

**EVOLUCION HIDROQUIMICA DE UN ACUIFERO LOESSICO. CASO:
GENERAL PICO-DORILA, PROVINCIA DE LA PAMPA, ARGENTINA.**

Eduardo E. Mariño¹ y A. Guillermo Bonorino²

¹ Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam. Av Uruguay 151- (6300) Santa Rosa, La Pampa, Argentina. E-mail: emarinio@exactas.unlpam.edu.ar

² Dpto de Geología, UNS-CONICET. Av. San Juan 670- 3º piso- (8000) Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina. E-mail: bonorino@uns.edu.ar

RESUMEN

Este trabajo tiende a lograr una profundización del conocimiento de un acuífero alojado en sedimentos loésicos, a través de la obtención de un modelo conceptual que explique la evolución hidroquímica del sistema. El área de estudio se sitúa en el noreste de la provincia de La Pampa y abarca una superficie de 412 km².

Se analizaron muestras de agua de lluvia y subterránea, a las cuales se le realizaron las siguientes determinaciones: conductividad eléctrica, temperatura, pH, residuo seco, dureza, iones mayoritarios y menores, así como sílice, hierro y aluminio. También se obtuvieron muestras del material constitutivo del acuífero, de las que se obtuvo su composición mineralógica.

El análisis de los datos obtenidos permitió diferenciar cuatro facies hidroquímicas y seleccionar los procesos responsables de la configuración de dos de ellas. Así, las aguas bicarbonatadas mixtas resultarían de la concentración por evapotranspiración del agua de lluvia sumada a varias transformaciones en la zona no saturada, como la incorporación de CO₂, la disolución de sales evaporíticas y la hidrólisis de distintas fases silicatadas. En tanto que la facies bicarbonatada sódica mostraría además la incidencia de un proceso de intercambio catiónico.

Finalmente, se propone que las dos facies restantes denotarían la influencia de agua proveniente de niveles más profundos, la que se mezclaría con el subsistema local antes descrito. Dado que la puesta a prueba de esta hipótesis se ve limitada por las especies analizadas, se discute sobre la necesidad de una aproximación basada en la aplicación de técnicas isotópicas.

Palabras clave: evolución hidroquímica- modelo conceptual- acuíferos loésicos

ABSTRACT

The present paper is focused to improve the knowledge of a loessic aquifer, developing a conceptual model that explains the hydrochemical evolution of the groundwater system. Study area lies at NE of La Pampa province and has a surface of 412 km².

Rainwater and groundwater samples were analyzed to measure electrical conductivity, temperature, pH, salinity, hardness, major and minor ions as well as silica, iron and aluminum. The mineralogy of loessic sediment samples was described.

The analysis of available data allows to distinguish four hydrochemical facies and to choose the processes that arise the composition of two of them. Thus, mixed cation-HCO₃ water result from the concentration of rainwater by evaporation plus some reactions which occurs in the unsaturated zone (dissolution of CO₂ and evaporitic salts and silicate weathering). On the other hand, Na-HCO₃ water reflects the addition of cation exchange.

The origin of the other two facies is attributed to a mix of water from the local flow system with water from deeper levels. We highlight the need of perform isotopic investigations to verify this hypothesis.

Keywords: hydrochemical evolution - conceptual model - loessic aquifer

INTRODUCCION

El área de estudio (Fig. 1) está situada en el noreste de la provincia de La Pampa y abarca una superficie de 412 km², dentro de la cual se asientan las localidades de General Pico y Dorila.

Climáticamente pertenece a la “región hídrica subhúmeda seca” (Cano *et al.*, 1980) con promedios anuales de precipitación y temperatura de 716,1 mm (1921-2000) y de 16,2 °C (1960-2000) respectivamente.

Desde el punto de vista geológico, de Elorriaga (1996) y de Elorriaga y Tullio (1998) sitúan al área de estudio en un alto estructural entre las cuencas de Laboulaye, al norte, y de Macachín, al sur. La secuencia sedimentaria atravesada en una perforación de 265 metros de profundidad se inicia con areniscas cuarzosas triásicas, a las que suprayacen niveles arenosos y arcillosos del Mioceno inferior que se intercalan dentro de un espesor de 100 metros. A continuación se desarrollan 137 metros de sedimentos loésicos rematados por un encostramiento calcáreo (“tosca”) asignables a la Formación Cerro Azul (Linares *et al.*, 1980) del Mioceno superior. Finalmente se encuentra una capa arenosa de espesor variable sobre la cual el modelado eólico imprimió un relieve propio de una planicie arenosa, con alternancia de médanos aislados y depresiones suaves donde se destaca, en su porción central, una geoforma medanosa elongada en sentido NNO-SSE.

El acuífero freático que es objeto de este estudio se desarrolla en la capa arenosa eólica y continúa en los sedimentos de la Formación Cerro Azul. Ambas secciones están muy relacionadas debido a que entre ellas no hay niveles menos permeables que interrumpen la conexión hidráulica o dificultan el flujo vertical. El tercio superior del nivel arenoso constituye la zona no saturada y, por sus propiedades hidráulicas, incide favorablemente en la recarga del acuífero (Malán, 1983). La

profundidad del nivel freático va desde decímetros hasta menos de 4 metros. La morfología de la superficie freática evidencia la existencia de una divisoria de drenaje subterráneo en la porción central del ambiente medanoso, de una zona de conducción más desarrollada hacia el este y de una zona de descarga, situada al suroeste del área de estudio (Fig. 1). Sobre la base de trabajos exploratorios (Malán, 1983) se delimitó un sector del acuífero donde se dan aguas aptas para el consumo humano, sobre el que se distribuyen más de 50 perforaciones que abastecen a General Pico, la segunda ciudad de la provincia por su número de habitantes. Dicho sector se sitúa entre la localidad antes mencionada y Dorila.

