

**UNIVERSIDAD NACIONAL
JOSÉ FAUSTINO SÁNCHEZ CARRIÓN**



ESCUELA DE POSGRADO

TESIS

**PROGRAMA DE PROCESAMIENTO DE
PRUEBAS DE BOMBEO EN POZO DE AGUA
PARA ESTIMAR CARACTERÍSTICAS
HIDRÁULICAS EN ACUÍFEROS -
PROVINCIA DE HUAURA 2017**

PRESENTADO POR:

Jorge Luis, Fiestas Urbina

**PARA OPTAR EL GRADO ACADÉMICO DE MAESTRO EN ECOLOGÍA Y
GESTIÓN AMBIENTAL**

ASESOR:

Dr. Carlos Job, Fiestas Urbina

HUACHO - 2020

**PROGRAMA DE PROCESAMIENTO DE PRUEBAS DE BOMBEO
EN POZO DE AGUA PARA ESTIMAR CARACTERÍSTICAS
HIDRÁULICAS EN ACUÍFEROS - PROVINCIA DE HUAURA 2017**

Jorge Luis, Fiestas Urbina

TESIS DE MAESTRÍA

ASESOR: Dr. Carlos Job, Fiestas Urbina

**UNIVERSIDAD NACIONAL
JOSÉ FAUSTINO SÁNCHEZ CARRIÓN**

ESCUELA DE POSGRADO

MAESTRO EN ECOLOGÍA Y GESTIÓN AMBIENTAL

HUACHO

2020

The logo of the Universidad Nacional José Faustino Sánchez Carrion, Huacho, is a circular emblem. It features a central yellow sun with rays, a blue gear, and a yellow figure holding a staff. The text "UNIVERSIDAD NACIONAL JOSÉ FAUSTINO SÁNCHEZ CARRIÓN" is written in a grey arc at the top, and "HUACHO" is written in a grey arc at the bottom, separated by two dots.

DEDICATORIA

A mis padres (qepd), hermanos, y familiares por su permanente apoyo y comprensión haciendo posible la culminación de este proyecto. Estaré siempre orgulloso de cada uno de ellos y de sus personalidades. Gracias por acompañarme.

Jorge Luis, Fiestas Urbina

AGRADECIMIENTO

A la Universidad Nacional José Faustino Sánchez Carrión, lugar de mi primer trabajo profesional y que ahora me acoge en sus aulas como alumno en la Escuela de Postgrado.

A los docentes de la Escuela de Postgrado de la UNJFSC quienes transmitieron y sembraron en mí el ímpetu por el cuidado del medio ambiente y su preocupación por el cambio climático.

Con admiración y respeto, al Dr. Carlos Job Fiestas Urbina asesor, amigo y hermano, por su paciencia puesta al límite y sus sabios consejos durante la elaboración de esta tesis.

A mis maestros y maestras, a todos ellos, que ahora vienen a mi memoria por su esfuerzo y gasto desinteresado de sus días y noches en mi formación.

A la ANA en las personas del Ing. Alberto Antonio Alba Tiravanti Director de Recursos Hídricos y al Ing. Edwards Vise Figueroa, así como a la Junta de Usuarios de Riego de Huaura en la persona de su Consultor Medioambientalista Dr. Arturo Fernandez Ruiz, por su oportuno y desinteresado apoyo para completar este trabajo de investigación.

A la Eps Aguas Lima Norte en las personas del Gte. De Planeamiento y Presupuesto Mg. Guillermo Ramírez Solís e Ing. De Producción Cleiver Jaime López Romero, por su apoyo y apertura de sus oficinas para llevar a cabo búsqueda de información histórica.

Jorge Luis, Fiestas Urbina

ÍNDICE

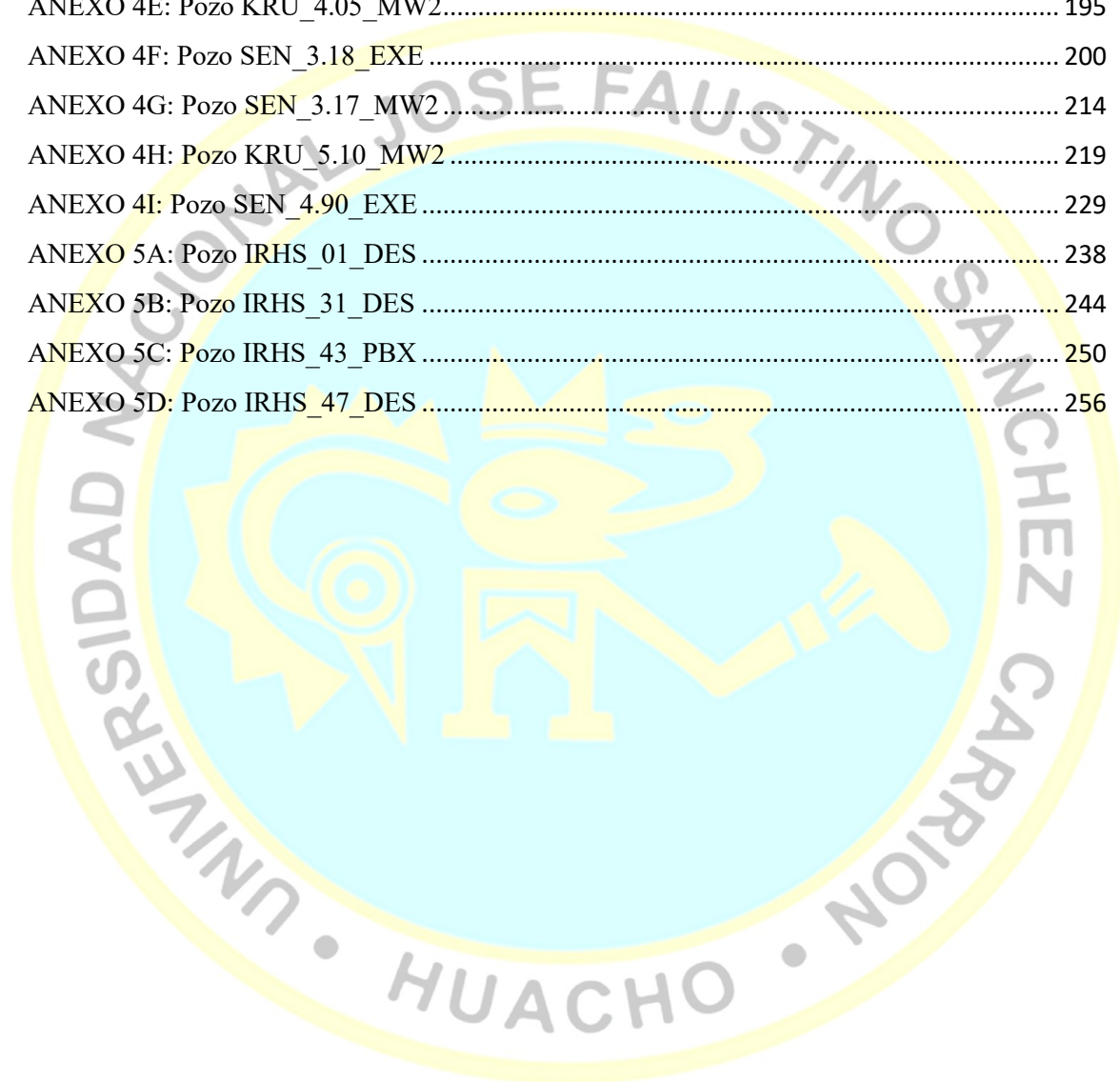
TABLA DE CONTENIDO

DEDICATORIA	I
AGRADECIMIENTO	II
ÍNDICE.....	III
INDICE DE ILUSTRACIONES.....	VII
INDICE DE TABLAS.....	XI
NOMENCLATURA	XIV
MODELOS	XVI
CAPITULO I	4
PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	4
1.1 Descripción de la realidad problemática.....	4
1.2 Formulación del problema	7
1.2.1 Problema general	7
1.2.2 Problemas específicos	7
1.3 Objetivos de la investigación.....	7
1.3.1 Objetivo General	7
1.3.2 Objetivos Específicos.....	7
1.4 Justificación	8
1.5 Delimitación del estudio.	13
1.6 Viabilidad del estudio.....	14
CAPITULO II	15
MARCO TEORICO.....	15
2.1 Antecedentes de la investigación.....	15
2.2 Investigaciones Internacionales:.....	15
2.2.1 Título de la Tesis.....	15
Raúl Alejandro Pérez Márquez.....	15
2.2.2 Título 1 -A new set of type curves Simplify Well-Test analysis (1983):.....	18
2.2.3 Título 2- Deriv, a computer program for calculating Pressure derivatives for use in hydraulic test analysis (1983).....	20
2.2.4 Título 3 –Comparison between Neuman and Jacob application for analyzing pumping test data of unconfined aquifers (2016)	21

2.2.5 Título 4 –Interpretation of transmissivity Estimates from Single-well pumping aquifer tests (2006):.....	23
2.2.6 Título 5 –Performing Pumping Test Data Analysis Applying Cooper-Jacob’s Method for estimating the aquifer parameters (2016):	24
2.2.7 Título 6 –Characterizing a Heterogeneous Aquifer by Derivative Analysis of Pumping and Recovery Test Data (2006):	25
2.3 Investigaciones Nacionales	27
2.3.1 Título 7 –Aprovechamiento de las aguas subterráneas y de drenaje de la cuenca del río Chillón	27
2.3.2 Título 8–Recursos Hídricos Subterráneos en Perú.....	28
2.3.3 Título 9 –Estudio hidrogeológico de localización y diseño de pozos para el abastecimiento de agua municipal	30
2.4 Bases teóricas:.....	31
2.4.1 Propiedades Físicas e Hidráulicas de Materiales terrestres y Aguas Subterráneas... ..	31
2.4.2 Teoría y Modelos en la Evaluación de Acuíferos.....	46
2.4.3 Obtención de las curvas típicas para diversos acuíferos.....	88
2.5 Bases Filosóficas	91
2.6 Hipótesis de investigación.....	93
2.6.1 Hipótesis general.....	93
2.6.2 Hipótesis específicas	93
2.7 Operacionalización de variables.....	95
2.7.1 Definición de variables de la hipótesis 1	95
2.7.2 Definición de variables de la hipótesis 2	95
2.7.3 Operacionalización de variables.....	96
CAPITULO III	97
3 METODOLOGIA.....	97
3.1 Diseño metodológico	97
3.1.1 Tipo de estudio.....	97
3.1.2 Estrategias para el cumplimiento de objetivos.....	97
3.2 Población y muestra.....	97
3.3 Técnicas de recolección de datos.....	97
3.4 Técnicas para el procesamiento de la información.....	98
3.5 Matriz de consistencia.....	98
CAPITULO IV	100
4 RESULTADOS	100
4.1 Secuencia de procesamiento:	101
4.2 Acuíferos Confinados	103

4.2.1 Flujo Estacionario	103
4.2.2 Flujo Transitorio	104
4.3 Acuífero Semiconfinado	104
4.3.1 Flujo Estacionario	104
4.3.2 Flujo Transitorio	105
4.4 Acuíferos No Confinados.....	106
4.4.1 Flujo Estacionario	106
4.4.2 Flujo Transitorio	106
4.5 Análisis de los Resultados.....	110
4.5.1 Confinados.....	111
4.5.2 Semi-confinados.....	113
4.5.3 No-confinados	114
4.6 Contratación de Hipótesis	115
CAPITULO V	116
5 Discusión	116
5.1 Discusión de resultados de acuíferos confinados	118
5.2 Discusión de resultados de acuíferos semi-confinados (Leaky).....	118
5.3 Discusión de resultados de acuíferos no-confinados.....	119
CAPITULO VI	120
6 Conclusiones y Recomendaciones	120
6.1 Conclusiones.....	120
6.2 Recomendaciones	121
7 FUENTES DE INFORMACION BIBLIOGRAFICA.....	124
7.1 Fuentes documentales	124
7.2 Fuentes bibliográficas	125
7.3 Fuentes hemerográficas.....	127
7.4 Fuentes electrónicas	129
7.5 Fuentes de Información Bibliográfica – APA (American Psychological Association, 6th edition)	130
8 ANEXOS	136
ANEXO 1: Valores de las Principales Constantes Hidráulicas, (Duffield, 2007)	137
ANEXO 1B: Pruebas de Pozo Provincia de Huaura.....	141
ANEXO 1C: Pruebas de Pozo de Bibliografía Especializada.....	143
ANEXO 2A : Gráficos de Diagnóstico para Tipo y Condiciones de Contorno de un Acuífero.....	148
ANEXO 2B : Gráficos de Diagnóstico – Ejemplos	150

ANEXO 3A: Diagrama de Flujo del Sistema Digital para Procesamiento de Pruebas de Bombeo de Pozos (DSPWT)	162
ANEXO 3B: Secuencia de Procesamiento del Sistema DSPWT.....	165
ANEXO 4A: Pozo SEN_3.17_MW2	172
ANEXO 4B: Pozo SEN_3.17_MW2	178
ANEXO 4C: Pozo SEN_3.18_EXE.....	182
ANEXO 4D: Pozo KRU_4.05_MW2	191
ANEXO 4E: Pozo KRU_4.05_MW2.....	195
ANEXO 4F: Pozo SEN_3.18_EXE	200
ANEXO 4G: Pozo SEN_3.17_MW2.....	214
ANEXO 4H: Pozo KRU_5.10_MW2	219
ANEXO 4I: Pozo SEN_4.90_EXE	229
ANEXO 5A: Pozo IRHS_01_DES	238
ANEXO 5B: Pozo IRHS_31_DES	244
ANEXO 5C: Pozo IRHS_43_PBX.....	250
ANEXO 5D: Pozo IRHS_47_DES	256



INDICE DE ILUSTRACIONES

Figura(1. 1) El logro del desarrollo sostenible de las aguas subterráneas a través del equilibrio de las entradas de recarga para el almacenamiento de acuíferos.....	4
Figura(1. 2) El ciclo hidrológico (SR = escorrentía superficial, E = Evaporación, ET = evapotranspiración, I = infiltración, RF = flujo de retorno, N = reposición natural).(Bear & Cheng, 2010).....	9
Figura(1. 3) El agua de mar que fluye hacia el cono de depresión formado	9
Figura(1. 4) Imágenes de la degradación extrema de la tierra durante el Dust Bowl de American Great Plains en la década de 1930. Las tierras agrícolas anteriormente productivas fueron devastadas. Condado de Cimarrón, Oklahoma, abril de 1936, Arthur Roth Stein, fotógrafo.	10
Figura(1. 5) La caída de parte de un glaciar causa olas de 4,5 metros en laguna Palcacocha, Perú. EFE/Renzo Ucelli.	11
Figura(1. 6) “Distribution of Non-Polar Arid Land,” What is a Desert?(Fraser & (USGS), 1997)	13
Figura(2. 1) A. Un volumen de roca saturada con agua. B. Después del drenaje por gravedad, se ha deshidratado 1 unidad de volumen de la roca con una disminución correspondiente del nivel de saturación, (Fetter, 2001a).	33
Figura(2. 2) Cabeza hidráulica/piezométrica.....	35
Figura(2. 3) Gradiente hidráulico/piezométrico.	36
Figura(2. 4) Diagramas de tipo de poro común (amarillo) en roca sedimentaria. Los poros primarios están presentes en sedimentos inalterados. Los poros secundarios se forman después de la depositación como resultado de los procesos de disolución y reemplazo. Los poros secundarios pueden formar la disolución de granos individuales (mohos) o pueden ser mucho más grandes que el tamaño de los granos (buggy) (Robert G. Maliva), pag.12.	39
Figura(2. 5) Sistemas de porosidad: A. Porosidad única, B. Micro fisuras, C. Doble porosidad.....	39
Figura(2. 6) Experimento de Darcy . Flujo en un medio poroso en columna inclinada.	40
Figura(2. 7) Definición de rendimiento específico.....	44
Figura(2. 8) Diagrama conceptual de los principales tipos de acuíferos y la relación de sus elevaciones potenciométrica de superficie con la capa freática. (Robert G. Maliva), pag.5.	47
Figura(2. 9) Sección transversal de un acuífero compuesto bombeado.....	48
Figura(2. 10) Datos de campo de la prueba a caudal constante del pozo SE-3.18-EXE	50
Figura(2. 11) Datos de campo del pozo SEN-3.18-EXE, en supuesto acuífero confinado	51
Figura(2. 12) Obtención de los parámetros T_a y S_a , mediante ajuste lineal de todos los datos de campo en escala semilog-x.....	52
Figura(2. 13) Obtención de los parámetros T_L y S_L , mediante ajuste lineal de todos los datos de campo tardíos en escala semilog-x.	53
Figura(2. 14) Gráfico semilogx de las funciones de pozo $W(u_{af})$ y $W(u_{at})$, vs $(1/u_{af})$, mostrando la zona de mejor ajuste.....	54
Figura(2. 15) Gráfico semilogx de las funciones de pozo $W(u_{af})$ y $W(u_{at})$, vs (u_{af}) , mostrando la zona de mejor ajuste.....	55
Figura(2. 16) Ajuste lineal de las funciones de pozo de campo y de Theis, mostrando los parámetros de ajuste.....	56
Figura(2. 17) Sección transversal de un acuífero semiconfinado conacuitardo filtrante por bombeo.(Kruseman & de Ridder).	62
Figura(2. 18) Acuífero con acuitardo filtrante por bombeo en estado estacionario	63
Figura(2. 19) Análisis de datos de la prueba de bombeo 'Dalem', con el método de Hantush-Jacob (HJ-transitorio)	66
Figura(2. 20) Datos de la función de pozo transformados a datos de campo	67
Figura(2. 21) Datos de campo ajustados según método de la linear recta de CJ para obtención de los parámetros de acuífero T , S y tiempo adimensional u_f	68
Figura(2. 22) Funciones de pozo vs (uf) , para datos de campo y	69
Figura(2. 23) Funciones de pozo vs $(1/uf)$, para datos de campo y	70

Figura(2. 24) Funciones de pozo en escala semilog-x vs (1/uf) para datos de campo y Theis. Muestra las ecuaciones usadas: CJ: Cooper Jacob, f: Campo, t: Theis, Wt: función de Theis, Wf: Función con datos de campo.	71
Figura(2. 25) Funciones de pozo vs (1/uf) para datos de campo, con las líneas de ajuste y parámetros de interpolación correspondientes.	71
Figura(2. 26) Funciones de Bessel de 2da Clase y órdenes 0 - 4. Notar la dificultad de resolver el valor de las funciones cuando el argumento (x) tiende $x \rightarrow \infty$	72
Figura(2. 27) Función de pozo para datos de pozo y modelo de Theis. Note la diferencia entre la curva de Theis y los datos de la prueba de pozo que corresponde a volumen de agua proveniente del acuitardo sobreyacente al acuífero.	74
Figura(2. 28) Sección transversal de un acuífero no confinado, no estacionario.	76
Figura(2. 29) Datos de la prueba de pozo a tasa de bombeo constante	79
Figura(2. 30) Derivada de los datos de la prueba de pozo después de interpolación spline.	79
Figura(2. 31) Datos de la prueba de pozo después del control de calidad.	80
Figura(2. 32) Ajuste lineal datos de la prueba de pozo tiempo temprano.	81
Figura(2. 33) Función de pozo tiempo temprano, datos de campo y datos ajustados linealmente.	82
Figura(2. 34) Ajuste lineal datos de la prueba de pozo tiempo tardío.	83
Figura(2. 35) Función de pozo tiempo tardío, datos de campo y datos ajustados linealmente.	84
Figura(2. 36) Tiempo-Abatimiento escala normal mostrando valores de β , β_B , β_N , y η	85
Figura(2. 37) Función de pozo vs (1/u _E), mostrando valores de S _E , S _γ , r _β , escala normal.	86
Figura(2. 38) Función de pozo vs log10(1/u _E), mostrando valores de S _E , S _γ , r _β ,	86
Figura(2. 39) Gráfico semilog-x abatimiento (m) vs tiempo(min) de una prueba de comportamiento de pozo (APT). Las características de un acuífero filtrante (Leaky) son evidentes en el gráfico por la desviación brusca de los datos hacia la derecha de la curva del modelo de Theis (línea azul), que aparece como una línea recta.	89
Figura(2. 40) Hipótesis 1.	95
Figura(2. 41) Hipótesis 2.	96
Figura(2A. 1) Gráficos de diagnóstico teórico del tipo de acuífero (confinado, no confinado, leaky) que muestran los abatimientos (s) con respecto al tiempo (t). Las curvas discontinuas son las del "acuífero confinado ideal" como se representa en el gráfico A.	148
Figura(2A. 2) Gráficos de diagnóstico teóricos de condiciones de contorno que muestran el abatimiento (s) contra el tiempo (t).	148
Figura(2A. 3) Gráficos de diagnóstico teóricos de condiciones de contorno que muestran el abatimiento (s) contra el tiempo (t). La curva discontinua es la del "acuífero confinado ideal" de la Figura(2. 13) (Kruseman & de Ridder, 2000).	149
Figura(3A. 1) Diagrama de flujo del Sistema DSPWT, mostrando los (4) módulos principales del sistema antes del módulo de optimización. Detalle del módulo 'model_aquifer_test' en siguiente diagrama.	162
Figura(3A. 2) Diagrama de flujo en detalle del módulo 'model_aquifer_test' del sistema DSPWT.	163
Figura(3A. 3) Diagrama de flujo mostrando principales modelos y ecuaciones incluidas en DSPWT.	164
Figura (4C- 1) Prueba pozo Wadi Qudaid, Arabia Saudi. Notar tiempo de duración de la prueba.	184
Figura (4C- 2) Método CJ: Parámetros T y S usa todos los tiempos. Línea recta generalizada.	185
Figura (4C- 3) Método CJ usando tiempo tardío: Parámetros T y S. Línea Recta Generalizada.	186
Figura(4C- 4) Función de Theis (W _{Theis}) (círculos-o) y	187
Figura(4C- 5) Función de Theis (W _{Theis}) (círculos-o) y función de pozo de Campo (W _{field}) (cruces+) vs (1/u _{af}). A partir del punto(19) podemos observar una muy buena similitud de la.	188
Figura(4C- 6). Vista ampliada de la Figura(4C- 5) para notar correlación	188
Figura (4C- 7) CJ-línea recta generalizada, mostrando parámetros característicos	189

Figura (4C- 8) Ajuste CJ-Línea Recta Generalizada, mostrando parámetros característicos del acuífero, datos (1-18).....	190
Figura(4D- 1) Sección transversal lito estratigráfica del sitio de prueba de bombeo 'Dalem', Países Bajos.....	191
Figura (4D- 2) Grafico Abatimiento vs distancia, prueba de pozo 'Dalem', piezómetro 5 (DD). Pozo KRU-4.05-MW2.....	193
Figura (4D- 3) Ajuste final: promediando profundidad de la criba (izquierda) y sin promediar (derecha). Usando el método de optimización se obtiene adicionalmente el valor del parámetro S.....	194
Figura(4E- 1) Sección transversal lito estratigráfica del sitio de prueba de bombeo 'Dalem', Países Bajos.....	196
Figura (4E- 2) Grafico escalas semilog-x, datos de la prueba de pozo 'Dalem' (izquierda), y datos prueba de pozo 'Dalem' del piezómetro-90m (derecha), con valores iniciales tentativos.....	197
Figura (4E- 3) Caso I: Valor final de los parámetros T, c, S, y modelo ajustado de Hantush (círculos-o) para datos de la prueba de pozo 'Dalem', piezómetro-90m (cruces-+).	198
Figura (4E- 4) Caso II: Valor final de parámetros T, S, D', K' y modelo ajustado.....	199
Figura(4F- 1) Datos de la prueba de pozo Arabian Shield Aquifer Wadi Qudaid.....	204
Figura (4F- 2) Método CJ-LRG. Grafico del ajuste lineal Abatimiento vs $\log_{10}(t)$ de todos los tiempos de la prueba de pozo. Muestra parámetros del acuífero y constantes de ajuste.....	205
Figura(4F- 3) Gráfico de la función de pozo (W) vs (uf), de la Curva tipo de Theis (naranja) y de los datos de campo adimensionales (azul) o 'puntos de Jacob'.	207
Figura (4F- 4) Gráfico de la función de pozo (W) vs (1/uf), de la Curva tipo de Theis (naranja) y de los datos de campo adimensionales (azul) o 'puntos de Jacob'.	207
Figura(4F- 5) Líneas rectas de la función de pozo tipo Theis (naranja +) y de los datos de campo (azul +) con las líneas rectas de ajuste para Theis (naranja-o) y para datos de campo (azul-o).	208
Figura(4F- 6) Función de pozo según modelo confinado ideal de Theis y función de campo, mostrando los parámetros característicos del acuífero.	213
Figura(4G- 1) Sección transversal litológica del sitio de la prueba de bombeo 'Oude Korendijk', Países Bajos.....	216
Figura (4G- 2) Grafico Abatimiento vs tiempo, 3 piezómetros (TD) + 1 piezómetro (DD), Oude Korendijk.....	217
Figura (4G- 3) Resultado del modelo de Thiem para el piezómetro-4 Oude Korendijk.....	218
Figura (4H- 1) Sección transversal lito estratigráfica del sitio de prueba de bombeo 'Vennebulten', Países Bajos (De Ridder 1966).....	220
Figura (4H- 2) Gráfico Abatimiento vs tiempo piezómetro 90m, escala normal y semilog-x.....	222
Figura (4H- 3) a.- Datos de campo, b.- Derivada de la función de abatimiento en escala normal c.- Derivada en escala loglog, d.- Derivada en escala semilogx.....	223
Figura (4H- 4) Datos tiempo temprano, mostrando parámetros de entrada.....	224
Figura (4H- 5) Datos tiempo temprano, curva ajustada mostrando parámetros optimizados.....	225
Figura (4H- 6) Datos Tiempo tardío vs Abatimiento del piezómetro a 90m. del pozo Vennebulten-The Netherlands, mostrando valores de parámetros del acuífero antes.....	226
Figura (4H- 7) Datos Abatimiento vs tiempo del piezómetro a 90m.....	227
Figura(4H- 8) Grafico mostrando los datos de la prueba de pozo con el ajuste de la función (+) con los parámetros iniciales y el ajuste (-) con los parámetros después de la optimización.	228
Figura (4I- 1) Datos de la prueba de pozo en escala normal.....	232

Figura(4I- 2) Grafico ajuste lineal tiempo temprano y cálculo de Transmisividad y almacenabilidad tempranas.	233
Figura(4I- 3) Gráfico ajuste lineal de la función de pozo tiempo temprano.	234
Figura(4I- 4) Grafico ajuste lineal tiempo temprano y cálculo de Transmisividad y almacenabilidad tardías.	235
Figura(4I- 5) Gráfico ajuste lineal de la función de pozo tiempo tardío.	235
Figura(4I- 6) Datos de la prueba de pozo y valores de los parámetros de acuífero	236
Figura (4I- 7) Función de pozo temprana (azul) y tardía (rojo) y parámetros de acuífero no confinado, escala normal.	237
Figura (4I- 8) Función de pozo temprana (azul) y tardía (rojo) y parámetros de acuífero	237
Figura (5. 1) Gráfico en escala normal del pozo IRHS-31, área Huaura,.....	118
Figura (5A- 1) a.- Remuestreo de los datos, b.- Derivada escala normal, c.- Derivada escala loglog, d.- Derivada escala semilogx.	240
Figura (5A- 2) Datos de la prueba de pozo IRHS-01-DES	241
Figura(5A- 3) Parámetros del acuífero, a.- datos de campo y b.- función de pozo, para tiempo temprano.	242
Figura (5A- 4) Parámetros del acuífero, a.- datos de campo y b.- función de pozo, para tiempo tardío	242
Figura (5A- 5) Coeficientes de Boulton y Neuman característicos del acuífero no confinado, mostrados en grafico en escala normal (a.- izquierda) y escala semilog-x (b.- derecha).....	243
Figura (5B- 1) a.- Remuestreo de los datos, b.- Derivada escala normal, c.- Derivada escala loglog, d.- Derivada escala semilogx.	246
Figura (5B- 2) Datos de la prueba de pozo IRHS-31-DES	247
Figura (5B- 3) Parámetros del acuífero, a.- datos de campo y b.- función de pozo, para tiempo temprano.	249
Figura (5B- 4) Parámetros del acuífero, a.- datos de campo y b.- función de pozo, para tiempo tardío	249
Figura (5B- 5) Coeficientes de Boulton y Neuman característicos del acuífero no confinado.	249
Figura (5C- 1) a.- Remuestreo de los datos, b.- Derivada escala normal,	252
Figura (5C- 2) Datos de camp, pozo IRHS-43-PBX.	253
Figura(5C- 3), Parámetros del acuífero, a.- datos de campo y b.- función de pozo, para tiempo temprano.	255
Figura(5C- 4) Parámetros del acuífero, a.- datos de campo y b.- función de pozo, para tiempo tardío.	255
Figura (5C- 5) Coeficientes de Boulton y Neuman característicos del acuífero no confinado.	255
Figura (5D- 1) a.- Remuestreo de los datos, b.- Derivada escala normal,	258
Figura (5D- 2), Datos de campo del pozo IRHS-47-DES, listos para etapa de QC.	259
Figura (5D- 3) Parámetros del acuífero, a.- datos de campo y b.- función de pozo,	261
Figura(5D- 4) Parámetros del acuífero, a.- datos de campo y b.- función de pozo,	261
Figura (5D- 5) Coeficientes de Boulton y Neuman característicos	261

INDICE DE TABLAS

Tabla(1. 1) Valores característicos de la Conductividad Hidráulica (K) y relación anisotrópicas (Kz/Kr) de la Conductividad Hidráulica, para litologías típicas.	137
Tabla(1. 2) Valores característicos de la Almacenabilidad (S), Compresibilidad () y.....	138
Tabla(1. 3) Valores característicos de la Rendimiento Específico (Sy) y Porosidad para algunas litologías típicas.....	139
Tabla(1. 4) Valores característicos de Conductividad Hidráulica (K) en litologías sedimentarias consolidadas y no consolidadas.	140
Tabla(1. 5) Clasificación del Pozo según su Capacidad Específica.....	140
Tabla(1. 6) Diferencia entre porosidad eficaz (specific yield) y coeficiente de almacenamiento	140
Tabla(1B. 1) Datos de campo de las Pruebas de Bombeo para los Pozos IRHS-01, 31, 43 y 47.	141
Tabla(2. 1) Propiedades físicas importantes de suelos y rocas.	38
Tabla(2. 2) Rangos de porosidad (n) en porcentajes.....	38
Tabla(2. 3) Clasificación de valores de Transmisividad según Krasny J (1993).....	42
Tabla(2. 4) Clasificación de la Variación de la Transmisividad según Krasny.	42
Tabla(2. 5) Procesamiento Computarizado de Pruebas de Pozos en la estimación de parámetros del acuífero.	96
Tabla(2B. 1) Tabla de bombeo, acuífero Ébora (Sur de Portugal).	155
Tabla(2B. 2) Prueba de pozo en acuífero confinado, usado por Fetter en Tabla 5.1.	155
Tabla(3. 1) Matriz de consistencia para el Procesamiento Computarizado de Pozos.....	99
Tabla(4. 1) Valores del parámetro de Transmisividad según modelo de acuífero de Thiem, para el pozo SEN_3.27_MW2, según Kruseman y DSPWT.	103
Tabla (4. 2) Valores de los parámetros de Transmisividad y Almacenabilidad según modelo de Theis, para el pozo SEN_3.17_MW2, según Kruseman, Theis, Chow, Liu y DSPWT	104
Tabla (4. 3) Valores de los parámetros de Transmisividad y Almacenabilidad según modelo Cooper Jacob de Línea Recta Generalizada (LRG), para el pozo SEN_3.18_EXE, según Sen y DSPWT.	104
Tabla (4. 4) Valores de los parámetros de Transmisividad, Resistencia hidráulica y Almacenabilidad según modelo de De Glee, para el pozo KRU_4.05_MW2, según Kruseman, Holzbecher y DSPWT.	105
Tabla (4. 5) Valores de los parámetros de Transmisividad, Resistencia hidráulica, Almacenabilidad, Rendimiento específico y Conductividad según modelo de Hantush, para el pozo KRU_4.05_MW2, según Kruseman y DSPWT.	105
Tabla(4. 6) Valores de los parámetros de Transmisividad, Almacenabilidad, Razón de Almacenabilidad y Factor de Leaky (Factor de filtración), según modelo de C-JLRG, para el pozo SEN_3.18_EXE, según Sen y DSPWT.	106
Tabla (4. 7) Valores de los parámetros de Transmisividad, Conductividad y espesor de acuífero, según modelo de Thiem-Dupuit, para el pozo SEN_3.17_MW2, según Kruseman y DSPWT.....	106
Tabla (4. 8) Valores de los parámetros de Transmisividad, Almacenabilidad, Rendimiento específico, Conductividad, Factor drenaje, Razón almacenamiento, según modelo Neuman, para pozo KRU_5.10_MW2, según Kruseman y DSPWT.....	107

Tabla (4. 9) Valores de los parámetros de Transmisividad, Almacenabilidad, Rendimiento específico, Conductividad, Factor drenaje, índice de Retraso de Boulton, Param. de Neuman, Coef. De almacenabilidad, según modelo Boulton, para pozo IRHS_01_DES, según Informe técnico ANA y DSPWT.....	108
Tabla (4. 10) Valores de los parámetros de Transmisividad, Almacenabilidad, Rendimiento específico, Conductividad, Factor drenaje, índice de Retraso de Boulton, Param. Neuman, Coef. De almacenabilidad, según modelo Boulton, para pozo IRHS_43_DES, según Informe técnico ANA y DSPWT.....	109
Tabla(4. 11) Valores de los parámetros de Transmisividad, Almacenabilidad, Rendimiento específico, Conductividad, Factor drenaje, índice de Retraso de Boulton, Param. Neuman, Coef. De almacenabilidad, según modelo Boulton, para pozo IRHS_47_DES, según Informe técnico ANA y DSPWT.....	110
Tabla(4. 12) Potencialidad del acuífero según el rango de valores de la Transmisividad (T).	110
Tabla(4. 13) Clasificación de la calidad del pozo según su capacidad específica.	111
Tabla(4. 14) Comparación de la Aplicación DSPWT del modelo de Theis	111
Tabla(4. 15) Comparación de la Aplicación DSPWT del modelo de CJ-LR	112
Tabla(4. 16) Comparación de la Aplicación DSPWT (ajuste derivativo)	112
Tabla(4. 17) Comparación de la Aplicación DSPWT del modelo de CJ-LRG.....	113
Tabla(4. 18) Comparación de la Aplicación DSPWT (método derivativo) del modelo de	114
Tabla(4. 19) Comparación de la Aplicación DSPWT modelo de Neuman	114
Tabla(4C. 1) Resultados de la prueba de pozo SEN-3.18-EXE, por el método de Cooper-Jacob (CJ)...	185
Tabla(4C. 2) Método de Cooper-Jacob (CJ), Resultados de la prueba de pozo SEN-3.18-EXE, tiempo tardío.....	186
Tabla(4C. 3) Parámetros característicos del acuífero, pozo SEN-3.18-EXE,.....	189
Tabla(4C. 4) Parámetros característicos del acuífero, pozo SEN-3.18-EXE,.....	189
Tabla(4D. 1) Distancia abatimiento de los piezómetros de la prueba pozo Dalem.	192
Tabla(4F. 1) Parámetros característicos del acuífero	204
Tabla(4F. 2) Valores de campo de abatimiento y tiempo de la prueba de pozo, y sus correspondientes valores del tiempo adimensional (uf), (1/uf) y las funciones de pozo de campo (Wf) y del modelo de Theis (Wt).....	206
Tabla(4F. 3) Constantes de ajuste lineal de la función de campo (Wf) y Parámetros del acuífero y de la prueba de pozo.....	209
Tabla(4F. 4) Parámetros del acuífero y constantes de ajuste lineal de la ecuación ideal de Theis.....	209
Tabla(4F. 5)	212
Tabla(4I. 1) Parámetros característicos del reservorio no confinado para tiempo temprano, tardío y rendimiento diferido.	236
Tabla(5A. 1) Parámetros del acuífero (no-confinado, flujo transitorio) para tiempo temprano y tardío según modelo de Boulton,	242
Tabla(5B. 1) Parámetros del acuífero (no-confinado, flujo transitorio) para tiempo temprano y tardío según modelo de Boulton,	248
Tabla(5C. 1) Parámetros del acuífero (no-confinado, flujo transitorio) para tiempo temprano y tardío según modelo de Boulton,	254

Tabla(5D. 1) Parámetros del acuífero (no-confinado, flujo transitorio) para tiempo temprano y tardío según modelo de Boulton,260



NOMENCLATURA

A	Área de la sección transversal, [L ²]
α	Factor de formación ó Geometría de bloques,
α, β	Compresibilidad de la matriz y del fluido, $(dV_T/V)/d\sigma_e$, [m ² /N], [Pa ⁻¹]
δ	Masa, [kg]. Masa de un volumen unitario es la densidad (ρ).
c	Resistencia hidráulica vertical, [d]
D	Espesor saturado del acuífero, [L]
Δ	Gradiente o incremento de una magnitud, [-]
E _p	Energía potencial, (= δgz), [J], [kg.m ² .s ⁻²]
η	Razón de almacenabilidad, [-]
h	Cabezal hudráulico, (= $z + \psi$); [L]
h _i	Altura, elevación en el punto (i), [L]
K	Conductividad hidráulica (permeabilidad), [L/d]
K ₀	Función modificada de Bessel segunada clase, orden cero.
K ₁	Función modificada de Bessel segunda clase, orden uno.
K _f	Conductividad hidráulica – se refiere a la fractura, [L/d]
K _m	Conductividad hidráulica – se refiere a la matriz, [L/d]
k	Permeabilidad intrínseca, [m ²], (1 darcy=9.86923.10 ⁻¹³ m ²)
L	Factor de fuga, factor de filtración, (= $\sqrt{KDc} \rightarrow c = L^2/KD$); [L]
λ	Coefficiente de flujo de interporosidad, (= $\alpha r^2 K_m/K_f$), [L ⁻²]
n	Porosidad, [-]
Nr	Número de Reynolds, (= $\rho vd/\mu$; d = diámetro medio de grano), [-]
n _t , m _t	Porosidad total, (= V_v/V_T), [-].
ψ	Cabeza de presión, [L]
γ	Peso específico, (= $\rho \cdot g = kg \cdot g/m^3$), [N/m ³]
γ_w	Peso específico del agua, (9,810. N/m ³)[N/m ³]
μ	Viscosidad del fluido, [Pa.s], [N/m ²],
I, i	gradiente hidráulico, (= $\Delta h/l$), [-]
z	Cabeza piezométrica, [L]
g, g	Aceleración de la gravedad, [L.s ⁻²]

σ	Tensión superficial, [N.m ⁻¹], [J.m ⁻²]
r_c	Radio capilar, [L]
ρ	Densidad del fluido, [Kg/m ³]
ϕ	Contenido de humedad, ($= V_w/V_T$), [-]
v_a	Velocidad real de flujo, ($= q/n = Q/nA$), [m.s ⁻¹]
V_T	Volumen unitario total, [L ³]
V_S	Volúmen de la porción sólida, [L ³]
V_V	Volúmen de la porción vacía, [L ³]
V_g	Volúmen de agua drenada por gravedad, [L ³]
V_w	Volumen de agua contenido en la muestra, [L ³]
V_t	Volumen total de la muestra, [L ³]
V_p	Volúmen de agua liberado por descompresión del acuífero, [L ³]
V_{sp}	Volúmen por variación vertical de superficie piezométrica, [L ³]
W_w	Peso de agua contenido en la muestra, [kg.L/s ²]
W_t	Peso total de la muestra, [kg.L/s ²]
p	Presión, [kg.m.s ⁻² /L ²]
Q	Caudal de bombeo de un fluido, [L ³ /d]
q	Descarga específica, ($=Q/L^2$), [L/d]
r	Distancia radial pozo - piezómetro, [L]
r_w	Radio del pozo de bombeo, [L]
S	Coefficiente de almacenamiento, Almacenabilidad ($=V_p/V_{sp}$), [-]
S_s	Almacenamiento específico, ($=S/D$), $S_s = g\rho(\alpha + n\beta)$, [-]
S_γ	Rendimiento específico (specific yield, porosidad eficaz), ($=V_g/V_T$)
s_{m1}, s_{m2}	Abatimiento estacionario en piezómetros 1 y 2, [L]
s_{mw}	Abatimiento estacionario en el pozo de bombeo, [L],
T	Transmisividad ($= K.D$), [L ² /d]
Φ	Potencial hidráulico, Energía total por unidad de masa (h.g), [L ² /s ²]
$\int x dx, \int_a^b x dx$	Integral indefinida, Integral definida,
$W(u)$	Función de pozo,

MODELOS

ACUÍFERO CONFINADO

$$\text{Ec. Thiem: } Q = \frac{2\pi KD (h_2 - h_1)}{\ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right)} = \frac{2\pi KD (s_{m1} - h_{m2})}{2.30 \log\left(\frac{r_2}{r_1}\right)} ;$$

$$\text{Ec. Theis: } s = \frac{Q}{2\pi KD} \int_u^\infty \frac{e^{-y}}{y} dy = \frac{Q}{4\pi KD} W(u) ;$$

ACUÍFERO FILTRANTE (LEAKY)

$$\text{Ec. De Glee: } s_m = \frac{Q}{4\pi KD} K_0\left(\frac{r}{L}\right) ;$$

$$\text{Ec. H.J.: } s_m \approx \frac{2.3 Q}{2\pi KD} \left(\log 1.12 \frac{L}{r}\right) ; \text{ (H.J.: Hantush-Jacob)}$$

$$\text{Ec. Walton: } s = \frac{Q}{4\pi KD} \int_u^\infty \frac{e^{(-y - r^2/4L^2 y)}}{y} dy = \frac{Q}{4\pi KD} W\left(u, \frac{r}{L}\right) ; L \rightarrow \infty, s \approx \frac{Q}{4\pi KD} W(u) ;$$

$$\text{Ec. Hantush: } s = \frac{Q}{4\pi KD} W(u, \beta) ; \beta = \frac{r}{4} \sqrt{\frac{K'/D'}{KD}} \frac{s'}{s} ; W(u, \beta) = \int_u^\infty \frac{e^{-y}}{y} \operatorname{erfc} \frac{\beta \sqrt{y}}{\sqrt{y(y-u)}} dy$$

ACUÍFERO NO CONFINADO

$$\text{Ec. Thiem-Dupuit: } Q = \frac{2\pi KD (s'_{m1} - s'_{m2})}{\ln(r_2/r_1)} ; \text{ Abatimiento corregido } = s' = \frac{s - s^2}{2D} ;$$

$$\text{Ec. Neuman: } s = \frac{Q}{4\pi KD} W(u_A, u_B, \beta) ; u_A = \frac{r^2 S_A}{4KDt} ; u_B = \frac{r^2 S_Y}{4KDt} ; \beta = \frac{r^2 K_v}{D^2 K_h} ;$$

RESUMEN

Este estudio es una propuesta a la necesidad de desarrollar tecnologías propias en el ámbito de aguas subterráneas con miras a la ampliación de los resultados aquí obtenidos para abarcar no solo la explotación de acuíferos sino también la prospección de aguas subterráneas con métodos geofísicos.

Objetivo: Desarrollar un programa de cómputo para procesamiento de pruebas de bombeo de pozos para estimar las características hidráulicas de *acuíferos confinados* y *no confinados* en la provincia de Huaura-2017.

Métodos: El presente estudio de Investigación se realizó según un *Diseño No Experimental*, dado que se basará en el uso de datos históricos de la Provincia de Huaura, sin embargo para cumplir con nuestros objetivos, la puesta a punto de algoritmos y programas necesitó usar datos de pruebas de pozos mencionados en la bibliografía técnica y de datos de campo de pruebas de cinco pozos reales en la zona de la provincia de Huaura.

Resultados: El análisis del problema llevó al desarrollo de un conjunto de programas que se han agrupado en un sistema de procesamiento de pruebas de pozos de agua que soluciona la caracterización de modelos de acuíferos confinados y no confinados para etapas de flujo transitorio y estacionario. Los acuíferos semiconfinados fueron analizados como un subconjunto de los acuíferos no confinados, con parámetros variando en un rango entre el confinamiento al no confinamiento.

Estos algoritmos, programas, rutinas y subrutinas se han agrupado en una secuencia de procesamiento que hemos llamado 'Sistema Digital para Procesamiento de Pruebas de Bombeo de Pozos' (DSPWT).

Palabras clave: Acuífero, modelo, prueba de pozo, flujo de fluidos, medios porosos, DSPWT.



SUMMARY

This study is a proposal to the need to develop our own technologies in the field of groundwater with a view to expanding the results obtained here to cover not only the exploitation of aquifers but also the prospecting of groundwater with geophysical methods.

Objective: Develop a computer program for processing well pumping tests to estimate the hydraulic characteristics of confined and unconfined aquifers in the province of Huaura-2017.

Methods: The present Research study was carried out according to a Non-Experimental Design, since it will be based on the use of historical data of the Province of Huaura, however, in order to meet our objectives, the development of algorithms and programs needed to use data of tests of wells referenced in technical bibliography and of field data of tests of five real wells in the area of the province of Huaura.

Results: The analysis of the problem led to the development of a set of programs that have been grouped in a water well test processing system that solves the characterization of confined and unconfined aquifer models for transitional and stationary flow stages. Semi-confined aquifers were analyzed as a subset of unconfined aquifers, with parameters varying in a range between confinement and non-confinement. These algorithms, programs, routines and subroutines have been grouped into a processing sequence that we have called 'Digital System for Processing Well pumping Test' (DSPWT).

Keywords: Aquifer, model, well test, fluid flow, porous media, DSPWT.

INTRODUCCIÓN

El agua, de una forma u otra, se encuentra en todo nuestro planeta y se encuentra desde la superficie hasta profundidades de miles de metros dentro de la corteza rocosa. El agua ha existido desde los primeros días de la Tierra, tiene una historia de alrededor de 4 mil millones de años.

Como el agua líquida en grandes cantidades es absolutamente exclusiva de la Tierra, también lo son los resultados y los productos de los procesos geológicos relacionados con el agua. Si la Tierra es para nosotros un hogar amigable, es gracias a todo lo que el agua ha creado. (E.Mazor, pág. 2).

Casi 1600 millones de personas viven en países que sufren escasez de agua y la cifra podría aumentar exponencialmente y duplicarse en las próximas dos décadas. A medida que disminuye el potencial para encontrar nuevas fuentes de agua el uso sustentable de este recurso se hace más importante para satisfacer no solo la demanda futura sino la actual deficiencia. Los organismos mundiales dedican mucho esfuerzo y dinero para asegurar el recurso promoviendo el uso eficiente incluido por supuesto las prácticas agrícolas, (Bandyopadhyay, Shyamsundar, & Xei, 2007).

Debemos ver los recursos hídricos no solo como los necesarios directamente para la vida sino también como insumo para la producción de bienes y servicios, factor importante para el incremento del PBI y crecimiento de los países. Estudios recientes han concluido que para la mitad de siglo, la tasa de crecimiento económico disminuirá 5% del PBI generadas por la escasez de agua en varios sectores de la economía, (Bandyopadhyay et al., 2007).

Está demás decir que el cambio climático impactará negativamente muchas regiones del planeta incrementando la escasez de agua especialmente en los más pobres y menos desarrollados y con menos disponibilidad de tecnologías modernas.

El grupo de alto nivel sobre el agua de las ONU promueve medidas para acelerar la implementación del Objetivo de Desarrollo Sostenible-6 (ODS-6) para garantizar la disponibilidad y gestión sostenible del agua, (ONU, Global, & U.N., 2016).

El agua subterránea es el agua presente debajo de la superficie de la Tierra en los poros del suelo y en las fracturas de las formaciones rocosas. Una unidad de roca o un depósito no consolidado se llama acuífero cuando puede producir un volumen de agua utilizable. La profundidad a la que los espacios porosos del suelo o las fracturas y huecos en la roca se saturan completamente con agua se llama capa freática. El agua subterránea se recarga y finalmente fluye a la superficie de forma natural; La descarga natural a menudo ocurre en manantiales y filtraciones, y puede formar oasis o humedales. El agua subterránea se extrae a menudo para uso agrícola, municipal e industrial mediante la construcción y operación de pozos de extracción. El estudio de la ubicación y movimiento del agua en el subsuelo es la hidrogeología, también llamada hidrología del agua subterránea y últimamente debido a la urgencia por encontrarla y definir con precisión los límites de acuíferos la geofísica hidrológica. La hidrogeología como ciencia del subsuelo puede resumir su objetivo a perforar pozos rentables y usa herramientas y tecnologías avanzadas para la exploración, explotación y distribución del agua que podemos resumirlas en: Interpretación basada en reglas, Minería de datos (usando análisis), Modelado e inversión.

En Estados Unidos, el agua subterránea es el origen de alrededor del 40 por ciento del agua utilizada para todos los fines (excepto la generación de energía hidroeléctrica y el enfriamiento de las centrales eléctricas), el agua subterránea es el agua potable para

más del 50 por ciento de la población, el 40 por ciento del agua utilizada para la irrigación y proporciona más del 25 por ciento de las necesidades de la industria, (Jensen, McIntosh, Ferguson, & Perrone, 2018).

En algunas áreas, sin embargo, el uso abusivo de este recurso básico se ha traducido en escasez de agua, agotamiento de las aguas de escorrentía, subsidencia del terreno, contaminación salina, aumento del coste de bombeo y contaminación del agua subterránea. Nuestra capacidad para manejar con eficacia y eficiencia las aguas subterráneas se ve obstaculizada por las grandes lagunas en nuestro conocimiento del recurso de las aguas subterráneas.

El presente trabajo tiene como objetivo elaborar un programa de cómputo que nos permitan, a partir de modelos físico-matemáticos del movimiento del flujo de agua en el subsuelo y de las pruebas de bombeo efectuadas en pozos de agua, caracterizar acuíferos evaluando los parámetros fundamentales necesarios para su óptima explotación haciendo uso del estado del arte de herramientas y tecnologías que faciliten su gerenciamiento.

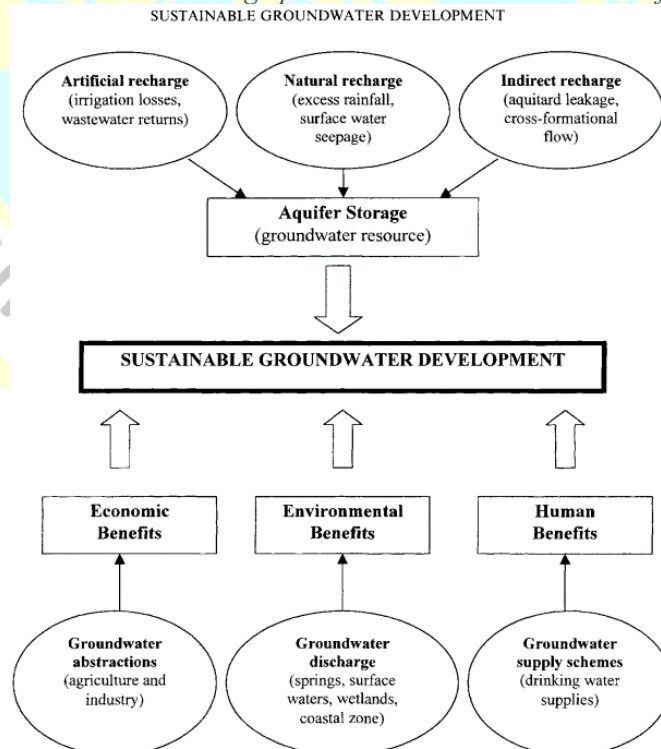
CAPITULO I

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

1.1 DESCRIPCIÓN DE LA REALIDAD PROBLEMÁTICA.

Debemos aceptar que muchos de los acontecimientos y progresos en la historia humana eran no-sostenibles y analizarlos como causantes de los desastres ambientales o como principales propiciadores del progreso humano. La sostenibilidad no debe ser vista como un fin en sí misma puesto que la mayoría de los avances humanos no han sido sostenibles en el largo plazo; más bien, la humanidad ha avanzado a una serie de desarrollos insostenibles (Price, 2002), pág. 76. La adopción del concepto de *Gestión Integrada de Recursos Hídricos* (GIRH) requerirá una mayor comprensión de la interacción río-acuífero teniendo en consideración las ideas actuales y metodologías para evaluar los efectos de su absorción desde las corrientes fluviales superficiales.

Figura(1. 1) El logro del desarrollo sostenible de las aguas subterráneas a través del equilibrio de las entradas de recarga para el almacenamiento de acuíferos.



Nota. 1. (Hiscock, Rivett, & Davison, 2002).

La GIRH es un proceso que promueve el desarrollo y gestión integrada y coordinada del agua, la tierra y los recursos asociados, para maximizar el bienestar económico y social de manera equitativa sin comprometer la sostenibilidad de ecosistemas vitales. El logro del desarrollo sostenible de las aguas subterráneas se logrará en la medida que logremos un equilibrio entre la abstracción del recurso hídrico y su recarga. Figura(1. 1). En la región de la Costa, el Perú tiene presencia de algunos ríos producto de lluvias estacionales y del deshielo de los glaciares andinos, que debido al cambio climático global están retrayéndose con velocidad alarmante, previéndose en el mediano plazo su desaparición dejando sin recursos hídricos a los más ricos valles y los ríos más caudalosos de la costa peruana. Problemas de escasez de lluvias, y disminución del volumen glacial están ocurriendo no solo en Perú –lo que nos lleva a pensar definitivamente que es un problema globalizado- sino también en otras regiones de la costa del Pacífico como los glaciares de las Montañas Rocallosas y que han ocasionado una de las mayores sequías y elevación de temperatura de las que se tenga registro en el estado de los Ángeles-USA, estado que es considerado la despensa agrícola de ese país, obligando a la industria agrícola a usar aguas subterráneas, provenientes de reservorios que afortunadamente tienen disponibles, prospectados, estudiados y caracterizados con antelación a lo largo de muchas décadas, como parte de su estrategia de defensa nacional. Países en desarrollo como el Perú han descuidado la elaboración de mapas regionales y nacional de aguas subterráneas como si lo tienen otros más desarrollados, por tal motivo *se propone como un plan piloto, el uso de Métodos Derivativos en La Interpretación y Evaluación de Pozos de Agua Subterránea como una herramienta moderna de ayuda en la caracterización dinámica de acuíferos en el área de la provincia de Huaura*, con miras a la generación de un proyecto nacional multidisciplinario que supla nuestras actuales y futuras falencias de aguas superficiales en épocas de sequía, emergencia o la retracción

de los glaciares andinos previstos a corto plazo como resultado del cambio climático globalizado.

La caracterización dinámica detecta los elementos y evalúa los parámetros que afectan el comportamiento de un acuífero y determina cómo los fluidos se mueven en el subsuelo bajo condiciones de explotación. *Este proceso se realiza analizando información adquirida bajo condiciones de flujo* (dinámicas) en el medio, tal como *información de producción, presión, trazadores, flujo, etc.* Por supuesto que siendo un método indirecto de obtención de los parámetros representativos, existe un lógico problema de no-unicidad en los resultados que puede solucionarse combinando información de varias fuentes o métodos.

Los resultados de este proceso constituyen un valioso apoyo en la solución de problemas de la gestión de la exploración y explotación hídrica.

Tenemos conocimiento que las compañías de petróleo por su ingente disponibilidad de recursos aplican diferentes métodos en la caracterización de reservorios o yacimientos. Uno de estos métodos les permite interpretar la información de presión vs tiempo proveniente de las pruebas de pozos mediante análisis derivativos. La derivada de la curva de presión con respecto al tiempo permite identificar las geometrías de flujo presentes durante la prueba, que paralelamente al uso de gráficos característicos especializados para cada régimen, nos dan la posibilidad de calcular e interpretar por métodos comparativos los parámetros característicos en la función representativa del flujo de los fluidos entre el yacimiento y el pozo. *Se propone usar estos mismos métodos en similares condiciones con la finalidad de obtener datos de los parámetros representativos que nos permitan usarlos posteriormente en la caracterización dinámica de acuíferos en la provincia de Huaura.*

1.2 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

1.2.1 PROBLEMA GENERAL

¿En qué medida un programa de cómputo para procesamiento de pruebas de bombeo en pozos podrá estimar las características Hidráulicas de acuíferos en la provincia de Huaura, 2017?

1.2.2 PROBLEMAS ESPECÍFICOS

¿Podremos desarrollar un programa para procesamiento de pruebas de bombeo en pozos (podrá) para estimar las características Hidráulicas de *acuíferos confinados* en la provincia de Huaura, 2017?

¿Será posible desarrollar un programa para procesamiento de pruebas de bombeo en pozos (podrá) para estimar las características hidráulicas de *acuíferos no-confinados* en la provincia de Huaura-2017?

1.3 OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN

1.3.1 OBJETIVO GENERAL

Desarrollar un programa de cómputo para procesamiento de pruebas de bombeo de pozos para estimar las características hidráulicas de *acuíferos confinados* y *no confinados* en la provincia de Huaura-2017.

1.3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Desarrollar un programa para procesamiento de pruebas de bombeo para la estimación de las características hidráulicas de *acuíferos confinados* en la provincia de Huaura-2017.

Desarrollar un programa para procesamiento de pruebas de bombeo para la estimación de las características hidráulicas de *acuíferos no confinados* en la provincia de Huaura-2017.

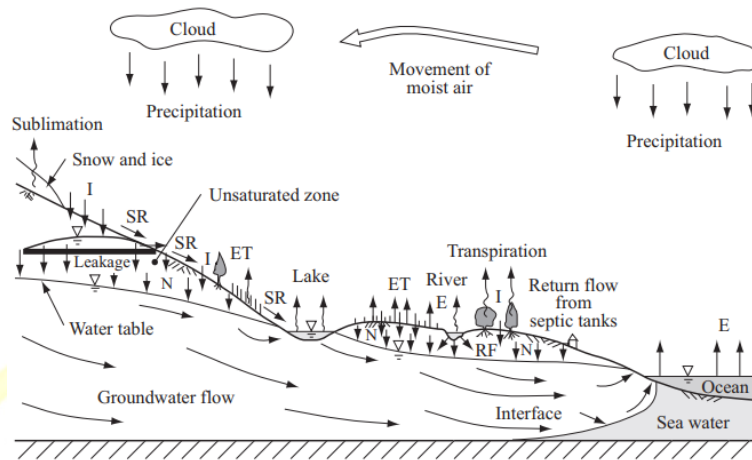
1.4 JUSTIFICACIÓN

El concepto de "Cambio Climático" (implicando fundamentalmente al calentamiento global por gases de efecto invernadero) ha estado con nosotros durante más de tres décadas. No pasa un día sin una nueva historia sobre el cambio climático, y a menudo las pruebas y las hipótesis ofrecidas son inciertas y a veces contradictorias. Esto sugiere que todavía hay mucho por aprender acerca de las causas, la magnitud y la persistencia de los procesos que están sucediendo; sin embargo, a pesar de todas las incertidumbres, la realidad del calentamiento global ya no se cuestiona.

El calentamiento global tendrá un *impacto en el ciclo hidrológico*, Figura(1. 2) y hay evidencia suficiente, competente y pertinente de que esto ya está ocurriendo, con muchos países enfrentando sequías más frecuentes que en el pasado, mientras que las lluvias y las inundaciones se han intensificado en muchas áreas del Planeta y estas van en aumento.

El cambio climático afectará directamente la recarga de las aguas subterráneas, el calendario de los eventos de recarga, el almacenamiento en los acuíferos, la calidad del agua subterránea y la interfaz agua dulce / agua de mar.

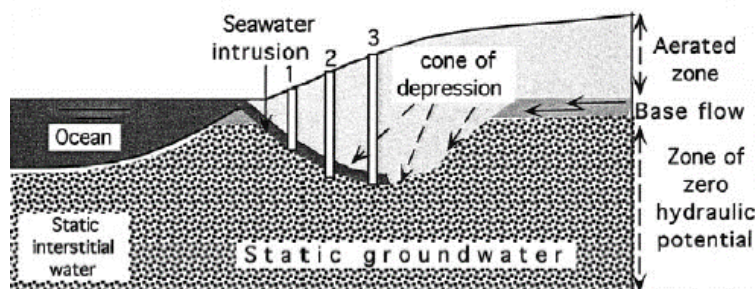
Figura(1. 2) El ciclo hidrológico (SR = escorrentía superficial, E = Evaporación, ET = evapotranspiración, I = infiltración, RF = flujo de retorno, N = reposición natural). (Bear & Cheng, 2010).



Nota. 2. (Bear & Cheng, 2010), pág.2.

El aumento del nivel de los océanos hace algunos pocos años puesto en cuestionamiento es ahora una realidad y somos testigos de cómo importantes ciudades del Orbe están destinando ingentes cantidades de dinero para enfrentar ya no una hipótesis sino una realidad: “el nivel del agua oceánica está aumentando y reclamando nuevos límites no solo en superficie sino también, como es obvio, en el subsuelo”. La superficie de interface entre agua dulce y salada subterráneas obviamente sufrirá cambios bruscos llegando a degradar dramáticamente la disponibilidad y calidad de agua para consumo humano y agrícola principalmente. Figura(1. 3).

Figura(1. 3) El agua de mar que fluye hacia el cono de depresión formado por sobre bombeo en la capa freática.



Nota. 3 (Mazor, 2004), pág. 26.

Estos impactos son de suma importancia y gravedad por muchas razones, entre otras porque el agua subterránea es y será la principal solución a la escasez de agua durante las sequías y en las zonas permanentemente áridas o semiáridas. Por lo tanto, es imperativo establecer planes racionales para su manejo y conservación.

El desarrollo sostenible de aguas subterráneas es actualmente un problema ambiental y social clave con proyecciones críticas para el futuro inmediato.

Frente a los problemas críticos que los estados deben encarar en relación al cambio climático, el de las sequías es uno de los más alarmantes por su creciente persistencia impactando frontalmente grandes áreas de territorio agrícola las que se ven enfrentadas a una posible desertificación **Figura(1. 4)**, por la escasez o falta total de aguas superficiales por la ausencia de lluvias durante temporadas cada vez más prolongadas y el retraimiento de glaciares, **Figura(1. 5)**. El estimado anual de la disponibilidad de agua por persona en 2025 dice es probable que al menos el 40% de los 7,200 millones de personas de todo el mundo se enfrente a graves problemas con la obtención de agua dulce para la agricultura, la industria o el consumo y salud humanas. (Gleick, 2001)

Figura(1. 4) Imágenes de la degradación extrema de la tierra durante el Dust Bowl de American Great Plains en la década de 1930. Las tierras agrícolas anteriormente productivas fueron devastadas. Condado de Cimarrón, Oklahoma, abril de 1936, Arthur Roth Stein, fotógrafo.



Nota. 4. Biblioteca Congreso de los EU, citado por (R. G. Maliva & Missimer, 2012),pág. 35.

Figura(1. 5) La caída de parte de un glaciar causa olas de 4,5 metros en laguna Palcacocha, Perú. EFE/Renzo Ucelli.



Nota. 5. (Ucelli, 2019)

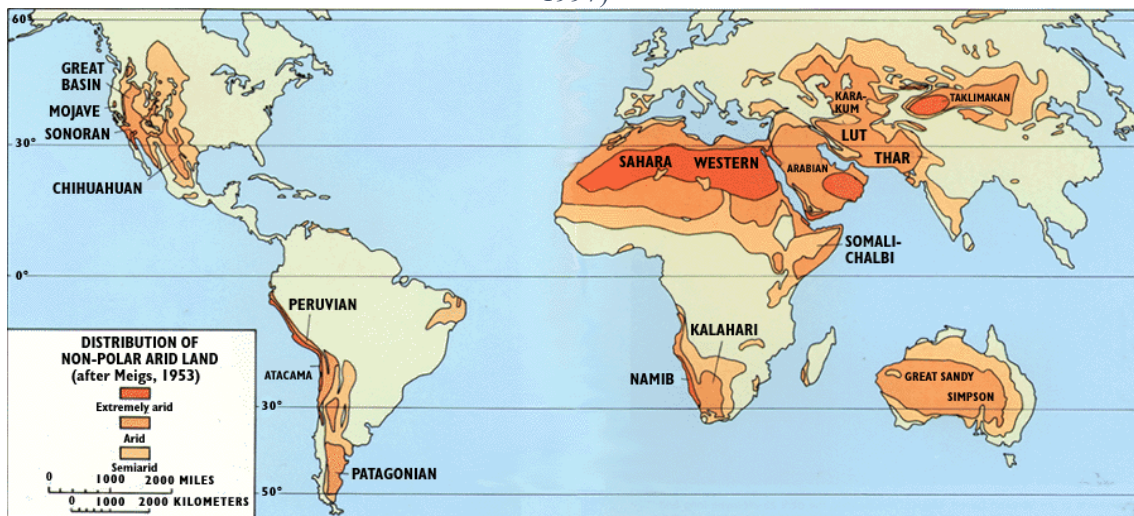
'Los líderes mundiales ahora reconocen que enfrentamos una crisis mundial del agua y que debemos reevaluar cómo valoramos y gestionamos el agua', dijo el secretario general de la ONU, Antonio Gutiérrez (*New York, 14 Marzo 2018*). Además, el PBI de muchos países industrializados verá caer hasta en 6 puntos el PBI por falta o escases de agua para alimentar sus procesos industriales (La generación de energía consume el 45% de agua dulce de los países industrializados). Los resultados obtenidos en el caso del Perú indican que la huella hídrica del consumo nacional llega a ser más de 30 mil millones de metros cúbicos anuales en promedio, siendo la producción nacional responsable del 65% de este volumen. Asimismo, aproximadamente el 90% de la huella hídrica nacional de la producción se asocia con el sector agropecuario, que es el único sector usuario de la denominada “agua verde” (proveniente de la lluvia almacenada en los suelos no saturados y que puede ser absorbida por las raíces de las plantas) y el mayor usuario de la denominada “agua azul” (aquella extraída de una fuente natural, superficial o subterránea), siendo paradójico que la mayor parte de este uso esté concentrado en la

desértica región costera del Perú (Huella hídrica del Perú-Sector agropecuario). (MINAGRI, 2015)

Mientras que en el pasado la gestión de los recursos de aguas subterráneas se sustentó fundamentalmente en el concepto de los recursos renovables disponibles, hoy en día es necesario tener en cuenta la protección de las fuentes y manantiales, caudales y niveles de agua que dependen de los vertidos de aguas subterráneas, manteniendo al mismo tiempo el equilibrio de las captaciones para el abastecimiento de agua al mismo tiempo que el beneficio económico. La obtención de este equilibrio entre las necesidades humanas y ambientales, y la protección de los valiosos recursos hídricos subterráneos de la sobreexplotación y la contaminación, por supuesto que presenta uno de los desafíos más grandes a los especialistas científicos y tecnólogos de nuestro siglo (K. M. Hiscock 2002).

Perú, aun siendo un país con suficientes recursos hídricos superficiales y lluvias abundantes en la zona de la selva, tiene casi toda la región de la Costa –región de mayor actividad económica y productiva del país- formando parte del gran desierto sudamericano que va desde Atacama (Chile) hasta el borde limítrofe con Ecuador (Tumbes y Piura), por lo que no está exento de afrontar graves problemas agrícolas en zonas costeras tal como ya lo están afrontando muchos países del Orbe y especialmente los de la costa del Pacífico, Figura(1. 6).

Figura(1. 6) "Distribution of Non-Polar Arid Land," What is a Desert?(Fraser & (USGS), 1997)



Nota. 6. (Fraser & (USGS), 1997), Citado por (R. G. Maliva & Missimer, 2012)

Frente a este panorama, vemos que la caracterización dinámica de acuíferos exige la utilización de técnicas sofisticadas y probadas como las usadas en la industria petrolera tales como los métodos derivativos en la evaluación e interpretación de información de pruebas de pozos de agua, con la finalidad de disminuir la incertidumbre en los valores de los parámetros característicos del acuífero, método que exigirá en el futuro la confluencia multidisciplinaria de especialistas, con la finalidad de crear una gran base de datos relacional con análisis derivativos que sirva como fundamento para correlacionar parámetros hidrogeológicos y de yacimientos adaptando su uso como herramienta de interpretación estándar en pruebas hidráulicas en acuíferos.

En este sentido y anticipándonos a posibles impactos negativos provocados por presencia de prolongadas sequías y al deshielo de los nevados andinos en nuestro territorio, producto del calentamiento global, se propone usar tecnologías de métodos derivativos con miras a obtener los parámetros característicos de la función representativa del flujo de fluidos entre el acuífero y pozos de agua.

1.5 DELIMITACIÓN DEL ESTUDIO.

El estudio se circunscribe a la provincia de Huaura y poblaciones aledañas.

1.6 VIABILIDAD DEL ESTUDIO.

Cada prueba de pozo posee características y limitaciones propias del tipo de acuífero que penetra, la elección del tipo de metodología a usar en su evaluación e interpretación dependerá intrínsecamente de las características del pozo, del acuífero y de los datos obtenidos de las pruebas.

Las pruebas con un solo pozo son más comunes que las pruebas de acuíferos con un pozo de observación adicional al de bombeo. La ventaja de la prueba de pozo único es que se puede llevar a cabo en ausencia del pozo de observación, disminuyendo costos. Pero tiene limitaciones intrínsecas.

De las pruebas de bombeo con un solo pozo, la prueba de drawdown por etapas es utilizada para determinar la eficiencia y la capacidad específica del pozo, sin embargo en caso de pruebas efectuadas con un solo pozo *es posible* que los parámetros de *Transmisividad*, y *Almacenabilidad* resulten sub/sobre-estimados, siendo necesario analizar los datos e información de las pruebas de bombeo de pozos localizados en el área de Huaura utilizando métodos de aproximación adicionales a los métodos determinísticos para estimar la viabilidad de los parámetros encontrados, además determinar las posibles razones que afecten la fiabilidad de éstos.

En caso de proponer la viabilidad técnico-económica de un estudio de cuencas y acuíferos en el territorio nacional deberían investigarse el estado del arte de la tecnología disponible en el mercado internacional, e inevitablemente pensar en el uso de herramientas y métodos geofísicos de prospección por aguas subterráneas.

CAPITULO II

MARCO TEORICO

2.1 ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACIÓN

Una prueba de bombeo esencialmente es la estimulación de un sistema acuífero del que disponemos un modelo teórico físico matemático, con la finalidad de obtener y capturar una respuesta al estímulo, lo que confirmará o negará nuestras hipótesis y validez de los parámetros característicos del modelo.

2.2 INVESTIGACIONES INTERNACIONALES:

2.2.1 TÍTULO DE LA TESIS

CARACTERIZACIÓN DINÁMICA DE ACUÍFEROS APLICANDO TÉCNICAS DE LA INDUSTRIA PETROLERA (2016), (Perez, 2016).

2.2.1.1 LUGAR DE EJECUCIÓN: CD. DE MÉXICO, MÉXICO.

Año de ejecución: 2016.

2.2.1.2 APELLIDOS Y NOMBRES DEL ALUMNO:

Raúl Alejandro Pérez Márquez

2.2.1.3 INSTITUCIÓN QUE RESPALDA EL ESTUDIO:

Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM, convenio 489/92. Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM IN112815. Tesis No. 18 del Grupo de Hidrogeología de la Facultad de Ingeniería (UNAM). Proyecto subvencionado por DGAPA, UNAM.

2.2.1.4 OBJETIVO GENERAL:

Estudiar, aplicar y en su caso adaptar las técnicas de la caracterización dinámica de yacimientos (con especial énfasis en análisis derivativos y curvas diagnóstico) al

ámbito de la interpretación de pruebas hidráulicas en acuíferos, particularmente pruebas de abatimiento y decremento.

2.2.1.5 TIPO Y DISEÑO METODOLÓGICO DE LA INVESTIGACIÓN:

El tipo de estudio fue experimental, y se siguió una metodología que se puede resumir en tres etapas.

2.2.1.6 POBLACIÓN Y MUESTRA:

La recopilación de la información constó de una serie de 36 pruebas de campo que fue posible reunir por el Grupo de Hidrogeología con apoyo de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), realizadas en los estados de Aguascalientes y Michoacán, por la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos (1980).

Se llevó a cabo una selección de pruebas de bombeo con el fin de contar con distintos tipos de acuíferos para caracterizar, tanto de manera convencional como con el uso de la derivada para así comparar resultados. La selección de pruebas fue un proceso que se realizó de manera separada, se analizaron tanto las pruebas de campo como las pruebas presentadas en los artículos.

Se escogieron tres pruebas realizadas en el estado de Michoacán y dos del estado de Aguascalientes para poder comprobar entre los datos obtenidos resultado de las caracterizaciones que se llevaran a cabo.

Los artículos que contienen las pruebas realizadas, deben contar con la información geológica necesaria para poder realizar una caracterización correcta.

Si el artículo contiene datos de abatimiento y tiempo, éstas se utilizarían de manera directa. Si por el contrario sólo incluían las gráficas resultantes, se realizaría una digitalización de la curva con el fin de obtener la serie de datos necesaria para poder trabajar esa información.

2.2.1.7 INSTRUMENTOS UTILIZADOS:

Para el proceso de digitalización fue necesario el uso de los software *Global Mapper* (Blue Marble Geographics, 2015) y *Surfer* (Golden Software, 2015), estos programas se utilizaron para obtener los datos que corresponden a los puntos de abatimiento y tiempo que componen a las gráficas de las pruebas de bombeo, de los artículos que no contienen las tablas con la información definida.

Por último, las tablas de datos fueron importadas a AQTESOLV (HydroSOLVE, 2015), para poder ser caracterizadas.

2.2.1.8 CONCLUSIONES:

Con los resultados obtenidos en la presente "Caracterización Dinámica de Acuíferos con Técnicas de la Industria Petrolera", se tiene que:

- Derivar la curva de abatimiento-tiempo. Por lo realizado en este trabajo, se recomienda derivar el abatimiento con el algoritmo de Bourdet (1983) y variando el factor L, para suavizar la señal.
- Interpretar la prueba de manera no paramétrica e identificar los regímenes de flujo presentes.
- Una vez que se tengan los posibles modelos, la prueba se interpreta de manera paramétrica por medio de modelos convencionales, una vez que se conoce el comportamiento del acuífero y estableciendo en que periodos de tiempos aplica para obtener los resultados correctos.
- En caso de que no se pueda adaptar un modelo convencional, se pueden calcular los parámetros característicos del acuífero para cada régimen de flujo, por medio de curvas diagnósticas.

- La estimación más adecuada de la conductividad hidráulica y transmisividad se deberá ajustar de la respuesta transitoria que muestre el régimen de flujo radial infinito en la derivada logarítmica del abatimiento.
- Establecer el modelo dinámico resultante.

2.2.2 TÍTULO 1 -A NEW SET OF TYPE CURVES SIMPLIFY WELL-TEST ANALYSIS (1983):

A NEW SET OF TYPE CURVES SIMPLIFIES WELL TEST ANALYSIS. (1983). (Bourdet, Whittle, Douglas, Pirard, & Flopetrol, Melun, 1983)

2.2.2.1 APELLIDOS Y NOMBRES DE LOS AUTORES:

D Bourdet, T. M. Whittle, A. A. Douglas and Y. M. Picard. Flopetrol, Melun, France.

2.2.2.2 INSTITUCIONES QUE RESPALDARON EL ESTUDIO:

Flopetrol, Melun, France

2.2.2.3 FINALIDAD DEL ESTUDIO:

Presenta curvas tipo desarrolladas recientemente, que simplifican en gran medida la evaluación de la información de la prueba de pozos de tipo build-up. Se discuten la base sobre la que se desarrollaron estas curvas y ejemplos reales de su uso. Las curvas utilizadas en la discusión son aquellas que se aplican a la situación más comúnmente encontrada, es decir, un pozo con almacenamiento de pozo y efecto de piel (perdidas por skin en los límites cercanos del pozo) en un depósito homogéneo.

2.2.2.4 CONCLUSIONES:

Estos ejemplos de campo muestran que el método de análisis depende en gran medida de la calidad de los datos diferenciales de presión. La experiencia de los autores es que sólo los medidores de presión electrónicos (electronic pressure gauges) pueden proporcionar datos $\Delta p'$ (diferencial de presión) utilizables. El análisis de la diferencia de

presión, que ya se ha introducido para las pruebas de interferencia, el análisis de las pruebas de fractura de pozos y para algunos efectos de frontera, parece ser particularmente adecuado para la interpretación del caso muy común de pozos con almacenamiento en piel y piel Homogéneos. Mediante el uso de este nuevo método, la interpretación no sólo es más simple, sino también más precisa como resultado de las siguientes características:

- La interpretación se realiza mediante un solo gráfico de presión que combina las ventajas de la comparación o correspondencia de una curva tipo con el análisis semi-log.
- Debido a la singularidad del comportamiento del diferencial de presión en los tiempos temprano y tardío, el punto de coincidencia se fija sin ambigüedad.
- Debido a la sensibilidad de la forma de las curvas p_D' a los cambios de los valores $C_D e^{2s}$ (C_D : Almacenamiento de tubería adimensional, $C_D e^{2s}$: etiquetado para referirse a un grupo adimensional de curvas que define la forma de curvas $0.8936 C e^{2s} / \phi c_t h r_w^2$), la curva de coincidencia también se fija definitivamente. Si los datos están dispersos, el factor de piel (skin) aún puede determinarse con exactitud al comparar simultáneamente los datos de cambio de presión y los datos diferenciales de presión.
- El método ha demostrado ser particularmente potente para el análisis de acumulación (build-up) ya que una función de tiempo muy simple y nueva puede cambiar los datos de acumulación en la respuesta de drawdown equivalente, eliminando así el uso de curvas de tipo de acumulación.

2.2.3 TÍTULO 2- DERIV, A COMPUTER PROGRAM FOR CALCULATING PRESSURE DERIVATIVES FOR USE IN HYDRAULIC TEST ANALYSIS (1983)

DERIV, A COMPUTER PROGRAM FOR CALCULATING PRESSURE DERIVATIVES FOR USE IN HYDRAULIC TEST ANALYSIS, (1983), (Spane & Wurstner, 1993).

2.2.3.1 APELLIDOS Y NOMBRES DE LOS AUTORES:

F. A. Spane, Jr. and S. K. Wurstner3- Vol. 31, No. 5—GROUND WATER—September-October.

2.2.3.2 INSTITUCIONES QUE RESPALDARON EL ESTUDIO:

Pacific Northwest Laboratory, (operated for the U.S. Department of Energy by Battelle Memorial Institute under Contract DE-AC06-76RLO 1830), P.O. Box 999, Richland, Washington 99352.

2.2.3.3 FINALIDAD DEL ESTUDIO:

DERIV es un programa para convertir datos de prueba de slug y bombeo y curvas tipo asociadas a formato derivativo. El programa tiene características que permiten el alisado de datos de prueba ruidosos, toma en cuenta efectos de borde de la derivada de la presión y puede usarse para convertir datos de prueba de slug a respuestas equivalentes de prueba de bombeo. Se proporcionan ejemplos que demuestran el uso de las derivadas de presión.

2.2.3.4 CONCLUSIONES:

Se ha demostrado que el análisis de la prueba hidrológica basado en la derivada de la presión (es decir, la razón o velocidad de cambio de presión) con respecto al logaritmo natural del tiempo mejora significativamente el diagnóstico y análisis cuantitativo de las pruebas de bombeo de slug y de velocidad constante.

Las aplicaciones específicas para las cuales las derivadas son particularmente útiles incluyen:

- Determinar la respuesta de la formación (fugas frente a las de no fugas) y las condiciones límite (impermeable o cabeza constante) que son evidentes en los datos de la prueba;
- Ayudar en la selección de la solución de la curva tipo apropiada a través de una comparación de curva de tipo / derivada;
- Determinar cuándo se establecen las condiciones de flujo radial o de acción infinita y, por lo tanto, cuando son aplicables métodos de análisis de no fuga, acuífero confinado y en línea recta; y reduce la ambigüedad de la selección de la curva tipo en el análisis de pruebas slug en acuíferas confinadas.
- El programa DERIV puede utilizarse para convertir los datos de las pruebas y las curvas tipo asociadas en formato derivativo. El programa tiene la característica que permiten el suavizado de datos en pruebas ruidosas, toma en cuenta los efectos de borde de la derivada de la presión, y se puede utilizar para convertir los datos de pruebas slug a datos equivalentes de la respuesta pruebas de bombeo a velocidad constante.

2.2.4 TÍTULO 3 –COMPARISON BETWEEN NEUMAN AND JACOB APPLICATION FOR ANALYZING PUMPING TEST DATA OF UNCONFINED AQUIFERS (2016)

COMPARISON BETWEEN NEUMAN (1975) AND JACOB (1946) APPLICATION FOR ANALYZING PUMPING TEST DATA OF UNCONFINED AQUIFERS (2016) (Mawlood & Mustafa, 2016a)

2.2.4.1 APELLIDOS Y NOMBRES DE LOS AUTORES:

Dana Mawlood, Jwan Mustafá.

2.2.4.2 INSTITUCIONES QUE RESPALDARON EL ESTUDIO:

Civil Engineering Department, College of Engineering, University of Salahaddin, Erbil, Kurdistan Region of Iraq. General Directorate of Dams and Reservoirs, Ministry of Agricultural and Water Resources.

2.2.4.3 FINALIDAD DEL ESTUDIO:

Se analizan los resultados obtenidos mediante la solución de los métodos de Neuman (1975) y Jacob (1946) a través de los programas AQTESOLV y Spreadsheet, los resultados de cada método se compararon para evaluar la aplicabilidad y exactitud de la solución teóricamente y prácticamente.

En el documento se presenta un ejemplo, que se llevó a cabo para una prueba de bombeo de velocidad constante en Ohio, en Fairborn (cerca de Dayton), y suministrado por S.E. Norris (US Geological Survey, Columbus, Ohio). El objetivo principal de este estudio es introducir tanto el programa como la forma de las aplicaciones, y comparar los resultados y la ayuda de ambos programas en el campo. Palabras clave: Neuman (1975); Acuífero no confinado; Prueba de bombeo; Programa AQTESOLV; Programa de Microsoft Excel (hoja de cálculo).

2.2.4.4 CONCLUSIONES:

Los resultados muestran que la solución de Jacob (1946) a través de ambos programas es similar. Sin embargo, la solución de Neuman para los valores de Transmisividad usando muestra diferencias significativas entre los resultados de los dos programas.

Los valores de Transmisividad se corresponden con el rango estándar de Transmisividad.

Los resultados de ambos métodos aclararon que, el drawdown ajustado para el acuífero no confinado, es más aplicable al análisis de los datos por la solución de Jacob.

Los resultados muestran que la solución de Jacob (1946) a través de ambos programas son similares.

La razón detrás es que la solución de Neuman depende del ensayo y error entre los datos de campo y la curva de tipo y la superposición de las dos curvas se enfrentan a más dificultades durante el análisis de datos de prueba.

2.2.5 TÍTULO 4 –INTERPRETATION OF TRANSMISSIVITY ESTIMATES FROM SINGLE-WELL PUMPING AQUIFER TESTS (2006):

INTERPRETATION OF TRANSMISSIVITY ESTIMATES FROM SINGLE-WELL PUMPING AQUIFER TESTS (2006), (Halford, Weight, & Schreiber, 2006).

2.2.5.1 APELLIDOS Y NOMBRES DE LOS AUTORES:

Keith J. Halford¹, Willis D. Weight², and Robert P. Schreiber³.

2.2.5.2 INSTITUCIONES QUE RESPALDARON EL ESTUDIO:

Corresponding author: USGS, 333 West Nye Lane, Room 203, Carson City, NV 89706; (775) 887-7613.

Montana Tech of The University of Montana, 1300 West Park Street, Butte, MT 59701; (406) 496-4329.

CDM, One Cambridge Place, 50 Hampshire Street, Cambridge, MA 02139; (617) 452-6251.

2.2.5.3 FINALIDAD Y CONCLUSIONES DEL ESTUDIO:

La interpretación de las pruebas de un solo pozo con el método Cooper-Jacob sigue siendo más razonable que la mayoría de las alternativas.

Las estimaciones de 628 simulaciones de pruebas de un solo pozo en las que se especificó la transmisividad se interpretaron con el método lineal Cooper-Jacob para estimar la transmisividad.

Se investigó el error y sesgo en función de la anisotropía vertical, penetración parcial, rendimiento específico y técnica interpretativa para transmisividades que oscilaban entre 10 y 10.000 m²/d.

Las estimaciones de transmisividad de Cooper-Jacob en acuíferos confinados fueron afectadas mínimamente por penetración parcial, anisotropía vertical o analista.

Las estimaciones Cooper-Jacob de la transmisibilidad de los acuíferos no confinados simulados promediaron dos veces los valores conocidos. Las estimaciones de transmisividad de los acuíferos no confinados no mejoraron al interpretar los resultados con una solución de acuífero no confinado.

La interpretación razonable y prudente de los datos de tiempo tardío mejoró consistentemente las estimaciones en las que la transmisividad superaba los 250 m²/d en los acuíferos no confinados.

2.2.6 TÍTULO 5 –PERFORMING PUMPING TEST DATA ANALYSIS APPLYING COOPER-JACOB’S METHOD FOR ESTIMATING THE AQUIFER PARAMETERS (2016):

PERFORMING PUMPING TEST DATA ANALYSIS APPLYING COOPER-JACOB’S METHOD FOR ESTIMATING OF THE AQUIFER PARAMETERS (2016), (Mawlood & Mustafa, 2016b).

2.2.6.1 APELLIDOS Y NOMBRES DE LOS AUTORES:

By Dana Khider Mawlood and Jwan Sabah Mustafa.

2.2.6.2 INSTITUCIONES QUE RESPALDARON EL ESTUDIO:

College of Engineering, University of Salahaddin, Erbil, Kurdistan Region of Iraq,

Ministry of agricultural and Water resources, Erbil, Kurdistan Region of Iraq.

2.2.6.3 FINALIDAD Y CONCLUSIONES DEL ESTUDIO:

La prueba de un solo pozo es más común que la prueba de acuífero con un pozo de observación. La ventaja de la prueba de pozo único es que se puede realizar en la ausencia del pozo de observación. Un tipo de prueba de un solo pozo, es la prueba de drawdown por etapas utilizada para determinar la eficiencia y la capacidad específica del pozo, sin embargo en caso de pruebas efectuadas con un solo pozo es posible estimar la Transmisividad, pero el otro parámetro, la Almacenabilidad (Storativity), es sobrestimado, siendo el objetivo analizar los datos de cuatro pruebas de bombeo de pozo localizados en el área de KAWRGOSK utilizando la aproximación del método de Theis de Cooper-Jacob (1946) para estimar los parámetros del acuífero, y también para determinar las razones que afectan a la fiabilidad del valor de la Almacenabilidad.

De acuerdo con el análisis de los datos de la prueba con un solo pozo, sostenemos que el valor del coeficiente de almacenamiento esta sobre-estimado, debido a las pérdidas de pozo dentro del pozo de producción, lo que causa un mayor drawdown sobre el gráfico de línea recta tiempo-drawdown. La distancia radial en este caso representada por el radio del pozo [r_w], que es la parte filtrante del pozo donde se encuentra la rejilla, causante de que el valor de la producción específica esté fuera de rango estándar.

2.2.7 TÍTULO 6 –CHARACTERIZING A HETEROGENEOUS AQUIFER BY DERIVATIVE ANALYSIS OF PUMPING AND RECOVERY TEST DATA (2006):

CHARACTERIZING A HETEROGENEOUS AQUIFER BY DERIVATIVE ANALYSIS OF PUMPING AND RECOVERY TEST DATA (2006), (Samani¹, Pasandi¹, & Barry², 2006).

2.2.7.1 APELLIDOS Y NOMBRES DE LOS AUTORES:

By N. Samani ¹, M. Pasandi ¹, D.A. Barry ².

2.2.7.2 INSTITUCIONES QUE RESPALDARON EL ESTUDIO:

¹ Department of Earth Sciences, Shiraz University, Shiraz 71454 Iran.

² Contaminated Land Assessment & Remediation Research Centre, the University of Edinburgh, and Edinburgh EH9 United Kingdom.

2.2.7.3 FINALIDAD DEL ESTUDIO Y CONCLUSIONES:

La evaluación de los rendimientos de los acuíferos con el método convencional de tiempo-drawdown se basa en la hipótesis de Theis de un Flujo Radial Infinito (IRF) del agua subterránea a un pozo. Sin embargo, los rendimientos de los acuíferos a largo plazo son controlados por heterogeneidades y condiciones de frontera, lo que conduce a desviaciones de los supuestos subyacentes a la IRF. La predicción exacta de los rendimientos a largo plazo del acuífero, por lo tanto, requiere la evaluación de las heterogeneidades del acuífero.

