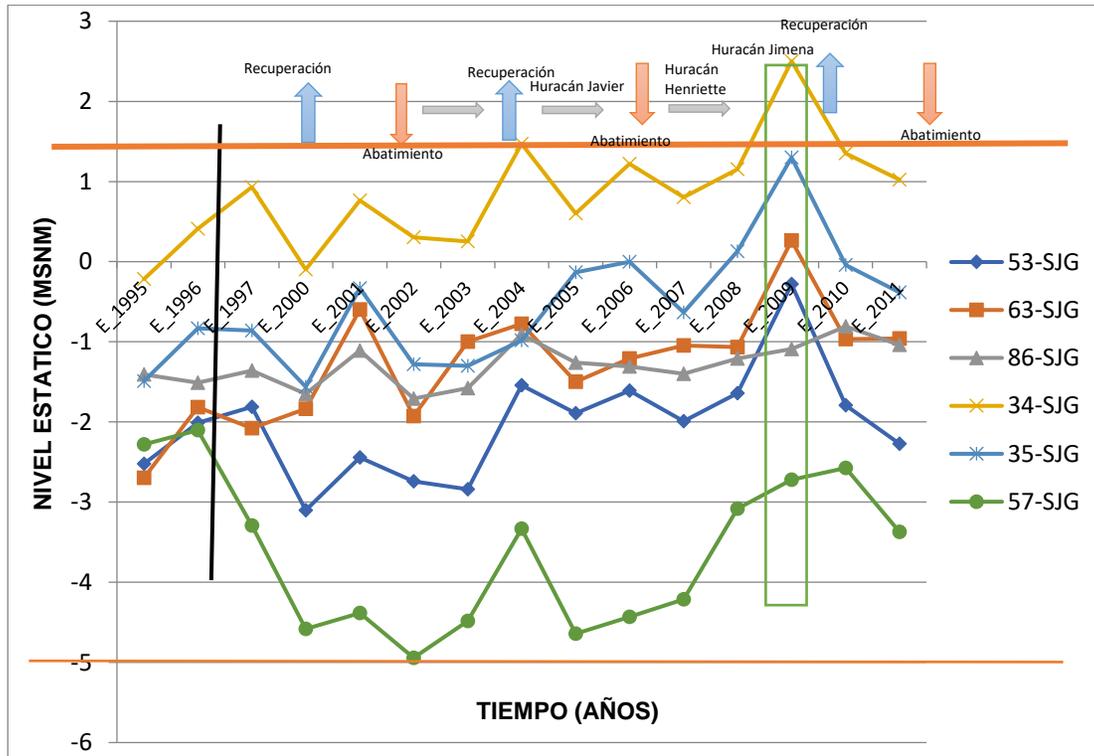


Figura 17. Niveles estáticos de algunos aprovechamientos en el área de estudio para un periodo que comprende los años 1995 a 2011. modificado de IDEAS 2012

Otro de los aspectos a tomar en cuenta en el caso de tomar los niveles estáticos en los pozos de producción, es que los pozos son estresados y las pérdidas de carga hidráulica producto del deterioro natural o inducido del pozo, por ejemplo, flujos turbulentos en la rejilla, deterioro del filtro, incrustación de sales en la rejilla, etc., influyen en la elevación del nivel estático.

Con base en las elevaciones del nivel estático obtenidas, se trazaron las curvas de isovalores de elevación del nivel estático en diferentes años, Las elevaciones del nivel estático en el acuífero para los años 1995 al 2011 oscilaban entre -7 y 2 msnm (Figura 24).

A pesar de que no se cuenta con registro de niveles estáticos históricos, aunque hay estudios en la zona que van del año 1975, se consideró para fines de análisis el año 1995 como condición inicial. La Figura 25 muestra los niveles estáticos y las direcciones de flujo para dicho año. Las etiquetas de los pozos se cambiaron (la precedencia del sufijo "SJG") para que sea más fácil el reconocimiento visual del pozo, hacia la parte noroeste de la



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



figura se tiene un nivel de -2.5 a -15 m.s.n.m correspondientes al pozo SJG-58, siguiendo el recorrido hacia el este en el aprovechamiento SJG-217 se registra una elevación de 7.5 m.s.n.m, este nivel es más alto en comparación con los aprovechamientos más al sur por ejemplo el nivel SJG-3, posiblemente se deba a que en esta región se encuentre presente un estrato impermeable (arcilla verde) que presurice hasta cierto punto dicha zona.

Hacia la parte central se presenta un cono de abatimiento en el pozo SJG-67 de -4.5 m.s.n.m, en donde las líneas de flujo confluyen hacia la parte central del acuífero. La segunda parte de la figura corresponde a los aprovechamientos cercanos al estero El Rancho, esta superficie potenciométrica corresponde a aprovechamientos con intervalo de ranuramiento somero y tiene un rango de elevación de -2.5 m.s.n.m en la parte norte hasta 1.5 m.s.n.m en la parte sur. Tanto las líneas equipotenciales como las líneas de dirección de flujo están influenciadas posiblemente a la presencia de una zona de interface con mayor salinidad la cual eleva los niveles estáticos, en forma natural y se presenta en la mayoría de los acuíferos costeros, salvo en los casos en donde haya barreras de no flujo.



Modelación numérica de flujo y transporte de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México, utilizando el programa SEAWAT.

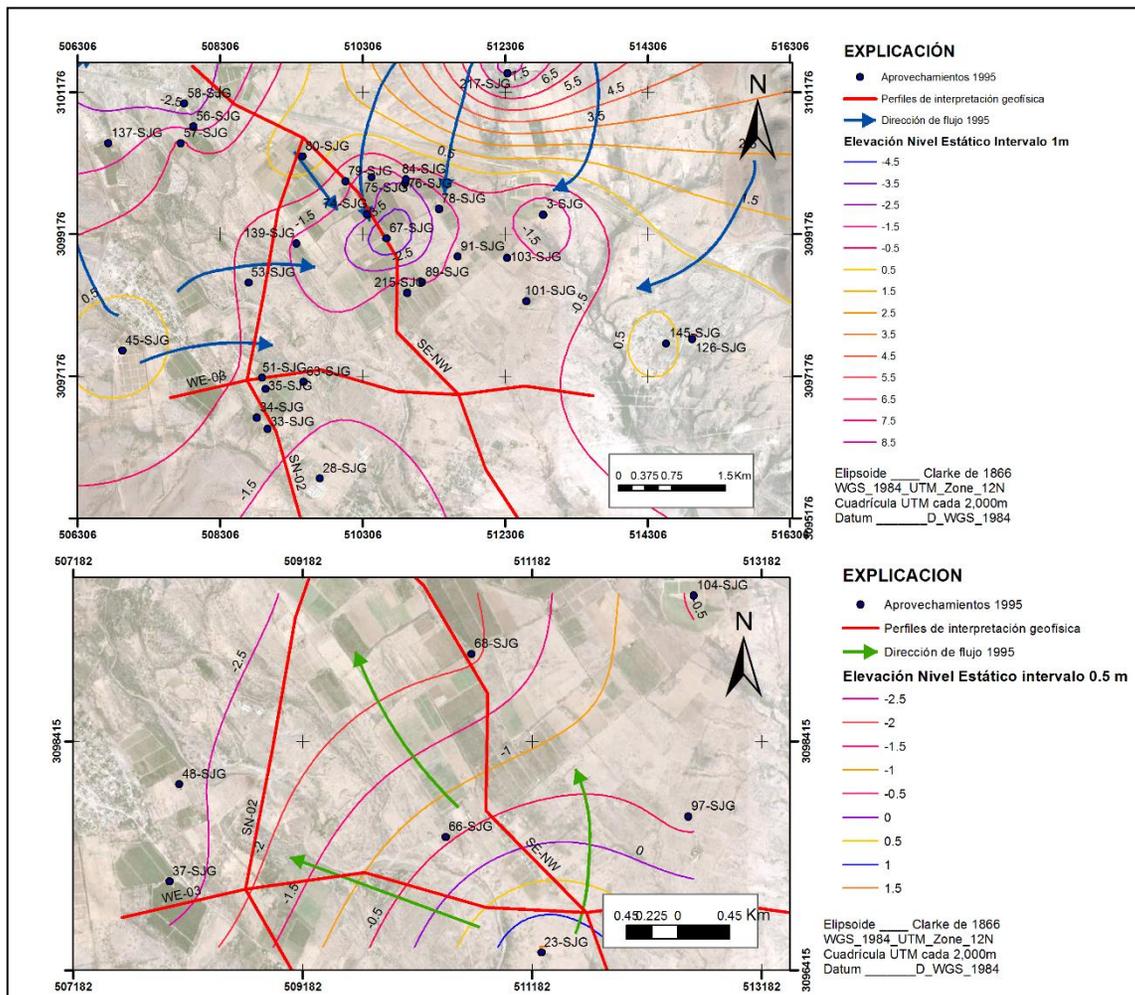


Figura 18. Elevación del nivel estático julio de 1995 (periodo seco), el cuadro superior representa la interpolación de los niveles estáticos mescla, en la parte inferior representa la interpretación de los niveles estáticos someros cercanos al estero El Rancho, tanto las flechas azules como verdes representan la dirección del flujo preferencial. modificado de IDEAS 2012.

Sin embargo, la elevación del nivel estático de 2009, (año en donde se presentan lluvias extraordinarias), puede cambiar las condiciones hidrogeoquímicas e hidrodinámicas del acuífero, puesto que oscila entre -4.3 a 8.7 m.s.n.m., de donde se desprende que la menor elevación se registró en el pozo SJG-86, el cual se encuentran hacia el extremo oeste del acuífero. La mayor se tiene en el aprovechamiento con clave SJG-135 en la parte suroeste del acuífero (Figura 26).



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**

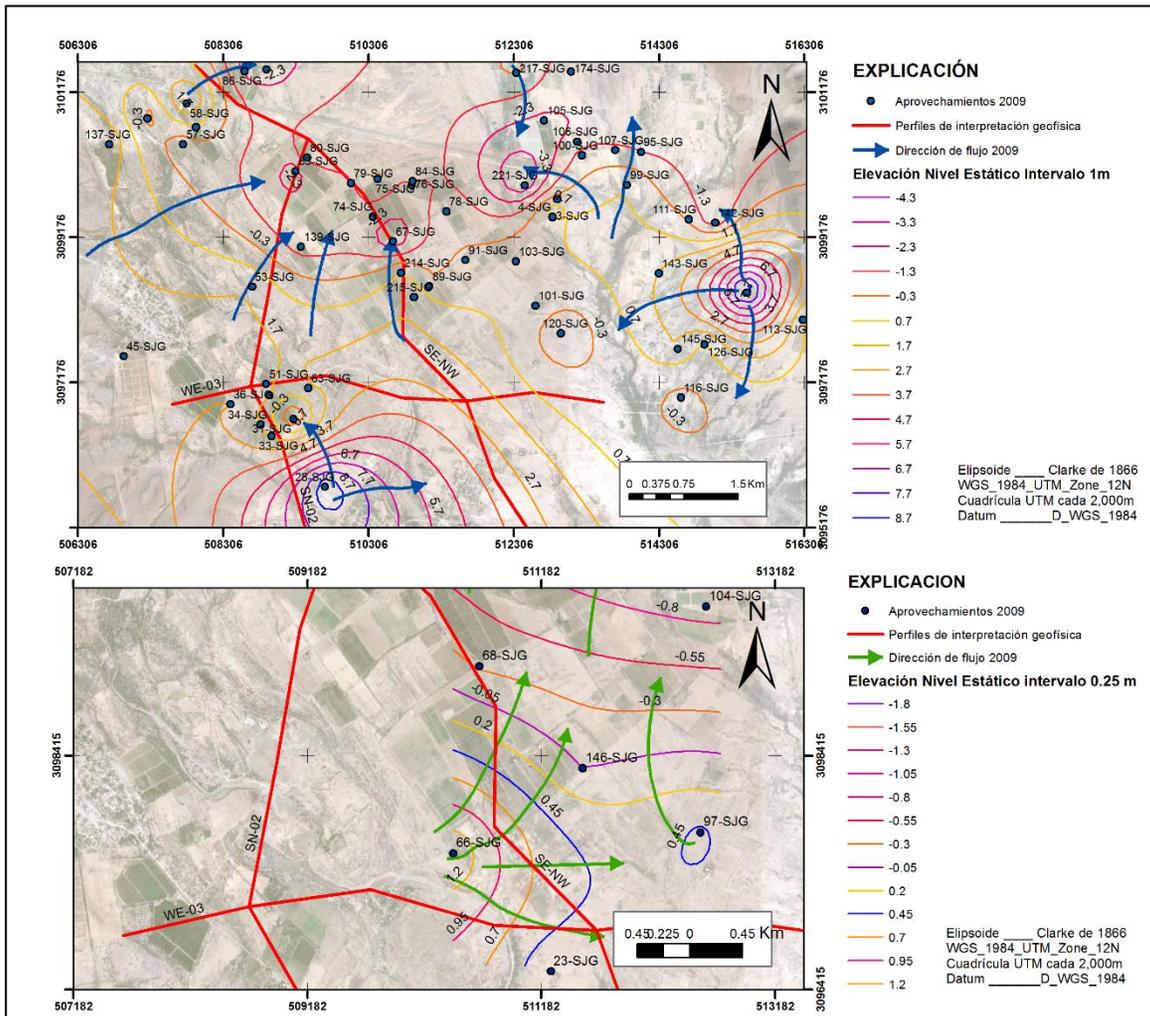


Figura 19. Elevación del nivel estático julio de 2009 (periodo seco), el cuadro superior representa la interpolación de los niveles estáticos mescla, en la parte inferior representa la interpretación de los niveles estáticos someros cercanos al estero El Rancho, tanto las flechas azules como verdes representan la dirección del flujo preferencial. modificado de IDEAS 2012

Se observa la formación de varios conos de abatimiento en la parte central del acuífero y al norte de San José de Guaymas, debido a la gran extracción que presentan los aprovechamientos localizados en esta zona del acuífero. Las direcciones de flujo son varias, en la parte norte se presenta una con dirección norte-sur, otras son casi norte a sur y una es de oeste a este. En la parte central, donde se encuentran dos de los conos de abatimiento, se presenta una dirección de suroeste a noreste, otra sur a norte y más hacia el sur son casi de oeste a este, otra de este a oeste y una más de norte a sur. En la parte Este las direcciones de flujo son hacia la entrada del estero El Rancho.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



De manera general las elevaciones del nivel estático se han mantenido desde 1995 a al 2011, con pequeñas oscilaciones, pero manteniéndose con valores de -4.0 a -6.0 msnm y de 8.0 msnm.

La Figura 27 muestra las configuraciones del nivel estático para el año 2011, el rango de elevaciones va de -4.5 m.s.n.m. a 1 m.s.n.m.; se pueden distinguir 4 conos de abatimientos, el primero en la parte suroeste del área cercano al pozo 34-SJG, con una elevación de -4 m.s.n.m., el segundo hacia el norte cercano al aprovechamiento 67-SJG con un valor de -4.5 m.s.n.m., este cono es bisectado por el perfil resistivo SE-NW. El tercer y cuarto cono de abatimiento corresponden a los aprovechamientos 221 y 106-SJG, con valores de -4 a -4.5 m.s.n.m., los valores mayores de elevación se registran en los aprovechamientos 45-SJG, ubicado en la parte suroeste del área y en mayor cantidad los aprovechamientos 145, 124, 143-SJG.

En los aprovechamientos someros representados en la figura, se tiene un nivel estático de 1.45 m.s.n.m. en las inmediaciones del estero, hasta -2.8 m.s.n.m., cercanos a los aprovechamientos 81-SJG y 165-SJG, las direcciones de flujo son coincidentes con los perfiles resistivos WE-03 y SE-NW.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**

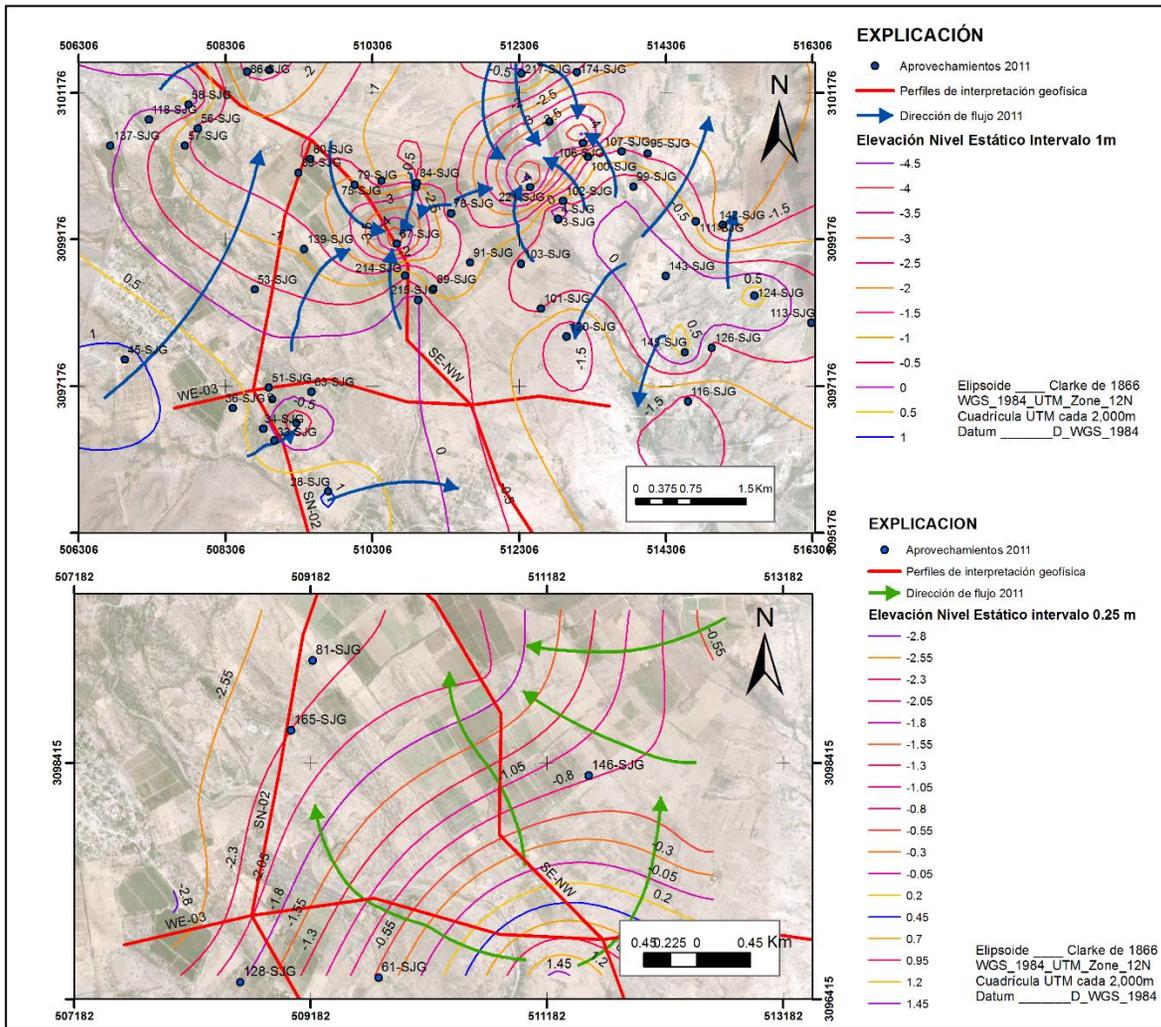


Figura 20. Elevación del nivel estático diciembre de 2011 (periodo de lluvias), el cuadro superior representa la interpolación de los niveles estáticos mescla, en la parte inferior representa la interpretación de los niveles estáticos someros cercanos al estero El Rancho, tanto las flechas azules como verdes representan la dirección del flujo preferencial. modificado de IDEAS 2012

III.1.3.3. Evolución del Nivel Estático

Los periodos de evolución del nivel estático considerados son los siguientes: 1995-1996, 2008-2009, y 2010-2011. El procedimiento para el cálculo de la evolución fue en base a la resta algebraica de dos ráster que representan los niveles del año actual con respecto a su año inmediato anterior.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



Hay que tener reservas al momento de describir la evolución del nivel estático, puesto que se trata de interpolaciones de niveles estáticos mezcla, lo cual puede representar la resta de dos tipos de niveles estáticos diferentes, lo que representaría no un abatimiento propiamente dicho, sino flujos verticales entre dos unidades acuíferas.

En la Figura 28 se puede ver que para el periodo 1995-1996 se presentan algunos abatimientos puntuales hasta de 5 m, aunque en términos generales predominan condiciones de estabilidad definidas por la curva 0. El mayor abatimiento para ese periodo se presenta en un pozo somero ubicado en el predio Los Chinos, a 2.5 km al noroeste de San José de Guaymas. Se presenta una recuperación de 12 m cercano al aprovechamiento 110-SJG. La línea 0 m representa la línea de equilibrio entre abatimientos y recuperaciones, esta puede ser coincidente o no con la línea potenciométrica 0 m.s.n.m., de forma general podemos observar dos áreas predominantes, la primera de recuperación en la parte oeste del área, posiblemente por flujos de recarga por frente de montaña. La segunda área de abatimiento cercano al pozo 217-SJG.

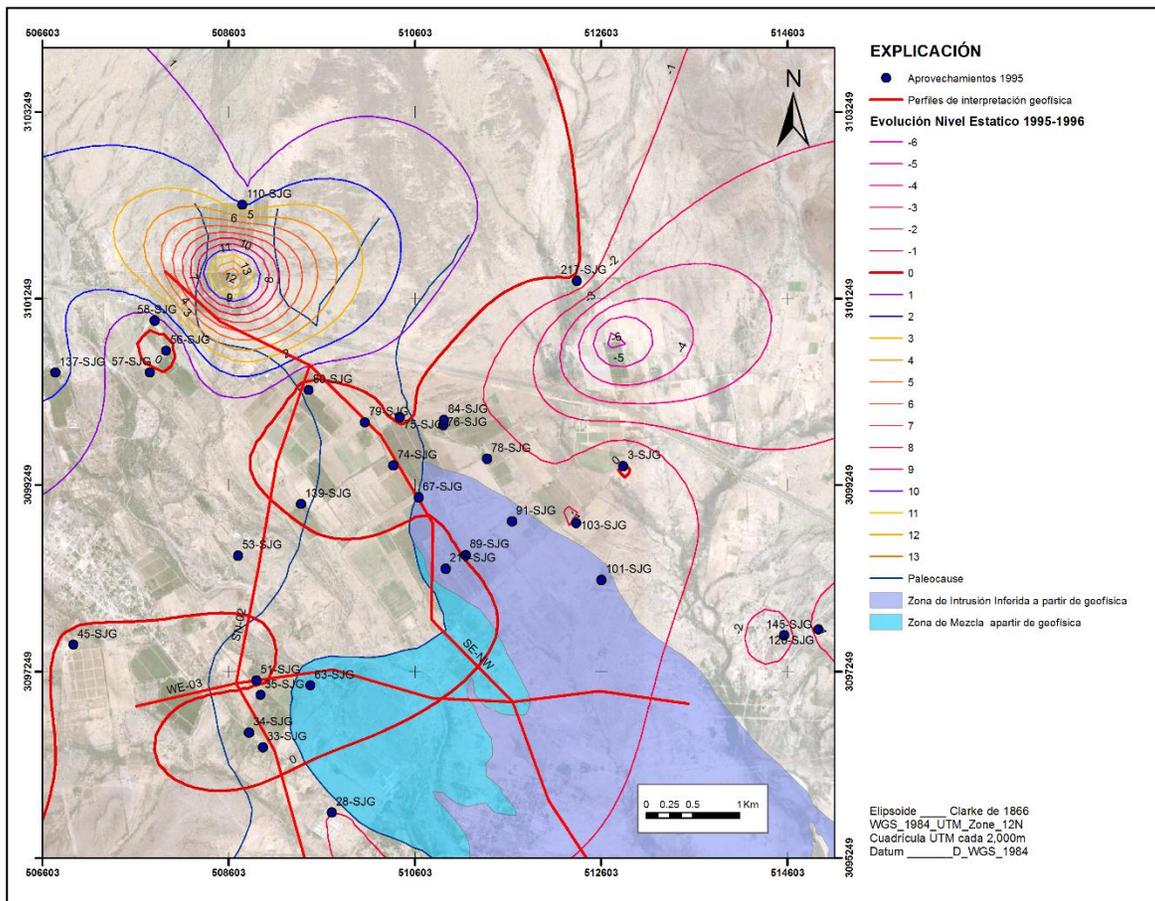


Figura 21. Evolución del nivel estático 1995-1996, modificado de IDEAS 2012

En el período de 2008-2009 se registró solo un abatimiento de -1.5 m en un aprovechamiento ubicado en el predio 139-SJG como se muestra en la Figura 29, localizado a 1 km al norte de San José de Guaymas. En términos generales, durante este periodo predomina la estabilidad en el nivel estático, debido a las condiciones climatológicas extremas que se pueden observar en los hidrogramas de los aprovechamientos en la Figura 25 donde se observa una tendencia a la recuperación en toda el área.



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

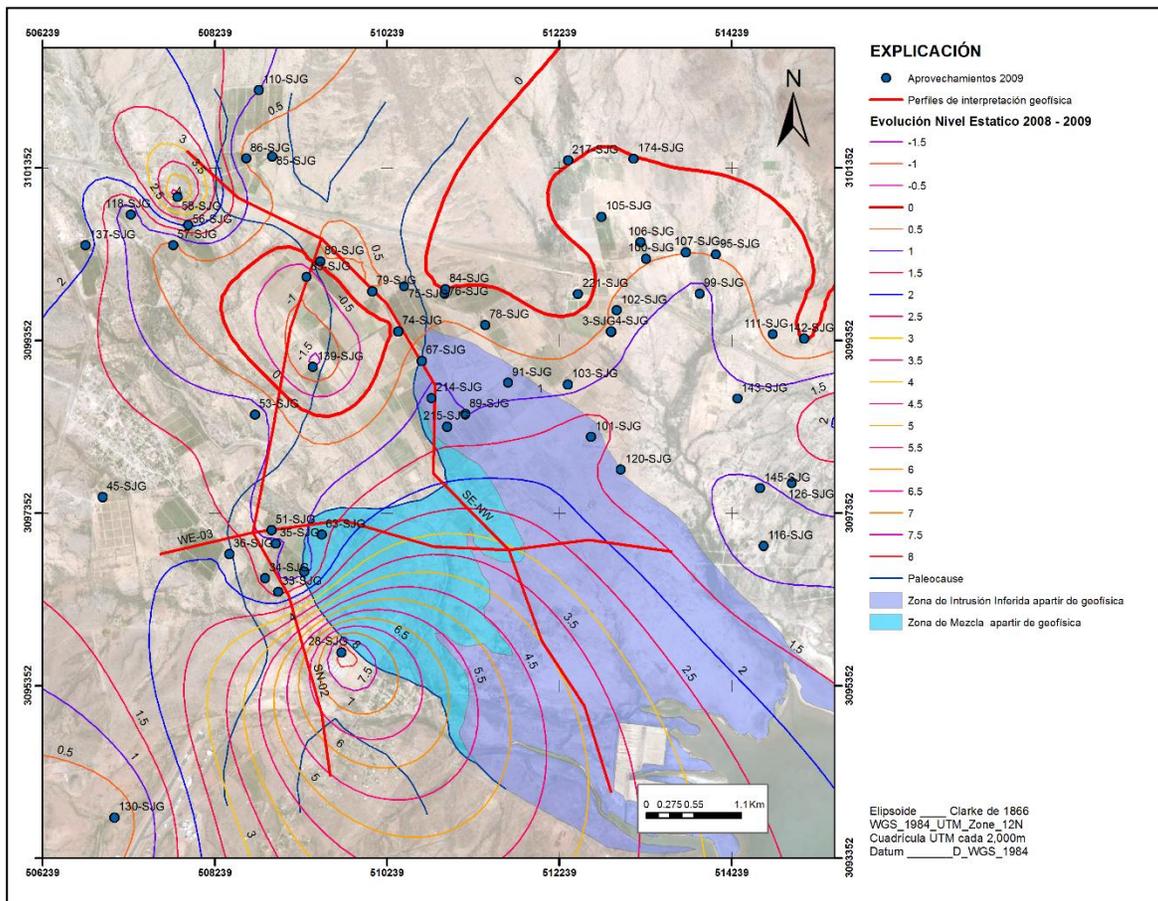


Figura 22. Evolución del nivel estático 2008-2009, modificado de IDEAS 2012

En la Figura 30, se presenta la evolución de la elevación al nivel estático del periodo del 2010 a 2011. La mayoría de los aprovechamientos presentan abatimientos, estos se encuentran entre -0.25 a -1.5 metros, se observan 2 conos de abatimiento, el primero se localiza en la parte noreste del acuífero en el pozo 106-SJG con abatimientos de -2.5 m, el otro cono de abatimiento se localiza en la parte noroeste en el 107-SJG, con abatimiento de -2.0 m. Solo en 10 aprovechamientos se presentan recuperaciones, estas varían de 0.05 a 0.88 metros y se distribuyen principalmente en la parte norte y central, la mayor recuperación se presenta en el pozo con clave 83-SJG y la menor en el 86-SJG ambos localizados en la parte norte. No se observa una tendencia clara del predominio de abatimientos o recuperaciones, probablemente debido a la hidrodinámica del acuífero buscando la estabilidad al momento de realizar las mediciones. En este sentido, se puede inferir que el acuífero presenta condiciones de equilibrio.



Modelación numérica de flujo y transporte de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México, utilizando el programa SEAWAT.

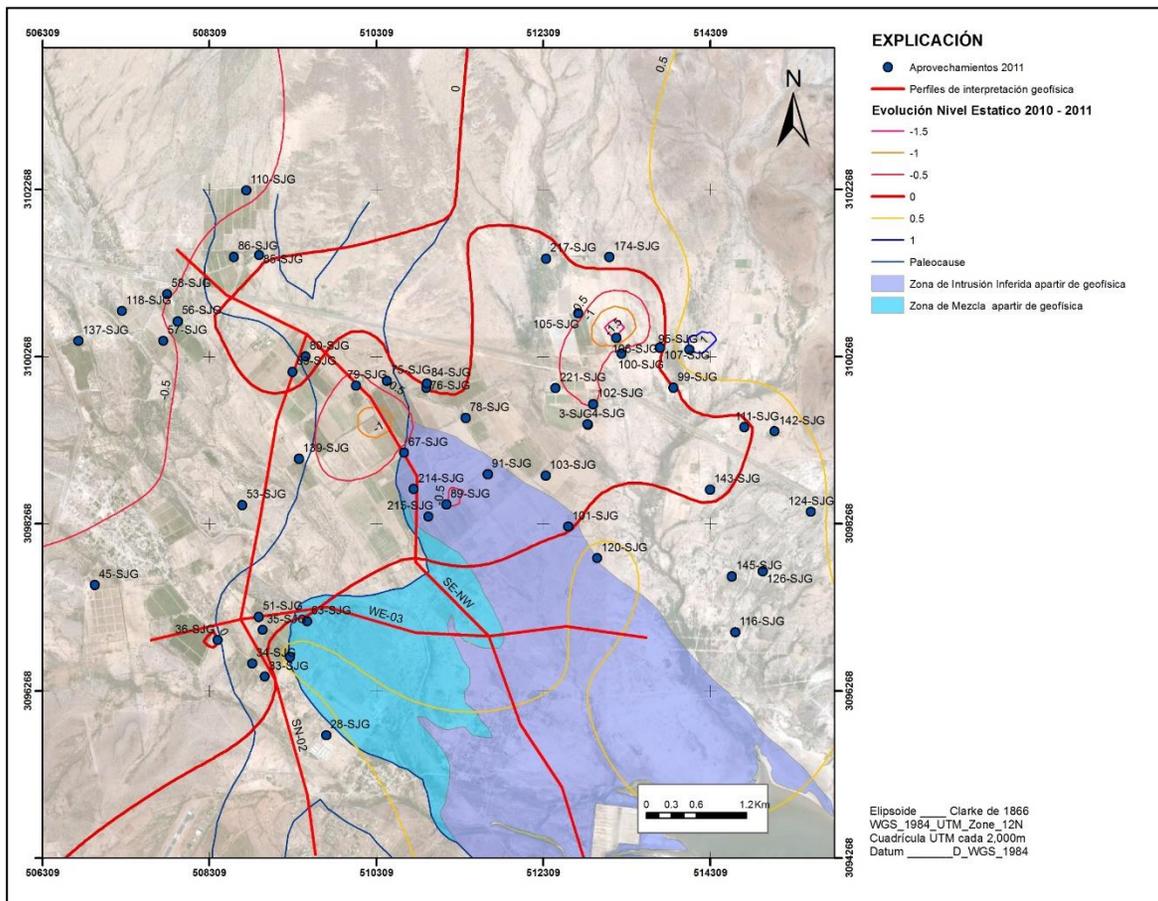


Figura 23. Evolución del nivel estático 2010-2011, modificado de IDEAS 2012

III.2 Integración y discusión de la geofísica con respecto al comportamiento hidráulico del acuífero

Entre todos los métodos geofísicos, los métodos resistivos y electromagnéticos son particularmente útiles en la exploración de las aguas subterráneas.

Existe una extensa literatura de las aplicaciones en la investigación hidrogeológica, hablando en particular sobre los métodos Transcientes Electromagnéticos (TEM), (por ejemplo (Barrett, B., Heinson, G., Hatch, M. & Telfer, 2006; Danielsen, Auken, Jorgensen, Sondergaard, & Sorensen, 2003; Eddy-Dilek, C.A., Looney, B.B., Hoekstra, P., Harthill, N., Blohm, M., Phillips, 1997; Fitterman, D.V., & Stewart, 1986; Guerin, R., Descloitres, M., Coudrain, A., Talbi, A., & Gallaire, 2001; Lepper, E. & Elmore, 2005; MacNeil, R.E., Sanford, W.E., Connor, C.B., Sandberg, 2007; Meju, Fenning, & Hawkins, 2000; Metwaly, M., Khalil, M., Al-Sayed, E.-S. & Osman, 2006; Richards, Troester, & M.I., 1998; Young, Macumber,



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



Watts, & Al-Toqy, 2004), y para el estudio del problema específico de la intrusión salina (Chen, 1999; Hoekstra, P., Harthill, N., Blohm, M. & Phillips, 1996; Kontar & Ozorovich, 2006; Mills, T., Hoekstra, P., Blohm, M. & Evans, 1988; Nielsen, Jørgensen, & N.O. & Gelting, 2006; Richards, R.T., Troester, J.W. & Martinez, 1995; Young, M.E., De Bruijn, R.G.M. & Bin Salim Al-Ismaily, 1998; Yuhr, L. & Benson, 1995).

Uno de los casos a destacar es el estudio realizado usando la técnica TEM en el marco de la Salt Water Intrusion Meeting (SWIM). El estudio se llevó a cabo en acuífero costero de Motril-Salobreña con el fin de definir las características contacto agua dulce-agua salada en el acuífero, debido a que los pozos existentes en la zona no son lo suficientemente profundos para localizar directamente el contacto. Se realizaron cuatro perfiles y los resultados del primer perfil lograron detectar zonas del acuífero que se vieron afectadas por el agua de mar a más de 150 metros de profundidad (Duque-Calvache et al., 2006)

Otro caso de éxito es el realizado en la región de la costa mediterránea de Israel, Goldman et al, 1988 evaluaron la intrusión de agua de mar aplicando la técnica TEM con el fin de delinear la intrusión de agua de mar en el sistema acuífero estratificado (Goldman & Gendler, 2002; Goldman, Gilad, Ronen, & Melloul, 1990; Goldman, Kafri, & Yechieli, 2003; Goldman & Kafri, 2004; U. Kafri et al., 2007; U. Kafri, Goldman, & Lang, 1997; U. Kafri & Goldman, 2006; Melloul & Aberbach, 1984; Melloul & Bibas, 1991), además de combinar y comparar otros métodos geofísicos, por ejemplo, la reflexión sísmica.

El fenómeno de conducción eléctrica se presenta por dos razones principales: la primera y menos importante hidrogeológicamente, es la presencia de minerales de tipo metálico, que hacen que la roca se comporte como un conductor, cuya conductividad aumentará al incrementarse el contenido de éstos y su interconexión. La segunda causa, la más interesante desde el punto de vista hidrogeológico, es la presencia de fluidos (agua) en los poros de las rocas.

Retomando el segundo punto de interés hidrogeológico, de acuerdo al fenómeno de conducción eléctrica y a la propiedad física de interés que es la resistividad, cuando existe agua rellenando poros, fisuras y fracturas de las rocas, la resistividad global de éstas se modifica dependiendo en los siguientes parámetros:

- La porosidad de la roca.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



- La resistividad de la roca con y sin la presencia de agua.
- La salinidad del agua contenida en la roca.
- El grado de saturación.
- La tortuosidad (relación entre la longitud de los poros y la longitud de la roca en estudio).

En estructuras geológicas sin arcillas u otros componentes conductores eléctricos, la conductividad σ es principalmente la conductividad del fluido de poro σ_w . De acuerdo con (Archie, 1942) es posible determinar la resistividad del suelo $\rho = 1/\sigma$ en función de la resistividad del agua de poro ρ_w , la porosidad ϕ y la saturación de agua S_w :

$$\rho = \frac{a}{\phi^m} \rho_w S_w^{-n} \quad (1)$$

Donde los parámetros empíricos m , n y a dependen del suelo. Los valores típicos se dan en la Tabla 6. La porosidad que se utiliza aquí es la parte volumétrica del espacio vacío en el suelo, que puede ser llenada total o parcialmente con gas o líquido.

Tabla 4. Valores típicos para el Archie empíricos m , n y a . Para suelos no consolidados se asume por regla general que $m = 1.3$, para el parámetro n y a se toman valores de 2 y 1, respectivamente

m	n	a	Material	Referencia
1.64-2.223		0.62-1.8	Varias Calizas	(Keller & Frischknecht, 1966)
0.62-0.88		1.37-1.72	Calizas	(Park, 2004)
1.3-1.95	2	1	Sedimentos terciarios	(Dohr, 1981)
1.3-3.0	1.5-3	1.3-2.5	Suelos en general	(Telford, Telford, Geldart, & Sheriff, 1990)

Aunque de la ecuación 2 no existe una relación matemática directa que conecte la conductividad hidráulica con su resistividad. La Figura 31 muestra los rangos típicos de resistividad de algunos materiales. Podemos notar que el limo y las arcillas tienen valores bajos; estos materiales tienen una importancia hidrogeológica puesto que constituyen capas sellos en los cuales se pudieran dividir en zonas acuíferas.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



Los valores de estos materiales son similares a materiales granulares saturados con agua salina, mostrados en el recuadro con línea discontinua, esto implica que los valores resistivos pueden llegar a “enmascarar”, aunque hidrogeológicamente pudiera distinguirse la diferencia entre un material resistivo en este caso arcilla puesto que su conductividad eléctrica será similar a lo largo del tiempo esto es, porque hidrogeológicamente los limos y las arcillas tienen una conductividad hidráulica muy baja, aunque pueden contener una porosidad considerable, su coeficiente de retención es alto, algunos materiales de limos y arcillas pueden estar fracturadas así que pueden tener un coeficiente de almacenamiento considerable, en muchos de los casos estos constituyen capas sellos o lentes que presurizan esa zona y aumente así su drenaje.

Hidrogeológicamente se presentan en suelos no confinados, con transmisividades variables generalmente altas, con porosidades efectivas no homogéneas; en dichas condiciones se presentan muchas heterogeneidades (presencia de paleocuaceras, horizontes evaporíticos), aunque no se pudiera determinar su procedencia para saber si es de origen continental o si es de origen marino, esto es más evidente cuando se trata de una intrusión en un acuífero carbonatado a un acuífero granular reciente, los cambios en resistividad se controlaran no por su salinidad si no por el cambio en su porosidad (Uri Kafri & Goldman, 2006).

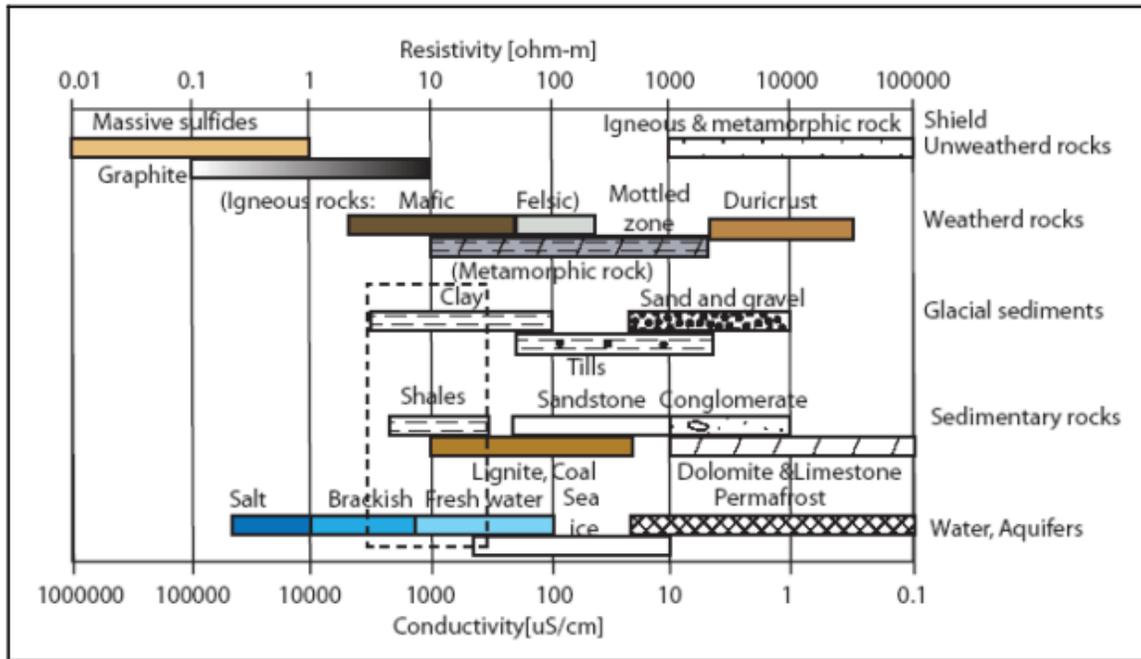


Figura 24. Los rangos típicos de resistividades eléctricas de los materiales de la tierra (Palacky, 1987; Perttu, 2008)

III.2.1. Re-interpretación de secciones geofísicas.

A partir de los resultados obtenidos del levantamiento de los 45 TEM, tanto en la campaña del 2008 realizada por el ITSON (SJG-01 – SJG-29) y la realizada por IDEAS en 2009 y 2012 (GU-01 – GU-16) dentro del acuífero San José de Guaymas (Figura 32), IDEAS S.A. Modeló varios perfiles de resistividad con el objetivo de identificar y determinar la distribución espacial y geométrica de las diferentes unidades resistivas interpretadas.



