

J. R. Fagundo, P. González , G. Benítez, S. Jiménez, V. Ferrera, A. González, E. Romero, D Orihuela, J. Ramírez, M. Suárez. METODOLOGIA PARA LA CARACTERIZACION GEOQUIMICA DE ACUIFEROS CARSICOS COSTEROS. APLICACION EN EL SECTOR HIDROGEOLOGICO GÜIRA QUIVICAN (CUENCA SUR DE LA HABANA). En: Memoria Final del Proyecto Evaluación Automatizada de la Respuesta Hidrogeoquímica de los Acuíferos Cársicos Costeros Ante el Impacto del Hombre y los Cambios Globales.

Este trabajo fue publicado en dos artículos:

P. González, J.R. Fagundo, G. Benítez, S. Jiménez, V. Ferrera, A. González, E. Romero, D. Orihuela, J. Ramírez, M. Suárez “Metodología para la caracterización geoquímica de los acuíferos cársicos costeros. I. Muestreo sistemático y caracterización de facies hidroquímicas. En: “Contribución a la Educación y la Protección Ambiental. Ed. ISCTN (CITMA), 173-181, 1999.

J.R. Fagundo, P. González, S. Jiménez, G. Benítez, V. Ferrera, J. Ramírez, , A. González, E. Romero, D. Orihuela, J. Ramírez, M. Suárez “Metodología para la caracterización geoquímica de los acuíferos cársicos costeros. II. Identificación de los procesos de mezcla y modificación de las facies hidroquímicas. . En: “Contribución a la Educación y la Protección Ambiental. Ed. ISCTN (CITMA), 182-191, 1999.

METODOLOGIA PARA LA CARACTERIZACION GEOQUIMICA DE ACUIFEROS CARSIICOS COSTEROS. APLICACION EN EL SECTOR HIDROGEOLOGICO GÜIRA QUIVICAN (CUENCA SUR DE LA HABANA)

J. R. Fagundo¹, P. González¹, G. Benítez¹, S. Jiménez², V. Ferrera², A. González³, E. Romero³, D Orihuela³, J. Ramírez⁴, M. Suárez⁴.

- 1- Centro Nacional de Investigaciones Científicas (CNIC).
- 2- Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos (INRH).
- 3- Escuela Politécnica Superior, Universidad de Huelva (España).
4. Centro Nacional de Termalismo “Víctor Santamarina”.

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 aguas subterráneas con diferentes proporciones de mezcla con agua de mar, en el acuífero cársico costero desarrollado en el sector hidrogeológico Güira-Quivicán de la Cuenca Sur de La Habana. Entre estos procesos se destacan: generación de CO₂ por oxidación 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 porción cenagosa de la cuenca; disolución y precipitación de calcita y dolomita en las diferentes zonas del acuífero; intercambio iónico, tanto de carácter directo como inverso; así como otros procesos inherentes a la mezcla. En la zona de difusión o de mezcla dispersiva estos procesos modifican significativamente la composición química de las aguas subterráneas, 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, así como las regularidades de las mareas, 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.

Se demuestra que mediante la metodología aplicada en este trabajo, se logra hacer una interpretación más eficiente de los procesos geoquímicos que tienen lugar en los acuíferos cársicos costeros y de las modificaciones que se producen en la calidad de las aguas, que a través de los métodos tradicionales basados en datos de salinidad o total de sólidos disueltos. Este método constituye además, una alternativa para evaluar el estado de avance o retroceso de la intrusión marina.

INTRODUCCION

En las zonas costeras cársicas, los procesos geoquímicos que tienen lugar 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 (Giménez, 1994; Fagundo, 1996a; Morell et al., 1997; Ferrera et al., 1997). 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, la salinidad, 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, incremento de la corrosión de las calizas debido al

denominado efecto de mezcla de agua (mixing-corrosión). En las zonas cársicas litorales se producen además, precipitaciones de dolomita (dolomitización), dedolomitización, 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; Fagundo, 1996a; 1996b; González et al, 1996; 1998).

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, a pesar de que es la zona menos estudiada y conocida. 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.

Las modificaciones en la composición química de las aguas que se producen en los acuíferos de tipo detrítico han sido más estudiadas que las de tipo cársico, especialmente los procesos de intercambio iónico. A partir de los estudios desarrollados en la Plana de Oropesa (Castellón, España) por Giménez et al. (1995), se ha propuesto una metodología para el análisis de facies hidroquímicas cuya aplicación permite diferenciar etapas en que prevalecen procesos de avance de la intrusión marina de etapas de retroceso. En esta metodología las aguas son clasificadas según una modificación del método propuesto por Stuyfzand en: tipo, clase, subclase y familia, y los procesos de intrusión activa se caracterizan por la aparición de facies del tipo CaCl_2 y relaciones $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$ inferiores a la del agua de mar, mientras que los procesos de retroceso (correspondientes a épocas de recarga), se caracterizan por facies del tipo NaHCO_3 y relaciones $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$ superiores a las del agua de mar.

En un medio cársico constituido por calizas muy puras, como sucede en Florida y Yucatán, los procesos de intercambio iónico son despreciables, especialmente en las cavidades y fisuras. Sin embargo, no ocurre así en medios carbonatados con cierta proporción de arcilla como sucede en las costas catalanas (Custodio, 1986). En tales casos, un proceso de intrusión marina activa supone un cambio de Ca^{2+} del material acuífero por Na^+ de la solución acuosa, y por tanto, una mayor capacidad de disolución de carbonatos, mientras que en un proceso de retirada de la zona de mezcla hacia el mar (aumento de la recarga del acuífero), produce un aumento de Na^+ en el terreno y las aguas tienden a ser incrustantes rellenando las cavidades.

En dos trabajos anteriores (Fagundo et al., 1998; González et al., 1998), se presentaron los resultados preliminares del estudio realizado con relación a los procesos geoquímicos y la modificación de la calidad de las aguas que tienen lugar en el sector hidrogeológico Güira-Quivicán (Cuenca Sur de La Habana), a partir de las mediciones y determinaciones efectuadas en el mes de julio de 1997, durante la campaña de muestreo efectuada entre el CNIC, el INRH y la Universidad de Huelva (España), en el marco del proyecto iberoamericano “Evaluación automatizada de la respuesta hidrogeoquímica de los acuíferos cársicos costeros ante el impacto del hombre y los cambios globales” en el cual participan estas instituciones.

El objetivo de este trabajo es mostrar los resultados relacionados con los procesos geoquímicos en acuíferos cársicos litorales, obtenidos en esta región durante un período más amplio, que abarca desde enero de 1997 hasta julio de 1998. La importancia del área de

estudio radica en que en la misma existe un gran desarrollo agrícola y recientemente ha sido construido un dique con el objetivo de disminuir la intrusión salina, cuyo impacto ambiental está siendo evaluado por especialistas de diferentes organismos.

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 (Fig. 1). 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 carsificadas de edad Neógeno, pertenecientes a las formaciones Jaruco, Husillo, Cojimar y Güines. Estas rocas son muy acuíferas, su transmisividad 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 (1375 mm). 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 carsificación de las rocas; así como la gran transmisividad 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 $3.5 \text{ m}^3/\text{s}$ (López, 1992, en: Jiménez, 1997 et al.). 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, 1997).



Figura 1. Mapa de localización

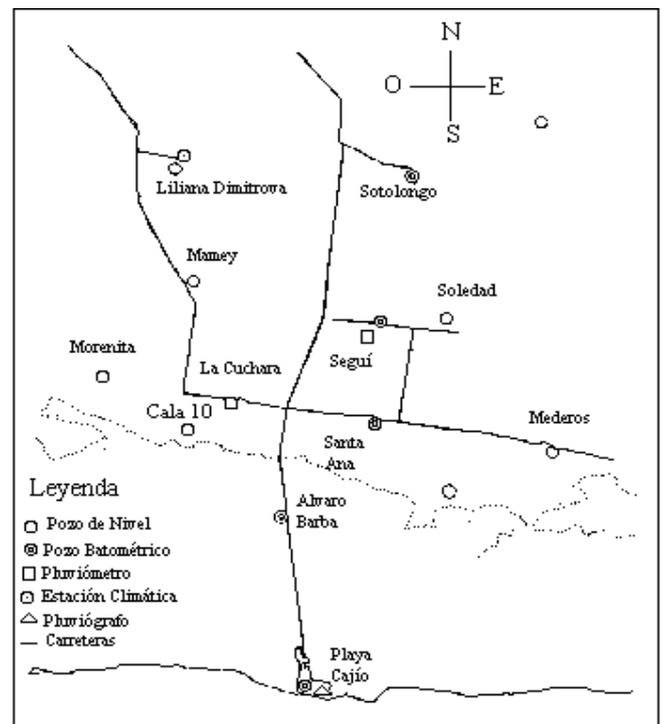


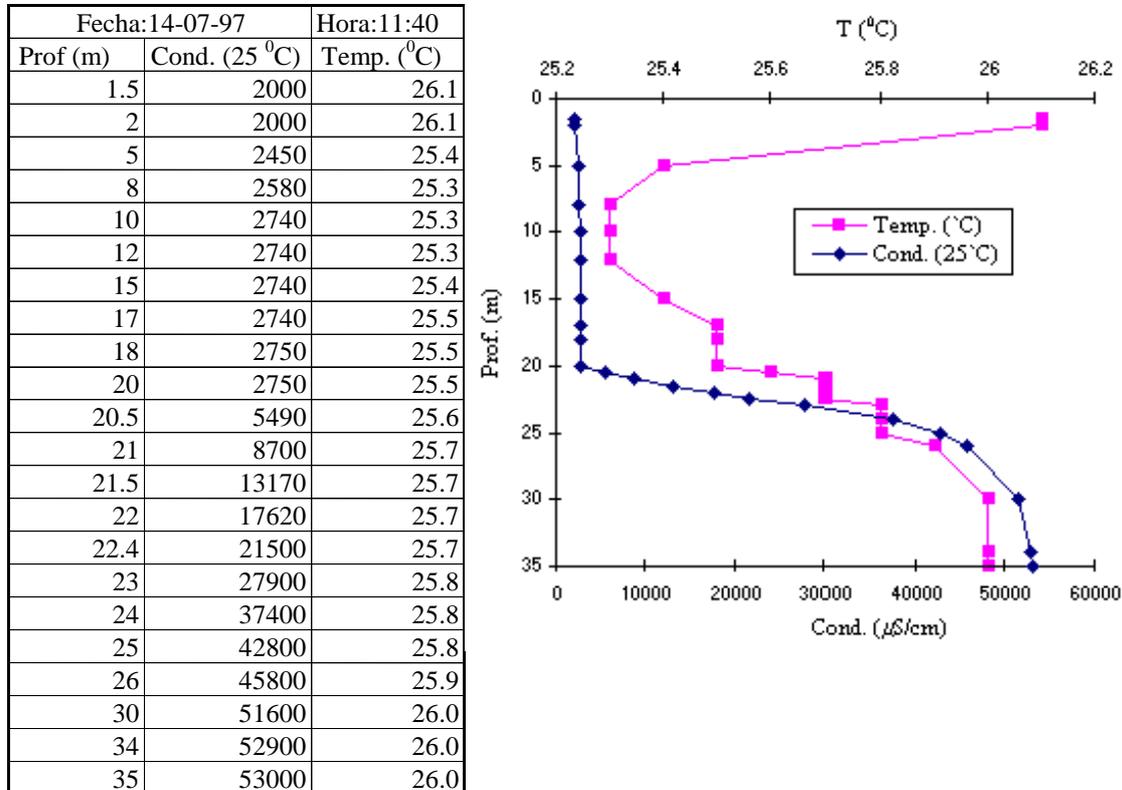
Figura 2. Ubicación de los puntos de muestreo.

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. 2). Las muestras fueron tomadas mensualmente a partir del mes de enero de 1997, 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: Playa 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); Cala 10 (4.5 km de la costa, cota topográfica 1.97 m, muestreo a los niveles de 2-10, 20.5 y 25 m); Santa Ana (4.9 km de la costa, cota topográfica 4.73 m, muestreo a los niveles de 5 y 20-30 y 38 m); Seguí (6.6 km de la costa, cota topográfica 7.49 m, muestreo a los niveles de 10, 39.50 y 43 m); Liliana Dimitrova (8.6 km de la costa, cota topográfica 8.96 m, muestreo a los niveles de 4-44.5 y 46-50 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 (Fig. 3) se realizaron con un equipo ORISON 524 con 100 m de cable, tomándose las muestras mediante hidrocaptadores modelo SEBA de nacionalidad alemana.

Figura 3. Variación de la conductividad eléctrica y la temperatura con la profundidad en el



Pozo Alvaro Barba, el día 14 de julio de 1997.

Las mediciones de los parámetros geoquímicos 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, 19789) modificadas por Markowicz y Pulina (1979) y Krawczyk (1992) para muestras procedentes de terrenos cársicos. Los iones Na⁺ y K⁺ fueron determinados por fotometría de llamas (fotómetro marca SOLAR 919 de la UNCAM). Para el análisis de SO₄²⁻, Na⁺ y K⁺ en muestras altamente mineralizadas se prepararon patrones idóneos y se tomaron en cuenta las recomendaciones de Capitán et al. (1987), que consideran el efecto de matriz sobre las determinaciones (Súarez, 1998).

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 SAPHIQ (Alvarez y Fagundo, 1998) y su versión sobre WINDOWS (HIDROGEOWIN), con el cual se calcularon además los índices de saturación y otros indicadores geoquímicos (Alvarez et al., 1998). El resto del procesamiento se efectuó mediante ACCESS, ROCKWARE, GRAPHERWIN, SURFER y EXCEL.

RESULTADOS Y DISCUSION

Salinidad de las aguas en función del porcentaje de agua de mar

La actividad de las aguas en la zona de difusión se debe al comportamiento no lineal de la solubilidad de los minerales, que depende de las características propias de las curvas de solubilidad a la temperatura del agua, de la presión parcial de CO_2 , el pH, la fuerza iónica y otros factores (Plummer, 1977). Además se ha señalado el papel que ejerce el grado de semejanza entre los cuerpos de agua que se mezclan, el tiempo que tarda el agua en su recorrido y el espesor de la zona de difusión (Hanshaw y Back, 1979).

Debido a que la salinidad es proporcional a la fuerza iónica, y que el coeficiente de actividad disminuye con la misma, la solubilidad de los minerales no comunes al equilibrio químico involucrado en el proceso de disolución se incrementa con la salinidad, como ocurre con la calcita y la dolomita (Fagundo, 1996a; Fagundo et al., 1996; González et al, 1996; 1998). Por otro lado, como resultado de la mezcla de aguas de diferente salinidad, se producen también modificaciones no lineales del pH y la pCO_2 , por lo que dos aguas insaturadas pueden originar al mezclarse otra de tipo sobresaturada y viceversa, por otro lado dos aguas saturadas al mezclarse pueden generar otra sobresaturada. (Boegli, 1971). En el primer caso se produce una corrosión química adicional denominada por Boegli "mixingcorrosion", término objetado por Wigley y Plummer (1976) ya que no toma en cuenta otras modificaciones inherentes a la mezcla.

