

Procesos geoquímicos en un acuífero kárstico costero en contacto con un humedal.

Geochemical processes in a coastal karstic aquifer connected with a swamp

Juan Reynerio Fagundo Castillo. Centro Nacional de Termalismo Víctor Santamarina. Ave 243 No. 19815. Fontanar. Boyeros. C.P. 19500. C. Habana, Cuba. e-mail: reynerio@infomed.sld.cu

Patricia González Hernández. Centro Nacional de Termalismo Víctor Santamarina. Ave 243 No. 19815. Fontanar. Boyeros. C.P. 19500. C. Habana, Cuba. e-mail: patricia@fctn.isctn.edu.cu

Sigilfredo Jiménez. GEOCUBA

Margaret Suárez Muñoz. Centro Nacional de Termalismo Víctor Santamarina. Ave 243 No. 19815. Fontanar. Boyeros. C.P. 19500. C. Habana, Cuba. e-mail: patricia@fctn.isctn.edu.cu

Joel Fagundo Sierra. Centro Nacional de Termalismo Víctor Santamarina. Ave 243 No. 19815. Fontanar. Boyeros. C.P. 19500. C. Habana, Cuba. e-mail: reynerio@infomed.sld.cu

Arsenio. González.. Universidad de Huelva (España). e-mail:arsenio@uhu.es

Emilio Romero. Universidad de Huelva (España). e-mail: romaci@uhu.es

Diego Orihuela. Universidad de Huelva (España). e-mail: orihuela@uhu.es

Clara Melián Rodríguez. Centro Nacional de Termalismo Víctor Santamarina. Ave 243 No. 19815. Fontanar. Boyeros. C.P. 19500. C. Habana, Cuba. e-mail: patricia@fctn.isctn.edu.cu

Procesos geoquímicos relacionados con humedales.

Palabras claves: procesos geoquímicos, acuíferos kársticos costeros, humedales, calidad de agua.

Keywords: geochemical processes, coastal karstic aquifers, swamp, water quality.

PROCESOS GEOQUÍMICOS EN UN ACUÍFERO KÁRSTICO COSTERO EN CONTACTO CON UN HUMEDAL.

J.R. Fagundo¹, P. González¹, S. Jiménez², M. Suárez¹, J. Fagundo-Sierra¹,
A. González³, E. Romero³, D. Orihuela³, C. Melián¹.

¹ Centro Nacional de Termalismo Víctor Santamarina, ² GEOCUBA

³ Universidad de Huelva (España)

RESUMEN

Mediante un sistemático programa de muestreo y análisis químico de campo y de laboratorio, se identificaron los principales procesos geoquímicos que controlan la composición química de las aguas en las diferentes zonas hidrogeológicas del acuífero kárstico costero Güira-Quivicán de la Cuenca Sur de la Habana. Entre estos procesos se destacan: oxidación de sulfuros y de la materia orgánica, fundamentalmente en la zona no saturada del acuífero; reducción anaeróbica de sulfatos, especialmente en las zonas media y profunda de los pozos cercanos a la zona cenagosa; disolución y precipitación de calcita y dolomita en la zona de mezcla; intercambio iónico, tanto de carácter directo como inverso, así como otros procesos inherentes a la mezcla. En la zona de difusión estos procesos modifican significativamente la composición química, lo cual se pone de manifiesto al comparar con la composición que debía esperarse de la simple mezcla conservativa. Además de los factores hidrogeológicos y climáticos, el fuerte impacto de la actividad humana (explotación, vertido de residuales, construcción de obras hidrotécnicas) influye de manera destacada en la calidad del agua que se utiliza en la región con fines agrícolas y de abasto a la población.

Palabras claves: procesos geoquímicos, acuíferos kársticos costeros, humedales, calidad de agua.

ABSTRACT

The geochemical processes which determine the chemical composition of water from different hydrogeological zones at the karstic aquifer of Güira-Quivicán (Havana Southern Basin) were identified by means of a systematic field and laboratory sampling program. Among them the main processes were: sulfide and organic matter oxidation at the unsaturated zone of the aquifer; sulfate anaerobic reduction, especially at the middle

ad deep level of the walls located near of the swamp; dissolution and precipitation of calcite and dolomite, direct and inverse ion exchange, as well as other processes connected with the fresh – sea water mixture, where significant modification processes of the chemical composition occurs, which are demonstrated comparing the data with the conservative mixture results. In addition to the hydrogeological and climatic factors, the human impact (aquifer overexploitation, hydrotechnical constructions, wastewater input) play a significant roll over the water quality used for agricultural and population supply purpose.

Keywords: geochemical processes, coastal karstic aquifers, swamp, water quality.

INTRODUCCIÓN

Back y Hanshaw (1981) han señalado que los acuíferos carbonatados son sistemas geoquímicos dinámicos en los cuales ocurren interacciones agua-roca en forma continua, siendo la parte más activa del sistema la zona de mezcla dispersiva cercana a la interfase de agua salada. En esos acuíferos se producen procesos disolución y precipitación de minerales en una gran variedad de escalas de tiempo y espacio. Según estos investigadores, en los mismos prima un ambiente geoquímico extraordinariamente sensible en el cual, sutiles cambios en los parámetros químicos o físicos dan lugar o evitan la formación de ciertos procesos en diferentes sitios del mismo medio geoquímico regional. Así mismo, plantean que la zona de alta porosidad secundaria y permeabilidad de los acuíferos carbonatados de las llanuras cársicas costeras está asociada a los procesos de disolución ocurridos como resultado de las oscilaciones del nivel del mar durante el Pleistoceno.

Los procesos geoquímicos que tienen lugar en las zonas costeras kársticas son muy complejos, debido a que se producen mezclas entre el agua dulce procedente del acuífero y el agua de mar, cuyas propiedades químicas y físicas son muy diferentes y van acompañadas de procesos modificadores de la composición química que debía esperarse por la simple mezcla entre agua dulce y agua de mar (Wigley y Plummer, 1976; Hanshaw y Back, 1979; Back et al, 1986; 1996; Giménez, 1994; Fagundo, 1996; Morell et al., 1997; Ferrera, 1999). En general, mediante mezcla de aguas de diferente naturaleza hidrogeológica, se producen reacciones químicas que pueden dar lugar a la disolución o precipitación de minerales. Estos procesos se producen porque dichas

aguas presentan diferencias en sus presiones de CO₂, los potenciales de oxidación-reducción, el pH, etc.

Entre los cambios más significativos que se originan cuando se mezclan aguas diferentes se pueden citar los siguientes: disolución incongruente de minerales por efecto de ion común, precipitación de minerales de hierro (férrico) por formación de una mezcla más oxidada, aumento o disminución de la solubilidad por cambios de pH, incremento de la solubilidad por efecto salino o de fuerza iónica (Fagundo y González, 1999), incremento de la corrosión de las calizas debido al denominado efecto de mezcla de agua (mixing-corrosion). En las zonas cársticas litorales se producen además, precipitaciones de dolomita (dolomitización), oxidación de sulfuros en las zonas más someras y reducción de sulfatos en condiciones anaeróbicas a mayor profundidad, así como procesos de adsorción e intercambio iónico (Appelo y Postma, 1993; González et al, 1999).

En terrenos kársticos contiguos a un humedal, el suministro de materia orgánica produce procesos de tipo biogeoquímicos de reducción de sulfato acompañados de producción de dióxido de carbono lo cual intensifica aún más la disolución de las calizas (González y Fagundo, 1998).

En este trabajo se muestran los resultados de un estudio detallado de carácter geoquímico llevado a cabo entre 1997 y 1998 en el sector hidrogeológico Güira-Quivicán de la Cuenca Sur de La Habana (Fig. 1), el cual se encuentra ubicado contiguo a una región constituida por marismas y pantanos. El área fue seleccionada por ser representativa de un karst sometido a una intensa explotación debido a la demanda de agua para el consumo de la ciudad de la Habana y las necesidades agrícolas de la región.

El objetivo del trabajo es estudiar el efecto que ejerce el humedal sobre los procesos geoquímicos que se producen en los acuíferos kársticos costeros que originan la calidad del agua, conjuntamente con los otros efecto inherentes a esta zona, tales como la recarga natural del acuífero y la intrusión marina.

MARCO GEOGRAFICO, GEOLOGICO E HIDROGEOLOGICO

El área seleccionada pertenece al sector hidrogeológico Güira-Quivicán de la Cuenca Sur de la Habana, ubicado entre las coordenadas N 320-345 y E 340-370. Dicha área posee una superficie de unos 50 km² y sus cotas absolutas varían entre 1.00 y 2.00 m sobre el nivel de mar. La región está constituida por rocas carbonatadas muy karstificadas de edad Neógeno, pertenecientes a las formaciones Jaruco, Husillo, Cojimar y Güines. Estas rocas son muy acuíferas, su trasmisividad varía entre 5000 y 50000 m²/d, mientras el coeficiente de almacenamiento alcanza valores desde 0.15 en condiciones de acuífero libre, hasta 0.005 en condiciones de semiconfinamiento (González, 1997).

En esta región se desarrolla un relieve típico de llanura erosiva denudativa, caracterizada por la presencia de diversas formas de tipo exo y endocársicas, tales como lapies o “diente de perro”, ponores, dolinas, uvalas, simas, cuevas, casimbas o cenotes, caletas, etc. El drenaje superficial es muy pobre predominando el escurrimiento subterráneo.

Los sedimentos de cobertura están representados por tres tipos: aluvial-preluvial, constituido por suelos gravosos, arenosos y arcillas, que alcanzan entre 1 y 3 m; eluvial, el más abundante, constituido por arcillas con espesores entre 3 y 10 m, y palustre, compuesto por arcillas lacustres, arenas y turbas de espesores entre 3 y 4 m (López, en: Jiménez et al., 1997).

Desde el punto de vista estructural, se destaca en la región un grupo de fracturas principales orientadas a 60° y 150° y otro grupo con menor desarrollo entre 30° y 40°, las cuales regulan el drenaje de los flujos a través de conductos preferenciales (Rocamora et al., 1997). En sentido vertical, existe un desarrollo del cavernamiento asociado a las fluctuaciones glacioeustáticas ocurridas durante el Pleistoceno. Los niveles de cavernamiento se agrupan principalmente, entre las cotas +100 y -70 m (Molerio y Fores, 1997). Los trabajos geofísicos ejecutados en pozos en zonas cársicas costeras de Cuba, indican que la velocidad de circulación de las aguas es mayor entre

los primeros 15 a 40 m de profundidad del acuífero, pudiendo alcanzar hasta 20 m/d y aún valores superiores (González y Feitó, 1979).