Este estudio involucra la estimación de los parámetros del acuífero de Shiraz basado en las pruebas de acuíferos en la provincia de Fars, Irán. Las respuestas a las pruebas del acuífero indican la heterogeneidad interna a una escala por debajo de la resolución alcanzable con el control de pozo disponible. Las estimaciones fiables de los parámetros del acuífero se obtienen aplicando una técnica derivativa al análisis de los datos de tiempo-drawdown. El análisis derivativo nos permite identificar segmentos de las pruebas para los cuales la hipótesis de IRF es válida.

Los análisis convencionales de tiempo-drawdown y las derivadas de las curvas se integran con información geológica para identificar la naturaleza de las heterogeneidades y evaluar su impacto en la respuesta a largo plazo del acuífero al bombeo. Finalmente se propone un modelo conceptual para el acuífero.

2.3 INVESTIGACIONES NACIONALES

2.3.1 TÍTULO 7 –APROVECHAMIENTO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS Y DE DRENAJE DE LA CUENCA DEL RÍO CHILLÓN .

APROVECHAMIENTO DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS Y DE DRENAJE DE LA CUENCA DEL RÍO CHILLÓN PARA EL SISTEMA DE RIEGO URBANO, VI ETAPA AV. UNIVERSITARIA TRAMO AV. SANTA ELVIRA - AV. ANTÚNEZ DE MAYOLO, DISTRITO DE LOS OLIVOS, (Grandez del Águila, 2008).

2.3.1.1 APELLIDOS Y NOMBRES DE LOS AUTORES:

Grandez del Águila, Vlademir.

2.3.1.2 INSTITUCIONES QUE RESPALDARON EL ESTUDIO:

Universidad Nacional Mayor de San Marcos (UNMSM), Alcaldía del Distrito de Los Olivos.

2.3.1.3 FINALIDAD DEL ESTUDIO Y CONCLUSIONES:

La implementación del sistema de riego tecnificado para la zona en estudio es factible dado que las características topográficas que presenta el terreno lo hacen posible. El sistema de riego tecnificado para la zona en estudio es sostenible ya que los costos por consumo de agua para riego de áreas verdes es muy bajo por a la utilización de fuentes alternativas de agua, no se usa agua potable proporcionada por SEDAPAL.

El sistema de riego tecnificado permitirá hacer uso racional y eficiente del agua que antes se regaba por mangueras, permitiendo menores tiempos de riego, ya que antes se regaba mediante mangueras toda el área donde se ubica el proyecto. La implementación del Sistema de Riego tecnificado permite el uso de menos horas hombre.

La frecuencia de riego para los meses de verano diario y la frecuencia de riego para los meses de invierno es hasta un intervalo como máximo de 3 días.

La implementación del sistema riego tecnificado permitirá la recuperación de 8 Ha de terreno ubicado en la berma central de la Av. Universitaria tramo Av. Santa Elvira hasta Av. Antúnez de Mayolo en el distrito de los Olivos destinadas para área verdes.

Con la fuente de captación ubicada en la Urb. Pro-Lima margen izquierda del río Chillón, se asegura un abastecimiento constante de agua a la cisterna de almacenamiento de 150 m³ ubicada en la cota 0+000 (Av. Universitaria cruce con Av. Santa Elvira), la cual abastecerá al sistema de riego implementado.

2.3.2 TÍTULO 8–RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÁNEOS EN PERÚ

RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÁNEOS EN EL PERÚ. (Mendoza, Santayana, & Urrego, 2010)

2.3.2.1 APELLIDOS Y NOMBRES DE LOS AUTORES:

Mendoza Rodas, Zoila Luz; Santallana Vela, Toribio Sebastián; Urrego García, Grover Ernesto.

2.3.2.2 INSTITUCIONES QUE RESPALDARON EL ESTUDIO:

Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA), Conferencia de Directores Iberoamericanos del Agua (CODIA), Programa de Formación Iberoamericana en materia de Aguas (PFIMA).

2.3.2.3 FINALIDAD DEL ESTUDIO Y CONCLUSIONES:

SITUACIÓN EN LA COSTA:

- Aguas subterráneas (acuíferos) son difíciles de estudiar y gerenciar por ser un recurso subterráneo (similar a los hidrocarburos).
- No existen suficientes estudios hidrogeológicos.

- No hay control del agua extraída de pozos (Lima: actual regularización de pozos clandestinos, pero sin instalación de caudalímetros).
- Reservas totales medidas de agua subterráneas en 08 valles ascienden a 9025 MMC.
- Reservas totales estimadas en todos los valles de vertiente del Pacífico están entre 35000 y 40000 MMC.
- Se ha inventariado un total de 27000 pozos en costa, repartidos en 37 cuencas; la mayoría de pozos construidos a tajo abierto (pozos- cochas) con escaso rendimiento y para uso doméstico rural.
- Sólo 22% (6167 pozos) son tubulares, pero muchos carecen de equipos y un alto porcentaje (39%) está abandonado o inutilizado, mientras que restantes se utilizan mayormente sólo en épocas de estiaje y sequía, por sus altos costos.
- Pozos tubulares construidos en zonas áridas de costa tienen por lo general profundidades entre 40 y 100 m; nivel freático entre 10 y 30 m y caudales que se obtienen varían entre 12 100 l/s.
- Predominancia de pozos a tajo abierto (73.5%).
- Predominancia de pozos para uso doméstico (66.6%).
- Alto porcentaje de pozos abandonados (39%).
- Retribución Económica de agua no establecida.
- Baja tasa de utilización en relación al potencial. ? Predominancia de pozos Accionados a diésel.

SITUACIÓN EN LA SELVA

- Aprovechamiento de aguas en región de selva ha sufrido una elevada presión en última década como resultado de diversos factores: contaminación, cambio climático, explosión demográfica, entre otras.

SITUACIÓN EN LA SIERRA

- Manantiales/Bofedales: Se encuentran muy relacionados con numerosos manantiales o agua subterránea y con vegetación del entorno. Elementos responden a interacción de factores climáticos, orográficos, hidrográficos y de uso de tierra.
- Minería y aguas subterráneas: Minera SPCC en yacimientos de Toquepala (Tacna) y Cuajone (Moquegua) explota aguas superficiales y subterráneas en cabecera de cuenca Locumba (Micro Cuencas Callazas, Salado y Tacalaya), a través de 12 pozos tubulares profundos.

PLAN HIDROGEOLOGICO NACIONAL:

- Proyecto requiere una inversión de US\$ 4 millones.
- Mayor cantidad de reservas se encuentran en selva.

GRANDES PROYECTOS HIDRÁULICOS:

- Estudios hidrogeológicos, con finalidad de conocer capacidad actual de acuíferos;
- Simulación matemática de acuíferos e incidencia de recursos superficiales, para conocer niveles freáticos, y planificar entrega futura de agua superficial al acuífero así como su explotación y aprovechamiento del agua subterránea;
- Monitoreo de calidad química del agua subterránea.

2.3.3 TÍTULO 9 –ESTUDIO HIDROGEOLOGICO DE LOCALIZACIÓN Y DISEÑO DE POZOS PARA EL ABASTECIMIENTO DE AGUA MUNICIPAL

ESTUDIO HIDROGEOLOGICO DE LOCALIZACIÓN Y DISEÑO DE POZOS PARA EL ABASTECIMIENTO DE AGUA DE UN PROYECTO HABITACIONAL EN EL DISTRITO DE HUALMAY, HUACHO. 2014, (Estrada Cadenillas, 2014)

2.3.3.1 APELLIDOS Y NOMBRES DE LOS AUTORES:

Estrada Cadenillas, Rubén Víctor.

2.3.3.2 INSTITUCIONES QUE RESPALDARON EL ESTUDIO:

Universidad Nacional Mayor de San Marcos (UNMSM)

2.3.3.3 FINALIDAD DEL ESTUDIO Y CONCLUSIONES:

Evalúa las características hidrogeológicas del acuífero y selecciona el área favorable para la perforación del pozo proyectado, a través del cual se debe extraer agua subterránea en la cantidad, oportunidad y calidad apropiada que permita atender la demanda de agua potable para el distrito de Hualmay, ubicado en la ciudad de Huacho, Lima. Asimismo, define la ubicación de un pozo de explotación de agua subterránea, proponiendo el anteproyecto de la obra de captación (diseño y presupuesto referencial).

La ciudad de Huacho, incluyendo el distrito de Hualmay, actualmente tiene como fuente primaria de abastecimiento de agua potable, once pozos de donde se extrae agua subterránea, principalmente ubicados hacia el norte de la ciudad en cercanías al valle aluvial del río Huaura. Dentro de este contexto, de expansión poblacional, en la zona noroeste de la ciudad, ha motivado efectuar el estudio hidrogeológico de localización y diseño de pozo, para la explotación del potencial de agua subterránea existente en el subsuelo, con fines de abastecimiento de agua potable para uso poblacional de esta futura expansión urbana desconcentrando de esta manera, la demanda de agua, cada día más creciente para la ciudad que debe ser satisfecha por la empresa de agua potable EPS EMAPA Huacho S.A.

2.4 BASES TEÓRICAS:

2.4.1 PROPIEDADES FÍSICAS E HIDRÁULICAS DE MATERIALES TERRESTRES Y AGUAS SUBTERRÁNEAS

AGUAS SUBTERRÁNEAS.-

El agua subterránea es una parte importante y significativa del ciclo hidrológico. Cuando esa agua llena completamente el espacio vacío de los poros del sedimento o fracturas de la roca, los poros o fracturas se dicen que están saturados. No en todas, pero excepto en las áreas pantanosas, el suelo justo debajo de la superficie de la tierra realmente es aireado: el agua ocupa sólo una parte del espacio de los poros. El agua que parcialmente llena los espacios vacíos se denomina humedad del suelo, o agua de la zona no saturada o agua de la zona vadosa. El límite entre agua subterránea y agua de la zona vadosa se conoce como la mesa de agua. La zona por encima de la mesa de agua se conoce como la "zona no saturada" o "zona vadosa"(Sen, 2015). La expresión "tierra" describe solamente los primeros tres a seis pies debajo de la superficie del terreno que se expone a la intemperie, y aquí se da el crecimiento de las raíces de las plantas, etc.

PRUEBAS DE ACUÍFERO.-

Una prueba de acuífero es un experimento de campo controlado que se *utiliza para calcular las propiedades hidráulicas* de un sistema acuífero como la transmisividad, conductividad hidráulica y otros.

ADHESIÓN, PRODUCCIÓN Y ALMACENAMIENTO.-

Los poros pueden ser tan finos que las moléculas de agua se sujetan firmemente a las superficies, partículas o minerales por adherencia. La adhesión inmoviliza las moléculas de agua. La adhesión al agua ocurre en la matriz o en fisuras finas de rocas metamórficas, consolidadas o ígneas y en sedimentos de arcilla 'húmedas'. Incluso si los poros no son lo suficientemente finos para la adhesión, las fuerzas capilares pueden retener el agua contra el drenaje por gravedad.

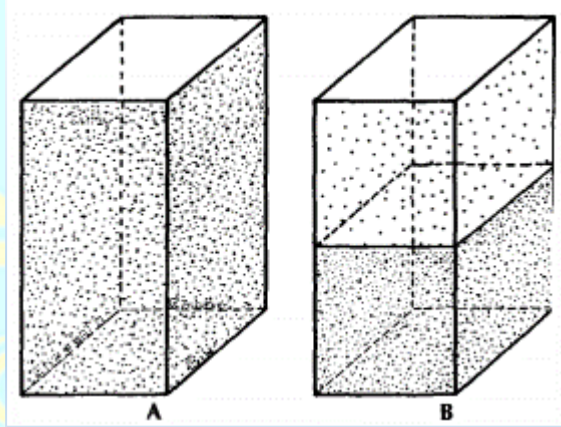
El *rendimiento específico* es el porcentaje de agua que está realmente disponible para el bombeo cuando los sedimentos o las rocas se drenan debido a la disminución del nivel de la capa freática cerca de un pozo.

CAPACIDAD ESPECÍFICA.-

Al diseñar un pozo un pozo de producción debemos determinar su capacidad específica. La *capacidad específica* se define como la tasa de bombeo del pozo dividida por la caída total en el nivel de agua a las condiciones de pre-bombeo (drawdown o abatimiento), Figura(2. 1):

$$\text{Capacidad específica} = \text{tasa de bombeo} / \text{drawdown} \quad [\text{m}^3/\text{d}]/[\text{m}]=[\text{m}^2/\text{d}]$$

Figura(2. 1) A. Un volumen de roca saturada con agua. B. Después del drenaje por gravedad, se ha deshidratado 1 unidad de volumen de la roca con una disminución correspondiente del nivel de saturación, (Fetter, 2001a).



Nota. 7 (Fetter, 2001b), pág. 78.

El rendimiento específico es la relación del volumen de agua que drena de la roca, debido a la gravedad, al volumen total de la roca.

La capacidad específica de un pozo no es lo mismo que la transmisibilidad del acuífero, aunque los dos están relacionados y tienen las mismas unidades. La capacidad específica es aproximadamente proporcional a la conductividad hidráulica (o transmisividad), pero también depende de la construcción del pozo, la eficiencia hidráulica del pozo (un pozo bien diseñado tiene una capacidad específica más alta que un pozo mal diseñado), la tasa de bombeo (mayores tasas de bombeo producen una menor capacidad específica) y la ubicación del pozo con respecto a otros pozos y a ríos, lagos, y las zonas de recarga o descarga de aguas subterráneas. También es una función de la

duración del bombeo: después de las primeras horas o días de extracción rápida en un pozo de bombeo, la capacidad específica continúa disminuyendo ligeramente con el tiempo.

CONTENIDO DE HUMEDAD.-

El *contenido de humedad* (ϕ) se puede medir y describir gravimétricamente o volumétricamente. La ecuación gravimétrica es:

$$\phi = \frac{W_w}{W_t} ; \quad (2.1)$$

Donde W_w es el peso del agua contenida en una muestra y W_t es el peso total de los sólidos y el agua en la muestra. Así, la definición volumétrica del contenido de humedad es la más ampliamente utilizada:

$$\phi = \frac{V_w}{V_t} ; \quad (2.2)$$

Donde V_w = volumen de agua en la muestra, y V_t = volumen total de agua y sólidos.

CAPILARIDAD.-

Las fuerzas capilares juegan un papel importante en el movimiento del agua a través de *materiales insaturados*. El agua se atrae a los granos sólidos por *adhesión*. El ejemplo familiar de agua que se alza en una paja de soda es también un buen ejemplo para la elevación capilar, h_c , en un pequeño tubo de *radio capilar* r_c y el aumento se calcula como:

$$h_c = 2\sigma \frac{\cos(\alpha)}{\gamma_w r_c} ; \quad (2.3)$$

Donde σ es la *tensión superficial* del agua, γ_w es el *peso específico* del agua, $\alpha = 0^\circ$ para el agua.

CABEZA HIDRÁULICA.-

Cabeza hidráulica o *cabeza piezométrica* en un punto en un sistema de aguas subterráneas Figura(2. 2) se expresa como:

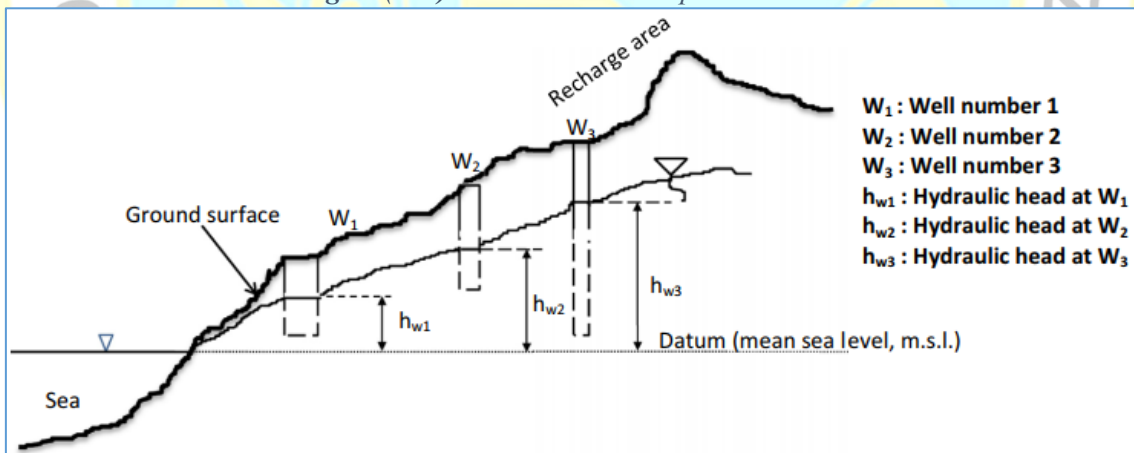
$$h = Z + \frac{P}{\rho g} = Z + \frac{P}{\gamma} ; \quad (2.4)$$

Donde **Z** es la *altura de cabeza piezométrica* o la distancia del punto de medición por encima de un plano de referencia o *datum* (normalmente *nivel medio del mar*), **P** es la *presión del fluido* ejercida por la columna de agua por encima del datum y ρg es el *peso específico* del agua, γ , o más simplemente expresado:

$$h = Z + \Psi ; \quad (2.5)$$

Donde Ψ también se denomina *cabeza de presión*. La relación tiene la dimensión de longitud.

Figura(2. 2) Cabeza hidráulica/piezométrica.



Nota. 8 (Sen, 2015), pág. 48.

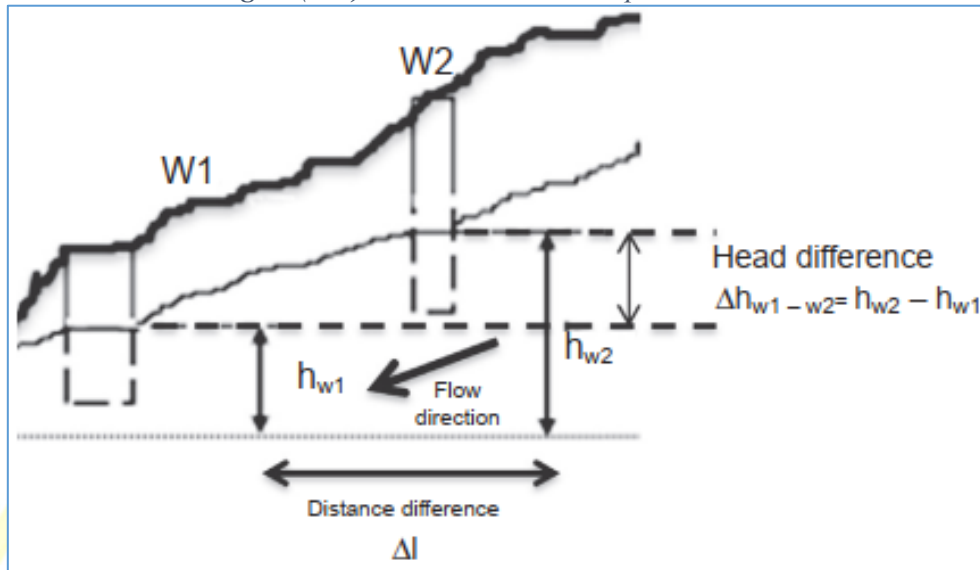
GRADIENTE HIDRÁULICO.-

El gradiente hidráulico es simplemente la *variación de la cabeza hidráulica por unidad de longitud de flujo a lo largo de una línea de flujo*, y se da como:

$$I = i = \frac{dh}{dl} ; \quad (2.6)$$

Un número adimensional, Figura(2. 3).

Figura(2. 3) Gradiente hidráulico/piezométrico.



Nota. 9 (Sen, 2015), pág. 48.

CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA DE LOS MEDIOS SATURADOS.-

Aunque la *permeabilidad intrínseca* k –depende solo del medio poroso- también llamada *permeabilidad absoluta* o *coeficiente de permeabilidad*, describe la propiedad transmisora del agua en un medio poroso, ésta no describe completamente la relativa facilidad con que fluirá un *líquido particular* a través del medio.

La descripción completa viene dada por la *conductividad hidráulica*, K , que combina las propiedades del *medio* y del *fluido*,

$$K = k \frac{\rho g}{\mu} = k \frac{\gamma}{\mu} = \frac{Q}{A} \frac{dh}{dl} ; \quad (2.7)$$

k : Permeabilidad intrínseca.

ρ : Densidad del fluido,

μ : Viscosidad dinámica del fluido,

γ : Peso específico del fluido.

Este parámetro (K) tiene la dimensión de velocidad, generalmente cm/sec o metros por día [m/d], y es una cantidad *tensorial* de segundo orden.

CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA DE LOS MEDIOS NO SATURADOS.-

El agua en medios insaturados está sujeta a las influencias no sólo del gradiente hidráulico, sino también de la atracción molecular y la tensión superficial, como se ha descrito anteriormente. Por lo tanto, la conductividad hidráulica insaturada es una función de la *cabeza de presión* (Ψ), que en *medios insaturados será siempre negativa*. En consecuencia, escribimos la conductividad hidráulica insaturada como $K(\Psi)$, ANEXO 1.

ANISOTROPÍA Y HETEROGENEIDAD.-

La discusión hasta este punto ha supuesto que el medio poroso es *isotrópico*, es decir, la *permeabilidad* y, por lo tanto, la *conductividad hidráulica* y la *transmisividad*, son iguales en todas las direcciones en cualquier punto en el medio poroso. Si los parámetros difieren en valor direccionalmente en un punto, entonces se dice que el medio es *anisotrópico*, ANEXO 1.

POROSIDAD.-

En las ecuaciones que describen el flujo a un pozo de bombeo, aparecen diversas propiedades físicas y parámetros de acuíferos y acuitardos / acuitares. Éstos serán discutidos a continuación Tabla(2. 1).

Tabla(2. 1)
Propiedades físicas importantes de suelos y rocas.

Litología	Porosidad (%)	Conductividad Hidráulica (cm/sec)	Compresibilidad, α (m ² /N o Pa ⁻¹)
Unconsolidated			
Gravel	25-40	10 ⁻⁸ - 10 ⁻¹⁰	10 ⁻⁸ - 10 ⁻¹⁰
Sand	25-50	10 ⁻⁸ - 10 ⁻⁰	10 ⁻⁷ - 10 ⁻¹⁰
Silt	35-50	10 ⁻⁷ - 10 ⁻³	no data
Clay	40-70	10 ⁻¹⁰ - 10 ⁻⁷	10 ⁻⁶ - 10 ⁻⁸
Glacial Till	10-20	10 ⁻¹⁰ - 10 ⁻⁴	10 ⁻⁶ - 10 ⁻⁸
Indurated			
Fractured Basalt	5-50	10 ⁻⁵ - 10 ⁻⁰	10 ⁻⁸ - 10 ⁻⁹
Karst Limestone	5-50	10 ⁻⁴ - 10 ¹	not applicale
Sandstone	5-30	10 ⁻⁸ - 10 ⁻⁴	10 ⁻¹¹ - 10 ⁻¹⁰
Limestone, Dolomite	0-20	10 ⁻⁷ - 10 ⁻⁴	< 10 ⁻¹⁰
Shale	0-10	10 ⁻¹¹ - 10 ⁻⁷	10 ⁻⁷ - 10 ⁻⁸
Fractured Crystalline Rock	0-10	10 ⁻⁷ - 10 ⁻²	10 ⁻¹⁰ - 10 ⁻¹⁰
Dense Crystalline Rock	0-5	10 ⁻¹² - 10 ⁻⁸	10 ⁻⁹ - 10 ⁻¹¹

Nota. 10.

La porosidad de una roca es su propiedad de poseer poros o huecos. Si dividimos el volumen unitario total V_T de un material no consolidado entre el volumen de su porción sólida V_S y el volumen de sus vacíos V_V , podemos definir la porosidad como $n = V_V/V_T$. La porosidad se expresa usualmente como una fracción decimal o como un porcentaje. Tabla(2. 2).

Tabla(2. 2)
Rangos de porosidad (n) en porcentajes

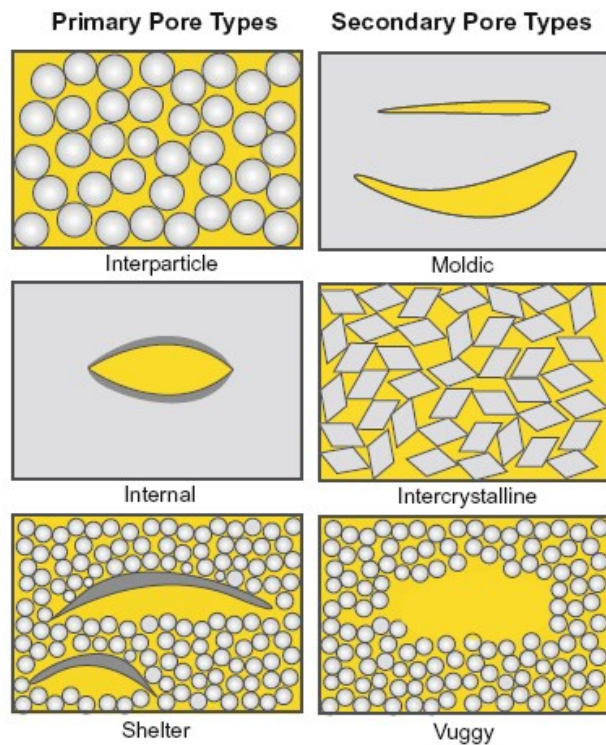
Rocas	n (%)	Materiales No Consolidados	n (%)
Sandstone	5-30	Gravel	25-40
Limestone	0-20	Sand	25-50
Karstic limestone	5-50	Silt	35-50
Shale	0-10	Clay	40-70
Basalt, fractured	5-50		
Crystalline rock	0-5		
Crystalline rock, fractured	0-10		

Nota. 11.

Como muestra la Figura(2. 4), y Figura(2. 5) las *fracturas* pueden orientarse en tres direcciones principales, que cortan la roca en bloques. En teoría, la *porosidad primaria* de una roca sólida densa puede ser cero y la matriz de roca será impermeable. Cuando tal formación se fractura, puede considerarse como un sistema de *doble*

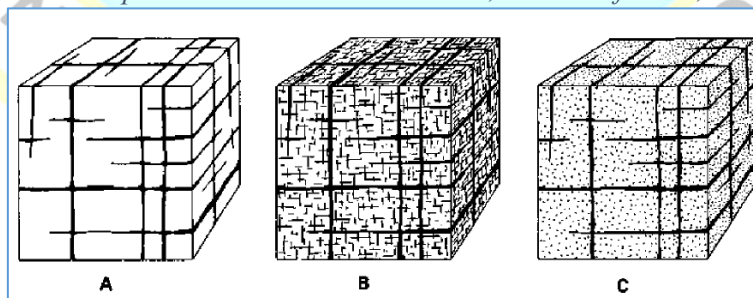
porosidad porque coexisten los dos tipos de porosidades: la *porosidad primaria* o de matriz y la *porosidad secundaria* o de fractura. La Tabla(2. 1) da algunos valores de porosidad para rocas y materiales consolidados.

Figura(2. 4) Diagramas de tipo de poro común (amarillo) en roca sedimentaria. Los poros primarios están presentes en sedimentos inalterados. Los poros secundarios se forman después de la depositación como resultado de los procesos de disolución y reemplazo. Los poros secundarios pueden formar la disolución de granos individuales (mohos) o pueden ser mucho más grandes que el tamaño de los granos (buggy) (Robert G. Maliva), pag.12.



Nota. 12 (Missimer, Jones, & Maliva, 2015), pág. 125.

Figura(2. 5) Sistemas de porosidad: A. Porosidad única, B. Micro fisuras, C. Doble porosidad.



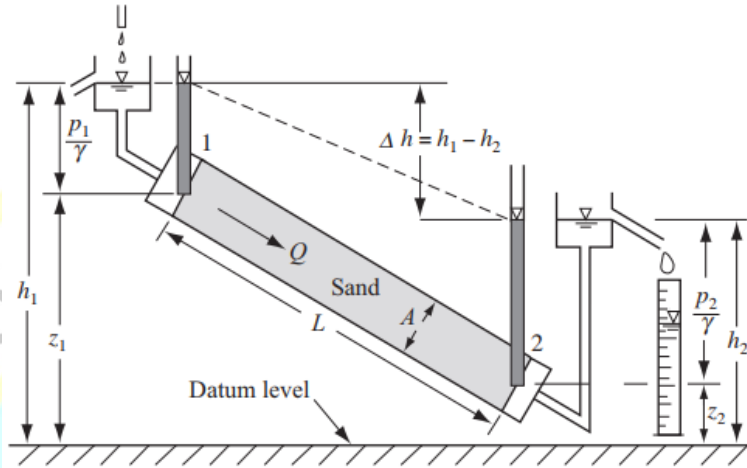
Nota. 13 (Kruseman & de Ridder, 2000), pág.20.

CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA (K).-

La conductividad hidráulica es la consecuencia de la proporcionalidad en la ley de Darcy. Se define como el volumen de agua que se moverá a través de un medio poroso

en la unidad de tiempo bajo una unidad de gradiente hidráulico a través de una unidad de área medida en ángulos rectos a la dirección de flujo. La conductividad hidráulica puede tener cualquier unidad de longitud/tiempo, por ejemplo (m/d). Figura(2. 6).

Figura(2. 6) Experimento de Darcy. Flujo en un medio poroso en columna inclinada.
 $q = Q/A = K dh/dL$.



Nota. 14 (Bear & Cheng, 2010), pág. 111.

La conductividad hidráulica (K) de las rocas fracturadas depende en gran medida de la densidad de las fracturas y del ancho de sus aberturas. Las fracturas pueden aumentar la conductividad hidráulica de las rocas sólidas por varios órdenes o magnitud.

COEFICIENTE DE FLUJO DE INTERPOROSIDAD (λ).

Cuando se bombea un acuífero fracturado confinado del tipo de doble porosidad, el *coeficiente de flujo de interporosidad* (λ) controla el flujo en el acuífero. Indica la facilidad con que el agua puede fluir de los bloques de la matriz acuífera hacia las fracturas, y se define como:

$$\lambda = \alpha r^2 \frac{K_m}{K_f} ; \quad (2.8)$$

Donde α es un *factor de forma* que refleja la geometría de los bloques de la matriz, r es la distancia al pozo, K es la conductividad hidráulica, f se refiere a la fractura y m al bloque de la matriz. La dimensión de λ es el recíproco de área [m^{-2}].

COMPRESIBILIDAD (α y β).-

La *compresibilidad* es una propiedad *material* y *fluida* importante en el análisis del flujo inestable a los pozos. La *compresibilidad* se expresa en (m^2/N) o (Pa^{-1}). Describe el *cambio de volumen* o la *deformación* inducida en un acuífero (o acuitardo) bajo una presión dada, o:

$$\alpha = \frac{-(dV_T/V_T)}{d\sigma_e} ; \quad (2.9)$$

Donde:

V_T = volumen total de una masa dada de material y

$d\sigma_e$ = cambio en la *tensión efectiva*. De forma similar, la *compresibilidad del agua* se define como:

$$\beta = -\frac{(dV_w/dp)}{V_w} ; \quad (2.10)$$

Un *cambio en la presión del agua* dp (o Δp) induce un *cambio en el volumen* dV_w (o ΔV_w) de una masa dada de agua (V_w). Por cada aumento de una atmósfera en la presión ejercida, el volumen de agua disminuiría 46,4 partes por millón.

TRANSMISIVIDAD (KD o T).-

La *transmisividad* es el producto de la conductividad hidráulica media K y el espesor *saturado* del acuífero D . Por consiguiente, la *transmisividad* (T) es la *velocidad de flujo* bajo un *gradiente hidráulico unitario* a través de una *sección transversal de anchura unitaria* sobre todo el espesor saturado del acuífero. En la Tabla(2. 3) y Tabla(2. 4) a continuación vemos el rango de valores y la clasificación de la *transmisividad* según la valoración de Krasný J. (Mawlood & Mustafa, 2016a)

Jiri Krasny propuso la clasificación de la transmisividad y su variación basada en la magnitud de la transmisividad y la desviación estándar del índice de transmisividad respectivamente. La desviación estándar del índice de transmisividad del área estudiada indica una gran variación de transmisividad. Esto implica que el entorno hidrogeológico es considerablemente heterogéneo, lo que significa que las condiciones acuíferas varían en una corta distancia lateral, **Tabla(2. 4)**.

Tabla(2. 3)

Clasificación de valores de Transmisividad según Krasny J (1993)

Magnitude of Transmissivity (m ³ /day)	Class	Designation	Specific Capacity (m ² / day)	Groundwater Supply Potential
>1000	I	Very high	> 864	Regional importance
100 to 1000	II	High	86.4 to 864	Lesser regional importance
10 to 100	III	Intermediate	8.64 to 86.4	Local water supply
1 to 10	IV	Low	0.864 to 8.64	Private consumption
0.1 to 1	V	Very low	0.0864 to 0.864	Limited consumption
< 0.1	VI	Imperceptible	< 0.0864	Very difficult to use for water supply

Nota. 15. (Reddy, 2014)-pág. 110.

Tabla(2. 4)

Clasificación de la Variación de la Transmisividad según Krasny.

Standard Deviation of Transmissivity Index (Y)	Class of Transmissivity Variation	Designation of Transmissivity Variation	Hydrogeological Environment
< 0.2	A	Insignificant	Homogeneous
0.2 to 0.4	B	Small	Slightly heterogeneous
0.4 to 0.6	C	Moderate	Fairly Heterogeneous
0.6 to 0.8	D	Large	Considerably Heterogeneous
0.8 to 1.0	E	V. large	Very Heterogeneous
> 1.0	F	Extremely large	Extremely Heterogeneous

Nota. 16. (Reddy, 2014), pág.110.

La *transmisividad efectiva*, tal como se utiliza para los medios fracturados, se define como:

$$T = \sqrt{\frac{T_{f(x)}}{T_{f(y)}}} ; \quad (2.11)$$

Donde f se refiere a las fracturas y: x e y a los *ejes* principales de *permeabilidad*. La transmisividad tiene las dimensiones de $[L/T \times L]$ o $[L^2/T]$ y se expresa, por ejemplo, en (m^2/d) o (cm^2/s) .

ALMACENAMIENTO ESPECÍFICO (S_s).-

El *almacenamiento específico* de un acuífero *confinado saturado* es el volumen de agua que un volumen unitario de acuífero libera del almacenamiento bajo una disminución unitaria en la cabeza hidráulica. Esta liberación de agua del almacenamiento en condiciones de disminución de la cabeza h (o Z) proviene de la compactación del acuífero debido al *aumento de la tensión efectiva* $d\sigma_e$ (o $\Delta\sigma_e$) y la expansión del agua debido a la disminución de la presión $-\Delta p$. El almacenamiento específico se define como:

$$S_s = \rho g (\alpha + n\beta) ; \quad (2.12)$$

Donde ρ es la densidad de masa del agua (M/L^3), g es la aceleración de la gravedad $[L/s^2]$, ρg (N/L^3) el peso específico (γ), y α se definió anteriormente como la *compresibilidad del acuífero-(acuítardo)* $[m^2/N]$ o $[1/Pa]$, β es la *compresibilidad del fluido* $[Pa^{-1}]$. La dimensión del *almacenamiento específico* S_s es $Longitud^{-1}$ $[1/L]$

ALMACENABILIDAD (S).-

La capacidad de almacenamiento de un *acuífero confinado saturado* de espesor D es el *volumen de agua liberada* del almacenamiento por *unidad de superficie* del acuífero por *unidad de declinación* en el componente de la cabeza hidráulica normal a esa superficie. La *capacidad de almacenamiento* se define como:

$$S = \rho g D (\alpha + n\beta) = S_s D ; \quad (2.13)$$

La capacidad de almacenamiento implica un volumen de agua por unidad de volumen de acuífero, es una cantidad adimensional.

RELACIÓN DE ALMACENABILIDAD (ω).

Es un parámetro adimensional que *controla el flujo desde los bloques de la matriz del acuífero hacia las fracturas de un acuífero confinado de doble porosidad*. Definido como:

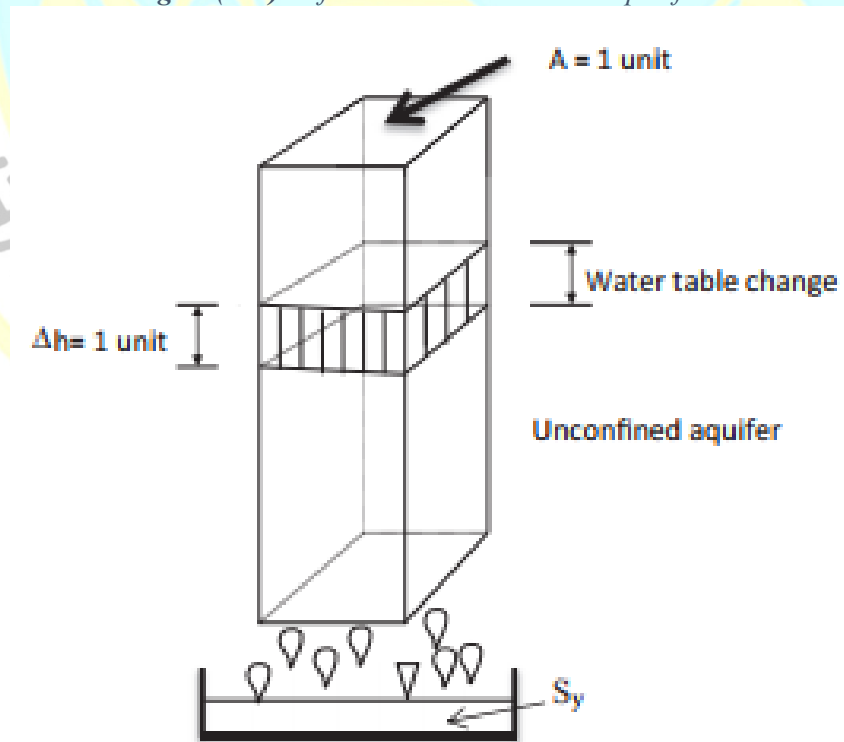
$$\omega = \frac{S_f}{(S_f + S_m)} \quad ; \quad (2.14)$$

Donde S es la almacenabilidad y f, m referentes a la fractura y bloque de matriz.

RENDIMIENTO ESPECÍFICO Ó POROSIDAD EFECTIVA (S_y).

El *rendimiento específico* es el volumen de agua que un *acuífero no confinado libera del almacenamiento por unidad de superficie del acuífero por unidad de declive de la capa freática*, Figura(2. 7). El rendimiento específico se denomina a veces *porosidad efectiva, espacio poroso drenable o almacenabilidad no confinada*.

Figura(2. 7) Definición de rendimiento específico..



Nota. 17. (Sen, 2015), pág. 59.

En rocas fracturadas, el agua sólo se mueve a través de las fracturas, incluso si los bloques de matriz no fracturados son porosos.

DIFUSIVIDAD HIDRÁULICA (KD/S), (T/S).-

La *difusividad hidráulica* es la relación entre la *transmisividad* y la *almacenabilidad* de un *acuífero saturado*. Gobierna la *propagación de los cambios en la cabeza hidráulica* en el acuífero. La difusividad tiene la dimensión (Longitud²/Tiempo).

RESISTENCIA HIDRÁULICA (c).-

Caracteriza la *resistencia de un acuitardo al flujo vertical, ascendente o descendente*. Es el *recíproco de la fuga o filtración o coeficiente de fugas (K'/D')* en la **ley de Darcy** cuando esta ley es usada para caracterizar la *cantidad de fuga o filtración* a través del *acuitardo* de espesor D' y conductividad hidráulica K' ;

K' = la conductividad hidráulica del acuitardo para el *flujo vertical*, y

D' = el espesor del acuitardo. La resistencia hidráulica se define así:

$$c = D'/K' ; \text{ Resistencia hidráulica vertical, (d)} \quad (2.15)$$

FACTOR DE FUGA (L).-

El *factor de fuga, o longitud característica*, es una medida para la *distribución espacial de la fuga o filtración* a través de un acuitardo en un acuífero que presenta fuga y viceversa. Se define como:

$$L = \sqrt{K D c} ; \quad (2.16)$$

Los valores *grandes* de L indican una *baja tasa de fugas* a través del acuitardo, mientras que los valores *pequeños* de L significan una *alta tasa de fugas*. El factor de fuga tiene la dimensión (Longitud), expresada, por ejemplo, en metros (m).

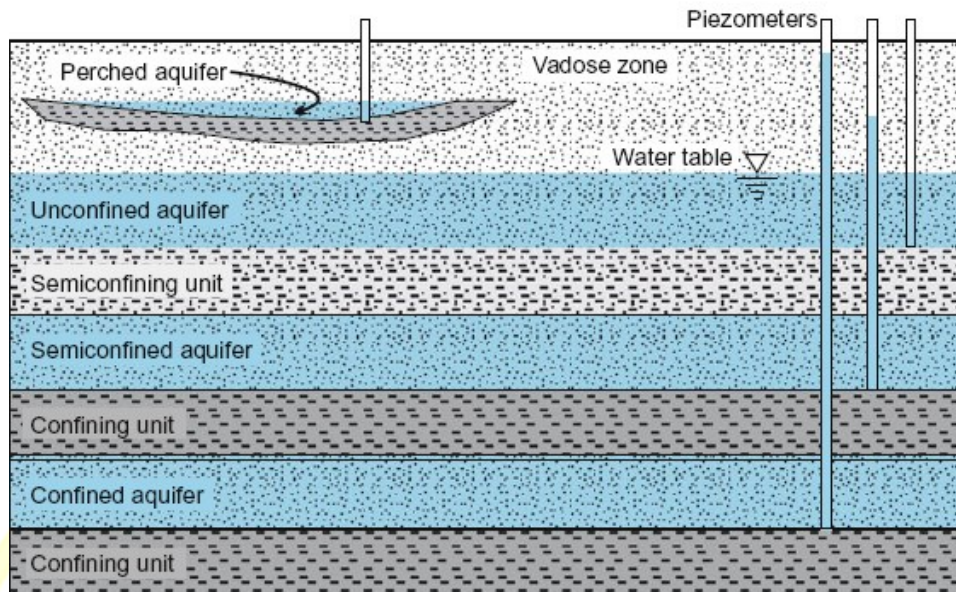
2.4.2 TEORÍA Y MODELOS EN LA EVALUACIÓN DE ACUÍFEROS

Una formación geológica desde donde se pueden bombear cantidades significativas de aguas subterráneas para usos domésticos, municipales o agrícolas se conoce como un acuífero. El término es relativo: significa que una unidad geológica relativamente produce agua que rodea los materiales, pero no indica que se puede bombear una cantidad específica de agua subterránea.

Acuíferos a veces están separados verticalmente por formaciones geológicas que permiten poco o ningún flujo de agua. La formación que actúa como barrera de agua se denomina acuitardo si es mucho menos permeable a un acuífero cercano, pero todavía permite flujo (p. ej., arcilla arenosa). Si la barrera de agua es casi impermeable (p. ej., arcilla) y forma una más o menos barrera formidable de flujo entre varios niveles de acuíferos, es conocido como un acuícludo.

Los acuíferos pueden ser de dos tipos principales: *no confinado* o *confinado*. En un acuífero no confinado, no hay ningún acuitardo sobrepuesto o acuícludo. Donde existen varios niveles de los acuíferos, el acuífero superior es típicamente no confinado. La recarga vertical por la infiltración de agua de lluvia o riego hacia el subsuelo en el acuífero no confinado no está por lo tanto restringida (Figura 2.8). La tabla de agua en la parte superior del acuífero no confinado puede migrar libremente hacia arriba y hacia abajo dependiendo de la cantidad de agua almacenada en el acuífero. El nivel del agua en un pozo perforado en un acuífero no confinado será el mismo que el nivel del agua en el acuífero (si ignoramos los efectos de la franja capilar). Un acuífero confinado, por el contrario, está "limitado" entre un acuícludo por encima y un acuícludo o acuitardo (p. ej., lecho de roca) por debajo, ver Figura(2. 8). La superficie potenciométrica de los acuíferos semiconfinados y confinados se puede colocar alternativamente debajo de la capa freática, particularmente donde los acuíferos están muy explotados.

Figura(2. 8) Diagrama conceptual de los principales tipos de acuíferos y la relación de sus elevaciones potenciométrica de superficie con la capa freática. (Robert G. Maliva), pag.5.



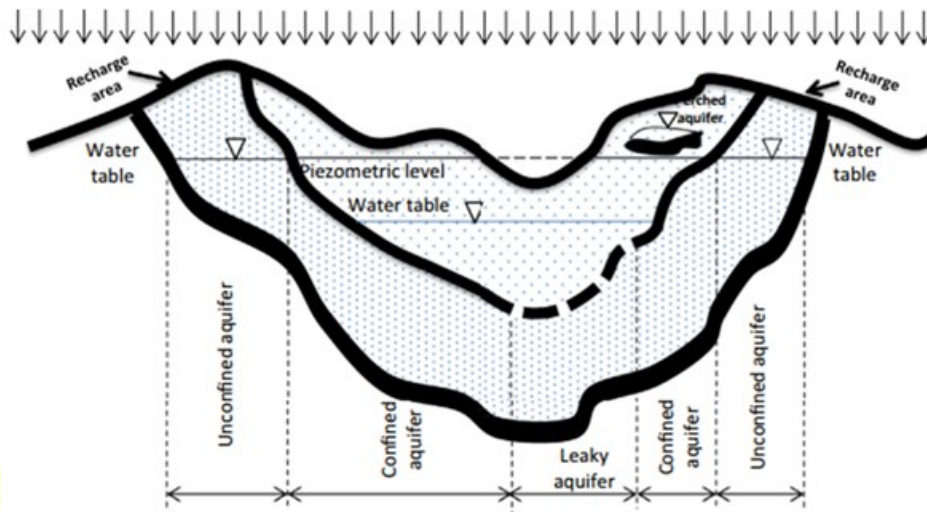
Nota. 18. (R. Maliva, 2016), pág. 5.

2.4.2.1 EVALUACIÓN DE ACUÍFEROS CONFINADOS

Cuando se bombea un pozo cuya perforación ha penetrado completamente un acuífero confinado, Figura(2. 9), la alteración ocasionada por el bombeo teóricamente se propagaría radialmente desde el pozo como una onda en función del tiempo, y el agua extraída provendría exclusivamente del acuífero.

En teoría, debido a que el agua extraída provendría totalmente de una reducción del volumen almacenado en el acuífero, en este proceso sólo puede existir un flujo de estado no estacionario. En la práctica, supondremos que el flujo hacia el pozo alcanza el estado estacionario en el momento que el cambio en el abatimiento se ha hecho suficientemente pequeño entre dos instantes de tiempo.

Figura(2. 9) Sección transversal de un acuífero compuesto bombeado.



Nota. 19. (Sen, 2015), pág.55.

Los métodos usados en la evaluación de las pruebas de bombeo en estos acuíferos han sido desarrollados tanto para el *flujo en estado estacionario* (Sección A) como para el *flujo en estado no estacionario* (Sección B).

Los supuestos y condiciones iniciales y de frontera que rigen la teoría y métodos para la evaluación de estos acuíferos son:

- Acuífero está confinado;
- Tiene una extensión areal supuestamente infinita;
- Es homogéneo, isotrópico y su espesor puede considerarse uniforme sobre el área de influencia de la prueba de pozo;
- Anterior al inicio del bombeo, la superficie piezométrica es horizontal (o casi) sobre el área impactada por la prueba;
- Se bombea a un caudal de descarga constante;
- La perforación del pozo ha penetrado completamente el espesor del acuífero y por lo tanto el flujo hacia el pozo es horizontal.

Y, para los supuestos del caso no estacionario:

- El agua extraída se descarga y afecta instantáneamente el descenso de la cabeza hidráulica;

- Supone un diámetro de pozo muy pequeño, despreciamos el almacenamiento de fluido en el volumen de la tubería del pozo.

A.- MODELO DE THIEM (CONFINADO-FLUJO ESTACIONARIO)

Thiem concluyó que, usando dos o más piezómetros, la descarga por bombeo a caudal constante desde un pozo se puede expresar como:

$$Q = \frac{2\pi KD (h_2 - h_1)}{\ln(r_2/r_1)} = \frac{2\pi KD (h_2 - h_1)}{2.30 \log(r_2/r_1)} ; \quad (2.17)$$

Q = Caudal de bombeo en la descarga del pozo en [m³ / d];

$KD = T$ = transmisividad del acuífero [m² / d];

r_1, r_2 = las distancias respectivas de los piezómetros desde el pozo [m];

h_1, h_2 = elevaciones estacionarias de los niveles de agua en los piezómetros [m].

Para propósitos prácticos, la ecuación (2.17) se escribe comúnmente como:

$$Q = \frac{2\pi KD (s_{m1} - s_{m2})}{2.3 \log(r_2/r_1)} ; \quad (2.18)$$

Donde s_{m1} y s_{m2} son los respectivos *abatimientos estacionarios* de los piezómetros [m].

En los casos en que sólo está disponible un piezómetro a una distancia r_1 del pozo:

$$Q = \frac{2\pi KD (s_{mw} - s_{m1})}{2.3 \log(r_1/r_w)} ; \quad (2.19)$$

Donde s_{mw} es el abatimiento en estado estacionario medido en el pozo, y r_w es el radio del pozo.

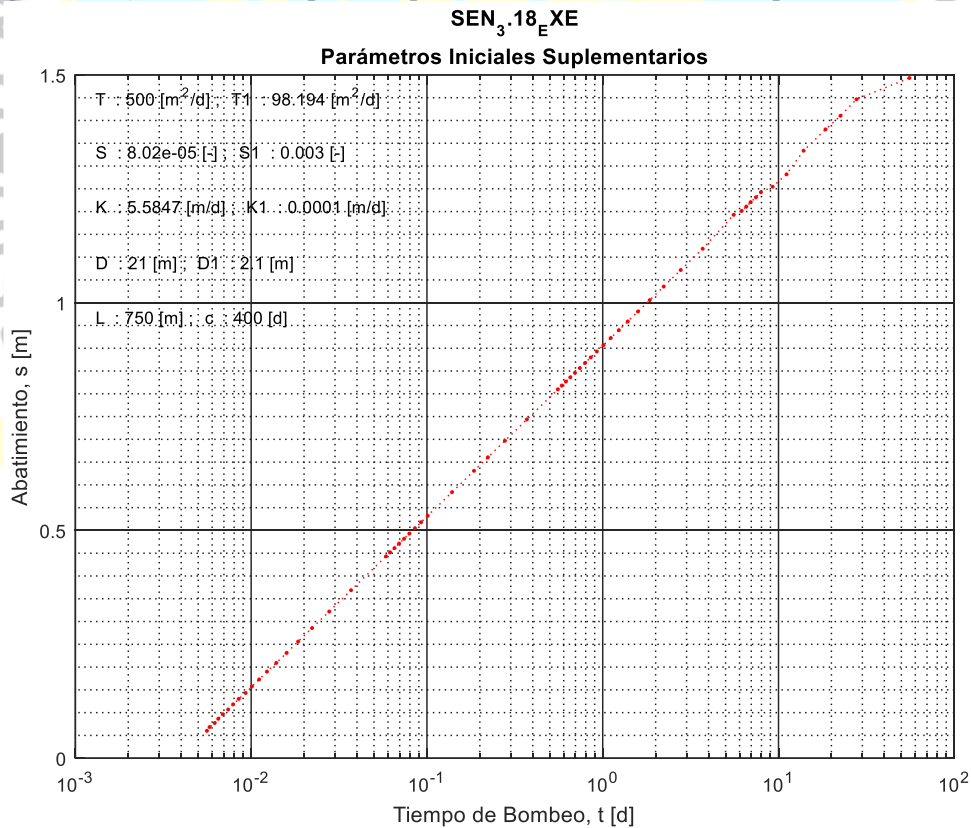
Tener la precaución de considerar que s_w en la ecuación (2.19) estará influenciada por las *pérdidas de pozo* causadas por el flujo a través de la rejilla del pozo y el flujo turbulento dentro del pozo a la entrada de la bomba (Wenzel, 1935).

B.- EL MODELO DE JACOB (CONFINADO-FLUJO TRANSITORIO)

Etapas en el procesamiento de datos de pruebas de bombeo de acuíferos no confinados.

Datos de campo mostrando parámetros suplementarios iniciales y la posibilidad de efectuar algún control de calidad de los datos previo al inicio del procesamiento, Figura(2. 10).

Figura(2. 10) Datos de campo de la prueba a caudal constante del pozo SE-3.18-EXE

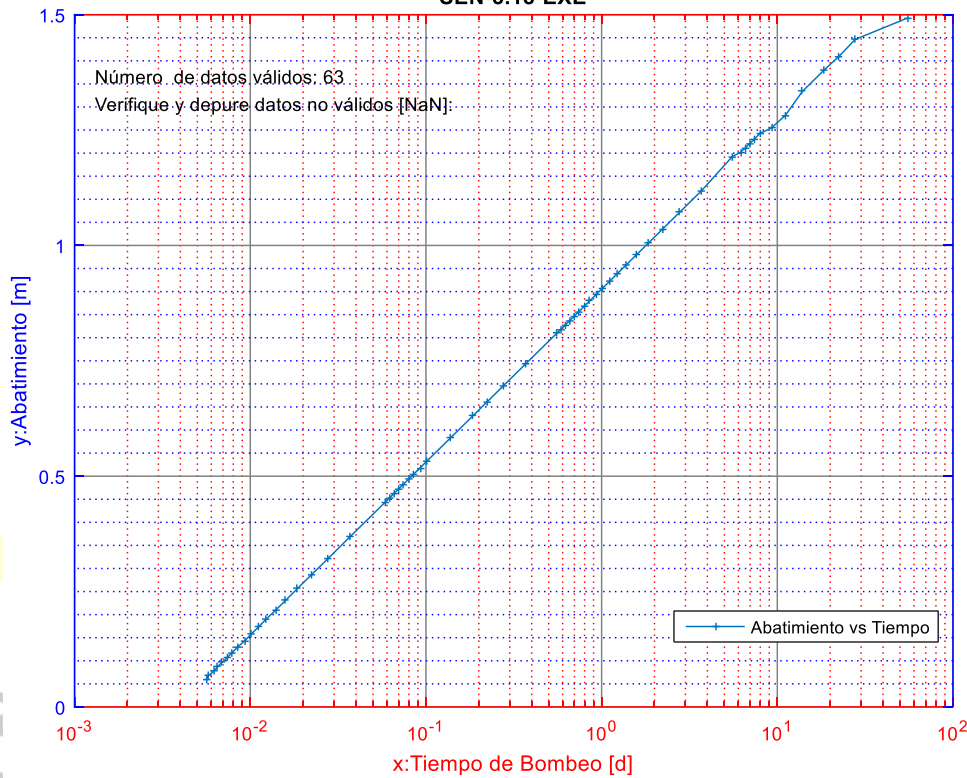


Nota. 20. Salida de DSPWT.

1.- Calcula parámetros del acuífero considerando un ajuste semilog-x con la totalidad de los datos de la prueba de pozo, tiempo-abatimiento, Figura(2. 11).

Figura(2. 11) Datos de campo del pozo SEN-3.18-EXE, en supuesto acuífero confinado

PRUEBA DE POZO:Arabian Shield Aquifer Wadi Qudaid
SEN-3.18-EXE



Nota. 21. Salida de DSPWT.

2.- Con los parámetros de la curva de ajuste lineal, Figura(2. 12):

m_a : Pendiente de la curva de ajuste de los datos de campo en tiempo-temprano (elegidos de entre los primeros datos registrados).

B_a : Intersección de la recta de ajuste con el eje de abatimiento (ordenadas).

t_{0a} : Intersección de la curva de ajuste con el eje de tiempo de bombeo.

y los datos de campo y parámetros de diseño de la prueba:

Q: Caudal de bombeo (extracción o inyección) de agua.

r: Distancia radial del pozo principal (pozo de bombeo) al piezómetro .

s_a : Abatimiento del nivel piezométrico del pozo.

t_a : Tiempo de bombeo correspondientes a cada uno de los abatimientos s_a .

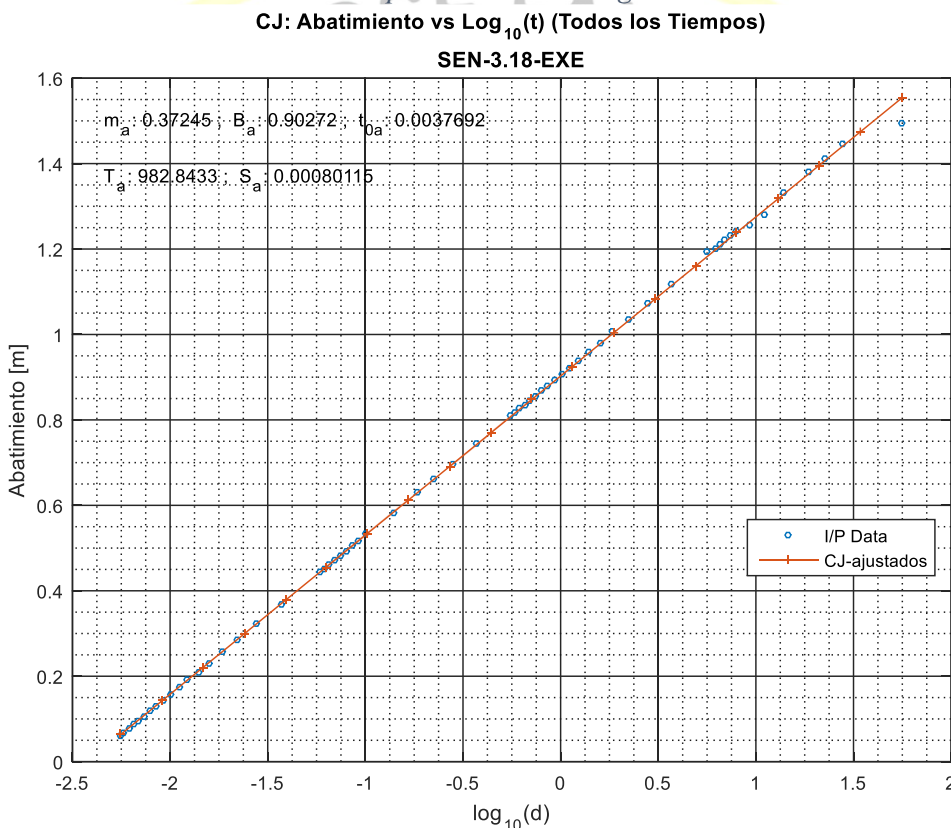
Calculamos los valores correspondientes de la Transmisividad (T) y Almacenabilidad (S):

$$T_a = 2.3 Q / 4\pi m_a : \text{Transmisividad del acuífero [m}^2/\text{d]}$$

$$S_a = 2.25 T_a t_{0a} / r^2 : \text{Almacenabilidad (coeficiente de almacenamiento) [-]}$$

El subíndice 'a' se refiere al uso de la totalidad de los datos de entrada.

Figura(2. 12) Obtención de los parámetros T_a y S_a , mediante ajuste lineal de todos los datos de campo en escala semilog-x.



Nota. 22. Salida de DSPWT.

3.- Efectuamos el mismo procedimiento anterior usando datos tiempo-abatimiento de los datos de campo tardíos en escala semilog-x, Figura(2. 13):

m_L : Pendiente de la curva de ajuste de los datos de campo en tiempo-temprano (elegidos de entre los primeros datos registrados).

B_L : Intersección de la recta de ajuste con el eje de abatimiento (ordenadas).

t_{0L} : Intersección de la curva de ajuste con el eje de tiempo de bombeo.

y los datos de campo y parámetros de diseño de la prueba:

Q: Caudal de bombeo (extracción o inyección) de agua.

r: Distancia radial del pozo principal (pozo de bombeo) al piezómetro .

s_L : Abatimiento tardío del nivel piezométrico del pozo.

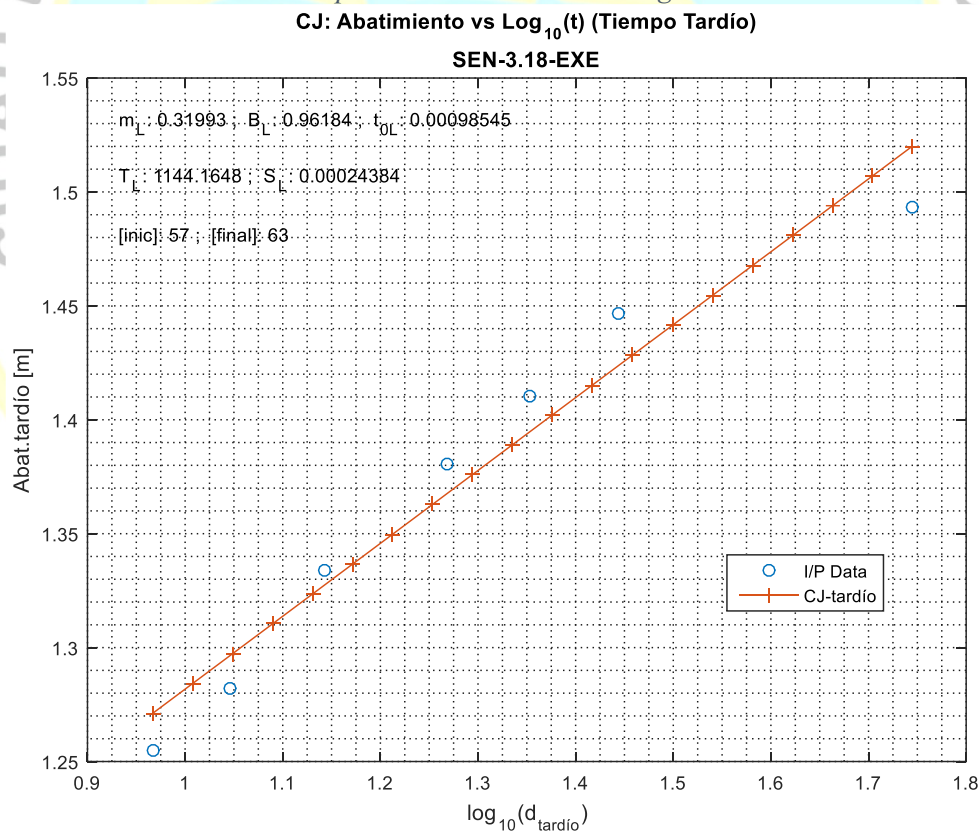
T_L : Tiempo tardío de bombeo correspondientes a cada uno de los abatimientos s_a .

Usamos las siguientes ecuaciones:

$$T_L = (2.3 Q / 4\pi m_L) : \text{Transmisividad del acuífero [m}^2/\text{d]}$$

$$S_L = (2.25 T_L t_{OL} / r^2) : \text{Almacenabilidad [-]}$$

Figura(2. 13) Obtención de los parámetros T_L y S_L , mediante ajuste lineal de todos los datos de campo tardíos en escala semilog-x.



Nota. 23. Salida de DSPWT.

4.- Evaluamos 'u_{af}', la variable adimensional de tiempo, Figura(2. 14), Figura(2. 15):

$u_{af} = (r^2 S_a / 4 T_a t_a)$: tiempo adimensional, variable de la función de pozo $W(u)$.

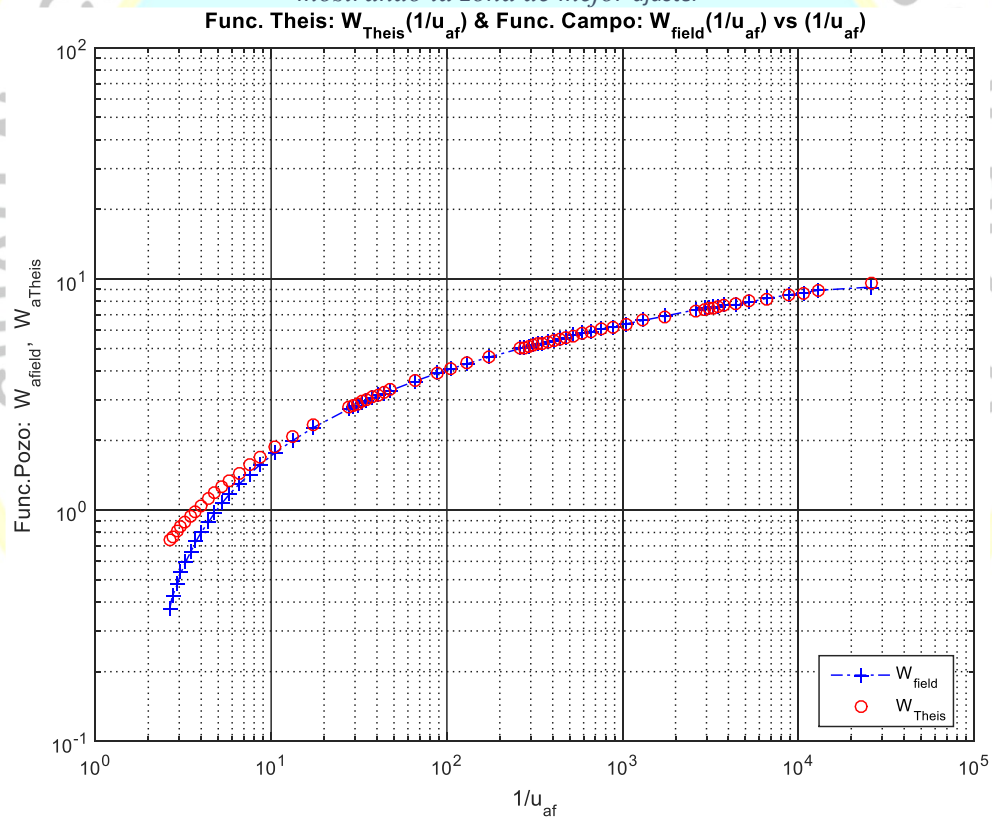
y a continuación calculamos la función de pozo de Theis, usando la función integral exponencial:

$$W(u_{af}) = 4 \cdot \pi \cdot T_a \cdot t_a / Q \quad , \quad (\text{campo})$$

$$W(u_{at}) = -0.5772 - \ln(u_{af}) + u_{af} - u_{af}^2 / 2.2! + u_{af}^3 / 3.3! - \dots \quad , \quad (\text{Theis})$$

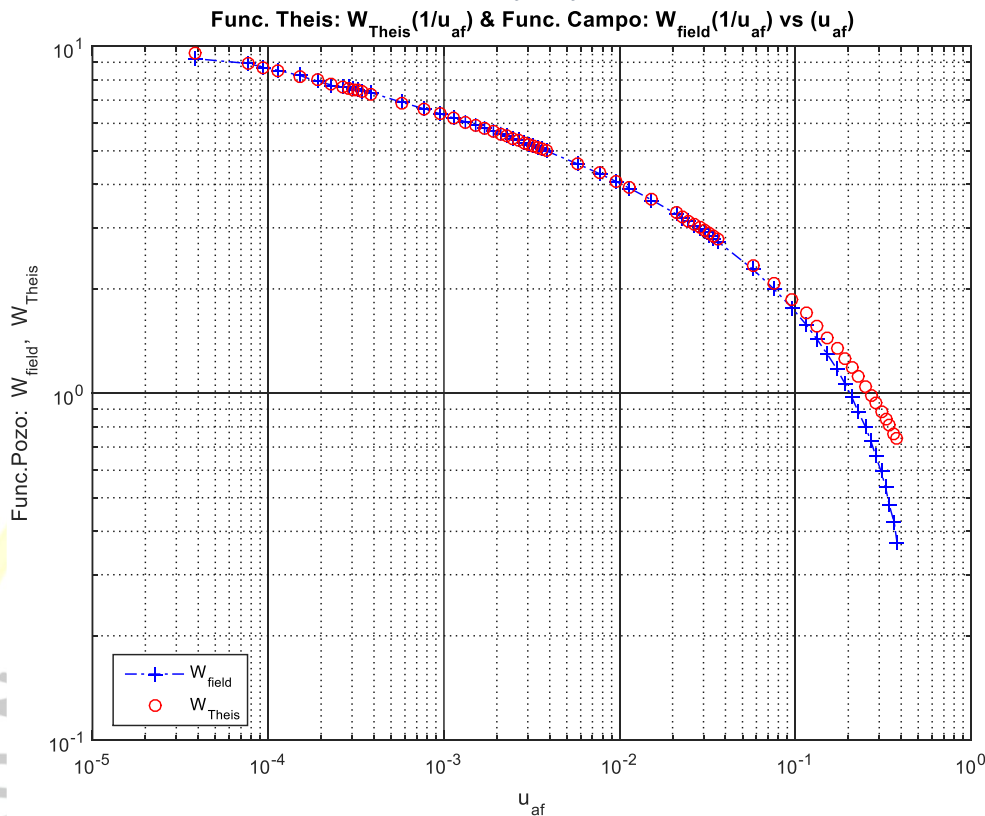
Graficamos la función de pozo de campo y de Theis, ambas vs (u_{af}) y vs $(1/u_{af})$ en escalas semilog-x,:

Figura(2. 14) Gráfico semilogx de las funciones de pozo $W(u_{af})$ y $W(u_{at})$, vs $(1/u_{af})$, mostrando la zona de mejor ajuste.



Nota. 24. Salida de DSPWT.

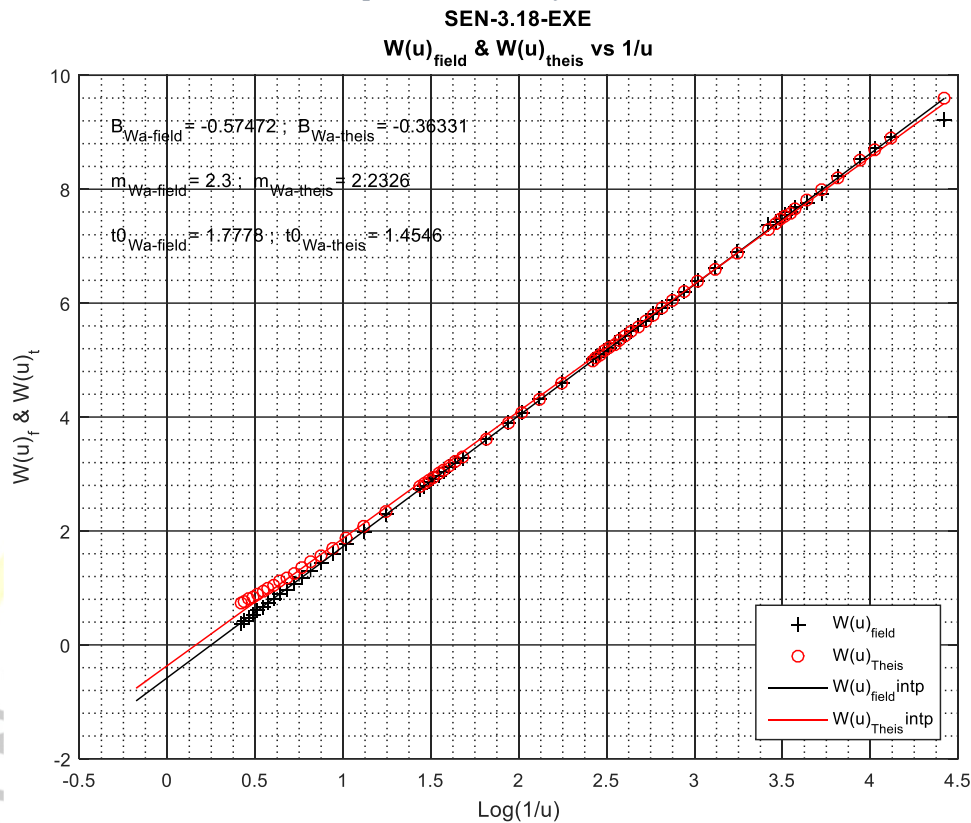
Figura(2. 15) Gráfico semilogx de las funciones de pozo $W(u_{af})$ y $W(u_{at})$, vs (u_{af}) , mostrando la zona de mejor ajuste.



Nota. 25. Salida de DSPWT

5.- Ajustamos linealmente la función de pozo $W(u_{af})$ en escala en escala semilog-x del inverso de u_{af} ($1/u_{af}$), encontrando los parámetros de ajuste lineal: (m_{waf}); (B_{waf}) y (t_{0waf}) correspondientes a la pendiente, intersección (y) e intersección (x) respectivamente, de la línea recta ajustada sobre la función de pozo de campo, Figura(2. 16).

Figura(2. 16) Ajuste lineal de las funciones de pozo de campo y de Theis, mostrando los parámetros de ajuste



6.- Graficamos la función de pozo $W(u_{af})$ y línea recta ajustada vs $\log(1/u_{af})$ para verificar la desviación del ajuste sobre la función de pozo y verificar la bondad de nuestra suposición de acuífero confinado.

C.- EL MODELO DE THEIS (CONFINADO-FLUJO TRANSITORIO)

Este modelo toma en cuenta un flujo radial en estado no estacionario en función del tiempo y la estabilidad. En un acuífero confinado suficientemente extenso e inicialmente en reposo, el bombeo a caudal constante produce un desequilibrio del sistema el mismo que se propaga desde el punto de bombeo hacia los límites exteriores del sistema acuífero. Esta propagación es función del tiempo y se manifiesta de forma tal que la descarga es proporcional a la declinación de la cabeza hidráulica, multiplicada por la almacenabilidad y sumada sobre el área de influencia (Theis, 1935). Tener siempre presente que en este modelo las diferencias de abatimiento en tiempos consecutivos no

pueden ser despreciadas, asimismo el gradiente hidráulico (ds/dt) no es constante con el tiempo.

La ecuación que representa este fenómeno, y que se derivó observando la analogía existente entre el flujo de agua subterránea y la propagación y conducción del calor en un medio, se escribe como:

$$s = \frac{Q}{4\pi KD} \int_u^\infty \frac{e^{-y}}{y} dy = \frac{Q}{4\pi KD} W(u) ; \quad (2.20)$$

$$\log(s) = \log\left(\frac{Q}{4\pi KD}\right) + \log(W(u)) ;$$

Dónde:

s = Abatimiento [m] medido en un piezómetro a una distancia r [m] del pozo

Q = descarga a caudal constante del pozo [m^3 / d];

KD = transmisividad (T) del acuífero [m^2 / d];

$u = r^2 S / 4Tt =$ constante adimensional, (2.21)

$S = 4KDu t / r^2 =$ factor o constante de Almacenabilidad del acuífero [-];

$$\rightarrow \log\left(\frac{r^2}{t}\right) = \log\left(\frac{4KD}{S}\right) + \log(u) ;$$

t = tiempo de bombeo (d);

$$W(u) = -0.5772 - \ln(u) + u - u^2 + \frac{u^2}{2.2!} - \frac{u^3}{3.3!} - \frac{u^4}{4.4!} + \dots = -\gamma - \ln(u) +$$

$$+ \sum_{k=1}^{\infty} (-1)^{k+1} z^k / k.k! ; (|\arg(z)| < \pi) ;$$

La integral exponencial $W(u)$, llamada también 'función de pozo de u ' o 'función de pozo de Theis', se define matemáticamente con el símbolo $E_1(u)$. El argumento (u) y la función de pozo $W(u)$ son conocidos como '*tiempo adimensional*' y '*abatimiento*'

adimensional', respectivamente. Existen tablas elaboradas de los valores de $W(u)$ en función de los valores (u).

Si el abatimiento s , se puede medir para uno o más valores de r en instantes diferentes t , y conociéndose el caudal de descarga Q , entonces podremos determinar el valor de los parámetros característicos S y KD como está explicitado en la ecuación (2.20), pero la definición impropia de la integral exponencial y las dos incógnitas S y T , hacen difícil la obtención de una solución explícita, habiéndose ideado varios métodos como el de "ajuste de curvas" que obtienen aceptables valores para S y T .

D.- EL MÉTODO DE JACOB (CONFINADO-FLUJO TRANSITORIO)

El método de Jacob sigue la formulación de Theis, con un desarrollo en serie de la función integral exponencial, ecuación (2.20):

$$W(u) = -0.5772 - \ln(u) + u - u^2 + \frac{u^2}{2.2!} - \frac{u^3}{3.3!} - \frac{u^4}{4.4!} + \dots ;$$

$$u = r^2 S / 4Tt ;$$

Analizando la segunda igualdad del tiempo adimensional vemos que u disminuye cuando el valor de t aumenta (*tiempo tardío* de bombeo) y el valor de r disminuye (toma de datos *cerca* al pozo). Jacob propuso que si tomamos observaciones del abatimiento en las proximidades del pozo en un tiempo suficientemente largo los términos de la función de pozo se hacen despreciables más allá del segundo término de la serie, para valores de u más allá de $u < 0.01$. Así:

$$s = \frac{Q}{4\pi KD} \left[-0.5772 - \ln \left(\frac{r^2 S}{4KDt} \right) \right] ;$$

Obteniendo los siguientes resultados:

Un error (ε) menor que: 1% 2% 5% 10%

Para (u) menor que: 0,03 0,05 0,1 0,15

Reordenamos los términos y cambiamos la expresión a logaritmos decimales:

$$s = \frac{2.3 Q}{4\pi KD} \log \left(\frac{2.25 KD t}{S r^2} \right) ; \quad (2.22)$$

Debido a que Q , KD , y S son constantes, si usamos observaciones de abatimiento a una distancia pequeña r del pozo, un gráfico de abatimiento s versus el logaritmo de t formará una línea recta. Si esta línea se extiende hasta que intercepta el eje de tiempo donde $s = 0$, el punto de intercepción tiene las coordenadas $s = 0$ y $t = t_0$, $(t_0, 0)$. Sustituyendo estos valores en la Ecuación (2.22) obtenemos:

$$0 = \frac{2.3 Q}{4\pi KD} \log \left(\frac{2.25 KD t_0}{S r^2} \right) ;$$

y debido a que $(2.3Q/4\pi KD) \neq 0$, se sigue que: $(2.25KD t_0/r^2 S) = 1$; y:

$$S = \frac{2.25 KD t_0}{r^2} ; \quad (2.23)$$

La pendiente de la recta, es decir, la diferencia de abatimiento (Δs) en un ciclo logarítmico de tiempo ($\log(t/t_0) = 1$), es igual a $(2.3 Q/4\pi KD)$. Por lo tanto:

$$KD = \frac{2.3 Q}{4\pi \Delta s} ; \quad (2.24)$$

De forma similar, se puede demostrar que, para un tiempo fijo t , un gráfico de s contra r en escala semilog-x, forma una línea recta y pudiéndose derivar las siguientes ecuaciones:

$$S = \frac{2.25 KD t}{r_0^2} ; \quad (2.25)$$

y:

$$T = KD = \left(\frac{2.3 Q}{4\pi \Delta s} \right) ; \quad (2.26)$$

Si utilizamos los datos de abatimiento de todos los piezómetros, los valores de s frente a t/r^2 se pueden representar en escala semilog-x. Posteriormente, podemos trazar una línea recta a través de los puntos graficados. Continuando con la misma línea de razonamiento que la anterior, derivamos las siguientes fórmulas:

$$S = 2.25 KD \left(\frac{t}{r^2} \right)_0 ; \quad (2.27)$$

y:

$$KD = \frac{2.3 Q}{4\pi \Delta s} ; \quad (2.28)$$

El método de línea recta de Jacob (LRJ) puede aplicarse en cada una de las tres situaciones descritas anteriormente: para $r = \text{constante}$, para $t = \text{constante}$ y cuando se usan valores de (t/r^2) en el gráfico de datos.

Por supuesto que debe cumplirse adicionalmente la *estacionariedad del flujo* de fluidos hacia el pozo de bombeo y el valor pequeño del tiempo adimensional u . Esta última condición en *acuíferos confinados* suele alcanzarse a distancias radial r moderadas desde el pozo de bombeo y tiempos promedio de bombeo de 2 horas. La condición de ser $u < 0.01$ es bastante exigente y en la práctica usar entre 5 o 10 veces este valor es suficiente para obtener un error menor al 5%. Con el método manual de *búsqueda de similitud* entre las *curvas teóricas y reales* de la prueba del pozo es casi imposible determinar donde los datos de campo se desvían de la relación de línea recta, en consecuencia muchos sugieren usar $u < 0.1$ en el método de Jacob.

Notemos que el uso de la ecuación (2.22) para la determinación de la diferencia en el abatimiento $(s_1 - s_2)$ entre dos piezómetros a distancias radiales r_1 y r_2 del pozo de bombeo, conduce a una expresión idéntica al modelo de Thiem (Ecuación 2.17).

2.4.2.2 EVALUACIÓN DE ACUÍFEROS SEMI CONFINADOS / FILTRANTES.

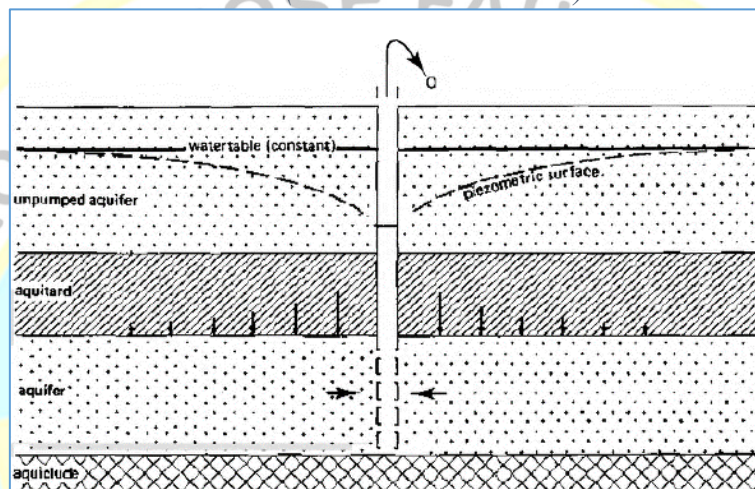
Sistemas geológicos de *acuíferos complejos* en los que no podemos despreciar la influencia del flujo en *sentido vertical* a través de las capas limitantes subyacentes y / o sobre yacentes, dada su importancia, deben ser debidamente estudiados y modelados. Estas formaciones se conocen comúnmente como acuíferos con fugas o semiconfinados. En realidad de lo que se trata es de considerar en el modelo físico la *permeabilidad de estas capas limitantes*. Un ejemplo clásico es el de los sistemas aluviales *acuifero-acuitardo de múltiples capas*, que están presentes en todo el mundo. El análisis del abatimiento causado por pruebas de bombeo en *acuifero permeable con sello filtrante* permite la estimación de parámetros hidráulicos representativos tanto del *acuifero* en prueba como del *acuitardo* a través del cual se *recarga*, siendo esencial conocer este comportamiento para el manejo adecuado del acuifero, la predicción de la *migración de contaminantes*, evaluación de la *vulnerabilidad* y de *riesgos* en general.

Consideremos el sistema de tres capas mostrado en la Figura(2. 17), formado de dos acuíferos, separados por un *acuitardo mediador* y el *acuifero inferior* descansa sobre un *acuicludo*. En esta situación perforamos un pozo que penetra completamente en el acuifero inferior y atraviesa el espesor total de este acuifero. El pozo no filtra lateralmente desde el acuifero superior no-confinado, y la *criba de filtración* instalada solo en el acuifero inferior. Antes del inicio del bombeo, el sistema está en reposo, es decir, la *superficie piezométrica* del acuifero inferior coincide con la *capa freática* del acuifero superior.

Iniciado el bombeo, la *cabeza hidráulica* en el acuifero inferior desciende, creando así un *gradiente de la cabeza piezométrica* no sólo en el mismo acuifero impactado inicialmente por el flujo de fluido a través de la criba, sino también en el *acuitardo* ocasionado por la permeabilidad o conductividad hidráulica (K') diferente de

ceros en este último. Este desbalance ocasionaría que el flujo inducido por el bombeo sea *vertical a través del acuitardo superior* y *flujo horizontal en el acuífero inferior*. El error introducido por esta suposición del comportamiento del flujo comúnmente es inferior al 5% si el valor de K en el acuífero es dos o más órdenes de magnitud mayor que la K' del acuitardo (Neuman y Witherspoon).

Figura(2. 17) Sección transversal de un acuífero semiconfinado con acuitardo filtrante por bombeo. (Kruseman & de Ridder).



Nota. 27. (Kruseman & de Ridder, 2000).

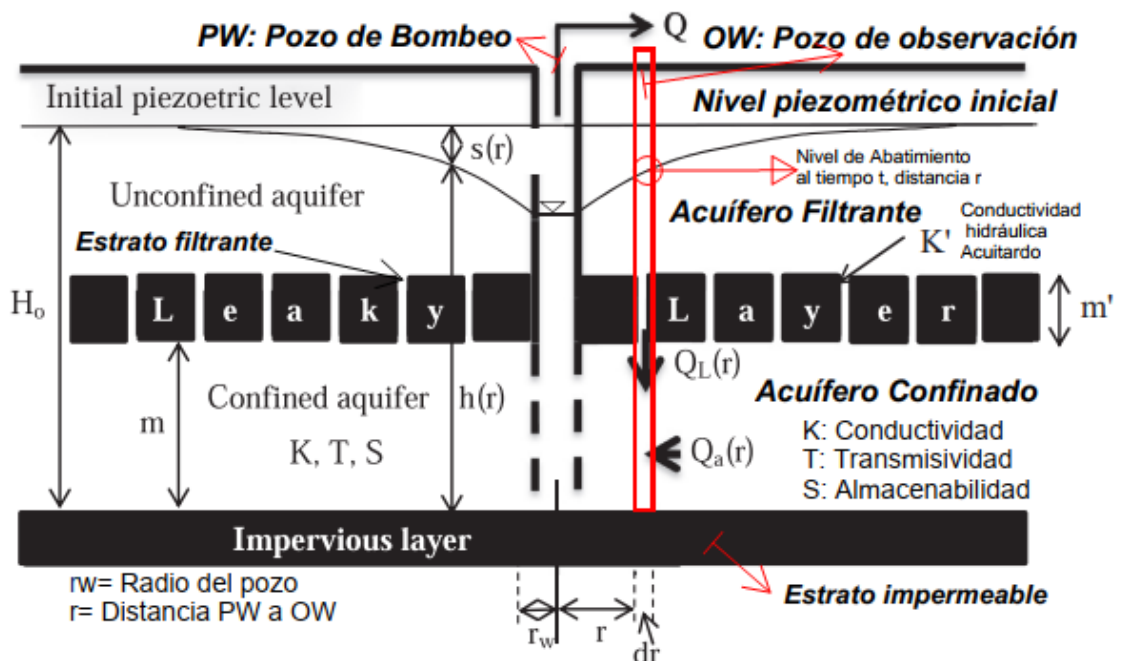
Con miras a analizar adecuadamente un *acuífero semiconfinado*, debemos diseñar la prueba de campo con requerimientos de *piezómetros localizados en el acuífero*, en el *acuitardo* y en el *acuífero superior no confinado*.

Las condiciones *iniciales* y de *frontera* en el modelamiento y análisis de los acuíferos *semiconfinados* son:

- Tienen filtración por su parte superior en donde se localiza el *acuitardo*.
- Tanto el *acuífero* como el *acuitardo* son de extensión considerada *infinita*;
- *Acuífero* y *acuitardo* homogéneos, isotrópicos y de *espesor uniforme* sobre la zona del ensayo;
- Previo al inicio del bombeo, la *superficie piezométrica* del acuífero y la *napa freática* son horizontales;

- El caudal de bombeo (Q) permanece *constante* durante la prueba;
 - El pozo ha sido perforado atravesando todo el espesor del acuífero de tal forma que el flujo de agua hacia la criba del pozo es *horizontal*.
 - A través del acuitardo el flujo es *vertical* debido a la *considerable diferencia* entre sus conductividades hidráulicas (K y K') con el acuífero inferior;
 - El *abatimiento* en el acuífero no bombeado (o en el acuitardo, si no hay acuífero no bombeado) es insignificante.
- Y para condiciones de estado transitorio:
- El agua bombeada desde el *acuífero* y el agua suministrada a éste por la filtración a través del *acuitardo* producen una disminución *instantánea* de la cabeza piezométrica del pozo;
 - El almacenamiento en el pozo puede ser despreciado. No hay *efecto de pozo* ni *efecto piel*.

Figura(2. 18) Acuífero con acuitardo filtrante por bombeo en estado estacionario



Nota. 28. (Zekai Sen, 2015, pág.133)

A.- MÉTODO DE DE-GLEE (FILTRANTE - FLUJO ESTACIONARIO)

Para la descarga en estado estacionario proporcional al gradiente hidráulico a través del acuitardo en un *acuífero con fugas o acuífero filtrante*, **Figura(2. 18)**, De Glee, (Glee, 1930), obtuvo la siguiente fórmula:

$$s_m = \frac{Q}{2\pi KD} K_0\left(\frac{r}{L}\right) ; \quad (2.29)$$

$$T = \frac{Q}{2\pi s_m} K_0\left(\frac{r}{L}\right) ; \quad K = \frac{Q}{2\pi D s_m} K_0\left(\frac{r}{L}\right) ;$$

Dónde:

s_m = nivel de abatimiento estacionario [m]

r = distancia radial desde el pozo de bombeo al piezómetro [m].