Otro fenómeno relacionado con la salinización de las aguas es el de intercambio iónico. Las arcillas saturadas en Na^+ en los acuíferos costeros al ser drenadas por aguas subterráneas ricas en Ca^{2+} , que es el ion predominante, tienden a retener este ion y ceder al agua el ion Na^+ , proceso denominado de intercambio iónico directo. Por el contrario, un proceso de intercambio iónico inverso tiene lugar, cuando los sedimentos del acuífero han acumulado Ca^{2+} y lo ceden a cambio del ion Na^+ presente en el agua (Custodio y Llamas, 1976).

Finalmente, en los acuíferos costeros intrusados por el mar pueden efectuarse procesos de reducción de sulfatos, si existe un ambiente reductor y un suministro de materia orgánica (Tellam y Lloyd, 1986). Este proceso se debe fundamentalmente a la acción de las bacterias sulfato-reductoras, capaces de transformar el SO_4^{2-} aportado por el mar en H_2S o HS^- . El proceso contrario, oxidación de sulfuros es más común y ocurre en medios oxidantes, especialmente en la zona no saturada del acuífero o a niveles someros de la zona saturada.

Teniendo en cuenta que los procesos geoquímicos que se producen en los acuíferos cársicos litorales están controlados, entre otros factores, por el grado de mezcla del agua dulce procedente de la zona de recarga y el agua de mar que invade el acuífero, es necesario conocer el porcentaje de agua dulce que contiene la muestra que se analiza. Con ese objetivo se tomó en este trabajo, como representativa del agua dulce (carente de aporte marino), las aguas del pozo Rancherita, ubicado a 13.5 km de la costa, tomadas a 20 m de profundidad. El contenido de Cl^- en este sitio es controlado por las lluvias y el proceso de evapotranspiración en la zona no saturada del acuífero, siendo del orden de 1 meq/l (Tab. 1). La muestra de agua de mar fue tomada en la Playa Cajío (Tab. 2).

Los cálculos fueron hechos mediante la fórmula:

$$\text{Porcentaje de mezcla} = \frac{[\text{Cl}^-]_{\text{muestra}} - [\text{Cl}^-]_{\text{agua dulce}}}{[\text{Cl}^-]_{\text{agua de mar}}} \times 100 \quad (1)$$

En la tabla 3 se muestra el porcentaje de agua de mar correspondiente a las muestras tomadas a diferentes niveles, así como la zona hidrogeológica signada sobre esta base. En realidad, solo los pozos Playa Cajío y Alvaro Barba alcanzan el techo de la interfaz agua dulce-agua de mar, encontrándose sus contenidos de Cl⁻ entre 93.1 y 99.9 % de agua de mar.

Tabla 1. Concentraciones iónicas del pozo Rancherita, representativo de agua dulce

Fecha	Prof (m)	T (°C)	pH	Eh (mV)	O ₂ (mg/l)	CO ₂ (mg/l)	CE (μS/cm)	Concentraciones iónicas (meq/l)						
								HCO ₃	CO ₃	Cl	SO ₄	Ca	Mg	Na + K
14/07/97	21	26.9	7.01	108.0	5.2	26.4	680	5.75	0.0	1.14	0.20	6.10	0.30	0.69
30/01/98	20	26.7	6.74	158.0	5.7	57.2	678	5.50	0.0	1.00	0.60	6.00	0.40	0.70
27/02/98	20	28.4	6.87	230.0	6.5	57.2	700	5.55	0.0	1.00	0.20	6.40	0.20	0.15
15/07/98	20		7.39				690	5.10	0.0	1.10	0.50	6.10	0.20	0.40

Tabla 2. Composición química del agua de mar (meq/l)

Ion	Stumm and Morgan (1981)	Lloyd and Heathcote (1985)	Drever (1988)	Giménez (1994)	Boluda (1997)	Laboratorio (14-07-1997)	Laboratorio (15-07-1998)
Cl	545.18	535.21	545.07	535.21	552.68	560.00	550.00
HCO ₃	2.33	2.33	2.33	2.30	2.38	3.50	3.05
SO ₄	56.50	56.25	56.45	56.45	58.96	40.00	60.00
Na	468.26	556.52	467.83	478.26	458.91	445.20	469.04
K	10.23	9.74	10.23	9.74	9.30	13.30	14.00
Ca	20.60	20.00	20.55	20.00	22.25	21.00	20.00
Mg	107.50	112.50	107.50	108.32	125.17	104.00	110.00

Tabla 3. Porcentaje de mezcla de agua de mar y total de sólidos disueltos (TSS) de muestras tomadas en diferentes zonas hidrogeológicas, del sector Güira-Quivicán (Cuenca Sur de la Habana)

Pozo	Profundidad (m)	Porcentaje de mezcla	TSS (g/l)	Zona hidrogeológica	
				No.	Características geoquímica
Playa Cajío	2	3.6-5.0	1.8-2.3	III	Zona de agua dulce ligeramente salinizada
	15-18	4.5-17.7	1.9-10.3	IV	Zona de mezcla
	19-23	57.0-100.0	20.1-38.9	V	Interfaz agua dulce-agua de mar
Alvaro Barba	3	1.2-3.9	0.6-1.9	III	Zona de agua dulce ligeramente salinizada
	23-25	20.3-70.1	4.5-23.1	IV	Zona de mezcla
	34	89.1-100.0	5.8-36.5	V	Interfaz agua dulce-agua de mar
Cala 10	2-10	0.4-2.6	0.6-1.4	II	Zona de agua dulce muy poco salinizada
	15-20.5	8.2-15.5	2.8-5.2	IV	Zona de mezcla
	25	45.3-72.1	15.3-25.2	IV	
Santa Ana	5	2.1-3.1	1.2-1.6	III	Zona de agua dulce ligeramente salinizada
	20-30	5.9-23.6	2.5-8.6	IV	Zona de mezcla
	38	11.9-60.1	4.8-24.8		
Liliana Dimitrova	8-44.5	0.5-1.15	0.6-8.1	II	Zona de agua dulce muy poco salinizada
	46-50	34-74.5	12.5-27.1	IV	Zona de mezcla
Sotolongo Díaz	10-11	0.2-0.4	0.6-0.7	II	Zona de agua dulce muy poco salinizada
	40-43	0.8-5.8	7.5-26	III	Zona de agua dulce ligeramente salinizada
	50	25.7-68.6	8.7-24.6	IV	Zona de mezcla
Rancherita	20	0	0.5	I	Zona de agua dulce

Mediciones de campo

En la figura 4 se presentan los resultados de algunas de las mediciones de campo efectuadas en día 14 de julio de 1997 en los pozos Playa Cajío, Alvaro Barba, Santa Ana y Sotolongo Díaz, situados el primero en la zona costera, el segundo dentro de la región pantanosa y el tercero y el cuarto en la zona más alejada de la costa (Fig. 2). Como puede apreciarse (Fig. 4), en los pozos ubicados entre la costa y la zona pantanosa, ocurre un ambiente reductor, el valor de Eh es negativo en los niveles medio (Alvaro Barba) y profundo (Playa Cajío y Alvaro Barba). En esos sitios, se detectaron bajos contenidos de O₂ y de CO₂, mientras que los valores de pH fueron relativamente elevados. En los pozos más alejados del mar (Santa Ana, Sotolongo Díaz y Liliana Dimitrova) se obtuvieron valores de Eh positivos (ambiente

oxidante) y valores más altos del contenido de CO₂ y de oxígeno disuelto. En estos últimos sitios se registraron los mayores contenidos de O₂ disueltos.

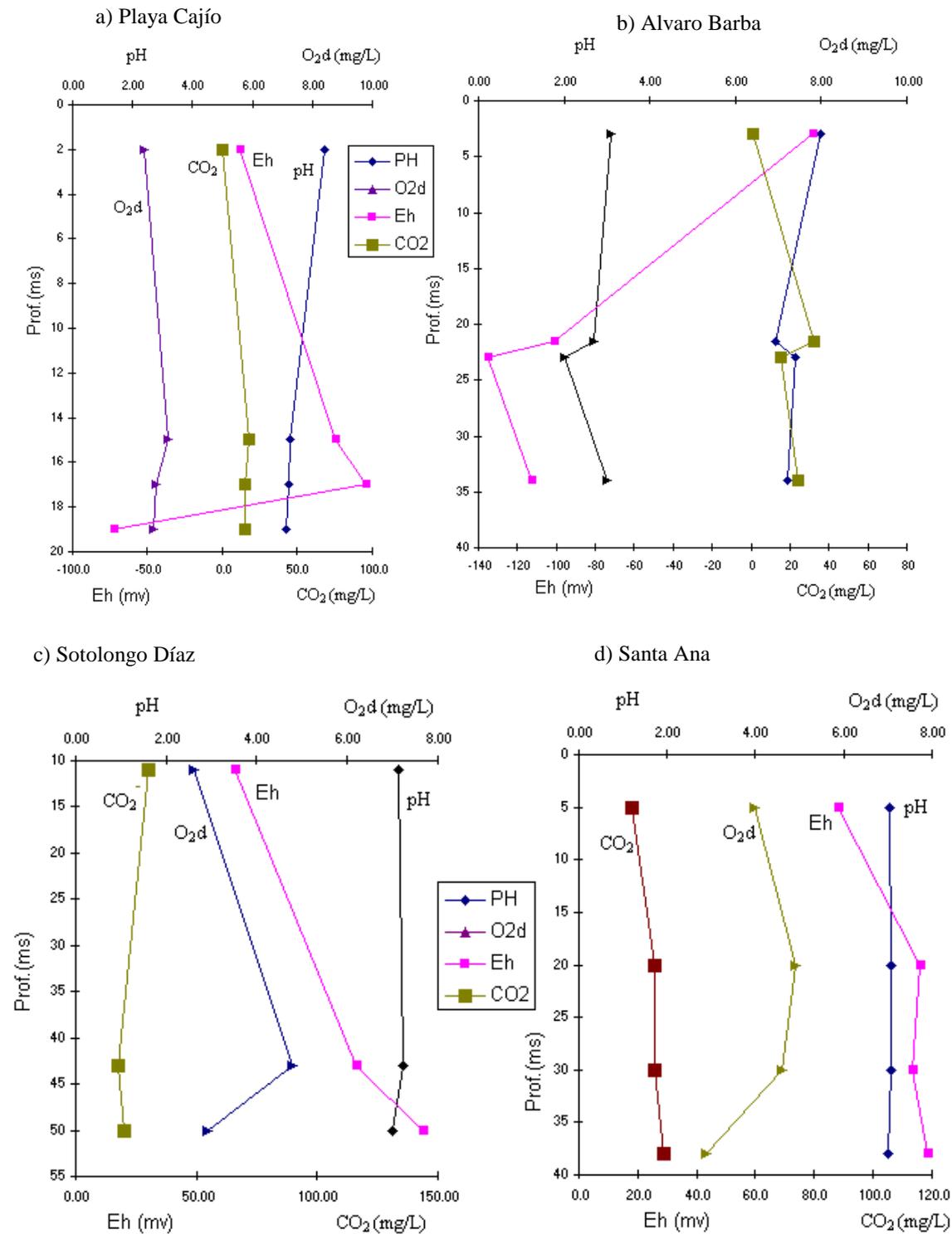


Figura 4. Resultados de las mediciones de campo en los sitios de muestreo sistemático

Para establecer con más precisión los cambios temporales del estado de oxidación-reducción del ambiente asociado a los pozos del perfil, se tomaron en consideración los valores de Eh, de manera sistemática, en los pozos Playa Cajío, Alvaro Barba y Sotolongo Díaz en el período julio 1997- julio 1998, y con menor periodicidad, los valores correspondientes a los pozos

Santa Ana y Cala 10 (Fig. 5a-c). Se observa que en el pozo más cercano al mar, limítrofe con la zona de marismas (Playa Cajío), el ambiente fluctúa entre reductor y oxidante en el nivel más somero, es oxidante en el nivel medio y reductor en el más profundo. En el pozo ubicado dentro de la zona pantanosa (Alvaro Barba) prevalece un ambiente oxidante en el nivel más superficial y un ambiente reductor en los restantes, mientras que en el pozo más alejado del mar y de la zona de pantanos ocurre un ambiente oxidante en todos los niveles. Estas regularidades se han presentado también en otros períodos del año (Tab. 4a-d), con algunas fluctuaciones debido el efecto oxidante que se produce por infiltración de la lluvia en el acuífero.