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

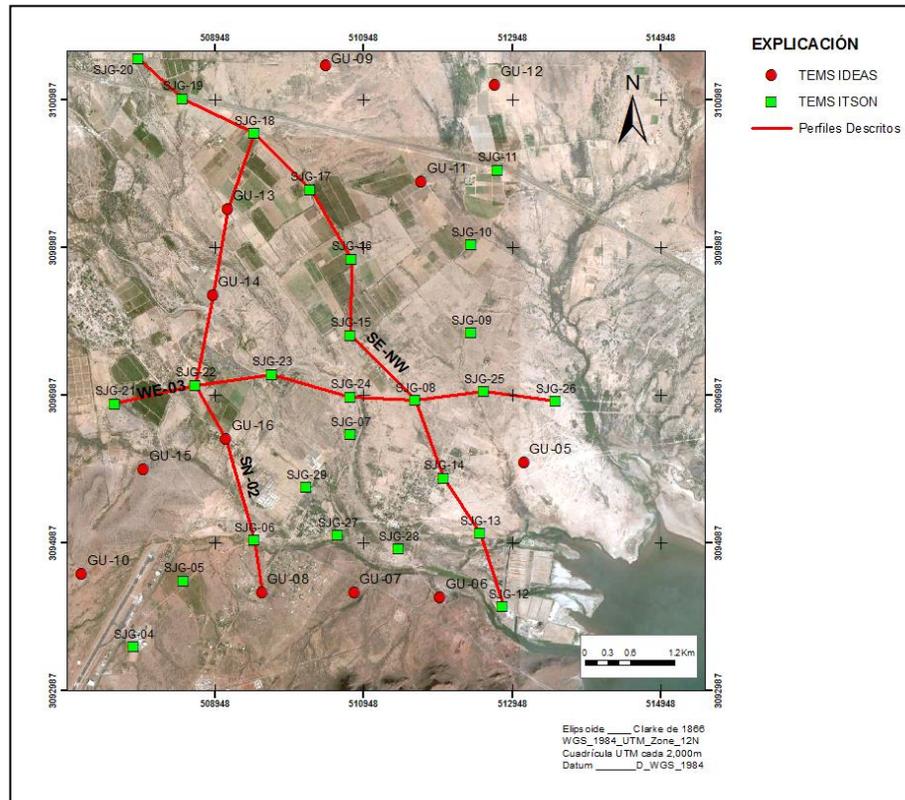


Figura 25. Levantamientos de TEMs realizados por ITSON e IDEAS en el área de San José de Guaymas. modificado de IDEAS 2012

Lo anterior permitió delimitar un total de 7 unidades resistivas, una de las cuales presenta rangos de variación internos, provocados seguramente por la influencia de agua de mala calidad, por lo que ésta se dividió en dos sub-unidades (Tabla 7).



Tabla 5. Unidades resistivas interpretadas dentro del área estudiada. *modificado de IDEAS 2012*

UNIDAD	SIMBOLOGIA	RESISTIVIDAD		LITOLOGIA
		DESDE	HASTA	
A1		Variable		Relleno superficial
A2		0	2	Intrusión/arcilla azul
A3		2	10	Arena arcillosa/Interfase
A4-H1		10	20	grava arenosa - gravilla
A4-H2		5	10	Grava arenosa saturada con agua salobre
A5		20	30	gravas gruesas mal clasificadas
A6		30	45	Boleos, cantos rodados consolidados
A7		>50		Conglomerado consolidado

La unidad resistiva **A1** es la más superficial en la mayoría de los perfiles, presentándose con un espesor muy reducido y con rangos de resistividad muy variables que van desde menores a los 5 Ohm/m hasta mayores de 200 Ohm-m.

La **unidad A2** presenta un rango entre 1 y 2 Ohm-m, y se interpreta como una zona de interface con elevaciones menores a los 120 msnm; Kafri, 1997 encontró en estudios similares que resistividades por debajo de 2 Ohm-m son solamente indicativo de salinidad en el agua en un rango normal perteneciente al agua de mar, y no pueden ser el resultado de ninguna combinación litológica.

Duque et al., 2008 encontraron rangos resistivos correlacionando con información de pozos, para condiciones similares de materiales saturados con agua de mar con un rango de 0.5 a 5 Ohm/m, en un acuífero costero español.

Goldman et al., 1991, encontraron que los valores de resistividad en acuíferos Israelíes intrusionados, variaban con un rango de 1.1 a 2.9 Ohm-m, mientras que los valores mínimos de resistividad para la litología eran aproximadamente de 10 Ohm-m



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



Ayolabi et al., 2013 en un estudio reciente en la universidad de Lagos en África, encontraron valores de resistividad para intrusión marina de 0.11 a 5 Ohm-m

La **unidad A2** a profundidades mayores se considera como una “arcilla verde-azul” que se reporta en la literatura hidrogeológica del acuífero, y la cual, es identificada a los 150 m de profundidad, en el pozo perforado PGB-16; esta puede presentar movilidad por disolución de sales producto de requerimientos de bombeo, aunque con una tasa de aporte menor, puesto que su conductividad hidráulica es muy baja, aunque pueda tener un coeficiente de almacenamiento considerable, y no propiamente dicho a una intrusión por gradiente hidráulico invertido (upconing) el cual ingrese agua salada, estas observaciones están descritas con más detalle en la tesis de Zayas A., la autora realizó un análisis isotópico de las muestras cercanas al área de estudio (Zayas Ayon, 2014)

La **unidad A3** presenta una resistividad entre 2 y 10 Ohm-m, interpretándose como un paquete dominado por sedimentos del tamaño de la arcilla a arena fina; Duque et al., 2008 mencionan que las variaciones de estas resistividades están influenciadas por el tamaño de grano y el grado de compacidad del material (Duque, Calvache, Pedrera, Martín-Rosales, & López-Chicano, 2008).

Para el caso de la **unidad A4**, la cual se interpreta con valores entre 5 y 25 Ohm/m, y que de manera general se asocia a arenas-gravas, ésta fue dividida en dos sub-unidades: La **sub-unidad A4-H1** se propone con un rango de resistividad entre 10 y 25 ohm-m, la cual es representativa de la granulometría antes mencionada. Kafri, 2013, en un estudio reciente en Israel encontró que los valores entre 3 a 10 ohm/m representan más o menos la concentración de agua de mar (U. Kafri, Shalev, Lyakhovsky, Wollman, & Yechieli, 2013); como lo evidencia la sub-unidad **A4-H2**, esta hidrofacie cuenta con valores resistivos entre 5 y 12 Ohm-m, Goldman et al., 1991, registraron una variación 3 y 10 Ohm-m, lo que representa estas mismas arenas y gravas, pero con una saturación de agua salobre (Goldman, Gilad, Ronen, & Melloul, 1991). Esto representa una zona de transición con una calidad de agua (STD) variable (los valores índices se verán a detalle en el apartado de modelo de transporte). El contraste en la resistividad viene influido en gran medida con el cambio en la porosidad de una hidrofacie en particular (Kafri, 2013), Goldman et al., 1991, designaron un valor de 4 Ohm/m a agua salobre.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



La **unidad A5** se trata de gravas y boleos de gran tamaño con resistividad variable desde 25 hasta 45 Ohm-m. Esta unidad se presenta en manera de “lentes” dentro de la unidad **A4-H1**, los cuales son interpretados como paleocauces sepultados.

La **unidad A6** corresponde a resistividades mayores de 45 Ohm-m que localmente aparecen en algunos perfiles, y representan Boleos y cantos rodados.

Finalmente, la **unidad A7** corresponde a resistividades mayores de 45 Ohm/m que localmente aparecen en algunos perfiles, y representan la secuencia rocosa del basamento, aunque es prematuro afirmar que sea basamento, puesto que la profundidad de los sondeos TEM fueron de 250 m, pero para fines prácticos tomaremos como condición de borde impermeable dicha unidad.

Para propósitos de presentación, en el presente apartado se describen los tres perfiles de resistividad más representativos del subsuelo del área estudiada.

Perfil de Resistividad SN-02

Este perfil fue construido y reinterpretado a partir del análisis de 7 TEM desarrollados en ambas campañas (GU-08, SJG-06, GU-16, SJG-22, GU-14, GU-13 y SJG-18); tiene una orientación general sur-norte y una longitud aproximada de 6.5 km (Figura 33).

La unidad A1 se tiene de manera continua a lo largo de la porción más superficial del perfil, con valores de resistividad entre 27 y 318 Ohm/m y un espesor máximo de apenas 10 m (Figura 33).

De manera general, La unidad resistiva que caracteriza el relleno sedimentario en este perfil es la A4-H1, representando arenas y gravas cuyas resistividades están entre 10 y 25 Ohm-m, identificada en todos los TEM, principalmente en la porción central, y con el espesor máximo de 240 m en el TEM GU-16 (Figura 33).

La unidad resistiva A3 (3-8 Ohm-m) está dominando el subsuelo tanto en el límite sur (TEM GU-08 y SJG-06) como en límite norte (GU-13 y SJG-18) a partir de una elevación de -50 msnm. Si bien es cierto que esta porción se interpreta como una secuencia arcillosa y arena de grano fino pozo 49 (Figura 33), no descartamos que las resistividades bajas de la porción basal del TEM SJG-06 puedan corresponder a la zona de interface de agua



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



salobre, estos valores están asociados a gravas con caliche pozo PGB-17, esta unidad está dentro de la unidad A4-H1 con un registro litológico de grava con arcilla.

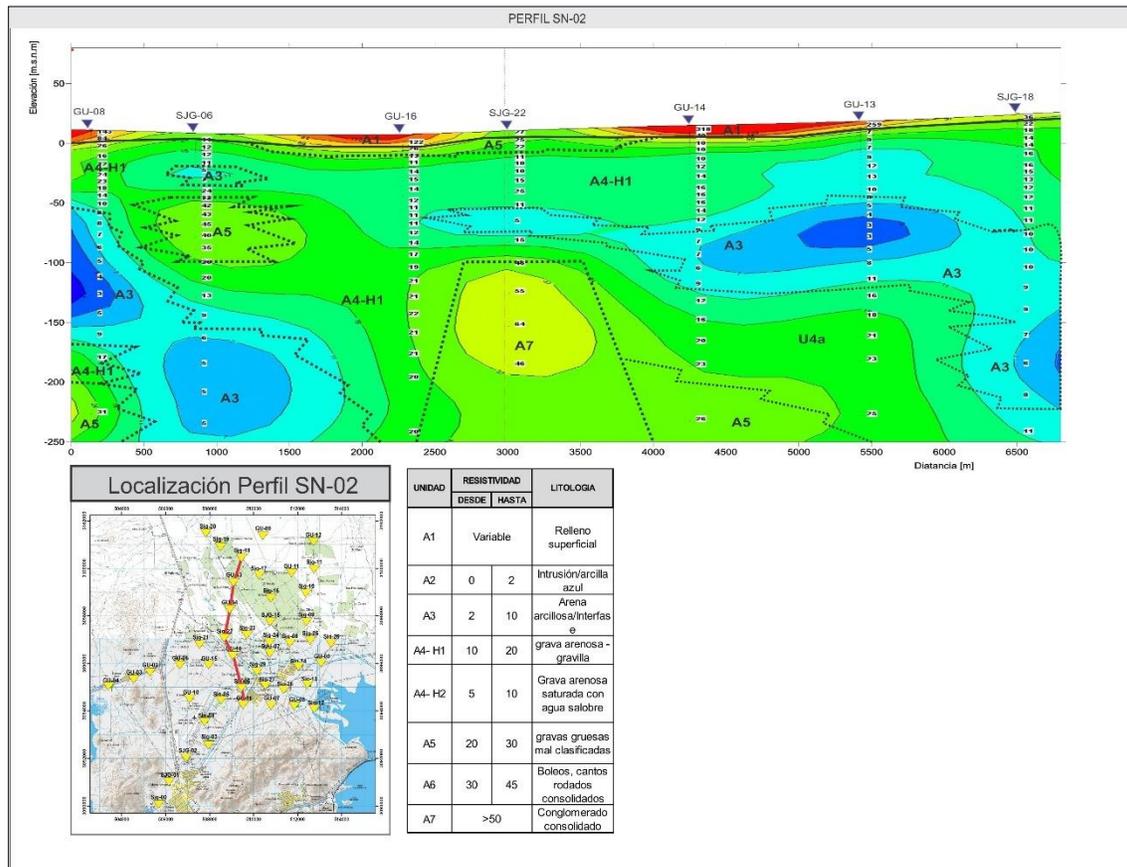


Figura 26. Perfil de Resistividad SN-02, modificado de IDEAS 2012

La unidad A5 se identificó en 3 de los TEM, a partir de la elevación de -200 msnm en GU-08 y GU-14, y como un cuerpo lenticular en el TEM SJG-06, con resistividades entre 35 y 45 Ohm/m y un espesor de casi 50 m. Probablemente esta porción corresponda a un antiguo cauce. En el TEM SJG-22 se presenta un alto resistivo a partir de los -100 msnm con valores entre 46 y 64 Ohm/m, el cual probablemente corresponda a un alto estructural sepultado del basamento volcánico de la cuenca, aunque el registro litológico del pozo PGB-18 muestre una zona de grava, esto pueda deberse a una variación lateral puesto que la ubicación de este pozo es aproximada y es posible que no haya “cortado” dicha característica estructural.



Perfil de Resistividad WE-03

Este perfil fue construido y reinterpretado a partir del análisis de 7 TEM desarrollados en la campaña 2008 (SJG-21, SJG-22, SJG-23, SJG-24, SJG-08, SJG-25, SJG-26); tiene una orientación general oeste-este y una longitud aproximada de 7 km en la porción central del área (Figura 34).

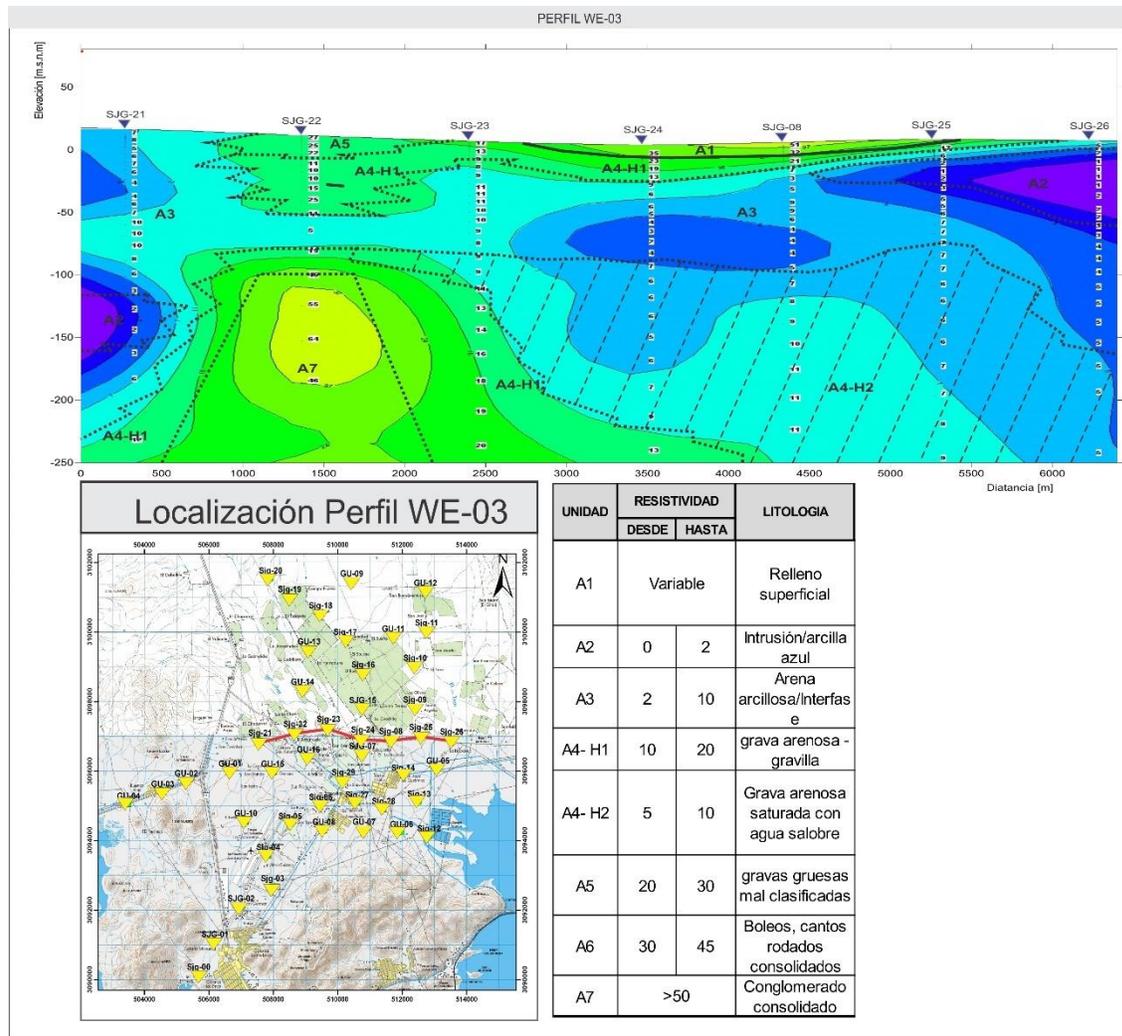


Figura 27. Perfil de Resistividad WE-03, modificado de IDEAS 2012

La unidad A1 sólo se presenta en la porción centro-este del perfil (SJG-24 al SJG-25) con unos 10 m de espesor máximo y resistividades entre 32 y 51 Ohm-m. La unidad A3 está ampliamente distribuida en todos los TEM del perfil, con resistividades entre 4 y 10



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



Ohm-m. representando una zona de agua salobre. De acuerdo con el registro litológico del pozo PGB-19, corresponde a gravas con arcillas con rangos resistivos de 10 a 20 Ohm-m (Figura 34), pero al ser una zona de interface su valor resistivo baja a valores de 3 a 9 Ohm-m; existe una discontinuidad en dicha interface la cual se ubica entre los TEM SJG-08 y SJG-25, posiblemente atribuido a un cambio en la porosidad de esa hidrofacies.

La unidad A2 se tiene en ambos límites del perfil; por un lado, en los TEM SJG-25 y SJG-26 se presenta con resistividades entre 1 y 2 Ohm-m, interpretándose, por estar sobre los -100 msnm, como parte de la zona de intrusión marina proveniente del Estero El Rancho; y por otra, en el TEM SJG-21, con valores resistivos de 2 Ohm-m y a una elevación menor a los -100 msnm, se interpreta como la presencia de una zona arcillosa (arcilla verde-azul).

Es importante mencionar que la zona de interface, aquí representada por la unidad A4-H2, presenta una forma de cuña que desaparece hacia el oeste del área, la cual no se tiene en el subsuelo del TEM SJG-22.

La unidad A4-H1 se presenta de manera somera entre los TEM SJG-22 y SJG-23 con resistividades entre 10 y 26 Ohm-m, alcanzando su máximo espesor de 50 m en el primero; aunque en el TEM SJG-23 también se interpreta en la porción basal. La unidad A5 aparece someramente en el TEM SJG-22 (20 m de espesor), representando seguramente depósitos sub-superficiales de un cauce actual.

En el TEM SJG-22, también a profundidad se tienen resistividades altas que identifican a la unidad A7 del basamento rocoso (conglomerado consolidado) de la cuenca, por la forma como está confeccionado pudiera constituir una barrera hidrogeológica sepultada.

Perfil de Resistividad SE-NW

Este perfil fue construido y reinterpretado a partir del análisis de 9 TEM desarrollados en 2008 y 2012 (SJG-12, SJG-13, GU-05, SJG-26, SJG-25, SJG-09, SJG-10, SJG-11 y GU-12); tiene una orientación general sur-norte y una longitud aproximada de 9 km hacia el límite oriental del acuífero (Figura 35). Este perfil inicia en la esquina suroeste del estanque acuícola que se tiene en la cabecera del Estero El Rancho, y termina en las inmediaciones del poblado de La Buenaventura.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



La unidad A1 se tiene de manera continua a lo largo de la porción más superficial de los TEM que integran la parte centro-norte (SJG-09 al GU-12), con valores de resistividad entre 18 y 153 Ohm-m y un espesor máximo de 10 m.

El subsuelo de la porción centro-sur de este perfil (SJG-12 al SJG-13) está dominado por sedimentos que presenta resistividades bajas. La unidad A2 puede ser considerada como la más superficial, la cual alcanza un espesor máximo de casi 150 m en el TEM SJG-12, y uno mínimo de 50 m en el TEM SJG-13. Estos valores son típicos de intrusión salina, siguiendo hacia el norte entre los TEM SJG-14 y SJG-15 los valores resistivos bajos con resistividades entre 6 y 10 Ohm-m, y un espesor mínimo de 50 m en el TEM SJG-10. de esta capa que se acuña hacia el norte es considerada como la zona de interface.

Si bien es cierto que los valores resistivos tan bajos están presentes a profundidad en todo el TEM SJG-12, de acuerdo con el registro litológico PGB-16 (Figura 36) dichos valores resistivos por debajo de una elevación de -100 msnm, corresponden a la presencia de una arcilla (arcilla verde-azul). Esto tiene implicaciones en la forma como fueron depositadas, sugiriendo una estructura tipo sebkha, con estratos discontinuos (TEM SJG-16 y SJG-20) y posibles remanentes de intrusiones antiguas.

La unidad A4-H2 se interpreta en la porción basal de los TEM de esta porción del perfil, con valores resistivos entre 5 y 10 Ohm/m (Figura 35), la cual representa la zona de interfase (brackish).



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

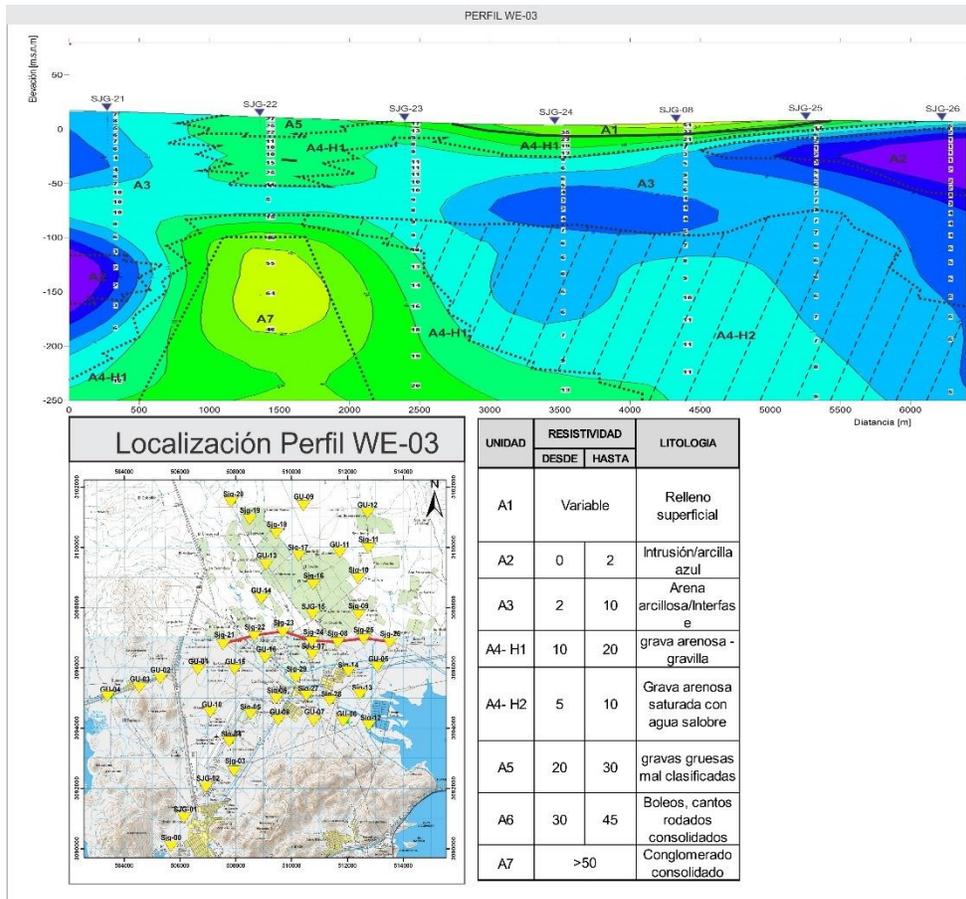


Figura 28. Perfil de Resistividad SE-NW, modificado de IDEAS 2012

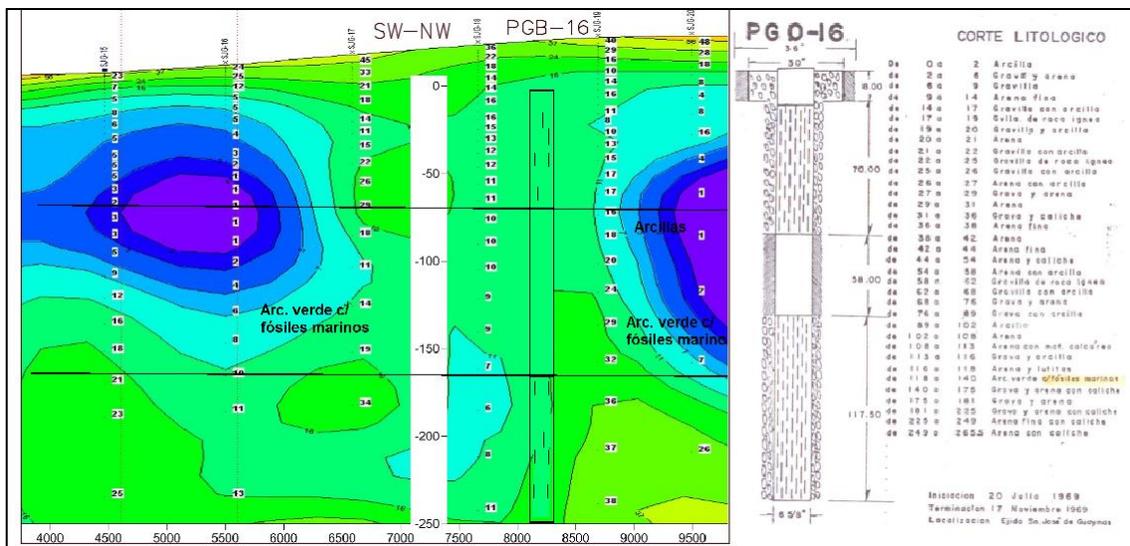


Figura 29. Registro litológico cercano al Perfil de Resistividad SE-NW, modificado de IDEAS 2012



El subsuelo de la porción norte del perfil (SJG-17 a SJG-19) no se presenta influenciado por la zona de interface, dominando la unidad A4-H1 en los tres TEM con valores de resistividad entre 10 y 24 Ohm-m (Figura 35).

La unidad A5 se tiene en la porción basal del TEM SJG-10, con casi 70 m de espesor y resistividades entre 30 y 39 Ohm-m (Figura 35).

III.2.2. Caracterización Hidroestratigráfica

Tomando como base los resultados de este trabajo geofísico de resistividad en el acuífero San José de Guaymas, también se generaron los mapas de resistividad a diferentes elevaciones del subsuelo (Figura 37), con el propósito de identificar la distribución espacial en planta de las diferentes unidades resistivas, y mostrar de manera gráfica las interpretaciones realizadas para el subsuelo del acuífero. En base a lo anterior, se constituyeron las unidades hidrogeológicas del modelo numérico; cabe mencionar que estas interpolaciones comprenden solo los valores de las estaciones, por lo que se va perdiendo “resolución” conforme se acerque a los límites del modelo, lo que aumenta en gran medida la incertidumbre.

Las resistividades medias a altas (colores verdes a naranja) en la porción más superficial (20 msnm) establecen la presencia de una zona de relleno aluvial muy reciente a lo largo de toda el área del acuífero. Estos mismos valores resistivos en una porción del subsuelo desde los 10 msnm y hasta los -25 msnm, determinan la presencia de un acuífero libre en la zona, que de manera general corresponden a los primeros 50 m; los valores más altos de transmisividad fueron los correspondientes a los pozos SJG-117 y SJG- 89 con una transmisividad de 1064 m²/d y 2787.03 m²/d, localizándose en la parte central del acuífero. De acuerdo con los valores de estimación de conductividad hidráulica reportados por diferentes autores, estos datos son correlacionables con materiales similares a las gravas (Tabla 7)

En estos niveles, es claro que la porción sureste del acuífero empieza a estar dominada por valores bajos de resistividad (colores azules), donde inclusive se muestran



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



los efectos de la intrusión salina con resistividades muy bajas que se reducen hasta los 0 Ohm/m (colores morados).

Con un espesor de 75 m, entre las elevaciones de -50 y -125 msnm, se extiende en gran parte del subsuelo del acuífero, una zona de resistividades bajas que se interpretan como sedimentos arcillosos con comportamiento hidráulico de acuitardo/acuicludo, reduciendo su espesor hacia la porción central, donde resistividades medias permiten proponer la presencia de un paleo cauce sepultado que presenta una orientación general NW-SE. Es importante hacer notar que las resistividades características de la zona de interface dejan de aparecer a partir de una elevación de -100 msnm. Por lo que los valores similares que eventualmente aparecen en los perfiles a mayores profundidades a partir de esta elevación, son considerados como una arcilla depositada bajo la influencia de la actividad marina (arcilla verde-azul). De acuerdo con la prueba de bombeo del pozo 34, la conductividad hidráulica de esta capa confinante tiene un valor aproximado de 6.58×10^{-5} m/s (5.689 m/d).

Las resistividades por debajo del plano a una elevación -125 msnm se incrementan, por lo que muy probablemente se tenga dentro de esta porción un acuífero confinado, más o menos a una profundidad de 150 m, el cual presenta una zona de agua de mezcla donde las resistividades son menores a medida que se acerca a la posición del estero El Rancho. De acuerdo con la prueba de bombeo del pozo 34, la conductividad hidráulica para esta capa tiene un valor aproximado de 5.11×10^{-4} m/s (44.142 m/d) que corresponde con materiales de arenas y gravas, conformando una zona acuífera competente.

No se descarta que algunas de estas resistividades altas (colores naranjas) puedan corresponder a bloques levantados del basamento rocoso.

En el modelo geofísico podemos observar que en la parte NW se tiene la presencia de gravas arenosas, así como arcillas, las cuales se representan por valores de resistividad que van de 0 Ohm/m a 25 Ohm/m (tonalidades verdes), lo más evidente en este modelo es en la parte SE, la cual se muestra claramente la zona de interface presente en el área de estudio se extiende por 2.5 Km, la cual tiene su entrada por el Estero El Rancho, cubriendo hasta la parte central de la zona, esta zona de interface tiene un espesor aproximado de 50



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



m, pasando estos 50 m, de acuerdo con información litológica del pozo PGB-16 (Figura 36) podemos encontrar las arcillas verde-azul , comportándose como un acuitardo.

Cabe mencionar que tanto la zona de interface se muestra claramente con valores bajos de resistividad (tonalidades azules) tal como se muestra en la figura.



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

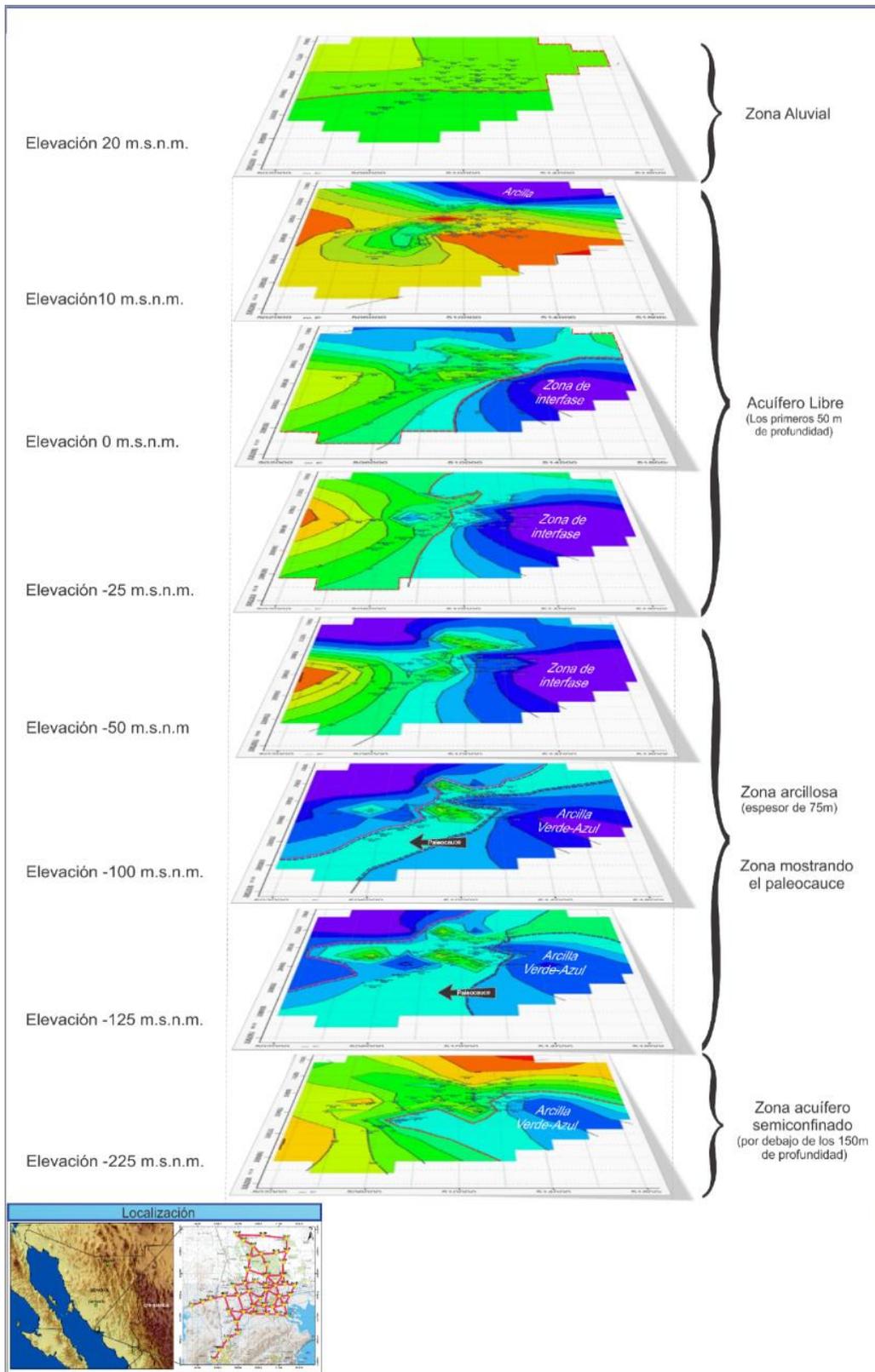




Figura 30. Resistividad a diferente elevación en la zona sur del acuífero San José de Guaymas
(Tomado de IDEAS 2009).

III.2.2.2 Discusión

Se determinó un modelo a partir de un estudio de sondeos electromagnéticos transitorios (TEM), en donde se determinó la distribución de la resistividad del subsuelo.

El estudio se centró sobre materiales rocosos de alta a media compacidad, aunque se detectaron valores de resistividad bajos debido al alto grado de sales disueltas en las rocas.

Se determinaron zonas preferentes de almacenamiento o concentración de agua salada, dentro de la fosa principal, las cuales se interpretan como anomalías geoelectricamente conductoras debido a la presencia de agua salobre asociadas a las unidades A3 y A4-H2. Dichas prospecciones mostraron interestratificación de diferentes unidades detríticas con distintas porosidades, formando acuíferos con agua salobre; una zona de intrusión somera (Unidad A3, a una profundidad de 20 - 40 m) y una zona profunda (Unidad A4-H2, a una profundidad 50-100 m), con una capa de baja permeabilidad entre ellas (Arcilla Verde-Azul).

Las ligeras variaciones de resistividad sugieren lixiviación de las sales que se presentan en los horizontes evaporíticos que se encuentran en el medio geológico. El factor más importante que controla las lixiviaciones de las sales que se acumulan son las lluvias torrenciales que se originan por los ciclones.

De acuerdo al perfil resistivo SE-NW en los SJG-12, SJG-13 se puede observar que la intrusión marina ha penetrado aproximadamente 2 km tierra adentro, contaminando el agua subterránea continental con agua salada del mar. Se asume que, dado el bajo bombeo de agua subterránea, el mecanismo que produjo la intrusión es principalmente de origen natural y no desbalance hidráulico por sobre bombeo, esto es evidenciado por los gradientes hidráulicos no distorsionados en el apartado de Nivel Estático.

III.2.2.3 Unidades Hidroestratigráficas.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



Con base en la información obtenida a partir de los TEM, en el presente trabajo se interpretaron un total de 8 unidades Hidroestratigráficas, mostradas en la Tabla 8, las cuales de manera importante definen el modelo de funcionamiento hidrogeológico del acuífero, cada una con sus características litológicas específicas:

Tabla 6. Unidades Hidroestratigráficas interpretadas dentro del área estudiada.

UNIDAD	SIMBOLOGÍA	RESISTIVIDAD		LITOLÓGIA	COMPORTAMIENTO HIDROGEOLOGICO	POROSIDAD (%)		K (M/D)	Ss (m ² ·1)	Sy	ZONA MODELO	OBSERVACIONES	ESPESOR INFERIDO	GRADO DE CONSOLIDACION Y COMPACIDAD
		DESDE	HASTA			TOTAL	EFEC.							
A1		Variable		Relleno superficial	-	35-50	3-19	2-11.83	0.0005-0.001	0.03-0.19	-	(IDEAS, 2009) (Sanders, 1998)	2-10	Grado de consolidacion medio-alto
A2		0	2	Intrusión/arcilla azul	Libre/acuitardo	40-60	0-5	2-25	0.0005-0.001	0.05	2	Hidrofacie salina	Variable 10-100	Grado de consolidacion variable
A3		2	10	Arena arcillosa/Interfase	acuitardo/acuicludo	20-50	10-28	2-25	0.0005-0.001	0.10-0.28			15-150	Grado de consolidacion medio-alto
A4- H1		10	20	grava arenosa - gravilla	libre/semiconfinado	21-50	22-35	25-115	0.015	0.22-0.35	1	(IDEAS, 2009)	150-200	Grado de consolidacion bajo
A4- H2		5	10	Grava arenosa saturada con agua salobre	libre/semiconfinado	25-40	13-26	100-2500	0.015	0.13-0.26		Hidrofacie salina (Domenico et al., 1998)	25-50	Grado de consolidacion bajo a medio
A5		20	30	gravas gruesas mal clasificadas	libre/confinado	21-50	22-35	25-2501	1.00E-07	0.22-0.35	3	(Batu, 1998)	50	Grado de consolidacion bajo a medio
A6		30	45	Boleos, cantos rodados consolidados	acuitardo/acuicludo	20-50	10-28	0.001	0.0005-0.001	0.05	-	-	-	grado de consolidacion alto
A7		>50		Conglomerado consolidado	acuicludo	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Perfil SN-02

Este perfil integra la información del subsuelo de los TEM GU-08, SJG-06, GU-16, SJG-22, GU-14, GU-12 y SJG-18 (Figura 38), presenta una orientación preferencial S-N en la porción centro-oeste del área estudiada. En este perfil se interpretó la presencia de cinco unidades geoelectricas: A1, A3, A4-H1, A5 y A6.

La unidad A1 se distribuye a lo largo del perfil, como relleno superficial no saturado, con un espesor variable entre 8-10 m, discordantemente sobre el resto de las unidades geoelectricas. La distribución de la unidad A3 en el subsuelo de la porción centro-sur del perfil permite proponer que los sedimentos areno-gravosos más superficiales de la unidad A4-H1 (primeros 50 m de profundidad) está actuando con condiciones de un acuífero libre, mientras que a partir de los -120 msnm, estos mismos sedimentos se tienen con condiciones de un acuífero semi-confinado, toda vez que la unidad A3 actuaría precisamente como una barrera confinante, esto se evidencia en la Figura 39. La elevación del nivel estático para 2009, de 6 m.s.n.m, que es sustancialmente alto en comparación con

los otros niveles a lo largo del perfil, sugiere una presurización en esta porción del acuífero, ya que el valor promedio de la Transmisividad de esta capa confinante puede ser correlacionable con la prueba de bombeo del pozo 34 con un valor de $8.67 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$.

En este mismo contexto, la interpretación de un bloque levantado estructuralmente del basamento rocoso (unidad A7) en el TEM SJG-22, establece una barrera hidrogeológica también importante, y de alguna manera condiciona un comportamiento hidrogeológico diferente de ambas fosas.

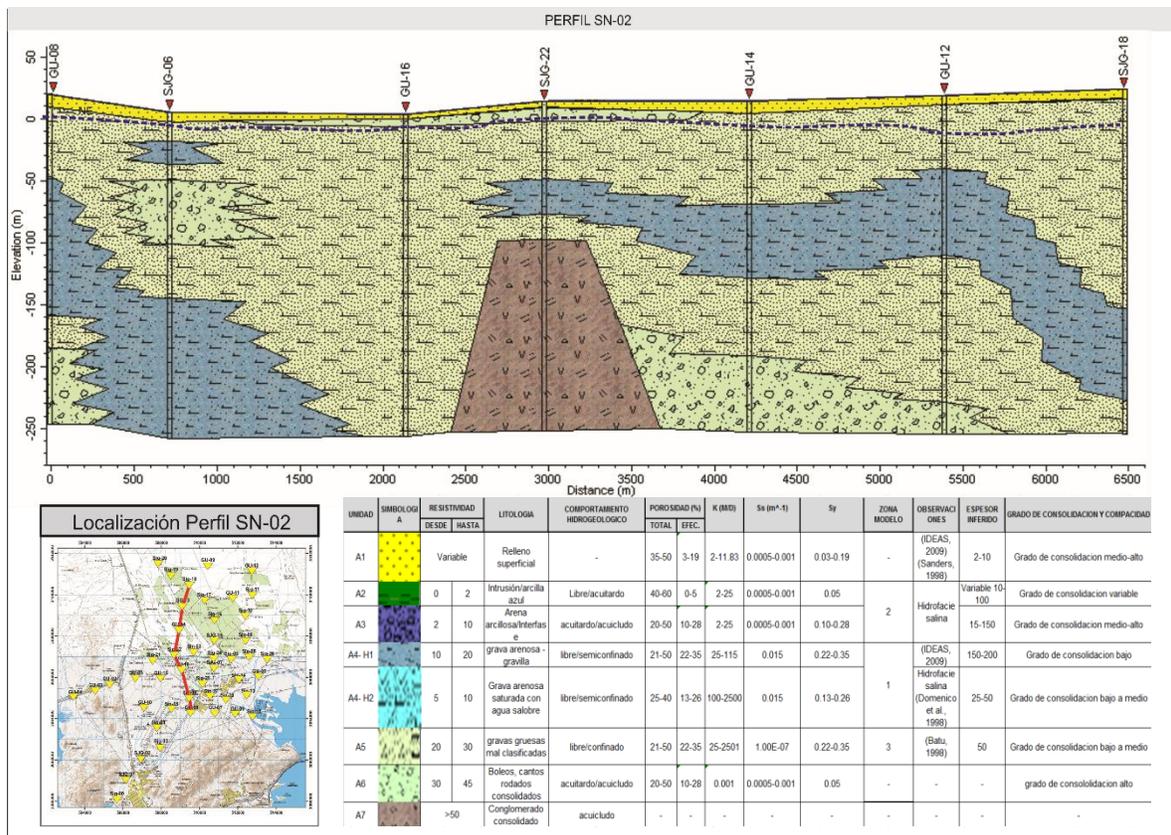


Figura 31. Perfil Hidroestratigráfico SN-02, modificado de IDEAS 2012

En el subsuelo de la porción centro-norte del perfil (TEM SJG-22 al SJC-16) se puede apreciar que la unidad A4-H1 se mantiene con condiciones de un acuífero libre, de acuerdo con la Figura 39, de acuerdo con las prueba de bombeo cercana al perfil (SJC-80) se puede correlacionar una transmisividad de $8.04 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. El nivel estático es similar



con un promedio de 0.5 m.s.n.m aunque en su evolución ha ido decreciendo hasta los -1.5 m.s.n.m (Figura 39).

Así mismo, es importante mencionar que dentro de la unidad A4-H1 se tienen elementos lenticulares de sedimentos gruesos que determinan seguramente la presencia de paleocauces fluviales sepultados. La ausencia de las unidades A2 y A4-H2 en este perfil permite establecer que la zona de intrusión no se tiene afectando esta porción del acuífero.

