

Caracterización hidrogeológica del acuífero pliocuaternario de Nador, Tipaza (Argelia)

A. Bouderbala⁽¹⁾, B. Remini⁽²⁾ y A. Pulido-Bosch⁽³⁾

(1) Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad de Khemis Miliana, Argelia,
bouderbala.aek@gmail.com

(2) Facultad de Ciencias del Agua, Universidad de Blida, Argelia.

(3) Hidrogeología, Universidad de Almería.
apulido@ual.es

RESUMEN

El presente artículo se refiere al conocimiento hidrogeológico e hidrogeoquímico del acuífero pliocuaternario de Nador, situado a lo largo del litoral de Tipaza. Incluye la identificación hidrodinámica, el estudio hidrogeológico y piezométrico y, finalmente, un esbozo de la hidrogeoquímica del área, llevado a cabo entre 2008 y 2013, mediante el seguimiento de 24 puntos acuíferos. El análisis de las características fisicoquímicas de las aguas muestra que los pozos cercanos a la franja costera el 25 % del total, registra valores de conductividad eléctrica en sus aguas que supera 3000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. También la relación $\text{rMg}^{2+}/\text{rCa}^{2+}$ excede la unidad, y presentan facies clorurada sódica debido a la mezcla agua dulce-agua de mar en una cantidad que llega a superar el 10 %. No obstante, la comparación de los contenidos salinos de las aguas del período 2008-2013 con los del período 1988-2004, indica que hay una pequeña dilución relacionada con la reducción de los bombeos en el acuífero tras la construcción del embalse de Boukourdane. También ha habido un período más lluvioso y un posible aumento del retorno de riego.

Palabras clave: acuífero costero, geoquímica, hidrogeología, intrusión marina, Nador

Hydrogeological characterization of the Nador Plio-Quaternary aquifer, Tipaza (Algeria)

ABSTRACT

This paper focuses on the hydrogeological and hydrochemical knowledge of the Nador Plio-Quaternary aquifer in Tipaza, situated along the Algerian coastline. It includes the identification of the hydrodynamic aquifer, hydrogeological and piezometric characteristics and, finally, an overview of the hydro-geochemistry of the area. We carried out this study between 2008 and 2013, with piezometric and hydrochemical monitoring of 24 wells in the study area. The physicochemical analysis of water shows that 25 % of the wells in the coastal zone have values of electrical conductivity greater than 3000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. The $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ ratio is also higher than one and there are sodium chloride facies due to the mix of freshwater with seawater exceeding 10 % in some places. However, the comparison of the salinity of the groundwater during the period 2008-2013 with 1988-2004 indicates that there is a low dilution due to the reduction of pumping in the aquifer after the construction of the Boukourdane dam. There has also been a more rainy period and a possible return flow from irrigation in the area.

Key words: coastal aquifer, geochemistry, hydrogeology, marine intrusion, Nador

ABRIDGED ENGLISH VERSION

Introduction and methods

Coastal areas of the world are characterized by numerous populations with about 50% of the world's population living within 60km of the shoreline. Excessive withdrawal of groundwater, as well as a significant

decrease in recharge of the aquifer due to less rainfall, has greatly aggravated the risk of salinisation (Ferrara and Pappalardo, 2004; Pulido-Leboeuf, 2004; El Mandour et al., 2007; Kouzana et al., 2009; Zghibi et al., 2013). Algeria is one of the countries facing this problem of salinity, especially in coastal aquifers where groundwater is intensively used for irrigation and drinking water supplies. The Nador aquifer of Tipaza (North Algeria) being one of them (Figure 1). The groundwater of this aquifer is characterized by a high salinity, above 9000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ in 1995 (Tifour, 2000), although it did not exceed 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ in 1974 (Mesbah, 1981). The aim of this study is to establish the hydrogeological characteristics of the Nador aquifer and to identify the evolution of the salinity in this aquifer after the intense exploitation between 1990-2000 (Tifour, 2000; Bouderbala, 2006).

The geological formations that outcrop in the study area are Pliocene and Quaternary terrains (Glangeaud, 1932; Ayme and Flandrin, 1965; Figure 2). The Pliocene is represented by Plaisancian clayey marl forming the substratum of the Plio-Quaternary aquifer; the Astian is made up of limestone and sandstone and the Quaternary terrains are formed of silt, clay, sand, and gravel (Figure 3). The aquifer itself is characterized by permeability with values ranging from $0.43 \cdot 10^{-4}$ m/s to $6.8 \cdot 10^{-4}$ m/s; and transmissivity values of between $5.28 \cdot 10^{-3}$ m²/s and $2.0 \cdot 10^{-2}$ m²/s. We recorded that the recharge to this Plio-quaternary aquifer is produced mainly through the rainfall infiltration (Mesbah, 1981; Haouchine, 1993).

To carry out the hydrogeological characterization of this aquifer we used the data from previous studies in this area, such as the pumping test interpretations (Mesbah, 1981), the original piezometric measurements and the physico-chemical analyses (Haouchine, 1993; Tifour, 2000; Bouderbala, 2006). We also used the data supplied by the hydraulic technical services in charge of the management of groundwater in the region of Tipaza (DEMRH, ANRH, DHW, DSA).

For this study, we conducted a periodic monitoring of the piezometric level and physico-chemical analyses of 24 wells in the study area in the period 2008 to 2013 (Figure 4), with two campaigns per year (April and September).

Results and discussion

Piezometric evolution

The intensive exploitation of the aquifer before 2001 shows negative values for piezometric water levels around the drillings situated in the middle plain, with a significant exploitation (Figure 5a) which lead to the rupture of the hydrodynamic balance and allowed seawater intrusion. The piezometric map related to the current period 2013 (Figure 5b) after the pumping was reduced (Table 1), had allowed the characterization of the evolution of the hydraulic charge and shows that the lines of groundwater flow converge towards the axis of the synclinal furrow which constitutes the axis of the principal drainage of the aquifer. Analysis of rainfall for the period 1988-2012 shows an increasing trend of precipitation, which has also contributed to the recharge of the aquifer (Figure 6).

Hydrogeochemical evolution

The results of the physicochemical analysis of 2013 show that the electrical conductivity (EC) values range between 1360 and 4620 $\mu\text{S}/\text{cm}$, and the highest ionic content corresponds to Cl⁻ with 2100 mg/L and Na⁺ with 1355 mg/L (Table 2), with a good correlation of these elements and with the EC (Table 3). The totality of the analyses from the monitored wells in the coastal area exceeds the norm for drinking water standards (WHO, 2006). The high concentrations of Na⁺, Mg²⁺, Cl⁻ and SO₄²⁻ in this coastal area are indicators of probable marine intrusion in this aquifer (Carol et al., 2009; Ben Moussa et al., 2011). Records of Mg²⁺/Ca²⁺, HCO₃⁻/Cl⁻ and Ca²⁺/Na⁺ (in meq/L) were used to determine the origin of the salinity of the groundwater, and to locate the most mineralized areas, typical in these kind of aquifers (Todd, 1959; FAO, 1997; Karahanoglu, 1997; El Achheb et al., 2003; El Yaouti et al., 2009; Mondal et al., 2011; Park et al., 2012). These reports show a predominance of calcium and bicarbonate for wells located more than 2 km from the coast due to dissolution of carbonate from alluvium and also from Astien limestone. Wells located in the coastal fringe show enrichment of Cl⁻, Na⁺ and Mg²⁺ which must come from the mix of freshwater-saltwater (Figures 7, 8 and 9). The projection of these points on the Piper diagram (Kelly, 2009) confirms the hypothesis of seawater intrusion (Figure 10). The map representing the percentage of chloride concentrations for the low water period in 2013 (Figure 11) shows values exceeding 10 % in the coastal area. However, in the rest of the study area the percentage of chloride does not exceed 1. The representation of the 24 monitoring wells on Riverside diagram (Richards, 1954) shows that the water can be classified as C3S1, C3S2, C4S2, C4S3 and C4S4 (Figure 12). The wells of the coastline belong to classes C4S2, C4S3 and C4S4, indicating that these groundwaters are highly mineralized and they can only be used for very salt tolerant cultures. The remaining wells located beyond 2 km from the sea can be classified as C3S1 and C3S2, they are of average quality, and they can be used on drained soils of high permeability.

Introducción

La explotación de los acuíferos costeros es compleja debido al riesgo de ruptura del equilibrio del contacto agua dulce-agua salada a lo largo del litoral. Además, en estas zonas costeras, y a menos de 60 km del litoral, se concentra más del 50 % de la población mundial (Zghibi *et al.*, 2011). La salinización de las aguas subterráneas es probablemente el mayor problema en los acuíferos costeros en regiones semiáridas, lo que hace que estas aguas dejen de ser utilizables para el consumo humano y la agricultura. Una de las causas principales de la salinización es el bombeo intensivo cercano a la costa, que suele ser más importante en los años de precipitaciones escasas (Ferrara and Pappalardo, 2004; Pulido-Leboeuf, 2004; El Mandour, 2007; Kouzana *et al.*, 2009; Zghibi *et al.*, 2013).

