

**LA INFLUENCIA DEL SISTEMA CARBONATADO SOBRE EL QUIMISMO DEL AGUA SUBTERRÁNEA (CUENCA SUPERIOR DEL ARROYO CHASICO)**

**A.G. Bonorino, E. R. Albouy y S. P. Rossi**

Departamento de Geología – UNS – San Juan 670 – (8000) Bahía Blanca

**RESUMEN**

Se evalúan las condiciones hidroquímicas del agua freática de la cuenca superior del arroyo Chasicó. El objetivo del trabajo es interpretar los factores que determinan el tipo químico del agua subterránea de la cuenca, desde el ingreso del agua de lluvia a la zona vadosa hasta llegar a la zona saturada del acuífero. Y, en especial, analizar la interacción entre el agua meteórica y los sedimentos carbonáticos, presentes en forma de tosca, y su posterior evolución.

El agua evoluciona de bicarbonatada calcico-magnésica, en las áreas de recarga, a bicarbonatada-clorurada sódica en las áreas de descarga. Ello implicaría procesos de disolución de calcita e intercambio iónico sobre minerales arcillosos.

Se determina que en el sistema existirían condiciones favorables para la neoformación de tosca.

**Palabras claves:** sistema carbonatado - agua subterránea - loess

**ABSTRACT**

Hydrochemical conditions of phreatic water in the upper basin of Chasico stream are evaluated. The objective of this work is to interpret the factors which cause the chemical type of groundwater within the basin, from the infiltration of rain water into unsaturated zone to its entry into saturated zone. Also to analyse the interaction between meteoric water and the carbonatic sediments known as tosca and its subsequent evolution.

The water change from a bicarbonatic calcium-magnesium type, in the recharge areas, to a bicarbonatic-chloride sodium type in the discharge areas. Its involves processes of dissolution of calcite and ionic exchange on clays minerals.

Favourables conditions for neoformation of tosca are deteminated in the system.

**keywords:** carbonate system - groundwater - loess

**1. INTRODUCCIÓN**

El presente estudio se fundamenta en el análisis del quimismo del agua freática de la cuenca superior del arroyo Chasicó. La misma está ubicada en la vertiente suroccidental de las Sierras de Curamalal del sistema de Ventania y se extiende con dirección general NE-SO, limitando con la cuenca del río Sauce Chico al este, la cuenca del A° Pigué al norte y una zona sin drenaje por el oeste (figura 1).

El objetivo de este trabajo es interpretar los factores que determinan el tipo químico del agua subterránea de la cuenca, desde el ingreso del agua de lluvia a la zona vadosa hasta llegar al acuífero. Y, en especial, analizar la interacción entre el agua meteórica y los sedimentos carbonáticos, presentes en forma de tosca, y su posterior evolución.

