

2 Procesos hidrogeológicos y calidad del agua en acuíferos litorales

Hydrological processes and water quality in coastal aquifers

E. KRUSE¹ y J. MAS-PLÀ²

¹ Universidad Nacional de La Plata CONICET, La Plata

² Universitat de Girona, Girona

Resumen: En las zonas litorales, los recursos hidrológicos, principalmente las aguas subterráneas, reciben una fuerte presión debido a la intensa ocupación humana. La pérdida de calidad del agua por el fenómeno de intrusión marina, así como el agotamiento de los recursos con una calidad aceptable, suponen un límite al crecimiento socioeconómico de estas regiones. En este capítulo se exponen los conceptos hidrogeológicos que describen la dinámica del agua subterránea en las áreas costeras y los efectos de su explotación. Asimismo, se exponen alternativas para la recuperación de estos recursos y los riesgos ante un escenario de cambio climático.

Palabras clave: Hidrogeología. Zonas litorales. Intrusión marina. Salinización.

Abstract: Water resources in coastal areas, in particular groundwater, are affected by significant pressures because of human activities. Continuous water withdrawal enhances seawater intrusion producing a loss of water resources quality, which limits the socio-economical growth of these areas. In this chapter, we present the hydrogeological concepts that describe groundwater dynamics in coastal areas, and the effects of their exploitation as well. Furthermore, we introduce existing remediation actions and the risks associated to climate change.

Key words: Groundwater flow. Coastal areas. Sea water intrusion. Salinization.

2.1. Introducción

Las zonas litorales han experimentado presiones en sus valores ambientales como resultado del desarrollo histórico de núcleos de población y, más recientemente, con la proliferación de las actividades agrícolas e industriales intensas. Este desarrollo ha sido posible, entre otros factores, por la existencia de recursos de agua abundantes, ya sea a través de la explotación de ríos o acuíferos. El crecimiento económico durante el último siglo ha conllevado la explotación agresiva de estos recursos. Como resultado, las reservas de agua han disminuido y su calidad se ha deteriorado, afectando tanto a su disponibilidad para los usos humanos como para la preservación de los ecosistemas.

Esta explotación ha alterado las dinámicas naturales, modificando la relación hidrológica entre continente y océano. La repercusión más inmediata es la salinización de las aguas superficiales, en los tramos inferiores de los ríos, y de las aguas subterráneas a través de la intrusión marina (Custodio y Bruggeman, 1987). Ello conduce a un problema de gestión en el que la recuperación de la calidad de los recursos hidrológicos y la preservación de los ecosistemas en las zonas litorales debe realizarse de forma simultáneamente a su explotación.

La afección de las zonas costeras es un fenómeno habitual en la mayoría de litorales con actividad humana. Sin embargo, los impactos han sido más intensos en aquellas zonas con amplias llanuras aluviales y formaciones deltaicas, en las que el carácter llano de la topografía, que favorece la ocupación y las comunicaciones, así como la existencia de aguas continentales abundantes, han propiciado una mayor ocupación del territorio y, con ella, una importante afección ambiental.

Los procesos de intrusión marina en los acuíferos litorales han sido una de las mayores limitaciones en la explotación continua de los recursos subterráneos. La existencia de agua marina en el subsuelo continental es un proceso natural, en equilibrio con la dinámica hidrológica regional. Sin embargo, la captación de agua subterránea altera dicho equilibrio y favorece la penetración de la salinidad hacia el interior del continente. Como resultado, los niveles acuíferos afectados devienen inapropiados para su explotación y ésta debe orientarse a la explotación de zonas más interiores o a niveles más profundos, incrementando con el tiempo el alcance de la deterioración de los recursos hidrogeológicos.

Por ello, la gestión hidrológica de las zonas costeras debe orientarse hacia la recuperación del equilibrio hidrológico entre continente y océano, minimizando las presiones humanas basadas en la explotación de los recursos. El conocimiento del medio litoral (geología e hidrología) y de los procesos hidráulicos (flujo subterráneo, influencia de captaciones) son aspectos fundamentales en el cometido de alcanzar un uso sostenible de estos recursos.

En este capítulo se resumen los conceptos hidrogeológicos básicos en relación a la dinámica hidrogeológica de las zonas costeras, con especial énfasis en la descripción de

los procesos de intrusión marina, su reconocimiento y monitorización, y en la tipología de las presiones humanas sobre los recursos de agua subterránea.

2.2. El fenómeno natural de la intrusión marina

El conocimiento de la relación agua dulce-agua salada en regiones costeras adquiere importancia tanto en los aspectos relacionados con el uso del agua (agua potable, riego) como con la preservación ambiental. En condiciones naturales se reconoce una situación estable, dado que el flujo de agua subterránea dulce hacia la zona de descarga (mar) con la presencia de agua salada subyacente no presenta modificaciones significativas a corto plazo. Los cambios climáticos (ascenso o descenso del nivel del mar) o movimientos relativos de la tierra y el mar pueden producir variaciones a escalas temporales superiores.

2.2.1. Descripción del proceso: *cuña, interfase, dinámica, direcciones de flujo, efecto de los ríos. Heterogeneidad: acuíferos y niveles acuitardos*

Los procesos complejos que se producen en la relación agua dulce-agua salada están asociados a los movimientos simultáneos que existen entre dos líquidos miscibles con distintas densidades, que a su vez presentan diferencias de viscosidad y, a veces, de temperatura. El agua salada es más densa y, por este motivo, tiende a ubicarse por debajo del agua dulce. En la zona de contacto entre ambas se produce una penetración en profundidad del agua salada hacia el continente.

En este sentido, se denomina *cuña de agua salada* (agua con una salinidad total y contenido de cloruro similar a la de mar) a la masa de agua salada de gran longitud desarrollada a lo largo de la costa, que con una sección en forma triangular se encuentra apoyada en la base del acuífero y con el vértice hacia tierra adentro. Generalmente, en una formación geológica, que contiene dos fluidos inmiscibles en contacto, se forma una interfase definida que tiene una orientación y profundidad que guarda relación con la velocidad y dirección del movimiento, con el potencial hidráulico y con la densidad de cada uno de los fluidos.

Si esos dos líquidos son miscibles, tales como agua dulce y agua salada, no existe una interfase brusca sino que se pasa de un fluido a otro a través de una zona de mezcla. Esta zona de mezcla o interfase, llamada también *zona de difusión* o *transición*, refleja con intensidad variable las propiedades químicas e hidráulicas de cada uno de los líquidos originales y su ancho depende de la difusividad y dispersividad del medio y de las características del movimiento.

La zona de mezcla dentro de la cual se sitúa la interfase teórica es una franja dinámica en la cual el agua se mueve no sólo como consecuencia de las diferencias de densidad, sino también de los cambios de nivel hidráulico entre ambos líquidos. De este

modo, el movimiento permanente o temporal del agua salada hacia tierra adentro, produciendo un desplazamiento del agua dulce, se denomina *intrusión de agua salada o marina*.

La existencia de drenajes superficiales, tales como ríos, canales o lagunas litorales próximos a la costa puede provocar una lengua de agua salada hacia el continente, que no es más que un avance de la cuña salada, dada las condiciones morfológicas e hidrológicas de dichos rasgos.

En el subsuelo, la existencia de niveles geológicos sectores con fuertes variaciones en la permeabilidad (por ejemplo, zonas aluviales o deltaicas) puede dar lugar a distintos avances del agua dulce, produciendo digitaciones en la relación agua dulce-agua salada. En el caso que existan varios acuíferos superpuestos, cada uno de ellos con un nivel hidráulico distinto, se establecerán diferentes estados de equilibrio y en la costa pueden localizarse acuíferos de agua dulce y acuíferos de agua salada o salobre en la misma vertical. Si se trata de un acuífero semiconfinado, una parte de la descarga de agua dulce hacia el mar puede producirse a través del techo de menor permeabilidad. Por otra parte, en muchos sistemas acuíferos existe una alternancia de niveles permeables y niveles semipermeables y en cada uno se establece su propia interfase, de acuerdo con los niveles piezométricos en cada uno de ellos.

A veces el contacto entre un acuífero y el mar no es homogéneo y el agua tiende a descargar por sitios preferenciales, incluso si el volumen es importante y la presión suficiente puede originar surgencias submarinas de agua dulce.

2.2.2. *Fórmula de Ghyben-Herzberg*

Los primeros estudios de la relación del agua dulce y del agua salada con el objeto de estimar la posición de la cuña de agua salada en regiones costera se realizaron en base a una serie de supuestos que dan lugar a lo que se conoce como *fórmula de Ghyben-Herzberg*. Esta relación supone que el agua salada en una región costera se encuentra por debajo del nivel del mar a una profundidad que es aproximadamente 40 veces la altura del agua dulce por encima del nivel del mar (Bear, 1979).

