

PARTE II. PRINCIPIOS FISICOS QUE RIGEN EL PROBLEMA DE LA INTRUSION SALINA

2.1. Definiciones

2.2. Parámetros

2.3. Cálculos numéricos de la profundidad de la interfase

2.3.1. Fórmula de Ghyben-Herzberg

2.3.2. Fórmula de Hubbert

2.3.3. Fórmula de Luszczynski

2.4. Ecuación de la interfase

Acuífero libre

Acuífero confinado

2.5. Efecto de las mareas

2.6. Fórmula de Glover

2.7. Fórmula de Todd

2.8. Cálculo del caudal vertido al mar

2.9. Reserva de una vez

2.10. Ejemplos

Vilaseca-Salou

Acuífero de la Pineda (Tarragona)

Acuífero de Wateringues (Francia)

2.1. DEFINICIONES

La intrusión salina se puede definir como el aumento de la salinidad en las aguas subterráneas en contacto con el mar provocado por actos humanos, siendo por lo tanto un caso particular de la contaminación de los recursos hídricos subterráneos.

Existen también otros tipos de contaminaciones salinas, generalmente en acuíferos tierra adentro, provocados por el lixiviado de formaciones geológicas ricas en contenidos salinos al incrementarse la velocidad de circulación del agua subterránea como consecuencia de la extracción de sus recursos subterráneos.

La invasión por el agua salada se caracteriza por el movimiento, en las zonas costeras, del agua del mar hacia los acuíferos libres o confinados, originando el desplazamiento del agua dulce de estos acuíferos. Si consideramos en una primera aproximación el agua dulce y el agua salada como dos fluidos inmiscibles, entonces estarán separados por una interfase en forma de bisel cuya pendiente se define con fórmulas semejantes a las utilizadas por los petroleros para estimar la interfase agua-petróleo.

En razón a la pendiente de la interfase, el frente de agua salada se puede asemejar a una lengua que avanza tierra adentro en los periodos de menor recarga del acuífero y retrocede hacia el mar cuando ésta es mayor. Ahora bien el agua de mar y el agua dulce no son inmiscibles sino que se mezclan en una zona que se conoce como zona de mezcla, y el paso de uno a otro fluido se hace de forma gradual. También es conocida esta zona como zona de difusión o transición (fig. 2.1.).

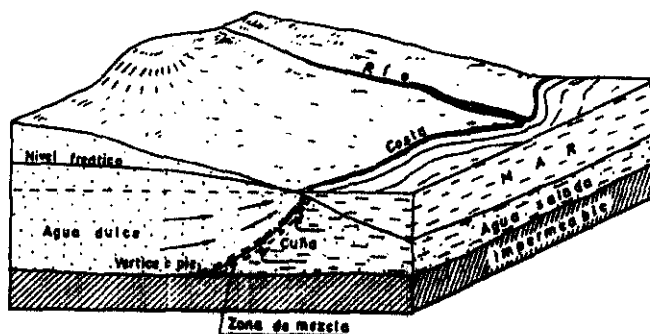


Fig. 2.1. Cuña de agua salada (Custodio y Llamas, 1976)

En un acuífero costero en condiciones naturales, se produce un movimiento tridimensional del agua dulce hacia el mar y puesto que el agua dulce y salada son miscibles, existe una zona de transición donde, por procesos de difusión, estas aguas se mezclan progresivamente. En la parte de la zona de transición situada al costado del agua dulce, el agua salobre es pues igualmente arrastrada hacia el mar y, por simple efecto de balance de sales, hace que se esté renovando constantemente. Existe por consiguiente un movimiento del agua salada hacia tierra, llamándose a este fenómeno "efecto Nomitsu".

La zona de mezcla se desplaza por efecto de:

- Disminuir el flujo de agua dulce al mar
- Aumento de la permeabilidad y heterogeneidad
- Diferencia de densidad
- Oscilaciones de las mareas

Hay que señalar que la interfase teórica se sitúa dentro de esta zona de mezcla.

2.2. PARAMETROS

Los valores de los parámetros de los dos tipos de fluidos que entran en juego en la intrusión marina son:

- Peso específico
 - Agua dulce: 1,000 gr/cm³
 - Agua salada: 1,025 gr/cm³ como valor medio, variando según sea la salinidad y la temperatura entre 1,20 y 1,030.
- Viscosidad
 - Para igual temperatura, el agua del mar, presenta una viscosidad un 30% mayor que el agua dulce
- Salinidad
 - Agua del Mar Mediterráneo: 34-35 gr/l
 - Agua de lluvia:
 - Valor medio del ión Cl⁻: 0,3-3 p.p.m.
 - Valor del ión Cl⁻ en las proximidades de la costa: 10-40 p.p.m.
 - Valor del ión Cl⁻ a 50 Km. tierra adentro 20 p.p.m.

Valor del ión Cl⁻ a 100 Km. tierra adentro
2 p.p.m.

2.3. CALCULOS NUMERICOS DE LA PROFUNDIDAD DE LA INTERFASE

2.3.1. Fórmula de Ghyben-Herzberg

El equilibrio hidrostático entre el agua dulce y el agua salada considerándolos como dos fluidos inmiscibles es decir, sin mezcla, y separados por una interfaz fue estudiado en 1888 por Badon Ghyben y posteriormente en 1901 por Herzberg.

El desarrollo de los postulados de Ghyben-Herzberg se basa en el equilibrio estático de dos columnas de agua de diferente densidad según se muestra en la fig. 2.2.