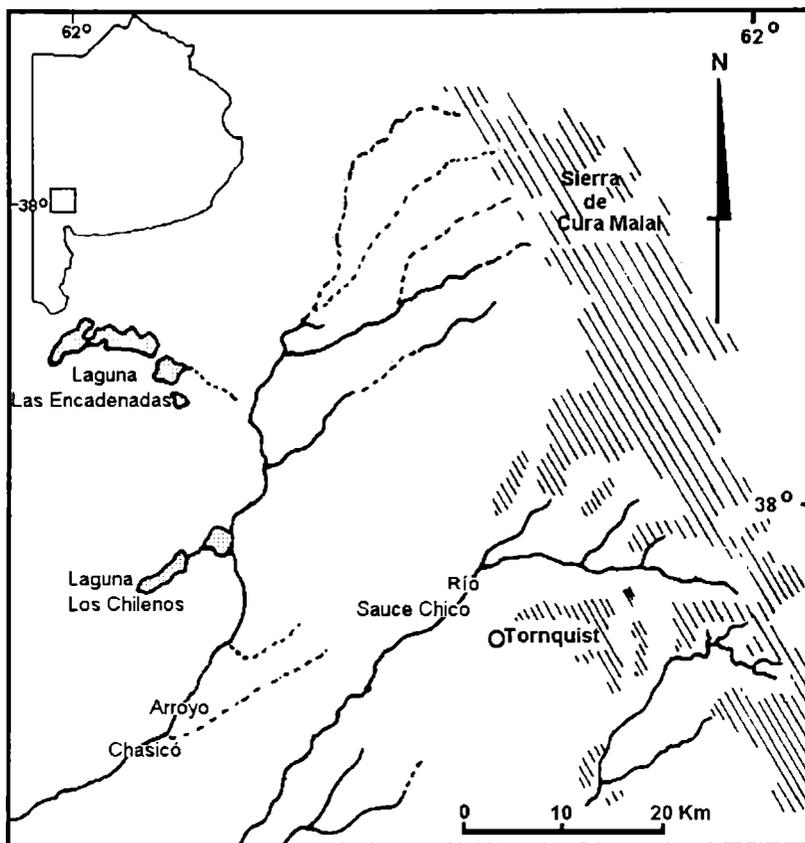


Figura 1 : Area del estudio

## 2. METODOLOGÍA DE TRABAJO

Se efectuaron 94 análisis químicos en muestras de agua subterránea recolectadas en pozos de agua cavados y perforados del área. Los valores de temperatura, pH y conductividad eléctrica se midieron en el campo, mientras que en laboratorio se determinaron las concentraciones de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ , hierro total,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$ , F y As. Para el cálculo de la distribución de las especies iónicas y los estados de saturación de las aguas se utilizó el programa de computación WATEQF (Plummer et. al., 1976). El grado de saturación del agua con respecto a una especie mineral se determinó a partir del índice de saturación (IS) que se expresa:

$$\text{IS} = \log \text{IAP}/\text{Ksp}$$

IAP = producto de actividad iónica, Ksp = producto de solubilidad del mineral a 25 °C y 1 atmósfera. Un valor negativo de IS indica que la solución se halla subsaturada en la fase mineral considerada y un valor positivo indica sobresaturación.

Para estudiar la dinámica de las reacciones existentes entre el agua y el material acuífero, se utilizaron relaciones iónicas y gráficos de equilibrio de actividad iónica.

Por último, a fin de cuantificar la cantidad de mineral precipitado bajo las condiciones químicas del sistema, se utilizó el programa PHREEQE (Parkhurst *et al.*, 1980).

### 3. GEOLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA

El acuífero de la región está constituido esencialmente por limos y limos arenosos con intercalaciones de niveles de tosca que corresponden a los "sedimentos pampeanos" (Fidalgo *et al.*, 1975) comunmente conocidos como loess. Estos materiales, principalmente de origen piroclástico contienen minerales tales como vidrio volcánico, feldespatos, illitas, esmectitas y concreciones de calcio (Teruggi e Imbellone, 1983) y están cubiertos por sedimentos postpampeanos de origen fluvial y eólico que son los generadores de los suelos de la región. Según el INTA (1989) la edafización del loess produjo suelos molisoles que se asocian en los sectores periserranos y de llanura subventánica con niveles de tosca subaflorente.

Los mantos de tosca están constituidos por carbonato con textura coliforme y carbonato con textura masiva (Hayase y Dristas, 1970); el primer tipo de textura generalmente se ubica en la parte superior de los mantos, está formada por oolitas con y sin núcleo clástico. Esta textura indica que el carbonato precipitó a partir de geles que incluyen minerales arcillosos del tipo de la montmorillonita, adquiriendo, más tarde forma cristalina. Se reconocen, además, agregados de filamentos que parecen responder a la carbonatización de algún tipo de materia orgánica tal como algas del suelo, que fijan  $\text{CaCO}_3$ . El segundo tipo de textura se debe a la cristalización directa de calcita, a partir del agua subterránea, principalmente, en el relleno de los espacios de oolitas y en forma de venillas. Es de destacar que, según los estudios químicos realizados por Hayase y Dristas (1970) el carbonato de la tosca es pobre en magnesio, es decir, que su composición es, casi exclusivamente,  $\text{CaCO}_3$ .

Es frecuente también observar en perfiles del área, estructuras típicas de "enrejado" producto de la disolución e hidrólisis, transporte y posterior precipitación de carbonatos de calcio, reconocidas como tosca de neoformación.

La superficie freática del área de estudio (figura 2) permite definir un modelo hidrodinámico del acuífero con las siguientes características:

- una zona de recarga que se ubica en el pie de monte de las sierras de Curamalal, cuyas formaciones rocosas constituyen el basamento hidrogeológico de la cuenca,
- en dicha zona, pequeños cursos de agua de carácter influente, forman la componente principal de alimentación del sistema,
- la descarga principal se produce a lo largo del valle del Arroyo Cochenleufú Grande, a partir de su tramo medio, y en la laguna Los Chilenos,
- en los valles de los cursos marcadamente efluentes, la composición isotópica del agua subterránea indica una recarga de carácter local que da como resultado una superposición de un flujo subterráneo local sobre otro intermedio de mayor recorrido (Bonorino, *et al.*, 1996; Carrica y Bonorino, 2000). Rossi (1996) identifica un fenómeno similar en algunas áreas de interfluvio de la cuenca.

### *La influencia del sistema carbonatado sobre el quimismo ...*

El acuífero presenta una geometría radial caracterizada por un flujo, que en general es de corto recorrido. La superficie freática se encuentra entre los 2 y 30 metros de profundidad.