Las precipitaciones medias anuales en esta área son de 1398 mm (Barros y León, 1997), algo menores que la media nacional. Esa cifra es también menor que las reportadas para otras regiones del Caribe (1930 mm en Trinidad según Granger (1982) y entre cerca de 2000 en el período seco hasta cerca de 5000 mm en el período húmedo en las regiones montañosas de Guadalupe (Jeremie, 1982). La mayor parte de las lluvias que caen en la Cuenca Sur de la Habana corresponden a eventos de tipo convectivos y ciclones tropicales que se producen en el período húmedo (mayo-octubre). También se producen eventos lluviosos en el período seco o menos húmedo (noviembre-abril), en ocasiones notables, asociados principalmente a los frentes fríos.

A pesar del volumen de lluvia, el buen drenaje de los suelos, el alto grado de karstificación de las rocas; así como la gran trasmisividad del acuífero, existe un déficit de recursos hídricos en este sector de la cuenca debido a varias razones. En la década del 70 se realizaron obras de canalización que incrementaron el drenaje de las aguas subterráneas de la zona cenagosa, lo cual provocó un desplazamiento de la interfaz agua dulce-agua de mar tierra adentro. Otro factor que ha contribuido a la salinización de las aguas subterráneas en la región es la intensa explotación a que ha sido sometido el acuífero para el abasto a la población habanera y para el riego de las plantaciones agrícolas. Los acueductos agrupados en un campo de pozos han llegado a extraer un caudal del orden de $3.2 \text{ m}^3/\text{s}$ y los sistemas de riego de 3.5 m^3 (López, 1992, en: Jiménez et al., 1997.). Entre los años 1984 y 1987 se alcanzaron los valores máximos de explotación en este territorio. Esta situación, unida a una disminución en el régimen de lluvia por debajo de la media anual, incrementó aún más la intrusión marina en el acuífero, por lo cual se tomaron medidas correctoras tales como la regulación del régimen de explotación, la construcción del Conjunto Hidráulico Pedroso-Mompostón-Güira consistente en un sistema de presa y derivadora que conduce el agua superficial a través de un canal para uso agrícola en el área; así como la construcción del Dique Sur, consistente en una barrera impermeable que sobresale entre 1.0 y 1.5 m sobre el nivel del mar. Todo ello, junto al restablecimiento del régimen normal de precipitación, ha contribuido a aumentar el nivel del agua subterránea, desplazar la interfaz agua dulce-agua de mar hacia la costa y mejorar la calidad de las aguas (González y Feitó, 1997).

MATERIALES Y METODOS

En el área de estudio se estableció una red de observaciones sistemáticas para el monitoreo de los niveles piezométricos y la calidad de las aguas. Fue seleccionado un perfil de pozos orientados en dirección N-S (Fig. 1). Las muestras fueron tomadas mensualmente a partir del mes de enero de 1997 hasta junio de 1998, en tres niveles de profundidad, representativos de las zonas de agua dulce, de mezcla y de contacto entre el agua dulce y el agua de mar. Los pozos seleccionados fueron: Cajío (0.20 km de la costa, cota topográfica 0.91 m, muestreo a los niveles de 2, 17-18 y 19-23 m); Alvaro Barba (2.5 km de la costa, cota topográfica 1.87 m, muestreo a los niveles de 3, 23-25 y 34 m); Sotolongo Díaz (9.0 km de la costa, cota topográfica 10.86 m, muestreo a los niveles de 10-11, 40-43 y 50 m).

Para la determinación del nivel del agua subterránea se utilizó un hidronivel H-70 de 100 m de cable y los registros de conductividad eléctrica a diferentes profundidades se realizaron con un equipo ORISON 524 con 100 m de cable (Fig. 2), tomándose las muestras mediante hidrocaptadores modelo SEBA de nacionalidad alemana.

Las mediciones de los parámetros físico - químicos se realizaron “in situ” mediante pHmetro y medidor de temperatura y potencial redox (Eh), modelo HI-8424 marca HANNA y oxímetro HANNA modelo HI 914. Los contenidos de CO₂ y H₂S, así como la alcalinidad total (HCO₃⁻ y CO₃²⁻) fueron también determinados en el campo, mientras que los restantes macroconstituyentes (Cl⁻, SO₄²⁻, Ca²⁺ y Mg²⁺) y componentes trazas se analizaron en el laboratorio antes de las 24 horas de tomada la muestra. Las marchas analíticas se efectuaron mediante las técnicas analíticas estándar (APHA, AWWA, WPCF, 1992). Los iones Na⁺ y K⁺ fueron determinados por fotometría de llamas (fotómetro marca SOLAR 919 de la UNCAM. La calidad de los datos fue validada mediante el balance iónico y el cálculo de las conductividades eléctricas teóricas basado en el modelo de Miller et al. (1986), implementado en el sistema informático HIDROGEOWIN (Alvarez et al., 1998), con el cual se calcularon además los índices de saturación y otros indicadores geoquímico. Los procesos geoquímicos fueron determinados mediante un software basado en un modelo de balance de masas y mezcla de aguas (Fagundo-Sierra et al, 2001). El resto del procesamiento se efectuó mediante EXCEL.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

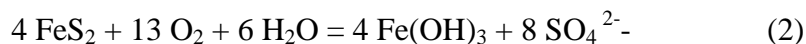
Las características químico-físicas de las aguas en el acuífero Güira-Quivicán, tomando en consideración sus propiedades geológicas e hidrogeológicas, dependen de tres factores principales: la recarga en la zona de alimentación, determinada por el régimen de lluvia y de organización interna del acuífero; el aporte del humedal, también relacionada con las precipitaciones, y la intrusión marina, asociada tanto a las lluvias como al grado de explotación del acuífero. La presencia del humedal en el área, crea condiciones particulares, debido al aporte de materia orgánica, para la producción en la zona de mezcla de procesos de reducción del sulfato procedente del mar por acción de las bacterias sulforeductoras. Este proceso de tipo biogeoquímico (Bitton, 1994) puede ser esquematizado mediante la reacción:



Donde CH_2O representa la materia orgánica. En este proceso, por cada meq/l reducido de SO_4^{2-} se producirán iguales cantidades en meq/l de HCO_3^- y de S^{2-} en el agua (Shoeller, 1962). Dicho proceso puede favorecer la disolución de la calcita en el acuífero y el sulfuro originado puede producir H_2S , confiriéndole malos olores al agua, o precipitar en forma de pirita por acción del Fe^{2+} presente en los sedimentos (Custodio y Llamas, 1976; Giménez, 1994). Según Ghazban et al. (en: Giménez, 1994), la correcta estequiometría de la reacción de reducción de sulfatos dependerá de la naturaleza de la materia orgánica.

Como este proceso genera grandes volúmenes de dióxido de carbono, se produce conjuntamente, una intensificación de la karstificación, que se suma a los efectos debido a la disolución por acción del CO_2 originado en la zona no saturada del acuífero por la oxidación bacteriana de materia orgánica, y que penetra en las partes más profundas a través de las grietas, fisuras y conductos kársticos, así como al efecto de mezcla de aguas propio de la zona de mezcla.

El proceso contrario oxidación de sulfuros, que es el más común, tiene lugar en los sitios más oxigenados del acuífero (niveles más someros, zona de alimentación), especialmente en los períodos más lluviosos:



Estado óxido-reductor del acuífero

Para el estudio del estado redox del acuífero se hace una evaluación de las variaciones temporales de los potenciales redox (Eh) y las concentraciones de oxígeno disuelto, durante el período de tiempo en que fueron tomadas las muestras, para los pozos Sotolongo Díaz, Alvaro Barba y Cajío.

En el pozo Sotolongo Díaz, situado en la zona de alimentación del acuífero; a 9 Km de distancia de la costa, se puede observar un ambiente oxidante, valores positivos del potencial redox (Fig. 2 a), a las tres profundidades en que fueron tomadas las muestras, representativas de las zonas de agua dulce, de mezcla y de contacto entre el agua dulce y el agua de mar. Los picos de máximos valores de Eh se relacionan con los picos de máximos de lluvia (Fig. 2 a), al igual que los del oxígeno disuelto (Fig. 2 b).

Para el pozo Alvaro Barba, ubicado en el entorno de un humedal (zona de conducción del acuífero), a 2.5 Km de distancia de la costa (Fig. 3 a), predomina un ambiente oxidante solamente hasta los 3 m (zona de agua dulce), y a las profundidades de 23 y 34 m, representativas de las zonas de mezcla y de contacto entre el agua dulce y el agua de mar, los valores de Eh se hacen negativos, predominando de esta forma un ambiente reductor. El comportamiento de los valores de Eh y de las concentraciones de oxígeno disuelto con la lluvia es similar, observándose el aumento de los mismos con los picos de lluvia (Fig. 3 b).

Por su parte en el pozo Cajío ya ubicado en la zona de descarga, apenas 200 m de la costa, se observa (Fig. 4 a) que a los 2 m de profundidad el ambiente es oxidante (con valores de Eh positivos), mientras para las profundidades de 17 y 23 m el ambiente fluctúa entre oxidante y reductor predominando en ocasiones uno sobre el otro y viceversa. En este comportamiento está reflejada la influencia de las mareas por encontrarse este pozo muy cercano a la costa. Por otra parte se puede observar que tanto los valores de Eh como los de las concentraciones de oxígeno disuelto aumentan con los picos de lluvia (Fig 4 a y b).

Patrones hidrogeoquímicos

En la figura 5 a-c se muestran los resultados de los análisis químicos expresados en porcentaje de meqv/L mediante diagramas de Stiff (patrones hidrogeoquímicos). En general las aguas evolucionan hacia un mayor contenido de Cl^- y Na^+ , tanto en sentido

vertical como horizontal de los perfiles (desde la zona de recarga, Pozo Sotolongo, hasta la zona de descarga, Pozo Cajío), encontrándose aguas del tipo $\text{HCO}_3 > \text{Cl} : \text{Ca} > \text{Na}$; $\text{Cl} > \text{HCO}_3 : \text{Na} > \text{Ca}$; $\text{Cl} > \text{HCO}_3 : \text{Na} > \text{Ca} = \text{Mg}$; $\text{Cl} : \text{Na} > \text{Ca}$ y $\text{Cl} : \text{Na}$. Llama la atención, sin embargo, el patrón hidrogeoquímico del pozo Alvaro Barba a 23 m (Fig. 5 b), el cual se caracteriza por la ausencia de HCO_3^- y un contenido alto de Ca^{2+} , lo que sugiere la ocurrencia de procesos modificadores de la composición química del agua.