Aunque las investigaciones previas en el área seleccionada son numerosas y proporcionan una buena caracterización hidrogeológica, se consideró relevante realizar un estudio tendiente a lograr una profundización del conocimiento hidrogeoquímico del sistema acuífero, consistente en la obtención de un modelo conceptual que explique la evolución hidroquímica del sistema.

MATERIALES Y METODOS

El agua subterránea se obtuvo de 27 perforaciones existentes en el área (Fig. 1) destinadas al abastecimiento rural, equipadas con dispositivos de extracción manuales, eólicos y eléctricos que se hicieron funcionar durante algunos minutos antes de tomar la muestra. Ésta se envasó en recipientes plásticos de 1 litro que se enjuagaron con el agua a colectar y se llenaron sin dejar cámara de aire.

La conductividad eléctrica, la temperatura y el pH se registraron en campo a través de medidores potenciométricos portátiles. En laboratorio se determinaron: residuo seco, dureza, iones mayoritarios, compuestos del nitrógeno, fluoruros, arsénico, sílice, hierro y aluminio, empleando métodos analíticos

Evolución hidroquímica de un acuífero loésico. Caso: General Pico-Dorila, ...

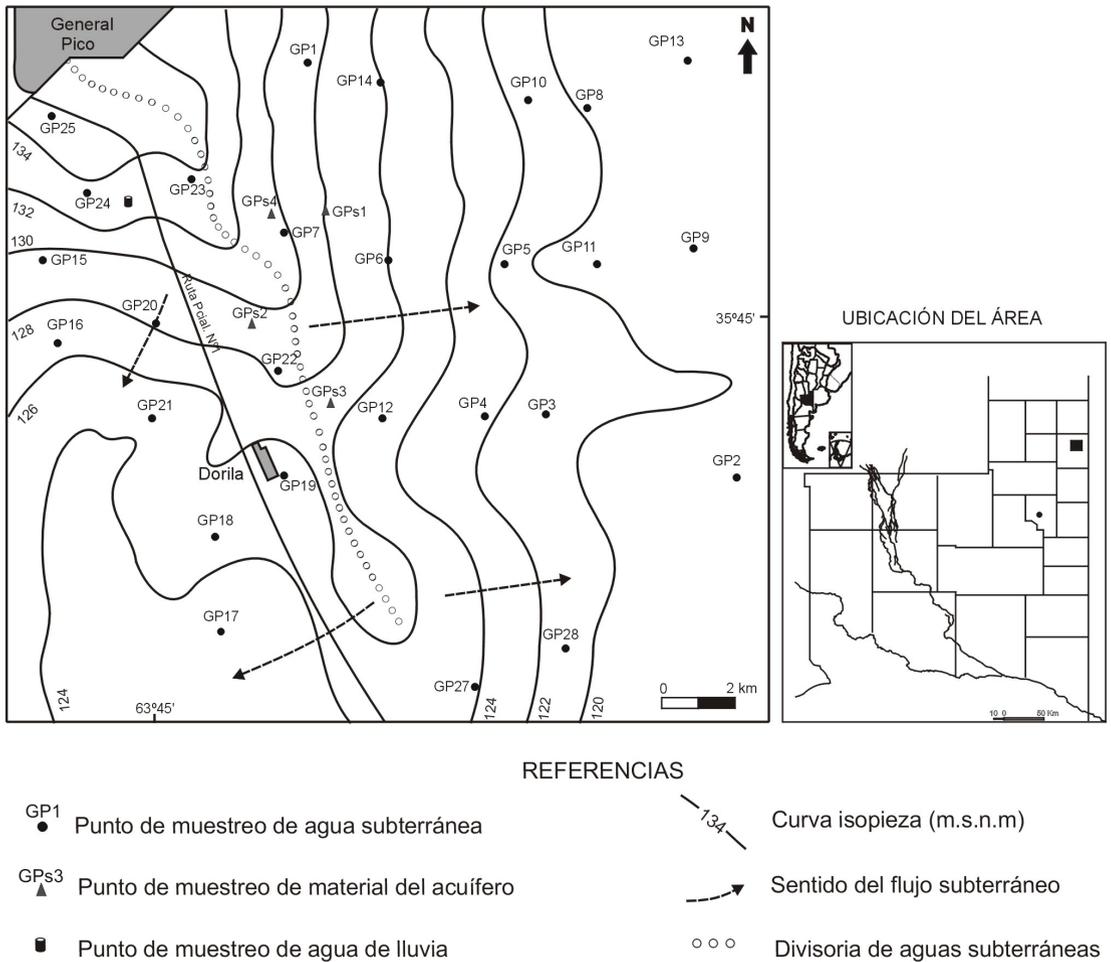


Figura 1. Localización de los puntos de obtención de los diferentes tipos de muestras, mostrando la morfología de la superficie freática.

convencionales (A.P.H.A. *et al.*, 1992, Hach Co., 1999) en un espectrofotómetro Hach DR/4000.

Los valores de la presión parcial de CO₂ se obtuvieron mediante el programa WATEQF (Plummer *et al.*, 1976). Los errores analíticos se calcularon mediante la ecuación que plantea la condición de electroneutralidad de la solución (Appelo y Postma, 1993), con la inclusión del ión nitrato.