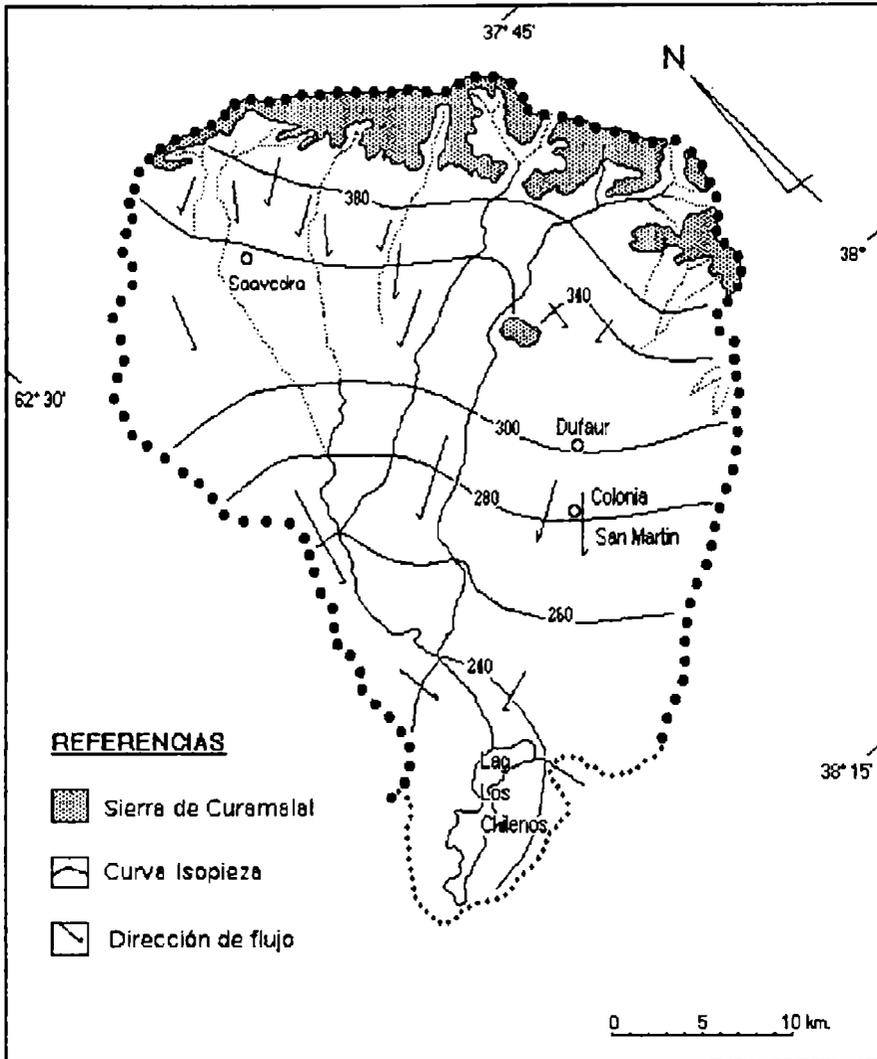


Figura 2 : Mapa isofreático

#### 4. COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

La composición química del agua subterránea de la cuenca, refleja los efectos de una serie de procesos físicos, químicos y biológicos que ocurren a partir de la incorporación del agua meteórica al suelo hasta su descarga a los cursos de agua superficial y la laguna Los Chilenos.