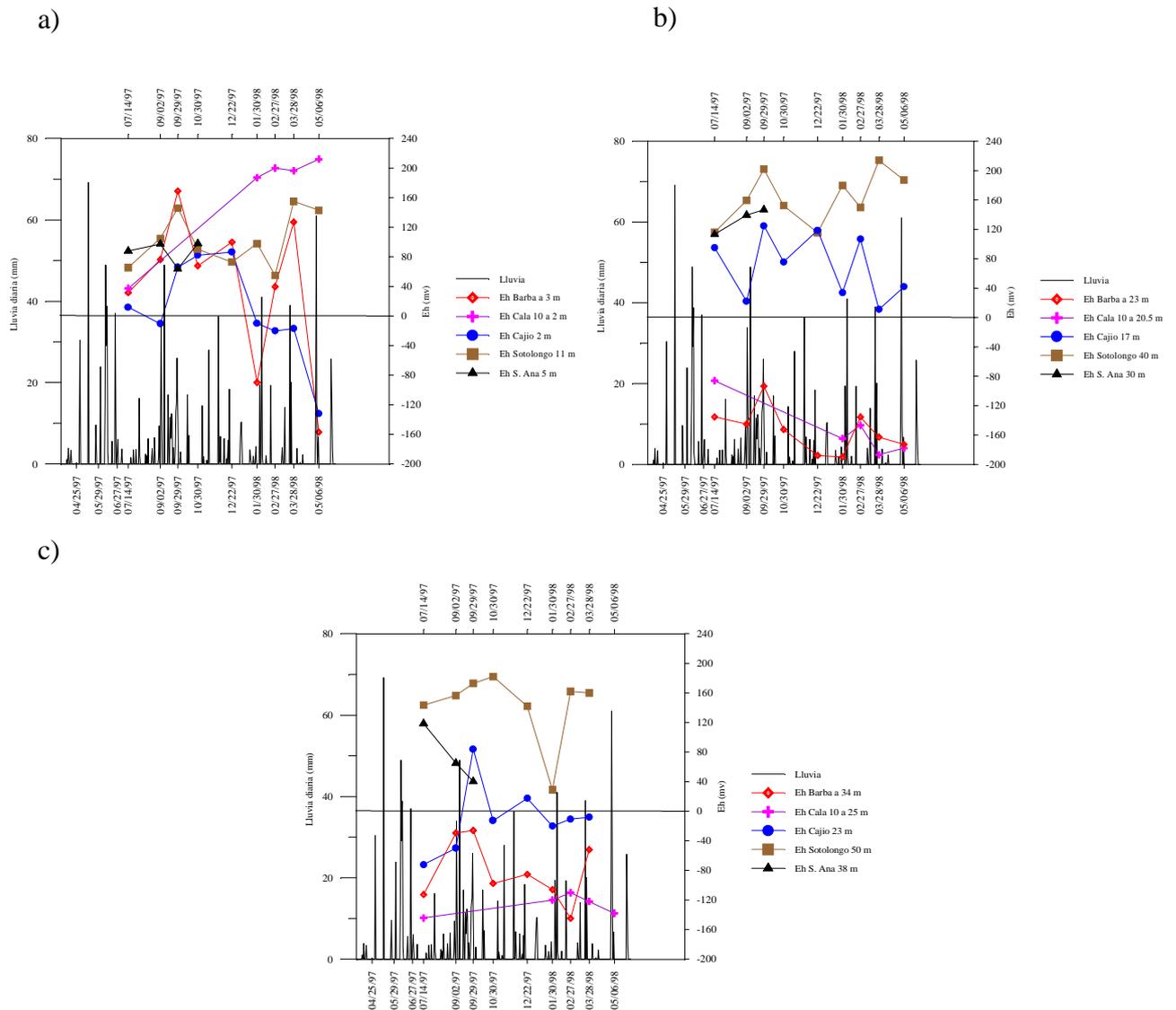


Figura 5. Variación temporal del potencial redox (Eh (mV)) en los niveles de profundidad: Superficial (a), Medio (b) y Profundo (c) de los pozos muestreados en el sector Güira-Quivicán, Cuenca Sur de la Habana.

Tabla 4. Resultados de las mediciones de campo efectuadas en el período 14/07/97 al 15/07/98 en el sector hidrogeológico Güira-Quivicán de la Cuenca Sur de a Habana.

4 a). Mediciones de Eh.

Fecha	Playa Cajío			Alvaro Barba			Sotolongo Díaz		
	2m	17m	23m	3m	23m	34m	11m	40m	50m
14-07-97	11.9	95.3	-72.0	31.5	-135.5	-112.7	65.6	116,1	143.5
09-09-97	-10.5	21.9	-50.0	76.2	-145.3	-29.4	105.0	159.5	156.5
29-09-97	66.0	124.9	84.1	168.9	-93.5	-26.0	146.0	202.0	173.0
30-10-97	82.4	75.8	-12.8	67.9	-152.6	-97.5	90.5	152.5	182.1
22-12-97	86.6	118.6	15.5	100.0	-188.0	-85.4	7.3	115.5	142.0
01-30-98	-10.0	34.0	-20.0	-90.0	-190.0	-106.8	98.0	180.0	29.0
27-02-98	-20.0	106.8	-10.0	39.5	-135.7	-144.8	55.0	150.0	162.0
28-03-97	-17.0	11.0	-8.0	127.0	-163.0	-52.0	155.0	214.0	160.0
06-05-98	-132.0	42.0		-157.0	-173.0	-70.0	143.0	187.2	185.8
15-07-98				-154.0	-153.0	-172.0	204.0	217.0	184.0

4 b) Mediciones de O₂.

Fecha	Playa Cajío			Alvaro Barba			Sotolongo Díaz		
	2m	17m	23m	3m	23m	34m	11m	40m	50m
14-07-97	2.4	2.8	2.7	3.1	2.0	3.0	2.6	4.8	2.9
30-10-97	2.8	2.8	2.7	2.4	1.6	2.8	2.7	4.9	4.8
30-01-98	4.8	4.3	4.3	4.6	4.1	4.5	4.4	6.7	4.7
27-02-98	2.6	3.1	2.7	2.6	2.2	2.8	3.3	6.0	2.7
28-03-97	2.0	1.8	2.0	2.6	1.7	1.7	4.4	4.8	1.8
06-05-98	1.1	2.8		0.90	1.0	1.1	5.0	4.8	4.8
15-07-98	3.2	2.7	2.7	1.2	1.5	1.4	3.3	4.7	2.6

4 c) Mediciones de pH.

Fecha	Playa Cajío			Alvaro Barba			Sotolongo Díaz		
	2m	17m	23m	3m	23m	34m	11m	40m	50m
14-07-97	8.39	7.22	7.14	7.98	7.40	7.22	7,14	7.24	7.00
09-09-97	8.56	7.49	7.38	8.24	7.63	7.26	7.45	7.49	7.21
29-09-97	7.68	7,25	7.10	7.16	7.20	6.92	7.26	7.25	6.79
30-10-97	8.16	7.15	7.04	7.28	7.42	7.00	7.21	7.10	7.03
22-12-97	8.28	7.16	6.80	7.85	7.24	6.96	7.30	7.27	6.93
01-30-98	8.33	7.22	6.98	7.75	7.26	6.97	7.25	7.11	6.89
27-02-98	8.37	7.18	7.00	7.59	7.20	7.03	7.30	7.14	6.94
28-03-97	7.17	7.10	6.65	7.79	7.24	7.02	7.09	7.13	6.94
06-05-98	7.31	7.32		7.76	7.47	6.99	7.13	7.09	7.09
15-07-98				8.00	7.24	7.35	7.11	7.02	6.87

4 d) Determinaciones de CO₂.

Fecha	Playa Cajío			Alvaro Barba			Sotolongo Díaz		
	2m	17m	23m	3m	23m	34m	11m	40m	50m
14-07-97	0.0	15.4	15.0	0.9	15.4	24.2	30.8	17.6	19.8
09-09-97	0.0	19.8	28.6	2.2	13.2	33.0	26.4	19.8	30.8
29-09-97	17.6	26.2	44.0	20.4	24.2	52.8	26.4	39.6	57.2
30-10-97	11.9	29.4	44.2	21.6	19.8	54.0	26.4	30.4	26.4
22-12-97	1.1	22.0	23.1	4.2	17.6	44.0	11.0	11.0	28.6
01-30-98	2.0	25.3	62.5	22.4	48.4	88.4	79.2	40.9	55.4
27-02-98	1.5	30.8	53.7	18.0	83.6	49.5	44.4	37.4	57.2
28-03-97	39.6	33.0	51.9	19.3	33.0	61.6	42.7	34.1	50.6
06-05-98	16.3	22.4		5.3	11.0	41.8	21.6	22.0	39.6
15-07-98				5.3	40.5	27.7	40.0	33.4	44.0

Caracterización hidroquímica

La caracterización espacial de la composición química de las aguas del acuífero en la zona de estudio se aborda desde dos puntos de vistas:

Primeramente teniendo en cuenta el comportamiento de la composición química de estas aguas en los diferentes puntos de la red de muestreo, lo cual muestra la evolución de la calidad de las mismas desde la zona de alimentación del acuífero (Pozo Rancherita), hasta la zona más cercana a la costa, descarga (Pozo Cajío).

A través de los gráficos trilineares (figura 6, Diagrama de Piper-Hill-Langelier) se pueden identificar fácilmente las diferentes facies hidroquímicas de las aguas del tramo Güira-Quivicán y la evolución de las mismas desde la zona de alimentación (Pozo Rancherita), hasta la zona más cercana a la costa (Pozo Cajío). En la figura 6, donde se representa la composición química de las aguas en los diferentes puntos de la red de muestreo, para el día 14 de julio de 1997, se observa cómo las mismas caen sobre una líneas de mezcla imaginaria que une a los dos extremos, el agua dulce (0) y el agua de mar (9), pasando de la facie bicarbonatada cálcica, a clorurada sódica, a través de facies intermedias de mezcla tales como: bicarbonatada clorurada cálcica sódica, bicarbonatada cálcica sódica, bicarbonatada clorurada cálcica y otras combinaciones más que demuestran la diversidad de los procesos geoquímicos que están ocurriendo producto a la mezcla agua dulce-agua de mar, todo lo cual es típico en los acuíferos cársicos afectados por el fenómeno de la intrusión salina.

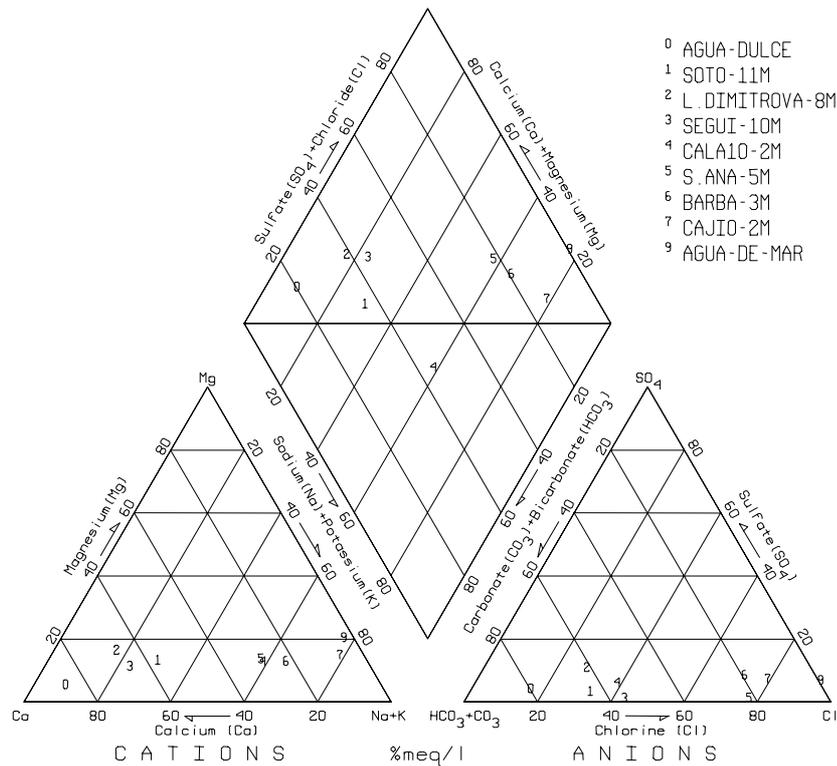


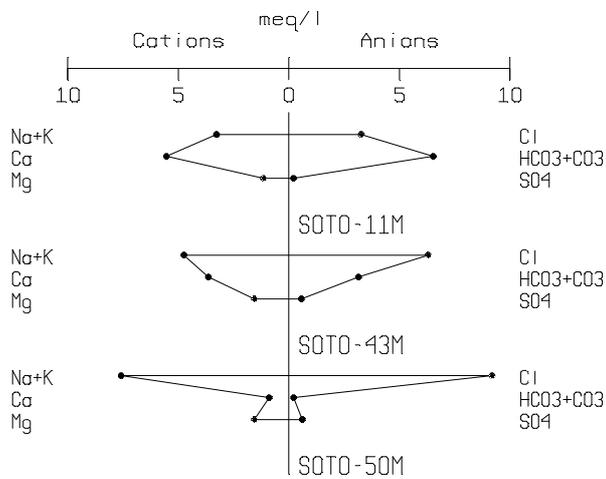
Figura 6. Diagrama de Piper-Hill-Langelier. Sector hidrogeológico Güira-Quivicán de la Cuenca Sur de a Habana.

En segundo lugar se tiene que las facies hidroquímicas que caracterizan las distintas zonas hidrogeológicas en profundidad pueden expresarse en términos de patrones hidrogeoquímicos, tales como los propuestos por Fagundo (1996a). Según esta notación, cada patrón se expresa mediante un juego de seis números enteros entre 0 y 10 (tres para los aniones y tres para los cationes que sumados entre sí deben dar 10), ordenados según la secuencia $\text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+} : \text{Cl}^- - \text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-}$. Cada número entero representa la composición decimal iónica, equivalente a dividir por 10 la composición en tanto por ciento. En total pueden crearse $66 \times 66 = 4356$ combinaciones numéricas o patrones hidrogeoquímicos, que representan los distintos tipos de aguas posibles en la naturaleza. El tipo de agua se nombra en forma similar a como se hace en el método de Kurlov. Se consideran en el mismo los números entre 2 y 10 (correspondientes a las composiciones entre 20 y 100 % de meq/l). Este método computarizado (Vinardell et al., 1998), permite una rápida separación y clasificación de los datos.

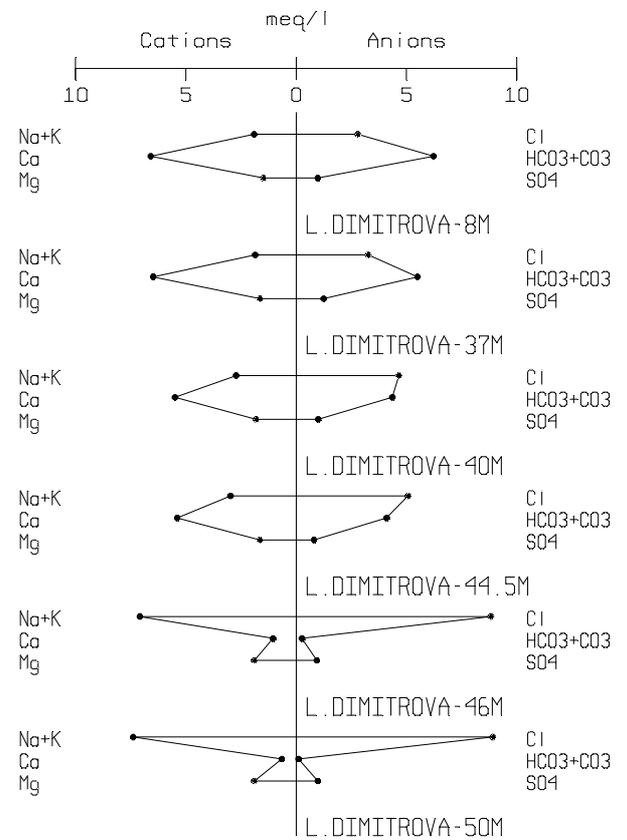
La representación gráfica de los patrones hidrogeoquímicos puede realizarse mediante los diagramas de Stiff (figuras 7a-h). Este tipo de diagrama hidroquímico es muy ilustrativo y permite, en forma sencilla, visualizar las regularidades de los diferentes tipos de aguas subterráneas presentes en el acuífero o cuenca hidrogeológica. En nuestro caso particular, estos diagramas fueron confeccionados en tanto por 10 de meq/l de aniones y cationes, con el objetivo de apreciar los cambios en el contenido de iónico (especialmente Cl^- y Na^+) de las muestras tomadas a diferentes profundidades en el perfil de pozos seleccionado. Estos cambios se deben al incremento en NaCl de las aguas a medida que aumenta la cercanía del pozo al mar y en sentido de la mayor profundidad. Permiten, además, mostrar las variaciones de los patrones hidrogeoquímicos (figuras 7a-g) en su conjunto, como resultado de las modificaciones químicas que se producen, particularmente en la zona de mezcla dispersiva y en las cercanías de la zona lacustre. En la figura 7h se muestran los patrones

hidrogeoquímicos correspondientes a los miembros extremos: agua dulce (Pozo Rancherita) y agua de mar.