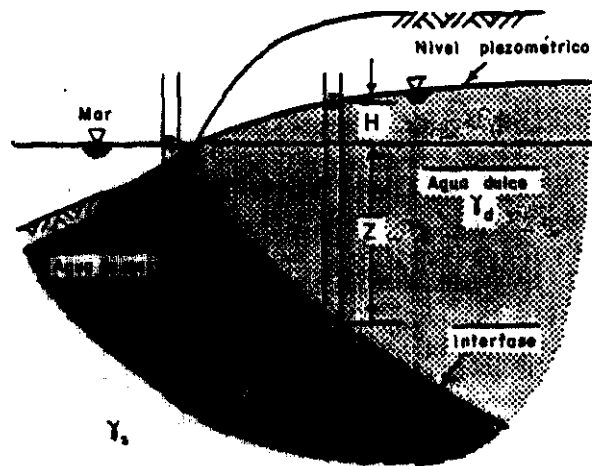


Fig. 2.2. Equilibrio agua dulce-agua salada en condiciones hidroestáticas

El equilibrio se produce cuando

$$\gamma_d (H + z) = \gamma_s z$$

siendo:

ρ_d : densidad del agua dulce (1,000 gr/cm³)

γ_s : densidad del agua de mar (1,025 gr/cm³)
H: altura del nivel piezométrico sobre el nivel del mar
z: profundidad de la interfaz respecto al nivel del mar

Por tanto:

$$z = \frac{1}{0,025} H \quad z = 40 H$$

Es decir por cada metro de agua dulce sobre el nivel del mar en un determinado punto, la interfase se sitúa a una profundidad de 40 m. Este valor evidentemente es aproximado y varía entre 50 y 33 para densidades del agua de mar comprendidas entre 1,020 y 1,030.

Es evidente que el tratamiento dado por Ghyben-Herzberg al problema es una idealización de él, puesto que se llega gracias a las siguientes simplificaciones:

- Existencia de un equilibrio hidrostático entre los fluidos
- La superficie de separación entre el agua dulce-salada es plana
- No existen gradientes verticales de carga
- No existen pérdidas de carga del agua de mar en su avance tierra adentro.

Si los dos fluidos en cuestión se encontrasen en equilibrio hidrostático no existiría entonces flujo y, en estas condiciones, la interfase sería horizontal y por tanto el agua dulce se encontraría, en cualquier punto, flotando sobre la salada por simple diferencia de densidades.

2.3.2. Fórmula de Hubbert

Hubbert considera el problema de la intrusión desde el punto de vista dinámico lo cual es una corrección al tratamiento dado por Ghyben-Herzberg. Estos suponen en su hipótesis

un flujo horizontal pero sin embargo, en las cercanías de la costa, debido al estrechamiento de la cuña de agua salada, se produce un notable incremento en la velocidad de ésta, por lo que aparecen componentes verticales del flujo como puede observarse en la fig. 2.3. Por tanto, el incremento de la velocidad origina un aumento del gradiente en cota superior a la deducida para el flujo horizontal.

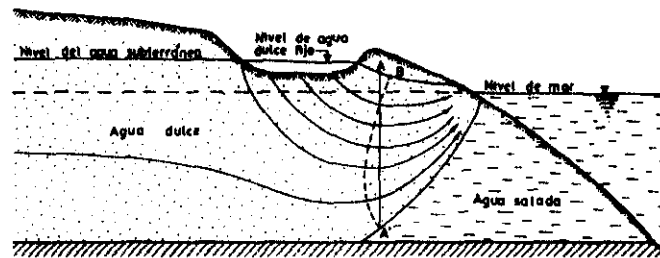


Fig. 2.3. Recarga en las proximidades de la costa. El potencial de la interfaz en el punto A es inferior al potencial de la superficie piezométrica en A (Custodio y Llamas, 1976)

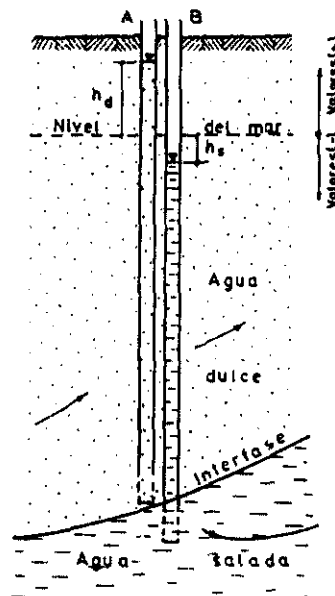


Fig. 2.4. Esquema para el cálculo de la fórmula de Hubbert (Custodio y Llamas, 1976)

Si consideramos que tenemos dos piezómetros próximos (fig. 2.4), uno de ellos abierto en la zona de agua dulce inmediatamente por encima de la interfase, y el otro abierto en el área de agua salada por debajo de la interfase, veremos que en el primero tiene un potencial mayor que el segundo. Con el primero lo que medimos es h_d (cota del agua dulce sobre el nivel del mar) y con el segundo h_s (cota del agua salada sobre el nivel del mar) que normalmente es negativo.

Si ahora aplicamos la ley de equilibrios tendremos:

$$(Z + h_d) \gamma_d = (Z + h_s) \gamma_s$$

Operando:

$$Z = \frac{\gamma_d}{\gamma_s - \gamma_d} h_d - \frac{\gamma_s}{\gamma_s - \gamma_d} h_s$$

Siendo el primer término $((\gamma_d/(\gamma_s - \gamma_d))h_d)$ la ley de Ghyben-Herzberg y el segundo $((\gamma_s/(\gamma_s - \gamma_d))h_s)$ la corrección a realizar a causa del flujo de agua salada.

En los sectores próximos a la costa existen grandes diferencias entre los valores de z (profundidad de la interfase) calculados mediante la fórmula de Ghyben-Herzberg con la de Hubbert, siendo mayores las profundidades de la interfase estimadas con esta última. Para las zonas más alejadas a la costa la ley de Ghyben-Herzberg da resultados satisfactorios.

2.3.3. Fórmula de Lusczynski

Tanto las fórmulas de Ghyben-Herzberg como la de Hubbert, consideran la zona de la interfase como de espesor despreciable a efectos prácticos, es decir, no existe zona de mezcla. Esta hipótesis no es cierta en la mayoría de los casos puesto que, los fenómenos de difusión y dispersión hidrodinámica están presentes creándose entonces una zona de mezcla.

