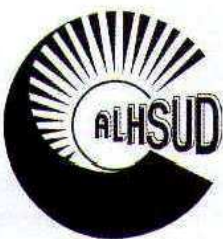


Revista Latino-Americana de Hidrogeologia



REVISTA LATINO-AMERICANA DE HIDROGEOLOGIA

Publicação oficial da Asociación Latinoamericana de Hidrología Subterránea para el Desarrollo



EDITORES

Ernani Francisco da Rosa Filho e Eduardo Chemas Hindi
(ernani@ufpr.br) (hindi@ufpr.br)

CORPO CONSULTIVO

Aldo da Cunha Rebouças (Brasil)	Fernando López-Vera (Espanha)	Miguel Rangel Medina (México)
André Virmond Lima Bittencourt (Brasil)	Luibow Nikolaiavna Gonzalves (Chile)	Nilda Gonzáles (Argentina)
Carlos Espinosa (Chile)	Joel Carrillo (México)	Ofelia Tujchneider (Argentina)
Carlos Molano (Colombia)	Jorge Montañó Xavier (Uruguai)	Oscar Cruz Meléndez (Nicarágua)
Eduardo Chemas Hindi (Brasil)	Mario E. Arias Salguero (Costa Rica)	Ricardo Hirata (Brasil)
Emílio Custódio (Espanha)	Mario Hernandez (Argentina)	Rosa María Valcarce Ortega (Cuba)
Ernani Francisco da Rosa Filho (Brasil)	Maritza Esteller (México)	Uriel Duarte (Brasil)
Fernando Larroza (Paraguai)	Miguel Auge (Argentina)	Willy Rodríguez Miranda (Cuba)

Esta publicação poderá ser obtida em permuta através da:

Universidade Federal do Paraná
Biblioteca Central - Seção de Intercâmbio
Caixa Postal, 19.051
81531-990 Curitiba - Paraná - Brasil
e-mail: inter@ufpr.br
Fone: 55 (41) 3360-5290

CATALOGAÇÃO NA FONTE

REVISTA LATINO-AMERICANA DE HIDROGEOLOGIA / Asociación Latinoamericana de Hidrología Subterránea para el Desarrollo. - n. 1 (2001-). - Curitiba: ALHSUD, 2001-.

Periodicidade anual.
ISSN 1676-0999
Disponível também on-line

1. Hidrogeologia. 2. Águas subterrâneas. I. Asociación Latinoamericana de Hidrología Subterránea para el Desarrollo.

CDD 551.4905

IMPRESSA NO BRASIL / PRINTED IN BRAZIL

Curitiba, dezembro / 2005

Disponível em meio digital no endereço: <http://calvados.c3sl.ufpr.br/ojs2/index.php/hidrogeologia>



Sistema Eletrônico de Revistas
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ - UFPR
Pró-Reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação - PRPPG

O Sistema Eletrônico de Revistas, além de disponibilizar em Meio Eletrônico as Revistas Técnico-Científicas da UFPR, permite ao Autor encaminhar, ao Editor fazer a confecção do exemplar da revistas e ao interessado fazer *download* do artigo que lhe interessa. Este Periódico, está disponível no SER, na *homepage* da PRPPG (www.prppg.ufpr.br)

PEDE-SE PERMUTA / WE ASK FOR EXCHANGE



Asociación Latinoamericana de Hidrología Subterránea para el Desarrollo

<http://www.alhsud.com>

secretaria.general@alhsud.com; alhsud@internet.com.uy

Presidente : Mario A. HERNÁNDEZ (Argentina)

Vicepresidentes: Joel CARRILLO (México)
Ernani Francisco da ROSA FILHO (Brasil)
Carlos MOLANO (Colombia)
Liubow GONZALEZ (Chile)

Secretaría General: Jorge MONTAÑO (Uruguay)

Secretaria Adjunta: Pablo DECOUD (Uruguay)

Suplentes: Alfredo TINEO (Argentina)
Guillermo HERNANDEZ (México)
Uriel DUARTE (Brasil)
Alcides HUGGET (Colombia)
Carlos ESPINOZA (Chile)
Andrés PEREZ (Uruguay)
Marcela PEREZ (Argentina)

Consejo Directivo: Roraima ALFONZO (Venezuela)
Fernando LARROZA (Paraguay)
Norberto BUCICH (Argentina)
Lourdes ROCHA (Uruguay)
Milton MONTALVO (Ecuador)
Diosdado PEREZ FRANCO (Cuba)

Suplentes: Celso VELAZQUEZ (Paraguay)
Nilda GONZALEZ (Argentina)
Leslie MOLERIO (Cuba)
Enrique MASSA (Uruguay)
Jorge CARRICA (Argentina)
Juan LEDESMA (Uruguay)

Comisión Fiscal: Fernando LOPEZ-VERA (España)
José Luis ARUMI RIVERA (Chile)
Eduardo Chemas HINDI (Brasil)

Suplentes: Marcos Imério LEAO (Brasil)
Malena PESSI (Uruguay)
Carlos SCATIZZA (Argentina)



REVISTA LATINO-AMERICANA DE HIDROGEOLOGIA

Volume 5

Dezembro / 2005

SUMÁRIO

Larissa Ramage Ari Roisenberg Antônio Pedro Viero	CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOQUÍMICA DO SISTEMA AQUÍFERO GRANULAR CENOZÓICO DE PORTO ALEGRE, RS	1
Ruth Alfaro Cuevas Villanueva Núria Segovia Aguilar Raúl Cortés Martínez Verónica Martínez Miranda Elizabeth García Vega María Beatriz López-Muñoz Rodolfo Farías Rodríguez	COMPONENTES QUÍMICOS MAYORES Y CONTENIDO DE RADÓN EN POZOS DE AGUA POTABLE EN LA CUENCA DEL LAGO DE CUITZEO, MEXICO	11
Fernando Corbo Camargo Alejandro Olcaga Bazterrica Jorge Arzate Flores	ANÁLISIS COMPARATIVO DE DOS METODOS GEOFÍSICOS (SEV, MT) APLICADOS EN LA ZONA TERMAL DEL SISTEMA ACUÍFERO GUARANI EN ARGENTINA Y URUGUAY	17
Jorge Montaña Xavier Ernani Francisco da Rosa Filho Mario Hernández	CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS DEL ACUÍFERO TRANSFRONTERIZO GUARANÍ	23
Mónica D'Elia Ofelia Tujchneider Marta Paris Marcela Perez Ramón Aravena	TÉCNICAS ISOTÓPICAS EN LA CARACTERIZACIÓN DE SISTEMAS DE FLUJO SUBTERRÁNEO EN ESPERANZA Y PARANÁ, ARGENTINA	31
Eduardo Graniel Castro Irany Vera Manrique Luis González Hita Antonio Cardona Benavides	DINÁMICA DE LA INTERFASE SALINA Y CALIDAD DEL AGUA EN LA COSTA NORORIENTAL DE YUCATÁN, MEXICO	39
Mara Akie Iritani Günter Schuler Cláudio L. Dias Luciana M. R. Ferreira João R. Guillaumon Hans Frisch Dorothy C. P. Casarini Uwe Tröger	EXPLORAÇÃO DO AQUÍFERO GUARANI E OS IMPACTOS AO NÍVEL DA ÁGUA EM RIBEIRÃO PRETO – BRASIL	49
Francisco José Fonseca Ferreira Carlos Vieira Portela Filho Ernani Francisco da Rosa Filho Sidnei Pires Rostriolla	CONECTIVIDADE E COMPARTIMENTAÇÃO DOS SISTEMAS AQUÍFEROS SERRA GERAL E GUARANI NA REGIÃO CENTRAL DO ARCO DE PONTA GROSSA (BACIA DO PARANÁ, BRASIL)	61
Juan Reynerio Fagundo José Joel Carrillo-Rivera Iñaki Antigüedad Patricia González Roberto Peláez Margaret Suárez Clara Melián Rebeca Hernández Dámaso Cáceres	CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DEL SISTEMA DE FLUJO LOCAL-REGIONAL DE LA SIERRA DEL ROSARIO (CUBA)	75

Valeria Delgado Cathryn M. Ryan David N. Bethune	SISTEMA DE FLUJO DE AGUA SUBTERRÁNEA Y CALIDAD DEL AGUA EN UN ACUÍFERO COSTERO PLANO EN EL NOROESTE DE NICARAGUA	91
Jaime Gárñas Soliz Hilario Llanos Acebo	USO DE UN MODELO DE FLUJO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS CON RASTREO DE PARTÍCULAS PARA EVALUAR LA VULNERABILIDAD DE UN ACUÍFERO, VITORIA GASTEIZ, ESPAÑA	97
Blanca Jimenez-Cisneros Alma Chavez-Mejia	WATER QUALITY IN AN AQUIFER RECHARGED WITH WASTEWATER AND ITS POSSIBLE USE FOR DRINKING PURPOSES IN MEXICO	111
Ofelia Tujchneider Marta Paris Marcela Pérez Mónica D'Elia	SINGULARIDAD CONSTITUTIVA DE SISTEMAS GEOHIDROLÓGICOS DE LLANURA Y GESTIÓN DE LOS RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÁNEOS.	117