Ello tiene como base considerar el equilibrio estático de columnas de agua de diferente densidad. El balance hidrostático entre el agua dulce y el agua salada tradicionalmente se expresa gráficamente mediante la experiencia en un tubo en U (fig. 2.1).

La presión en cada columna del tubo (agua dulce-agua salada) será igual, por consiguiente:

$$\rho_s g z = \rho_d g (z + h_d)$$

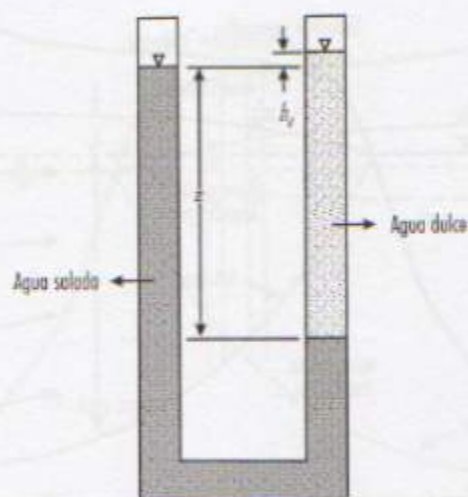


Figura 2.1: Relación entre agua dulce y agua salada representada por un tubo en U.

Donde ρ_s es la densidad del agua salada
 ρ_d es la densidad del agua dulce
 g es la aceleración de la gravedad
 z es la distancia en la que se halla el límite entre agua dulce y agua salada, suponiendo un carácter inmisible de ambos líquidos.

Resolviendo para z :

$$z = \frac{\rho_d}{\rho_s - \rho_d} h_d$$

Para típicas condiciones de agua salada, $\rho_s = 1,025 \text{ g/cm}^3$, y para el agua dulce, $\rho_d = 1,000 \text{ g/cm}^3$, así:

$$z = 40h_d$$

indicando que para cada metro de nivel hidráulico sobre el nivel del mar, el límite de la masa de agua dulce se hallará unos 40 m de profundidad, suponiendo una formación hidrogeológica de mayor potencia.

2.2.3. Estimación de la posición de la cuña de agua salada

La estimación de la posición de la interfase agua dulce-agua salada se puede realizar en base a la fórmula de Ghyben-Herzberg, llevando la experiencia de las columnas del tubo a una situación costera y considerando un acuífero de espesor constante y parámetros homogéneos.

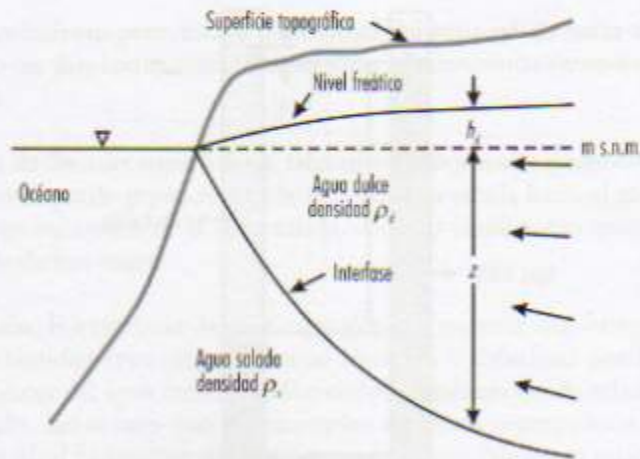


Figura 2.2: Esquema de la relación agua dulce-agua salada en un acuífero costero no confinado.

En la figura 2.2 se ha representado tal situación, en la cual h_1 se convierte en la elevación del nivel freático encima del nivel del mar y z es la profundidad de la interfase agua dulce-agua salada debajo del nivel del mar.

Las hipótesis básicas que tienen como base los trabajos de Ghyben-Herzberg indican que el flujo de agua dulce es horizontal y por lo tanto el potencial es constante a lo largo de cualquier vertical. Además no existe flujo de agua salada y la interfase es un plano definido, no existiendo zona de mezcla. En estas condiciones, en un punto cualquiera de la interfase debe equilibrarse la presión del agua dulce y del agua salada.

Donde se dan los supuestos indicados, la relación Ghyben-Herzberg da resultados satisfactorios. Solamente próximo a la línea de costa, donde los componentes de flujo vertical se convierten en pronunciados, se generarán errores significativos en la posición de la interfase.

Para acuíferos confinados, esta relación también puede ser aplicada, reemplazándose la superficie freática por la superficie piezométrica. Es importante notar que, a partir de la relación de Ghyben-Herzberg, el equilibrio agua dulce-agua salada requiere que el nivel freático, o el nivel piezométrico, se sitúe por encima del nivel del mar y que exista un gradiente hídrico hacia el océano. Si no se dan estas condiciones, el agua de mar avanzará directamente tierra adentro.

La fórmula de Ghyben-Herzberg es válida bajo condiciones muy sencillas. Condiciones más realistas en las proximidades de la costa indican que la reducción de la sección de salida de agua dulce significa velocidades crecientes y la aparición de componentes verticales de la velocidad; además de la existencia de condiciones de flujo en la masa de agua salada (fig. 2.3).

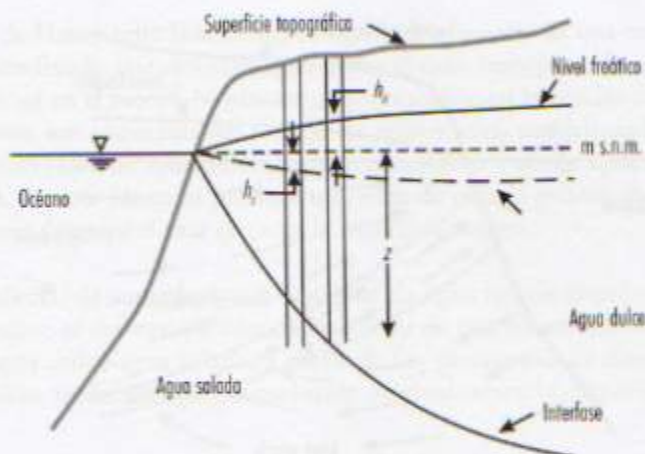


Figura 2.3: Esquema en condiciones de no equilibrio en la relación agua dulce-agua salada.

A partir de los trabajos de Hubbert (1940), la relación Ghyben-Herzberg ha sido generalizada por Lusczynski (1961) y Lusczynski y Swarzenski (1966) para situaciones donde el agua salada subyacente está en movimiento con niveles por encima o por debajo del nivel del mar.

El resultado para condiciones de no equilibrio tiene la forma (fig. 2.3):

$$z = \frac{\rho_s}{\rho_s - \rho_d} (h_2 - h_1)$$

Donde h_2 es la altura de nivel freático en un pozo con agua dulce de densidad ρ_d y una profundidad z , mientras que h_1 es la altura del nivel de agua en un pozo con agua salada de densidad ρ_s y también con una profundidad z .

La posición de la cuña salina, en función de la permeabilidad del medio, de la geometría del acuífero y la distribución piezométrica en la zona litoral puede estimarse a partir de distintas expresiones matemáticas (Sánchez-Vila, 2009).

2.2.4. Efectos de la salinidad variable

En condiciones de campo no existe un límite nítido en la interfase agua dulce-agua salada. Se reconoce una zona de transición de agua salobre (fig. 2.4) de espesor finito que separa los dos fluidos miscibles. Esta zona se desarrolla a partir de la dispersión por el flujo del agua dulce más el desplazamiento inestable de la interfase por influencia de fenómenos que producen variaciones en los niveles de aguas subterráneas (mareas, recarga y, por supuesto, bombeos).

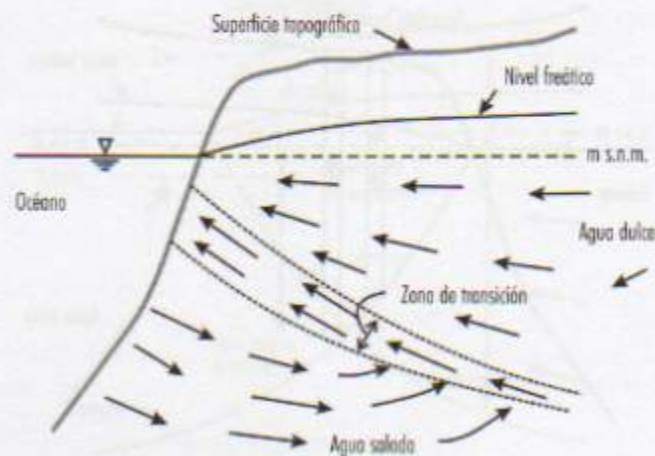


Figura 2.4: Esquema de flujo en la relación agua dulce-agua salada en un acuífero costero.