Q = caudal de descarga del pozo [m³ / d]

$L = \sqrt{K D c} = \sqrt{K D D' / K'}$: factor de fuga [m]. (2.30)

$c = D' / K'$: resistencia hidráulica del *acuitardo* [d]

D' = espesor saturado del acuitardo [m].

K' = conductividad hidráulica vertical del acuitardo [m / min].

$K_0(x)$ = función de Bessel modificada del segunda clase y de orden cero (función de Bessel de segunda especie).

El método desarrollado por **De Glee** debe cumplir además las condiciones de *estacionariedad* y factor de fuga $L > 3D$.

B.- MÉTODO DE HANTUSH-JACOB (FILTRANTE - FLUJO ESTACIONARIO)

Posterior al modelo desarrollado por **De-Glee**, (Glee, 1930), Hantush & Jacob (HJ-1955) obtuvieron una ecuación similar, postulando que si (r/L) es lo suficientemente

pequeño, menor a 5% ($r/L < 0.05$), y ($L > 3D$), donde D es el espesor del acuífero, la formulación de De Glee se podría reducir a:

$$s \approx \frac{2.3 Q}{2\pi KD} \left(\log 1.12 \frac{L}{r} \right) ; \quad (2.31)$$

Para ($r/L < (0.16, 0.22, 0.33 \text{ y } 0.45)$), los errores en el uso de esta ecuación en lugar de la de De-Glee serían menores al 1, 2, 5 y 10% , respectivamente (Huisman 1972). Un gráfico de s_m vs r en escala semilog-x, mostrará una relación lineal en el rango de valores donde (r/L) es pequeño, Figura(2. 19). En el intervalo donde (r/L) es grande, los puntos caen sobre una curva que se aproxima asintóticamente al eje de abatimiento cero.

La pendiente de la porción recta de la curva, es decir la diferencia de drawdown Δs_m por ciclo logarítmico de r , se expresa mediante:

$$\Delta s_m = \frac{2.3 Q}{2\pi KD} ; \quad (2.32)$$

La porción extendida en línea recta de la curva intercepta el eje r donde el abatimiento es cero en el punto de intercepción, $s_m = 0$ y $r = r_0$, la ecuación (2.31) se reduce a:

$$0 = \frac{2.3 Q}{2\pi KD} \log \left(1.12 \frac{L}{r_0} \right) ;$$

De lo cual se deduce que:

$$1.12 \frac{L}{r_0} = \frac{1.12}{r_0} \sqrt{KDc} = 1 ;$$

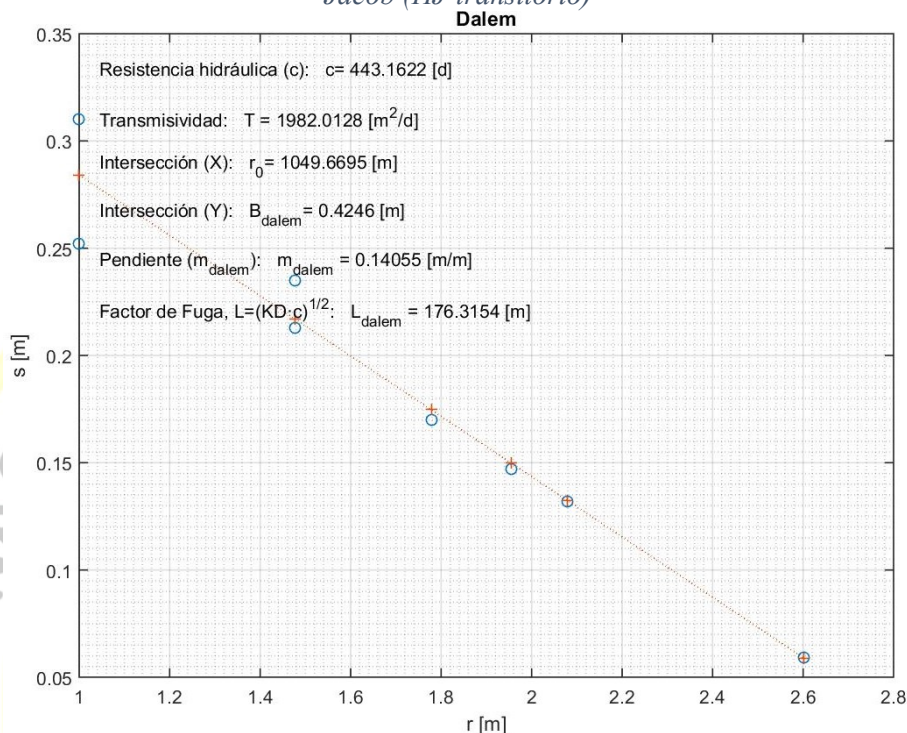
y por lo tanto

$$c = \frac{(r_0/1.12)^2}{KD} ; \quad (2.33)$$

Recordando que además de las condiciones iniciales y de frontera supuestas, debe cumplirse con flujo en estado estacionario y factor de filtración, $L > 3D$, Figura(2. 19).

El uso del modelo de HJ en lugar de De-Glee para valores de (r/L) en el rango $[0.16 \leq r/L \leq 0.45]$ implicarían errores del rango $[0.01 \leq \varepsilon \leq 0.10]$, (Huisman, 1972).

Figura(2. 19) Análisis de datos de la prueba de bombeo 'Dalem', con el método de Hantush-Jacob (HJ-transitorio)



Nota. 29. Salida de DSPWT.

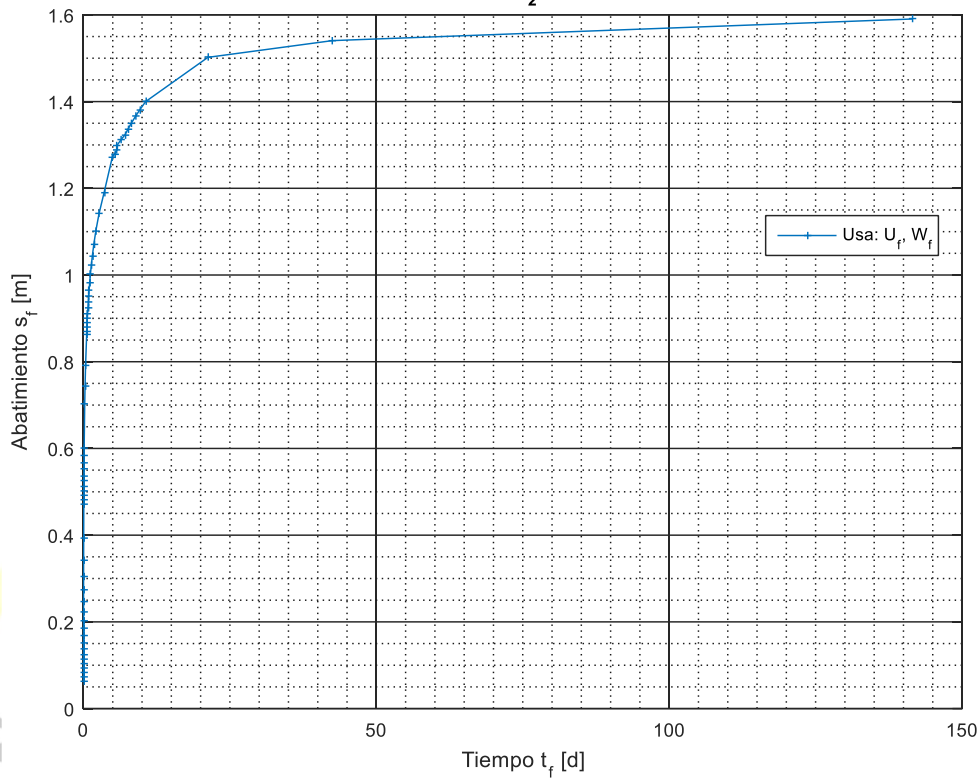
C.- MÉTODO COOPER JACOB DE LÍNEA RECTA GENERALIZADA (FILTRANTE-FLUJO TRANSITORIO)

Para el método de Cooper-Jacob (CJ), haciendo uso de la ecuación de Línea Recta Generalizada (LRG), en caso de disponer de los valores de la *función de pozo* $W(u)$ y de *tiempo adimensional* (u) , obtenemos a partir de ellos los valores de *tiempo* y *abatimiento de campo*, Figura(2. 20). Para esto debemos conocer los parámetros del acuífero T y S , distancia radial del pozo de bombeo al piezómetro (r) y caudal de bombeo (Q) usados en el campo durante la prueba (subíndice f referido ó relacionado con *datos de campo*):

$$u_f = \left(\frac{r^2 S}{4T t_f} \right) , \quad \rightarrow \quad t_f = \left(\frac{r^2 S}{4T u_f} \right)$$

$$W(u_f) = \left(\frac{4\pi T}{Q} \right) s_f , \quad \rightarrow \quad s_f = \frac{W(u_f) Q}{4\pi T}$$

Figura(2. 20) Datos de la función de pozo transformados a datos de campo
TEST_{2,000}



Nota. 30. Salida de DSPWT.

2.- Usamos el método de la línea recta de CJ, ajustamos linealmente los valores de tiempo (t_f) y abatimiento (s_f), Figura(2. 21), en escala semilog-x, calculando los parámetros del ajuste lineal:

$$m_f = \text{pendiente}$$

$$B = \text{Intersección (Y)}$$

$$t_0 = \text{Intersección (X)},$$

a continuación calculamos los parámetros T, S del acuífero según CJ:

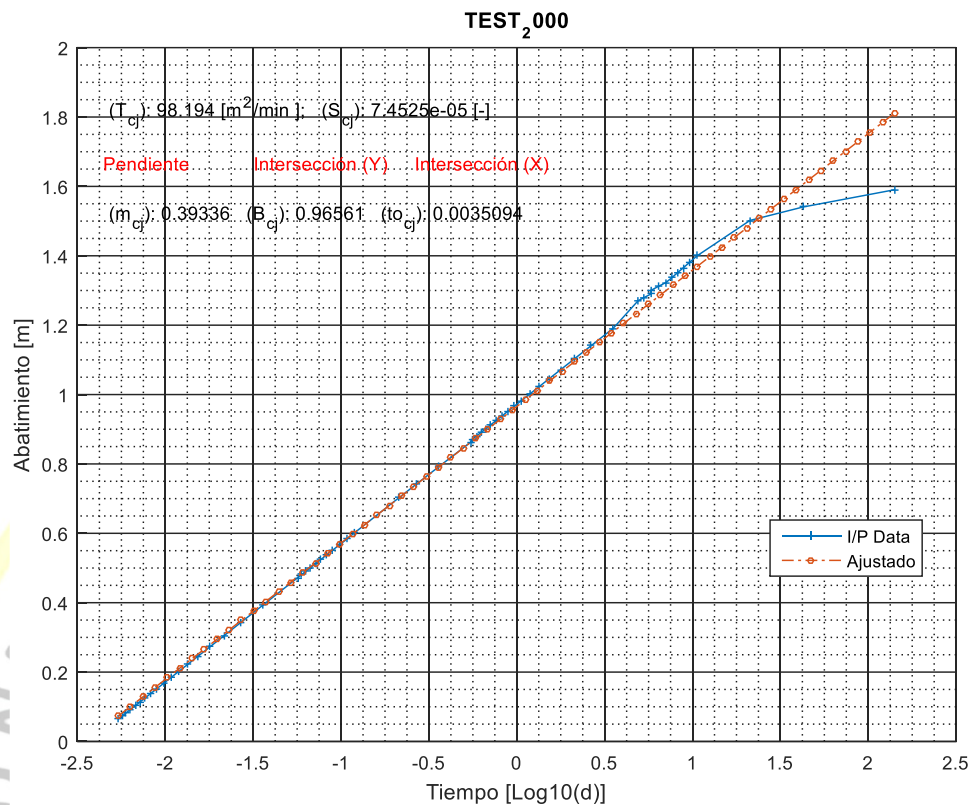
$$T = \left(\frac{2.3 Q}{4\pi m_f} \right) ;$$

$$S = \left(\frac{2.25 T t_0}{r^2} \right) ;$$

Conocidos T y S (de las relaciones anteriores) calculamos el valor del *tiempo adimensional* (u_f) :

$$u_f = \left(\frac{r^2 S}{4T t_f} \right) ;$$

Figura(2. 21) Datos de campo ajustados según método de la linear recta de CJ para obtención de los parámetros de acuífero T , S y tiempo adimensional u_f .



Nota. 31. Salida de DSPWT.

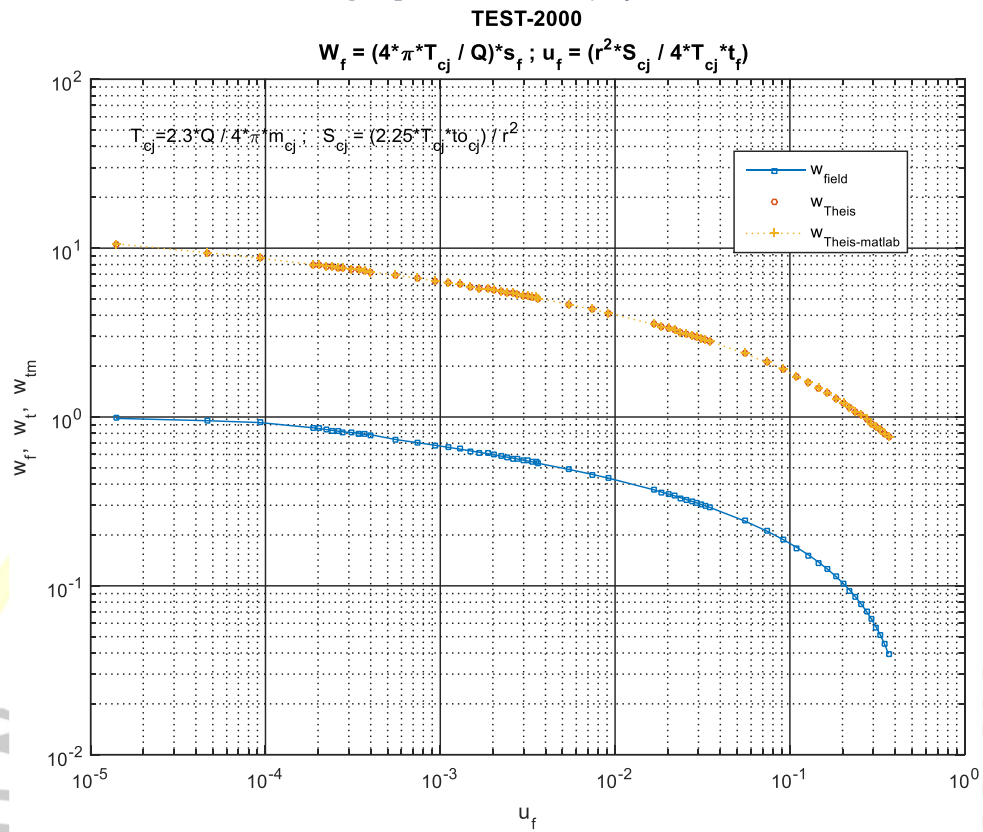
3.- Obtenemos las funciones de pozo según Theis y para los datos de campo $W_t(u_f)$ y $W_f(u_f)$, respectivamente, (los sufijos t y f indican lo referido o relacionado a: $t =$ función de pozo de Theis, $f =$ función de pozo usando datos de campo).

$$W_t(u_f) = -0.5772 - \ln(u_f) + u_f - \frac{u_f^2}{2.2!} + \frac{u_f^3}{3.3!} - \frac{u_f^4}{4.4!} + \dots ;$$

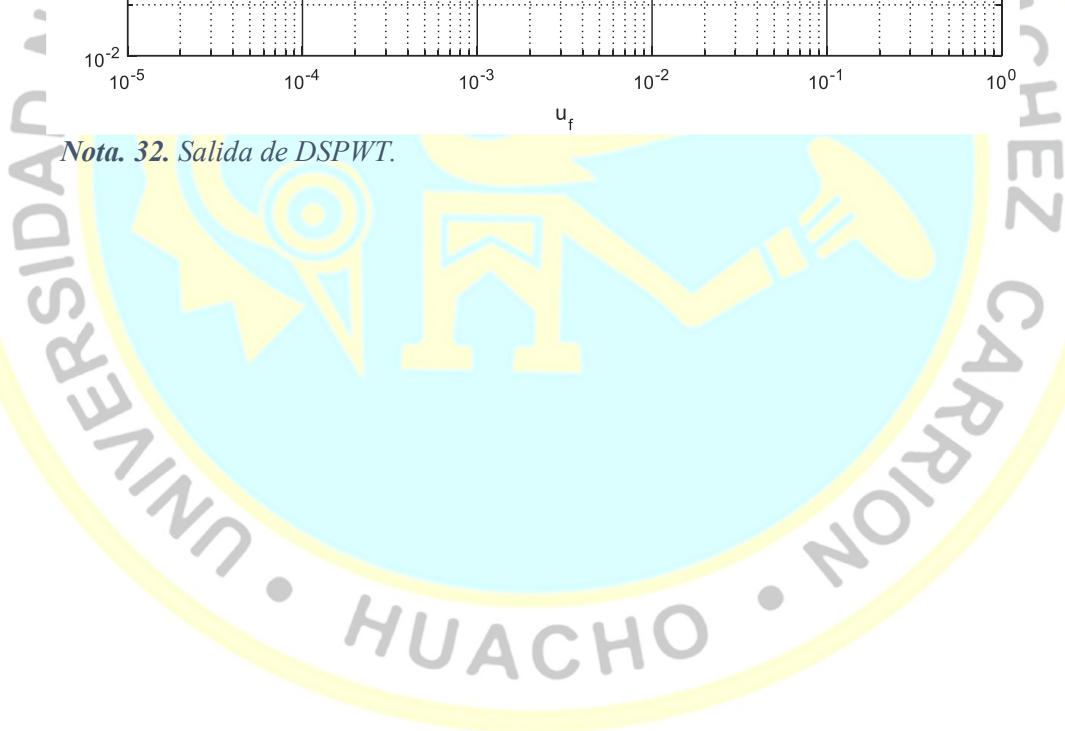
$$W_f(u_f) = \left(\frac{4\pi T}{Q}\right) s_f ;$$

4.- Graficamos las funciones de pozo de Theis (W_t) y de campo (W_f) vs (u_f) Figura(2. 22) y vs ($1/u_f$) Figura(2. 23), en un mismo gráfico y en escala loglog, observando en cada caso la separación de las dos funciones. Dependiendo de esta separación será la magnitud de la filtración del acuífero Filtrante.

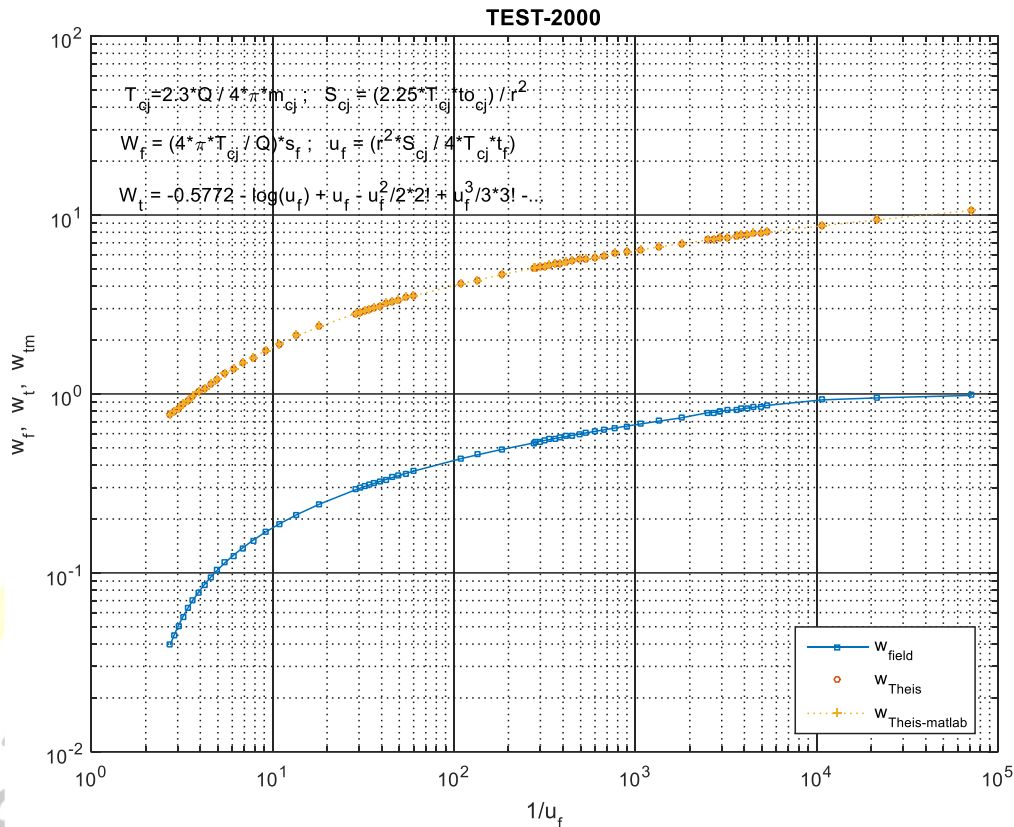
Figura(2. 22) Funciones de pozo vs (u_f), para datos de campo y de Theis según parámetros T , S y u_f calculados.



Nota. 32. Salida de DSPWT.



Figura(2. 23) Funciones de pozo vs $(1/u_f)$, para datos de campo y de Theis según parámetros T , S y u_f calculados.



Nota. 33. Salida de DSPWT.

5.- Graficamos, a continuación, en escala semilog-x, las funciones de Theis y de campo, **Figura(2. 24)** y a continuación ajustamos linealmente por mínimos cuadrados (*método derivativo*) las funciones de campo y ecuación de Theis para obtener los parámetros de ajuste lineal, **Figura(2. 25)**. Objetivo de este ajuste es calcular el valor del parámetro (η) - razón de almacenabilidad entre acuitardo y acuífero-:

m_f = pendiente de la función de pozo, para los datos de campo.

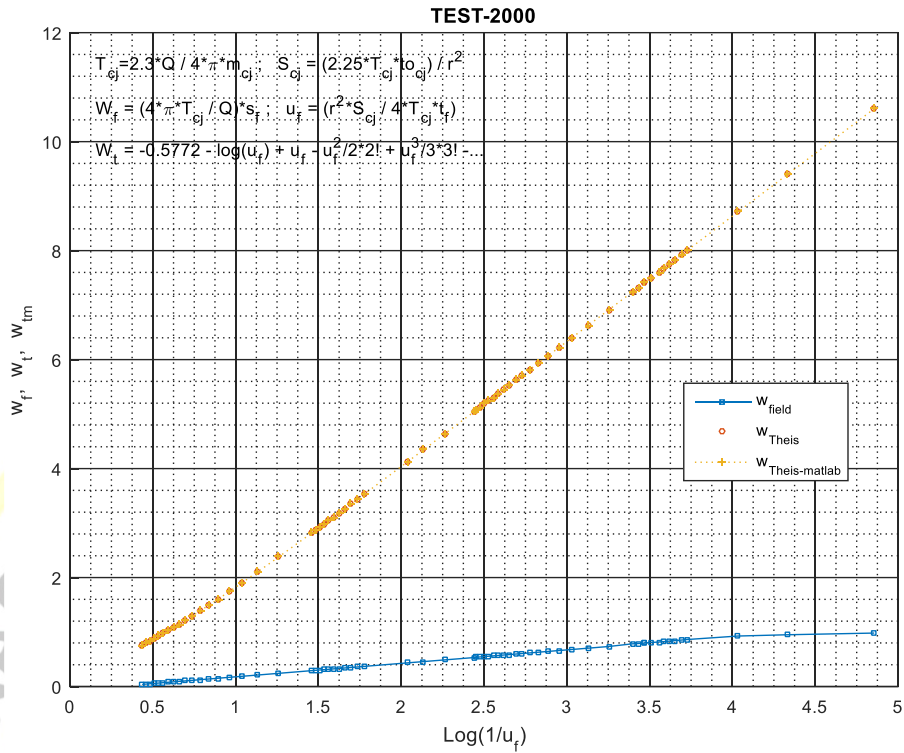
m_t = pendiente de la función de pozo, según Theis.

B_f = Intersección (y) de la función de pozo de Theis para datos de campo.

B_t = Intersección (y) de la función de pozo de Theis.

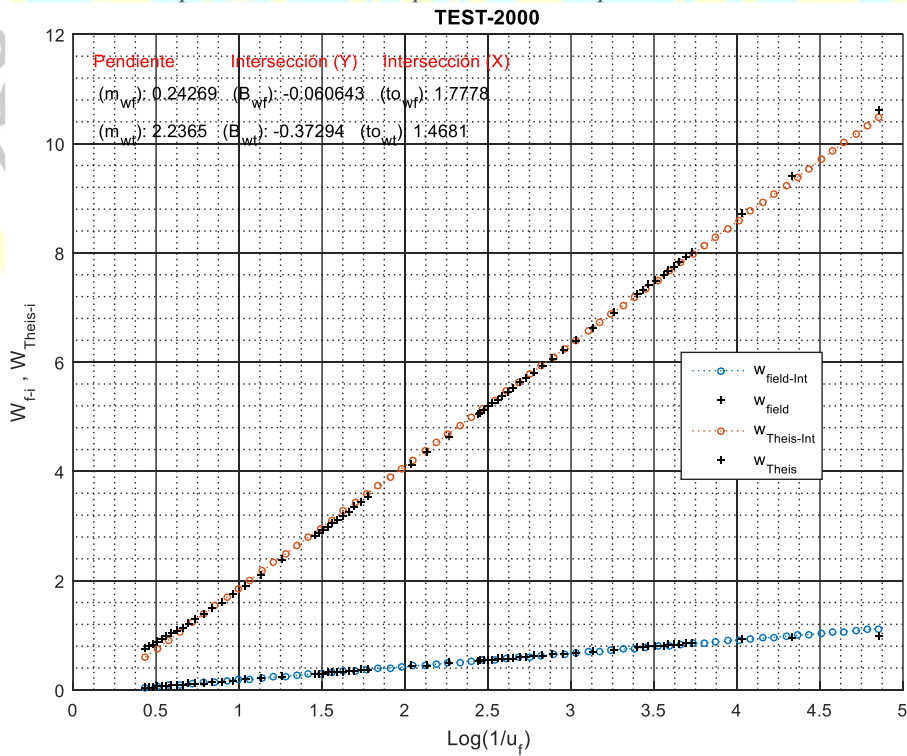
$\eta = (1 + S'/S) \approx (m_f/m_t) \approx (2.3/m_f)$, (S' : almacenabilidad acuitardo).

Figura(2. 24) Funciones de pozo en escala semilog-x vs (1/uf) para datos de campo y Theis. Muestra las ecuaciones usadas: CJ: Cooper Jacob, f: Campo, t: Theis, Wt: función de Theis, Wf: Función con datos de campo.



Nota. 34. Salida de DSPWT.

Figura(2. 25) Funciones de pozo vs (1/uf) para datos de campo, con las líneas de ajuste y parámetros de interpolación correspondientes.



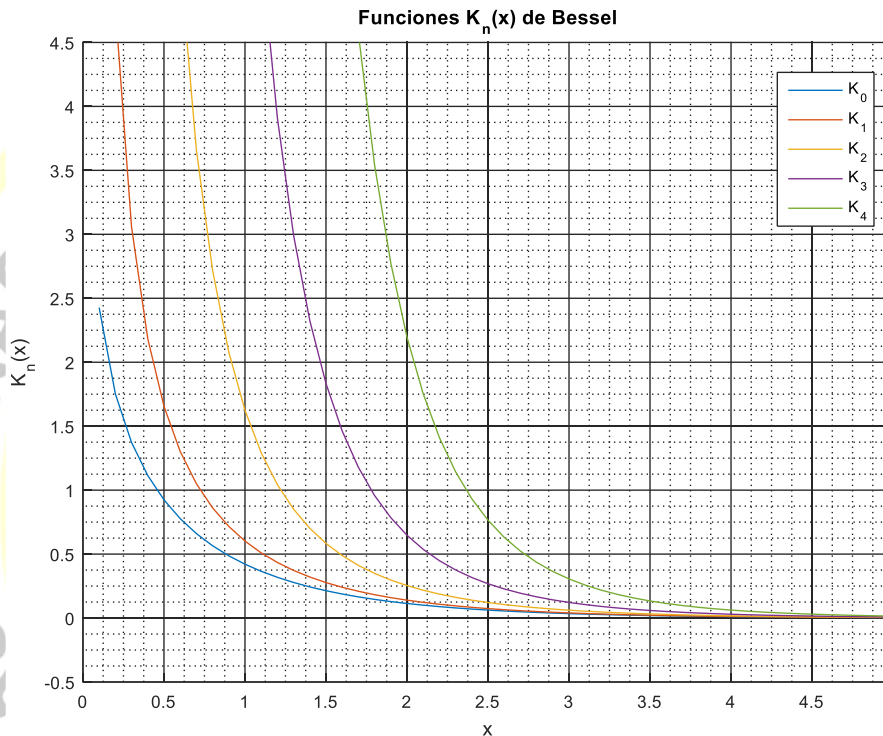
Nota. 35. Salida de DSPWT.

6.- Obtenido el valor de (η) , reemplazamos su valor en la ecuación de línea recta generalizada (LRG),

$$W(u, \eta, r/L) = \left(1 - \frac{1}{\eta}\right) K_0 \left(\frac{r}{L} \sqrt{\frac{\eta}{\eta-1}}\right) - \frac{0.5772}{\eta} + \frac{2.3}{\eta} \log \left(\frac{1}{u}\right) ;$$

K_0 = Función de Bessel segunda clase orden cero, **Figura(2. 26)**.

Figura(2. 26) Funciones de Bessel de 2da Clase y órdenes 0 - 4. Notar la dificultad de resolver el valor de las funciones cuando el argumento (x) tiende $x \rightarrow \infty$.



Nota. 36. Salida de DSPWT.

Haciendo:

$$B_w = \left(1 - \frac{1}{\eta}\right) K_0 \left(\frac{r}{L} \sqrt{\frac{\eta}{\eta-1}}\right) - \frac{0.5772}{\eta} ;$$

$$m_w = \frac{2.3}{\eta} ;$$

$$K_0 \left(\frac{r}{L} \sqrt{\frac{\eta}{\eta-1}}\right) = K_0(x) ; x = \left(\frac{r}{L} \sqrt{\frac{\eta}{\eta-1}}\right) ;$$

escribimos $W(u, \eta, r/L)$ en forma de ecuación de una línea recta:

$$W(u, \eta, r/L) = A + m_f \log \left(\frac{1}{u}\right) ;$$

B_w = Intersección de la función $W(u, \eta, r/L)$ con el eje (y) ,

m_w = Pendiente de la recta,

despejando $K_0(x)$ y efectuando cambio de variables, obtenemos:

$$K_0(x) = A + \frac{(0.5772/\eta)}{\left(1 - \frac{1}{\eta}\right)}, \quad \rightarrow \quad x = \left(\frac{r}{L} \sqrt{\frac{\eta}{\eta-1}}\right) ;$$

Resolvemos la ecuación trascendente para el valor de (x) , con la finalidad de encontrar el valor del factor de filtración (L) intrínseco dentro de (x) .

7.- Obtenido el valor de la función de Bessel, procedemos a encontrar su argumento teniendo en cuenta que esta función cumple con las siguientes aproximaciones:

$$(x \rightarrow 0) \quad \rightarrow \quad K_0(x) \approx \ln\left(\frac{2}{x}\right) ; \quad (a)$$

$$(x \rightarrow \infty) \quad \rightarrow \quad K_0(x) \approx \sqrt{\frac{2}{x}} e^{-x} ; \quad (b)$$

En nuestro caso es conveniente usar la segunda condición (b), partiendo de un valor inicial cualquiera, y por aproximaciones sucesivas hacia un (ε) de error adecuado, obtenemos el valor del argumento (x) de la función de Bessel:

$$x = \frac{r}{L} \sqrt{\frac{\eta}{\eta-1}} \quad \rightarrow \quad L = \frac{r}{x} \sqrt{\frac{\eta}{\eta-1}} ;$$

8.- Con todos los parámetros despejados, obtenemos la función de pozo por el método de CJ de línea recta generalizada (LRG), **Figura(2. 27)**, y calculamos el valor de T' y S' :

$$W(u, \eta, r/L) = A + m_f \log\left(\frac{1}{u}\right) ;$$

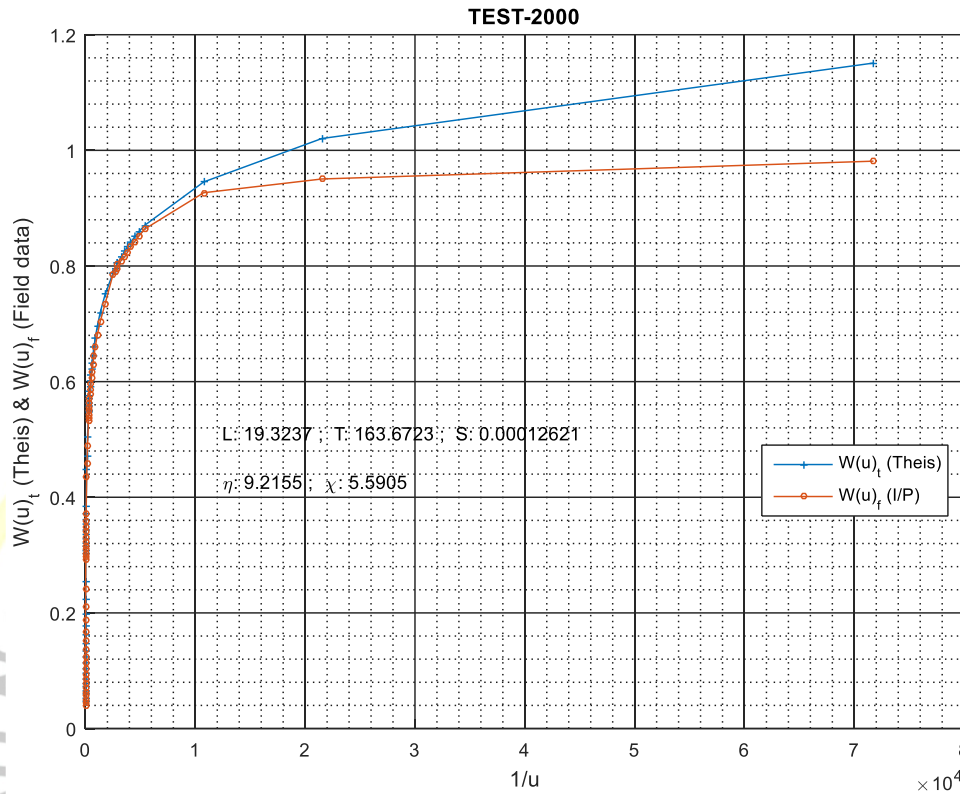
$$B_w = \left(1 - \frac{1}{\eta}\right) K_0\left(\frac{r}{L} \sqrt{\frac{\eta}{\eta-1}}\right) - \frac{0.5772}{\eta} ;$$

$$m_w = \frac{2.3}{\eta} ;$$

$$T' = \frac{2.3 Q}{2\pi\eta m_w} ;$$

$$S' = \left(\frac{2.25 T t_{0f}}{r^2}\right) e^{\left((\eta-1)K_0\left(\frac{r}{L}\sqrt{\frac{\eta}{\eta-1}}\right)\right)} ;$$

Figura(2. 27) Función de pozo para datos de pozo y modelo de Theis. Note la diferencia entre la curva de Theis y los datos de la prueba de pozo que corresponde a volumen de agua proveniente del acuitardo sobreyacente al acuífero.



Nota. 37. Salida de DSPWT.

2.4.2.3 EVALUACIÓN DE ACUÍFEROS NO CONFINADOS

En un acuífero no confinado (sobreyacente a un acuífero confinado), Figura(2. 28), el bombeo de agua genera un cono de deshidratación y el consiguiente desbalance en el nivel de la mesa de agua, inicialmente en estado de reposo, generando un cono de despresurización alrededor del pozo que es el límite entre las zonas saturadas y drenadas, y desaparecen también gradualmente los supuestos de flujo horizontal laminar Darciano y aparecen las condiciones de turbulencia condicionadas por el número de Reynolds dependientes de la velocidad de bombeo. Por simplicidad suponemos que la componente del flujo de drenaje es puramente vertical. Esto hace que nuestro modelo no tenga más las condiciones iniciales y de frontera estudiadas anteriormente, ya que el límite del reservorio ahora varía en la medida que varía el cono de drenaje:

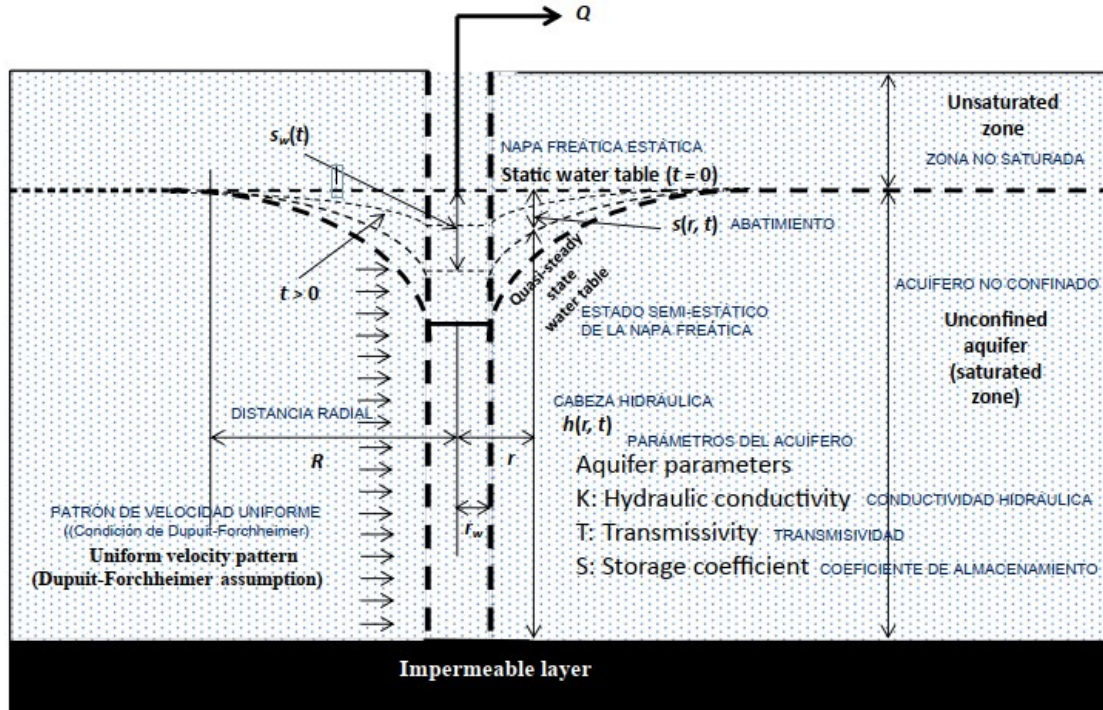
- Se produce la deshidratación del acuífero y generación de un cono piezométrico circundante al eje cilíndrico del pozo;
- El agua producida proviene de la zona deshidratada conificada por la acción del bombeo.;
- Desparece la condición laminar propia del flujo Darciano apareciendo una componente descendente vertical del flujo hacia el pozo y dependiendo de si el pozo es completamente penetrante aparecería también una componente vertical ascendente en la parte inferior de la criba del pozo.

Los métodos y modelos desarrollados para este tipo de acuíferos se basan en las siguientes condiciones iniciales y de frontera:

- La presión atmosférica influye en su parte superior;
- Se considera de extensión infinita;
- Es homogéneo y de espesor uniforme en el radio de influencia del ensayo;
- La mesa de agua es horizontal sobre el radio de influencia de la prueba y presentará una conificación más extensa y profunda a medida que prospere el periodo de bombeo;
- Caudal de bombeo constante durante la prueba del pozo;
- Supone que la perforación ha penetrado todo el espesor del acuífero y la criba del pozo recibe fluido desde todo el espesor saturado del acuífero.

Aunque se supone que el acuífero es de espesor uniforme, esta condición no se cumple si el abatimiento es grande comparado con el espesor saturado original del acuífero.

Figura(2. 28) Sección transversal de un acuífero no confinado, no estacionario.



Nota. 38. (Sen, 2015), pág. 237.

A.- MÉTODO DE AJUSTE DE CURVA DE NEUMAN (NO CONFINADO - FLUJO TRANSITORIO)

Neuman (1972) desarrolló una teoría de la respuesta retardada de la mesa de agua, que se basa en parámetros físicos bien definidos del acuífero no confinado, **Figura(2. 28)**. Neuman trata el acuífero como un sistema compresible y la mesa de agua como un límite de material en movimiento. Reconoce la existencia de componentes de flujo vertical y su solución general del drawdown es una función tanto de la distancia r desde el pozo como de la elevación de la cabeza hidráulica. Cuando se considera un drawdown promedio, es capaz de reducir su solución general a una que es una función solo de r . Matemáticamente, Neuman simula la respuesta retardada de la tabla de agua tratando la almacenabilidad elástica S_A y el rendimiento específico S_y como constantes.

La ecuación de abatimiento de Neuman (Neuman 1975) dice:

$$s = \frac{q}{4\pi KD} W(u_A, u_B, \beta) ; \quad (2.34)$$

Donde $W(u_A, u_B, \beta)$ es conocida como la *función de pozo de Neuman*.

Bajo condiciones de *tiempo temprano*, esta última ecuación describe el primer segmento de la curva de abatimiento y se reduce a:

$$s = \frac{Q}{4\pi KD} W(u_A, \beta) ; \quad (2.35)$$

Donde:

$$u_A = \frac{r^2 S_A}{4KD t} = \frac{r^2 S_A}{4T t} ; \quad (2.36)$$

y S_A = volumen de agua instantáneamente liberado del almacenamiento por unidad de área de superficie por unidad de declinación de la cabeza (S_A = almacenabilidad elástica temprana).

Para condiciones de *tiempo tardío*, la ecuación (2.34) describe el tercer segmento de la curva de abatimiento del modelo de Neuman:

$$s = \frac{Q}{4\pi KD} W(u_B, \beta) ; \quad (2.37)$$

Donde:

$$u_B = \frac{r^2 S_Y}{4KD t} = \frac{r^2 S_Y}{4T t} ; \quad (2.38)$$

y S_Y = volumen de agua liberada del almacenamiento por unidad de superficie por unidad de declinación de la napa freática, es decir, liberada por deshidratación del acuífero (S_Y = *rendimiento específico*).

El parámetro β de Neuman se define como:

$$\beta = \frac{r^2 K_v}{D^2 K_h} ; \quad (2.39)$$

Dónde:

K_v = conductividad hidráulica para el *flujo vertical*, en (m / d)

K_h = conductividad hidráulica para el *flujo horizontal*, en (m / d)

Para acuíferos isotrópicos, $K_v = K_h$, y en consecuencia β es solo función de dos valores constantes (distancia radial y espesor del acuífero): $\beta = (r^2/D^2)$.

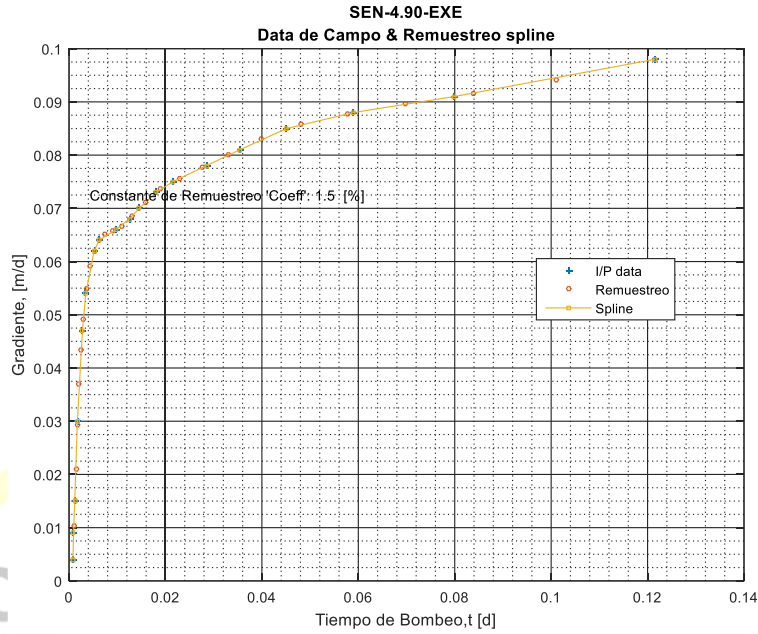
El método de ajuste de curva de Neuman se puede usar si se cumplen las siguientes suposiciones y condiciones:

- Los supuestos enumerados al principio de este capítulo;
- El acuífero es isotrópico o anisotrópico;
- El flujo al pozo está en un estado transitorio;
- La influencia de la zona no saturada sobre el abatimiento del acuífero es insignificante;
- $(S_y/S_A) > 10$;
- Un pozo de observación cribado sobre toda su longitud, penetrando en todo el espesor del acuífero;
- Los diámetros de los pozos de bombeo y de observación son pequeños, es decir, el almacenamiento en ellos puede ser despreciado (no hay efecto de pozo).

B.- MÉTODO DE BOULTON (NO CONFINADO - FLUJO TRANSITORIO).

Para el método de Boulton, acuíferos no confinados en estado transitorio, procedemos a graficar los datos de la prueba de pozo a tasa de bombeo constante, Figura(2. 29):

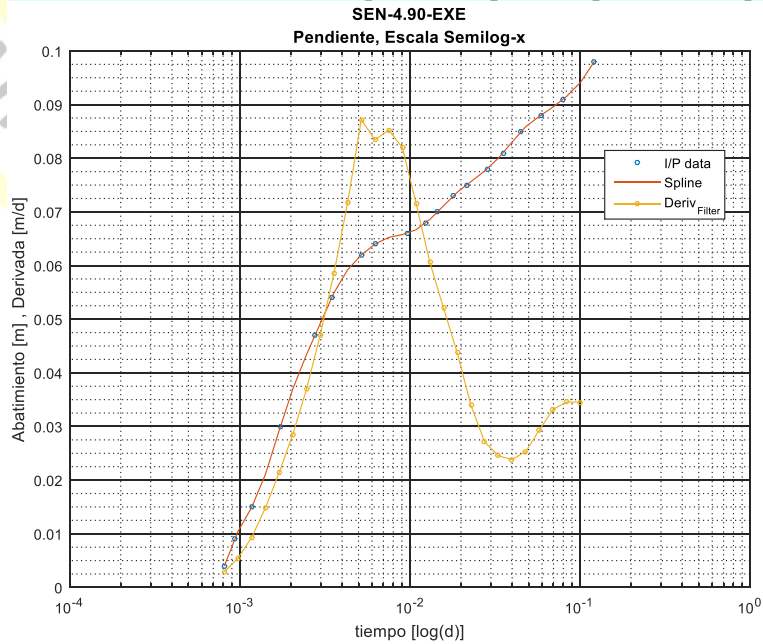
Figura(2. 29) Datos de la prueba de pozo a tasa de bombeo constante



Nota. 39. Salida de DSPWT

2.- Luego del control de calidad de los datos de campo, calcula la derivada de los valores de la prueba de pozo evaluando y comparando el grafico resultante con los gráficos estándar de los diferentes tipos de acuíferos antes de decidir que método de procesamiento y programa de software usar. Para este fin disponemos del programa “deriva.tesis.m”, Figura(2. 30).

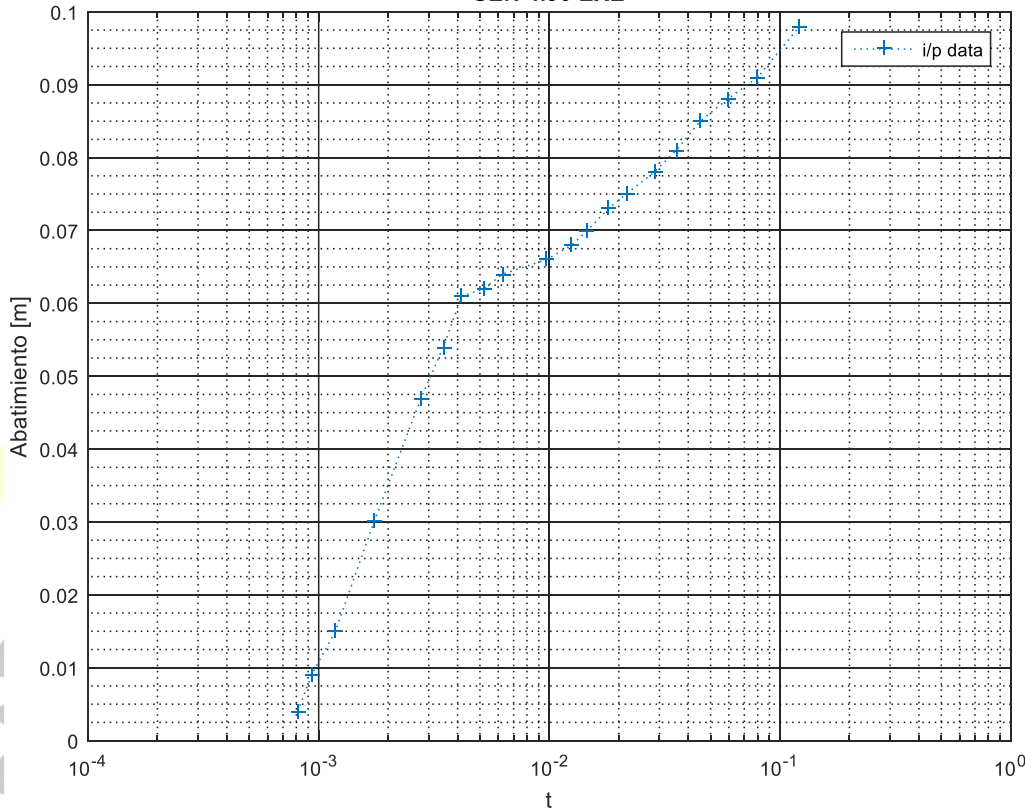
Figura(2. 30) Derivada de la los datos de la prueba de pozo después de interpolación spline.



Nota. 40. Salida de DSPWT

4.- Grafica los datos depurados en escala semilog-x, eligiendo, cuales datos agrupar en tiempo temprano y cuales datos en tiempo tardío, Figura(2. 31).

Figura(2. 31) Datos de la prueba de pozo después del control de calidad.
SEN 4.90 EXE

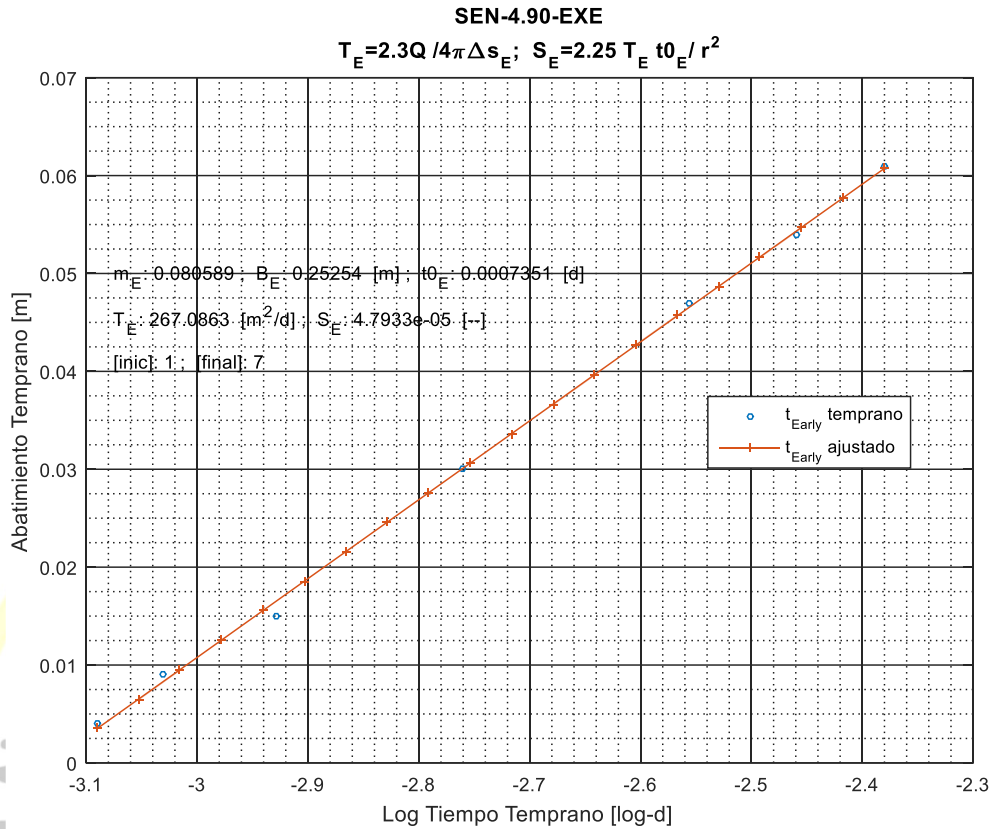


Nota. 41. Salida de DSPWT.

5.- Para cada grupo de datos –temprano o tardío- realice:

A.- DATOS DE TIEMPO TEMPRANO: Usar el programa “Sen_well_noconf.m”

Figura(2. 32) Ajuste lineal datos de la prueba de pozo tiempo temprano.



Nota. 42. Salida de DSPWT.

Optimice el ajuste de los datos usando métodos derivativos disponiendo de la siguiente información, Figura(2. 32):

H: Espesor del acuífero

Q: Caudal de bombeo (extracción o inyección) de agua.

r: Distancia radial del pozo principal (pozo de bombeo) al piezómetro .

Como resultado de la optimización del ajuste de datos se calcula:

m_E : Pendiente de la curva de ajuste de los datos de campo en tiempo-temprano (elegidos de entre los primeros datos registrados).

B_E : Intersección de la recta de ajuste con el eje de abatimiento (ordenadas).

t_{0E} : Intersección de la curva de ajuste con el eje de tiempo de bombeo.

Formulación usada, Figura(2. 33):

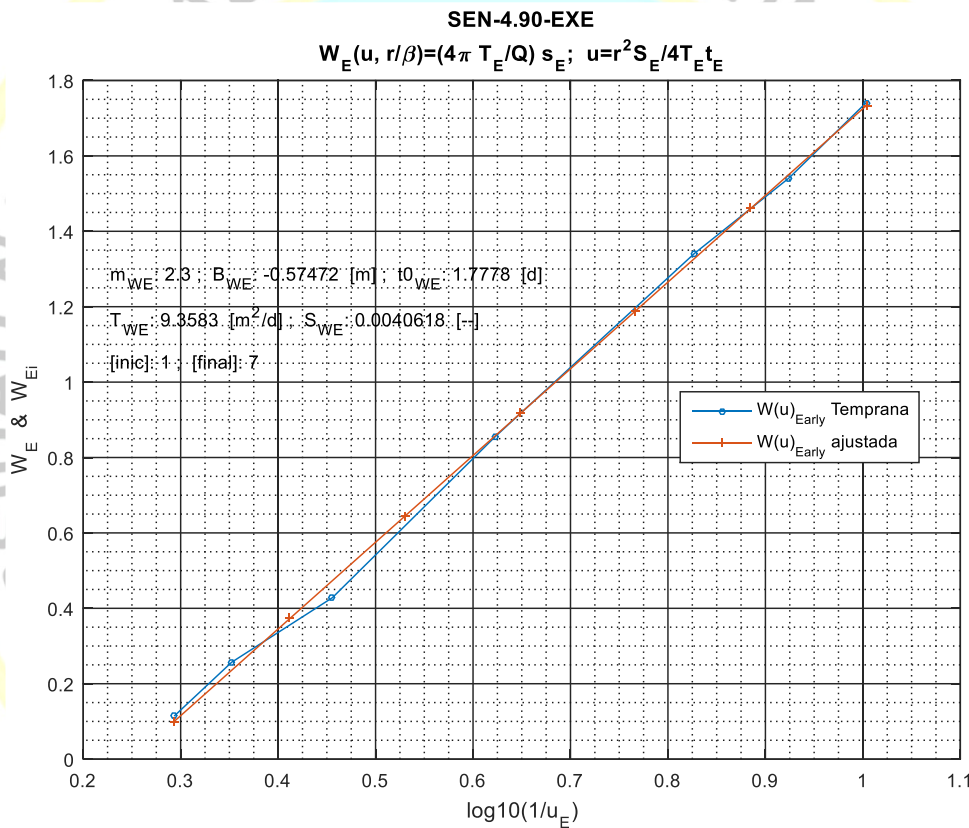
$$T_E = 2.3 Q/4\pi m_E : \text{Transmisividad del acuífero [m}^2/\text{d]}$$

$$S_E = 2.25 T_E t_{OE} / r^2 : \text{Almacenabilidad [-]}$$

$$u_E = r^2 S_E/4 T_E t_E : \text{tiempo adimensional, variable de la función de pozo } W(u).$$

$$W_E(u_E, r/\beta) = (4\pi T_E/Q) s_E : \text{Función de pozo para el modelo de Neuman.}$$

Figura(2. 33) Función de pozo tiempo temprano, datos de campo y datos ajustados linealmente.

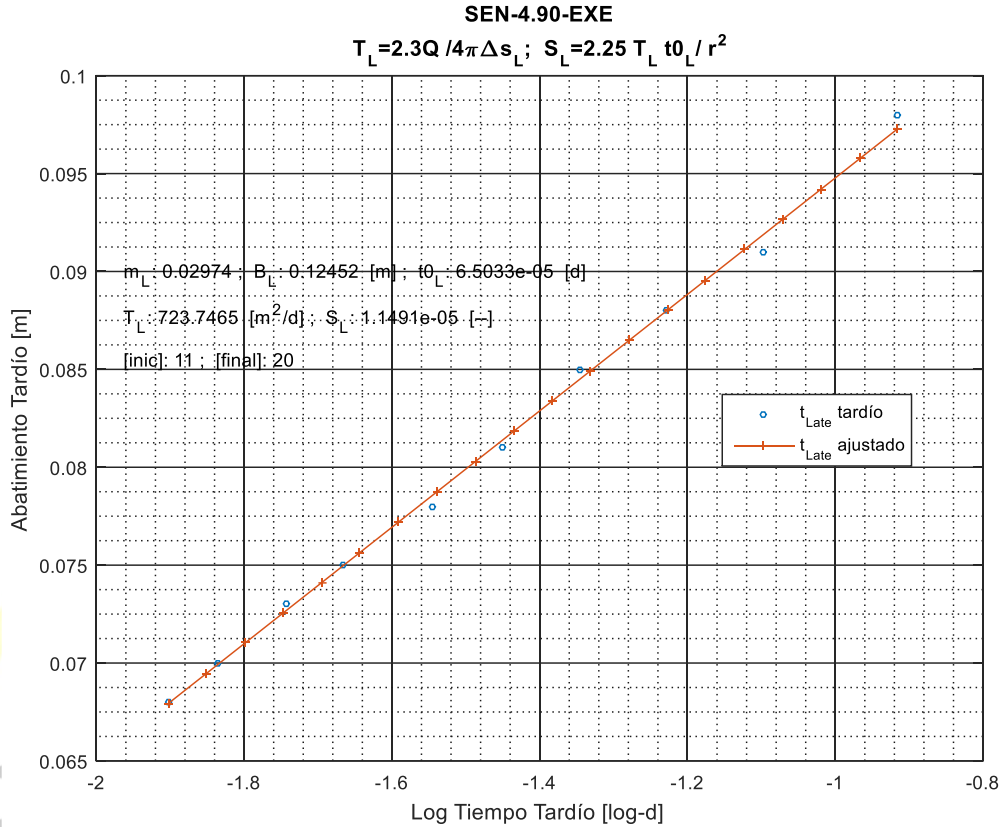


Nota. 43. Salida de DSPWT.

B.- DATOS DE TIEMPO TARDÍO: Usar el programa “Sen_well_noconf.m” ,

Figura(2. 34).

Figura(2. 34) Ajuste lineal datos de la prueba de pozo tiempo tardío.



Nota. 44. Salida de DSPWT.

Optimice el ajuste de los datos usando métodos derivativos disponiendo de la siguiente información:

H: Espesor del acuífero

Q: Caudal de bombeo (extracción o inyección) de agua.

r: Distancia radial del pozo principal (pozo de bombeo) al piezómetro .

Como resultado de la optimización del ajuste de datos obtenemos:

m_L : Pendiente de la curva de ajuste de los datos de campo en tiempo-temprano (elegidos de entre los primeros datos registrados).

B_L : Intersección de la recta de ajuste con el eje de abatimiento (ordenadas).

t_{0L} : Intersección de la curva de ajuste con el eje de tiempo de bombeo.

Formulación usada, Figura(2. 35):

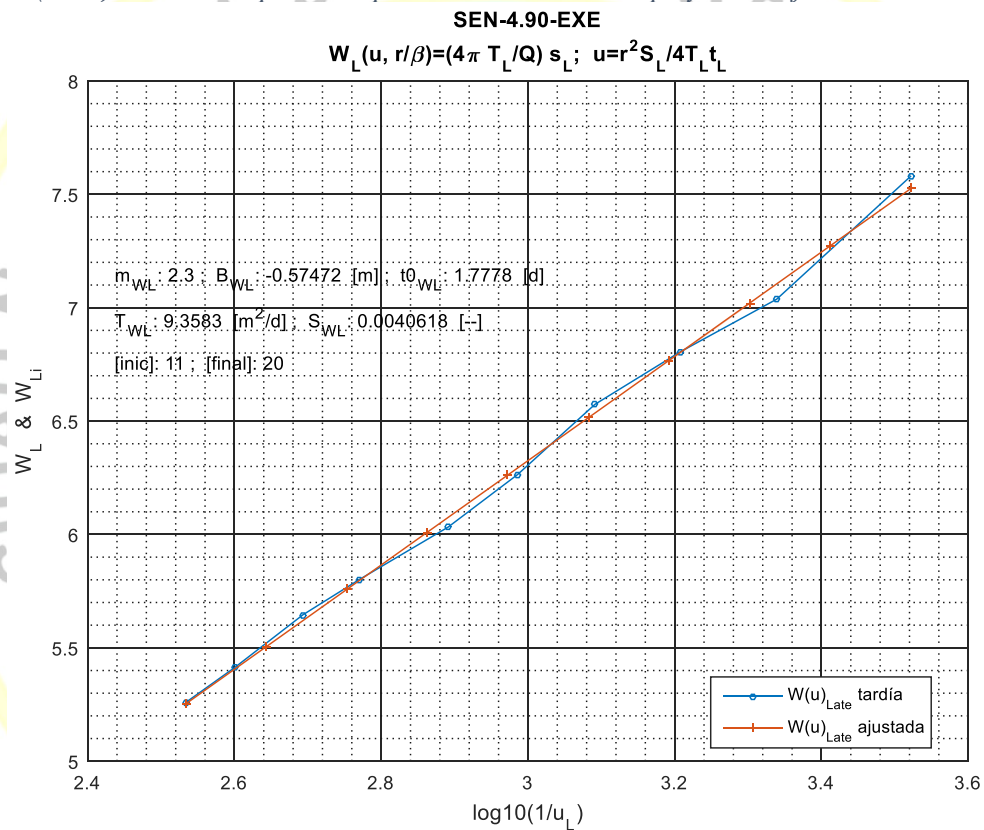
$$T_L = 2.3 Q/4\pi m_L : \text{Transmisividad del acuífero [m}^2/\text{d]}$$

$$S_L = 2.25 T_L t_{OL} / r^2 : \text{Almacenabilidad [-]}$$

$$u_L = r^2 S_E/4 T_L t_L : \text{tiempo adimensional, variable de la función de pozo } W(u).$$

$$W_L(u_L, r/\beta) = (4\pi T_L/Q) s_L : \text{Función de pozo para el modelo de Neuman.}$$

Figura(2. 35) Función de pozo tiempo tardío, datos de campo y datos ajustados linealmente.



Nota. 45. Salida de DSPWT

6.- Obtención de los Parámetros del Modelo de Boulton, Figura(2. 36), Figura(2. 37), Figura(2. 38):

Para la obtención de estos parámetros usa la siguiente formulación:

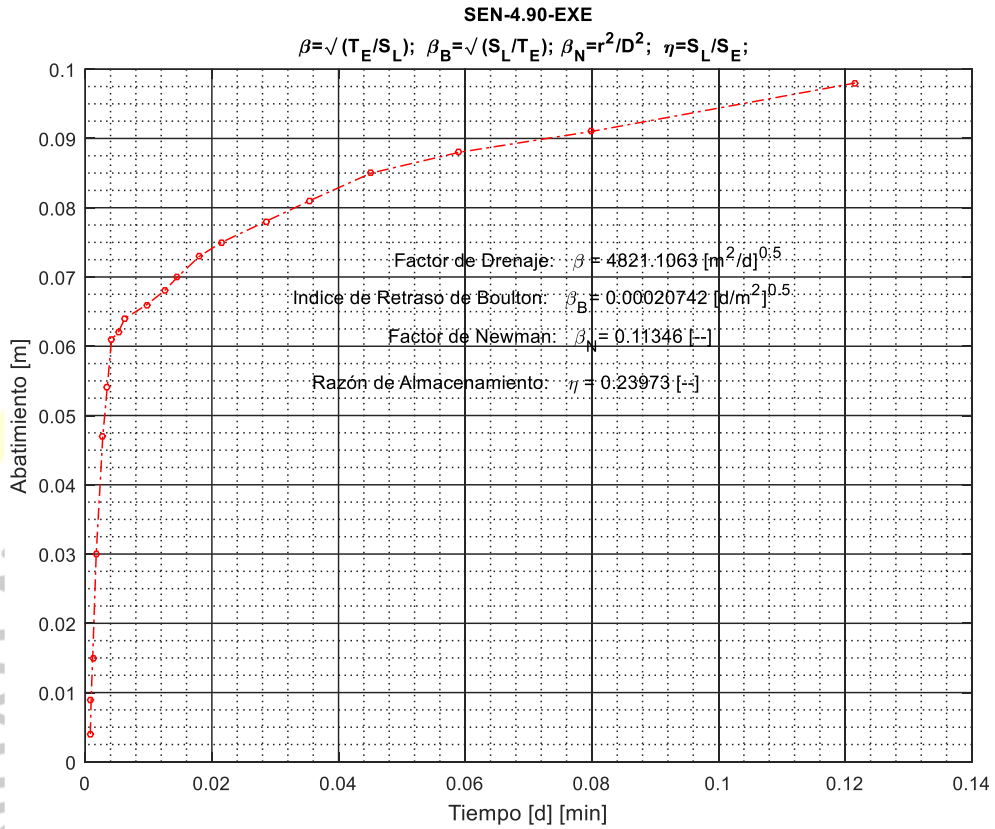
$$\beta^2 = T_E / S_L ; \beta = T_E / S_L : \text{Factor de drenaje } \beta.$$

$$1/\beta = (S_L / T_E)^{1/2} : \text{Índice de Retraso de Boulton.}$$

$\eta = S_L / S_E$: Razón de almacenamiento.

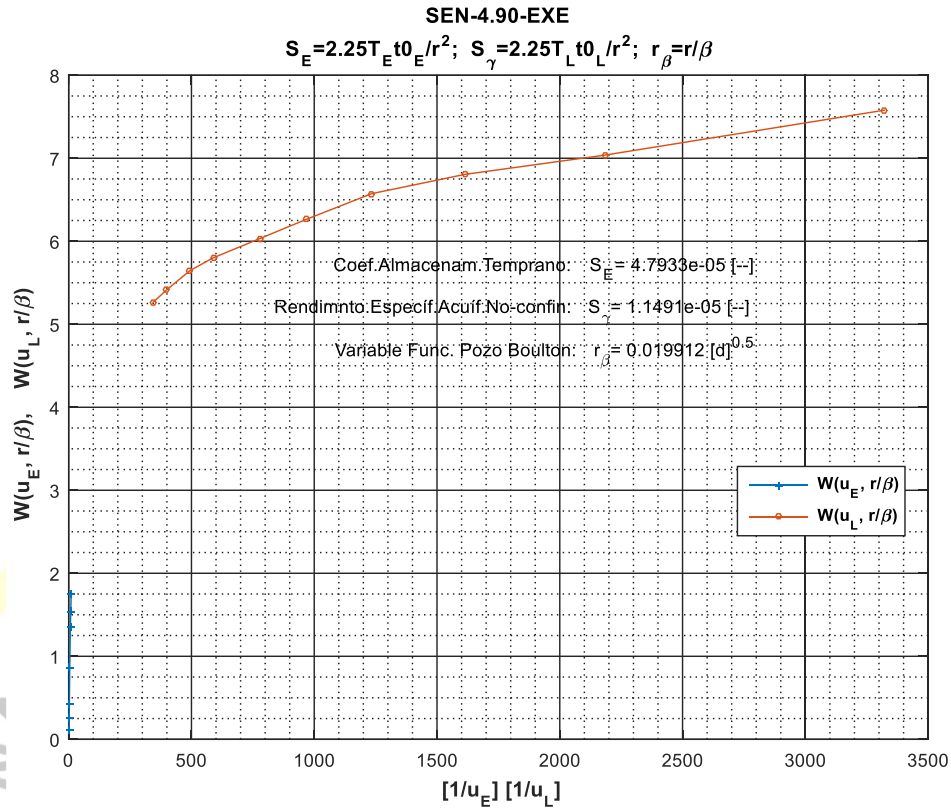
$\beta_N = r_2/H_2$: Parámetro de Neuman ,

Figura(2. 36) Tiempo-Abatimiento escala normal mostrando valores de β , β_B , β_N , y η .



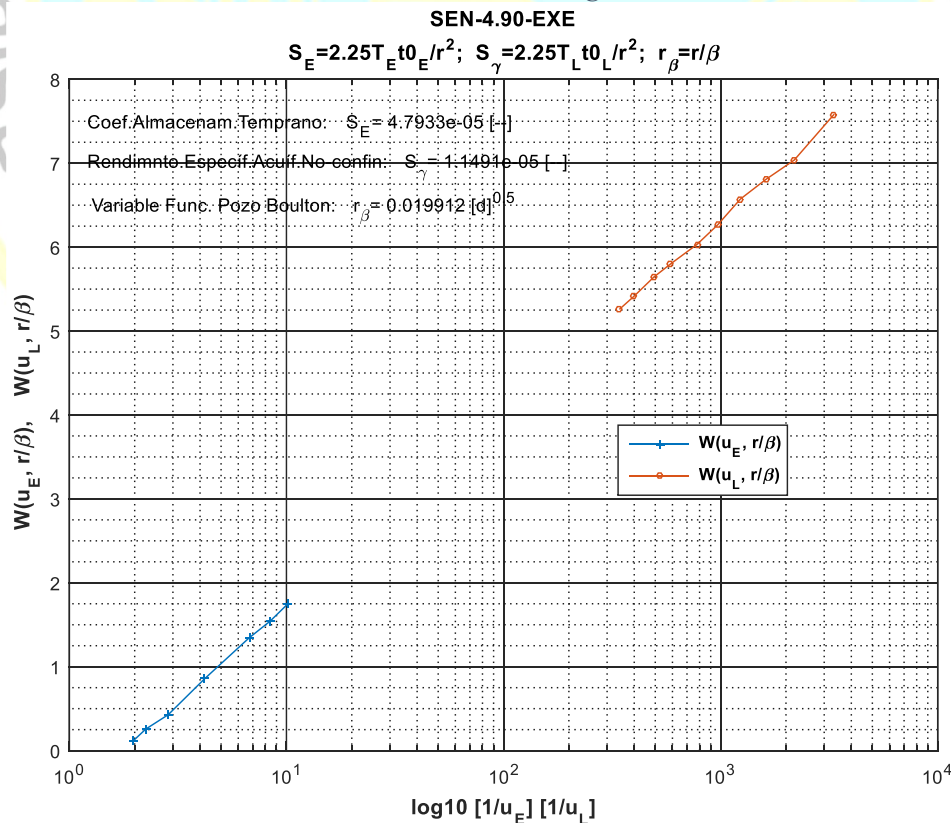
Nota. 46. Salida de DSPWT.

Figura(2. 37) Función de pozo vs $(1/u_E)$, mostrando valores de S_E , S_γ , r_β , escala normal.



Nota. 47. Salida de DSPWT.

Figura(2. 38) Función de pozo vs $\log_{10}(1/u_E)$, mostrando valores de S_E , S_γ , r_β , escala semilog-x



Nota. 48. Salida de DSPWT.

C.- MÉTODO DE THIEM-DUPUIT (NO CONFINADO - FLUJO ESTACIONARIO)

Cuando las diferencias de drawdown se han vuelto insignificantes con el tiempo, el método de Thiem-Dupuit puede usarse para calcular la transmisividad de un acuífero no confinado.

El método de Thiem-Dupuit puede utilizarse si se cumplen las siguientes suposiciones y condiciones:

- Los supuestos enumerados al principio de este capítulo;
- El acuífero es isotrópico;
- El flujo al pozo está en estado estacionario;
- Las suposiciones de Dupuit se satisfacen, por ejemplo:
 - La velocidad del flujo es proporcional a la tangente del gradiente hidráulico en lugar del seno como lo es en realidad;
 - El flujo es horizontal y uniforme en todas partes en una sección vertical a través del eje del pozo.

Si se cumplen estos supuestos, la descarga de pozos para un flujo horizontal constante hacia un pozo que bombea un acuífero *no confinado*, Figura(2. 28), puede describirse mediante:

$$Q = (2\pi Kr h) \frac{dh}{dr} ;$$

Integrando entre r_1 y r_2 (con $r_2 > r_1$), obtenemos la fórmula de Dupuit:

$$Q = \pi K \frac{(h_2^2 - h_1^2)}{\ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right)} ; \quad (2.40)$$

Según el modelo $h = (D - s)$, entonces la ecuación (2.40) puede transformarse en:

$$Q = \frac{\pi K[(D-s_{m2})^2 - (D-s_{m1})^2](2D/2D)}{\ln(r_2/r_1)} = \frac{2\pi KD[(s_{m1}-s_{m1}^2/2D) - (s_{m2}-s_{m2}^2/2D)]}{\ln(r_2/r_1)}$$

Sustituyendo $(s - s^2/2D)$ por el abatimiento corregido, s' , obtenemos:

$$Q = \frac{2\pi KD (s'_{m1} - s'_{m2})}{\ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right)} = \frac{2\pi KD (s'_{m1} - s'_{m2})}{2.3 \log\left(\frac{r_2}{r_1}\right)} = \frac{2.7318 KD (s'_{m1} - s'_{m2})}{\log\left(\frac{r_2}{r_1}\right)} ; \quad (2.41)$$

Esta fórmula es idéntica a la fórmula de **Thiem** (Ecuación 2.18) para un acuífero confinado, por lo que hemos usado en la presente tesis el método de Thiem para el procesamiento de pruebas de pozos en un acuífero no confinado.

2.4.3 OBTENCIÓN DE LAS CURVAS TÍPICAS PARA DIVERSOS ACUÍFEROS

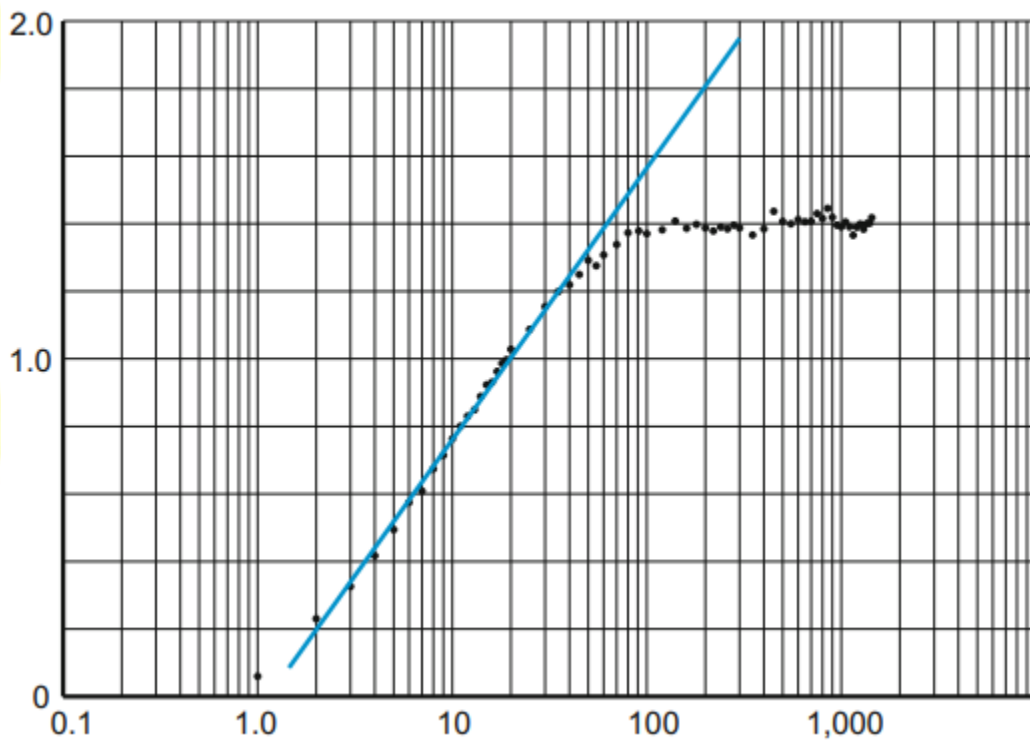
La elección de un modelo conceptual o teórico del acuífero es un paso crucial en la interpretación de los datos de las pruebas de bombeo. Si se elige el modelo incorrecto, las características hidráulicas calculadas para el acuífero real no serán correctas. Las cuestiones clave en cuanto a los modelos conceptuales son la estructura del sistema acuífero y las condiciones de contorno, (R. Maliva, 2016),pág. 179.

Los gráficos semilog-x de abatimiento-tiempo, son una herramienta valiosa para detectar y caracterizar las condiciones de contorno. Los datos de abatimiento-tiempo para etapas de las pruebas de bombeo que se comportan como acuíferos confinados ideales según modelo de Theis, se mostrarán en línea recta, Figura(2. 39). Las diferencias desde una línea recta indican que las condiciones de la prueba se han alejado de las condiciones del modelo confinado ideal de Theis. Por ejemplo, un aplanamiento o desviación hacia la derecha de la curva de abatimiento-tiempo puede ser evidencia de que está ingresando agua al acuífero y, como resultado, hay menos abatimiento en momentos determinados durante el tiempo tardío de la prueba. Puede ingresar agua al acuífero mediante filtraciones a través de acuíferos adyacentes o recargas. Si la curva de abatimiento-tiempo

tiende a la horizontalidad, es evidencia que el drenaje de agua subterránea se equilibra con el agua ingresada al acuífero debido a filtración o recarga, (R. Maliva, 2016).

Procesar y analizar las pruebas de pozos en busca de indicios que nos puedan llevar a la identificación del modelo de acuífero que estamos investigando es tarea directamente relacionada con el diagnóstico de la dispersión del abatimiento y su derivada logarítmica en función del tiempo. Estos gráficos son nombrados como ‘gráficos de diagnóstico’ usualmente en escala semilog-x o loglog.

Figura(2. 39) Gráfico semilog-x abatimiento (m) vs tiempo(min) de una prueba de comportamiento de pozo (APT). Las características de un acuífero filtrante (Leaky) son evidentes en el gráfico por la desviación brusca de los datos hacia la derecha de la curva del modelo de Theis (línea azul), que aparece como una línea recta.



Nota. 49. (R. Maliva, 2016), pág. 179.

Debemos revisar la secuencia para la selección de un modelo conceptual apropiado a partir del análisis cualitativo de la derivada logarítmica cuidándonos de tener en cuenta la amplificación evidente del ruido que indudablemente está presente en la información obtenida en todo experimento de laboratorio o de campo. Para este fin,

proponemos re-muestrear la señal, dependiendo de la cantidad de datos obtenidos en el campo, minimizando el efecto del ruido.

La prueba de pozo es una de las técnicas más usadas para caracterizar las propiedades hidráulicas de los acuíferos, la cual perturba el sistema hidráulico bombeando –drenando o inyectando- agua en el reservorio monitoreándolo para medir la magnitud y tiempo de la respuesta de, por ejemplo, las variaciones de la cabeza hidráulica registradas en superficie. Estos datos son interpretados con la ayuda de modelos analíticos o numéricos y poder inferir con cierto grado de precisión las propiedades hidráulicas del acuífero.

Un gráfico de diagnóstico es una herramienta que combina la parte analítica y numérica en un gráfico donde simultáneamente se muestra el abatimiento y su derivada logarítmica ($\partial s / \partial \ln t = t \partial s / \partial t$) en función del tiempo en una escala log-log y/o semilog-t, facilitando así la identificación del modelo conceptual apropiado en la interpretación de los datos. Siendo así, este diagnóstico sería uno de los primeros tratamientos que se le dan a los datos de campo llamándole en consecuencia pre-proceso. *Se demuestra que la transmisividad de un acuífero confinado en condiciones ideales es proporcional a la relación de la tasa de bombeo por la derivada del logaritmo del abatimiento para datos en tiempo tardío.* Esta demostración no tuvo mucho impacto inmediato en su uso sino hasta mucho después en la industria petrolera no obstante haber sido inicialmente analizado en pozos de agua para reservorios de agua. Este gráfico simultaneo de abatimiento y su derivada logarítmica (Renard, Glenz, & Mejias, 2009), [ANEXO 2A](#) , tiene muchas ventajas:

- La derivada logarítmica es altamente sensible a las variaciones sutiles de la función abatimiento, permitiendo detectar comportamientos muy sutiles de la función.
- La gráfica de diagnóstico facilita la comparación de la función con los modelos conceptuales de manera eficiente, proporcionando un método unificado en la interpretación de las pruebas de bombeo y al mismo tiempo desarrollando una gama numerosa de modelos de acuíferos.
- En algunos casos los valores de la derivada se pueden usar directamente y estimar los parámetros del modelo.

Hoy en día casi todos los trabajos teóricos en reservorios de petróleo relacionados con pruebas de pozo incluyen gráficos de diagnóstico, aunque en hidrogeología aún no se extiende su uso aplicándose solamente en proyectos muy técnicos como desechos de contaminación nuclear por su alto riesgo de impacto en reservorios superficiales.

Es importante enfatizar *que las gráficas de diagnóstico se calculan sobre los abatimientos*, siendo recomendable el pre-procesamiento de los datos originales para eliminar las variaciones de la cabeza piezométrica independientes del bombeo en el pozo principal, [ANEXO 2B](#) .

2.5 BASES FILOSÓFICAS

El agua es un recurso natural renovable, indispensable para la vida, vulnerable y estratégico para el desarrollo sostenible, el mantenimiento de los sistemas y ciclos naturales que la sustentan, y la seguridad de la Nación. El agua es parte integrante de los ecosistemas y renovable a través del ciclo hidrológico.

Los recursos hídricos comprenden el agua superficial, subterránea, y continental, teniendo valor sociocultural, valor económico y valor ambiental, en consecuencia es

necesario usarla y gestionarla de manera integrada y equilibrada con las más modernas herramientas y tecnologías al alcance de tan preciado recurso que con la presencia e impacto del cambio climático se prevé escaseará hasta límites sociales estresantes.

Es en este sentido de proyección y prevención, que todos los países sin excepción están dedicando sus mejores esfuerzos y las más modernas tecnologías en su búsqueda, conservación y preservación evitando cualquier evento que pueda ocasionar su falta o escases. Ya en este tiempo es causa de las grandes migraciones humanas huyendo de las sequías al no haber podido evitar o mitigar un uso no sustentable ni sostenible del recurso.

Es claro y evidente que la sustentabilidad de los recursos hídricos será probada al límite con los efectos del cambio climático pero es un reto que la humanidad deberá asumir con urgencia preparando sus mejores esfuerzos técnicos y económicos para mitigarlos.

El acceso al agua para la satisfacción de las necesidades primarias de la persona humana es prioritario por ser un derecho fundamental sobre cualquier uso, inclusive en épocas de escasez. Fomentar el fortalecimiento institucional y el desarrollo técnico de las organizaciones e instituciones de usuarios de agua es prioritario.

Por lo tanto la presente tesis está inspirada en los principios filosóficos de sostenibilidad, sustentabilidad, valoración, precautoriedad, eficiencia y gestión integrada participativa de los recursos hídricos de nuestra sociedad, fomentando el fortalecimiento institucional y el desarrollo técnico de las organizaciones e instituciones tecnológicas que tengan responsabilidad en este sentido, (Naciones Unidas, 1992)

2.6 HIPÓTESIS DE INVESTIGACIÓN

2.6.1 HIPÓTESIS GENERAL

2.6.1.1 PROBLEMA GENERAL:

¿En qué medida un programa de cómputo para procesamiento de pruebas de bombeo en pozos podrá estimar las Características Hidráulicas de los *acuíferos* en la provincia de Huaura, 2017?

2.6.1.2 HIPÓTESIS ALTERNA:

Es posible desarrollar un programa para procesamiento de pruebas de bombeo de pozos para estimar las características hidráulicas de los *acuíferos confinados y no confinados* en la provincia de Huaura-2017.

2.6.1.3 HIPÓTESIS NULA:

No es posible desarrollar un programa para procesamiento de pruebas de bombeo de pozos para estimar las características hidráulicas de los *acuíferos confinados y no confinados* en la provincia de Huaura-2017.

2.6.2 HIPÓTESIS ESPECÍFICAS

2.6.2.1 HIPÓTESIS ESPECÍFICA 1

2.6.2.1.1 PROBLEMA ESPECÍFICO 1:

¿En qué medida un programa de cómputo para procesamiento de pruebas de bombeo en pozos podrá estimar las características Hidráulicas de los *acuíferos confinados* en la provincia de Huaura, 2017?

2.6.2.1.2 HIPÓTESIS ALTERNA 1:

Es posible desarrollar un programa para procesamiento de pruebas de bombeo de pozos para estimar las características hidráulicas de los *acuíferos confinados* en la provincia de Huaura-2017.

2.6.2.1.3 HIPÓTESIS NULA 1:

No es posible desarrollar un programa para procesamiento de pruebas de bombeo de pozos para estimar las características hidráulicas de los acuíferos confinados en la provincia de Huaura-2017.

2.6.2.2 HIPÓTESIS ESPECÍFICA 2

2.6.2.2.1 PROBLEMA ESPECÍFICO 2:

¿En qué medida un programa de cómputo para procesamiento de pruebas de bombeo en pozos podrá estimar las características Hidráulicas de los acuíferos no confinados en la provincia de Huaura, 2017?

2.6.2.2.2 HIPÓTESIS ALTERNA 2:

Es posible desarrollar un programa para procesamiento de pruebas de bombeo de pozos para estimar las características hidráulicas de los acuíferos no confinados en la provincia de Huaura-2017.

2.6.2.2.3 HIPÓTESIS NULA 2:

No es posible desarrollar un programa para procesamiento de pruebas de bombeo de pozos para estimar las características hidráulicas de los acuíferos no confinados en la provincia de Huaura-2017.

2.7 OPERACIONALIZACIÓN DE VARIABLES

2.7.1 DEFINICIÓN DE VARIABLES DE LA HIPÓTESIS 1

En el tratamiento de la hipótesis 1, definimos las siguientes variables.

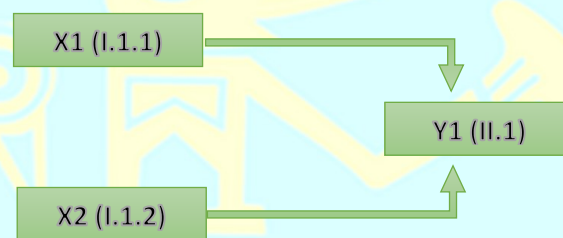
Y1: Posibilidad de desarrollo de un programa de cómputo para procesamiento de pruebas de bombeo de pozos para estimar las características hidráulicas de acuíferos confinados.

X1: Modelos teóricos de los algoritmos desarrollados para *acuíferos confinados* de estado *estacionario*. Variable independiente.

X2: Modelos teóricos de los algoritmos desarrollados para *acuíferos confinados* de estado *no estacionario*. Variable independiente.