CARACTERIZAÇÃO HIDROGEOQUÍMICA DO SISTEMA AQUÍFERO GRANULAR CENOZÓICO DE PORTO ALEGRE, RS

Larissa Ramage¹; Ari Roisenberg¹ e Antônio Pedro Viero¹

RESUMO A geoquímica e a qualidade da água subterrânea são significativamente afetadas pelo ambiente deposicional em aquíferos sedimentares. Os sedimentos terciários e quaternários da Planície Costeira do Rio Grande do Sul que ocorrem em Porto Alegre foram depositados em Sistemas de Laguna/Barreira que geraram depósitos de leques aluviais, fluviais, lacustres e deltáicos. O Sistema Aquífero Granular Cenozóico na área estudada sofreu influência de transgressões marinhas que se iniciaram há 400 mil anos. No presente estudo foram analisadas 39 amostras de água subterrânea na região de Porto Alegre, que se destacam por possuir águas com alto conteúdo de íons, em particular: cloreto (13 a 1650 mg/L), sulfato (4 a 400 mg/L), cálcio (0,9 a 125 mg/L), magnésio (0,7 a 154 mg/L) e sódio (17 a 740 mg/L), permitindo classificá-las como clorética cálcico-sódicas com elevados teores de sulfato. Os resultados físico-químicos foram tratados estatisticamente (análise fatorial e análise discriminante), o que permitiu identificar quatro grupos de águas, a partir dos parâmetros de maior correlação, que compreendem cloreto, potássio, cálcio, magnésio, sulfato, sódio, dureza e condutividade elétrica. A dissolução de sais de ambiente marinho ou mixohalino associada com condições hidrodinâmicas de fluxos de baixa velocidade e elevado tempo de residência, são fatores decisivos para salinização das águas deste aquífero. O modelamento geoquímico indicou subsaturação em fluorita, halita e gipsita, enquanto calcita e dolomita tendem a saturação. Por outro lado, os cálculos indicam supersaturação em fluorapatita, gipsita, caulinita, zeolita e goethita.

Palavras-chave: hidrogeoquímica, água subterrânea, salinização, aquífero sedimentar, Porto Alegre.

ABSTRACT The geochemistry and quality of the groundwater are affected by the depositional environment in a sedimentary aquifer. The Tertiary and Quaternary sediments of the Coastal Plain (Cenozoic Granular Aquifer System) partially cover the crystalline Precambrian shield in the Porto Alegre area, Southern Brazil. These deposits are formed in a lagoon/barrier system of alluvial fans, fluvial, lacustrine and deltaic sediments. The Cenozoic Granular Aquifer System has been affected by marine transgressions during the period initiating at 400,000 years. In the present study, 39 groundwater samples from the Cenozoic granular aquifer had been analyzed and show a distinguished high ionic contents, mainly chloride (13 to 1650 mg/L), sulphate (4 to 400 mg/L), calcium (0.9 to 125.0 mg/L), magnesium (0.7 to 154.0 mg/L) and sodium (17 to 740 mg/L) and can be classified as Cl-Ca-Na water with high sulphate. Statistical analysis (factorial analysis and discriminant analysis) had been applied in the physico-chemical parameters, allowing to identify four different groups of samples, using the higher correlated parameters: chloride, potassium, calcium, magnesium, sulphate, sodium, hardness and electric conductivity. The dissolution of salts associated with the marine or mixohaline environment under slow hydrodynamic conditions and increased residence time are decisive factors for the salinization of groundwaters. Geochemical modelling show subsaturation in fluorite, halite and gypsum, while calcite and dolomite tend to saturation. The results are supersaturated concerning fluorapatite, gibbsite, kaolinite, zeolites and goethite.

Keywords: hydrogeochemistry, groundwater, salinization, sedimentary aquifer, Porto Alegre.

INTRODUÇÃO

São escassos os estudos existentes sobre o Aquífero Cenozóico no município de Porto Alegre, o que motivou o desenvolvimento do presente trabalho. Foi realizado detalhado reconhecimento geológico da região, compatibilizado com informações divulgadas por outros autores: SCHNEIDER et al. (1974); ANDREIS et al. (inédito); ROISENBERG (2001); MENEGAT et al. (1998).

Os dados hidrogeoquímicos foram obtidos a partir da análise de amostras de água subterrânea em 39 poços tubulares perfurados no Sistema Aquífero Granular Cenozóico (SAGC). A coleta foi realizada após 30 minutos de bombeamento, seguindo as recomendações da APHA (1998). Os poços amostrados têm profundidades entre 12 e 202 m, sendo 56% perfurados e com entrada de água exclusivamente na Cobertura Sedimentar Cenozóica e 44% trespessam os sedimentos e

alcançam o Embasamento Cristalino.

O pH, a condutividade elétrica e a temperatura da água foram determinados *in situ*, enquanto outros parâmetros físico-químicos e bacteriológicos foram analisados em laboratório, utilizando os seguintes métodos analíticos: alcalinidade total por titulação potenciométrica; cloreto e dureza por titulometria; sólidos totais e sulfato por gravimetria; fluoreto pelo método eletrométrico; fosfato e nitrato foram determinados por espectrofotometria; Al, Ba, Ca, Fe total, Mg, Mn, K, Na, por absorção atômica.

O modelamento hidrogeoquímico utilizou o Programa EQ/3 (WOLERY; DAVELER, 1992), que determina o índice de saturação (SI) da amostra de água com respeito à precipitação mineral calculado por $SI = \log Q/K$, onde: Q é o produto da atividade do íon na solução e K é a constante de equilíbrio da reação.

¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências
(00023011@ufrgs.br); (ari.roisenberg@ufrgs.br); (antonio.viero@ufrgs.br)

Os dados hidrogeoquímicos foram submetidos à análise estatística, resultando em matriz de correlação através de análise fatorial e *cluster analysis*, com uso do *software* SPSS 11.5.

ASPECTOS GEOGRÁFICOS E GEOLÓGICOS

Porto Alegre está situada no Sul do Brasil a uma distância aproximada de 100 km do litoral e em altitude mínima de 10 m acima do nível do mar, limitada a Oeste pelo Lago Guaíba perfazendo uma orla de 72 km. Distribui-se em três compartimentos geomorfológicos: Terras Baixas ao Norte, constituída pelas planícies e terraços fluviais do Rio Gravataí e ilhas do Delta do Jacuí; Terras Altas, na área central, representadas por cristas e colinas de rochas granitóides que alcançam 311 m de altitude e Terras Baixas ao Sul que compõem terraços e cordões lacustres (MENEGAT et al., 1998).

São reconhecidos dois Domínios geológicos: Embasamento Granítico-Gnaíssico pertencente ao Escudo Sul-Rio-Grandense e Cobertura Sedimentar Cenozóica representada por depósitos do tipo laguna/barreira, que ocupam 40% da área estudada.

O Escudo Sul-Rio-Grandense em Porto Alegre é representado por rochas gnáissicas e graníticas pré-cambrianas divididas em seis unidades litoestratigráficas principais: Gnaisse Porto Alegre, Granito Independência, Granito Viamão, Granito Canta Galo, Granito Ponta Grossa e Granito Santana, associadas a diques riolíticos, dacíticos e basálticos (PHILIPP et al., 1994; PHILIPP, 1995; 1998).

COBERTURA SEDIMENTAR CENOZÓICA

Esta unidade pertence ao Sistema Depositional da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e sua origem está correlacionada aos processos glacio-eustáticos iniciados ao final do Terciário, os quais ocasionaram quatro sucessivas transgressões e regressões marinhas, que resultaram no Sistema Laguna/Barreira (VILLWOCK, 1972). A descrição geológica a seguir tem como objetivo fornecer elementos para melhor compreensão das características geoquímicas das águas subterrâneas do SAGC, como resultado dos processos de interação rocha-água.

Os eventos transgressivos iniciaram nos últimos 400.000 anos e acabaram definindo a atual morfologia da Planície Costeira, gerando depósitos com espessura máxima de 65 m na região estudada. Em Porto Alegre tem-se o registro de todas as quatro grandes transgressões marinhas, sendo as três mais antigas ocorridas há 400.000, 325.000 e 120.000 anos. Estes eventos

originaram depósitos lacustres presentes na porção Sul da área estudada, dispostos paralelamente à margem do Lago Guaíba. Ao Norte, predominam depósitos deltáicos, terraços e de planícies fluviais que se formaram durante as duas últimas transgressões marinhas (120.000 e 5.000 anos).

Os depósitos de leques aluviais formados próximo às encostas das Terras Altas, originados por processos gravitacionais, são textural e mineralogicamente imaturos e possuem composição arcoseana dominante e granulação grossa a fina (TOMAZELLI et al., 1987). As condições químicas oxidantes prevaletentes durante a deposição e a diagênese imprimem nos sedimentos coloração avermelhada e propiciam concentração de óxidos e hidróxidos de ferro. A deposição dos leques aluviais iniciou no Terciário (Plioceno), continuando durante o Cenozóico, com intensidade de deposição controlada pelas mudanças climáticas de úmida a árida. Os sedimentos pertencem a Formação Graxaim (DELANEY, 1965), e graduam desde elúvios e colúvios, nas regiões proximais, até depósitos nitidamente aluviais.

Na área estudada o Sistema Laguna/Barreira I foi formado como produto do primeiro evento transgressivo-regressivo Pleistocênico e gerou depósitos de leques aluviais e eluvionares compostos por areias médias a grossas, mal selecionadas com matriz siltico-argilosa. O Sistema Laguna/Barreira II formou depósitos de cordões litorâneos constituídos de areias subarcoseanas grossas a conglomeráticas, esbranquiçadas, moderadamente selecionadas com laminação plano-paralela.