En general, el mayor espesor de la zona de transición se localiza en acuíferos costeros altamente permeables sujetos a fuertes bombeos. Los espesores observados pueden variar desde menos que 1 m a más que 100 m (Cooper *et al.*, 1964).

Una importante consecuencia de la zona de transición y su flujo hacia el mar es el transporte de agua salada hacia el mar. Esta agua se origina a partir del agua salada subyacente; por lo tanto, a partir de las consideraciones de continuidad, debe existir un flujo hacia tierra adentro desde la zona de agua salada. Las mediciones de campo han confirmado el movimiento hacia tierra adentro del cuerpo de agua salada.

Dentro de la zona de transición, la salinidad del agua subterránea se incrementa progresivamente con la profundidad desde el agua dulce al agua salada. Ello se convierte en ventajoso para calcular la salinidad relativa, S_R , como un porcentaje

$$S_R = 100 \left(\frac{c - c_d}{c_s - c_d} \right)$$

donde, c es la salinidad a una profundidad particular dentro de la zona de transición, y c_d y c_s son las salinidades del agua dulce y salada, respectivamente.

El tratamiento del flujo de agua subterránea, considerando que la densidad es variable es matemáticamente complejo, ya que la densidad es una función del contenido de sales. Existen una serie de problemas en los que es posible evaluar la influencia de los parámetros hidráulicos en el comportamiento del sistema (Bear and Verruijt, 1987; Ségol, 1994).

El problema de Henry trata la solución en estado estacionario de una cuña salada en un acuífero confinado que descarga agua dulce al mar, incorporando el proceso de difusión de la sal en el medio. Se plantea una simulación en la que los contornos superior e inferior son impermeables al flujo de agua y sales, considerando que existe una entrada constante de agua dulce desde tierra adentro y que el agua salada ingresa por el mar. De esta forma se produce una zona de mezcla gobernada por la difusión, y esa zona descarga al mar cerca de la superficie costera.

En este problema, de acuerdo a una densidad de agua que es lineal con el contenido de cloruros, se definen perfiles de las curvas de isoconcentración del agua en la relación agua dulce-agua salada, a partir de los parámetros de densidad, porosidad y difusión molecular (sin contemplar originalmente la dispersión hidrodinámica).

En este contexto, la modelización matemática de la dinámica del flujo subterráneo en zonas costeras incluye los fenómenos de densidad variable y constituye una herramienta fundamental para el estudio de los recursos hidrogeológicos en zonas litorales (Oude, 2003; Post, 2005).

2.3. Caracterización de la intrusión marina

Como se ha descrito en los apartados anteriores, la presencia de una cuña marina en los acuíferos costeros es un fenómeno natural que depende de las propiedades hidrogeológicas del terreno, así como de la posición del nivel hidráulico. Desde la perspectiva de gestión de los recursos hídricos, es pues necesario identificar la posición de la cuña con la doble finalidad de valorar la cantidad de recursos disponibles con una salinidad aceptable y de prevenir una mayor intrusión relacionada con una extracción intensa de agua subterránea.

La cartografía piezométrica en las zonas litorales ofrece ya una aproximación a la posición de la cuña marina, según lo expresado por la ecuación de Ghyben-Herzberg. Sin embargo, este modelo simple basado en la diferencia de densidades entre el agua dulce y el agua salada, puede presentar variaciones debido a la heterogeneidad del medio geológico, por ejemplo, la existencia de distintos acuíferos en profundidad, de características confinadas o semiconfinadas, o a causa de los conos de bombeo generados por la explotación de los recursos hidrogeológicos.

En este sentido, el uso de datos hidroquímicos permite identificar la situación real, así como posteriores modificaciones estacionales, en base a la variación de la concentración de solutos en el agua subterránea debido a la mezcla de agua continental i marina a lo largo de la interfase. Asimismo, las variaciones en la dotación isotópica del agua que tienen lugar a lo largo del ciclo hidrológico permiten distinguir claramente el origen continental o marino del agua en el subsuelo, e identificar la proporción de mezcla entre ambos polos.

Finalmente, el uso de métodos de prospección geofísica es habitualmente utilizado para localizar la intrusión marina en los acuíferos litorales, dado que el aumento de salinidad conlleva una variación de los parámetros geofísicos del medio, por ejemplo, la resistividad eléctrica, permitiendo que sea fácilmente identificable.

2.3.1. Métodos hidroquímicos

El uso de métodos hidroquímicos se fundamenta en la distinta composición química del agua de mar en relación al agua continental. Un incremento de la salinidad del agua subterránea, registrado a través de variaciones de la conductividad eléctrica, es por sí mismo un indicio de presencia de la interfase en el punto de observación. El análisis hidroquímico de la muestra revelará asimismo la presencia de agua marina por un aumento considerable de cloruro, como ión más representativo en el agua de mar. Sin embargo, el estudio del quimismo del agua en zonas litorales, con el objetivo de identificar la intrusión marina, no debe limitarse a un solo componente, sino al análisis completo de la muestra de agua y a su interpretación conjunta.

Ello se sustenta en el hecho de que el proceso de intrusión marina no sólo modifica la composición química del agua subterránea en una mezcla entre dos polos distintos. El proceso de mezcla favorece un nuevo reequilibrio químico a partir de procesos de intercambio catiónico, precipitación de minerales por variaciones en el índice de saturación, o procesos redox. Ello conlleva que el hidroquimismo en la zona de interfase tenga características más complejas que las atribuibles a un simple proceso de mezcla y, aún más importante, si ello tiene lugar en zonas con una explotación con importantes variaciones estacionales que dan lugar a una modificación periódica del flujo subterráneo en la franja litoral (Jones *et al.*, 1999).

2.3.1.1. Composición del agua de mar

La composición del agua de mar se caracteriza por una elevada concentración en cloruros y sodio, una notable cantidad de sulfato y magnesio y sea relativamente pobre en bicarbonato y calcio, en relación a los iones mayoritarios (cuadro 2.1). Cabe destacar las posibles diferencias locales entre zonas litorales donde la influencia de los aportes continentales (superficiales o subterráneos) puede modificar la composición química del agua marina. Estos valores son notablemente distintos a los de las aguas continentales, lo cual permite identificar la presencia de intrusión marina en los acuíferos.

La comparación suele realizarse en función de relaciones entre componentes, por ejemplo, entre las concentraciones de $[\text{Na}+\text{K}]/[\text{Ca}+\text{Mg}]$, $[\text{Mg}]/[\text{Ca}]$, $[\text{Na}]/[\text{Cl}]$, o $[\text{Cl}]/[\text{HCO}_3^-]$ entre muchas otras, que permiten identificar la intrusión marina en los acuíferos. Según los datos de Stumm-Morgan, los valores de las relaciones anteriores, expresando las concentraciones en meq/L, son: 3,78; 5,16; 0,865 y 234,60, respectivamente. El uso de relaciones entre componentes es interesante pues, si bien la sa-

Cuadro 2.1: Valores de referencia de la composición química del agua de mar*

	Stumm-Morgan	Custodio-Llamas	Appelo-Postma	Bahía de Roses	
				Línea de costa	Mar adentro (=5 km)
Na ⁺	10 770	11 750	11 150	9 927	11 221
K ⁺	399	440	414	360	418
Mg ²⁺	1 290	1 425	1 339	1 203	1 360
Ca ²⁺	412	450	429	372	397
Cl ⁻	19 354	21 050	20 065	18 104	21 501
SO ₄ ²⁻	2 712	2 910	2 815	2 452	2 935
HCO ₃ ⁻	142	164	146	178	162
CE (mS/cm)		47,50		37,54	38,64
pH		8,10		7,72	8,05

* Según Stumm y Morgan (1981), Custodio y Llamas (1976; muestra correspondiente al Mediterráneo, Tarragona, a menos de 1000 m de la costa y a 10 m de profundidad) y Appelo y Postma (2005). Los datos de la bahía de Roses corresponden a la Costa Brava (Cataluña, Mediterráneo occidental; Masqué *et al.* 2005). Valores en mg/L. CE: conductividad eléctrica (mS/cm).

linidad del agua de mar puede variar, las relaciones entre ellos permanecen constantes y pueden usarse en el cálculo de mezclas conservativas.

Otros componentes minoritarios, como bromo, boro, litio, estroncio y yodo, son a menudo útiles en la identificación de procesos de intrusión marina (Giménez y Morell, 1997; Custodio y Herrera, 2000; Alcalá y Custodio, 2008).