También se obtuvieron 9 muestras de agua de lluvia a través de un recolector del tipo de los denominados muestreadores totales o “bulk sampler” (Galloway y Likens, 1978) es decir que permanecen abiertos permanentemente.

Las muestras del material constitutivo del acuífero provienen de cuatro perforaciones ejecutadas por la Dirección de Aguas de La Pampa (Fig. 1). De cada una de ellas se seleccionaron cuatro niveles para su descripción mineralógica mediante la observación por técnicas de inmersión bajo microscopio petrográfico. Para una descripción de mayor detalle, se confeccionaron cortes delgados de los niveles de uno de los pozos (GPs3) que permitieron establecer las proporciones relativas de los distintos minerales. Además, sobre la fracción menor a 2 μm se identificaron los minerales de arcilla mediante difracción de rayos X sobre

preparados naturales y tratados con etilén glicol.

2 y 18,5 %) de carbonato de calcio, que actúa como material cementante.

MINERALOGIA DEL MATERIAL ACUIFERO

La descripción mineralógica general del material del acuífero revela un claro predominio de los feldspatos alcalinos (36 a 44,5 %) y del cuarzo (22 a 26,5 %) seguidos por vitroclastos (8 a 17,5 %), litoclastos (3 a 15,5 %) y proporciones menores de plagioclasas, mafitos y minerales opacos. Entre los minerales arcillosos predomina la illita y en algunos niveles aparece caolinita y minerales del grupo de las zeolitas.

Las muestras de sedimentos loésicos y las provenientes de la capa arenosa eólica se diferencian por la mayor proporción de vidrio volcánico y en el menor contenido de fragmentos líticos de las primeras, las que además presentan mayores porcentajes (entre

CARACTERISTICAS HIDROQUIMICAS

El diagrama de la Figura 2 muestra que las aguas subterráneas colectadas se distribuyen entre mixtas y sódicas, en el campo catiónico, y entre bicarbonatadas y mixtas, en el aniónico. Sobre la base de los cuatro agrupamientos que aparecen en el gráfico, se diferencian aguas de tipo bicarbonatadas mixtas, bicarbonatadas sódicas o sódico-magnésicas y sódicas sin anión dominante. En el caso de los aniones se da una evolución desde una composición netamente bicarbonatada hacia otra donde las proporciones de todos ellos tienden a equipararse como resultado de marcados incrementos absolutos de los tenores cloruros y sulfatos y una disminución de los bicarbonatos. La tendencia evolutiva de los

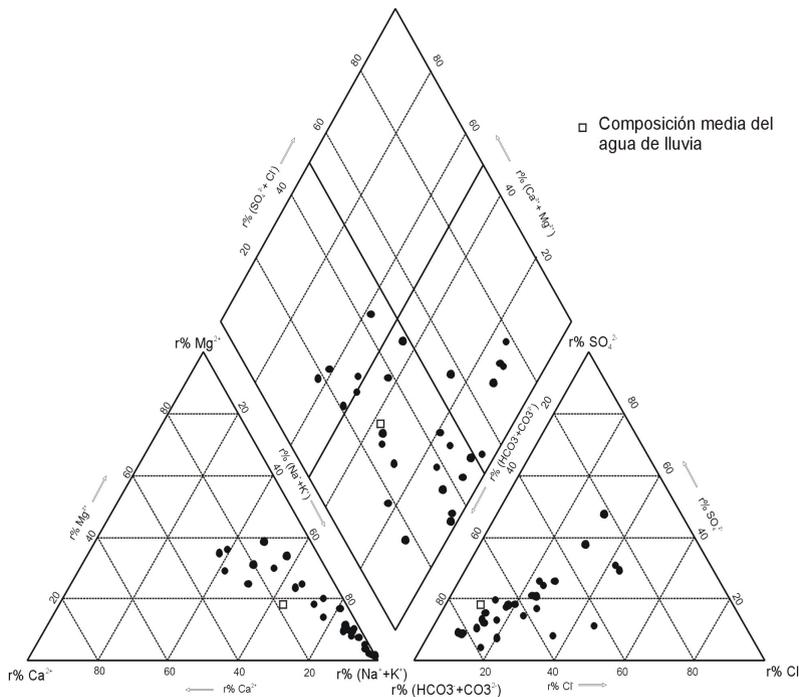


Figura 2. Diagrama de Piper de las muestras de agua subterránea.

caciones está marcada por el progresivo incremento relativo del sodio.

Del análisis de la situación termodinámica del agua subterránea con respecto a distintas fases minerales, que se estudió mediante el programa WATEQF (Plummer *et al.*, 1976), resulta que las muestras se encuentran en equilibrio o subsaturadas con respecto a calcita y en equilibrio con sílice amorfa. En relación con las plagioclasas se verifica una condición diferente para los términos extremos de la serie, ya que mientras el agua se encuentra en equilibrio o sobresaturada en albita, está subsaturada en anortita. La totalidad de las muestras se encuentran sobresaturadas para illita, caolinita y montmorillonita cálcica, por lo tanto la formación de cualquiera de estos minerales arcillosos como producto de la hidrólisis de silicatos es termodinámicamente factible.

EVOLUCION HIDROQUIMICA

A partir de los cuatro grupos discriminados en el diagrama de Piper de la Figura 2 pueden diferenciarse las siguientes facies hidroquímicas (Tabla 1):

Los valores se expresan en mg/l, excepto para C.E. (conductividad eléctrica en $\mu\text{S/cm}$), pH (adimensional), temperatura (en $^{\circ}\text{C}$) y P_{CO_2} (como log y en atm).