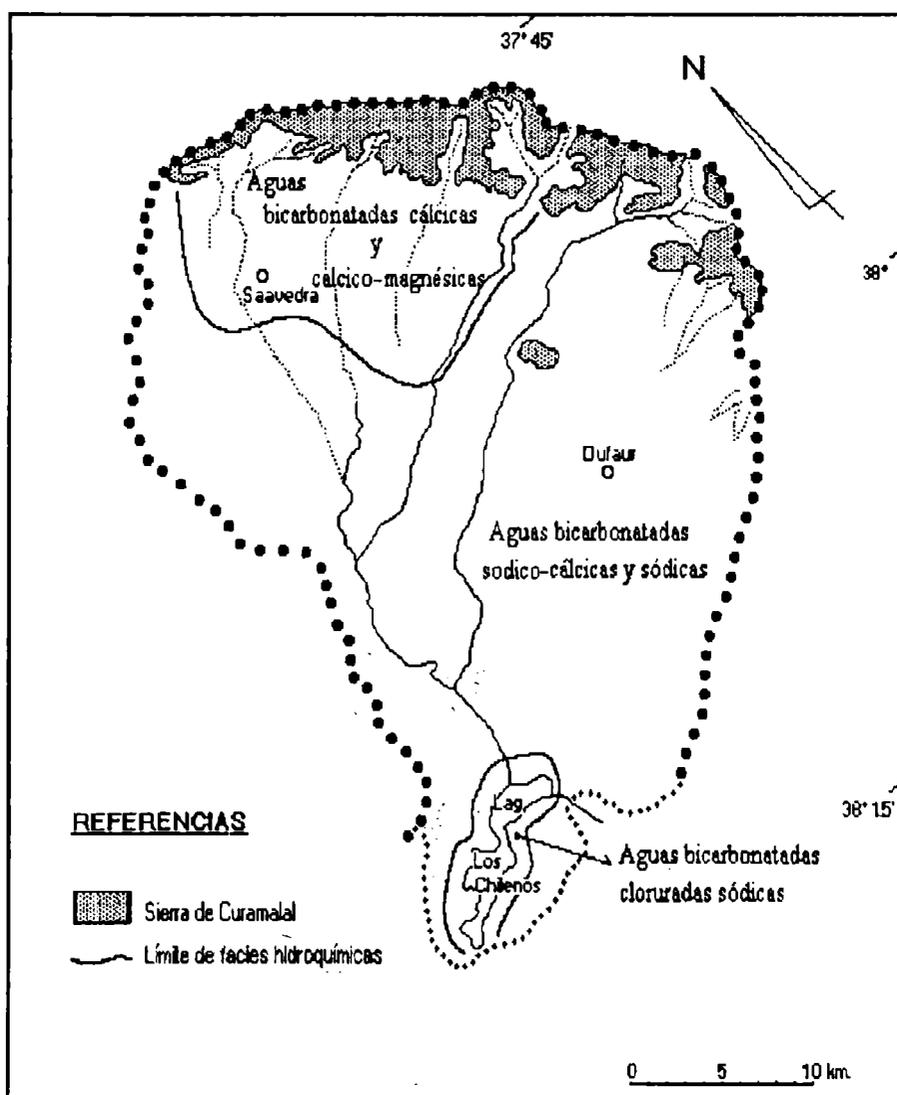
El agua recién infiltrada en el pie de los afloramientos rocosos y márgenes de los cursos de agua es del tipo químico bicarbonatado cálcico-magnésico, siguiendo el

mismo patrón químico que el agua de lluvia (Tabla 1), la cual constituye el agua de recarga del acuífero .

**Tabla 1: Composición química del agua de lluvia (Rossi, 1996)**

Ion	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>
concentración meq/l	0.280	0.045	0.094	0.071	0.041	0.147	0.131

Posteriormente, el agua subterránea evoluciona, a lo largo de la circulación por el acuífero, al tipo bicarbonatado sódico (zona de circulación) y bicarbonatado clorurado sódico, en el área principal de descarga, la laguna Los Chilenos (figura 3).



**Figura 3 : Distribución de facies hidroquímicas**

## La influencia del sistema carbonatado sobre el quimismo ...

En la figura 4 se representa la composición química del agua de lluvia y las distintas facies del agua del acuífero freático.