La teoría de Luszczyński considera tres tipos de niveles en un punto H_{if} , H_{ip} y H_{in} siendo (fig. 2.5.):

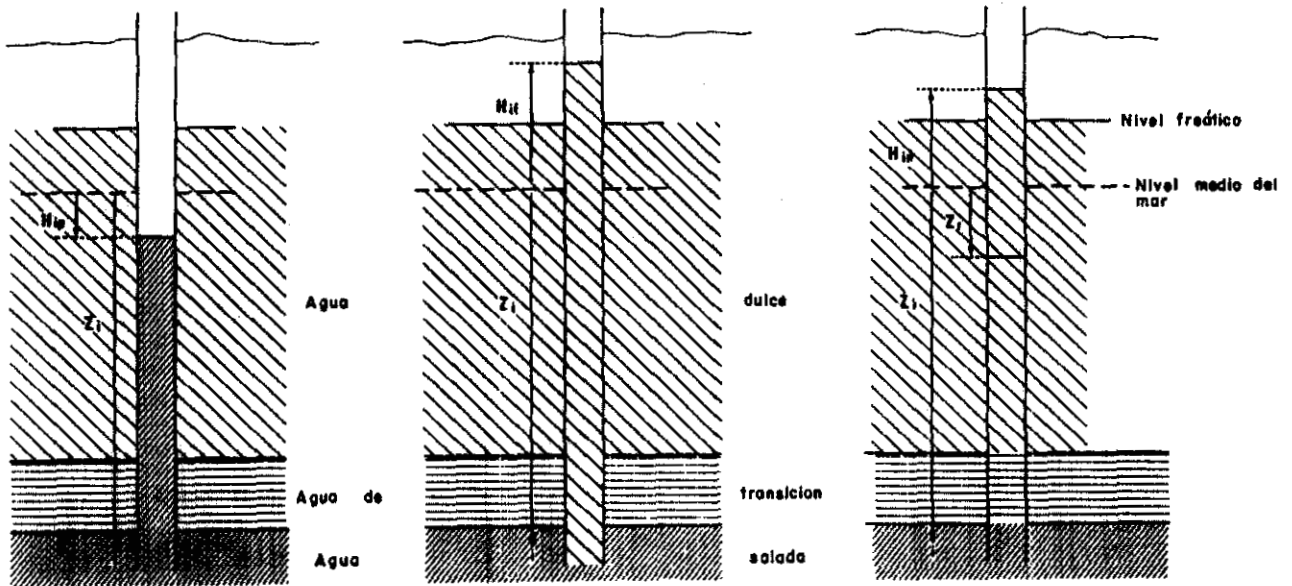


Fig. 2.5. Definición de los niveles de agua utilizados por Luszczyński (Dreyfus y Vailloux, 1970)

- H_{if} : Nivel de agua en un piezómetro ranurado en su parte inferior y relleno de agua dulce (nivel del agua dulce).
- H_{ip} : Nivel de agua en el mismo piezómetro pero relleno del agua existente a nivel de la ranura (nivel del agua puntual).
- H_{in} : Nivel del agua en el mismo piezómetro, relleno de agua con una repartición de la salinidad idéntica a la del terreno (nivel del agua ambiental). Esta definición es "a priori" teórica.

Si P_i es la presión en un punto i de cota Z_i , se pueden escribir las siguientes relaciones:

$$P_i = \rho_i g (H_{ip} - Z_i) \quad (1)$$

$$P_i = \rho_f g (H_{if} - Z_i) \quad (2)$$

$$P_i = \rho_f g (H_{in} - Z_r) + \rho_a g (Z_r - Z_i) \quad (3)$$

siendo:

ρ_i = densidad del agua en el punto i
 ρ_f = densidad del agua dulce
 ρ_a = densidad media del agua entre Z_r y Z_i

$$a = \frac{1}{Z_r - Z_i} \int_{Z_i}^{Z_r} \rho(Z) dz$$

Z_r = cota de un punto cualquiera en la zona de agua dulce

De las fórmulas (1) y (3) se puede tener la relación entre H_{1n} y H_{1p} :

$$\rho_f H_{1n} = \rho_i H_{1p} - Z_i (\rho_i - \rho_a) - Z_r (\rho_a - \rho_i) \quad (4)$$

Ahora aplicamos la igualdad (4) a dos puntos, el 1 correspondiente a un punto en el agua dulce y el 2 a un punto en el agua salada; considerando además que Z_r es igual a Z_d , cota del contacto agua dulce-agua de transición. Tendremos:

$$\rho_1 H_{1n} = \rho_1 H_{1p}$$

$$\rho_1 H_{2n} = \rho_2 H_{2p} - Z_2 (\rho_2 - \rho_a) - Z_d (\rho_a - \rho_1)$$

Si consideramos $h = H_{1n} - H_{2n}$ (gradiente vertical entre los puntos 1 y 2) y restamos las dos expresiones anteriores, obtenemos:

$$\rho_1 h = \rho_1 H_{1p} - \rho_2 H_{2p} + Z_2 (\rho_2 - \rho_a) + Z_d (\rho_a - \rho_1)$$

$$Z_d = \frac{1}{\rho_a - \rho_1} \left[\rho_2 H_{2p} - \rho_1 H_{1p} + \rho_1 h - Z_2 (\rho_2 - \rho_a) \right] \quad (5)$$

$$y \quad \rho_a = \frac{1}{Z_d - Z_2} \int_{Z_2}^{Z_d} \rho(Z) dz \quad (6)$$

La resolución de estas dos ecuaciones se hace iterativamente.

2.4. ECUACION DE LA INTERFASE

Existen otras fórmulas para el cálculo de la posición de la interfase y del flujo de agua dulce al mar en ausencia de la zona de mezcla.

Para ello se debe admitir (Llamas y Custodio, 1976):

- Acuífero homogéneo
- No hay zona de mezcla (puede admitirse ya que la zona de transición tiene un espesor comparado relativamente pequeño generalmente con el espesor del acuífero).
- Flujo horizontal
- Es válida la ley de Ghyben-Herzberg
- Se cumple la ley de Darcy

a) Acuífero libre:

Vamos a considerar un acuífero homogéneo que cede agua al mar, con un caudal q_0 por unidad de longitud de costa.