En Argelia, el riesgo de intrusión marina es elevado en muchos acuíferos costeros en determinadas regiones del litoral (Annaba, Argel, Tipaza, Oran) (Debieche, 2002). La región estudiada forma parte de estas zonas costeras vulnerables. La explotación intensiva del acuífero desde 1970 hasta el inicio del segundo milenio provocó un descenso del nivel piezométrico con el consiguiente aumento de la salinidad de las aguas subterráneas, que es el origen de una intrusión marina probable. Actualmente el suministro de agua

potable y para regadío se hace a partir de las aguas del embalse de Boukourdane situado en una cuenca limítrofe a la de la llanura costera, y algo menos a partir de bombeos en el acuífero de Nador (Figura 1).

Los antecedentes geológicos sobre el área se remontan a los trabajos de Savornin (1924), Glangeaud (1932), Ayme (1954), y Yassini (1973). Ha habido igualmente muchos informes técnicos, en general inéditos, tales como el estudio geofísico realizado por la Compagnie Générale de Géophysique (CGG, 1967), el informe sobre las aguas subterráneas de la región de Tipaza de Mesaud, (1967) o los informes de los sondeos y los piezómetros perforados (DEMRRH, desde 1974 hasta 1979). También ha habido informes de seguimiento del acuífero, tanto de las evoluciones piezométricas como hidrogeoquímicas realizados por el ANRH y DHW, desde 1974 hasta 2013.

Otros estudios más específicos han sido el realizado por Mesbah (1981) sobre la hidrogeología, hidrogeoquímica, hidrodinámica – incluyendo la interpretación de ensayos de bombeo del acuífero de Nador; o el estudio hidrogeológico, hidrogeoquímico y geofísico para control y seguimiento de la intrusión marina en este acuífero, de Taibi y Hamadache (1992). La intrusión marina fue modelizada por Haouchine (1993), mientras que la evolución temporal de la intrusión fue hecha por Tifour (2000). Finalmente, otro estudio de la

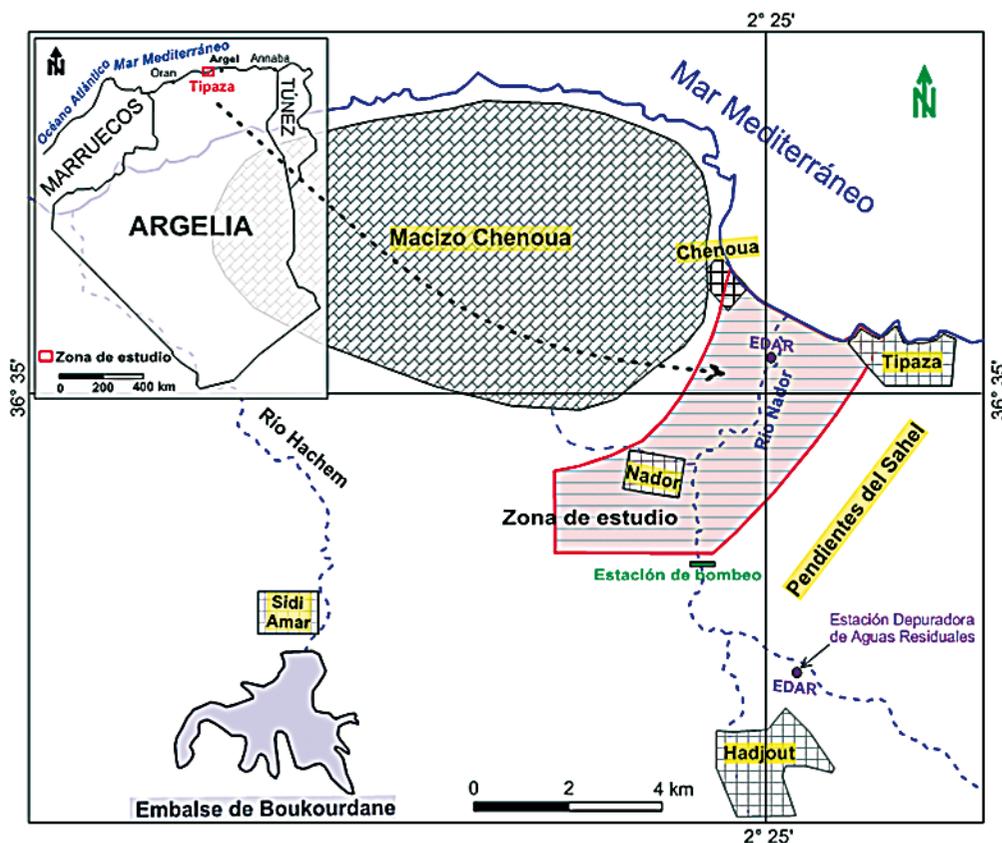


Figura 1. Situación de la zona de estudio.

Figure 1. Location of the study area.

intrusión marina en el área mediante aproximaciones hidrogeoquímicas y geofísicas fue realizado por Bouderbala (2006), y un estudio sobre la posibilidad de recarga artificial del acuífero para luchar contra la intrusión marina fue llevado recientemente a cabo por Mohamadou (2007).

Ante tales evidencias, se hace necesario profundizar de manera cuantitativa en el posible proceso de mezcla del agua dulce-agua salada, así como en los factores que influyen en los procesos hidroquímicos con el fin de tratar de preservar ese recurso tan vital (Cardona *et al.*, 2004; Zouhri *et al.*, 2008; Trabelsi *et al.*, 2007). El objetivo de este trabajo es mejorar en el conocimiento de las características hidrogeológicas del acuífero de Nador e identificar la evolución de la salinidad del acuífero tras la intensa explotación y la posterior reducción de los bombeos, al ser sustituidos parcialmente por las aguas del embalse.

Con tal fin, entre 2008 y 2013 se llevaron a cabo campañas de medidas piezométricas y tomas de

muestras de agua en 24 pozos en aguas altas y bajas. Con ello se ha pretendido caracterizar el flujo subterráneo y la evolución de la salinidad de las aguas.

El marco hidrogeológico

La llanura de Nador forma parte de la gran unidad litoral llamada Sahel de Argel, situada a 75 km al Oeste de la ciudad de Argel. Limita al Norte con el mar Mediterráneo, al Sur y al Este con las pendientes del Sahel al Oeste con Djebel Chenoua (Figura 2). El acuífero ocupa unos 19 km² dentro de un valle que coincide con un sinclinal de orientación NNE – SSW cuyo eje principal está ocupado por el río Nador, que da su nombre a la llanura litoral. Se trata de una región con clara vocación agrícola, con cultivos variados tales como productos hortícolas, cítricos, arboricultura, viñas y legumbres. Tiene también una actividad turística con equipamientos e infraestructuras a lo largo del litoral, con patrimonio histórico, monumentos griegos y romanos, playas, bahías y costas acantiladas. Actualmente la región registra un notable aumento demográfico, con unos 45000 habitantes repartidos en tres núcleos urbanos (Tipaza, Nador y Chenoua playa) y varias localidades más pequeñas (Bouizouine, Bourouis, Ettouil,...). La tasa de crecimiento medio de la población es de 2.5 %.

Desde el punto de vista hidrológico, la región está surcada por el río Nador, curso de agua temporal que ha sido el tradicional lugar de vertido de los residuos líquidos urbanos. La media anual de las precipitaciones en la estación del embalse de Boukourdane (período 1988-2012) es de 540 mm. La temperatura media anual es 18 °C.

Los materiales aflorantes en el área de estudio (Glanjeaud, 1932; Ayme and Flandrin, 1965; Figura 2) comprenden una serie basal pliocena constituida por margas arcillosas –de muy baja permeabilidad- sobre las que reposan calizas y areniscas calizas (Plioceno superior), acuífero principal del área, con valores de permeabilidad de $6.83 \cdot 10^{-4}$ m/s, con un espesor saturado de 46 m y un valor de transmisividad del orden de $2.0 \cdot 10^{-2}$ m²/s.

Sobre estos materiales reposan los sedimentos cuaternarios consistentes en depósitos marinos arenoso-conglomeráticos con cemento calizo, arenas y cantos, de elevada permeabilidad -del orden de 10^{-3} m/s- y transmisividad de 10^{-2} m²/s. La serie finaliza con arcillas y arcillas arenosas poco permeables que dificultan la recarga directa y que confinan parcialmente al acuífero infrayacente. Los materiales cuaternarios pueden alcanzar hasta 40 m de espesor.