Os depósitos flúvio-lacustres (Sistema Laguna/Barreira III) foram acumulados numa depressão onde a carga sedimentar trazida pelos rios provenientes das terras altas acumulou sedimentos fluviais e lagunares de areias grossas a conglomeráticas, esbranquiçadas a avermelhadas. Ocorrem na parte Norte de Porto Alegre, próximo ao vale do Rio Gravataí, ao longo do Arroio Dilúvio, do Lago Guaíba, nas cotas entre 3 e 4 m.

O Sistema Laguna/Barreira IV é registrado na atual borda do Lago Guaíba, sendo formado por depósitos de planície e canal fluvial, depósitos lacustres e depósitos deltáicos, constituídos por areias grossas, amareladas, intercaladas com corpos tabulares siltico-argilosos, que contém restos vegetais.

ASPECTOS HIDROGEOLÓGICOS

O município de Porto Alegre possui dois sistemas aquíferos principais: Sistema Aquífero

Faturado Pré-Cambriano (SAFPc) e o Sistema Aquífero Granular Cenozóico-SAGC (FREITAS, 1998), (FREITAS; LISBOA, 1996). O SAFPc é representado pelas rochas do embasamento cristalino, constituindo aquíferos descontínuos associados a zonas fraturadas (ROISENBERG, 2001; ROISENBERG et al., 2003). As águas subterrâneas deste sistema são classificadas como bicarbonatadas cálcico-sódicas a sódicas, passando a tipos intermediários de composição cloretada-bicarbonatada cálcico-sódica em consequência da mistura com águas do SAGC que possuem composição cloretada cálcico-sódica.

O SAGC está sotoposto ao SAFPc, sendo constituído por sedimentos do Terciário e do Quaternário resultantes de eventos transgressivos e regressivos que conferem à água altos teores de sais. Caracteriza-se por ser um aquífero granular, extenso, livre ou semi-confinado, com recarga natural proveniente da infiltração de águas meteóricas. Os perfis hidrogeológicos indicam que a espessura deste aquífero aumenta em direção à borda do Lago Guaíba.

A elevada proporção de materiais granulares inconsolidados confere a este aquífero boa potencialidade hídrica (MACHADO, 1993; 1997). O nível estático dos poços é próximo a superfície, variando entre 1,0 e 2,5 m de profundidade e as vazões alcançam no máximo 15 m³/h.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

As águas subterrâneas do SAGC caracterizam-se por possuir elevados teores de cloreto, sulfato, sódio, cálcio, magnésio e dureza (Tabela 1). Processos de mistura com águas do SAFPc ocasionam forte diluição dos íons principais presentes no SAGC.

A análise estatística dos dados hidrogeoquímicos permitiu agrupar as amostras de águas subterrâneas conforme os parâmetros que tinham maior correlação: cloreto, dureza, sulfato, condutividade, cálcio, magnésio, potássio e sódio (Tabela 2).

As amostras foram classificadas em quatro grupos (Tabela 3) cuja distribuição areal mostra nítida diferenciação em direção ao SAFPc. Os grupos 1 e 2 estão mais próximos das rochas do embasamento cristalino, seguido do Grupo 3 presente na região Sul e Norte, enquanto o Grupo 4 ocorre somente ao Sul da área estudada (Figura 1 e Figura 2).

As águas do Grupo 1 apresentam os menores valores de parâmetros químicos discriminados no tratamento estatístico. Os grupos 3 e 4 mostram

águas com maior concentração iônica devido a dissolução e lixiviação dos sais presentes nos sedimentos. O Grupo 2, predominante na área, apresenta valores intermediários entre o Grupo 1 e os Grupos 3 e 4.

A origem dos principais íons nas águas do SAGC foi analisada com base nas informações dos processos hidroquímicos, geológicos e antropogênicos. Processos de precipitação/dissolução mineral e reações de troca de cátions são importantes para a caracterização química das águas subterrâneas do SAGC. Serão descritas, a seguir, as relações entre os íons discriminados na análise estatística.

O modelamento geoquímico realizado nas análises químicas de águas do SAGC registra subsaturação em halita, fluorita, gipsita, calcita e dolomita, na grande maioria dos casos. Por outro lado, os cálculos indicam supersaturação em argilo-minerais (montmorilonita, caolinita e gipsita), zeolitas, goetita e fluorapatita.

Cloreto

As concentrações máximas do íon cloreto são proporcionais aos altos valores de sulfato, dureza, cálcio, magnésio, potássio e sódio e, provavelmente, relacionadas com os eventos marinhos transgressivos que deram origem aos depósitos sedimentares. O cloreto apresenta uma correlação positiva com a dureza ($r = 0,835$), sulfato ($r = 0,744$), CE ($r = 0,970$), magnésio ($r = 0,815$) e sódio ($r = 0,870$). A partir do Grupo 1, em direção ao Grupo 4, registra-se um aumento nos teores de cloreto, sódio, magnésio, cálcio e sulfato (Figura 3). Nem todas as amostras apresentam teor elevado de cloreto, o que se justifica pelas condições hidrodinâmicas e litologia constituinte do aquífero. Na região abrangida pelo Grupo 4, os poços que captam águas a partir de 14 m de profundidade, possuem conteúdo mais elevado de cloreto que os níveis superficiais, devido à presença de lentes siltico-argilosas em subsuperfície.

O conteúdo de cloreto nas águas das chuvas da região é da ordem de 6,0 mg/L (VASQUEZ, 2000), enquanto estudos de efluentes domésticos demonstram valores da ordem de 50 mg/L (ROISENBERG, 2001). Desta forma, os elevados teores cloreto nas águas do SAGC são explicados como herança do ambiente deposicional do aquífero e das transgressões marinhas.

Tabela 1 - Composição química das águas subterrâneas do SAGC (mg/L). RT105 (resíduo sólido total a 105°C); Dur (dureza mg/L de CaCO₃); Alct (alcalinidade total); CE (condutividade elétrica µS/cm); ND (não detectado); < (menor que o limite de detecção).

POÇO	RT 105	pH	CE	Dur	Alct	HCO ₃	SO ₄	PO ₄	SiO ₂	NO ₃	F	Al	Na	Cl	Ba	Fe t	Ca	Mg	Mn	K
PDU6	823	7,2	1276	354	188,5	229,88	144	0,05	22	<0,04	3,77	ND	152,3	45,8	0,08	1,66	115,1	17,52	1,811	2,84
PDU7	412	7,7	646	168	146,9	178,99	74	0,33	41	<0,04	3,91	<0,1	45,3	39,3	0,07	0,24	55,8	7,17	0,111	1,89
PDU8	610	7,4	893	280	93,8	114,36	134	0,08	47	<0,04	1,88	<0,1	46,3	28,5	0,03	<0,09	79,8	16,97	0,013	2,89
PDU13	766	7,4	1175	321	117,0	142,65	20	0,30	25	0,18	2,33	<0,1	62,9	372,0	0,7	<0,09	98,6	20,39	0,98	3,89
PDU17	211	6,4	193,6	31	22,6	27,57	<10	0,01	97	0,14	0,72	1,4	17,2	38,1	0,13	0,57	5,29	2,50	0,149	2,42
PDU21	1460	7,2	2810	451	124,9	152,32	62	0,01	53	0,18	1,19	0,1	191,0	781,0	0,21	0,63	96,2	33,0	0,159	9,34
PDU34	329	6,7	447	85	136,5	166,51	20	0,40	60	3,2	0,88	<0,1	40,8	41,2	0,05	0,09	18,7	9,28	<0,003	6,97
PDU36	469	8,0	755	169	160,4	195,20	45	0,03	34	ND	2,76	1,8	59,7	107,8	0,14	0,14	45,3	12,06	0,214	2,76
PDU37	2038	7,7	3160	565	141,7	172,66	143	0,01	<20	ND	2,80	0,1	282,0	495,6	0,21	0,36	125,8	63,6	0,335	9,4
PDU38	398	8,0	671	142	101,7	123,76	49	0,03	33	ND	3,02	<0,1	61,9	103,9	0,19	<0,09	37,6	13,91	0,271	3,74
PDU48	147	7,8	161,7	42	54,6	66,51	12	ND	23	2,01	2,08	<0,1	18,2	13,2	0,03	<0,09	9,78	3,56	0,3	1,4
PDU54	581	7,4	901	120	170,0	207,27	60	0,03	256	ND	1,34	11,8	115,1	82,2	0,23	8,22	22,9	15,41	0,87	4,45
PDU65	339	7,0	526	152	182,6	222,72	45	0,16	50	19,26	1,32	<0,1	62,9	32,1	0,12	<0,09	31,1	14,9	0,06	3,2
PDU68	355	7,2	480	51	109,8	133,90	56	0,58	81	1,39	4,43	3,8	97,5	38,6	0,05	1,69	7,76	5,1	0,127	3,23
PDU80	2428	7,1	4030	720	418,9	510,90	129	3,61	45	0,08	0,22	<0,1	464,0	909,7	0,47	17,0	125,0	9,58	2,11	21,4
PDU81	1169	8,2	2240	126	115,4	140,23	129	0,02	<20	<0,04	5,39	<0,1	378,0	445,6	0,07	0,18	38,6	10,1	0,019	3,07
PDU86	763	8,0	1324	129	103,4	125,83	14	0,01	25	0,04	4,23	<0,1	137,8	327,5	0,08	0,17	76,7	5,42	0,289	4,3
PDU87	365	7,2	423	50	115,6	140,98	24	0,11	90	2,29	0,92	4,9	65,1	41,7	0,04	2,01	6,55	1,05	0,18	2,94
PDU88	288	8,3	462	136	100,7	122,24	0	0,04	36	0,09	2,34	0	31,4	72,7	0,02	0,2	37,7	8,25	0,23	2,04
PDU90	2908	6,7	1445	214	83,1	101,37	20	0	42	0,01	0,62	0	204,0	406,6	0,13	0,95	56,5	15,77	1,2	6,54
PDU91	1482	6,4	335	51	38,8	47,33	32	0,07	58	1,02	0	0	41,4	69,2	0,16	0,39	9,42	5,31	0,26	2,63

Tabela 2 - Matriz de correlação dos dados hidroquímicos, com os respectivos coeficientes de correlação (r).