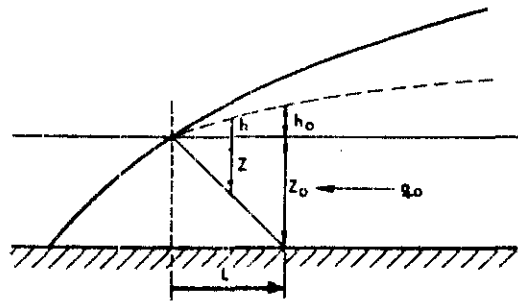


Fig. 2.6.

Si denominamos

$$\beta = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_d}$$

La ley de Ghyben-Herzberg nos da:

$$z = \frac{h}{\beta}$$

Aplicando la ley de Darcy:

$$q_0 = -K (h + z) \frac{dh}{dx}$$

Sustituyendo el valor de z tendremos:

$$q_0 = -K \left(1 + \frac{1}{\beta} \right) h \frac{dh}{dx}$$

$$\frac{q_0}{K \left(1 + \frac{1}{\beta} \right)} dx = -h dh$$

Integrando

$$\frac{q_0 x}{K \left(1 + \frac{1}{\beta} \right)} = -1/2 (h^2 - h_0^2), \quad h_0^2 - h^2 = \frac{2 q_0 x}{K \left(1 + \frac{1}{\beta} \right)}$$

Sustituyendo $h = z\beta$

$$\beta^2 (z_0^2 - z^2) = \frac{2 q_0 x}{K \left(1 + \frac{1}{\beta} \right)}$$

$$z_0^2 - z^2 = \frac{2 q_0 x}{K\beta(\beta+1)} \quad (\text{Ecuación de la interfase})$$

La penetración de la cuña salada (L) se puede calcular tomando $x = L$, $h = h_a$ y $h_0 = \beta z_0$ (fig. 2.6). Será por tanto:

$$L = \frac{K \left(1 + \frac{1}{\beta} \right) \left[\beta^2 z_0^2 - h_a^2 \right]}{2q_0}$$

Si se considera una recarga uniforme por efecto de la pluviometría la ecuación de la interfase será (Custodio y Llamas, 1976)

$$z_0^2 - z_L^2 = \frac{2q_0 x + W x^2}{K\beta(\beta+1)}$$

siendo W la altura de agua recargada por unidad de tiempo.

Por otro lado, la penetración de la cuña será (Custodio y Llamas, 1976):

$$L = -\frac{q_0}{W} + \sqrt{\frac{q_0^2}{W^2} + \frac{K \beta (\beta + 1)}{W} Z_0^2}$$

b) Acuífero confinado:

Las condiciones son las mismas que para un acuífero libre.

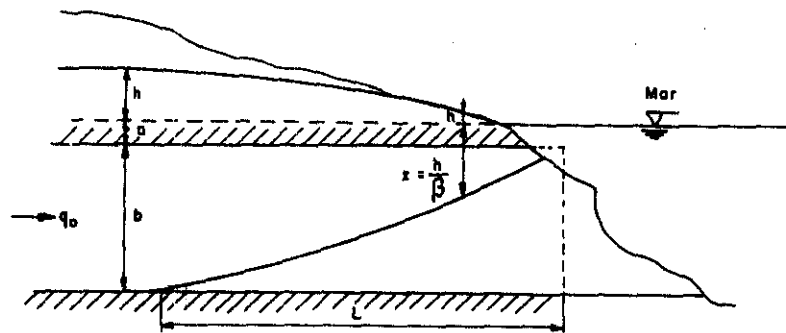


Fig. 2.7.

La ecuación de la superficie piezométrica será:

$$b^2 - \left(\frac{h}{\beta} - a\right)^2 = \frac{2q_0}{\beta K} (x - x_0)$$

siendo b el espesor del acuífero.

La ecuación de la superficie de la interfase para $Z = h/\beta$ es:

$$b^2 - (Z - a)^2 = \frac{2q_0}{\beta K} (x - x_0)$$

La penetración de la cuña salada (L) será:

$$L = \frac{b^2 \beta K}{2q_0}$$

siendo $x = x_0 + L$ y $\frac{h}{\beta} - a = 0$

2.5. EFECTO DE LAS MAREAS

Si consideramos una sección perpendicular a la costa, el efecto de las mareas en el acuífero puede deducirse de la ecuación de la continuidad del mismo:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t}$$

La integración de la anterior igualdad es:

$$H = h_i e^{-x_i \sqrt{\pi S / t_0 T}}$$

o lo que es lo mismo:

$$\ln \frac{H}{h_i} = -x_i \sqrt{\frac{\pi S}{t_0 T}}$$

Donde H es la amplitud de la marea en la costa, h_i la amplitud de la fluctuación en el acuífero a una distancia x_i de la costa, t_0 es el periodo de la marea y T y S la transmisividad y el coeficiente de almacenamiento del acuífero respectivamente.

Como se puede ver, la influencia de las mareas decrece de forma exponencial con la distancia a la costa.

2.6. FORMULA DE GLOVER

La fórmula de Glover define la ecuación de la interfase con una mayor exactitud que las vistas en el apartado 2.3. Las condiciones supuestas para su elaboración son las siguientes (Custodio y Llamas, 1976):

- No hay zona de mezcla
- El acuífero es cautivo y su techo coincide con el nivel del mar
- El agua dulce sale al mar por una zona de anchura x_0

- El mar no sufre oscilaciones y el agua salada es estática
- El espesor del acuífero es lo suficientemente grande para que la cuña de agua salada no toque el muro de éste

La ecuación de la interfase es:

$$z^2 - \frac{2 q_0 x}{\beta K} - \frac{q_0^2}{K^2 \beta^2} = 0$$

siendo:

x = distancia a la costa
 z = profundidad de la interfase bajo el nivel del mar
 q₀ = caudal de agua dulce por unidad de longitud de costa
 K = permeabilidad
 $\beta = \gamma_s - \gamma_d / \gamma_d$

La anchura de la franja de salida al mar es:

$$x_0 = \frac{q_0}{2K\beta}$$

2.7. FORMULA DE TODD

Mediante la fórmula de Todd se puede determinar la penetración de la cuña salina.