Modificación de la composición química de las aguas como resultado de la mezcla

El método más recientemente utilizado para estudiar las modificaciones que experimentan las aguas en las zonas costeras ha sido el de relacionar los iones susceptibles de cambios con el ion Cl^- (dado que este último se comporta como un ion conservativo en la mezcla). Esto se hace mediante el cálculo de los deltas (Δ) iónicos, que representan la diferencia entre las concentraciones reales de los iones y las teóricas (resultante de una mezcla conservativa). Esta magnitud expresa los cambios cuantitativos en términos de ganancia o pérdida iónica en los procesos modificadores de la composición química, especialmente en la zona de difusión. La misma se puede representar mediante gráficos de tipo X-Y, donde Y representa el incremento o déficit del ion que se evalúa y X el contenido de ion Cl^- u otros Δ iónicos (Giménez, 1994). Se pueden medir también los cambios en función del porcentaje de agua de mar presente en la muestra (Boluda et al., 1997).

Sobre la base de las concentraciones del agua dulce, representada en este estudio por el pozo Rancherita y el agua de mar, por la muestra tomada en Playa Cajío, fueron calculadas las ecuaciones de mezcla teórica.

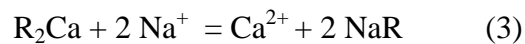
Con el objetivo de evaluar las modificaciones que sufrieron las aguas de esta región en función de su salinidad, entre julio de 1997 y julio de 1998, se relacionaron los incrementos o déficits iónicos con el porcentaje de mezcla de agua de mar que contenía cada muestra (figuras 6 a-c). En las mismas se puede apreciar que los cambios más acentuados se producen, para todos los iones, a partir del 20 % de mezcla, alcanzándose las máximas variaciones entre 40 y 60 %.

La figura 6a se observan procesos de oxidación de sulfuros de poca intensidad en las aguas que ocupan la parte correspondiente a la zona de alimentación del acuífero (pozo

Sotolongo Díaz), en los tres niveles muestreados, los dos primeros representativos de la zona de agua dulce (11 y 40 m) y el tercero de la zona de difusión o de mezcla (50 m).

En el pozo Alvaro Barba ubicado en la zona lacustre se observan intensos procesos de reducción (ΔSO_4^{2-} , negativos). Este comportamiento es en general coherente, con los valores de Eh medidos en el campo, fundamentalmente a las profundidades de 23 y 34 m y puede atribuirse a la acción de las bacterias anaeróbicas sobre los iones SO_4^{2-} procedentes del mar, las cuales disponen de un suministro elevado de materia orgánica brindada por la ciénaga, tal como se señaló anteriormente.

En la figura 6 b se muestran los correspondientes incrementos del ion Ca^{2+} en las aguas muestreadas en los diferentes pozos, asociados también a los procesos de reducción de SO_4^{2-} discutidos anteriormente. En general, el incremento de calcio y la disminución de Na^+ es extraordinariamente notable en el pozo Alvaro Barba entre 23 y 25 m de profundidad (donde las aguas alcanzan alrededor de un 20 % de mezcla con agua de mar) y sugiere la ocurrencia de un intensos procesos de intercambio iónico mediante la reacción:

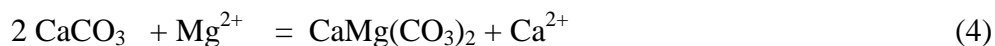


En la figura 6 c se observa una tendencia a la disminución del ΔNa^+ con el porcentaje de agua de mar, proceso que adquiere una gran intensidad en el pozo Alvaro Barba (perforado en el humedal), lo cual se debe al intercambio iónico inverso. Un comportamiento similar ocurre en el pozo Sotolongo Díaz al nivel más profundos (46-50 m). Por el contrario, los procesos de intercambio iónico directo, que se expresan mediante una ecuación química inversa a la anterior, se aprecian en los restantes pozos y niveles.

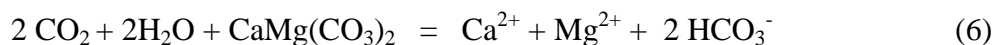
Los fenómenos de intercambio iónico son importantes en los acuíferos costeros de tipo detrítico constituidos por arcillas o materia orgánica (Giménez, 1995; Boluda et al, 1997), no así en los acuíferos kársticos compuestos por calizas finas como las de Florida y Yucatán (Bach et al, 1981). En la región catalana, donde los acuíferos carbonatados poseen una notable proporción de arcilla también se producen procesos de intercambio iónico.

El tipo de intercambio iónico en los acuíferos costeros se relaciona con la ocurrencia de procesos de retirada hacia el mar de la zona de mezcla agua dulce-agua salada o de penetración del mar hacia la tierra (Custodio y Llamas, 1976) . El primer caso supone un cambio de Ca^{2+} y Mg^{2+} por Na^+ , donde los dos primeros iones disminuyen y el tercero aumenta (intercambio iónico directo), mientras que en el segundo caso sucede lo contrario, esto es, aumento de la cantidad de Ca^{2+} y Mg^{2+} en el agua a expensas del Na^+ que disminuye (intercambio iónico inverso). En este caso el agua tiende a hacerse incrustante y a rellenar las cavidades. El intercambio en el caso del Mg^{2+} puede quedar enmascarado por su tendencia a combinarse con el CaCO_3 en el proceso de dolomitización.

La dolomitización se produce generalmente por alteración de la calcita y la dolomita, aportando también iones calcio al agua subterránea. Este proceso que puede esquematizarse mediante la ecuación:



Finalmente, la disolución de la calcita y la dolomita aporta al medio acuoso tanto iones Ca^{2+} como Mg^{2+} , mientras que la precipitación de estos minerales sustrae dichos iones al agua:

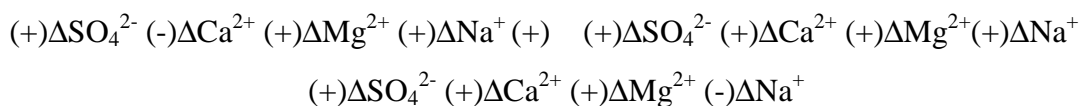


En la figura 4d se muestran cómo varía la magnitud ΔMg^{2+} con el porcentaje de mezcla. Como se puede apreciar, en la zona de difusión del acuífero, por lo general, tienden a primar los procesos de disolución de calcita con dolomitización, mientras que la disolución de dolomita con precipitación o no de calcita ocurre en el la zona más cercana al área de alimentación del acuífero. Resultados parecidos han sido reportados en Yucatán por Back et al. (1986), donde existen características hidrogeológicas similares.

Resultados del tratamiento estadístico de los datos y la aplicación de modelos hidrogeoquímicos

Los métodos de estadística bivariada han sido ampliamente utilizados en la hidrogeología y se basan en la estimación de una variable a partir de otra con la cual guarda una estrecha relación matemática (Guerón et al., 1973). El empleo de estos métodos, especialmente el de las correlaciones lineales múltiples, es muy útil en bases experimentales, donde se generan un gran número de datos hidroquímicos, hidrológicos e hidrogeológicos, ya que los mismos brindan una valiosa información acerca de las regularidades matemáticas entre las diferentes variables, facilitando la interpretación de los procesos geoquímicos e hidrogeológicos que se producen.

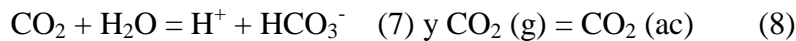
Se realizaron las matrices de correlaciones múltiples de los deltas iónicos correspondientes a los diferentes niveles de profundidad muestreados en cada pozo, obteniéndose en las profundidades de 11 y 40 m del pozo Sotolongo Díaz (N = 33), representativo de la zona de alimentación del acuífero (donde los procesos modificadores de la composición química de las aguas son poco notables) correlaciones con una alta significación ente el porcentaje de agua de mar en la mezcla (0.18-5.83 %) y ΔSO_4^{2-} , ΔCa^{2+} y $-\Delta\text{Mg}^{2+}$ (0.66, 0.80 y 0.67 respectivamente), y con igual significación correlaciona ΔSO_4^{2-} con ΔCa^{2+} (0.51) y ΔCa^{2+} con $-\Delta\text{Na}^+$ (0.62). Los patrones de procesos geoquímicos acorde a la salinización evolucionan según el siguiente esquema:



Esto indica que a pesar de la poca intensidad de los procesos, en el intervalo menos profundo del pozo (11 y 40 m), tienen lugar procesos geoquímicos combinados.

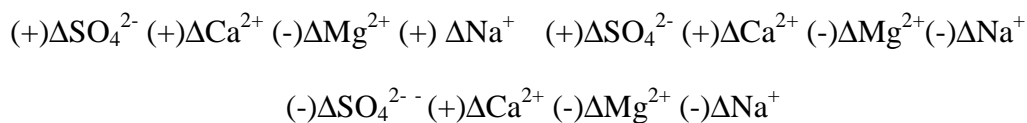
Para determinar cuales son los procesos geoquímicos que originan la composición química de un agua, los modelos de balance de masas y de mezcla de agua constituyen una herramienta muy útil. Dichos modelos han sido implementados en el sistema informático MODELAGUA (Fagundo Sierra et al, 2001) y los resultados de su aplicación en el acuífero desarrollado en el sector hidrogeológico Guira–Quivicán para establecer cuales son los procesos que modifican la composición química teórica que debía esperarse a partir de la mezcla conservativa agua dulce–agua de mar se muestran en la tabla 1.

Los coeficientes de las ecuaciones químicas son similares a las magnitudes de los delta iónicos (Tab.1) originados por la interacción agua dulce-roca-agua de mar, con excepción de los coeficientes correspondientes a las ecuaciones de disolución o precipitación de calcita . Se incluyen en la tabla 1, los coeficientes estequiométricos de las ecuaciones:



En la parte más somera del pozo Sotolongo Díaz, la magnitud de ΔSO_4^{2-} , relacionada con los procesos redox, es del orden de cero y adquiere un valor más positivo (aunque poco significativo) al aumentar la salinidad del agua. Los restantes delta iónicos también son pequeños. No obstante, se debe señalar que en este intervalo (entre 10 y 11 m de profundidad, N = 10) se observan correlaciones altamente significativas de RSC con RSD (0.79), Eh con O_2 (0.93) y pH con ΔHCO_3^- (0.77), mientras que en el nivel intermedio (41-43 m) se encuentran correlaciones altamente significativas entre RSC y $-\text{RSD}$ (0.98).

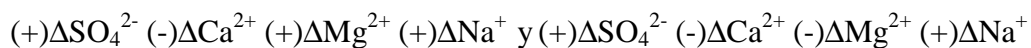
Las magnitudes de los delta iónicos (Tab.1) se explican mediante procesos geoquímicos de precipitación de calcita, disolución de dolomita e intercambio iónico directo, siendo despreciables los procesos de tipo redox. En el nivel más profundo (46-50 m, N = 17) sólo se encuentran correlaciones altamente significativas entre ΔSO_4^{2-} y $-\Delta\text{Na}^+$ (0.62), y entre el % de mezcla (23.46-68.55 %) y ΔHCO_3^- (0.91). Los patrones hidrogeoquímicos evolucionan según el siguiente esquema:



Los cálculos obtenidos aplicando los modelos de balance de masas y mezcla de aguas, indican que las modificaciones químicas expresadas en términos de incremento o déficit iónicos, pueden ser explicadas mediante procesos de oxidación de pirita, disolución de calcita, precipitación de dolomita (dolomitización) e intercambio iónico inverso. Con el aumento de la salinidad del agua se hacen menos intensos los procesos de oxidación y tienden a transformarse en procesos de reducción de sulfato, mientras que los

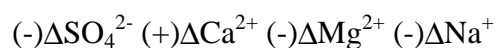
intercambios iónicos pasan de tipo directo a tipo inverso en el mismo al hacerse las aguas más salinas.