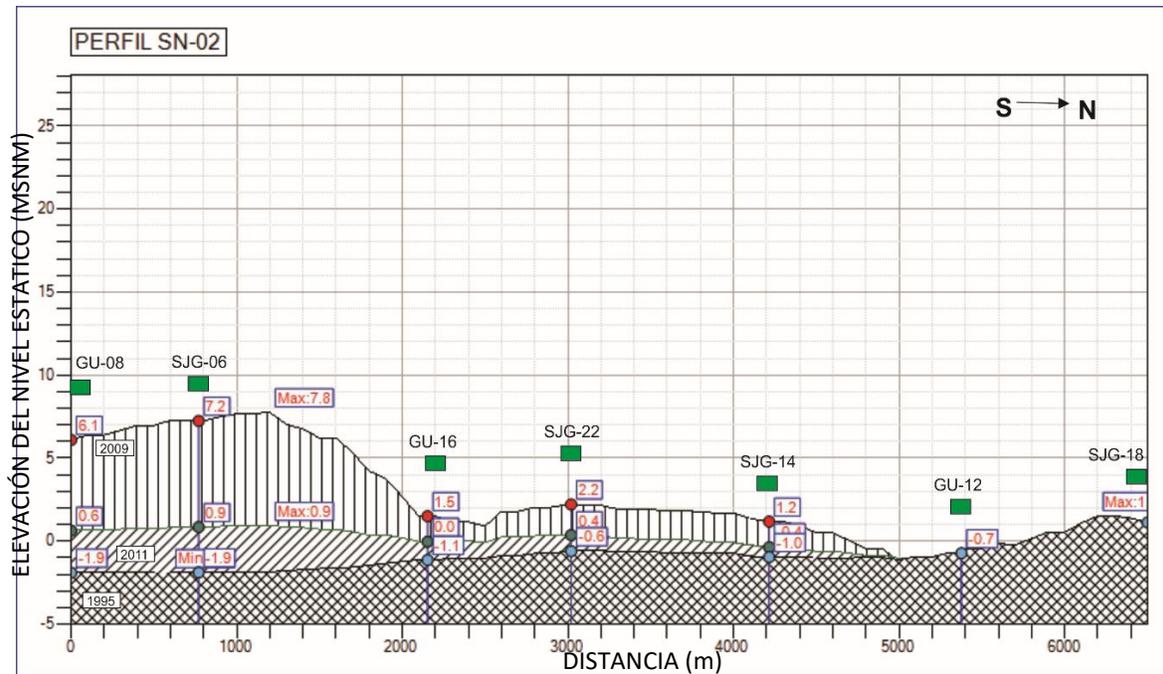


Figura 32. Evolución del nivel estático a lo largo del perfil SN-02, para los años 1995, 2009 y 2011. modificado de IDEAS 2012

En la figura 39 se muestran las elevaciones del nivel estático en el perfil SN-02 para los años 1995, 2009 y 2011, tomando como referencia el nivel estático de 1995, se ilustra un incremento en el nivel estático para el año 2009, esto debido a eventos climáticos extremos, y al estar presurizado esta parte del acuífero amplifique el aumento del nivel debido a la recarga de dichas precipitaciones. No se observa una tendencia clara del predominio de abatimientos o recuperaciones, probablemente debido a la hidrodinámica del acuífero buscando la estabilidad al momento de realizar las mediciones. En este sentido, se puede inferir que el acuífero presenta condiciones de equilibrio.



Perfil WE-03

El perfil se integra a partir los TEM SJG-21, SJG-22, SJG-23, SJG-24, SJG-25, SJG-08, SJG-25 y SJG-26 (Figura 40), con una orientación W-E en la porción central del área. En este perfil se identificaron las siete unidades geoelectricas; este perfil corta transversalmente la zona, y se observa la ubicación del estero en la parte izq.

El relleno sedimentario más superficial (>10 m) en la parte central del perfil, entre los TEM SJG-24, SJG-08 y SJG-25, corresponden a los sedimentos no-saturados del aluvión. Las características hidrogeológicas que marcan la distribución en el subsuelo de las unidades geoelectricas en el límite Este: 1) La porción más salina de la interface marcada por la unidad A3 presenta una geometría lenticular y aparece por arriba de los - 50 msnm, desapareciendo lateralmente entre los TEM SJG-25 y SJG-08; 2) dicha zona se encuentra englobada dentro de los sedimentos finos de la unidad A3, los cuales presentan una continuidad lateral a lo largo de todo el perfil, incrementando su espesor hacia el oeste (TEM SJG-21) donde seguramente forma parte del relleno sedimentario de la fosa.

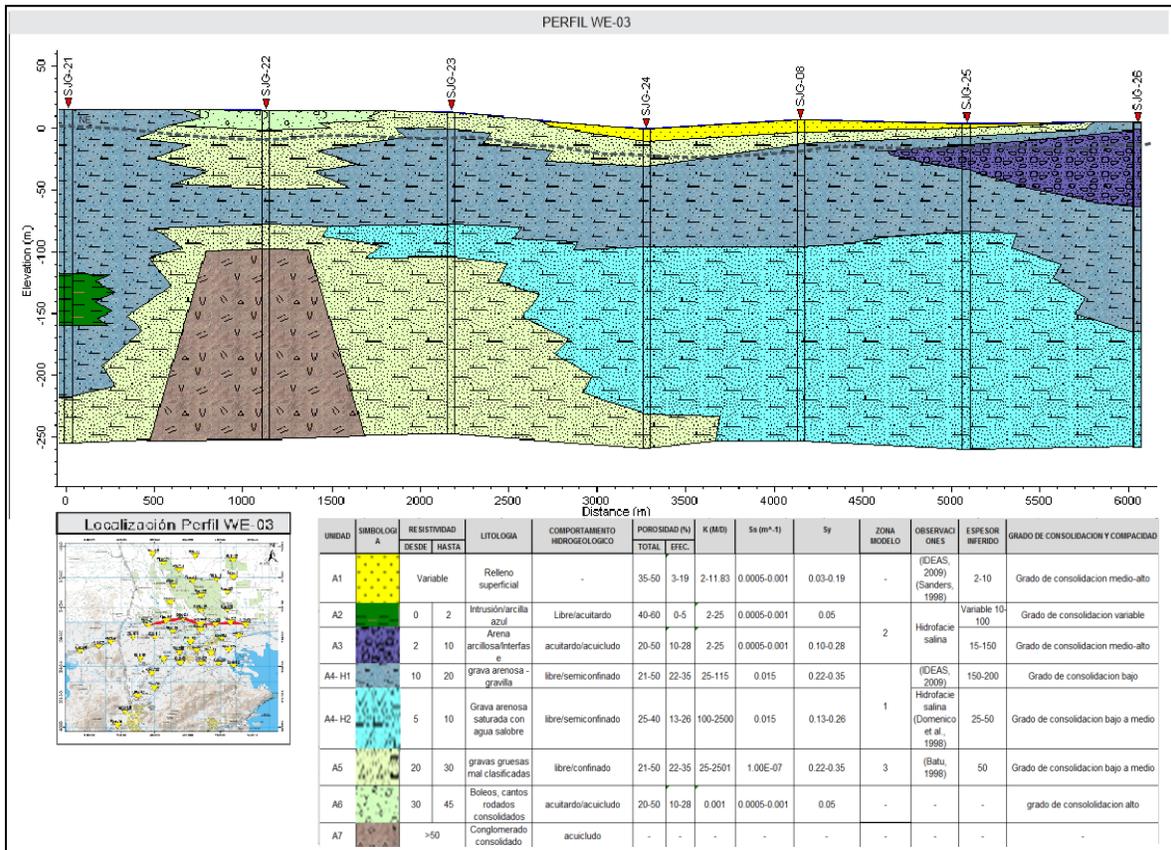


Figura 33. Perfil Hidroestratigráfico WE-03. modificado de IDEAS 2012

La porción Oeste de este perfil tiene también dos condiciones hidrogeológicas importantes: 1) a unos 120 m de profundidad en el TEM SJG-21 se interpreta la presencia de la arcilla azul-verde (unidad A2) con un espesor de casi 50 m, y 2) la presencia de una barrera hidrogeológica, a unos 120 m de profundidad en el TEM SJG-22, conformada por un bloque levantado estructuralmente del basamento rocoso de la cuenca, y que delimita las fosas 1 y 2. Esto se evidencia en un aumento en la elevación del nivel estático del perfil WE-03 de la Figura 41 en la porción comprendida entre las estaciones SJG-22 y SJG-23, lo cual puede interpretarse como una diferencia de bloques, posiblemente cortadas por una falla o discontinuidad sepultada.

En la figura se muestran las elevaciones del nivel estático en el perfil WE-03 para los años 1995, 2009 y 2011, se observa la presencia de un abatimiento de 3 m en un pozo ubicado en el predio San Marcos, a 5 km al norte-noroeste de San José de Guaymas, y una recuperación de 2 m en la captación ubicada en el predio San Antonio, a 4.5 km al noreste del mismo poblado.

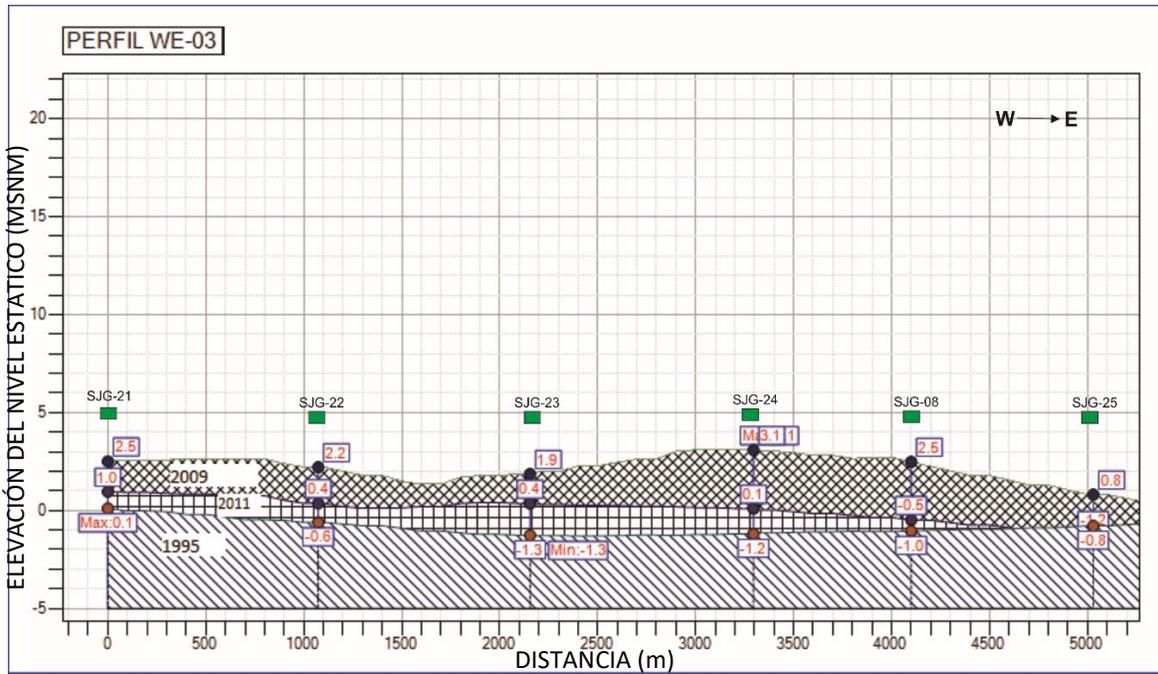


Figura 34. Evolución del nivel estático a lo largo del perfil WE-03, para los años 1995, 2009 y 2011. modificado de IDEAS 2012

SE-NW

Este perfil integrado está conformado por los TEM SJG-12, SJG-13, GU-05, SJG-26, SJG-25, SJG-09, SJG-10, SJG-11 y GU-12 (Figura 42), con una orientación S-N hacia la porción centro-oriental del área estudiada. Para el subsuelo de esta sección se interpretaron siete unidades hidrogeológicas diferentes, no logrando establecer la presencia del basamento rocoso.

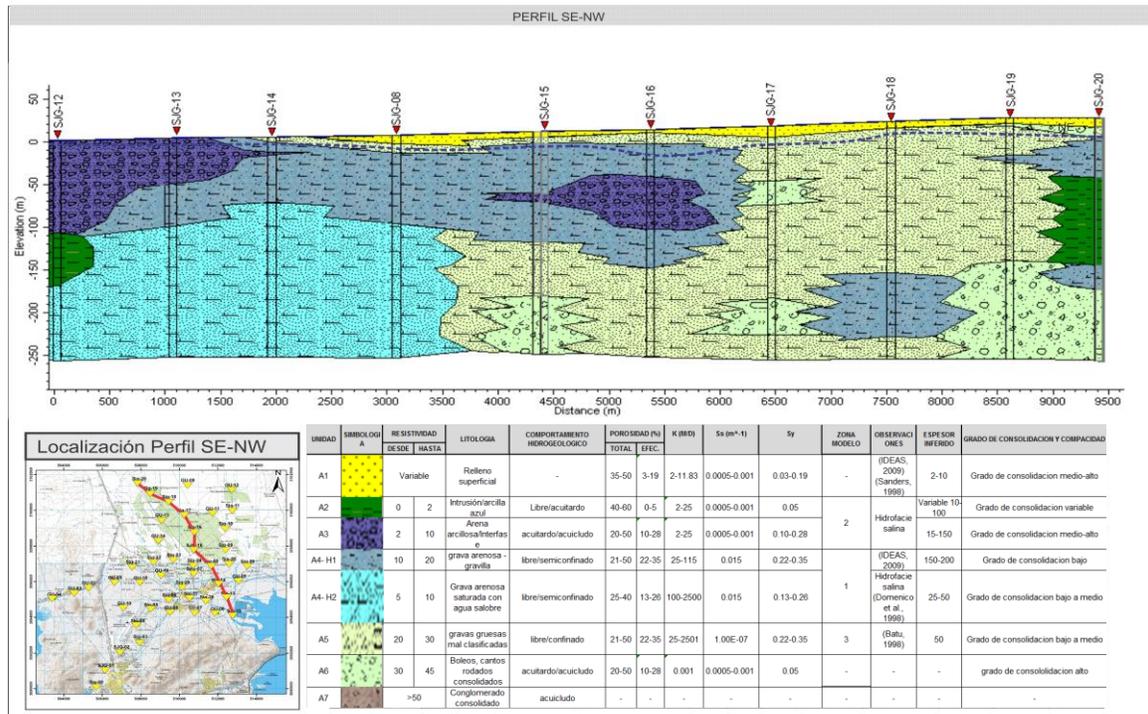


Figura 35. Perfil Hidroestratigráfico SE-NW, modificado de IDEAS 2012

La unidad A1, aparece con un espesor muy reducido como material de relleno superficial, en concordancia con la unidad A5 representada por gravas y arenas gruesas, que se encuentra debajo de ésta, y que en su conjunto representan el acuífero libre en la parte centro-norte del perfil, con un espesor menor a los 50 m. De acuerdo con los datos de la prueba de bombeo en el pozo SJG-, tiene una conductividad hidráulica de 1.01×10^{-3} m/s.

Los sedimentos finos de la unidad A4-H1 actúan como una capa confinante para un acuífero semi-confinado sobre los sedimentos gruesos de las unidades A4-H2 y A5. De acuerdo con los datos de la prueba de bombeo en el pozo SJG-215 tiene una conductividad hidráulica de 1.69×10^{-4} m/s.

El subsuelo de la porción centro y sur de este perfil presenta un comportamiento hidrogeológico diferente, toda vez que éste está influenciado por la presencia de la zona de interface interpretada, y en donde es muy evidente que en la porción más somera de esta se tiene la porción más salina con la presencia de la unidad A2. Esta zona de interface sigue acuñándose tierra adentro y alcanza una longitud de 5 km desde el estero El Rancho hacia el norte.



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

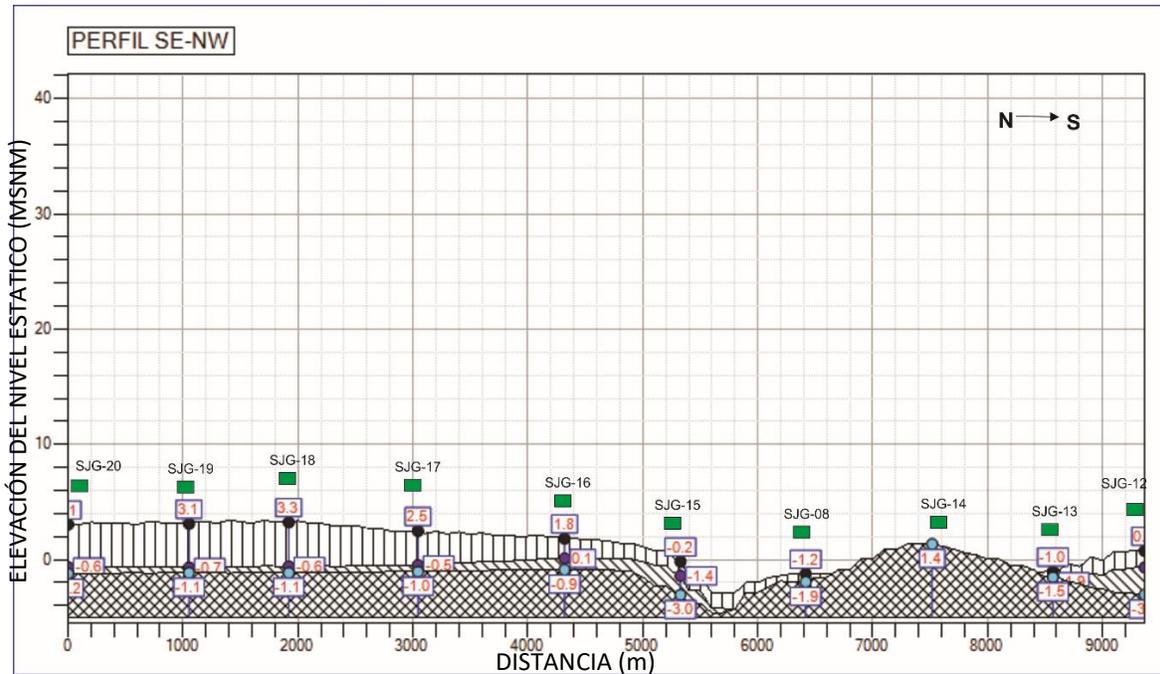


Figura 36. Evolución del nivel estático a lo largo del perfil SE-NW, para los años 1995, 2009 y 2011, modificado de IDEAS 2012

Además, la zona de interface salobre muestra un espesor promedio de 150 m, y aunque no está muy bien delimitada la pendiente de la línea que define el contacto entre ésta y la parte no afectada, aparentemente también se inclina hacia el mar como en los perfiles anteriores. Finalmente, otro elemento importante de este perfil es la presencia de una sedimentación evaporíticas probablemente marina, representada por la identificación resistiva de la arcilla verde-azul (Unidad A2) que se tiene en los TEM SJG-12 y SJG-09. Y su comportamiento hidráulico en la Figura 43.



IV. MODELACION MATEMATICA

The test of all knowledge is experiment. Experiment is the sole judge of scientific "truth." - Richard Feynman.

Una vez que el modelo conceptual haya sido descrito, con todas las limitantes que eso conlleva, es necesario la selección de un código o software, este paso se le conoce como construcción del modelo simulación.

En esencia, la preparación de un modelo de simulación no es más que el proceso de convertir un modelo conceptual descriptivo (cualitativo) en un modelo paramétrico (cuantitativo), esto es, en una serie de ecuaciones matemáticas que puedan resolverse numéricamente. A fin de resolver dichas ecuaciones requerimos definir los siguientes aspectos:

- Dominio del modelo (model domain) y condiciones de Frontera (BC's)
- Discretización espacial (GRID)
- Parametrización del modelo (K , S_s , S_y).
- Condiciones iniciales y discretización temporal (transitoria)
- Convergencia del modelo.

IV.1. SIMULACION DE FLUJO (MODFLOW)

IV.1.1 Código de simulación MODFLOW

MODFLOW es un programa que resuelve numéricamente las ecuaciones tridimensionales de flujo para un medio poroso utilizando el método matemático de diferencias finitas (McDonald & Harbaugh, 1988) en base a:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - W = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1)$$

Donde K_{xx} , K_{yy} y K_{zz} son los valores de conductividad hidráulica a lo largo de los ejes principales con coordenadas x , y , z ($m \ d^{-1}$) respectivamente; h es carga hidráulica (m); W es flujo volumétrico por unidad de volumen que representa las fuentes o sumideros de agua ($m^3 \ t^{-1}$); S_s es el almacenamiento específico del material poroso (m^{-1}); y t representa el tiempo de la simulación (t).



Según (McDonald & Harbaugh, 1988) MODFLOW-2000 es una actualización de las versiones MODFLOW-88 y MODFLOW-96. Consistente en un paquete global, que incluye flujo subterráneo, observaciones y procesos para generar análisis de sensibilidad y estimación de parámetros. Todos estos procesos están divididos dentro de subrutinas independientes también llamados módulos. Estos módulos están agrupados dentro de paquetes que atienden con aspectos específicos de la modelación.

La interfaz gráfica del usuario (GUI) por sus siglas en inglés Groundwater vistas (GV) incluye MODFLOW-2000, y es usada comúnmente para pre/post procesado (Rumbaugh & Rumbaugh, 2004) Para esto se empleó la versión 5, los programas de MODFLOW-2000, para la confección de un modelo 3D de flujo, a su vez se calibró el modelo utilizando la herramienta de estimación de parámetros PEST V.12.0.0 (J Doherty, 2001, 2002, 2010) finalmente SEAWAT v4 (H. Guo, Jiao, & Li, 2010; W. Guo & Langevin, 2002b) para la creación de un modelo de transporte.

IV.1.2. Discretización espacial y temporal

El dominio del modelo simula un área de 285 km² como se muestra en la figura 44, el polígono es de forma rectangular, de 21 km y 13.5 km de dimensión, y definida por los vértices WGS 84 Zona 12N que se muestran en la Tabla 9.

Tabla 1. Coordenadas de los vértices del modelo.

Esquina	X	Y
1	499356.507	3091309.990
2	499356.507	3104809.990
3	520506.507	3104809.990
4	520506.507	3091309.990

El polígono incluye parcialmente el poblado de Empalme hacia la parte derecha de la figura, la cual se presenta a continuación, incluyendo la sierra Santa Úrsula; el ejido de San José de Guaymas en la parte central que constituye la parte más significativa del estudio, a su vez el modelo comprende parcialmente la sierra Los Algodones hacia la parte oeste, al sur el cerro El Vigía y el estero El Rancho; al norte se extiende 3 km a partir de la estación de gasolina El Valiente.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



La conformación de elementos (celdas) de un tamaño tal que sean representativas de los detalles pertinentes (ya sea curvas de nivel, curvas de nivel estático, etc.) es por eso que el tamaño de la celda estará en función del nivel de detalle y por ende el número de datos que serán computados (aumentando así el tiempo de computo), esto es particularmente crítico en el caso de concentración de pozos cercanos a condiciones de borde (local refinement).

Tomando el criterio anterior se conformó una celda unitaria de 150 m (DEL-X) y 125 m (DEL-Y) dando como resultado una rejilla rectangular con una confección de 108 renglones y 141 columnas.

La discretización vertical es un proceso particularmente más laborioso y complejo, puesto que la elevación de la configuración de las celdas que constituyen una propiedad hidráulica (unidad Hidroestratigráfica) en particular puede variar lateral lo que modifica el nivel estático y por ende la configuración de las direcciones de flujo tanto horizontal como vertical.

Antiguamente, la discretización vertical obligaba a las capas del modelo (layers) a tener una forma horizontal con un esquema ortogonal y continuo, en casos en donde estructuralmente no había ese contacto (pinch out) o una falla, el modelador asignaba un espesor mínimo, esto generaba irregularidades en la malla y provocaba problemas de no convergencia en el modelo. Actualmente se ha creado una conceptualización diferente a partir de la discretización de elementos similar a elementos finitos con lo cual se superó esta limitación, aunque con limitaciones, abre un nuevo panorama para la modelación con el esquema de diferencia finita (Jones, Budge, Lemon, & Zundel, 2002)

Bajo el esquema de diferencias finitas en el programa Modflow-2000 existen dos aproximaciones que son comúnmente usadas para la traducción del modelo conceptual a un dimensionamiento vertical: uno es el modelo de capas uniforme (celdas rectilíneas) y el otro es el modelo de capas deformado. Bajo este esquema la parte superior e inferior de la celda usualmente siguen las superficies de las unidades Hidroestratigráficas (geoformas) (Figura 45), dichos modelos permiten una continuidad horizontal la cual es mantenida con pocas celdas al costo de introducir algunos errores en la solución de ecuaciones de diferencia finita. Por otro lado, la aproximación de capas uniformes tiene la ventaja de ser



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



más simple y tener una solución numérica más estable, pero se requiere un número mayor de elementos para la descripción adecuada de los espesores de las unidades Hidroestratigráficas.

Para la discretización vertical se eligió un enfoque mixto, es decir se crearon capas deformables de las unidades Hidroestratigráficas más representativas como lo muestra la figura, las cuales a su vez se subdividieron en seis capas (layers) uniformes de un espesor promedio de 25 m, con una altitud promedio para la capa superior de 0 msnm hasta llegar a -250 msnm lo que es consecuente con la definición del modelo conceptual descrito en la sección de geofísica.

En el modelo de capas deformados, solo la unidad Hidroestratigráfica dominante puede ser representada, y las sub-unidades y heterogeneidades son mapeadas variando las propiedades de la celda (Zonas) localmente, los demás rasgos se complementan con una serie de celdas regulares. Uno de los inconvenientes de la discretización en capas uniformes surge cuando se cuenta con una topografía con rasgos muy marcados por ejemplo montañas, estas capas están por arriba del nivel estático, lo que el programa considera celda seca (Dry Cell) y puede causar inestabilidad numérica, pero esto no quiere decir que el modelo sea incorrecto.

la parte central del modelo cuenta con un espesor promedio de celda de 25 m, sabiendo que el nivel estático es somero y la variación de dicho nivel ronda en torno al nivel del mar, se intenta asegurar que la celda no se seque, puesto que la conceptualización de la capa superior es convertible (acuífero freático) en el paquete LPF o BCF de la documentación de MODFLOW (McDonald & Harbaugh, 1988). Al llegar a los límites del valle y comenzar las montañas, este supuesto no se cumple, aunque en estos casos se pudiera considerar parteaguas hidrogeológico y asignar una condición de frontera de no flujo a dichos rasgos.

IV.1.3. Asignación de parámetros acuíferos

Una vez definida la geometría de las unidades Hidroestratigráficas más representativas, se deben de asignar las propiedades materiales a dichas celdas, esto se hace discretizando



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



áreas (Zonas) a una determinada elevación, la extensión de dichas zonas es obtenida de la interpolación e interpretación de las unidades Hidroestratigráficas descritas en el apartado del modelo conceptual, para fines de modelado se simplificaron dichas unidades reduciéndose a tres zonas diferenciables (Figura 46), estas son:

- Zona 1. Constituidas por las unidades Hidroestratigráficas A4-H1 y A4-H2, estas se definieron en la Tabla 8 (Pág. 83) del apartado del modelo conceptual, representadas por arenas y gravas.
- Zona 2. Constituidas por las unidades Hidroestratigráficas A2 y A3, representadas por arenas con granulometría más fina y lentes de arcillas.
- Zona 3. Conformada principalmente por la unidad Hidroestratigráfica A5, correspondiente a gravas gruesas mal clasificadas.

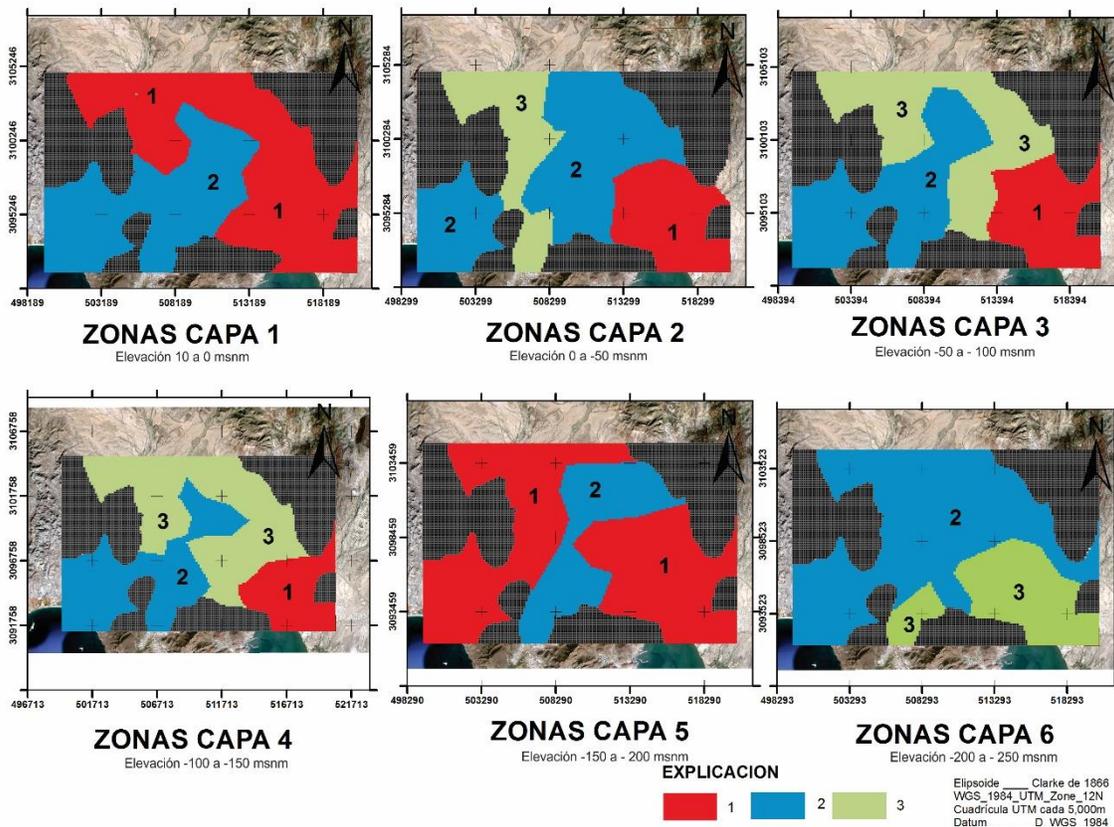


Figura 1. Zonificación del modelo, La zona 1 en color rojo representa arenas y gravas, la zona 2 en color azul representa arenas finas, la zona 3 en color verde representa gravas y arenas gruesas mal clasificadas.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



La transmisividad (T) y la conductividad hidráulica (K) ambas son medidas de la capacidad de un acuífero para transmitir agua, donde T es el producto de K por el espesor saturado (b) del acuífero. Los valores de T dependen de la configuración de las capas en el paquete LPF ver documentación en (McDonald & Harbaugh, 1988), ya sea confinado donde el espesor saturado es constante (especificado) o convertible en donde es variable.

Tabla 2. Características hidráulicas del modelo numérico.

ZONA MODELO	LITOLOGIA	K (M/D)	Ss (m ⁻¹)	Sy	POROSIDAD (%)		COMPORTAMIENTO HIDROGEOLOGICO	UNIDADES HIDROESTRATIGRAFICAS
					TOTAL	EFEC.		
-	Relleno superficial	2-11.83	0.0005-0.001	0.03-0.19	35-50	3-19	-	-
1	grava arenosa - gravilla	25-115	0.015	0.22-0.35	21-50	22-35	libre/semiconfinado	A4-H1, A4-H2
	Grava arenosa saturada con agua salobre	25-150	0.015	0.13-0.26	25-40	13-26	libre/semiconfinado	
2	Intrusión/arcilla azul	2-25	0.0005-0.001	0.05	40-60	0-5	Libre/acuitardo	A2, A3
	Arena arcillosa/Interface	2-25	0.0005-0.001	0.10-0.28	20-50	10-28	acuitardo/acuicludo	
3	gravas gruesas mal clasificadas	500-2500	1.00E-07	0.22-0.35	21-50	22-35	libre/confinado	A5, A6

De acuerdo con la tabla 10, La zona 1 se asignó a gravas arenosas y gravilla, que engloban en gran medida las características generales de las zonas acuíferas relevantes, cuyas unidades hidroestratigraficas son A4-H1 y A4-H2, resulta de un valor promedio de conductividad hidráulica de 25 m/d a 150 m/d, similar a los valores del pozo SJG-117



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



equivalente a una conductividad hidráulica de 6.78×10^{-4} m/s (58.55 m/d), de acuerdo con la clasificación de la Tabla 4 (Pág. 42) del apartado de modelo conceptual.

La zona 2 corresponde a materiales con granulometría más fina o con una compacidad mayor, se encuentran hacia en la parte central, litológicamente se clasifica como arena arcillosa, con valores que resultan de un valor promedio de conductividad hidráulica de 2 m/d a 25 m/d, similar a los valores del pozo SJG-217 equivalente a una conductividad hidráulica de 1.36×10^{-4} m/s (11.77 m/d) la distribución de esta zona no es homogénea y no se puede considerar un horizonte continuo, considerando por momentos como zonas de baja permeabilidad que pueden generar semiconfinamiento (Tabla 4).

La zona 3 se asignó a gravas gruesas con rangos de conductividad hidráulica de 500 m/d a 2500 m/d, similar a los valores del pozo SJG-215 equivalente a una conductividad hidráulica de 1.63×10^{-2} m/s (1408.32 m/d) representado las unidades hidroestratigraficas basales A5 y A6.

Las simulaciones “no estacionarias” o transitorias requieren de los parámetros de almacenamiento como el coeficiente de almacenamiento, este concepto expresa el volumen de agua por volumen de acuífero que es liberada como resultado de un cambio del descenso del nivel potenciométrico en una unidad. Para un acuífero libre el agua es ganada o liberada del almacenamiento a través del llenado y drenaje de los poros del medio, también se le conoce como drenaje por gravedad, es llamado rendimiento específico (*Specific Yield, Sy*) que es similar a la porosidad efectiva, con rangos de 0.001 a 0.35 (adimensional) (Fetter, 2001). Para un acuífero confinado, el coeficiente de almacenamiento es igual al producto de almacenamiento específico por el espesor saturado del acuífero (Fetter, 2001). Uno de los errores muy comunes debido al castellanizar el término es tender a confundir el coeficiente de almacenamiento (*Storativity S*) con el almacenamiento específico (*Specific Storage*), este último es el volumen liberado por el descenso del nivel potenciométrico por unidad de área debido a la compresibilidad del agua y la deformación de la matriz porosa, este valor tiende a por ejemplo: 1×10^{-8} a 1×10^{-4} (L^{-1}) que son varias órdenes de magnitud más pequeño comparado con el rendimiento específico (Freeze, R.A., and Cherry, 1979).

Los valores finales de conductividad hidráulica y coeficiente de almacenamiento se especifican en el apartado de calibración.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



Para la discretización temporal del modelo de flujo se define en primer lugar como modelo estacionario (*steady state*); aquel en el cual el cambio de almacenamiento es irrelevante y se utiliza por regla como prerrequisito para el inicio de un modelo transitorio, o para la determinación y estudio de ciertas condiciones de frontera y estimación de conductividades hidráulicas en un cierto tiempo (*snap shot*) esto es, cuando se tienen datos de condiciones iniciales de cuando el acuífero estuvo sin perturbación. En los modelos transitorios o no estacionarios por su parte, existe un cambio de almacenamiento en función del tiempo, cuya parametrización es la siguiente:

- Periodo de estrés (*Stress period*) - Un intervalo de tiempo definido en la discretización temporal de un modelo MODFLOW durante el cual las condiciones hidrológicas e hidrogeológicas son constantes. Un período de estrés se divide en uno o más intervalos de tiempo de diferente magnitud (*time steps*) (McDonald & Harbaugh, 1988).
- Intervalo de tiempo (Time step) - Es el intervalo de tiempo definido en la discretización temporal de un modelo MODFLOW para la solución del sistema de ecuaciones de diferencias finitas que representan el flujo de agua subterránea. Un paso de tiempo es una subdivisión de un período de estrés (McDonald & Harbaugh, 1988).

Los periodos de estrés (*stress periods*) se dividieron en dos tipos, debido a que no existe un registro detallado y actualizado de los periodos de riego; se decidió dividir de acuerdo con las campañas de recolección de datos piezométricos del distrito de riego 084, que considera que existe un paro de bombeo de 10 días, seguido de un periodo de bombeo de un año (350 días), como se muestra en la siguiente Tabla 11. Para las simulaciones iniciales se consideraron 18 periodos de estrés con una duración total 3390 días acumulados con un registro de datos de 2003 a 2011; hay que tener en consideración que este supuesto introduce mucha incertidumbre puesto que el funcionamiento de los pozos es variable en este periodo, esto es válido con tal de representar en términos muy generales la respuesta del acuífero a dicha extracción.

Tabla 3. Discretización temporal Inicial.

Periodo de estres	Año de observación	Duración (d)	Intervalo de tiempo	Mult	Días Acumulados.
-------------------	--------------------	--------------	---------------------	------	------------------



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



1	2003	350	15	1.2	350
2	Paro de bombeo	10	1	1.2	360
3	2004	350	15	1.2	710
4	Paro de bombeo	10	1	1.2	720
5	2005	350	15	1.2	1070
6	Paro de bombeo	10	1	1.2	1080
7	2006	350	15	1.2	1430
8	Paro de bombeo	10	1	1.2	1440
9	2007	350	15	1.2	1790
10	Paro de bombeo	10	1	1.2	1800
11	2008	350	15	1.2	2150
12	Paro de bombeo	10	1	1.2	2160
13	2009	350	15	1.2	2510
14	Paro de bombeo	10	1	1.2	2520
15	2010	500	25	1.2	3020
16	Paro de bombeo	10	1	1.2	3030
17	2011	350	15	1.2	3380
18	Paro de bombeo	10	1	1.2	3390

IV.1.4. Asignación de condiciones de borde

Las Condiciones de frontera (Boundary conditions) permiten establecer la interacción del medio o dominio de modelación con los alrededores. En general los acuíferos no están aislados, ceden o toman agua de los alrededores, por salida horizontal, evapotranspiración, recarga vertical, entrada horizontal. Las condiciones de frontera establecen esta interacción. (ASTM D5447-04, 2010) cuando se trata de evaluar las condiciones del régimen de flujo subterránea, las definiciones de las condiciones de frontera son cruciales por que determinan donde el agua entra y sale del sistema, no solo su ubicación es importante, si no el tipo de representación matemática, ya que muchas de las condiciones de frontera hidrogeológicas, pueden ser representadas de múltiples maneras. (Anderson, Mary P., 1992)

Hay tres tipos de condiciones de frontera, las cuales son:

1. Tipo 1, Condición de Dirichlet o carga constante: Se especifica la carga hidráulica en el límite de la celda o nodo. Cuando se especifica la carga hidráulica a lo largo de una sección del límite del modelo, esta calcula el flujo a lo largo de esta sección especificada (Fetter, 2001).



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



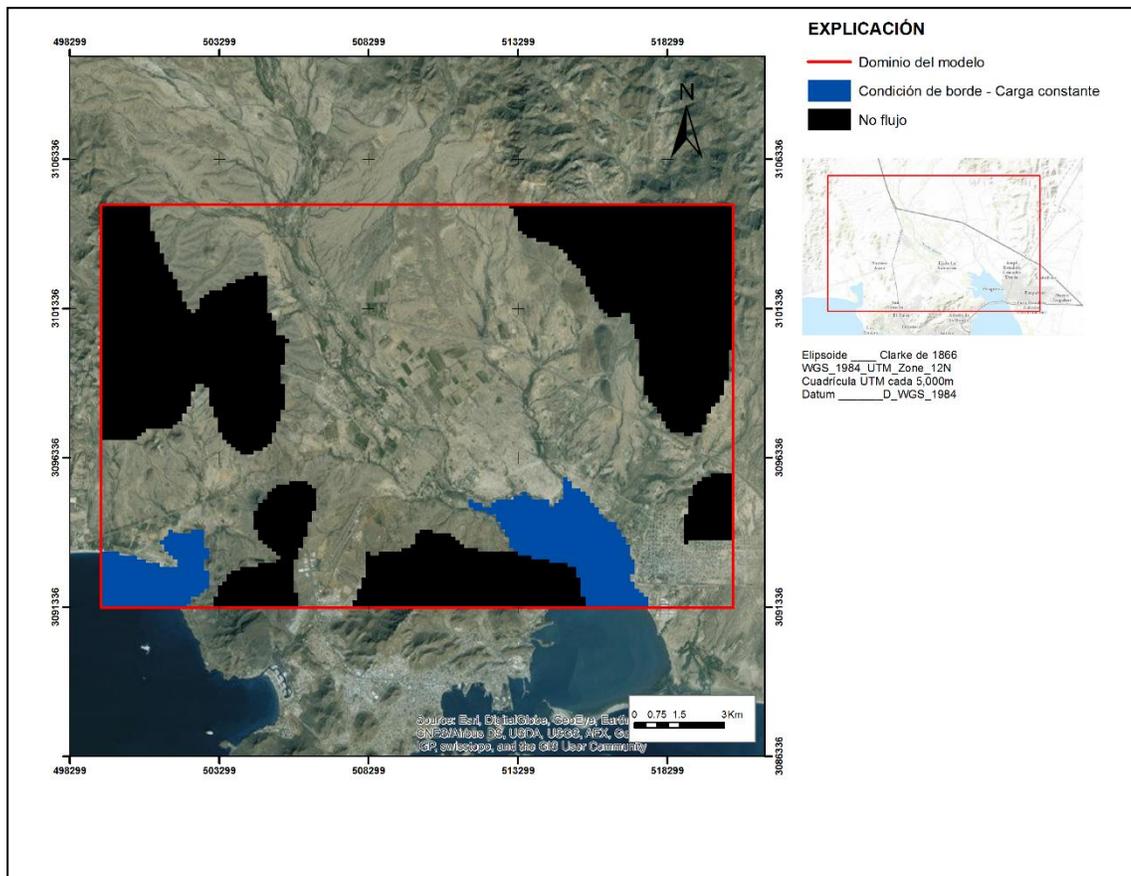
2. Tipo 2, Condición de Neumann o condición de gradiente hidráulico específico: El gradiente de la carga hidráulica se especifica en el límite, lo que implica que se especifica el caudal a través de éste (R., 2002).
3. Tipo 3, Condición de Cauchy. Abarca la de Dirichlet y la de Neuman. Tanto el valor inicial del gradiente como el valor inicial de la carga hidráulica se especifican. En modelos de flujo este tipo de condición de contorno se implementa de manera indirecta especificando una carga hidráulica y una conductancia o resistencia hidráulica. Ambos representan los efectos de las características que se encuentran fuera del dominio del modelo (Barnett, Townley, Post, Evans, & Hunt, 2012).

La Figura 47 muestra la conceptualización implementada en el modelo, por una parte se aplicó una condición de borde de no flujo sobre los rasgos topográficos más altos, donde se muestran en color negro las celdas inactivas o de no flujo, también debido a la formulación matemática de la discretización los extremos de los bordes del modelo se consideran condiciones impermeables.

Como condición de carga constante o condición de frontera de Dirichlet se tiene el mar, como se muestra en los polígonos de color azul en la Figura 47, conceptualmente representa un flujo de entrada o salida de agua infinita al modelo, los cálculos del volumen se realizan de forma interna bajo los paquetes LPF o BCF del esquema de MODFLOW; esta condición de borde es representada como parte de la bahía de San Carlos y el Estero El Rancho; esta aproximación no toma en cuenta los cambios de la carga por marea ya sea mar de fondo y marea bajas, lo que puede representar un factor determinante cuando se presentan eventos climatológicos extremos.



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.



Como el contorno del modelo es impermeable por default, se requieren de flujos que ingresan o salen del modelo (*Source and Sinks*) la Figura 48 ilustra las variables que interactúan en la representación de los niveles potenciométricos, para eso existen una serie de métodos, tales como especificar un flujo constante y/o no estacionario a partir de una aproximación de Darcy, utilizando una interpolación de las líneas equipotenciales de los aprovechamientos. Este método tiene una limitante, puesto que el cálculo del flujo es en base a un espesor saturado; en caso de que fuera confinado el acuífero esta aproximación sería plausible, por otro lado, si el acuífero fuera libre, el espesor variaría en tiempo y se volvería una incógnita, esta solución sería no lineal y la solución se volvería inestable al final de cada periodo de estrés. El otro método es introducir una serie de pozos de inyección, dividiendo el volumen de agua de la condición de borde entre los mismos por igual, el cual tiene la ventaja de especificar la capa (*layer*) en donde el flujo es ingresado. Esto afecta indirectamente la piezometría y permite ir calibrando con respecto a un periodo



de estrés a otro; este tipo de condición de frontera, tiene control del nivel piezométrico en la vecindad de la condición de borde.