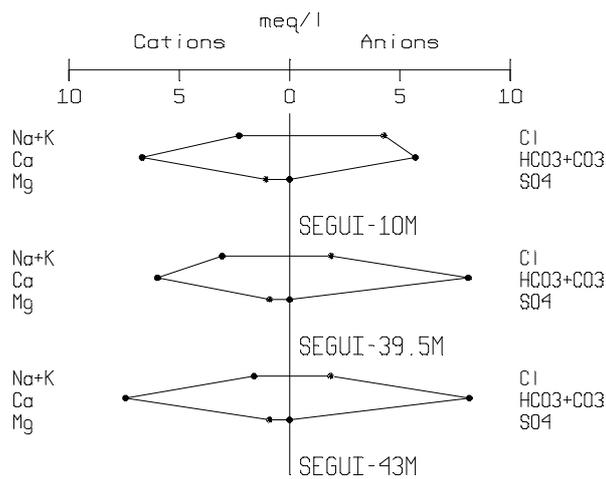
a)



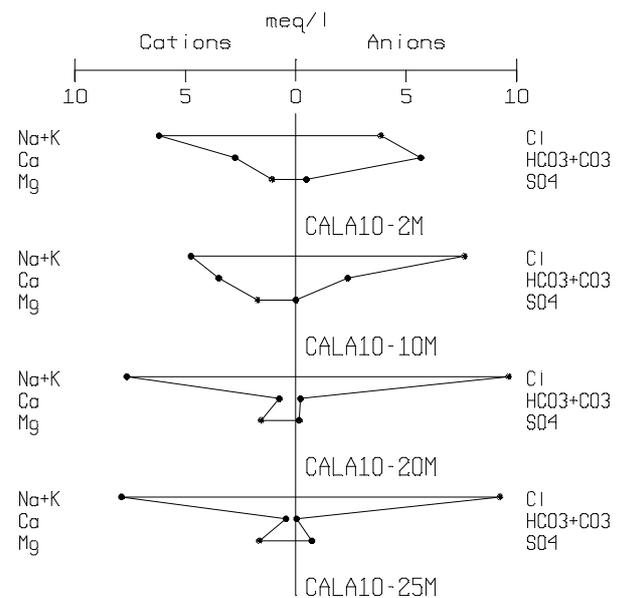
b)



c)



d)



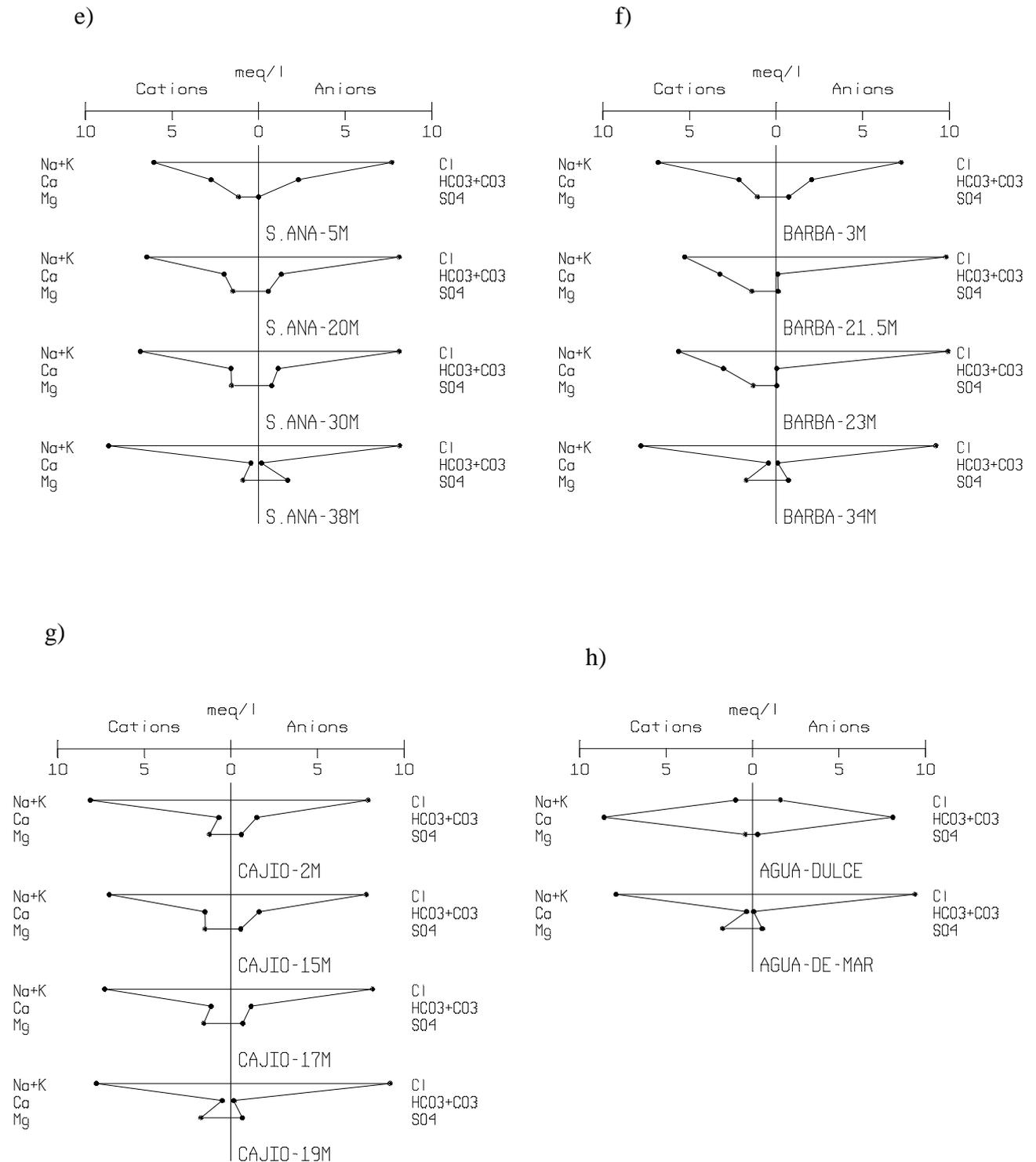


Figura 7. Patrones hidrogeoquímicos a diferentes profundidades representados mediante diagramas de Stiff para los pozos: Sotolongo Díaz (a), Liliana Dimitrova (b), Seguí (c), Cala 10 (d), Santa Ana (e), Alvaro Barba (f), Playa Cajío (g), así como los miembros de agua dulce y agua de mar (h).

En la tabla 5 se presentan los resultados de la clasificación por patrones hidrogeoquímicos y tipos de aguas de las muestras analizadas en este trabajo. Del análisis de la misma se infiere que dichas aguas evolucionan desde el patrón 451-541 (clorurada bicarbonatada cálcico sódica) hasta 802-901 (clorurada sódica). Llamen la atención algunos patrones

hidrogeoquímicos, como por ejemplo en que el anión que prevalece es el cloruro, 532-10 00; 541-10 00; 721-10 00, 631-10 00 y 622-10 00 (propios de aguas cloruradas sódico cálcicas o sódico cálcicas magnesianas), presentes en los pozos Alvaro Barba a los 23 m. y Cala 10 entre 15 y 25 m. Estos patrones hidrogeoquímicos representan un enriquecimiento de calcio y un empobrecimiento de sulfato en la zona de mezcla, hechos que pueden atribuirse a procesos de reducción de sulfatos acompañados de otros procesos, tales como generación de CO₂, corrosión química por disolución de calcita e intercambio iónico.

Tabla 5. Patrones hidrogeoquímicos y tipos de aguas en el sector hidrogeológico o Güira-Quivicán (Cuenca Sur de la Habana).

Zona hidrogeológica (Porcentaje de mezcla)	Nombre del Pozo (Profundidad en m)	Patrones hidrogeoquímicos	Clasificación hidroquímica
Zona de agua dulce (I)	Rancherita (20m)	190-280; 190-181	Ca-HCO ₃
Zona de agua dulce muy poco salinizada (0.3-2.2 %) (II)	Sotolongo Díaz (10-11 m)	361-370; 361-460; 271-460; 451-460; 361-361	Ca>Na-HCO ₃ >Cl
	Liliana Dimitrova (8-44.5 m)	271-541; 352-541	Ca-HCO ₃ >Cl: Ca>Na-Cl>HCO ₃
	Cala 10 (5-10 m)	631-640; 541-721; 541-630; 451-631	Na>Ca-HCO ₃ >Cl; Na>Ca-Cl> HCO ₃ ; Na>Ca>Mg-Cl> HCO ₃ ; Ca>Na-Cl> HCO ₃
Zona de agua dulce ligeramente salinizada (1.2-5.0 %) (III)	Sotolongo Díaz (40-43 m)	451-541; 541-631; 721-811; 541-640; 541-541	Ca>Na-Cl>HCO ₃ ; Na>Ca-Cl>HCO ₃ ;Na-Cl
	Santa Ana (5 m)	631-721; 631-631; 631-820; 631-730; 541-730;	Na>Ca-Cl>HCO ₃
	Alvaro Barba (3 m)	631-721; 622-721; 721-721; 721-820; 622-820	Na>Ca-Cl>HCO ₃ ; Na-Cl>HCO ₃ ; Na-Cl
	Playa Cajío (2 m)	910-820; 919-910; 811-820; 811-811; 721-820	Na-Cl>HCO ₃ : Na-Cl
	Cala 10 (15-20.5 m)	811-10 00; 901-10 00	Na-Cl
Zona de mezcla agua dulce-agua de mar (4.5 – 73 %) (IV)	Santa Ana (20-30 m)	622-811; 721-712; 811-712; 811-613; 721-811; 712-901	Na>Ca-Cl; Na-Cl>SO ₄ Na-Cl
	Playa Cajío (17 m)	712-910; 712-811; 811-901; 811-811	Na>Mg-Cl; Na-Cl
	Alvaro Barba (23 m)	541-10 00; 532-10 00; 631-10 00; 622-10 00; 721-10 00; 811-10 00	Na>Ca-Cl; Na-Cl
	Cala 10 (25 m)	801-10 00	Na-Cl
	Liliana Dimitrova (46-50 %)	702-901; 901-901	Na-Cl
	Sotolongo Díaz (50 m)	811-901; 712-802	Na-Cl
	Santa Ana (38 m)	811-901; 901-802	Na-Cl
Zona de contacto agua dulce-agua de mar. (89.1-100 %) (V)	Alvaro Barba (34 m)	802-901	Na-Cl
	Playa Cajío (23 m)	802-901	Na-Cl

Variación espacio temporal del contenido de cloruro en las aguas

Teniendo en cuenta que el contenido de Cl⁻ en los acuíferos cársicos costeros está asociado principalmente a la intrusión marina, la concentración de este ion a las diferentes

profundidades muestreadas en los pozos, brinda una valiosa información acerca de la penetración marina en los mismos. Mediante el empleo de métodos geoestadísticos se puede, además, apreciar en el espacio tridimensional su distribución espacial e interpretar el efecto de la referida penetración, el efecto de sobreexplotación local, así como de la ocurrencia de heterogeneidades hidrogeológicas en el acuífero.

Para ello se han tomado, en cada, pozo tres profundidades representativas de las diferentes zonas de estratificación de la mezcla (superficial, media y profunda) y se han construido tres planos de mapas de isocontenidos para las concentraciones (meq/L) del ion cloruro, de forma que se puede observar en un mismo gráfico la evolución de la calidad de las aguas desde la zona de alimentación hasta la zona de descarga a las diferentes profundidades (Fig. 8).

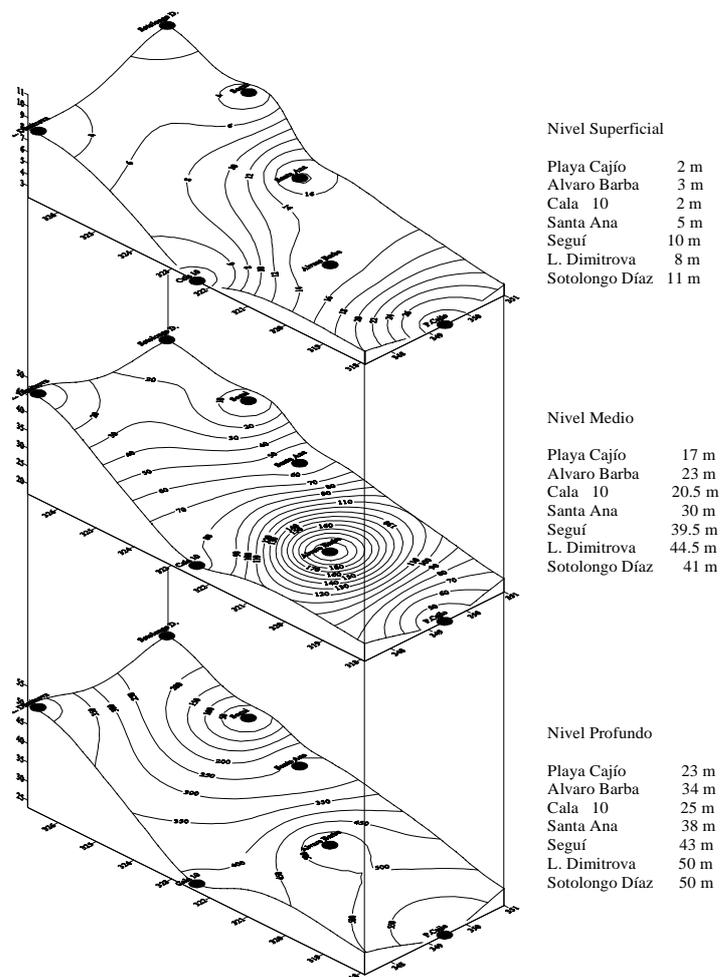


Figura 8. Evolución de las concentraciones (meq/l) del ion cloruro desde la zona de alimentación hasta la zona de descarga a las tres profundidades de muestreo representativas de las zonas de estratificación de la mezcla, para el día 14/07/97.