El acuífero principal del área está integrado por aluviones cuaternarios y areniscas pliocenas, ambos

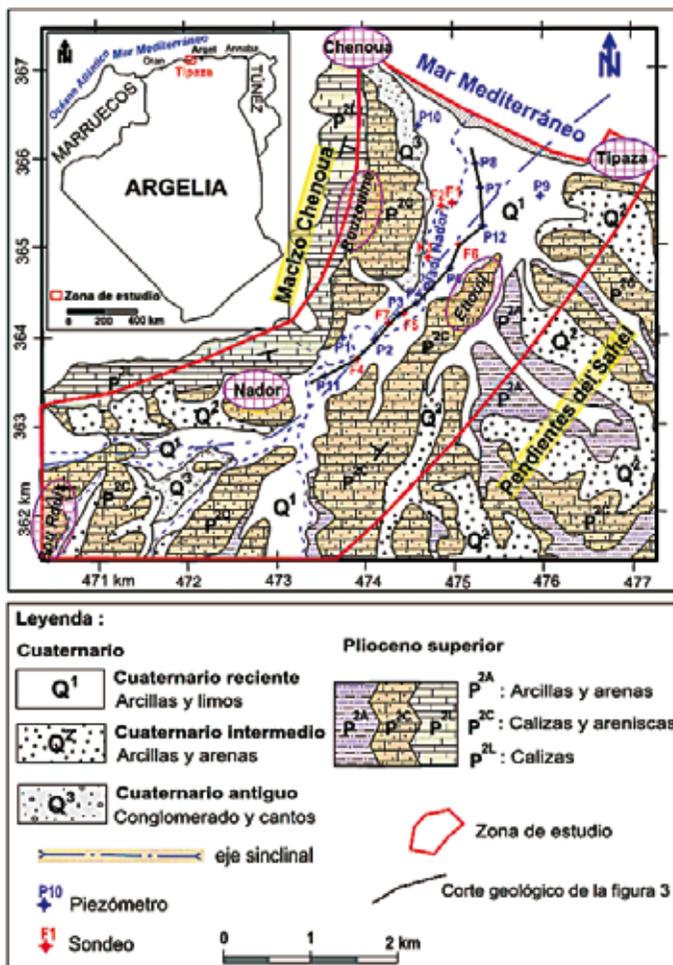


Figura 2. Mapa hidrogeológico de la zona de estudio.
 Figure 2. Hydrogeological map of the study area.

interconectados y su espesor puede alcanzar 60 m. Se trata de un acuífero parcialmente confinado ya que está recubierto por las arcillas con arenas del Cuaternario reciente. El sustrato impermeable, como ya se indicó, lo conforman las margas arcillosas del Plioceno medio-superior (Ayme and Flan-drin, 1965).

El examen de los cortes geológicos perpendiculares y paralelos al eje del sinclinal, elaborados a partir de datos de sondeos mecánicos, permite una buena comprensión de la estructura del acuífero (Figura 3). El sustrato conforma un sinclinal de orientación SSE-NNW cuyo flanco Oeste es más buzante que el oriental. El espesor saturado del acuífero es mayor en el centro de la llanura y se reduce hacia los bordes donde el sustrato está más próximo a la superficie. Los cortes muestran también que el espesor del acuífero aumenta de manera regular desde aguas arriba hacia la desembocadura, alcanzando un máximo de 60 m en el sondeo F6. También se constata que el acuífero continua bajo el mar (Bouderbala, 2006).

La recarga del acuífero procede esencialmente de la infiltración de la lluvia sobre los afloramientos que constituyen las estribaciones del macizo de Djebel Chenoua y la vertiente del Sahel. También se produce recarga a partir del retorno de parte del agua aplicada en los regadíos. La posible alimentación a partir del río Nador es prácticamente despreciable ya que el lecho está prácticamente colmatado e impermeabilizado por un tramo arcilloso (Mesbah, 1981; Haouchine, 1993). En resumen, el acuífero se caracteriza por un material de transmisividad relativamente elevada, un espesor saturado de unos 60 m y un sustrato arcilloso impermeable que se sumerge bajo el mar en la cota -80 m; en consecuencia, existe una conexión directa del acuífero con el mar en un espesor del orden de 60 m, lo cual hace factible el avance de la cuña salina hacia el continente.

Materiales y métodos

Las características hidrodinámicas del acuífero se han establecido a partir de datos bibliográficos de pruebas de bombeo, informes geológicos y de estudios hidrogeológicos (Mesbah, 1981; Haouchine, 1993; Tifour, 2000). Fueron siete las pruebas de bombeo realizadas en otros tantos sondeos existentes en la llanura; los valores de permeabilidad y de transmisividad variaron entre $0.43 \cdot 10^{-4}$ m/s y $6.83 \cdot 10^{-4}$ m/s, y entre $5.28 \cdot 10^{-3}$ m²/s en las partes altas y $2.01 \cdot 10^{-2}$ m²/s en las proximidades del litoral, respectivamente. Ello se debe al aumento del espesor del acuífero desde la cabecera hasta la costa y al aumento y homogeneidad de la granulometría.

Asimismo se ha realizado un inventario de puntos acuíferos. Dominan los pozos, sin apenas datos sobre la columna excavada, que captan el acuífero pliocuaternario. Como consecuencia del avance de la cuña salina tras el aumento de los bombeos, la casi totalidad de los sondeos y casi todos los pozos fueron abandonados, permaneciendo tan solo los sondeos F3, F5, F7 y los 24 pozos utilizados en los muestreos.

Con el fin de caracterizar el acuífero hemos tenido acceso a los archivos existentes en los servicios encargados de la gestión de las aguas subterráneas tales como ANRH y DHW. Se trata de informes internos y de seguimiento anual 1974 y 2013 de los datos piezométricos, hidrogeoquímicos y de caudales extraídos.

También se han llevado a cabo campañas de medidas piezométricas entre 2008 y 2013, con el fin de establecer el funcionamiento del acuífero en aguas altas y bajas. Con esos datos se han elaborado mapas de curvas isopiezas mediante interpolación, previa nivelación de precisión centimétrica de los puntos controlados. En algunos sectores con escasez de datos se han extrapolado las isopiezas atendiendo al comportamiento general del acuífero.

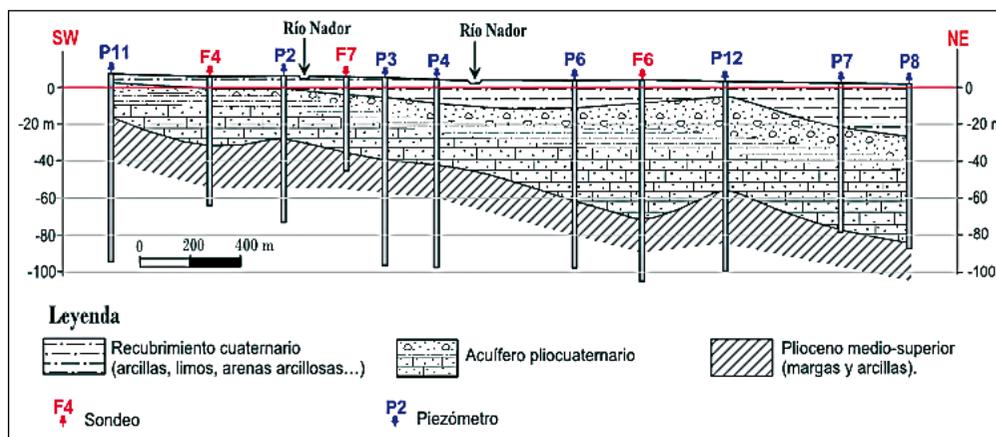


Figura 3. Corte geológico paralelo al eje sinclinal.
Figure 3. Geological cross-section parallel to the synclinal axis.

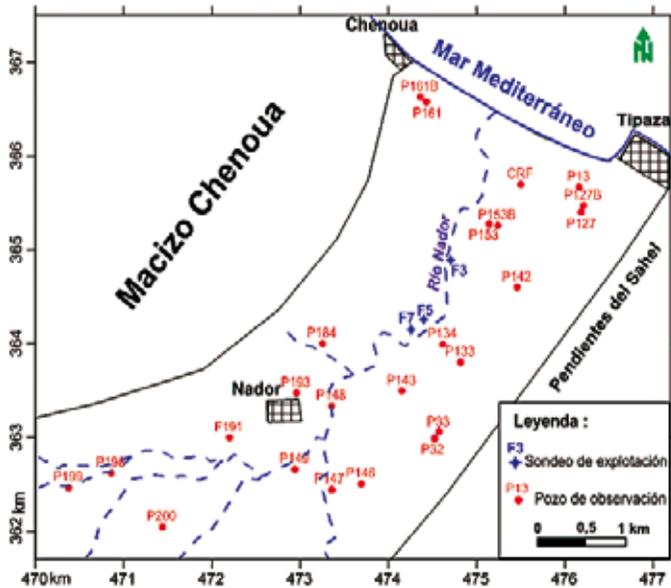


Figura 4. Mapa de situación de sondeo de explotación y los pozos de observación.