A continuación el diagrama de causa efecto entre las variables, **Figura(2. 40)**.

Figura(2. 40) Hipótesis 1



2.7.2 DEFINICIÓN DE VARIABLES DE LA HIPÓTESIS 2

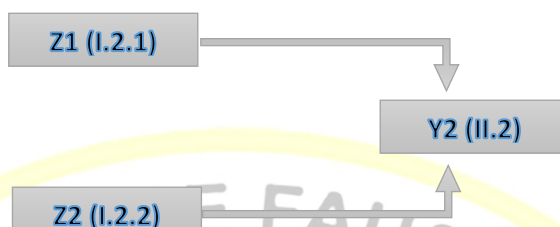
En el tratamiento de la hipótesis 2, definimos las siguientes variables.

Y2: Posibilidad de desarrollo de un programa de cómputo para procesamiento de pruebas de bombeo de pozos para estimar las características hidráulicas de acuíferos no confinados.

Z1: Modelos teóricos de los algoritmos desarrollados para *acuíferos no confinados* de estado *estacionario*. Variable independiente.

Z2: Modelos teóricos de los algoritmos desarrollados para *acuíferos no confinados* de estado *no estacionario*. Variable independiente.

A continuación el diagrama de causa efecto entre las variables, Figura(2. 41).



Figura(2. 41) Hipótesis 2.

2.7.3 OPERACIONALIZACIÓN DE VARIABLES

A continuación, presentamos la Tabla(2. 5), que muestra la Operacionalización de las variables involucradas en el sistema computarizado de pruebas de pozos para la estimación de parámetros del acuífero.

Tabla(2. 5)

Procesamiento Computarizado de Pruebas de Pozos en la estimación de parámetros del acuífero.

TITULO	VARIABLE	DIMENSIONES	INDICADORES
PROGRAMA PARA PROCESAR DATOS DE PRUEBAS DE BOMBEO EN POZOS PARA ESTIMAR LAS CARACTERÍSTICAS HIDRÁULICAS DEL ACUÍFERO, HUAURA - 2017	VARIABLE I Programa para procesamiento de pruebas de bombeo de pozos	<ul style="list-style-type: none"> • I.1 Subrutina para acuíferos confinados, • I.2 Subrutina para acuíferos no-confinados 	<ul style="list-style-type: none"> • I.1.1 Estado estacionario: Modelo de Thiem, • I.1.2 Estado no-estacionario: Modelos de Theis, Jacob, • I.2.1 Estado estacionario: Modelo de Neuman, • I.2.2 Estado no-estacionario: Modelos de Thiem, Dupuit.
	VARIABLE II Características hidráulicas de los acuíferos	<ul style="list-style-type: none"> • II.1 Características Hidráulicas: K,T,S para acuíferos confinados, • II.2 Características Hidráulicas: K,T,Ss para acuíferos no-confinados 	<ul style="list-style-type: none"> • II.1.1 K,T,S estado estacionario, • II.1.2 K,T,S estado no-estacionario, • II.2.1 K,T,Ss Estado estacionario, • II.2.2 K,T,Ss Estado no-estacionario

CAPITULO III

METODOLOGIA

3.1 DISEÑO METODOLÓGICO

3.1.1 TIPO DE ESTUDIO

El presente estudio de Investigación se realizará según un *Diseño No Experimental*, dado que se basará en el uso de datos históricos de la Provincia de Huaura.

3.1.2 ESTRATEGIAS PARA EL CUMPLIMIENTO DE OBJETIVOS

Se usarán *datos de bombeo de pozos de agua de la provincia de Huaura*, necesarios para estimar los parámetros característicos de la función representativa del flujo de fluidos entre acuífero y pozo de agua.

Los parámetros obtenidos se analizarán y de ser necesario se modificarán teniendo en cuenta diferentes supuestos de tal forma que se adecúen consistentemente con otro tipo de información existente disponible.

3.2 POBLACIÓN Y MUESTRA.

La población estará compuesta por los *datos de bombeo de cinco pozos de agua* típicos para consumo domiciliario, industrial o agrícola disponibles en la *provincia de Huaura* o en datos reales históricos de pruebas de pozos *reportados por autores* referenciados en la presente tesis.

3.3 TÉCNICAS DE RECOLECCIÓN DE DATOS.

La información obtenida es confiable y ha sido debidamente consistenciada, y reportada en informes técnicos reconocidos local y mundialmente.

3.4 TÉCNICAS PARA EL PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN

Para la *prueba de la hipótesis 1*, que trata sobre la factibilidad tecnológica del desarrollo e implementación de un programa para determinar los parámetros hidráulicos para la caracterización de acuíferos a partir del procesamiento de datos experimentales de cierre y apertura del bombeo de pozos de agua, ha sido necesario desarrollar algoritmos en lenguaje Matlab y Excel de los modelos teóricos del flujo de fluidos en medios porosos para los diferentes tipos de acuíferos.

Para la *prueba de la hipótesis 2*, que trata sobre la factibilidad tecnológica de la estimación de los parámetros característicos de la función representativa del flujo de fluidos entre acuífero y pozo de agua para diferentes tipos de acuíferos, se ejecutaron los programas previamente desarrollados usando la data de pozos históricos reportados por diversos autores en la provincia y del extranjero.

El presente documento ha sido editado usando la suite ofimática Microsoft Office 2013.

3.5 MATRIZ DE CONSISTENCIA

Presentamos a continuación la Matriz de consistencia para el Procesamiento Computarizado de Pozos en la Estimación de las Características Hidráulicas del Acuífero, Tabla(3. 1).

Tabla(3. 1)

Matriz de consistencia para el Procesamiento Computarizado de Pozos

TITULO	PROBLEMA	OBJETIVOS	HIPÓTESIS	METODOLOGÍA	POBLACIÓN
PROGRAMA PARA PROCESAR DATOS DE PRUEBAS DE BOMBEO EN POZOS PARA ESTIMAR LAS CARACTERÍSTICAS HIDRÁULICAS DEL ACUÍFERO, HUAURA – 2017	<p>• Problema General: -¿En qué medida un programa de cómputo para procesamiento de pruebas de bombeo en pozos podrá estimar las características Hidráulicas de los acuíferos en la provincia de Huaura, 2017?</p>	<p>• Objetivo General: -Desarrollar un programa de cómputo para procesamiento de pruebas de bombeo de pozos para estimar las características hidráulicas de acuíferos confinados y no confinados en la provincia de Huaura-2017.</p>	<p>• Hipótesis General: Es posible desarrollar un programa para procesamiento de pruebas de bombeo de pozos para estimar las características hidráulicas de los acuíferos confinados y no confinados en la provincia de Huaura-2017</p>	<p>• Tipo: El tipo de investigación utilizada es investigación aplicada. Dentro de este marco utilizaremos los referentes teóricos y metodológicos ya existentes en relación a nuestras variables, para resolver los problemas prácticos buscando nuevos conocimientos sobre modelos y algoritmos en la estimación de las características hidráulicas de los acuíferos.</p>	<p>• Población: La población está constituida por las pruebas de bombeo efectuadas a los pozos de uso agrícola y urbano de la provincia de Huaura.</p>
	<p>• Problemas Específicos: -¿En qué medida un programa para procesamiento de pruebas de bombeo podrá estimar las características Hidráulicas del acuífero confinado en la provincia de Huaura, 2017?,</p> <p>-¿En qué medida un programa para procesamiento de pruebas de bombeo podrá estimar las características hidráulicas del acuífero no confinado en la provincia de Huaura-2017?</p>	<p>• Objetivos Específicos: -Desarrollar un programa para procesamiento de pruebas de bombeo para la estimación de las características hidráulicas de acuíferos confinados en la provincia de Huaura-2017,</p> <p>-Desarrollar un programa para procesamiento de pruebas de bombeo para la estimación de las características hidráulicas de acuíferos no confinados en la provincia de Huaura-2017.</p>	<p>• Hipótesis Específicas: - Es posible desarrollar un programa para procesamiento de pruebas de bombeo de pozos para estimar las características hidráulicas de los acuíferos confinados en la provincia de Huaura-2017,</p> <p>- Es posible desarrollar un programa para procesamiento de pruebas de bombeo de pozos para estimar las características hidráulicas de los acuíferos no confinados en la provincia de Huaura-2017,</p>	<p>• Método: El método que usaremos será el descriptivo son el objetivo de caracterizar el acuífero. -Diseño de la investigación: La investigación que desarrollamos tiene diseño transversal descriptivo. Dónde: M = Muestra, VI = Programa procesamiento de pruebas de pozos, VII = Características hidráulicas del acuífero,</p>	<p>• Muestra: -Cinco pozos representativos de la provincia de Huaura, de preferencia los más recientes que hayan sido probados con tecnologías y equipos modernos.</p>

CAPITULO IV

RESULTADOS

ANÁLISIS DE RESULTADOS

Las pruebas en acuíferos producen estimaciones de los parámetros hidrogeológicos a través de modelos analíticos adecuados a partir de datos de campo registrados como variaciones del abatimiento en el tiempo o la distancia. Podemos decir que los datos de una prueba de pozo, lleva en sí misma la huella digital o signatura de las propiedades físicas y parámetros característicos del acuífero.

La versatilidad de nuestro sistema DSPWT radica precisamente en facilitar la prueba de varios modelos de acuíferos disponibles a los mismos datos de pozo en cada sector temporal (tiempos temprano, medio, tardío) y de esta manera poder obtener posibles variaciones de los parámetros hidrogeológicos que correspondan a nuestros supuestos basados en una conjugación de datos multidisciplinarios.

La comparación de valores entre los parámetros hidráulicos obtenidos con nuestros algoritmos y aquellos usados por otros autores, validan la confiabilidad de nuestros programas. Aunque debemos ser claros que en muchos casos los datos presentados por los autores han sido limitados en tamaño y precisión por obvias razones de espacio en los libros de texto, revistas científicas y/o confidencialidad en los informes técnicos.

El problema a resolver se basa en la solución de los modelos más usados y confiables o reconocidos en la caracterización de acuíferos mediante el uso de pruebas de bombeo de pozos a caudal constante. El problema lo podemos objetivar en el [ANEXO 3A](#), Figura(3A. 1) y Figura(3A. 2), para luego presentar una breve descripción de los módulos y rutinas principales del SISTEMA DIGITAL PARA PROCESAMIENTO DE PRUEBAS DE BOMBEO DE POZOS, (DSPWT por sus siglas en Ingles ‘Digital System for Processing

Well pumping Test') ANEXO 3B, ambos dejan abiertas la posibilidad de incluir nuevos modelos de acuerdo con el avance tecnológico y desarrollo de nuevos modelos y métodos, tal y como es nuestra visión.

4.1 SECUENCIA DE PROCESAMIENTO:

Aunque la secuencia de procesamiento depende del problema u objetivo que tengamos en mente según el tipo de acuífero que suponemos en el subsuelo y las pruebas que quisiéramos hacer a los datos de campo antes de confirmar o desechar una teoría, podemos establecer una secuencia inicial o estándar sobre la que posteriormente quisiéramos corroborar los resultados:

- Lectura de los datos de la prueba de pozo y parámetros tentativos del acuífero, con los que elaboramos gráficos en escala normal y logarítmica, con el propósito de efectuar un primer control de calidad de los datos de entrada. En caso de que la prueba haya sido diseñada para la toma de información simultánea en varios piezómetros, estos se mostraran según su secuencia de entrada desde la base de datos, cada uno con simbología distinta con la finalidad de poder analizarlos en forma particular, seleccionando el que mejor se adecúe para el procesamiento a continuación.
- Seleccionamos los datos del piezómetro adecuado a nuestro objetivo según su secuencia de entrada (9 es el máximo número de piezómetros que puede almacenarse por pozo en la BD), graficándolo con fines de efectuar un control de calidad detallado y aplicar las correcciones que creamos convenientes.
- Ajustamos por mínimos cuadrados todos los datos de entrada del piezómetro seleccionado, graficando los resultados en las escales adecuadas, con la finalidad de facilitar la sectorización objetiva de los tiempos en la toma de información en

el campo y agruparlos según el caso en datos de tiempo temprano, tiempo medio y tiempo tardío facilitando así la ejecución de los siguientes algoritmos en la secuencia de procesamiento que hayamos decidido según el modelo del acuífero y estado del flujo alcanzado durante la prueba de pozo.

- Aplicadas las correcciones necesarias según criterio, minimizando cualquier ‘ruido’ presente en la información original, obtenemos la derivada de los datos de entrada con la finalidad de definir el tipo de acuífero y/o problemas ocurridos durante la toma de los datos de campo.
- Adecuamos valores tentativos de los parámetros del acuífero dándoles un rango de variación porcentual en los límites de búsqueda inferior y superior según sea el algoritmo seleccionado para el procesamiento.
- Seleccionamos, a través de una secuencia de preguntas del programa correspondiente, el algoritmo que define el modelo del acuífero que deseamos aplicar a nuestros datos de entrada. Durante la ejecución de esta secuencia obtenemos, según el caso, diferentes gráficos en diferentes escalas que nos ayudan objetivamente y también con la creación de datos numéricos y generación de tablas en archivos externos, para análisis detallado de los resultados obtenidos.

Esta secuencia de lectura y corrección de datos, cálculos de ajuste, generación de tablas y gráficos, aplicación de modelos matemáticos para cada tipo de acuífero y estado del flujo del fluido en el medio poroso del acuífero, es el que hemos aplicado en cada caso para cada una de las pruebas de pozo que mencionamos a continuación a manera de puesta a prueba del sistema DSPWT desarrollado. El resultado de estas pruebas se muestran en forma sucinta a continuación para cada tipo de acuífero y en forma detallada y amplia en los anexos ANEXO 4 y ANEXO 5.

Se ejecutaron los algoritmos de computo correspondientes para procesar los datos con información de campo de las pruebas de bombeo en los pozos que se encuentran en el archivo welltest_Sen_ie.xlsx, files: KRU_5.10_MW2, Pozo ‘Vennebulten’ (The Netherlands), Kruseman; KRU_4.05_MW2, Pozo ‘Dalem’ (The Netherlands); SEN_4.11_MW1, pozo ‘Unconfined Aquifer’; HOL_1.01_STA, pozo ‘Oude Korendijk’ (The Netherlands); HOL_1.02_STA, pozo ‘Dalem’ (The Netherlands); LIU_0.01_EXE, pozo ‘Oude Korendijk’ (The Netherlands); SEN_3.12_EXE, pozo ‘Chaj Doab Area’ (Indus Basin, Pakistan), SEN_3.16_MW1, ‘Chaj Doab Area’ (Indus Basin, Pakistan), SEN_3.17_MW1, ‘Oude Korendijk’ (The Netherlands); y otros. Estos fueron procesados con distintos algoritmos reportados por (Zekai Sen, Kruseman, Fetter y otros) con el fin de obtener el tipo de acuífero y los parámetros hidráulicos que los caracterizan. Además, los algoritmos de procesamiento se probaron con los siguientes pozos de la Provincia de Huaura que se encuentran en el archivo welltests.xlsx, files IRHS_01_DES, Huacho; IRHS_31_DES, Huacho; IRHS_43_PBX; IRHS_47_DES, Huaura, y otros.

4.2 ACUÍFEROS CONFINADOS

4.2.1 FLUJO ESTACIONARIO

4.2.1.1 MODELO DE THIEM

Modelo probado usando los datos de la prueba de Pozo: *SEN_3.27_MW2*. Tabla(4. 1).

Resultados del procesamiento en el [ANEXO 4A](#)

Tabla(4. 1)

Valores del parámetro de Transmisividad según modelo de acuífero de Thiem, para el pozo SEN_3.27_MW2, según Kruseman y DSPWT.

MODELO DE ACUÍFERO, (Cód. Pozo):		Thiem CE (Conf-Estac), SEN-3.27-MW2		
PROCESADO POR:		Kruseman		DSPWT
PARÁMETRO	SIMBOLO	Met.1	Met.2	Deriv.
Transmisividad, [m ² /d]	T	370	390	365.32
Distancia radial, [m]	R			593.4

Nota. 50. Elaboración Propia.

4.2.2 FLUJO TRANSITORIO

4.2.2.1 MODELO DE THEIS

Modelo probado usando los datos de la prueba de Pozo: *SEN_3.17_MW2*. Tabla (4. 2).

Resultados del procesamiento en el ANEXO 4B

Tabla (4. 2)

Valores de los parámetros de Transmisividad y Almacenabilidad según modelo de Theis, para el pozo *SEN 3.17 MW2*, según Kruseman, Theis, Chow, Liu y DSPWT

MOD. ACUIF:		Theis CT (Confinado-Transitorio), <i>SEN_3.17_MW2</i>						
PROC.POR:		Kruseman	Theis	Chow	Kui Liu	DSPWT		
PARÁMETRO						Todos datos	Med-Tardío	
Transmisividad, [m ² /d]	T	392	418	360	480.46	480.47	489.81	541.34
Almacenabilidad, [s.u.]	S	1.60E-04	1.70E-04	2.00E-04	1.13E-04	1.13E-04	1.01E-04	5.38E-05

Nota. 51. Elaboración Propia.

4.2.2.2 MODELO DE JACOB (LRG)

Modelo probado usando los datos de la prueba de Pozo: *SEN_3.18_EXE*. Tabla (4. 3).

Resultados del procesamiento en el ANEXO 4C

Tabla (4. 3)

Valores de los parámetros de Transmisividad y Almacenabilidad según modelo Cooper Jacob de Línea Recta Generalizada (LRG), para el pozo *SEN 3.18 EXE*, según Sen y DSPWT.

MODELO ACUIFERO,	POZO:	C-J LRG (Conf.-Transitorio), <i>SEN_3.18_EXE</i>			
PROCESADO POR:		Zekai Sen		DSPWT	
PARÁMETRO	SIMB.	Todo tiempo	Todo tiempo	T.Med-Tard	T.Tardío
Transmisividad, [m ² /d]	T	9.39E+01	9.83E+01	9.79E+01	9.02E+01
Almacenabilidad, [s.u.]	S	7.92E-05	8.01E-05	8.05E-05	1.46E-04
Intersección eje t, [d]	t0	3.90E-03	3.77E-03	3.80E-03	7.46E-03
Pendiente de la recta, [m/log(d)]	(Δs)_c	3.95E-01	3.72E-01	3.74E-01	4.06E-01
	B₋		9.03E-01	9.05E-01	8.63E-01

Nota. 52. Elaboración Propia.

4.3 ACUIFERO SEMICONFINADO

4.3.1 FLUJO ESTACIONARIO

4.3.1.1 MODELO DE DE GLEE

Modelo probado usando los datos de la prueba de Pozo: *KRU_4.05_MW2*. Tabla (4. 4)

Resultados del procesamiento en el ANEXO 4D

Tabla (4. 4)

Valores de los parámetros de Transmisividad, Resistencia hidráulica y Almacenabilidad según modelo de De Glee, para el pozo KRU_4.05_MW2, según Kruseman, Holzbecher y DSPWT.

MODELO ACUÍFERO,	POZO:	De Glee LE (Leaky-Estac), KRU_4.05_MW2				
PROCESADO POR:		Kruseman		Kolzbecher	DSPWT	
PARÁMETRO	SIMB.	Met.1	Met.2		Deriv.	Optim.
Transmisividad, [m ² /d]	T	2126	2020	1622.21	1622	1935.4
Resistencia hidráulica,(D'/K'), [d]	c	478	478	202.7	202	368.77
Almacenabilidad, [s.u.]	S					0.00192

Nota. 53. Elaboración Peopia.

4.3.2 FLUJO TRANSITORIO

4.3.2.1 MODELO DE HANTUSH

Modelo probado usando los datos de la prueba de Pozo: KRU_4.05_MW2. Tabla (4. 5).

Resultados del procesamiento en el ANEXO 4E

Tabla (4. 5)

Valores de los parámetros de Transmisividad, Resistencia hidráulica, Almacenabilidad, Rendimiento específico y Conductividad según modelo de Hantush, para el pozo KRU_4.05_MW2, según Kruseman y DSPWT.

MODELO ACUÍFERO,	POZO:	Hantush LT (Leaky-Transitorio)			
PROCESADO POR:		Kruseman	DSPWT	Kruseman	DSPWT
PARÁMETRO	SIMB.	TcS		TSD'K'	
Transmisividad, [m ² /d]	T	1515	1636.99	1515	1644.21
Resistencia hidráulica, (D'/K'), [d]	c	450	301.4	450	309.5
Almacenabilidad, [s.u.]	S	1.50E-03	1.82E-03	1.50E-03	1.81E-03
Rendimiento específico, [s.u.]	S ; S _v			5.00E-03	
Conductividad (acuitardo), [m/d]	K'				0.024258
Espesor acuitardo, [m]	D'				7.5078

Nota. 54., Elaboración propia.

4.3.2.2 MODELO DE COOPER-JACOB (LRG)

Modelo probado usando los datos de la prueba de Pozo: SEN_3.18_EXE. Tabla(4. 6).

Resultados del procesamiento en el ANEXO 4F

Tabla(4. 6)

Valores de los parámetros de Transmisividad, Almacenabilidad, Razón de Almacenabilidad y Factor de Leaky (Factor de filtración), según modelo de C-JLRG, para el pozo SEN_3.18_EXE, según Sen y DSPWT.

MODELO ACUÍFERO:	POZO:	C-J LRG (Leaky-Transitorio), SEN_3.18_EXE	
PROCESADO POR:		Zekai Sen	DSPWT
PARÁMETRO	SIMB.	Todo tiempo	Todo tiempo
Transmisividad, [m ² /d]	T	1.91E+02	1.64E+02
Almacenabilidad, [s.u.]	S	1.50E-04	1.26E-04
Pendiente de la recta, [m/log(d)]	(Δs) _{cl}	2.40E-01	2.50E-01
Coeficiente almacenabilidad, [s.u.]	B _η	8	-6.09E-02
Factor de Leaky: v(KDc), [m]	L	102	9.22E+00
			1.93E+01

Nota. 55. Elaboración Propia.

4.4 ACUÍFEROS NO CONFINADOS

4.4.1 FLUJO ESTACIONARIO

4.4.1.1 MODELO DE THIEM-DUPUIT

Modelo probado usando los datos de la prueba de Pozo: SEN_3.17_MW2. Tabla (4. 7).

Resultados del procesamiento en el ANEXO 4G

Tabla (4. 7)

Valores de los parámetros de Transmisividad, Conductividad y espesor de acuífero, según modelo de Thiem-Dupuit, para el pozo SEN_3.17_MW2, según Kruseman y DSPWT.

MODELO ACUÍFERO,	POZO:	Thiem-Dupuit, Noconf-Estac, SEN-3.17-MW2		
PROCESADO POR:		Kruseman		DSPWT
PARÁMETRO	SIMBOLO	Met.1	Met.2	Deriv.
Transmisividad, [m ² /d]	T	370	390	
Conductividad (acuífero), [m/d]	K			42.104
Espesor Acuífero, [m]	D			11
Distancia radial, [m]	R			720.25

Nota. 56. Elaboración Propia.

4.4.2 FLUJO TRANSITORIO

4.4.2.1 MODELO DE NEUMAN

Modelo probado usando los datos de la prueba de Pozo: KRU_5.10_MW2. Tabla (4. 8).

Resultados del procesamiento en el ANEXO 4H

Tabla (4. 8)

Valores de los parámetros de Transmisividad, Almacenabilidad, Rendimiento específico, Conductividad, Factor drenaje, Razón almacenamiento, según modelo Neuman, para pozo KRU 5.10 MW2, según Kruseman y DSPWT.

MODELO ACUÍFERO:	POZO	Neuman NT (Noconf-Transitorio), KRU_5.10_MW2			
PROCESADO POR:		Kruseman		DSPWT	
PARÁMETRO	SIMBOLO	temprano	tardío	Temprano	Tardío
Transmisividad, [m ² /d]	T	1447	1616	1578.24	1627.608
Almacenabilidad, [s.u.]	S	5.20E-04		4.68E-04	
Rendimiento específico, [s.u.]	S ; S _v		4.90E-03		3.92E-03
Conductividad (Acuífero), [m/d]	K			73.69	87.6
Conductividad (acuitardo), [m/d]	K'		4.00E-02	73.69	0.048
Espesor acuífero, [m]	D		21	18.9	25.2
Distancia radial, [m]	R	90		90	
Factor de drenaje	β	0.01	0.01		
Razón de almacenamiento, [s.u.]	S _i /S _e		9.42E+00		8.38E+00

Nota. 57. Elaboración Propia.

4.4.2.2 MODELO DE BOULTON

El resultado del procesamiento de los pozos de la provincia de Huaura, pozos IRHS_01_DES, IRHS_06_PBX, IRHS_31_DES, IRHS_43_PBX, IRHS_47_DES, e IRHS_63_DES, ha sido obtenido procesando las pruebas de pozo con el modelo de Boulton, debido a que en las pruebas preliminares se obtuvo resultados más consistentes que con otros modelos. Los resultados del procesamiento de la información de estos pozos se encuentran en el Anexo N-5 - Modelo de Boulton, probado usando los datos de la prueba de Pozo: IRHS_01_DES, Tabla (4. 9).

Resultados del procesamiento en el ANEXO 5A.

Tabla (4. 9)

Valores de los parámetros de Transmisividad, Almacenabilidad, Rendimiento específico, Conductividad, Factor drenaje, índice de Retraso de Boulton, Param. de Neuman, Coef. De almacenabilidad, según modelo Boulton, para pozo IRHS_01_DES, según Informe técnico ANA y DSPWT.

MODELO ACUÍFERO:	POZO	No confinado-Transitorio, IRHS-01		
PROCESADO POR:		Informe	Boulton (DSPWT)	
PARÁMETRO	SIMBOLO		Temprano	Tardío
Transmisividad, [m ² /d]	T	311.04	167.34	418.59
Almacenabilidad, [s.u.]	S		3.60E-02	
Rendimiento específico, [s.u.]	S ; S _v			3.61E-04
Conductividad (acuífero), [m/d]	K	21.25		
Espesor Acuífero, [m]	D	14.43		
Factor de drenaje	β			6.81E+02
Índice de retraso de Boulton	1/β _N			1.47E-03
Parámetro de Neuman	β _N			1.48E-02
Variable Función de Boulton	r/β			2.20E-03
Pendiente de la recta, [m/log(d)]	(Δs) _C	2.04		
Coeficiente almacenabilidad, [s.u.]	η			0.010036

Nota. 58. Elaboración Propia.

Modelo de Boulton probado usando los datos de la prueba de Pozo: IRHS_31_DES,

Resultados del procesamiento en el ANEXO 5B

Tabla(4. 10)

Factor drenaje, índice de Retraso de Boulton, Param. Neuman, Coef. De almacenabilidad, según modelo Boulton, para pozo IRHS 31 DES, según Informe técnico ANA y DSPWT.

MODELO ACUÍFERO,	POZO	No confinado-Transitorio, IRHS-31		
PROCESADO POR:		Informe	Boulton (DSPWT)	
PARÁMETRO	SIMBOLO		Temprano	Tardío
Transmisividad, [m ² /d]	T	259.2	1.45E+02	3.84E+02
Almacenabilidad, [s.u.]	S	5.00E-02	2.07E-01	
Rendimiento específico, [s.u.]	S ; S _v			1.75E-02
Conductividad (Acuífero), [m/d]	K	6.31		
Espesor Acuífero, [m]	D	41		
Factor de drenaje	β			8.31E+03
Índice de retraso de Boulton	1/β _N			1.10E-02
Parámetro de Neuman	β _N			1.33E-03
Variable Función de Boulton	r/β			1.65E-02
Pendiente de la recta, [m/log(d)]	(Δs) _C	1.7		
Coeficiente almacenabilidad, [s.u.]	η			8.42E-02

Nota. 59. Elaboración Propia.

Modelo de Boulton probado usando los datos de la prueba de Pozo: *IRHS_43_DES*, Tabla (4. 10).

Resultados del procesamiento en el ANEXO 5C

Tabla (4. 10)

Valores de los parámetros de Transmisividad, Almacenabilidad, Rendimiento específico, Conductividad, Factor drenaje, índice de Retraso de Boulton, Param. Neuman, Coef. De almacenabilidad, según modelo Boulton, para pozo *IRHS_43_DES*, según Informe técnico ANA y DSPWT.

MODELO ACUÍFERO:		POZO: IRHS-43 (No confinado-Transitorio)		
PROCESADO POR:		Informe	Boulton (DSPWT)	
PARÁMETRO	SIMBOLO		Temprano	Tardío
Transmisividad, [m ² /d]	T	253.152	238.71	110.27
Almacenabilidad, [s.u.]	S		3.17E-02	
Rendimiento específico, [s.u.]	S ; S_v			9.17E-02
Conductividad (Acuífero), [m/d]	K	3.16E-02		
Espesor Acuífero, [m]	D	14		
Factor de drenaje	β			2603.04
Índice de retraso de Boulton	1/β_N			1.96E-02
Parámetro de Neuman	β_N			18.3
Variable Función de Boulton	r/β			4.90E-02
Pendiente de la recta, [m/log(d)]	(Δs)_C	0.67		
Coeficiente almacenabilidad, [s.u.]	η			2.89

Nota. 60. Elaboración Propia.

Modelo de Boulton probado usando los datos de la prueba de Pozo: *IRHS_47_DES*, Tabla(4. 11).

Resultados del procesamiento en el ANEXO 5D

Tabla(4. 11)

Valores de los parámetros de Transmisividad, Almacenabilidad, Rendimiento específico, Conductividad, Factor drenaje, índice de Retraso de Boulton, Param.Neuman, Coef. De almacenabilidad, según modelo Boulton, para pozo IRHS_47_DES, según Informe técnico ANA y DSPWT.

MODELO ACUÍFERO:	POZO:	IRHS-47 (No confinado-Transitorio)		
PROCESADO POR:		Informe	Boulton (DSPWT)	
PARÁMETRO	SIMBOLO		Temprano	Tardío
Transmisividad, [m ² /d]	T	354.24	1.14E+02	2.14E+02
Almacenabilidad, [s.u.]	S		2.87E-03	
Rendimiento específico, [s.u.]	S ; S _v			1.05E-05
Conductividad (acuífero), [m/d]	K	26.35		
Espesor acuífero, [m]	D	14.89		
Factor de drenaje	β			3298.49
Índice de retraso de Boulton	1/β _N			3.03E-04
Parámetro de Neuman	β _N			1.33E-03
Variable Función de Boulton	r/β			4.55E-04
Pendiente de la recta, [m/log(d)]	(Δs) _C	1.25		
Coeficiente almacenabilidad, [s.u.]	η			3.65E-03

Nota. 61. Elaboración Propia.

4.5 ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

Para el análisis de resultados hacemos uso de tablas similares a las tablas **Tabla(4. 12)** Y **Tabla(4. 13)**, que nos dan una referencia o enlace entre nuestros datos y su relación cualitativa con el acuífero. Para una visión más completa de los valores esperados de los parámetros característicos del acuífero ver el ANEXO 1.

Tabla(4. 12) Potencialidad del acuífero según el rango de valores de la Transmisividad (T).

Transmissivity (m ² /day)	Potentiality Description
T < 5	Negligible
5 < T < 50	Weak
50 < T < 500	Moderate
T > 500	High

Nota. 62. (Sen, 2015), pág. 65.

Tabla(4. 13) Clasificación de la calidad del pozo según su capacidad específica.

TABLE 2.11 Specific Capacity Well Classification (Sen, 1995)

Specific Capacity (1/min/m)	Well Productivity Classification
>300	High
300-30	Moderate
30-3	Low
3-0.3	Very low
<0.3	Negligible

Nota. 63. (Sen, 2015), pág. 68. (capacidad específica: razón de descarga al abatimiento)

4.5.1 CONFINADOS

En el caso de Acuíferos confinados con flujo en estado transitorio aplicamos el modelo de Theis a los datos del pozo SEN_3.17_MW2, **Tabla(4. 14)**. Comparando los resultados obtenidos para la transmisividad por Kruseman, Theis, Chow y Liu con el sistema DSPWT, usando los datos del mismo pozo resulta:

Tabla(4. 14) Comparación de la Aplicación DSPWT del modelo de Theis para acuífero confinado

Kruseman	Theis	Chow	Kui Liu	DSPWT		
				Todo datos	Med-Tardío	Tardío
392	418	360	480.46	480.47	489.81	541.34

Nota. 64. Elaboración Propia

Podemos decir que cuando usamos todos los datos de la prueba, DSPWT obtiene resultados muy parecidos a los de Liu, con la diferencia que nuestro algoritmo nos da la posibilidad de usar sectores temporales de tiempo temprano medio y tardío en el análisis de nuestros datos.

Otro algoritmo programado en DSPWT disponible para acuífero confinado en estado de flujo transitorio es el algoritmo de CJ-LRG, que ha sido probado en procesando los datos de campo en el pozo SEN_3.18_EXE, **Tabla(4. 15)**, el mismo que paralelamente fue procesado también por Sen, obteniendo los siguientes resultados:

Tabla(4. 15) Comparación de la Aplicación DSPWT del modelo de CJ-LR para acuífero confinado.

MODELO ACUÍFERO, COD. POZO:		CJ- LRG (Conf.-Transitorio), SEN_3.18_EXE			
PROCESADO POR:		Zekai Sen		DSPWT	
PARAMETRO	SIMBOLO	Todo tiempo	Todo tiempo	T. Med-Tardío	T. Tardío
Transmisividad, [m ² /d]	T	9.39E+01	9.83E+01	9.79E+01	9.02E+01
Almacenabilidad, [s.u.]	S	7.92E-05	8.01E-05	8.05E-05	1.46E-04
Intersección eje t, [d]	t0	3.90E-03	3.77E-03	3.80E-03	7.46E-03
Pendiente de la recta, [m/log(d)]	(Δs)_{CJ}	3.95E-01	3.72E-01	3.74E-01	4.06E-01
	B₋		9.03E-01	9.05E-01	8.63E-01

Nota. 65. Elaboración Propia.

Los valores de Transmisividad (T) y Almacenabilidad (S) reportados por Sen y los calculados usando DSPWT están dentro del orden de magnitud con un 4.71% de discrepancia en T, y 1.2% de discrepancia en S, la pendiente de la recta, $(\Delta s)_{CJ}$, está dentro del orden de magnitud con un 5.71% de discrepancia y la intersección con el eje t, t_0 , presenta un 3.35% de discrepancia. Con esta alta similitud entre los resultados comparados con el sistema DSPWT, nos da la seguridad y versatilidad de nuestros algoritmos.

Para acuíferos confinados con flujo estacionario aplicamos DSPWT (método derivativo) al pozo SEN_3.27_MW2 **Tabla(4. 16)** y comparamos resultados con los resultados de Kruseman en el mismo pozo b teniendo los siguientes valores de para la transmisividad T:

Tabla(4. 16) Comparación de la Aplicación DSPWT (ajuste derivativo) para acuífero confinado estacionario.

Kruseman		DSPWT
Met.1	Met.2	Deriv.
370	390	365.345

Nota. 66. Elaboración Propia.

Kruseman aplicó dos métodos diferentes de procesamiento obteniendo valores en un rango muy parecido. DSPWT usó el método derivativo para encontrar el mejor ajuste obteniendo un resultado parecido con un método más cuantitativo.

4.5.2 SEMI-CONFINADOS

Para acuífero semiconfinado en estado de flujo transitorio usamos el algoritmo de Cooper-Jacob Línea Recta Generalizada (C-J LRG), **Tabla(4. 17)**, programado en DSPWT, para el procesamiento de los datos de campo en el pozo SEN_3.18_EXE, el mismo que también fue procesado por Sen, obteniendo los siguientes resultados:

Tabla(4. 17) Comparación de la Aplicación DSPWT del modelo de CJ-LRG para acuífero semi confinado, flujo transitorio..

MODELO ACUÍFERO, COD. POZO:		C-J LRG (Leaky-Transitorio), SEN_3.18_EXE	
PROCESADO POR:		Zekai Sen	DSPWT
PARAMETRO	SIMBOLO	Todo tiempo	Todo tiempo
Transmisividad, [m ² /d]	T	1.91E+02	1.64E+02
Almacenabilidad, [s.u.]	S	1.50E-04	1.26E-04
Pendiente de la recta, [m/log(d)]	(Δs) _c	2.40E-01	2.50E-01
Coefficiente almacenabilidad, [s.u.]	η	8	9.22E+00

Nota. 67. Elaboración Propia.

Los valores de Transmisividad (T) y Almacenabilidad (S) reportados por Sen y los calculados usando DSPWT están dentro del orden de magnitud con un 14.5% de discrepancia en T, y 16% de discrepancia en S, la pendiente de la recta está dentro del orden de magnitud con un 3.99% de discrepancia y el Coeficiente de Almacenabilidad, η , presenta un 15.19% de discrepancia. Sin embargo, el método usado por Sen no calcula el valor de η , y más bien hace uso del método de ‘matching’ o coincidencia manual sobreponiendo las curvas tipo de η sobre la función de campo procesada para encontrar la mejor valor coincidente según su criterio, lo que podrí haber introducido algún error en sus resultados. La otra posibilidad de discrepancia se encuentra al momento que ingresamos interactivamente los rangos de los tiempos tempranos y tardíos al sistema DSPWT, los que pueden ser diferentes al rango usado por Sen.

Para acuífero semiconfinado en estado de flujo estacionario usamos el algoritmo de De Glee, **Tabla(4. 18)**, también disponible en el sistema DSPWT, procesando los datos de campo en el pozo KRU_4.405_MW2. La prueba de bombeo de este pozo también fue

procesada por Kruseman usando dos métodos diferente y por Holzbecher. Los resultados, obteniendo los siguientes resultados:

Tabla(4. 18) Comparación de la Aplicación DSPWT (método derivativo) del modelo de De Glee para acuífero semi confinado, flujo estacionario.

MODELO ACUÍFERO, COD. POZO:		De Glee LE (Leaky-Estac), KRU_4.05_MW2				
PROCESADO POR:		Kruseman		Holzbecher	DSPWT	
PARAMETRO	SIMB.	Met.1	Met.2		Deriv.	Optim.
Transmisividad, [m ² /d]	T	2126	2020	1622.21	1622.0	1935.4
Resistencia hidráulica, (D'/K'), [d]	c	478	478	202.7	202	368.77
Almacenabilidad, [s.u.]	S					1.92E-03

Nota. 68. Elaboración Propia.

Vemos de estos resultados, que los valores de Transmisividad (T) y Resistencia hidráulica (c) obtenidos por Holzbecher y calculados en DSPWT están en un rango de discrepancia de 0.012% y 0.35% respectivamente, lo que da una similitud bastante alta. El segundo método de Kruseman y DSPWT para T y c arrojan un rango de discrepancia de 4.19% y 22.9% respectivamente, lo cual es también representativo de un alta similitud.

4.5.3 NO-CONFINADOS

Para acuíferos no-confinado en estado de flujo transitorio usamos el algoritmo de Neuman, **Tabla(4. 19)**, programado en DSPWT, para el procesamiento de los datos de campo en el pozo KRU_5.10_MW2, el mismo que también fue procesado por Kruseman, obteniendo los siguientes resultados:

Tabla(4. 19) Comparación de la Aplicación DSPWT modelo de Neuman para acuífero no confinado, flujo transitorio.

MODELO ACUÍFERO, COD. POZO:		Neuman NT (Noconf-Transitorio), KRU_5.10_MW2			
PROCESADO POR:		Kruseman		DSPWT	
PARAMETRO	SIMBOLO	temprano	tardío	Temprano	Tardío
Transmisividad, [m ² /d]	T _E , T _L	1447	1616	1578.24	1627.608
Almacenabilidad, [s.u.]	S	5.20E-04		4.68E-04	
Rendimiento específico, [s.u.]	S _Y		4.90E-03		3.92E-03
Conductividad (Acuífero), [m/d]	K			73.69	87.6
Conductividad (acuitardo), [m/d]	K'		4.00E-02	73.69	0.048
Espesor Acuífero, [m]	D		21	18.9	25.2
Factor de drenaje	β	0.01	0.01		
Razón de almacenamiento, [s.u.]	S _L /S _E		9.42E+00		8.38E+00

Nota. 69. Elaboración Propia.

Los valores de Transmisividad (TE) Y (TL) tienen un rango de discrepancia de 9.06% y 0.718% respectivamente y Almacenabilidad (S) tiene rango de discrepancia de 10.0% , Rendimiento Especifico ($S\gamma$) un rango de discrepancia de 20%, Conductividad vertical con discrepancia de 20%, Razón de Almacenamiento (S_L/S_E) con discrepancia de 11.1%. Estas discrepancia de deben a que Kruseman ha empleado el método de 'matching' manual lo que ocasiona, suponemos un error humano considerable lo que difiere del método usado por DSPWT que hace una correlación digitalizada sin intervención de manual del especialista.

4.6 CONTRASTACIÓN DE HIPÓTESIS

Es factible determinar los parámetros hidráulicos de los acuíferos utilizando los datos de pruebas de apertura y cierre de pozos de agua.

Por lo tanto las hipótesis alternas 1 & 2, que presento a continuación, se satisfacen positivamente.

Hipótesis alterna 1: Es posible desarrollar un programa para procesamiento de pruebas de bombeo de pozos para estimar las características hidráulicas de los acuíferos *confinados* en la provincia de Huaura-2017.

Hipótesis alterna 2: Es posible desarrollar un programa para procesamiento de pruebas de bombeo de pozos para estimar las características hidráulicas de los acuíferos *no confinados* en la provincia de Huaura-2017.

CAPITULO V

DISCUSIÓN

Como se puede observar en las figuras de casi todos los pozos procesados, el abatimiento aumentó rápidamente durante los primeros minutos de las pruebas de bombeo (5-10 min). Esto se debe a la repentina caída de la presión del acuífero cuando comienza la prueba de bombeo y/o al efecto de almacenamiento de pozo (wellbore storage) cuando usamos el mismo pozo de bombeo para medir el abatimiento sin usar piezómetros y la bomba inicia su trabajo extrayendo directamente el agua almacenada en la tubería ocasionando un rápido descenso del nivel piezométrico, este fenómeno es detectado muy fácilmente por el sistema DSPWT permitiendo su análisis y procesamiento según las etapas en las que se encuentre el acuífero: estado de stress de tiempo temprano, estado en tiempo medio o estado en tiempo tardío. **Figura (5. 1).**

A continuación, en la gráfica de los datos de campo hay una etapa de transición del abatimiento cuando inicia el aporte de agua desde el acuífero con flujo a través del medio poroso (10-20 min). Después de estas dos fases iniciales, el abatimiento continúa aumentando, pero a una velocidad reducida y constante. La aproximación de Cooper Jacob debería ser válida durante esta última fase. Nuevamente la versatilidad del sistema DSPWT muestra su utilidad al permitir elegir muy fácilmente los datos de las diferentes etapas de la prueba y efectuar repetidas pruebas usando a discreción y según nuestro análisis, los algoritmos de los diferentes modelos de acuíferos.

El uso del método de 'Matching' o 'Coincidencia Gráfica' entre las curvas tipo del modelo y las curvas de la prueba de bombeo del pozo es ampliamente usado como una herramienta en la obtención de los parámetros característicos del reservorio. Este método consiste en superponer sobre los datos de campo de la prueba del pozo una matriz en papel transparente en la que se grafica un conjunto de curvas tipo de la función de pozo

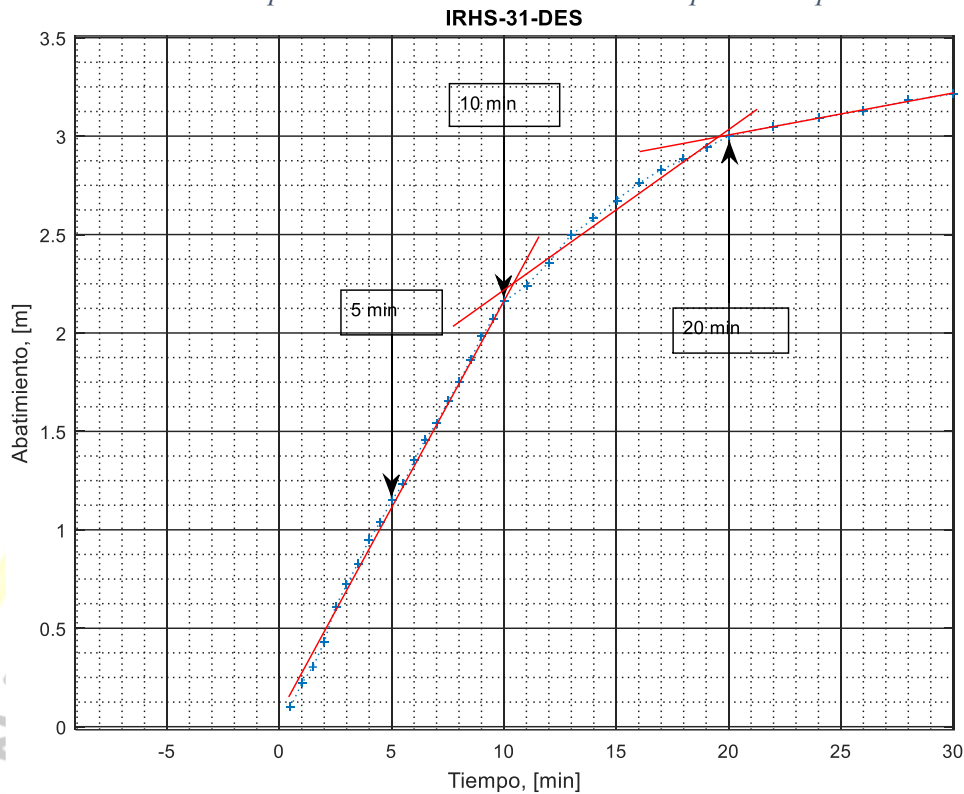
del modelo en estudio, cada una variando los valores de los principales parámetros del modelo. Escogiéndose la curva de mejor coincidencia con los datos de campo

El método de coincidencia, de mucha utilidad cuando no se dispone de facilidad de cómputo, lleva intrínseco el problema de la resolución y número de curvas incluidas en la matriz de funciones tipo, del error humano y depende de la apreciación y experiencia de la persona que lo realiza.

En referencia a la disponibilidad de cómputo, debemos recalcar el hecho de haber seleccionado MatLab como lenguaje de programación del sistema DSPWT, se debe en parte a que existe la versión libre 'Octave' muy similar a Matlab y disponible e instalable como una app en teléfonos celulares. Podemos fácilmente y sin variar la esencia de DSPWT, disponer de la versión Android solucionando la poca disponibilidad de cómputo en el momento de la prueba del pozo en el campo.

El método de 'Coincidencia Gráfica' es una opción de procesamiento en DSPWT, y proporciona resultados estadísticos numéricos de la mayor o menor coincidencia entre los datos de campo y el modelo de acuífero a través de un coeficiente de coincidencia, al cual el especialista puede o no considerar suficiente.

Figura (5. 1) Gráfico en escala normal del pozo IRHS-31, área Huaura, mostrando los primeros minutos del bombeo en la prueba de pozo.



Nota. 70. Salida de DSPWT.

5.1 DISCUSIÓN DE RESULTADOS DE ACUÍFEROS CONFINADOS

El uso del modelo de C-J LRG en el procesamiento de los datos de pruebas de pozo en acuíferos confinados nos facilita enormemente el análisis de los resultados ya que al tratarse de líneas rectas tienen pocos parámetros que analizar: pendiente de la recta y sus intersecciones, usadas en el análisis del modelo.

Confinado: pendiente de Theis de los datos de campo y de la función de pozo son iguales en un rango de aproximado $\pm 5\%$

5.2 DISCUSIÓN DE RESULTADOS DE ACUÍFEROS SEMI-CONFINADOS (LEAKY)

Semiconfinado: la pendiente de Theis de los datos de campo es menor que la pendiente ideal de 2.3 correspondiente a un reservorio modelado según Theis.

5.3 DISCUSIÓN DE RESULTADOS DE ACUÍFEROS NO-CONFINADOS

No confinado: Pendientes de los datos tempranos y tardíos, ambas iguales y del mismo valor que en el modelo de Theis. Nota: existe una separación entre los datos tempranos y tardíos debido a la disminución del abatimiento por flujo radial debido a la presencia de un flujo gravitacional vertical transitorio que aporta desde la zona no saturada.



CAPITULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 CONCLUSIONES

Se presenta un conjunto de algoritmos matemáticos, formando un sistema computarizado (DSPWT) para el procesamiento de datos de pruebas de bombeo constante de pozos, que incluye la solución de las ecuaciones de los modelos geológicos de los principales acuíferos comúnmente estudiados en las cuencas hidrográficas del mundo.

Los resultados de estos algoritmos proporcionan información certera de los parámetros que caracterizan los acuíferos de la provincia de Huaura. Se usó como referencia, datos de pruebas de pozos históricos provenientes de acuíferos de otras partes del mundo cuyo procesamiento con diversos métodos y sus resultados son usados por especialistas y autores de libros a nivel mundial, y en consecuencia podemos asegurar la versatilidad y confiabilidad de nuestros resultados en base a los cuales caracterizar apropiadamente los acuíferos y establecer condiciones apropiadas para la explotación sostenible de las aguas subterráneas en un acuífero. Se aplicó en 5 pozos de prueba en la provincia de Huaura, Perú, y a partir de estos datos de bombeo constante y sus valores de abatimiento se calculó con precisión los parámetros que puedan caracterizar los acuíferos de la provincia: Transmisividad (T), Conductividad (K), y Almacenabilidad (S).

Además, y en casos donde la disponibilidad de información así lo permita, nuestros algoritmos están preparados y pueden calcular otros parámetros hidráulicos dependiendo de las ecuaciones matemáticas usadas para modelar el acuífero como: Conductividad horizontal (K_H), Conductividad vertical (K_V), Factor de Fuga/Leaky (L), Resistencia Hidráulica (c), Razón de Almacenabilidad (η), Almacenabilidad elástica (SA), Rendimiento específico ($S\gamma$), Parámetro de Neuman (β).

6.2 RECOMENDACIONES

Las pruebas de bombeo en la provincia de Huaura están dirigidas y procesadas con fines casi específicos de la ingeniería de la construcción del pozo y capacidad instalada del equipo y de la bomba hidráulica. Si bien disponemos de la historia de producción de los pozos y sus curvas de depletación, que adecuadamente usadas nos dan idea de la tendencia de depletación del acuífero, no estamos usando información valiosísima como las pruebas de pozo en la gestión sostenible del acuífero.

El objetivo de cualquier software es crear la mejor coincidencia de los datos de abatimiento vs tiempo, independientemente de la adecuación del modelo analítico al entorno hidrogeológico. Por lo tanto existen varios inconvenientes relacionados con el uso de programas informáticos de uso común y adaptadores de curvas de tipo mecanicista que no toman en cuenta el entorno hidrogeológico plasmado en el modelo físico matemático del algoritmo que lo sustenta.

En la práctica, algunas veces se adopta un solo modelo con un conjunto de supuestos, y desafortunadamente, las desviaciones de los datos de campo comparadas con las curvas tipo del modelo físico no se consideran en las interpretaciones. Este es un enfoque bastante mecanicista que implica supuestos de que el acuífero es geológicamente homogéneo e isotrópico, supuestos que nacen desde la concepción de la teoría física misma del modelo el cual es extremadamente preciso en el ámbito del entorno del pozo pero no puede extrapolarse más allá ni estandarizarse en vías de un control rutinario de los especialistas. Dicho enfoque no puede ser cierto porque dentro del área de prueba de los acuíferos pueden aparecer heterogeneidades y anisotropías que dificultan la aplicación de un solo modelo. Por lo tanto, es necesario probar varios sectores temporales de nuestros datos de campo con varios modelos disponibles para los mismos datos de prueba

de acuíferos, con el fin de extraer posibles variabilidades en los parámetros hidrogeológicos.

Es seguro que una de las principales barreras que impiden el uso del software en procesamiento de datos de pozo, es el desconocimiento de las suposiciones, condiciones iniciales y condiciones de frontera que sobre yacen al desarrollo de cada modelo físico-matemático de cada acuífero en particular, que es un inconveniente en el empleo de múltiples evaluaciones de los datos de pozo en la obtención de los parámetros del acuífero, (Birpinar, 2003).

A lo largo del tiempo y por limitaciones en la capacidad de procesamiento disponible, los especialistas e investigadores han hecho muchas aproximaciones a las ecuaciones primigenias representativas de los modelos de acuíferos, involucrando nuevas suposiciones y condiciones iniciales y de frontera a los algoritmos disponibles complicando su uso. Este sistema DSPWT, al tener disponibilidad de software y hardware de nuestros días, da la facilidad de usar aproximaciones de los algoritmos al mismo tiempo que el especialista puede optar por el uso de algoritmos complejos optando por el procesamiento en paralelo dependiendo del número de cores de que disponga su equipo de cómputo portátil.

Este sistema de procesamiento proporciona diversos métodos y según el tipo de acuífero da la facilidad de caracterizarlo y determinar límites sostenibles para la explotación de aguas subterráneas en acuíferos. Se basa en pruebas de bombeo y análisis de diferentes modelos matemáticos que permiten derivar la conductividad hidráulica, transmisividad del acuífero y otros diversos parámetros. A partir de estos parámetros, se puede determinar la litología del acuífero y su potencial para la explotación de aguas subterráneas. El método propuesto proporciona una herramienta rápida y de bajo costo para la gestión sostenible de los recursos de agua subterránea.



FUENTES DE INFORMACION BIBLIOGRAFICA

7.1 FUENTES DOCUMENTALES

Bandyopadhyay, S., Shyamsundar, P., & Xei, M. (2007). *Yield impact of irrigation management transfer : story from the Philippines*. The World Bank.

<https://doi.org/10.1596/1813-9450-4298>

Bourdet, D., Whittle, T. M., Douglas, A. A., Pirard, Y. M., & Flopetrol, Melun, F. (1983). A new set of type curves simplifies well test analysis. *WORLD OIL*, May, 1–7.

Estrada Cadenillas, R. V. (2014). Estudio hidrogeológico de localización y diseño de pozos para el abastecimiento de agua de un proyecto habitacional en el distrito de Hualmay, Huacho. *Universidad Nacional Mayor de San Marcos*. Retrieved from <http://cybertesis.unmsm.edu.pe/handle/cybertesis/9322?show=full>

Glee, G. J. De. (1930). *Acerca d los Flujos de Agua Subterránea en el Drenaje de agua a través de Puts*. DELF University.

Grandez del Águila, V. A. (2008). *Aprovechamiento de las aguas subterráneas y de drenaje de la cuenca del río Chillón para el sistema de riego urbano VI etapa Av. Universitaria tramo Av. Santa Elvira-Av. Antúnez de Mayolo, distrito de Los Olivos*. Lima. Retrieved from http://cybertesis.unmsm.edu.pe/xmlui/bitstream/handle/cybertesis/1470/Grandez_dv.pdf?sequence=1&isAllowed=y

Halford, K. J., Weight, W. D., & Schreiber, R. P. (2006). Interpretation of transmissivity estimates from single-well pumping aquifer tests. *Ground Water*, 44(3), 467–471. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00151.x>

Mendoza, Z., Santayana, T., & Urrego, G. (2010). Recursos hídricos subterráneos en Perú. In PNUMA (Ed.), *Hidrogeología IV* (p. 50). La Habana: CODIA.

MINAGRI. (2015). Huella hídrica del Perú. Sector agropecuario, 32.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-263X.2011.01212.x>

Perez, R. A. (2016). *Caracterización dinámica de acuíferos aplicando técnicas de la industria petrolera*. UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO. Retrieved from Ingeniero Petrolero

Rodas, M., Luz, Z., Vela, S., & Ernesto, G. (2010). Recursos hídricos subterráneos en Perú.

Spane, F. A., & Wurstner, S. K. (1993). DERIV : A Computer Program for Calculating Pressure Derivatives. *Ground Water*, 31(5), 814–822.

<https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1993.tb00855.x>

Theis, C. V. (1935). The relation between the lowering of the Piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 16(2), 519–524.

<https://doi.org/10.1029/TR016i002p00519>

7.2 FUENTES BIBLIOGRÁFICAS

Bear, J., & Cheng, A. (2010). *Modeling Groundwater Flow and Contaminant Transport* (1st editio). Springer Science+Business Media B.V. 2010.

<https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6681-8>

Duffield, G. M. (2007). *AQTESOLV* (4th ed). Reston VA, 20191, USA: HydroSolve Inc. Retrieved from <http://www.aqtesolv.com/>

Fetter, C. W. (2001a). *Applied Hydrogeology*. (S. editor: P. L. E. assistant: S. H. A.

managing editor: B. Sturla, Ed.) (Fourth edi). Upper Saddle River, New Jersey
07458: Prentice-Hall, Inc.

Fetter, C. W. (2001b). *Applied Hydrogeology*. *Applied Hydrogeology*. [https://doi.org/0-13-088239-9](https://doi.org/10.13-088239-9)

Hiscock, K. M., Rivett, M. O., & Davison, R. M. (2002). Sustainable Groundwater Development. In K. M. HISCOCK, U. University of East Anglia, M. O. RIVETT, U. University of Birmingham, R. M. DAVISON, & U. University of Sheffield (Eds.), *Geological Society Special Publications 193* (First, p. 361). London, U.K.: Published by The Geological Society London.

Huisman, L. (1972). *Groundwater Recovery* (1st ed). London, UK: Macmillan (1972).

Holzbecher, E. (2012). *Environmental Modeling*. *Environmental Modeling*.

<https://doi.org/10.1007/978-3-642-22042-5>

Kruseman, G. P., & Ridder, N. A. de. (2000). *Analysis and Evaluation of Pumping Test Data* (Second). P.O. Box 45,6700 AA Wageningen, The Netherlands: International Institute for Land Reclamation and Improvement, P.O. Box 45,6700 AA Wageningen, The Netherlands, 1994. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(71\)90015-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(71)90015-1)

Maliva, R. (2016). *Aquifer Characterization Techniques: Schlumberger Methods in Water Resources Evaluation Series No. 4*. <https://doi.org/10.2110/pec.04.80.0001>

Maliva, R. G., & Missimer, T. (2012). *Arid Lands Water Evaluation and Management*. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-29104-3>

Mazor, E. (2004). *Global Water Dynamics: Shallow and Deep Groundwater, Petroleum Hydrology, Hydrothermal Fluids, and Landscaping*. *Books in Soils, Plants, and the*

Environment (Vol. 1). New York: Marcel Dekker, Inc. Retrieved from

<http://rapidshare.com/files/73739962/0824753224.rar>

Missimer, T. M., Jones, B., & Maliva, R. G. (2015). *International Workshop on Intakes and Outfalls for Seawater Reverse-Osmosis Desalination Facilities, SWRO 2013*.

Environmental Science and Engineering (Subseries: Environmental Science) (Vol.

149). Retrieved from [https://www.scopus.com/inward/record.uri?eid=2-s2.0-](https://www.scopus.com/inward/record.uri?eid=2-s2.0-84945937507&partnerID=40&md5=c7a2bb60969a064102ff814904b77592)

[84945937507&partnerID=40&md5=c7a2bb60969a064102ff814904b77592](https://www.scopus.com/inward/record.uri?eid=2-s2.0-84945937507&partnerID=40&md5=c7a2bb60969a064102ff814904b77592)

Price, M. (2002). Who needs sustainability? In *HISCOCK, K. M., RIVETT, M. O. &*

DAVISON, R. M. (eds) Sustainable Groundwater Development. Geological

Society, London, Special Publications, 193. 0305-8719/02/The Geological Society

of London (pp. 63–74).

Sanchez, F. J. (2003). *Apuntes de Hidrología e Hifrogeología*. Salamanca. Retrieved from

https://www.academia.edu/35861495/Apuntes_de_hidrologia_e_hidrogeologia

Sen, Z. (2015). *Practical and Applied Hydrogeology* (First edit). Amsterdam, The

Netherlands: Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>

Water, U. N. (2017). *Guía para el monitoreo integrado del Objetivo de Desarrollo*

Sostenible 6 sobre agua y saneamiento. Metas e indicadores mundiales.

7.3 FUENTES HEMEROGRÁFICAS

Birpinar, M. E. (2003). Aquifer parameter identification and interpretation with

different analytical methods. *Water SA*, 29(3), 251–256.

Gleick, P. H. (2001). Making Every Drop Count. *Scientific American*, 284(2), 40–45.

<https://doi.org/10.1038/scientificamerican0201-40>

Kruseman, G. P., & de Ridder, N. A. (1994). *Analysis and evaluation of pumping test data*. (J.M. Verweij, Ed.), *Journal of Hydrology*. P.O. Box 45,6700 AA

Wageningen, The Netherlands: International Institute for Land Reclamation and Improvement, P.O. Box 45,6700 AA Wageningen, The Netherlands, 1994.

[https://doi.org/10.1016/0022-1694\(71\)90015-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(71)90015-1)

Mawlood, D., & Mustafa, J. (2016a). Comparison between Neuman (1975) and Jacob (1946) application for analysing pumping test data of unconfined aquifer. *Journal of Groundwater Science and Engineering*, 4(3), 165–173.

Mawlood, D., & Mustafa, J. (2016b). Performing Pumping Test Data Analysis Applying Cooper-Jacob's Method For Estimating of the Aquifer Parameters.

Mathematical Modelling in Civil Engineering, Vol 12(N° 1), 9–20.

<https://doi.org/10.1515/mmce-2016-0006>

Reddy, K. S. (2014). Classification of transmissivity magnitude and variation in calcareous soft rocks of Bhaskar Rao Kunta Watershed, Nalgonda Distict, India.

International Journal of Water Resources and Environmental Engineering, 6, 106–111. <https://doi.org/10.5897/IJWREE2013.0374>

Renard, P., Glenz, D., & Mejias, M. (2009). Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. *Hydrogeology Journal*, 17(3), 589–600.

<https://doi.org/10.1007/s10040-008-0392-0>

Samani1, N., Pasandi1, M., & Barry2, D. A. (2006). Characterizing a heterogeneous aquifer by derivative analysis of pumping and recovery test data. *Journal of Geological Society of Iran*, (January 2002), 29–41.

Wenzel, L. K. (1935). *The Thiem Method for Determining Permeability of Water-Bearing Materials*.

7.4 FUENTES ELECTRÓNICAS

Fraser, K., & (USGS). (1997). Distribution of Non-Polar Arid Land. Retrieved April 26, 2019, from <https://pubs.usgs.gov/gip/deserts/what/world.html>

Jensen, M., McIntosh, K., Ferguson, G., & Perrone, D. (2018). Peligra el agua subterránea en Estados Unidos. Retrieved October 11, 2019, from <http://www.todoelcampo.com.uy/peligra-el-agua-subterranea-en-estados-unidos-15?nid=37175>

Naciones Unidas. (1992). Declaración de Río sobre el Medio Ambiente y el Desarrollo. Retrieved October 13, 2019, from <https://www.un.org/spanish/esa/sustdev/agenda21/riodeclaration.htm>

Ucelli, R. (2019). La caída de parte de un glaciar causa olas de 4,5 metros en una laguna. Retrieved October 12, 2019, from <https://www.efeverde.com/noticias/caida-glaciar-causa-olas-45-metros-laguna-andina-peru/>

7.5 FUENTES DE INFORMACIÓN BIBLIOGRÁFICA – APA (AMERICAN PSYCHOLOGICAL ASSOCIATION, 6TH EDITION)

- Bandyopadhyay, S., Shyamsundar, P., & Xei, M. Yield impact of irrigation management transfer : story from the Philippines (August 6, 2007). The World Bank. <https://doi.org/10.1596/1813-9450-4298>
- Bear, J., & Cheng, A. (2010). *Modeling Groundwater Flow and Contaminant Transport* (1st editio). Springer Science+Business Media B.V. 2010. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6681-8>
- Birpinar, M. E. (2003). Aquifer parameter identification and interpretation with different analytical methods. *Water SA*, 29(3), 251–256.
- Bourdet, D., Whittle, T. M., Douglas, A. A., Pirard, Y. M., & Flopetrol, Melun, F. (1983). A new set of type curves simplifies well test analysis. *WORLD OIL*, May, 1–7.
- Duffield, G. M. (2007). *AQTESOLV* (4th ed). Reston VA, 20191, USA: HydroSolve Inc. Retrieved from <http://www.aqtesolv.com/>
- Estrada Cadenillas, R. V. (2014). Estudio hidrogeológico de localización y diseño de pozos para el abastecimiento de agua de un proyecto habitacional en el distrito de Hualmay, Huacho. *Universidad Nacional Mayor de San Marcos*. Retrieved from <http://cybertesis.unmsm.edu.pe/handle/cybertesis/9322?show=full>
- Fetter, C. W. (2001a). *Applied Hydrogeology*. (S. editor: P. L. E. assistant: S. H. A. managing editor: B. Sturla, Ed.) (Fourth edi). Upper Saddle River, New Jersey 07458: Prentice-Hall, Inc.
- Fetter, C. W. (2001b). *Applied Hydrogeology*. *Applied Hydrogeology*. <https://doi.org/10.1002/9781118130882>

Fraser, K., & (USGS). (1997). Distribution of Non-Polar Arid Land. Retrieved April 26, 2019, from <https://pubs.usgs.gov/gip/deserts/what/world.html>

Glee, G. J. De. (1930). *Acerca d los Flujos de Agua Subterránea en el Drenaje de agua a través de Puts*. DELF University.

Gleick, P. H. (2001). Making Every Drop Count. *Scientific American*, 284(2), 40–45. <https://doi.org/10.1038/scientificamerican0201-40>

Grandez del Águila, V. A. (2008). *Aprovechamiento de las aguas subterráneas y de drenaje de la cuenca del río Chillón para el sistema de riego urbano VI etapa Av. Universitaria tramo Av. Santa Elvira-Av. Antúnez de Mayolo, distrito de Los Olivos*. Lima. Retrieved from http://cybertesis.unmsm.edu.pe/xmlui/bitstream/handle/cybertesis/1470/Grandez_dv.pdf?sequence=1&isAllowed=y

Halford, K. J., Weight, W. D., & Schreiber, R. P. (2006). Interpretation of transmissivity estimates from single-well pumping aquifer tests. *Ground Water*, 44(3), 467–471. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00151.x>

Hiscock, K. M., Rivett, M. O., & Davison, R. M. (2002). Sustainable Groundwater Development. In K. M. HISCOCK, U. University of East Anglia, M. O. RIVETT, U. University of Birmingham, R. M. DAVISON, & U. University of Sheffield (Eds.), *Geological Society Special Publications 193* (First, p. 361). London, U.K.: Published by The Geological Society London.

Holzbecher, E. (2012). *Environmental Modeling. Environmental Modeling*. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-22042-5>

Huisman, L. (1972). *Groundwater Recovery* (1st ed). London, UK: Macmillan (1972).

- Jensen, M., McIntosh, K., Ferguson, G., & Perrone, D. (2018). Peligra el agua subterránea en Estados Unidos. Retrieved October 11, 2019, from <http://www.todoelcampo.com.uy/peligra-el-agua-subterranea-en-estados-unidos-15?nid=37175>
- Kruseman, G. P., & de Ridder, N. A. (1994). *Analysis and evaluation of pumping test data*. (J.M. Verweij, Ed.), *Journal of Hydrology*. P.O. Box 45,6700 AA Wageningen, The Netherlands: International Institute for Land Reclamation and Improvement, P.O. Box 45,6700 AA Wageningen, The Netherlands, 1994. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(71\)90015-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(71)90015-1)
- Kruseman, G. P., & de Ridder, N. A. (2000). *Analysis and Evaluation of Pumping Test Data* (2nd ed.). P.O. Box 45,6700 AA Wageningen, The Netherlands: International Institute for Land Reclamation and Improvement, P.O. Box 45,6700 AA Wageningen, The Netherlands, 1994. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(71\)90015-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(71)90015-1)
- Maliva, R. (2016). *Aquifer Characterization Techniques: Schlumberger Methods in Water Resources Evaluation Series No. 4*. <https://doi.org/10.2110/pec.04.80.0001>
- Maliva, R. G., & Missimer, T. (2012). *Arid Lands Water Evaluation and Management*. Berlin Heidelberg: Springer-Veriag. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-29104-3>
- Mawlood, D., & Mustafa, J. (2016a). Comparison between Neuman (1975) and Jacob (1946) application for analysing pumping test data of unconfined aquifer. *Journal of Groundwater Science and Engineering*, 4(3), 165–173.
- Mawlood, D., & Mustafa, J. (2016b). Performing Pumping Test Data Analysis Applying Cooper-Jacob's Method For Estimating of the Aquifer Parameters. *Mathematical Modelling in Civil Engineering*, Vol 12(N° 1), 9–20.

<https://doi.org/10.1515/mmce-2016-0006>

Mazor, E. (2004). *Global Water Dynamics: Shallow and Deep Groundwater, Petroleum Hydrology, Hydrothermal Fluids, and Landscaping. Books in Soils, Plants, and the Environment* (Vol. 1). New York: Marcel Dekker, Inc. Retrieved from <http://rapidshare.com/files/73739962/0824753224.rar>

Mendoza, Z., Santayana, T., & Urrego, G. (2010). Recursos hídricos subterráneos en Perú. In PNUMA (Ed.), *Hidrogelología IV* (p. 50). La Habana: CODIA.

MINAGRI. (2015). Huella hídrica del Perú. Sector agropecuario, 32.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-263X.2011.01212.x>

Missimer, T. M., Jones, B., & Maliva, R. G. (2015). *International Workshop on Intakes and Outfalls for Seawater Reverse-Osmosis Desalination Facilities, SWRO 2013. Environmental Science and Engineering (Subseries: Environmental Science)* (Vol. 149). Retrieved from <https://www.scopus.com/inward/record.uri?eid=2-s2.0-84945937507&partnerID=40&md5=c7a2bb60969a064102ff814904b77592>

Naciones Unidas. (1992). Declaración de Río sobre el Medio Ambiente y el Desarrollo.

Retrieved October 13, 2019, from

<https://www.un.org/spanish/esa/sustdev/agenda21/riodeclaration.htm>

ONU, H., Global, T., & U.N., W. (2016). *Guía para el monitoreo integrado del Objetivo de Desarrollo Sostenible 6 sobre agua y saneamiento. Metas e indicadores mundiales.*

Perez, R. A. (2016). *Caracterización dinámica de acuíferos aplicando técnicas de la industria petrolera.* UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO.

Retrieved from Ingeniero Petrolero

Price, M. (2002). Who needs sustainability? In *HISCOCK, K. M., RIVETT, M. O. & DAVISON, R. M. (eds) Sustainable Groundwater Development. Geological Society, London, Special Publications, 193. 0305-8719/02/The Geological Society of London* (pp. 63–74).

Reddy, K. S. (2014). Classification of transmissivity magnitude and variation in calcareous soft rocks of Bhaskar Rao Kunta Watershed, Nalgonda District, India. *International Journal of Water Resources and Environmental Engineering*, 6, 106–111. <https://doi.org/10.5897/1JWREE2013.0374>

Renard, P., Glenz, D., & Mejias, M. (2009). Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. *Hydrogeology Journal*, 17(3), 589–600. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0392-0>

Samani¹, N., Pasandi¹, M., & Barry², D. A. (2006). Characterizing a heterogeneous aquifer by derivative analysis of pumping and recovery test data. *Journal of Geological Society of Iran*, (January 2002), 29–41.

Sanchez, F. J. (2003). *Apuntes de Hidrología e Hifrogeología*. Salamanca. Retrieved from https://www.academia.edu/35861495/Apuntes_de_hidrologia_e_hidrogeologia

Sen, Z. (2015). *Practical and Applied Hydrogeology* (First edit). Amsterdam, The Netherlands: Elsevier B.V.

Spane, F. A., & Wurstner, S. K. (1993). DERIV : A Computer Program for Calculating Pressure Derivatives. *Ground Water*, 31(5), 814–822. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1993.tb00855.x>

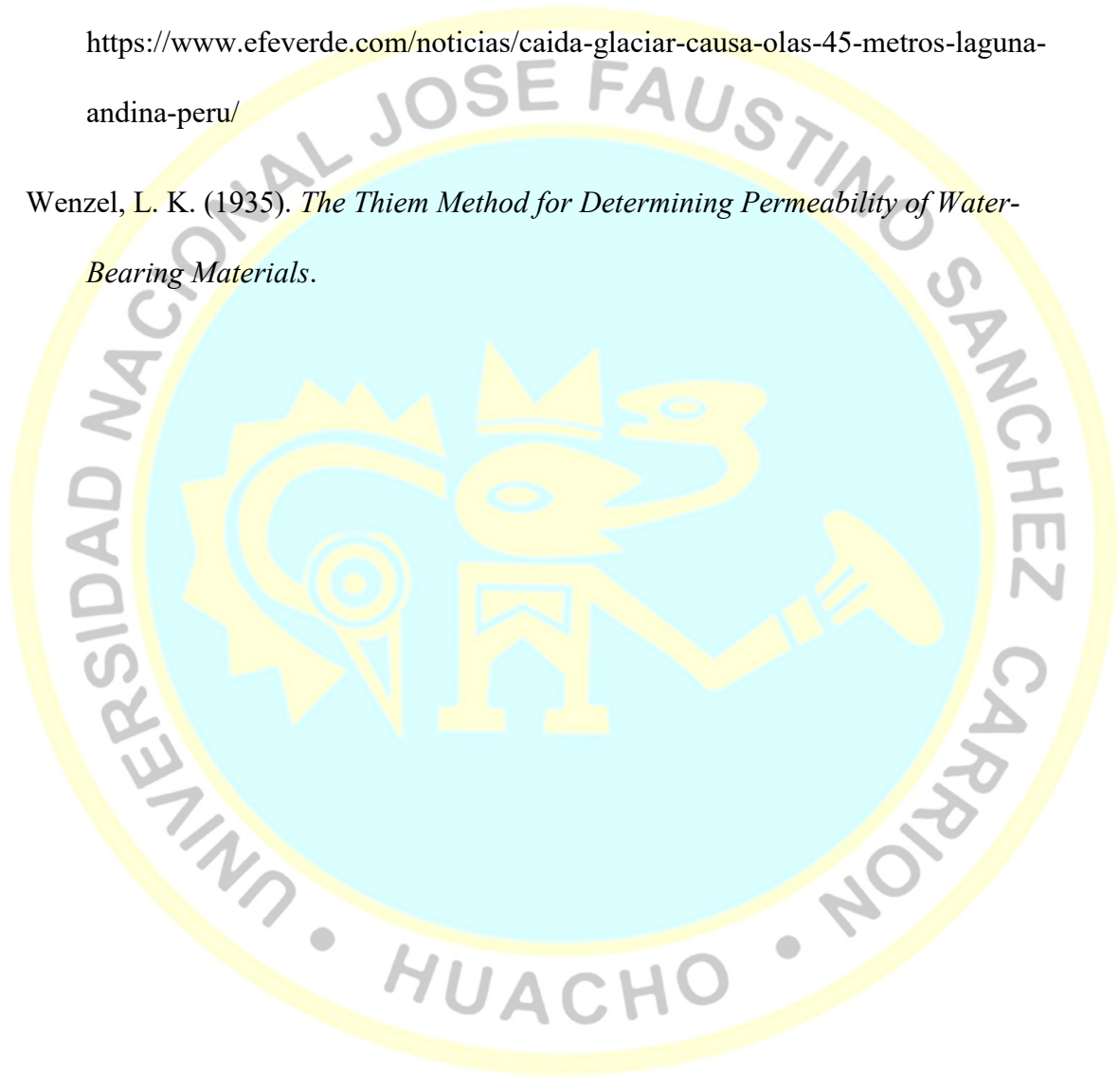
Theis, C. V. (1935). The relation between the lowering of the Piezometric surface and

the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 16(2), 519–524.

<https://doi.org/10.1029/TR016i002p00519>

Ucelli, R. (2019). La caída de parte de un glaciar causa olas de 4,5 metros en una laguna. Retrieved October 12, 2019, from <https://www.efeverde.com/noticias/caida-glaciar-causa-olas-45-metros-laguna-andina-peru/>

Wenzel, L. K. (1935). *The Thiem Method for Determining Permeability of Water-Bearing Materials*.





8 ANEXOS

ANEXO 1: Valores de las Principales Constantes Hidráulicas, (Duffield, 2007)

Tabla(1. 1) Valores característicos de la Conductividad Hidráulica (K) y relación anisotrópicas (Kz/Kr) de la Conductividad Hidráulica, para litologías típicas.

Conductividad hidráulica (K)	
Unconsolidated Sedimentary Materials	
Material	Hydraulic Conductivity (m/sec)
Gravel	3x 10 ⁻⁴ to 3x 10 ⁻²
Coarse sand	9x 10 ⁻⁷ to 6x 10 ⁻³
Medium sand	9x 10 ⁻⁷ to 5x 10 ⁻⁴
Fine sand	2x 10 ⁻⁷ to 2x 10 ⁻⁴
Silt, loess	1 x 10 ⁻⁹ to 2x 10 ⁻⁵
Till	1 x 10 ⁻¹² to 2x10 ⁻⁶
Clay	1 x 10 ⁻¹¹ to 4.7x 10 ⁻⁹
Unweathered marine clay	8x 10 ⁻¹³ to 2x 10 ⁻⁹
Sedimentary Rocks	
Rock Type	Hydraulic Conductivity (m/sec)
Karst and reef limestone	1x10 ⁻⁶ to 2x 10 ⁻²
Limestone, dolomite	1x 10 ⁻⁹ to 6x 10 ⁻⁶
Sandstone	3x 10 ⁻¹⁰ to 6x 10 ⁻⁶
Siltstone	1x10 ⁻¹¹ to 1.4x10 ⁻⁸
Salt	1x10 ⁻¹² to 1x10 ⁻¹⁰
Anhydrite	4x 10 ⁻¹³ to 2x 10 ⁻⁸
Shale	1 x 10 ⁻¹³ to 2x 10 ⁻⁹
Crystalline Rocks	
Material	Hydraulic Conductivity (m/sec)
Permeable basalt	4x 10 ⁻⁷ to 2x 10 ⁻²
Fractured igneous and metamorphic rock	8x 10 ⁻⁹ to 3x 10 ⁻⁴
Weathered granite	3.3x 10 ⁻⁶ to 5.2x 10 ⁻⁵
Weathered gabbro	5.5x 10 ⁻⁷ to 3.8x 10 ⁻⁶
Basalt	2x 10 ⁻¹¹ to 4.2x 10 ⁻⁷
Unfractured igneous and metamorphic rock	3x 10 ⁻¹⁴ to 2x 10 ⁻¹⁰
Relación anisotrópicas de la conductividad hidráulica (Kz/Kr)	
Material	Horizontal Hydraulic Conductivity (m/sec)
Anhydrite	10 ⁻¹⁴ to 10 ⁻¹²
Chalk	10 ⁻¹⁰ to 10 ⁻⁸
Limestone, dolomite	10 ⁻⁹ to 10 ⁻⁷
Sandstone	5x 10 ⁻¹³ to 10 ⁻¹⁰
Shale	10 ⁻¹⁴ to 10 ⁻¹²
Salt	10 ⁻¹⁴ to

	Vertical Hydraulic Conductivity (m/sec)
Anhydrite	10-15 to 10-13
Chalk	5x 10-11 to 5x10-9
Limestone, dolomite	5x 10-10 to 5x 10-8
Sandstone	2.5x 10-13 to 5x 10-11
Shale	10-15 to 10-13
Salt	10-14 to

Nota. 71. Según (Duffield, 2007), pág. 505.

Tabla(1. 2) Valores característicos de la Almacenabilidad (S), Compresibilidad (α) y Rendimiento Específico (S_y) para litologías típicas.

Storativity (S)	
Material	S_s (ft')
Plastic clay	7.8x 10-4 to 6.2x 10-3
Stiff clay	3.9x 10-4 to 7.8x 10-4
Medium hard clay	2.8x 10-4 to 3.9x 10-4
Loose sand	1.5x 10-4 to 3.1x10-4
Dense sand	3.9x10-5 to 6.2x10-5
Dense sandy gravel	1.5x10-5 to 3.1x10-5
Rock, fissured	1 x 10-6 to 2.1x10-5
Rock, sound	< 1 x 10-6
Compressibility (α)	
Material	Compressibility, α (m ² /N or Pa ⁻¹)
Clay	10-8 to 10-5
Sand	10-9 to 10-7
Gravel	10-10 to 10-8
Jointed rock	10-10 to 10-8
Sound rock	10-11 to 10-9
Rendimiento Específico (S_y)	
Material	Porosity (%)
Soil	55
Clay	50
Sand	25
Gravel	20
Limestone	20
Sandstone (unconsolidated)	11
Granite	0.1
Basalt (young)	11
Specific Yield (%)	
Soil	40
Clay	2
Sand	22
Gravel	19
Limestone	18
Sandstone (unconsolidated)	6
Granite	0.09
Basalt (young)	8
Specific Retention (%)	
Soil	15
Clay	48
Sand	3
Gravel	1
Limestone	2

Sandstone (unconsolidated)	5
Granite	0.01
Basalt (young)	3

Nota. 72. (Duffield, 2007), pág. 506-508.

Tabla(1. 3) Valores característicos de la Rendimiento Específico (Sy) y Porosidad para algunas litologías típicas.

Rendimiento Específico (Sy)	
Material	Specific Yield (%)
Gravel, coarse	21
Gravel, medium	24
Gravel, fine	28
Sand, coarse	30
Sand, medium	32
Sand, fine	33
Silt	20
Clay	6
Sandstone, fine grained	21
Sandstone, medium grained	27
Limestone	14
Dune sand	38
Loess	18
Peat	44
Schist	26
Siltstone	12
Till, predominantly silt	6
Till, predominantly sand	16
Till, predominantly gravel	16
Tuff	21

Porosidad (n)	
Unconsolidated Sedimentary Materials	
Material	Porosity (%)
Gravel, coarse	24 - 37
Gravel, medium	24 - 44
Gravel, fine	25 - 39
Sand, coarse	31 - 46
Sand, medium	29 - 49
Sand, fine	26 - 53
Silt	34 - 61
Clay	34 - 57

Sedimentary Rocks	
Rock Type	Porosity (%)
Sandstone	14 - 49
Siltstone	21 - 41
Claystone	41 - 45
Shale	1 - 10
Limestone	7 - 56
Dolomite	19 - 33

Crystalline Rocks	
Rock Type	Porosity (%)
Basalt	3 - 35
Weathered granite	34 - 57
Weathered gabbro	42 - 45

Nota. 73. (Duffield, 2007), pág. 509-510.

Tabla(1. 4) Valores característicos de Conductividad Hidráulica (K) en litologías sedimentarias consolidadas y no consolidadas.

TABLE 2.7 Unconsolidated and Consolidated Aquifer Materials (Sen, 1995)

Material	Hydraulic Conductivity: K (m/s)
UNCONSOLIDATED SEDIMENTARY MATERIALS	
Gravel	$3 \times 10^{-4} \rightarrow 3 \times 10^{-2}$
Coarse sand	$9 \times 10^{-7} \rightarrow 6 \times 10^{-3}$
Medium sand	$9 \times 10^{-7} \rightarrow 5 \times 10^{-4}$
Fine sand	$2 \times 10^{-7} \rightarrow 2 \times 10^{-4}$
Silt, loess	$1 \times 10^{-9} \rightarrow 2 \times 10^{-5}$
Till	$1 \times 10^{-12} \rightarrow 2 \times 10^{-6}$
Clay	$1 \times 10^{-11} \rightarrow 4.7 \times 10^{-9}$
Unweathered marine clay	$8 \times 10^{-13} \rightarrow 2 \times 10^{-9}$
SEDIMENTARY ROCKS	
Karst and reef limestone	$1 \times 10^{-6} \rightarrow 2 \times 10^{-2}$
Limestone, dolomite	$1 \times 10^{-9} \rightarrow 6 \times 10^{-6}$
Sandstone	$3 \times 10^{-10} \rightarrow 6 \times 10^{-6}$
Siltstone	$1 \times 10^{-11} \rightarrow 1.4 \times 10^{-8}$
Salt	$1 \times 10^{-12} \rightarrow 1 \times 10^{-10}$
Anhydrite	$4 \times 10^{-13} \rightarrow 2 \times 10^{-8}$
Shale	$1 \times 10^{-13} \rightarrow 2 \times 10^{-9}$

Nota. 74, (Sen, 1995) citado por (Sen, 2015), Pág. 63.

Tabla(1. 5) Clasificación del Pozo según su Capacidad Específica.

TABLE 2.11 Specific Capacity Well Classification (Sen, 1995)

Specific Capacity (1/min/m)	Well Productivity Classification
>300	High
300-30	Moderate
30-3	Low
3-0.3	Very low
<0.3	Negligible

Nota. 75, (Sen, 1995) citado por (Sen, 2015), Pág. 68.

Tabla(1. 6) Diferencia entre porosidad eficaz (specific yield) y coeficiente de almacenamiento

TIPO DE ACUÍFERO	RANGO	PROVENIENCIA DEL AGUA
Acuíferos libres (porosidad eficaz, specific yield): S_v	0,3 a 0,01 ($3 \cdot 10^{-1}$ a 10^{-2})	El agua proviene del vaciado de los poros
Acuíferos semiconfinados (coef. de almacenamiento): S	10^{-5} a 10^{-4}	El agua proviene de descompresión y rezumes de las capas confinantes
Acuíferos confinados (coef. de almacenamiento): S	10^{-4} a 10^{-5}	El agua proviene de descompresión

Nota. 76 Citado por (Sanchez, 2003), Pág. 50.

ANEXO 1B: Pruebas de Pozo Provincia de Huaura.

Nombre de Pozo: **IRHS-01; IRHS-31; IRHS-43; IRHS-47.**

Var1, Seq : Secuencia de Toma; **xp** : Tiempo de Bombeo, **yp** : Abatimiento.

Tabla(1B. 1) Datos de campo de las Pruebas de Bombeo para los Pozos IRHS-01, 31, 43 y 47.