Puede servir este cálculo para comprobar las anomalías observadas mediante los análisis químicos. Si por ejemplo, un punto presenta altos contenidos en cloruros, se puede chequear si es debido a un fenómeno de intrusión de agua de mar o bien es debido a la presencia de aguas congénitas.

Esta fórmula experimental relaciona:

- Caudal unitario de agua dulce (q)

$$q = 1/2 \left(\frac{p_s - p_d}{p_d} \right) \frac{K e^2}{L}$$

- Caudal según Darcy:

$$q = K e i$$

siendo:

P_s = peso específico del agua salada = 1.025 gr/dm³

P = peso específico del agua dulce = 1.000 gr/dm³

K = permeabilidad del acuífero

e = espesor del acuífero cautivo

L = distancia al mar

i = gradiente hidráulico

operando resulta:

$$L = 0,0125 \frac{e}{i}$$

Esta fórmula sólo es aplicable para valores menores de:

- $i = 0,5 \times 10^{-3}$

- $e = 100$ m.

2.8. CALCULO DEL CAUDAL VERTIDO AL MAR

El caudal de agua dulce que atraviesa una sección en dirección al mar viene dado, para acuífero libres, por la siguiente expresión (deducible a partir de la ley de Darcy):

$$q = \frac{T h - p D^2}{2 D} L$$

siendo:

q = caudal vertido hacia el mar

T = transmisividad del acuífero en la zona considerada

h = cota de la superficie piezométrica

p = lluvia útil entre el punto considerado y la línea de costa

D = distancia desde el punto a la línea de costa

L = ancho total de la sección considerada.

2.9. RESERVA DE UNA VEZ

Cuando en un acuífero costero se extrae un caudal de agua, la interfase avanza hacia el interior lo cual provoca una disminución en las reservas de agua dulce en el acuífero en una cantidad igual al volumen de agua bombeada. A este volumen de agua utilizado se le conoce como "reserva de una vez", ya que cuando la interfase avanza hacia la posición final, toda la posición de acuífero que ha barrido en su desplazamiento se ha salinizado y ya no puede volverse a utilizar.

El volumen de esta "reserva de una vez" es (fig. 2.8.):

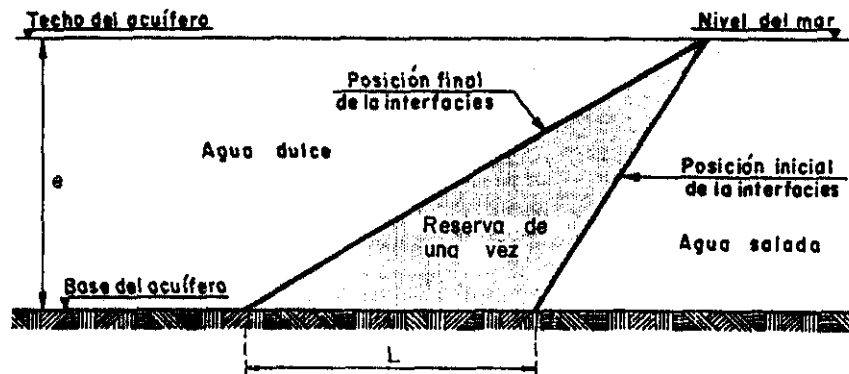


Fig 2.8. Reserva de una vez

$$V = 1/2 e L m A$$

siendo:

- e: espesor del acuífero
- L: penetración de la cuña
- m: porosidad eficaz
- A: anchura de la sección considerada

2.10. EJEMPLOS

A continuación se desarrollan una serie de ejemplos de la utilización de las distintas formulaciones expuestas en los epígrafes anteriores, aplicados a casos reales.

Vilaseca - Salou

Los acuíferos de la zona costera del "Camp de Tarragona", se encuentran actualmente en un proceso de progresiva contaminación marina como consecuencia de las fuertes extracciones a que se ven sometidos. De hecho, Tarragona es la única capital de provincia que está en permanente estado de "alerta roja" debido a la baja calidad de las aguas subterráneas que la abastecen. En el año 1986 el I.G.M.E. realizó una investigación para el estudio y control de la intrusión salina en la zona, consistente en la perforación de tres sondeos entre las poblaciones de Vilaseca y Salou (fig. 2.9.) al W de la capital. Estos tres sondeos denominados Vilaseca I, II y III de 300, 240 y 224 m. de profundidad respectivamente, atravesaron diversas alternancias de margas, calcarenitas, areniscas y calizas del Terciario como puede observarse en la fig. 2.10.

Una vez finalizadas las perforaciones de estos tres sondeos, se procedió a realizar una serie de registros geofísicos (fig. 2.11.) y una toma de muestras estratificadas para su posterior análisis.

Con los datos de los análisis de las muestras estratificadas, fue posible reconstruir la evolución de los cloruros en profundidad y comparar las isolíneas de éstos con la profundidad de la interfase calculada mediante la fórmula de Ghyben-Herzberg (fig. 2.10.). Como se puede ver en la citada figura, ambos métodos conducen a resultados muy semejantes aunque en el sondeo Vilaseca II, la interfase esté mas alta debido a que en su perforación se utilizaron lodos menos salinos que falsean los contenidos de cloruros.

Acuífero de La Pineda (Tarragona)

El acuífero de La Pineda se sitúa al E de Salou entre esta población y la desembocadura del río Francolí. Como consecuencia de las importantes extracciones de agua subterránea de los últimos años existe un grave problema de intrusión marina.