	Cl	Dureza	SO ₄	CE	pH	Ca	Mg	K	Na
Cl	1,000	0,835	0,744	0,970	-0,212	0,534	0,815	0,497	0,890
Dureza		1,000	0,721	0,902	-0,058	0,834	0,773	0,490	0,738
SO ₄			1,000	0,829	-0,333	0,425	0,836	0,247	0,876
CE				1,000	-0,183	0,622	0,849	0,501	0,922
pH					1,000	0,225	-0,251	-0,120	-0,343
Ca						1,000	0,440	0,416	0,435
Mg							1,000	0,080	0,762
K								1,000	0,459
Na									1,000

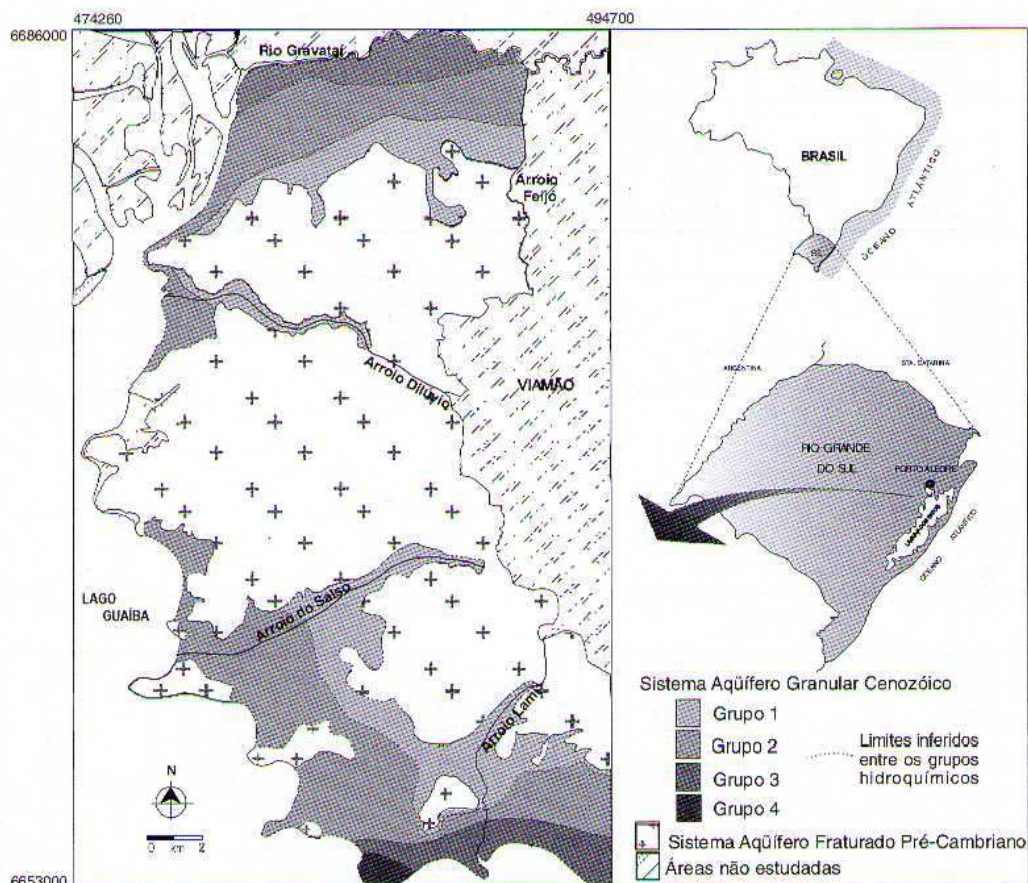


Figura 1 - Mapa Hidrogeológico do Município de Porto Alegre, RS.

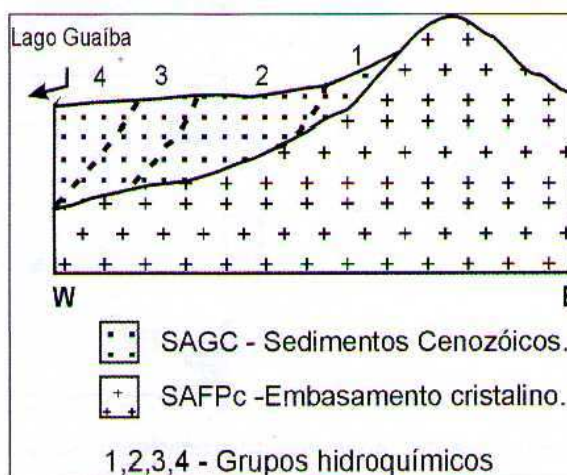


Figura 2 - Perfil esquemático do Sistema Aquífero Granular Cenozóico.

Tabela 3 - Sumário dos parâmetros usados no tratamento estatístico, identificados em grupos químicos. CE – condutividade elétrica em $\mu\text{S}/\text{cm}$, dureza em mg/L de CaCO_3 , ânions e cátions em mg/L .

	CE	pH	Dureza	Cl	K	Ca	Mg	SO ₄	Na
Grupo 1									
Máximo	901,0	7,49	152,0	85,0	4,4	31,1	14,9	60,0	115,1
Mínimo	161,7	5,43	5,52	13,2	1,4	0,9	0,7	4,0	17,2
Média	459,2	6,75	60,5	50,7	3,1	13,0	6,9	30,3	58,0
Grupo 2									
Máximo	3160	8,30	565,0	781	9,4	125,8	63,6	144,0	297,7
Mínimo	462	6,52	124,0	28,5	2,0	22,0	5,4	14,0	31,4
Média	1382	7,44	235,6	274,9	4,5	63,4	18,6	56,6	150,0
Grupo 3									
Máximo	4030	7,10	720,0	909,7	21,4	125,0	34,0	250,0	529,0
Mínimo	315	5,48	118,7	27,5	12,5	15,0	9,5	26,0	464,0
Média	2401	6,14	338,5	565,7	16,3	54,6	19,3	135,0	496,5
Grupo 4									
Máximo	6540	6,36	846,0	1650,0	2,5	84,0	154,0	400,0	740,3
Mínimo	2830	5,40	428,0	520,0	2,5	72,0	60,0	300,0	570,8
Média	4685	5,88	637,0	1085,0	2,5	78,0	107,0	350,0	655,5

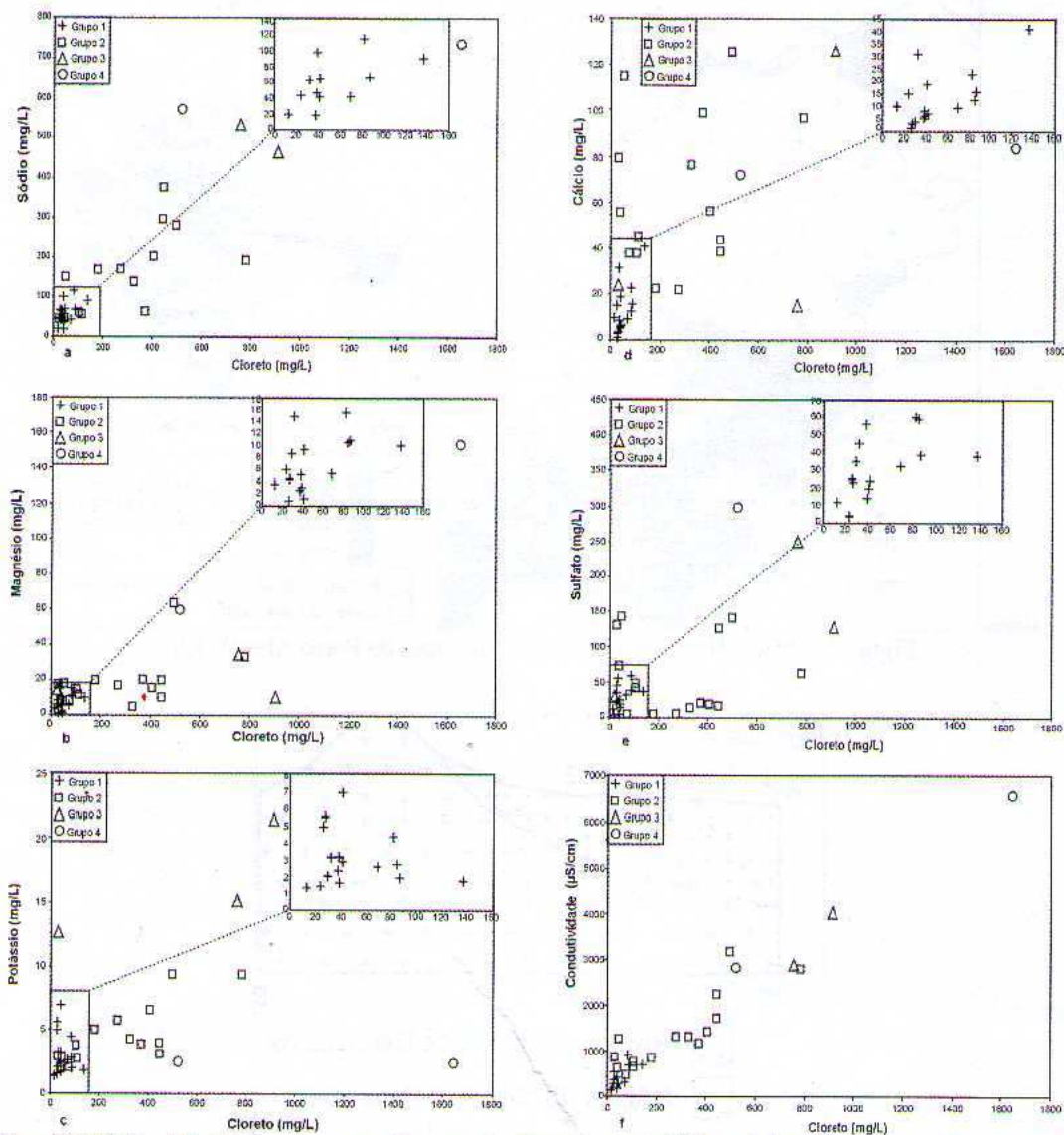


Figura 3 - Sumário dos parâmetros usados no tratamento estatístico, identificados em grupos químicos. CE – condutividade elétrica em $\mu\text{S}/\text{cm}$, dureza em mg/L de CaCO_3 , ânions e cátions em mg/L .