En el nivel más somero del pozo Alvaro Barba (3 m, N = 16), ubicado en el propio humedal, los procesos geoquímicos son de poca intensidad, pero a pesar de ello correlacionan en forma altamente significativa ΔHCO_3^- y ΔCa^{2+} (0.87), y en forma significativa ΔSO_4^{2-} y $-\Delta\text{Na}^+$ (0.56), aunque ninguno de los deltas iónicos correlacionan con el porcentaje de agua de mar en la mezcla. Los patrones hidrogeoquímicos (Tab.1) más generalizados son:



Los cálculos mediante los modelos hidrogeoquímicos explican este comportamiento mediante procesos de oxidación de sulfuros, precipitación de calcita, disolución de dolomita e intercambio iónico directo.

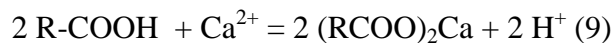
A partir de los 20 m y hasta los 25 m de profundidad (N = 18), los procesos geoquímicos son de gran intensidad, lo cual se manifiesta por las altas magnitudes de los deltas iónicos. Se obtienen correlaciones altamente significativas de % de mezcla (13.91-70.12 %) con $-\Delta\text{SO}_4^{2-}$, ΔCa^{2+} , $-\Delta\text{Mg}^{2+}$ y $-\Delta\text{Na}^+$ (0.99, 0.83, 0.71 y 0.90 respectivamente), y todas estas magnitudes correlacionan también entre sí con similar significación. Se presenta un solo patrón de procesos geoquímicos combinados correspondiente a la notación:



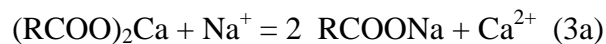
Tomando en consideración este patrón (Tab.1) debía esperarse la ocurrencia de procesos combinados de reducción de sulfato, disolución de calcita, precipitación de dolomita e intercambio iónico inverso. Sin embargo, la magnitud del intercambio iónico es tan grande que el balance de ΔCa^{2+} , aplicando los modelos de balance de masas y mezcla de aguas, sólo se satisface considerando en los cálculos el proceso de precipitación de calcita en lugar de del de disolución de este mineral.

Para explicar este comportamiento en el nivel intermedio del pozo Alvaro Barba, se pueden considerar una serie de procesos geoquímicos combinados, que pueden originarse con diferentes escalas de tiempo, tales como los que se relacionan a continuación:

1. Reducción anaeróbica de sulfato, que de acuerdo a la ecuación (1) genera una cierta cantidad de dióxido de carbono.
2. El CO₂ formado mediante en el proceso redox, junto al que puede llegar desde la zona de recarga por oxidación biogénica hasta este sector del acuífero a través de los conductos cársicos, puede producir un intenso proceso de disolución de carbonatos (ecuaciones 5 y 6).
3. Formación de complejos organometálicos entre los ácidos húmicos y fúlvicos procedentes de la materia orgánica suministrada por el humedal, la cual queda intercalada entre las oquedades de los sedimentos carbonatados, los limos y las arcillas. Esta reacción puede esquematizarse de la siguiente manera:



4. Intercambio iónico inverso a partir de los complejos orgánicos y el Na⁺ procedente del mar.

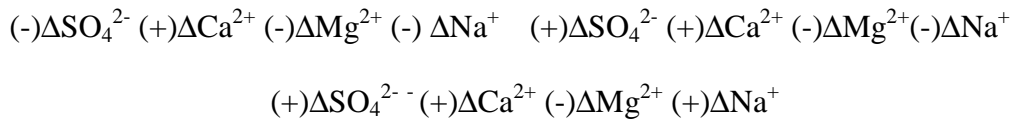


5. Precipitación del exceso de calcio (ecuación 4 invertida).
6. Dolomitización como resultado de la reacción entre el carbonato de calcio formado en forma dispersa o del propio material carbonatado de la matriz rocosa y el exceso de magnesio procedente del mar (ecuación 4).

La cantidad total de calcio extraído de la caliza en los diferentes procesos geoquímicos que tienen lugar en la zona de mezcla bajo la influencia del humedal, es por tanto mayor que la potencialmente posible a depositar en el acuífero.

En el nivel más profundo del pozo Alvaro Barba, correspondiente al muestreo a los 34 m (89-100 %, N = 17), las correlaciones son altamente significativas entre el % de mezcla y ΔSO_4^{2-} , ΔHCO_3^- , $-\Delta\text{Ca}^{2+}$ y $-\Delta\text{Na}^+$ (0.60, 0.93, 0.93 y 0.80 respectivamente), y a su vez los deltas iónicos correspondientes correlacionan entre sí con similar significación. También se presentan correlaciones semejantes (N = 10) de RSC con RSD y pH (0.93 y 0.84 respectivamente).

Los patrones de procesos geoquímicos tienden a evolucionar con la salinidad según las siguientes notaciones:



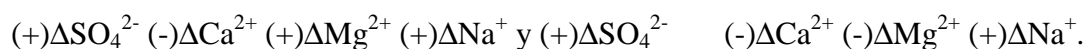
Esto representa una evolución de los procesos con la salinidad de la siguiente manera: el proceso de reducción de sulfato que predomina en el nivel medio y la parte menos salinizada del nivel más profundo, tiende a transformarse en proceso de oxidación de sulfuro con el aumento de la salinidad. El proceso de intercambio iónico predominante a salinidad más baja es el de tipo inverso y a salinidad mayor de tipo directo. En ese intervalo, priman los procesos de disolución de calcita y precipitación de dolomita.

En el pozo Cajío, ubicado en la zona de descarga al mar y próximo al humedal, al igual que en los casos anteriores, los procesos geoquímicos no son intensos en el nivel menos profundo (2 m). Aquí no se observan correlaciones entre el porcentaje de mezcla y los delta iónicos, aunque sí correlacionan de tipo altamente significativa (N = 16) de ΔCa^{2+} con ΔMg^{2+} (0.89) y $-\Delta\text{Na}^+$ (0.76), así como de RSC con RSD (1.0), Eh con O_2 (0.94) y de pH con CO_2 (0.91) y con $-\Delta\text{Ca}^{2+}$ (0.98).

Se destaca un patrón de procesos geoquímicos: $(-)\Delta\text{SO}_4^{2-} (-)\Delta\text{Ca}^{2+} (-)\Delta\text{Mg}^{2+} (+)\Delta\text{Na}^+$, el cual representa los procesos combinados de reducción de sulfato, precipitación de calcita y dolomita, así como intercambio iónico directo (Tab. 1).

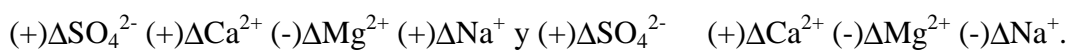
El otro patrón: algo menos frecuente es: $(+)\Delta\text{SO}_4^{2-} (-)\Delta\text{Ca}^{2+} (-)\Delta\text{Mg}^{2+} (+)\Delta\text{Na}^+$, donde el signo del ΔSO_4^{2-} , corresponde a un proceso de oxidación de sulfato en lugar de reducción de sulfuro.

En el nivel intermedio del pozo Cajío a los 17 m, el % de mezcla correlaciona con ΔHCO_3^- (altamente significativa, 0.74) y el ΔCa^{2+} también lo hace con el ΔMg^{2+} con semejante significación (0.72). También correlacionan entre sí en forma significativa, Eh con O_2 (0.94), pH con $-\Delta\text{Ca}^{2+}$ (0.99) y ΔMg^{2+} (0.96). Los patrones de procesos geoquímicos pueden expresarse por las notaciones:



Corresponden a los procesos de oxidación de pirita, disolución de calcita e intercambio iónico directo en ambos, sólo variando el ΔMg^{2+} que en el primer patrón denota disolución y en el segundo precipitación de dolomita (Tab. 1).

Finalmente, en el pozo Cajío, muestreado a los 23 m, correlacionan de manera altamente significativa el % mezcla con ΔSO_4^{2-} y ΔNa^+ (0.74). También lo hacen en forma similar O_2 con Eh (0.87) y con ΔSO_4^{2-} (0.69) y RSC con RSD (0.99). Los patrones de procesos hidrogeoquímicos más frecuentes pueden ser esquematizados mediante las siguientes notaciones:



Los cálculos mediante modelos de balance de masas y mezcla de agua indican la ocurrencia de procesos de oxidación de sulfuros, disolución de calcita, precipitación de dolomita e intercambio iónico directo e inverso respectivamente (Tab. 1).

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en este trabajo indican que en la región objeto de estudio (tramo hidrogeológico Güira-Quivicán de la Cuenca Sur de La Habana), ocurren complejos procesos de mezcla, los cuales producen notables modificaciones en la composición química de las aguas y pueden ser evaluados cuantitativamente a partir de las relaciones iónicas con el Cl⁻ debido a su carácter conservativo en la mezcla agua dulce-agua de mar. De estos procesos, los más significativos son la reducción anaeróbica de los sulfatos en la zona de mezcla y en la zona de contacto con el mar especialmente el área influenciada por el humedal, los cuales tienden a producir a su vez, incrementos en los contenidos de calcio a expensas del material carbonatado del acuífero. Estos cambios pueden ser acelerados debido a la actividad del hombre y como resultado de todo ello, dar lugar a incrementos de la porosidad secundaria del acuífero kárstico por cavernamiento, así como producir un mayor deterioro de la calidad del agua. Otro proceso geoquímico relevante en la zona de influencia del humedal es el de intercambio iónico inverso.

En general, se puede establecer que en el intervalo estudiado, los procesos geoquímicos que han tenido lugar en el sector hidrogeológico Güira-Quivicán de la Cuenca Sur de la Habana, han estado controlados por el grado de salinidad de las aguas, el aporte de

materia orgánica por parte de la zona de pantanos, las oscilaciones de las mareas, el régimen de precipitación y alimentación del acuífero, así como la explotación del mismo por el hombre. Sobre esas bases se pueden distinguir hasta 6 zonas hidrogeoquímicas o de procesos hidrogeoquímicos características:

1). Zona de agua dulce carente de Cl^- de origen marino, representado por el pozo Rancherita (tomado como miembro extremo de la mezcla), donde no se producen procesos modificadores de la composición química del agua. En esta zona se presentan condiciones oxidantes caracterizada por la presencia de abundante oxígeno disuelto y un valor de Eh positivo. Se producen, principalmente, los normales procesos de disolución de calcita y dolomita; las aguas se encuentran subsaturadas con respecto a ambos minerales.