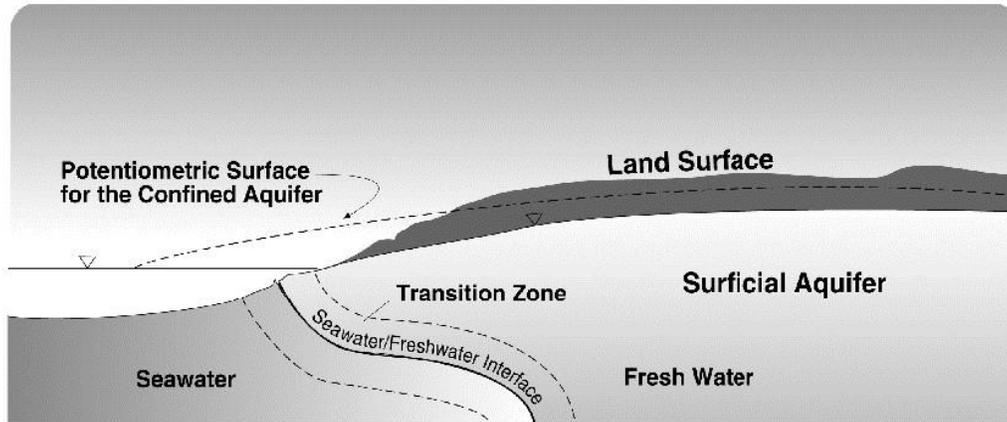


Figura 2. Esquema conceptual modelo SJG (modificado de SWFWMD, 2002).

La Tabla 11 muestra los flujos de entrada al modelo y las condiciones de borde asignadas; de acuerdo con los volúmenes obtenidos de los balances de agua subterránea de CONAGUA (2002) y (Ruiz, 2007)

El volumen de la precipitación general en el área es de $3.3 \text{ Hm}^3/\text{año}$ obteniendo una lámina de escurrimiento de 0.000297 m/d , como se ilustra en la Figura 49 con el polígono asignado 3;

Con respecto al retorno de riego, se delimitaron las áreas de cultivo con ayuda de imágenes satelitales y se calculó dicha área. Ruiz (2007) en su tesis de maestría determinó un volumen de $1.7 \text{ Hm}^3/\text{año}$, y según el valor del área de estudio se calculó una lámina efectiva de 0.000492 m/d (ver Tabla 11), como se ilustra en la figura con el polígono asignado 2.

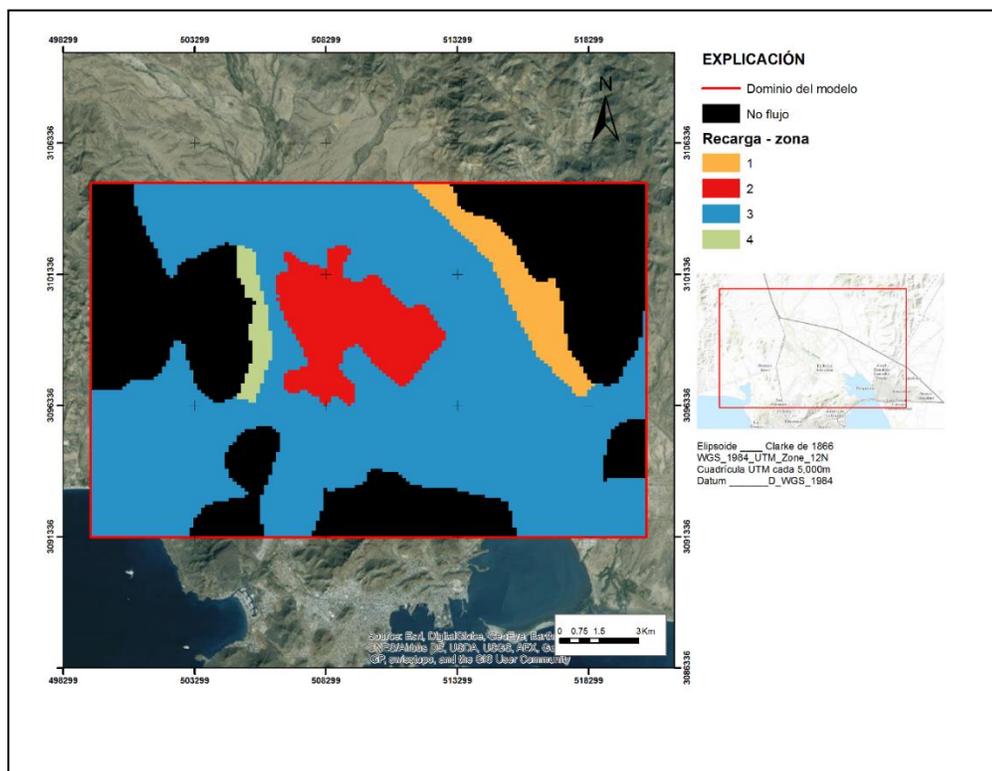


**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



CONDICION DE BORDE	TIPO	NOMBRE	Valor	OBSERVACIONES
Estero	Carga Especifica (Carga constante)	Dirichlet	H=0, C=35 (g/l)	condición de Nivel en la cota 0 (nivel del mar) y una salinidad de 35000 mg/l
Montañas	No flujo	Neumann	-	Sierra Santa Ursula, El Vigia
recarga general	Flujo especifico	Neumann	0.000297 (m/d)	Precipitacion 3.3 Hm ³ /año
retorno de riego	Flujo especifico	Neumann	0.000432 (m/d)	1.7 Hm ³ /año
Recarga Lateral(condicion de borde artificial)	Flujo especifico	Neumann	0.000605 (m/d)	Flujos estimados provenientes de la parte norte y frente de montaña 14.45 Hm ³ /año
Bombeo	Flujo especifico	Neumann	2.5 a 6 Hm	Bombeo anual Estimado, 18 Hm ³ /año registro REPDA

El volumen de las recargas laterales procedentes de los frentes de montaña y región norte del área es de 14.65 Hm³/año obteniendo una lámina de escurrimiento de 0.000605 m/d, como se ilustra en la Figura 49 con las zonas asignadas 1 y 4.



Con respecto a la extracción, se recolectaron datos históricos y de estudios realizados por ITSON (2008), IDEAS (2009) y CEA (2012). Y de acuerdo con la



actualización de la disponibilidad media anual de agua subterránea en el acuífero (2636) San José de Guaymas, inscritos en el Registro Público de Derechos del Agua (REPDA) de la Región II “Noroeste”, es un sistema de almacenamiento de datos de los títulos de concesión de aguas nacionales y sus bienes públicos inherentes, existen 189 aprovechamientos con Título de Concesión que en conjunto extraen 8.1 Hm³/año, de estos 189 pozos solamente se pudieron obtener datos históricos de 125 de ellos, la calidad y la cantidad de datos no son los adecuados para validar una calibración efectiva, aun así, los valores de cada pozo fueron ajustados. La Figura 50 muestra los valores de extracción estimados para el acuífero, obteniendo el valor de extracción total del acuífero en una confección bimodal de 2.5 Hm³/año seguido de un periodo de bombeo de 6 Hm³/año.

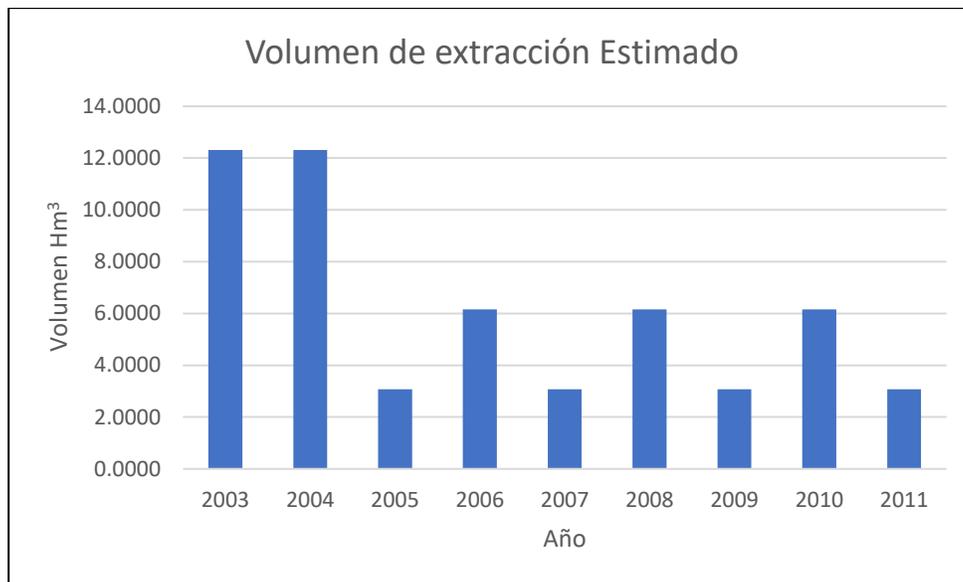


Figura 3. Estimación de volumen de extracción.

La asignación y evaluación de los volúmenes de extracción no son únicos tomando en cuenta que el volumen concesionado en el REPDA es mayor al volumen real extraído, debido a que algunos pozos no extraen el volumen total, algunos pozos han sido clausurados o se encuentran inactivos. Además, en parcelas pequeñas se aplicaba el riego por inundación, aunque hoy día la tendencia es a emplear el riego localizado y riego por aspersión.

El riego es necesario entre la primavera y el otoño, cada 15 a 20 días si es por inundación y cada 3 a 5 días si es riego localizado. En la Figura 51 se muestra la distribución



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



espacial de los aprovechamientos antes mencionados, estos se concentran en la parte central del área.

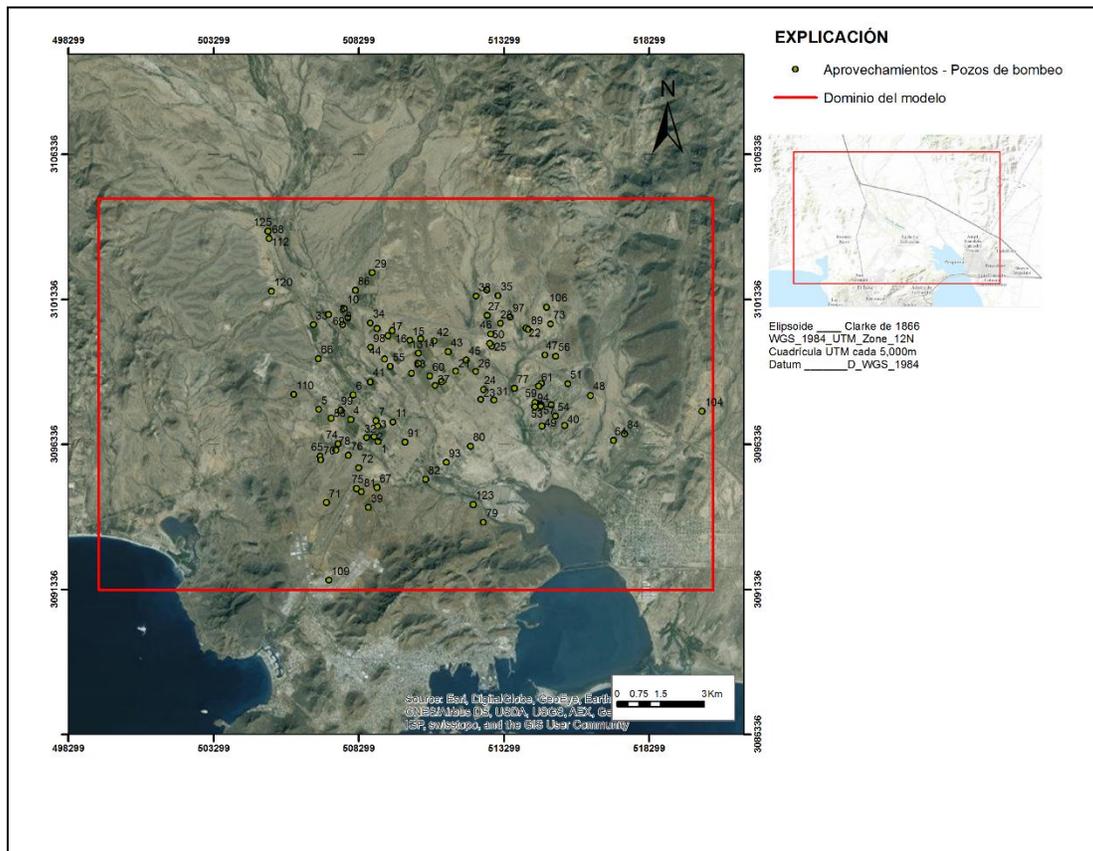


Figura 4. Aprovechamientos modelados.

IV.1.5. Condiciones Iniciales

La definición precisa de las condiciones iniciales de los modelos de aguas subterráneas no estacionarias es una parte esencial de la conceptualización y modelización (ASTM D5447-04, 2010). Las condiciones iniciales representan las cargas hidráulicas al comienzo de una simulación no estacionaria y estas condiciones sirven como una "condición límite" en el tiempo para la solución del modelo de agua subterránea transitorio. Las condiciones iniciales para un sistema de flujo se representan generalmente por la distribución de la carga hidráulica en todo el dominio del modelo. También se pueden especificar los flujos iniciales.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



A medida que avanza la simulación del modelo, los nuevos cambios calculados en la carga hidráulica a través del tiempo serán relativos a estas cargas hidráulicas iniciales.

Existen dos métodos comúnmente utilizados para definir condiciones iniciales para simulaciones transitorias: definir o simular las condiciones de estado estacionario o simular condiciones transitorias a largo plazo antes del escenario modelado del modelo predictivo.

Definir las condiciones iniciales en estado estacionario es el método preferido si el sistema hidrogeológico está en un estado aproximadamente constante antes de los escenarios esperados. Se supone que todas las condiciones naturales del terreno, sin grandes perturbaciones recientes al drenaje de aguas superficiales o al cambio climático extremo, se encuentran en estado estacionario en una escala de tiempo interanual.

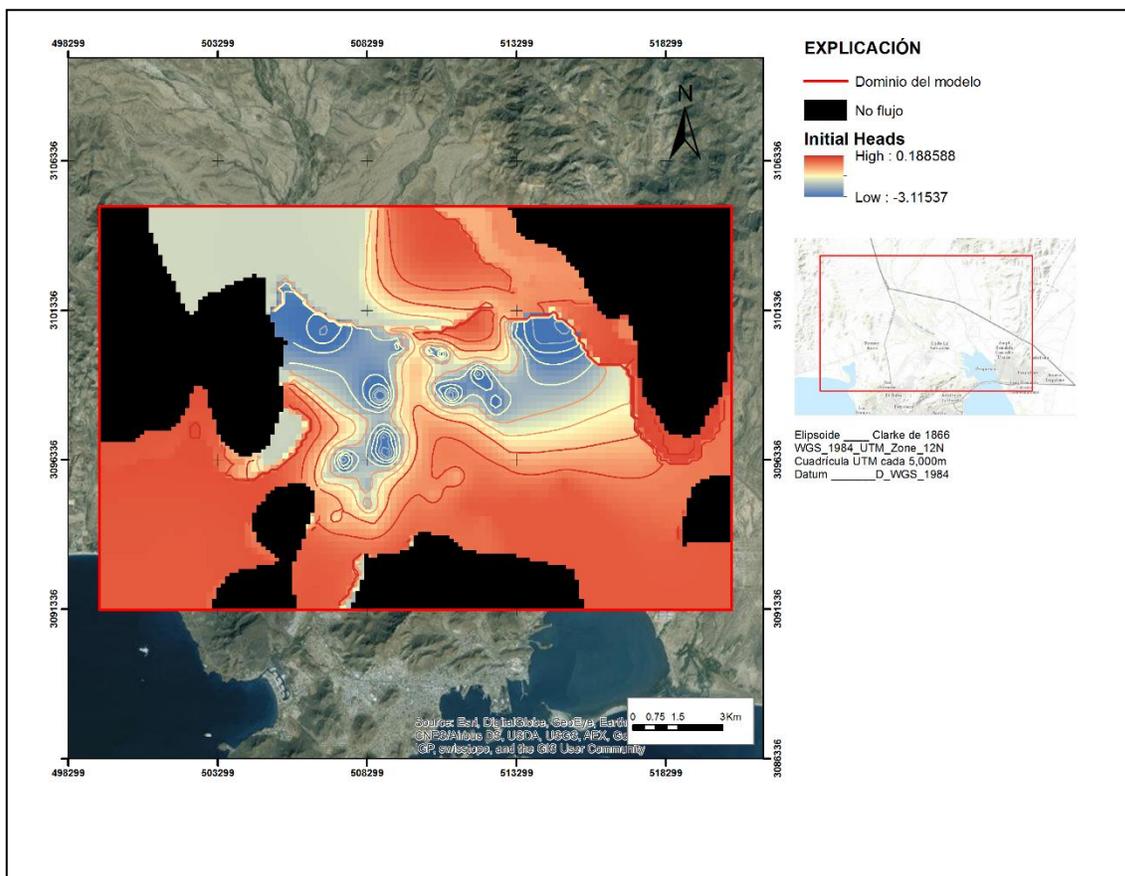


Figura 5. Condiciones iniciales 2003 (Nivel estático Inicial).



Para la obtención de las condiciones iniciales del modelo, se corrió en estado estacionario el modelo hasta 2003 generando un régimen de estrés pre-desarrollo, se tomaron en cuenta dichas cargas hidráulicas para el comienzo de la simulación no estacionaria de 2003 a 2011, la Figura 52 muestra el nivel estático para dicho año.

IV.2. SIMULACION MODELO DE TRANSPORTE (SEAWAT)

IV.2.1. Ecuaciones gobernantes

Carga hidráulica

La energía potencial –de un sistema de flujo subterráneo- puede cuantificarse con base a volumen, masa y peso. La cuantificación de esta última es referida como carga hidráulica (*hydraulic head*); y es comprendida por tres componentes: la presión intrínseca del punto (*pressure head*) – la columna de fluido desde la zona impermeable (*aquifugo* o *aquicludo*) hasta la cota del nivel potenciométrico (*water table*), la velocidad del punto, y la elevación – a partir de un datum- de dicho punto. La carga hidráulica es expresada en términos matemáticos (*ecuación de Bernoulli*) como:

Carga hidráulica = Presión del fluido + Velocidad del fluido (energía cinética) + Potencial del fluido

$$H = \frac{P}{\gamma} + \frac{V^2}{2g} + Z \quad (2)$$

Típicamente, el termino asociado a la velocidad es relativamente pequeño (flujo laminar) y puede ser despreciado. Por lo tanto, la carga hidráulica en los sistemas de aguas subterráneas consiste en los términos de presión y elevación.

Carga Hidráulica Equivalente de Agua Dulce (Equivalent Freshwater Head)

Para calcular los problemas de flujo dependientes de la densidad, se calcula primero el gradiente hidráulico en el sistema. No obstante, el concepto de carga hidráulica no puede aplicarse de manera directa para un escenario en el que están involucrados

fluidos en capas con diferentes densidades. Por ejemplo, en acuíferos costeros, la densidad del agua de mar (*saltwater* ρ_s) es sobreyacida por el agua dulce (*freshwater* ρ_f) de menor densidad, como lo muestra la Figura 53. La carga hidráulica total (H_f) medida justo por encima de la interface tendrá un valor diferente de la carga hidráulica medida justo por debajo de la interface debido a las diferencias en densidad. Para corregir esto, SEAWAT usa la aproximación de una carga equivalente de agua dulce, en la cual la densidad del agua salada es transformada (equivalencia) a agua dulce, dicha aproximación ayuda a preservar la continuidad de la carga hidráulica total a través de la interface.

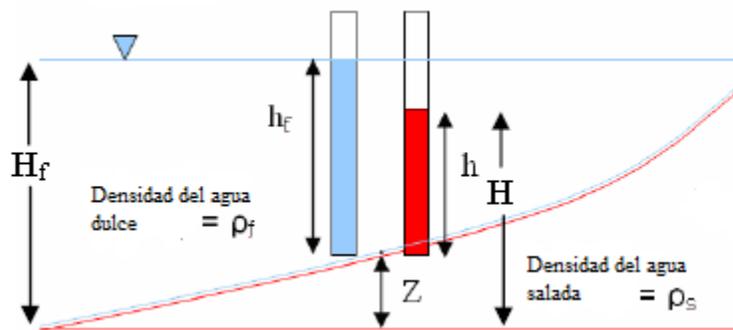


Figura 6. Diagrama conceptual simplificado ilustrando las diferencias piezométricas debido a la densidad (modificado de (W. Guo & Langevin, 2002a))

La carga hidráulica total H_f puede ser expresada como la suma de la presión del fluido h_f , y de la elevación Z medida a partir de un datum de referencia:

$$H_f = h_f + Z \quad (3)$$

Donde, la presión del agua dulce, h_f puede expresarse como:

$$h_f = \frac{P}{\rho_f g} \quad (6)$$

Igualmente, la carga hidráulica total del agua salada, H , medida justo por debajo de la interface puede ser expresada como:

$$H = h + Z \quad (7)$$

Donde, la presión del agua salada, h , puede expresarse como:

$$h = \frac{P}{\rho_s g} \quad (8)$$



Debido a las diferencias en densidad $\rho_f \neq \rho_s$ existe una discrepancia entre las cargas hidráulicas H_f y H ; para corregir esta inconsistencia, las cargas hidráulicas totales medidas en las regiones de agua dulce y agua salada tienen que estar representadas en términos de presión P :

$$h_f = \frac{P}{\rho_f g} = H_f - Z \quad (9)$$

$$P = \rho_f g (H_f - Z) \quad (10)$$

Igualmente,

$$h = \frac{P}{\rho_s g} = H - Z \quad (11)$$

$$P = \rho_s g (H - Z) \quad (12)$$

Tomando en cuenta las ecuaciones (10) y (12) e igualándolas tenemos que:

$$\rho_f g (H_f - Z) = \rho_s g (H - Z) \quad (13)$$

La carga hidráulica total, H_t , en términos de H , puede expresarse como:

$$H_f = \frac{\rho_s}{\rho_f} H - \frac{\rho_s - \rho_f}{\rho_f} Z \quad (14)$$

SEAWAT usa la expresión (14) incorporándola de forma general dentro de la ecuación de flujo. (Guo y Langevin, 2002)

Obtención de la Ecuación General de Flujo

El flujo de agua subterránea a través de un medio poroso es un proceso microscópico que tiene que ser escalado a un nivel macroscópico, para realizar esto, asumimos un volumen elemental representativo (REV) por sus siglas en inglés. Las predicciones del flujo a través del subsuelo pueden ser obtenidas suponiendo un principio de continuidad, es decir, asumiendo que la masa se conserva a lo largo de una serie de REV's. Esencialmente, un flujo de masa que entra (*influx*) dentro de un REV debe ser equivalente a la suma de la masa que sale (*outflux*), cambios en el almacenamiento (*Storage*) u otras fuentes (*source/sinks*) como se muestra en la figura 54.

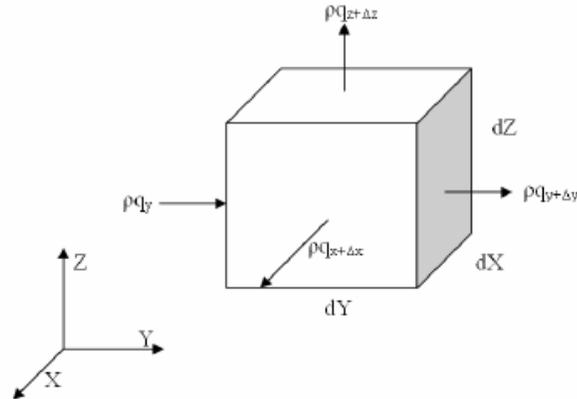


Figura 7. Volumen Elemental Representativo (REV)

En SEAWAT la conservación de la masa es matemáticamente expresada como:

$$-\nabla(\rho \bar{q}) + \bar{\rho} q_s = \frac{\partial(\rho \theta)}{\partial t}$$

donde $\bar{\rho}$ = Densidad del medio (bulk density) (15)

El término del lado derecho de la ecuación 15 es igual a la tasa de cambio de la acumulación de masa dentro del REV. Usando la regla de la cadena para expandir dicha derivada,

$$\frac{\partial(\rho \theta)}{\partial t} = \rho \frac{\partial(\theta)}{\partial t} + \theta \frac{\partial(\rho)}{\partial t}$$
(16)

Asumiendo que los cambios en la porosidad, θ , son restringidos con los cambios con la presión del fluido P, se puede afirmar que:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial t}$$
(17)

Suponiendo condiciones isotérmicas, la densidad está en función de la presión de poro de fluido y la concentración de soluto, C:

$$\rho = f(P, C)$$
(18)

Que se puede representar matemáticamente como:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = \frac{\partial \rho}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial \rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t}$$
(19)

Sustituyendo las ecuaciones 17 y 19 en la ecuación 16:



$$\frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} = \rho \frac{\partial\theta}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial t} + \theta \frac{\partial\rho}{\partial P} \frac{\partial P}{\partial t} + \theta \frac{\partial\rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} \quad (20)$$

El coeficiente de compresibilidad de un medio poroso es definido como:

$$\xi = \frac{1}{(1-\theta)} \frac{\partial\theta}{\partial P} \quad (M^{-1}LT^2) \quad (21)$$

Y el coeficiente de compresibilidad del agua como:

$$\zeta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial\rho}{\partial P} \quad (M^{-1}LT^2) \quad (22)$$

Sustituyendo las ecuaciones 21 y 22 en la ecuación 20:

$$\frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} = \rho(\xi[1-\theta] + \zeta\theta) \frac{\partial P}{\partial t} + \theta \frac{\partial\rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} \quad (23)$$

El almacenamiento específico (*Specific Storage*) es definido como:

$$S_p = (\xi[1-\theta] + \zeta\theta) \quad (24)$$

Sustituyendo la ecuación 24 en 23:

$$\frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} = \rho S_p \frac{\partial P}{\partial t} + \theta \frac{\partial\rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} \quad (25)$$

Por último, sustituyendo la ecuación 25 en la ecuación 15 nos da la forma general de la ecuación de conservación de masa basada en la presión para el flujo de agua subterránea dependiente de la densidad en un medio poroso:

$$-\nabla(\rho\bar{q}) + \bar{\rho}q_s = \rho S_p \frac{\partial P}{\partial t} + \theta \frac{\partial\rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} \quad (26)$$

Ecuación de flujo en la forma de carga hidráulica equivalente en agua dulce

Partiendo del flujo en un plano horizontal, las ecuaciones son las siguientes:

$$q_x = -\frac{k_{xx}}{\mu} \frac{\partial P}{\partial x} - \frac{k_{xy}}{\mu} \frac{\partial P}{\partial y} - \frac{k_{xz}}{\mu} \left\{ \frac{\partial P}{\partial z} + \rho g \right\} \quad (27)$$

Igualmente:

$$q_y = -\frac{k_{yx}}{\mu} \frac{\partial P}{\partial x} - \frac{k_{yy}}{\mu} \frac{\partial P}{\partial y} - \frac{k_{yz}}{\mu} \left\{ \frac{\partial P}{\partial z} + \rho g \right\} \quad (28)$$

En un plano vertical la ecuación de Darcy es expresada como:

$$q_z = -\frac{k_{zx}}{\mu} \frac{\partial P}{\partial x} - \frac{k_{zy}}{\mu} \frac{\partial P}{\partial y} - \frac{k_{zz}}{\mu} \left\{ \frac{\partial P}{\partial z} + \rho g \right\} \quad (29)$$



Substituyendo las ecuaciones 27,28 y 29 dentro de la ecuación 26:

$$-\nabla \cdot \left\{ \begin{array}{l} \rho \left[-\frac{k_{xx}}{\mu} \frac{\partial P}{\partial x} - \frac{k_{yy}}{\mu} \frac{\partial P}{\partial y} - \frac{k_{zz}}{\mu} \left\{ \frac{\partial P}{\partial z} + \rho g \right\} \right] \hat{i} + \\ \rho \left[-\frac{k_{yx}}{\mu} \frac{\partial P}{\partial x} - \frac{k_{xy}}{\mu} \frac{\partial P}{\partial y} - \frac{k_{yz}}{\mu} \left\{ \frac{\partial P}{\partial z} + \rho g \right\} \right] \hat{j} + \\ \rho \left[-\frac{k_{zx}}{\mu} \frac{\partial P}{\partial x} - \frac{k_{zy}}{\mu} \frac{\partial P}{\partial y} - \frac{k_{zz}}{\mu} \left\{ \frac{\partial P}{\partial z} + \rho g \right\} \right] \hat{k} \end{array} \right\} + \bar{\rho} q_s = \rho S_p \frac{\partial P}{\partial t} + \theta \frac{\partial \rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} \quad (30)$$

Reordenando términos de las ecuaciones 9 y 10 anteriormente descritas:

$$H_f = z + \frac{P}{\rho_f g} \quad (31)$$

Resolviendo para P:

$$P = \rho_f g (H_f - Z) \quad (32)$$

Substituyendo la ecuación 32 dentro de la ecuación 31 tenemos que:

$$-\nabla \cdot \left\{ \begin{array}{l} \rho \rho_f g \left[-\frac{k_{xx}}{\mu} \frac{\partial H_f}{\partial x} - \frac{k_{yy}}{\mu} \frac{\partial H_f}{\partial y} - \frac{k_{zz}}{\mu} \left\{ \frac{\partial H_f}{\partial z} - 1 + \frac{\rho}{\rho_f} \right\} \right] \hat{i} + \\ \rho \rho_f g \left[-\frac{k_{yx}}{\mu} \frac{\partial H_f}{\partial x} - \frac{k_{xy}}{\mu} \frac{\partial H_f}{\partial y} - \frac{k_{yz}}{\mu} \left\{ \frac{\partial H_f}{\partial z} - 1 + \frac{\rho}{\rho_f} \right\} \right] \hat{j} + \\ \rho \rho_f g \left[-\frac{k_{zx}}{\mu} \frac{\partial H_f}{\partial x} - \frac{k_{zy}}{\mu} \frac{\partial H_f}{\partial y} - \frac{k_{zz}}{\mu} \left\{ \frac{\partial H_f}{\partial z} - 1 + \frac{\rho}{\rho_f} \right\} \right] \hat{k} \end{array} \right\} + \bar{\rho} q_s = \rho S_p \rho_f g \frac{\partial (H_f)}{\partial t} + \theta \frac{\partial \rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} \quad (33)$$

Substituyendo los términos $S_p \rho_f g = S_f$ y $K_\alpha = \frac{k_\alpha \rho_f \alpha g}{\mu_f}$ en la ecuación 33:

$$-\nabla \cdot \left\{ \begin{array}{l} \rho \left[-\frac{K_{xx} \mu_f}{\mu} \frac{\partial H_f}{\partial x} - \frac{K_{yy} \mu_f}{\mu} \frac{\partial H_f}{\partial y} - \frac{K_{zz} \mu_f}{\mu} \left\{ \frac{\partial H_f}{\partial z} - 1 + \frac{\rho}{\rho_f} \right\} \right] \hat{i} + \\ \rho \left[-\frac{K_{yx} \mu_f}{\mu} \frac{\partial H_f}{\partial x} - \frac{K_{xy} \mu_f}{\mu} \frac{\partial H_f}{\partial y} - \frac{K_{yz} \mu_f}{\mu} \left\{ \frac{\partial H_f}{\partial z} - 1 + \frac{\rho}{\rho_f} \right\} \right] \hat{j} + \\ \rho \left[-\frac{K_{zx} \mu_f}{\mu} \frac{\partial H_f}{\partial x} - \frac{K_{zy} \mu_f}{\mu} \frac{\partial H_f}{\partial y} - \frac{K_{zz} \mu_f}{\mu} \left\{ \frac{\partial H_f}{\partial z} - 1 + \frac{\rho}{\rho_f} \right\} \right] \hat{k} \end{array} \right\} = S_f \frac{\partial (H_f)}{\partial t} + \theta \frac{\partial \rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} - \bar{\rho} q_s \quad (34)$$



El término $\frac{\mu_f}{\mu}$, que representa la relación entre viscosidad del agua dulce y agua salada, modifica en gran medida la distribución de las interacciones entre los dos solutos, es importante hacer mención que a partir de SEAWATv4, tuvo modificaciones, entre las más importantes es el término dependiente a la temperatura y los autores presentan varias aproximaciones para resolverlo, (Allow, 2011; Fortier, 2015; Langevin, 2009; Langevin, Jr, Dausman, & Sukop, 2008) en donde se hace un planteamiento más riguroso del tema, para fines didácticos lo consideramos igual a uno:

$$-\nabla \cdot \left\{ \begin{array}{l} \rho \left[-K_{xx} \frac{\partial H_f}{\partial x} - K_{xy} \frac{\partial H_f}{\partial y} - K_{xz} \left\{ \frac{\partial H_f}{\partial z} - 1 + \frac{\rho}{\rho_f} \right\} \right] \hat{i} + \\ \rho \left[-K_{yx} \frac{\partial H_f}{\partial x} - K_{yy} \frac{\partial H_f}{\partial y} - K_{yz} \left\{ \frac{\partial H_f}{\partial z} - 1 + \frac{\rho}{\rho_f} \right\} \right] \hat{j} + \\ \rho \left[-K_{zx} \frac{\partial H_f}{\partial x} - K_{zy} \frac{\partial H_f}{\partial y} - K_{zz} \left\{ \frac{\partial H_f}{\partial z} - 1 + \frac{\rho}{\rho_f} \right\} \right] \hat{k} \end{array} \right\} = S_f \frac{\partial(H_f)}{\partial t} + \theta \frac{\partial \rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} - \bar{\rho} q_s \quad (35)$$

Asumiendo que los ejes x, y, z, están alineados con las direcciones principales de la permeabilidad, la ecuación 35 se reduce a:

$$-\nabla \cdot \rho \left\{ \left[-K_{xx} \frac{\partial H_f}{\partial x} \right] \hat{i} + \left[-K_{yy} \frac{\partial H_f}{\partial y} \right] \hat{j} + \left[-K_{zz} \left\{ \frac{\partial H_f}{\partial z} - 1 + \frac{\rho}{\rho_f} \right\} \right] \hat{k} \right\} = S_f \frac{\partial(H_f)}{\partial t} + \theta \frac{\partial \rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} - \bar{\rho} q_s \quad (36)$$

Suponiendo condiciones isotrópicas en un medio homogéneo de dos dimensiones, la ecuación final se puede expresar como:

$$-\nabla \cdot \rho \left\{ \left[-K_x \frac{\partial H_f}{\partial x} \right] \hat{i} + \left[K_z \frac{\partial H_f}{\partial z} \right] \hat{k} \right\} = S_f \frac{\partial(H_f)}{\partial t} + \theta \frac{\partial \rho}{\partial C} \frac{\partial C}{\partial t} - \bar{\rho} q_s \quad (37)$$

Ecuación de transporte de soluto

SEAWAT deduce la ecuación de transporte de solutos a través de la ley de conservación de la masa. Esto es, asumiendo un volumen elemental representativo (REV), como se mostró en la Figura 54.



La concentración es una medida de la masa de un soluto por unidad de volumen. Por lo tanto, la masa por unidad de volumen del medio poroso es equivalente al producto de la porosidad y de la concentración. Suponiendo que la porosidad es una constante:

$$\frac{\partial(\theta C)}{\partial x} = \theta \frac{\partial C}{\partial x} \quad (38)$$

Para el transporte de solutos, existen dos medios de transporte dominantes: advección y dispersión.

La advección considera que el soluto es transportado con el flujo; en otras palabras, es el mecanismo de transporte del soluto debido al movimiento del fluido que lo contiene (*fluid's bulk motion*). La ecuación de transporte puede ser expresada en cualquier dirección de flujo; la tasa del transporte debido a la advección puede ser expresada como:

Tasa de transporte advectivo

$$(Advective Mass Transport Rate) = v_x \theta C dA \quad (39)$$

La dispersión hidrodinámica comprende tanto los procesos de dispersión mecánica y difusión molecular, dichos procesos se agrupan en un término conocido como coeficiente de dispersión, D_x , donde D^* representa la difusión molecular:

$$D_x = \alpha_x v_x + D^* \quad (40)$$

Tasa de transporte dispersivo

$$(Dispersive Mass Transport Rate) = \theta D_x \frac{\partial C}{\partial x} dA \quad (41)$$

La tasa de transporte de soluto total por área de sección transversal, F_x :

$$F_x = v_x \theta C_x - \theta D_x \frac{\partial C_x}{\partial x} \quad (42)$$

Para los problemas tridimensionales, las expresiones para el transporte de solutos en direcciones de y, z son similares; Para aplicar conservación de la masa, la masa total que entra en el REV debe ser igual a la masa que sale del REV y la acumulación de masa. Esto se expresa como:

Masa entrando a el REV:

$$REV_{in} = F_x dzdy + F_y dzdx + F_z dx dy \quad (43)$$

Masa que sale del REV:



$$REV_{out} = \left(F_x + \frac{\partial F_x}{\partial x} \partial x\right) dx dy + \left(F_y + \frac{\partial F_y}{\partial y} \partial y\right) dz dx + \left(F_z + \frac{\partial F_z}{\partial z} \partial z\right) dx dy \quad (44)$$

En términos generales la diferencia entre la entrada y salida de masa se puede expresar como:

$$\left(\frac{\partial F_x}{\partial x} + \frac{\partial F_y}{\partial y} + \frac{\partial F_z}{\partial z}\right) dx dy dz \quad (45)$$

La diferencia es igual a la cantidad de sustancia disuelta acumulado en el elemento y el efecto de fuentes y sumideros (*source/sinks*). Por lo tanto, la tasa de variación de la masa en el REV se puede expresar como:

$$-\theta \frac{\partial C}{\partial t} dx dy dz - q_s C_s dx dy dz \quad (46)$$

La ecuación de conservación de masa nos da:

$$\frac{\partial F_x}{\partial x} + \frac{\partial F_y}{\partial y} + \frac{\partial F_z}{\partial z} = -\theta \frac{\partial C}{\partial t} q_s C_s \quad (47)$$

Substituyendo los valores para F_x , F_y , y F_z dentro de la ecuación y dividiendo por la porosidad θ :

$$\left[\frac{\partial}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial C}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_y \frac{\partial C}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_z \frac{\partial C}{\partial z}\right)\right] - \left[\frac{\partial}{\partial x} (v_x C) + \frac{\partial}{\partial y} (v_y C) + \frac{\partial}{\partial z} (v_z C)\right] = \frac{\partial C}{\partial t} + \frac{q_s C_s}{\theta} \quad (48)$$

IV.2.2. Código de simulación SEAWAT

En SEAWAT, las ecuaciones de flujo y transporte antes mencionadas son acopladas en un proceso iterativo (Ver Figura 55). Esencialmente, la ecuación de flujo de agua subterránea se resuelve para obtener un campo de velocidad (MODFLOW). La velocidad se hace pasar luego por la ecuación de transporte (MT3DMS) que ésta a su vez calcula el transporte de solutos. El campo de densidad es entonces actualizado y la carga hidráulica se vuelve a calcular a fin de obtener un nuevo "set" o campo de velocidades. Este procedimiento iterativo se continúa hasta que la diferencia de densidad sea menos de cierta tolerancia especificada por el usuario. Este proceso de cálculo iterativo se resume a continuación.

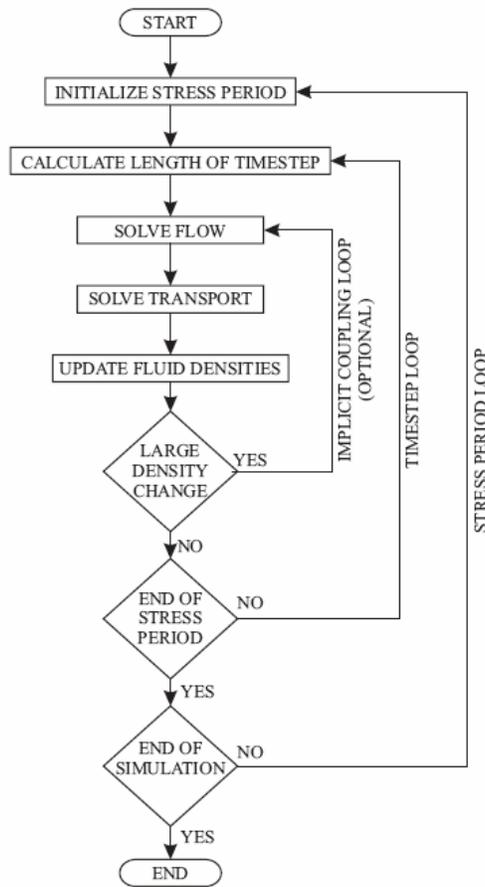


Figura 8. Diagrama de flujo del procedimiento de acoplamiento de flujo y transporte en SEAWAT (tomado de Guo y Langevin, 2002).

IV.2.3. Discretización temporal del modelo de transporte

La discretización temporal de transporte difiere con la de flujo puesto que existe restricciones en cuanto a la estabilidad numérica del modelo y el factor de escala de los parámetros de dispersividad.

La simulación del modelo, que se extiende desde principios de 2003 hasta finales de 2011, se divide en periodos de 10 días (sobre una base diaria), con cada discretización de tiempo incluyendo tres intervalos de tiempos dentro de cualquier período de estrés dado.



IV.2.4. Condiciones de borde del modelo de transporte

Las condiciones de frontera son similares a las de flujo (véase subcapítulo IV.1.4), en cuanto a la selección de su ubicación, es decir que coincidan con las características físicas del entorno, lo que difieren son la incorporación de las concentraciones iniciales asociadas a la naturaleza de la fuente (Source & Sinks)

Se especificaron condiciones de carga constante y la concentración se aplicó a las celdas del modelo a lo largo de la costa. La concentración constante especificada de salinidad es de 35 kg/m^3 (Guha, 2010; Ophori, 1998; Roemer, Roemer, Burgers, & Cadle, 2015) La carga hidráulica de cada celda se convirtió en carga hidráulica de agua dulce equivalente utilizando la concentración de sal especificada de 35 kg/m^3 y la elevación central de la celda. Para el agua de mar se utilizó una densidad de referencia de 1025 kg/m^3 (Lin, Snodsmith, Zheng, & Wu, 2009). El modelo de flujo y transporte acoplado (SEAWAT) utiliza este valor de referencia para calcular y ajustar las densidades de fluido en relación con concentraciones simuladas de sales disueltas en el modelo.

La conductividad eléctrica (CE) del agua se basa en la presencia de iones. Puede considerarse como un indicador no específico para el contenido o la concentración de sustancias disueltas en agua (Fresenius, Quentin, & Schneider, 1996). Por lo tanto, puede considerarse como una medida de la fuerza iónica de una solución y una medida indirecta del Total de Sólidos Disueltos (TDS) en un suministro de agua (Staff., 1995). Siempre debe indicarse la temperatura de referencia o cualquier conversión a una temperatura diferente de la temperatura de medición, ya que el movimiento de iones bajo un potencial electrostático aumenta con el aumento de la temperatura. CE se expresa normalmente en unidades de $\mu\text{S} / \text{cm}$ y los valores informados ya han sido normalizados automáticamente a 20°C por el medidor de conductividad.

Para aguas subterráneas, los valores de CE superiores a $500 \mu\text{S} / \text{cm}$ indican que el agua puede estar contaminada, aunque pueden ser aceptables valores de hasta $2000 \mu\text{S} / \text{cm}$ para el agua de riego. (Kopsiaftis, Mantoglou, & Giannouloupoulos, 2009)

Generalmente se utiliza una relación aproximada para la conversión de CE a TDS:

$$TDS \text{ (ppm)} \approx EC * 0,65 \text{ (Mandel \& Shifan, 1981)} \quad (49)$$



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



Los Sólidos Totales Disueltos (STD), son todos aquellos elementos o materia suspendida que se encuentra en el medio acuoso; dicho parámetro se utiliza para conocer la calidad del agua, principalmente la salinidad, el cual se puede evaluar de acuerdo al esquema de Fetter con base a los lineamientos de la *United States Environmental Protection Agency* (EPA) (Tabla 13), sin embargo, la Norma Oficial Mexicana NOM-127-SSA1-1994 establece un límite máximo permisible de 1000 mg/L para un agua dulce apta para el consumo humano.