Facies Ia (aguas bicarbonatadas mixtas o sódico-magnésicas) y **Ib** (aguas bicarbonatadas sódicas): se las considera como subtipos de una misma facies ya que tienen valores de residuo seco inferiores a 1.200 mg/l y muestran una gran similitud en su composición aniónica mientras que difieren en los cationes debido a un aumento de la concentración de sodio acompañado por la disminución de calcio y magnesio. Su distribución (Fig. 3) se corres-

Tabla 1. Valores medios de las distintas variables físico-químicas de cada una de las facies hidroquímicas. Los valores se expresan en mg/l, excepto para C.E. (conductividad eléctrica en $\mu\text{S/cm}$), pH (adimensional), temperatura (en $^{\circ}\text{C}$) y P_{CO_2} (como log y en atm).

Variable	Facies Ia		Facies Ib		Facies II		Facies III	
	Promedio	Desvío Est.	Promedio	Desvío Est.	Promedio	Desvío Est.	Promedio	Desvío Est.
Residuo Seco	722,6	270,5	860,2	218,2	1794,6	528,5	3608,4	1817,4
C. E.	935	365	991	234	2158	620	4264	1984
PH	7,35	0,52	7,99	0,73	7,55	0,53	7,39	0,34
Temperatura	19,8	1,5	19,3	0,7	19,3	0,7	20,2	0,8
Dureza	249,3	89,4	146,7	90,4	121,1	72,5	439,2	154,9
Cloruros	76,3	51,6	71,3	39,4	200,6	84,8	713,6	320,5
Sulfatos	63,4	44,1	88,3	35,3	271,7	99,9	927,6	616,5
Carbonatos	0	0	32	58	9,1	16,3	0	0
Bicarbonatos	423	110	503	130	894	225	947	358
Calcio	43,4	22,3	19,3	12,1	10,6	6,2	36,5	14,3
Magnesio	44,7	17,5	23	14,6	23	14,8	84,6	31,3
Sodio	122,1	45,0	256,8	70,4	639,1	185,7	1173	581,6
Potasio	18,7	39,8	11,7	9,9	11,7	4,5	25,4	10,3
Nitratos	50,7	32,1	40,5	45,2	57,5	70,6	33,4	32,9
Flúor	1,6	0,8	4,5	1,4	8,6	6,4	4,3	2,2
Arsénico	0,50	0,83	0,54	1,11	0,11	0,07	0,94	1,13
Sílice	47,4	8,5	51,1	2,8	48,1	2,9	49,5	4,3
Aluminio	0,022	0,026	0,019	0,028	0,015	0,030	0,007	0,008
Hierro	0,350	0,282	0,406	0,007	0,354	0,284	0,500	0,210
P_{CO_2}	-1,81	0,41	-2,2	0,74	-1,61	0,39	-1,58	0,45
Nº muestras	9 (33,5%)		6 (22%)		7 (26%)		5 (18,5%)	

ponde con el sector central del ambiente medanoso donde se dan las condiciones más favorables para la recarga, debidas principalmente al mayor espesor del manto arenoso. Estas condiciones también pueden darse localmente en el resto del área como queda reflejado por la manifestación puntual de esta facies dentro del ámbito de la siguiente.

Facies II (aguas bicarbonatadas sódicas): aunque conserva la misma configuración

química que la facies Ib, a la que sucede en el sentido del flujo subterráneo, se diferencia por un marcado incremento de las concentraciones aniónicas y del sodio mientras que el calcio continúa en disminución.

Facies III (aguas sódicas sin anión dominante): está ligada a sectores de descaga local y muestra, con respecto a la facies anterior, un aumento de cloruros y sulfatos que no es acompañado por los bicarbonatos y una mayor