2). Zona de agua dulce muy poco salinizada, con 0.3-6 % de agua de mar en la mezcla, correspondiente a los niveles someros y medios de los pozos situados más distantes de la costa (Sotolongo Díaz 10 – 41 m). Tienen lugar, fundamentalmente, procesos poco relevantes de oxidación de sulfuros, disolución o precipitación de calcita, disolución de dolomita e intercambio iónico directo. Las aguas se encuentran cercanas a la saturación respecto a la calcita (se hacen subsaturadas durante las lluvias) y están saturadas respecto a la dolomita.

3). Zona de agua dulce ligeramente salinizada, con 2-6 % de mezcla con agua de mar, correspondiente a los niveles someros de la zona del acuífero cercana al pantano (Alvaro Barba 3 m). Se presentan condiciones oxidante y predominan los procesos de oxidación de sulfuros, precipitación de calcita y disolución de dolomita e intercambio iónico directo. Las aguas tienden a presentarse saturadas o sobresaturadas a la calcita y la dolomita, excepto durante las lluvias en que se hacen subsaturada a ambos minerales.

4). Zona de mezcla, con 10-74 % de agua de mar, correspondiente a los niveles más profundos de los pozos del área de recarga ubicados más distantes de la costa (Sotolongo Díaz, 50 m). Prevalecen las condiciones oxidantes, aunque el contenido de oxígeno disuelto es menor y el potencial redox no tan alto como en los niveles someros de los pozos de la zona de alimentación del acuífero. Los procesos geoquímicos que predominan son los de oxidación de sulfuros, disolución de calcita, dolomitización e

intercambio iónico inverso. Las aguas suelen encontrarse sobresaturadas con respecto a la calcita y la dolomita.

5). Zona de contacto agua dulce – agua de mar, con 98-100 % de mezcla, correspondiente a los niveles más profundos de los pozos Cajío y Alvaro Barba. Predominaron los procesos de oxidación de sulfuros, disolución de calcita, dolomitización e intercambio iónico directo.

6). Zona de agua dulce ligeramente salinizada (III), con 2 – 10 % de mezcla, correspondiente a los niveles someros y medios de los pozos ubicados cerca de la costa y del área de pantanos (Cajío 2 m, Alvaro Barba 3 m). El medio oscila entre oxidante a reductor en dependencia del régimen de lluvia. Ocurrieron procesos de oxidación de sulfuros (Barba) o reducción de sulfatos (Cajío), precipitación de calcita, disolución de dolomita e intercambio iónico directo. Las aguas tienden a encontrarse saturadas respecto a la calcita y la dolomita.

7). Zona de mezcla, con 6 – 70 % de agua marina), correspondiente a los niveles medios del pozo Alvaro Barba (23 m). Las aguas poseen poco oxígeno disuelto y prevalecen las condiciones reductoras. Predominaron con gran intensidad procesos de reducción de sulfatos, disolución de calcita, dolomitización e intercambio iónico inverso. Las aguas se presentan subsaturadas a la calcita y la dolomita.

BIBLIOGRAFIA

Alvarez, E, J.R. Fagundo e I. Vinardel (1998). Automatización del control de los parámetros químicos físicos y la calidad de las aguas. En: Contribución a la Educación y la Protección Ambiental. Hombre y Medio Ambiente. Editorial Academia, La Habana, 164-167.

Appelo, C.A.J. and D. Postma (1993). Geochemistry, Groundwater and Pollution. Balkema, Rotterdam, 536 pp.

APHA – AWWA – WPCF (1992). “Métodos Normalizados para el análisis de Aguas Potables y Aguas Residuales”. Am. Public Assoc., Edición 17th. Editorial Grijalbo (Madrid), 4-1 – 4-235.

- Back, W. and B.B. Hanshaw (1981). Chemical characterization of cave, cove, caleta and karst creation in Quintana Roo. Geological Society of America Abstracts., 94 th Annual Meeting: 23 (7), 400.
- Back, W, B.B. Hanshaw, J.S. Herman and J.N. Van Driel (1986). Differential dissolution of a Pleistocene reef in the ground-water mixing zone of coastal Yucatan, Mexico. *Geology*, 14 (2), 97-192.
- Barros, O, y A. León. Recarga y acuosidad en cuencas de llanuras (1997). En: *Investigaciones Hidrogeológicas en Cuba*. Eds. D.M. Arellano, M.A. Gómez-Martín, I. Antiguada, Bilbao, 53-59.
- Bitton, G. (1994). Role of microorganisms in biogeochemical cycles. In: *Wasterwater Microbiology*. Ed. Wiley-Liss, 51-73.
- Boluda, N., C. Sempere, y F. Ruíz (1997). Hidrogeoquímica de la intrusión marina del acuífero Cuaternario de Jávea (Alicante). En: *I Congreso Iberoamericano de Geoquímica. VII Congreso de Geoquímica de España. Soria 1997*, Ed.: CEDEX, España, 465-470.
- Custodio E. y R. Llamas (1976). 2ª Ed. *Hidrología Subterránea*, Ed.: Omega, Barcelona, 2350 pp.
- Fagundo, J.R. (1996). Química del Agua Kárstica. En: *Hidroquímica del Karst*. J.R. Fagundo, J.E. Rodríguez, J.J. Valdés, Universidad de Granada, 13-124.
- Fagundo, J.R. and P. González. Agricultural use and water quality at karstic west Cuban Southern plain (1999). In: *Karst and Agriculture in the World. International Journal of Speleology*, (Italia), 28 B (1/4): 175-185.
- Fagundo-Sierra, J., J.R. Fagundo, P. González, M. Suárez (2001). Modelación de las aguas naturales. En: *Memorias del VII. Taller de la Cátedra de Medio Ambiente, ISCTN, La Habana. Soporte electrónico*.
- Ferrera, V., J.R Fagundo, P. González, I. Morrell, A. Pulido-Boch, M.López-Chicano y F. López-Vera. Caracterización Hidrogeoquímica de los acuíferos kársticos de la Cuenca y Zapata, Matanzas, Cuba. *Voluntad Hidráulica*, (91): 21-27, C. Habana, 1999.
- Hanshaw, B.B. and W. Back (1979). Major geochemical processes in the evolution of carbonate-aquifer systems. *J. Hydrology*, 43, 287-212.

Guerón, J., J.R. Fagundo, I. Abelló, E. Ontivero. Utilización de técnicas de regresión en el procesamiento de datos de diferente naturaleza hidrogeoquímica. Libro de Comunicaciones I Taller sobre Cuencas Experimentales en el Karst, Matanzas 1992). Ed. Univ. Jaume I, Castellón (España): 195-204, 1993.

Giménez, E. (1994). Caracterización hidrogeoquímica de los procesos de salinización en el acuífero detrítico costero de la Plana de Castellón (España). Tesis Doctoral, 469 pp.

González, P., J.R. Fagundo, G. Benítez, M. Suárez y J. Ramírez (1999). Influencia de la reducción de sulfatos en los procesos de disolución y precipitación de carbonatos en un acuífero cársico costero. *Ingeniería Hidráulica*, 20 (3), 41-4.

González, A. (1997). La recarga artificial contra la intrusión salina. ¿ Hasta dónde resulta eficaz en las formaciones cársicas?. En: *Investigaciones Hidrogeológicas en Cuba*. Eds. D.M. Arellano, M.A. Gómez-Martín, I. Antiguada, Bilbao, 89-103.

González, A. y R. Feitó (1997). Obras costeras contra la intrusión salina para el beneficio de los recursos explotables de una cuenca subterránea. En: *Investigaciones Hidrogeológicas en Cuba*. Eds. D.M. Arellano, M.A. Gómez-Martín, I. Antiguada, Bilbao, 71-86.

Granger, O.E. (1982). Climatic fluctuations in Trinidad, West Indies and their implications for water resources planning. *Caribbean Journal of Science*, Univ. Puerto Rico, 17 (1-4), 173-201.

Jeremie, J.J. (1982). Contribution a l'étude géochimique des eaux souterraines froides de la basse-terre (Guadeloupe, Petites Antilles). *Caribbean Journal of Science*, Univ. Puerto Rico, 17 (1-4), 133-150.

Jiménez, S., E.R. Santiesteban y J.A. Arencibia (1997). Evolución de la intrusión marina marina en el acuífero de la costera Sur de La Habana. En: *Investigaciones Hidrogeológicas en Cuba*. Eds. D.M. Arellano, M.A. Gómez-Martín, I. Antiguada, Bilbao, 115-123.

Miller, R.L., W.L. Braford and N.E. Peters (1986). Specific conductance: theoretical considerations and application to analytical quality control. Ú.. Geological Survey Water-Supply. Paper 2311, 27 pp.

Molerio, L.F. y E. Flores (1997). Paleoclimas y paleocarsos: los niveles de cavernamiento y la variabilidad del clima tropical en el golfo de México y el Caribe. En: Investigaciones Hidrogeológicas en Cuba. Eds. D.M. Arellano, M.A. Gómez-Martín, I. Antigüedad, Bilbao, 225-223.

Morell I., E. Giménez, J.R. Fagundo, A. Pulido-Bosch, M.L. López-Chicano, M.L. Calvache y J.E. Rodríguez (1997). Hydrogeochemistry and karstification in the Ciénaga de Zapata aquifer (Matanzas, Cuba). In: Karst Water and Environmental Impacts, Gunay and Johnson (Editors), Balkema, Rotterdam, Brookfield, 191-198.

Rocamora, E., M.G. Guerra y E. Flores (1997). Factores morfoestructurales e intrusión marina en acuíferos carbonatados. Caso de estudio, Cuenca Sur de La Habana, En: Investigaciones Hidrogeológicas en Cuba. Eds. D.M. Arellano, M.A. Gómez-Martín, I. Antigüedad, Bilbao, 175-185.

Schoeller, H. (1962). Les eaux souterraines. Ed. Masson, Paris, 642 pp.

Wigley, T.N.L. and L.N. Plummer (1976). Mixing of carbonate waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*.