Figure 4. Location map of the boreholes and observation wells.

Se han realizado análisis fisicoquímicos periódicos de las aguas de los 24 pozos de muestreo (Figura 4). Se midieron pH, conductividad eléctrica (CE), Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} y Ca^{2+} , entre 2008 y 2013, a razón de dos campañas por año, en abril y septiembre. Son pozos utilizados en regadío y abastecimiento urbano. Las muestras se recogen en botellas de polietileno de 150 ml, enjuagadas varias veces con el agua del punto a muestrear y conservadas a 4 °C. Los dos primeros parámetros fueron medidos in situ con un pHmetro y un conductímetro digitales WTW Universal. Los otros parámetros se analizaron según normas estándar, en el Laboratorio de la Agencia Nacional de Recursos Hídricos de Blida (ANRH, 2013), en las 24 horas siguientes al muestreo en campo. El análisis de Cl^- y HCO_3^- se hizo por volumetría, y el Na^+ , K^+ , Mg^{2+} y Ca^{2+} mediante espectrometría de absorción atómica. Finalmente, el nitrato se determinó por colorimetría y el sulfato por espectrometría.

Evolución temporal de la explotación del acuífero

El acuífero comenzó a explotarse en 1967 mediante los sondeos F1 y F2; posteriormente se perforaron 5 nuevos sondeos para alimentación de agua potable de las ciudades costeras así como para regadío en la llanura de Nador. El análisis de los datos de explotación de los sondeos durante el período 1974-2013 (Tabla 1) ha permitido constatar el aumento progresivo del volumen bombeado que ha pasado de 0.85 hm³/año a más de

Período	Caudal de bombeo en los sondeos (L/s)	Volumen anual de bombeo: (hm ³)
Antes de 1974	27	0.85
1974-1982	54	1.70
1982-1988	80	2.52
1988-1991	92	2.9
1991-1994	115	3.62
1994-2001	85	2.68
2001-2004	30	0.94
2004-2013	21	0.66

Fuente: Mesbah, 1981; Haouchine, 1993; Tifour, 2000; Bouderbala, 2006; DHW, 2013 esencialmente

Tabla 1. Caudal medio y volumen anual de explotación del acuífero entre 1974 y 2013.

Table 1. Average flow and annual volume of exploitation of the aquifer between 1974 and 2013.

3.6 hm³/año en 1994. A ello hay que añadir el bombeo en muchos otros pequeños pozos particulares (Mesbah, 1981). Desde 1994 hasta 2013, disminuyen los bombeos pasando de un caudal continuo de 2.7 hm³/año a 0.66 hm³/año (DHW, 2013). Esta disminución es el resultado del abandono de algunos sondeos por colmatación (caso del F4) o por aumento del contenido salino de sus aguas (caso de F1, F2 y F6). La CE superó 9000 $\mu S/cm$ en 1995 (Tifour, 2000), mientras que en 1974 no superaba 2000 $\mu S/cm$ (Mesbah, 1981), y el Cl^- pasó de 350 mg/L a 3300 mg/L en 1995 (Tifour, 2000). Hay que resaltar que a comienzos del año 2000 el suministro de agua potable y los regadíos fueron parcialmente sustituidos por las aguas del embalse de Boukourdane (Figura 1) situado a 15 km de la zona de estudio. Tiene una capacidad de 100 hm³ y un volumen realmente regulado de 50 hm³. Dentro del área hay dos estaciones de depuración de aguas residuales, la de Hadjout y la de Chenoua (Figura 1). La de Hadjout arroja las aguas depuradas a un afluente del río Nador desde donde parte es bombeada hacia el embalse, y el resto continúa río abajo. Las de Chenoua se arrojan directamente al río Nador desde donde, especialmente en verano, el 30-40 % del agua depurada es extraída con motobombas por los agricultores para el regadío de sus cultivos (DSA, 2013).

Resultados y discusión

Evolución piezométrica

La evolución piezométrica de la zona de estudio ha sido muy variable en el tiempo. Ello es bien visible si comparamos las isopiezas del año de mayor bombeo

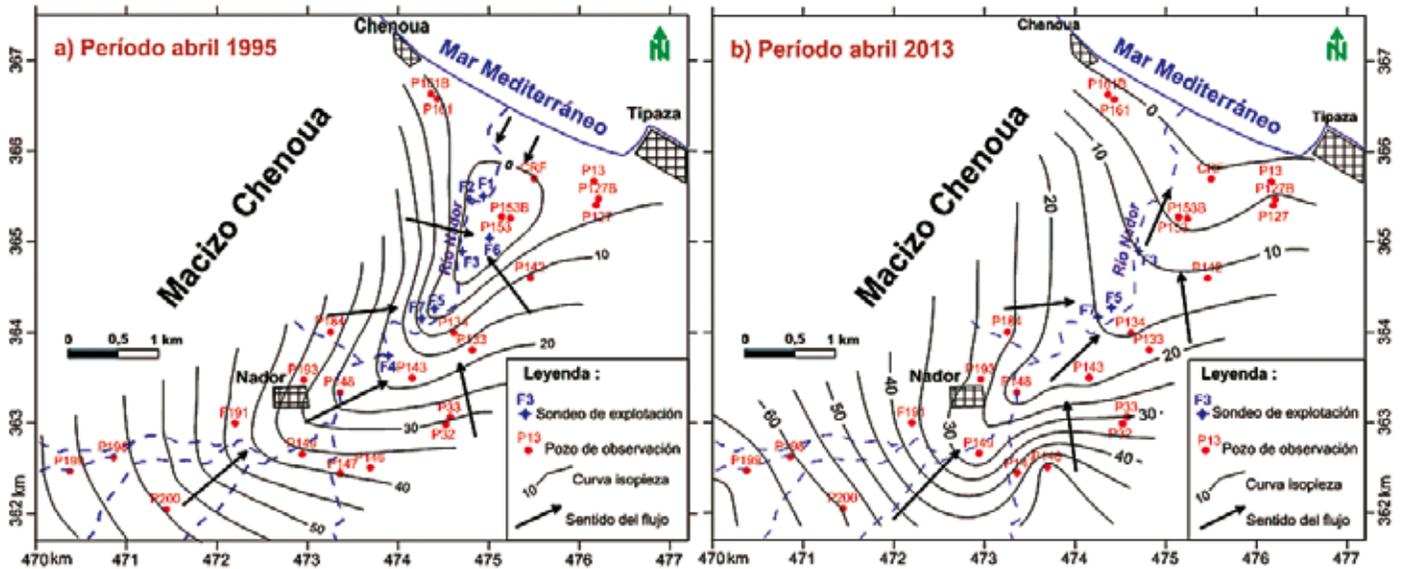


Figura 5. Mapas piezométricos del acuífero: a) Abril de 1995 y b) Abril de 2013.

Figure 5. Piezometric maps of the aquifer: a) April 1995 and b) April 2013.

(1995; Tifour, 2000) con las de 2013 (Figura 5). También se ha elaborado un gráfico de variación piezométrica, en cuatro pozos situados en la franja costera, para el período 1988 y 2013, con superposición de la precipitación anual medida (Figura 6).

La interpretación de los dos mapas de isopiezas muestra la existencia de aportes procedentes de la vertiente oriental de Chenoua y de la vertiente occidental del Sahel; las líneas de flujo convergen hacia el eje del sinclinal que es, a su vez, el eje de drenaje principal del acuífero. En cuanto a la relación hidráulica río-acuífero, y a pesar de parecer que es muy estrecha, se caracteriza por la existencia de un nivel esencialmente arcilloso de varios metros de espesor a todo lo largo de su recorrido que impide en gran medida el intercambio hídrico. Sin embargo, lo que sí se pone claramente de manifiesto es que coincidiendo

aproximadamente con el trazado del río -que a su vez coincide con el eje del sinclinal- existe un claro eje de drenaje principal posiblemente debido a que es la línea de mayor espesor del acuífero y, además, la más transmisiva (Mesbah, 1981; Haouchine, 1993).