2.3.1.2. Procesos hidroquímicos

La modificación más relevante en el quimismo de las aguas subterráneas en zonas litorales se debe a la propia dinámica de la intrusión marina y, concretamente, al desarrollo de la interfase. La mezcla que tiene lugar entre ambos polos, el continental y el marino, da lugar a aguas de distinta salinidad. El proceso de mezcla no es un proceso hidroquímico propiamente dicho, sino de carácter hidrodinámico relacionado con la dispersión y la difusión de solutos.

En los procesos de mezcla se consideran dos o más polos, también denominados miembros extremos de la mezcla. En un principio se supone que los componentes, o especies químicas representativas de la mezcla tienen un carácter conservativo, por lo que la composición química de la mezcla resulta de una combinación lineal de las contribuciones de los distintos polos. En este sentido, la concentración de un componente en la mezcla se define mediante una combinación lineal de las concentraciones en los distintos polos (Albarède, 1995):

$$C^i = \sum_{j=1}^n C_j^i f_j$$

$$\sum_{j=1}^n f_j = 1$$

Donde C^i expresa la concentración en la mezcla del componente i , mediante la contribución f_j de n distintos miembros extremos con concentraciones C_j^i ; siendo la suma de las distintas contribuciones igual a 1. En el caso de dos miembros extremos, agua continental (ac) y agua marina (am), la expresión de la mezcla para el cloruro es la siguiente:

$$C^{Cl} = f_{am} C_{am}^{Cl} + f_{ac} C_{ac}^{Cl} = f_{am} C_{am}^{Cl} + (1 - f_{am}) C_{ac}^{Cl}$$

En los sistemas donde los procesos de mezcla determinan la composición química del agua, el análisis se orienta a calcular el factor de contribución de cada uno de los miembros extremos, suponiendo que se conocen sus composiciones originales y que las especies son conservativas en el medio geológico. En este caso, puede usarse un número de componentes superior al número de miembros extremos, estableciendo un sistema de ecuaciones sobredeterminado, cuya resolución algebraica permite conocer la contribución de cada polo ajustada a los datos de distintos componentes (Christophersen *et al.*, 1990; Hooper *et al.*, 1990; Mas-Pla y Vilanova, 2004).

En el caso de las zonas litorales, el cloruro presentará un comportamiento conservativo, sin una influencia significativa de los procesos geoquímicos modificadores de la concentración del agua intersticial mediante interacciones agua-roca, los cuales afectan mayoritariamente a las concentraciones de sodio, calcio y magnesio; la precipitación de compuestos (por ejemplo, calcita) o de procesos redox asociados a la abundancia de sulfato en el agua marina y de materia orgánica en los depósitos costeros (Post, 2002). De este modo, las desviaciones de las concentraciones observadas respecto a los valores hipotéticos de mezcla estimados para distintas fracciones de cada uno de los polos serán indicativos de la existencia de procesos geoquímicos relevantes.

En acuíferos detríticos costeros, uno de los procesos geoquímicos más importantes relacionados con la intrusión marina es el *intercambio catiónico*. El incremento de iones asociado al avance de la interfase en el acuífero conlleva una mayor eficiencia de la adsorción de sodio, potasio y magnesio y la desorción de calcio. El proceso de intercambio catiónico viene expresado por la reacción:



Este proceso tiene distinto sentido según la interfase esté en proceso de avance o de retroceso. Cuando la intrusión marina progresa, la reacción anterior se desplaza hacia la derecha, dando lugar a una evolución del agua intersticial desde facies cloruradas sódicas a facies cloruradas o bicarbonatadas cálcicas. Ello conlleva, asimismo,

cambios en la saturación de la calcita que pueden favorecer su disolución (Back, 1966; Chapelle, 1983; Rezaei *et al.*, 2005). Durante el retroceso del frente de salinización ocurre el proceso inverso (Appelo y Postma, 1999; Giménez *et al.*, 1995; Martínez y Bocanegra, 2002). Sin embargo, en situaciones reales, la diversidad de facies hidroquímicas puede ser diversa, dependiendo de la geología del medio, en concreto su mineralogía, que define la capacidad de intercambio catiónico y sus características hidráulicas, que determinan el tiempo de tránsito en el acuífero, así como de los regímenes de explotación, que modifican la posición de la cuña salina (Stuyfzand, 1986).

La clásica representación del hidroquimismo en un diagrama de Piper permite evidenciar los distintos procesos relacionados con el fenómeno de la intrusión marina (fig. 2.5). Por un lado, las aguas subterráneas afectadas por procesos de mezcla conservativa entre aguas continental y marina se sitúan en una línea entre ambos polos. Si las muestras de agua subterránea muestran un enriquecimiento en calcio, en comparación a la mezcla conservativa, ello puede implicar los efectos de intercambio catiónico asociado a la intrusión marina; mientras que un enriquecimiento en sodio indicaría el retroceso de la cuña salina (Appelo y Postma, 1999).

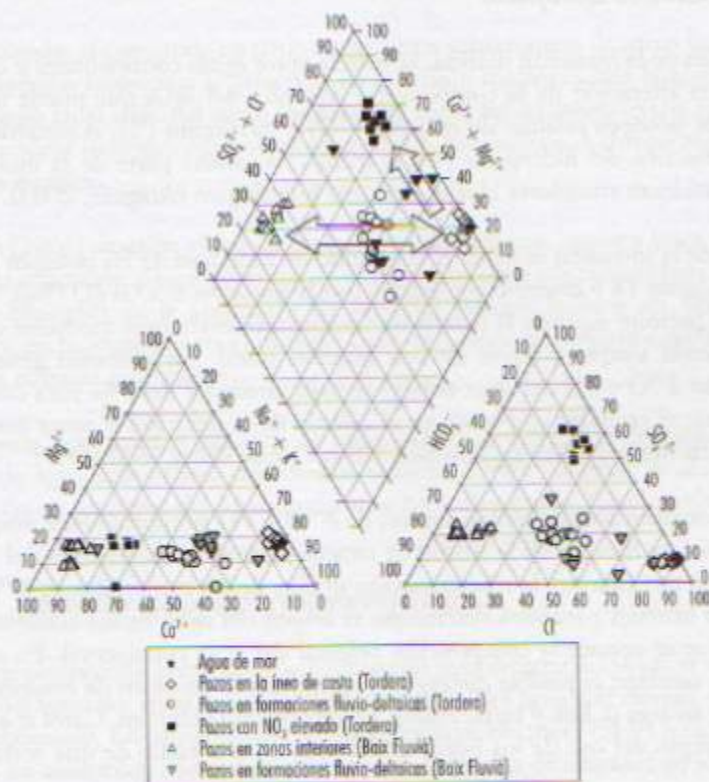


Figura 2.5: Diagrama de Piper con muestras de sistemas hidrogeológicos litorales. La flecha doble, entre los polos marino y continental, indica procesos de mezcla conservativa; mientras que la flecha simple corresponde a procesos de intercambio catiónico. Datos de ACA (2009).

En la figura 2.5 se muestra la disposición de distintas muestras de agua subterránea correspondientes al acuífero litoral de la Tordera y del Baix Fluvià —ACA (2009)—, situados en el litoral mediterráneo, en un diagrama de Piper. En él, se distingue el polo marino, representado por el valor medio del agua de mar y los pozos próximos a la línea de costa en la Tordera, y el polo continental, indicado por las muestras correspondientes a pozos interiores en el sistema acuífero del Baix Fluvià. Los pozos correspondientes a las formaciones fluvio-deltaicas de la Tordera corresponden a un sistema de mezcla entre agua marina y continental, con un cierto desplazamiento de la hipotética línea de mezcla. Sin embargo, algunas muestras pertenecientes a las formaciones fluvio-deltaicas del Baix Fluvià se hallan alejadas de esta línea, hacia concentraciones enriquecidas en calcio pero con un contenido en cloruro dominante, sugiriendo procesos de intercambio catiónico asociados a la intrusión marina. Finalmente, las muestras de la zona de la Tordera con elevado contenido en nitrato muestran, asimismo, concentraciones elevadas de sulfato, cloruro y calcio, las cuales se relacionan con la contaminación por fertilizantes.

2.3.2. Métodos isotópicos

En el estudio de la intrusión marina, la mezcla entre aguas continentales y oceánicas conlleva una alteración de la composición isotópica del agua que puede trazarse a partir de los isótopos estables de oxígeno (^{18}O) e hidrógeno (^2H , o deuterio), y del isótopo radiactivo del hidrógeno (^3H , o tritio). Al formar parte de la molécula de agua se consideran trazadores ideales del ciclo hidrológico (Araguás, 2003).