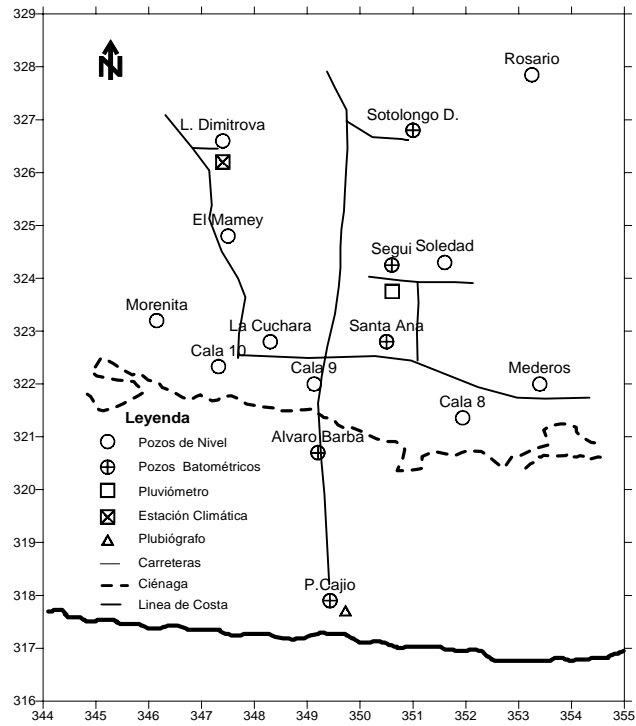


Figura 1. Área de estudio, ubicación de la red de muestreo

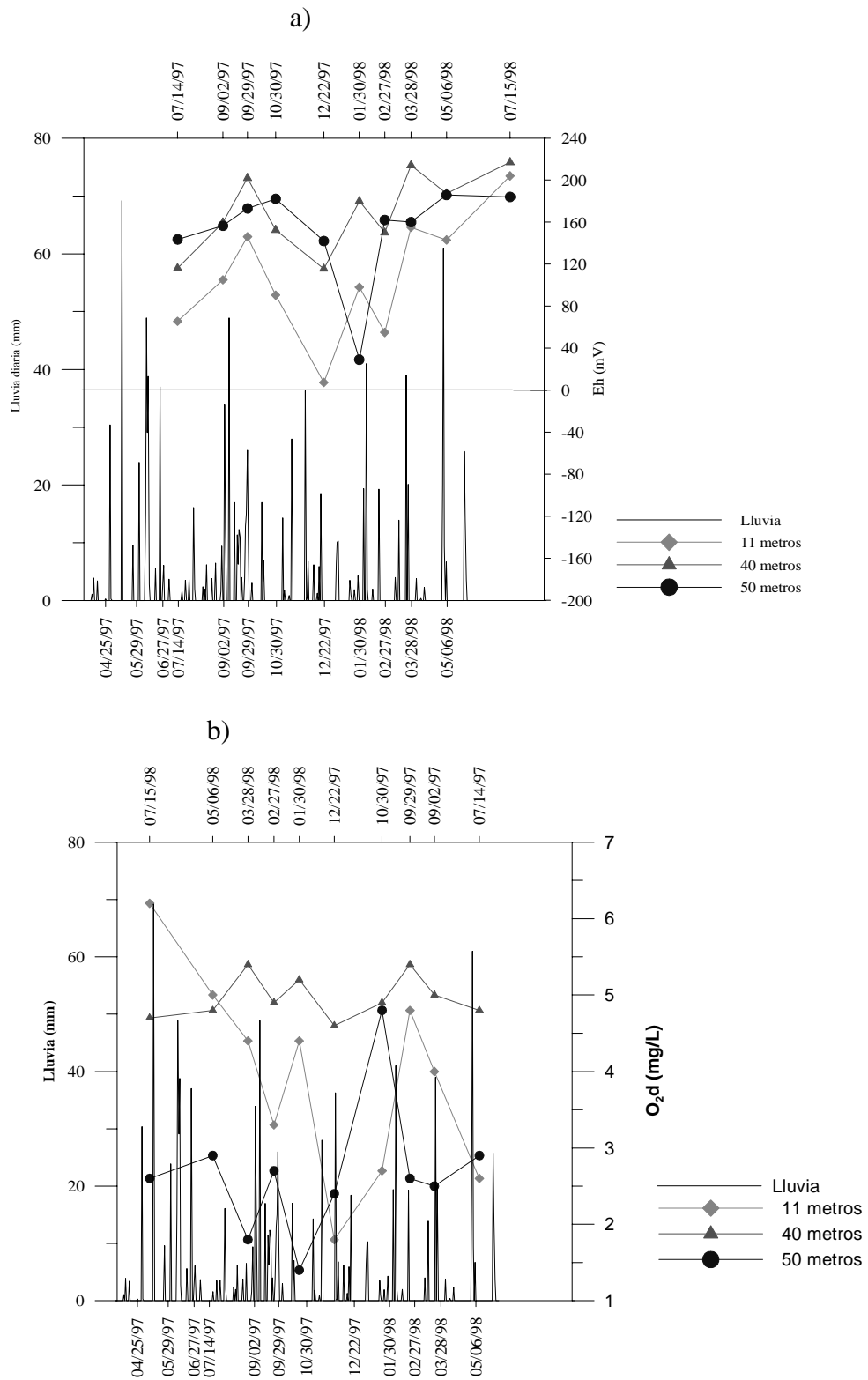


Figura 2. Variación temporal de los valores de Eh (a) y de las concentraciones de oxígeno disuelto (b), pozo Sotolongo Díaz.

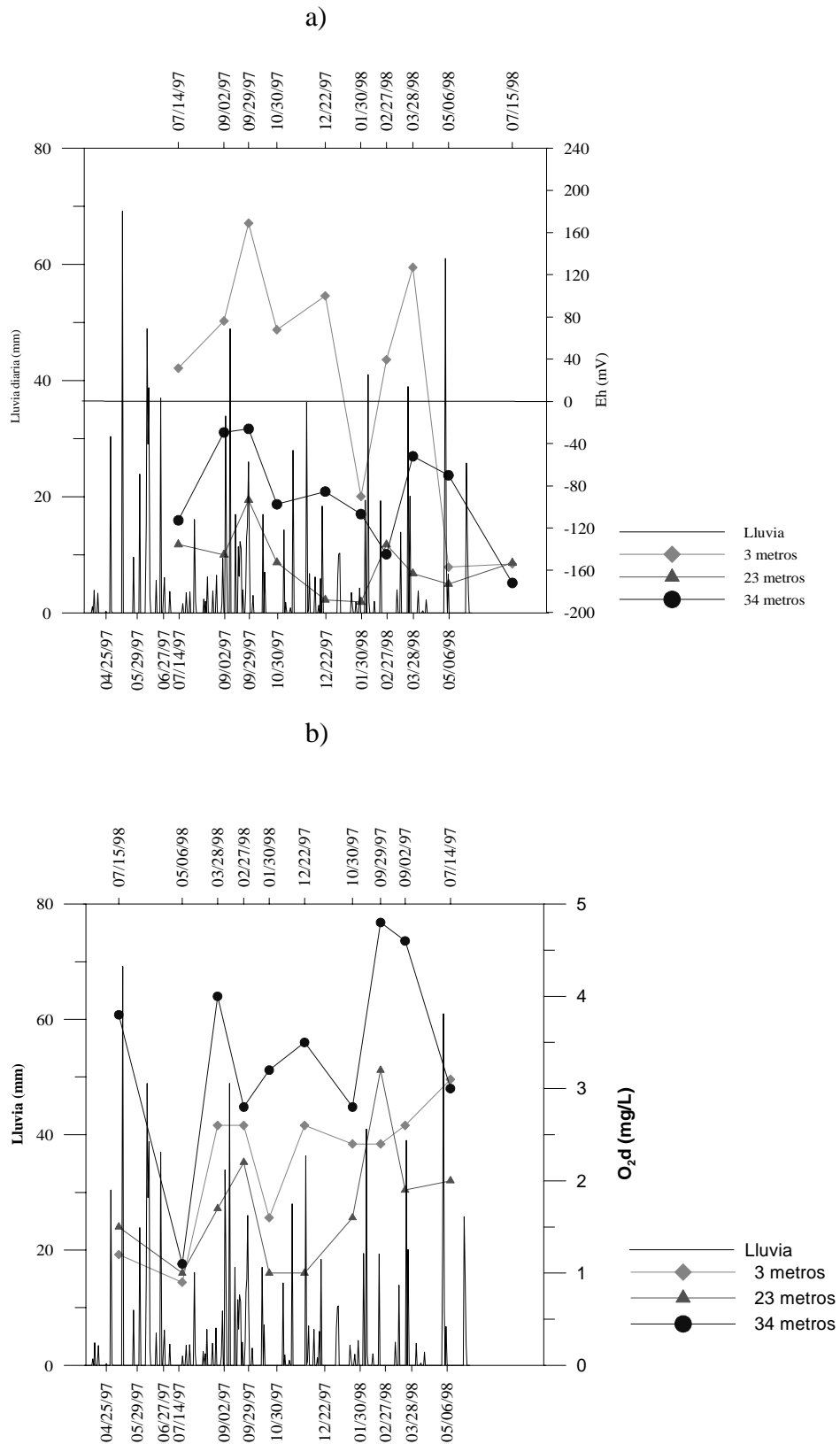


Figura 3. Variación temporal de los valores de Eh (a) y de las concentraciones de oxígeno disuelto (b), pozo Alvaro Barba.