El mapa del año 1995 muestra una depresión en el interior de la llanura alrededor de los sondeos F1, F2, F3 y F6 (Figura 5a). Existe pues una inversión del gradiente hidráulico, con flujo local desde el mar hacia el continente, lo que favoreció la penetración del agua de mar en el acuífero hasta una distancia de 2 km desde la línea de costa (fenómeno de upconning esencialmente). El mapa del año 2013 (Figura 5b), correspondiente al mes de abril, con aguas altas, ya muestra un sentido general del flujo desde las partes altas de la llanura hacia el mar. Al sur del núcleo urbano de Nador los gradientes son elevados, como se deduce de lo apretado

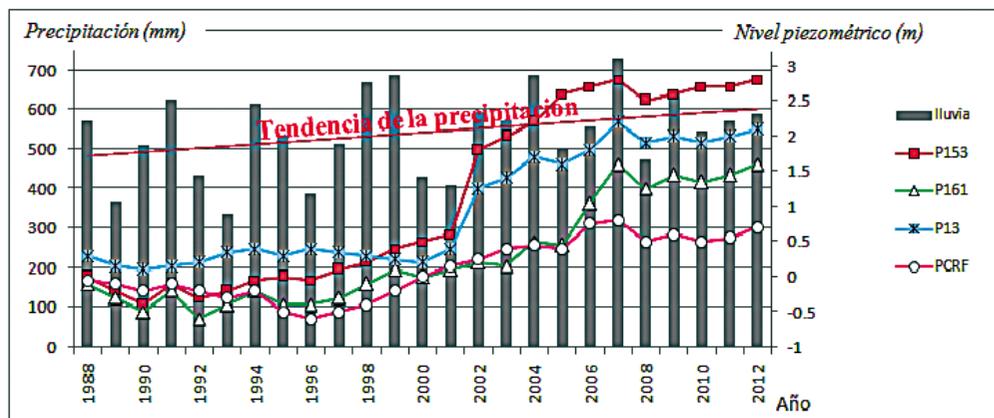


Figura 6. Fluctuaciones piezométricas en pozos costeros en función de la precipitación (período 1988-2012).

Figure 6. Piezometric fluctuations in the coastal wells due to precipitation (period 1988-2012).

de las curvas. Por el contrario, hacia el centro de la llanura el gradiente es menor, inferior a 0.6 % e indicativo de una menor velocidad de tránsito.

La comparación de ambos mapas muestra claramente una recuperación de los niveles en 2013, sobre todo en el centro de la llanura, ya sin valores negativos. Tan solo junto a la línea de costa se dibuja la curva de valor cero. Tampoco se detecta una depresión en el entorno de los pozos actualmente en explotación (F3, F5 y F7) lo que indicaría que el ritmo de extracción es menos intenso que en el pasado.

La evolución del nivel piezométrico entre 1988 y 2012 para algunos pozos situados en la franja costera muestra un claro descenso (Figura 6) entre los años 1988 y 2001 con respecto a los posteriores. Estos descensos están ligados a los bombeos intensivos más acusados en período de sequía, con el consiguiente avance de la cuña salina. Tras la reducción de los bombeos en 2001, de 2.52 hm³/año a 0.66 hm³/año, los niveles subieron con la subsiguiente disminución del contenido salino de las aguas bombeadas; se pasó de una conductividad eléctrica de 9000 µS/cm en 1995 (Tifour, 2000) a 5000 µS/cm en 2012 y a 4600 µS/cm en 2013.

Estudio hidrogeoquímico

El estudio está basado en los análisis recogidos durante el período 2008 y 2013, como ya se indicó. La fiabilidad de los resultados se ha comprobado mediante balance iónico del agua, obteniéndose valores comprendidos entre ± 5 %, que son aceptables (Rodier, 1984). El resumen estadístico de los parámetros medidos en 2013 se muestra en la Tabla 2 incluyendo un análisis del agua de mar. Los resultados muestran

que los valores de conductividad eléctrica varían entre 1360 y 4620 µS/cm, y los contenidos iónicos más elevados corresponden a Cl⁻ con 2100 mg/L y Na⁺ con 1355 mg/L. Así pues, son varios los pozos cuyas aguas tienen facies clorurada sódica, ambos iones de origen directo o indirecto en las aguas del mar, por intrusión marina o por aportes ligados a los aerosoles marinos posteriormente disueltos por las precipitaciones o por las aguas de regadío. Las aguas continentales dulces se caracterizan por tener una composición química variable, con predominio de los aniones HCO₃⁻, SO₄²⁻ y Cl⁻, y de Ca²⁺ y Mg²⁺ como cationes principales, seguidos de lejos por Na⁺ y K⁺ (Carol *et al.*, 2009; Ben Moussa *et al.*, 2011).

En cuanto a los aspectos cualitativos de las aguas subterráneas, muy utilizadas en abastecimiento urbano, la Tabla 2 muestra que la totalidad de los pozos analizados situados en la franja costera superan el contenido salino máximo indicado por las normas de potabilidad de la OMS (WHO, 2006): 79.17 % de los pozos tienen una CE superior a 1500 µS/cm en aguas bajas y 70.83 % en aguas altas. Más del 50 % de los pozos superan la norma para el Cl⁻, fijada en 250 mg/L, el 37.5 % de los pozos tienen contenidos en Na⁺ que exceden la norma, fijada en 175 mg/L, y el 20.8 % de los pozos tiene concentraciones en nitratos que superan la norma (50 mg/L). Los análisis muestran también el predominio de SO₄²⁻ y Mg²⁺ con superación de la norma en el 54.14 % y 37.5 %, respectivamente, para los dos períodos.

Saxena *et al.*, (2003) y Prakash and Somashekar (2006) agruparon las aguas en tres clases, *agua dulce* si la CE < 1500 µS/cm, *agua salobres* si la CE está comprendida entre 1500-3000 µS/cm, y *agua salada* si la CE > 3000 µS/cm. De acuerdo con esta clasificación, en aguas bajas el

Parámetro	Aguas altas				Aguas bajas				Norma (WHO, 2006)	Agua de mar
	Máx.	Min.	Media	% > norma	Máx.	Min.	Media	% > norma		
CE (µS/cm)	4400	1360	2094	70.8	4620	1430	2299	79.2	1500	49610
pH	7.9	7.0	7.4	0	7.95	7.35	7.7	0	6.5-8.5	8.2
NO ₃ ⁻ (mg/L)	75	4	33	20.8	79	4	36.4	20.8	50	0.3
HCO ₃ ⁻ (mg/L)	469	280	378.9	-	492	295	401.7	---	240	149
SO ₄ ²⁻ (mg/L)	1080	102	406.8	54.2	1135	107	455.9	54.2	200	3280
Cl ⁻ (mg/L)	2001	156	575.2	45.8	2100	165	665.3	54.2	250	18700
Na ⁺ (mg/L)	1288	85	342.8	37.5	1355	89	394.4	37.5	175	12000
Mg ²⁺ (mg/L)	284	29	109.1	37.5	295	30	119.5	37.5	150	473
Ca ²⁺ (mg/L)	194	128	157.6	0	195	149	166.5	8.33	200	408
K ⁺ (mg/L)	7.82	0	2.7	0	7.82	0	3.1	0	12	340

Tabla 2. Estadísticos de los análisis fisicoquímicos realizados en 24 pozos (año 2013).

Table 2. Statistics of the physicochemical analyses made in 24 wells (year 2013).

	pH	CE	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻
pH	1									
CE	-0.41	1								
Na ⁺	-0.42	0.99	1							
K ⁺	-0.45	0.76	0.76	1						
Ca ²⁺	0.21	0.18	0.17	0.19	1					
Mg ²⁺	-0.34	0.95	0.94	0.74	0.21	1				
Cl ⁻	-0.42	0.99	0.99	0.75	0.15	0.96	1			
HCO ₃ ⁻	-0.25	0.72	0.62	0.58	0.21	0.67	0.69	1		
SO ₄ ²⁻	-0.33	0.96	0.95	0.73	0.25	0.98	0.97	0.58	1	
NO ₃ ⁻	-0.24	0.45	0.47	0.65	0.21	0.40	0.46	0.42	0.41	1

Tabla 3. Matriz de correlación entre los parámetros físico-químicos en período de aguas bajas, 2013.

Table 3. Correlation matrix between physicochemical parameters in the low water period, 2013.

20.83 % de los pozos son de agua dulce, el 54.17 % son de aguas ligeramente salinas, y el resto, el 25 %, son aguas saladas, que corresponden con los pozos situados en la franja costera. La Tabla 3 muestra la matriz de correlación de los constituyentes físicos y químicos de las aguas. Se constata la existencia de una elevada correlación entre CE y Na⁺, Mg²⁺, Cl⁻ y SO₄²⁻, con valores de 0.99, 0.95, 0.99 y 0.96, respectivamente. Esta alta correlación indica que la composición química de las aguas subterráneas del acuífero está controlada por estos iones. El sodio y el magnesio están bien correlacionados con el cloruro (0.99 y 0.96 respectivamente) y también con el sulfato (0.95 y 0.98 respectivamente).

En general, en el agua dulce domina el ion Ca²⁺, mientras que en el agua de mar el Mg²⁺ supera ampliamente al Ca²⁺. La relación rMg²⁺/rCa²⁺ puede dar una indicación para delimitar la franja de transición agua dulce-agua de mar (FAO, 1997; Karahanoglu, 1997; El Achheb et al., 2003). De acuerdo con la figura 7, la relación rMg²⁺/rCa²⁺ para los pozos situados en la franja costera excede el valor 1, lo que indicaría la

existencia de un enriquecimiento en Mg²⁺ o un empobrecimiento en Ca²⁺. Este valor es inferior a la unidad para los pozos lejos de la franja costera y son generalmente más cálcicas que magnésicas ya que predomina el carbonato cálcico en el material acuífero.