Sulfato

O sulfato possui correlação positiva, além do cloreto, com o magnésio ($r = 0,836$), o sódio ($r = 0,876$), o cálcio ($r = 0,425$), a CE ($r = 0,829$) e a dureza ($r = 0,721$). A origem do sulfato nas águas subterrâneas do aquífero é provavelmente relacionada com a dissolução de gipsita registrada no sedimento síltico-argiloso (Figura 4):

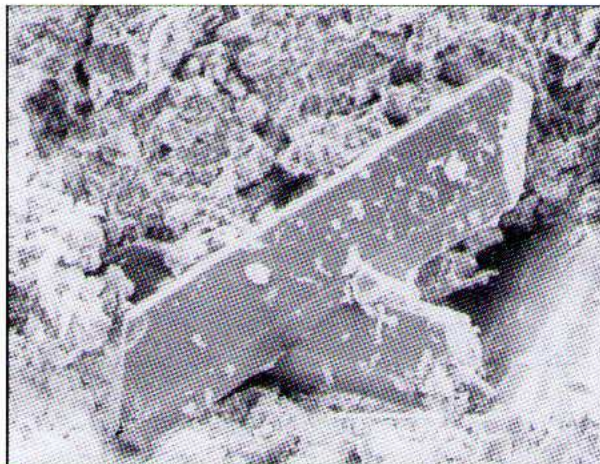


Figura 4 - Cristais de gipsita em sedimento síltico-argiloso observados ao MEV. Escala x 500.

Cálcio e Sódio

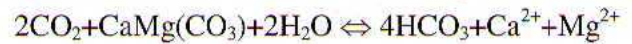
O cálcio possui correlação positiva com o sódio ($r = 0,435$), potássio ($r = 0,440$) e magnésio ($r = 0,416$). O sódio, por outro lado, apresenta crescimento diretamente proporcional com o aumento dos demais parâmetros físico-químicos utilizados na matriz de correlação. As relações cálcio vs. sódio (Figura 5c) são variáveis nos quatro grupos estatísticos, assim, o cálcio é claramente mais abundante nos Grupos 2 e 3, enquanto o sódio cresce do Grupo 1 ao 4, comportamento idêntico observado no caso do íon sulfato.

A origem do cálcio é provavelmente vinculada com a dissolução de carbonatos (calcita e dolomita) abundante em ambientes com influência marinha. Deve ser registrado que a dissolução de gipsita também promove a liberação iônica de cálcio. O sódio, por sua vez, possui derivação idêntica a do cloreto, com o qual mantém nítida correlação.

Magnésio

O magnésio possui uma correlação positiva com a maioria dos parâmetros, à exceção do potássio e pH, sendo claramente mais abundante no Grupo 4.

Dada a estreita relação deste elemento com o cálcio, é provável que sua origem esteja relacionada à dissolução de carbonatos, em particular dolomita, considerando-se que inexistem minerais ferromagnesianos na composição do SAGC.



Condutividade Elétrica, Dureza e pH

A condutividade elétrica e a dureza crescem do Grupo 1 ao 4, tal como relatado para o sódio, sulfato e cloreto. Por outro lado, o pH não apresenta relações de interdependência evidentes com nenhum dos parâmetros analisados.

CONCLUSÕES

A heterogeneidade da composição química das águas subterrâneas do SAGC é reflexo da expressiva variação composicional dos sedimentos que constituem o aquífero, em decorrência dos diferentes ambientes deposicionais, e da espessura do aquífero poroso, a partir do embasamento cristalino, que corresponde ao aquífero fraturado subjacente. Os estudos demonstram que os parâmetros com maior correlação estatística são CE, dureza, cloreto, potássio, cálcio, magnésio, sódio e sulfato. Os mesmos estudos discriminam quatro grupos distintos de águas, que comportam-se como águas cloretada cálcico-sódicas.

As maiores concentrações de íons nas águas são registradas nas regiões com maior espessura de sedimentos, próximas ao Lago Guaíba e mais distais em relação ao embasamento cristalino.

A origem do SAGC na região de Porto Alegre é relacionada com os eventos transgressivos e regressivos ocorridos no Quaternário, o que, aliado a baixa velocidade hidrodinâmica, contribuiu para a distinta assinatura salina das águas subterrâneas.

As características hidroquímicas do SAGC podem ser influenciadas pela mistura com águas do aquífero fraturado subjacente, em particular nas zonas mais proximais em relação ao embasamento cristalino. É considerado que reações de trocas de cátions e processos adsorptivos na fração argilosa e nos óxidos/hidróxidos de ferro dos sedimentos podem contribuir para o controle da distribuição areal e migração dos íons em solução.

Com a relação ao índice de saturação mineral, de maneira geral as águas do SAGC encontram-se subsaturadas em relação à gipsita, fluorita e halita, enquanto dolomita e calcita são

subsaturadas, mas tendem a registrar leve saturação nos grupos 2 e 3. Os resultados demonstram que gibsita, caolinita, zeolita, fluorapatita e goetita aparecem com índices supersaturados nas águas subterrâneas.

Altas concentrações do íon fluoreto são registradas nos poços que possuem influência de águas do SAFFPc, diferindo dos baixos teores observados nos poços que captam somente águas

do SAGC, não possuindo nenhuma correlação com a salinidade.

Os resultados obtidos atestam que a contribuição antropogênica à composição das águas subterrâneas do SAGC é negligenciável, como demonstram os baixos teores de nitrato e de íons associados à contaminação por atividade industrial.

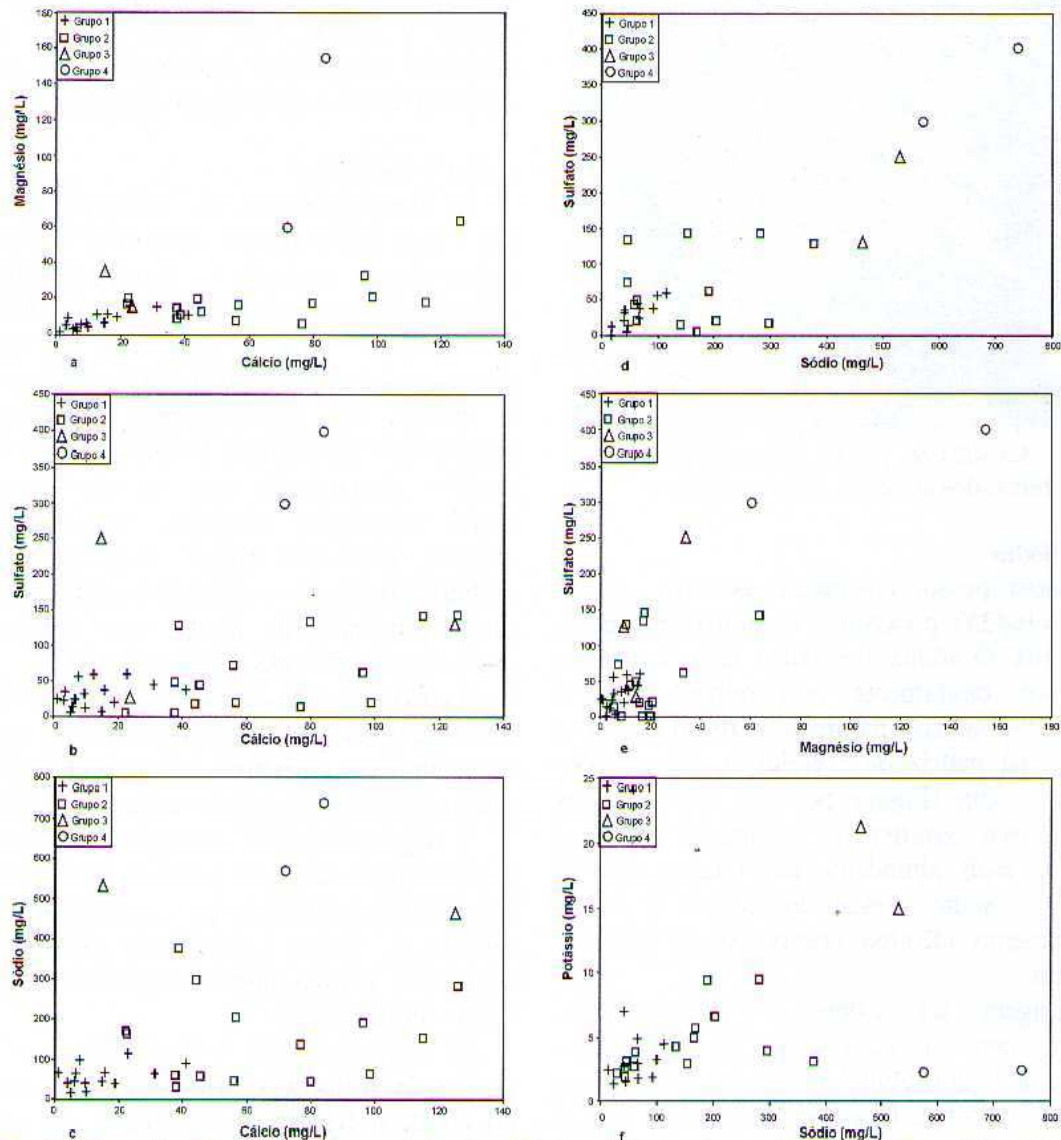


Figura 5 - Gráficos binários das concentrações (mg/L) de cálcio vs. magnésio (a); sulfato (b); sódio (c) e de sódio vs. sulfato (d) e potássio (e) e de magnésio vs. sulfato, nas amostras de água do SAGC