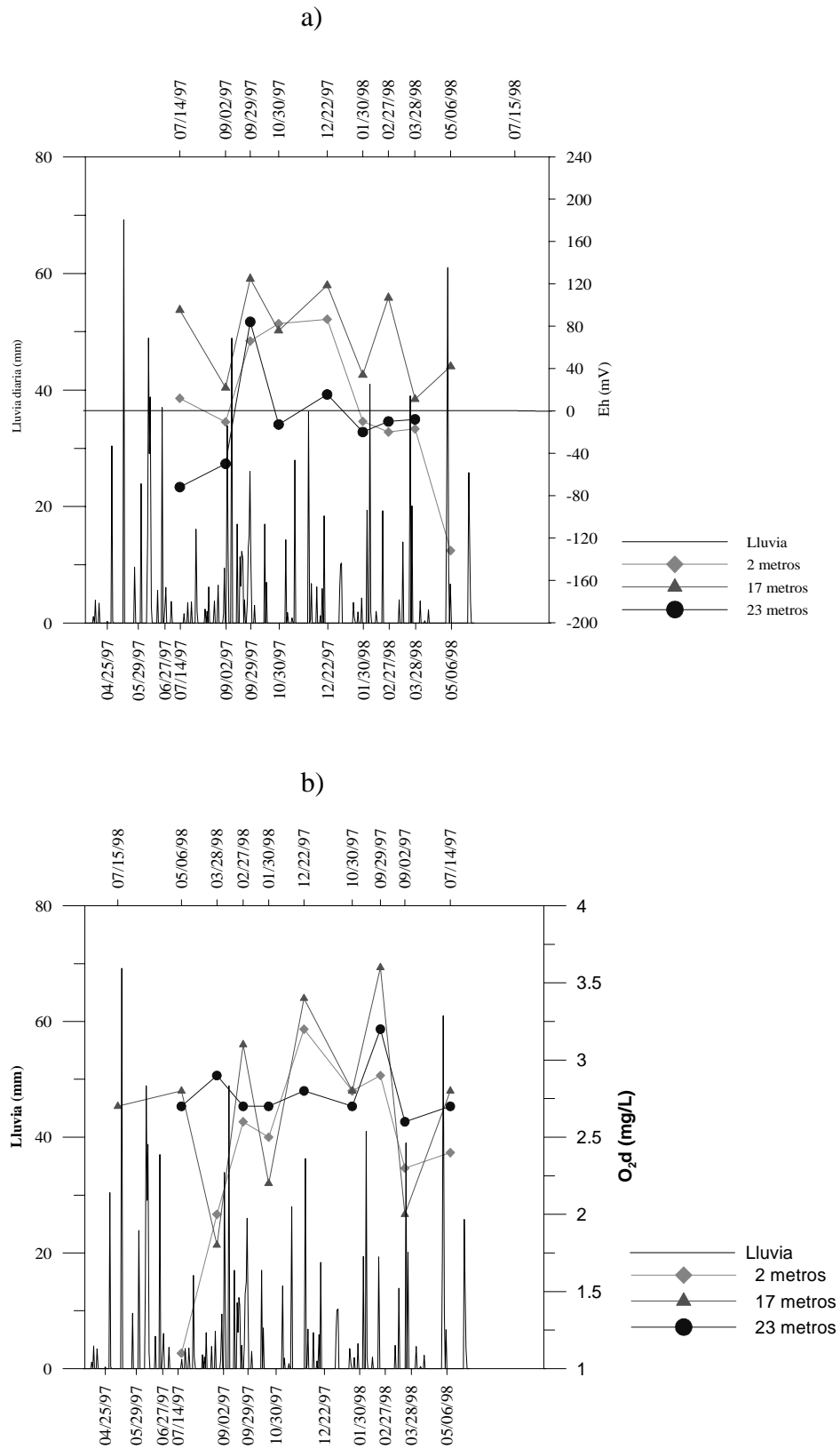
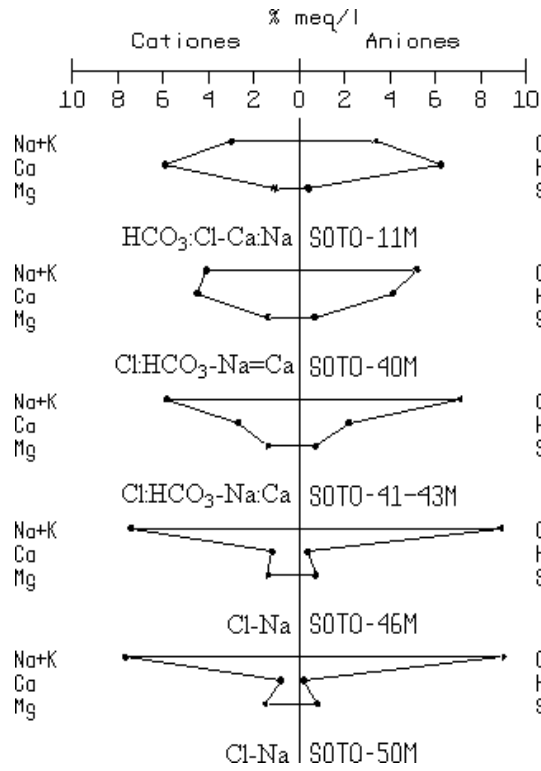
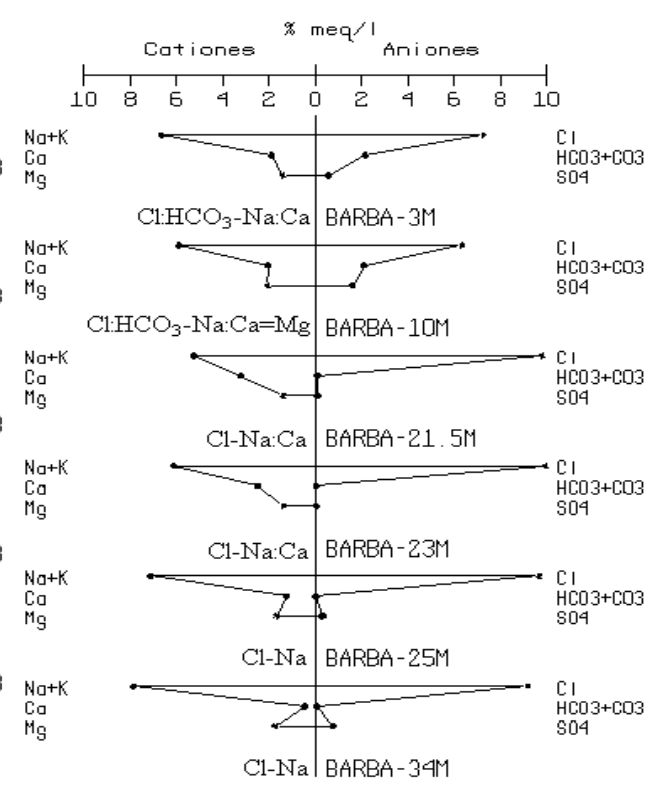


Figura 4. Variación temporal de los valores de Eh (a) y de las concentraciones de oxígeno disuelto (b), pozo Cajío.

a) Pozo Sotolongo Díaz



b) Pozo Alvaro Barba



c) Pozo Caiío

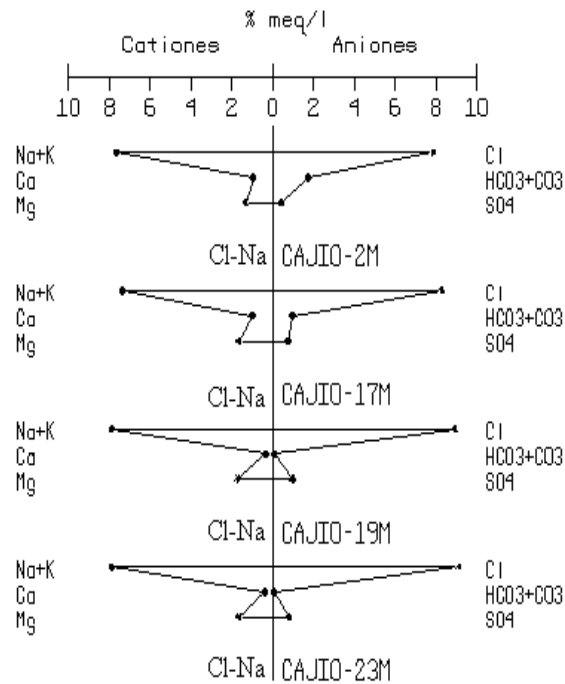
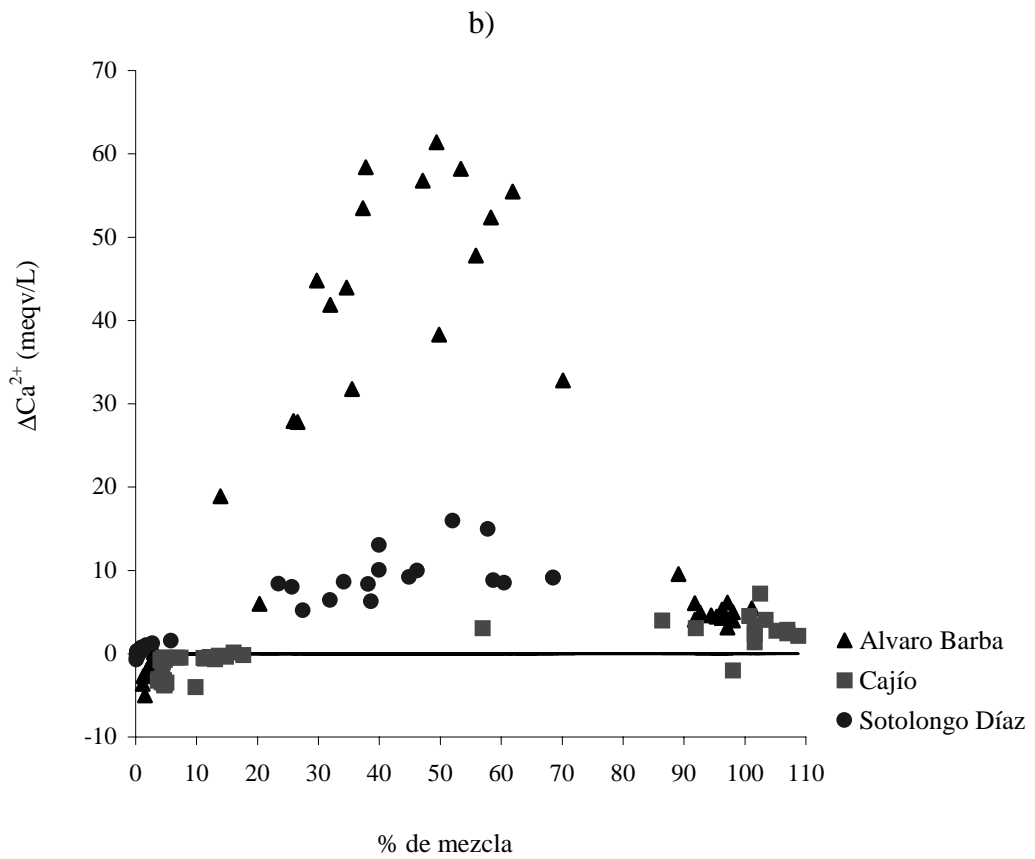
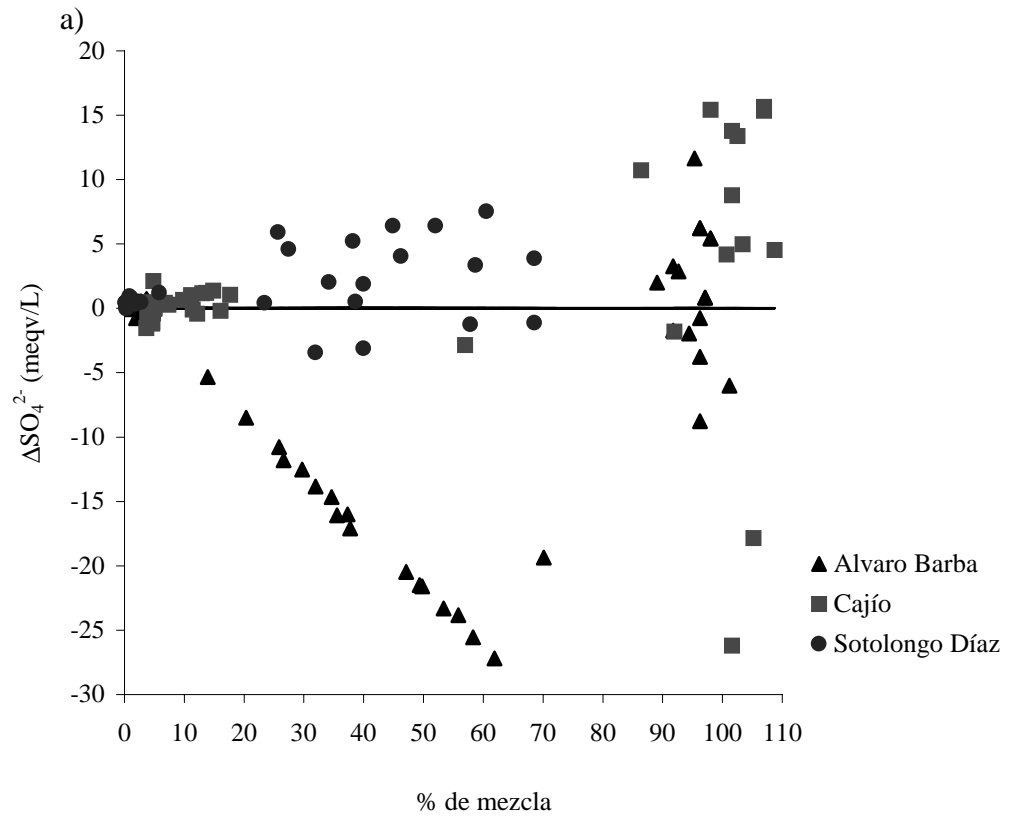