En la figura 8 se muestra cómo las concentraciones del ion Cl^- aumentan a medida que nos acercamos a la costa, en los niveles superficial y profundo no ocurriendo lo mismo en el nivel medio de profundidad donde las mismas aumentan hacia el sitio en que se encuentra ubicado el Pozo Alvaro Barba. Esta anomalía, típica de un cono de dispersión producto de la sobreexplotación, parece deberse más bien, en este caso, a diferencias en las profundidades en que fueron tomadas las muestras con respecto a los restantes pozos. En ese nivel intermedio se producen sensibles cambios de salinidad con la profundidad.

Tal como ha señalado Aminot (1974), una variable hidroquímica tiene validez limitada para fines de caracterización, y una mayor información se obtiene de la evolución temporal del quimismo de las aguas en las emergencias o en pozos a lo largo de un perfil. Como la composición química del agua evoluciona en su movimiento a través de los sistemas carbonatados, la información hidroquímica obtenida en determinados sitios de control ofrece una información adicional acerca del tiempo de residencia y de las condiciones en que se mueve el agua.

En las figuras 9a-c se muestran los resultados de la variación en el tiempo del contenido de Cl^- (meq/l) y su relación con las precipitaciones para las tres profundidades muestreadas, en tres de los pozos más representativos de la red de muestreo: Sotolongo Díaz (a), Alvaro Barba (b) y Playa Cajío (c), en el período de enero de 1997 a julio de 1998. Del análisis de las correspondientes series cronológicas, se deduce la existencia de dos patrones de fluctuación diferentes: uno que no responde al régimen de precipitación, representado por el pozo Playa Cajío a 3 m, y otro, que presenta una respuesta más o menos desplazada en tiempo, representado por los restantes pozos (en los tres niveles de profundidad) y por el propio Cajío a las restantes profundidades, con tiempos de memoria de los acuíferos entre 1 y 3 meses, lo cual es propio de los acuíferos carbonatados que presentan gran desarrollo cársico.

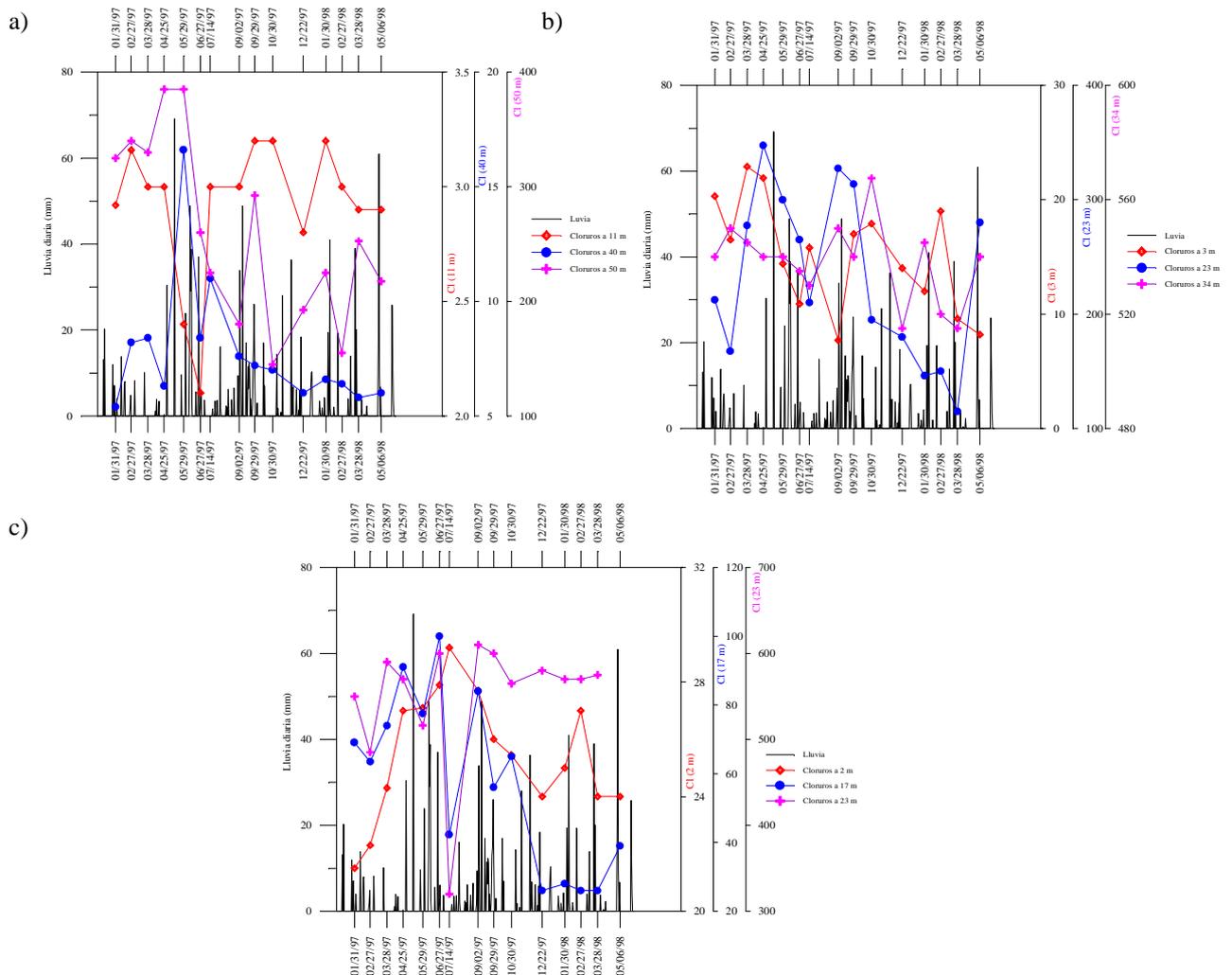


Figura 9. Variación temporal de Cl^- (meq/l) con la precipitación. Pozos: Sotolongo Díaz (a), Alvaro Barba (b) y Playa Cajío (c), en el período de enero de 1997 a julio de 1998.

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

Los cambios en la composición química de las aguas como resultado de la mezcla entre el agua dulce (procedente del acuífero) y el agua de mar, pueden evaluarse a partir de las relaciones entre los iones SO_4^{2-} , Cl^- , HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y K^+ , así como otros iones minoritarios (Schoeller, 1962; Custodio y Llamas, 1976; Fagundo, 1996a),

Tradicionalmente se han empleado una serie de relaciones iónicas para estudiar los procesos de intrusión marina (Tellam et al., 1986). Entre las que se destacan las siguientes: $r \text{Cl}^-/r \text{Ca}^{2+}$ (con valores entre 20-50 en el agua de mar y 0.1-5 en el agua dulce); $r \text{SO}_4^{2-}/r \text{Cl}^-$ (del orden de 0.1 en el agua de mar y > 0.1 en el agua dulce), y $r \text{Mg}^{2+}/r \text{Ca}^{2+}$ (alrededor de 5 en el agua de mar y entre 0.3-1.5 en el agua dulce). También se han utilizado, especialmente para evaluar los procesos de intercambio iónico en acuíferos litorales las relaciones: $r \text{K}^+/r \text{Na}^+$, $r \text{Na}^+/r \text{Ca}^{2+}$, $r \text{Na}^+/r \text{Mg}^{2+}$, $r \text{Na}^+/r(\text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+})$, $r \text{Ca}^{2+}/r \text{Cl}^-$, $r \text{Mg}^{2+}/r \text{Cl}^-$ y $r \text{Na}^+/r \text{Cl}^-$, todas las cuales ponen de manifiesto, además, procesos de cambio de base. En aguas muy salinas pueden ser válidas las relaciones $r(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} - \text{HCO}_3^-)/r \text{Cl}^-$ ya que en las aguas salobres la cantidad de iones intercambiados puede ser despreciable con relación al total de iones Na^+ . Por último, es de interés en estos casos el cálculo del índice de intercambio de base (ICB) definido como: $\text{ICB} = r \text{Cl}^- - r(\text{Na}^+ + \text{K}^+)/r \text{Cl}^-$. Estas relaciones iónicas han sido implementadas en el sistema SAPHIQ (Alvarez y Fagundo, 1991) para facilitar sus cálculos.

En la tabla 6 se presentan los resultados del cálculo de algunas de las relaciones anteriormente descritas, en las aguas muestreadas en el acuífero Güira-Quivicán. En la misma, las muestras se encuentran ordenadas aproximadamente, desde los niveles de salinización más bajos (pozo Rancherita) hasta los más altos (agua de mar). En general, se obtiene una buena regularidad de sus variaciones respectivas, con algunas incoherencias. Entre estas últimas, las más notables las presenta el pozo Alvaro Barba a los 23 m).

Tabla 6. Relaciones iónicas características de los diferentes tipos de aguas que ocurren en el sector hidrogeológico Güira-Quivicán (Cuenca Sur de La Habana).

Zona hidrogeológica	No	Relaciones iónicas típicas para la caracterización de las aguas de mezcla								
		$\frac{rMg^{2+}}{rCa^{2+}}$	$\frac{rNa^+}{rCa^{2+}}$	$\frac{rMg^{2+}}{rNa^+}$	$\frac{rK^+}{rNa^+}$	$\frac{rHCO_3^-}{rCl^-}$	$\frac{rSO_4^{2-}}{rCl^-}$	$\frac{rCa^{2+}}{rCl^-}$	$\frac{rNa^+}{rCl^-}$	$\frac{r(Cl^- - Na^+)}{r(SO_4^{2-} - HCO_3^-)}$
Agua dulce (I)	1	0.05	0.11	0.43		5.04	0.18	5.32	0.61	0.08
Agua dulce muy poco salinizada (II)	2	0.18	0.51	0.36	0.03	1.85	0.10	1.76	0.86	0.07
	3	0.28	0.40	0.70		1.23	0.25	1.47	0.59	0.28
	4	0.41	1.17	0.35		0.42	0.11	0.59	0.60	0.60
Agua dulce ligeramente salinizada (III)	5	0.34	1.20	0.32	0.02	0.57	0.18	0.64	0.79	0.27
	6	0.40	1.90	0.21		0.35	0.06	0.43	0.80	0.52
	7	0.67	4.76	0.20	0.51	0.03	0.29	0.10	0.27	0.24
	8	1.47	9.14	0.17	0.03	0.22	0.47	0.12	0.98	0.06
	9	2.14	28.87	0.10	0.04	0.02	0.02	0.04	0.91	2.42
Zona de mezcla (IV)	10	2.00	9.17	0.20		0.02	0.16	0.19	0.86	1.10
	11	1.69	8.32	0.23	0.02	0.09	0.09	0.10	0.74	0.75
	12	0.57	2.82	0.22	0.02	0.005	0.008	0.24	0.61	0.81
	13	3.44	17.45	0.20		0.06	0.06	0.05	0.85	2.43
	14	1.78	12.24	0.15		0.02	0.11	0.08	0.92	0.59
	15	1.82	9.78	0.19		0.02	0.09	0.09	0.85	1.32
	16	2.14	10.73	0.20		0.02	0.11	0.08	0.86	1.12
Zona de contacto agua dulce-agua de mar (V)	17	3.85	17.58	0.22	0.02	0.009	0.09	0.05	0.86	1.53
	18	4.17	19.10	0.22	0.02	0.009	0.08	0.05	0.86	1.56
Agua de mar	19	4.73	21.70	0.22		0.004	0.08	0.04	0.87	1.53

1) Rancherita, 20m; 2) Sotolongo Díaz, 10-11m; 3) Liliana Dimitrova, 8-44.5m; 4) Cala 10, 2-5m; 5) Sotolongo Díaz, 40-43m; 6) Santa Ana, 5m; 7) Alvaro Barba, 3m; 8) Playa Cajío, 2m; 9) Cala 10, 15.5-25m; 10) Santa Ana, 20-30m; 11) Playa Cajío, 15-18m; 12) Alvaro Barba, 21.5-25m; 13) Cala 10, 25m; 14) Liliana Dimitrova, 46-50m; 15) Sotolongo Díaz, 50m; 16) Santa Ana, 38m; 17) Alvaro Barba, 34m; 18) Playa Cajío, 19-23m; 19) Agua de mar, superficie (en el litoral de Playa Cajío).

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 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 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 de dulce, representada en este estudio por el pozo Rancherita (Tab. 1) y el agua de mar, representado por la muestra tomada en Playa Cajío (Tab.2), fueron calculadas las ecuaciones de mezcla teórica para cada ion (Tab. 7) según la ecuación:

$$[\text{ion}]_{\text{teórica}} = A [\text{Cl}^-]_{\text{real}} + B \quad (2)$$

donde A y B son las pendientes de la línea de mezcla teórica o de dilución y el intercepto de dicha línea respectivamente. Se calculan a partir de las concentraciones de ion Cl⁻ y el ion que se estudia, en el agua de mar (am) y en el agua dulce (ad):

$$A = ([\text{ion}]_{\text{a m}} - [\text{ion}]_{\text{a d}}) / ([\text{Cl}^-]_{\text{a m}} - [\text{Cl}^-]_{\text{a d}}) \quad (3)$$

$$B = [\text{ion}]_{\text{a m}} - A * [\text{Cl}^-]_{\text{a m}} \quad (4)$$

La diferencia entre los valores teóricos y los reales, constituyen los denominados Δ iónicos

$$\Delta \text{ ion} = [\text{ion}]_{\text{real}} - [\text{ion}]_{\text{teórica}} \quad (5)$$

Tabla 7. Ecuaciones de mezcla utilizadas para la determinación de los Δ iónicos en el período 14/07/97–15/07/98 en el sector hidrogeológico Güira-Quivicán (Cuenca Sur de La Habana).

Ion	Concentración agua dulce (meq/l)	Concentración agua de mar (meq/l)	Ecuación
Cl ⁻	1.10	550.00	
SO ₄ ²⁻	0.30	45.00	Y = 0.0814355 X - 0.210
HCO ₃ ⁻	5.50	2.40	Y = - 0.005648 X + 5.5062
Ca ²⁺	6.10	22.00	Y = 0.030788 X + 5.066
Mg ²⁺	0.30	104.00	Y = 0.1889 + 0.0922
Na ⁺ +K ⁺	0.40	477.40	Y = 0.869 X - 0.5559

X: concentración de Cl⁻ en meq/l

En las figuras 10a-b se muestran las modificaciones que experimentaron los iones SO₄²⁻ y Ca²⁺ como resultado de la mezcla entre el agua dulce procedente del acuífero y el agua de mar, en los pozos Sotolongo Díaz, Santa Ana, Alvaro Barba y Playa Cajío, muestreados el 14 de julio de 1997. Como miembros del agua dulce y marina, se utilizaron los datos correspondientes a muestras tomadas ese mismo día en el pozo Rancherita a 20 m de profundidad y en la Playa del pueblo de Cajío respectivamente.