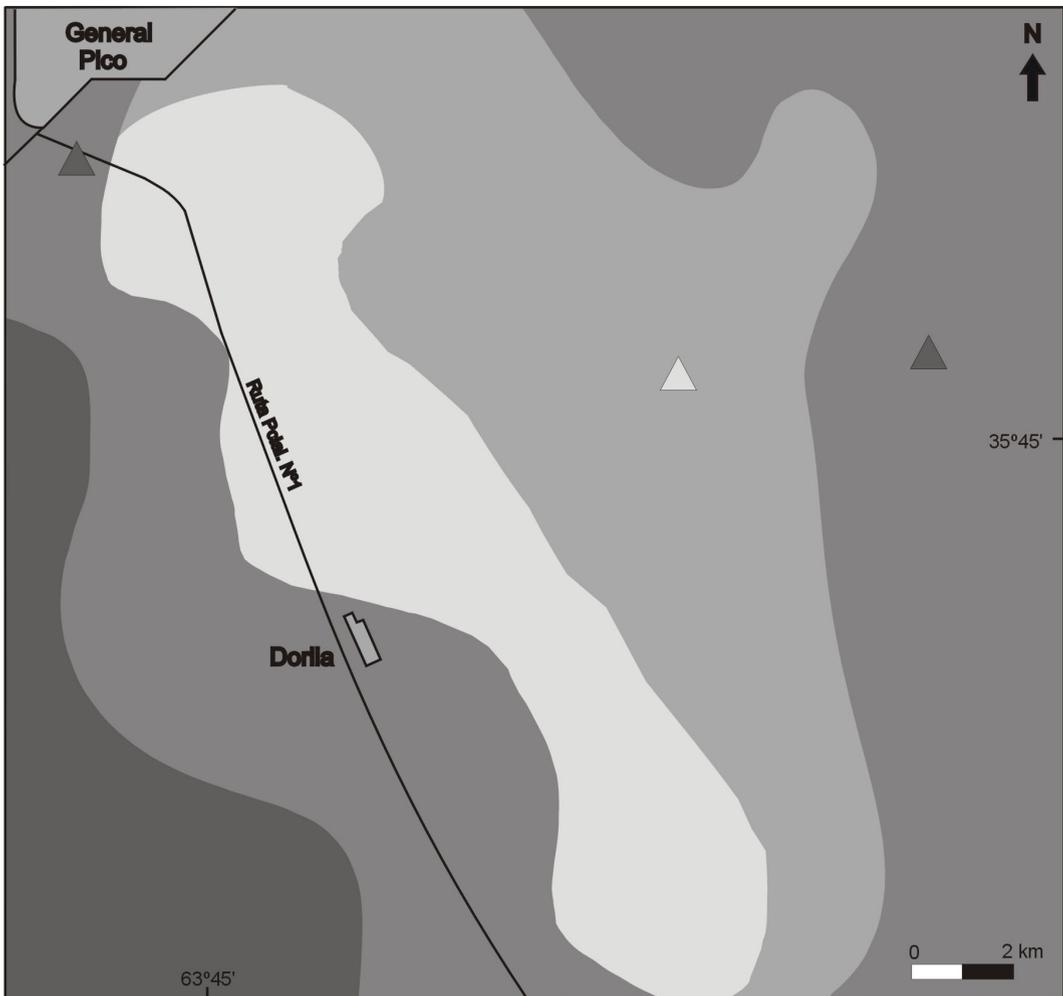


Figura 3. Distribución espacial de las facies hidroquímicas.

concentración de los cationes, en especial calcio y magnesio.

La facies Ia representaría la configuración química del agua de recarga, resultante de una “marca climática” (Custodio, 1991) dada por la concentración del agua de lluvia por evapotranspiración y de la ocurrencia de un conjunto de procesos modificadores actuantes durante la infiltración, entre los que se destacan la disolución de CO₂ y de sales evaporíticas y la hidrólisis de distintas fases silicatadas, principalmente sílice biogénica, vidrio volcánico y minerales máficos.

La disolución de CO₂ se daría a partir del gas disponible en el suelo por la respiración de las raíces de las plantas y la oxidación de la materia orgánica, que en las reacciones siguientes está representada por el carbohidrato simple CH₂O (Appelo y Postma, 1993):



Estas reacciones explican que, para esta facies, la P_{CO₂} alcance un valor promedio de 10^{-1.8} atm. La disociación del ácido carbónico produce un incremento en la alcalinidad del agua y una acidificación que incrementa su reactividad frente a distintas especies silicatadas.

La presencia de sales en la zona no saturada se debería a la evapotranspiración casi total de precipitaciones estivales de poca magnitud y/o que ocurren cuando el suelo registra bajos valores de humedad. Luego estas evaporitas sufren una redisolución parcial por lluvias más cuantiosas, especialmente las que se dan durante el otoño y la primavera.

La disolución de sílice orgánica y de vidrio volcánico origina los importantes contenidos de sílice de esta facies, que llegan a superar los 50 mg/l. La incidencia hidroquímica de la sílice biogénica fue destacada por Martínez *et al.* (1998) Martínez y Osterrieth (1999) y

Miretzky *et al.*, (2001). Este compuesto está presente bajo la forma de silicofitolitos formados por la silicificación de células de gramíneas (Gonzalez Bonorino, 1965), cuya abundancia en los suelos y sedimentos loésicos de la región Chaco-Pampeana fue reconocida por Tecchi (1983), Osterrieth y Martínez (1993) y Morrás (1995).

La importancia de la interacción del agua con el vidrio volcánico quedó demostrada en los trabajos de Nicolli *et al.* (1985 y 1989), Rossi (1996) y Rossi y Bonorino (1996). Estos autores, al igual que Arribére *et al.* (1997), Corbella *et al.* (1998) y Smedley *et al.* (2000), establecieron, mediante análisis geoquímicos de ceniza volcánica o de concentrados de vitroclastos, el carácter riolítico a andesítico del material vítreo que acompaña a los sedimentos loésicos de la región pampeana, con lo cual su hidrólisis aportaría al agua, además de sílice, proporciones variables de sodio y calcio. Además, Nicolli *et al.* (1985 y 1989), Arribére *et al.* (1997) y Smedley *et al.* (2000) han propuesto a esta fase como la más importante fuente potencial de flúor y arsénico.

Con el fin de lograr una aproximación cuantitativa a los procesos hidrogeoquímicos propuestos se utilizó el código numérico inverso de balance de masas NETPATH (Plummer *et al.*, 1992) tomando como solución inicial a la composición media del agua de lluvia y como final a una muestra de agua subterránea representativa de la facies Ia (Tabla 2). Los elementos impuestos como restricciones fueron carbono, sodio, silicio, cloro, calcio y magnesio. Se contempló la concentración por evapotranspiración y se propusieron cuatro fases susceptibles de ser disueltas (halita, plagioclasa, silicato de magnesio y sílice amorfa), una que puede ser disuelta o precipitada (calcita) y cuatro que sólo pueden precipitar (montmorillonita cálcica y sódica, caolinita e illita). La elección de las fases mencionadas se basó en los fundamentos siguientes:

a) La halita se incluyó para reflejar el aporte de sales de la zona no saturada.

b) Se tomó un mineral de la serie de las plagioclasas (oligoclasa) cuya composición se aproxima a la obtenida para el vidrio volcánico por Smedley *et al.* (2000).

c) El silicato de magnesio es la fórmula general de los piroxenos que son los principales minerales máficos después de la hornblenda, la cual no pudo seleccionarse porque no aparece en la base termodinámica del programa utilizado.

d) La sílice amorfa se incluyó para representar su presencia en el sedimento del acuífero bajo la forma de silicofitolitos.

e) La calcita está presente en el sedimento como mineral epigénico, especialmente en el techo de la Formación Cerro Azul donde constituye una capa de tosca.

f) Los minerales arcillosos del grupo de las montmorillonitas se adoptaron como posibles productos de neoformación a partir de la alteración de los vitroclastos y cristaloclastos máficos, como surge de la interpretación de diagramas de campos de estabilidad (Mariño, 2003). La illita y la caolinita se incluyeron dado que los estudios mineralógicos indican su presencia en el acuífero.