IRHS-01-DES			IRHS-31-DES			IRHS-43-DES			IRHS-47-DES		
Var1	xp	yp	Var1	xp	yp	Var1	xp	yp	Var1	xp	yp
1	3.47E-04	0.93	1	3.47E-04	0.10	1	0.00E+00	0.00	1	3.47E-04	1.91
2	6.94E-04	1.22	2	6.94E-04	0.22	2	6.94E-04	0.20	2	6.94E-04	2.74
3	1.04E-03	1.33	3	1.04E-03	0.31	3	1.39E-03	0.30	3	1.04E-03	3.15
4	1.39E-03	1.36	4	1.39E-03	0.43	4	2.08E-03	0.38	4	1.39E-03	3.48
5	1.74E-03	1.39	5	1.74E-03	0.61	5	2.78E-03	0.70	5	1.74E-03	3.74
6	2.43E-03	1.41	6	2.08E-03	0.72	6	3.47E-03	0.78	6	2.08E-03	3.97
7	2.78E-03	1.43	7	2.43E-03	0.83	7	4.17E-03	1.04	7	2.43E-03	4.13
8	3.47E-03	1.48	8	2.78E-03	0.95	8	4.86E-03	1.13	8	2.78E-03	4.23
9	3.82E-03	1.53	9	3.13E-03	1.04	9	5.56E-03	1.16	9	3.13E-03	4.30
10	4.17E-03	1.58	10	3.47E-03	1.15	10	6.25E-03	1.21	10	3.47E-03	4.38
11	4.51E-03	1.63	11	3.82E-03	1.23	11	6.94E-03	1.28	11	3.82E-03	4.49
12	4.86E-03	1.68	12	4.17E-03	1.35	12	1.04E-02	1.44	12	4.17E-03	4.63
13	5.21E-03	1.71	13	4.51E-03	1.46	13	1.39E-02	1.62	13	4.51E-03	4.69
14	5.56E-03	1.73	14	4.86E-03	1.54	14	1.74E-02	1.93	14	4.86E-03	4.74
15	5.90E-03	1.76	15	5.21E-03	1.65	15	2.08E-02	2.10	15	5.21E-03	4.85
16	6.25E-03	1.79	16	5.56E-03	1.75	16	2.43E-02	2.20	16	5.56E-03	4.90
17	6.60E-03	1.83	17	5.90E-03	1.86	17	2.78E-02	2.32	17	5.90E-03	4.95
18	7.64E-03	1.87	18	6.25E-03	1.98	18	3.13E-02	2.40	18	6.25E-03	4.99
19	8.33E-03	1.89	19	6.60E-03	2.07	19	3.47E-02	2.50	19	6.60E-03	5.10
20	9.03E-03	1.91	20	6.94E-03	2.16	20	3.82E-02	2.50	20	6.94E-03	5.15
21	9.72E-03	1.94	21	7.64E-03	2.24	21	4.17E-02	2.50	21	7.64E-03	5.22
22	1.04E-02	1.96	22	8.33E-03	2.36				22	8.33E-03	5.25
23	1.11E-02	1.97	23	9.03E-03	2.50				23	9.03E-03	5.33
24	1.18E-02	1.99	24	9.72E-03	2.58				24	9.72E-03	5.39
25	1.25E-02	2.02	25	1.04E-02	2.68				25	1.04E-02	5.45
26	1.32E-02	2.03	26	1.11E-02	2.76				26	1.11E-02	5.51
27	1.39E-02	2.04	27	1.18E-02	2.83				27	1.18E-02	5.57
28	1.53E-02	2.06	28	1.25E-02	2.88				28	1.25E-02	5.65
29	1.67E-02	2.07	29	1.32E-02	2.94				29	1.32E-02	5.70
30	1.81E-02	2.09	30	1.39E-02	3.00				30	1.39E-02	5.74
31	1.94E-02	2.1	31	1.53E-02	3.05				31	1.53E-02	5.83
32	2.08E-02	2.12	32	1.67E-02	3.09				32	1.67E-02	5.90
33	2.22E-02	2.13	33	1.81E-02	3.13				33	1.81E-02	5.95
34	2.36E-02	2.14	34	1.94E-02	3.18				34	1.94E-02	6.00
35	2.50E-02	2.15	35	2.08E-02	3.22				35	2.08E-02	6.05
36	2.64E-02	2.16	36	2.22E-02	3.25				36	2.22E-02	6.09
37	2.78E-02	2.17	37	2.36E-02	3.28				37	2.36E-02	6.15
38	3.13E-02	2.2	38	2.50E-02	3.29				38	2.50E-02	6.19

39	3.47E-02	2.21	39	2.64E-02	3.31	39	2.64E-02	6.24
40	3.82E-02	2.23	40	2.78E-02	3.34	40	2.78E-02	6.30
41	4.51E-02	2.28	41	3.13E-02	3.37	41	3.13E-02	6.37
42	4.86E-02	2.31	42	3.47E-02	3.40	42	3.47E-02	6.43
43	5.21E-02	2.33	43	3.82E-02	3.43	43	3.82E-02	6.48
44	5.56E-02	2.35	44	4.17E-02	3.45	44	4.17E-02	6.53
45	5.90E-02	2.36	45	4.51E-02	3.48	45	4.51E-02	6.57
46	6.25E-02	2.39	46	4.86E-02	3.51	46	4.86E-02	6.61
47	6.94E-02	2.41	47	5.21E-02	3.56	47	5.21E-02	6.65
48	7.64E-02	2.43	48	5.56E-02	3.58	48	5.56E-02	6.70
49	8.33E-02	2.45	49	5.90E-02	3.61	49	5.90E-02	6.74
50	9.03E-02	2.48	50	6.25E-02	3.64	50	6.25E-02	6.80
51	9.72E-02	2.5	51	6.94E-02	3.68	51	6.94E-02	6.84
52	1.04E-01	2.52	52	7.64E-02	3.71	52	7.64E-02	6.88
53	1.15E-01	2.53	53	8.33E-02	3.74	53	8.33E-02	6.93
54	1.25E-01	2.55	54	9.03E-02	3.78	54	9.03E-02	6.96
55	1.35E-01	2.58	55	9.72E-02	3.80	55	9.72E-02	6.99
56	1.46E-01	2.6	56	1.04E-01	3.83	56	1.04E-01	7.04
57	1.67E-01	2.62	57	1.15E-01	3.86	57	1.15E-01	7.09
58	1.88E-01	2.64	58	1.25E-01	3.90	58	1.25E-01	7.13
59	2.08E-01	2.66	59	1.35E-01	3.94	59	1.35E-01	7.17
60	2.50E-01	2.68	60	1.46E-01	4.00	60	1.46E-01	7.24
61	2.92E-01	2.7	61	1.67E-01	4.00	61	1.67E-01	7.28
62	3.33E-01	2.72	62	1.88E-01	4.13	62	1.88E-01	7.36
63	3.75E-01	2.74	63	2.08E-01	4.22	63	2.08E-01	7.38
64	4.17E-01	2.76	64	2.50E-01	4.35	64	2.50E-01	7.43
			65	2.92E-01	4.46	65	2.92E-01	7.47
			66	3.33E-01	4.56	66	3.33E-01	7.52
			67	3.75E-01	4.61	67	3.75E-01	7.56
						68	4.17E-01	7.61
						69	4.58E-01	7.65

Nota. 77. Elaboración Propia.

ANEXO 1C: Pruebas de Pozo de Bibliografía Especializada

Tabla(1C. 1) Prueba de pozo del acuífero “Oude Korendijk”, The Netherlands (SEN-3.17).

SEN-3.17-EXE

Var1	PIEZOMETR-1		PIEZOMETR-2		PIEZOMETR-3		PIEZOMETR-4	
	t1 (d)	s1 (m)	t2 (d)	s2 (m)	t3 (d)	s3 (m)	r4 (d)	s4 (m)
1	6.94E-05	0.04	1.04E-03	0.02	4.58E-02	0.09	8.00E-01	2.24
2	1.74E-04	0.08	1.39E-03	0.02	8.82E-02	0.14	3.00E+01	1.09
3	3.47E-04	0.13	1.50E-03	0.02	1.28E-01	0.17	9.00E+01	0.72
4	4.86E-04	0.18	1.85E-03	0.04	1.74E-01	0.19	2.15E+02	0.25
5	6.94E-04	0.23	2.08E-03	0.05	2.12E-01	0.20		
6	9.72E-04	0.28	2.43E-03	0.08	2.54E-01	0.21		
7	1.32E-03	0.33	2.78E-03	0.09	2.99E-01	0.21		
8	1.62E-03	0.36	3.01E-03	0.10	4.21E-01	0.23		
9	1.94E-03	0.39	3.82E-03	0.13	5.42E-01	0.25		
10	2.33E-03	0.42	4.17E-03	0.15				
11	2.78E-03	0.45	5.21E-03	0.18				
12	3.72E-03	0.50	6.25E-03	0.21				
13	4.72E-03	0.54	9.03E-03	0.25				
14	5.76E-03	0.57	1.04E-02	0.28				
15	6.04E-03	0.58	1.25E-02	0.31				
16	6.94E-03	0.60	1.74E-02	0.35				
17	9.10E-03	0.64	2.08E-02	0.36				
18	1.25E-02	0.68	2.78E-02	0.40				
19	1.88E-02	0.74	3.68E-02	0.43				
20	2.29E-02	0.75	4.17E-02	0.44				
21	2.85E-02	0.78	5.21E-02	0.47				
22	3.33E-02	0.79	6.25E-02	0.49				
23	4.10E-02	0.82	7.29E-02	0.51				
24	5.56E-02	0.86	8.33E-02	0.53				
25	6.60E-02	0.87	1.04E-01	0.55				
26	9.65E-02	0.92	1.25E-01	0.57				
27	1.26E-01	0.94	1.72E-01	0.59				
28	1.70E-01	0.97	2.09E-01	0.61				
29	2.08E-01	0.99	2.52E-01	0.64				
30	2.50E-01	1.01	2.93E-01	0.66				
31	3.33E-01	1.05	3.76E-01	0.68				
32	4.17E-01	1.05	4.18E-01	0.69				
33	5.06E-01	1.07	4.72E-01	0.70				
34	5.76E-01	1.09	5.45E-01	0.72				
35			5.87E-01	0.72				

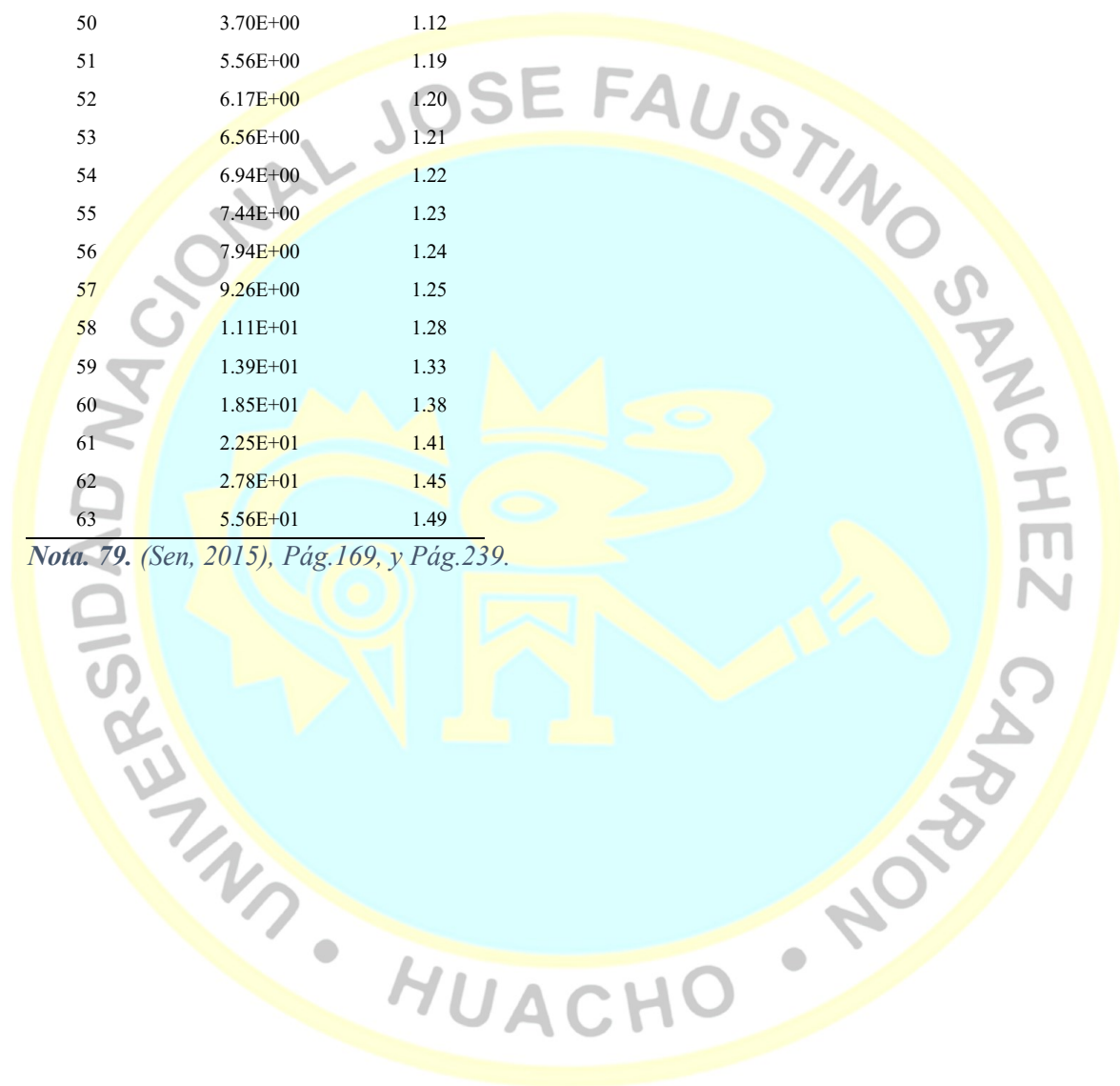
Nota. 78. (Sen, 2015), Pág. 164.

Tabla(1C. 2) Prueba de bombeo para pozo ubicado en Arabian Shield de los depósitos wadi Cuaternario (SEN-3.18) y de una prueba de pozo totalmente penetrante ubicado en un acuífero no confinado (SEN-4.90).

SEN-3.18-EXE			SEN-4.90-EXE		
Var1	xp	yp	Var1	xp	yp
1	5.60E-03	0.06	1	8.13E-04	0.0040
2	5.80E-03	0.07	2	9.31E-04	0.0090
3	6.20E-03	0.08	3	1.18E-03	0.0150
4	6.50E-03	0.09	4	1.74E-03	0.0300
5	6.90E-03	0.10	5	2.78E-03	0.0470
6	7.40E-03	0.11	6	3.47E-03	0.0540
7	7.90E-03	0.12	7	4.17E-03	0.0610
8	8.50E-03	0.13	8	5.21E-03	0.0620
9	9.30E-03	0.14	9	6.25E-03	0.0640
10	1.01E-02	0.16	10	9.72E-03	0.0660
11	1.11E-02	0.17	11	1.25E-02	0.0680
12	1.23E-02	0.19	12	1.46E-02	0.0700
13	1.39E-02	0.21	13	1.81E-02	0.0730
14	1.59E-02	0.23	14	2.15E-02	0.0750
15	1.85E-02	0.26	15	2.85E-02	0.0780
16	2.22E-02	0.29	16	3.54E-02	0.0810
17	2.78E-02	0.32	17	4.51E-02	0.0850
18	3.70E-02	0.37	18	5.90E-02	0.0880
19	5.85E-02	0.44	19	7.99E-02	0.0910
20	6.17E-02	0.45	20	1.22E-01	0.0980
21	6.54E-02	0.46			
22	6.94E-02	0.47			
23	7.41E-02	0.48			
24	7.94E-02	0.49			
25	8.55E-02	0.51			
26	9.26E-02	0.52			
27	1.01E-01	0.53			
28	1.39E-01	0.58			
29	1.85E-01	0.63			
30	2.22E-01	0.66			
31	2.78E-01	0.70			
32	3.70E-01	0.74			
33	5.56E-01	0.81			
34	5.85E-01	0.82			
35	6.17E-01	0.83			
36	6.54E-01	0.84			
37	6.94E-01	0.85			
38	7.41E-01	0.86			
39	7.94E-01	0.87			
40	8.55E-01	0.88			

41	9.26E-01	0.89
42	1.01E+00	0.91
43	1.11E+00	0.92
44	1.23E+00	0.94
45	1.39E+00	0.96
46	1.59E+00	0.98
47	1.85E+00	1.01
48	2.22E+00	1.04
49	2.78E+00	1.07
50	3.70E+00	1.12
51	5.56E+00	1.19
52	6.17E+00	1.20
53	6.56E+00	1.21
54	6.94E+00	1.22
55	7.44E+00	1.23
56	7.94E+00	1.24
57	9.26E+00	1.25
58	1.11E+01	1.28
59	1.39E+01	1.33
60	1.85E+01	1.38
61	2.25E+01	1.41
62	2.78E+01	1.45
63	5.56E+01	1.49

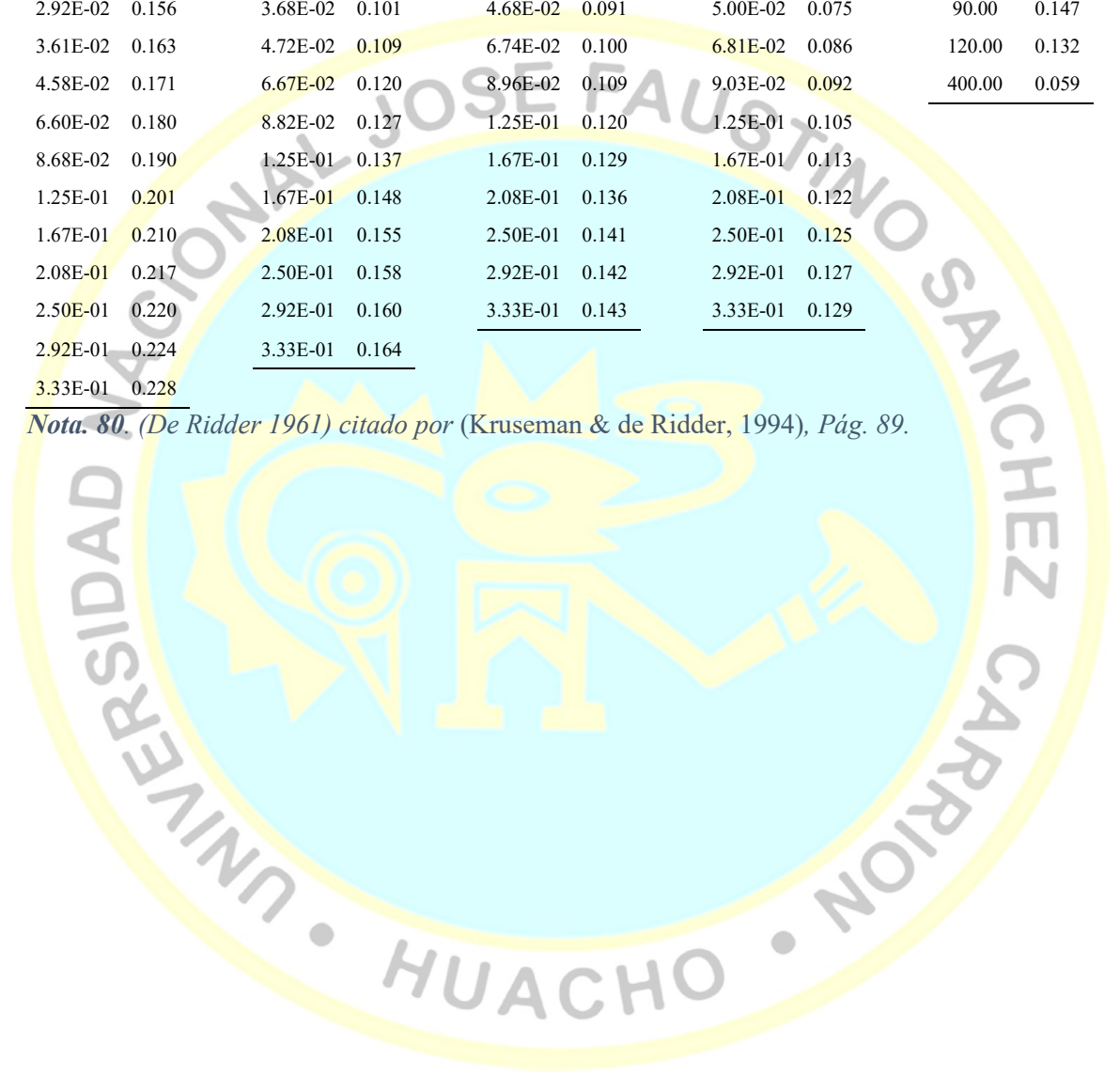
Nota. 79. (Sen, 2015), Pág.169, y Pág.239.



Tabla(1C. 3) Prueba de bombeo de pozo en el acuífero de 'Dalem', The Netherlands (KRU-4.05) (after De Ridder 1961).

KRU-4.05-EXE									
PIEZOMETRO -1		PIEZOMETRO -2		PIEZOMETRO -3		PIEZOMETRO -4		PIEZOMETRO- 5	
t1 [d]	s1 [m]	t2 [d]	s2 [m]	t3 [d]	s3 [m]	t3 [d]	s4 [m]	r [L] (m)	s5 [m]
1.53E-02	0.138	1.88E-02	0.081	2.43E-02	0.069	2.50E-02	0.057	10.00	0.310
1.81E-02	0.141	2.36E-02	0.089	3.06E-02	0.077	3.13E-02	0.063	30.00	0.235
2.29E-02	0.150	2.99E-02	0.094	3.75E-02	0.083	3.82E-02	0.068	60.00	0.170
2.92E-02	0.156	3.68E-02	0.101	4.68E-02	0.091	5.00E-02	0.075	90.00	0.147
3.61E-02	0.163	4.72E-02	0.109	6.74E-02	0.100	6.81E-02	0.086	120.00	0.132
4.58E-02	0.171	6.67E-02	0.120	8.96E-02	0.109	9.03E-02	0.092	400.00	0.059
6.60E-02	0.180	8.82E-02	0.127	1.25E-01	0.120	1.25E-01	0.105		
8.68E-02	0.190	1.25E-01	0.137	1.67E-01	0.129	1.67E-01	0.113		
1.25E-01	0.201	1.67E-01	0.148	2.08E-01	0.136	2.08E-01	0.122		
1.67E-01	0.210	2.08E-01	0.155	2.50E-01	0.141	2.50E-01	0.125		
2.08E-01	0.217	2.50E-01	0.158	2.92E-01	0.142	2.92E-01	0.127		
2.50E-01	0.220	2.92E-01	0.160	3.33E-01	0.143	3.33E-01	0.129		
2.92E-01	0.224	3.33E-01	0.164						
3.33E-01	0.228								

Nota. 80. (De Ridder 1961) citado por (Kruseman & de Ridder, 1994), Pág. 89.



Tabla(1C. 4) Prueba de bombeo de Pozo (KRU-5.10) ubicado en el acuífero de 'Vennebulten', The Netherlands (De Ridder 1966).

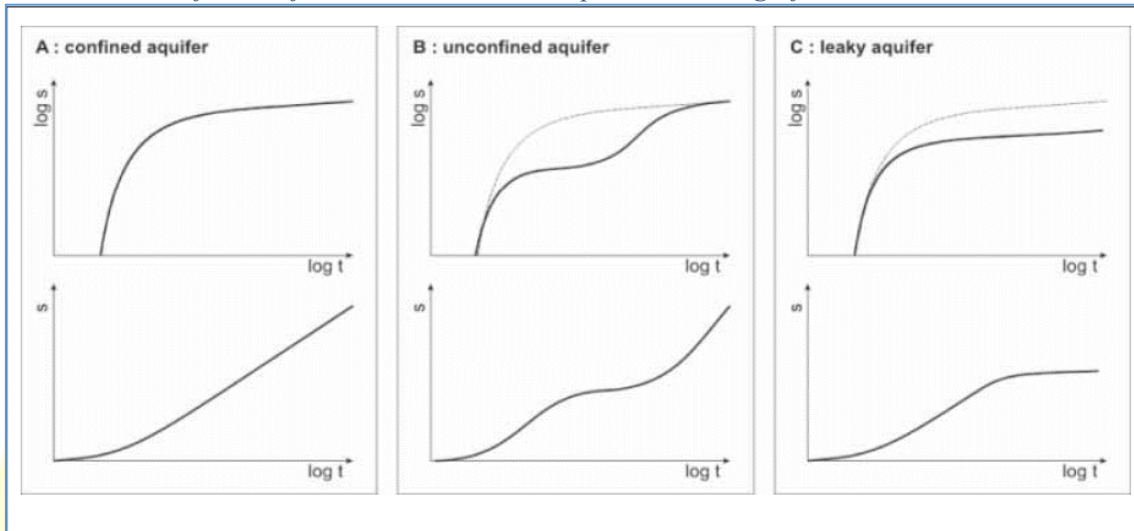
KRU-5.10					
PIEZOMETRO-1			PIEZOMETRO-2		
Var1			Var1		
1	8.13E-04	0.004	1	4.17E-03	0.005
2	9.31E-04	0.009	2	6.25E-03	0.006
3	1.18E-03	0.015	3	9.72E-03	0.008
4	1.74E-03	0.030	4	1.25E-02	0.010
5	2.78E-03	0.047	5	1.81E-02	0.011
6	3.47E-03	0.054	6	2.15E-02	0.014
7	4.17E-03	0.061	7	2.85E-02	0.018
8	5.21E-03	0.068	8	3.54E-02	0.022
9	6.25E-03	0.064	9	4.51E-02	0.026
10	9.72E-03	0.090	10	5.90E-02	0.028
11	1.25E-02	0.098	11	7.99E-02	0.033
12	1.46E-02	0.103	12	1.22E-01	0.044
13	1.81E-02	0.110	13	1.81E-01	0.050
14	2.15E-02	0.115	14	2.08E-01	0.055
15	2.85E-02	0.128	15	3.37E-01	0.061
16	3.54E-02	0.133	16	4.62E-01	0.071
17	4.51E-02	0.141	17	9.31E-01	0.096
18	5.90E-02	0.146	18	1.03E+00	0.099
19	7.99E-02	0.161	19	1.06E+00	0.101
20	1.22E-01	0.161			
21	1.81E-01	0.172			
22	2.08E-01	0.173			
23	2.57E-01	0.173			
24	2.99E-01	0.179			
25	3.37E-01	0.183			
26	4.62E-01	0.182			
27	9.31E-01	0.200			
28	1.03E+00	0.203			
29	1.06E+00	0.204			

Nota. 81. (De Ridder 1966), citado por (Kruseman & de Ridder, 1994), pág. 104.

ANEXO 2A : Gráficos de Diagnóstico para Tipo y Condiciones de

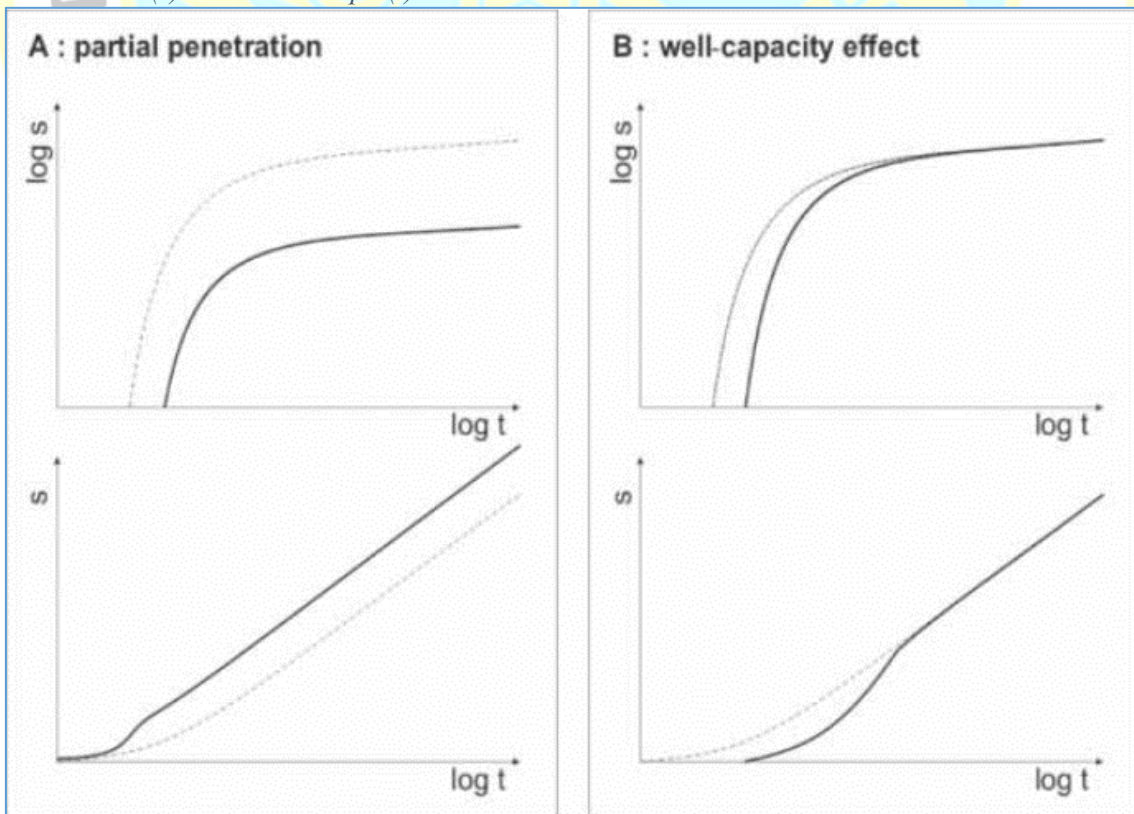
Contorno de un Acuífero

Figura(2A. 1) Gráficos de diagnóstico teórico del tipo de acuífero (confinado, no confinado, leaky) que muestran los abatimientos (s) con respecto al tiempo (t). Las curvas discontinuas son las del "acuífero confinado ideal" como se representa en el gráfico A.



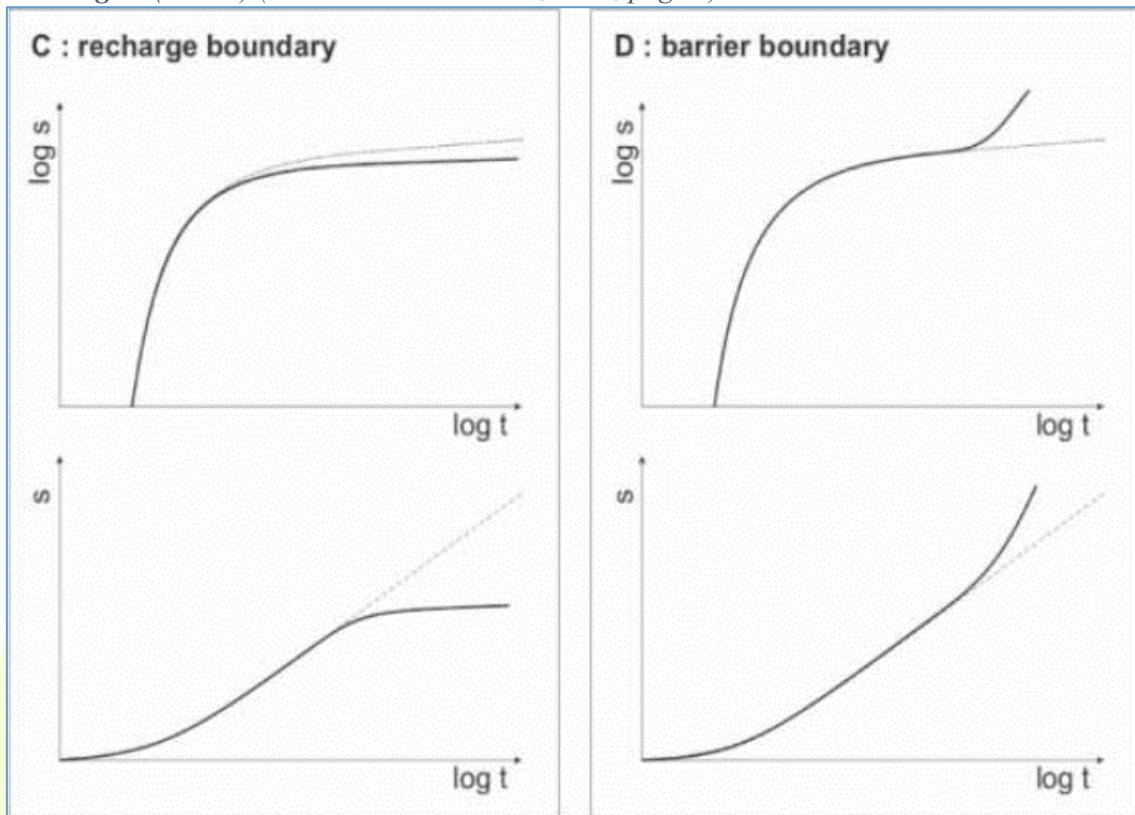
Nota. 82 (Kruseman & de Ridder, 1994), pág. 49.

Figura(2A. 2) Gráficos de diagnóstico teóricos de condiciones de contorno que muestran el abatimiento (s) contra el tiempo (t).

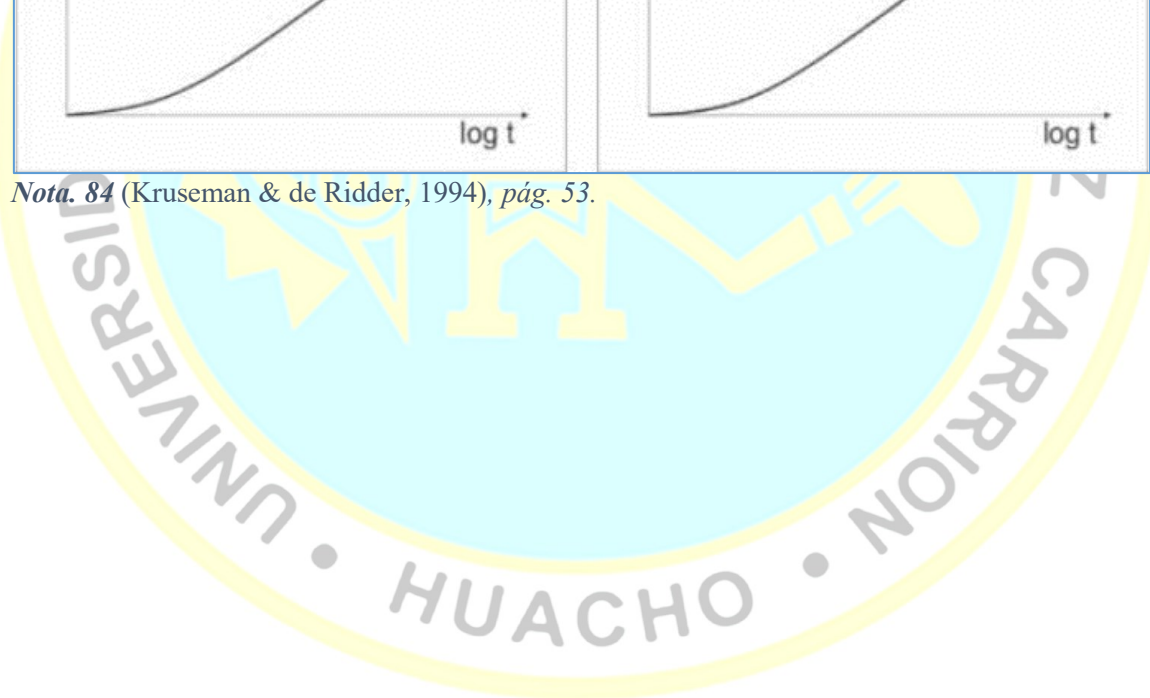


Nota. 83 (Kruseman & de Ridder, 1994), pág. 50, 52.

Figura(2A. 3) Gráficos de diagnóstico teóricos de condiciones de contorno que muestran el abatimiento (s) contra el tiempo (t). La curva discontinua es la del "acuífero confinado ideal", de la **Figura(2B. 13)** (Kruseman & de Ridder, 2000, pág.50).



Nota. 84 (Kruseman & de Ridder, 1994), pág. 53.



ANEXO 2B : Gráficos de Diagnóstico – Ejemplos

DATOS DE CAMPO POZO EJEMPLO I:

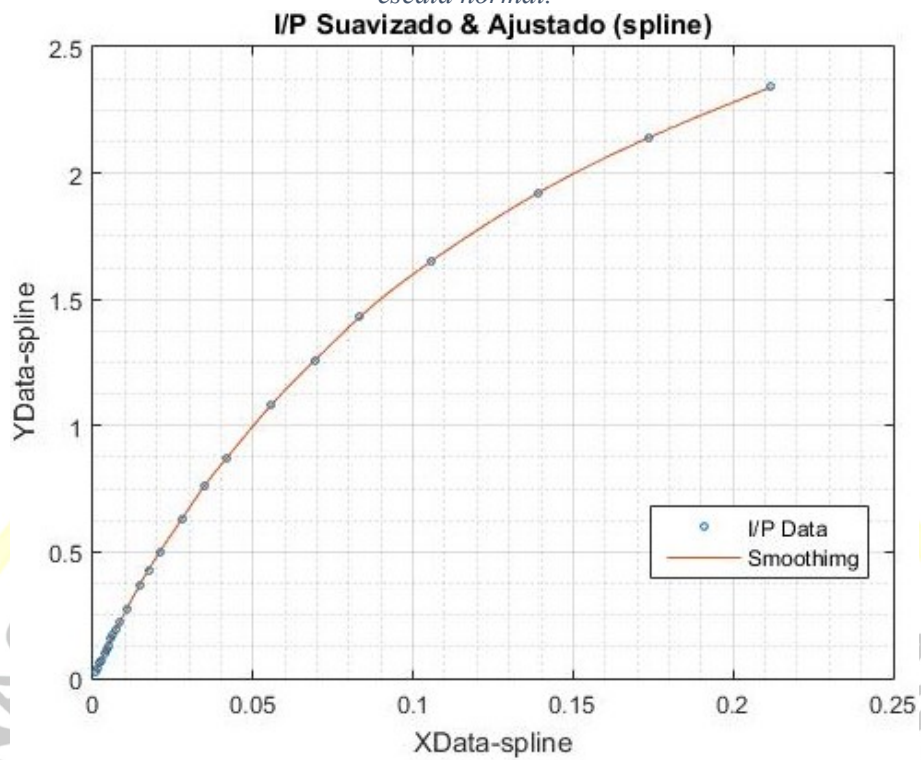
En este ejemplo, se utilizó un conjunto de datos de una prueba de bombeo realizada en un *acuífero no confinado* ubicado cerca de Évora (sur de Portugal). Aunque el modelo de Papadopoulos y Cooper se ha desarrollado para acuíferos confinados, también se puede usar si los valores de abatimiento se someten a la corrección de Jacob. Los valores observados y corregidos se muestran en la tabla a continuación.

Se realizó la prueba de bombeo durante 305 [min] aprox. 5 horas y 8 minutos a una velocidad de bombeo constante de $21.8 \text{ m}^3 / \text{h}$. El radio del pozo r_w 1.6 [m] tratándose de un pozo de gran diámetro, Tabla(2B. 1).

Analicemos estos datos con un gráfico de diagnóstico iniciándolo con el ajuste de los datos de campo usando un algoritmo spline de interpolación y suavizamiento, Figura(2B. 1).

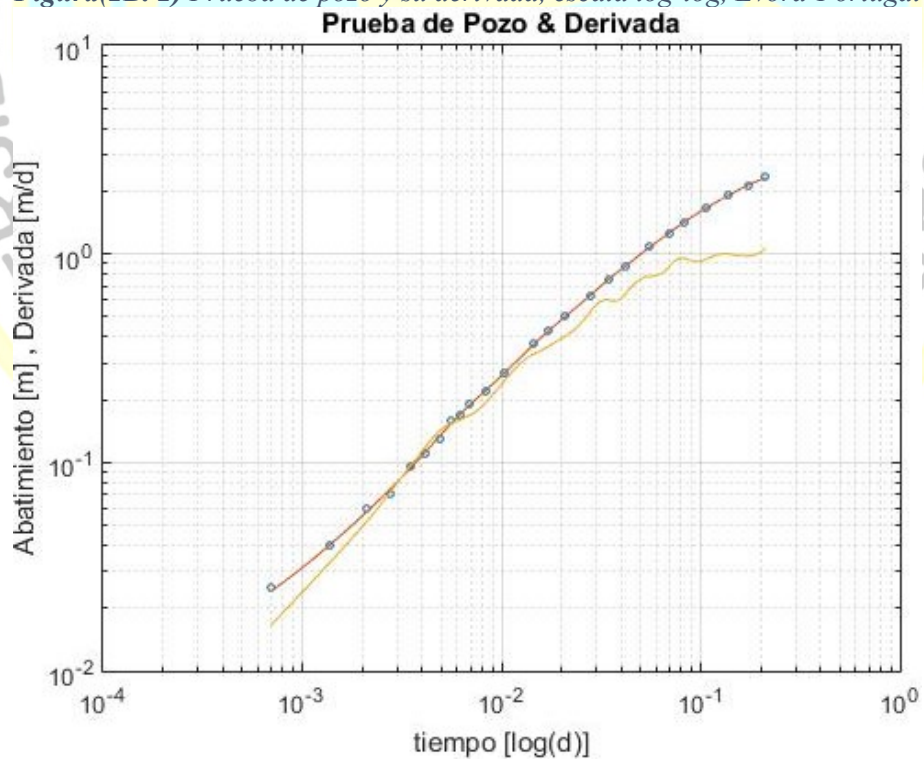
A continuación calculamos la derivada logarítmica de la curva, ploteando en el mismo gráfico el abatimiento y el gradiente/derivada logarítmico, Figura(2B. 2). La gráfica de diagnóstico correspondiente se ilustra en las figuras a continuación. Los círculos y la línea que los une representan los datos del abatimiento originales y la línea continua representa la función derivada logarítmica, Figura(2B. 3) y Figura(2B. 4).

Figura(2B. 1) Prueba de campo en pozo de diámetro grande en Évora (sur de Portugal), en escala normal.



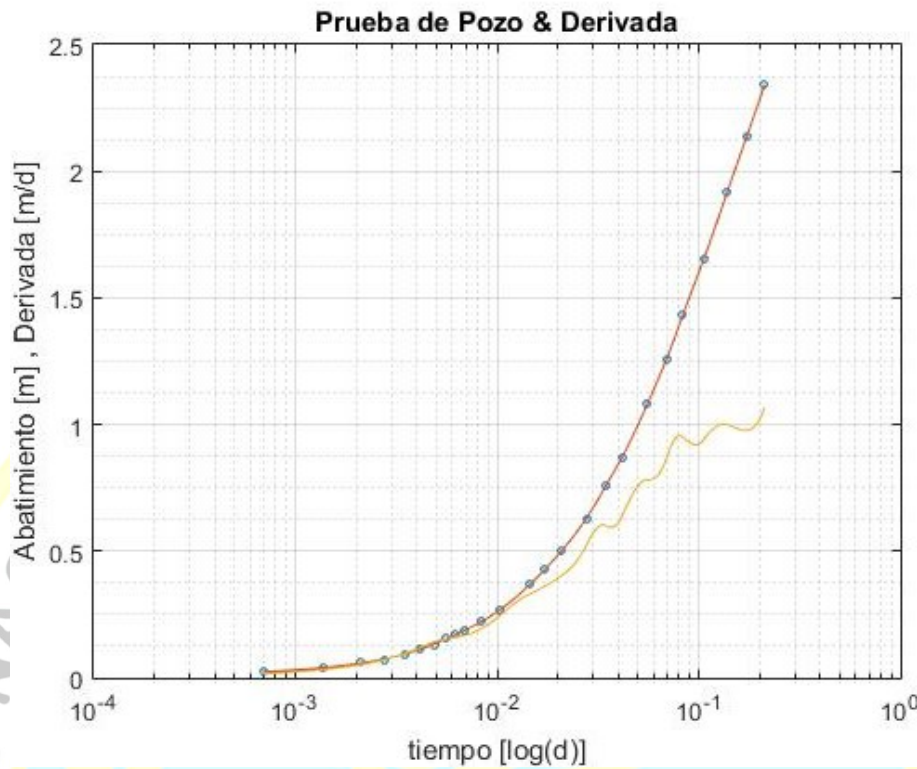
Nota. 85. Salida de DSPWT.

Figura(2B. 2) Prueba de pozo y su derivada, escala log-log, Évora-Portugal



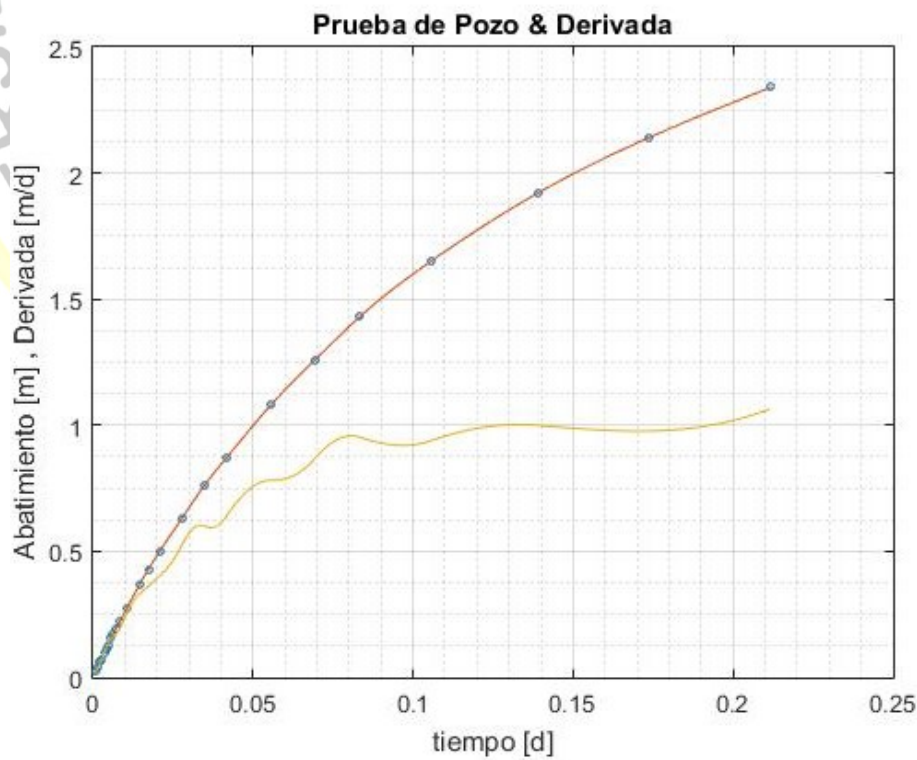
Nota. 86. Salida de DSPWT.

Figura(2B. 3) Prueba de pozo y derivada, escala semilog-xl, Évora-Portugal.



Nota. 87. Salida de DSPWT.

Figura(2B. 4) Prueba de pozo y derivada, escala normal, Évora-Portugal.

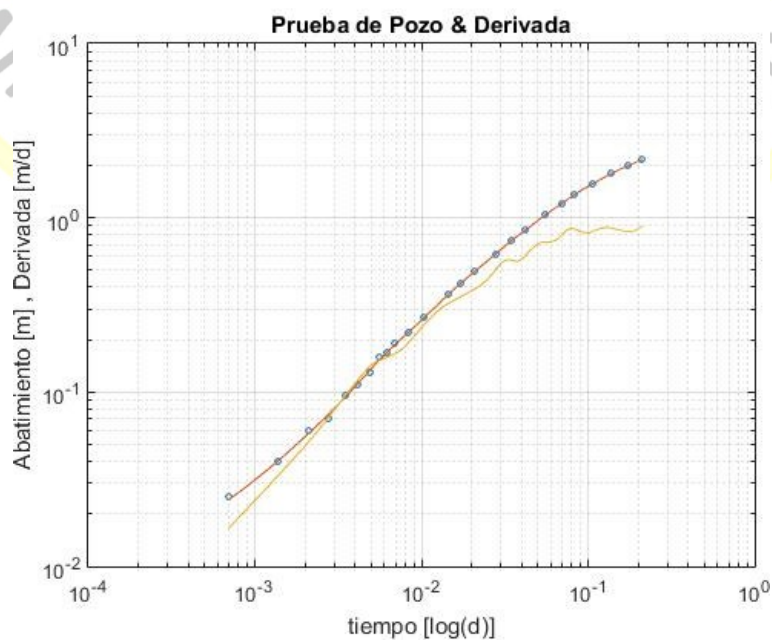


Nota. 88. Salida de DSPWT.

Notamos en la gráfica que el valor del abatimiento para la derivada es menor que el correspondiente valor de abatimiento de los datos de campo en el tiempo temprano llegando a intersectarse sin dejar que la derivada sea mayor; corriendo casi paralelos la derivada y datos de campo. Parecería que la derivada tiende a estabilizarse en un valor de 1.0 en tiempos medios-tardíos pero sin dejar de oscilar. En los últimos tiempos, el valor de la derivada oscila ligeramente acercándose a la unidad faltándole tiempo a la prueba del pozo para definir si se estabiliza o no.

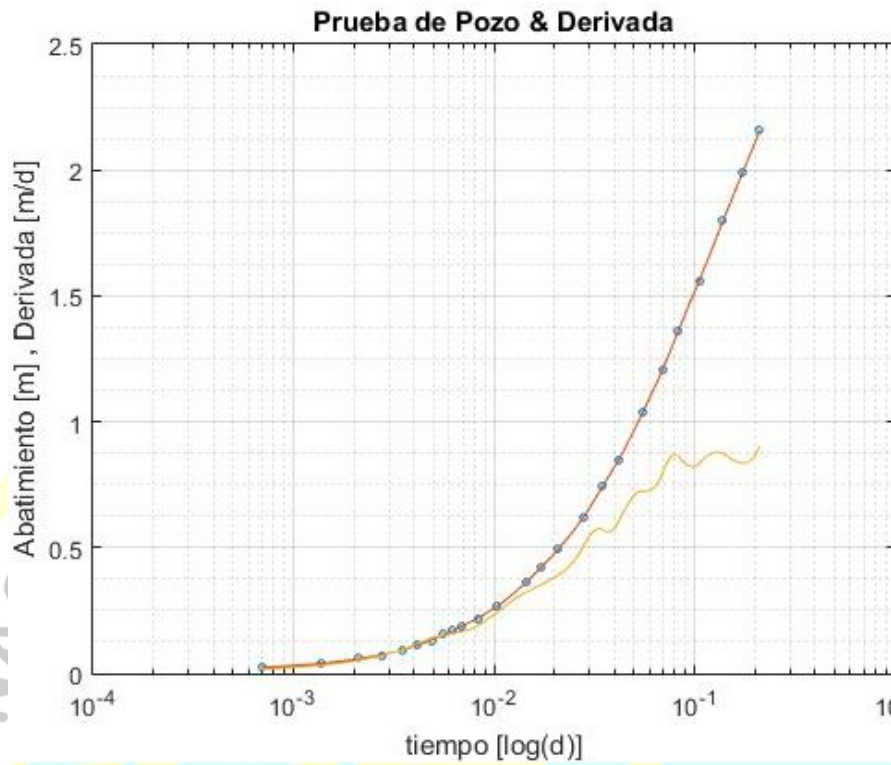
Comparando el gráfico de diagnóstico, con el conjunto de gráficos de diagnóstico típicos, similar a los que encontramos en la Figura(2B. 5) se puede identificar el modelo que usaremos para interpretar los datos de campo. Sin embargo si usamos los datos corregidos de la tabla, podremos observar con un poco mayor de claridad que la derivada, aunque oscilante, tiende a estabilizarse aprox. entre 0.75-0.85 como apreciamos en los siguientes gráficos en Figura(2B. 6) y Figura(2B. 7). Esto nos muestra la sensibilidad del método a la variación de los datos de campo y la importancia de la toma de datos de campo en la caracterización del acuífero.

Figura(2B. 5) Prueba de pozo y derivada, escala log-log y semilogx, Évora-Portugal.



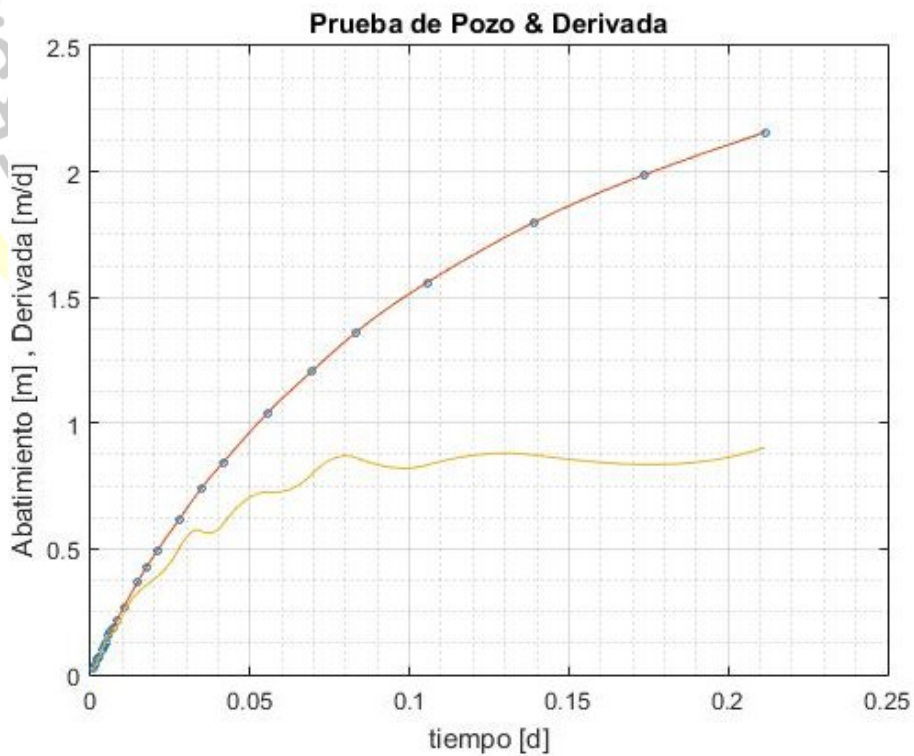
Nota. 89. Salida de DSPWT.

Figura(2B. 6) Prueba de pozo y derivada, escala log-log y semilogx, Évora-Portugal.



Nota. 90. Salida de DSPWT.

Figura(2B. 7) Prueba de pozo –corregida- y derivada, escala normal, Évora-Portugal



Nota. 91. Salida de DSPWT.

Tabla(2B. 1) Tabla de bombeo, acuífero Ébora (Sur de Portugal).

t [min]	s [m]	sa [m] corregidos			
1	0.025	0.025	Q	523	[m ³ /d]
2	0.040	0.040	rw	1.6	[m]
3 ...	0.060	0.060	rc	2.325	[m]
... 100	1.260	1.207			
120	1.430	1.362			
152	1.650	1.559			
200	1.920	1.797			
250	2.140	1.987			
305	2.340	2.157			

Nota. 92. (Fetter, 2001b)-pág.217.

DATOS DE CAMPO POZO EJEMPLO II

Se realizó una prueba de bombeo en un acuífero confinado durante 8 horas y 20 minutos a una velocidad de bombeo constante de 50 m³/h. (Fetter, 2001a) (p. 172) informa sobre los datos de extracción, medidos en un pozo de observación ubicado a 251 m de distancia del pozo de bombeo, Tabla(2B. 2).

Tabla(2B. 2) Prueba de pozo en acuífero confinado, usado por Fetter en Tabla 5.1.

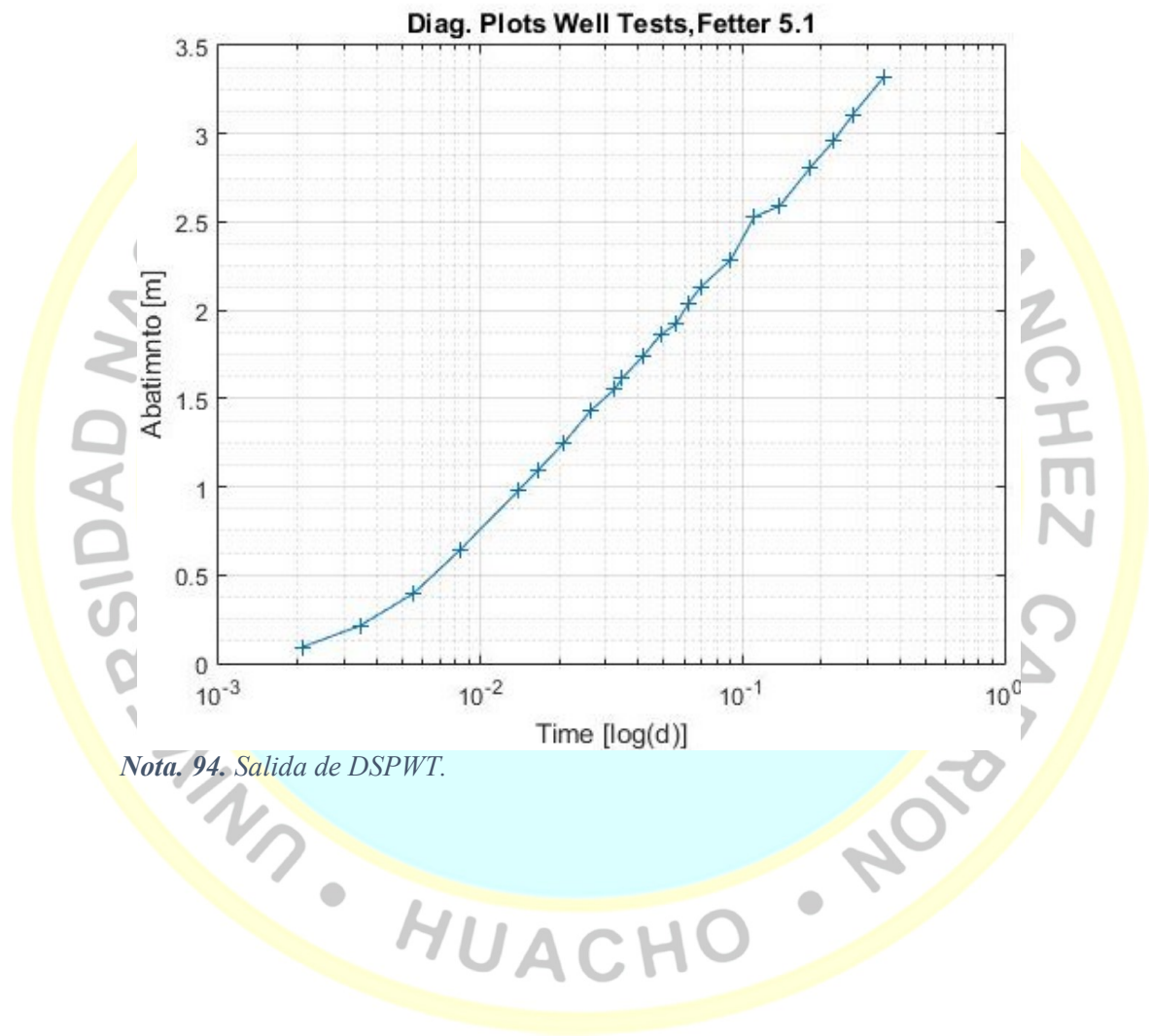
Tabla 5.1: Fetter

Time (min)	Drawdown (ft)	Time (d)					
3.0	0.3	0.00208	220	[gal/min]	Q	42353	[ft ³ /d]
5.0	0.7	0.00347	48	[ft]	D		
8.0	1.3	0.00556	824	[ft]	r		
12.0	2.1	0.00833	T,	[m ² /min],			
20.0	3.2	0.01389	K,	[m/min],			
24.0	3.6	0.01667	1		W(u)		
30.0	4.1	0.02083	1		1/u		
38.0	4.7	0.02639	2.4	[ft]	h ₀ -h		
47.0	5.1	0.03264	4.1	[min]	t		
50.0	5.3	0.03472					
60.0	5.7	0.04167	T=	1404	[ft ² /d]		
70.0	6.1	0.04861	K=	29	[ft/d]		
80.0	6.3	0.05556	S=		[-]		
...					
100.0	7.0	0.06944					
320.0	9.7	0.22222					
380.0	10.2	0.26389					
500.0	10.9	0.34722					

Nota. 93. (Fetter, 2001b)-pág.172

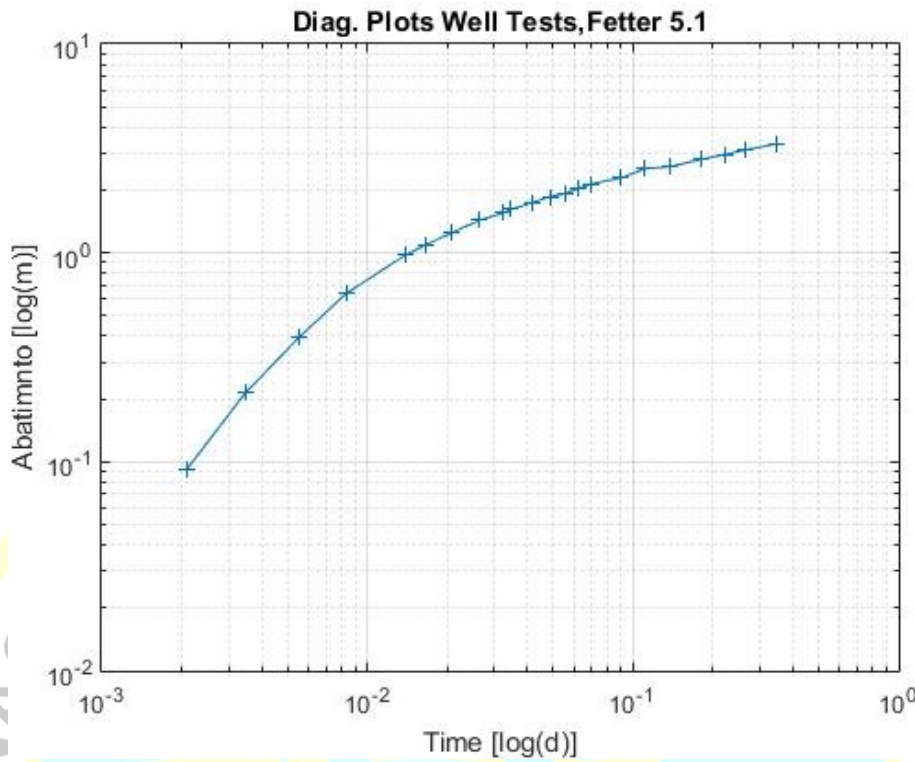
Para analizar este conjunto de datos, Tabla(2B. 2), con un *gráfico de diagnóstico*, el procedimiento comienza con el *cálculo de la derivada logarítmica de los datos* y el *ploteo simultáneo del abatimiento y la derivada del logaritmo*. La gráfica de diagnóstico correspondiente se ilustra en la Figura(2B. 8) y Figura(2B. 9). Los círculos representan los datos del abatimiento originales y las cruces representan su derivada, Figura(2B. 10).

Figura(2B. 8) Datos prueba de pozo de Tabla 5.1 Fetter, pág.172, escala semilog-x.



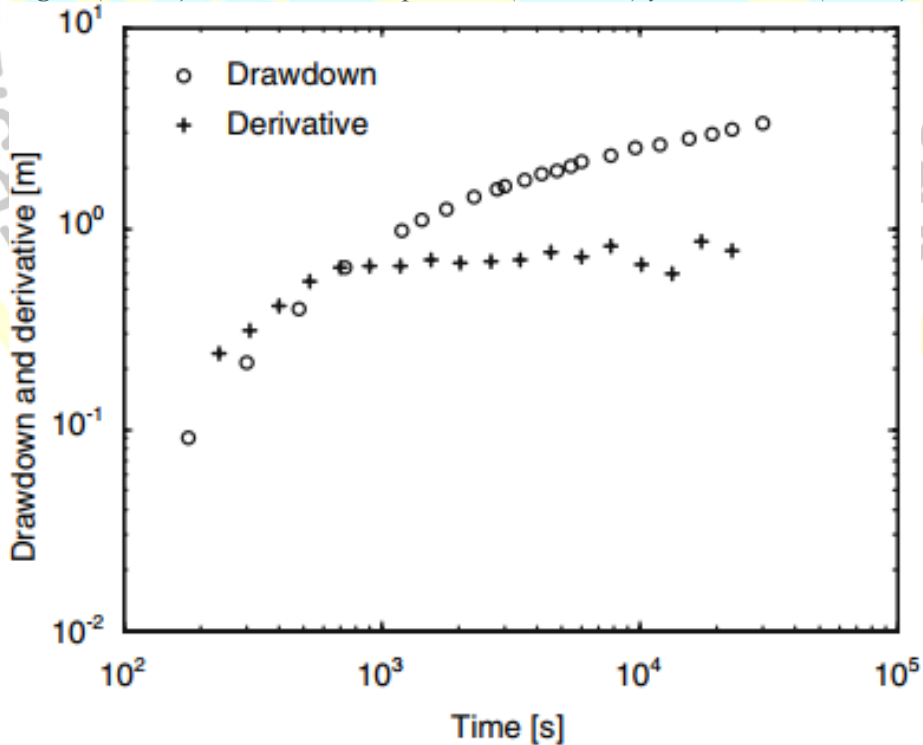
Nota. 94. Salida de DSPWT.

Figura(2B. 9) Mismo como en figura(2-8), escala loglog.



Nota. 95. Salida de DSPWT.

Figura(2B. 10) Abatimiento-tiempo tabla (5.1, Fetter) y su derivada (cruces).



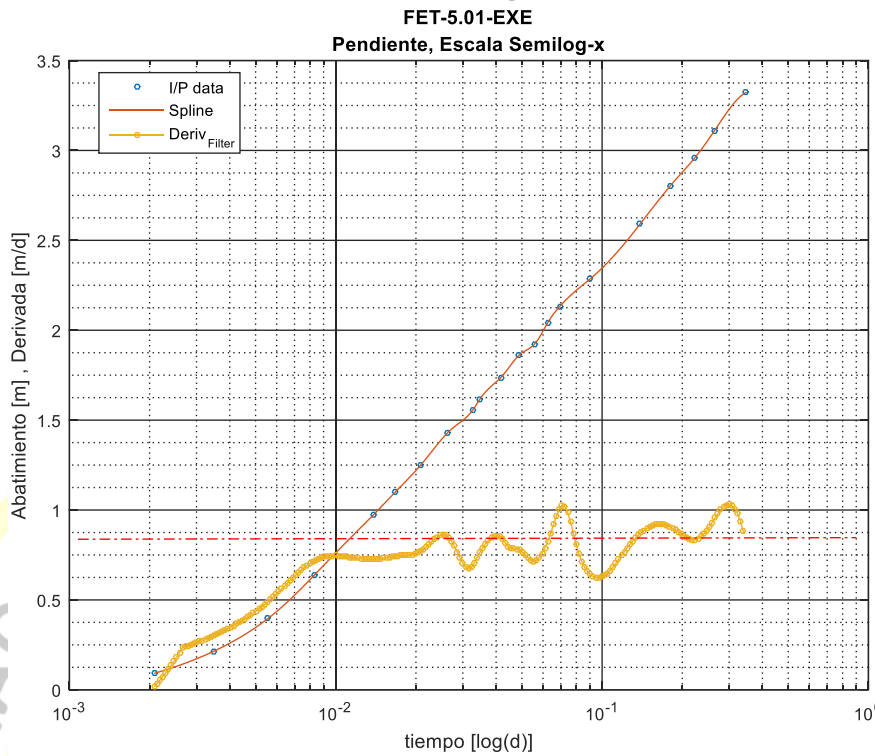
Nota. 96. (Renard et al., 2009), citado por (Fetter, 2001b)-pág.172.

Las gráficas Figura(2B. 11) y Figura(2B. 12), muestran que *el valor de abatimiento para la derivada es mayor que el correspondiente valor de abatimiento en el tiempo temprano y luego se vuelve más pequeña que el abatimiento y tiende a estabilizarse en tiempos tardíos*. En los tiempo tardío, el valor de la *derivada oscila* pero claramente tiene tendencia a estabilizarse en un promedio de 0.084, indicado por la línea horizontal punteada.

Para identificar qué modelo se puede usar para interpretar estos datos, se necesita comparar el gráfico de diagnóstico con un conjunto de gráficos de diagnóstico típicos, como los que se muestran en la Figura(2B. 13).

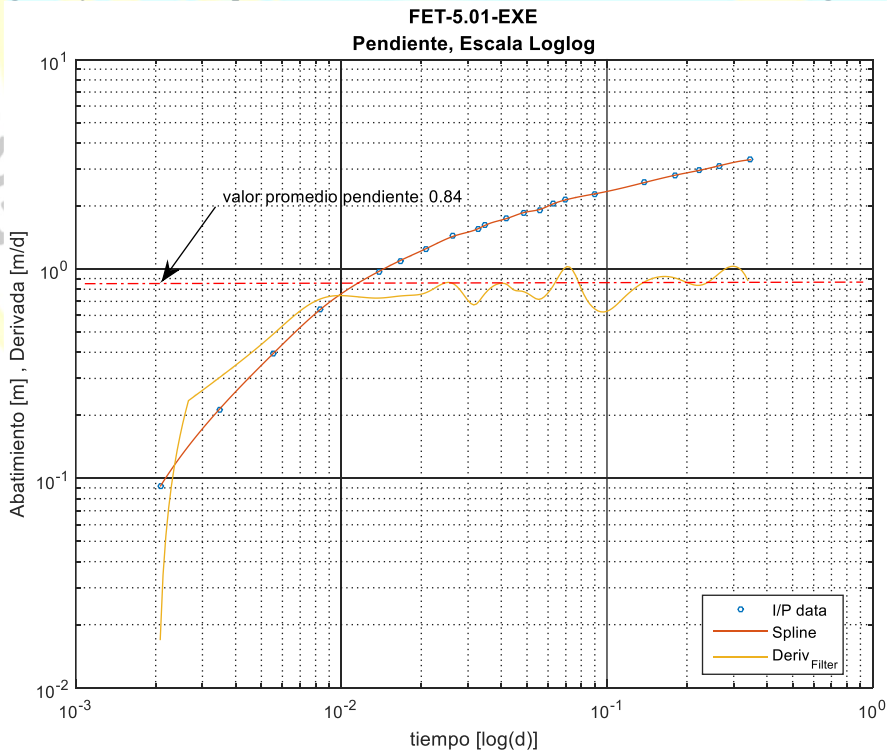
Dejando de lado las oscilaciones de la derivada en el tiempo tardío, la comparación entre las Figura(2B. 11) y Figura(2B. 12) y Figura(2B. 13)) muestran que el comportamiento general se parece mucho a lo que se muestra en la Figura(2B. 13)-a en la escala semilog y también en la escala loglog, y si tomamos en cuenta el valor promedio de la pendiente para valores de tiempo tardío podremos ver que al igual del ejemplo de C.W. Fetter ambos tienen un valor muy similar. No hay un *aumento o disminución importante y constantes de la derivada* en el tiempo tardío, como se puede ver, por ejemplo, en la Figura(2B. 13)-h (**ascendente**), Figura(2B. 13)-d o Figura(2B. 13)-e (**descendente**). En el *tiempo temprano*, la derivada *no sigue* la curva de abatimiento como lo hace en la Figura(2B. 13)-f, o no permanece sistemáticamente más pequeña que la curva de abatimiento como en la Figura(2B. 13)-g. Además, no hay ningún agujero resaltante y único en la derivada como en la Figura(2B. 13)-b; por lo tanto, se puede concluir que el modelo que mejor representa los datos es el *modelo de Theis* correspondiente a la Figura(2B. 13)-a.

Figura(2B. 11) Diagrama de los datos de abatimiento y su derivada, Fetter (2001).
Escala semilog-x.



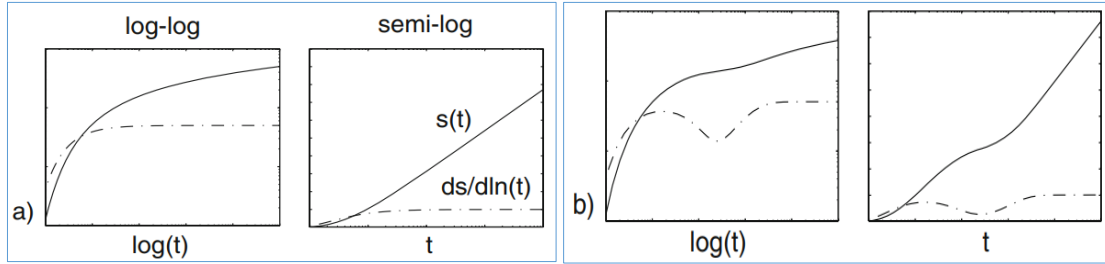
Nota. 97. Salida de DSPWT.

Figura(2B. 12) Diagrama de los datos de abatimiento y su derivada, Fetter (2001). Escala loglog. El eje vertical representa tanto el abatimiento como la derivada logarítmica.

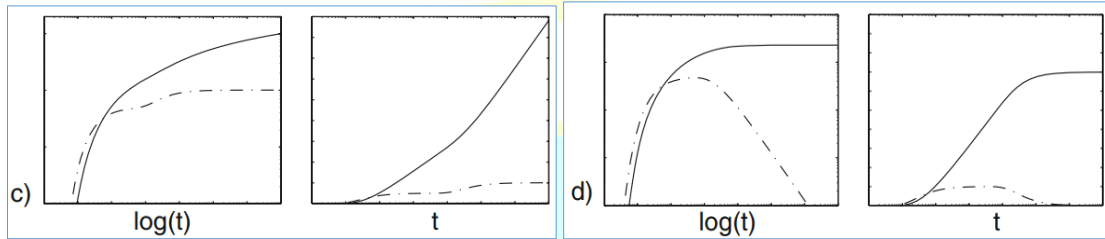


Nota. 98. Salida de DSPWT.

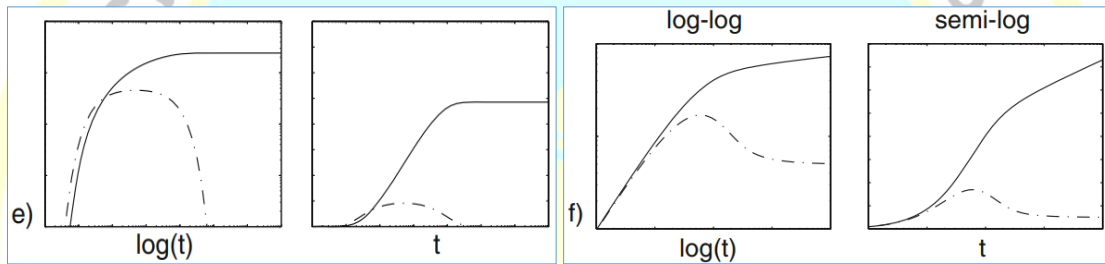
Figura(2B. 13) Diagramas de diagnóstico más típicos encontrados en hidrogeología.



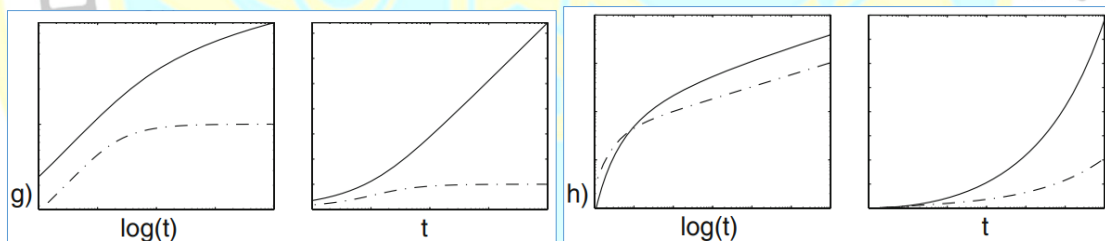
a.- Modelo de Theis: acuífero **confinado** infinito bidimensional; b.- acuífero de **doble porosidad** o no confinado;



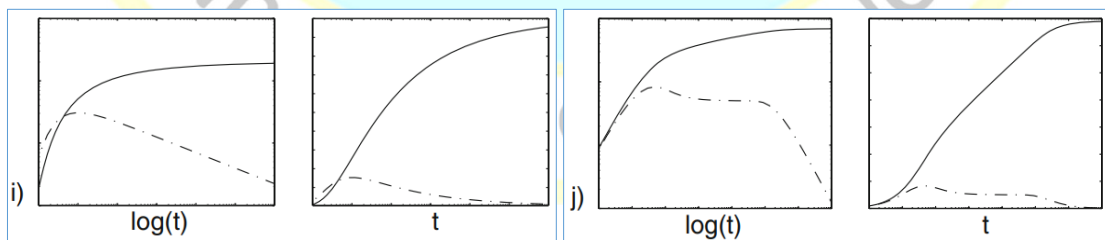
c.- acuífero **lineal infinito** sin flujo limitado; d.- acuífero **infinito lineal** sin flujo limitado;



e.- acuífero **con fugas**; f.- Almacenamiento de pozo y efecto de piel;



g.- **Fractura vertical** de conductividad infinita; h.- **flujo radial general**: dimensión de flujo no entero menor que 2;



i.- Modelo de **flujo radial general**: dimensión de flujo no entero mayor que 2; j.- efecto combinado de **almacenamiento de pozo** y **límite de cabecera constante** lineal infinito.

Nota. 99. (P.Renard 2005b) citado por (Renard et al., 2009)

El objetivo, entre otros, de realizar una prueba de bombeo es obtener estimaciones confiables de transmisividad, se recomienda que cuando se realice una prueba esta se

detenga solo cuando los datos muestren al menos 1 a 1.5 ciclos de registro logarítmico durante los cuales la derivada sea constante, para asegurarnos de obtener una estimación confiable de la transmisividad con el método de análisis de línea recta, de acuerdo con

$$\frac{\partial s}{\partial \ln(t)} = t \frac{\partial s}{\partial t} = t \frac{Q}{4\pi T} \frac{1}{t} = \frac{Q}{4\pi T}$$

Indicándonos que cuando la solución de Theis alcanza su asíntota de CJ la derivada logarítmica se hace constante. La ecuación anterior proporciona un camino rápido para calcular la transmisividad, teniendo en cuenta el valor de la derivada logarítmica $\partial s/\partial \ln(t) = \Delta ds$ mostrado en el gráfico, que en nuestro ejemplo es ≈ 0.84 :

$$\partial s/\partial \ln(t) = \Delta ds = Q/4\pi T \rightarrow T = Q / 4\pi \Delta ds = T = Q/4\pi(0.84)$$

Por ejemplo, en la **Figura(2B. 12)**, el valor medio de la derivada logarítmica es de alrededor de 0,84 m. Entonces la transmisividad se puede estimar con:

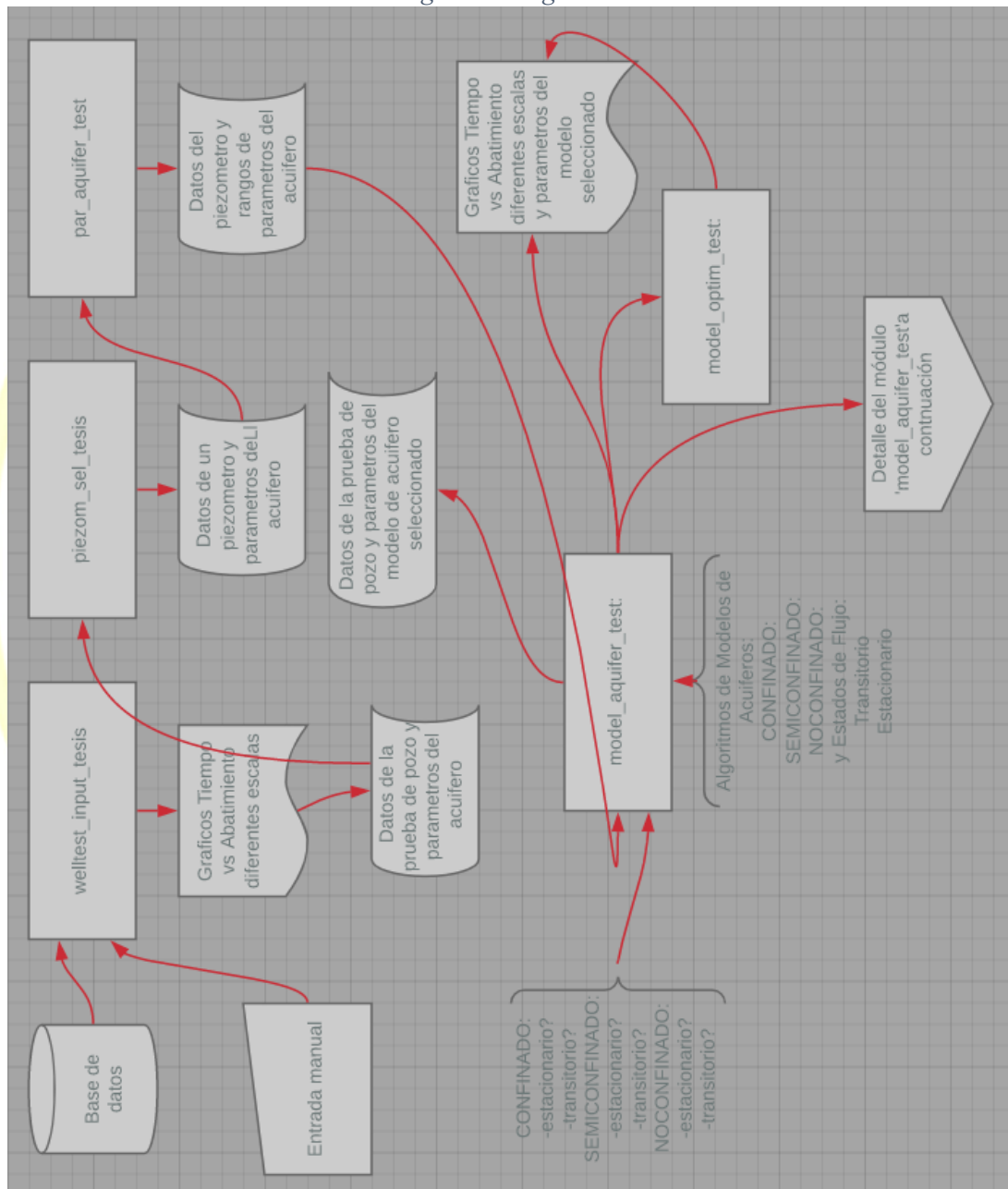
$$T = 1.39 \times 10^{-2} \text{ [m}^3/\text{s]} / 4\pi \times 0.84 \text{ [m]} = 1.317 \times 10^{-3} \text{ [m}^2/\text{s]}$$

que se compara bien con el valor de $1.5 \times 10^{-3} \text{ [m}^2/\text{s]}$ que fue obtenido por Fetter (2001) utilizando el tipo de coincidencia de curvas.

Una vez que se ha identificado el modelo (o el conjunto de posibles modelos), el procedimiento consiste en *estimar los parámetros del modelo que permiten la mejor reproducción de los datos*. Esto generalmente se hace con procedimientos de *mínimos cuadrados* y hay muchos ejemplos de esto en la literatura del petróleo y la hidrogeología (Bardsley et al. 1985; Horne 1994). Lo que es importante destacar es que cuando se utilizan *gráficos de diagnóstico*, es interesante mostrar el *gráfico de diagnóstico* de los datos con el *gráfico de diagnóstico del modelo ajustado en el mismo gráfico*. Entonces se puede verificar visualmente muy rápidamente si el ajuste es aceptable y si la derivada del modelo reproduce los datos observados.

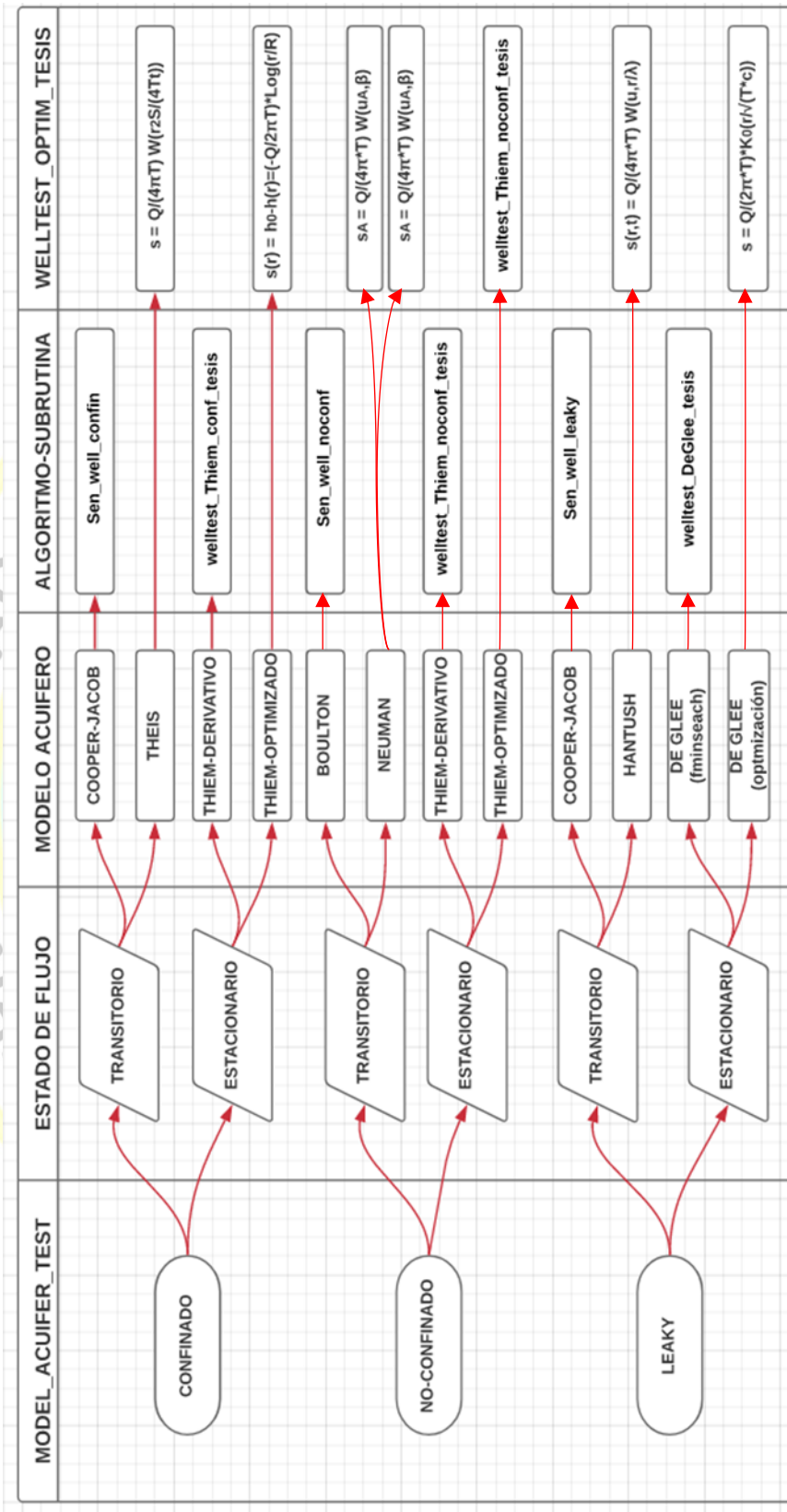
ANEXO 3A: Diagrama de Flujo del Sistema Digital para Procesamiento de Pruebas de Bombeo de Pozos (DSPWT)

Figura(3A. 1) Diagrama de flujo del Sistema DSPWT, mostrando los (4) módulos principales del sistema antes del módulo de optimización. Detalle del módulo 'model_aquifer_test' en siguiente diagrama.



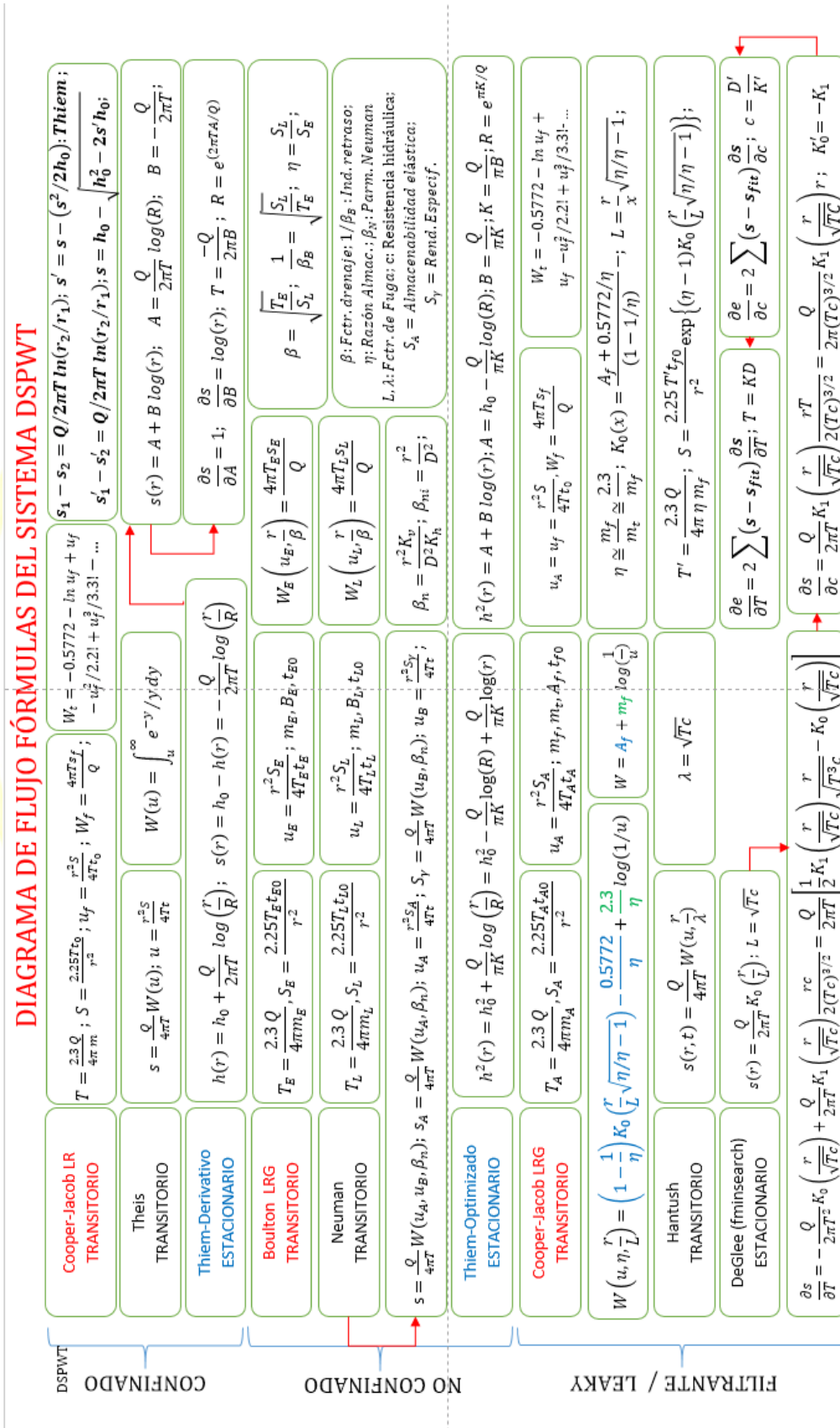
Nota. 100. Elaborado especialmente para DSPWT.