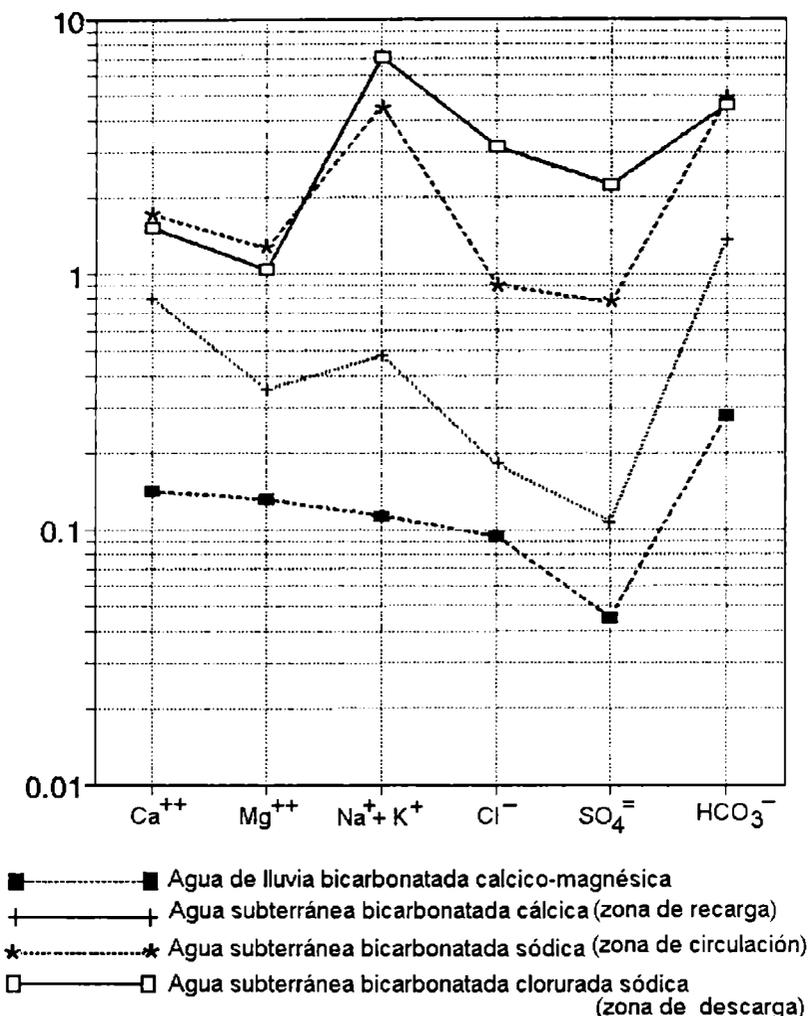


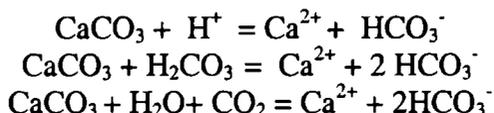
Figura 4 : Diagrama de Schoeller

## 5. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Los procesos naturales fundamentales que controlan la solubilidad y saturación de carbonatos en el agua subterránea (Langmuir, 1997) son: la disolución de CO<sub>2</sub> y la evaporación a nivel del suelo, el efecto del ión común, referido a la incorporación al agua de calcio, bicarbonatos o carbonatos por disolución que pueden sobresaturar al agua respecto a la calcita, la temperatura, que afecta al producto de solubilidad de la calcita, y la mezcla de aguas con distinta concentración de minerales carbonáticos.

Los mecanismos de reacción que provocan la disolución de la calcita son:

*A.G. Bonorino, E. R. Albouy y S. P. Rossi*



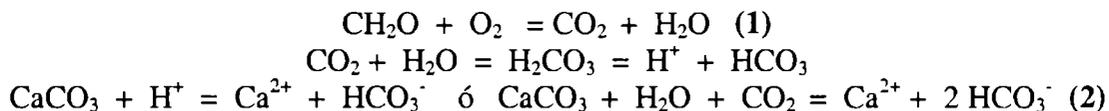
Y son gobernados por los siguientes factores: Introducción de presión parcial de CO<sub>2</sub> al sistema, disminución del pH (acidificación), decrecimiento de la temperatura (en ausencia de CO<sub>2</sub>), incremento de la presión hidrostática (si CO<sub>2</sub> es constante), mezcla de aguas de diferente concentración en carbonatos, disminución en la salinidad.

Mientras que para la precipitación de carbonatos (Hounslow, 1995) se requiere: pérdida de CO<sub>2</sub>, concentración por evaporación, efecto del ión común.

Cabe agregar que, las concentraciones de las especies carbonatadas en el agua dependen, entre otras variables, de la presión de CO<sub>2</sub> y ésta de que el acuífero funcione en condiciones de sistema abierto o cerrado, es decir, donde existe un aporte continuo o nulo de CO<sub>2</sub> respectivamente.

De la disolución de carbonato de calcio resulta, fundamentalmente, la formación de aguas bicarbonatadas cálcicas, siendo la calcita, presente, en el área de estudio, en forma de tosca, su principal fuente de origen.

En los primeros estadios, el agua de lluvia (bicarbonatada cálcico-magnésica y con un pH que varía entre 5.5 y 6) se infiltra en la zona edáfica y como producto de la alteración de la materia orgánica se incrementan los niveles de CO<sub>2</sub> en el sistema (reacción 1); teniendo en cuenta la disponibilidad de carbonatos del loess, se produce una disolución que aporta calcio y bicarbonato al medio como lo expresa la reacción 2.



Por otro lado el CO<sub>2</sub> también participa en la hidrólisis de los silicatos, generando mayores concentraciones de bicarbonatos que en el caso de encontrar iones calcio puede dar lugar a la precipitación de CaCO<sub>3</sub>. Esta condición de saturación con respecto a la calcita puede alcanzarse con relativa rapidez en la zona de recarga de la cuenca del arroyo Chasicó, ya que en este sector el sistema se considera abierto.

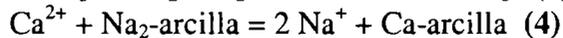
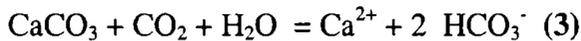
La meteorización del vidrio volcánico, feldespatos y plagioclasas del loess pampeano es verificable en toda la zona no saturada del acuífero; tales procesos, en especial la hidrólisis del vidrio, aportan al agua en circulación sílice que da como producto de alteración la formación de arcillas del tipo montmorilloníticas (Rossi, 1996). Esta meteorización de silicatos tiene notable influencia en el quimismo de las aguas en las primeras etapas de la circulación por el terreno; los datos analíticos de las aguas en el área de recarga observan concentraciones máximas de sílice de hasta 50 mg/l que se incrementa lentamente hasta valores de 75 mg/l en la zona de circulación debido a la continua hidrólisis de aluminosilicatos en la zona saturada. La sílice disuelta en el agua puede reaccionar con distintas sustancias y generar un proceso de neoformación de arcillas tales como caolinita, montmorillonita o especies pobremente cristalizadas del mismo grupo (Rossi y Bonorino, 1996).