En el curso de las investigaciones realizadas por el IGME se ha estimado el déficit de la descarga del flujo subterráneo al mar. Este volumen de descarga equivale a un flujo subterráneo diario cuyo valor es:

$$Q_{mar} = T \times i \times A$$

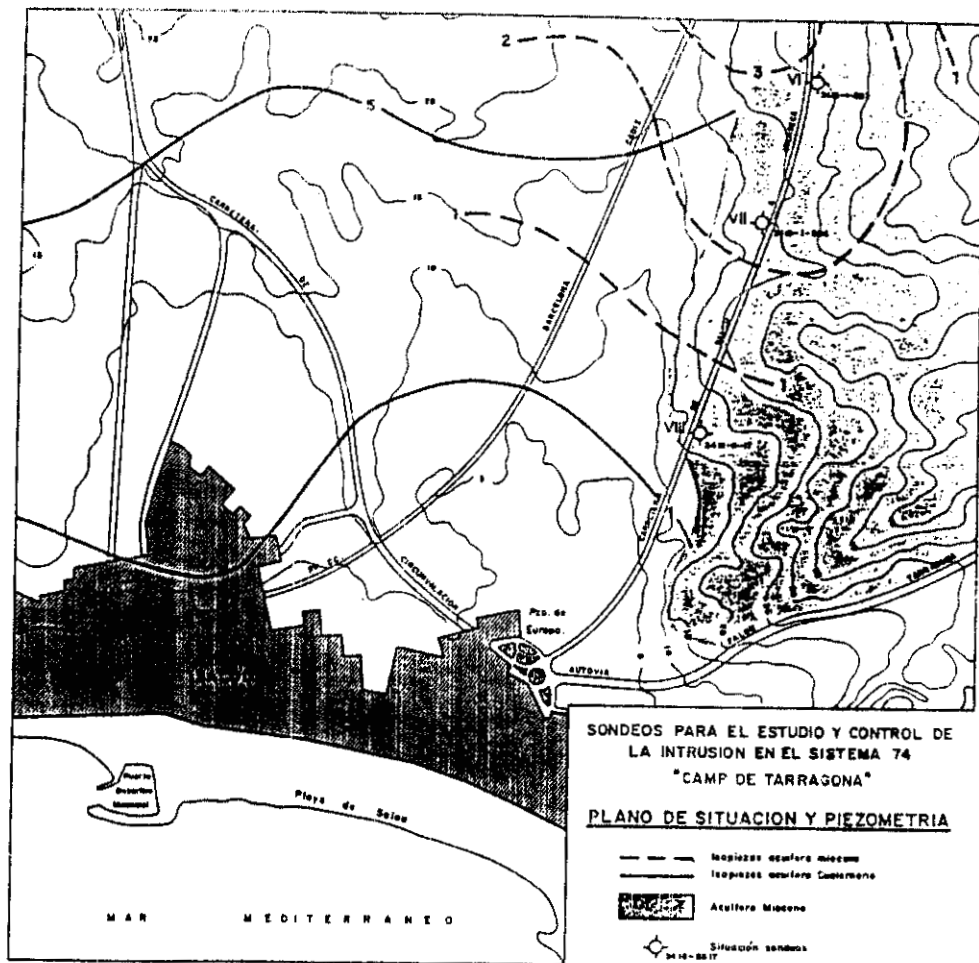


Fig. 2.9. Plano de situación

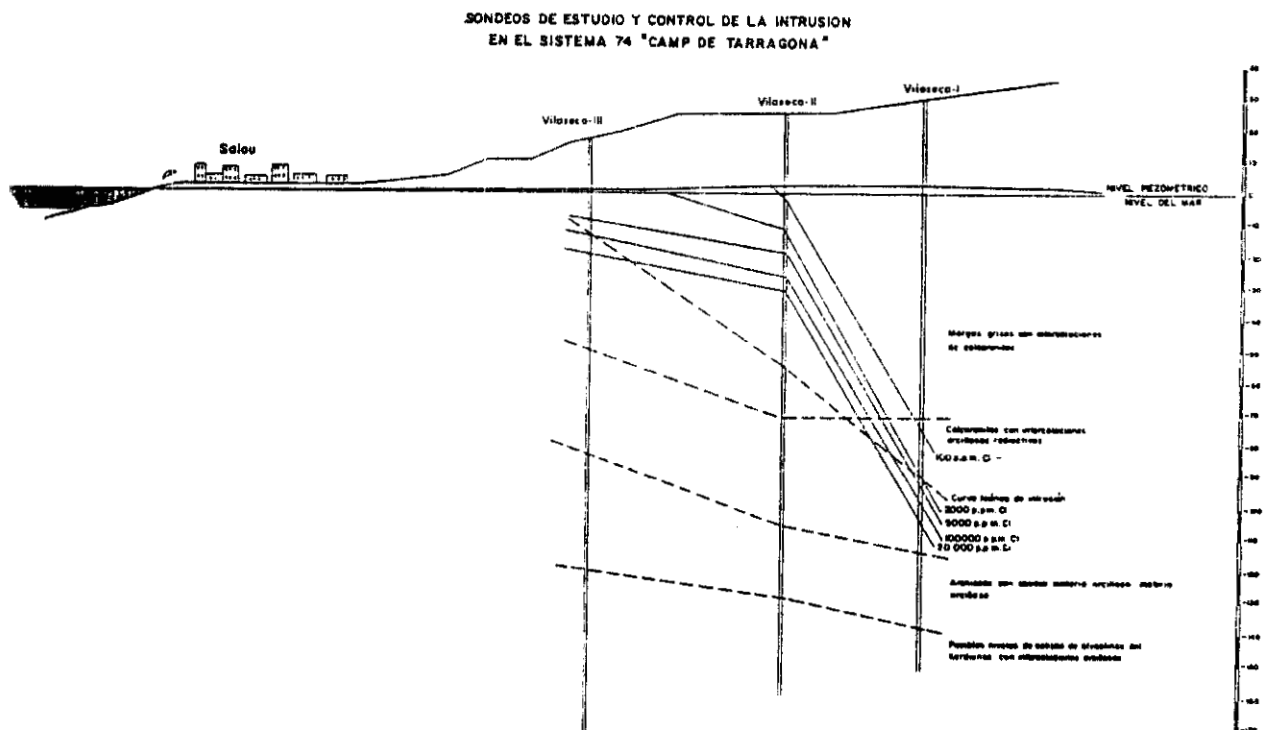


Fig. 2.10. Perfil transversal

Comparación de registros

Sondeo VILASECA-II

- Conductivimetro Widurt.
- - - Equipo Century Compulog
- Muestras Estratificadas