Tabla 4. Clasificación del agua según Fetter, 2001

Clasificación (según Fetter)	Sólidos Totales Disueltos (mg/L)
Agua Dulce (Fresh)	0 - 1000 mg/L
Agua Salobre (Brackish)	1000 - 10,000 mg/L
Agua Marina (Saline)	10000 - 100,000 mg/L
Salmuera (Brine)	>100,000 mg/L

Los pozos SN-1, 37, 110CC1, 86 y 58 (Figura 56) tienen agua de buena calidad, que se considera como agua pura y que contiene menos de 500 ppm de STD, además de encontrarse dentro del límite máximo permisible establecido por la NOM-127-SSA1-1994. Otros aprovechamientos (117, 126, 84 P-B, 56, 57, 85, 83, 75, 36, 193 y 46) se encuentran por debajo del LMP con valores que van de 500 a menos de 1000 ppm. El agua de estos aprovechamientos es de buena calidad y se cataloga como agua de baja concentración.

Los valores más altos del año 2008 se presentan en los pozos 97 (6093 ppm) y 91 (5373 ppm), se asocian estos valores a la interacción del acuífero con agua proveniente del estero El Rancho.

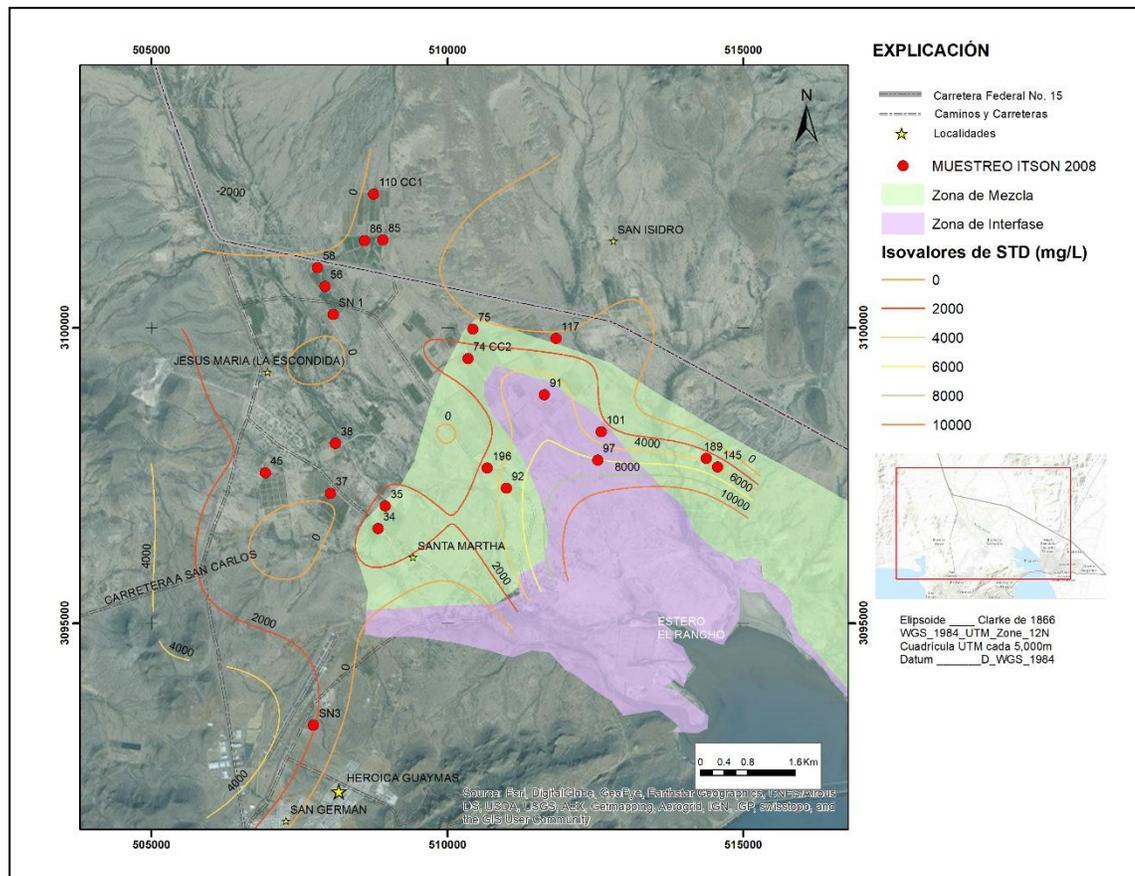


Figura 9. Curvas de Isovalores de Sólidos Totales Disueltos modificado de ITSON, 2008.

En 2009, los valores obtenidos en los pozos SN-28 (454 ppm), SN-30 (409 ppm), 111 (752) y 217 (583 ppm) presentaron un contenido bajo de STD. Otros aprovechamientos presentaron valores altos, como es el caso de la noria SN-27 (Figura 57) que para el año 2009 reportó un alto un contenido de solidos, esto se asocia a la posible incorporación de agua de rápida infiltración que se encontraba enriquecida con elementos del suelo. El pozo 135 se encuentra sobre rocas evaporitas, por lo que la disolución de estas rocas hace que el agua subterránea tenga un enriquecimiento en sales y minerales. El valor de STD en el aprovechamiento 2 es de 2797 ppm, y está relacionado con la zona de interfase producida por la entrada de agua del estero.

El pozo 91 y la noria 97 son los que en el muestreo de 2012 presentan los valores más altos de STD, con 4245 y 4136 ppm respectivamente. Estos aprovechamientos se consideran afectados por la mezcla de aguas, producto de la zona de interfase que se encuentra en esta porción del acuífero.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



Al comparar los datos con los de 2008, el pozo 91 presentó 5373.67 ppm y la noria 97 tuvo 6093.67 ppm, indicativo de un descenso en los valores de STD y que se puede asociar a una posible interacción del acuífero con el agua del estero.

El agua de los pozos 100, 113, 139 y SN-27 (Figura 58) presenta valores por debajo de las 500 ppm de STD; los aprovechamientos 45 y 217 rebasan las 500 ppm y se les considera de agua de baja concentración; dentro de la NOM-127-SSA1-1994 el agua extraída de estos pozos se encuentra por debajo del límite máximo permisible establecido (Salud, 1994).

Comparando los datos obtenidos en 2009 y 2012 de la noria SN-27, se observa una disminución drástica, ya que en 2009 presentó 2573 ppm, valor que se asocia a la incorporación de agua proveniente de las precipitaciones generadas por el huracán Jimena (agosto de 2009) que durante el escurrimiento se enriqueció de elementos disueltos y que se infiltró rápidamente de manera vertical, debido a los materiales aluviales que conforman esa porción del acuífero; actualmente los valores disminuyeron, debido a que no se han presentado otros fenómenos meteorológicos que incorporen agua saturada al medio.

Comparando los datos obtenidos se determinaron los valores iniciales de STD, como se muestra en la Figura 59, se asignó una concentración de 35000 mg/l para la condición de borde del estero El Rancho, además se representó una zona de mezcla de agua salobre con una concentración promedio de 4000 mg/l esto con el fin de representar las condiciones iniciales de 2003.



Modelación numérica de flujo y transporte de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México, utilizando el programa SEAWAT.

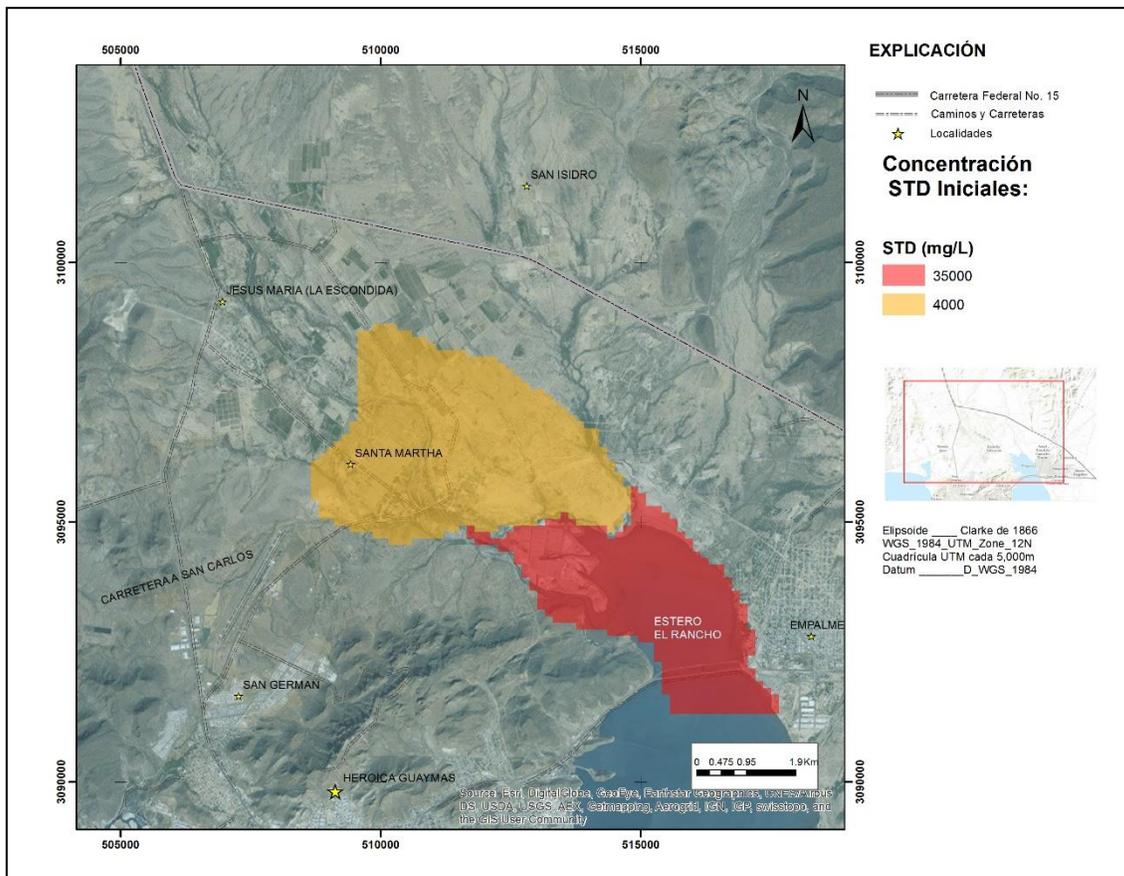


Figura 10. Isovalores de Sólidos Totales Disueltos iniciales del modelo.

IV.2.5. Propiedades de Transporte

El transporte de los sólidos en las aguas subterráneas está controlado por los procesos físicos y geoquímicos de transporte masivo (P. Domenico & Schwartz, 1990)

Todos los solutos están influenciados por los mismos procesos físicos de transporte, a saber, advección y dispersión. Por el contrario, los parámetros de transporte geoquímico dependen del soluto de interés y de las condiciones geoquímicas en el acuífero. Los solutos que no están influenciados por procesos de transporte geoquímicos se definen como solutos "no reactivos" o "conservadores" y pueden simularse usando un modelo de transporte de soluto "conservador".

Los solutos que están influenciados por procesos de transporte químico se definen como solutos "reactivos" y requieren el uso de un modelo de transporte de reactivo.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



La Advección describe el movimiento del agua subterránea bajo un gradiente hidráulico o de presión. El transporte eficaz describe el movimiento de solutos disueltos transportados junto con el agua subterránea que fluye. La dirección y la velocidad de transporte advectivo coinciden con la del flujo de agua subterránea (P. Domenico & Schwartz, 1990).

La tasa de transporte advectivo es descrito por una versión modificada de la Ley de Darcy (ecuación 50):

$$v = \frac{K_i}{n} \quad (50)$$

Donde:

v = promedio de la velocidad lineal del flujo (L/T)

K = conductividad hidráulica (L/T)

i = gradiente hidráulico (L/L)

n = Porosidad efectiva (L³/L³)

De acuerdo con la ecuación anterior la velocidad lineal promedio (también llamado velocidad advectiva de transporte) es directamente proporcional a la conductividad hidráulica y el gradiente hidráulico e inversamente proporcional a la porosidad efectiva. Esta ecuación es usada para estimar los tiempos de transporte de los solutos disueltos en el agua subterránea.

La porosidad efectiva de un material no consolidado y homogéneo puede ser tan alta como la porosidad total (Fetter, 2001).

A medida que el agua y los solutos migran a través del medio poroso a través de la advección, tendrán tendencia a esparcirse, paralelos y normales a la trayectoria del flujo. El resultado será la dilución del soluto por un proceso conocido como dispersión. La mezcla que se conoce a lo largo de la línea de flujo de fluido se denomina dispersión longitudinal. La dispersión que se produce de forma ortogonal anterior se denomina dispersión lateral (o transversal) (Fetter, 2001).

La dispersión mecánica es igual al producto de la velocidad lineal media y un factor llamado dispersividad dinámica (α_L). La dispersividad dinámica tiene unidades de longitud y es una función del medio poroso. En escala de campo, la dispersividad también está



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



influenciada por la heterogeneidad de la unidad del acuífero y, por lo tanto, dependiente de la escala de la conceptualización del modelo.

La dispersión de los solutos disueltos en agua subterránea también se produce por difusión, es decir, el movimiento de solutos desde una región de alta concentración hasta una región de baja concentración. Los procesos de difusión molecular y dispersión mecánica no pueden separarse en las aguas subterráneas. En su lugar, se introduce un factor denominado coeficiente de dispersión hidrodinámica (D). Tiene en cuenta tanto la dispersividad mecánica como la difusión (Fetter, 2001). Para el flujo unidimensional se representa por la siguiente ecuación 51:

$$D_L = \alpha_L * v + D^* \quad (51)$$

Donde:

D_L = Coeficiente de dispersión hidrodinámica longitudinal (L^2/T)

α_L = Dispersividad longitudinal (L)

v = promedio de la velocidad linear del flujo (L/T)

D^* = Coeficiente de difusión molecular efectiva (L^2/T)

En escala de campo, la dispersión hidrodinámica también se produce en la dirección normal al flujo que requiere la definición del coeficiente de dispersión hidrodinámica en la dirección transversal y vertical.

A medida que el flujo de agua subterránea avanza en un acuífero, se encuentran regiones de conductividad hidráulica superior a la media y regiones de conductividad hidráulica menor que la media. La variación resultante en la velocidad del agua subterránea lineal resulta en una dispersión hidrodinámica mucho mayor que la causada por los efectos de escala de poro a esto se le conoce como “macro-dispersión” (Fetter, 2001).

La macro-dispersión está influenciada por el tipo y grado de heterogeneidad y es difícil de cuantificar en una formulación matemática simple comúnmente usada en modelos de transporte de solutos (como la ecuación de dispersión mostrada anteriormente) (Campana & Fidelibus, 2015; Nick, Raoof, Centler, Thullner, & Regnier, 2013).



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



Para problemas típicos de transporte a escala de cuenca, los valores de dispersividad longitudinal están generalmente en el intervalo de 2 a 10 metros (Campana & Fidelibus, 2015; Fetter, 2001; U. Kafri et al., 2013). Los valores de dispersividad transversal lateral deben ser aproximadamente un orden de magnitud más bajos y los valores de dispersividad vertical deben ser aproximadamente de uno a dos órdenes de magnitudes menores que la dispersividad longitudinal.

Los datos de porosidad, dispersividad longitudinal y transversal se ilustran en la tabla 14, dichos valores se tomaron de datos publicados y se discuten en el apartado de calibración (Qahman & Larabi, 2006).

Tabla 5. Valores de dispersividad de algunos materiales tomada de EC Initiative (AVI-CT95-73, 2000)

Parameter	Sand	Sandstone	Clay
Porosity	0.4	0.35	0.45
Hydraulic conductivity (m/day)	30	15	0.01
Longitudinal dispersivity (m)	12.5	25	50
Transversal dispersivity (m)	0.25	0.5	1



V. PROCEDIMIENTO DE CALIBRACION Y RESULTADOS DEL MODELO (PEST)

" *All Models are Wrong, some are useful*" - George E.P. Box.

V.1. Procedimiento de calibración

La calibración del modelo se define como el proceso de refinamiento de la representación del modelo numérico con respecto al marco hidrogeológico concebido en el modelo conceptual, en otras palabras, esto se logra cuando las propiedades hidráulicas y las condiciones de frontera logran un grado de correspondencia entre la simulación del modelo y las observaciones medidas en campo. (International & Modeling, 1993)

Los valores observados o datos Hidrogeológicos muestreados, que describen el estado del sistema de agua subterránea medido en campo, son: la elevación del nivel del agua en un piezómetro, el caudal medido en un manantial o la concentración de contaminantes en una muestra de calidad del agua. Los valores de parámetros de campo se refieren generalmente a la conductividad hidráulica, transmisividad y propiedades de almacenamiento determinadas a partir del análisis de ensayos hidráulicos (pruebas de bombeo) (JE Doherty & Hunt, 2010; Program, 2010).

Las variables y/o parámetros principales en el proceso de calibración son:

- Parámetros de calibración (*Calibration Parameters*). - son aquellos parámetros del modelo (propiedades hidráulicas o condiciones de borde) cuyos valores se ajustan durante el proceso de calibración.
- Puntos de observación (*Calibration Targets*). - son valores observados que se toman en comparación con los valores calculados durante el proceso de calibración del modelo.

Para la fase de calibración se contó con la herramienta de estimación de parámetros *PEST* (Doherty, 2010). La característica central de *PEST* es el algoritmo de búsqueda u optimización *GLMA*, que optimiza iterativamente los parámetros del modelo para mejorar el ajuste entre los datos observados y simulados.

El ajuste a las observaciones se expresa a través de la Función Objetivo de Medición. En el caso más simple, ésta será la suma ponderada de los cuadrados de los residuos entre los resultados de la medición y de la simulación (ecuación 52):

$$\Phi = \sum_i W_i (h_i^{obs} - h_i^{sim})^2 \quad (52)$$



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



Donde h^{obs} denota una observación (típicamente de una medición de campo), h^{sim} el resultado de simulación correspondiente, y w el peso o ponderación (*observation weights*) que se le ha aplicado a la medición. En otras Palabras, la Función objetivo calcula las desviaciones entre datos observados y la respuesta calculada.

Las observaciones h_i se cargan desde el modelo MODFLOW a través de la interfaz gráfica del usuario *GUI Groundwater Vistas (GWV)* (Rumbaugh & Rumbaugh, 2004) y los pesos w_i pueden ser cambiados por el usuario dentro de dicha interfaz de usuario.

El algoritmo de búsqueda utilizado en PEST es el algoritmo *Gauss-Levenberg-Marquardt (GLMA)* (Je Doherty, Hunt, & Tonkin, 2010). El GLMA cambia los parámetros del modelo hasta que se encuentre un valor de función objetivo mínimo. A grandes rasgos, en la ejecución de PEST, se observa dos fases por iteración:

- Cálculo de derivadas: Los parámetros se modifican de forma incremental. Al repetir la ejecución del modelo para cada parámetro, y observando los cambios resultantes de los valores de observación, la derivada parcial para cada par de parámetros y observaciones se puede calcular por aproximación de diferencias finitas. Estas derivadas forman parte de los elementos de la matriz jacobiana.
- Los valores de los parámetros se ajustan para reducir la función objetivo. La dirección y la magnitud del ajuste se expresan mediante el vector de actualización de parámetros.

Para identificar la dirección óptima de este vector, el GLMA utiliza una combinación de dos estrategias (John Doherty, Budge, Deeds, & Station, n.d.; Fienen, Muffels, & Hunt, 2009; Program, 2010):

- Mientras la función objetivo muestre un comportamiento predominantemente lineal, se aplica el método de descenso de gradiente. Este método determina el vector de actualización de parámetros desde la dirección de descenso más pronunciado de la función objetivo.
- La no-linealidad de la función objetivo se aborda a través del método de Gauss-Newton. Este método calcula un vector de actualización de



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.



parámetros basado en la suposición de un comportamiento cuadrático de la función objetivo.

Los dos métodos (descenso de gradiente y Gauss-Newton) no son mutuamente excluyentes: el algoritmo GLMA interpola entre ambos, controlado por un parámetro escalar (*Lambda de Marquardt*).

PEST actualiza dinámicamente *Lambda* (vector escalar de actualización de parámetros) dependiendo del progreso en la reducción de la función objetivo (Ec. 48). La *lambda* actual que se muestra por PEST durante la ejecución de PEST es un buen indicador de la no-linealidad actual de la función objetivo.

- Valores altos de *Lambda* (por ejemplo, > 10) indican un comportamiento lineal (y uso predominante del método de descenso de gradiente).
- Valores de *Lambda* pequeños (por ejemplo, < 2) indican un comportamiento no lineal (y uso predominante del método de Gauss-Newton).

En la Figura 60 se muestra el desarrollo de la función objetivo *Phi* y *Lambda de Marquardt* durante una optimización típica de PEST. El descenso del gradiente se utiliza en las primeras iteraciones, indicadas por valores de *lambda* más altos. Cuando la función objetivo se aproxima a su mínimo (local), la *Lambda* decrece hasta llegar a ser mínima indicando el uso casi exclusivo del método de Gauss-Newton (Gallagher & Doherty, 2007; He et al., 2013).

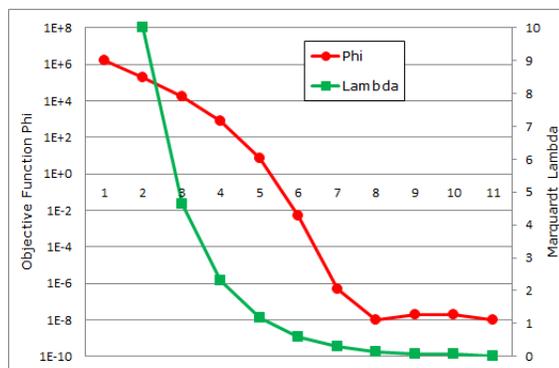


Figura 1. Desarrollo de la función objetivo *Phi* y la *lambda* del método de Marquardt durante una corrida de PEST. Tomada de (Doherty, 2010).

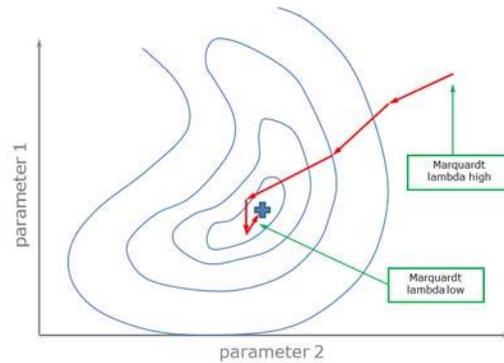


Figura 2. Ilustración esquemática de los contornos de la función objetivo y la ruta del parámetro de la actualización los vectores, tomada de (Doherty, 2010)

Si la corrida de PEST es satisfactoria, el GLMA encontrará un conjunto de parámetros que constituye un mínimo local de la función objetivo definida como se muestra en la Figura 61. Esta es una restricción importante porque pueden estar presentes múltiples mínimos locales, tantos como parámetros se hayan definido y no está garantizado que el valor de la función objetivo que se encuentre corresponda también el mínimo global.

Por lo tanto, es posible que tener diferentes resultados de PEST en diferentes conjuntos de parámetros si la iteración comienza con diferentes valores de parámetros iniciales, es decir, diferentes modelos iniciales (Figura 62).

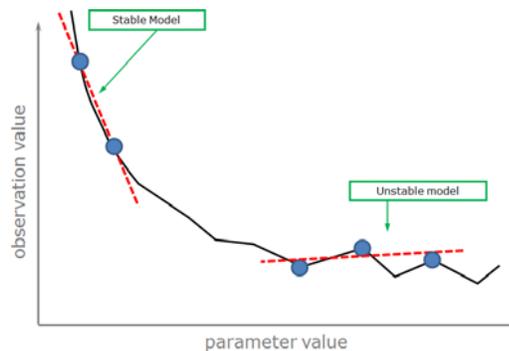


Figura 3. Cálculo de las derivadas durante el comportamiento estable (izquierda) e inestable (derecha) del modelo. Si el modelo es inestable, el ruido aleatorio domina el cambio físico del valor de observación. PEST intenta compensar con métodos de diferencia finita de orden superior, tomada de (Doherty, 2010)

El cálculo correcto de las derivadas es muy importante para la optimización, ya que si falla conducirá a un procedimiento de optimización inestable y *PEST* no podrá reducir la función objetivo.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



Las inestabilidades introducen ruido en la observación, que es aleatoria y no está relacionada con el resultado de la simulación basada en el medio físico. La figura 60 muestra este efecto. Si este ruido - y no el cambio incremental del parámetro - domina la respuesta de observación, la dirección del vector de actualización se convierte en aleatoria y la optimización fallará. Es por eso que el peso o ponderación de una observación controla cuán fuerte es su residual (la desviación entre el resultado calculado y el medido) contribuye a la función objetivo de la medición.

Además, se utilizó una característica de PEST llamada *Singular Value Decomposition - Assisted (SVD-A)*. Descomposición de Valores Singulares (SVD) es el nombre del método a través del cual el espacio de los parámetros es dividido en dos soluciones ortogonales y subespacios nulos (Doherty, 2010).

El método SVD analiza los vectores propios (*Eigenvectors*) de la matriz de covarianza para identificar los súper parámetros. Los valores propios (*Eigenvalues*) que es una medida para la variabilidad post-calibración de sus vectores propios asociados, son el criterio para decidir si un parámetro está asociado con el espacio de la solución y por lo tanto incluido en la optimización o no. La relación entre los valores propios más altos y los más bajos es una medida de que tan alejado está el problema inverso, indica la tendencia a estar mal planteado (*ill-posedness*). Si esta relación es mayor a 5×10^{-7} entonces el problema se puede considerar que está mal planteado (*ill-posedness*) (en cuyo caso PEST fallaría en optimizar) (Doherty, 2010).

El método SVD-A utiliza el concepto del SVD para reformular el problema de inversión de una manera que puede ser resuelto con mucho menos iteraciones por conjunto de parámetros.

El SVD primero identifica aquellas combinaciones de parámetros que son estimables de forma única sobre la base del conjunto de datos de calibración actual y los define como super parámetros. SVD-A crea y ejecuta una nueva configuración PEST basada en súper parámetros en lugar de parámetros base (ESI, 2014).

Cuando se calculan las derivadas de las diferencias finitas de los resultados del modelo con respecto a los parámetros, en realidad calcula estas derivadas con respecto a los súper parámetros en lugar de los parámetros del modelo inicial (parámetros de base). Por lo tanto, sólo se requieren algunas ejecuciones de modelo por iteración, ya que existen dimensiones en el espacio de solución (es decir, el número de super parámetros).



V.1. 1. Resultados de calibración

La calibración puede realizarse en estado estacionario o en condiciones transitorias. Las simulaciones de modelos en estado estacionario eliminan la dependencia temporal en las ecuaciones de flujo (véanse capítulo de modelación, ecuación 3, Pág. 88) y proporcionan una instantánea (*snap-shot*) de las condiciones hidráulicas en un sistema acuífero estable. Una suposición inherente con este tipo de simulación es que el sistema ha alcanzado una condición de equilibrio. Los resultados en estado estacionario también se usan comúnmente como condiciones iniciales para simulaciones transitorias posteriores. Para los modelos que se vean afectados por una variedad de perturbaciones o esfuerzos (stress) que cambian constantemente, la calibración transitoria es necesaria para asegurar que el modelo proporcione una representación adecuada a dichos cambios.

A través de la metodología PEST, se obtuvieron los valores calibrados que se muestran en la Tabla 15, Se realizó una calibración en estado estacionario para el año 2003 variando los parámetros de entrada (principalmente la conductividad hidráulica) hasta que los resultados de los niveles estáticos de los modelos (*heads*) coincidieran con los niveles estáticos medidos en los pozos de bombeo, simulando diferentes condiciones hidrológicas como se refleja en los datos disponibles. Los datos de bombeo también fueron diferentes para cada año a partir de las estimaciones disponibles como se describe en el capítulo de modelación. Las condiciones iniciales salinidad (STD), conductividad hidráulica y todos los demás parámetros de entrada fueron idénticos para los dos modelos de calibración tanto en estado estacionario como transitorio.

Se seleccionó el año 2003 para la calibración en estado estacionario para asegurar una buena condición inicial para la calibración transitoria. Sin embargo, el análisis de los datos de los niveles estáticos disponibles indicó que los niveles de agua aumentaron bruscamente en muchos pozos durante 2003 y 2009, Esto indica que los acuíferos estaban respondiendo a las tensiones por bombeo y que los niveles estáticos medidos antes de 2003 no representan una condición de equilibrio o estado estacionario. Por esta razón, se agregó el año 2004 como un período adicional de calibración en estado estacionario. Este año fue elegido porque muchos de los pozos tienen niveles estáticos relativamente constantes por un período determinado en 2004, indicando una condición más equilibrada y menos variación en el bombeo, pero los niveles de agua medidos a partir de finales de



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



2003 se utilizaron para la calibración en lugar de la media del nivel estático que se espera que sea más cercano al nivel de estado estacionario causado por el bombeo a partir de este año. Durante 2005 a 2008, hubo mucho menos bombeo y los niveles estáticos calculados del modelo se compararon con el promedio de niveles estáticos medidos para cada año. Cuando los niveles estáticos en un pozo determinado no podían ser igualados en estos años usando el mismo conjunto de datos de entrada, se hicieron esfuerzos para seleccionar valores de parámetro de bombeo que calcularían en un año un poco más alto que el medido y el otro un poco más bajo. La Figura 65 enumera los pozos utilizados para la calibración en estado transitorio, los niveles de agua observados durante los períodos de calibración y el nivel de agua modelado. La calidad de la calibración en estado estacionario se evaluó de diversas maneras, incluyendo estadísticas de errores, tales como estimaciones de recarga y los niveles estáticos previos al desarrollo.

Tabla 1. Parámetros hidráulicos calibrados

ZON A	LITOLOGIA	Kx = Ky (M/D)	Kz (M/D)	Ss (m^-1)	Sy	POROSIDAD (%)	Disp. Longitudinal	Disp. Transversal	Disp. vertical	UNIDADES HIDROESTRATIGRAFICAS
-	Relleno superficial	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1	grava arenosa - gravilla	57.1498957	1.0548E-05	0.001	0.0295	0.25	12.5	0.25	0.025	A4-H1, A4-H2
	Grava arenosa saturada con agua salobre									
2	Intrusión/arcilla azul	17.5292361	1.0208E-04	0.0005	0.137	0.3	50	1	0.1	A2, A3
	Arena arcillosa/Interfase									
3	gravas gruesas mal clasificadas	919.197722	4.3491E-03	1.972E-07	0.117	0.35	12.5	0.25	0.025	A5, A6

La evaluación de la calibración de un modelo se mide matemáticamente mediante el uso de estadísticas de errores. Los tres criterios utilizados generalmente son el error medio (ME) o también llamado promedio residual (Residual Mean), el error absoluto medio (MAE) y el error cuadrático medio (RMS), definido por las ecuaciones 53, 54 y 55.

$$ME = \frac{\sum_{i=1}^n (c_i - o_i)}{n} \quad (53)$$

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |c_i - o_i|}{n} \quad (54)$$



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (c_i - o_i)^2}{n}} \quad (55)$$

Donde:

c_i = Nivel estático calculado en el punto de observación i

o_i = Nivel estático observado en el punto de observación i

n = Número de puntos de observación

El error medio (ME) (Ecuación 53) es el promedio de las diferencias entre los niveles estáticos observados y calculados (o residuos) y puede indicar la comparación global entre los datos calculados y observados. El resultado de la calibración final fue de -0.16. Los residuos o errores negativos y positivos pueden cancelarse mutuamente, resultando en un error medio cercano a cero, incluso cuando la calibración no es buena. El signo del error medio es una indicación de la comparación global del modelo con los datos (por ejemplo, un error medio positivo indica que el modelo generalmente que el nivel estático calculado es demasiado alto)

El error absoluto medio (Ecuación 54) es el promedio de los valores absolutos de los residuos. El valor absoluto evita que los residuos positivos y negativos se cancelen entre sí, proporcionando una imagen más clara de la magnitud de los errores en el modelo, sin una indicación de la dirección (alta o baja) de los errores. El resultado del valor final fue de 0.63.

El error cuadrático medio (RMS) (Ecuación 55) es la raíz cuadrada del promedio de los cuadrados de los residuos. El RMS añade peso adicional a los puntos donde el residuo es mayor. Si los residuos en todos los puntos son muy similares, el RMS estará cerca del error absoluto medio. Alternativamente, algunos puntos con errores altos pueden agregar significativamente al RMS para un modelo bien calibrado. Para los tres criterios, el valor óptimo es cero. El resultado del valor final fue de 0.73.

Como se afirma en Anderson, 1992, "El juicio de cuándo el ajuste entre el modelo y la realidad es lo suficientemente bueno es subjetivo". Hasta la fecha, no existe un protocolo estándar para evaluar el proceso de calibración. Una regla común es que, en un modelo bien calibrado, el RMS debe ser menor del 10% de la diferencia de los niveles estáticos en el dominio" (Anderson, Mary P., 1992; Anderson, Woessner, & Hunt, 2015). Esta regla no es especialmente aplicable al modelo ya que no se tiene una nivelación de brocales y el



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



nivel estático es cercano al nivel del terreno, donde la diferencia de niveles estáticos a través del dominio del modelo es de más de 3 m.

En realidad, el nivel aceptable de calibración varía en el área y depende de las condiciones en cada ubicación. En la parte norte del modelo de la Figura 63 donde se muestra los valores simulados y valores obtenidos en campo para el recorrido de piezometría de 2004 (paro de bombeo), particularmente en el área de recarga de la zona norte cerca de la sierra Santa Úrsula donde el gradiente hidráulico es relativamente inclinado. Muchos de los residuos altos en los pozos de observación en esta área se deben a la resolución de la celda, que es demasiado gruesa para representar con precisión cada detalle de las condiciones hidrogeológicas altamente variables. Por ejemplo, los pozos de bombeo tuvieron que ser movidos hasta 250 m al centro de la celda más cercano (ver capítulo de modelación) pero los puntos de observación no se movieron. Además, los efectos de pozo cercano no se modelan con precisión cuando las celdas son tan grandes. Por estas razones, errores de calibración de hasta un metro podrían ser aceptables en esta área.



caer a lo largo de una línea recta a través del origen con una tangente de 45°. Se muestra una dispersión considerable.

Aunque no hay una calibración al 100%, esto es prácticamente imposible, existen ciertos factores que contribuyen a la dispersión de los errores: por ejemplo las mediciones no son precisas, puesto que no existe piezómetros en el área, las medidas de las profundidades del nivel estático se toman en el pozo, también hay que considerar que hay una discrepancia en la toma del dato con respecto al nivel del mar y la elevación de la celda que por tratarse de una interpolación pudiera generar ruido, además de la cantidad limitada de datos, no se conocen las características constructivas de los pozos, por lo cual se desconoce qué zona acuífera cortan, al tratarse de un acuífero somero y cercano al nivel del mar estos errores se acentúan, lo que complica la obtención de los parámetros acuíferos adecuados.

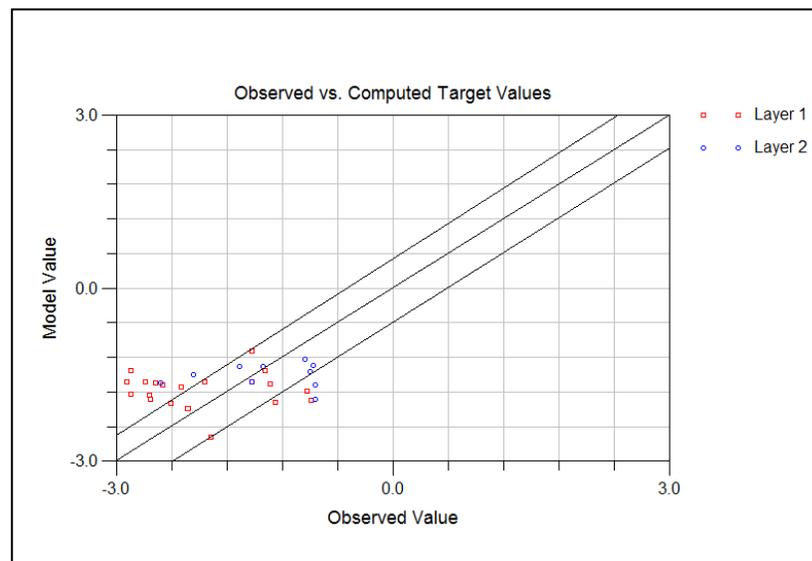


Figura 5. Gráfico de dispersión, en niveles estáticos para los años 2004 a 2011.

Una vez que un modelo se considera calibrado, se valida entonces contra al menos un conjunto diferente de condiciones observadas utilizando los parámetros hidráulicos establecidos durante la calibración como se muestra en la Figura 65. Un modelo se considera validado cuando el conjunto de parámetros del modelo del proceso de calibración produce valores de dispersión entre las cargas calculadas y observadas, que son satisfactorios para quien va a usar el modelo. Si los resultados de la validación no son satisfactorios, se reanuda el proceso de calibración del modelo, continuando hasta que se

obtenga un acuerdo satisfactorio para los conjuntos de datos de calibración y validación. Para el modelo, se realizó una calibración en estado estacionario a los conjuntos de datos de nivel de agua observados de 2003. Una vez calibrado el modelo de estado estacionario, se realizó una calibración transitoria para el período de nueve años comprendido entre de 2003 a 2011. En general, los pozos de bombeo no cuentan con datos constructivos por lo que se hizo la suposición de asignar al menos el 50% de su sección abierta (entre las profundidades de ranuramiento y perforada) donde coincidió con la geología simplificada del modelo en ese lugar. Se retiraron pozos adicionales por una serie de razones: porque sus datos indicaban los efectos del bombeo local; Sus datos eran muy escasos.

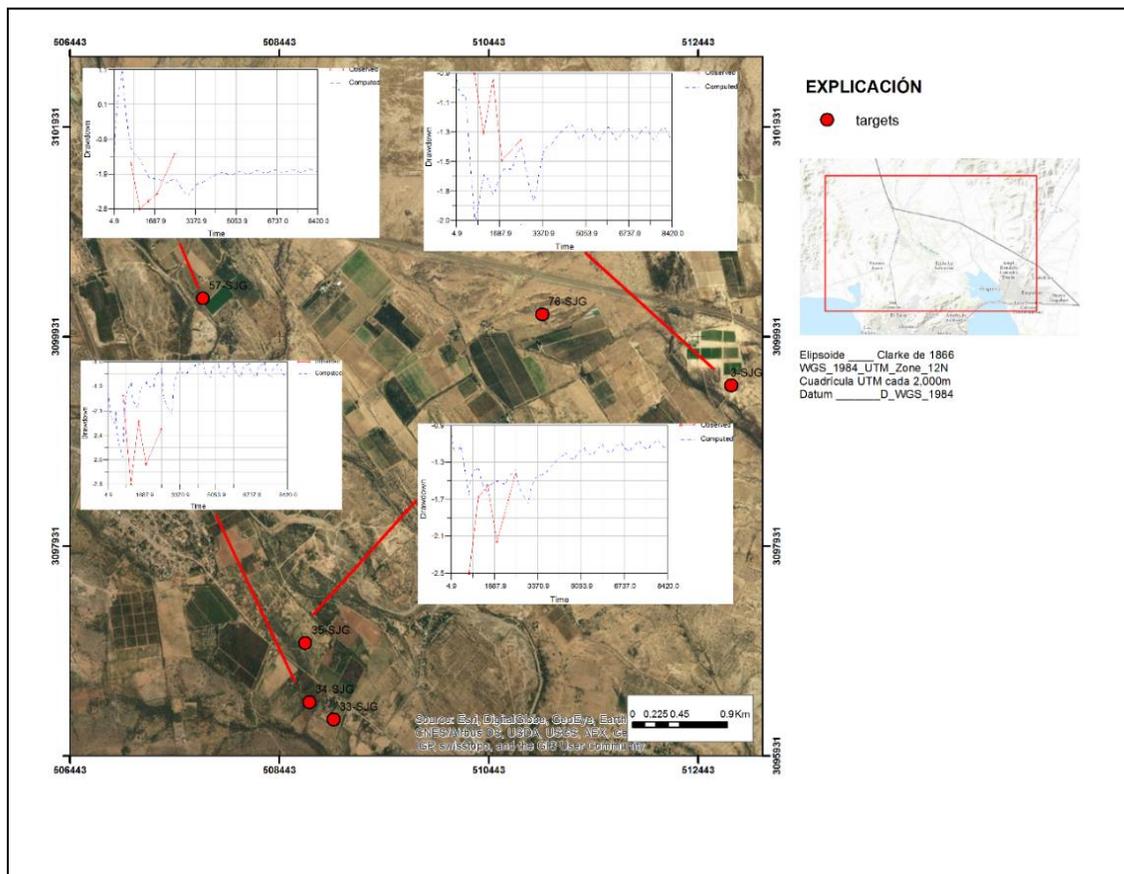


Figura 6 Hidrogramas de niveles estático en estado no estacionario, donde muestran los puntos de control piezométrica, así como su evolución de niveles estáticos simulados (línea punteada) y observados (líneas rojas)

V.1.2. Datos de bombeo

Las limitaciones en los datos de bombeo constituyen la principal fuente de error en este modelo. La Figura 65 muestra la reducción que se produce a lo largo de la unidad



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



acuífera debido al bombeo estacional de 2004, que es un período de bombeo relativamente bajo. Una gran parte del modelo se ve afectada por las actividades de bombeo a un grado menor, pero significativo. Los errores en la cantidad del volumen de extracción de bombeo son la causa probable de una calibración deficiente en casi todos los puntos de observación. Claramente, es importante que el modelo incorpore correctamente el bombeo, la información sobre las tasas de bombeo de los pozos permitidos es escasa. Se hicieron esfuerzos para recopilar la mayor cantidad posible de datos disponibles, pero una gran parte de los datos tuvo que ser estimada en base al tipo de pozo, información de capacidad / asignación y otros datos de bombeo disponibles.

V.1.3. Interface salina

Se usó Sólidos Disueltos Totales (STD) como un indicador de la salinidad en el modelo y los dos términos se usan indistintamente. Los datos de STD se normalizaron dividiendo cada valor medido en 35.000 mg / L, un valor STD comúnmente aceptado para el agua de mar. Esto da como resultado un valor unitario de aproximadamente 1,0 para agua de mar y 0,0 para agua dulce. Debido a que los resultados del modelo se reportan como niveles estáticos observados, las interpolaciones a veces parecen mostrar patrones de flujo inusuales. Cuando hay diferencias significativas en la salinidad, el flujo de agua subterránea puede parecer moverse "cuesta arriba" (Foyle, Henry, & Alexander, 2002).

La distribución inicial de salinidad de la condición se desarrolló como una interpolación de los datos disponibles de sólidos totales disueltos (STD). Los datos son más abundantes en las capas más superficiales y se vuelven mucho más escasos en las capas profundas. Desafortunadamente, como el impacto de las diferencias de densidad aumenta con la profundidad, el modelo es mucho más sensible a los STD en las capas profundas que en las capas superficiales.

La dispersión se refiere a la propagación de la sal, o cualquier soluto, causada por variaciones en la velocidad del fluido sobre la velocidad media. La dispersión se tiene en cuenta en el modelo definiendo los coeficientes de dispersividad longitudinal y transversal que representan la mezcla. Como parte del Informe de Recolección de Datos, se creó una base de datos de dispersión de acuíferos costeros. Algunos pocos valores se basan en datos de ensayos físicos y la mayoría de los valores se basan en estimaciones o calibraciones de modelos de aguas subterráneas. Las dispersividades longitudinales



oscilan entre 0.001 m y 1000 m. Las dispersividades transversales están entre 1% y 100% de los valores longitudinales. Las dispersiones son dependientes de la escala. Un análisis de los datos indica que la dispersividad es más bien un parámetro de calibración del modelo que una propiedad de un acuífero. Aunque los valores de dispersividad dependen de la naturaleza de los materiales acuíferos, también dependen del tamaño del campo de flujo y de la discretización del modelo.

Las propiedades de transporte, tales como la porosidad, se ignoraron durante la calibración. Debido a que el modelo no tiene una "pluma" tradicional, con un frente afilado, cuyo movimiento a través del dominio del modelo se está estimando, no se espera que la porosidad fuera un factor significativo en los resultados del modelo. En el modelo calibrado, los acuíferos recibieron una porosidad efectiva al ser un acuífero libre superior de 0.25, un valor de 0.3 y todas las demás unidades de confinamiento, un valor de 0.35.