REFERÊNCIAS

- APHA, AWWA, WPCF. **Standard methods for the examination of water and wastewater**. Washington DC, American Public Health Association, 1268p. 1998.
- ANDREIS, R.R.; ROISENBERG, A.; VIERO, A.P. **Os Depósitos Cenozóicos da área urbana de Porto Alegre, RS, Brasil**. 19f. Inédito.
- DELANEY, P.J.V. **Fisiografia e geologia da superfície da planície costeira do Rio Grande do Sul**. Publicação especial da Escola de Geologia, UFRGS, Porto Alegre, 1965. 6:1-195.
- FREITAS, M.A. **Avaliação do Potencial hidrogeológico de terrenos cristalinos através de técnicas de geoprocessamento**. Porto Alegre. 1998. Dissertação de MSc Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Universidade Federal do Rio Grande, 130f.
- FREITAS, M.A.; LISBOA, N.A. Aspectos da Qualidade das Águas Subterrâneas dos diferentes sistemas Aquíferos da Região de Porto Alegre – RS. In: Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. **Anais...** Salvador. 1996. 10f.
- MENEGAT, R.; PORTO, M.L.; CARRARO, C.C.; FERNANDES, L.A.D. **Atlas Ambiental de Porto Alegre**. Porto Alegre: Ed. da Universidade/UFRGS, 1998. 228 p. Várias escalas.
- MACHADO, J.L.F. Características Hidrológicas dos Sistemas Aquíferos Quaternário da Região Adjacente a Porto Alegre – RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEA. 1993. **Anais**. p.21-26. 1993.
- MACHADO, J.L.F. Mapa Hidrogeológico da Folha de Porto Alegre, escala 1:250.000. In: RAMGRAB, G.E.; WILDNER, W.; CAMOZZATO, E.; org. **Porto Alegre folha SH.22-Y-B**, Estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: CPRM. 1 mapa. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos, Brasília, 1997.144p.
- PHILIPP, R.P. 1995. Condições de posicionamento do plutonismo da Suíte Dom Feliciano na região de Porto Alegre, RS. In: V SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, Gramado – RS. SBG, **Bol. Res. Exp.**:p.207-209.
- PHILIPP, R.P.. **A Evolução Geológica e Tectônica do Batólito Pelotas, RS**. São Paulo, 1998 (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo).
- PHILIPP, R.P.; REGO, I.T.S.F.; SIVIERO, R. 1994. Geologia das rochas granitóides da região de Porto Alegre, RS. In: XXXVIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, **Anais...** Camboriú – SC. **Anais** 1:98-99.
- ROISENBERG, C. **Hidrogeoquímica do Sistema Aquífero Fraturado Pré-cambriano e qualidade das águas subterrâneas do Município de Porto Alegre-RS**. 2001. Dissertação de MSc, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS. 174f.
- ROISENBERG, C.; VIERO, A.P.; SCHWARZBACH, M.S.R.; ROISENBERG, A.; MORANTE, I.C. Caracterização geoquímica e gênese dos principais íons das águas subterrâneas de Porto Alegre, RS. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.8, n.4, p.137-147. 2003.
- SCHNEIDER, A.W.; LOSS, E.L.; PINTO, J.F. 1974. **Mapa geológico da folha Porto Alegre, RS**, escala 1:50.000, Porto Alegre, CNPq, mapa.
- TOMAZELLI, L.J.; VILLWOCK, J.A.; LOSS, E. L. Aspectos da geomorfologia costeira da região de Osório-Tramandaí, Rio Grande do Sul. In: Iº Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. **Publicação Especial nº 2**. 21p. Porto Alegre. 1987.
- VÁSQUEZ, S.G. **Qualidade do ar e das chuvas em Porto Alegre**. Dissertação (Mestrado em Engenharia) – Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2000. 81f.
- VILLWOCK, J A. **Contribuição a geologia do Holoceno da Província Costeira do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, 1972. Instituto de Geociências da UFRGS. Dissertação de Mestrado. Geociências. 133f.
- WOLERY, T.J.; DAVELER, S.A. **EQ3/6, A Computer Program for Reaction Path Modeling of Aqueous Geochemical Systems: Theoretical Manual, User's Guide and Related Documentation** (Version 7.0). California, Livermore Laboratory, University of California, 246p. 1992.

COMPONENTES QUÍMICOS MAYORES Y CONTENIDO DE RADÓN EN POZOS DE AGUA POTABLE EN LA CUENCA DEL LAGO DE CUITZEO, MEXICO

Ruth Alfaro Cuevas Villanueva¹; Nuria Segovia Aguilar²; Raúl Cortés Martínez³; Verónica Martínez Miranda³; Elizabeth García Vega¹; María Beatriz López-Muñoz⁴ y Rodolfo Farías Rodríguez¹

RESUMEN Se determinaron iones mayoritarios, coliformes fecales y radón en muestras de agua de tres pozos ubicados en la cuenca de Cuitzeo, México. La zona se localiza al noreste del Estado de Michoacán y forma parte del Cinturón Neovolcánico Mexicano. Las técnicas de medición utilizadas incluyeron análisis químicos convencionales, el número más probable para coliformes fecales y el método de centelleo líquido para ²²²Rn. Se realizaron cuatro muestreos durante un año. El agua estudiada es de tipo bicarbonatada y puede considerarse como agua periférica debido a la absorción del CO₂ magmático y a la mezcla con aguas menos profundas. Se encontró contaminación con coliformes fecales en los tres sitios estudiados. Los resultados indican una concentración baja de radón modulada por el flujo subterráneo.

Palabras clave: México, agua subterránea, radón, absorción, CO₂ magmático

ABSTRACT Major ions, faecal coliform contamination and radon were determined in water samples from three boreholes at Cuitzeo basin, Mexico. The zone is located in the northeast part of Michoacan state and belongs to the Mexican Neovolcanic belt. The measurement techniques included conventional chemical analyses, the most probable number for faecal coliforms and the liquid scintillation method for ²²²Rn. Four sampling campaigns were performed during one year. The water under study is bicarbonate type and can be considered as peripheral water due to the absorption of magmatic CO₂ and to the mixing with shallower waters. Faecal coliform contamination was found at all sites. The results indicate a low radon concentration modulated by the underground flow.

Keywords: Mexico, groundwater, radon, absorption, magmatic CO₂

INTRODUCCIÓN

El conocimiento del contenido de los componentes mayores en el agua es información importante para averiguar su origen, historia y el estado probable de contaminación. Es importante equilibrar la explotación de las fuentes naturales con la protección al ambiente. Cuando el agua que contiene radionúclidos naturales es utilizada como fuente de agua potable, de acuerdo a estudios epidemiológicos, la dosis de radiación para los humanos es de gran riesgo para la salud (LÓPEZ et al., 2002).

La parte central de México se caracteriza por ser una zona volcánica en la que se encuentran 14 volcanes activos, además de algunas depresiones lacustres. En esta región se localiza uno de los principales lagos del país: Cuitzeo. El acuífero de Cuitzeo está al noreste del Estado de Michoacán y esta formación es parte de la cuenca del Alto Lerma la cual, es una de las más contaminadas del país debido a la proliferación de la industria y al uso de plaguicidas y fertilizantes (DE CSERNA; ÁLVAREZ, 1995).

Estudios químicos, radioquímicos y bacteriológicos realizados desde la década de los ochentas a muestras de agua en pozos profundos

y manantiales pertenecientes a la cuenca del Alto Lerma han mostrado que se trata de una zona de recarga compleja (LÓPEZ et al., 2002; ALFARO et al., 2002; SEGOVIA et al., 2005). Al tener una cercanía con la región geotérmica de Los Azufres, se han realizado estudios de este tipo. Recientemente, la presencia de radón junto con información geoquímica encontrada han conducido a enfocar el interés en la aplicación de la energía geotérmica en la región (SEGOVIA et al., 2005). Con el objeto de evaluar la calidad del agua en tres sitios pertenecientes al acuífero de Cuitzeo, se procedió a determinar la concentración de componentes químicos mayoritarios, coliformes fecales y radón en agua subterránea.