Figura 5. Diagramas de Stiff para los distintos tipos de aguas, a diferentes profundidades, para los pozos: Sotolongo Díaz (a), Alvaro Barba (b) y Caiío (c).



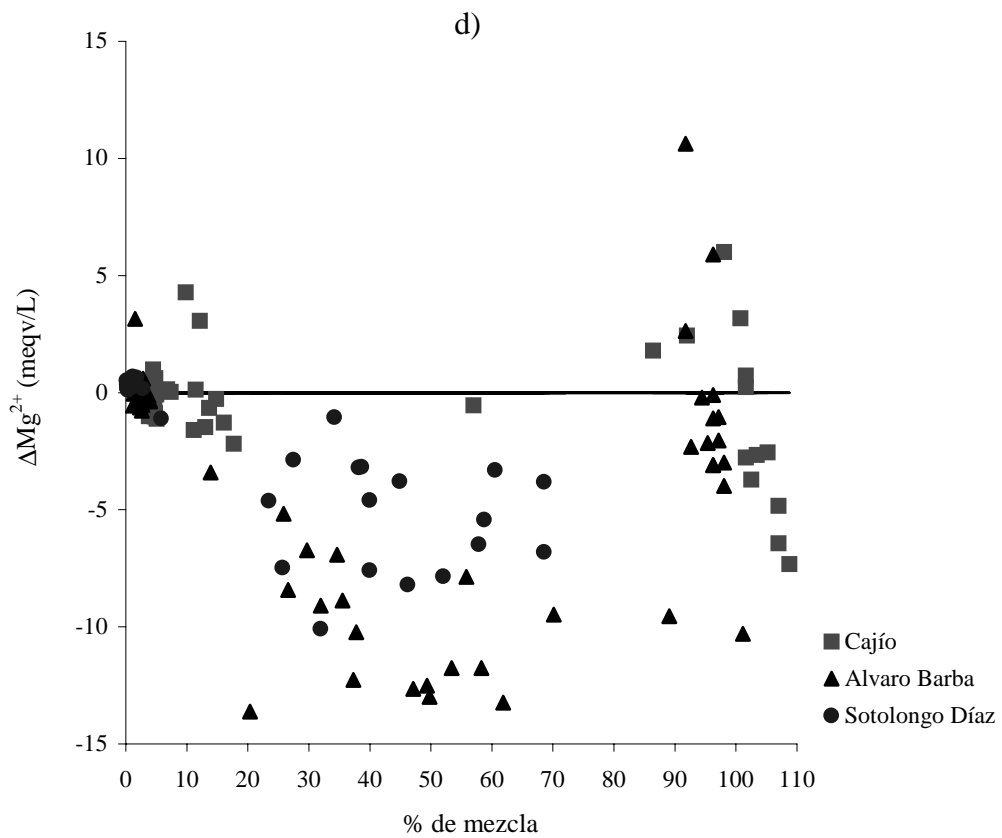
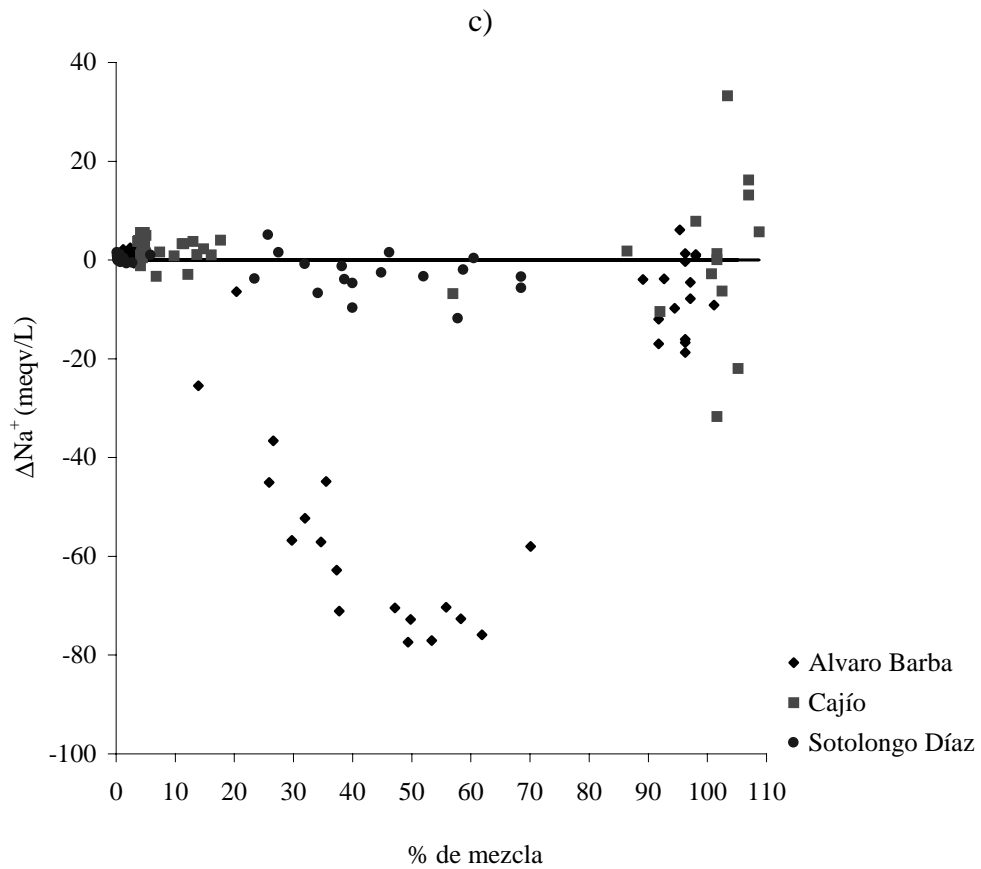


Figura 6. Variación con el porcentaje agua de mar en la mezcla de los deltas iónicos.

Tabla 1. Magnitud de los delta iónicos originados en el proceso de interacción agua dulce – roca–agua de mar en el acuífero Güira-Quivicán.

Pozo	Prof (m)	% mezcla	Deltas iónico y Coeficientes estequiométricos de las ecuaciones 1-7								
			ΔSO_4	ΔCa	ΔMg	ΔNa	ΔHCO_3	ΔCO_2	mCa	mHCO ₃	mCO ₂
Soto	10,11	0.3	-0.04	-0.53	+0.15	+0.63	-0.11	-0.15	-0.37	-0.05	-0.26
	40	1.2	+0.08	-0.21	+0.22	-0.01	-0.12	-0.24	-0.43	+0.01	-0.38
	50	46.8	+1.13	+4.45	-2.69	-4.81	+1.18	+0.31	-0.42	+2.62	-1.09
Barba	3-15	2.5	+0.13	-1.11	+0.12	+1.00	-0.79	-0.65	-0.20	-1.42	-1.89
	23	41.8	-9.10	+21.79	-5.13	-57.64	-3.61	+0.05	-12.88	+3.96	-8.87
	25	71.5	-9.88	-16.26	-4.74	-58.03	-2.68	+0.14	-17.34	-12.63	-4.56
	34	97.4	+0.47	+2.45	-0.72	-6.64	+2.46	+0.86	-1.52	+6.43	+4.83
Cajío	2	4.4	-0.40	-1.88	-0.25	+3.26	+0.35	-0.70	-0.36	+0.25	-0.80
	17	11.3	+0.09	-0.75	+0.05	+0.96	+0.52	-0.20	-0.04	+0.57	+0.26
	23	99.8	+1.91	+1.44	-0.49	-4.64	+2.91	+0.68	+1.11	+4.53	+2.49

Equivalencias:

$\Delta\text{SO}_4 = +2 \text{ m} (\text{SO}_4)$ (oxidac. pirita) – $\text{m} (\text{SO}_4)$ (reducción de sulfato)

$\Delta\text{H}_2\text{S} = + \text{m} (\text{SO}_4)$ (reducción de sulfato)

$\Delta\text{Mg} = + \text{m} (\text{Mg})$ (disolución de dolomita) $\pm \text{m} (\text{Mg})$ (+ disolución – precipitación de calcita)

$\Delta\text{Ca} = \pm \text{m} \text{ Ca}$ (+ disolución, – precipitación de calcita) + $\text{m} \text{ Mg}$ (precipitación de dolomita) $\pm \frac{1}{2} \text{ m Na}$ (- intercambio iónico directo, + intercambio iónico)

$\Delta\text{Na} = \text{m} (\text{Na})$ (+ intercambio iónico directo, - intercambio iónico inverso)

$\Delta\text{HCO}_3 = 2 \text{ m} (\text{SO}_4)$ (reducción de sulfato) – $4 \text{ m} (\text{Mg})$ (disolución de dolomita) $\pm 2 \text{ m} \text{ Ca}$ (+ disolución, - precipitación de calcita) + $x \text{ m} \text{ CO}_2$ ($\text{CO}_2 - \text{HCO}_3$)

$\Delta \text{CO}_2 = 2 \text{ m} (\text{Mg})$ (disolución de dolomita) $\pm 2 \text{ m} \text{ Ca}$ (- disolución, + precipitación de calcita) + $x \text{ m} \text{ HCO}_3$ ($\text{CO}_2 - \text{HCO}_3$) $\pm y \text{ m} \text{ CO}_2$ (- escape, + generación de CO_2)