### *La influencia del sistema carbonatado sobre el quimismo ...*

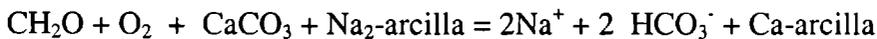
Cuando el agua infiltrada alcanza el nivel freático el CO<sub>2</sub> es, en parte, consumido por la hidrólisis de silicatos, proceso que enriquece a la solución en alcalinos, bicarbonatos y sílice. Con la circulación subterránea se reduce la capacidad de disolución de carbonatos del agua y aumenta el pH de la solución hasta valores de 7.9 dando como resultado un tipo de agua bicarbonatado sódico. A lo largo del flujo, la incorporación de cloruros es permanente e incrementa el total de sólidos disueltos. A la altura de la laguna Los Chilenos el agua pasa de bicarbonatada a un tipo bicarbonatado-clorurado sódico (figura 3).

El proceso de intercambio catiónico se refleja en las variaciones del índice catiónico  $r(\text{Na}^+ + \text{K}^+ / \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ . La variación espacial de este índice (figura 5) revela que en la zona de recarga los valores son inferiores a la unidad, mientras que en el resto de la cuenca el índice es mayor a 1; este comportamiento responde a la presencia de esmectitas con alta capacidad de intercambio en el material acuífero (Rossi, 1996). El agua al estar en contacto con esta arcilla produce un intercambio catiónico de calcio, cuya concentración disminuye hasta 15 mg/l, asociado a un aumento en el contenido de sodio que alcanza valores de 250 mg/l. De esta manera, cada mol de Ca<sup>2+</sup> adsorbido se reemplaza por 2 moles de Na<sup>+</sup> causando un ligero aumento en los sólidos disueltos y posibles cambios en la permeabilidad.

Las arcillas se expanden o contraen en respuesta a los cambios de la composición del catión adsorbido entre sus láminas. El radio hidratado de sodio y calcio son tales que 2 Na<sup>+</sup> requieren más espacio que un Ca<sup>2+</sup> por lo cual el reemplazo de Ca<sup>2+</sup> por Na<sup>+</sup> sobre los sitios intercambiados podría causar una disminución en la dimensión de los cristales que da como resultado un aumento de la permeabilidad. Las reacciones involucradas son:



En la reacción (3) se observa que el equilibrio de disolución de carbonato se desplaza hacia la derecha con la adsorción de calcio y magnesio sobre los sitios intercambiadores y podría ser simplificada como sigue:



Para analizar con mayor detalle el sistema se considera el índice de saturación de las aguas subterráneas con respecto a la calcita. Los índices de desequilibrio de calcita versus concentración de calcio fueron representados en la figura 6. Se distinguen muestras de agua subsaturadas en calcita con capacidad de disolución y muestras en equilibrio que alcanzan, en algunos casos, la sobresaturación.

La figura 7 muestra el mapa de la distribución areal del IS de la calcita para el agua freática de la cuenca; los valores del IS varían entre -1.7 y 0.79. El agua de reciente infiltración ubicada al pié de sierra está caracterizada con valores de IS < -0.42. La misma, subsaturada en calcita, tiene una alta capacidad de disolución del mineral y se asocia a pH inferiores a 7 y pCO<sub>2</sub> entre 10<sup>-2</sup> y 10<sup>-1.3</sup> atmósferas.

Aguas en equilibrio-sobresaturadas en calcita con IS que varía entre 0.03 y 0.8 se ubican en algunos sectores de interfluvio del piedemonte donde, sin embargo, aparecen valores aislados con IS negativo, que podrían explicarse por la presencia de condiciones particulares de flujo subterráneo e.g. mezcla de dos aguas que pueden llevar a una situación de subsaturación de carbonato. En el resto de la cuenca los valores de IS oscilan entre más o menos un 5% del producto de solubilidad de la calcita, lo cual indica que las aguas están en equilibrio con respecto al mineral. El cambio catiónico de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  por  $\text{Na}^+$  que explica la disminución de alcalinotérreos y el aumento de sodio en las aguas de circulación controlaría, además, al IS de esta agua con respecto a la calcita.