MATERIAL Y MÉTODOS

Localización

El Estado de Michoacán ha presentado vulcanismo reciente. Las principales formaciones geológicas regionales provienen de los periodos Terciario y Cuaternario. La hidrología de Michoacán se compone por el río Lerma, los lagos centrales y el río Balsas. La cuenca de

¹Instituto de Investigaciones Químico Biológicas-Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, México. (rvalfaro@umich.mx, ega_vega@hotmail.com, rrfarias@umich.mx)

²Instituto de Geofísica-Universidad Nacional Autónoma de México México D.F., México. (nurina@terra.com.mx)

³Centro Interamericano de Recursos del Agua-Universidad Autónoma del Estado de México. Facultad de Ingeniería, Toluca, Estado de México. (raulc@uaemex.mx, vmm@uaemex.mx)

⁴Instituto Nacional de Investigaciones Nucleares, Departamento de Química, México, D.F., México. (mbelm@nuclear.inin.mx)

Cuitzeo, con 3.977 km², tiene uno de los lagos más grandes de la zona. Las zonas de recarga están localizadas en el borde de las colinas que rodean el lago. La dirección cualitativa del flujo subterráneo ha sido reportada de sur a norte, en la región sur del lago, mientras que al sureste sigue las fallas locales (ISRADE-ALCANTARA; GARDUÑO-MONROY, 1999). El clima es moderado con lluvias en verano (mayo a octubre), encontrándose una precipitación anual promedio de 906 mm. El intervalo de temperaturas oscila entre 10 y 28 °C.

Toma de muestras

Los puntos de muestreo (Figura 1) están localizados en el acuífero de Cuitzeo, entre 19°53'00" y 19°58'20" N y 101°02'30" y 101°15'00" W, a una altitud promedio de 1850 m. Las muestras de agua se obtuvieron de tres pozos de agua potable entre 60 y 120 m de profundidad, ubicados en las poblaciones de Mariano Escobedo (ME), San Juan Tarameo (SJT) y Santa Rita (SR). Se consideraron cuatro periodos de colecta entre los meses de febrero y octubre de 2003. Las muestras para determinar los componentes químicos mayores fueron tomadas en botellas de polietileno de alta densidad (HDPE) de 1 L limpias. Las botellas fueron llenadas y cerradas para evitar pérdidas y contaminación de las muestras. La preservación se llevó a cabo utilizando refrigeración.

Las muestras para determinar coliformes fecales se tomaron en bolsas de plástico estériles y fueron cuidadosamente cerradas para evitar contaminación ambiental. Las muestras para radón se tomaron en recipientes de HDPE. El gas contenido en el agua se atrapó in situ utilizando tolueno y agitando vigorosamente. Se separó la fase orgánica y se transfirió a un vial con 10 mL de solución centelladora para su posterior análisis.

Técnicas de análisis

Los parámetros medidos in situ fueron la temperatura (°C), el pH y la conductividad eléctrica ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$), utilizando un termómetro de inmersión Brannan y un potenciómetro portátil Schott CG 837 (calibrado previamente con soluciones buffer de pH 4 y 7). En el laboratorio, los componentes químicos mayoritarios (mg.L^{-1}) se determinaron en base a los métodos estándar reportados en el manual APHA-AWWA-WPCF (1995). Los resultados

fueron graficados en un diagrama de Piper para identificar las facies hidroquímicas de las aguas en estudio. La demanda bioquímica de oxígeno (DBO) y la demanda química de oxígeno (DQO) fueron determinadas por el método de 5 días y el método de valoración, respectivamente. Los coliformes fecales se determinaron por la técnica del número más probable (NMP/100 mL). Finalmente, los viales con el radón extraído en tolueno fueron analizados en un equipo de centelleo líquido Packard TRI-CARB 2700TR. Se realizaron correcciones para el decaimiento del radón y de sus hijos en las muestras.

Resultados y discusión

Los valores de temperatura, pH, conductividad eléctrica, DBO, DQO, coliformes fecales, radón, componentes mayores y el balance iónico obtenidos en los pozos ME, SJT y SR, se muestran en las tablas 1 y 2. Los tres pozos mostraron valores alcalinos de pH, tanto en la época de estiaje como durante la temporada de precipitación pluvial, los cuales están directamente relacionados con la conductividad eléctrica registrada. Los valores de temperatura registrados en SR se deben a que este punto se encuentra en una zona de manantiales termales. Las concentraciones más importantes de componentes mayores correspondieron al pozo de Mariano Escobedo, que es el sitio con la mayor presencia de sales, principalmente de sodio y calcio. El contenido de sodio en este sitio excedió el límite de 200 mg.L^{-1} , recomendado por la Norma Oficial Mexicana para agua potable. En los tres pozos decreció la concentración de SO_4^{2-} en la última toma de muestras, correspondiente al fin de la temporada de precipitación pluvial, debido a la disolución generada durante esta época. Los niveles de iones mayoritarios encontrados en los tres pozos indicaron un carácter salino en el agua debido principalmente a la formación de NaCl. Se encontró contaminación por materia orgánica biodegradable y refractaria durante todo el periodo de estudio en ME, así como concentraciones de coliformes fecales. Esto puede deberse a que este sitio es el más cercano al lago y es probable que haya filtración de la contaminación de este cuerpo de agua hasta el pozo. En SR se detectó contenido de materia orgánica no biodegradable en dos de las cuatro tomas de muestras.

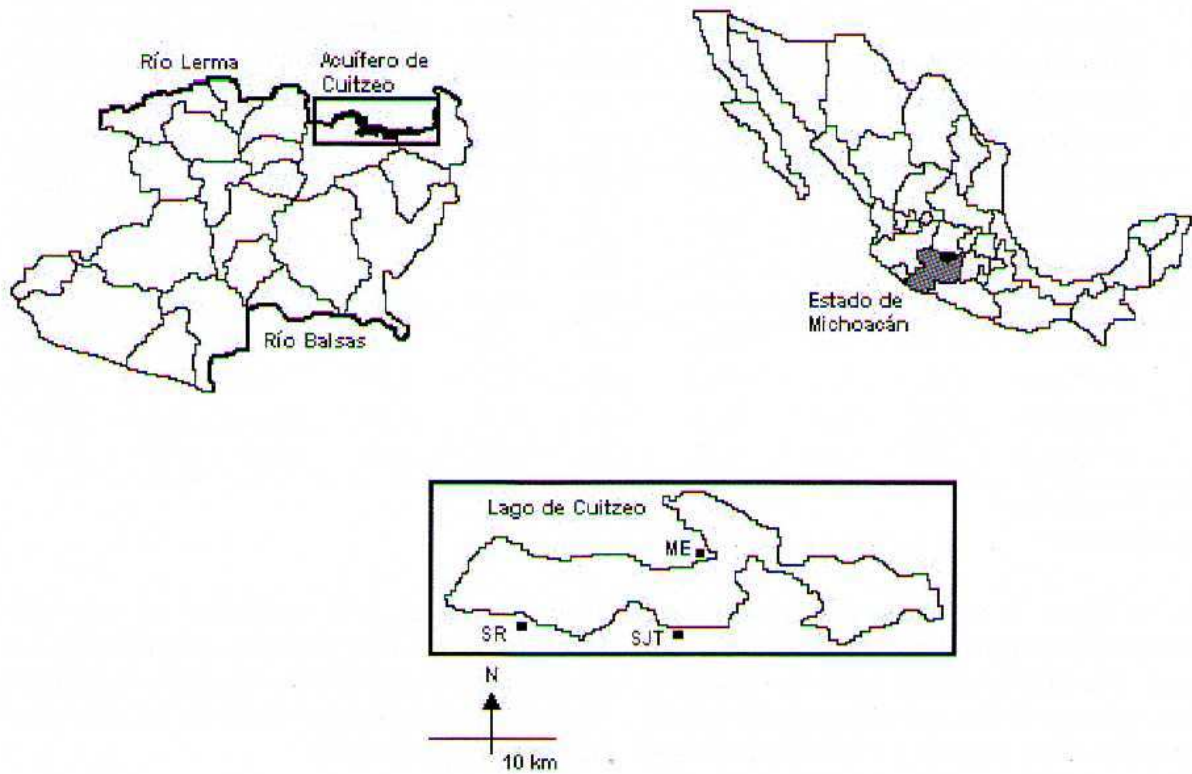


Figura 1 - Localización de los pozos profundos: Mariano Escobedo (ME), San Juan Tarameo (SJT) y Santa Rita (SR), alrededor del lago de Cuitzeo, Michoacán, México.

Tabla 1 - Valores obtenidos en los cuatro muestreos en Mariano Escobedo (ME), San Juan Tarameo (SJT) y Santa Rita (SR): Temperatura ($^{\circ}\text{C}$), conductividad eléctrica EC (μmhoscm^{-1}), demanda química y bioquímica de oxígeno DQO y DBO (mgL^{-1}), coliformes fecales CF (MPN/100mL) y ^{222}Rn (BqL^{-1}).