Se obtuvieron 22 modelos que satisficieron las restricciones impuestas, cuatro de los cuales (Tabla 3) se consideran los más representativos del sistema hidrogeoquímico estudiado. Ellos se diferencian porque mientras el modelo I contempla la disolución de sílice amorfa pero no de calcita, los restantes operan en forma inversa y en que adoptan la neoformación de un mineral arcilloso diferente.

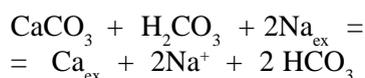
La facies Ib tiene una configuración sódica como resultado de un intercambio catiónico que se evidencia por el aumento de la relación Na^+/Cl^- acompañado de la disminución de Ca^{+2}/Cl^- y Mg^{+2}/Cl^- (Tabla 4). Este proceso fue incluido en los modelos propuestos por Rossi (1996) y Miretzky *et al.* (2001) para otros acuíferos en sedimentos loésicos y es considerado por Toran y Saunders (1999) como uno de los dos principales que dan origen

Tabla 2. Composición química de las soluciones inicial y final (en mmoles/l).

Muestra	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Na ⁺	K ⁺	SiO ₂
Solución inicial	0,028	0,019	0,150	0,022	0,023	0,162	0,021	0,000
Solución final	1,015	0,437	6,229	1,173	1,687	3,502	0,100	0,684

a aguas subterráneas de tipo bicarbonatado sódico, junto con la hidrólisis de silicatos.

La reacción ocurriría cuando el agua cálcico-magnésica propia de la capa arenosa eólica toma contacto con los sedimentos loésicos subyacentes, luego de atravesar el nivel de "tosca". Este pasaje daría lugar a la disolución de calcita, que se refleja en un aumento del pH y de la relación HCO_3^-/Cl^- y una disminución de la P_{CO_2} en varias muestras de la facies Ib, lo cual favorece el proceso de intercambio según la ecuación siguiente (Thorstenson *et al.*, 1979):



Además, resulta funcional la presencia de intercambiadores de reconocida capacidad como son los óxidos e hidróxidos de hierro que pigmentan a los clastos y contribuyen a aumentar la superficie específica (Appelo y Postma, 1993) y los minerales del grupo de las zeolitas, cuya fórmula general es $(Na_2, K_2, Ca, Ba)[(Al, Si)O_2]_n \cdot nH_2O$ (Deer *et al.*, 1992), que pueden intercambiar sus cationes mediante un proceso independiente del pH que tiene lugar dentro del retículo cristalino (Langmuir, 1997).

La aparición de las facies II y III constituye una evidencia de la complejidad de los procesos involucrados en el sistema, ya que resulta difícil atribuirlos a la evolución hidrogeoquímica propia del subsistema de flujo local. Ambas facies registran un brusco incremento de las concentraciones de cloruros y sulfatos que suponen la existencia de una fuente capaz de

Tabla 3. Modelos de balance masas.

Fase	Modelo I		Modelo II		Modelo III		Modelo IV	
	reacción	mmoles	reacción	mmoles	reacción	mmoles	reacción	mmoles
Halita	Dis.	0,6133	dis.	0,6521	dis.	0,6430	dis.	0,6430
Plagioclasa	Dis.	2,2363	dis.	1,1626	dis.	1,0909	dis.	1,0909
SiO ₂ amorfa	Dis.	3,1720						
MgSiO ₃	Dis.	1,3580	dis.	1,3897	dis.	1,6400	dis.	1,3823
Calcita			dis.	0,6006	dis.	0,4591	dis.	0,4591
Montmor. sódica	Pret.	2,5885						
Montmor. Cálctica			prec.	0,9663				
Illita					prec.	1,0311		
Caolinita							prec.	1,6755
Factor de evapor.	14,576		13,171		13,502		13,502	

Tabla 4. Relaciones iónicas para las distintas facies hidroquímicas.

Facies	pH	Log P _{CO2} (atm)	HCO ₃ ⁻ /Cl ⁻	Ca ⁺² /Cl ⁻	Mg ⁺² /Cl ⁻	Na ⁺ /Cl ⁻
Ia	7,35	-1,81	3,22	1,00	1,71	2,47
Ib	7,99	-2,2	4,10	0,48	0,94	5,56
II	7,55	-1,62	2,59	0,09	0,33	4,91
III	7,39	-1,58	0,77	0,09	0,35	2,53

suministrar dichos iones en proporciones tales que no son compatibles con la naturaleza silicoclástica del acuífero. La vinculación de la facies III con los sectores de descarga, caracterizados por un flujo subterráneo convergente y ascendente, permite proponer que dicha facies denotaría la influencia de agua proveniente de niveles inferiores a los de observación y que la sobreimposición de este flujo más profundo con el subsistema local daría lugar a un proceso de mezcla cuyo resultado es la facies II.