Mondal et al., (2011) y Park et al., (2012) observaron en sus estudios sobre acuíferos costeros valores bajos de la relación rHCO₃⁻/rCl⁻ y elevados valores de la relación rMg²⁺/rCa²⁺. Explican este hecho por la salinización del agua dulce. El cloruro domina en el agua de mar mientras que el bicarbonato en agua de mar presenta valores bajos. Al cociente rHCO₃⁻/rCl⁻ se le conoce como la relación de Todd (1959), cuyo estudio es pionero en la detección de los procesos de intrusión marina.

La representación de la relación rHCO₃⁻/rCl⁻ - CE arroja valores inferiores a 0.5 (Figura 8), con una pendiente de regresión negativa, para el rango de valores de CE superiores a 2000 μS/cm, cuyas aguas muestran el predominio de Cl⁻ con respecto a HCO₃⁻, derivados del proceso de mezcla agua dulce-agua salada.

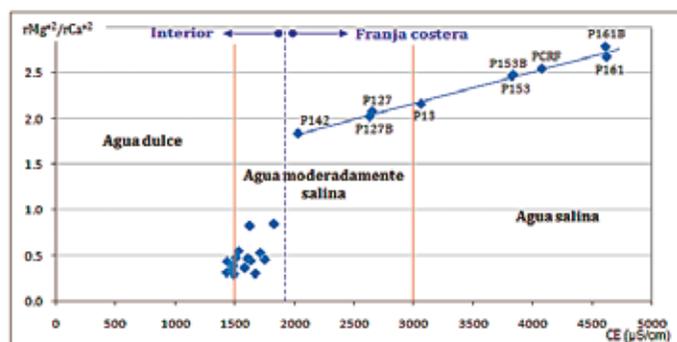


Figura 7. Relación entre rMg²⁺/rCa²⁺ y la CE (aguas bajas 2013).
Figure 7. Relationship between Mg²⁺/Ca²⁺ and CE (low water period 2013).

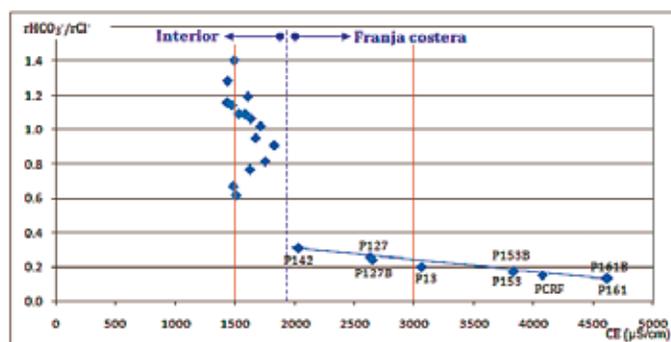


Figura 8. Relación rHCO₃⁻/rCl⁻ y CE (aguas bajas 2013).
Figure 8. Relationship between HCO₃⁻/Cl⁻ and CE (low water period 2013).

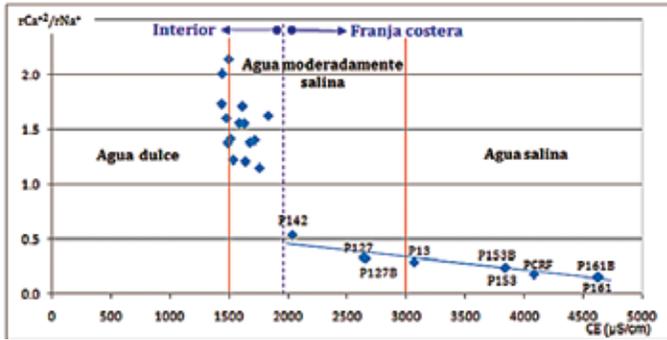


Figura 9. Relación entre rCa^{2+}/rNa^{+} y CE (aguas bajas 2013).
Figure 9. Relationship between Ca^{2+}/Na^{+} and CE (low water period 2013).

La variación de la relación rCa^{2+}/rNa^{+} en función de la CE muestra una tendencia similar a la relación $rHCO_3^-/rCl^-$ (Figura 9). Los valores son inferiores a 0.6, con pendiente negativa para los valores de CE superiores a 2000 $\mu S/cm$, indicativo del enriquecimiento en Na^{+} con respecto al Ca^{+} debido a la mezcla con agua de mar (El Yaouti *et al.*, 2009). La relación rCa^{2+}/rNa^{+} en las aguas de los pozos situados a más de 2 km de la costa excede la unidad, lo que se interpreta como debido al enriquecimiento del Ca^{2+} y a la disminución del contenido en Na^{+} equivalente a la existencia de un intercambio de $Ca^{2+} Na^{+}$ (Carol *et al.*, 2009; Ben Hamouda *et al.*, 2010).

La caracterización de la facies de las aguas permite distinguir las familias siguientes:

Aguas cloruradas sódicas, 37.5 %, $rCl^- > rSO_4^{2-} > rHCO_3^-$ y $rNa^{+} > rMg^{2+} > rCa^{2+}$, correspondientes a los pozos de la franja costera (P142, P153, P153B, P127, P127B, P13, PCR, P161 y P161B).

Aguas bicarbonatadas cálcicas, 37.5 %, $rHCO_3^- > rCl^- > rSO_4^{2-}$ y $rCa^{2+} > rNa^{+} > rMg^{2+}$, correspondientes a los pozos situados en las partes altas de la llanura litoral (P199, P198, P193, P184, P149, P148, P147, P146 y P143).

Aguas cloruradas cálcicas, 25 %, $rCl^- > rSO_4^{2-} > rHCO_3^-$ y $rCa^{2+} > rNa^{+} > rMg^{2+}$ correspondientes a los pozos intermedios entre las otras dos familias (P200, F191, P134, P133, P33 y P32). Se trata de aguas sometidas a procesos de intercambio iónico.

Como es bien sabido, el diagrama de Piper (Piper, 1944) permite representar la facies química de un conjunto de muestras de agua. Este tipo de diagramas está bien adaptado para estudiar la evolución de la facies del agua y para distinguir grupos de muestras (Montety *et al.*, 2008). También se utiliza para la identificación de la intrusión marina en acuíferos costeros. En este sentido, Kelly, (2005) propone un diagrama que contiene siete sectores diferentes que van desde el agua dulce hasta el agua de mar.

La proyección de los resultados analíticos de las muestras de agua subterránea del acuífero de Nador de abril de 2013 en el diagrama de Piper muestra claramente dos tipos de facies (Figura 10), clorurada sódica, y bicarbonatada o bicarbonatada-sulfatada cálcica; estas últimas corresponden con las muestras de los pozos lejanos al mar. El diagrama muestra también que las aguas de algunos pozos se sitúan a lo largo de la mezcla teórica agua dulce-agua de mar (Milnes y Renard, 2004); se trata de pozos situados junto al litoral (P142, P153, P153B, P127, P127B, P13, PCR, P161 y P161B).

Otro método útil en la caracterización de aguas afectadas por procesos de intrusión marina es el basado en la determinación del porcentaje de mezcla entre el agua dulce y el agua de mar (Arslan *et al.*, 2012), para lo cual se suele utilizar la concentración en Cl^- , por ser el ión más conservativo de los que constituyen un agua natural (Custodio, 1987; Appelo and Postma, 2005). Se han utilizado los datos de los análisis de 1974, antes de que se iniciaran los procesos de intrusión -media de 160 mg/L- (Mesbah, 1981) y la concentración del agua de mar en la zona de estudio (Tabla 2) -18700 mg/L (Septiembre 2013)-. Para un balance de masas conservativo en la mezcla, la ecuación que se utiliza es:

$$f = (Cl^-_{mezcla} - Cl^-_{agua dulce}) * 100 / (Cl^-_{agua de mar} - Cl^-_{agua dulce})$$

Donde

f : es la relación de mezcla expresado en porcentaje de agua de mar;

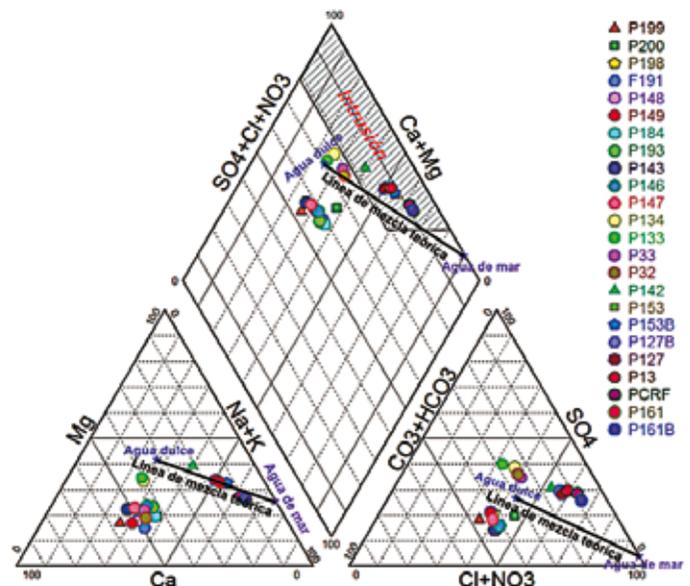


Figura 10. Diagrama de Piper con la representación de las aguas del acuífero.
Figure 10. Piper diagram representation of water samples from the aquifer.