En el caso de la intrusión marina, el contenido de cada uno de los isótopos mencionados —oxígeno 18 y deuterio expresados con la notación $\delta^{18}\text{O}$ o δD (‰), respectivamente— permite expresar la mezcla de los distintos miembros mediante una relación de mezcla simple a través de una relación lineal. En términos generales, el contenido en $\delta^{18}\text{O}$ y δD del agua marina se halla alrededor del 0‰ para cada isótopo, dado que el estándar empleado en el cálculo de la notación δ toma como referencia el agua marina (Vienna-Standard Mean Ocean Water, V-SMOW).

Las aguas continentales presentan valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD isotópicamente empobrecidos ($\delta < 0\text{‰}$) en función de la altitud de recarga y otros condicionantes del ciclo hidrológico. Es por ello que la representación gráfica de los contenidos en $\delta^{18}\text{O}$ y δD de las aguas litorales permitirá determinar el origen del agua en los acuíferos costeros, dado que se conoce la composición original del agua continental. En este tipo de ámbitos, también es posible distinguir la presencia de procesos de evaporación en las aguas de recarga (Clark y Fritz, 2000). En este mismo volumen, Carol *et al.* muestran un ejemplo del uso de los isótopos del agua en el estudio de una zona litoral.

La presencia de tritio en el agua subterránea en zonas litorales dependerá del tiempo de tránsito de las aguas continentales desde la zona de recarga hasta alcanzar la franja costera. Debido al carácter radiactivo de este isótopo, con una vida media de 12,3 años, las

aguas continentales cuyo tiempo de residencia en el subsuelo sea superior a 100 años, tendrán un contenido en tritio próximo a 0 UT (UT: unidades tritio, equivalentes a un átomo de tritio por cada 10^6 átomos de hidrógeno de masa 1). En este sentido, el contenido en tritio de las aguas continentales dependerá tanto del tiempo de tránsito como de la dotación en el momento de la recarga, la cual ha variado a lo largo de las últimas décadas. La dotación cosmogénica natural de tritio en el agua de lluvia es de unas 2 UT; si bien ésta aumentó notablemente en las décadas de 1950-60 por las pruebas termonucleares efectuadas; alcanzándose valores superiores a 3000 UT (GNIP). A partir de estas fechas, el contenido en tritio en la atmósfera decreció progresivamente, caracterizando el agua de recarga en los últimos 6 decenios y resultando en un buen trazador del tiempo de residencia del agua en los acuíferos y de su «edad» (Maloszewski y Zuber, 1982; Zuber, 1986). Actualmente, los niveles de tritio en la atmósfera son similares a la producción natural.

Los valores de tritio en el agua de mar son de unas -1,4 UT en el océano Atlántico y de -2,3 UT en el Mediterráneo (Araguás, 2003). Los datos de tritio en la bahía de Roses (Mediterráneo occidental) presentan valores entre 4,3 y 5,1 UT en muestras próximas al litoral, y de 3,5 UT mar adentro (Masqué *et al.*, 2005).

De este modo, el contenido en tritio en las aguas subterráneas de zonas litorales aporta información respecto a la presencia de intrusión marina. Dada la idiosincrasia de este isótopo en el ciclo del agua, los datos de tritio deben interpretarse en el contexto del modelo hidrogeológico basado en datos hidráulicos, hidroquímicos y en los isótopos estables.

Araguás (2003) describe el uso de los isótopos de carbono, azufre y boro, entre otros, en la identificación de los procesos de salinización del agua subterránea en zonas litorales. Ejemplos de la aplicación de isótopos pueden hallarse en Vengosh *et al.* (2002) y, en particular, para el caso del boro en Giménez y Morell (2008); entre numerosos trabajos publicados.

Finalmente, los diversos isótopos de radio permiten estimar el descarga submarina (flujo) de agua subterránea continental (Moore, 1996; Charette *et al.*, 2001) Una aplicación en acuíferos del Mediterráneo se halla descrita en García-Solsona (2009).

2.3.3. Métodos de prospección geofísica

El uso de prospección geofísica en zonas costeras para detectar la intrusión marina se beneficia del contraste entre la conductividad eléctrica del agua con elevada salinidad y el agua continental. En concreto, los métodos geofísicos eléctricos (SEV) o electromagnéticos son los usados con mayor frecuencia para la detección de salinidad en zonas litorales.

En particular, los métodos geofísicos eléctricos, también denominados *sondeos eléctricos verticales* (SEV), se basan en el principio que cada tipo de formación geológica, so-

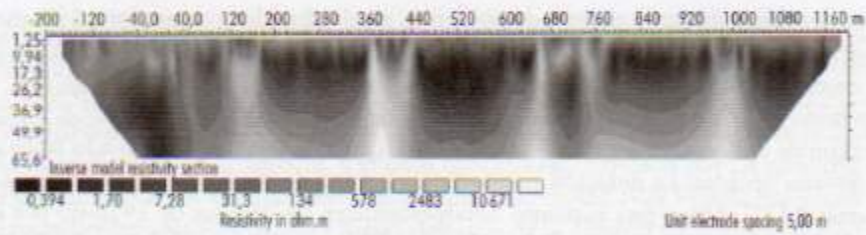


Figura 2.6: Sección transversal mediante tomografía eléctrica correspondiente al litoral de Sant Antoni de Calonge (Brusi *et al.* 2009).

metida a un campo eléctrico, conduce la corriente con una intensidad distinta en función de la conductividad eléctrica de las rocas y del agua intersticial de los poros. Mediante la calibración de los valores de campo procedente de ensayos directos, los datos de la resistencia medida aportan información sobre la geología, el tipo de roca y su estructura espacial y, en particular, sobre la salinidad del agua. El registro de datos obtenido de distintas medidas con separación de electrodos creciente permite distinguir la variación de la resistividad eléctrica en profundidad en el punto de aplicación del campo eléctrico y, con ello, la ubicación de los niveles acuíferos afectados por intrusión marina.

El método de tomografía eléctrica permite registrar la variabilidad en la resistividad eléctrica del terreno a lo largo de una sección para una misma aplicación de corriente. La integración de los datos obtenidos en diversos electrodos uniformemente distribuidos a lo largo de la sección ofrece una visión bidimensional de los cambios de resistividad y, con ello, de la distribución espacial de la intrusión marina. La figura 2.6 representa una sección a lo largo de la playa paralela al litoral en Sant Antoni de Calonge (Mediterráneo occidental) de unos 1400 m de longitud (Brusi *et al.*, 2009). En esta sección se identifica la irregularidad del substrato geológico subyacente a los depósitos aluviales-litorales recientes, caracterizado por valores de elevada resistividad. La zona media de estos depósitos presenta resistividades interiores a 1 ohm-m atribuidas a zonas con intrusión marina. En esta zona, la intrusión se halla favorecida por los bombeos domésticos y agrícolas, de pequeño caudal, situados en la población de Sant Antoni.

2.4. Efecto del bombeo sobre la intrusión marina

Como se ha comentado anteriormente, la excesiva e incontrolada explotación de estas reservas de agua dulce en las regiones costeras puede favorecer la intrusión marina. Existen distintos ejemplos donde la intrusión marina ha perjudicado las reservas de agua disponible (Barlow y Wild, 2002; Todd y Mays, 2005).

Actualmente existen distintos procedimientos para evitar y controlar la intrusión marina, así como para recuperar los acuíferos salinizados, para lo cual resulta fundamental un adecuado conocimiento y cuantificación de los procesos que rigen el comportamiento de la relación entre el agua dulce y salada.

2.4.1. Modificación del equilibrio

El equilibrio natural existente en la relación agua dulce-agua salada puede alterarse por la acción del hombre al modificar la descarga de agua dulce al mar, fundamentalmente debido a extracciones por bombeos del acuífero. Éstas causan un descenso de la superficie piezométrica y, en consecuencia, la penetración de la cuña de agua marina tierra adentro.

Esta intrusión provoca el aumento de la salinidad en las aguas subterráneas con la consiguiente contaminación del acuífero costero y la limitación de su aprovechamiento para determinados usos. La intrusión de agua salada puede producirse de diferentes formas, siendo las más frecuentes: el avance horizontal de la interfase hacia el interior y el ascenso vertical en forma de cono (*upconing*) de la interfase en pozos que presentan un bombeo intensivo.

La estimación del avance horizontal de la interfase (fig. 2.7) se puede determinar de acuerdo a los datos de profundidad de piso del acuífero, el caudal extraído por las perforaciones, el flujo subterráneo que descarga en la costa, la conductividad hidráulica del acuífero, la distancia entre los pozos y la línea de costa.