Figura(3A. 2) Diagrama de flujo en detalle del módulo 'model_aquifer_test' del sistema DSPWT.



Nota. 101. Elaborado especialmente para DSPWT.

Figura(3A. 3) Diagrama de flujo mostrando principales modelos y ecuaciones incluidas en DSPWT.



ANEXO 3B: Secuencia de Procesamiento del Sistema DSPWT.

Después del análisis del sistema y la elección del software apropiado para programación de los diferentes modelos, encontramos que de acuerdo a nuestros objetivos la mejor solución para lo que llamamos ‘Sistema Digital para Procesamiento de Pruebas de Bombeo de Pozos’ (DSPWT), se resume en la siguiente secuencia de procesamiento que hemos llamado ‘SECUENCIA DE PROCESAMIENTO I’:

SECUENCIA DE PROCESAMIENTO I

El Sistema Digital para Procesamiento de Pruebas de Bombeo de Pozos (DSPWT) ha sido diseñado de tal forma que cada uno de los programas cumplan con incluir los algoritmos actualmente mejor desarrollados y más ampliamente usados en el modelamiento de los tres modelos de Acuíferos encontrados en el campo: Acuíferos Confinados, Acuíferos No Confinados y Acuíferos Semi Confinados (Leaky o de sello permeable), para cada uno de los estados físicos en que haya alcanzado el flujo de los fluidos en el acuífero durante la prueba de bombeo del pozo: Estado Estacionario (Transitorio) o Estado No Estacionario (Estable) con referencia a la variación de los niveles de la cabeza hidráulica o abatimiento. Así tenemos que para cada uno de los tres tipos de Acuíferos clasificados, estos pueden haber alcanzado el estado estacionario o haberse quedado en estado no estacionario durante la prueba. Por supuesto que los datos obtenidos pueden extrapolarse en el tiempo para simular haber alcanzado el estado estacionario y estudiarlos bajo otra óptica según sea el caso y los objetivos del especialista.

(1) NOMBRE DEL ALGORITMO: *welltest_input_tesis.m*

Objetivo: Lee, grafica e ingresa al sistema los datos de la prueba de pozo, los mismos que se encuentran almacenados en tablas excel en formato .xlsx, en diferentes tablas de acuerdo a su procedencia: Datos de campo de la provincia de Huaura, Datos de Pruebas Históricas referenciados por autores de diferente bibliografía especializada. Los gráficos están diseñados de forma que puedan ser revisados y analizados antes del completar el procesamiento según criterio.

Tipos de Datos de Entrada: Los datos se clasifican según su proveniencia con prefijo IRHS para los pozos de la provincia de Huaura, a continuación seguido de un guion bajo el número del pozo seguido de un guion bajo el sufijo, que según su código pueden ser: ‘DE’: Descenso, ‘RE’: Recuperación, ‘PB’: Prueba de bombeo rápida, ‘OP’: (aun no usada), ‘EX’: Ejemplos de pruebas de pozos tomados de la , bibliografía, ‘MW’: Pruebas multi-piezómetros tomados de libros, ‘ST’: Pruebas tomadas de libros en estado estacionario. El algoritmo es suficientemente funcional como para incluir en el futuro otras geometrías de obtención de datos en el campo. Si se tratara de datos bibliográficos el prefijo hace referencia al autor, i.e. SEN, por Zekai Sen, o KRU, por Kruseman, etc. y el número de pozo se reemplaza por un número que haga referencia al libro en si (capitulo, numero de ejercicio o problema, numero de tabla, o nombre del pozo en el libro etc.).

Tipos de Datos de Salida: En general y salvo algunas excepciones, los datos que se almacenan en el sistema son los siguientes:

```

Q = np(4,2) % Vector disponible para
litología
r = np(4,4), % Distancias Radiales
T = np(5,4), T1 = np(6,4), % Transmisividad
S = np(7,4), S1 = np(8,4), % Almacenabilidad
K = np(9,4), K1 = np(10,4), % Conductividad
D = np(11,4), D1 = np(12,4), % Espesor Acuífero & Acuitardo
eta = np(13,4), L = np(14,4), % General straight line method
U_f = np(4:end,21); W_f = np(4:end,22); % Leaky aquifer
xp= np(4:end,1); % Tiempo de bombeo
yp= np(4:end,3); % Abatimiento

```

Un importante dato que debe incluirse en el futuro es lo referente a la litología del pozo y las coordenadas. Estas últimas pueden estar en un archivo aparte o incluirlas en este archivo de entrada. En el caso de la elaboración de mapas de distribución de alguno de los parámetros que caracterizan el acuífero, el sistema está preparado para incluir el algoritmo o algoritmos correspondientes sin mayor esfuerzo.

Gráficos de los Datos de Salida: Principalmente se hace referencia a los gráficos de Abatimiento vs tiempo (xp vs yp) en escala normal y escala semilogx con la finalidad de efectuar el control de calidad de la información antes de continuar con el procesamiento. En este paso aún se pueden corregir algunos datos de entrada que muestren un comportamiento anormal en el gráfico.

(2) NOMBRE DEL ALGORITMO: *piezom_sel_test.m*

Objetivo: En un esquema de toma de datos multipiezómetro este programa selecciona uno o varios piezómetros para su procesamiento. Puede tratarse de un piezómetro que haya alcanzado el estado estacionario o en estado transitorio.

Tipos de Datos de Entrada: Datos que se encuentran en el archivo *welltests_Sen_ie.xlsx* que tienen el sufijo .MW1 o .MW2 según sean los datos de tipo 1 o tipo 2.

```
% TIPO DE ARCHIVO 1: Tiempo-Abatimiento1-abatimiento2-  
abatimiento3....  
% TIPO DE ARCHIVO 2: Tiempo1-Abatimiento1-Tiempo2-abatimiento2-  
Tiempo3-abatimiento3....
```

Estos datos han sido leídos previamente por *welltest_input_tesis.m*, pero en este caso solo se graficará para propósito de control de calidad los datos del piezómetro que deseamos procesar.

(3) NOMBRE DEL ALGORITMO: *par_aquifer_test.m*

Objetivo: Prepara los parámetros aproximados que caracterizan el acuífero con la finalidad de, entre otros, calcular los rangos del límite inferior (Lower Boundary) y límite superior (Upper Boundary) de cada parámetro, necesarios para el procesamiento con algoritmos de optimización.

Tipos de Datos de Entrada: Los datos aproximados (o anteriormente calculados si se trata de un reprocesamiento) leídos con el programa *welltest_input_tesis.m*:

```

Q = np(4,2) % Vector disponible para
litología
r = np(4,4), % Distancias Radiales
T = np(5,4), T1 = np(6,4), % Transmisividad
S = np(7,4), S1 = np(8,4), % Almacenabilidad
K = np(9,4), K1 = np(10,4), % Conductividad
D = np(11,4), D1 = np(12,4), % Espesor Acuífero & Acuitardo
eta = np(13,4), L = np(14,4), % General straight line method

```

Datos de Salida: En general y salvo algunas excepciones, los datos de salida desde este programa se almacenan en el sistema con el siguiente esquema:

```

LB=[T1b c1b S1b S11b D1b D11b K1b K11b R1b etalb L1b ];
IB=[T c S S1 D D1 K K1 R eta L];
UB=[Tub cub Sub S1ub Dub D1ub Kub Klub Rub etaub Lub ];
[LB', IB', UB']

```

Donde los sufijos 'lb' y 'ub' se refieren a los límites inferior y superior de cada uno de los parámetros que caracterizan el acuífero y serán usados como límites de variación por los algoritmos Levenberg-Marquardt de búsqueda de valores óptimos en las ecuaciones de los modelos de los respectivos acuíferos.

(4) NOMBRE DEL ALGORITMO: *model_aquifer_test.m*

Objetivo: Selecciona el algoritmo de la ecuación que describe el modelo del acuífero y el estado del flujo con que se procesarán los datos de la prueba de pozo.

Datos de Salida: Una vez seleccionado el modelo de acuífero y estado del flujo, este algoritmo envía al programa *welltest_optim_tesis.m* la ecuación representativa del

acuífero y los parámetros aproximados que caracterizan el acuífero para su procesamiento.

La lógica fundamental de este algoritmo está basado en el siguiente esquema de preguntas, codificadas adecuadamente:

```
'TIPO DE ACUIFERO EN ESTUDIO?: CONFINADO?/NOCONFINADO?/LEAKY?: ','s');
Si Confinado:
'ESTADO DEL FLUJO EN ESTUDIO?: TRANSITORIO?/ESTACIONARIO?: ','s');
  Si Transitorio:
    'MODELO DE ACUIFERO EN ESTUDIO?: JACOB?/THEIS?: ','s');
      Si Jacob:
        welltest_thiem_conf_tesis
      Si Theis:
        welltest_optim_tesis
  Si Estacionario:
    'MODELO DE ACUIFERO EN ESTUDIO?: D-THIEM/O-THIEM?: ','s');
      Si D-Thiem
        welltest_Thiem_conf_tesis
      Si O-Thiem (No implementado)
        welltest_optim_tesis
Si Noconfinado:
'ESTADO DEL FLUJO EN ESTUDIO?: TRANSITORIO?/ESTACIONARIO?: ','s');
  Si Transitorio:
    'MODELO DE ACUIFERO EN ESTUDIO?: JACOB?/NEUMAN?: ','s');
      Si Jacob
        Sen_well_noconf
      Si Neuman (Aun No imlementado)
        welltest_optim_tesis
  Si Estacionario:
    'MODELO DE ACUIFERO EN ESTUDIO?: D-THIEM?/O-THIEM?: ','s');
      Si D-Thiem
        welltest_Thiem_noconf_tesis
      Si O-Thiem (Aun No imlementado)
        welltest_optim_tesis

Si Leaky (Semiconfinado):
'ESTADO DEL FLUJO EN ESTUDIO?: TRANSITORIO?/ESTACIONARIO?: ','s');
  Si Transitorio:
    'MODELO DE ACUIFERO EN ESTUDIO?: JACOB?/HANTUSH?: ','s');
      Si Jacob
        Sen_well_leaky
      Si Hantush
        welltest_optim_tesis
  Si Estacionario:
    'MODELO DE ACUIFERO EN ESTUDIO?: GLEE?/O-GLEE?: ','s');
      Si Glee
        welltest_DeGlee_tesis
      Si O-Glee (Aun No imlementado)
        welltest_optim_tesis
```

Como puede observarse, hay algunos algoritmos que por su naturaleza (no ser métodos totalmente interactivos) o por no adecuarse a la lógica fundamental de nuestros

algoritmos aún no han sido implementados, pero siguiendo el análisis de nuestro sistema no podíamos pasarlos por alto sin dejar los nichos adecuados en donde serán implementados a la brevedad en un futuro próximo.

(5) NOMBRE DEL ALGORITMO: *welltest_optim_tesis.m*

Objetivo: Procesar los datos de la prueba de pozo y los parámetros característicos aproximados del acuífero con la finalidad de encontrar el mejor valor de los parámetros característicos que ajusten los datos de campo y la ecuación del modelo con el mínimo error.

Datos de Salida: Valores óptimos de los parámetros que caracterizan el acuífero según el mejor ajuste de los datos y las ecuaciones que modelan el acuífero, gráficos de los datos originales y la curva óptima del modelo. Durante el procesamiento, antes de tener un resultado final aceptable según criterio del especialista, este programa proporciona gráficos estadísticos del comportamiento del algoritmo de optimización, según estos resultados podemos ejecutarlo las veces que sean necesarias según la información geológica y/o geofísica disponible.

Gráficos de las curvas de datos de campo y datos del modelo ajustados con parámetros óptimos son elaborados y proporcionados con fines de ser usados en diferentes reportes a discreción del usuario.

Después de la etapa de procesamiento (4) con el algoritmo *model_aquifer_test.m* y dependiendo del modelo de Acuífero que estemos estudiando y la ecuación que lo represente físicamente, algunos modelos conseguirán obtener los parámetros del acuífero y sus gráficos y tablas correspondientes.

Otros modelos más complicados hacen uso de funciones matemáticas más elaboradas. Antiguamente estas funciones matemáticas estaban disponibles solamente en

tablas o en gráficos pre-elaborados, dando origen a métodos de procesamiento conocidos como métodos de ‘matching’ o comparación manual analógica entre el gráfico pre-elaborado de la función representativa y los gráficos de los datos de campo de la prueba de bombeo del pozo, cuyas correlaciones de similitud –y por ende el valor de los parámetros característicos del acuífero- dependen puramente de la pericia del especialista. Proponemos en estos casos llevar a cabo un ‘matching’ o comparación computarizada, para lo cual elaboramos las siguientes rutinas y correspondientes algoritmos:

Rutina de definición del problema: Opción del software usado que facilita encapsular el problema según el modelo que le proporcionen: (*Problem*).

Rutina de ajuste estadístico de curvas: Función ‘*lsqcurvefit*’ que usa el algoritmo de Levenberg-Marquardt para optimización y ajuste de los datos multivariable.

Rutina de reinicio de búsqueda del valor óptimo de ajuste: Función ‘*MultiStart*’ para reiniciar la solución del problema según la precisión requerida:

ms = *MultiStart*;

run = (*ms*, *Problem*, *n*); donde *n*=número de veces que reinicia los cálculos

Rutina de Graficación iterativa: *stop*=*PlotIterates*(*x*, *optimValues*, *state*).

Rutina de graficación final: *plot*(-, -, ''), *semilogx*(-, -, ''), *loglog*(-, -, '').

ANEXO 4A: Pozo SEN_3.17_MW2

CONFINADO - ESTACIONARIO

PRUEBA DEL MODELO DE THIEM:

La ley de Darcy describe el flujo de agua a través de un medio poroso saturado, y puede escribirse de la siguiente manera:

$$Q = -KA \frac{dh}{dr}$$

donde

Q: Caudal de extracción, (m³/d).

A: es el área de la sección transversal a través de la cual fluye el agua, (m²).

r: distancia de la trayectoria del flujo de agua subterránea (distancia radial), (m).

K: Conductividad hidráulica (m/d).

h: Cabeza hidráulica en el acuífero por encima del punto de referencia a la distancia radial r, (m).

dh/dr: Variación de la cabeza hidráulica con la distancia radial al pozo de bombeo.

El flujo constante hacia un pozo en un acuífero confinado, delimitado en la parte superior e inferior por unidades impermeables es Flujo radialmente convergente a través de un área cilíndrica alrededor del pozo, **Figura(4A- 1)**. Podemos demostrar fácilmente que el área (A) a través de la cual se produce el flujo de agua es:

$$A = 2\pi r b$$

donde

b : es el espesor del acuífero completamente confinado (m).

r : Distancia radial del pozo de bombeo al punto de medición del flujo (m).

Sustituyendo A en la ecuación de la ley de Darcy:

$$Q = -2\pi K b r \frac{dh}{dr}$$

Suponiendo un caudal de extracción constante en el pozo de bombeo, Q , este caudal será igual caudal atravesando una cubierta cilíndrica alrededor del pozo a cualquier distancia radial r del pozo.

Resolveremos la ecuación anterior separando variables y reordenando ambos miembros, obtenemos:

$$\frac{1}{r} dr = -\left(\frac{2\pi K b}{Q}\right) dh$$

Integrando desde r_1 a r_2 , donde las cabezas hidráulicas son h_1 y h_2 , respectivamente,

$$\int_{r_1}^{r_2} \frac{dr}{r} = -\int_{h_1}^{h_2} \frac{2\pi K b}{Q} dh$$

Luego de efectuar la integración obtenemos:

$$\ln r_2 - \ln r_1 = -\frac{2\pi K b}{Q} (h_2 - h_1), \quad \rightarrow \quad \ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right) = -\frac{2\pi K b}{Q} (h_2 - h_1)$$

Reordenando términos y recordando que la transmisividad es igual a la conductividad multiplicada por el espesor del acuífero, obtenemos la expresión para la transmisividad:

$$K b = \frac{Q}{2\pi(h_1 - h_2)} \ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right) \quad \rightarrow \quad T = \frac{Q}{2\pi(h_1 - h_2)} \ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right)$$

En general la cabeza hidráulica a cualquier distancia radial es $h(r)=H_0-s(r)$, con H_0 el nivel piezométrico inicial y $s(r)=H_0-h(r)$ es el abatimiento medido en el piezómetro a la distancia r . Reemplazando $s(r)$ para h_1 y h_2 en las distancias radiales r_1 y r_2 tenemos $h(r_1)=H_0-s(r_1)$ y $h(r_2)=H_0-s(r_2)$, obtenemos

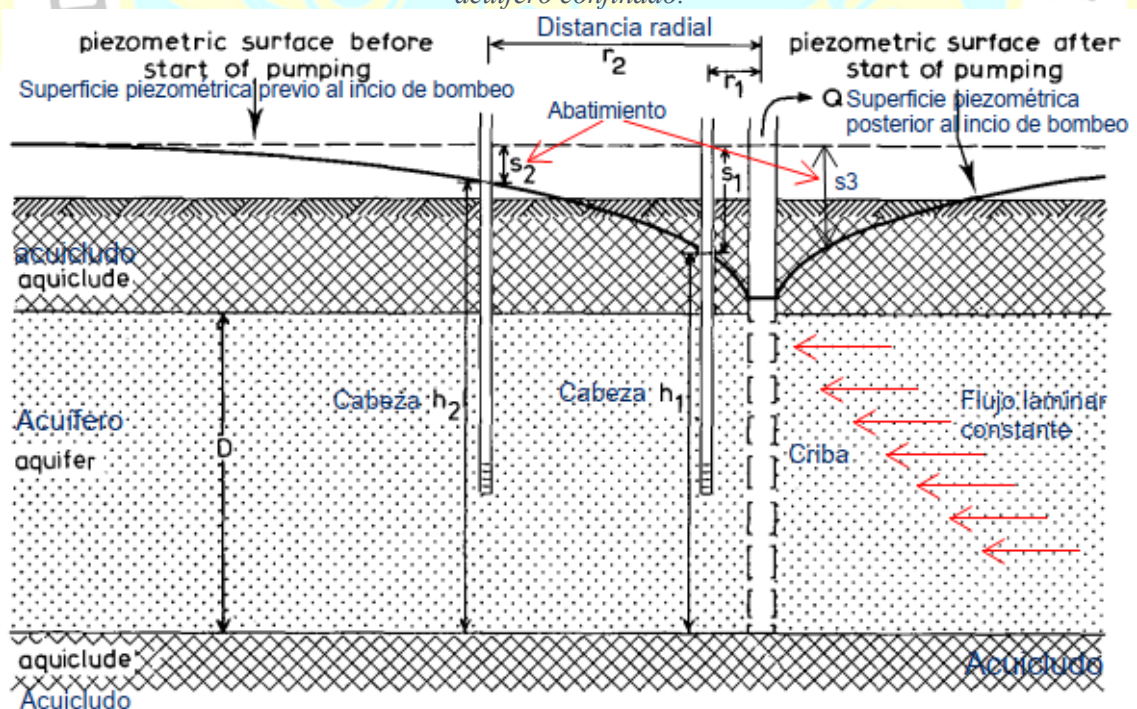
$$h(r_1) - h(r_2) = (H_0 - s(r_1)) - (H_0 - s(r_2)) = s(r_2) - s(r_1)$$

Thiem fue el primero en usar dos o más piezómetros para determinar la transmisividad de un acuífero demostrando que

$$Q = 2\pi T \frac{(s(r_1) - s(r_2))}{\ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right)}, \quad T = \frac{Q}{2\pi} \frac{\ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right)}{s(r_1) - s(r_2)}$$

Estas fórmulas pueden ser usadas para pozos de diámetro pequeño y grande, (Sen, 2015), pág. 124.

Figura(4A- 1) Sección transversal, Flujo constante a un pozo completamente penetrante en un acuífero confinado.



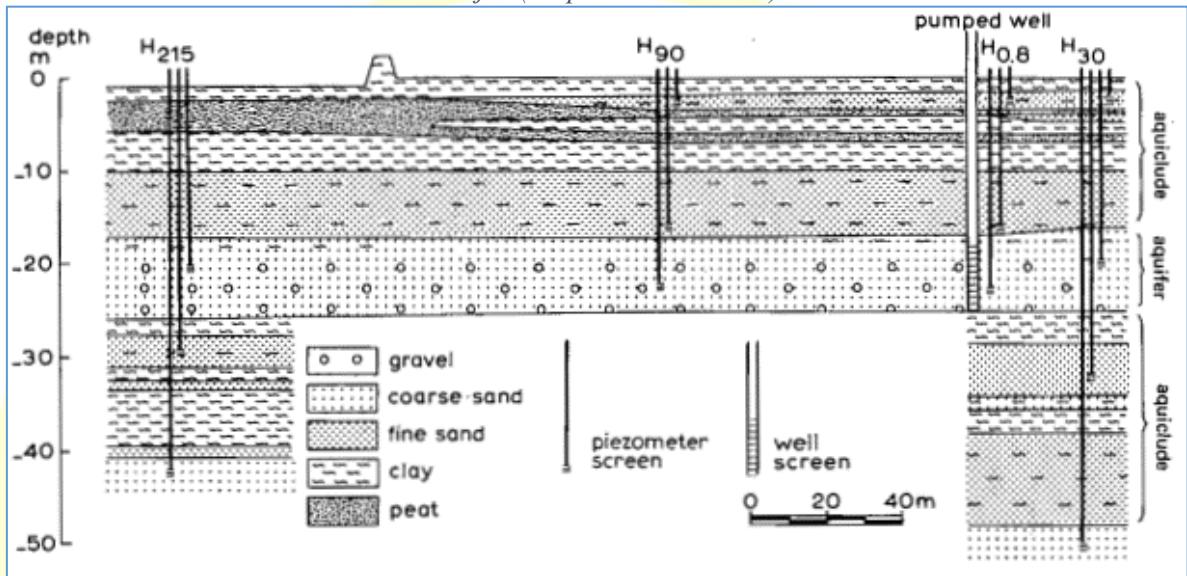
Nota. 102. (Kruseman & de Ridder, 1994), pág. 55.

1.-DATOS DE ENTRADA.-

Pruebas del pozo Oude Korendijk-The Netherlands, se procesaron los datos del file SEN_3.17_MW2, piezómetro-4, extrapolado a estacionario. Archivo de salida SEN_3.17_MW2-CED-Thiem.

Lito estratigrafía: Figura (4A- 2).

Figura (4A- 2) Sección litológica del sitio de prueba de bombeo 'Oude Korendijk', Países Bajos (después de Wit 1963)



Nota. 103. (Wit 1963) citado por (Kruseman & de Ridder, 1994), pág. 56.

Finos del acuífero (arenas+arcillas): (0-18)m de profundidad bajo el terreno

Profundidad de la criba/filtro: 20, 24, 20m

Distancias radiales a los piezómetros: 0.8, 30, 90, 215m

Profundidad de los piezómetros: 20, 24, 20m

Piezómetros superficiales: No disponible

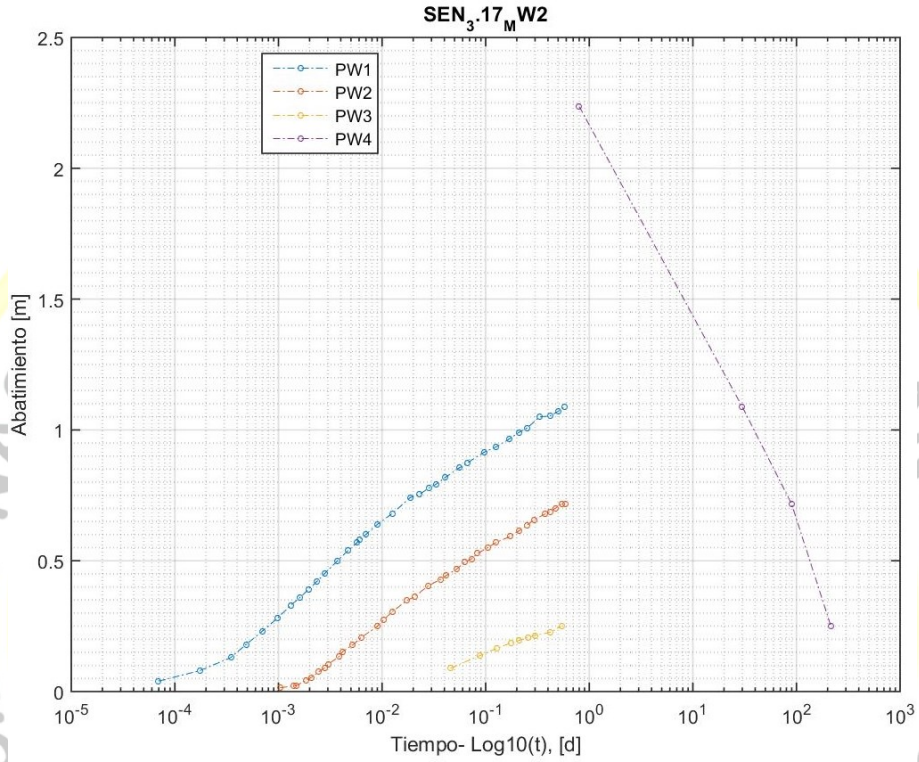
Profundidad piezómetros superficiales: No disponible

Espesor del acuífero (D): Profundidad promedio 21m, acuífero entre (18-25m)=8m,

Caudal de bombeo: 788 m³/d

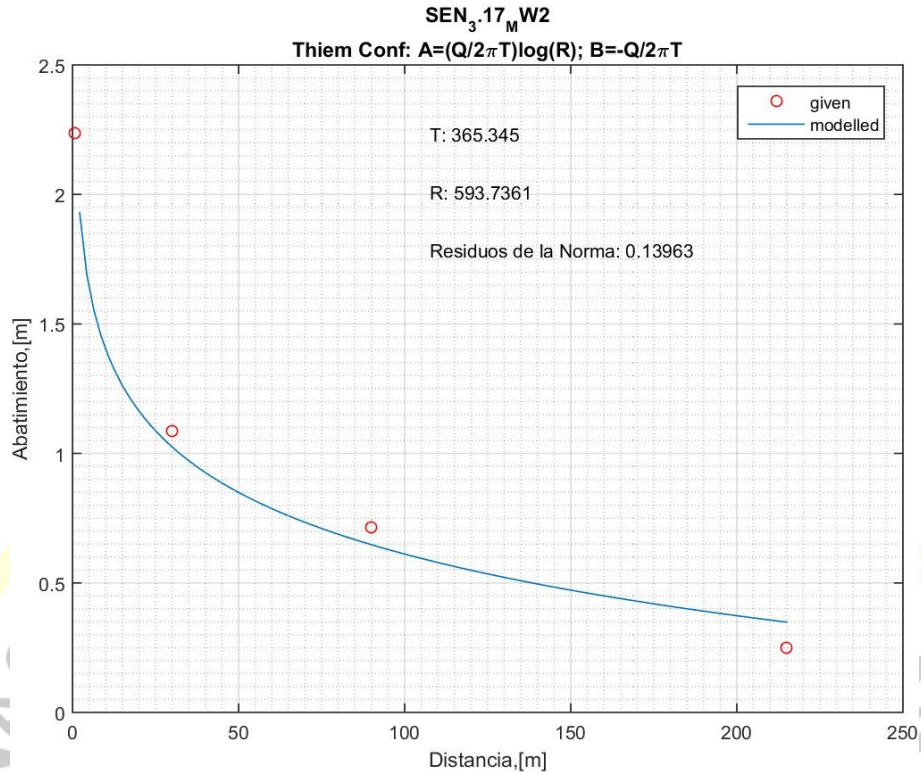
Las Figura(4A- 3) muestran los abatimientos vs tiempo de los piezómetros usados en la prueba, y la Figura(4A- 4) muestra los datos abatimiento vs tiempo del piezómetro- 4 usado en el procesamiento.

Figura(4A- 3) Datos de entrada de la prueba de pozo Oude Korendijk, mostrando 3 piezómetros TD (izquierda) y 1 piezómetro DD (derecha).



Nota. 104. Salida de DSPWT.

Figura(4A- 4) Grafico Distancia vs Abatimiento del piezometro-4, Oude Korendijk



Nota. 105. Salida de DSPWT.

2.- RESULTADOS

Procesados por Kruseman

(método-1): $KD = T = 370.0 \text{ (m}^2/\text{d)}$

(método-1): $KD = T = 390.0 \text{ (m}^2/\text{d)}$

Procesamiento con DSPWT:

$T = 365.35 \text{ (m}^2/\text{d)}$

$R = 593.4$

Archivo: SEN_3.17_MW2-CED-Thiem

ANEXO 4B: Pozo SEN_3.17_MW2

CONFINADO - TRANSITORIO

PRUEBA DEL MODELO DE THEIS

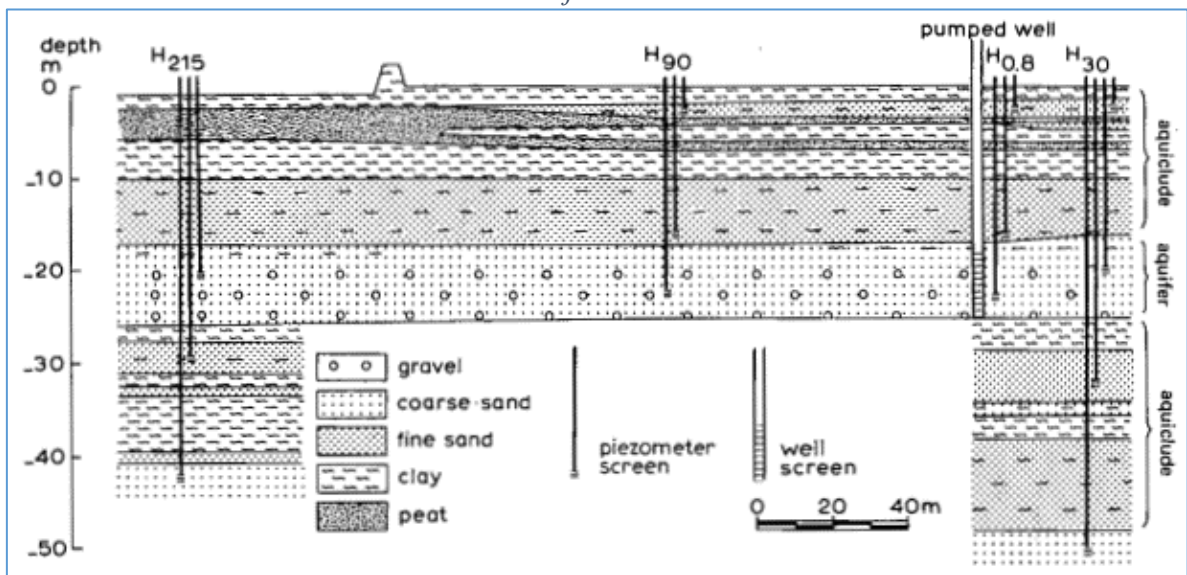
Charles Vernon Theis fue el primer hidrólogo en *desarrollar un modelo matemático riguroso* de flujo transitorio de agua a un pozo de bombeo al reconocer la analogía física entre el flujo de calor en sólidos y el flujo de agua subterránea en medios porosos. La solución de Theis es una herramienta innovadora para determinar las propiedades hidráulicas (transmisividad y almacenamiento) de los acuíferos confinados sin filtraciones. El análisis con el método de Theis se realiza haciendo coincidir la curva de tipo de Theis con los datos graficados en función del tiempo en ejes a escala logarítmica doble. El trabajo posterior de Hantush-Jacob extendió el método de Theis extendiendo su modelo considerando acuíferos con sello filtrante (leaky) o semipermeables y posteriormente con esta misma idea modelar pozos con penetración parcial en el acuífero.

1.-DATOS DE ENTRADA.-

Pruebas del pozo SEN_3.17_MW2, Oude Korendijk-The Netherlands, pezómetro-1 a distancia radial de 30m. Archivo de salida: SEN_3.17_MW2-CTT,

Lito estratigrafía: Figura (4B- 1),

Figura (4B- 1) Sección litológica del sitio de prueba de bombeo 'Oude Korendijk', Países Bajos.



Nota. 106. (Wit 1963) citado por (Kruseman & de Ridder, 1994), pág. 56.

Finos del acuífero (arenas+arcillas): (0-18) m de profundidad desde superficie.

Profundidad de la criba/filtro: 20, 24, 20m

Distancias radiales a los piezómetros: 30, 90, 215m

Profundidad de los piezómetros: 20, 24, 20m

Piezómetros superficiales: No disponible

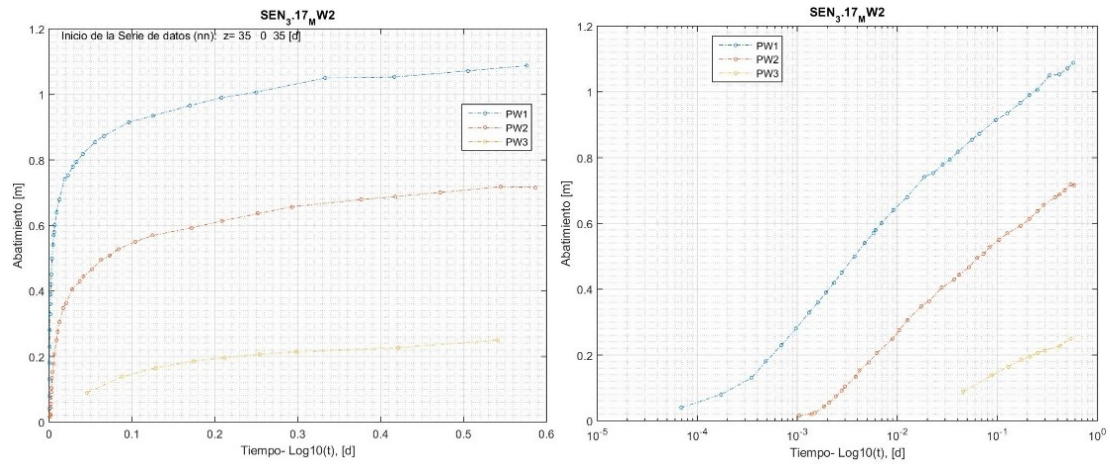
Profundidad piezómetros superficiales: No disponible

Espesor del acuífero (D): Profundidad promedio 21m, acuífero entre (18-25m)=8m,

Caudal de bombeo: 788 m³/d

A continuación en la Figura(4B- 2) mostramos los gráficos de Abatimiento vs tiempo de los piezómetros ubicados a distancias radiales de 30, 90, 215m.

Figura(4B- 2) Gráfico Abatimiento vs tiempo de la prueba de pozo con 3 piezómetros (axisij), escala normal (izquierda) y escala semilog-x (derecha)



Nota. 107. Salida de DSPWT.

2.- RESULTADOS

Procesados por Kruseman:

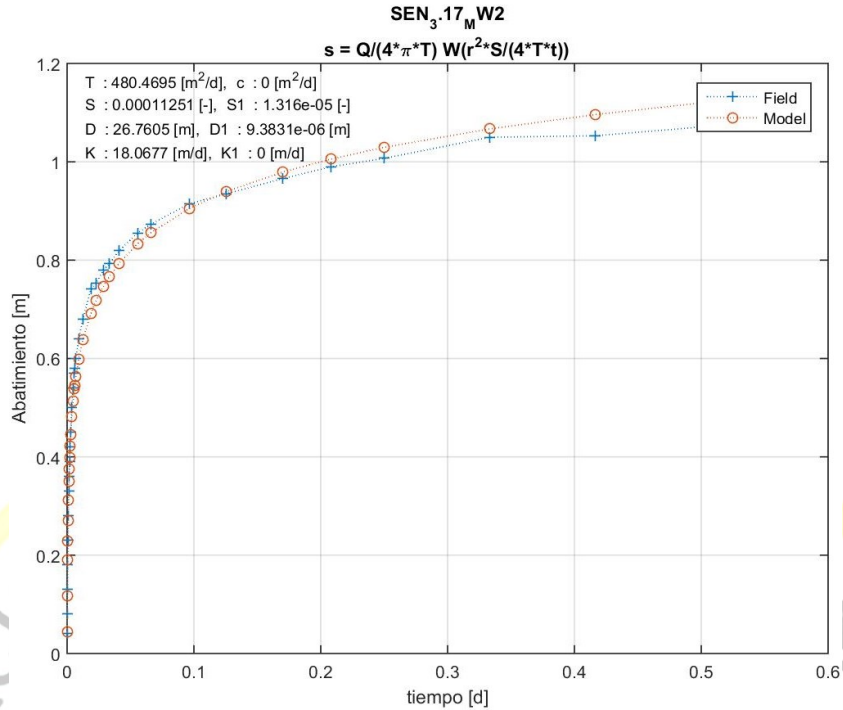
Modelo de Theis: $KD = T = 392.0 \text{ (m}^2\text{/d)}$, $S = 1.6 \times 10^{-4}$

Procesados por :	T	S
Theis:	418.0	1.7×10^{-4}
Chow:	360.0	2.0×10^{-4}
Cooper-Jacob:	401.0	1.7×10^{-4}
Procesados por Kui Liu:	480.46	1.125×10^{-4}

Procesamiento con DSPWT:

Considera 'todos' los datos, Figura(4B- 3): 480.47 112.5×10^{-6} .

Figura(4B- 3) Resultados considerando todos los datos

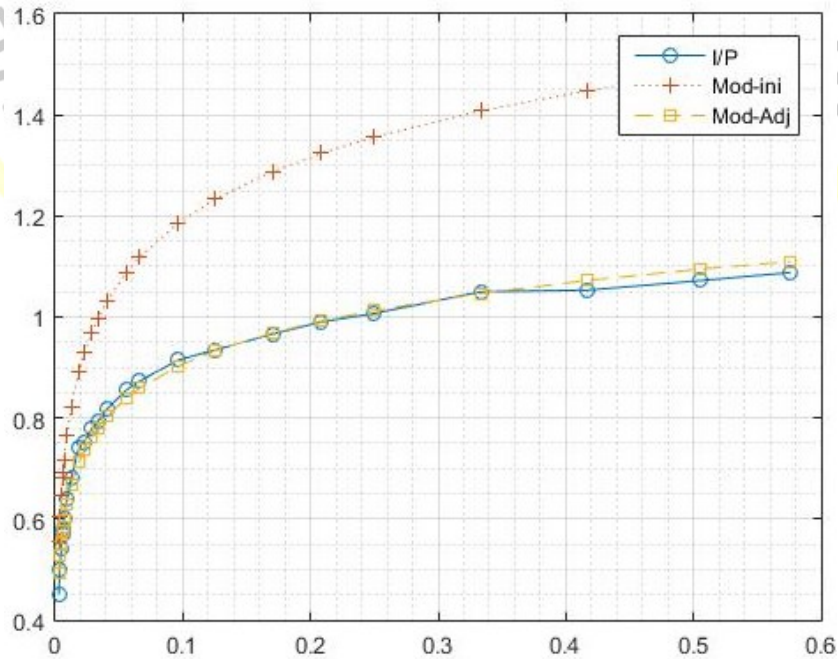


Nota. 108. Salida de DSPWT.

Considera 'parcialmente' los datos, Figura(4B- 4) :

Sin efecto de Pozo:	489.81	101.2x10 ⁻⁶ (Sin tiempo temprano)
Solo flujo horizontal:	541.34	53.8x10 ⁻⁶ (Sin tiempo temprano /medio)

Figura(4B- 4) Resultados considerando solo flujo horizontal (solo tiempo tardío).



Nota. 109. Salida de DSPWT.

ANEXO 4C: Pozo SEN_3.18_EXE

CONFINADO - TRANSITORIO

PRUEBA MODELO COOPER JACOB DE LINEA RECTA:

El modelo de Theis desarrollado a partir de la similitud de la transmisión de calor y el flujo de fluidos en un acuífero confinado, nos conduce a la función de pozo de la forma de una integral exponencial

$$W(u) = \int_{-\infty}^u \frac{e^{-y}}{y} dy$$

Donde u es el factor de tiempo adimensional

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt}$$

$$s_t = \frac{Q}{4\pi T} W(u)$$

$$W(u) = \frac{4\pi T}{Q} s_t$$

La solución de Cooper y Jacob (1946) es una aproximación de tiempo tardío, derivada del método de la curva tipo de Theis. El análisis con el método de Cooper y Jacob implica hacer coincidir una línea recta con los datos graficados en función del *logaritmo de tiempo* desde que comenzó el bombeo.

1.-DATOS DE ENTRADA.-

Pruebas del pozo Arabian Shield Aquifer Wadi Qudaid Area, Saudi Arabia, file SEN_3.18_EXE. Gráfico de los datos de campo en la Figura (4C- 1)

Lito estratigrafía: No disponible

Finos del acuífero (arenas+arcillas): 10m

Profundidad de la criba/filtro: piezómetros a 21m. desde superficie

Distancias radiales a los piezómetros: 102m.

Profundidad de los piezómetros: 21m.

Distancias radiales a los Piezómetros superficiales: 102m. Solo disponemos de información del piezómetro a 102m (profundo y somero).

Profundidad piezómetros superficiales: No disponible

Espesor del acuífero (D): 21m.

Caudal de bombeo: 200 m³/d, durante 55.5d.

2.- RESULTADOS

Se obtuvo los siguientes resultados en el procesamiento de la información de la prueba de pozo Wadi Qudaid, usando el método CJ generalizado de línea recta.

PROCESADOS POR ZEKAI SEN:

Tiempo completo (large time) 55.55 (d)

$$t_0 = 3.9 \times 10^{-3} \text{ (d)}$$

$$(\Delta s)_{CJ} = 0.395 \text{ (m/d)}$$

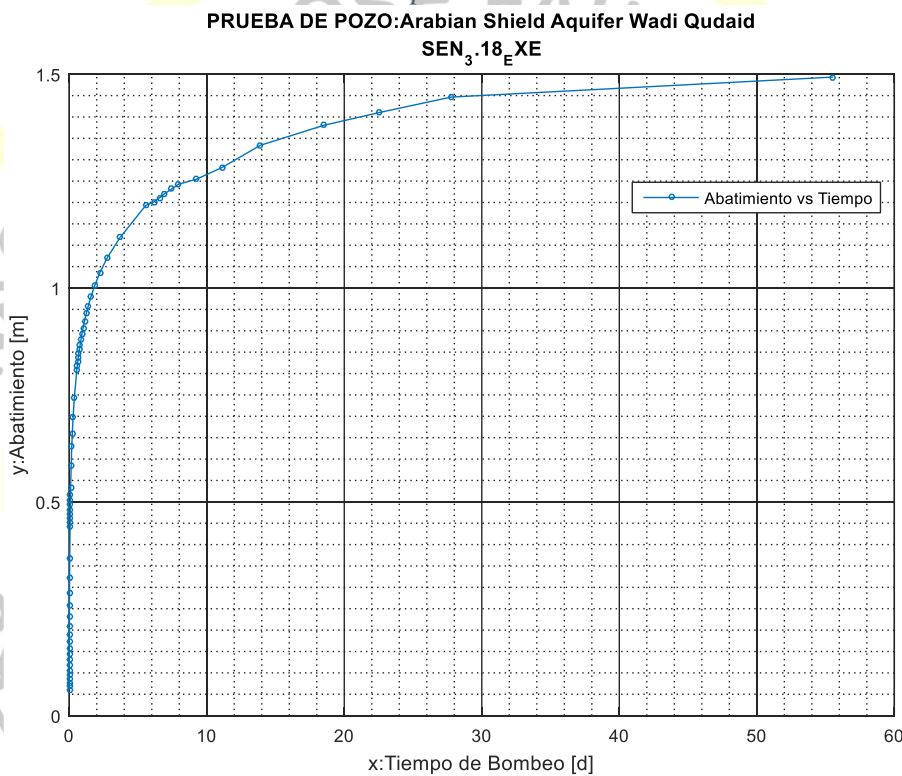
$$T = (2.3 * Q / 4 \pi m_a) = 93.86 \text{ (m}^2/\text{d)}$$

$$S = (2.25 * t_0 * T / r^2) = 7.916399 \times 10^{-5}.$$

RESULTADOS DE TIEMPO TEMPRANO PROCESADO CON EL SISTEMA DSPWT:

Los datos provienen del pozo Wadi Qudaid, Arabia Saudi, de una prueba de duración de 55 días. En las fuentes consultadas, aun siendo una prueba de un área bastante estudiada, no estuvieron disponibles los primeros 8 minutos de la prueba, aun sabiendo la importancia que estos datos tempranos en el análisis. La Figura (4C- 1) muestra los datos (1-63) de la prueba de bombeo a caudal constante 200 (m³/d).

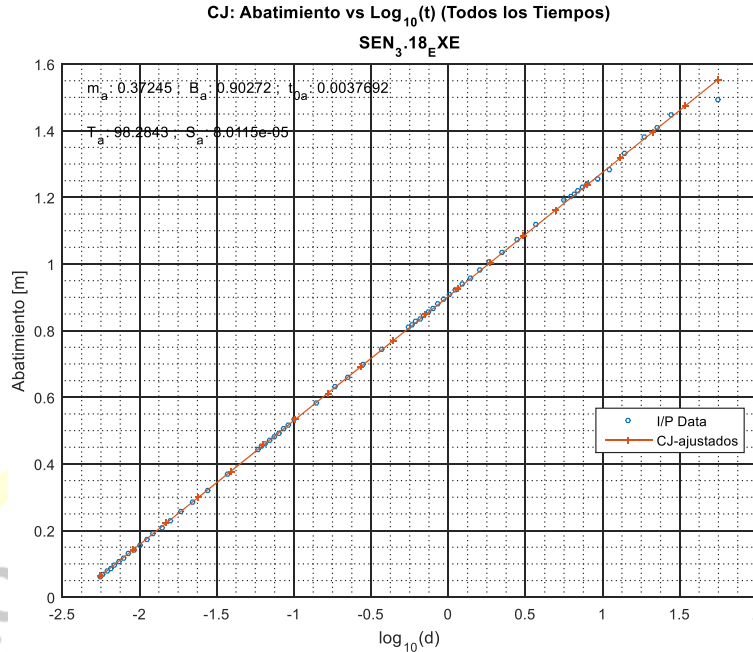
Figura (4C- 1) Prueba pozo Wadi Qudaid, Arabia Saudi. Notar tiempo de duración de la prueba.



Nota. 110. Salida de DSPWT.

El procesamiento inicia aplicando el método de Cooper-Jacob (CJ) de ajuste de línea recta generalizada usando a la totalidad de los datos incluyendo tiempos tempranos y tiempos tardíos, Figura (4C- 2):

Figura (4C- 2) Método CJ: Parámetros T y S usa todos los tiempos. Línea recta generalizada.



Nota. 111. Salida de DSPWT.

La Tabla(4C. 1) mostrando resultados, método CJ generalizado de línea recta usando *todos los tiempos*, donde m_a =pendiente de la recta de ajuste, B_a =intersección eje abatimiento, $t0_a$ =intersección eje tiempo, T_a =transmisividad hidráulica, S_a =almacenabilidad:

Tabla(4C. 1) Resultados de la prueba de pozo SEN-3.18-EXE, por el método de Cooper-Jacob (CJ).

m_a	B_a	$t0_a$	T_a	S_a
0.37244628	0.90271857	0.00376916	98.2843393	8.0115E-05

Nota. 112. Salida de DSPWT.

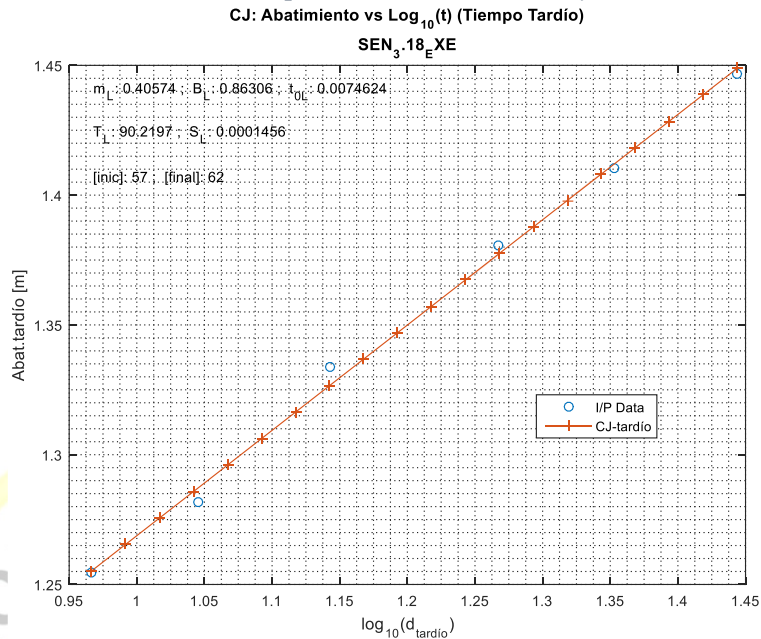
Valores que corresponden a:

$T=98.2843393$, $S=8.0115E-05$,

RESULTADOS DE TIEMPO TARDÍO PROCESADO CON DSPWT:

Para el método CJ ajuste de línea recta generalizada de tiempo *tardío* se usaron los datos (57-62), dejando fuera el último dato (63) por considerarlo anómalo, Figura (4C-3).

Figura (4C- 3) Método CJ usando tiempo tardío: Parámetros T y S. Línea Recta Generalizada.



Nota. 113. Salida de DSPWT.

Tabla (4c 2), muestra resultados del método CJ generalizado de línea recta aplicado a *tiempos tardíos*, donde m_{Lt} =pendiente de la recta de ajuste tiempo tardío, B_{Lt} =intersección eje abatimiento tiempo tardío, $t0_{Lt}$ =intersección eje tiempo tardío, T_a =transmisividad hidráulica para tiempo tardío, S_a =almacenabilidad para tiempo tardío:

Tabla(4C. 2) Método de Cooper-Jacob (CJ), Resultados de la prueba de pozo SEN-3.18-EXE, tiempo tardío.

m_{Lt}	B_{Lt}	$t0_{Lt}$	T_{Lt}	S_{Lt}
0.40573889	0.86305556	0.00746242	90.2196893	0.0001456

Nota. 114. Salida de DSPWT.

Valores que corresponden a transmisividad y almacenabilidad tempranas:

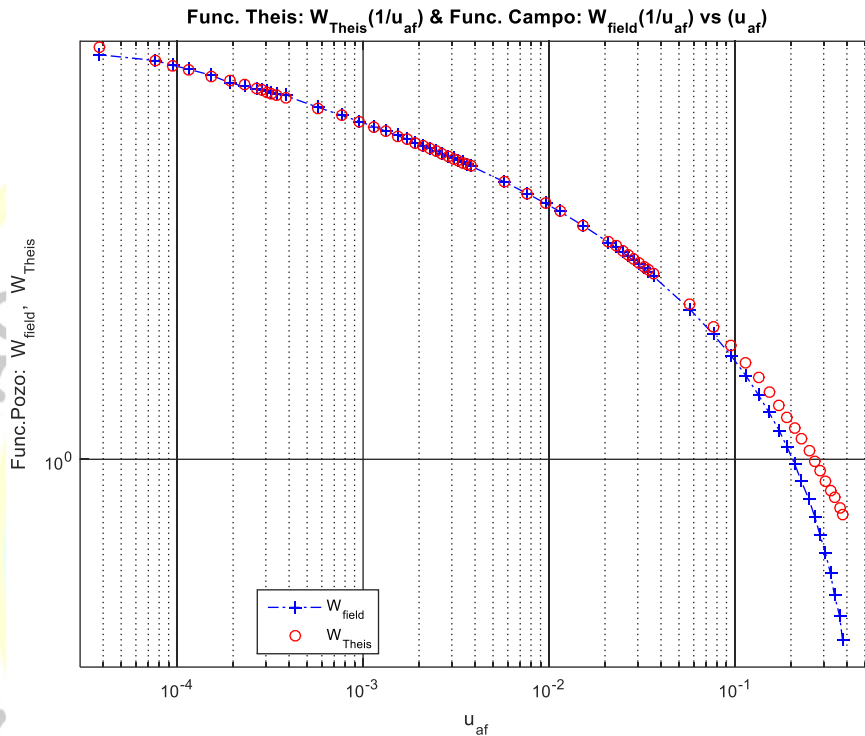
$$T=90.2196893, \quad S =14.56E-05,$$

A continuación calcula la función de pozo para los datos de campo y la función de pozo teórica de Theis, con la finalidad de visualizar su correspondencia en similitud, forma y posición de las dos funciones de pozo en los sectores de tiempo (temprano/tardío) analizados y poder concluir, ya que la función de Theis es un modelo ideal de acuífero confinado, en cuales tiempos de bombeo la prueba de pozo se comporta con las

condiciones iniciales y de frontera de un acuífero confinado (Theis). El programa crea un archivo con los datos de ambas funciones de pozo. **Figura(4C- 4).**

En la Figura(4C- 5) y Figura(4C- 6) podemos notar que a partir del punto (19), el pozo

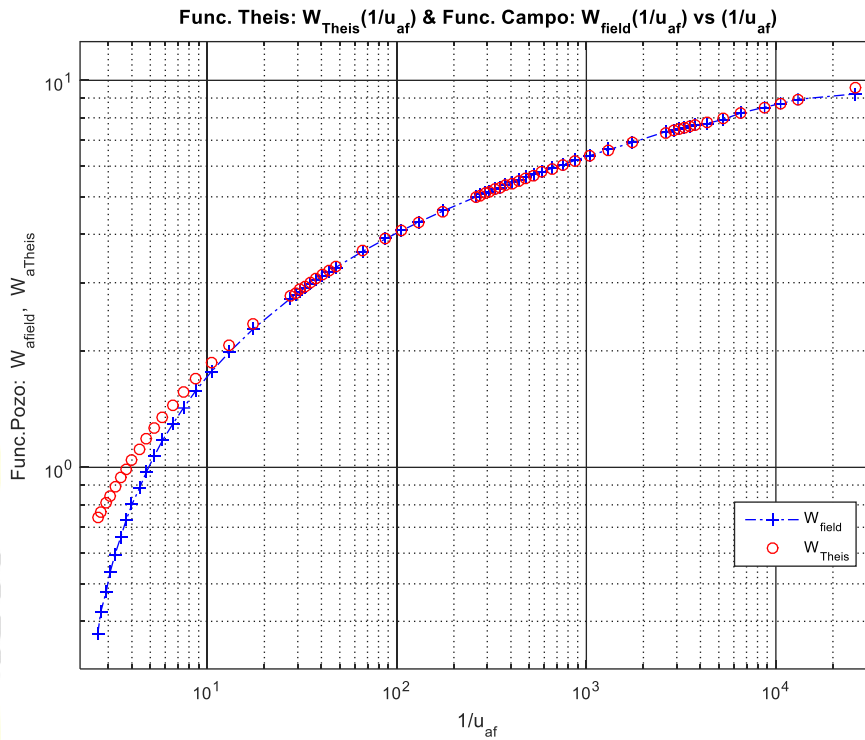
Figura(4C- 4) Función de Theis (W_{Theis}) (círculos-o) y función de pozo de Campo (W_{field}) (cruces-+) vs u_{af}



Nota. 115. Salida de DSPWT.

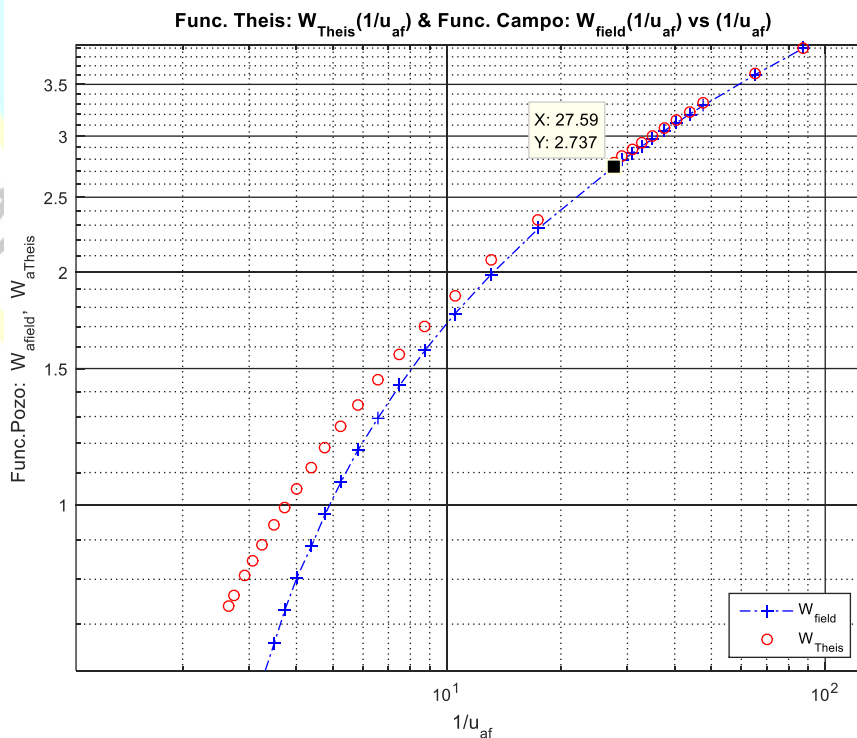
Inicia su comportamiento similar a un acuífero confinado del modelo de Theis. De ser necesario podríamos efectuar un examen CJ de línea recta generalizada entre los datos (19-62) y encontrar los parámetros correspondientes a un acuífero de características confinadas.

Figura(4C- 5) Función de Theis (W_{Theis}) (círculos-o) y función de pozo de Campo (W_{field}) (cruces-+) vs ($1/u_{af}$). A partir del punto(19) podemos observar una muy buena similitud de la función de pozo de campo (azul) con la función de pozo de Theis (rojo).



Nota. 116. Salida de DSPWT.

Figura(4C- 6). Vista ampliada de la Figura(4C- 5) para notar correlación entre los puntos de la prueba de campo y calculados.



Nota. 117. Salida de DSPWT.

Los parámetros característicos del acuífero para esta última zona tardía, (puntos 19-62), son mostrados a continuación en la Tabla(4C. 3) y Figura (4C- 7)

Tabla(4C. 3) Parámetros característicos del acuífero, pozo SEN-3.18-EXE, tiempo tardío.

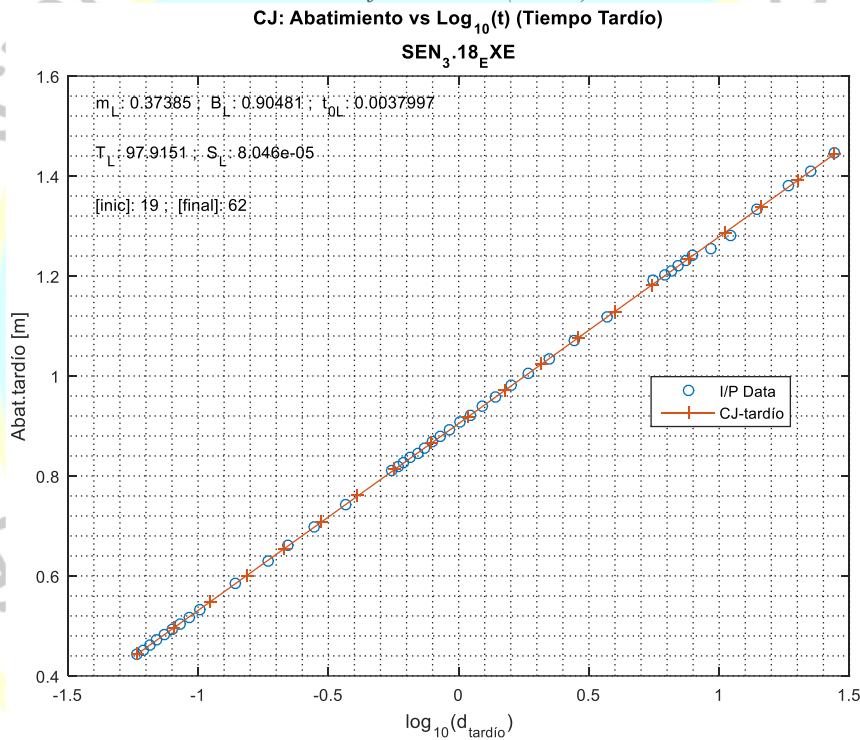
m_{Lt}	B_{Lt}	$t0_{Lt}$	T_{Lt}	S_{Lt}
0.37385085	0.90481356	0.00379968	97.9150827	8.046E-05

Nota. 118. Salida de DSPWT.

Que corresponden a valores tardíos de transmisividad y almacenabilidad:

$$T=97.9150827, \quad S=8.046E-05,$$

Figura (4C- 7) CJ-línea recta generalizada, mostrando parámetros característicos del acuífero, datos (19-62)



Nota. 119. Salida de DSPWT.

Procedemos a hacer lo mismo para tiempos tempranos (1-18), los parámetros característicos del acuífero, se muestran en la tabla (4c 3) y Figura (4C- 8).

Tabla(4C. 4) Parámetros característicos del acuífero, pozo SEN-3.18-EXE, tiempo temprano.

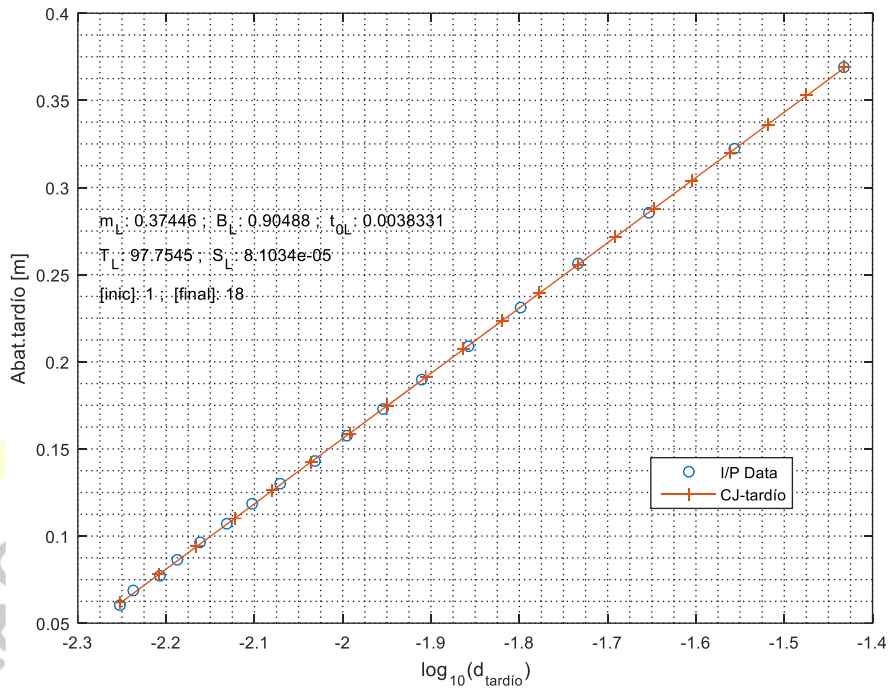
m_E	B_E	$t0_E$	T_E	S_E
0.37446494	0.90487665	0.00383308	97.7545117	8.1034E-05

Nota. 120. Salida de DSPWT.

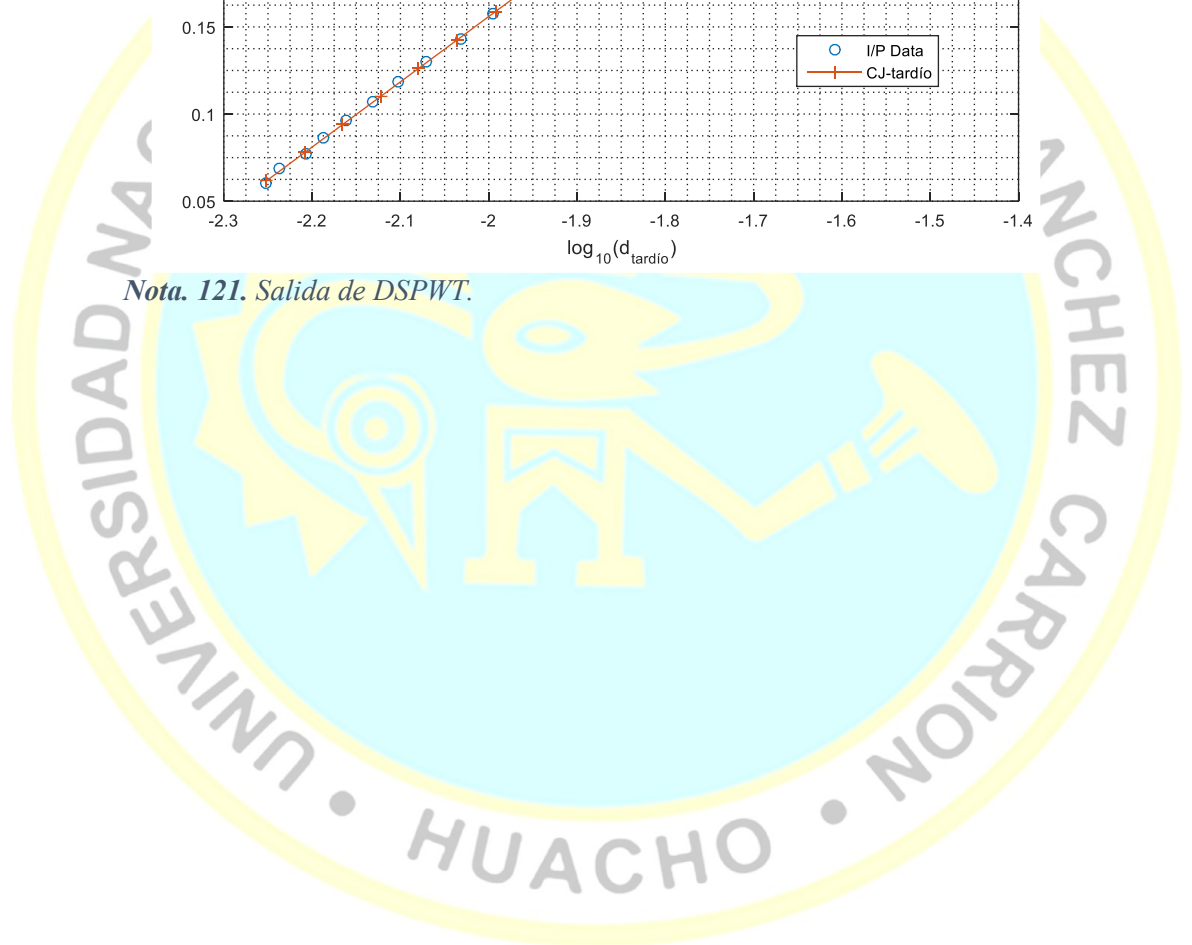
Figura (4C- 8) Ajuste CJ-Línea Recta Generalizada, mostrando parámetros característicos del acuífero, datos (1-18).

CJ: Abatimiento vs $\text{Log}_{10}(t)$ (Tiempo Temprano)

SEN 3.18 EXE



Nota. 121. Salida de DSPWT.



ANEXO 4D: Pozo KRU_4.05_MW2

SEMICONFINADO - ESTACIONARIO

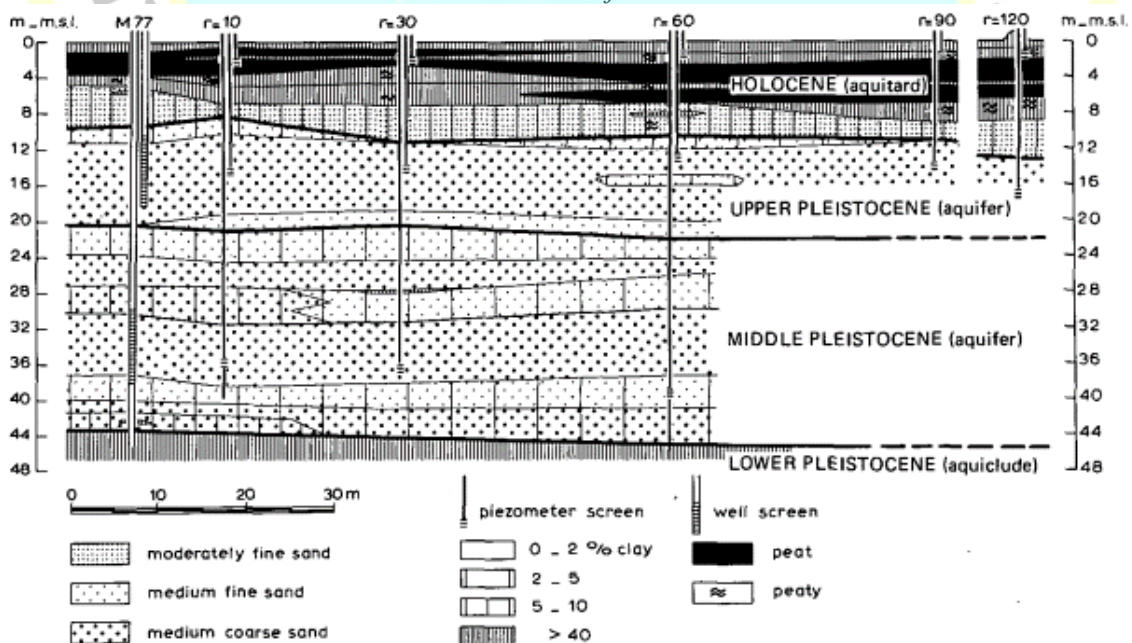
PRUEBA DEL MODELO DE De Glee

1.-DATOS DE ENTRADA.-

Pruebas del pozo KRU_4.05_MW2, Dalem-The Netherlands, piezómetro-5 (De Ridder 1961) citado por (Kruseman & de Ridder, 1994), pág. 84. Archivo de salida DALEM_LEG (creado por DSPWT).

Lito estratigrafía: Se observa en Figura(4D- 1) la prueba del pozo (M77) y la ubicación de los piezómetros a distancias $r=10, 30, 60, 90$ y 120m . La capa superior oscura, correspondiente al Holoceno se comporta en este caso como el acuitardo. Existen dos acuíferos en el Pleistoceno medio y Pleistoceno superior separados por una capa menos permeable. El Pleistoceno inferior (45m) actúa como acuicluda en la base del acuífero.

Figura(4D- 1) Sección transversal lito estratigráfica del sitio de prueba de bombeo 'Dalem', Países Bajos.



Nota. 122. (De Ridder, 1961) citado por (Kruseman & de Ridder, 1994), pág. 75.

Finos del acuífero (arenas+arcillas): No disponible

Profundidad de la criba/filtro: piezómetros a 14m y a 36m

Distancias radiales a los piezómetros: 10, 30, 60, 90, 120m.

Profundidad de los piezómetros: 14m y 36m

Piezómetros superficiales: No disponible

Profundidad piezómetros superficiales: No disponible

Espesor del acuífero (D): No disponible

Caudal de bombeo: 761 m³/d, 24 hrs.

Tabla(4D. 1): Prueba de Pozo Dalem-The Netherlands en estado Estacionario.

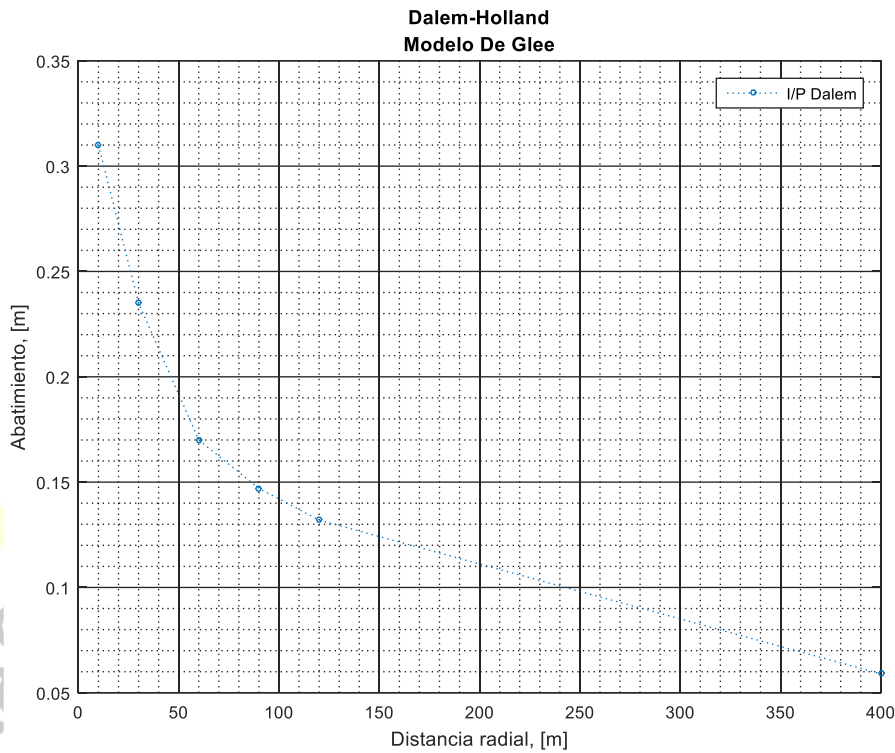
Tabla(4D. 1) Distancia abatimiento de los piezómetros de la prueba pozo Dalem.

r [L] (m)	s5 [m]
10	0.31
30	0.235
60	0.17
90	0.147
120	0.132
400	0.059

Nota. 123. (De Ridder, 1961) citado por (Kruseman & de Ridder, 1994), pág. 84.

En la Figura (4D- 2) se muestra el gráfico a escala normal de los datos en estado estacionario Distancia vs Abatimiento.

Figura (4D- 2) Grafico Abatimiento vs distancia, prueba de pozo 'Dalem', piezómetro 5 (DD).
 Pozo KRU-4.05-MW2.



Nota. 124. Salida de DSPWT.

2.- RESULTADOS

Procesados por Kruseman:

(Método-1, Matching)

(Método-2, prom. 14m y 36m):

$T = 2126.0 \text{ (m}^2/\text{d)}$,

$T = 2020.0 \text{ (m}^2/\text{d)}$,

$c = 478 \text{ d.}$

$c = 478 \text{ d}$

Procesamiento efectuado por:

Holzbecher

DSPWT: Derivativo

DSPWT: Optimización

$T = 1622.21 \text{ (m}^2/\text{d)}$

$T = 1622.0 \text{ (m}^2/\text{d)}$

$T = 1935.4 \text{ (m}^2/\text{d)}$

$c = 202.7 \text{ (d)}$

$c = 202.0 \text{ (d)}$.

$c = 368.77 \text{ (d)}$

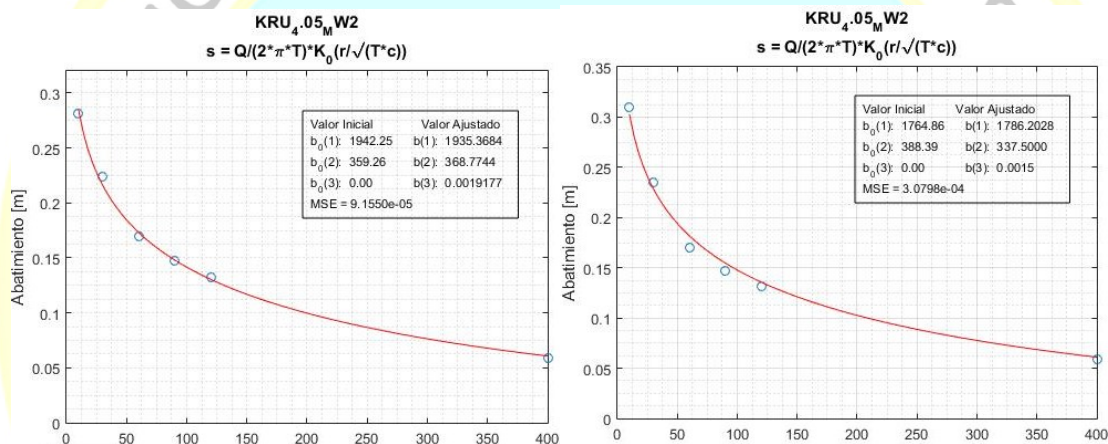
$S = 0.0019177 \text{ (-)}$

MSE=9.155e-05

Procesamiento efectuado con DSPWT:

Se efectuó el procesamiento para las pruebas del pozo Dalem-The Netherlands, en estado estacionario, en los casos promediando profundidad de la criba/filtro y sin promediar. Los resultados obtenidos sin promediar la profundidad de la criba tienen un ajuste menor, MSE=3.0798e-04 vs el valor de MSE=9.155e-05 obtenido promediando las profundidades de los filtros. Figura (4D- 3).

Figura (4D- 3) Ajuste final: promediando profundidad de la criba (izquierda) y sin promediar (derecha). Usando el método de optimización se obtiene adicionalmente el valor del parámetro S .



Nota. 125. Salida de DSPWT.

SEMICONFINADO - TRANSITORIO

PRUEBA DEL MODELO DE HANTUSH

La solución matemática de Hantush y Jacob (1955) ayuda en la determinación de las propiedades hidráulicas de los acuíferos leaky (semiconfinados con sello permeable): T-transmisividad y S-almacenamiento del acuífero bombeado; K' -conductividad hidráulica vertical del acuitardo).

La solución asume que no hay almacenamiento en el acuitardo con fugas y puede justificar la penetración parcial de los pozos. Hantush posteriormente desarrolló a partir de este modelo una solución más complicada, que usa un piezómetro, y toma en cuenta la penetración parcial del pozo en el acuífero.

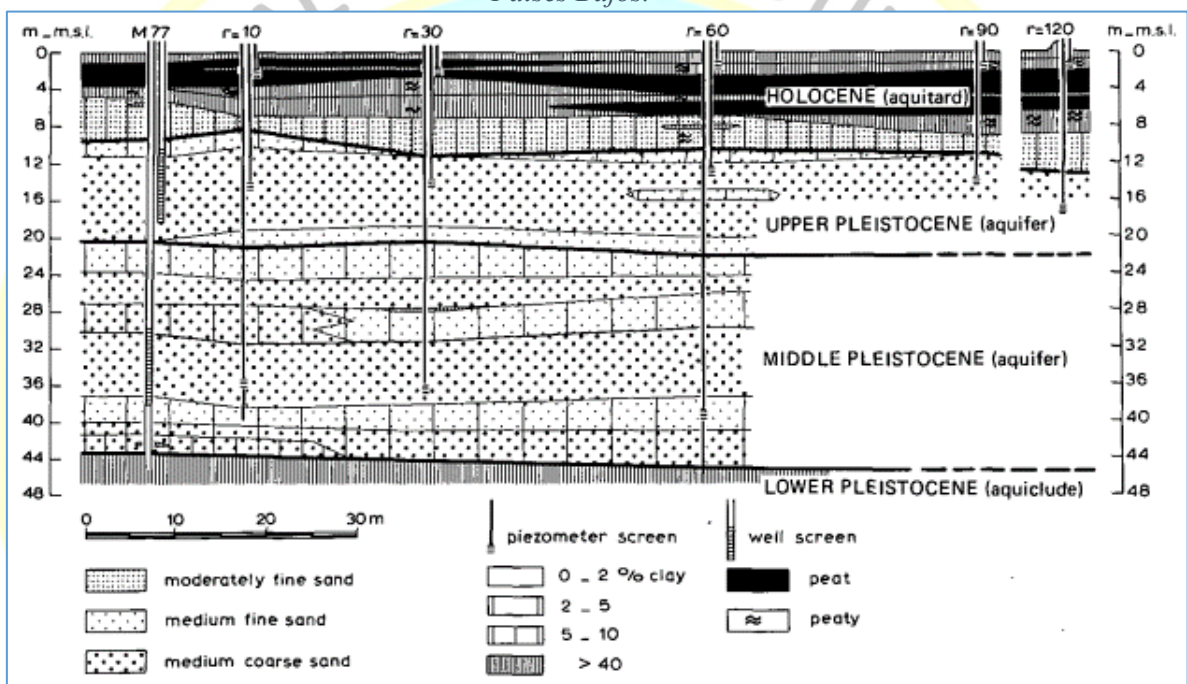
El análisis implica hacer coincidir la función del pozo Hantush-Jacob $w(u, r/\beta)$ para acuíferos confinados con fugas con los datos de extracción recolectados durante una prueba de bombeo (prueba de acuíferos). En nuestro caso, esta coincidencia de curvas que usualmente se lleva a cabo de forma manual y bastante empírica dependiendo de la experiencia del especialista, la llevamos a cabo usando un algoritmo de optimización facilitando un proceso de coincidencia computarizado.

1.-DATOS DE ENTRADA.-

Pruebas del pozo KRU_4.05_MW2, Dalem-The Netherlands, se procesaron los datos de la prueba de pozo del piezómetro-3, distancia radial 90m, (Kruseman & de Ridder, 1994), pág.75. Archivo de salida (DSPWT): KRU_4.05_MW2-LTH, (L:Leaky, T:Transitorio, H:Hantush).

Lito estratigrafía: Figura(4E- 1) mostrando la prueba del pozo (M77) y la ubicación de los piezómetros a distancias $r=10, 30, 60, 90$ y 120m . La capa superior oscura corresponde al Holoceno y en este caso, por sus características físicas, se comporta como acuitardo. Existen dos acuíferos en el Pleistoceno medio y Pleistoceno superior separados por una capa menos permeable. El Pleistoceno inferior (45m) actúa como acuicluda en la base del acuífero.

Figura(4E- 1) Sección transversal lito estratigráfica del sitio de prueba de bombeo 'Dalem', Países Bajos.



Nota. 126. (De Ridder, 1961) citado por (Kruseman & de Ridder, 1994), pág. 75.

Finos del acuífero: No disponible

Profundidad de la criba/filtro: 11-19m

Distancias radiales a los piezómetros: 90m

Profundidad de los piezómetros: 20m.

Piezómetros superficiales: 1.

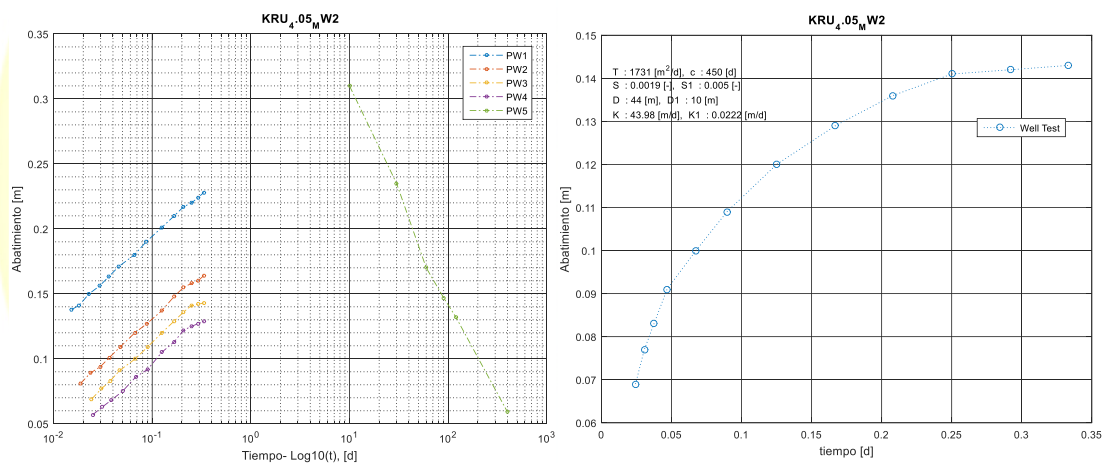
Profundidad piezómetros superficiales: 3m.

Espesor del acuífero (D): 8m

Caudal de bombeo: 761 m³/d

Figura (4E- 2): Abatimiento (m) vs tiempo(d) (DT), prueba multi-pozo con 4 piezómetros a distancias 30,60, 90, 120m y datos Abatimiento vs distancia (DD) estacionarios en el piezómetro-5 (izquierda) y Abatimiento (m) vs tiempo(d) (DT), piezómetro-90m (derecha). Archivo de origen del sistema DSPWT: *welltests_Sen_ie.xlsx*, tabla: *KRU_4.05_MW2*. Datos tomados de (De Ridder,1961) citados por (Kruseman & de Ridder, 1994), pág. 84, Tabla 4.2.

Figura (4E- 2) Grafico escalas semilog-x, datos de la prueba de pozo 'Dalem' (izquierda), y datos prueba de pozo 'Dalem' del piezómetro-90m (derecha), con valores iniciales tentativos de los parámetros T, c, S.



Nota. 127. Salida de DSPWT.

2.- RESULTADOS Caso I:

Cuando tenemos disponibilidad de valores aproximados de los parámetros transmisividad (T), resistividad (c) y almacenabilidad (S), Figura (4E- 3):

Procesados por Kruseman:

$$KD = T = 1515.0 \text{ (m}^2\text{/d)}$$

$$S = 1.5 \times 10^{-3} \text{ (-)}$$

Procesados con DSPWT:

$$T = 1670.52 \text{ (m}^2\text{/d)}$$

$$S = 0.0017698 \text{ (-)}$$

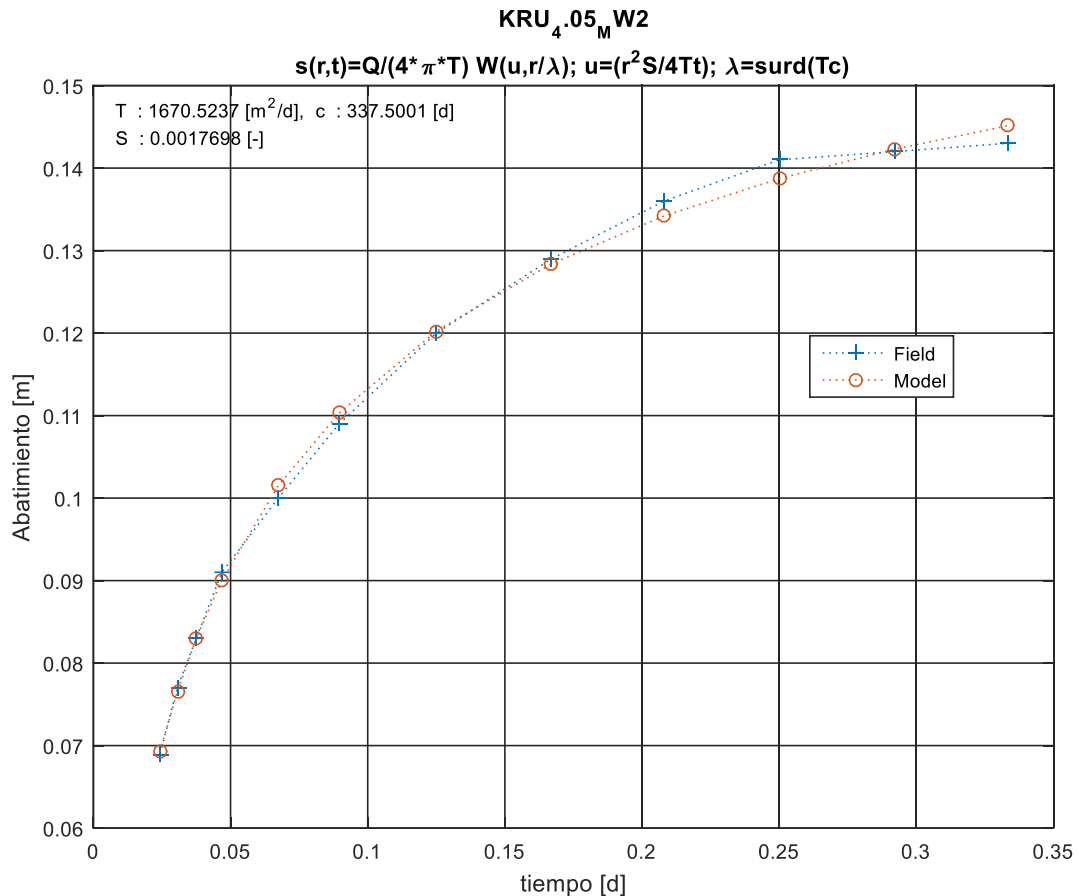
$$K'S'/D' = 1.1 \times 10^{-5} \text{ (1/d)}$$

$$c = D'/K' = 450 \text{ (d)}$$

$$c = 337.50 \text{ (d)}$$

$$S' = 5 \times 10^{-3} \text{ (-)}$$

Figura (4E- 3) Caso I: Valor final de los parámetros T , c , S , y modelo ajustado de Hantush (círculos-o) para datos de la prueba de pozo 'Dalem', piezómetro-90m (cruces-+).



Nota. 128. Salida de DSPWT.