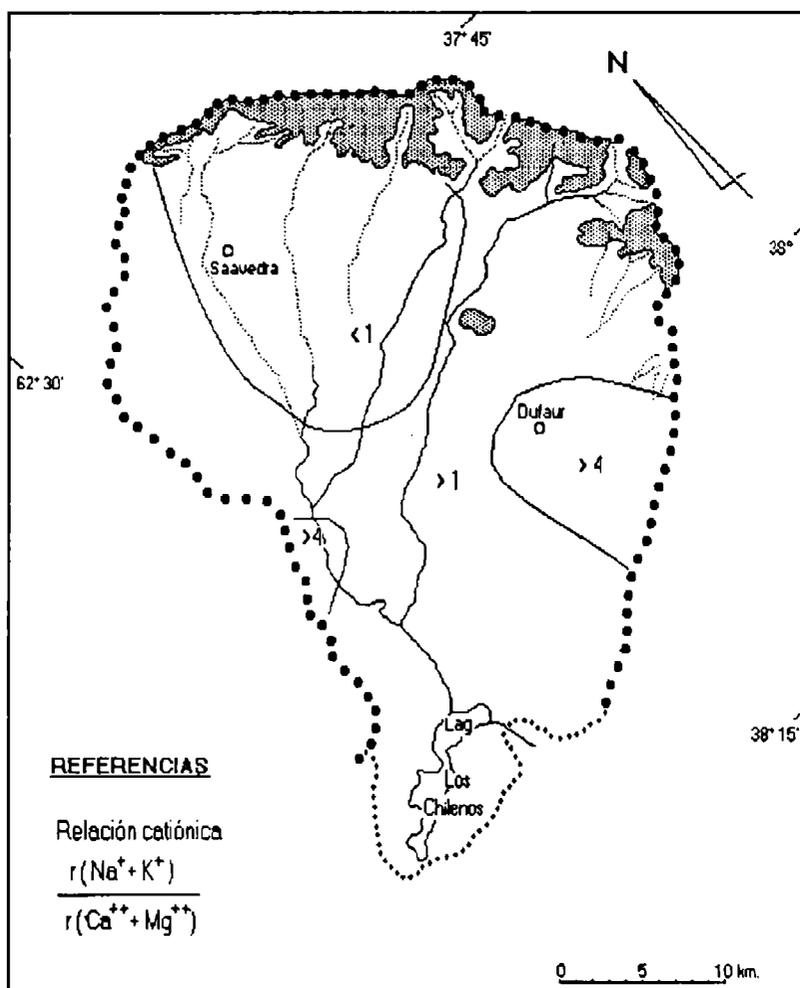


Figura 5 : Relación de intercambio catiónico en el agua subterránea

El programa PHREEQE se utilizó para calcular la cantidad de calcita que podría estar precipitando en las aguas que se encuentran en condiciones de sobresaturación. De los valores obtenidos se hallaron tenores máximos de 0.000115 y 0.00019 milimoles/kg. Esto indicaría condiciones favorables para la neoformación de niveles de tosca en ciertos sectores, ubicados sobre la franja de oscilación del nivel freático.