Las evidencias hidroquímicas de dicha mezcla se ven limitadas por las determinaciones realizadas y son presentadas por Mariño (2003) a partir de dos cálculos hipotéticos donde se mezclan, según una relación de volúmenes previamente determinada, una muestra representativa del subsistema de flujo local (facies Ia) con otra que se adopta para caracterizar al flujo profundo (facies III), ambas aproximadamente alineadas según la dirección del flujo subterráneo. La mezcla

teórica resultante se compara con una muestra correspondiente a la facies II, ubicada sobre la misma línea de flujo. De tal confrontación surgen diferencias entre las concentraciones calculadas y observadas, que consisten en la subestimación de los valores de bicarbonato y sodio y la sobrestimación de los de calcio y magnesio. La consideración conjunta del déficit de sodio y el exceso de calcio y magnesio indicaría que el intercambio catiónico propuesto para la facies Ib incidiría también en la definición de la facies II. En cambio, con los datos disponibles, resulta más difícil explicar el déficit de bicarbonatos, aunque preliminarmente podría atribuirse a la condición de equilibrio con calcita que exhibe la facies III (I.S. entre -0,273 y 0,24). La disponibilidad de determinaciones isotópicas (T, ¹⁸O y ²H) representaría una herramienta de suma utilidad para la puesta a prueba de esta hipótesis.

En el caso del tritio, el resultado esperado sería que la facies II registre un envejecimiento respecto del sistema local, lo que denotaría la influencia de agua más antigua o con mayor tiempo de tránsito (Dapeña y Panarello, 2003). También sería de utilidad para resolver una incertidumbre propia de los cálculos de mezcla teórica entre dos términos extremos, ya que la buena correspondencia de los resultados del modelo con el agua elegida como patrón de comparación, puede deberse meramente a la existencia de una correlación positiva entre los

parámetros de las tres muestras involucradas en el cálculo. Para descartar esto, se requiere de una variable que se encuentre inversamente relacionada con las concentraciones iónicas, tal como sucede frecuentemente con el contenido de tritio (Mazor, 1997, p.209).

Por su parte, los isótopos estables pueden reflejar la ocurrencia de un proceso de mezcla a través de un gráfico $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$. En este caso, las muestras de la facies II deberían ubicarse sobre una línea recta que conecte a los probables términos extremos (Facies Ia y III). Además, si se relaciona gráficamente la composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$) con el residuo seco es posible identificar los procesos responsable de la salinización de un agua (Gat, 1996).

CONCLUSIONES

La recarga, que tiene lugar en un amplio espacio del área de estudio aunque con diferentes grados espaciales, posee una fuerte incidencia en la configuración de las facies Ia y Ib. Estas resultarían de la concentración por evapotranspiración del agua de lluvia, que se daría según un factor de entre 13 y 15 según los resultados de los balances de masa. A esta "marca climática" se le suman varias transformaciones en la zona no saturada, como la incorporación de CO_2 , la disolución de sales evaporíticas y la hidrólisis de distintas fases silicatadas.

La diferenciación de la facies Ib se produce en la Formación Cerro Azul como consecuencia de una reacción de intercambio de bases, con incorporación de sodio a la solución a expensas de calcio y magnesio.

REFERENCIAS

A.P.H.A, A.W.W.A. y W.P.C.F, 1992. Standard methods for the examination of water and waste water, 18ª ed., Washington, pp 1134.

- Appelo, C. A. J. y D. Postma, 1993. *Geochemistry, Groundwater and Pollution*. A.A. Balkema Pub., Rotterdam, pp 536.
- Arribére, M. A, I. M. Cohen, L. H. Ferpozzi, A. J. Kestelman, V. A. Casa y S. Ribeiro Guevara, 1997. Neutron activation analysis of soils and loess deposits, for the investigation of the origin of the natural arsenic-contamination in the Argentine pampa. *Radiochimica Acta*, 78, 187-191.
- Cano, E., G. Casagrande, H. A. Conti, B. Fernandez, R. Hevia, J. C. Lea Plaza, D. Maldonado Pinedo, H. Martinez, M. A. Montes y C. A. Peña Zubiato, 1980. *Inventario Integrado de los Recursos Naturales de la provincia de La Pampa*. INTA-Gobierno de La Pampa-UNLPam, Santa Rosa, pp 493.
- Corbella, H., G. Martínez y P. Nabel, 1998. Composición química de algunas cineritas de la costa atlántica marplatense y su posible procedencia. *Actas de las V Jornadas Geológicas Bonaerenses*, Mar del Plata, 2, 239-241.
- Custodio, E., 1991. La interpretación hidrogeoquímica como herramienta de estudio y valoración de sistemas acuíferos: aspectos metodológicos generales. En: *Curso Internacional de Hidrología Subterránea-Hidrogeología, estado actual y perspectivas*. Anguita, F., I. Aparicio, L. Candela y N. F. Zurbano (Eds). CIMNIE, Barcelona, 121-161.
- Dapeña, C. y H. O. Panarello, 2003. Composición isotópica de la lluvia de Buenos Aires: Su importancia para el estudio de los sistemas hidrológicos pampeanos. *Memorias del III Congreso Argentino de Hidrogeología y I Seminario Hispano-Latinoamericano sobre temas actuales en hidrología subterránea*, Rosario, 2, 473-482.
- de Elorriaga, E. E., 1996. Resultados del análisis de datos del subsuelo de la parte noreste de la provincia de La Pampa, Argentina. *Actas de las VI Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales*, Santa Rosa, 83-93.
- de Elorriaga, E. E. y J. O. Tulio, 1998. Estructuras del subsuelo y su influencia en la morfología en el norte de la provincia de La Pampa. *Actas del X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica*, Buenos Aires, III, 227-330.