Cl_{mezcla}^- : la concentración de Cl^- en las aguas subterráneas de la mezcla;
 $Cl_{agua dulce}^-$: idem en las aguas subterráneas dulces;
 $Cl_{agua de mar}^-$: idem en el agua de mar.

En la figura 11 se muestra el mapa de la variación espacial de los porcentajes de mezcla correspondiente a los análisis del período de aguas bajas (2013). El valor mayor alcanzado es 10.46 % con valores decrecientes a medida que nos alejamos del borde litoral, siendo inferiores a la unidad al sur de Nador.

Dado que el área de estudio tiene una marcada vocación agrícola, el agua destinada al regadío debe tener características físicas y químicas tolerables para los cultivos. Con tal fin, hemos utilizado el método de Richards (Richards, 1954), o Normas Riverside, que tiene en cuenta el índice de Absorción de Sodio o S.A.R. y conductividad eléctrica expresada en $\mu S/cm$ a $25^\circ C$. La representación de las aguas de los 24 pozos (Figura 12) muestra que pertenecen a las clases C3S1, C3S2, C4S2, C4S3 y C4S4. Las de aquellos situados a menos de 2 km de la costa pertenecen a las clases C4S2, C4S3 y C4S4, del orden del 33.33 % de los puntos. Ello indica que las aguas de estos pozos están muy mineralizadas y pueden perjudicar a los cultivos poco tolerantes a las sales. El 66.67 % restante pertenece a las clases C3S1 y C3S2 o de calidad media, utilizables en suelos bien drenados. Son puntos situados a más de 2 km del mar.

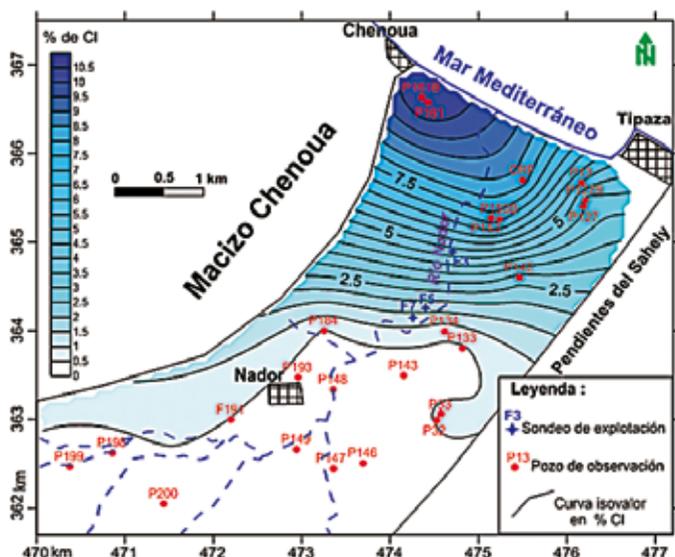


Figura 11. Mapa de valores de porcentaje de mezcla de agua de mar en el acuífero en aguas bajas en 2013.
Figure 11. Map of ratio values of the mixture of seawater in the aquifer, low water period 2013.

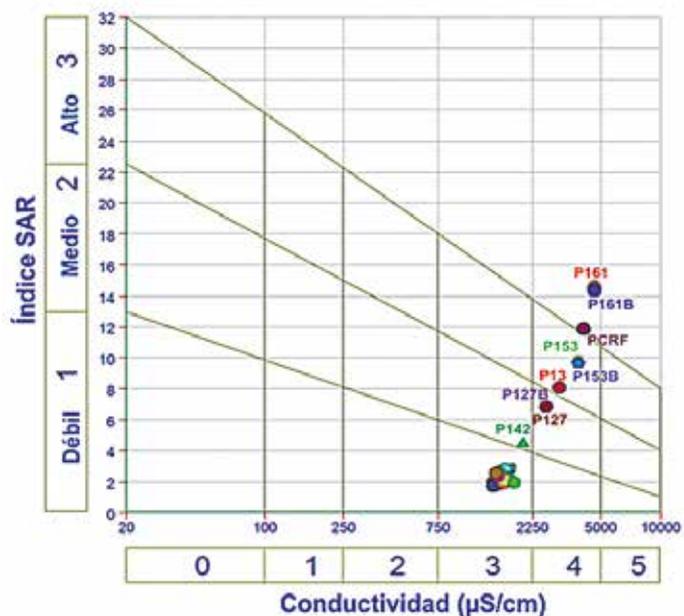


Figura 12. Representación de las aguas de los 24 pozos en el diagrama Riverside (Abril 2013).
Figure 12. Representation of the water samples of the 24 wells in the Riverside diagram (April 2013).

Conclusiones

La interpretación de los resultados piezométricos e hidrogeoquímicos pone de manifiesto que las zonas de mayor salinidad se sitúan en los 2 km más cercanos a la costa, y que se deben esencialmente a procesos de intrusión marina. Los elevados valores de CE de las aguas y los altos contenidos en Cl^- , Na^+ , Mg^{2+} y SO_4^{2-} y la facies clorurada sódica de las aguas son una clara prueba de su origen.

También las relaciones iónicas entre mayoritarios muestran generalmente estas dos zonas bien diferenciadas. En la primera, que caracteriza a los pozos situados a más de 2 km del litoral donde predominan el calcio y el bicarbonato y la CE es menor de $2000 \mu S/cm$. La segunda integra a los pozos costeros, con predominio de Cl^- , Na^+ y Mg^{2+} y facies clorurada sódica.

La identificación de la zona más afectada por la intrusión se ha hecho mediante el diagrama de Piper modificado y con el mapa de porcentaje teórico de mezcla agua dulce-agua salada. Para calcular el porcentaje de mezcla se ha utilizado la concentración de Cl^- , ión conservativo por excelencia, llegando a alcanzar más del 10 %. No obstante, en el resto del acuífero, aguas arriba de la llanura, el porcentaje en Cl^- es inferior a la unidad y la calidad del agua es bastante aceptable.

De manera general, si el caudal bombeado es importante -lo cual es el caso del año 1995- se crean

conoides de depresión y un avance de la cuña salina hacia el interior del continente. En caso contrario se produce una subida del nivel piezométrico y una disminución del contenido salino de las aguas. La dilución de las aguas en los últimos años es debida principalmente al efecto de la reducción del bombeo por la sustitución del agua de pozos por aguas del embalse.