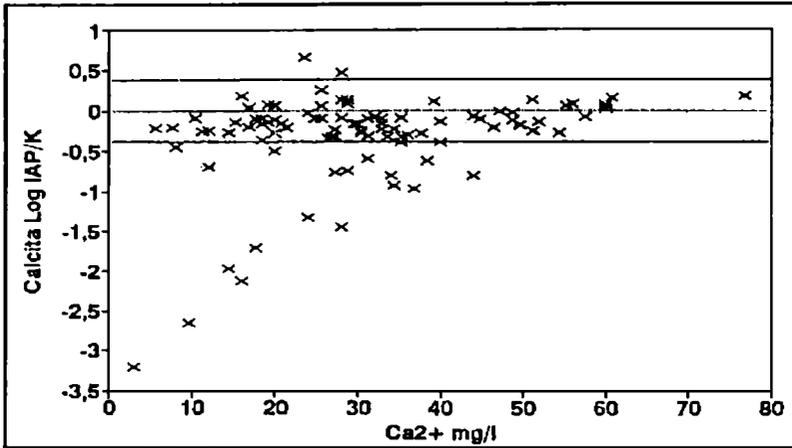


Figura 6 : Indices de desequilibrio para la calcita

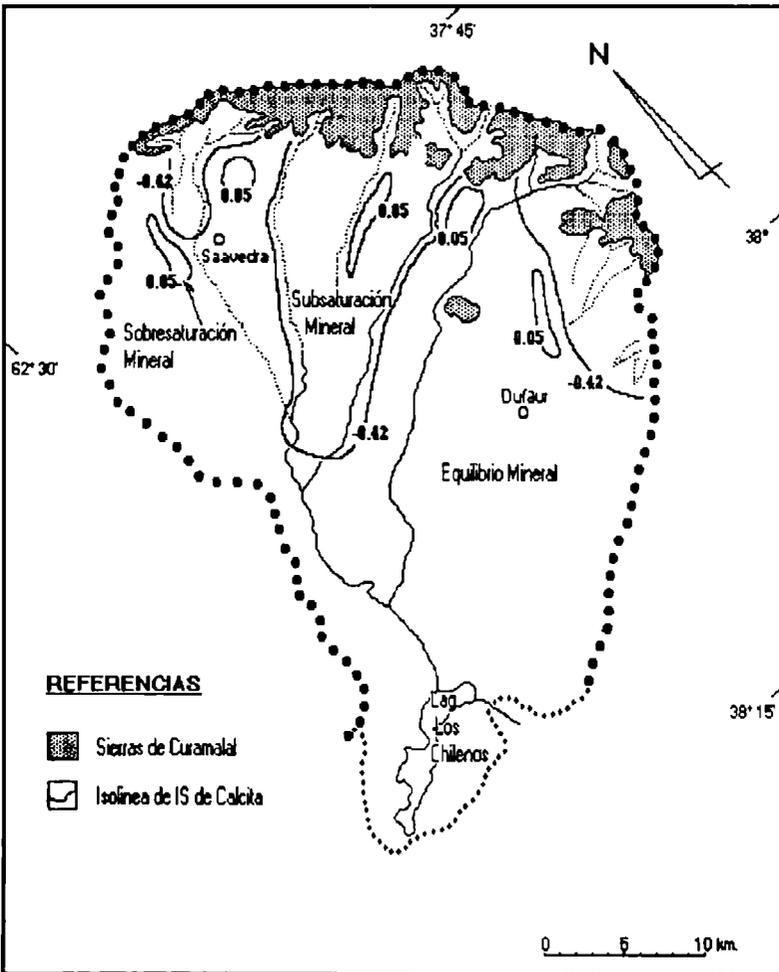


Figura 7 : Mapa de saturación de la calcita en el agua subterránea

## **6. CONCLUSIONES**

Existen en el área del estudio, evidencias químicas adecuadas para la formación de tosca sobre la franja de oscilación del nivel freático.

En los valles de los cursos de la cuenca se establece una situación de confluencia de filetes de flujo de diferente recorrido y composición química que determinan fenómenos de mezclas de aguas que generarían también condiciones favorables para la precipitación de tosca.

Las variaciones iónicas del agua, registradas a lo largo de la circulación lateral en la zona saturada, son consecuencia, principalmente de procesos de intercambio catiónico.

## **REFERENCIAS**

- Bonorino, A. G., Panarello, H., Carrica, J. y R. Albouy, 1996. Isótopos estables y dinámica del acuífero freático de la vertiente occidental de las Sierras Australes. XIII Congreso Geológico Argentino. Actas (IV):409-416.
- Carrica, J. y A. G., Bonorino, 2000. Estimación de la recarga mediante el análisis de las curvas de recesión de hidrogramas fluviales. I Congreso Mundial Integrado de Aguas Subterráneas. Proceedings (CD-ROM). Fortaleza, Brasil.
- Fidalgo, F., F. De Francesco y R. Pascual, 1975. Geología superficial de la llanura bonaerense. En Geología de la provincia de Buenos Aires. VI Congreso Geológico Argentino : Relatorio: 103-138. Buenos Aires.
- Hayase, H. y J. Dristas, 1970. Génesis de las toscas del suroeste de la provincia de Buenos Aires. Reunión sobre la Geología de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Actas: 121-131. CIC prov. Buenos Aires.
- Hounslow, A. , 1995. Water Quality Data: Analysis and interpretation. Lewis Publishers. 397 pp
- INTA, 1989. Mapa de suelos de la provincia de Buenos Aires. 527 pp. Buenos Aires.
- Langmuir, D., 1997. Aqueous environmental geochemistry. Prentice Hall. New Jersey 600 pp
- Plummer, N., Blair, F. and A. Truesdell, 1976. WATEQF. A fortran IV version of Wateq. A Computer Program for Calculating Chemical Equilibrium of Natural Waters. U.S.G.S. Water Resources Investigations, 76-13.
- Parkhurst, D. L., D.C. Thordtenson and L. N. Plummer, 1980. PHREEQE. A Computer Program for Calculating Mass Transfer for Geochemical Reactions in Groundwater. U.S.G.S. Water Resources Investigations, 80-96, 1-210.
- Rossi, S. P., 1996. Evolución hidrogeoquímica del agua subterránea en la cuenca superior del arroyo Chasicó, provincia de Buenos Aires. Tesis doctoral (inérita). Biblioteca Central UNS. 125 pp
- Rossi, S. P. y G. Bonorino, 1996. Hidroquímica del agua subterránea (sistema silicatado) de un acuífero loésico. Cuenca del arroyo Chasicó, provincia de Buenos Aires. XIII Congreso Geológico Argentino, Actas (IV): 365-380. Buenos Aires.
- Teruggi, M. y P. Imbellone, 1983. Perfiles de estabilidad en suelos desarrollados sobre loess de la región pampeana septentrional argentina. Ciencia del Suelo I(1):66-74.