En estas circunstancias, cuando subyacente al acuífero existe agua salada y éste es bombeado en forma excesiva por captaciones que penetran en la porción de agua dulce del acuífero, se puede generar una elevación local de la interfase por debajo de los pozos. Este fenómeno es conocido como *upconing*. Un bombeo continuado eleva la interfase a niveles sucesivamente más altos hasta eventualmente alcanzar el pozo. Al producirse esta situación el pozo debe ser cerrado debido a la salinización del agua. Si el pozo deja de operar la salinidad del agua tiende a retornar a su posición original.

Existen otros mecanismos de salinización diferentes de la intrusión marina, que pueden producirse en forma independiente o asociados a la intrusión. Entre ellos se pueden mencionar la disolución de sales y lixiviado de minerales, evaporación, mezcla

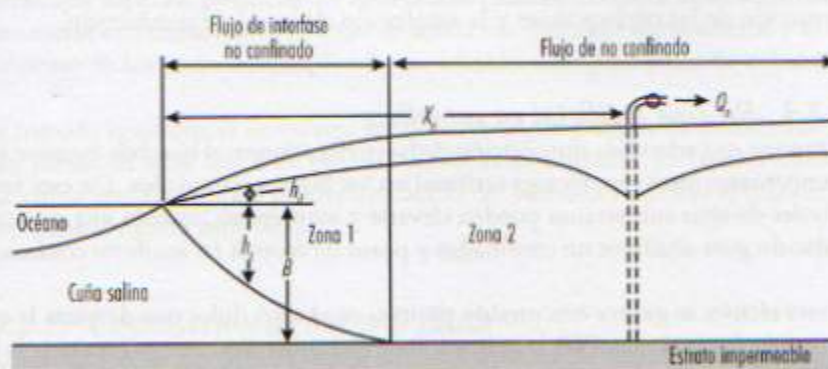


Figura 2.7: Avance horizontal de la interfase agua dulce-agua salada.

con otras aguas salinizadas procedentes de procesos de intrusión pasados o presencia de aguas congénitas asociadas a los sedimentos de origen marino.

2.4.2. Recuperación de acuíferos salinizados

Una amplia variedad de métodos se han desarrollado para controlar y recuperar los acuíferos salinizados como consecuencia de la intrusión marina. Ellos dependen de la extensión de la intrusión, de las características hidrogeológicas locales, del uso del agua y de factores económicos.

2.4.2.1. Disminución de bombeos

La reducción en los bombeos es uno de los métodos más simples para reducir la penetración no deseada de la cuña salina. Con ello se puede lograr una disminución en los gradientes hídricos y un equilibrio con los caudales de extracción para evitar el avance del agua salada. Si bien el procedimiento es sencillo existen algunos aspectos a tener en cuenta, como que se pierde un volumen de agua dulce para mantener la posición deseada de la interfase. Además si la interfase ha superado el límite máximo de penetración admisible, el retroceso a la nueva posición de equilibrio es muy lento.

Por otra parte la reducción de bombeo supone localizar un nuevo abastecimiento de agua, lo cual muchas veces es dificultoso en zonas costeras.

2.4.2.2. Reubicación de captaciones

En el caso que la intrusión esté asociada en una excesiva concentración de los pozos de explotación, sin que la penetración de la intrusión salina sea exagerada, se puede proceder a reubicar las perforaciones en un área mayor y así evitar el ingreso de agua salada generado por la explotación concentrada en un área pequeña. Para este procedimiento deben evaluarse algunas desventajas, como que no se consigue reducir el vertido de agua dulce al mar y que la reubicación requiere costos adicionales para la construcción de las perforaciones y la ampliación de la red de conducción.

2.4.2.3. Recarga artificial en superficie

Si se supone una adecuada distribución de las perforaciones, el bombeo excesivo puede compensarse mediante recarga artificial en los lugares apropiados. De esta forma los niveles de agua subterránea pueden elevarse y mantenerse, usando una cuenca de inundación para acuíferos no confinados y pozos de recarga en acuíferos confinados.

Con esta técnica se genera una presión positiva en el agua dulce que desplaza la cuña de intrusión hacia el mar. Para la aplicación de este procedimiento es necesaria la disponibilidad de agua adicional de calidad adecuada para realizar la recarga. Se trata de un sistema costoso, que muchas veces no logra reducir el vertido de agua dulce al

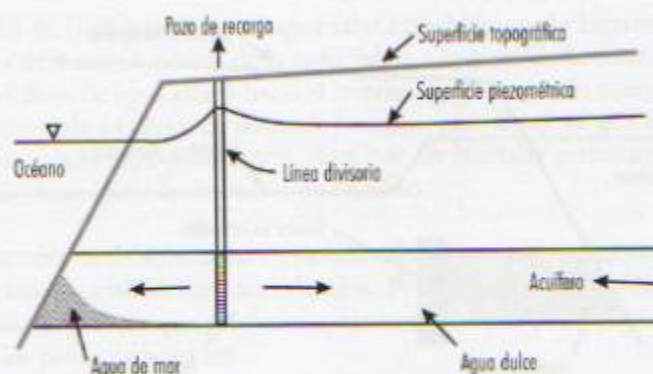


Figura 2.8: Barrera de inyección.

mar, sino que puede aumentar al elevarse los niveles freáticos. Además puede reducirse la capacidad de almacenamiento del acuífero que sirve como amortiguación del impacto del agua de crecidas.

2.4.2.4. Barrera hidráulica de inyección

La barrera hidráulica de inyección es muy similar a la técnica anterior, pero la recarga se produce por inyección profunda (fig. 2.8), en general mediante pozos.

El objetivo de esta técnica es establecer una recarga tal que una elevación piezométrica aumente el potencial de agua dulce necesario para evitar el flujo de agua salada hacia el interior. Como el potencial del agua salada aumenta en la profundidad y cuanto más profundo sea el acuífero, mayor tendrá que ser la elevación piezométrica que deberá generarse a partir de la inyección.

La separación entre pozos está condicionada por la necesidad de mantener un nivel mínimo que supera el potencial del agua salada. Además del costo de su construcción, debe tenerse en cuenta que el proceso de inyección complejo técnicamente y el mantenimiento de los pozos es complicado, en relación a los problemas de colmatación.

Este método igual que el de recarga artificial mediante campos de inundación o canales, puede ser muy difícil de efectuar en zonas urbanizadas. La barrera hidráulica tiene como ventajas que no precisa limitación del bombeo y además el flujo de agua dulce hacia el mar es muy bajo.

2.4.2.5. Construcción de barreras físicas

La construcción de una barrera subsuperficial impermeable paralela a la costa (fig. 2.9) y a través de la extensión vertical del acuífero es un procedimiento para prevenir el ingreso de agua salada, lo cual permite utilizar al máximo los recursos de agua dulce.

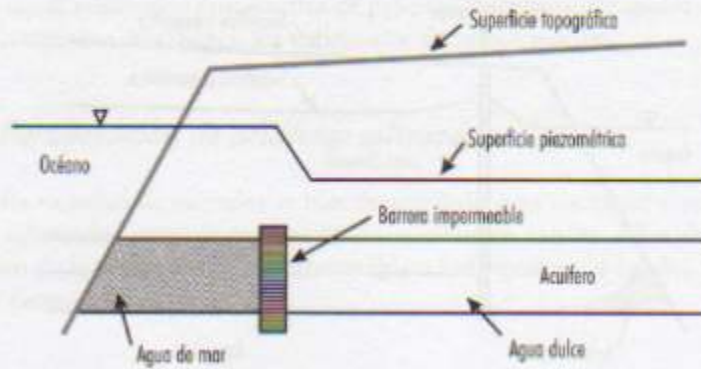


Figura 2.9: Barrera física.

Algunas desventajas de esta metodología, que puede utilizarse en acuíferos de escasa profundidad o escaso espesor, se relacionan con los altos costos de construcción y la dificultad que sean totalmente efectivas. Además puede ser inconveniente su implementación en zonas donde se produce subsidencia del terreno como consecuencia de la explotación de aguas subterráneas, también en zonas en que existan movimientos del terreno o afectadas por sismos.

Estas barreras pueden consistir en el establecimiento de tablestacas, relleno de zanjas con arcilla, cemento o asfalto, o inyecciones a presión de cemento, bentonita y sustancias bituminosas como el asfalto.

2.4.2.6. Barrera negativa o de bombeo

La técnica consiste en una barrera de extracción (fig. 2.10) que es creada para mantener un bombeo continuo a través de una línea de pozos adyacentes a la costa.