En la figura 10a se observa una disminución del contenido de SO₄²⁻ en los niveles medio y profundo de los pozos que se encuentran más cercanos a la zona pantanosa (Alvaro Barba y Playa Cajío) y poseen esta misma tendencia los restantes pozos en los niveles más profundos. Estos resultados indican que en esos ambientes se favorecen los procesos anaeróbicos de reducción de sulfatos procedentes del mar, a lo cual contribuye la gran disponibilidad de materia orgánica procedente de la zona lacustre y del propio suelo. Por lo general estos procesos van acompañados de un incremento del contenido de HCO₃⁻ (Giménez, 1994) y una mayor disolución de los carbonatos del material acuífero, lo cual se refleja en un contenido

mayor del ion Ca^{2+} . En la figura 10b se muestra las correspondientes modificaciones que experimenta el ion Ca^{2+} respecto a la mezcla conservativa en las aguas estudiadas.

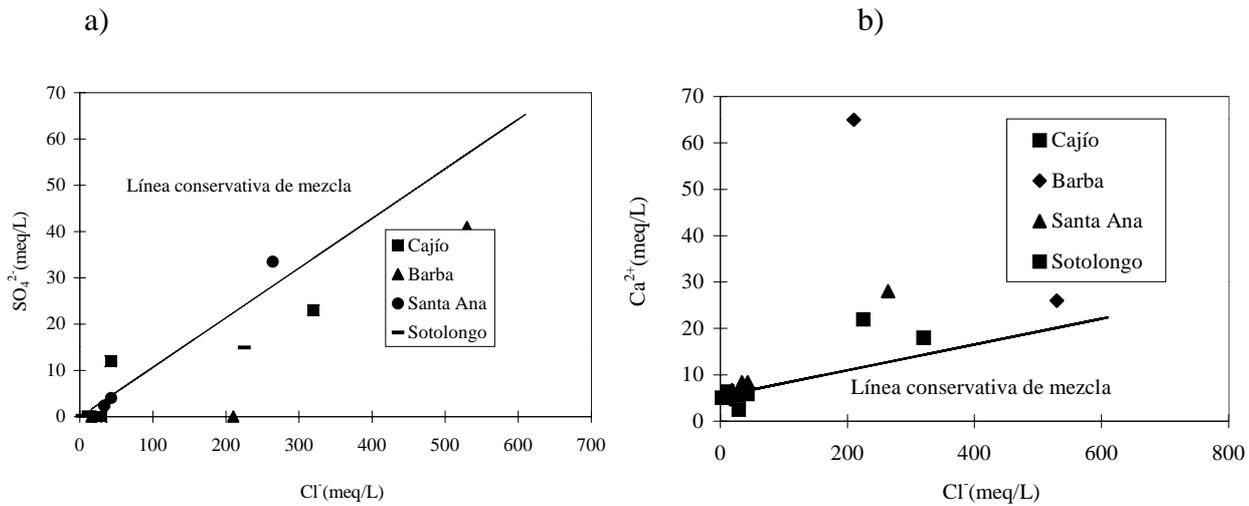


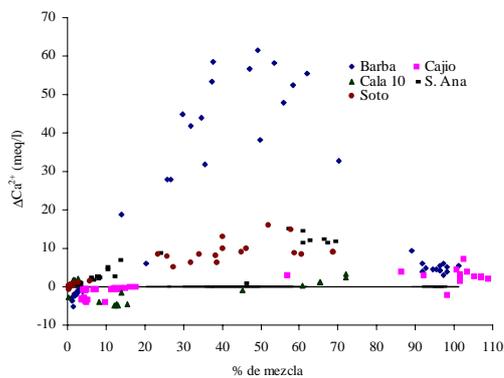
Figura 10. Comportamiento de los iones sulfato (a) y calcio(b) con respecto al cloruro.

Los estudios detallados realizados en el mes de julio de 1997, pusieron de manifiesto que en el pozo Playa Cajío, hasta los 17 m de profundidad, las aguas mostraban un déficit de CaCO_3 respecto a la mezcla conservativa entre 10 y 190 mg/l, atribuible a precipitación de calcita; mientras que entre 18 y 23 m las aguas reflejaban un aumento de CaCO_3 entre 12 y 184 mg/l debido a la disolución por corrosión química de dicho mineral a partir del material acuífero. En el pozo Alvaro Barba, entre 3 y 20 m de profundidad también se produjo disolución de calcita, en este caso, entre 59 y 87 mg/l y en el intervalo de 21.5 a 34 m la disolución alcanzó valores entre 340 y 2207 mg/L. En Santa Ana se estimaron magnitudes de disolución de CaCO_3 entre 51 y 444 mg/l a lo largo del perfil del pozo (5 a 30 m), mientras que en Sotolongo Díaz se apreció una disolución de calcita entre 16 y 26 mg/L hasta los primeros 20 m y una precipitación del mismo mineral entre 19 y 419 mg/l a partir de los 40 m de profundidad.

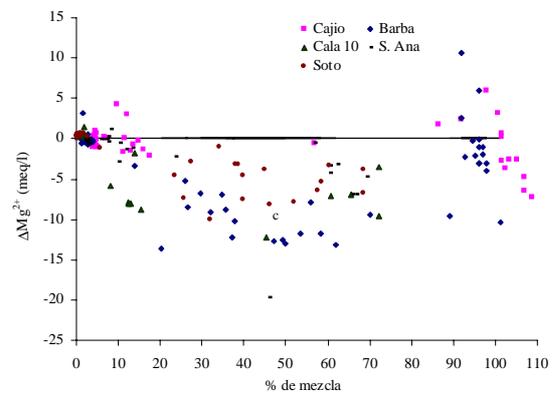
En general, estas regularidades se presentan también en otros períodos del año y están relacionadas con la posición que ocupa el pozo con relación a las zonas de alimentación o emisión del acuífero, a la zona de pantanos ubicados cerca de la costa, así como a su posición con respecto al mar.

Con el objetivo de evaluar las modificaciones que sufren las aguas de esta región en función de su salinidad, entre enero de 1997 y julio de 1998, se relacionan los incrementos o déficits iónicos con el porcentaje de mezcla de agua de mar que contiene cada muestra (figuras 11a-11d). En dichas figuras se pueden apreciar cómo evolucionan los Δ iónicos en los diferentes pozos y niveles.

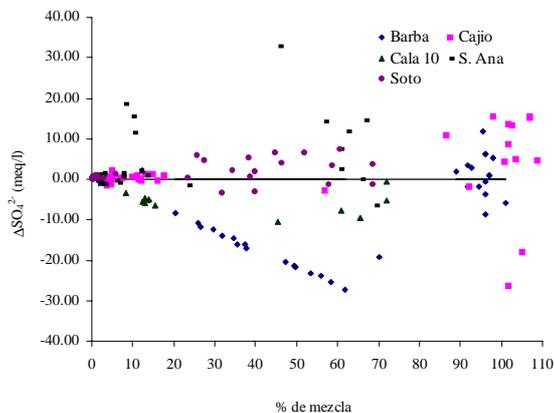
a)



b)



c)



d)

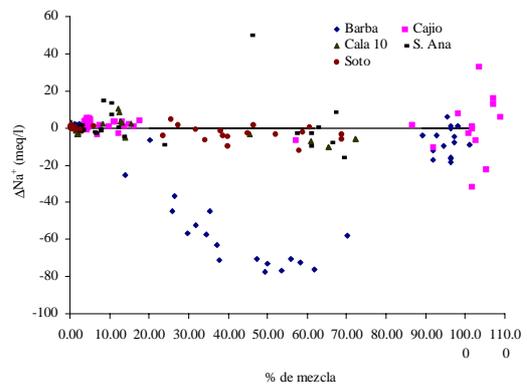


Figura 11. Variación de los deltas iónicos con el porcentaje de agua de mar en la mezcla en el período de enero 1997 a julio 1998 para los iones: Ca^{2+} (a), Mg^{2+} (b), SO_4^{2-} (c), y Na^+ (d).

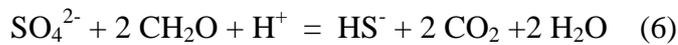
Para realizar estos cálculos se tomaron como miembros de agua dulce y agua de mar, las concentraciones medias de las muestras tomadas en el pozo Rancherita (Tab. 1) y Playa Cajío (Tab. 2) respectivamente, asumiendo que las variaciones de las mismas son pequeñas durante el período estudiado (enero 1997-julio 1998).

Como puede apreciarse, en las figuras 11a-11d, los cambios más acentuados se producen, para todos los iones, a partir del 20 % de mezcla, alcanzándose las máximas variaciones entre 40 y 60 %.

En la figura 11c se observan procesos de oxidación de sulfuros en las aguas que ocupan la parte correspondiente a la zona de alimentación del acuífero (pozo Sotolongo Díaz), en los tres niveles muestreados (uno representativo de la zona de agua dulce y los otros dos de la zona de difusión). Resultados similares se obtienen en el pozo Liliana Dimitrova también ubicado lejos de la costa.

En los pozos muestreados en las regiones cercanas a la zona lacustre (Alvaro Barba 23 y 34 m; Playa Cajío 2 m; Cala 10 a todos los niveles y Santa Ana a 25 m), se observan intensos procesos de reducción de sulfatos (ΔSO_4^{2-} negativos). En el resto de los pozos y niveles

muestreados, los ΔSO_4^{2-} son positivos, indicando procesos de oxidación de sulfuros. Este comportamiento es en general coherente, con los valores de Eh medidos en el campo (Tab. 4, Figs.4-5) 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. Este proceso de tipo biogeoquímico 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 piritita 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.

En la literatura se plantea que las bacterias anaeróbicas, responsables de la reducción de sulfatos en áreas costeras, son las de los géneros *Sporovibrio desulfuricans*, *Sporovibrio rubentskiki*, *Desulforovibrio desulfuricans*, *Thiobacillus ferrooxidans*, entre otros, mientras que en los procesos de oxidación de sulfuros participan *Beggiatoa*, *Thiothrix*, *Thioplaca*, *Thiorodacea* y otros géneros (Schoeller, 1962; Bitton, 1994).

En la figura 11a se muestra los correspondientes incrementos del ion Ca^{2+} en las aguas muestreadas en pozos y niveles asociados a los procesos de reducción de SO_4^{2-} discutidos anteriormente. Aunque se observan algunas incoherencias: en los niveles más superficiales de los pozos Playa Cajío y Alvaro Barba, los ΔCa^{2+} se encuentran cercanos a cero a pesar de que en determinados períodos del año el potencial redox (Eh) es negativo en el primer pozo y frecuentemente negativo durante todo el año en el segundo pozo. En general, este incremento de calcio es extraordinariamente notable a partir de los 20 m de profundidad (donde las aguas alcanzan alrededor de un 20 % de mezcla con agua de mar) y denota un intenso proceso de corrosión química. Este aumento del Ca^{2+} se encuentra relacionado con la reducción de sulfatos. Otros procesos como la dolomitización y el de intercambio iónico inverso pueden también originar valores positivos de ΔCa^{2+} , en este último caso mediante la reacción:



En la figura 11d se observa una tendencia a la disminución del ΔNa^+ con el porcentaje de agua de mar en el pozo Alvaro Barba, la cual guarda relación con el incremento de Ca^{2+} en los mismos niveles de profundidad, debido al proceso de intercambio iónico inverso. Un comportamiento similar ocurre en los pozos Liliana Dimitrova y Sotolongo Díaz a los niveles más profundos (46-50 m). Por el contrario, los procesos de intercambio iónico directo, que son los más comunes y se expresan mediante una ecuación química inversa a la anterior, se aprecian en los restantes pozos y niveles (Tab. 8).

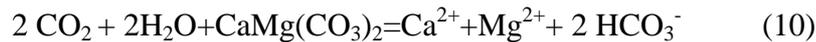
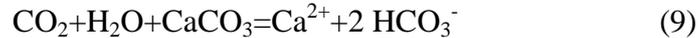
En los acuíferos detríticos con alto contenido de calcio disponible, la intrusión marina puede provocar un intercambio iónico inverso (Custodio y Llamas, 1986). Así las arcillas saturadas en Ca^{2+} son capaces de ceder este ion al agua a cambio del Na^+ disuelto.

En el acuífero cársico que nos ocupa, este mecanismo puede estar favorecido por la presencia de la materia orgánica aportada por la zona pantanosa. De acuerdo a los experimentos realizados por Meisel et al. (1979) en el laboratorio, las sales sódicas de los ácidos húmicos son capaces de intercambiar el sodio con iones alcalinos y alcalinos térreos, entre ellos el calcio.

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 11d se muestra 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 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.

En general, se puede establecer que en el intervalo de tiempo estudiado, los procesos geoquímicos que tuvieron 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 la materia orgánica por parte de la zona pantanosa, las oscilaciones de las mareas, el régimen de precipitación y de alimentación del acuífero, así como el grado de explotación del mismo por el hombre. Sobre esas bases se pueden distinguir hasta 7 zonas donde se producen series de procesos hidrogeoquímicos característicos (Tab. 8):

- 1). Zona de agua dulce no salinizada (I) con 0 % de mezcla con agua de mar (pozo como Rancherita hasta los 20 m, ubicado fuera del sector hidrogeológico estudiado). Priman siempre los procesos de disolución de calcita y dolomita y son de poca importancia o están ausentes los procesos de oxidación de sulfuros, de reducción de sulfatos y de intercambio iónico, a pesar de que estas tendencias que son evidentes, no pueden medirse por ser tomado el pozo Rancherita como referencia para los cálculos de las modificaciones geoquímicas (notación, 0++0).
- 2). Zona de agua dulce muy poco salinizada (II) o ligeramente salinizada (III), 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, Liliana Dimitrova y Santa Ana). Han tenido lugar, principalmente, procesos poco relevantes de oxidación de sulfuros, disolución o precipitación de calcita, disolución de dolomita e intercambio iónico directo (notaciones, ++++ y ++++).
- 3). Zona de agua dulce ligeramente salinizada (III), con 2-6 % de mezcla con agua de mar, correspondiente a los niveles medio y profundo del área de recarga (Liliana Dimitrova) y niveles someros de la zona del acuífero cercana al humedal (Santa Ana, Cala 10 y Alvaro Barba). Predominaron los procesos de oxidación de sulfuros, disolución de calcita y dolomita e intercambio iónico inverso (notación, +++-).
- 4). Zona de mezcla (IV), con 10-74 % de agua de mar en la mezcla, correspondiente a los niveles más profundos de los pozos ubicados en el área de recarga más distantes de la costa (Sotolongo y Santa Ana). Prevalcieron los procesos de oxidación de sulfuros, disolución de calcita, dolomitización e intercambio iónico inverso (notación, +++-).