Evolución hidroquímica de un acuífero loésico. Caso: General Pico-Dorila, ...

- Deer, W. A., R. A. Howie y J. Zussman, 1992. An introduction to the rock-forming minerals. Longman Scientific & Technical, 2ª ed., Essex, pp 696.
- Galloway, J. N. y G. E. Likens, 1978. The collection of precipitation for chemical analysis. Tellus, 30, 71-82.
- Gat, J. R., 1996. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 24, 225-262.
- Gonzalez Bonorino, F., 1965. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del pampeano en el área de la ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, XX(1), 67-148.
- Hach Co., 1999. DR/4000 spectrophotometer. Procedures manual. Hach Company, 7ª ed., Colorado, pp 860.
- Langmuir, D., 1997. Aqueous environmental geochemistry. Prentice Hall, 2ª ed, New Jersey, pp 600.
- Linares, E., E. J. Llambías y C. O. Latorre, 1980. Geología de la provincia de la Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, XXXV(1), 87-146.
- Malán, J. M., 1983. Estudio hidrogeológico para el abastecimiento de agua potable a la localidad de General Pico, departamento Maracó, provincia de La Pampa. Informe Preliminar. Actas del Coloquio de Hidrología de Grandes Llanuras, Olavarría, III, 1449-1457.
- Mariño, E.E. 2003. Sistema hidrogeoquímico de un acuífero libre en ambiente medanoso en el área General Pico-Dorila, provincia de La Pampa. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, pp 141 (inédito).
- Martínez, D. E. y M. Osterrieth, 1999. Geoquímica de la sílice disuelta en el acuífero pampeano en la vertiente sudoriental de Tandilia. En: Hidrología Subterránea. Tineo, A. (Ed). Serie de Correlación Geológica, Tucumán, 13, 241-250.
- Martínez, D. E., M. Osterrieth y J. Maggi, 1998. Equilibrio químico solución-fase mineral en el acuífero clástico de la cuenca superior del arroyo Lobería, partido de General Pueyrredón. Actas de las V Jornadas Geológicas Bonaerenses, Mar del Plata, 2, 23-32.
- Mazor, E., 1997. Chemical and isotopic groundwater hydrology. M. Dekker Inc., 2ª ed, New York, pp 409.
- Miretzky, P., V. Conzonno y A. Fernández Cirelli, 2001. Geochemical processes controlling silica concentrations in groundwaters of the Salado River drainage basin (Argentina). Journal of Geochemical Exploration, 73(3), 155-166.
- Morrás, H., 1995. Mineralogy and cation exchange capacity of the fine silt fraction in two soils from southern Chaco region (Argentina). Geoderma, 64, 281-295.
- Nicolli, H., T. O'Connor, J. Suriano, M. Koukharsky, M. Gomez Peral, L. Bertini, I. Cohen, L. Corradi, O. Baleani, y E. Abril, 1985. Geoquímica del arsénico y de otros oligoelementos en aguas subterráneas de la llanura sudoriental de la provincia de Córdoba. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Miscelánea 71, pp 112.
- Nicolli, H., J. Suriano, M. A. Gomez Peral, L. H. Ferpozzi y O. Baleani, 1989. Groundwater contamination with arsenic and other trace elements in an area of the Pampa, province of Córdoba, Argentina. Environmental Geology, 14(1), 3-16.
- Osterrieth, M. L y G. A. Martínez, 1993. Paleosols on late Cenozoic loessic sequences in the northeastern side of Tandilia range, Buenos Aires, Argentina. Quaternary International, 17, 57-65.
- Plummer, L. N., B. F. Jones y A. H. Truesdell, 1976. WATEQF - A Fortran IV version of WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibrium of natural waters. U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 76-13, pp 70.
- Plummer, L. N., E. C. Prestemon y D. L. Parkurst, 1992. An interactive code (NETPATH) for modelling NET geochemical reaction along a flow PATH. U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 91-4078, pp 94.

- Rossi, S. P., 1996. Evaluación hidrogeoquímica del agua subterránea en la cuenca superior del arroyo Chasicó, provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, pp125 (inédito).
- Rossi, S. P y A. G. Bonorino, 1996. Hidroquímica del agua subterránea (sistema silicatado) de un acuífero loésico. Cuenca del arroyo Chasicó, provincia de Buenos Aires. Actas del XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, IV, 365-380.
- Smedley, P. L., D. M. J. McDonald, H. B. Nicolli, A. J. Barros, J. O. Tullio y J. M. Pearce, 2000. Arsenic and other quality problems in groundwater from northern La Pampa province, Argentina. British Geological Survey, Technical Report WC/99/36, pp 176.
- Tecchi, R. A., 1983. Contenido de silicofitolitos en suelos del sector sudoriental de la pampa ondulada. *Ciencia del Suelo*, 1(1), 75-82.
- Toran, L. E. y J. A. Saunders, 1999. Modelling alternative paths of chemical evolution of Na-HCO₃-type groundwaters near Oak Ridge, Tennessee, USA. *Hydrogeology Journal*, 7(4), 355-364.
- Thorstenson, D. C., D. W. Fisher y M. G. Croft, 1979. The geochemistry of the Fox hills-basal Hell creek aquifer in southwestern North Dakota and northwestern South Dakota. *Water Resources Research*, 15(6), 1479-1498.