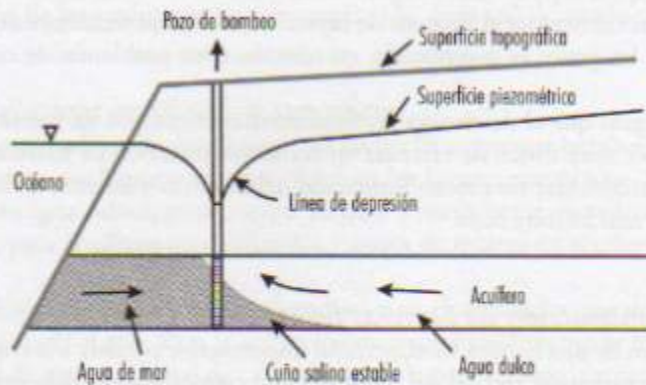


Figura 2.10: Barrera de bombeo.

La limitación de la penetración del agua salada también puede lograrse estableciendo una línea de bombeo dentro de la cuña salina a lo largo de la costa tal que intercepte todo el flujo de agua salada hacia el interior. La penetración masiva de agua salada queda limitada a la línea de pozos de bombeo, pero detrás de ella aún existe una cuña de agua salada cuya penetración tiene que ser limitada permitiendo un cierto flujo de agua dulce hacia la depresión de bombeo.

Esta técnica, además de ser costosa en su construcción y mantenimiento, presenta algunas cuestiones que deben ser consideradas. Por ejemplo el agua salada bombeada deber enviarse al mar sin que produzca contaminación y se pierde agua dulce al mar a través de los pozos de bombeo.

La instalación de depresiones de bombeo puede estar justificada en casos en que se pretenda reducir una intrusión marina ya existente, tomando agua salada de la cuña, pero pasado un cierto tiempo debe usarse otro método de control. También puede estar justificado su uso cuando sea necesario mantener el flujo de agua dulce al mar para mantener el balance de sales en el agua dulce.

2.5. Recursos hidrológicos en zonas litorales y cambio climático

La dinámica y la calidad de los recursos hidrogeológicos en zonas litorales dependen de las características locales del ciclo hidrológico, a la vez que de las presiones humanas sobre los mismos, especialmente de su explotación intensiva. En los nuevos escenarios de cambio climático, hay dos factores que, en términos generales, afectarán a la disponibilidad de agua subterránea: por un lado, el incremento del nivel del mar; por otro, las modificaciones del ciclo hidrológico debido a las variaciones de temperatura y precipitación.

En el primer caso, los estudios desarrollados por el IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change; IPCC, 2007) indican que el aumento del nivel del mar previsto para 2100 para los distintos escenarios de emisión de dióxido de carbono será de entre 19 y 58 cm, si bien no se producirá de forma uniforme en todo el planeta. Este aumento implica un ascenso del nivel de referencia y, con ello, la modificación de la interfase.

Asimismo, las variaciones meteorológicas asociadas al cambio climático afectarán a la dinámica hidrogeológica litoral, en el sentido que se modificará la precipitación y la evapotranspiración por efecto de la temperatura. Estos cambios no serán exclusivamente en magnitud, sino también en su frecuencia y en la forma en que se produzca (por ejemplo, reducción de cantidad de nieve a favor de un incremento de la lluvia). En consecuencia, se modificarán los valores de recarga de los acuíferos y, con ello, la distribución de la piezometría en la zona litoral y la posición de la cuña marina.

En las zonas en las que se prevé un aumento de la temperatura y un descenso de la precipitación (por ejemplo, en la cuenca mediterránea), debe contarse con un des-

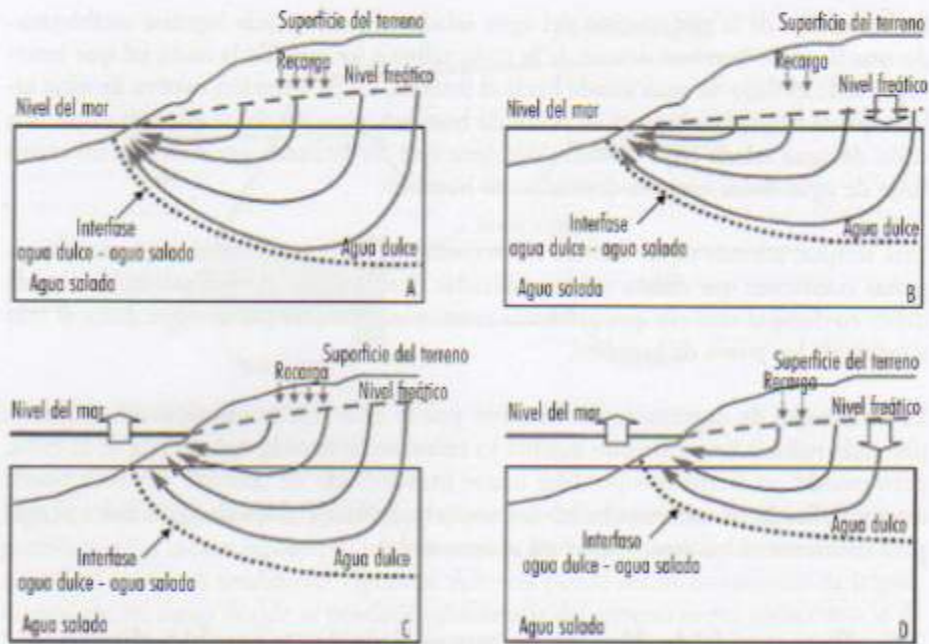


Figura 2.11: Modificación de la dinámica hidrológica en las zonas litorales como consecuencia de las modificaciones asociadas al cambio climático. (Modificado de Mas-Pla 2005.)

censo de la piezometría. Ello implica un menor flujo subterráneo hacia el océano y un avance de la salinización de las aguas subterráneas.

La morfología llana de las zonas litorales, especialmente de las llanuras fluvio-deltaicas constituye un factor favorable al deterioro de los recursos subterráneos al cambio climático. A grandes rasgos, la figura 2.11 muestra las alteraciones relacionadas con el cambio climático a partir de una situación inicial (A). Una disminución de la recarga (B) se traduce en un descenso del nivel hidráulico y, en consecuencia, un ascenso de la interfase según la relación de densidades. El ascenso del nivel del mar (C) supone una modificación del nivel freático, elevándolo en consonancia al nivel de base señalado por la posición del mar, y un desplazamiento de la cuña marina hacia el continente. Finalmente, la coincidencia prevista de ambos factores (D) conduce a la modificación de la interfase y a la reducción de los recursos de agua dulce disponibles en las proximidades a la línea de costa. En estos esquemas no se han representado las extracciones por bombeo, las cuales afectarán —como se ha descrito— el proceso de salinización. En este escenario de cambio con intensas transformaciones socioeconómicas, entre ellas el crecimiento demográfico, implicará un incremento en la demanda de recursos hídricos que, en las zonas litorales, puede suponer una amenaza añadida a la preservación de la dinámica hidrológica con la finalidad de satisfacer la demanda humana y la protección de los ecosistemas litorales.

2.6. Conclusiones

La disponibilidad de recursos en las zonas litorales depende de un equilibrio entre los procesos hidrológicos continentales y el océano. Esta dinámica es sensible a las modificaciones del ciclo hidrológico y determina el desplazamiento de la masa de agua marina existente, de forma natural, en el subsuelo de la franja costera. El desarrollo de la cuña marina conlleva la salinización del agua subterránea. En aquellas áreas donde se concentra una importante ocupación y actividad humana, la extracción de recursos hidrogeológicos constituye uno de los principales factores en el avance de la intrusión marina, alterando el equilibrio natural, y contribuye a la pérdida de calidad del agua subterránea por salinización.

El estudio y, finalmente, la gestión hidrogeológica en las zonas litorales se fundamentan en la identificación de la cuña marina y su posición, así como en minimizar aquellos factores (naturales o antrópicos) que puedan modificarla en detrimento de satisfacer el abastecimiento humano y de la protección de los ecosistemas litorales.

La caracterización de la intrusión marina se basa en datos geológicos, hidrológicos, hidroquímicos e isotópicos, complementados con estudios de modelización que permiten simular situaciones distintas a las observadas. En el conocimiento de la hidrogeología litoral, no debe olvidarse la tipología de las presiones humanas, especialmente la extracción de agua subterránea. La consideración conjunta de los procesos hidrológicos y de las circunstancias socioeconómicas es necesaria para una correcta gestión hidrológica de las zonas litorales en un futuro enmarcado por el contexto del cambio climático.

AGRADECIMIENTOS

Esta publicación forma parte de las actividades del proyecto ELANCAM: **European and Latin America Network on Coastal Area Management**. Proyecto UE ALFA, Number EU Grant: AML/19.0902/97/0666 (II-0419-FA-FCD-FI).