V.2. Análisis de sensibilidad

Se realizaron análisis de sensibilidad para determinar cómo los cambios en los valores de entrada afectaron los resultados del modelo en comparación con los resultados de la simulación en el capítulo de modelación. Varios parámetros fueron variados como parte del modelo para determinar qué variables tienen el mayor impacto. Estos parámetros incluyen la conductividad hidráulica (K), y rendimiento específico (Sy) y almacenamiento específico (Ss) iniciales, La duración del análisis de sensibilidad se eligió a 23 años para proporcionar suficiente tiempo de simulación para que se observaran cambios significativos en los resultados sin prolongar innecesariamente los tiempos de ejecución. Los resultados del análisis de sensibilidad proporcionan alguna base para el comportamiento de los parámetros del modelo, sin embargo, la mayoría de estos parámetros dependen en gran medida de la resolución de la malla.

La Figura 66 proporciona detalles sobre la sensibilidad de los parámetros calibrados. Los parámetros más sensibles fueron la conductividad hidráulica de los materiales gruesos de gravas mal clasificadas (Kx3) y el rendimiento específico de los de materiales arenosos (Sy2).



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

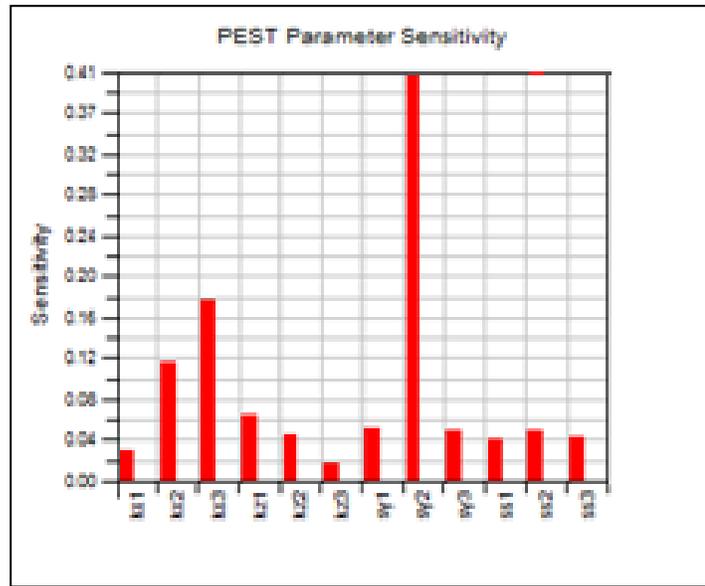


Figura 7. Diagrama de barras de la sensibilidad de los parámetros calibrados. En el eje horizontal se identifican las variables estimadas, en el eje vertical la sensibilidad (la afectación en la variación de ese parámetro con respecto a las demás variables).

La Figura 67 muestra la variación de la sensibilidad relativa bajo el esquema descomposición de valores propios o singulares (SVD), considerando un número de diez iteraciones. Como se mencionó anteriormente, el modelo es más sensible al principio del análisis de acuerdo al proceso iterativo del ajuste de la función objetivo.

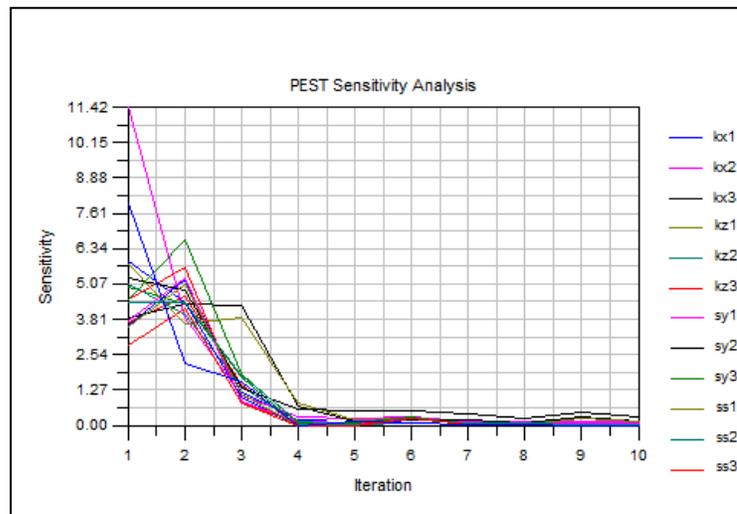


Figura 8 Gráfico que muestra número de iteraciones y la variación en las sensibilidades para cada parámetro estimado.



VI. RESULTADOS Y LIMITACIONES DEL MODELO

VI.1. Resultados flujo

VI.1.1. Modelo 1

El modelo 1 trata sobre los supuestos de modelado descrito en su respectivo apartado, en condiciones de extracción (bombeo) y bajo condiciones hidrológicas “normales”.

La Figura 68 muestra el volumen de extracción estimado para la presente corrida del modelo, como se mencionó anteriormente, se extendió los volúmenes de manera bimodal alternando 6 a 2.7 Hm³/año hasta alcanzar el año de modelación deseado con sus respectivas limitaciones (véase capítulo de modelación).

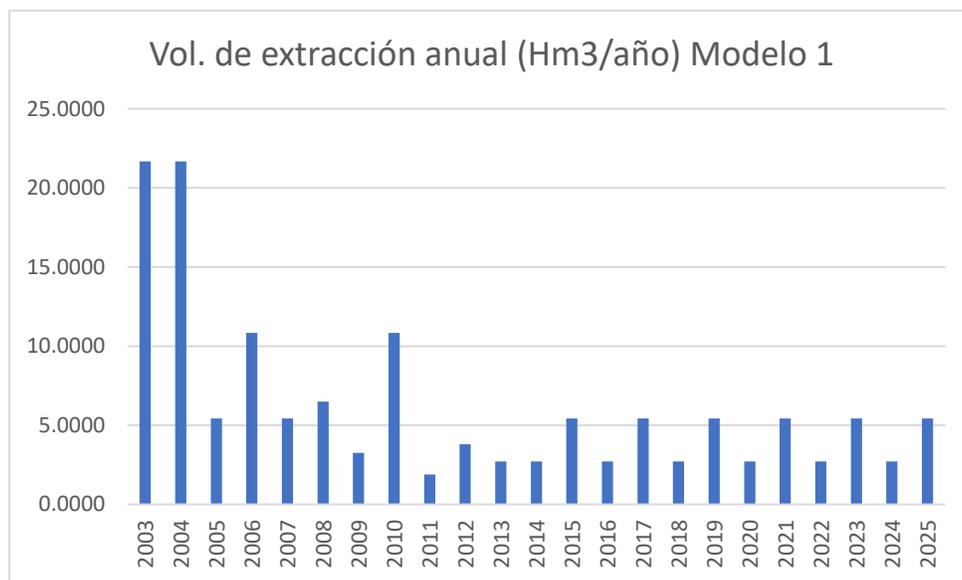


Figura 1. Volumen de extracción simulado bajo condiciones normales.

La figura 69 muestra el balance de aguas subterráneas para el periodo comprendido de 2003 a 2025, cabe destacar que este balance es volumétrico y no de masa, lo que depende en gran medida a la discretización espacial del modelo.

De acuerdo con éste, se tiene un bombeo de 14163 L³/día, una salida al mar de carga constante de 11620 L³/día, y una entrada de agua hacia el acuífero proveniente de la carga constante de 23191 L³/día, la recarga vertical (retorno de riego y presipitación) es mínima con un valor de 58 L³/día, en total se tiene una discrepancia del -3 %,



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**

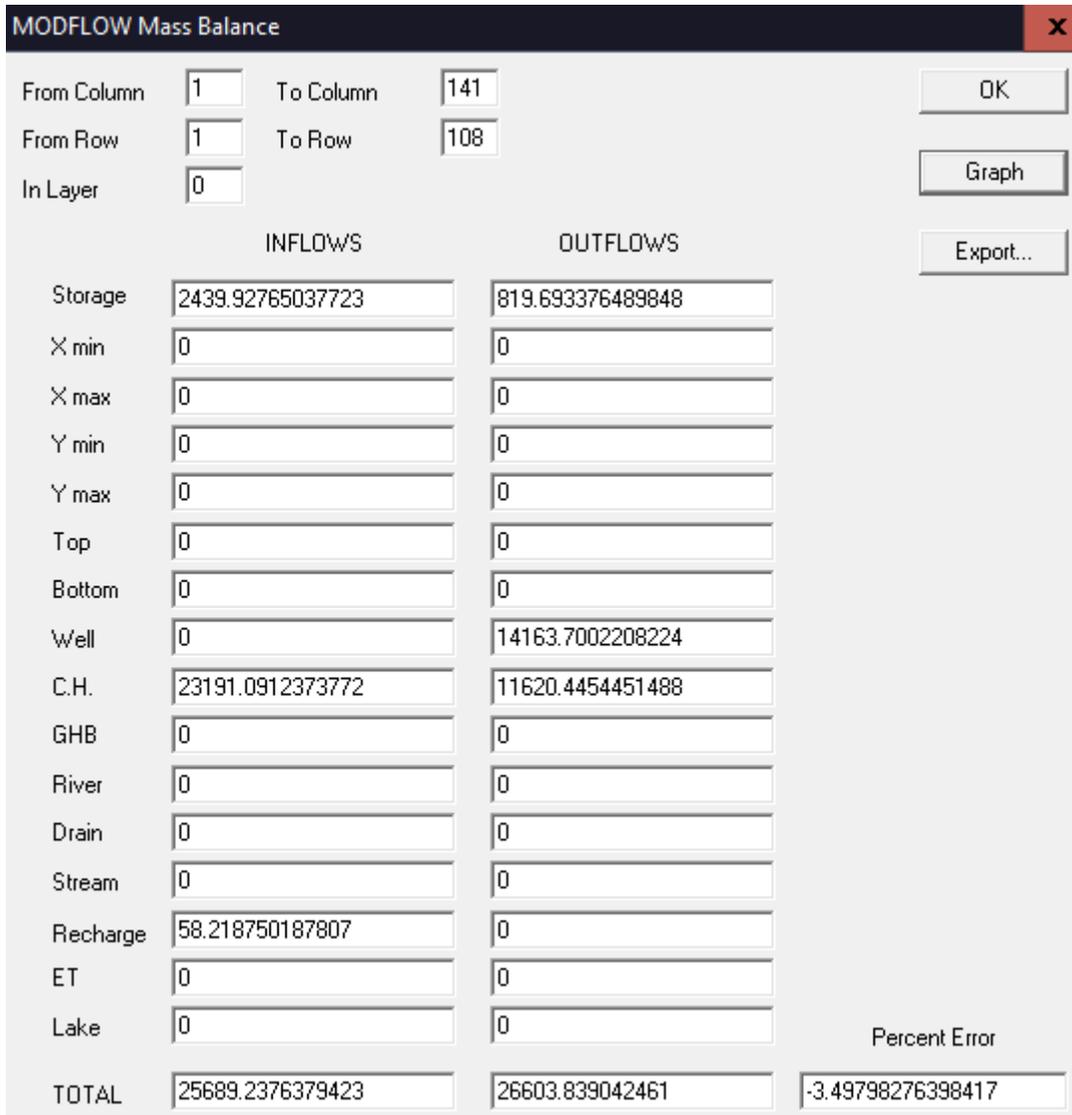


Figura 2. Balance de agua subterránea para el Modelo 1.

En la Figura 70 se representan los niveles estáticos para el año 2004, en donde se muestra tres conos de abatimientos hacia la parte central de la figura, el rango de elevaciones es de -3.53 msnm a 0.78 msnm.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**

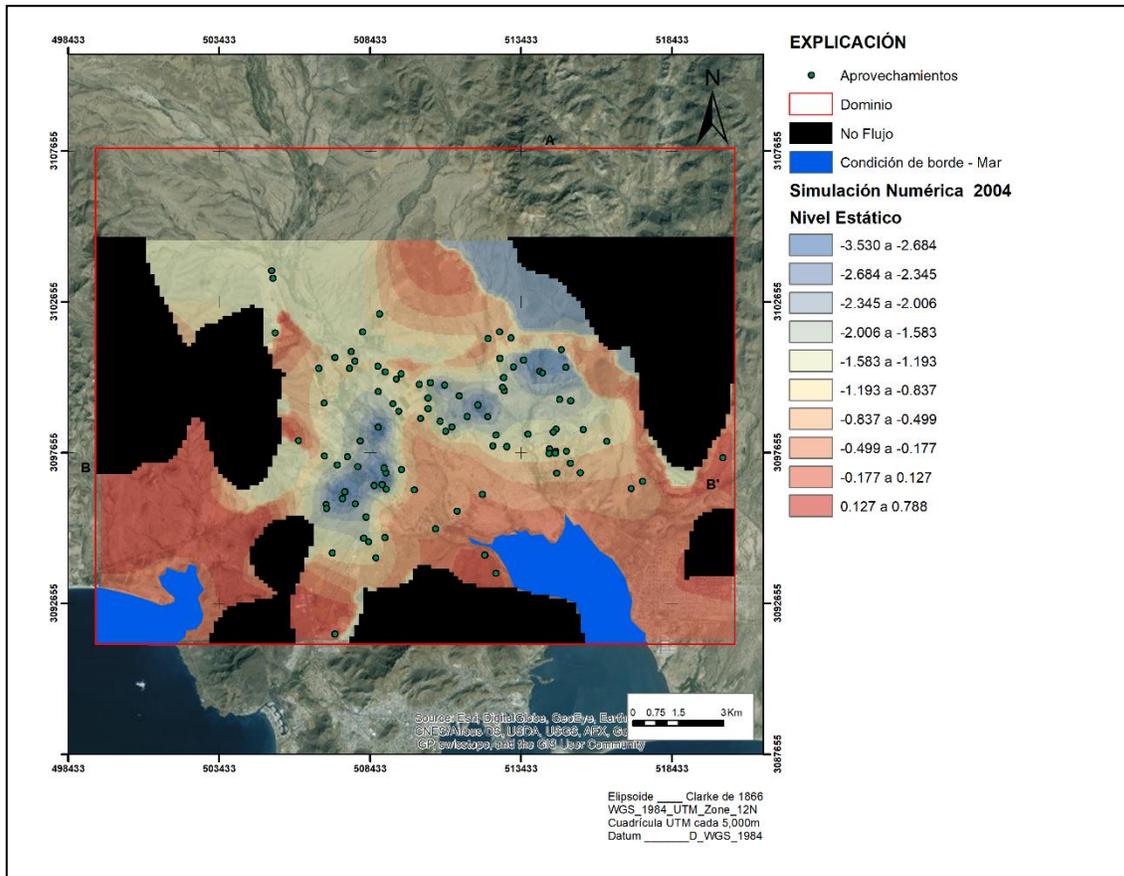


Figura 3. Niveles Estáticos calculados para 2004 (Modelo 1). Los colores azules representan los abatimientos mayores y con rojo los menores.

Para el año 2009, 2017 y 2025 Se observa la formación de varios conos de abatimiento en la parte central del acuífero y al norte de San José de Guaymas, debido a la gran extracción que presentan los aprovechamientos localizados en esta zona del acuífero Figura 71 a la 73 . Las direcciones de flujo son varias, en la parte norte se presenta una con dirección norte-sur, otras son casi norte a sur y una es de oeste a este. En la parte central, donde se encuentran dos de los conos de abatimiento, se presenta una dirección de suroeste a noreste, otra sur a norte y más hacia el sur son casi de oeste a este, otra de este a oeste y una más de norte a sur. En la parte este las direcciones de flujo son hacia la entrada del estero El Rancho



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

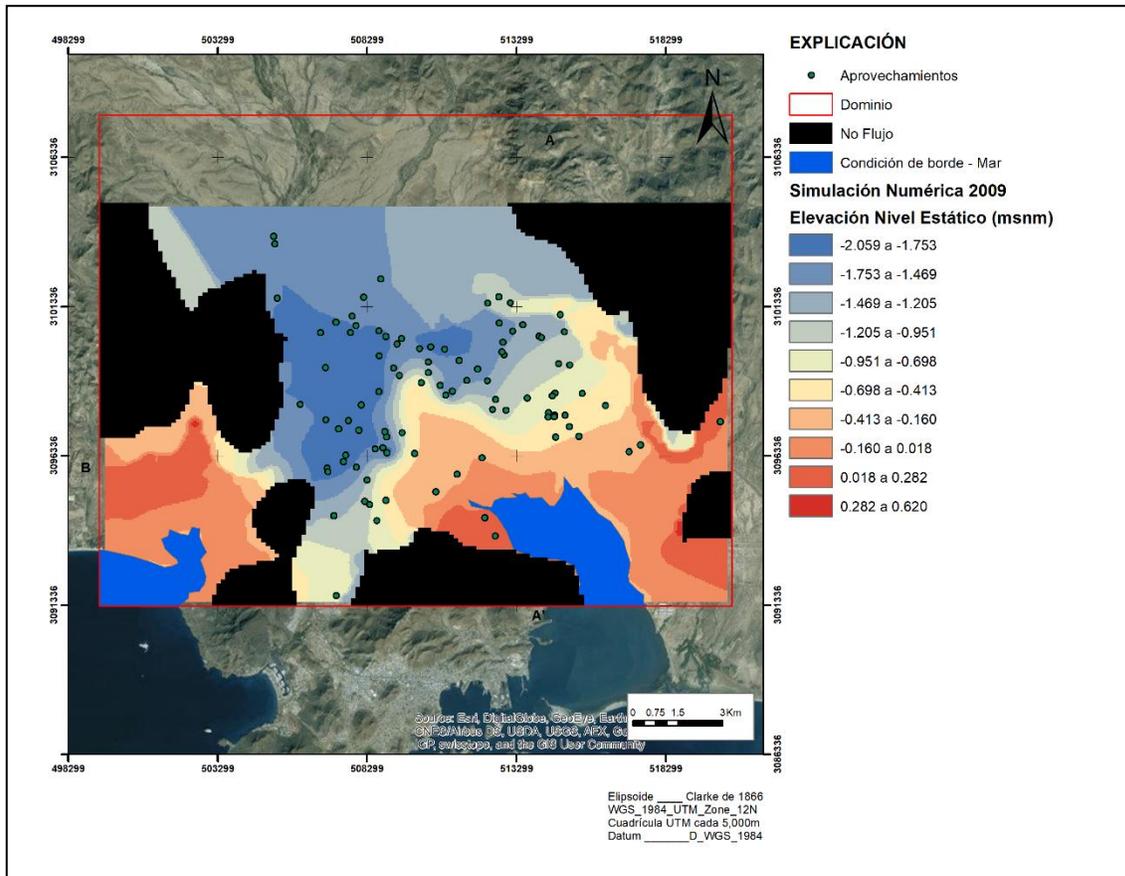


Figura 4. Niveles Estáticos calculados para 2009 (Modelo 1).



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

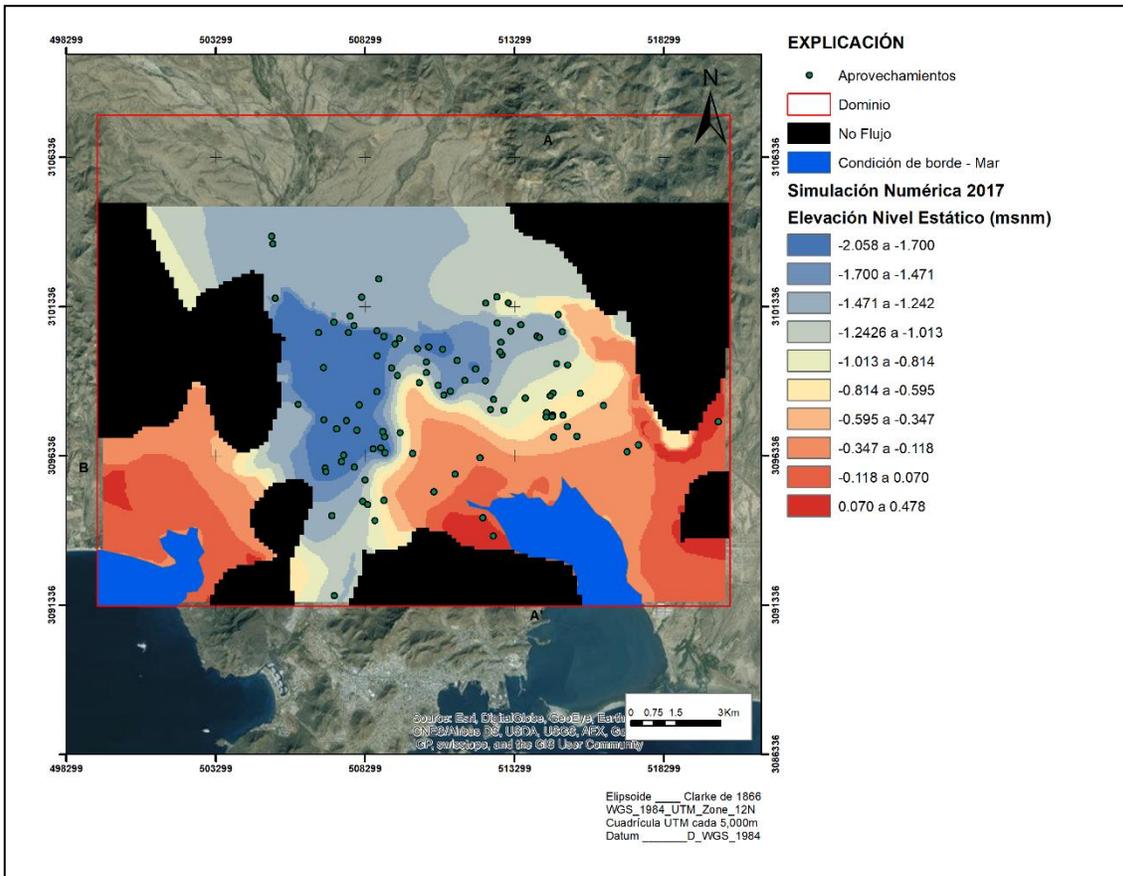


Figura 5. Niveles Estáticos calculados para 2017 (Modelo 1).



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

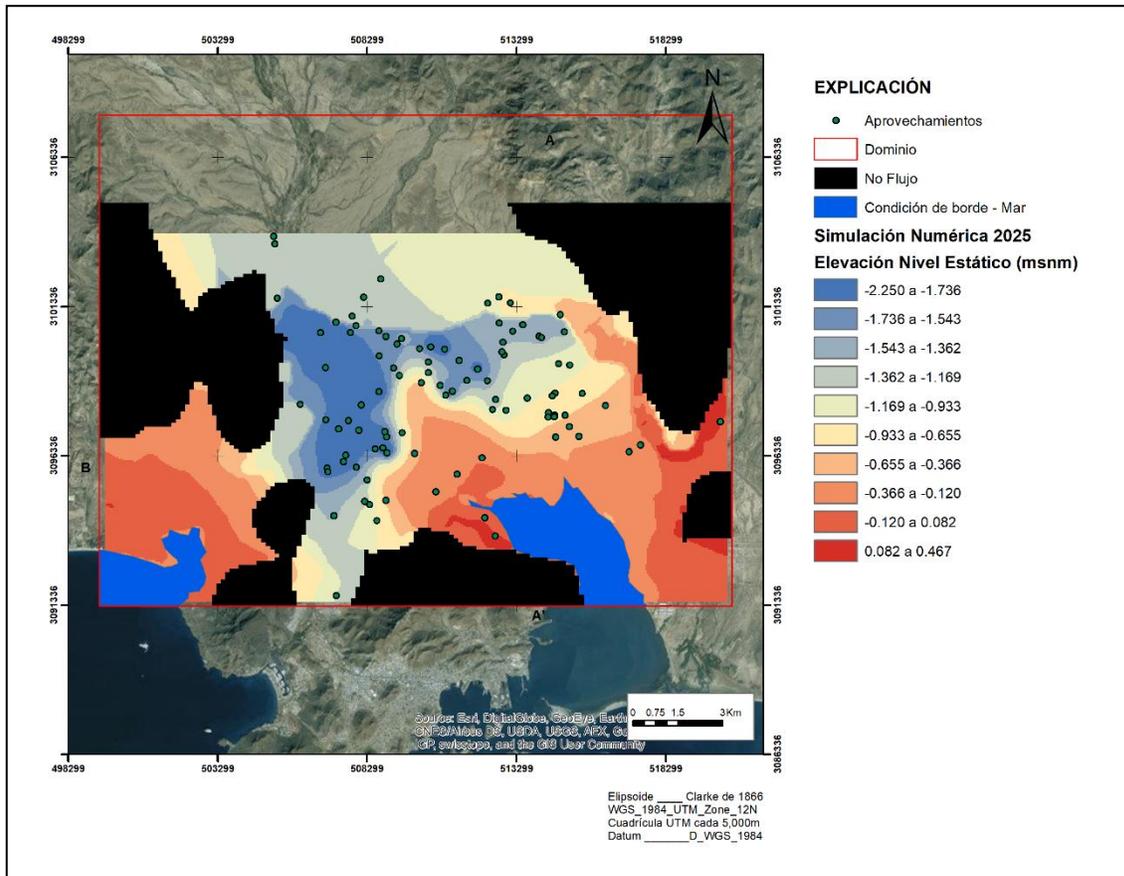


Figura 6. Niveles Estáticos calculados para 2025 (Modelo 1).

VI.1.2. Modelo 2

Al Modelo 2 le fueron introducidos los datos de 125 pozos con un volumen de extracción ilustrados en la Figura 75. Este aumento se decidió ya que, en los trabajos previos, datos históricos y durante la realización de esta tesis, no se ha encontrado con certeza que algunos de los pozos inscritos en el REPDA realmente estén extrayendo agua subterránea del acuífero inferior porque no se conoce la profundidad de la zona ranurada; sin embargo, para efectos de este estudio, se pretende conocer el comportamiento del acuífero con respecto a un aumento del bombeo.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**

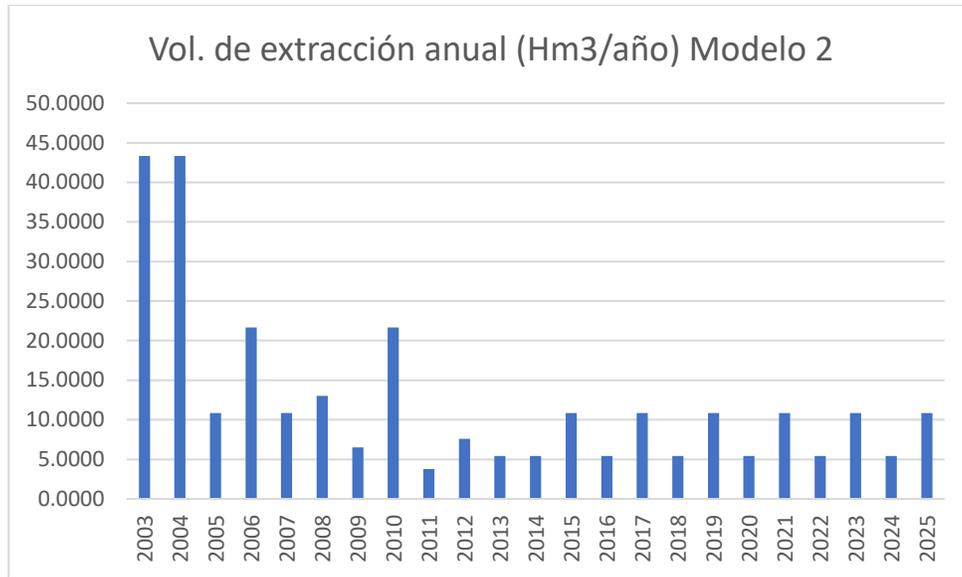


Figura 7. Volumen de extracción simulado (que representa un aumento del 100% en comparación al bombeo estimado inicial).

La Figura 75 muestra el balance de aguas subterráneas para el periodo comprendido de 2003 a 2025, se tiene un bombeo de 25477 L³/día lo que representa el doble de volumen en comparación con el modelo 1, una salida al mar de carga constante de 11111 L³/día, y una entrada de agua al acuífero proveniente de la carga constante de 32031 L³/día que representa un aumento sustancial en comparación con la entrada de carga constante de 23191 L³/día del modelo 1, la recarga es mínima con un valor de 58 L³/día, en total se tiene una discrepancia del -2.7 %,



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**

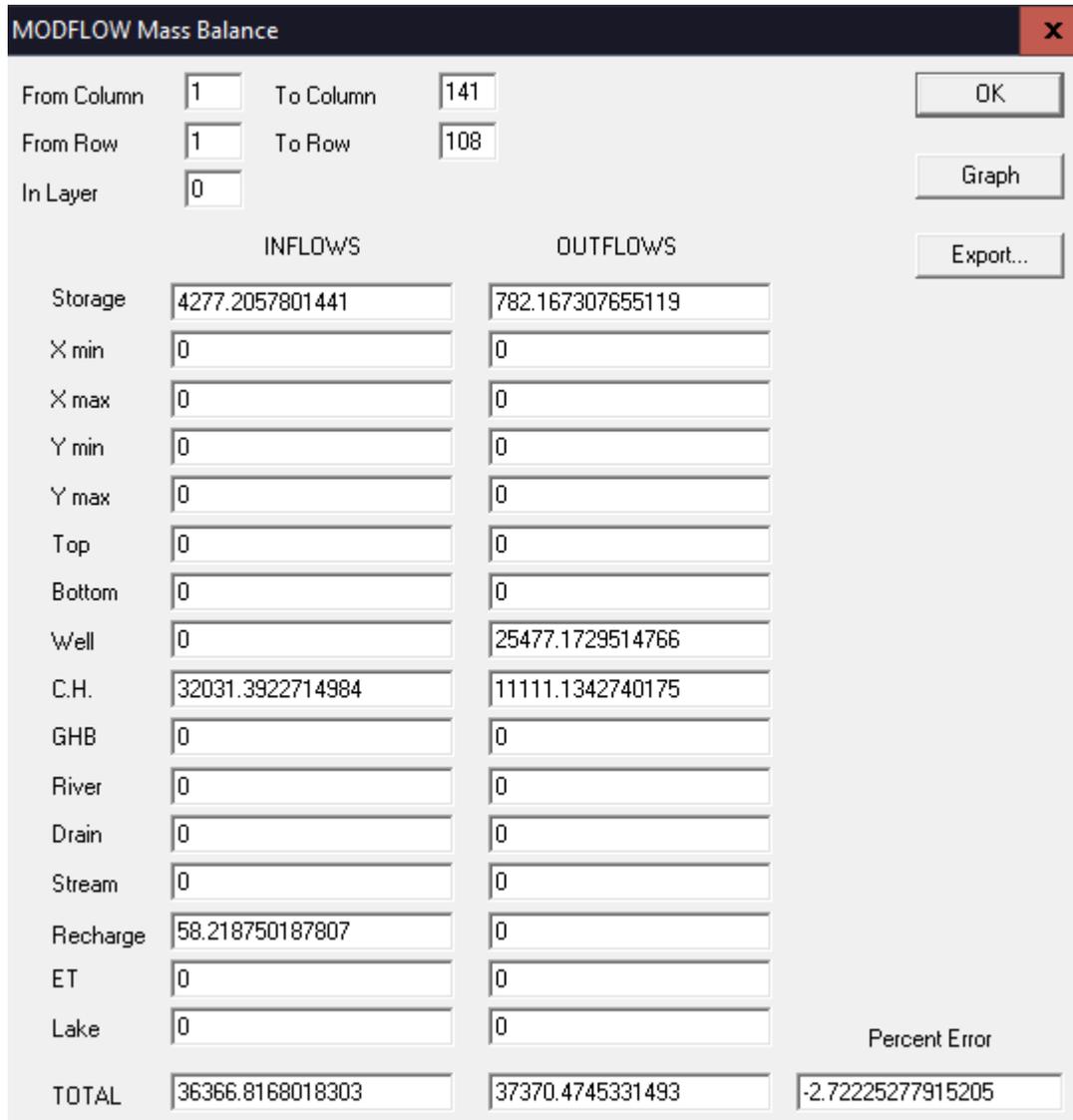


Figura 8. Balance de agua subterránea para el Modelo 2.

En la Figura 76 representa los niveles estaticos para el año 2004, en donde se muestra cuatro conos de abatimientos hacia la parte central de la figura, el rango de elevaciones es de -5.73 msnm a 0.523 m.s.n.m.



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

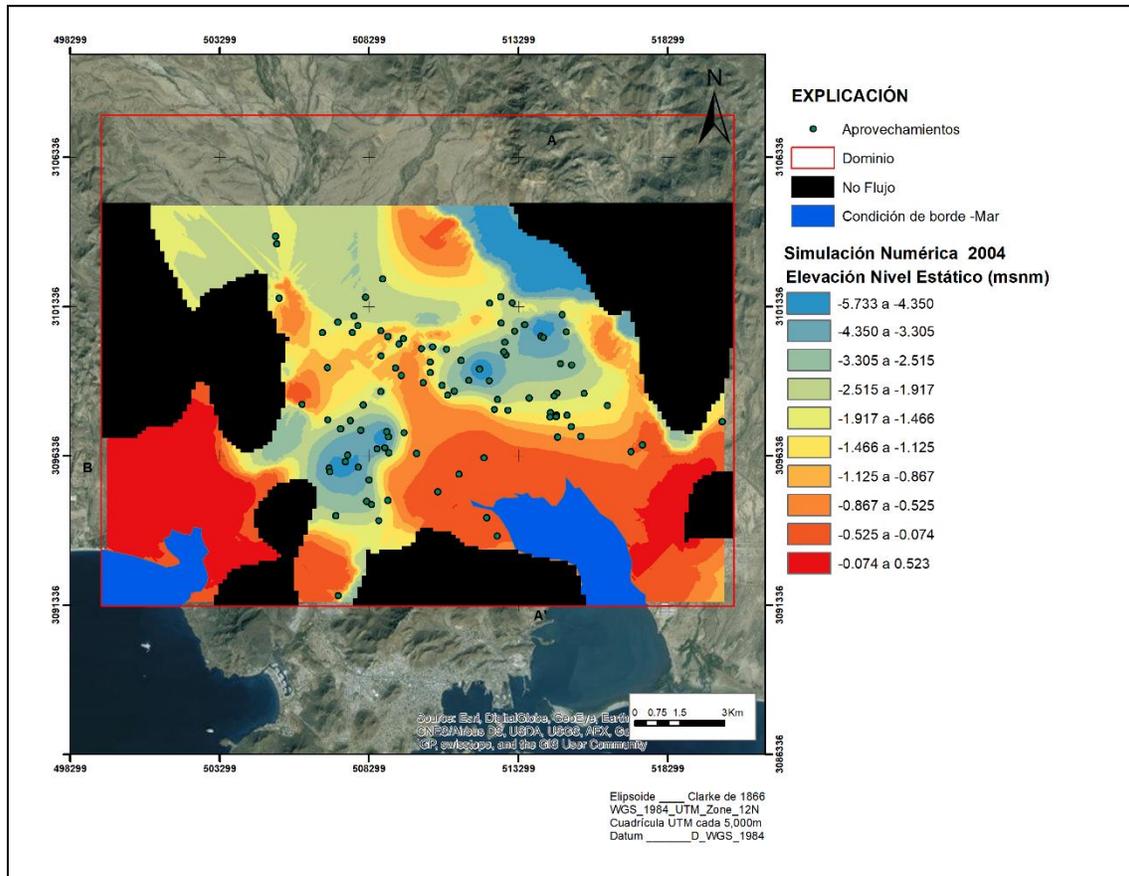


Figura 9. Niveles Estáticos calculados para 2004 (Modelo 2).

El nivel estático para 2009 muestra una recuperación en comparación con 2004, esto es debido a las lluvias extraordinarias del huracán Jimena, lo que modificó las condiciones piezométricas de la zona (Figura 76).

Para los años 2017 y 2025 Se observa la formación de varios conos de abatimiento con abatimientos más marcados en comparación con el modelo 1, hacia la parte central del acuífero y al norte de San José de Guaymas, debido a la gran extracción que presentan los aprovechamientos localizados en esta zona del acuífero figuras 77 y 78. En la parte central, donde se encuentran dos de los conos de abatimiento, se presenta una dirección de suroeste a noreste.



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

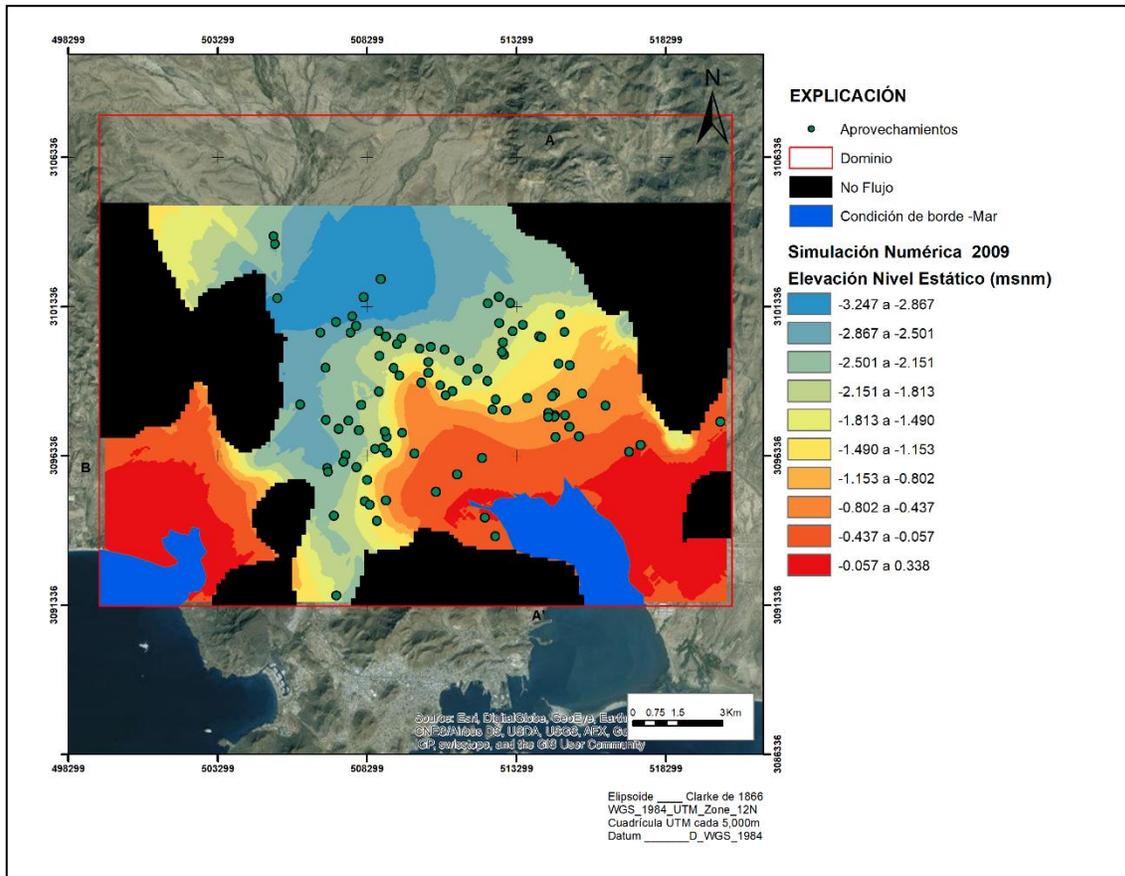


Figura 10. Niveles Estáticos calculados para 2009 (Modelo 2).



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

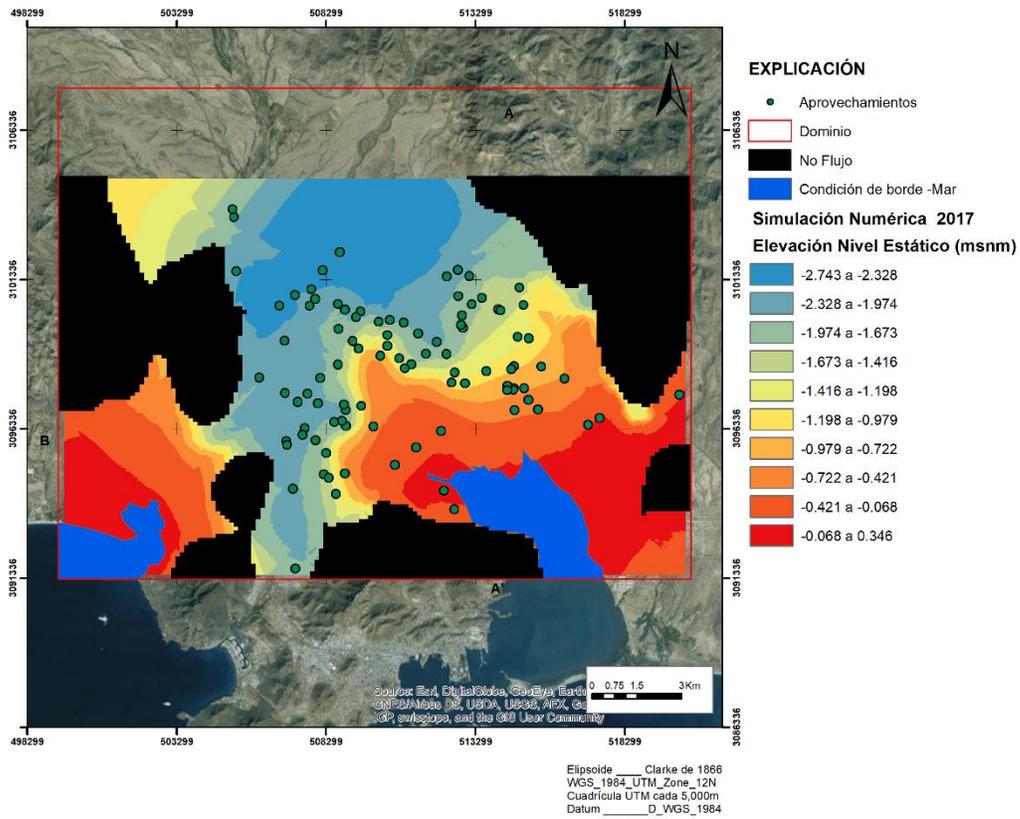


Figura 11. Niveles Estáticos calculados para 2017 (Modelo 2).



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**

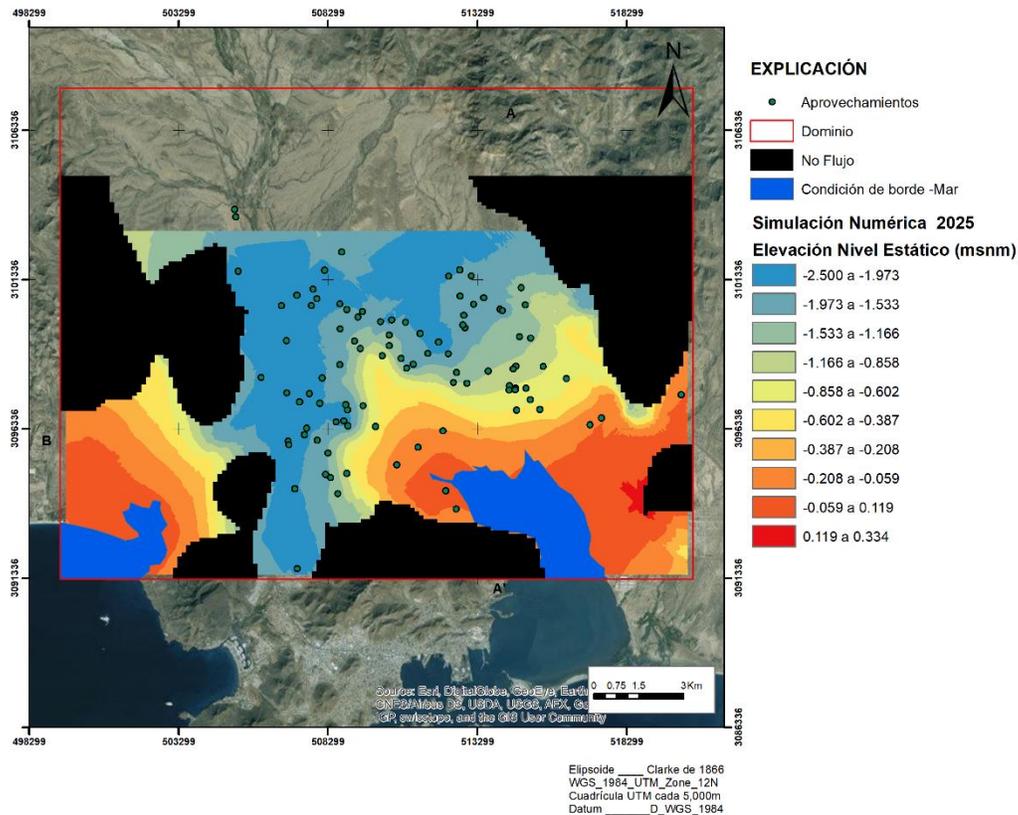


Figura 12. Niveles Estáticos calculados para 2025 (Modelo 2).