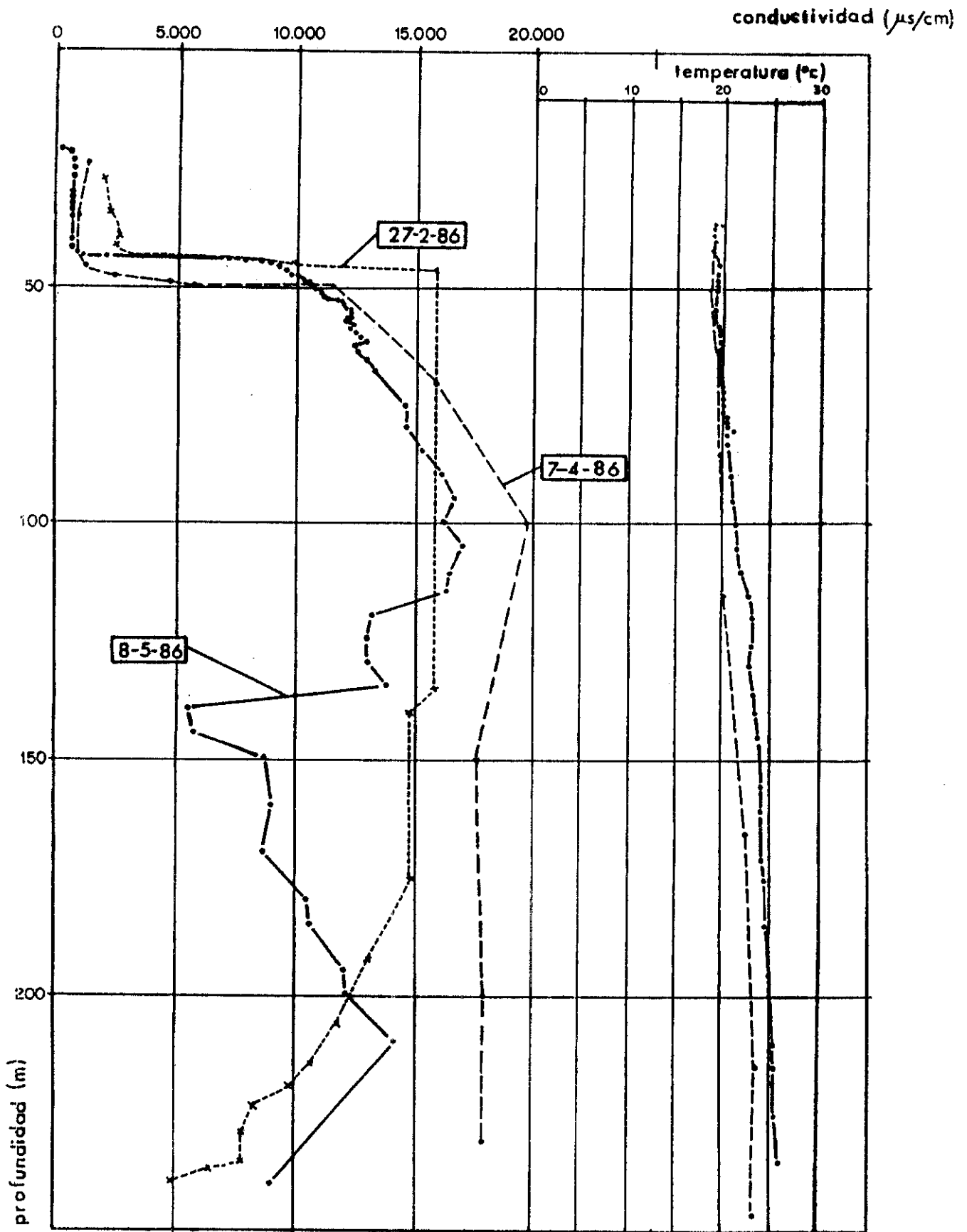


Fig. 2.11. Registros geofísicos

siendo

T : Transmisividad
i : Gradiente hidráulico
A : Longitud de costa considerada

En base a los datos de un sondeo de 33 m. de profundidad en las cercanías de la costa, se sabe que la potencia del acuífero es de 23 m. y que el espesor saturado bajo el nivel es de 22 m. La transmisividad calculada ha sido de 2.000 m²/día.

Se han evaluado las descargas al mar para los años 1970, en el que no existía intrusión marina y 1986. Los gradientes hidráulicos eran de 4,7 x 10⁻³ y 2,9 x 10⁻³ respectivamente. Los caudales diarios de agua dulce vertidos al mar a lo largo de 2 Km. de costa (entre el pueblo de La Pineda y el límite entre los términos de Vilaseca y Tarragona) son:

$$Q_{1970} = 2.000 \times 4,7 \times 10^{-3} \times 2.000 = 18.800 \text{ m}^3/\text{día}$$

equivalentes a 6,86 Hm³/año

$$Q_{1986} = 2.000 \times 2,9 \times 10^{-3} \times 2.000 = 11.600 \text{ m}^3/\text{día}$$

equivalentes a 4,23 Hm³/año

El déficit entre ambos años es aproximadamente 2,6 Hm³/año el cual ha sido el causante de los problemas de intrusión salina.

Estos datos pueden ser controlados con otros cálculos como pueden ser la estimación del flujo mínimo diario de retención necesario para que no exista intrusión salina, y que se puede obtener por la fórmula de Bear-Mercado:

$$Q_0 = \frac{B^2 K}{2 \delta L}$$

En donde

Q₀ : caudal diario por metro de costa
B : espesor del acuífero
K : permeabilidad
L : distancia al pie de la cuña
δ : relación densidad agua dulce-agua salada

El pie de la cuña se situará en la cota de agua dulce $hd=z/\delta$ (ley de Ghyben-Herzberg), siendo z el espesor saturado del acuífero con agua dulce. En el caso del acuífero de La Pineda hd será:

$$hd=22/40=0,55$$

Lo que equivale a suponer matemáticamente que no existirá intrusión salina en las zonas en donde la cota del agua dulce sea superior a 0,55 m.