2.- RESULTADOS Caso II:

Cuando tenemos disponibilidad de valores aproximados de los parámetros de transmisividad (T), almacenabilidad (S), espesor del acuitardo (D') y conductividad del acuitardo (K'), Figura (4E- 4):

Procesados por Kruseman:

Procesados con DSPWT:

$$KD = T = 1515.0 \text{ (m}^2/\text{d)}$$

$$T = 1644.21 \text{ (m}^2/\text{d)}$$

$$S = 1.5 \times 10^{-3}$$

$$S = 0.0018075 \text{ (-)}$$

$$K'/S'/D' = 1.1 \times 10^{-5} \text{ (1/d)}$$

$$D' = 7.5078 \text{ (m)}$$

$$c = D'/K' = 450 \text{ (d)}$$

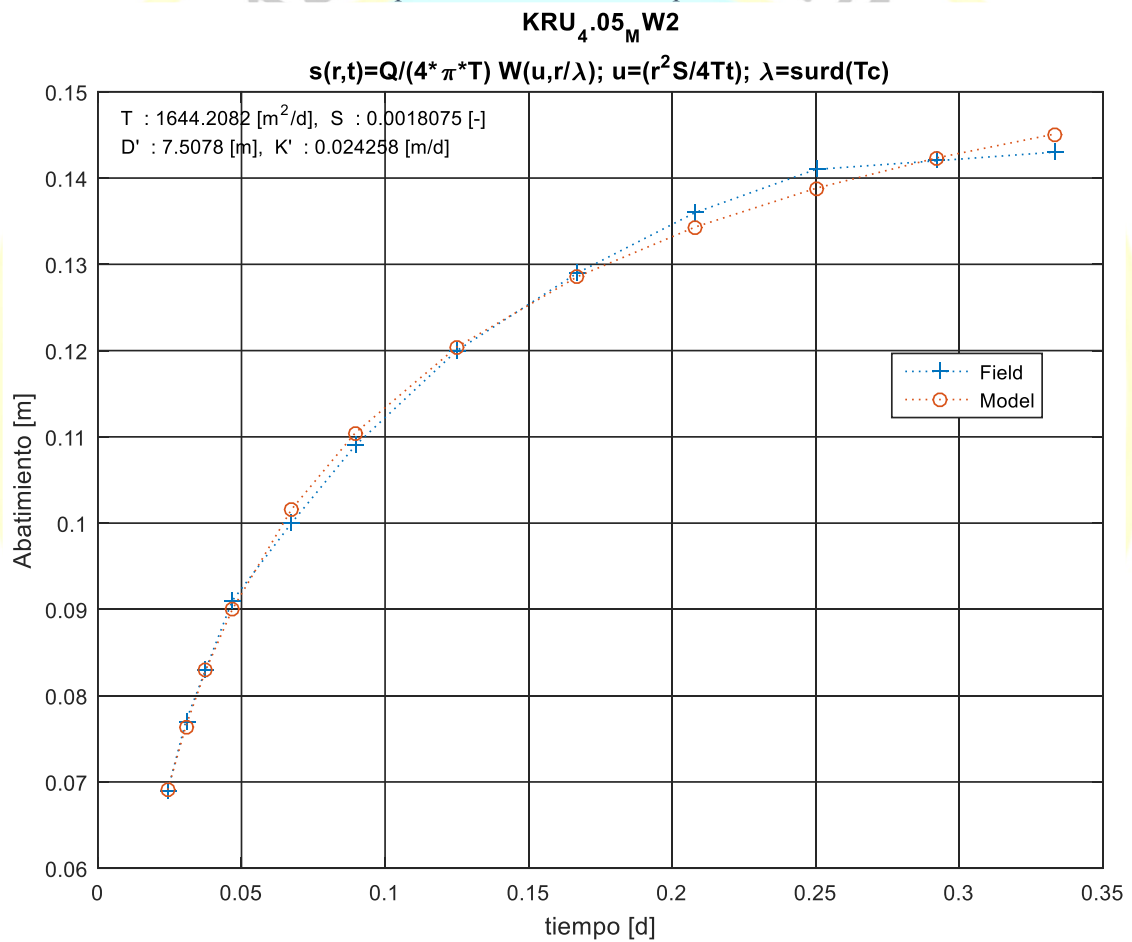
$$K' = 0.024258 \text{ (m/d)}$$

$$S' = 5 \times 10^{-3} \text{ (-)}$$

$$c = D'/K' = 309.50 \text{ (d)}^{(*)}$$

(*) Calculado: $(7.5078/0.024258) = 309.4979e+000$

Figura (4E- 4) Caso II: Valor final de parámetros T, S, D', K' y modelo ajustado de Hantush para I/P data 'Dalem', piezómetro-90m.



Nota. 129. Salida de DSPWT.

SEMICONFINADO - TRANSITORIO

PRUEBA MODELO COOPER JACOB DE LINEA RECTA GENERALIZADA

El modelo de Theis desarrollado a partir de la similitud de la transmisión de calor y el flujo de fluidos en un acuífero confinado, nos conduce a la función de pozo de la forma de una integral exponencial

$$W(u) = \int_{-\infty}^u \frac{e^{-y}}{y} dy$$

Donde u es el factor de tiempo adimensional

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt}$$

$$s_t = \frac{Q}{4\pi T} W(u)$$

$$W(u) = \frac{4\pi T}{Q} s_t$$

Cooper y Jacob (CJ) notaron que para valores pequeños del tiempo adimensional ($u < 0.01$), la función de pozo del modelo de Theis puede ser aproximada por la siguiente expresión

$$W(u) = -0.5772 + 2.3 \log(u)$$

La misma que al ser graficada en escala semilogarítmica (semilog-x) tiene la forma de una línea recta con datos de pozo tiempo-abatimiento (TD) o distancia-abatimiento (DD).

Sustituyendo las expresiones de u y $W(u)$ en la aproximación de CJ obtenemos explícitamente una expresión semilogarítmica

$$s(r, t) = \frac{2.3Q}{4\pi T} \log\left(\frac{2.25Tt}{r^2 S}\right)$$

A partir de la que podemos encontrar la expresión analítica de la pendiente e intercepto para el método tardío de CJ, lo que nos lleva a una buena estimación de los parámetros del acuífero

$$T = \frac{2.3Q}{4\pi m_f}, \quad m_f = \Delta s_t$$

$$S = \frac{2.25Tt_0}{r^2},$$

Donde los valores de Q y r están disponibles directamente de las mediciones de campo en la prueba de pozo y Δs_t y t_0 deben ser calculados a partir del ajuste lineal a partir del gráfico semilogarítmico Abatimiento vs tiempo-tardío.

El método de la línea recta de CJ es una buena aproximación al modelo de Theis (cuya dificultad radica en la complejidad para resolver la función integral exponencial), siempre que la pendiente pueda obtenerse a partir de los puntos de la prueba de pozo con valores del factor de tiempo adimensional (u) < 0.03

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt} < 0.03$$

Para los que el error de aproximación es menor al 1%.

Podemos entonces aplicar la solución de Cooper y Jacob (1946) como aproximación de tiempo tardío, aprovechando su versatilidad ya que el método de CJ solo implica hacer coincidir, mediante un ajuste lineal, una línea recta con los datos de la prueba de pozo en función del *logaritmo del tiempo* desde que comenzó el bombeo.

1.-DATOS DE ENTRADA.-

Pruebas del pozo Arabian Shield Aquifer Wadi Qudaid Area, Saudi Arabia (Sen, 2015), pág. 170, Archivo de origen del sistema DSPWT: *welltests_Sen_ie.xlsx*, tabla: *KRU_4.05_MW2*.

Lito estratigrafía: No disponible

Finos del acuífero (arenas+arcillas):

Profundidad de la criba/filtro: piezómetros a 21m. desde superficie

Distancias radiales a los piezómetros: 102m.

Profundidad de los piezómetros: No disponible

Distancias radiales a los Piezómetros superficiales: 102m. Solo disponemos de información del piezómetro a 102m (profundo).

Profundidad piezómetros superficiales: No disponible

Espesor del acuífero (D): No disponible

Caudal de bombeo: 2000 m³/d, durante 55.5d.

2.- RESULTADOS

Se obtuvo los siguientes resultados en el procesamiento de la información de la prueba de pozo Wadi Qudaid, usando el método CJ generalizado de línea recta.

PROCESADOS POR ZEKAI SEN:

Tiempo completo (large time) 55.55 (d)

$$t_0 = 3.9 \times 10^{-3} \text{ (d)}$$

$$(\Delta s)_{CJ} = 0.35 \text{ (m/d)}$$

$$T_{CJ} = (2.3 * Q / 4 \pi \Delta s_t) = 104.64 \text{ (m}^2\text{/d)}$$

$$S_{CJ} = (2.25 \cdot t_0 \cdot T / r^2) = 9.18 \times 10^{-4}$$

$$u_f = r^2 S / 4 T t_f \text{ (datos en tabla)}$$

$$W_f = (4\pi T / Q) s_f \text{ (datos en tabla)}$$

$$(\Delta w)_f = m_{wf} = 0.24 \text{ (m/d)},$$

$$\eta = \text{eta} = 8, \quad r/L = 1, \quad \Delta W_L = (2.3/\eta) = 2.3/8 = 0.2875$$

$$T_L = (2.3Q / 4\pi\eta\Delta s_f) = 191.0 \text{ m}^2/\text{d}$$

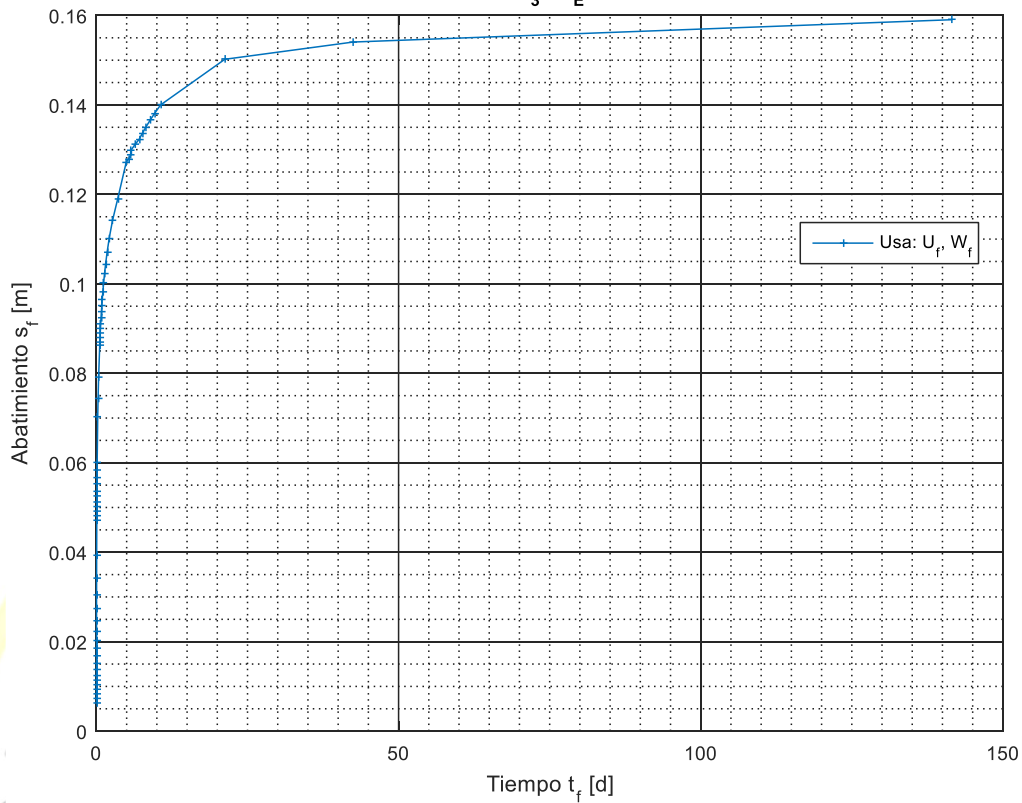
$$S_L = (2.25 T t_0 / r^2) \exp\{(\eta - 1) \cdot K_0(r/L \sqrt{(\eta/\eta - 1)})\} = 1.50 \times 10^{-4}$$

Resultados de tiempo ‘temprano’ procesado con DSPWT:

En caso de NO disponer de los datos de campo originales podemos usar los datos de la función de pozo $W(u)$ y tiempo adimensional (u) para regenerar los datos de campo de la prueba de pozo. Para esto debemos disponer de los valores de Q , r y de los parámetros característicos del acuífero (T , S), calculados suponiendo un acuífero confinado, y calcular a partir de éstos, los valores de abatimiento vs tiempo correspondientes.

Con fines de control de calidad graficamos los datos de campo Abatimiento vs tiempo, Figura(4F- 1) corrigiendo algunos errores humanos obvios cometidos en el campo y de ser necesario calcular la derivada de los datos de entrada (*deriv_tesis.m*). Depende de nuestra experiencia y de la respuesta del acuífero a la prueba de pozo para obtener el tipo de acuífero y algunos problemas de campo, a partir de esta información.

Figura(4F- 1) Datos de la prueba de pozo Arabian Shield Aquifer Wadi Qudaid
SEN₃.18_EXE



Nota. 130. Salida de DSPWT.

Ajustamos linealmente la gráfica Abatimiento vs $\log_{10}(t)$ de los datos de la prueba de pozo, método de Cooper-Jacob, Figura (4F- 2). Resultado de este ajuste el sistema DSPWT construye la Tabla(4F. 1) con los parámetros correspondientes, donde m_{cj} es la pendiente de la recta de ajuste, B_{cj} es la intersección de la recta de ajuste con el eje 'Y', $t0_{cj}$ es la intersección de la recta con el eje 'X'. Haciendo uso de las expresiones

$$T_{cj} = \frac{2.3Q}{4\pi m_{cj}}, S_{cj} = 2.25T_{cj} t0_{cj}/r^2$$

, y de los valores de campo Q y r, obtenemos los

valores de transmisividad T_{cj} y almacenabilidad S_{cj} del acuífero. Con estos valores

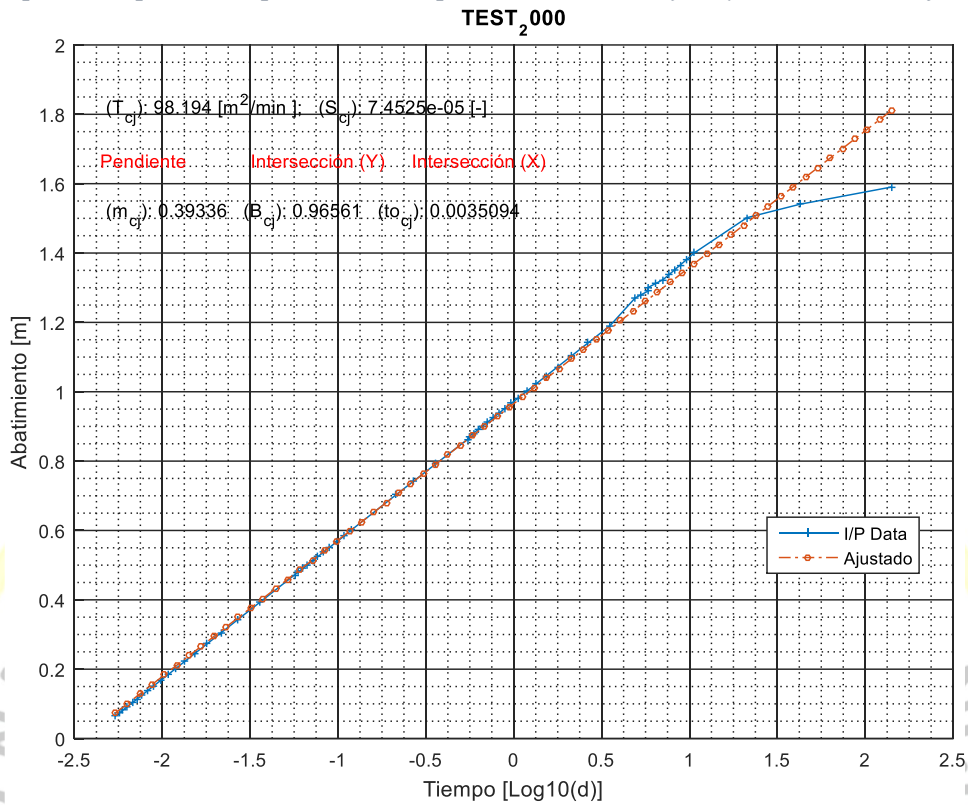
DSPWT elabora la siguiente tabla:

Tabla(4F. 1) Parámetros característicos del acuífero

m_{cj}	B_{cj}	$t0_{cj}$	T_{cj}	S_{cj}
3.9336E-01	9.6561E-01	3.5094E-03	9.8194E+01	7.45249E-05

Nota. 131. Salida de DSPWT.

Figura (4F- 2) Método CJ-LRG. Grafico del ajuste lineal Abatimiento vs log10(t) de todos los tiempos de la prueba de pozo. Muestra parámetros del acuífero y constantes de ajuste.



Nota. 132. Salida de DSPWT.

Donde los parámetros de ajuste lineal están representados por:

m_cj=pendiente,

B_cj=intersección abatimiento,

t0_cj=intersección tiempo,

y los parámetros característicos del acuífero

T_cj=9.8194E+01=transmisividad

S_cj = 7.45249E-05=almacenabilidad.

Estas constantes facilitan la construcción del *factor de tiempo adimensional* u_f y de la *función de pozo* W_f para los datos de campo, cuyas expresiones vienen dadas por las

siguientes igualdades: $u_f = \frac{r^2 S_{cj}}{4Tt_f}$, $W_f = \left(\frac{4\pi T_{cj}}{Q} \right) s_f$.

Habiendo ya obtenido los valores del factor de tiempo adimensional, u_f , desarrollamos la función de pozo del modelo de Theis, W_t , en forma de serie:

$$W_t = -0.5772 - \ln(u_f) + u_f - \frac{u_f^2}{2.2!} + \frac{u_f^3}{3.3!} - \frac{u_f^4}{4.4!} + \dots,$$

Con toda esta información DSPWT elabora la Tabla(4F. 2):

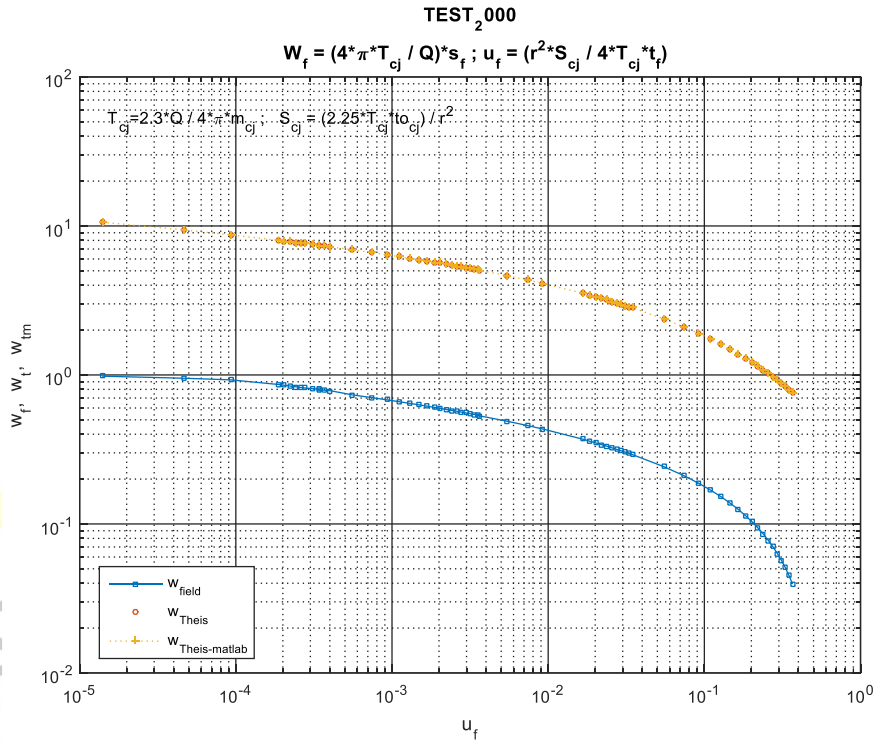
Tabla(4F. 2) Valores de campo de abatimiento y tiempo de la prueba de pozo, y sus correspondientes valores del tiempo adimensional (u_f), ($1/u_f$) y las funciones de pozo de campo (W_f) y del modelo de Theis (W_t).

Time [t_f], (day)	Drawdown [s_f], (m)	u_f	$1/u_f$	W_f	W_t
0.005382	0.0064	0.390900	2.558197938	0.0395	0.7179
0.005666	0.0073	0.371296	2.693270789	0.0450	0.7530
0.005980	0.0082	0.351790	2.842602155	0.0508	0.7906
0.006331	0.0092	0.332285	3.009465273	0.0569	0.8312
0.006728	0.0103	0.312681	3.198152456	0.0633	0.8752
0.007176	0.0114	0.293175	3.410930583	0.0702	0.9228
...
0.107851	0.0583	0.019505	51.26784496	0.3599	3.3793
0.119363	0.0602	0.017624	56.74025538	0.3712	3.4788
0.214613	0.0704	0.009802	102.0178329	0.4341	4.0577
0.268946	0.0742	0.007822	127.8451324	0.4579	4.2814
0.360113	0.0792	0.005842	171.1824654	0.4887	4.5714
0.544787	0.0862	0.003861	258.9683451	0.5321	4.9834

Nota. 133. Salida de DSPWT.

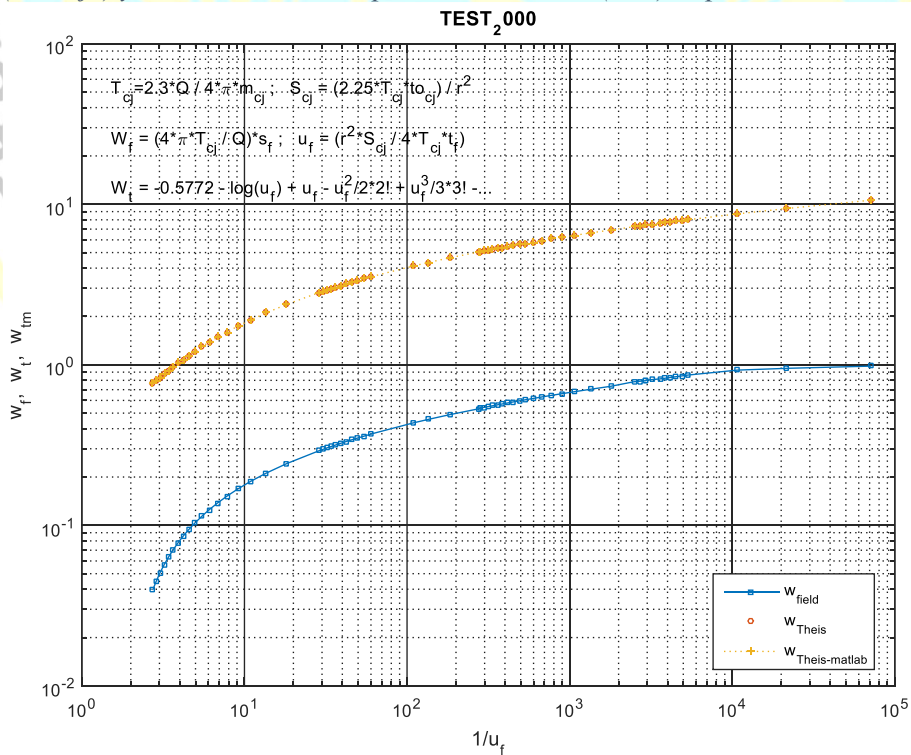
Seguidamente, para facilitar nuestro análisis graficamos en escala loglog las funciones de pozo de campo (W_f) y de Theis (W_t) vs tiempo-adimensional (u_f), Figura(4F- 3). A continuación hacemos lo mismo en escala loglog para las funciones de pozo de campo (W_f) y de Theis (W_t) vs inverso-de-tiempo-adimensional ($1/u_f$), Figura (4F- 4).

Figura(4F- 3) Gráfico de la función de pozo (W) vs (u_f), de la Curva tipo de Theis (naranja) y de los datos de campo adimensionales (azul) o 'puntos de Jacob'.



Nota. 134. Salida de DSPWT.

Figura (4F- 4) Gráfico de la función de pozo (W) vs ($1/u_f$), de la Curva tipo de Theis (naranja) y de los datos de campo adimensionales (azul) o 'puntos de Jacob'.

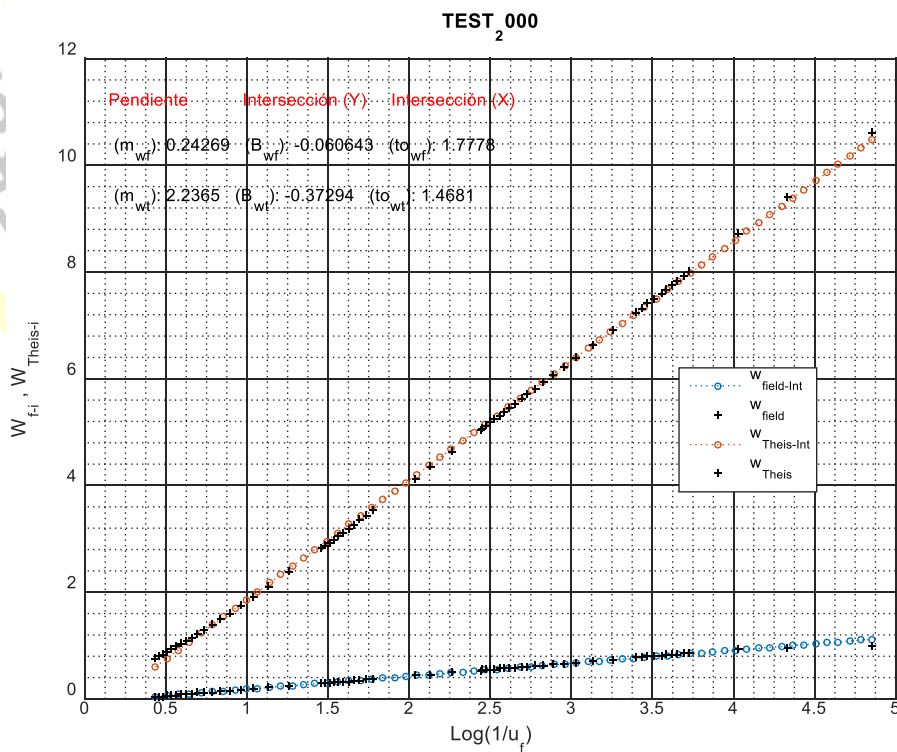


Nota. 135. Salida de DSPWT.

Del análisis de los gráficos observamos que la función de pozo de los datos de campo (W_f) y la curva teórica de la función de pozo del modelo de Theis (W_t) para acuífero confinado (W_t) no coinciden, deduciéndose en consecuencia que el acuífero manifiesta una filtración que está influyendo en la prueba y que el modelo teórico de Theis no ha tomado en consideración. Esta influencia debe ser tomada en cuenta en la obtención de los parámetros del acuífero para caracterizarlo apropiadamente. En este caso particular hemos podido observar claramente la separación entre las curvas representativas de ambas funciones, pero en casos donde la filtración es muy pequeña esta separación será casi imperceptible.

Con el propósito de obtener los valores de las constantes de ajuste leal de las funciones de pozo de campo (W_f) y de la función teórica de Theis (W_t), las ajustamos linealmente en escala semilog-x vs ($1/uf$), Figura(4F- 5).

Figura(4F- 5) Líneas rectas de la función de pozo tipo Theis (naranja +) y de los datos de campo (azul +) con las líneas rectas de ajuste para Theis (naranja-o) y para datos de campo (azul-o).



Nota. 136. Salida de DSPWT.

Los Parámetros de ajuste lineal de la función de pozo para los *datos de campo* (Wf) y los parámetros del acuífero se muestran en la Tabla(4F. 3).

Tabla(4F. 3) Constantes de ajuste lineal de la función de campo (Wf) y Parámetros del acuífero y de la prueba de pozo

m_wf	B_wf	t0_wf	T_wf	S_wf
0.24269152	-0.06064314	1.77777778	1508.31954	0.57989986

Nota. 137. Salida de DSPWT.

Donde:

m_wf = pendiente de la función de campo,

B_wf = intersección abatimiento de la función de campo,

t0_wf = intersección tiempo de la función de campo,

que nos permiten calcular los valores de los parámetros del acuífero de campo:

Transmisividad: **T_wf** = 1508.32, y

Almacenabilidad: **S_wf** = 0.57989986,

Las constantes del ajuste lineal de la función de pozo para la ecuación *ideal de Theis* (Wt) y sus correspondientes parámetros del acuífero se muestran en la Tabla(4F. 4).

Tabla(4F. 4) Parámetros del acuífero y constantes de ajuste lineal de la ecuación ideal de Theis.

m_wt	B_wt	t0_wt	T_wt	S_wt
2.23651996	-0.37293853	1.46807916	163.672302	0.05196451

Nota. 138. Salida de DSPWT.

Donde:

m_wt = pendiente de la función de Theis,

B_wt = intersección abatimiento de la función de Theis,

t0_wt = intersección tiempo de la función de Theis,

que nos permiten calcular los valores de los parámetros del acuífero de Theis:

Transmisividad: $T_{wf}=1508.32$, y

Almacenabilidad: $S_{wf} = 0.57989986$,

Partiendo de la ecuación de Línea Recta Generalizada (LRG) (Sen, 2015), pág.167.

$$W(u, \eta, \frac{r}{L}) = \left(1 - \frac{1}{\eta}\right) K_0 \left(\frac{r}{L} \sqrt{\frac{\eta}{\eta-1}}\right) - \frac{0.5772}{\eta} + \frac{2.3}{\eta} \log\left(\frac{1}{u}\right)$$

Hacemos la sustitución:

$$A_f = \left(1 - \frac{1}{\eta}\right) K_0 \left(\frac{r}{L} \sqrt{\frac{\eta}{\eta-1}}\right) - \frac{0.5772}{\eta}, \quad y \quad m_f = \frac{2.3}{\eta}$$

Y recordando el valor de la pendiente, $m_{wf}(0.24269152)$, de la función de campo (W_f), obtenemos el valor de η :

$$m_f = \frac{2.3}{\eta} \quad \rightarrow \quad \eta = \frac{2.3}{m_f} = \frac{2.3}{m_{wf}} = \frac{2.3}{0.2427}$$

En este punto de nuestro desarrollo, conocemos los valores de u , η y r , necesitamos a continuación obtener el valor de L , para solucionar la ecuación de la LRG, y con este propósito procedemos a continuación.

Agrupando términos, escribimos la ecuación de LRG de la siguiente manera:

$$W(u, \eta, r/L) = A_f + m_f \log(1/u) \rightarrow$$

Notando que puede ser representada en un gráfico como una línea recta de pendiente m_f e intersección A_f en escala semilogarítmica.

De la igualdad para A_f , despejamos la función de Bessel K_0 :

$$K_0\left(\frac{r}{L}\sqrt{\frac{\eta}{\eta-1}}\right) = \frac{\left(A_f - \frac{0.5772}{\eta}\right)}{1 - \left(\frac{1}{\eta}\right)}$$

Hacemos el siguiente cambio de variable:

$$x = \left(\frac{r}{L}\sqrt{\frac{\eta}{\eta-1}}\right) \rightarrow$$

Finalmente resolvemos la ecuación trascendente, reemplazando el valor de 'x' en la nueva expresión de la función de Bessel:

$$K_0(x) = \frac{\left(A_f - \frac{0.5772}{\eta}\right)}{1 - \left(\frac{1}{\eta}\right)}$$

En esta última expresión todas las variables son conocidas, y tenemos el valor de la función de Bessel en el punto 'x'. Podemos decir entonces que despejando el argumento de la función de Bessel, tendremos resuelto el valor de L , y definida completamente nuestra ecuación LRG.

De las propiedades de la ecuación de Bessel, sabemos que cuando:

- a) $x \rightarrow 0$, entonces $K_0(x) \approx \ln(2/x)$, y
- b) $x \rightarrow \infty$, entonces $K_0(x) \approx \sqrt{2/x} e^{-x}$.

Por conveniencia usamos la segunda propiedad, para $x \rightarrow \infty$, en la que despejamos el valor de x :

$$x_{i+1} \approx -1/2 \ln(K_0^2 x_i/4)$$

Esta expresión es adecuada para obtener el valor del argumento de la función de Bessel por aproximaciones sucesivas, a partir del valor conocido de K_0 .

Conocido el valor de ' x_i ' procedemos a evaluar L :

$$L = \left(\frac{r}{x_i} \sqrt{\frac{\eta}{\eta - 1}} \right) \rightarrow$$

Y en consecuencia tenemos definida la ecuación de LRG, $W\left(u, \eta, \frac{r}{L}\right) = A_f + m_f \log\left(\frac{1}{u}\right)$.

Obtenemos el valor de transmisividad, T' , del acuitardo:

$$T' = (2.3Q/4\pi\eta m_f)$$

Valor de la almacenabilidad, S' , del acuitardo, (Sen, 2015):

$$S' = \left(\frac{2.25T t o_f}{r^2} \right) e^{((\eta-1)K_0 \left(\frac{r}{L} \sqrt{\frac{\eta}{\eta-1}} \right))}$$

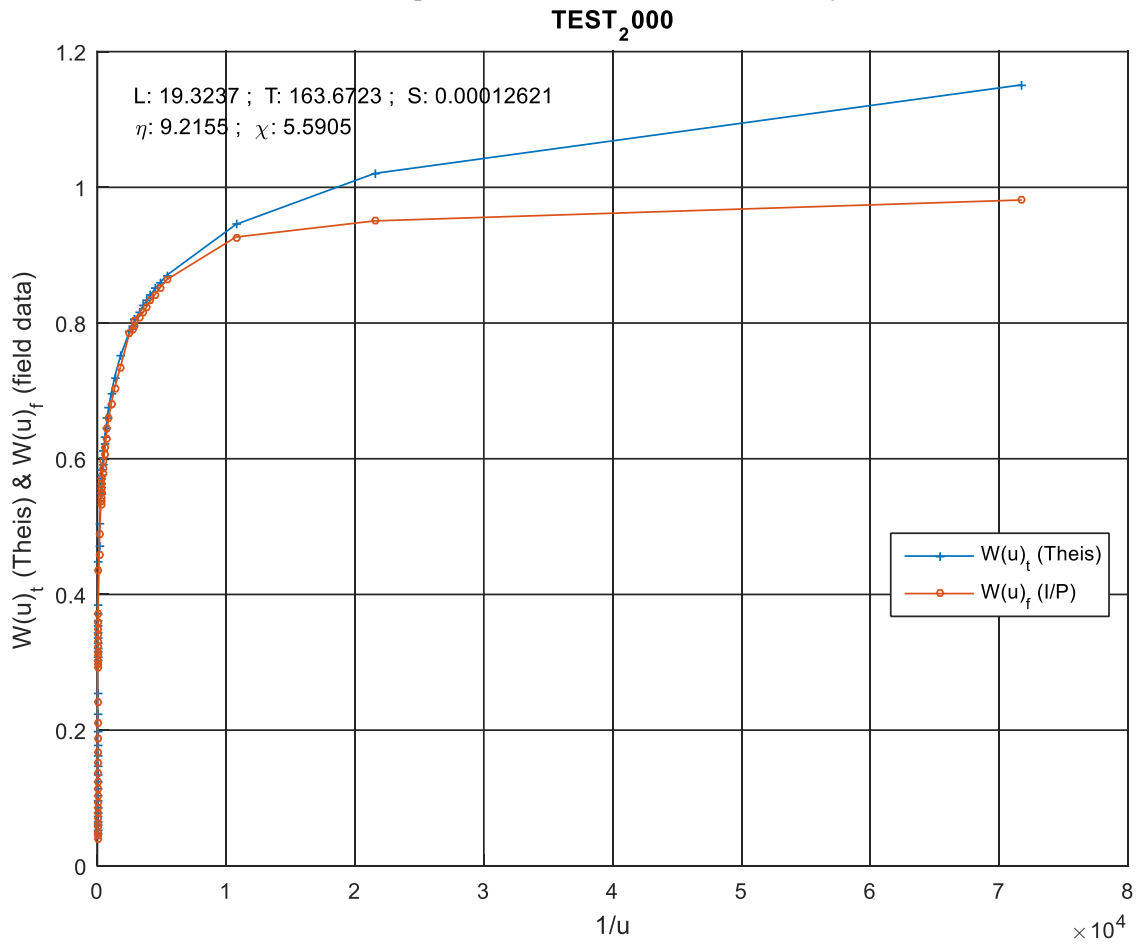
Con este último resultado calculamos y la Razón de Coeficientes de Almacenamiento η (η), el valor de la función de Bessel K_0 en el punto (x_{i+1}), χ (χ), intersección de la función de pozo en la ordenada ' a ', el Factor de Filtración (Leakage) ' L ', la pendiente de la función de pozo ' b ', transmisividad T , Almacenabilidad S , **Tabla(4F. 5)**. La **Figura(4F- 6)** muestra la gráfica de la función de pozo según modelo ideal confinado de Theis $W(u)_t$ y la función de campo $W(u)_f$ vs $(1/u)$, con los parámetros característicos de acuífero semi confinado (leaky).

Tabla(4F. 5)

η	K_0	χ_i	L	X_{n_i}	a	b	T	S
9.2154844	0.00223286	5.5905094	19.3237445	5.5905094	-0.06090568	0.24957994	163.672302	0.00012621

Nota. 139. Salida de DSPWT.

Figura(4F- 6) Función de pozo según modelo confinado ideal de Theis y función de campo, mostrando los parámetros característicos del acuífero.



Nota. 140. Elaboración Propia.



N0-CONFINADO - ESTACIONARIO

PRUEBA DEL MODELO DE THIEM-DUPUIT

Las fórmulas de Thiem-Dupuit para acuíferos no-confinados son idénticas a las fórmulas de Thiem para acuíferos confinados, así que sus métodos pueden ser usados en este caso, (Kruseman & de Ridder, 1994), pág. 108.

La función que representa la cabeza piezométrica h , de un acuífero no confinado en estado estacionario en la vecindad de un pozo de, según el modelo de Thiem, está dado por: (Holzbecher, 2012), pág. 242.

$$h^2(r) = h_0^2 + \frac{Q}{\pi K} \log\left(\frac{r}{R}\right) \quad (4G-1)$$

donde :

$h^2(r)$: Cabeza piezométrica a la distancia r , [m]

h_0 : nivel de agua en pozo [m].

Q : velocidad de bombeo [m^3/s]

K : Conductividad hidráulica del acuífero [m/s]

R : radio de influencia [m]

La ecuación (4G-1) es una modificación de la ecuación de Theis, desarrollada para un modelo de acuífero no confinado. Efectuando y reordenando la ecuación (4G-1) también puede ser escrita como:

$$h^2(r) = h_0^2 + \frac{Q}{\pi K} \log(r) - \frac{Q}{4\pi K} \log(R) = h_0^2 - \frac{Q}{4\pi K} \log(R) + \frac{Q}{\pi K} \log(r) \quad (4G-2)$$

la misma que tiene la forma de una línea recta

$$h^2(r) = A + B \log(r) \quad (4G-3)$$

Donde A es la constante de intersección con las ordenadas y B es la pendiente de la línea

$$A = h_0^2 - \frac{Q}{\pi K} \log(R), \quad y \quad B = \left(\frac{Q}{\pi K} \right), \quad (4G-4)$$

Para desarrollar (4G-4) podemos usar procedimientos de optimización derivativos o no derivativos, o incluso llevar a cabo un ajuste lineal por mínimos cuadrados (el que después de todo es un método de ajuste u optimización derivativo) para encontrar A y B. Para concluir, habiendo encontrado los valores de A (intersección) y B (pendiente) despejamos para, para obtener la conductividad hidráulica K y el radio de influencia R:

$$A - h_0^2 = \left(-\frac{Q}{\pi K} \right) \log(R) \quad \rightarrow \quad (h_0^2 - A) / (Q / \pi K) = \log(R)$$

$$R = \exp((h_0^2 - A) / (Q / \pi K)) \quad (G4-5)$$

y

$$B = \frac{Q}{\pi K}, \quad K = \frac{Q}{\pi B} \quad (4G-6)$$

1.-DATOS DE ENTRADA.-

Pruebas del pozo Oude Korendijk-The Netherlands, Figura (4G- 2), se procesaron los datos del file *SEN_3.17_MW2, piezómetro-4*. Archivo de salida: *SEN_3.17_MW2-NED-Thiem*.

Lito estratigrafía: mostrando la prueba del pozo (M77) y la ubicación de los piezómetros a distancias r=10, 30, 60, 90 y 120m. La capa superior obscura corresponde al Holoceno y en este caso, por sus características físicas, se comporta como acuitardo. Existen dos acuíferos en el Pleistoceno medio y Pleistoceno superior separados por una capa menos permeable. El Pleistoceno inferior (45m) actúa como acuicluda en la base del acuífero.

Finos del acuífero (arenas+arcillas): Entre (1-18m)

Profundidad de la criba/filtro: No disponible

Distancias radiales a los piezómetros: No disponible

Profundidad de los piezómetros: No disponible

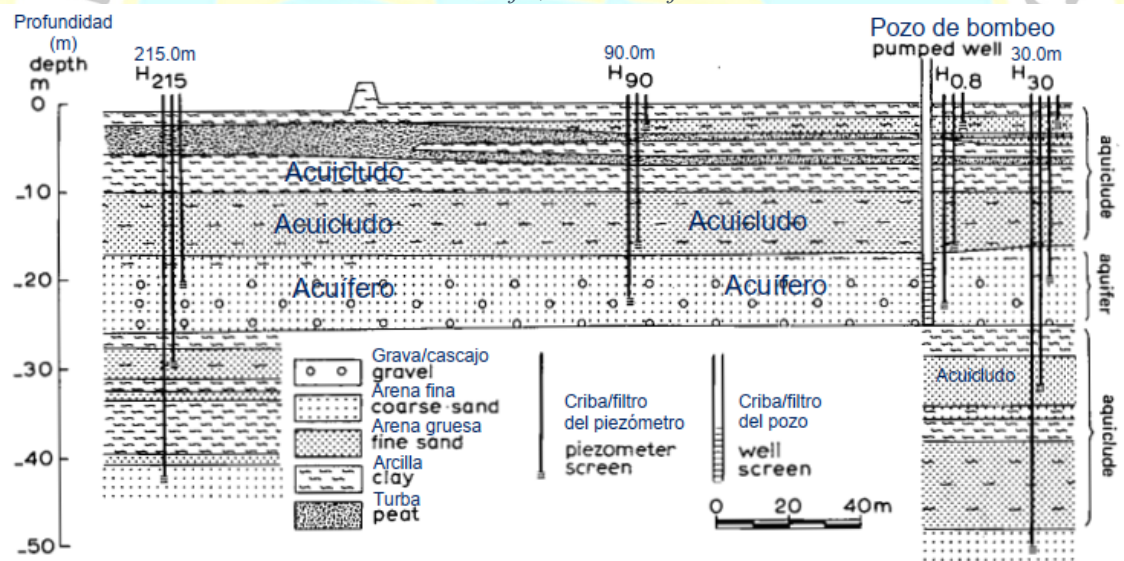
Piezómetros superficiales: No disponible

Profundidad piezómetros superficiales: No disponible

Espesor del acuífero (D): Profundidad promedio 21m, acuífero entre (18-25m)=8m,

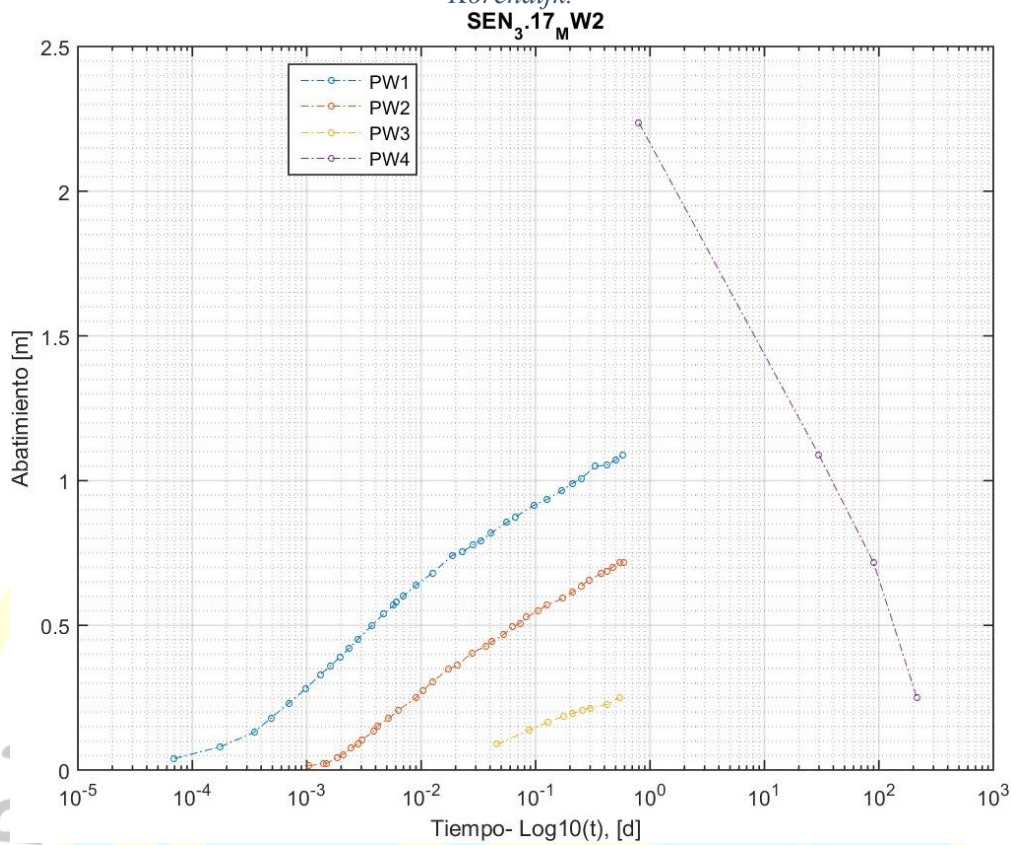
Caudal de bombeo: 788 m³/d

Figura(4G- 1) Sección transversal litológica del sitio de la prueba de bombeo 'Oude Korendijk', Países Bajos.



Nota. 141. (Wit 1963) citado por (Kruseman & de Ridder, 1994),pág. 56.

Figura (4G- 2) Grafico Abatimiento vs tiempo, 3 piezómetros (TD) + 1 piezómetro (DD), Oude Korendijk.



Nota. 142. Salida de DSPWT.

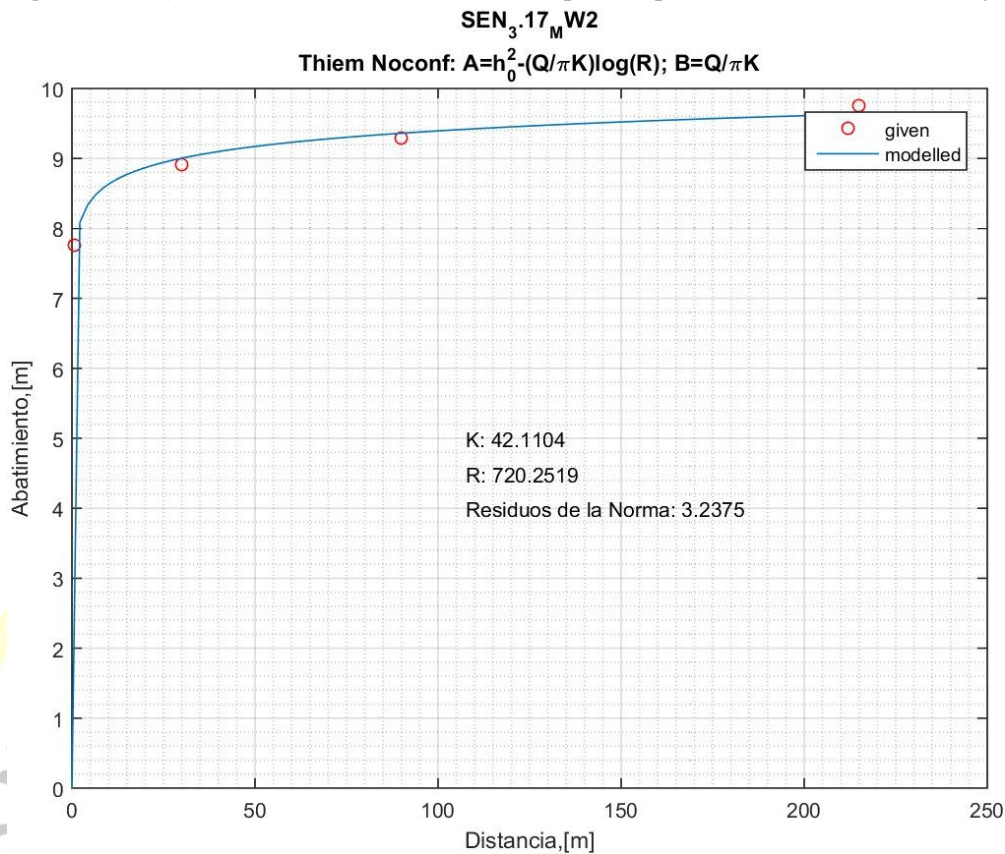
2.- RESULTADOS

Procesados por Kruseman,

(método-1): $KD = T = 370.0 \text{ (m}^2/\text{d)}$

(método-1): $KD = T = 390.0 \text{ (m}^2/\text{d)}$

Figura (4G- 3) Resultado del modelo de Thiem para el piezómetro-4 Oude Korendijk



Nota. 143. Salida de DSPWT.

Resultados del procesamiento con DSPWT, del modelo de Thiem para un acuífero no confinado con flujo en estado estacionario, ver Figura (4G- 3):

Transmisividad: $K = 42.104$ (m/d)

Radio de influencia: $R = 720.25$ (m)

N0-CONFINADO - TRANSITORIO

PRUEBA DEL MODELO DE NEUMAN

La solución de Neuman (1974) se puede usar para determinar las propiedades hidráulicas (*transmisividad, coeficiente de almacenamiento elástico, rendimiento específico y conductividad hidráulica vertical*) de acuíferos no confinados (de mesa de agua o freáticos). El análisis implica hacer coincidir las curvas tipo con los datos de pruebas de bombeo recopilados en campo. Esta es una teoría de la respuesta tardía de la mesa de agua o del nivel freático que basada en parámetros físicos bien definidos del acuífero no confinado. El modelo del acuífero es tratado como un sistema compresible y la mesa de agua como un material en movimiento limitado. La respuesta diferida o retardada del rendimiento modela un drenaje instantáneo del nivel freático y muestra tres segmentos diferentes del abatimiento. La respuesta *temprana* se controla mediante el *coeficiente de almacenamiento elástico y transmisividad* y siendo análoga a la respuesta de un acuífero confinado. La respuesta *tardía* es una función de la *transmisividad y el rendimiento específico (porosidad drenable)*. En el tiempo *intermedio*, la respuesta es controlada por la *conductividad hidráulica vertical* del acuífero.

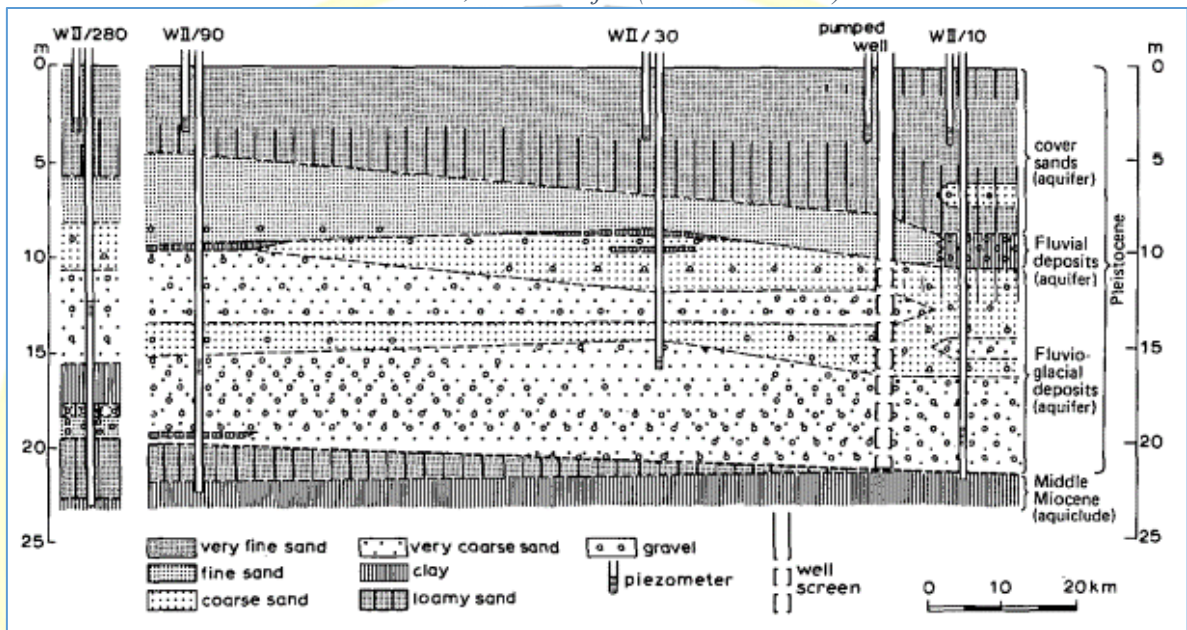
En consecuencia, reconoce la existencia de componentes de flujo vertical y su solución general del abatimiento es una función tanto de la distancia radial desde el pozo de bombeo r , así como también de la elevación de la cabeza hidráulica. Al considerar un abatimiento promedio, su solución general puede reducirse a una solución que es función solamente de r . Matemáticamente, Neuman simuló la respuesta retardada de la tabla de agua al considerar la *capacidad de almacenamiento elástico* S_A y el *rendimiento específico* S_Y como constantes características del acuífero.

1.-DATOS DE ENTRADA.-

Pruebas del pozo Vennebulten-The Netherlands, extrapolados, file *KRU_5.10_MW2*, piezómetro-90m.

Lito estratigrafía: Figura (4H- 1).

Figura (4H- 1) Sección transversal lito estratigráfica del sitio de prueba de bombeo 'Vennebulten', Países Bajos (De Ridder 1966)



Nota. 144. (De Ridder 1966) citado por (Kruseman & de Ridder, 1994), pág. 104.

Finos del acuífero (arenas+arcillas): 10m

Profundidad de la criba/filtro: piezómetros a 10-21m. desde superficie

Distancias radiales a los piezómetros: 10, 30, 90, 280m.

Profundidad de los piezómetros: 12-19m.

Distancias radiales a los Piezómetros superficiales: 10,30, 90, 280m. Solo disponemos de información del piezómetro a 90m (profundo y somero).

Profundidad piezómetros superficiales: 3m.

Espesor del acuífero (D): 21m.

Caudal de bombeo (Q): 873 m³/d (36.37 m³/h), 25 hrs.

2.- RESULTADOS

La Figura (4H- 2) muestra los datos de la prueba del pozo en escala normal y en escala semilog-x, con el propósito de visualizar anomalías y poder efectuar el control de calidad.

Procesados por Kruseman:

Tiempo temprano (Neuman tipo A): $\beta = 0.01$

$$K_H D = (Q/4 \pi s) W(u_A, \beta) = 1447 \text{ (m}^2/\text{d)}$$

$$S_A = (4 K_H D t u_A / r^2) = 5.2 \times 10^{-4}$$

Tiempo tardío (Neuman tipo B): $\beta = 0.01$

$$K_H D = (Q/4 \pi s) W(u_B, \beta) = 1616 \text{ (m}^2/\text{d)}$$

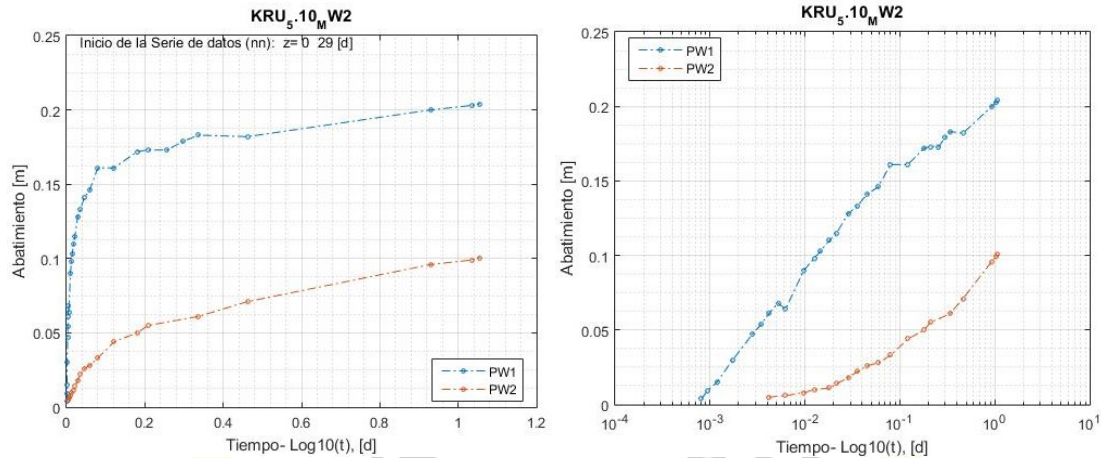
$$S_\gamma = (4 K_H D t u_A / r^2) = 4.9 \times 10^{-3}$$

$$D = 21\text{m} \rightarrow K_H = [(1447+1616)/2]/21 = 73 \text{ (m/d)}$$

$$\beta = r^2 H_V / K_H D^2 \rightarrow K_V = \beta K_H D^2 / r^2 = 4 \times 10^{-2} \text{ (m/d)}$$

$$S_\gamma / S_A = 4.9 \times 10^{-3} / 5.2 \times 10^{-4} = 9.42 > 10$$

Figura (4H- 2) Gráfico Abatimiento vs tiempo piezómetro 90m, escala normal y semilog-x.



Nota. 145. Salida de DSPWT.

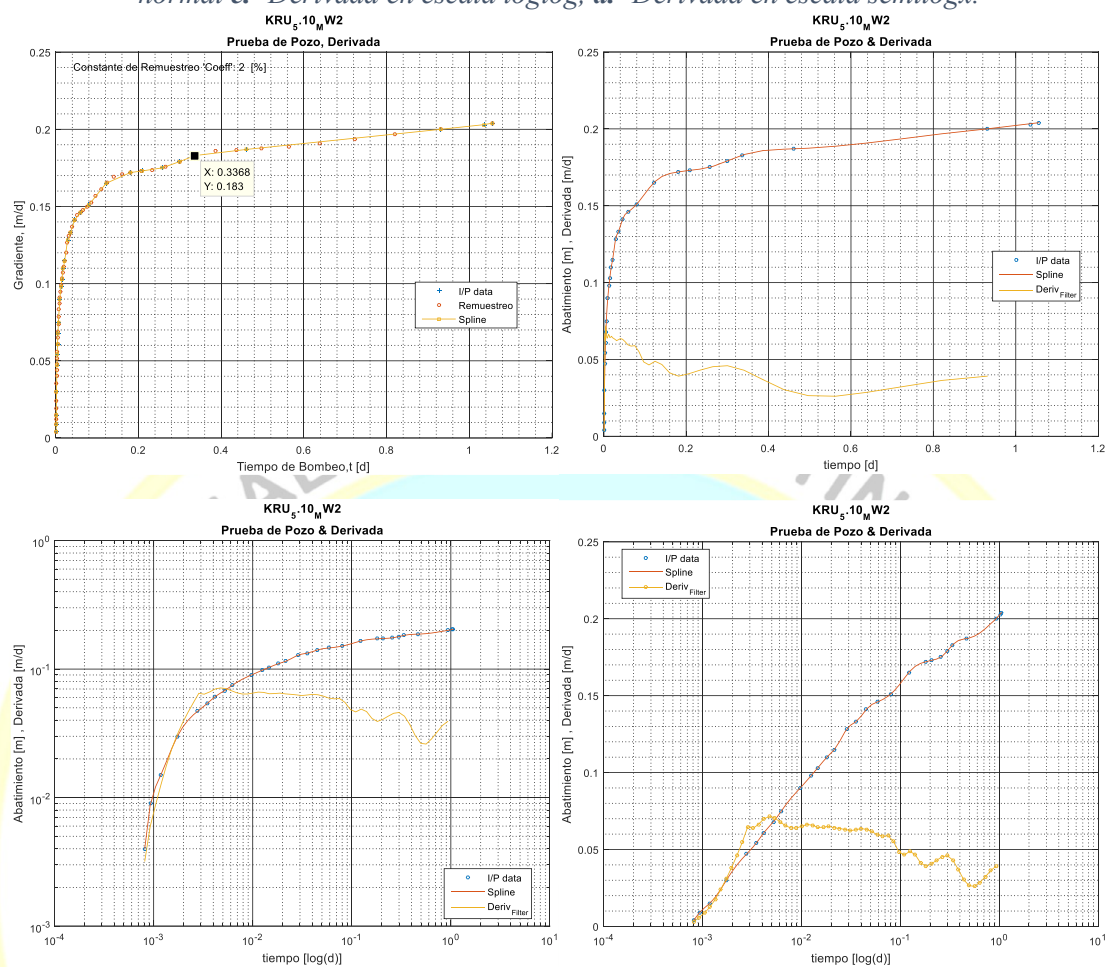
3.- RESULTADOS

Inicio del Procesamiento:

Obtención de la derivada: Mostramos en la Figura (4H- 3) el resultado del cálculo de la derivada de los datos de la prueba de bombeo para confirmar nuestras suposiciones del tipo de acuífero en el que se encuentra ubicado el pozo en estudio.

El programa 'deriva_tesis.m' está basado en dos algoritmos que confirman por similitud de resultados la fidelidad de los cálculos. En ambos algoritmos usamos la misma resolución de procesamiento con un re muestreo de las derivadas de 200% referidos al número de datos de la prueba de pozo.

Figura (4H- 3) a.- Datos de campo, b.- Derivada de la función de abatimiento en escala normal c.- Derivada en escala loglog, d.- Derivada en escala semilog.



Nota. 146. Salida de DSPWT

Resultados de Tiempo Temprano procesado con DSPWT:

Matriz de parámetros, tabla (4h-1), de entrada al algoritmo de Neuman, Figura (4H- 4) donde LB es el límite inferior permitido, IB son los valores de entrada al algoritmo y UB es el límite superior permitido.

Tabla (4h-1) Matriz de parámetros de entrada al programa de optimización.

	LB	IB	UB	OPTIM.
T	1.45E+02	1.45E+03	2.75E+03	8.20E+02
c	1.05E+01	1.05E+02	2.00E+02	9.88E-04
S	5.20E-07	5.20E-04	9.88E-04	9.88E-04
S1	4.90E-04	4.90E-03	9.31E-03	
D	2.10E+01	2.10E+01	3.99E+01	2.73E+01
D1	4.20E-01	4.20E+00	7.98E+00	
K	1.00E-10	7.30E+01	1.39E+02	4.18E+01
K1	4.00E-03	4.00E-02	5.00E+01	2.77E+00
R	9.00E+00	9.00E+01	1.71E+02	
ETA	1.04E+01	1.04E+01	1.98E+01	

Nota. 147. Salida de DSPWT.

Para tiempo temprano se seleccionaron los datos entre (1-11) de la prueba, Figura (4H- 5) obteniendo un vector de resultados:

$b = [820.0556, \quad 987.6169e-6, \quad 27.2712, \quad 41.7716, \quad 2.7744]$, valores que

corresponden a:

$T = 820.0556$,

$S = 987.6169e-6$,

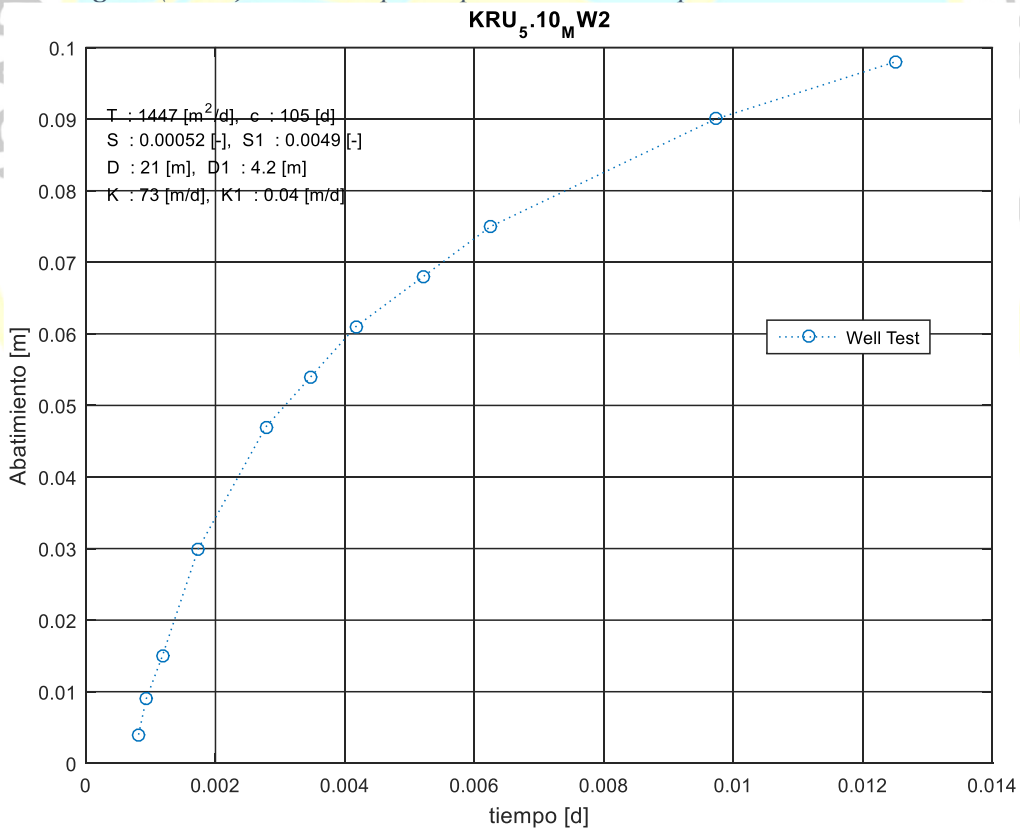
$D = 27.2712$,

$K_H = 41.7716$,

$K_V = 2.7744$,

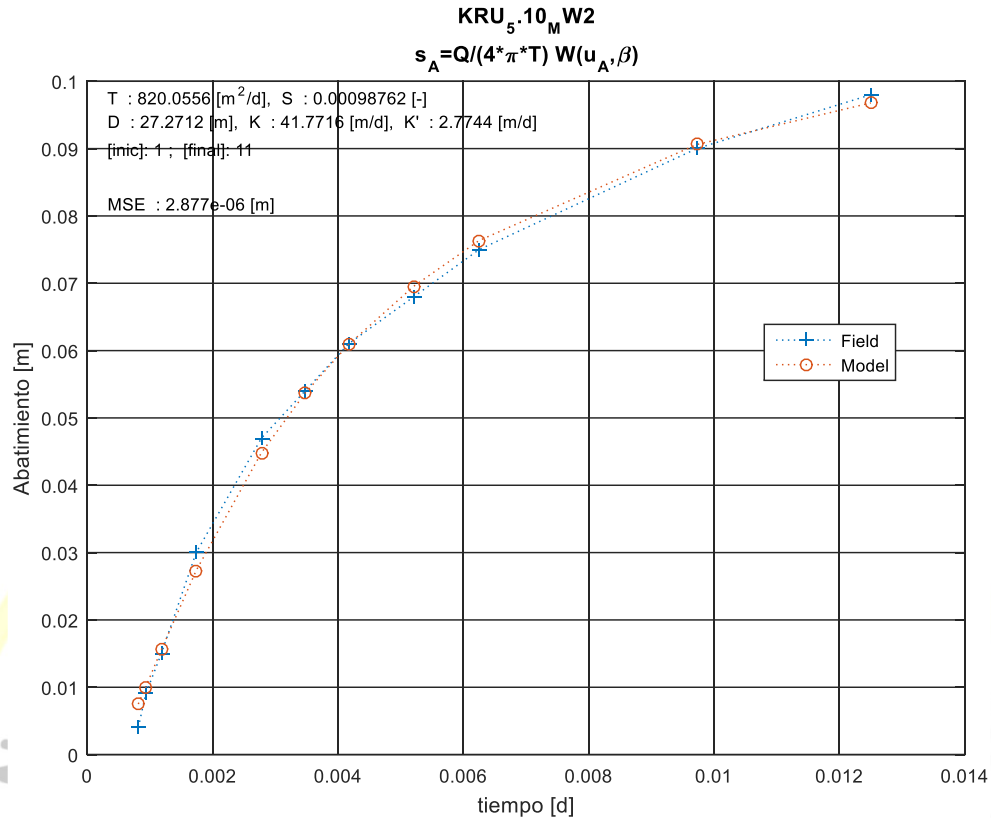
Con un error cuadrático medio (MSE): $2.8770e-006$.

Figura (4H- 4) Datos tiempo temprano, mostrando parámetros de entrada.



Nota. 148. Salida de DSPWT.

Figura (4H- 5) Datos tiempo temprano, curva ajustada mostrando parámetros optimizados.



Nota. 149. Salida de DSPWT.

Resultados tiempo tardío procesado con DSPWT:

Matriz de parámetros de entrada, tabla (4h-2) al algoritmo de Neuman donde LB es el límite inferior permitido, IB son los valores de entrada al algoritmo y UB es el límite superior permitido.

Tabla (4h-2) Matriz de parámetros de entrada al programa de optimización.

		LB	IB	UB	OPTIM.
1	T	2.75E+02	2.75E+03	5.22E+03	3.70E+03
2	c	1.05E+01	1.05E+02	2.00E+02	
3	S	5.20E-05	5.20E-04	9.88E-04	
4	S1	1.88E-05	1.88E-04	3.57E-04	1.47E-04
5	D	2.10E+01	2.10E+01	3.00E+01	2.74E+01
6	D1	4.20E-01	4.20E+00	7.98E+00	
7	K	2.64E+01	2.64E+02	5.02E+02	3.54E+02
8	K1	2.22E-15	2.22E-14	4.22E-14	2.22E-14
9	R	9.00E+00	9.00E+01	1.71E+02	
10	ETA	1.04E+00	1.04E+01	1.98E+01	
11	L	5.70E+00	5.70E+01	1.08E+02	

Nota. 150. Salida de DSPWT.

Para tiempo tardío se usó los 6 últimos datos de la prueba (24-26), Figura (4H- 6) y Figura (4H- 7), obteniendo un vector de resultados:

$b=[3.7e+3, 147.3155e-6, 27.37, 354.466, 2.221e-14]$, valores que

corresponden a:

$T=3.7e+3$,

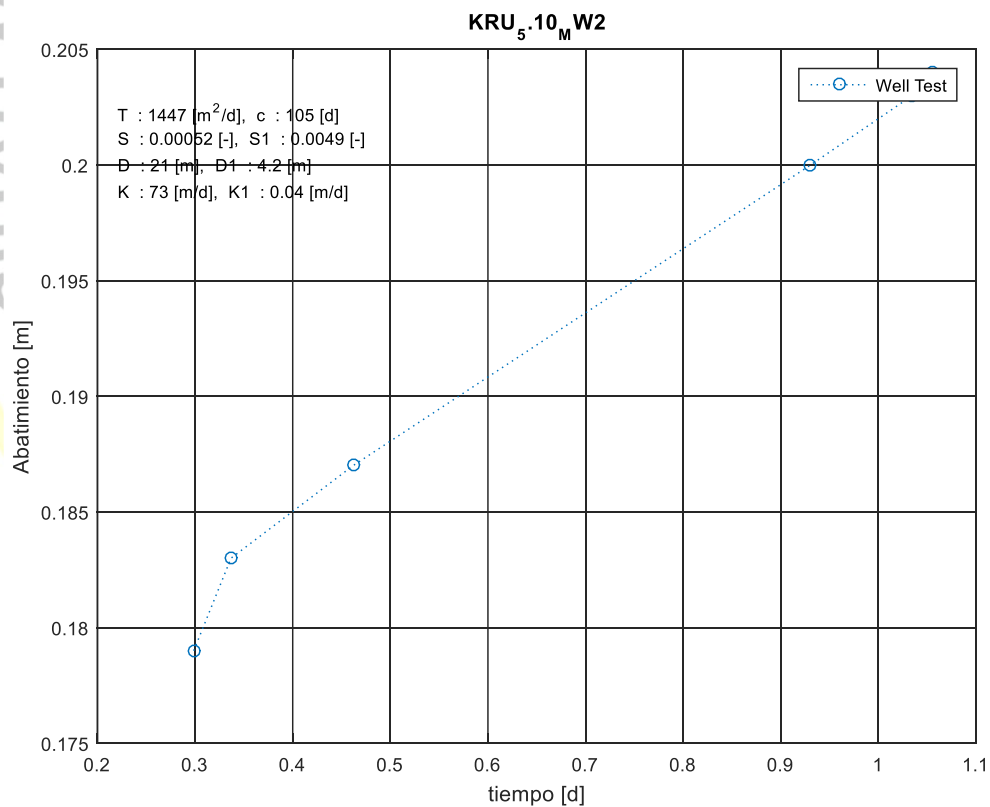
$S\gamma=1.47e-4$,

$D=27.37$,

$K_H= 354.5$,

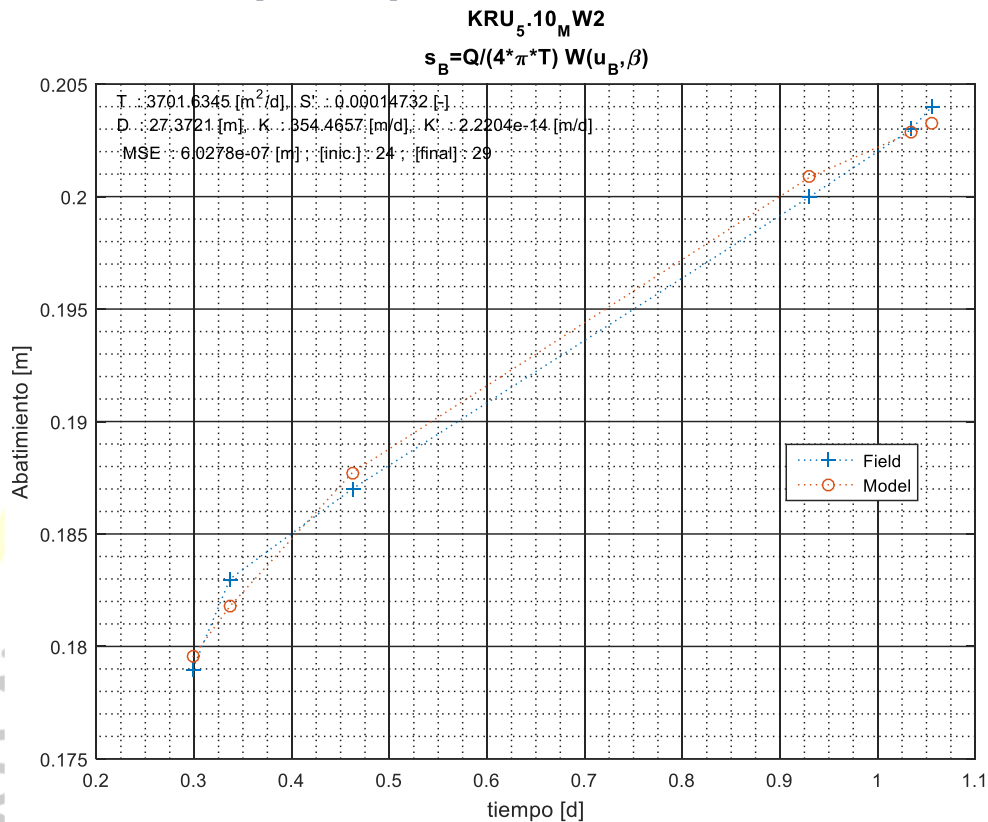
$K_V=2.22e-14]$,

Figura (4H- 6) Datos Tiempo tardío vs Abatimiento del piezómetro a 90m. del pozo Vennebulten-The Netherlands, mostrando valores de parámetros del acuífero antes del proceso de optimización.



Nota. 151. Salida de DSPWT.

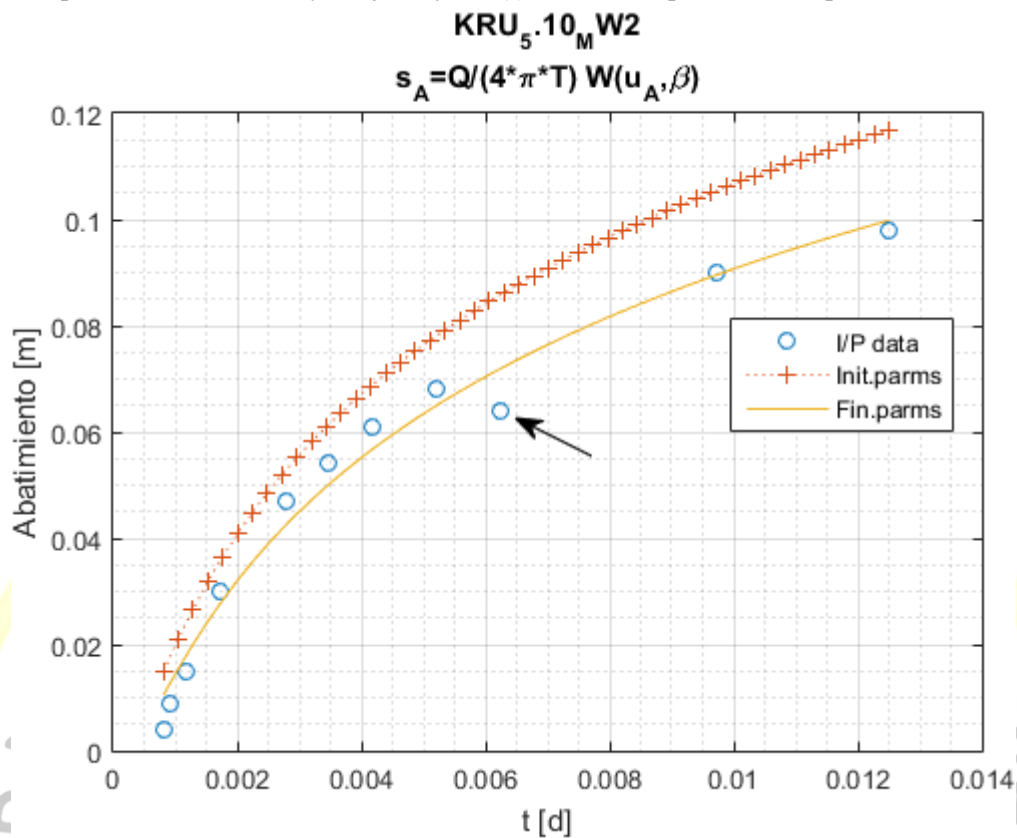
Figura (4H- 7) Datos Abatimiento vs tiempo del piezómetro a 90m de la prueba del pozo Vennebulten-The Netherlands.



Nota. 152. Salida de DSPWT.

La **Figura(4H- 8)** muestra los datos de campo en color celeste ubicando con cruces los tiempos de la toma de datos. El sector punteado muestra los datos de tiempo tardío usados en el cálculo, la flecha muestra un dato tardío anómalo que debe ser analizado cuidadosamente si deseamos obtener parámetros más confiables. Línea color verde usa los parámetros del modelo de Neuman-Tiempo tardío aplicada a toda la prueba. Línea color rojo es la curva con los parámetros ajustados del modelo de Neuman-Tiempo tardío. Los parámetros encontrados han sido aplicados a toda la prueba, nótese el mejor ajuste del modelo en los tiempos tardíos usando los parámetros optimizados.

Figura(4H- 8) Grafico mostrando la prueba de pozo con el ajuste de la función (+) usando los parámetros iniciales y el ajuste final (-) usando los parámetros optimizados.



Nota. 153. Salida de DSPWT

Archivo: KRU_5.10_MW2-NTNL (Código del sufijo en el nombre de los archivos creados en DSPWT= **N**: No confinado, **T**: Transitorio, **N**: Neuman, **L**: Late (Tardío))

ANEXO 4I: Pozo SEN_4.90_EXE

N0-CONFINADO - TRANSITORIO

PRUEBA DEL MODELO DE BOULTON

Las condiciones iniciales y de frontera de modelo de Boulton son las mismas que para el modelo confinado de Theis, excepto que presenta una producción diferida debido al drenaje gravitacional desde la zona de drenaje sin sello sujeta a filtración. Presenta una porción inicial similar a la de un acuífero confinado donde no hay producción diferida significativa y el cono de depresión no ha sido impactado por el drenaje gravitacional. En la segunda zona el drenaje gravitacional vertical llega a la zona saturada y el abatimiento decrece, el volumen de flujo gravitacional decrece con el tiempo haciendo que el abatimiento recupere poco a poco su tendencia inicial. En tiempo tardío la curva de abatimiento llega a un estado de flujo semi-estacionario y finalmente regresa a una continuación similar al acuífero confinado. En consecuencia la curva de abatimiento en tiempo temprano y tardío se comporta similar al modelo ideal confinado de Theis, pero en tiempo intermedio necesita un análisis detallado en el que Boulton desarrolló una solución matemática semiempírica que refleja las tres etapas del comportamiento del acuífero en un solo modelo, definido matemáticamente por la función de pozo

$$W\left(u_E, \frac{r}{\beta}\right) = \frac{4\pi T_E}{Q} S_E \rightarrow (\text{Tiempo temprano}) \quad (4I-1)$$

$$W\left(u_L, \frac{r}{\beta}\right) = \frac{4\pi T_L}{Q} S_\gamma \rightarrow (\text{Tiempo tardío}) \quad (4I-2)$$

$$\beta^2 = \frac{T_E}{S_\gamma} \quad (4I-3)$$

$$u_E = r^2 S_E / 4 T_E t_E \rightarrow (\text{Tiempo Temprano}) \quad (4I-4)$$

$$u_L = r^2 S_y / 4 T_L t_L \rightarrow (\text{Tiempo tardío}) \quad (4I-5)$$

Donde (4I-1-5):

β : Factor de drenaje.

$1/\beta$: Índice de retraso de Boulton.

u_E, u_L : Factor de tiempo adimensional temprano y tardío.

T_E, T_L : Transmisividad temprana y tardía.

S_E : Almacenabilidad Temprana.

S_y : rendimiento específico del acuífero no confinado.

$$\eta = (1 + S_E / S_y) : \text{Razón de almacenamiento} \quad (4I-6)$$

El valor de η (proporcional del flujo vertical) (4I-6) es importante porque dependiendo de su valor ($\eta \rightarrow 0$, $\eta \approx 100$, o $\eta \rightarrow \infty$), el acuífero se comportaría como confinado, semiconfinado o no confinado.

1.-DATOS DE ENTRADA.-

Pruebas del pozo Arabian Shield Aquifer Wadi Qudaid Area, Saudi Arabia, file SEN_3.18_EXE.

Lito estratigrafía: No disponible

Finos del acuífero (arenas+arcillas):

Profundidad de la criba/filtro: piezómetros a 21m. desde superficie

Distancias radiales a los piezómetros: 96m.

Profundidad de los piezómetros: No disponible

Distancias radiales a los Piezómetros superficiales: 96m. Solo disponemos de información del piezómetro a 96m (profundo).

Profundidad piezómetros superficiales: No disponible

Espesor del acuífero (D): 45 m.

Caudal de bombeo: 7056.0 m³/d.

2.- RESULTADOS

Se obtuvo los siguientes resultados en el procesamiento de la información de la prueba de pozo no confinado de 45m de espesor, bombeado a caudal constante 117.6 m³/d.

PROCESADOS POR ZEKAI SEN:

TIEMPO TEMPRANO:

$$W(u_E, r/\beta) = (4\pi T_E/Q) \cdot S_E, \quad \beta^2 = T_E/S_L, \quad u_E = r^2 S_E / 4T_E \cdot t_E$$

$$T_E = 187.0 \text{ m}^2/\text{d}$$

$$S_E = 1.6 \times 10^{-3}$$

$$r/\beta = 2.0$$

TIEMPO TARDÍO:

$$W(u_L, r/\beta) = (4\pi T_L/Q) \cdot S_Y, \quad \beta^2 = T_L/S_Y, \quad u_L = r^2 S_Y / 4T_L \cdot t_L$$

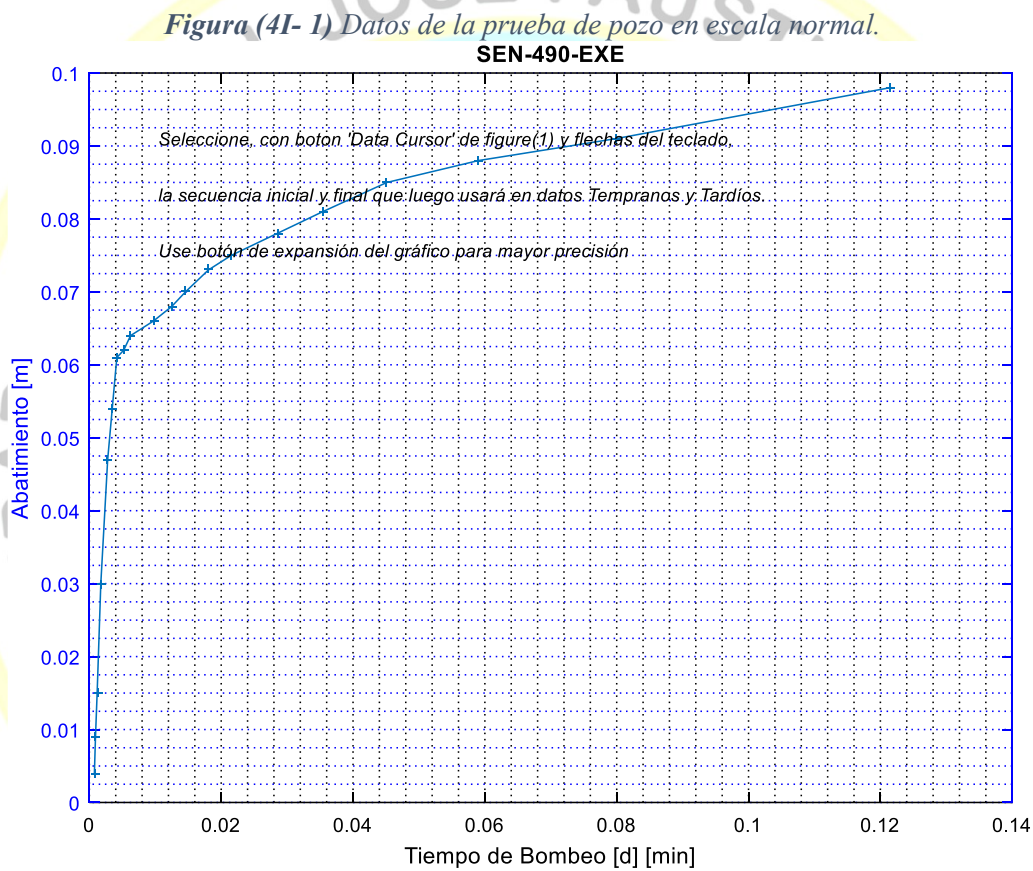
$$T_L = 187.0 \text{ (m}^2/\text{d)}$$

$$S_Y = 1.3 \times 10^{-3}$$

$$r/\beta = 2.0$$

Resultados de tiempo temprano y tardío procesado con DSPWT:

Se muestran los datos de la prueba de pozo en la Figura (4I- 1) a continuación mostrando una fuerte pendiente al inicio de la prueba lo que podría evidenciar una influencia muy fuerte del efecto de almacenamiento en el pozo que no ha sido tomado en consideración, pero que debería hacerse la corrección antes de efectuar el procesamiento de los datos.



Nota. 154. Salida de DSPWT.