REFERENCIAS

- ACA (2009). *Xarxes de control del medi. Consulta de dades*. Agència Catalana de l'Aigua. Generalitat de Catalunya. <http://aca-web.gencat.cat/aca/>
- ALBAREDE F. (1995). *Introduction to geochemical modeling*. Cambridge University Press.
- ALCALA F.J., E. CUSTODIO (2008). Using the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in aquifers in Spain and Portugal. *Journal of Hydrology* 359: 189-207.
- APPELO C.A.J., D. POSTMA (2005). *Geochemistry, groundwater and pollution*. Balkema, 2nd ed.
- ARAGUÁS L. (2003). Identification of the mechanisms and origin of salinization of groundwater in coastal aquifers by isotope techniques. En: IGME: *Tecnología de la intrusión de agua de mar en acuíferos costeros: países mediterráneos*, pp. 365-371.
- BACK W. (1966). Hydrochemical facies and groundwater flow patterns in Northern part of the Atlantic coastal plain. *USGS Professional Paper*, 498-A, 42 pp.

- BARLOW P.M., E.C. WILD (2002). Bibliography on the occurrence and intrusion of saltwater in aquifers along the Atlantic Coast of the United States *U.S. Geological Survey Open File Report* 02-235.
- BEAR J. (1979). *Hydraulics of Groundwater*, McGraw Hill.
- BEAR J., A. VERRUIT (1987). *Modeling Groundwater Flow and Pollution*, Kluwer Academic Publ.
- BRUSI D., M. ZAMORANO, C. ROQUE, L. CASADELLA, I. RODRÍGUEZ, J. MAS-PLA (2009). *Estudi de les implicacions de la intrusió marina al terme municipal de Calonge*. Universitat de Girona. Inédito.
- CHAPPELLE F.H. (1983). Groundwater geochemistry and calcite cementation in the Aquia aquifer in southern Maryland. *Water Resources Research* 19: 545-558.
- CHARETTI M.A., BUESSELER K.O., ANDREWS, J.E. (2001). Utility of radium isotopes for evaluating the input and transport of groundwater-derived nitrogen to a Cape Cod estuary. *Limnology and Oceanography* 46 (2): 465-470.
- CHRISTOPHERSON N., NEAL C., HOOPER R.P., VOGT R.D., ANDERSEN S.C.S. (1990). Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members. A step towards second generation acidification models. *Journal of Hydrology* 116: 307-320.
- CLARK Y., P. FRITZ (1997). *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. CRC Press.
- COOPER H.H., F.A. KOHOUT, H.R. HENRY, R.E. GLOVER (1964). Sea Water in Coastal Aquifers. *USGS Water-Supply Paper* 1613-C, 84 pp.
- CUSTODIO E., G.A. BRUGGEMAN (1987). *Groundwater problems in coastal areas*. Studies and reports in hydrology, 45. UNESCO.
- CUSTODIO E., HERRERA C. (2000). Utilización de la relación Cl/Br como trazador hidrogeoquímico en hidrología subterránea. *Boletín Geológico y Minero* 111 (4): 49-68.
- CUSTODIO E., R.M. LLAMAS (1976). *Hidrología Subterránea*. Omega.
- GARCÍA-SOLSONA E. (2009). *Submarine Groundwater Discharge in Coastal Mediterranean Areas by Using Radium Isotopes: The Venice Lagoon, Minorca and Castelló*. Tesis Doctoral. Universitat Autònoma de Barcelona.
- GIMÉNEZ E., I. MORELL (1997). Hydrogeochemical analysis of salinization processes in the coastal aquifer of Oropesa (Castellón, Spain). *Environmental Geology* 29: 118-131.
- GIMÉNEZ E., I. MORELL (2008). Contributions of boron isotopes to understanding the hydrogeochemistry of the coastal detritic aquifer of Castellón Plain, Spain. *Hydrogeology Journal* 16: 547-557.
- HOOPER R.P., CHRISTOPHERSON N., PETERS N.E. (1990). Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members. An application to the Panola Mountain catchment, Georgia, USA. *Journal of Hydrology* 116: 321-343.
- HUBBERT M.K. (1940). The theory of groundwater motion. *Journal of Geology* 48: 785-944.
- IPCC (2007). *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Cambridge University Press.
- JONES B.F., A. VENGOSH, E. ROSHENTAL, Y. YECHELI (1999). Geochemical Investigations. In: Bear J., Ah-D. Cheng, S. Soreck, D. Ouazar, I. Herrera (eds.). *Seawater Intrusion in Coastal Aquifers: Concepts, Methods, and Practices*. Kluwer.
- LUSCZYNSKI N.J. (1961). Head and flow of groundwater of variable density. *Journal of Geophysical Research* 66: 4247-4256.
- LUSCZYNSKI N.J., W.V. SWARZENSKI (1966). Saltwater encroachment in Southern Nassau and Southern Queen Counties, Long Island, New York. *USGS Water-Supply Paper* 1613F. 76 pp.
- MALOSZEWSKI P., ZUBER, A. (1982). Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers. I. Models and their applicability. *Journal of Hydrology* 57: 207-231.
- MARTÍNEZ D.E., E.M. BOCANEGRA (2002). Hydrogeochemistry and cation-exchange processes in the coastal aquifer of Mar Del Plata, Argentina. *Hydrogeology Journal* 10: 393-408.

- MAS-PLA J., E. VILANOVA (2004). Aplicación del análisis de mezcla de miembros extremos en el sistema hidrogeológico Gavarres-Baix Ter (Cuencas Internas de Cataluña). *Geotemas* 6 (4): 165-168.
- MAS-PLA J. (2005). Recursos hídricos, dinàmica hidrològica i canvi climàtic. In: Llebot, J.E. ed., *Informe sobre el canvi climàtic a Catalunya*. Publicació del Consell Assessor per al Desenvolupament Sostenible i l'Institut d'Estudis Catalans, pp. 485-516.
- MASQUE P., J. MAS-PLA, E. GARCÍA-SOLSONA, J. BACH (2005). *Campaña de muestreo en las aguas marinas y continentales de la Bahía de Roses*. Enero de 2005. Inédito.
- MOORE W.S. (1996). Large groundwater inputs to coastal waters revealed by ^{226}Ra enrichments. *Nature* 380: 612-614.
- OUDE-HESSINK G.H.P. (2003). Mathematical models and their application to salt water intrusion problems. In: López-Geta, J.A. et al. (eds.). *Tecnología de la intrusión de agua de mar en acuíferos costeros: países mediterráneos*. IGME.
- POST V.E.A. (2002). «Chemistry For Modellers» – Aqueous Geochemistry In Coastal Areas. In: Bockelman R.H. (ed.): *Proceedings of 17th Salt Water Intrusion Meeting*, Delft, The Netherlands.
- POST V.E.A. (2005). Fresh and saline groundwater interactions in coastal aquifers: Is our technology ready for the problems ahead? *Hydrogeology Journal* 13: 120-123.
- REZAEI M., E. SANZ, E. RAESI, C. AYORA, E. VÁZQUEZ-SUNÉ, J. CARRERA (2005). Reactive transport modeling of calcite dissolution in the fresh-salt water mixing zone. *Journal of Hydrology* 311: 282-298.
- SANCHEZ-VILA X. (2009). Hidrogeología de acuíferos costeros. In: Comisión Docente FCIHS: *Hidrogeología*. Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea. Barcelona.
- SÉGOL G. (1994). *Classic Groundwater Simulations: Proving and Improving Numerical Models*. Prentice-Hall.
- STUMM W., J. MORGAN (1981). *Aquatic Chemistry*. Wiley. 2nd ed.
- STUYEZAND P.J. (1986). A new hydrogeochemical classification of watertypes: principles and application to the coastal dunes aquifer system of the Netherlands. *Proc. 9th Salt Water Intrusion Meeting*, pp. 641-656.
- TODD D.K., L.W. MAYS (2005). *Groundwater Hydrology. Third Edition*. John Wiley & Sons, Inc.
- VENGOSH A., J. GILL, M.L. DAVIDSON, G.B. HUDSON (2002). A multiisotope (B, Sr, O, H, and C) and age dating (^3H - ^3He and ^{14}C) study of groundwater from Salinas Valley, California: hydrochemistry, dynamics, and contamination processes. *Water Resources Research*, 38:1-17.
- ZUBER A. (1986). Mathematical models for the interpretation of environmental radioisotopes in groundwater systems. In: P. Fritz, J.Ch. Fontes (eds.), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry Vol. 2*, Elsevier, pp. 1-59.