En el acuífero de La Pineda la cota +0,55 m. se situaba en el año 1970 a 165 m. de la costa y en 1986 a 1.500 m. Los caudales diarios serán en ambos casos aplicando la ecuación de Bear-Mercado.

$$Q_{1970} = \frac{22^2 \times \frac{2000}{22}}{2 \times 40 \times 165} = 3,53 \text{ m}^3/\text{día/m. de costa}$$

$$Q_{1986} = \frac{22^2 \times \frac{2000}{22}}{2 \times 40 \times 1500} = 0,37 \text{ m}^3/\text{día/m. de costa}$$

Teniendo en cuenta que la descarga se realiza en 2 Km. de costa, el volumen total anual será para los años 1970 y 1986 de 2,58 Hm³/año y 0,27 Hm³/año. La diferencia entre ambos años es de 2,3 Hm³/año, valor muy similar al déficit de descarga al mar calculado anteriormente, 2,6 Hm³/año, lo que valida la utilización de estas fórmulas en los estudios de intrusión salina.

Acuífero de Wateringues (Francia)

Este ejemplo es un resumen de un trabajo de A. Dreyfus y Y. Vailliaux publicado en el Boletín del B.R.G.M. en 1970.

Las Wateringues es una plana litoral que se extiende entre Calais y Dunkerque a lo largo de unos 15 Km. El acuífero está formado por arenas que se presentan bajo la forma de un cono cuyo espesor crece hacia el mar, en donde alcanza los 30 m. de potencia.

El acuífero es ligeramente cautivo por encontrarse cubierto por unos limos superficiales, y presenta en su base una zona salinizada.

Entre los diversos estudios realizados, se ha ensayado la utilización de las fórmulas de Ghyben-Herzberg, Hubbert y Lusczynski para comprobar sus resultados.

Los puntos de observación han sido tres:

- Offekerque: Existe un sondeo profundo enteramente ranurado y 8 piezómetros de 3,5 a 15 m. ranurados los últimos 70 cm.
- Flautas de Pan X-22: Hay 5 piezómetros de 4,5 a 15 m. de profundidad ranurados los últimos 70 cm.
- Flautas de Pan de Maubert-Sennicourt: el mismo dispositivo anterior.

En Offekerque la zona de transición se encuentra situada entre -4,20 y -14 m. según las medidas de conductividad realizadas. En las flautas de Pan la interfase agua dulce-agua salobre se sitúa a -8,5 en X-22 y -8,0 en Maubert-Sennicourt.

La fórmula de Ghyben-Herzberg sólo se ha aplicado al sondeo profundo de Offekerque. La de Hubbert en los tres puntos para los piezómetros más profundos al igual que la de Lusczynski.

Se ha podido comprobar que en los puntos de observación no existen movimientos verticales del agua por lo que se puede aplicar la fórmula:

$$Z_d = \frac{1}{\rho_a - \rho_1} [\rho_2 H_{2p} - \rho_1 H_{1p} - Z_2 (\rho_2 - \rho_a)]$$

siendo

ρ_1 : densidad en el fondo del piezómetro superficial

ρ_2 : densidad en el fondo del piezómetro profundo

ρ_a : $(\rho_1 + \rho_2) / 2$

H_{1p} : cota del nivel del agua en el piezómetro superficial

H_{2p} : cota del nivel del agua en el piezómetro profundo

Z_2 : cota de la zona ranurada en el piezómetro profundo

Z_d : profundidad de la interfase

Los resultados obtenidos son los siguientes:

- Ghyben-Herzberg: el valor calculado en Offekerque es de -27,3 m., muy diferente al real.
- Hubbert: la profundidad que calcula cuando existe zona de mezcla es un punto que se sitúa en la zona de transición. Los valores calculados para los tres puntos estudiados pueden ser considerados satisfactorios. Ahora bien cuando en acuíferos costeros la zona de transición se encuentra a lo largo del 50% del espesor del acuífero, resulta poco útil disponer de una cota ficticia.
- Lusczynski: los valores calculados mediante la aplicación de este método, se apartan de los datos de la profundidad de la interfase y además para un mismo punto de observación los resultados obtenidos varían según se apliquen a uno u otro piezómetro. Las causas de estas variaciones se deben a:
 - * Imprecisión de las medidas: los niveles del agua se miden con una precisión de 0,5 cm. y las densidades con 0,00025. Estas variaciones pueden influir en los resultados de forma apreciable.
 - * La hipótesis $\rho_a = (\rho_1 + \rho_2)/2$ introduce un error apreciable, sobre todo en los piezómetros abiertos en la parte baja de la zona de transición.
 - * Los valores medidos no concuerdan bien con la definición de los términos de la fórmula, así por ejemplo:
 - La cota Z_2 está tomada a la mitad de la zona ranurada y no es puntual como se define en la fórmula.
 - En la densidad no solo intervienen los sólidos disueltos sino partículas finas en estado coloidal.
 - Las medidas con el salinómetro han puesto en evidencia que en un piezómetro abierto en su parte inferior, las salinidades no están distribuidas uniformemente sino que hay una especie de "apretamiento" en la parte baja que puede conducir a variaciones de más del 30% entre la parte superior e inferior.

En función de estas consideraciones se pueden corregir ciertos datos utilizados. Así por ejemplo en Offekerque se ha medido una densidad media en el interior del piezómetro de 1,009, que es la que debe utilizarse, aunque en la parte inferior es de 1,0105. Manteniendo el valor de ρ_a anteriormente deducido se calcula una profundidad de $Z_d = 4,45$ distinta de la calculada con $\rho_1 = 1,0105$ (-2,50) y muy semejante a la real -4,20.

Como conclusión se puede decir que las fórmulas de Ghyben-Herzberg y Hubbert sólo son aplicables cuando la zona de transición está muy poco desarrollada. La de Lusczynski da buenos resultados pero exige una gran precisión en las medidas de los niveles del agua y densidades.