VI.4. Resultados Transporte.

VI.4.1. Modelo 1

De acuerdo con la clasificación de Fetter, La Figura 81 muestra tanto en planta como en perfil tres zonas: a) una zona no afectada por la zona de interface alejada de la costa con un rango de STD de: 500 a 1000 ppm (0.5 a 1 g/L), b) una zona donde existe agua subterránea salobre-salina estacionalmente de: 2000 a 4000 ppm (2 a 4 g/L), afectada por incremento de sales y, c) una zona de transición de 4,000 a 20,000 ppm (10 a 20 g/L) , el agua de mar tiene un STD mayor a 35 000 ppm (> 35 g/L)

El modelo se calibró en el periodo de 2004 hasta el 2011, y se simuló para los periodos de 2017 a 2025.



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.



Como punto de referencia, la línea de costa se encuentra a 3.5 kilómetros a partir del origen en la parte izquierda de los perfiles que se muestran a continuación, orientados de sur a norte, se tomó como referencia la columna 95 del modelo de simulación, el perfil esquemático también está incluido en las vistas en plantas con la nomenclatura A-A', en lo sucesivo se utilizará las unidades g/L en sustitución de ppm, por comodidad.

Los resultados para las diferentes capas del modelo se muestran en un perfil esquemático en la Figura 80, donde se observa que el acuífero superior (Capa 1 y Capa 2) no presenta intrusión de la isolínea de STD de 35 g/L, presenta una concentración de 27 g/L de 150 m de la línea de costa hacia el Norte en la Capa 1 y Capa 2, se presenta una zona de transición de 11 g/L de 2 km con respecto a la línea de costa, y baja considerablemente 2.5 km hacia el norte, en donde se tiene una zona salobre que se extiende por un kilómetro (Figura 81).

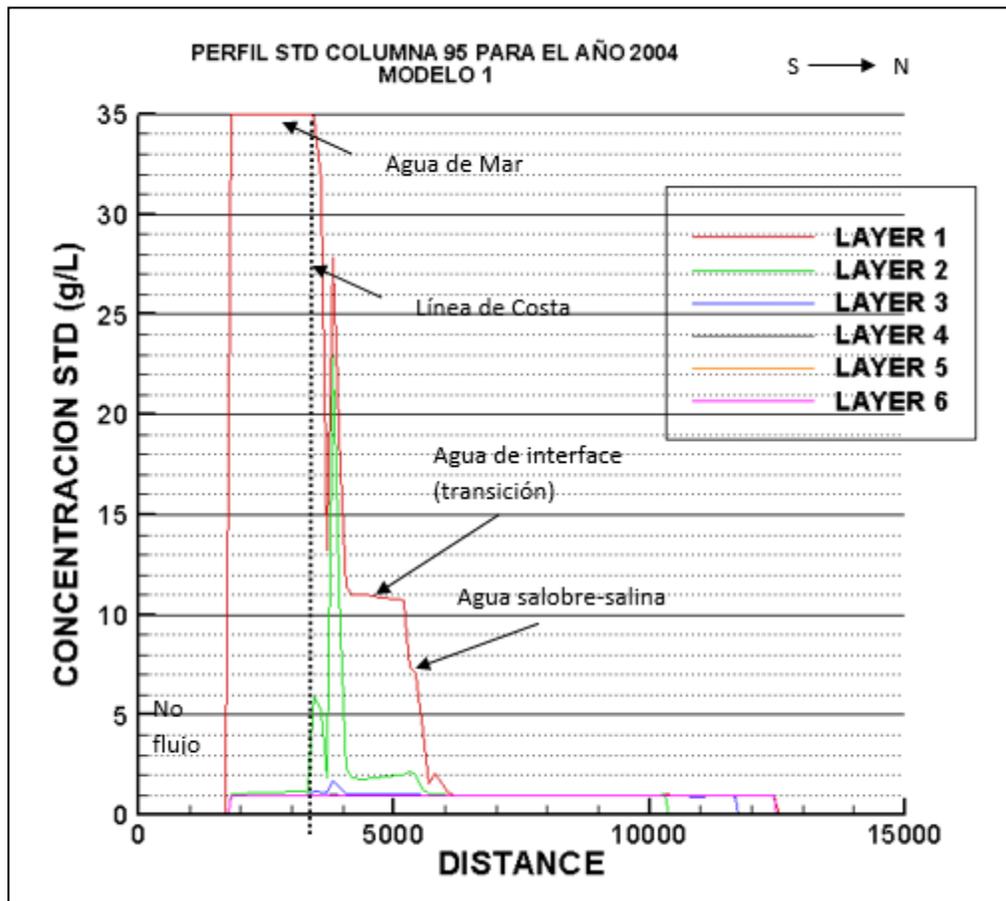


Figura 13. Avance de la intrusión salina para el año 2004, mostrando el valor de STD a lo largo del perfil de la columna 95 (Modelo 1).



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

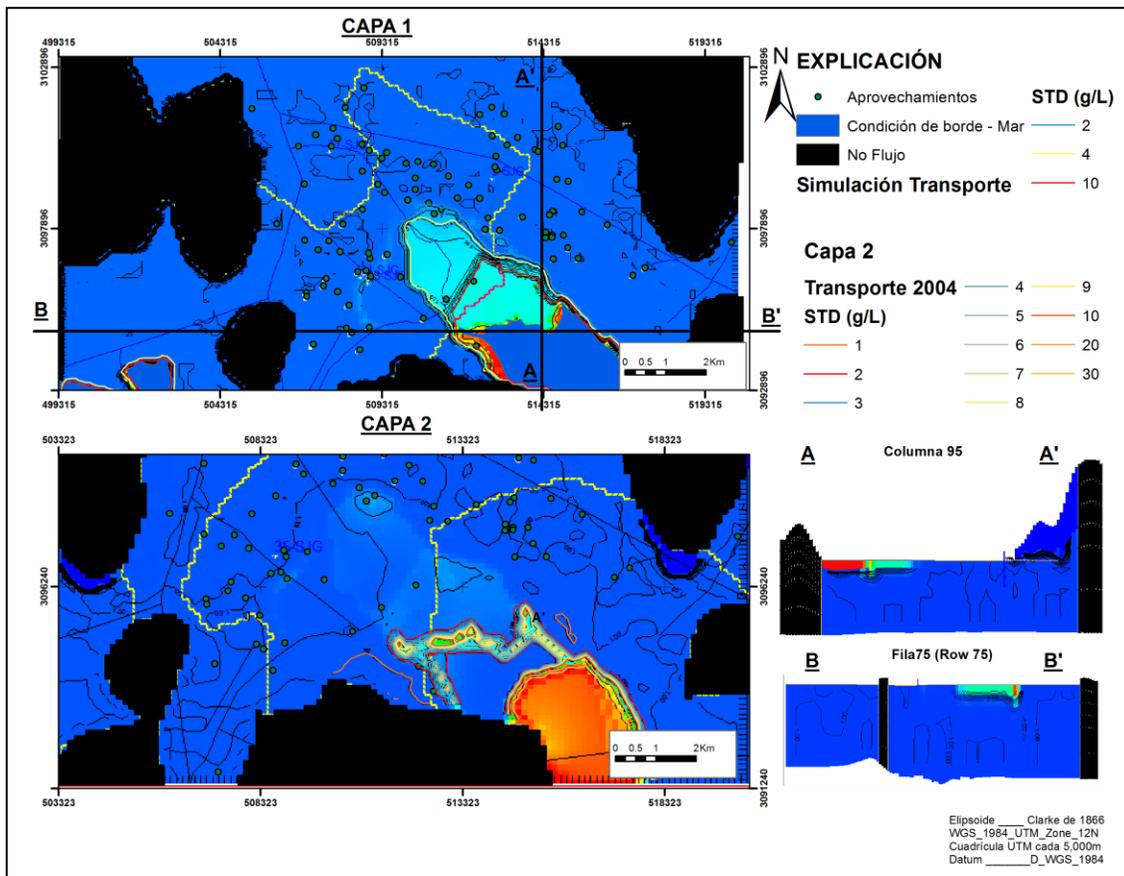


Figura 14. Avance de la intrusión salina para el año 2004, mostrando el valor de STD a lo largo del perfil de la columna 95 (Modelo 1).

Para el 2009, correspondiente a las figuras 82 y 83 el avance de la isolínea 35 g/L de STD en el acuífero superior es hasta los 350 m desde la línea de costa en la Capa 1, mientras que en el 2004 ésta isolínea se encontraba a 50 m de la costa, también muestra una degradación producto de lluvias extraordinarias lo cual va en decremento de 11 g/L en 2004 a 8 g/L en la zona de transición (interface). Con respecto a la Capa 2 del acuífero superior la isolínea de STD aumentó de 2 g/L a 4 g/L y se encuentra a 2.5 Km de la línea de costa habiendo avanzado 100 m desde el 2004 (Figura 82).



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

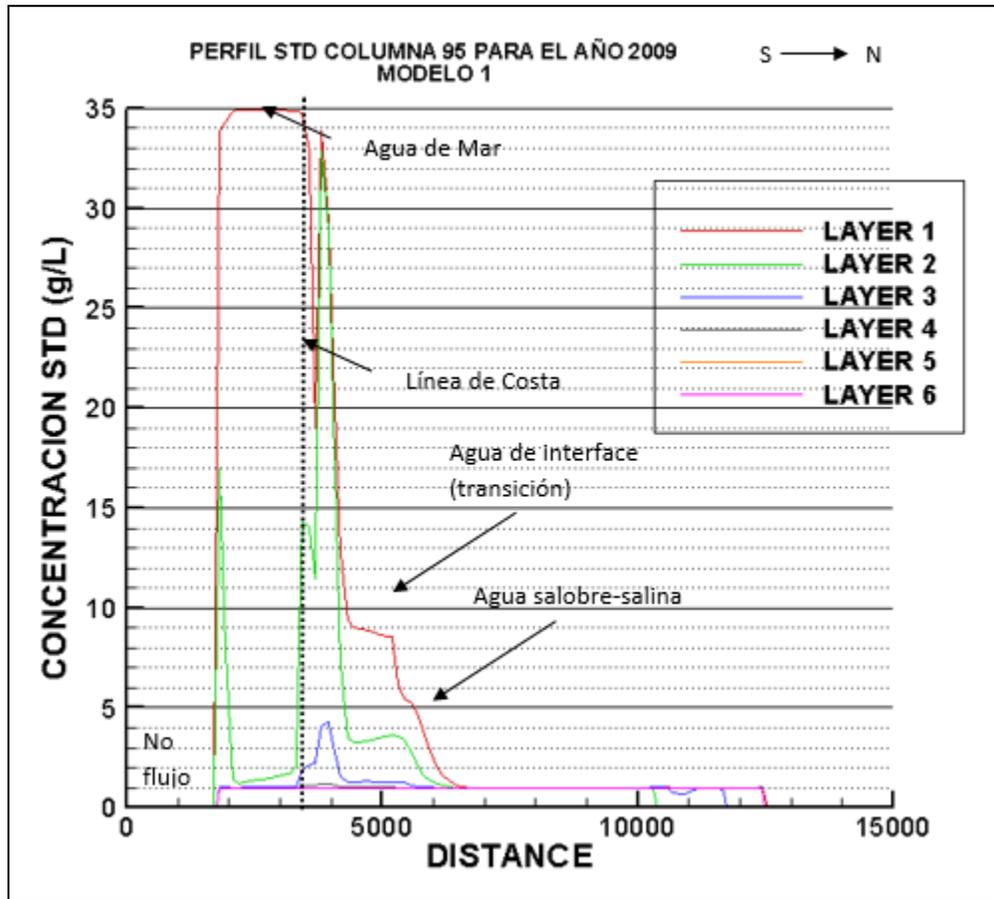


Figura 15. Avance de la intrusión salina para el año 2009, mostrando el valor de STD a lo largo del perfil de la columna 95 (Modelo 1)



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

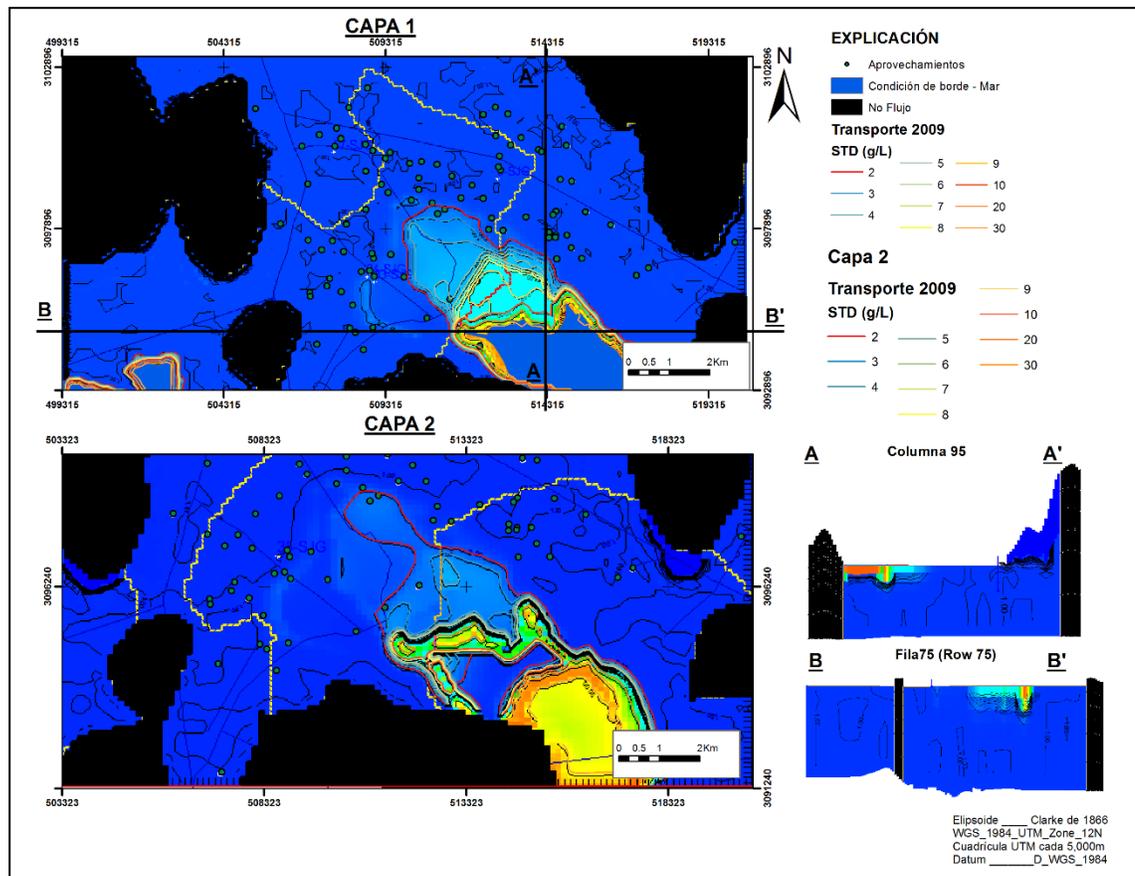


Figura 16. Avance de la intrusión salina para el año 2009, mostrando las isolíneas 1,000 y 10,000 ppm de STD (Modelo 1).

La simulación para el año 2017 se considera como una predicción, ya que la información que se cargó al programa para calibrar abarca hasta el año 2011. En las figuras 84 y 85 se puede observar que el avance de la isolínea 35 g/L de STD en el acuífero superior es hasta los 400 m desde la línea de costa en la Capa 1, mientras que en el 2009 ésta isolínea se encontraba a 350 m de la costa, no se aprecia un avance de la cuña salina considerable, más bien muestra una zona de mezcla con agua salobre de tiene una concentración de 9 g/L en 2009 a 7 g/L en 2017. Con respecto a la Capa 2 del acuífero superior la isolínea de STD aumentó de 2 g/L a 4 g/L y se encuentra a 2.7 Km de la línea de costa habiendo avanzado 200 m desde el 2009 (Figura 85).



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

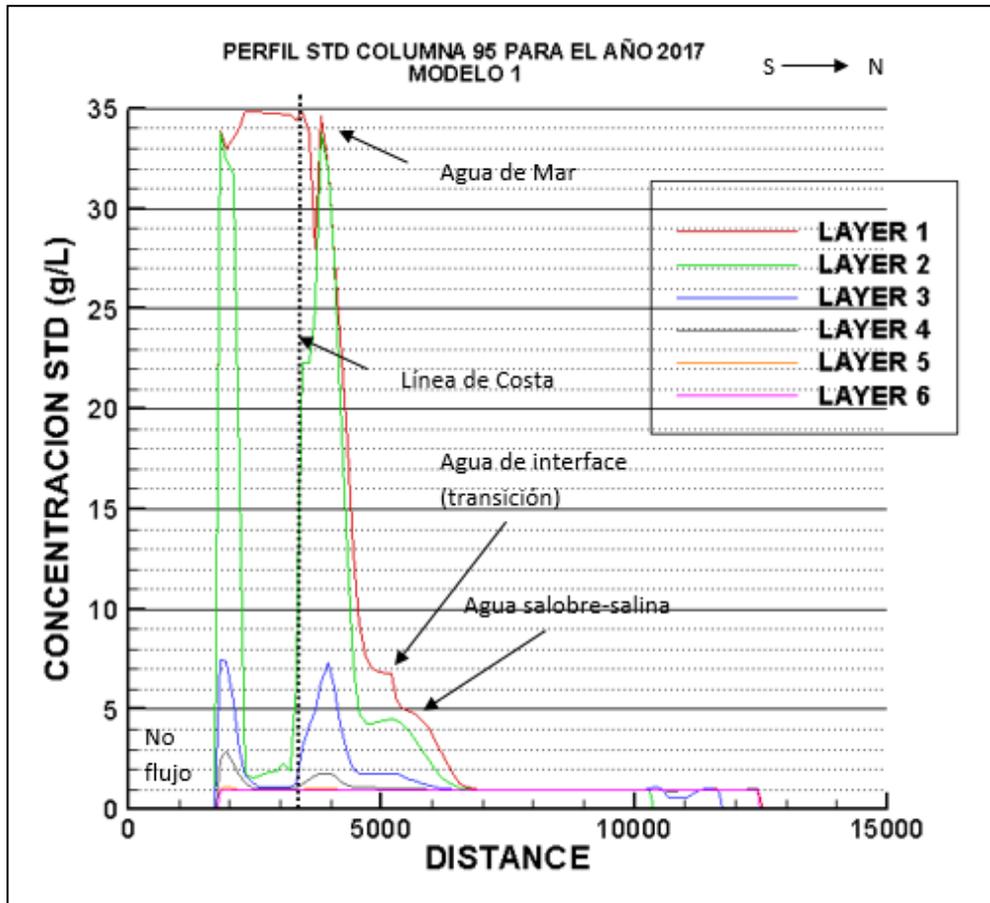


Figura 17. Avance de la intrusión salina para el año 2017, mostrando el valor de STD a lo largo del perfil de la columna 95 (Modelo 1).



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

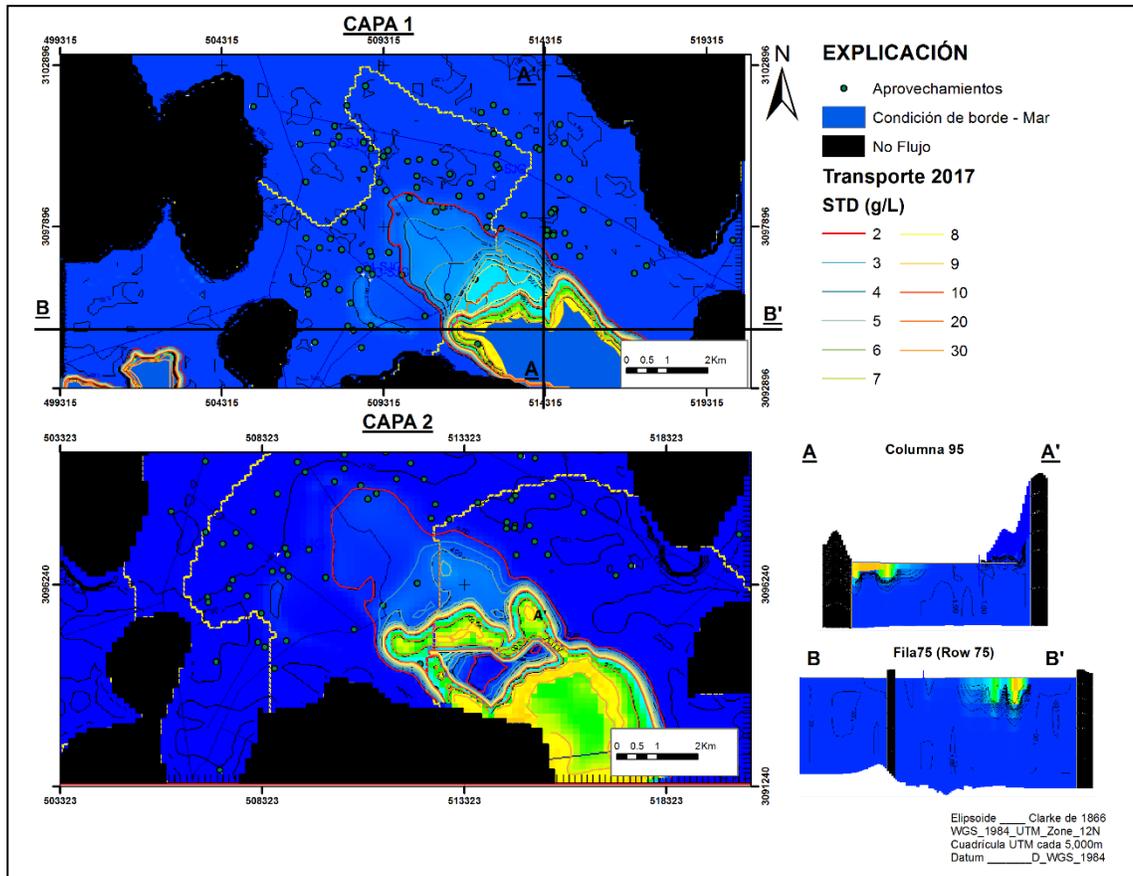


Figura 18. Avance de la intrusión salina para el año 2017, mostrando los isovalores de STD para las 2 primeras capas del modelo (Modelo 1).

De acuerdo a este modelo en el año 2025 la ubicación de la isolínea 35 g/L STD se hallará a 450 m de la línea de costa, no se observa un avance significativo en comparación con el año 2017, lo que si se aprecia es la interacción de la zona de interface con la zona de agua salobre, con una concentración de 2 a 4 g/L ocasionando un avance de agua salada de 2.5 Km (figuras 86 y 87).



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

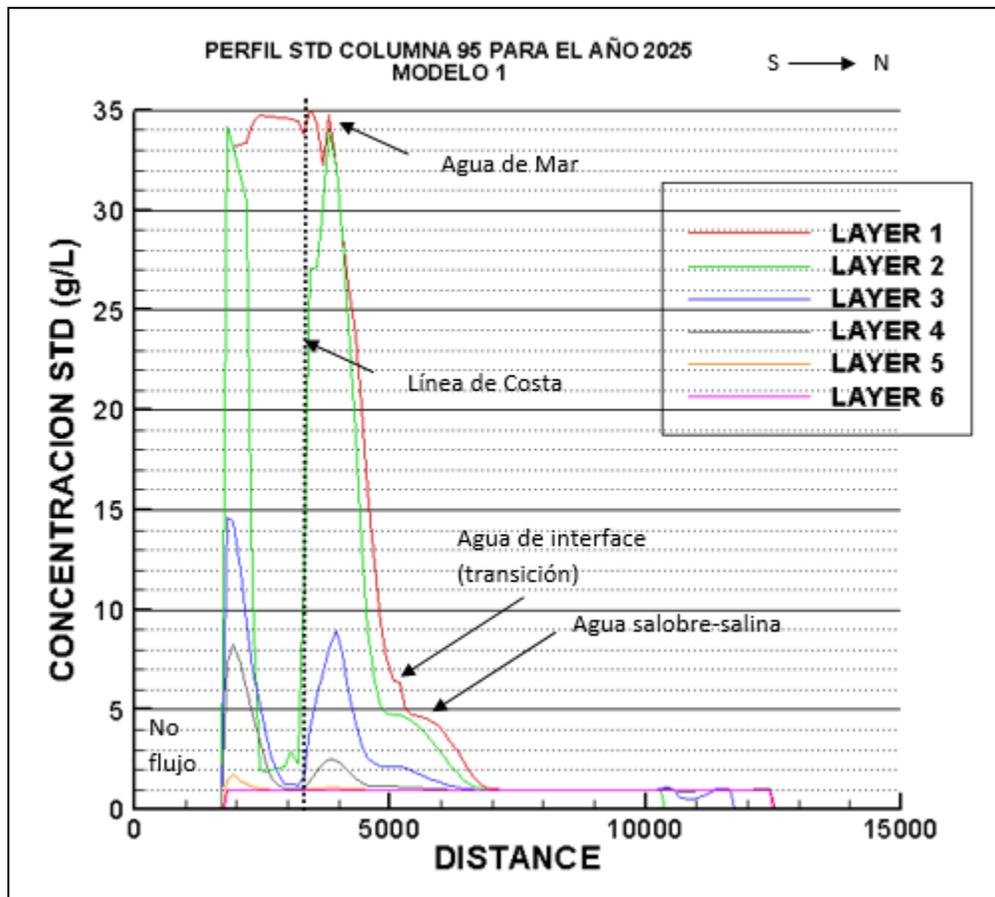


Figura 19. Avance de la intrusión salina para el año 2025, mostrando el valor de STD a lo largo del perfil de la columna 95 (Modelo 1).



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

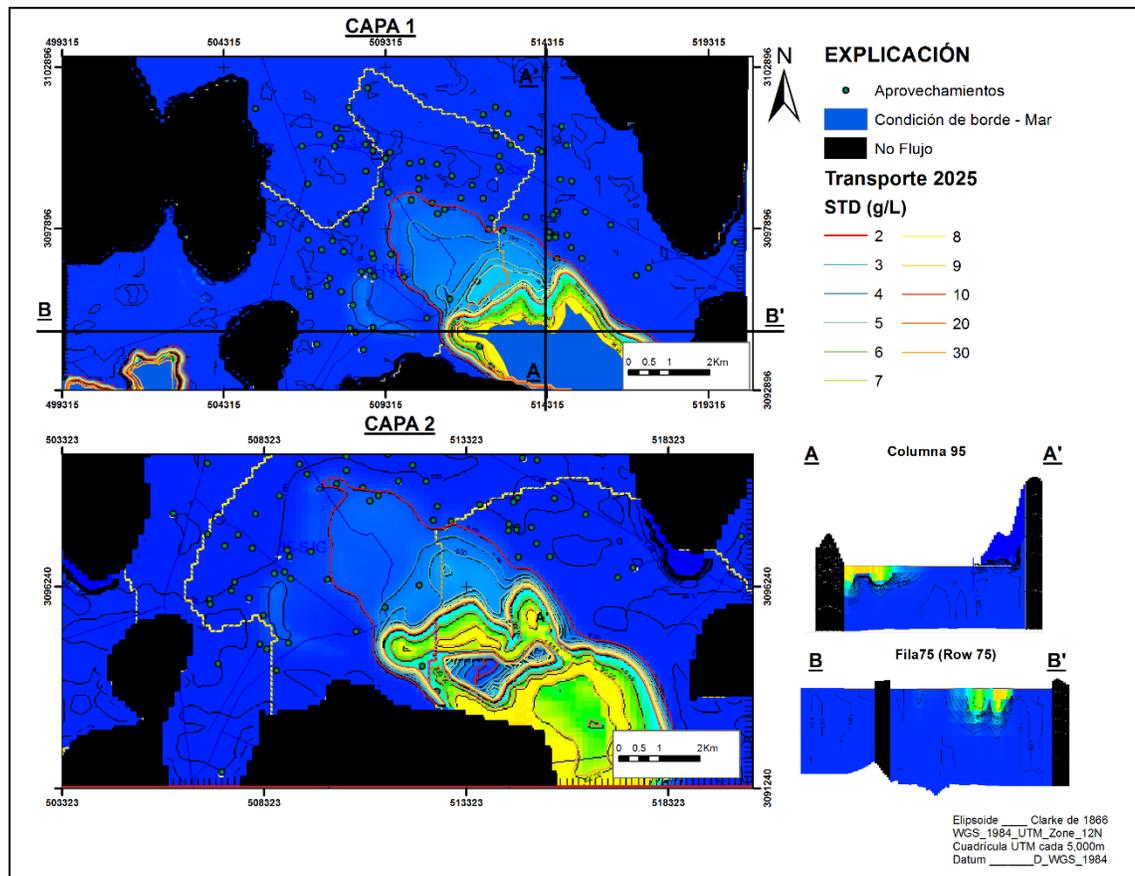


Figura 20. Avance de la intrusión salina para el año 2025, mostrando los isovalores de STD para las 2 primeras capas del modelo (Modelo 1).

En el Modelo 1 el acuífero superior tiene un comportamiento parecido al que indican los estudios geofísicos y geohidrológicos realizados con anterioridad en el área de estudio. Sin embargo, no existe información del acuífero inferior para compararla con los resultados obtenidos en este modelo, sólo se puede decir que el comportamiento del sistema corresponde al de un acuífero costero, esto es, si se compara con el modelo ideal de la interfase agua dulce-salada.

VI.4.2. Modelo 2

En la Figura 88 se observa que la intrusión salina es mayor en el acuífero inferior que en el superior, observándose que las concentraciones de las sales son



extremadamente grandes en el acuífero superior. Los resultados que arroja el modelo se observan también en la Figura, en donde se muestran franjas de intrusión y las isolíneas 35 g/L (35,000 ppm) y 26 g/L (26,000 ppm) de STD en las diferentes capas de los acuíferos.

Tomando como referencia la isolínea de 35 g/L de STD, se puede observar que para este periodo de 2004 se halla en la Capa 1 del acuífero superior a cercana a la línea de costa. En el acuífero inferior la línea de 26 g/L se ubica a los 100 m de la línea de costa en la Capa 2 y una zona de interfase de 11 g/L a los 1.5 Km desde la línea de costa (Figura 86).

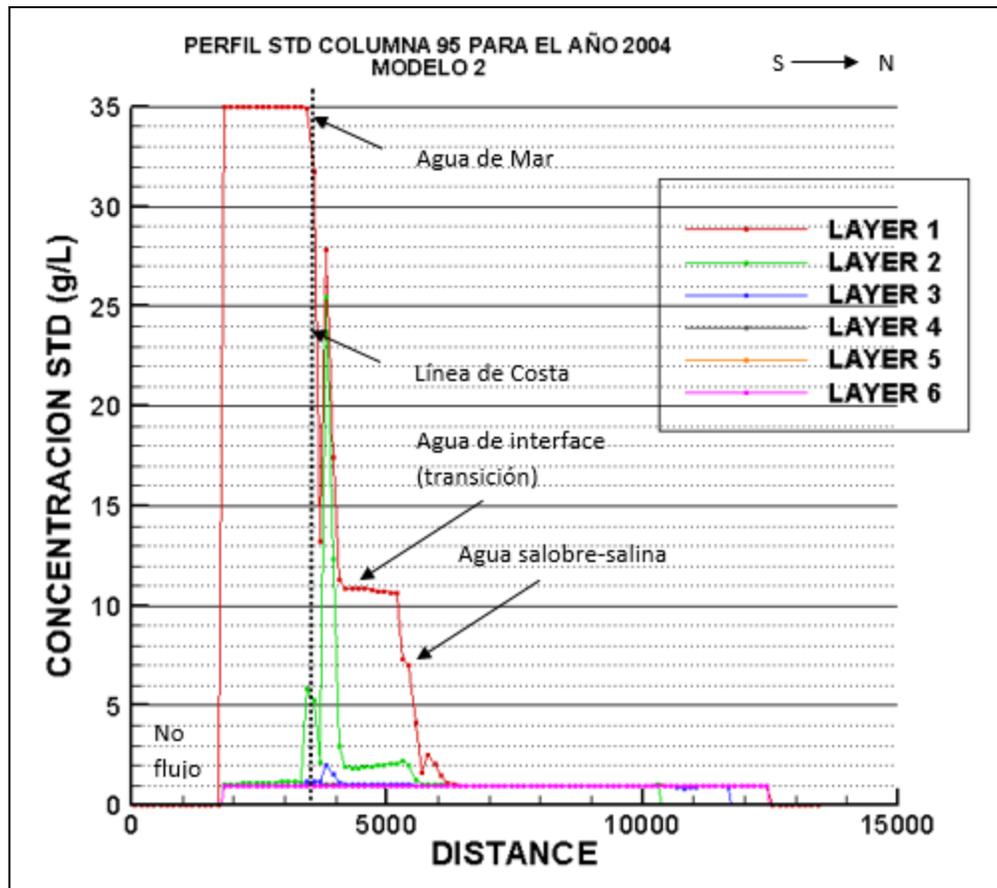


Figura 21. Diagrama esquemático para el año 2004, mostrando el valor de STD a lo largo del perfil de la columna 95 (Modelo 2).



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

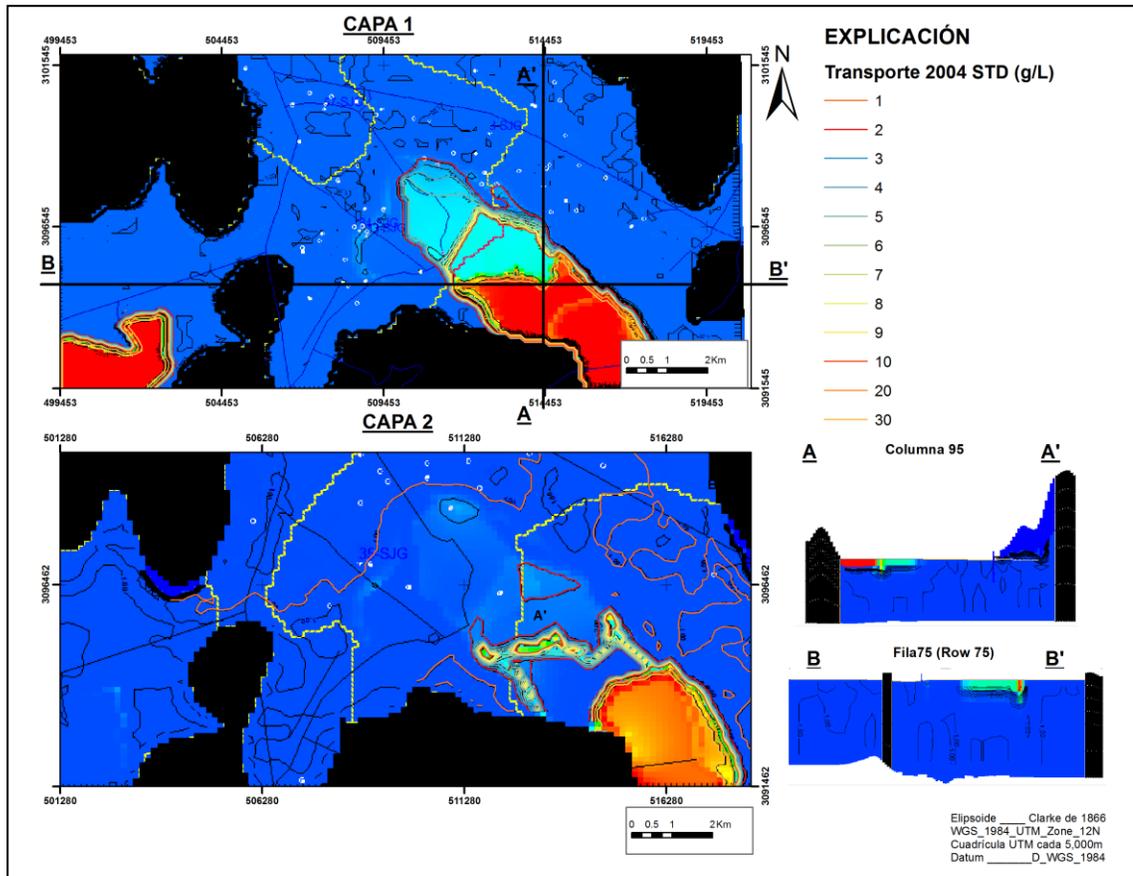


Figura 22. Figura 87. Avance de la intrusión salina para el año 2004, mostrando los isovalores de STD para las 2 primeras capas del modelo (Modelo 2)

La corrida para el año 2009. En las figuras 90 y 91 se puede observar que el avance de la isolínea 35,000 ppm de STD en el acuífero superior es hasta los 350 m desde la línea de costa en la Capa 1, mientras que en el 2004 ésta isolínea se encontraba cercana a la costa (Figura 90).



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

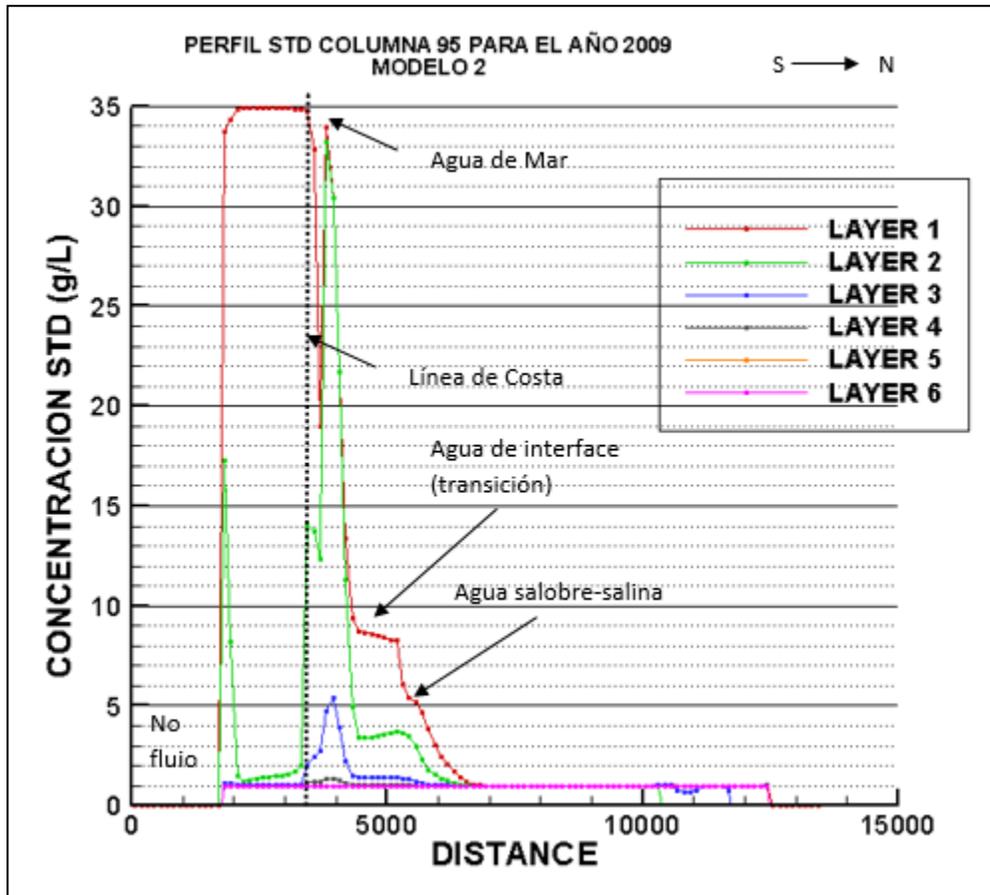


Figura 23. Avance de la intrusión salina para el año 2009, mostrando el valor de STD a lo largo del perfil de la columna 95 (Modelo 2).



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

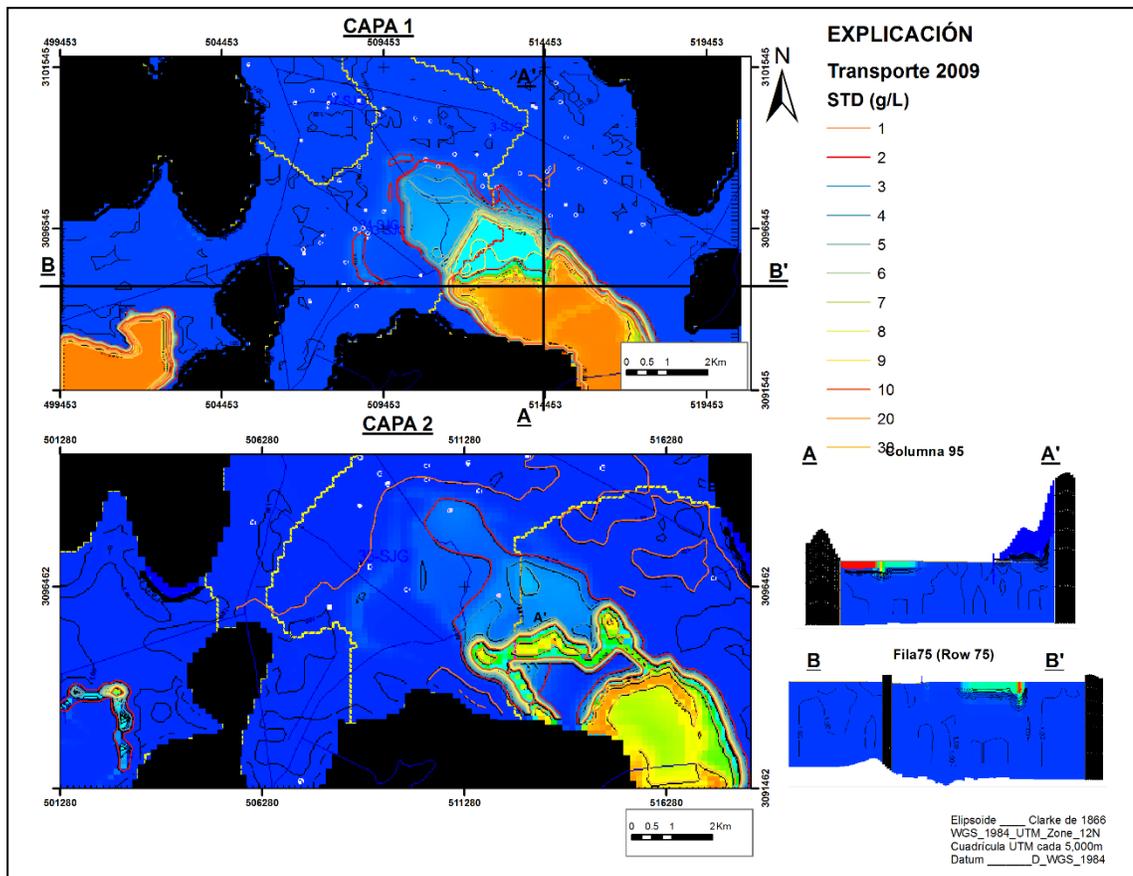


Figura 24. Avance de la intrusión salina para el año 2009, mostrando los isovalores de STD para las 2 primeras capas del modelo (Modelo 2).

La corrida para el año 2017 se considera como una predicción, ya que la información que se cargó al programa para calibrar abarca hasta el año 2011. En las figuras 92 y 93 se puede observar que el avance de la isolínea 35,000 ppm de STD en el acuífero superior es hasta los 350 m desde la línea de costa en la Capa 1, similar al periodo de 2009. Con respecto a la Capa 2 del acuífero superior resultó una disminución en la concentración de 8 g/L a 6 g/L de STD, esta isolínea se encuentra a 2.5 Km de la línea de costa habiendo avanzado 100 m desde el 2009 (Figura 92).