5). Zonas de mezcla (IV) y de contacto agua dulce–agua de mar o techo de la cuña salina (V), con 10-98 % y 98-100 % de mezcla respectivamente, correspondientes a los niveles medio del pozo Playa Cajío y profundo del pozo Alvaro Barba. Predominaron los procesos de oxidación de sulfuros, disolución de calcita, dolomitización e intercambio iónico directo (notación, ++-+).

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 a costa y del área de pantanos (Playa Cajío, Cala 10 y Santa Ana). Ocurrieron en unos casos procesos de reducción de sulfatos y en otros de oxidación de sulfuros (especialmente estos últimos en períodos más lluviosos), acompañados de precipitación de calcita, dolomitización e intercambio iónico directo (notaciones, ---+ y +---).

7). Zona de mezcla (IV), con 6-70 % de agua marina, correspondiente a los niveles medios y profundos de los pozos anteriores. Predominaron con gran intensidad, procesos de reducción de sulfatos, disolución de calcita, dolomitización e intercambio iónico inverso (-+--).

Tabla 8. Procesos geoquímicos múltiples que tienen lugar en los diferentes pozos, a partir de las muestras tomadas a diferentes profundidades y su relación con la zona hidrogeológica y el porcentaje de mezcla con agua de mar. Sector hidrogeológico Güira-Quivicán (Cuenca Sur de La Habana).

Pozo	Prof. (m)	Zona hidrogeológica	% mezcla	ΔSO_4^{2-}	ΔCa^{2+}	ΔMg^{2+}	ΔNa^+	Procesos geoquímicos (predominantes)
Sotolongo Díaz	10-11	II	0.2-0.4	+ +	- +	+ +	+ +	<u>2</u> 1
	40-43	III	0.8-5.8	+ +	+ +	+ +	+ -	<u>1</u> 5
	50	IV	25.7-68.6	+ +	- +	+ -	+ -	2 <u>6</u>
Liliana Dimitrova	8-44.5	II	0.5-1.5	+	+	+	+	<u>2</u>
	46-50	IV	34.0-74.5	+	+	+	-	<u>5</u>
Santa Ana	5	III	2.1-3.1	+ -	+ +	- -	+ -	3 <u>9</u>
	20-30	III	5.9-33.6	- +	+ +	- -	- -	9 <u>6</u>
	38	IV	11.9-69.1	+ +	+ +	- -	- +	<u>6</u> 3
Cala 10	2-10	II	0.4-2.6	+	+	+	-	<u>5</u>
	15-20.5	III	8.2-15.5	-	-	-	+	<u>7</u>
	25	IV	45.3-72.1	-	+	-	-	<u>9</u>
Alvaro Barba	3	III	1.2-3.9	+ -	- -	- -	+ +	<u>4</u> 7
	20-25	IV	20.3-70.1	-	-	-	+	<u>7</u>
	34	V	89.1-100	+ + -	+ + +	- - -	+ - -	3 <u>6</u> 9
Playa Cajío	2	III	3.6-50	-	-	-	+	<u>7</u>
	15-18	IV	4.5-17.7	+ +	- -	- +	+ +	4 <u>2</u>
	19-23	V	57.0-100	- +	+ +	- -	- +	<u>9</u> 3

Relaciones de saturación de la calcita, la dolomita y el yeso

A partir del sistema de equilibrio de los carbonatos se han deducido las expresiones que permiten calcular la capacidad que posee un agua natural para disolver o precipitar minerales (Langmuir, 1971; Back et al., 1966). En forma general, estos índices se suelen expresar mediante:

$$SI = \log \frac{K_{IAP}}{K_{eq}} \quad (11)$$

donde:

SI: Índice de solubilidad.

K_{IAP} : Producto de actividad iónica.

K_{eq} : Constante termodinámica de equilibrio del mineral.

Para el caso particular de los minerales calcita, dolomita y yeso, comunes en los acuíferos cársicos, SI puede ser expresado como relaciones de saturación respecto al correspondiente mineral, mediante las ecuaciones:

$$RSC = \log \frac{(Ca^{2+})(CO_3^{2-})}{K_c} \quad (12)$$

$$RSD = \log \frac{(Ca^{2+})(Mg^{2+})(CO_3^{2-})^2}{K_d} \quad (13)$$

$$RSY = \log \frac{(Ca^{2+})(SO_4^{2-})}{K_y} \quad (14)$$

donde:

RSC: Relación de saturación de la calcita.

RSD: Relación de saturación de la dolomita.

RSY: Relación de saturación del yeso.

K_d y K_y : Constantes del producto de solubilidad de la dolomita y el yeso respectivamente.

Estos cálculos son muy complejos, facilitándose su ejecución aplicando programas de computación basados en modelos químico-físicos y de especiación, tales como WATEQ (Plummer et al., 1976; WATESPEC (Wigley, 1977), SAPHIQ (Alvarez y Fagundo, 1991), HIDROGEOWIN (Alvarez et al., 1998) y otros.

Los estados de saturación de las aguas cársicas han sido objeto de estudio de muchos investigadores (Back et al., 1966; Wigley y Plummer, 1976; Hanshaw y Back, 1979; Back et al., 1986; Fagundo et al., 1987; 1996) determinándose el efecto que ejerce el porcentaje de mezcla en la corrosión química de los acuíferos cársicos (Fagundo et al., 1996a).

Por otro lado, se ha comprobado que condiciones de insaturación de las aguas en la zona de mezcla, junto a altas relaciones rMg^{2+}/rCa^{2+} en las mismas, favorecen los procesos de dolomitización (Hanshaw y Back, 1979), condición ésta que se da, por lo general, cuando la concentración de Cl alcanza alrededor de 28 meq/l (1 g/l).

De acuerdo a las investigaciones realizadas por esos investigadores en la caleta Xel Ha, en Yucatán, 37,5 Tm de calcita por km^2 son disueltas anualmente como resultado de los procesos geoquímicos que tienen lugar en ese sitio de unos 65 500 km^2 , el cual según sus estimados puede ser desgastado por disolución química en unos 3 000 años (Hanshaw y Back, 1980).

En las figuras 12a y 12b se muestran los resultados de las determinaciones de RSC y RSD respectivamente en las muestras analizadas en este trabajo. Estos resultados pueden resumirse como sigue: en la porción de agua dulce de los pozos más alejados de la costa (Sotolongo Díaz 10-11 m), las aguas tienden a encontrarse ligeramente saturadas respecto a la calcita e insaturadas con relación a la dolomita; en la zona de mezcla, tanto del área de recarga (Sotolongo Díaz 40 m) como de la zona de emisión del acuífero (Playa Cajío 2 y 17 m, Alvaro Barba 2 m), las aguas tienden a encontrarse más o menos saturados respecto tanto a la calcita como a la dolomita, con la excepción de las muestras de Alvaro Barba tomadas a 17 m, las cuales por lo general, se encuentran insaturadas con relación a la calcita y la dolomita durante todo el año. Con respecto al yeso todas las aguas se encuentran insaturadas, aunque las de la zona de contacto de la interfaz agua dulce-agua de mar (Playa Cajío 23 m y Alvaro Barba 34 m), presentan las menores insaturaciones.

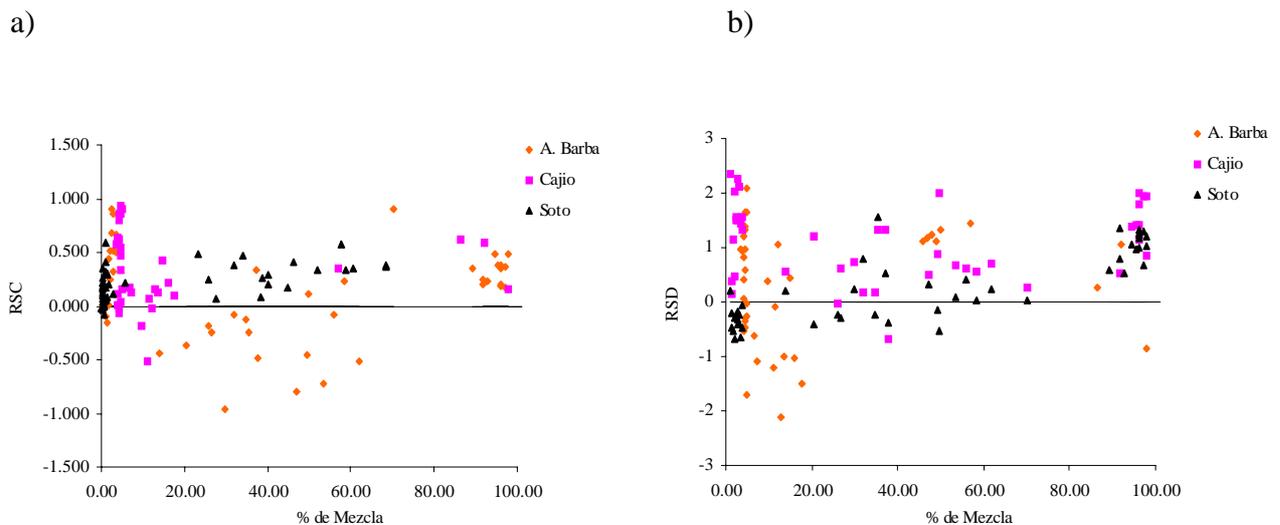


Figura 12. Variación de las relaciones de saturación con respecto a la calcita (a) y a la dolomita (b) con el porcentaje de agua de mar en la mezcla en el período de enero del 1997 a julio de 1998.

El carácter agresivo o incrustante de las aguas y las magnitudes de CaCO_3 y $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ extraídos o depositados en el decursar del tiempo geológico, especialmente durante el Cuaternario, han debido variar como consecuencia de las fluctuaciones glaciostáticas y los procesos regionales de descenso y ascenso neotectónico que han tenido lugar en esta área (Iturralde-Vinnet, 1981), así como a los cambios climáticos ocurridos en ese intervalo (Molerio y Flores, 1997), todo lo cual ha dejado huellas en el acuífero, que se pone de manifiesto en la distribución del cavernamiento y en la deposición de calcita y dolomita a diferentes profundidades en los pozos perforados en la región.

Balance iónico y relaciones estequiométricas

Con el objetivo de identificar los procesos geoquímicos que tienen lugar en las diferentes zonas hidrogeológicas del acuífero costero Güira-Quivicán de la Cuenca Sur de La Habana, se procedió a realizar un análisis de las variaciones de relaciones de ΔCa^{2+} en función de los Δ iónicos correspondientes a los iones Na^+ , SO_4^{2-} y Mg^{2+} (Figs. 13a-13 i). Las pendientes de las líneas que relacionan los Δ iónicos, indican las relaciones en que se producen estos incrementos o déficits de iones con respecto a la línea de mezcla como resultado dichos procesos geoquímicos.

Para facilitar este análisis se tomará un ejemplo representativo del conjunto de procesos geoquímicos que tienen lugar en los pozos ubicados junto a la zona lacustre en aquellos niveles donde el agua posee una salinización del orden del 30-60 % (Alvaro Barba 23 m, muestra tomada el 01-09-97).

Tabla 9. Resultados de los cálculos del balance de masa en pozo Alvaro Barba 23 m.

Ion	Composición real (meq/l)	Composición teórica (meq/l)	Δ iónicos (meq/l)
SO ₄ ²⁻	0.90	26.50	- 25.60
HCO ₃ ⁻	0.50	3.65	- 3.15
Ca ²⁺	67.50	15.16	+ 52.34
Mg ²⁺	50.20	60.06	- 11.86
Na ⁺	211.70	284.48	- 72.78

No. Procesos geoquímicos	ΔHCO₃⁻	ΔSO₄²⁻	ΔCa²⁺	ΔMg²⁺	ΔNa⁺
1. Reducción de sulfatos	+ 24,00	- 24.00			
2. Dolomitización			+ 11.86	- 11.86	
3. Intercambio iónico inverso			+ 67.78		- 67.78
4. Balance de Ca ²⁺	- 27.15		- 27.15		

Δ iónicos del balance:	- 3.15	- 24.00	+ 52.49	- 11.8	- 67.78
Δ iónicos reales:	- 3.15	- 25.60	+ 52.34	- 11.8	- 72.78

Error:	0.0	+ 1.60	- 0.15	0.0	- 5.00

En este ejemplo, la relación Δ Ca²⁺/ Δ SO₄²⁻ obtenida en el balance iónico es de -2.19, valor cercano al de la pendiente de la recta que relaciona los correspondientes Δ iónicos (Fig. 13a) que es de -2.10. La relación Δ Ca²⁺/ Δ Na⁺ calculada por balance iónico es de -0.77, lo cual se corresponde con el valor obtenido a partir de la pendiente de la respectiva línea (-0.92) (Fig. 13b). Por último, la relación Δ Ca²⁺/ Δ Mg²⁺ calculada por balance iónico es de -0.445, valor del mismo orden de la pendiente (-3.85) de la línea que relaciona estos Δ iónicos (Fig. 13c).

De este procedimiento se puede deducir una ecuación de balance para el Δ iónico que se desee en función de los restantes. En el caso del sodio, esta tiene la expresión:

$$\Delta\text{Na}^+ = (\Delta\text{SO}_4^{2-} + \Delta\text{HCO}_3^-) - (\Delta\text{Ca}^{2+} + \Delta\text{Mg}^{2+}) \quad (15)$$

De acuerdo con esta ecuación, la cantidad de sodio cedido por el agua al material acuífero es equivalente a la suma del Δ HCO₃⁻ originado en la reducción del sulfato (Δ SO₄²⁻) y otra cantidad remanente (Δ HCO₃⁻ obtenida en el balance), menos la cantidad de Δ Ca²⁺ que se disuelve en el medio acuoso (Δ Ca²⁺ del balance) y el suministrado en el proceso de dolomitización (igual a Δ Mg²⁺), lo cual es coherente con los resultados obtenidos en la figura 14, donde se relaciona el Δ Na⁺ en función de $[(\Delta\text{SO}_4^{2-} + \Delta\text{HCO}_3^-) - (\Delta\text{Ca}^{2+} + \Delta\text{Mg}^{2+})]$, siendo la relación aproximadamente 1:1 en el pozo Alvaro Barba a 23 m. En otros pozos y niveles se obtienen también líneas con relaciones similares, pero con diferentes interceptos.

Una relación parecida que expresa la suma del porcentaje de $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ en función del porcentaje de $\Delta\text{SO}_4^{2-} + \Delta\text{HCO}_3^-$ ha sido propuesta en forma de diagrama por Chebotorev (en: Giménez, 1994), para evaluar si el agua del acuífero sufre un intercambio iónico de carácter directo o inverso en la zona de mezcla.