Referencias

- Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH), 2013. Note technique annuelle sur la surveillance des eaux souterraines de la nappe de Nador, 10p. (Informe inédito).
- Arslan, H., Cemek, B. and Demir, Y. 2012. Determination of seawater intrusion via hydrochemicals and isotopes in Baфра Plain, Turkey. *Water Resources Management*, 26, 3907-3922.
- Ayme, A. 1954. Etude des terrains néogènes de la clause du Mazafran (Sahel d'Alger). *Bulletin Service Carte géologique, Algérie*, 1, 129-150.
- Ayme, A. and Flandrin, J. 1965. Notice explicative de la carte géologique de Tipaza, 1/50,000.
- Appelo, C.A.J. and Postma, D. 2005. *Geochemistry, Groundwater and Pollution*, 2^{ed}. Balkema, Rotterdam, 119-174.
- Ben Hamouda, M.F., Tarhouni, J., Leduc, C. and Zouari, K. 2010. Understanding the origin of salinization of the Pliocuaternary eastern coastal aquifer of Cap Bon (Tunisia) using geochemical and isotope investigations. *Environmental Earth Sciences*, 63(5), 889-901.
- Ben Moussa, A., Zouari, K. and Marc, V. 2011. Hydrochemical and isotope evidence of groundwater salinization processes on the coastal plain of Hammamet-Nabeul, north-eastern Tunisia. *Physics and Chemistry of the Earth*, 36 (5-6), 167-178.
- Bouderbala, A. 2006. Contribution à l'étude de l'intrusion marine, cas de la nappe de Nador (Tipaza). Tesis de máster, Universidad de Khemis Miliana, Argelia, 103pp.
- Cardona, A., Carrillo-Rivera, J., Huizar-Alvarez, R. and Garniel-Castro E. 2004. Salinization in coastal aquifers of arid zones: an example from Santo Domingo, Baja California Sur, Mexico. *Environmental Geology*, 45, 350-366.
- Carol, E., Kruse, E. and Mas-Pla, J. 2009. Hydrochemical and isotopic evidence of ground water salinization processes on the coastal plain of Samborombón Bay, Argentina. *Journal of Hydrology*, 365, 335-345.
- Compagne Générale de Géophysique (CGG), 1967. Prospection géophysique dans la plaine alluviale de l'Oued Nador, 12pp.
- Custodio, E. 1987. Hydrogeochemistry and tracers. En: Custodio, E. (Ed.), *Groundwater Problems in Coastal Areas. Studies and Reports in Hydrology*, UNESCO, Paris, 45, 213-269.
- Debieche, T. H. 2002. Evolution de la qualité chimique des eaux (salinité, azote et métaux lourds) sous l'effet de la pollution saline, agricole et industrielle. Thèse de Doctorat de l'université de Franche-Comté- France, 199pp.
- Direction des Etudes du Milieu et de la Recherche Hydraulique (DEMRH), desde 1974 hasta 1979. Rapports de la réalisation des forages et piézomètres dans la région de Nador, Tipaza. (Informes inéditos).
- Direction des Services Agricoles (DSA), 2013. Note technique annuelle sur la gestion des eaux d'irrigation des périmètres irrigés de la wilaya de Tipaza, 15p. (Informes inéditos).
- Direction de l'Hydraulique de la Wilaya (DHW), 2013. Note technique annuelle sur l'état des forages en exploitation dans la plaine de Nador, Note technique, 12pp. (Informe inédito)
- El Achheb, A., Mania, J. and Mudry, J. 2003. Mécanismes d'acquisition de la minéralisation des eaux souterraines dans le bassin Sahel-Doukkala (Maroc Occidental). Approche par des traceurs hydro-géochimiques. *Tecnología de la Intrusión de Agua de Mar en Acuíferos Costeros : Paisés Mediterráneos*, IGME, Madrid. 1, 113-123.
- El Mandour, A., El Yaouti, F., Fakir, Y., Zarhloule, Y. and Benavente, J. 2007. Evolution of groundwater salinity in the unconfined aquifer of Bou-Areg, Northeastern Mediterranean coast. Morocco. *Environmental Geology*, 54, 491-503.
- EYaouti, F., ElMandour, A., Khattach, D., Benavente, J. and Kaufmann, O. 2009. Salinization processes in the unconfined aquifer of Bou-Areg (NE Morocco). *Applied Geochemistry*, 24, 16-31.
- Ferrara, V. and Pappalardo, G. 2004. Intensive exploitation effects on alluvial aquifer of the Catania plain, eastern Sicily, Italy. *Geofísica Internacional*, 43, 671-681.
- FAO, 1997. Seawater intrusion in the coastal aquifers. Guidelines, for study, monitoring and control. FAO, United Nations, 156pp.
- Glangeaud, A. 1932. Etude géologique de la région littorale d'Alger. *Bulletin Service Carte géologique, Algérie*, 2^{ème} série N° 8, 2 volúmenes.
- Haouchine. A. 1993. Simulation numérique des transferts de masse en milieu poreux, Méthodologie et exemple d'une intrusion marine de l'aquifère côtier de Nador. Tesis de máster, Universidad Houari Boumediene, Argelia, 95pp.
- Karahanoglu, N. 1997. Assessment of sea-water intrusion in a coastal aquifer by using correlation, principal component, and factor analyses, *Water Environment Research*, 69(3), 331-341.
- Kelly F. 2005. Seawater intrusion Topic paper: Island Country Health Department, 1-30.
- Kouzana, L., Ben Mammou, A. and Sfar Felfoul, M. 2009. Seawater intrusion and associated processes: case of the Korba aquifer (Cap-Bon, Tunisia). *Comptes Rendus Geoscience*, 341, 21-35.
- Mesaud, C. 1967. Note sur les ressources en eau potable de la región de Tipaza, 15pp.
- Mesbah, M. 1981. Contribution à l'étude hydrogéologique de la basse vallée de l'Oued Nador, Tipaza. Thèse de Doctorat 3^o cycle IST/ Universidad Houari Boumediene, Argelia, 236pp.

- Milnes, E. and Renard P. 2004. The problem of salt recycling and seawater intrusion in coastal irrigated plains: an example from the Kiti aquifer (Southern Cyprus). *Journal of Hydrology* 288, 327–343.
- Mouhamadou, M. M. 2007. Etude de la possibilité de la recharge artificielle de la nappe de Nador, Tipaza, Tesis de máster, Universidad de Khemis Miliana, Argelia, 133pp.
- Mondal, N. C., Singh, V. P., Singh, V. S. and Saxena, V. K. 2010. Determining the interaction between groundwater and saline water through groundwater major ions chemistry. *Journal of Hydrology*, 388, 100-111.
- Montety, V., Radakovitch, O., Vallet-Coulomb, C., Blavoux, B., Hermitte, D. and Valles, V. 2008. Origin of groundwater salinity and hydrogeochemical processes in a confined coastal aquifer: Case of the Rhône Delta (Southern France). *Applied Geochemistry*, 23, 2337-2349.
- Park, Y., Lee, J. Y., Kim, J. H. and Song, S. H. 2012. National scale evaluation of groundwater chemistry in Korea coastal aquifers: evidences of seawater intrusion. *Environmental Earth Sciences*, 66, 707-718.
- Piper, A. M. 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. Transactions. American Geophysical Union, 25, 914-923.
- Prakash, K. L., and Somashekar, R. K. 2006, Groundwater quality - Assessment on Anekal Taluk, Bangalore Urban district, India. *Journal of Environmental Biology*, 27(4), 633-637.
- Pulido-Leboeuf, P. 2004. Seawater intrusion and associated processes in a small coastal complex aquifer (Castell de Ferro, Spain). *Applied Geochemistry*, 19, 1517-1527.
- Richards, L. A. 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. Edit. US Department of Agriculture, Agricultural Handbook n°60, Washington (USA), 160pp.
- Rodier, J. 1984. L'analyse de l'eau: Eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer, 7^{ème} édition, Dunod, Paris, 1365pp.
- Taibi, Y. and Hamadache S. 1992. Contribution à l'étude hydrogéologique de la basse vallée de l'Oued Nador, Tipaza. Tesis de ingeniería, Universidad Houari Boumediene, Argelia, 170pp.
- Tifour, Y. 2000. Intrusion des eaux salées dans les eaux douces dans les nappes côtières. Approches hydrodynamiques, exemple du champ de captage de Tipaza. Tesis de máster, Universidad de Blida, 122pp.
- Todd, D. K. 1959. Groundwater hydrology. Wiley, New York; 277-294.
- Trabelsi, R., Zairi, M. and Ben Dhia, H. 2007. Groundwater salinization of the Sfax superficial aquifer, Tunisia. *Hydrogeology Journal*, 15, 1341-1355.
- Savornin, J. 1924. Géologie, structure et orogénie du Chenoua (résumé des travaux récents sur la feuille de Tipaza). Bulletin Service Carte géologique, Algérie, Algérie. 1, 65-82.
- Saxena, V. K., Singh, V. S., Mondal, N. C. and Jain, S. C. 2003. Use of chemical parameters to delineation fresh water resources Paotharlank Island, India. *Environmental Geology*, 44(5), 516-521.
- WHO-World Health Organization, 2006. Guidelines for drinking-water quality: First addendum to third edition, volume 1 Recommendations. Geneva, Switzerland, 595 pp.
- Yassini, I. 1973. Nouvelles données stratigraphiques et microfaunistiques sur la limite Pliocène inférieur-Pliocène moyen dans la région d'Alger. Bulletin Service Carte géologique, Algérie, Algérie. 16 (4), 229-248.
- Zghibi, A., Zouhri, L. and Tarhouni, J. 2011. Groundwater modelling and marine intrusion in the semi-arid systems (Cap-Bon, Tunisia), *Hydrological Processes*, 25, 1822-1836.
- Zghibi, A., Tarhouni, J. and Zouhri, L. 2013. Assessment of seawater intrusion and nitrate contamination on the groundwater quality in the Korba coastal plain of Cap-Bon (North-east of Tunisia). *Journal of African Earth Sciences*, 87, 1-12.
- Zouhri, L., Carlier, E., Ben Kabbour, B., Toto, E. A., Gorini, C. and Louche, B. 2008. Groundwater interaction in the coastal environment: hydrochemical, electrical and seismic approaches. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 67, 123–128.

Recibido: noviembre 2013

Revisado: diciembre 2013

Aceptado: enero 2014

Publicado: febrero 2014