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

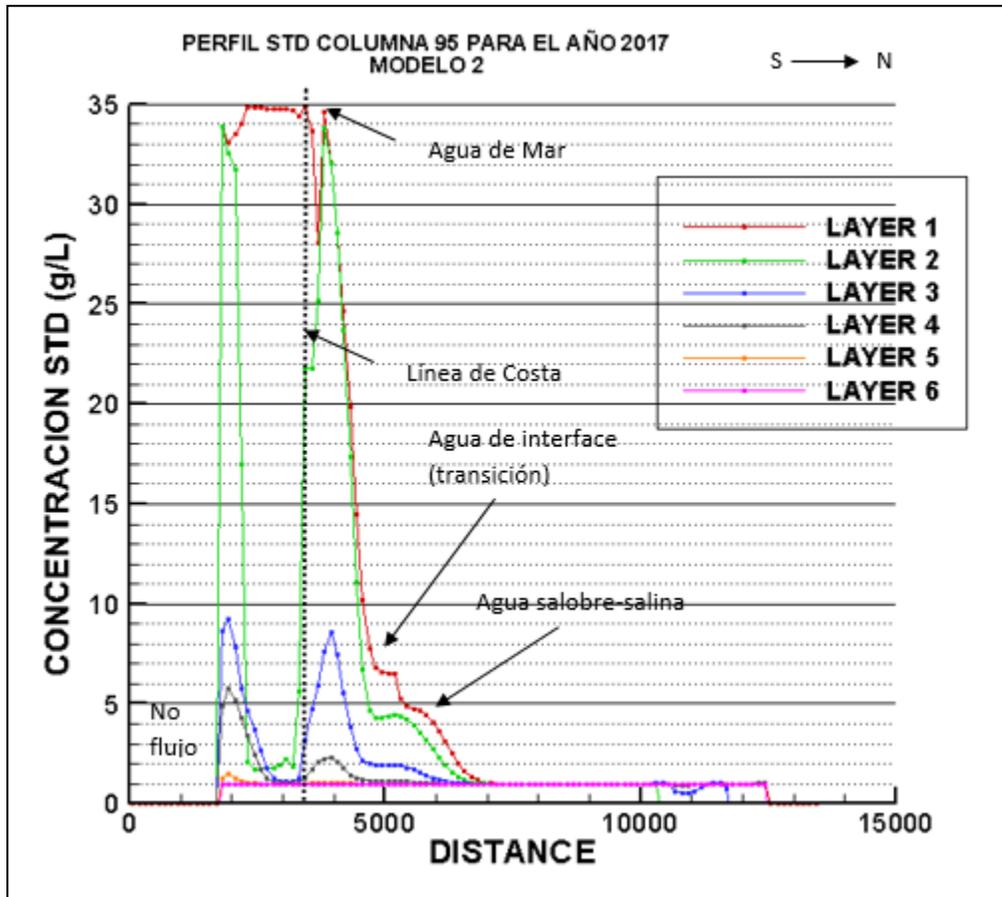


Figura 25. Avance de la intrusión salina para el año 2017, mostrando los isovalores de STD para las 2 primeras capas del modelo (Modelo 2).



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

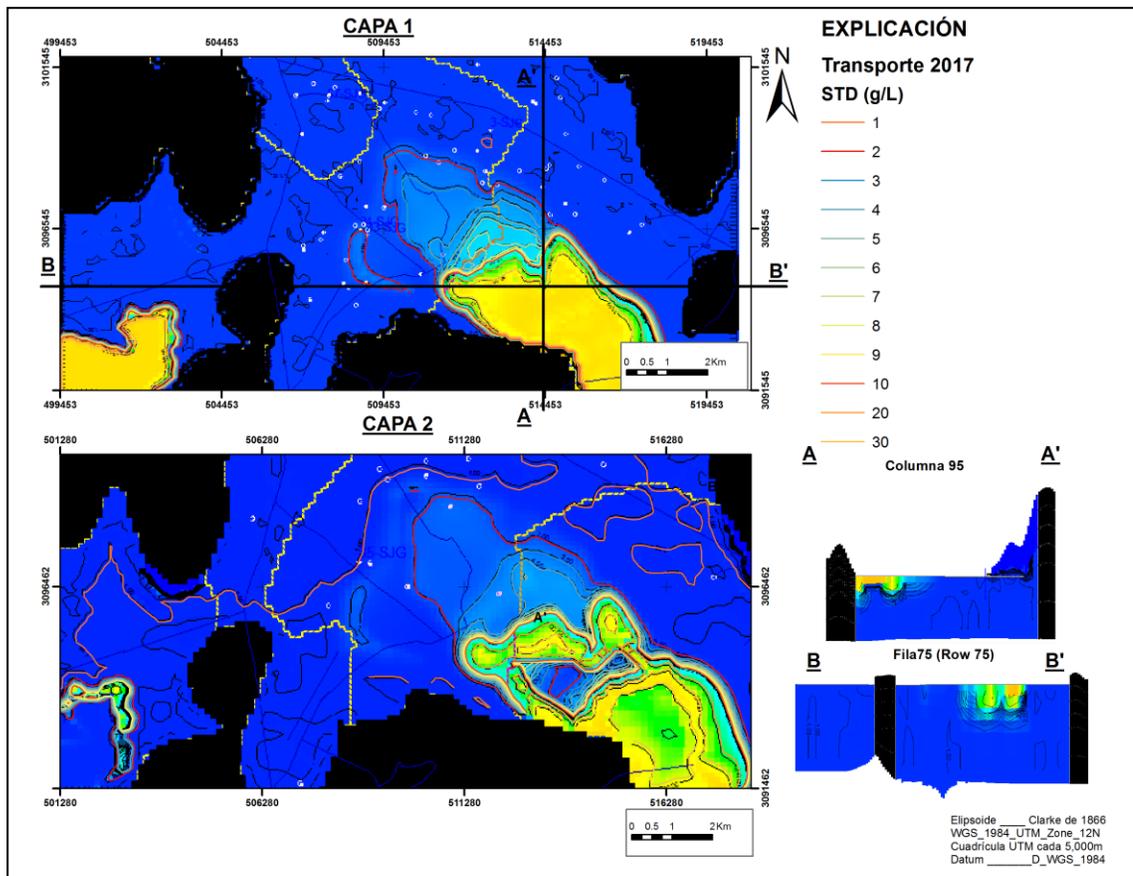


Figura 26. Avance de la intrusión salina para el año 2017, mostrando los isovalores de STD para las 2 primeras capas del modelo (Modelo 2)

Para el año 2025, se puede observar que la isolínea 35 g/L (35,000 ppm) de STD en el acuífero superior es hasta los 400 m desde la línea de costa en la Capa 1, mientras que en el 2009 ésta isolínea se encontraba a 350 m de la costa por lo tanto se considera que no hay un avance apreciable de intrusión marina. Con respecto a la Capa 2 del acuífero superior resultó que la isolínea de 4 g/L (4000 ppm) está a 2.5 Km de la línea de costa habiendo avanzado 200 m desde el 2017 (Figura 94).



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

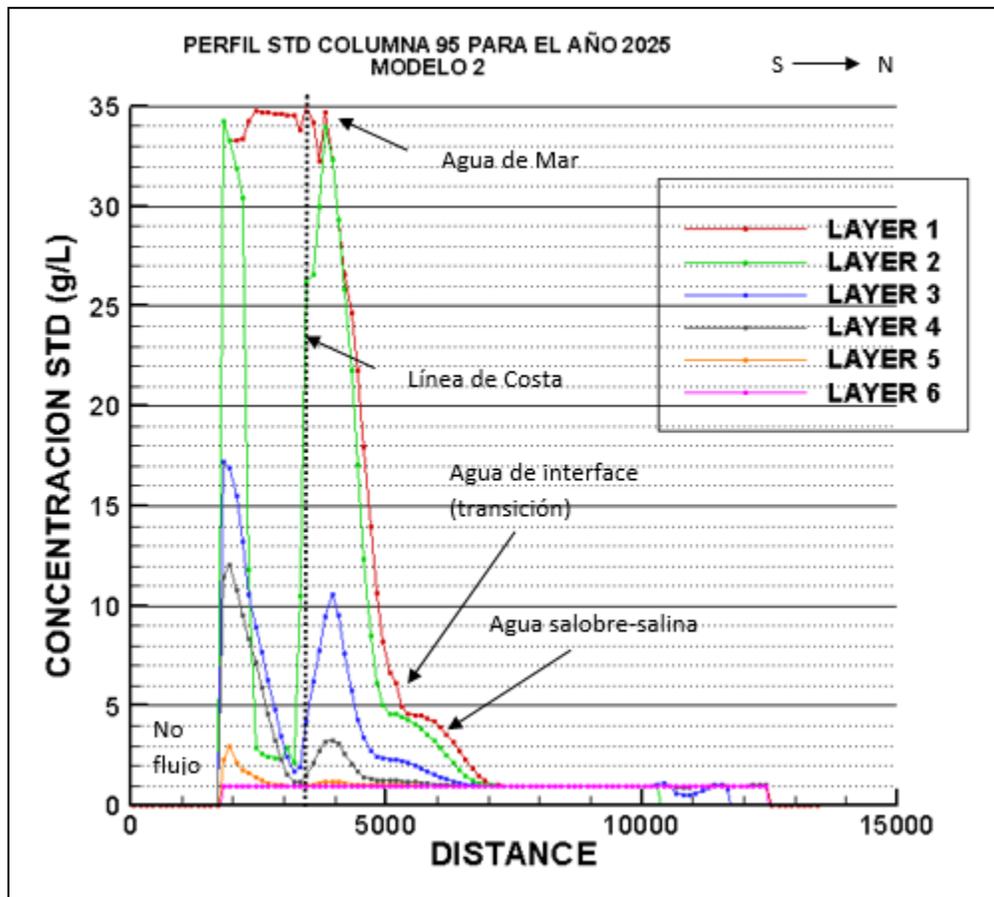


Figura 27. Avance de la intrusión salina para el año 2025 mostrando el valor de STD a lo largo del perfil de la columna 95 (Modelo 2).



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.

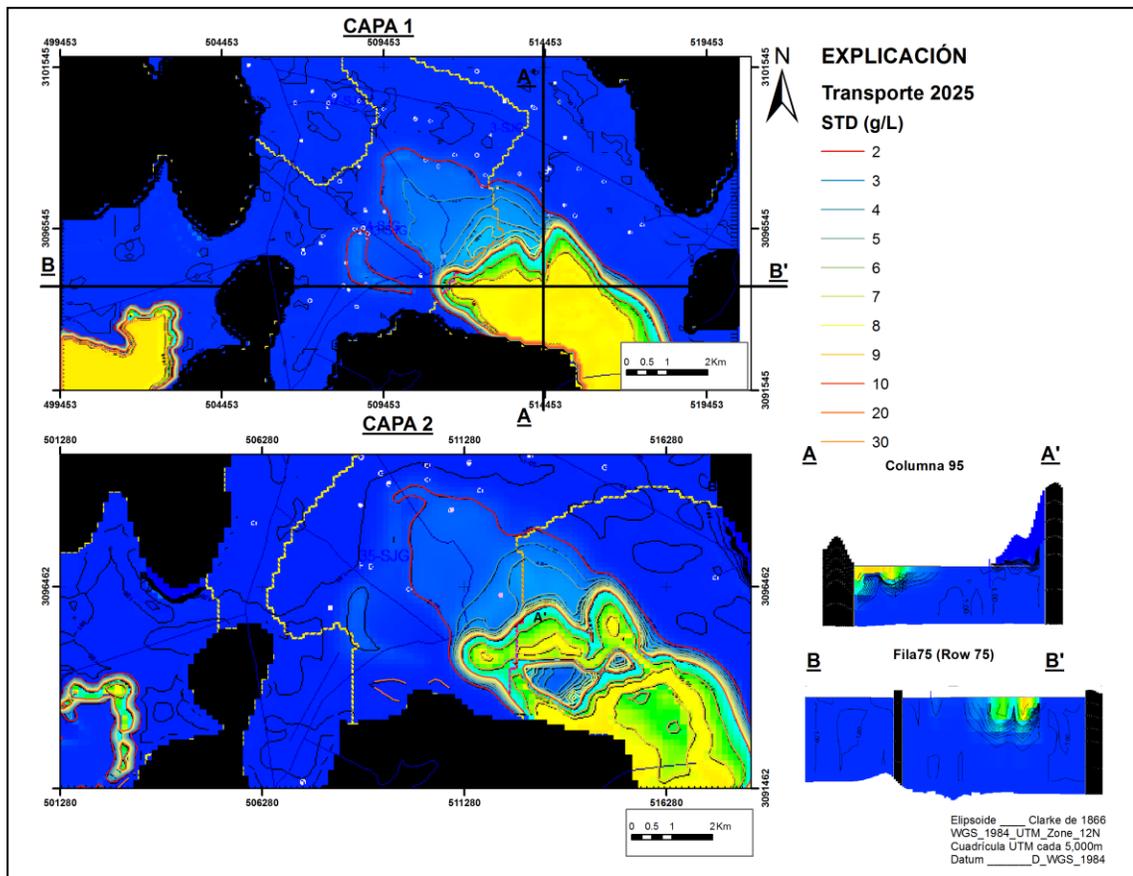


Figura 28. Avance de la intrusión salina para el año 2025, mostrando los isovalores de STD para las 2 primeras capas del modelo (Modelo 2).

VI.3. Limitaciones de los modelos.

En un modelo conceptual rara vez se explican todas las observaciones de campo, es por eso que el desarrollo del mismo debe ser un proceso iterativo; continuamente debe actualizarse a medida que se disponga de nuevos datos, ya que se mejora la comprensión del sistema, o se genera más preguntas y objetivos de modelado. En otras palabras, un modelo conceptual representa un "trabajo en progreso", que debe ser continuamente desafiado en todo el proyecto de modelado.

Un modelo conceptual puede ser incompleto, e incluso puede ser erróneo debido a que:



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



- La información utilizada para definir un problema es incompleta (valores pruebas de bombeo para el proceso de calibración son escasos o no se tiene la resolución temporal adecuada).
- Suposiciones incorrectas en el desarrollo del modelo conceptual, por ejemplo, se puede suponer que un depósito de arena y grava identificado en tres pozos litológicos se extiende lateralmente por debajo de toda la extensión del sitio.
- El modelo conceptual no tiene en cuenta los procesos clave que influyen en el proceso que se desea simular, por ejemplo, la adsorción irreversible en el transporte de solutos y los eventos de lluvia extraordinarios (Huracanes), los efectos de las mareas.

VI.4. Discusión de resultados.

De manera general las elevaciones del nivel estático se han mantenido desde **1995 a al 2011**, con pequeñas oscilaciones, pero manteniéndose con valores de -4.0 a -6.0 msnm y de 8.0 msnm.

Las resistividades características de la zona de interfase dejan de aparecer a partir de una elevación de -100 msnm. Por lo que los valores similares que eventualmente aparecen en los perfiles a mayores profundidades a partir de esta elevación, son considerados como una arcilla depositada bajo la influencia de la actividad marina (arcilla verde-azul).

Las resistividades por debajo del plano a una elevación -125 msnm se incrementan, por lo que muy probablemente se tenga dentro de esta porción un acuífero confinado, más o menos a una profundidad de 150 m, el cual presenta una zona de agua de mezcla donde las resistividades son menores a medida que se acerca a la posición del estero El Rancho.

Se considera que la porción más salobre de esta zona de interfase que se tiene de manera somera en el acuífero, posiblemente en respuesta a eventos extraordinarios que alteran las condiciones hidrodinámicas del agua salada en el estero y logra penetrar hacia el acuífero.

El agua subterránea muestra tanto en planta como en perfil tres zonas: a) una zona no afectada por la zona de interfase alejada de la costa, b) una zona donde existe agua subterránea salobre-salina estacionalmente afectada por incremento de sales y, c) una zona de transición que se localiza entre ambas.



VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

VII.1 CONCLUSIONES

Usando el modelo Numérico SEAWAT y de calibración PEST bajo el esquema SVD, se elaboraron los siguientes modelos:

- Modelo 1. los cuales representan condiciones hidrogeológicas actuales, con valores de extracción de agua subterránea estimados en campo.
- Modelo 2. los cuales representan condiciones hidrogeológicas similares al modelo 1, con un aumento del 100 % en comparación a los valores de extracción de agua subterránea determinados para el modelo 1.

De acuerdo a lo anterior se concluye:

1. Para los Modelos 1 y 2, tanto el acuífero superior como el inferior presentan intrusión salina en el año 2017 en las capas 1 y 2, se propone que la zona de agua subterránea de mala calidad y una muy baja resistividad, se considere como una zona de interface con una zona somera salobre y otra salina más profunda.
2. De acuerdo con los resultados las capas 3 y 4 son más vulnerables presentándose el fenómeno de upconing debido al aumento de STD en dichas capas.
3. Para el año 2025 en el Modelo 1, la isolínea de los 35 g/L STD en el acuífero superior (Capa 2) se hallará a 450 m de la línea de costa, no se observa avance significativo en comparación con el año 2017, lo que si se aprecia es la interacción de la zona de interface con la zona de agua salobre, con una concentración de 2 a 4 g/L ocasionando un avance de agua salada de 2.5 Km.
4. Para el año 2025 en el Modelo 2, la isolínea de los 2,000 a 4,000 ppm STD en el acuífero superior (Capa 2) tiene un avance de agua salada de 4 Km.
5. La resolución temporal de los periodos de estrés es pieza importante para una correcta discretización temporal a fin de describir con mejor claridad y mayor detalle la respuesta del acuífero bajo condiciones de lluvias y sequias.
6. Los parámetros hidrogeológicos que presentaron mayor sensibilidad en la modelación fueron la conductividad hidráulica horizontal y vertical y el coeficiente de almacenamiento.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



7. Los valores de recarga calculados para los modelos, sobre todo el de recarga por infiltración de agua de lluvia, presentaron mucha variación, por lo que deberán recalcularse con mayor precisión.

VII.2. RECOMENDACIONES

1. Continuar con el monitoreo piezométrico e hidrogeoquímico, al menos en periodos de dos años para dar seguimiento al comportamiento hidrodinámico del acuífero. En este sentido, se recomienda habilitar los aprovechamientos abandonados para que funcionen como piezómetros con la finalidad de mejorar la calidad de la información para simular con mayor precisión el acuífero.
2. Se recomienda actualizar la base de datos del Registro Público de Derechos de Agua (REPDA), para cancelar las concesiones que corresponden a las captaciones que se encuentran abandonadas (27% del total) con el fin de aumentar la disponibilidad de aguas.
3. Se recomienda realizar un estudio de evaluación de la hidrodinámica del estero El Rancho, principalmente para definir su relación con la zona de extracción.
4. Se recomienda simular el comportamiento del acuífero para épocas de lluvia y de sequía, con nuevos datos de explotación, conservación, almacenamiento y recuperación del agua.
5. El valor del volumen de extracción de los aprovechamientos es clave para determinar el avance de intrusión marina, por lo que deberán recalcularse con mayor precisión.



VIII. BIBLIOGRAFIA

- Alcalá, F., & Custodio, E. (2005). *Groundwater and saline intrusion*. Retrieved from https://books.google.com/books?id=wk1_ipJZTjUC&pgis=1
- Allow, K. A. (2011). The use of injection wells and a subsurface barrier in the prevention of seawater intrusion: a modelling approach. *Arabian Journal of Geosciences*, 5(5), 1151–1161. <http://doi.org/10.1007/s12517-011-0304-9>
- Anderson, Mary P., W. W. w. (1992). *Applied groundwater modeling*.
- Anderson, M. P., Woessner, W. W., & Hunt, R. J. (2015). *Applied Groundwater Modeling*. *Applied Groundwater Modeling*. <http://doi.org/10.1016/B978-0-08-091638-5.00010-9>
- Andreo, B., Vías, J., Durán, J., & Jiménez, P. (2008). Methodology for groundwater recharge assessment in carbonate aquifers: application to pilot sites in southern Spain. *Hydrogeology*. Retrieved from <http://link.springer.com/article/10.1007/s10040-008-0274-5>
- Archie, G. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the AIME*. Retrieved from <https://www.onepetro.org/journal-paper/SPE-942054-G>
- ASTM D5447-04. (2010). *Standard guide for application of a ground-water flow model to a site-specific problem*.
- AVI-CT95-73, A. (2000). Salt water intrusion management in coastal aquifers. *EC Initiative AVICENNA, European Commission*, 238–254.
- Barnett, B., Townley, L., Post, V., Evans, R., & Hunt, R. (n.d.). Developing Groundwater Modelling Guidelines for Australia. *Researchgate.net*. Retrieved from https://www.researchgate.net/profile/Randall_Hunt/publication/277711322_Developing_Groundwater_Modelling_Guidelines_for_Australia/links/5570a82c08aedcd33b28e98e.pdf
- Barrett, B., Heinson, G., Hatch, M. & Telfer, A. (2006). River sediment salt-load detection using a water-borne transient electromagnetic system. *Journal of Applied Geophysics*, 58, 29–44.
- Calvache, M. L., S?nchez-?beda, J. P., Duque, C., L?pez-Chicano, M., & de la Torre, B. (2016). Evaluation of Analytical Methods to Study Aquifer Properties with Pumping



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



- Tests in Coastal Aquifers with Numerical Modelling (Motril-Salobre? a Aquifer). *Water Resources Management*, 30(2), 559–575. <http://doi.org/10.1007/s11269-015-1177-6>
- Campana, C., & Fidelibus, M. D. (2015). Reactive-transport modelling of gypsum dissolution in a coastal karst aquifer in Puglia, southern Italy. *Hydrogeology Journal*. <http://doi.org/10.1007/s10040-015-1290-x>
- Chen, C. -S. (1999). TEM Investigations of Aquifers in the Southwest Coast of Taiwan. *Ground Water*, 37(6), 890–896.
- CJ, H. (1999). Transient well flow in vertically heterogeneous aquifers. *J Hydrol*, 225, 1–18.
- CONAGUA. (2002). *Determinación de la disponibilidad de agua en el Acuífero San José de Guaymas, Sonora*.
- Cooper Jr., H.H., Jacob, C. E. (1946). A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. *Trans. Am. Geophys. Union*, 27, 526–534.
- CV, T. (1935). The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of well using groundwater storage. *Trans Am Geophys Union*, 2, 519–524.
- Danielsen, J. E., Auken, E., Jorgensen, F., Sondergaard, V., & Sorensen, K. I. (2003). The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys. *Journal of Applied Geophysics*, 53(4), 181–198.
- de Louw, P. G. B., Vandenbohede, A., Werner, A. D., & Oude Essink, G. H. P. (2013). Natural saltwater upconing by preferential groundwater discharge through boils. *Journal of Hydrology*, 490, 74–87. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.03.025>
- Doherty, J. (2001). PEST-ASP user's manual. *Watermark Numerical Computing, Brisbane, Australia*.
- Doherty, J. (2002). Manual for PEST. *Watermark Numerical Computing, Australia*.
- Doherty, J. (2010). Addendum to the PEST Manual. *Watermark Numerical Computing, Brisbane, Australia*.
- Doherty, J., Budge, T., Deeds, N., & Station, C. (n.d.). Case study of PEST application (Good Information).



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



- Doherty, J., & Hunt, R. (2010). Approaches to highly parameterized inversion-A guide to using PEST for groundwater-model calibration. Retrieved from <https://pubs.er.usgs.gov/publication/sir20105169>
- Doherty, J., Hunt, R., & Tonkin, M. (2010). Approaches to Highly Parameterized Inversion : A Guide to Using PEST for Model-Parameter and Predictive-Uncertainty Analysis: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010 – 5211, 71.
- Dohr, G. (1981). Applied geophysics. Retrieved from <https://www.osti.gov/scitech/biblio/5903640>
- Domenico, P. A. and F. W. S. (1998). *No Physical and Chemical Hydrogeology*. New York: Wiley and Sons.
- Domenico, P., & Schwartz, i F. (1990). Physical and chemical hydrogeology. *Wiley*.
- Duque-Calvache, C., Calvache, M. L., Pedrera, A., Hódar, A., López Chicano, M., Martín Rosales, W., ... J.C., R. (2006). Characteristics of the fresh water-salt water contact in the Motril-Salobrepa aquifer (Southern Spain) using time domain electromagnetic soundings. *19th SWIM 2006 Proceedings*.
- Duque, C., Calvache, M. L., Pedrera, A., Martín-Rosales, W., & López-Chicano, M. (2008). Combined time domain electromagnetic soundings and gravimetry to determine marine intrusion in a detrital coastal aquifer (Southern Spain). *Journal of Hydrology*, 349(3–4), 536–547. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.11.031>
- Eddy-Dilek, C.A., Looney, B.B., Hoekstra, P., Harthill, N., Blohm, M., Phillips, D. R. (1997). Definition of a critical confining zone using surface geophysical methods. *Ground Water*, 35(3), 451–462.
- ESI. (2014). *Development and Calibration of the District Wide Regulation Model Version 3 for Southwest Florida Water Management District*.
- Fetter, C. W. (2001). *Applied Hydrogeology*. (Prentice Hall, Ed.) (4 Ed.).
- Fienen, M. N., Muffels, C. T., & Hunt, R. J. (2009). On constraining pilot point calibration with regularization in PEST. *Ground Water*, 47(6), 835–844. <http://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00579.x>
- Fitterman, D.V., & Stewart, M. . (1986). Transient electromagnetic sounding for groundwater. *Geophysics*, 51(4), 995–1005.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



- Fortier, D. (2015). Quantifying heat advection by groundwater flow in the active layer :
Laboratory and numerical simulations, (August).
<http://doi.org/10.13140/2.1.1225.4247>
- Foster, S. (1987). Fundamental concepts in aquifer vulnerability, pollution risk and
protection strategy. *Vulnerability of Soil and*. Retrieved from
https://scholar.google.com.mx/scholar?q=foster+1987+vulnerability&btnG=&hl=es&as_sdt=0%2C5&oq=foster+1987+vulne
- Foster, S., & Hirata, R. (1988). Determinación del riesgo de contaminación de aguas
subterráneas: una metodología basada en datos existentes. *Determinacion Del
Riesgo de Contaminacion de*. Retrieved from [http://bases.bireme.br/cgi-
bin/wxislind.exe/iah/online/?IsisScript=iah/iah.xis&src=google&base=LILACS&lang=p
&nextAction=Ink&exprSearch=86305&indexSearch=ID](http://bases.bireme.br/cgi-bin/wxislind.exe/iah/online/?IsisScript=iah/iah.xis&src=google&base=LILACS&lang=p&nextAction=Ink&exprSearch=86305&indexSearch=ID)
- Foster, S., Hirata, R., Gomes, D., D'Elia, M., & Paris, M. (2003). Protección de la calidad
del agua subterránea. Retrieved from [http://www-
wds.worldbank.org/external/default/WDSContentServer/WDSP/IB/2009/01/12/000334
955_20090112030526/Rendered/PDF/25071PUB01Spanish10BOX0334116B01PUB
LIC1.pdf](http://www-wds.worldbank.org/external/default/WDSContentServer/WDSP/IB/2009/01/12/000334955_20090112030526/Rendered/PDF/25071PUB01Spanish10BOX0334116B01PUBLIC1.pdf)
- Foyle, A., Henry, V., & Alexander, C. (2002). Mapping the threat of seawater intrusion in a
regional coastal aquifer-aquitard system in the southeastern United States.
Environmental Geology, 43(1–2), 151–159. <http://doi.org/10.1007/s00254-002-0636-6>
- Freeze, R.A., and Cherry, J. A. (1979). *Groundwater*. Prentice-Hall.
- Fresenius, W., Quentin, K. E., & Schneider, W. (Eds.). (1996). *Water Analysis: A Practical
Guide to Physico-Chemical, Chemical and Microbiological Water Examination and
Quality Assurance*.
- Gallagher, M., & Doherty, J. (2007). Parameter estimation and uncertainty analysis for a
watershed model. *Environmental Modelling & Software*. Retrieved from
<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364815206001629>
- García de Miranda, E. E. G. (1973). Modificaciones al sistema de clasificación climática de
Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana) /. Retrieved
from [http://www.sidalc.net/cgi-
bin/wxis.exe/?IsisScript=UADY.xis&method=post&formato=2&cantidad=1&expresion](http://www.sidalc.net/cgi-bin/wxis.exe/?IsisScript=UADY.xis&method=post&formato=2&cantidad=1&expresion)



Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.



=mfn=006802

- Goldman, M., & Gendler, M. (2002). Detection of fresh and brackish groundwater bodies within deep sub-aquifers and mapping freshwater/seawater interface along the coastal aquifer of Israel using geophysical (TDEM) method. *Geophys. Inst. Israel Rep. 914/210*.
- Goldman, M., Gilad, D., Ronen, A., & Melloul, A. (1991). Mapping of seawater intrusion into the coastal aquifer of Israel by the time domain electromagnetic method. *Geoexploration, 28*, 153–174.
- Goldman, M., Gilad, D., Ronen, A., & Melloul, A. J. (1990). Mapping of seawater intrusion into the coastal aquifer of Israel by the time domain electromagnetic method. *Geoexploration, 28*, 153–174. [http://doi.org/10.1016/0016-7142\(91\)90046-F](http://doi.org/10.1016/0016-7142(91)90046-F)
- Goldman, M., & Kafri, U. (2004). The use the time domain electromagnetic (TDEM) method to evaluate porosity of saline water saturated aquifers. In *18 SWIM. Cartagena 2004, Spain*. (pp. 327–340).
- Goldman, M., Kafri, U., & Yechieli, Y. (2003). Application of the TDEM method for studying groundwater salinity in different coastal aquifers in Israel. In: Lopez-Geta, J.A., De Dios Gomes, J., de la Orden, J.A., Ramos, G., Rodriguez, L., eds. Coastal aquifers intrusion technology: Mediterranean count. *The Institute of Geology and Mineralogy of Spain (IGME)*.
- Gudulas, K., Voudouris, K., & Soulios, G. (2013). Comparison of different methods to estimate actual evapotranspiration and hydrologic balance. *And Water Treatment*. Retrieved from <http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/19443994.2012.748443>
- Guerin, R., Desclotres, M., Coudrain, A., Talbi, A., & Gallaire, R. (2001). Geophysical surveys for identifying saline groundwater in the semi-arid region of the central Altiplano, Bolivia. *Hydrological Processes, 15*(17), 3287–3301.
- Guha, S. (2010). Variable-density flow models of saltwater intrusion in coastal landforms in response to climate change induced sea level rise and a chapter on time-frequency analysis. Retrieved from <http://scholarcommons.usf.edu/etd/3490/>
- Guo, H., Jiao, J. J., & Li, H. (2010). Groundwater response to tidal fluctuation in a two-zone aquifer. *Journal of Hydrology, 381*(3–4), 364–371. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.12.009>



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



- Guo, W., & Langevin, C. D. (2002a). *User's Guide to SEAWAT: A Computer Program For Simulation of Three-Dimensional Variable-Density Ground-Water Flow: Techniques of Water-Resources Investigations 6-A7*.
- Guo, W., & Langevin, C. D. (2002b). *User ' s Guide to SEAWAT: A Computer Program For Simulation of Ground-Water Flow. Techniques*.
- Halford, K. J. (1997). Effects of unsaturated zone on aquifer test analysis in a shallow-aquifer system. *Ground Water*, 35(3), 512–522.
- Hanson, R.T., and T. N. (1996). Combined use of flowmeter and time-drawdown data to estimate hydraulic conductivities in layered aquifer systems. *Ground Water*, 34(1), 84–94.
- He, X., Sonnenborg, T. O., Jørgensen, F., Høyer, a.-S., Møller, R. R., & Jensen, K. H. (2013). Analyzing the effects of geological and parameter uncertainty on prediction of groundwater head and travel time. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(8), 3245–3260. <http://doi.org/10.5194/hess-17-3245-2013>
- Hemker CJ, M. C. (1987). Unsteady flow to wells in layered and fissured aquifer systems. *J Hydrol*, 90, 231–249.
- Hersir, G., & Arnason, K. (2009). Resistivity Methods – MT, (Figure 1), 1–7.
- Hoekstra, P., Harthill, N., Blohm, M. & Phillips, D. R. (1996). Definition of a critical confining zone using surface geophysical methods. *SAGEEP 1996 Proceedings*, 387–391.
- Hubp, J. (1990). El relieve de la República Mexicana. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Retrieved from <https://dialnet.unirioja.es/download/articulo/2231883.pdf>
- IDEAS. (2009). *Consolidación del Comité Técnico de Aguas Subterráneas de San José de Guaymas (Estudio Geohidrológico en el acuífero San José de Guaymas, en el municipio de Guaymas, Sonora)*. (C. Comisión Estatal del Agua, Ed.).
- INC, E. (2003). AquiferWin32 (WinFlow) WinTran, vers. 3. *Guide to Using*.
- International, T., & Modeling, G. (1993). Chapter 5 Computer Modeling of Groundwater Flow, (Astm 1992).
- ITSON. (2008). *Consolidación del comité técnico de aguas subterráneas (COTAS) de San José De Guaymas (Estudio de evaluación geofísica e hidrogeoquímica del avance de*



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



la intrusión salina en el acuífero de San José de Guaymas, Sonora). (C. Comisión Estatal del Agua, Ed.).

Jones, N. L., Budge, T. J., Lemon, A. M., & Zundel, A. K. (2002). Generating MODFLOW grids from boundary representation solid models. *Ground Water*.

Kafri, U., & Goldman, M. (2006). Are the lower subaquifers of the Mediterranean coastal aquifer of Israel blocked to seawater intrusion? Results of a TDEM (time domain electromagnetic) study. *Isr. J. Earth Sci.*, 55, 55–68.

Kafri, U., & Goldman, M. (2006). Are the lower subaquifers of the Mediterranean coastal aquifer of Israel blocked to seawater intrusion? Results of a TDEM (time domain electromagnetic) study. *Israel Journal of Earth Sciences*, 55, 55–68.
<http://doi.org/10.1560/Q567-832K-0420-067V>

Kafri, U., Goldman, M., & Lang, B. (1997). Detection of subsurface brines, freshwater bodies and the interface configuration in between by the Time Domain Electromagnetic (TDEM) method in the Dead Sea rift, Israel. *J. Env. Geol.*, 31, 42–49.

Kafri, U., Goldman, M., Lyakhovsky, V., Scholl, C., Helwig, S., & B., T. (2007). The configuration of the fresh-saline groundwater interface within the regional Judea Group carbonate aquifer in northern Israel between the Mediterranean and the Dead Sea base levels as delineated by deep geoelectromagnetic soundings. *Journal of Hydrology*, 344(1–2), 123–134.

Kafri, U., Shalev, E., Lyakhovsky, V., Wollman, S., & Yechieli, Y. (2013). Numerical modeling of seawater intrusion into endorheic hydrological systems. *Hydrogeology Journal*, 21(5), 1001–1010. <http://doi.org/10.1007/s10040-013-0972-5>

Keith JH, Willis DW, R. P. (2006). interpretation of transmissivity estimates from single-well pumping aquifer tests. *Groundwater*, 44(3), 467–471.

Keller, G., & Frischknecht, F. (1966). Electrical methods in geophysical prospecting.
Retrieved from
<http://www.bcin.ca/Interface/openbcin.cgi?submit=submit&Chinkey=47358>

Kontar, E. A., & Ozorovich, Y. R. (2006). Geo-electromagnetic survey of the fresh/salt water interface in the coastal southeastern Sicily. *Continental Shelf Research*, 26(7), 843–851.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



- Kopsiaftis, G., Mantoglou, a., & Giannouloupoulos, P. (2009). Variable density coastal aquifer models with application to an aquifer on Thira Island. *Desalination*, 237(1–3), 65–80. <http://doi.org/10.1016/j.desal.2007.12.023>
- Langevin, C. (2009). SEAWAT: A computer program for simulation of variable-density groundwater flow and multi-species solute and heat transport. Retrieved from <https://pubs.er.usgs.gov/publication/fs20093047>
- Langevin, C., Jr, D. T., Dausman, A., & Sukop, M. (2008). SEAWAT Version 4: A computer program for simulation of multi-species solute and heat transport. Retrieved from <https://pubs.er.usgs.gov/publication/tm6A22>
- Lepper, E. & Elmore, A. C. (2005). Groundwater development in Lemoa, Guatemala. *Environmental Geology*, 48(1), 49–56.
- Lin, J., Snodsmith, J. B., Zheng, C., & Wu, J. (2009). A modeling study of seawater intrusion in Alabama Gulf Coast, USA. *Environmental Geology*, 57(1), 119–130. <http://doi.org/10.1007/s00254-008-1288-y>
- Mackie, D., Sc, M., & Scibek, J. (2012). Guidelines for Groundwater Modelling to Assess Impacts of Proposed Natural Resource Development Activities, (April).
- MacNeil, R.E., Sanford, W.E., Connor, C.B., Sandberg, S. K. & D. M. (2007). Investigation of the groundwater system at Masaya Caldera, Nicaragua, using transient electromagnetics and numerical simulation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 166(3–4), 217–232.
- Mandel, S., & Shiftan, Z. (1981). Groundwater resources (p. 269). *New York: Academic*.
- McDonald, M., & Harbaugh, A. (1988). A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. Retrieved from <https://hwbdocuments.env.nm.gov/LosAlamosNationalLabs/General/14686.PDF>
- Meju, M. A., Fenning, P. J., & Hawkins, T. R. W. (2000). Evaluation of small-loop transient electromagnetic soundings to locate the Sherwood Sandstone aquifer and confining formations at well sites in the Vale of York, England. *Journal of Applied Geophysics*, 44(2–3), 217–236.
- Melloul, A., & Aberbach, S. (1984). An evaluation of seawater intrusion in the coastal plain aquifer of Israel. Tahal Rep. No. I/84/80, Tahal Co.,. *Tel-Aviv and Hydrological*



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



Service. Jerusalem.

Melloul, A., & Bibas, M. (1991). Water quantities according to quality standards in the coastal plain aquifer of Israel, localization of areas reaching critical water quality in 1987-1992 and their consequences on the aquifer water resources management. *Sr. Hydrol. Serv. Rep. Hydro/4/1991*.

Metwaly, M., Khalil, M., Al-Sayed, E.-S. & Osman, S. (2006). A hydrogeophysical study to estimate water seepage from northwestern Lake Nasser, Egypt. *Journal of Geophysics and Engineering*, 3(1), 21–27.

Mexicano, S. (2002). Carta Geológico-Minera Guaymas, G12-2 Sonora y Baja California Sur, Esc. 1: 250,000.

Mills, T., Hoekstra, P., Blohm, M. & Evans, L. (1988). Time domain electromagnetic soundings for mapping sea-water intrusion in Monterey County, California. *Ground Water*, 26(6), 771–782.

Nick, H. M., Raouf, A., Centler, F., Thullner, M., & Regnier, P. (2013). Reactive dispersive contaminant transport in coastal aquifers: Numerical simulation of a reactive Henry problem. *Journal of Contaminant Hydrology*, 145, 90–104.
<http://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2012.12.005>

Nielsen, L., Jørgensen, & N.O. & Gelting, P. (2006). Mapping of the freshwater lens in a coastal aquifer on the Keta Barrier (Ghana) by transient electromagnetic soundings. *Journal of Applied Geophysics*, 62.

Ophori, D. U. (1998). Flow of groundwater with variable density and viscosity, Atikokan Research Area, Canada. *Hydrogeology Journal*, 6(2), 193–203.
<http://doi.org/10.1007/s100400050144>

Palacky, G. J. (1987). Resistivity characteristics of geologic targets. *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, 1, 53–129.

Park, C. (2004). Saltwater Intrusion in Coastal Aquifers, (September).

Perttu, N. (2008). *Assessment of Hydrogeological and Water Quality Parameters, Using MRS and VES in the Vientiane Basin, Laos*.

Pinder, G. F., & Celia, M. A. (2006). *Subsurface Hydrology. Subsurface Hydrology*.
<http://doi.org/10.1002/0470044209>



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



- Program, G. R. (2010). Approaches to Highly Parameterized Inversion : A Guide to Using PEST for Groundwater-Model Calibration, (August).
- Qahman, K., & Larabi, A. (2006). Evaluation and numerical modeling of seawater intrusion in the Gaza aquifer (Palestine). *Hydrogeology Journal*, 14(5), 713–728.
<http://doi.org/10.1007/s10040-005-003-2>
- R., F. C. (2002). *Groundwater Science*. Elsevier Ltd.
- Reilly, T. E., & Goodman, A. S. (1987). Analysis of saltwater upconing beneath a pumping well. *Journal of Hydrology*, 89(3–4), 169–204. [http://doi.org/10.1016/0022-1694\(87\)90179-X](http://doi.org/10.1016/0022-1694(87)90179-X)
- Richards, R.T., Troester, J.W. & Martinez, M. I. (1995). A comparison of electrical techniques used in reconnaissance of the groundwater resources under the coastal plain of the Isla de Mona, Puerto Rico. *SAGEEP 1995 Proceedings*.
- Richards, R. T., Troester, J. W., & M.I., M. (1998). An electromagnetic geophysical survey of the freshwater lens of Isla de Mona, Puerto Rico. *Journal of Cave and Karst Studies*, 60(2), 115–120.
- Roemer, G., Roemer, G., Burgers, C., & Cadle, S. (2015). Variable-Density Transport Modeling in Hypersaline Pit Lakes Variable-Density Transport Modeling in Hypersaline Pit Lakes, (August).
- Ruiz, V. (2007). Actualización del balance hídrico integral de la cuenca del río Mátape y sus acuíferos Mátape, Valle de Guaymas y San José de Guaymas, Sonora.
- Rumbaugh, J., & Rumbaugh, D. (2004). Guide to using groundwater vistas. *Environmental Simulations, Reinholds, PA, USA*.
- Salud, S. de. (1994). Norma Oficial Mexicana NOM-127-SSA1-1994: Salud ambiental.: Agua para uso y consumo humano. Límites permisibles de calidad y tratamientos a que. *Diario Oficial de La Federación DVIII*.
- Sanders, L. L. (1998). *A Manual of Field Hydrogeology*. Upper Saddle River, N.J.: Prentice Hall.
- Sharma, H.C., Chauhan, H.S., Ram, S. (1985). hydraulics of a well pumped with linearly decreasing discharge. *Hydrol. J*, 77, 281–291.
- Staff., A. (1995). Water Quality. Principles and practices of water supply operations.



**Modelación numérica de flujo y transporte
de la región costera del valle de San José de Guaymas, Sonora, México,
utilizando el programa SEAWAT.**



American Water Works Association.

TD, S. (1988). *Well testing in heterogeneous formations*. (J. W. & Sons, Ed.). New York.

Técnicas Modernas de Ingeniería, S. A. (1975). *Interpretación de datos y determinación del potencial actual del acuífero en la costa de Guaymas, Sonora*.

Telford, W., Telford, W., Geldart, L., & Sheriff, R. (1990). *Applied geophysics*. Retrieved from
<https://books.google.com.mx/books?hl=es&lr=&id=oRP5fZYjhXMC&oi=fnd&pg=PR15&dq=telford+applied+geophysics&ots=Ca3nLvZwqc&sig=NXTC41m2QjHZSQ35Qk3Iuwycad0>

Vega Granillo, R., De la O, M., & Araux Sanchez, E. (2005). *Geología Urbana y riesgos geológicos de la region de Guaymas y San Carlos, Sonora*.

Young, M.E., De Bruijn, R.G.M. & Bin Salim Al-Ismaily, A. (1998). Exploration of an alluvial aquifer in Oman by time-domain electromagnetic sounding. *Hydrogeology Journal*, 6(3), 383–393.

Young, M. E., Macumber, P. G., Watts, M. ., & Al-Toqy, N. (2004). Electromagnetic detection of deep freshwater lenses in a hyper-arid limestone terrain. *Journal of Applied Geophysics*, 5(1), 43–61.

Yuhr, L. & Benson, R. C. (1995). Saltwater intrusion: concepts for measurements and a regional characterisation for Broward County, Florida. *SAGEEP 1995 Proceedings*, 231–242.

Zayas Ayon, D. (2014). *Integración de la hidrogeoquímica del acuífero San José De Guaymas, Sonora, con énfasis en la determinación del frente de intrusión marina*. (U. de Sonora, Ed.).

Zhang, G. (2013). Type curve and numerical solutions for estimation of Transmissivity and Storage coefficient with variable discharge condition. *J. Hydrol*, 476, 345–351.