Luego del análisis de los datos, seleccionamos la información de tiempo temprano, la misma que ajustamos linealmente obteniendo la pendiente de la recta e intersecciones con los ejes, las que usamos para calcular los valores de transmisividad y almacenabilidad tempranas mostradas en la Figura(4I- 2):

$$(T_E=2.3Q/4\pi\cdot\Delta s) \quad \rightarrow \text{(tiempo temprano)}$$

$$(S_E = 2.25T \cdot t / r^2) \quad \rightarrow \text{(tiempo temprano)}$$

Conocidos los valores de almacenabilidad (S_E) y transmisividad (T_E) para tiempo temprano, procedemos al cálculo del tiempo adimensional y la función de pozo, como se muestra en la Figura(4I- 3):

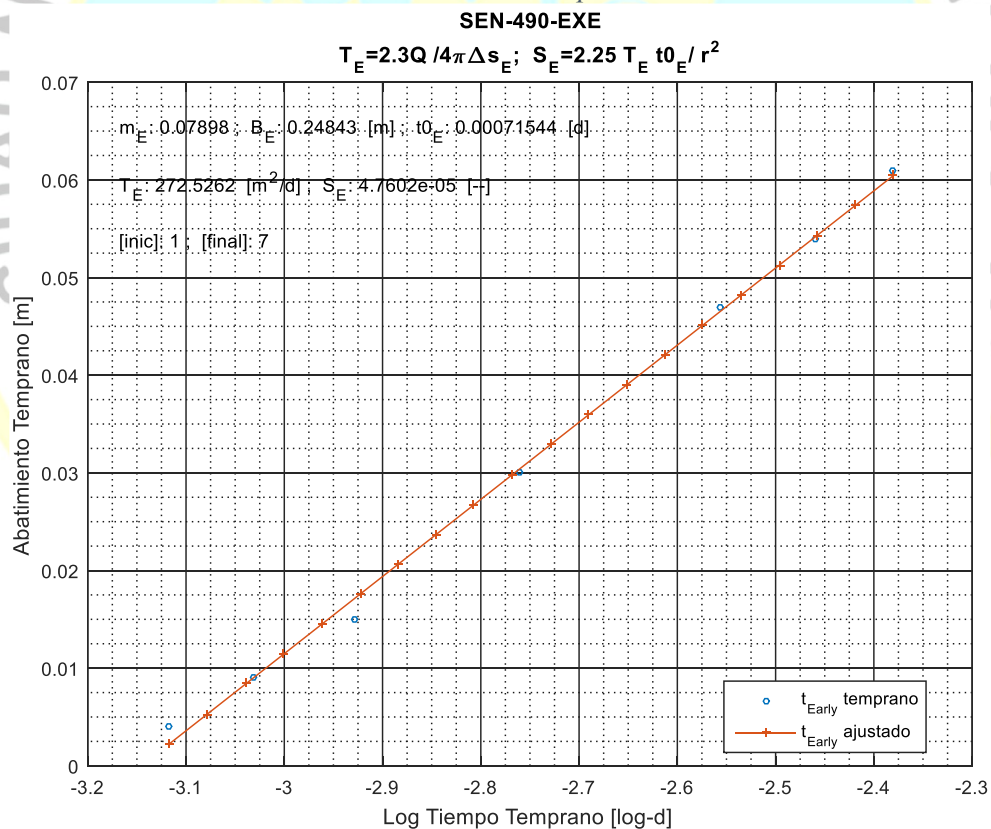
$$(u_E = r^2 S_E / 4T \cdot t)$$

$$W(u_E, r/\beta) = (4\pi T/Q) \cdot s,$$

donde

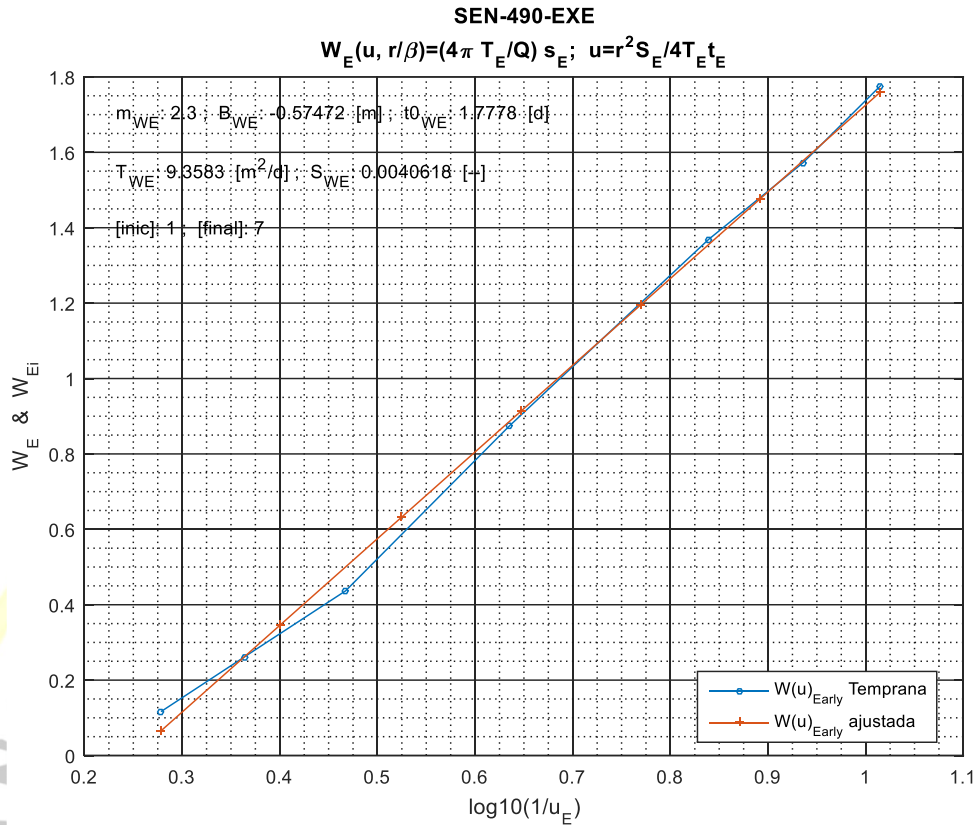
's' es el abatimiento medido en el campo,

Figura(4I- 2) Grafico ajuste lineal tiempo temprano y cálculo de Transmisividad y almacenabilidad tempranas.



Nota. 155. Salida e DSPWT.

Figura(4I- 3) Gráfico ajuste lineal de la función de pozo tiempo temprano.



Nota. 156. Salida de DSPWT.

Procedemos de igual manera con los datos de tiempo tardío obteniendo los parámetros del reservorio T_L y S_V y la correspondiente constante adimensional (u) y función de pozo ($W(u, r/\beta)$) Figura(4I- 4) y Figura(4I- 5).

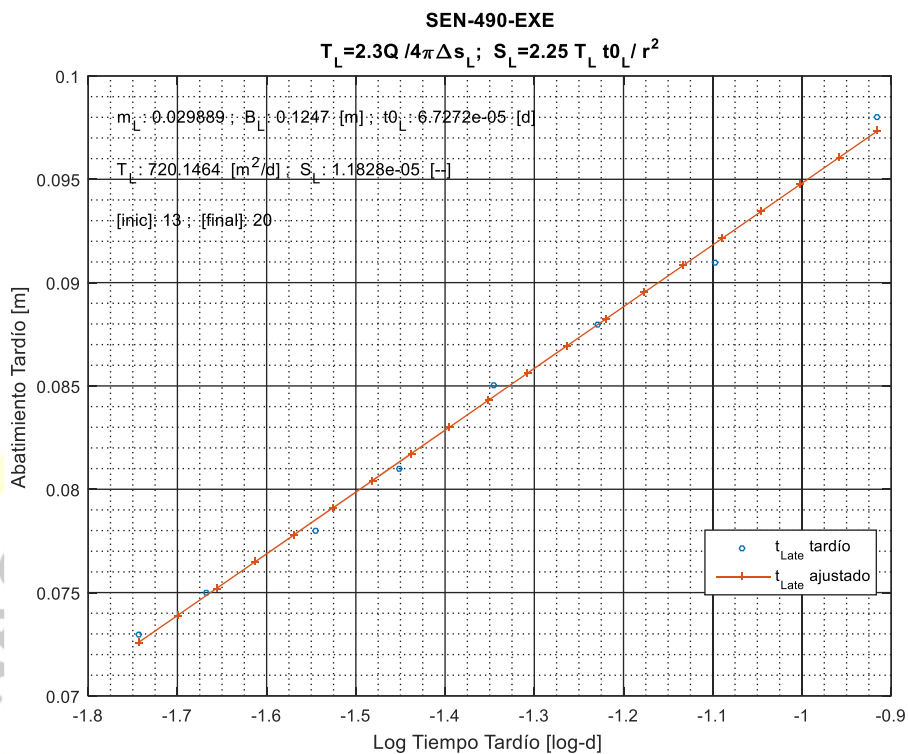
$$(T_L = 2.3Q/4\pi \cdot \Delta s) \quad \rightarrow \text{(tiempo tardío)}$$

$$(S_V = 2.25T \cdot t/r^2) \quad \rightarrow \text{(tiempo tardío)}$$

$$(u_L = r^2 S_V / 4T \cdot t) \quad \rightarrow \text{(tiempo tardío)}$$

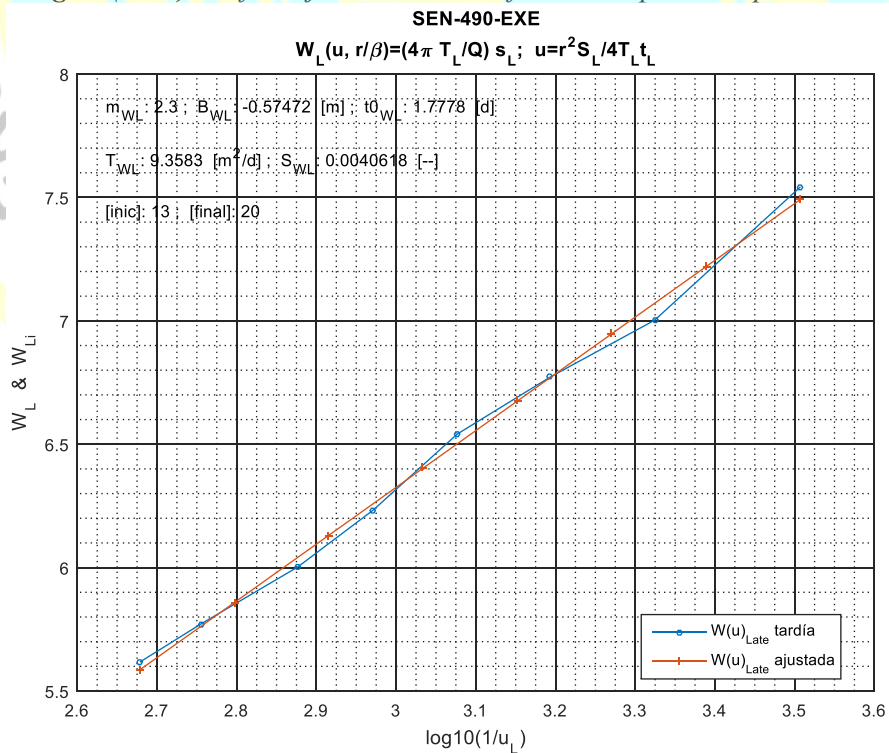
$$W(u_L, r/\beta) = (4\pi T/Q) \cdot s, \quad \rightarrow \text{(tiempo tardío)}$$

Figura(4I- 4) Grafico ajuste lineal tiempo temprano y cálculo de Transmisividad y almacenabilidad tardías..



Nota. 157. Salida de DSPWT.

Figura(4I- 5) Gráfico ajuste lineal de la función de pozo tiempo tardío.



Nota. 158. Salida de DSPWT.

De este proceso obtenemos, entre otras, la siguiente tabla, **Tabla(4I. 1)**, con los valores de los parámetros característicos del acuífero en estudio:

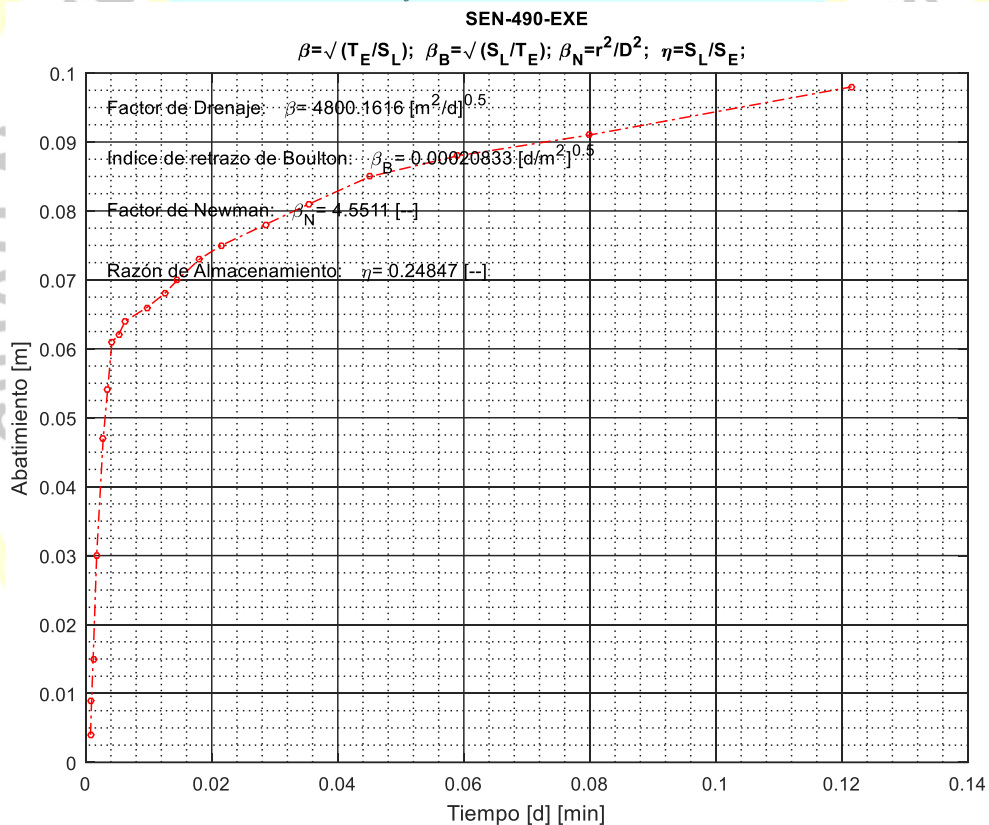
Tabla(4I. 1) Parámetros característicos del reservorio no confinado para tiempo temprano, tardío y rendimiento diferido.

S_E	S_Y	T_E	T_L	β	$1/\beta$	η	β_N	r/β
4.76016E-05	1.18276E-05	2.73E+02	7.20E+02	4.80E+03	2.08E-04	2.48E-01	4.55E+00	2.00E-02

Nota. 159. Salida DSPWT

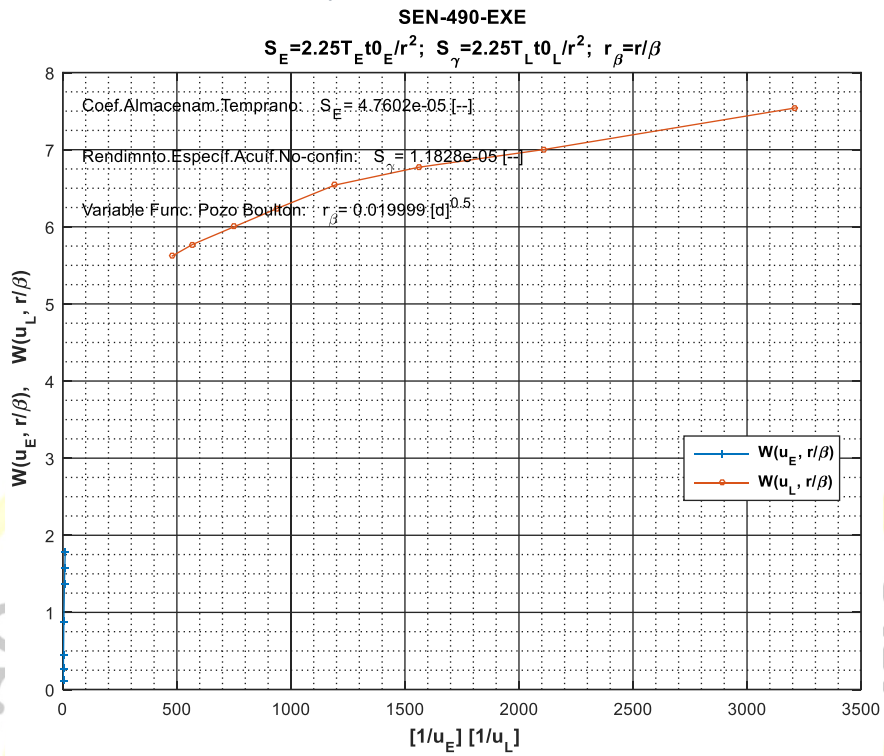
Estos parámetros y sus valores para mayor seguridad también son consignados en los gráficos de la Figura(4I- 6), Figura (4I- 7) y Figura (4I- 8).

Figura(4I- 6) Datos de la prueba de pozo y valores de los parámetros de acuífero no confinado, escala normal.



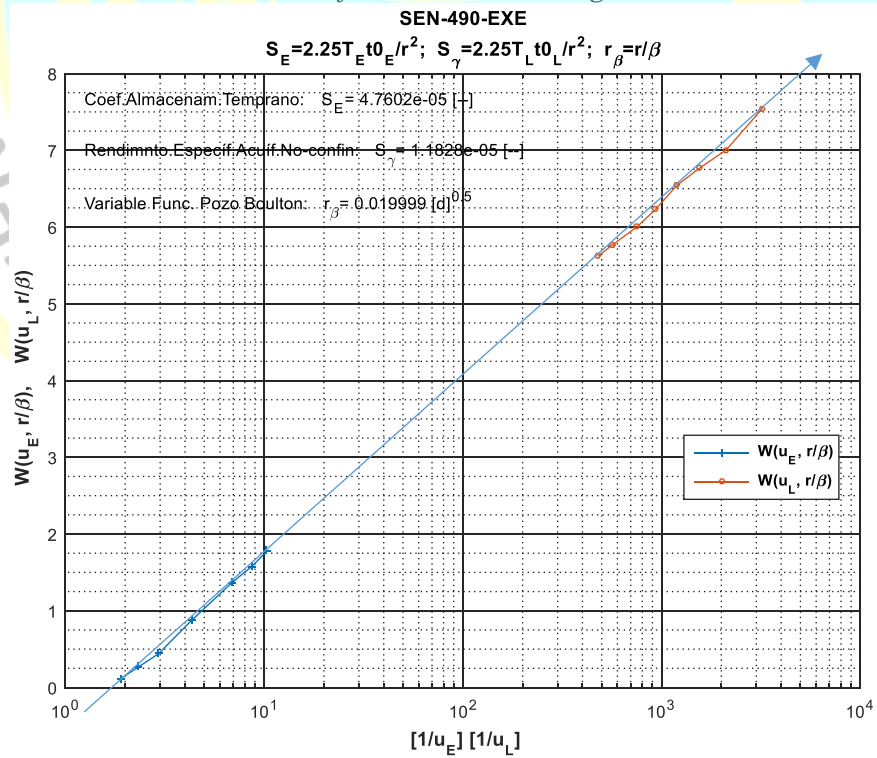
Nota. 160. Salida de DSPWT.

Figura (4I- 7) Función de pozo temprana (azul) y tardía (rojo) y parámetros de acuífero no confinado, escala normal.



Nota. 161. Salida de DSPWT.

Figura (4I- 8) Función de pozo temprana (azul) y tardía (rojo) y parámetros de acuífero no confinado, escala semilog-x.



Nota. 162. Salida de DSPWT.

ANEXO 5A: Pozo IRHS_01_DES

N0-CONFINADO - TRANSITORIO

PRUEBA DEL MODELO DE BOULTON

Las condiciones iniciales y de frontera de modelo de Boulton son las mismas que para el modelo de Theis del modelo confinado, excepto que presenta una producción diferida debido al drenaje gravitacional desde la zona de drenaje sin sello sujeta a filtración.

1.-DATOS DE ENTRADA.-

Pruebas del pozo, **Tabla(1B. 1)**, file IRHS-01-DES.

Lito estratigrafía: No disponible

Finos del acuífero (arenas+arcillas):

Profundidad de la criba/filtro: No disponible

Distancias radiales a los piezómetros: Niveles de agua tomados en el pozo de bombeo..

Profundidad de los piezómetros: No disponible

Distancias radiales a los Piezómetros superficiales:

Profundidad piezómetros superficiales: No disponible

Espesor del acuífero (D): 14.43 m.

Caudal de bombeo: 1123.2 m³/d.

2.- RESULTADOS

Se obtuvo los siguientes resultados en el procesamiento de la información de la prueba de pozo no confinado, bombeado a caudal constante 1132.2 m³/d.

PROCESADOS ORIGINALMENTE:

Promedio pendiente tiempo temprano/tardío. No se hizo control de calidad a los datos de campo.

$$T = 306.78 \text{ m}^2/\text{d.}$$

$$K = 2.1254\text{E}+01 \text{ m/d.}$$

$$\Delta s = 0.67$$

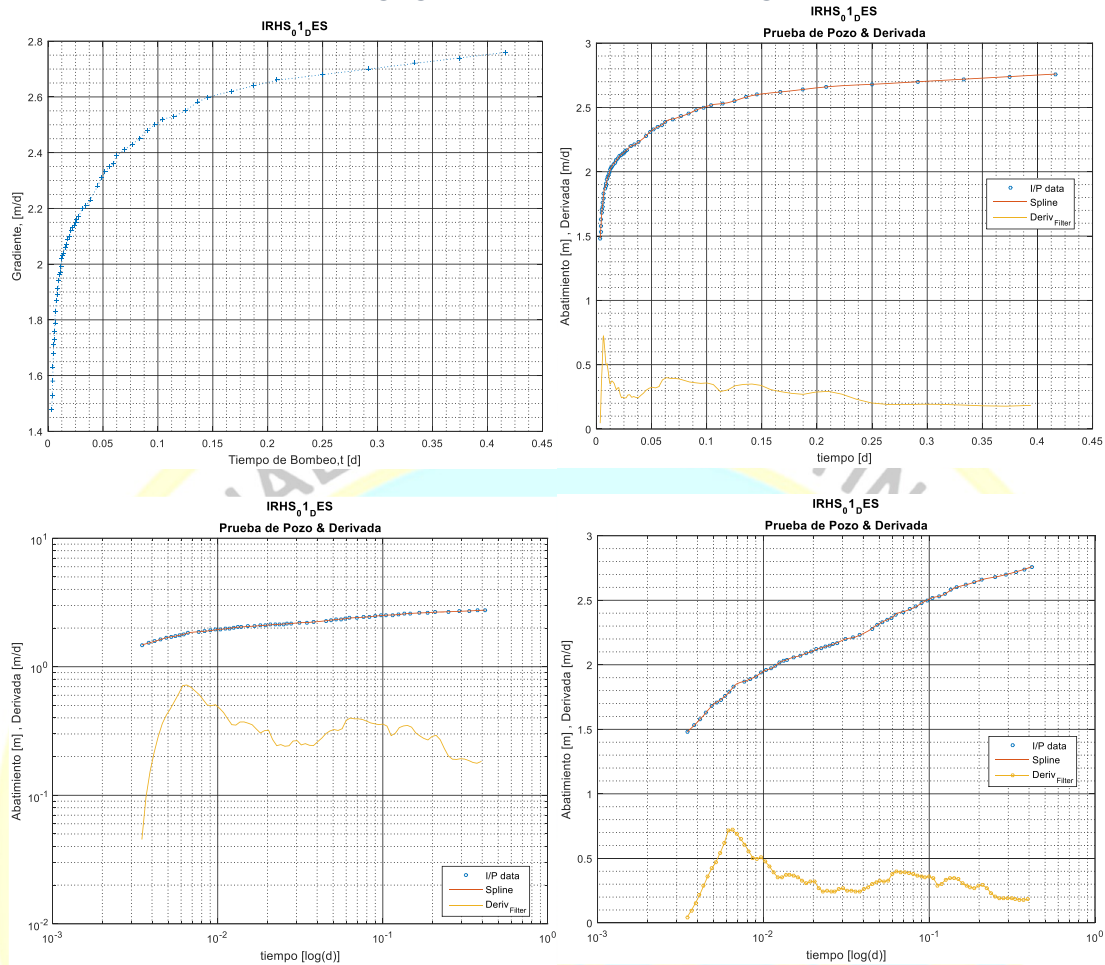
RESULTADOS DE TIEMPO TEMPRANO- TARDÍO PROCESADO CON DSPWT:

Inicio del procesamiento: Obtención de la derivada.

El resultado del cálculo de la derivada de los datos de la prueba de bombeo confirman nuestras suposiciones del tipo de acuífero en el que se encuentra ubicado el pozo en estudio, ya que por el momento no disponemos de ninguna información referente a la lito estratigrafía atravesada durante la perforación.

Usamos una resolución de procesamiento de la derivada con un remuestreo de 150% referidos al muestreo inicial de los datos de la prueba de abatimiento, Figura (5A-1).

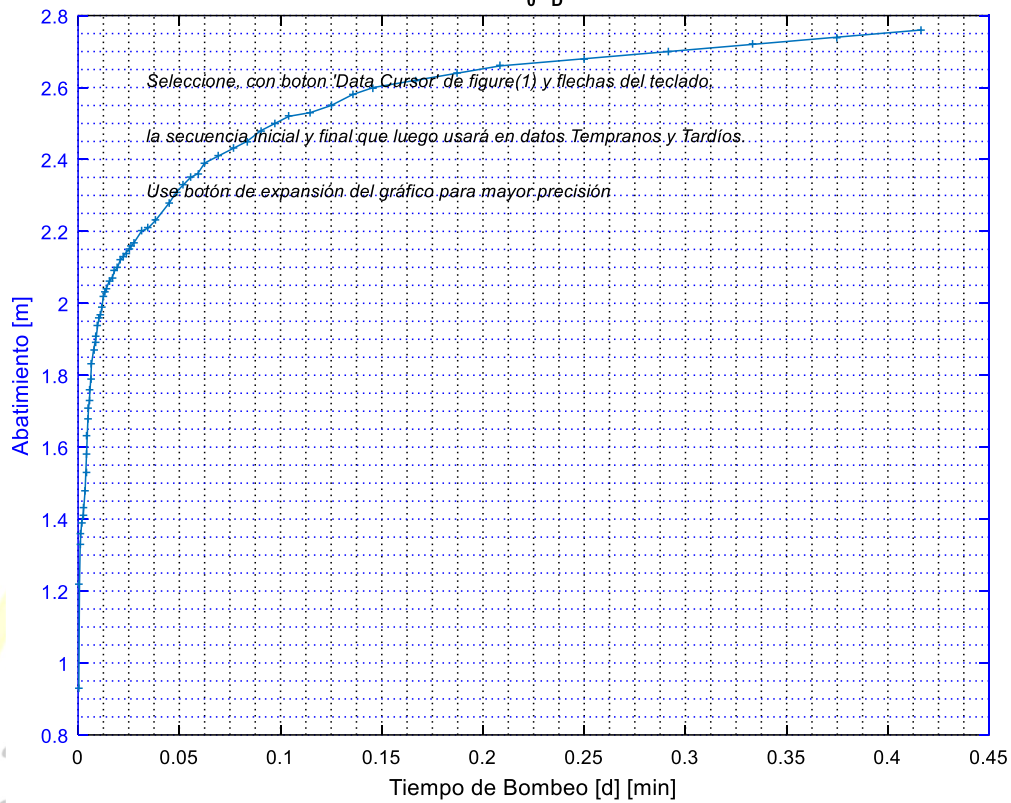
Figura (5A- 1) a.- Remuestreo de los datos, b.- Derivada escala normal, c.- Derivada escala loglog, d.- Derivada escala semilogx.



Nota. 163. Salida de DSPWT

Los datos de la prueba de pozo en la *Figura (5A- 2)* muestran una fuerte pendiente al inicio de la prueba, evidenciando la posible influencia del efecto de almacenamiento en el pozo que no ha sido tomado en consideración. Según la forma de la función de la derivada de la prueba de pozo, se trataría de un acuífero confinado. La prueba de pozo no tiene datos de recuperación confiables, razón por la que no hemos intentado una corrección de ‘skin’ a los datos. La fuerte y repetida variación tipo escalón de (0.1m) del abatimiento en los datos (9), (20) y (44) podría evidenciar un error de instrumento o de lectura de datos que debería corregirse durante el control de calidad.

Figura (5A- 2) Datos de la prueba de pozo IRHS-01-DES
IRHS₀1_DES

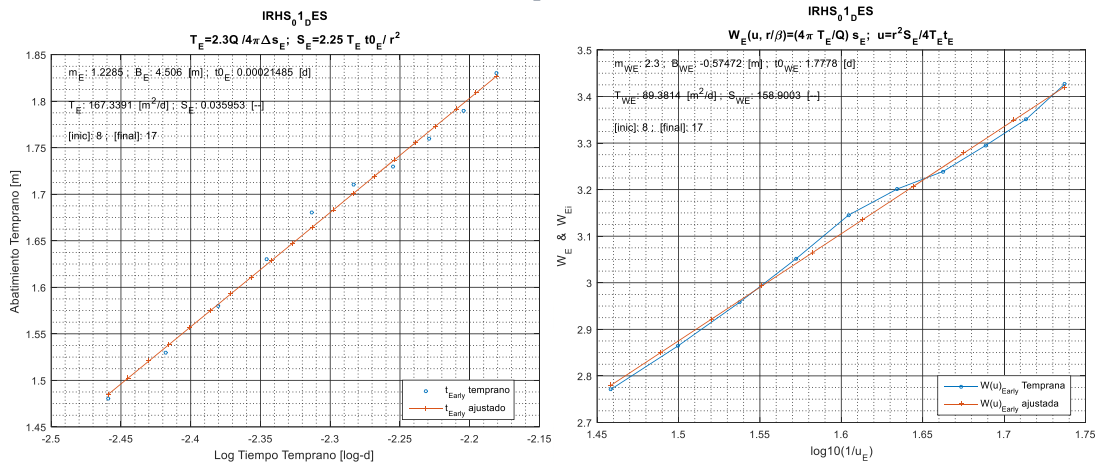


Nota. 164. Salida de DSPWT.

Luego del análisis de los datos y control de calidad, seleccionamos los datos de tiempo temprano (8-17) ajustándolos linealmente obteniendo valores de la pendiente de la recta e intersecciones con los ejes con los que calculamos la transmisividad ($T_E = 2.3Q/4\pi \Delta s$) y almacenabilidad ($S_E = 2.25T \cdot t/r^2$) tempranas Figura(5A- 3)-a.

Habiendo calculado los valores de almacenabilidad (S_E) y transmisividad (T_E) para tiempos tempranos, procedemos al cálculo del tiempo adimensional ($u = r^2 S/4T \cdot t$) y de la función de pozo $W(u, r/\beta) = (4\pi T/Q) \cdot s$, donde 's' son los datos de campo del abatimiento temprano (8-17), Figura(5A- 3)-b.

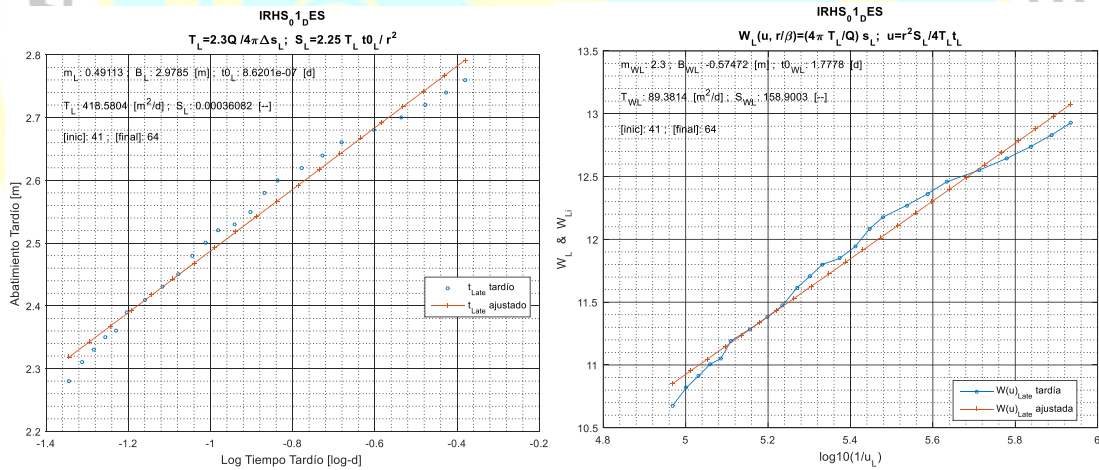
Figura(5A- 3) Parámetros del acuífero, a.- datos de campo y b.- función de pozo, para tiempo temprano.



Nota. 165. Salida de DSPWT.

Procedemos de igual manera con los datos de tiempo tardío (41-64) obteniendo los parámetros del acuífero T_L y S_L , la correspondiente constante adimensional (u) y función de pozo ($W(u, r/\beta)$) Figura (5A- 4)-a y Figura (5A- 4)-b.

Figura (5A- 4) Parámetros del acuífero, a.- datos de campo y b.- función de pozo, para tiempo tardío



Nota. 166. Salida de DSPWT

Graficamos a continuación las funciones obtenidas, en las Figura (5A- 5)-a,b, generando además la siguiente tabla, Tabla(5A. 1),

Tabla(5A. 1) Parámetros del acuífero (no-confinado, flujo transitorio) para tiempo temprano y tardío según modelo de Boulton,

S_E	S_Y	T_E	T_L	B	$1/\beta$	η	β_N	r/β
0.035953	0.000361	167.34	418.58	681.01	0.001468	0.010036	0.014769	0.002203

Nota. 167. Salida de DSPWT

Donde (Tiempo temprano: 8-17, Tiempo tardío: 41-64):

Almacenabilidad temprana: $S_E = 3.59953E-2$

Rendimiento específico: $S_Y = 3.61E-4$

Transmisividad temprana: $T_E = 167.34$

Transmisividad tardía: $T_L = 418.59$

Factor de drenaje: $\beta = 681.016$

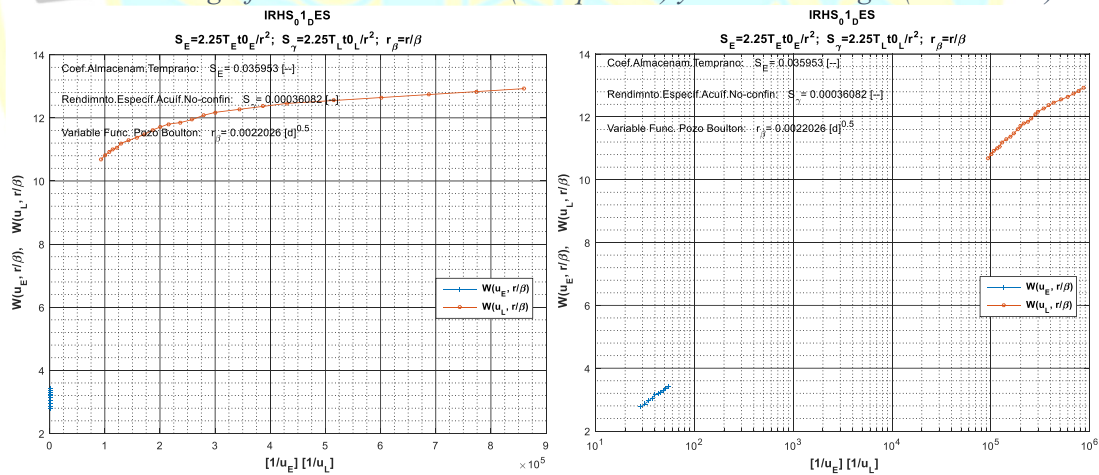
Índice de retraso de Boulton ($1/\beta$): $\beta_B = 1.4684E-3$

Razón de almacenamiento: $\eta = 0.010036$

Factor de Neuman: $\beta_N = 1.4769E-2$

Variable función Boulton : $(r/\beta) = 2.2026E-3$

Figura (5A- 5) Coeficientes de Boulton y Neuman característicos del acuífero no confinado, mostrados en grafico en escala normal (a.-izquierda) y escala semilog-x (b.- derecha).



Nota. 168. Salida de DSPWT.

ANEXO 5B: Pozo IRHS_31_DES

N0-CONFINADO - TRANSITORIO

PRUEBA DEL MODELO DE BOULTON

La condiciones iniciales y de frontera de modelo de Boulton son las mismas que para el modelo de Theis del modelo confinado, excepto que presenta una producción diferida debido al drenaje gravitacional desde la zona de drenaje sin sello, sujeta a filtración.

1.-DATOS DE ENTRADA.-

Pruebas del pozo, **Tabla(1B. 1)**, file IRHS-31-DES.

Lito estratigrafía: No disponible

Finos del acuífero (arenas+arcillas): No disponible

Profundidad de la criba/filtro: No disponible

Distancias radiales a los piezómetros: Niveles de agua tomados en el pozo de bombeo.

Profundidad de los piezómetros: No disponible

Distancias radiales a los Piezómetros superficiales: No disponible

Profundidad piezómetros superficiales: No disponible

Espesor del acuífero (D): 41 m.

Caudal de bombeo: 2419.2 m³/d.

2.- RESULTADOS

Se obtuvo los siguientes resultados en el procesamiento de la información de la prueba de pozo no confinado, bombeado a caudal constante 2419.2 m³/d.

PROCESADOS ORIGINALMENTE:

El procesamiento anterior no hizo distinción en los cálculos entre tiempo temprano y tardío, obteniendo lo que suponemos un promedio de tiempo temprano/tardío

$$T = 259.2 \text{ m}^2/\text{d}.$$

$$K = 6.31\text{E}+0 \text{ m/d}.$$

$$S = 5.0\text{E}-2 \text{ [-]}$$

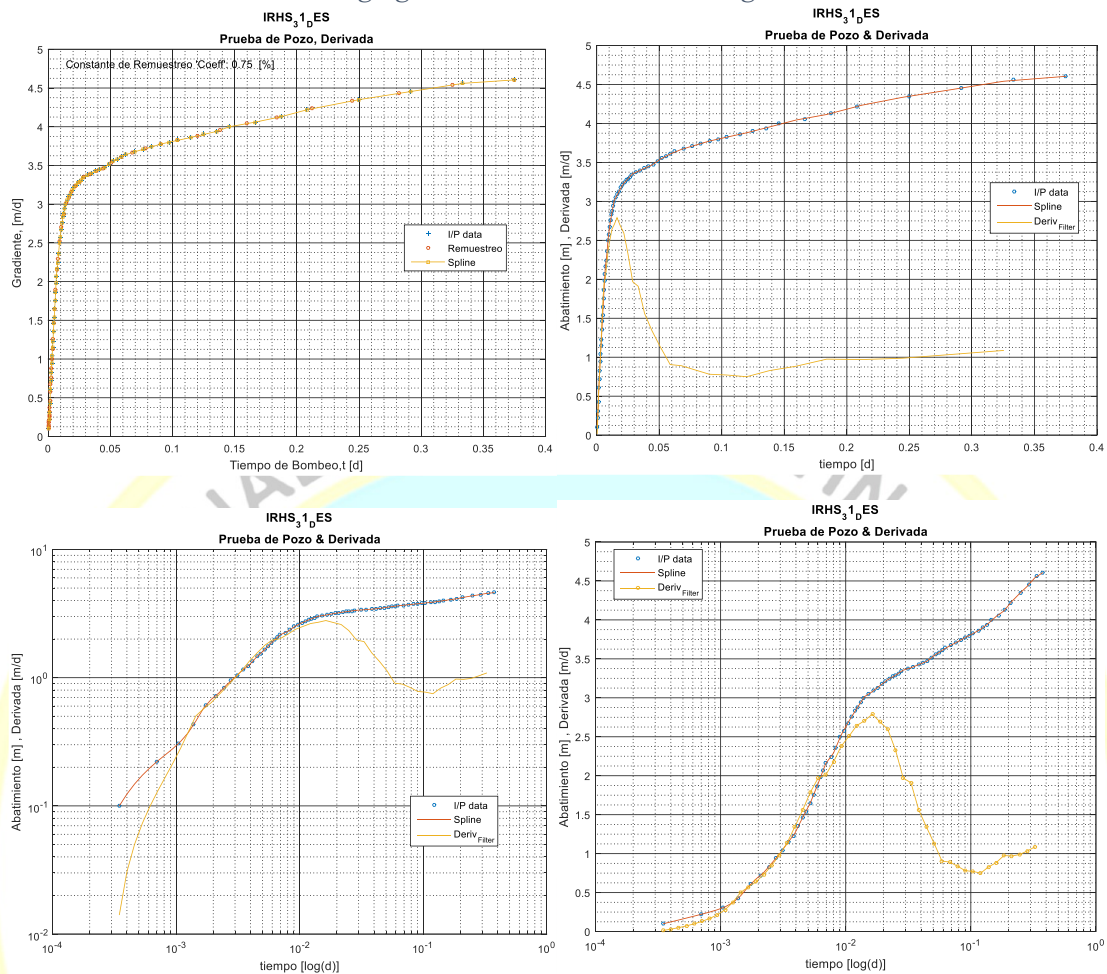
$$\Delta s =$$

RESULTADOS DE TIEMPO TEMPRANO- TARDÍO PROCESADO CON DSPWT:

Inicio del procesamiento: Obtención de la derivada

La duración de la prueba ha sido adecuada para la zona (9.0 hrs.), por el resultado del cálculo de la derivada confirman nuestras suposiciones y el modelo de acuífero. Se muestra la derivada de los datos en la Figura (5B- 1).

Figura (5B- 1) a.- Remuestreo de los datos, b.- Derivada escala normal, c.- Derivada escala loglog, d.- Derivada escala semilogx.

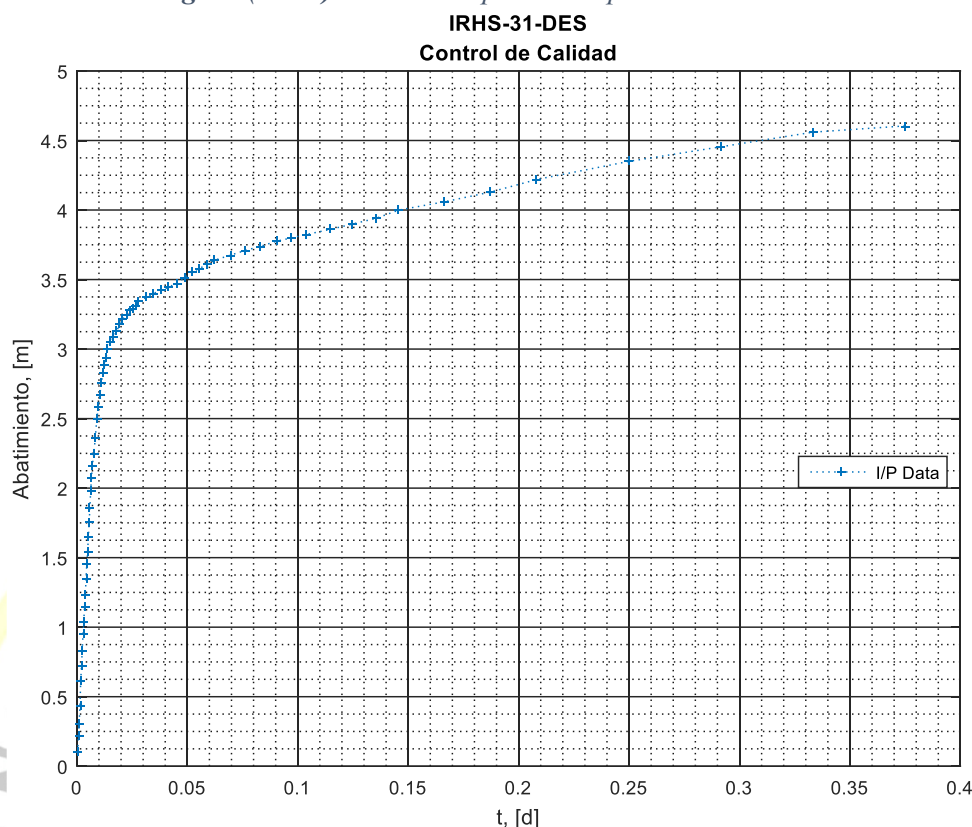


Nota. 169. Salida de DSPWT.

Usamos una resolución de procesamiento de la derivada con un remuestreo de 75% referidos al muestreo inicial de los datos. Según la forma de la derivada, y la profundidad del pozo se trataría de un acuífero no confinado. Se evidencia la posible influencia en los datos del efecto de almacenamiento de pozo (wellbore storage) en los primeros datos de la prueba, mismos que no han participado de los cálculos. Según la forma de la función de la derivada de la prueba de pozo, y la profundidad del pozo se trataría de un acuífero no confinado.

Prosiguiendo con el procesamiento, mostramos los datos de campo en la Figura (5B- 2) para realizar el análisis y el correspondiente control de calidad.

Figura (5B- 2) Datos de la prueba de pozo IRHS-31-DES



Nota. 170. Salida de DSPWT.

Luego del análisis de los datos, seleccionamos la información de tiempo temprano entre los puntos (7-23) con coordenadas (2.4306E-3, 830.0E-3) y (9.038E-3, 2.50). Ajustamos linealmente estos datos obteniendo la pendiente de la recta e intersecciones con los ejes. Con las constantes de la recta ajustada calculamos los valores de transmisividad ($T_E = 2.3Q/4\pi \cdot \Delta s$) y almacenabilidad ($S_E = 2.25T \cdot t/r^2$) tempranas Figura (5B- 3)-a.

Del mismo modo, disponiendo de los valores de almacenabilidad y transmisividad para estos datos tempranos, procedemos al cálculo del tiempo adimensional ($u = r^2 S / 4T \cdot t$) y la función de pozo $W(u, r/\beta) = (4\pi T / Q) \cdot s$, donde 's' es el abatimiento medido en el campo Figura (5B- 3)-b.

Procedemos de igual manera con los datos de tiempo tardío usando los puntos (42-67) con coordenadas (34.7E-3, 4.0) y (375.0E-3, 4.61). Obtenemos con estos datos de

tiempo tardío los parámetros del reservorio T_L y S_L y el correspondiente tiempo adimensional (u) y función de pozo ($W(u, r/\beta)$) Figura (5B- 4)-a y Figura (5B- 4)-b.

Graficamos a continuación las funciones obtenidas, Figura (5B- 5), generando además la siguiente tabla (Tiempo temprano (E): datos 1-23, Tiempo tardío (L): datos 42-67)

Tabla(5B. 1) Parámetros del acuífero (no-confinado, flujo transitorio) para tiempo temprano y tardío según modelo de Boulton.

S_E	S_γ	T_E	T_L	β	$1/\beta$	η	β_N	r/β
2.07E-01	1.75E-02	1.45E+02	3.84E+02	8.31E+03	1.10E-02	8.42E-02	1.33E-03	1.65E-02

Nota. 171. Salida de DSPWT.

Almacenabilidad temprana: $S_E = 2.07E-01$

Rendimiento específico: $S_\gamma = 1.75E-02$

Transmisividad temprana: $T_E = 1.45E+02$ m/d

Almacenabilidad tardía: $T_L = 3.84E+02$ m/d

Factor de drenaje: $\beta = 8.31E+03$

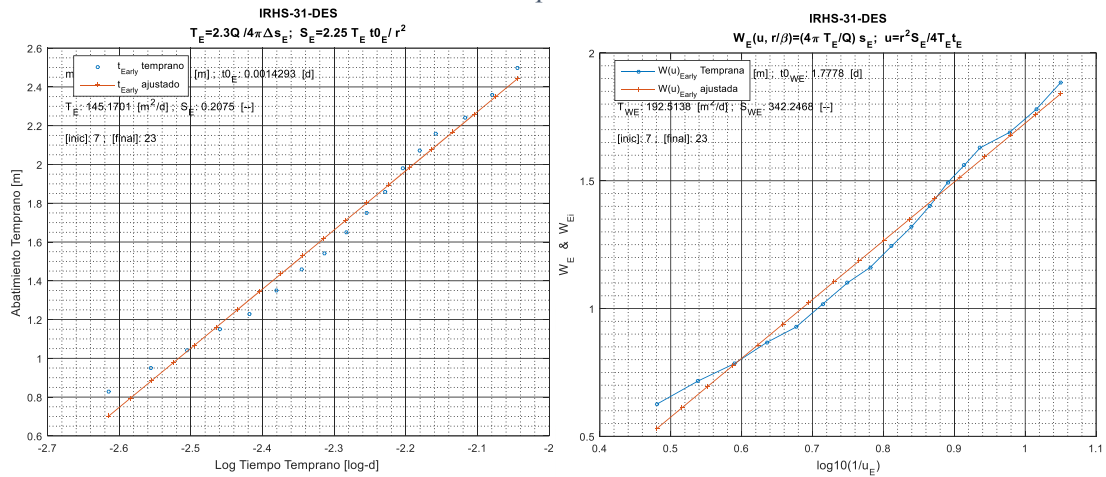
Índice de retraso de Boulton ($1/\beta$): $\beta_B = 1.10E-02$

Razón de almacenamiento: $\eta = 8.42E-02$

Factor de Neuman: $\beta_N = 1.33E-03$

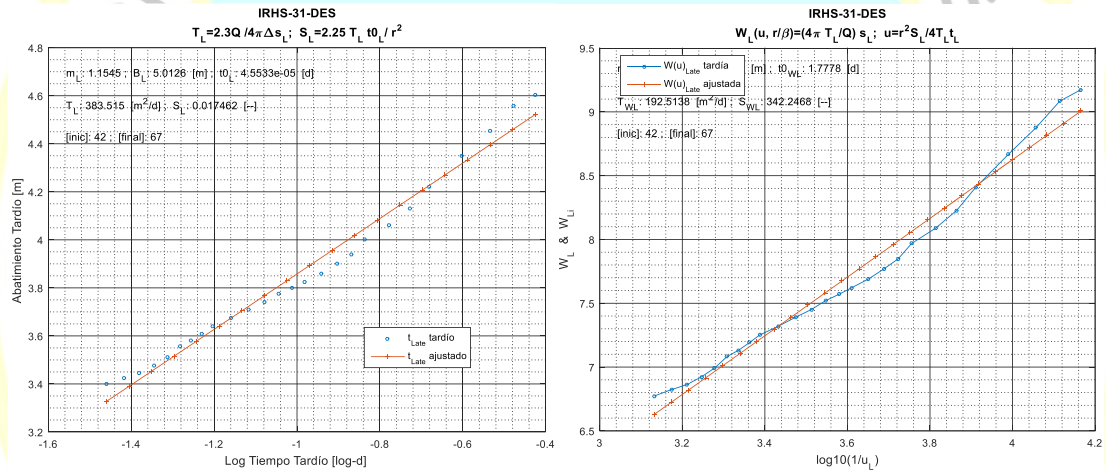
Variable función Boulton: $(r/\beta) = 1.65E-02$

Figura (5B- 3) Parámetros del acuífero, a.- datos de campo y b.- función de pozo, para tiempo temprano.



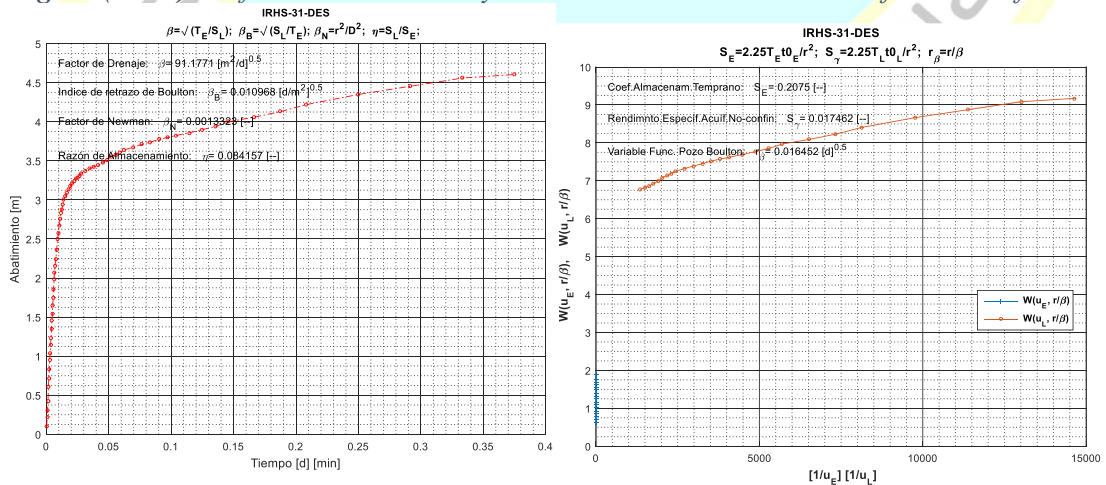
Nota. 172. Salida de DSPWT

Figura (5B- 4) Parámetros del acuífero, a.- datos de campo y b.- función de pozo, para tiempo tardío



Nota. 173. Salida de DSPWT

Figura (5B- 5) Coeficientes de Boulton y Neuman característicos del acuífero no confinado.



Nota. 174. Salida de DSPWT

ANEXO 5C: Pozo IRHS_43_PBX

N0-CONFINADO - TRANSITORIO

PRUEBA DEL MODELO DE BOULTON

Las condiciones iniciales y de frontera de modelo de Boulton son las mismas que para el modelo de Theis del modelo confinado, excepto que presenta una producción diferida debido al drenaje gravitacional desde la zona de drenaje sin sello sujeta a filtración.

1.-DATOS DE ENTRADA.-

Pruebas del pozo, **Tabla(1B. 1)**, file IRHS-43-PBX.

Lito estratigrafía: No disponible

Finos del acuífero (arenas+arcillas): No disponible

Profundidad de la criba/filtro: No disponible

Distancias radiales a los piezómetros: Niveles de agua tomados en el pozo de bombeo.

Profundidad de los piezómetros: No disponible

Distancias radiales a los Piezómetros superficiales: No disponible

Profundidad piezómetros superficiales: No disponible

Espesor del acuífero (D): 20 m.

Caudal de bombeo: 1296 m³/d.

2.- RESULTADOS

Se obtuvo los siguientes resultados en el procesamiento de la información de la prueba de pozo no confinado, bombeado a caudal constante 1296 m³/d.

PROCESADOS ORIGINALMENTE:

El procesamiento anterior no hizo distinción en los cálculos entre tiempo temprano y tardío, y obtuvieron lo que suponemos es un promedio de tiempo temprano/tardío

$$T = 184.65 \text{ m}^2/\text{d.}$$

$$K = 3.1622\text{E-}2 \text{ m/d.}$$

$$S = 4.49\text{E-}2 \text{ [-]}$$

$$\Delta s = 0.67$$

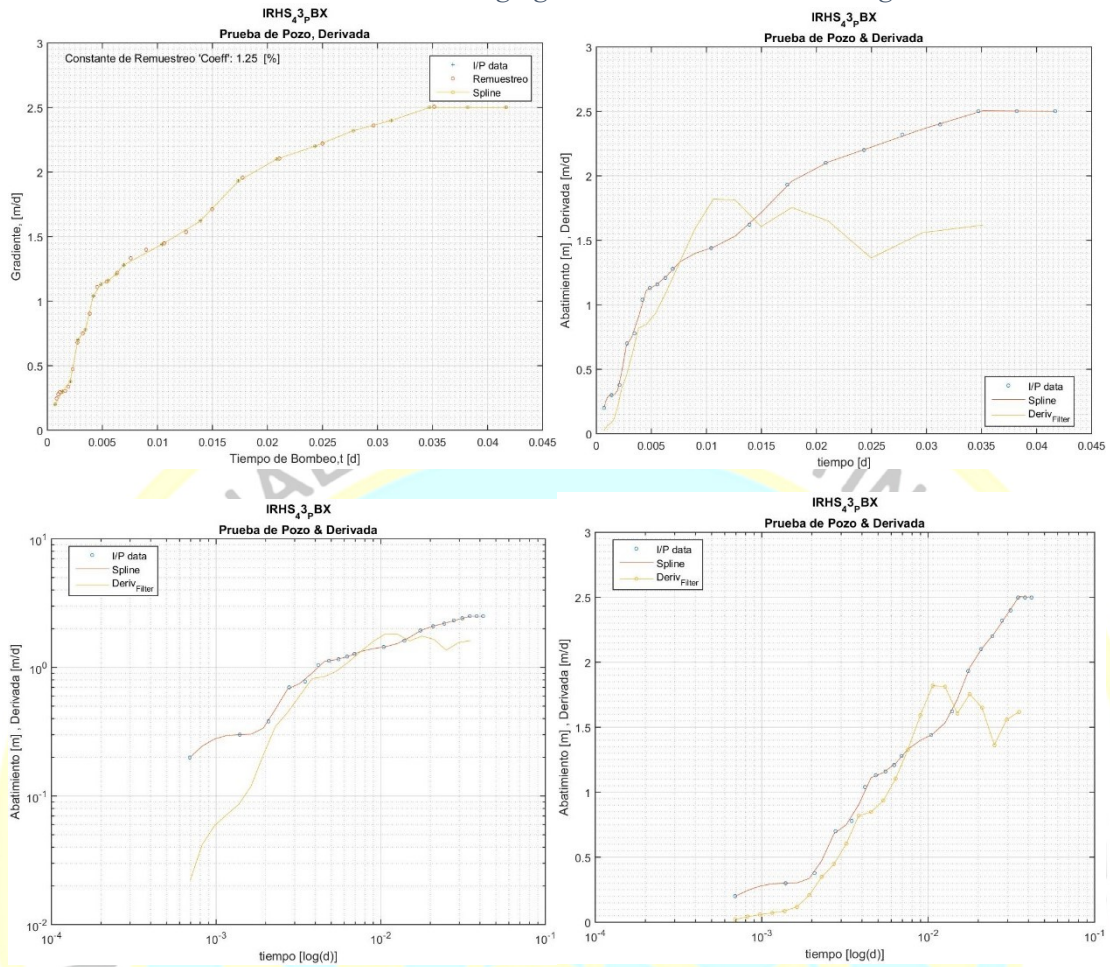
RESULTADOS DE TIEMPO TEMPRANO- TARDÍO PROCESADO CON DSPWT:

Inicio del procesamiento: Obtención de la derivada.

Aunque la duración de la prueba ha sido muy corta (60min), por el resultado del cálculo de la derivada confirman nuestras suposiciones del tipo de acuífero en el que se encuentra ubicado el pozo en estudio.

Usamos una resolución de procesamiento de la derivada con un remuestreo de 125% referidos al muestreo inicial de los datos de la prueba de abatimiento.

Figura (5C- 1) a.- Remuestreo de los datos, b.- Derivada escala normal, c.- Derivada escala loglog, d.- Derivada escala semilogx.

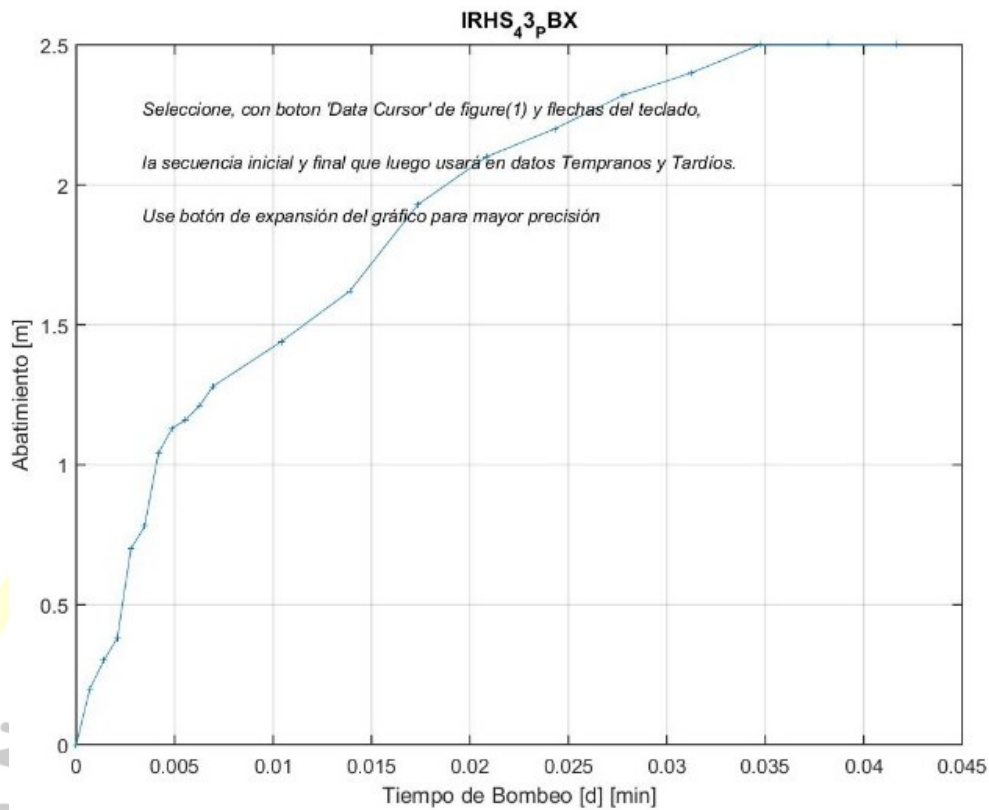


Nota. 175. Salida de DSPWT.

La prueba de pozo mostró algunas incoherencias, debido posiblemente a errores humanos en lectura de los niveles, corregidos con el control de calidad. Se evidencia la posible influencia en los datos del efecto de pozo en los primeros datos de la prueba, mismos que no han participado de los cálculos. Según la forma de la derivada de los datos de campo, y la profundidad del pozo se trataría de un acuífero no confinado, Figura (5C-1).

Prosiguiendo con el procesamiento, mostramos los datos de campo en la Figura (5C- 2) para realizar el análisis y el correspondiente control de calidad.

Figura (5C- 2) Datos de camp, pozo IRHS-43-PBX.



Nota. 176. Salida DSPWT.

Luego del análisis de los datos, seleccionamos los datos de tiempo temprano (7-12) con coordenadas (0.004861, 1.130) y (0.013889, 1.620). Ajustamos linealmente los datos de tiempo temprano obteniendo la pendiente y la intersección con los ejes, con las que calculamos los valores de transmisividad ($T_E=2.3Q/4\pi\Delta s$) y almacenabilidad ($S_E=2.25T\cdot t/r^2$) tempranas Figura(5C- 3)-a.

Usamos los valores de almacenabilidad (S_E y transmisividad (T_E) de tiempo temprano para obtener el valor del tiempo adimensional ($u=r^2S/4T\cdot t$) y la función de pozo $W(u, r/\beta) = (4\pi T/Q)\cdot s$, donde 's' es el abatimiento medido en el campo Figura(5C- 3)-b.

Aplicamos en mismo procedimiento a con los datos de tiempo tardío (13-18) entre las coordenadas (0.017361, 1.930) y (0.034722, 2.5) obteniendo los parámetros tardíos del reservorio T_L y S_L y el correspondiente tiempo adimensional (u) y función de pozo ($W(u, r/\beta)$) Figura(5C- 4)-a y Figura(5C- 4)-b.

Graficamos a continuación las funciones obtenidas, Figura (5C- 5), generando además la siguiente tabla (Tiempo temprano (E): datos 7-12, Tiempo tardío (L): datos 13-18)

Tabla(5C. 1) Parámetros del acuífero (no-confinado, flujo transitorio) para tiempo temprano y tardío según modelo de Boulton,

S_E	S_Y	T_E	T_L	β	$1/\beta$	η	β_N	r/β
3.1689E-02	9.1705E-02	238.71	110.27	2603.04	1.9600E-02	2.89	18.30	4.9000E-02

Nota. 177. Salida de DSPWT.

Almacenabilidad temprana: $S_E = 3.16E-02$

Rendimiento específico: $S_Y = 9.17E-02$

Transmisividad temprana: $T_E = 238.71$ m/d

Almacenabilidad tardía: $T_L = 110.27$ m/d

Factor de drenaje: $\beta = 51.2$

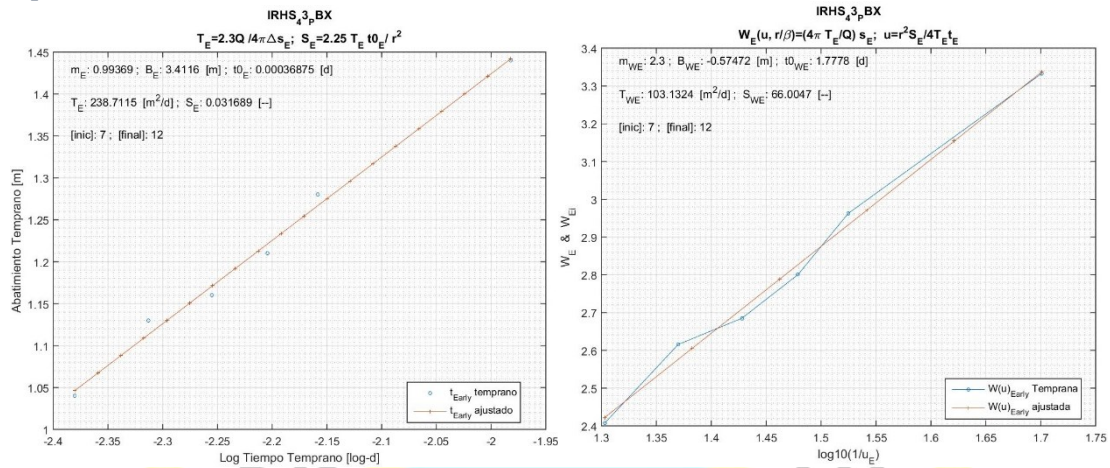
Índice de retraso de Boulton ($1/\beta$): $\beta_B = 1.96E-02$

Razón de almacenamiento: $\eta = 2.89$

Factor de Neuman: $\beta_N = 18.30$

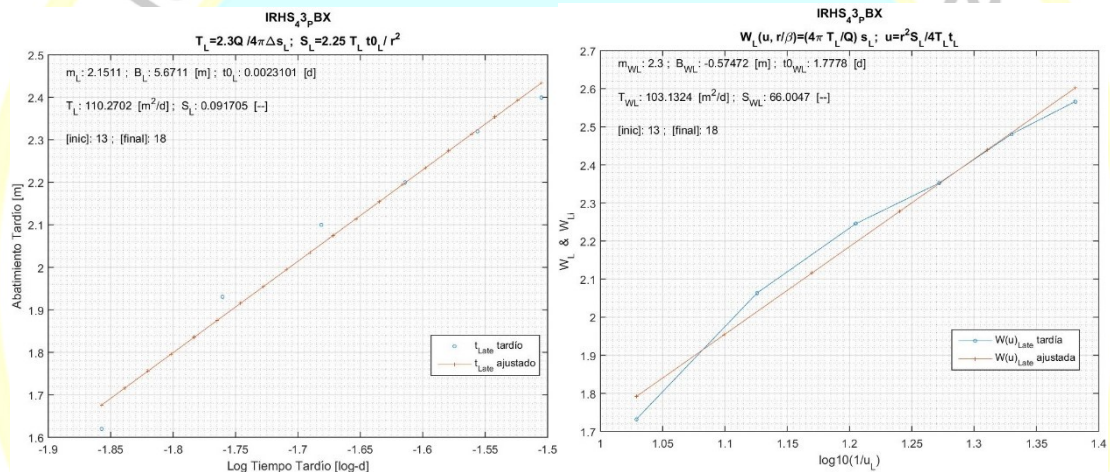
Variable función Boulton: $(r/\beta) = 4.9E-02$

Figura(5C- 3), Parámetros del acuífero, a.- datos de campo y b.- función de pozo, para tiempo temprano.



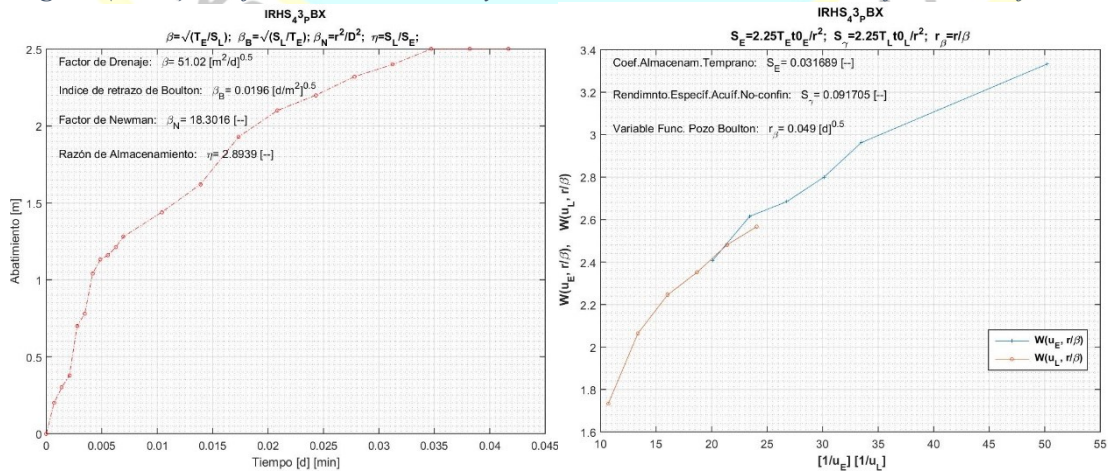
Nota. 178. Salida de DSPWT.

Figura(5C- 4) Parámetros del acuífero, a.- datos de campo y b.- función de pozo, para tiempo tardío



Nota. 179. Salida de DSPWT

Figura (5C- 5) Coeficientes de Boulton y Neuman característicos del acuífero no confinado.



Nota. 180. Salida de DSPWT

ANEXO 5D: Pozo IRHS_47_DES

N0-CONFINADO – TRANSITORIO

PRUEBA DEL MODELO DE BOULTON

Las condiciones iniciales y de frontera de modelo de Boulton son las mismas que para el modelo de Theis del modelo confinado, excepto que presenta una producción diferida debido al drenaje gravitacional desde la zona de drenaje sin sello, sujeta a filtración.

1.-DATOS DE ENTRADA.-

Pruebas del pozo, **Tabla(1B. 1)**, file IRHS-47-DES se muestra en la *Figura (5D- 2)* .

Lito estratigrafía: No disponible

Finos del acuífero (arenas+arcillas): No disponible

Profundidad de la criba/filtro: No disponible

Distancias radiales a los piezómetros: Niveles de agua tomados en el pozo de bombeo.

Profundidad de los piezómetros: No disponible

Distancias radiales a los piezómetros superficiales: No disponible

Profundidad piezómetros superficiales: No disponible

Espesor del acuífero (D): 21 m.

Caudal de bombeo: 1296 m³/d.

2.- RESULTADOS

Se obtuvo los siguientes resultados en el procesamiento de la información de la prueba de pozo no confinado, bombeado a caudal constante 1296 m³/d.

PROCESADOS ORIGINALMENTE:

El procesamiento anterior no hizo distinción en los cálculos entre tiempo temprano y tardío, obteniendo lo que suponemos un promedio de tiempo temprano/tardío

$$T = 259.2 \text{ m}^2/\text{d}.$$

$$K = 6.31\text{E}+0 \text{ m/d}.$$

$$S = 5.0\text{E}-2 \text{ [-]}$$

$$\Delta s =$$

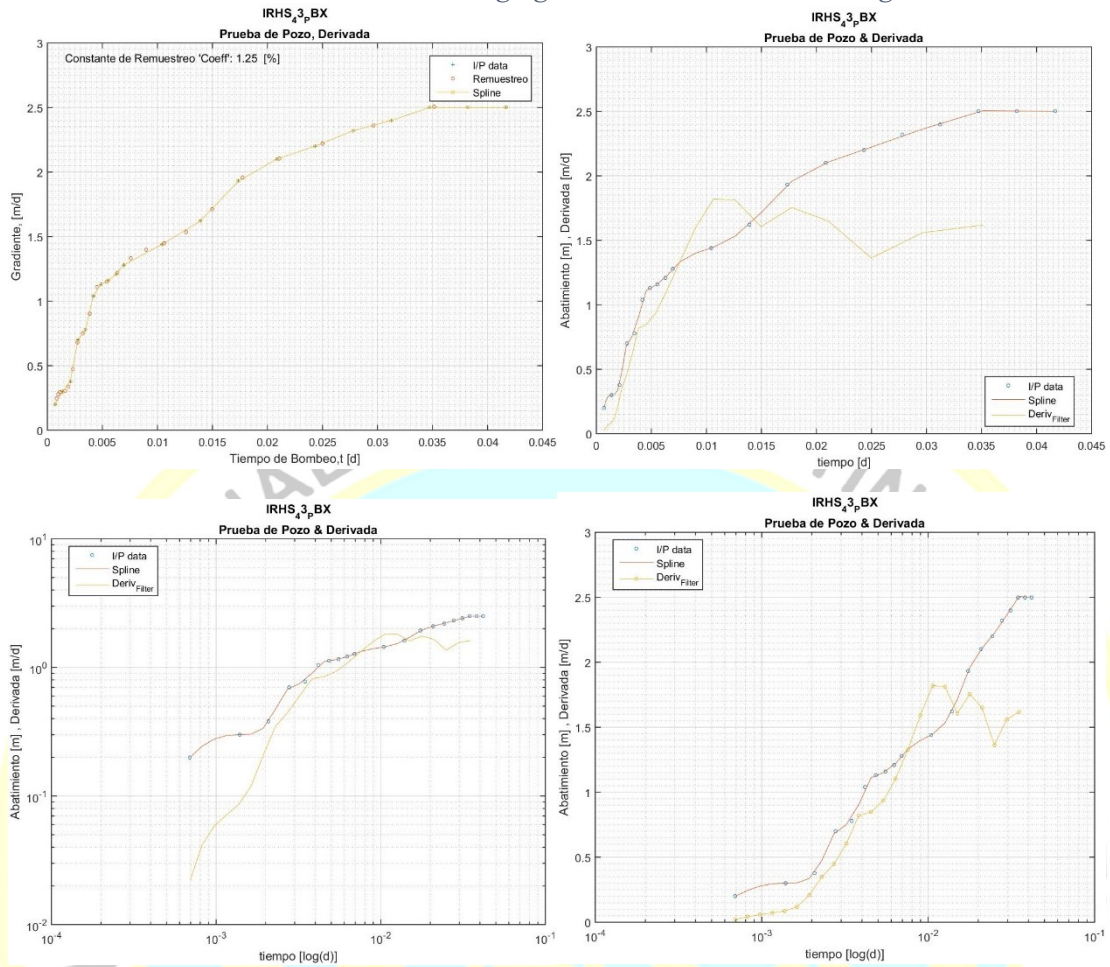
RESULTADOS DE TIEMPO TEMPRANO- TARDÍO PROCESADO CON DSPWT:

Inicio del procesamiento: Obtención de la derivada.

La duración de la prueba ha sido adecuada para la zona (11.0 hrs.), por el resultado del cálculo de la derivada confirman nuestras suposiciones y el modelo de acuífero en el que se encuentra ubicado el pozo en estudio. Iniciamos el procesamiento remuestreando los datos de campo, *Figura (5D- 1)-a*, usando interpolación spline cúbica.

Usamos una resolución de procesamiento de la derivada con un remuestreo de 45% referidos al muestreo inicial de los datos de la prueba de pozo. Mostramos los resultados en escalas normal, *Figura (5D- 1)-b*, escala loglog, *Figura (5D- 1)-c*, y escala semilog-x, *Figura (5D- 1)-d*.

Figura (5D- 1) a.- Remuestreo de los datos, b.- Derivada escala normal, c.- Derivada escala loglog, d.- Derivada escala semilogx.

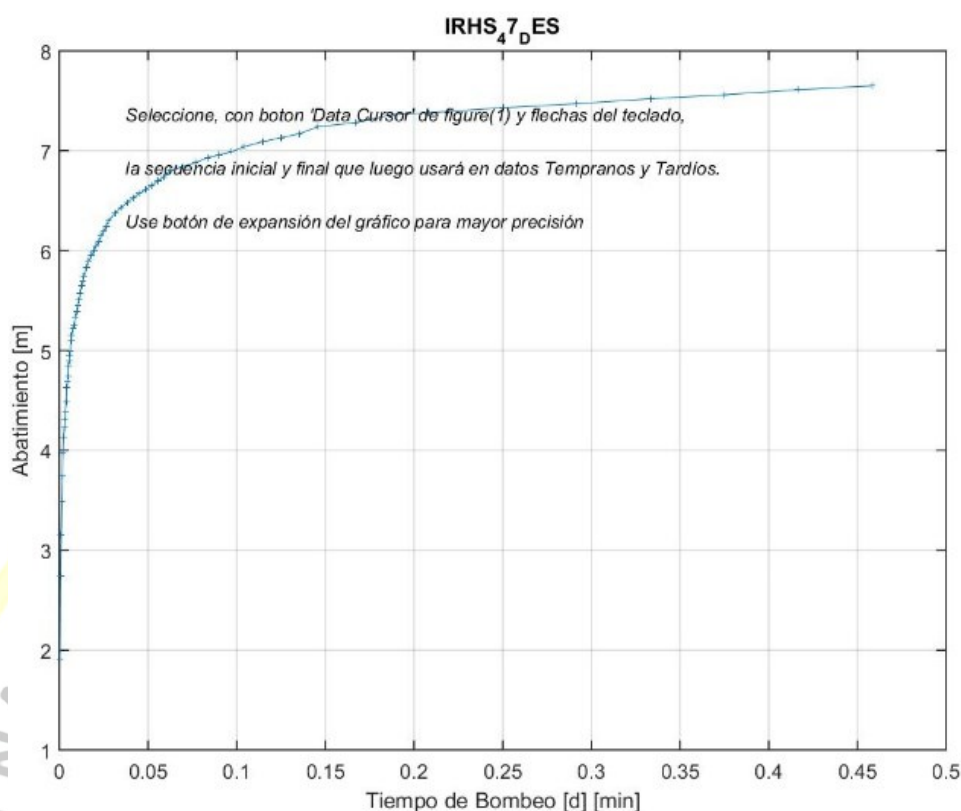


Nota. 181. Salida de DSPWT.

Se evidencia la posible influencia en los datos del efecto de almacenamiento de pozo (wellbore storage) en los primeros datos de la prueba, mismos que no han participado de los cálculos. Según la forma de la función de la derivada de la prueba de pozo, y la profundidad del pozo se trataría de un acuífero no confinado, Figura (5D- 1)- b,d.

Prosiguiendo con el procesamiento, mostramos los datos de campo en la Figura (5D- 2) para realizar el análisis y el correspondiente control de calidad.

Figura (5D- 2), Datos de campo del pozo IRHS-47-DES, listos para etapa de QC.



Nota. 182. Salida de DSPWT

Luego del control de calidad, seleccionamos los datos de tiempo temprano (6-40) entre las coordenadas (2.0833E-3, 3.97) y (27.7778E-3, 6.3), los que ajustamos linealmente obteniendo la pendiente e intersecciones con los ejes, necesarios para obtener los valores de transmisividad ($T_E=2.3Q/4\pi\Delta s$) y almacenabilidad ($S_E= 2.25T\cdot t/r^2$) tempranas Figura (5D- 3)-a.

Disponiendo de los valores de almacenabilidad (S_E) y transmisividad (T_E) para tiempo temprano, procedemos al cálculo del tiempo adimensional ($u=r^2S/4T\cdot t$) y de la función de pozo $W(u, r/\beta)=(4\pi T/Q)\cdot s$, donde 's' es el abatimiento medido en el campo Figura (5D- 1)-b.

Procedemos de igual manera con los datos de tiempo tardío (41-69) entre las coordenadas (31.25E-3, 6.37) y (458.33E-3, 7.65) obteniendo los parámetros del

reservorio T_L y S_L y el correspondiente tiempo adimensional (u) y función de pozo ($W(u, r/\beta)$) Figura(5D- 4)-a y Figura(5D- 4)-b.

Graficamos a continuación las funciones obtenidas, Figura (5D- 5), generando además la siguiente tabla (Tiempo temprano (E): datos 6-40, Tiempo tardío (L): datos 41-69).

Tabla(5D. 1) Parámetros del acuífero (no-confinado, flujo transitorio) para tiempo temprano y tardío según modelo de Boulton.

S_E	S_γ	T_E	T_L	β	$1/\beta$	η	β_N	r/β
2.87E-03	1.05E-05	1.14E+02	2.14E+02	3298.49	3.03E-04	3.65E-03	1.33E-03	4.55E-04

Nota. 183. Salida de DSPWT.

Almacenabilidad temprana: $S_E = 2.87E-03$

Rendimiento específico: $S_\gamma = 1.05E-05$

Transmisividad temprana: $T_E = 1.14E+02$ m/d

Almacenabilidad tardía: $T_L = 2.14E+02$ m/d

Factor de drenaje: $\beta = 3298.49$

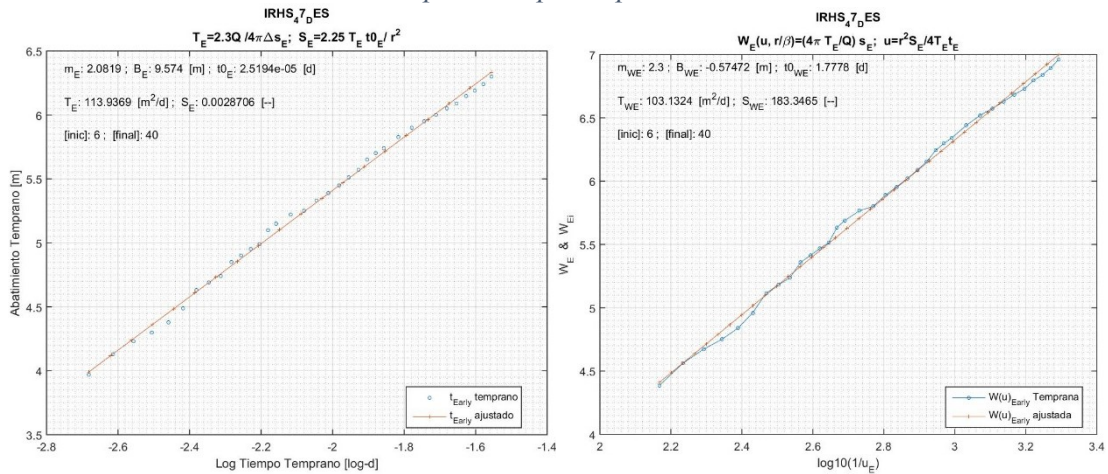
Índice de retraso de Boulton ($1/\beta$): $\beta_B = 3.03E-04$

Razón de almacenamiento: $\eta = 3.65E-03$

Factor de Neuman: $\beta_N = 1.33E-03$

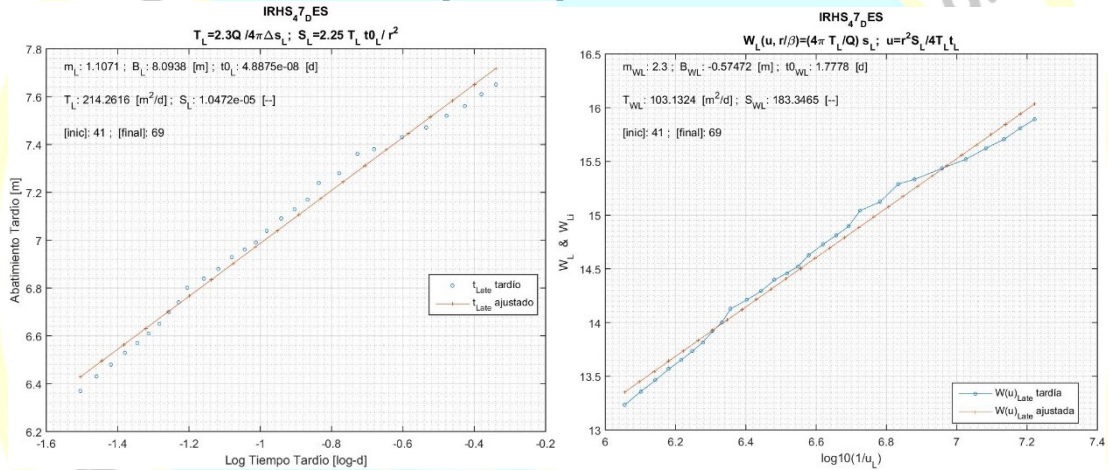
Variable función Boulton: $(r/\beta) = 4.55E-04$

Figura (5D- 3) Parámetros del acuífero, a.- datos de campo y b.- función de pozo, para tiempo temprano.



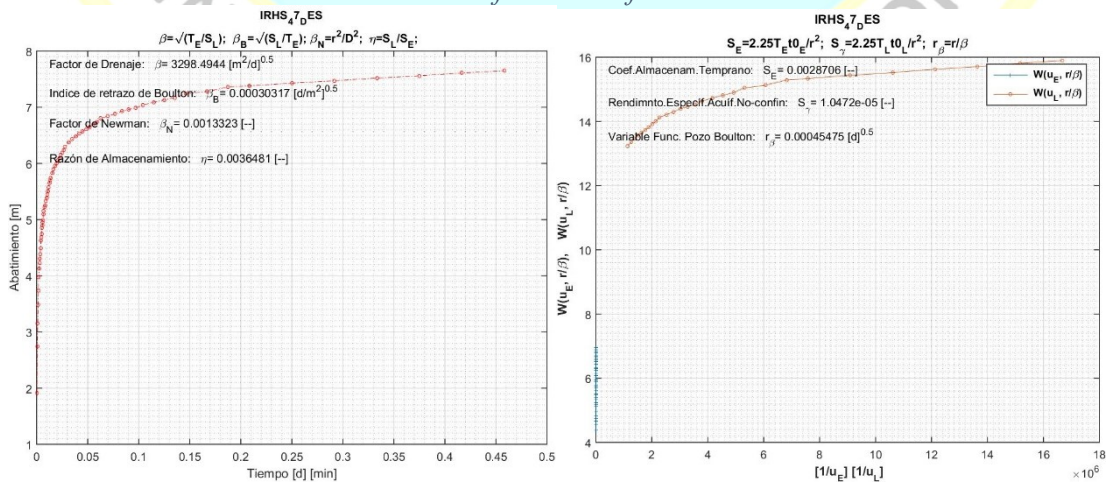
Nota. 184. Salida de DSPWT.

Figura (5D- 4) Parámetros del acuífero, a.- datos de campo y b.- función de pozo, para tiempo tardío



Nota. 185. Salida de DSPWT

Figura (5D- 5) Coeficientes de Boulton y Neuman característicos del acuífero no confinado.



Nota. 186. Salida de DSPWT.





UNIVERSIDAD NACIONAL
JOSÉ FAUSTINO SÁNCHEZ CARRIÓN
ESCUELA DE POSGRADO



ACTA DE SUSTENTACIÓN N°042-2020-V

En Huacho, el día 20 de noviembre de 2020, siendo las 06:00 pm, en la aplicación de videoconferencia Meet de la Escuela de Posgrado, los miembros del Jurado Evaluador integrado por:

PRESIDENTE	Dr. MAXIMO CISNEROS TEJEIRA	DNI N° 23904230
SECRETARIO	Dr. JOSE ANTONIO LEGUA CARDENAS	DNI N° 08832152
VOCAL	Dr. SERGIO EDUARDO CONTRERAS LIZA	DNI N° 08787108
ASESOR	Dr. CARLOS JOB FIESTAS URBINA	DNI N° 15581254

El(la) postulante al Grado Académico Don(ña) **JORGE LUIS FIESTAS URBINA**, identificado(a) con DNI N° **06112110**; procedió a la Sustentación de la Tesis titulada: **PROGRAMA DE PROCESAMIENTO DE PRUEBAS DE BOMBEO EN POZO DE AGUA PARA ESTIMAR CARACTERÍSTICAS HIDRÁULICAS EN ACUÍFEROS - PROVINCIA DE HUAURA 2017**, autorizado mediante Resolución Directoral N° **1119-2020-EPG**, de fecha **17 de noviembre de 2020**, de conformidad con las disposiciones del Reglamento de Grados Académicos y Títulos Profesionales vigentes, absolvió los interrogantes que le formularon los señores del Jurado.

Concluida la Sustentación de la tesis, se procedió a la votación correspondiente resultando el candidato(a) APROBADO por UNANIMIDAD con la nota de:

CALIFICACION		EQUIVALENCIA	CONDICION
NUMERO	LETRAS		
18	DIECIOCHO	EXCELENTE	APROBADO

Siendo las 07:36 pm del día 20 de noviembre de 2020, se dio por concluido el acto de sustentación, firmando el jurado evaluador las Actas de Sustentación de la Tesis Titulado: **PROGRAMA DE PROCESAMIENTO DE PRUEBAS DE BOMBEO EN POZO DE AGUA PARA ESTIMAR CARACTERÍSTICAS HIDRÁULICAS EN ACUÍFEROS - PROVINCIA DE HUAURA 2017**, para obtener el Grado Académico de Maestro(a) en **ECOLOGÍA Y GESTIÓN AMBIENTAL**, inscrito en el **FOLIO N° 42** del LIBRO DE ACTAS.



Dr. MAXIMO CISNEROS TEJEIRA
 PRESIDENTE



Dr. JOSE ANTONIO LEGUA CARDENAS
 SECRETARIO



Dr. SERGIO EDUARDO CONTRERAS LIZA
 VOCAL

Dr. CARLOS JOB FIESTAS URBINA
 ASESOR