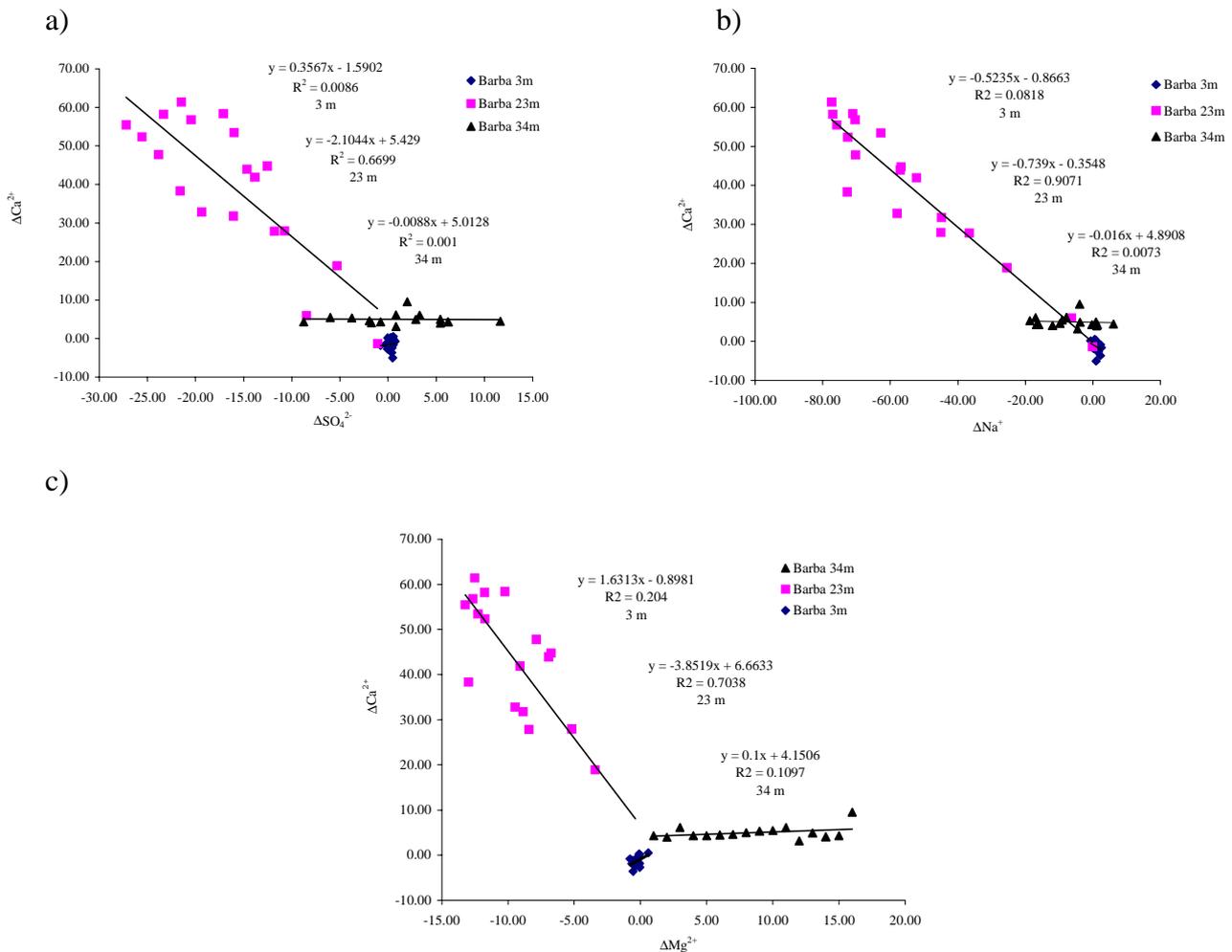


Figura 13. Relaciones de deltas iónicos correspondientes al pozo Alvaro Barba muestreado a diferentes profundidades: $\Delta\text{Ca}^{2+}/\Delta\text{SO}_4^{2-}$ (a), $\Delta\text{Ca}^{2+}/\Delta\text{Na}^+$ (b) y $\Delta\text{Ca}^{2+}/\Delta\text{Mg}^{2+}$ (c).

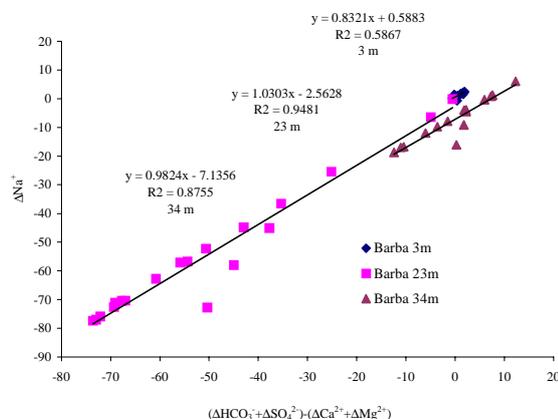


Figura 14. Relación de balance iónico entre $[(\Delta\text{SO}_4^{2-} + \Delta\text{HCO}_3^-) - (\Delta\text{Ca}^{2+} + \Delta\text{Mg}^{2+})]$ y ΔNa^+ correspondiente al pozo Alvaro Barba muestreado a diferentes profundidades.

El conjunto de procesos que ocurre en el pozo Alvaro Barba a los 23 m, el cual se ilustra en forma cualitativa en el ejemplo 1, puede ser esquematizado mediante las siguientes ecuaciones químicas:

1. Reducción anaeróbica de sulfatos de acuerdo a la ecuación (6).
2. Disolución de parte del CO_2 originado y disociación del bicarbonato.
3. Consumo parcial de Ca^{2+} por el CO_2 producido durante la reducción del sulfato, que se compensa del Ca^{2+} adquirido por intercambio iónico inverso.
4. Aporte de Ca^{2+} por dolomitización (8).
5. Intercambio iónico inverso que aporta Ca^{2+} a la solución a expensas de Na^+ que toma de ésta (7).

Con relación al calcio, el resultado neto del conjunto de procesos es de una sustracción elevada de este ion de la matriz rocosa, esto es, una intensa corrosión.

Los cálculos realizados y las relaciones entre Δ iónicos ponen de manifiesto que la composición química que adquiere el agua en la mezcla, es el resultado combinado de múltiples procesos geoquímicos que son capaces de suministrar o ceder al agua iones que son aportados o adsorbidos por los sedimentos del acuífero respectivamente.

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 la interfaz en que el agua subterránea hace contacto con el agua de mar. Estos procesos tienden a producir a su vez, incrementos en los contenidos de calcio a expensas del material carbonatado del acuífero. Estos cambios dependen del porcentaje de agua de mar en la mezcla y 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 por cavernamiento, así como producir un mayor deterioro de la calidad del agua.

Los patrones hidrogeoquímicos que se aprecian corresponden a aguas cuya composición varía entre $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ y Cl-Na , pasando por facies intermedias: $\text{HCO}_3\text{>Cl-Ca}>\text{Na}$, $\text{HCO}_3\text{>Cl-Ca}>\text{Mg}>\text{Na}$, $\text{Cl}>\text{HCO}_3\text{-Na}>\text{Mg}>\text{Ca}$, etc.

La variación espacial del contenido de cloruro de las aguas refleja el efecto de la heterogeneidad y la sobreexplotación local en el acuífero, y la variación temporal del mismo pone de manifiesto patrones de evolución controlados por el régimen de precipitación y de mareas; así como la ocurrencia de un complejo desarrollo cársico, lo cual es consecuencia de los procesos geoquímicos que han tenido lugar durante el Cuaternario, en condiciones de cambio de nivel oceánico y movimientos neotectónicos de descenso y ascenso regionales.

BIBLIOGRAFIA

Alvarez, E. y J.R. Fagundo (1991). SAPHIQ. Un sistema para el procesamiento de datos hidroquímicos. Revista CENIC Ciencias Químicas, 22 (1): 59-69.

Alvarez, E, J.R. Fagundo e I. Vinardell (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.

Aminot, A. (1974). Geochimie des eaux d'aquiferes karstiques. 2- Les analyses chimiques en Hydrologie Karstique. Ann. Speleol., 29 (4): 462-486.

APHA, AWWA, WPCF, (1987). Standard methods for the examination of Water and Wastewater. Ed. American Public Health Association, Washington. Ed. 17, 1.5-3.12.

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

Back, W.,N. Cherry and B.B. Hanshaw (1996). Chemical equilibrium between the water and minerals of a carbonate acuífer. Nat. Speleol. Soc. Bull., 28 (3): 119-126.

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. Antigüedad, Bilbao, 53-59.

Bitton, G. (1994). Role of Microorganisms in Biogeochemical Cycles. In: Wasterwater Microbiology. Ed. Wiley-Liss, 51-73.

Boegly, A. (1971). Corrosion by mixing karst water. Trans. Cave Res. Group G. Brit., 13 (2), 109-114.

Boluda, N., C. Sempere, y F. Ruíz (1997). Hidrologoquímica 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.

Capitán, L.F. et al. (1987). II Curso Técnicas de análisis de Aguas. Programa de formación ocupacional para universitario. Dpto. Química Analítica. Universidad de Granada.

Custodio E. y R. Llamas (1976). 2ª Ed. Hidrología Subterránea, Ed.: Omega, Barcelona, 2350 pp.

Fagundo, J.R. (1996a). 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 (1996b). Procesos geoquímicos y calidad de las aguas. En: Contribuciones a la Hidrogeología y Medio Ambiente en Cuba. Eds. J.R. Fagundo, J.M. García, A. Alvarez-Nodarse, I. Morell, Universidad de Castellón, 177-198.

Fagundo, J.R., P. González, V. Ferrera, G. Benítez y R. Furet (1996). Intensificación de la corrosión química por la actividad humana en los acuíferos kársticos del occidente de Cuba.

En: Contribuciones a la Hidrogeología y Medio Ambiente en Cuba. Eds. J.R. Fagundo, J.M. García, A. Alvarez-Nodarse, I. Morell, Universidad de Castellón, 51-67.

Fagundo, J.R., J.M. Pajón, J.J. Valdés y J.E. Rodríguez (1987). Naturaleza de los procesos de disolución de los minerales calcita, dolomita y yeso en las aguas naturales de la región occidental de Cuba. *Voluntad Hidráulica*, 70: 30-42.

Ferrera, V., J.R. Fagundo, P. González y G. Benítez (1997). Comportamiento del contenido iónico de las aguas subterráneas afectadas por la salinización. Caso de estudio: cuenca de Zapata, provincia de Matanzas. En: *Memorias III Taller de la Cátedra de Medio Ambiente*, CIEN, La Habana, IMP-05, 6 pp.

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.

Giménez, E., M.D. Fidelibus e I. Morell (1995). Metodología de análisis de facies hidroquímicas aplicada al estudio de la intrusión marina en acuíferos detríticos costeros: aplicación a la Plana de Oropesa (Castellón). *Hidrogeología* 11: 55-72.

González, P., V. Ferrera, J.R. G. Benítez, J.R. Fagundo y L. Sánchez (1996). Estudios experimentales de disolución de roca carbonatada en condiciones de mezcla agua dulce-agua de mar. En: *Contribuciones a la Hidrogeología y Medio Ambiente en Cuba*. Eds. J.R. Fagundo, J.M. García, A. Alvarez-Nodarse, I. Morell, Universidad de Castellón, 357-366.

González, P., G. Benítez, M. Suárez y J.R. Fagundo (1998). Corrosión química por mezcla de aguas de diferente naturaleza. En: *Contribución a la Educación y la Protección Ambiental. Hombre y Medio Ambiente*. Editorial Academia, La Habana, 64-68.

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. Antigüedad, 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. Antigüedad, 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.

Hanshaw, B.B. and W. Back (1979). Major geochemical processes in the evolution of carbonate-aquifer systems. *J. Hydrology*, 43, 287-212.

Iturralde –Vinent M.A. (1981). Nuevo modelo interpretativo de la evolución geológica de Cuba. *Revista Ciencias de la Tierra y el Espacio*, (3): 51-58.

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 en el acuífero de la costera Sur de La Habana. En: *Investigaciones Hidrogeológicas en Cuba*. Eds. D.M. Arellano, M.A. Gómez-Martín, I. Antigüedad, Bilbao, 115-123.

Krawczyk, W. (1992). Methods of field analytics of karst water. In: *Hydrochemical methods in dynamic geomorphology*. Scientific Works of Silesian University in Katowice, Katowice (1254), 65-83.

Langmuir D. (1964). Solubility of carbonates in the system Ca-Mg-CO₂-H₂O. These PH. D. Geologie, Harvard Univ., 143 pp.

Lloyd, W.J. and J.A. Heathcote (1985). Natural inorganic hydrochemistry in relation to groundwater, An introduction. Ed. Clarendon Press, Oxford, 296 pp.

Markowicz M. and M. Pulina (1979). Semi-quantitative chemical analyses of the waters in the carboniferous karst areas. Prace Naukowe. Ed. Silesian University, Katowice, No 289, 167 pp.

Meisel J., B. Lakatus and G. Mády (1978). Biopolymer-metal complex systems. VII. Study of ion exchange and redox capacity of peat humic substances. Acta Agronomica Academiae Scientiarum Hungaricae 28: 75-82.

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.

Plummer, L.N. (1977). Defining reactions and mass transfer of the Floridan aquifer. Water Resources Research, 13 (5): 801-812.

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.

Suárez, M. (1998). Estudio de las propiedades químico físicas y terapéuticas de algunas aguas mineromedicinales. Tesis de Diploma Universitario, Facultad de Farmacia, Universidad de La Habana, 72 pp.

Stumm, W.S. and J.J. Morgan (1970). Aquatic Chemistry. An introduction emphasizing chemical equilibrium in natural water. Ed.: Wiley-Interscience, New York, London, Sydney, Toronto, 583 pp.

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

Tellam, J.H. and J.W. Lloyd (1986). Problems in the recognition of seawater intrusion by chemical means: An example of apparent chemical equivalence, Quaterly Journal of Engineering Geology, 19 pp.,389-398.

Vinardell I., G. Tillán, J.R. Fagundo, E. Alvarez, E. Ontivero (1998). HIDROCLASWIN: Separación por patrones hidrogeoquímicos para la clasificación de las aguas naturales. En: Contribución a la Educación y la Protección Ambiental. Hombre y Medio Ambiente. Editorial Academia, La Habana, 160-163.

Wigley, T.N.L. and L.N. Plummer (1976). Mixing of carbonate waters. Geochimica et Cosmochimica Acta, 40, 989-995.