Sitio	Fecha	T	pH	CE	DQO	DBO	CF	^{222}Rn
ME	20/02/2003	22,0	7,7	2300	32,16	20,90	60,0	0,51
	28/04/2003	24,5	7,9	2350	15,54	10,10	4,0	0,56
	20/08/2003	26,5	8,1	2330	31,20	18,09	95,0	0,76
	19/10/2003	26,0	8,5	2350	32,41	2,00	nd**	1,07
SJT	20/02/2003	28,0	7,7	680	< ld*	< ld	9,00	2,45
	28/04/2003	31,0	7,9	698	< ld	< ld	< ld	2,11
	20/08/2003	30,0	8,0	697	< ld	< ld	1,00	3,88
	19/10/2003	31,0	8,6	665	< ld	< ld	Nd	3,31
SR	20/02/2003	40,0	8,5	464	< ld	< ld	< ld	0,18
	28/04/2003	35,5	8,4	463	< ld	< ld	< ld	0,53
	20/08/2003	37,0	8,4	468	< ld	< ld	3,00	1,13
	19/10/2003	38,0	8,4	476	< ld	< ld	nd	nd

* límite de detección

** no determinado

Tabla 2 - Valores obtenidos en las cuatro tomas de muestras en Mariano Escobedo (ME), San Juan Tararameo (SJT) y Santa Rita (SR): componentes mayores (mgL⁻¹) y balance iónico (%meq)

Sitio	Fecha	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	BI
ME	20/02/2003	68,14	31,56	390,83	21,08	199,65	355,60	720,4	< ld*	-2,71
	28/04/2003	54,69	41,94	398,21	21,91	285,86	199,65	747,3	108,00	-7,69
	20/08/2003	30,98	54,22	397,49	21,43	229,90	190,04	686,3	40,20	1,73
	19/10/2003	73,15	36,47	387,38	19,22	254,90	nd**	649,0	103,80	5,97
SJT	20/02/2003	29,66	24,28	76,40	11,23	21,33	46,07	286,1	< ld	6,27
	28/04/2003	24,97	28,30	78,30	11,19	22,68	26,58	298,3	4,02	7,78
	20/08/2003	29,32	25,89	77,64	11,28	22,49	24,77	278,8	3,90	10,00
	19/10/2003	12,93	34,89	85,48	18,68	20,49	25,67	222,0	60,60	6,48
SR	20/02/2003	11,22	0,96	91,98	4,06	7,71	12,12	206,1	< ld	10,00
	28/04/2003	9,66	0,97	93,52	4,07	7,71	7,08	174,5	52,53	-2,49
	20/08/2003	10,82	5,07	94,21	4,14	6,99	3,83	191,5	24,00	10,00
	19/10/2003	13,79	11,48	71,91	3,11	8,50	5,45	181,8	40,20	1,75

* Límite de detección

** no determinado

En la figura 2 se muestra la gráfica que representa la concentración relativa de los iones mayores (%meq.L⁻¹) en triángulos de cationes y aniones. El agua de los tres pozos resultó ser del tipo bicarbonatada y puede ser considerada como periférica debido a la absorción de CO₂ magmático y a la mezcla con aguas superficiales (SEGOVIA et al., 2005).

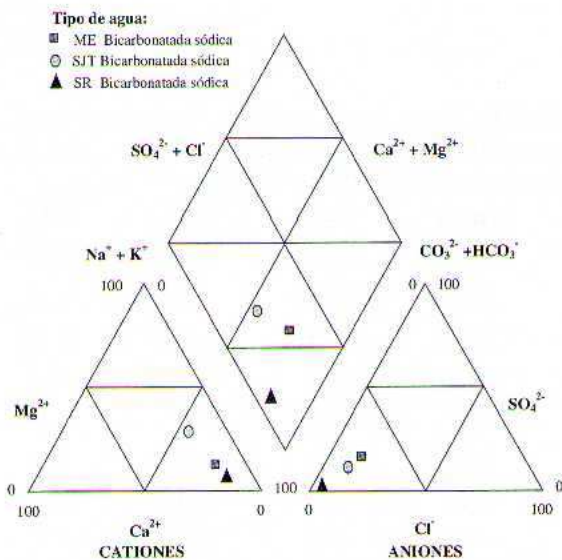


Figura 2 -Diagrama de Piper de las aguas estudiadas.

El promedio y la desviación estándar de los valores de ²²²Rn obtenidos durante las cuatro campañas de muestreo se muestra en la figura 3. Los valores promedio de radón se encontraron relativamente bajos y de impacto radiológico despreciable, pero mostraron diferentes concentraciones en cada sitio de muestreo, debido a los distintos ambientes geológicos. San

Juan Tararameo está localizado en depósitos lacustres, Santa Rita está en rocas andesíticas y Mariano Escobedo está en una de las principales fallas geológicas locales donde se ha observado una fuerte degasificación.

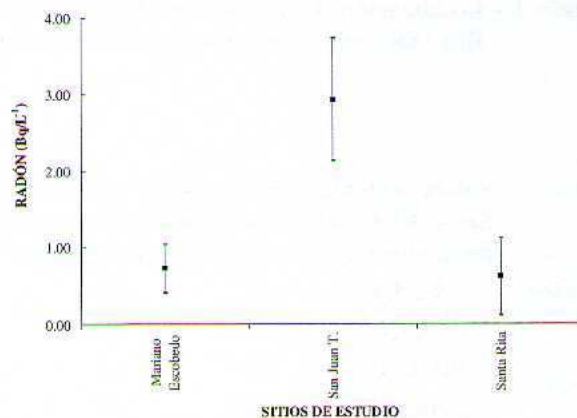


Figura 3 - Concentraciones promedio de radón en los sitios de estudio.

Los valores de radón más altos en las muestras de agua correspondieron a San Juan Tararameo, que ha sido reportado como una zona con alta eficiencia de transporte de fluidos debido a la presencia de vapor y aguas termales (SEGOVIA et al., 2005). Por el contrario, en Mariano Escobedo, el bajo contenido de radón puede explicarse debido a que el gas tiende a salir de la roca por las fallas quedando disuelto en la fase líquida. Los resultados obtenidos indican una baja concentración de radón modulada por el flujo subterráneo.

REFERENCIAS

- ALFARO R. MARTINEZ V., SEGOVIA N., PEÑA P., LOPEZ M.B.E., ARMIENTA M.A., RANGEL J., SEIDEL J.L. Radon behavior in springs and wells around Cuitzeo lake, Lerma river basin, Mexico. **Geofisica Internacional**, 41, p. 439-445, 2002.
- APHA-AWWA-WPCF. **Methods for the examination of water**. American Public Health Association (APHA), American Water Works Association (AWWA), Water Pollution Control Federation (WPCF), 19th Edn. USA, 1995.
- DE CSERNA Z.; ALVAREZ R. Quaternary drainage development in Central Mexico and the threat of an environmental disaster: a geological appraisal. **Environmental and Engineering Geosciences**. 1, p. 29-34, 1995.
- ISRADE ALCÁNTARA I., GARDUÑO MONROY V.H. Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting: the evolution of the late neogene Cuitzeo basin system (Central-western Mexico, Michoacan). **Paleogeography, Paleoclimate, Paleoecology**, 151, p. 209-227, 1999.
- LÓPEZ R.N., SEGOVIA N., CISNIEGA M.G., LOPEZ M.B.E., ARMIENTA M.A., SEIDEL J.L.; PEÑA P., GODINEZ L., TAMEZ E. Determination of radon, major and trace elements in water samples from springs and wells of northern Mexico State, Mexico. **Geofisica Internacional**. 41, p. 407-414, 2002.
- SEGOVIA N., BARRAGÁN R.M., TELLO E., ALFARO R., MENA M. Geochemical characteristics and ²²²Rn measurements at Cuitzeo basin (Mexico) thermal springs and artesian wells. **Proceedings World Geothermal Congress**, Turquía, 2005.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el apoyo técnico a Juan Rangel, Mercedes Lucero, Guadalupe Vázquez y Guadalupe Fonseca y a Luis Fernando Cuevas y Benjamín Villalobos por su apoyo en el trabajo de campo. Este estudio fue financiado por el proyecto 12445 de Fondos Mixtos CONACyT-Gobierno del Estado de Michoacán y apoyado parcialmente por el proyecto 40858 de CONACyT.

*Componentes Químicos Mayores y Contenido de Radón en Pozos de Agua Potable
en la Cuenca del Lago de Cuitzeo, Mexico*

ANÁLISIS COMPARATIVO DE DOS METODOS GEOFÍSICOS (SEV, MT) APLICADOS EN LA ZONA TERMAL DEL SISTEMA ACUÍFERO GUARANI EN ARGENTINA Y URUGUAY

Fernando Corbo Camargo¹; Alejandro Oleaga Bazterrica² y Jorge Arzate Flores³

RESUMEN En este trabajo se realiza un análisis de sondeos MT y SEV examinando sus potenciales y limitaciones. Se comparan los resultados de la interpretación de una decena de sondeos paramétricos en perforaciones profundas (>1000 m) del área termal de Argentina y Uruguay. Los SEV, basados en la inyección de corriente directa al subsuelo y en la hipótesis de un dominio estratificado plano paralelo, presentan facilidad operativa para bajas aperturas (<500m), pero cuando éstas superan los 1000 m incrementan sustancialmente los requerimientos de suministro de corriente, adicionalmente, la interpretación de éstos datos presenta problemas de equivalencia por el carácter escalar de la resistividad aparente. Por otro lado, la técnica de prospección AMT-MT se vale de señales electromagnéticas naturales que se propagan en el subsuelo cuya profundidad de propagación depende de su frecuencia. Los sondeos pueden ser realizados incluso en las cercanías de fallas y alcanzar grandes profundidades de investigación (>5000 m). De la comparación realizada entre estos dos tipos de sondeos, los AMT presentan un bajo error (menor %5) en la profundidad a los contrastes de resistividad detectados entre rocas sedimentarias y basaltos del Sistema Acuífero Guaraní (SAG) con el basamento de la cuenca, en ocasiones a más de 2000 m de profundidad. Se concluye que en prospecciones someras la técnica de SEV es potencialmente más utilizable, particularmente por su costo, pero en cuencas profundas como la del SAG, los sondeos AMT-MT muestran mayor resolución y aplicabilidad.

Palabras clave: sondeos MT, SEV, Sistema Acuífero Guaraní, geofísica, Uruguay, Argentina

ABSTRACT In this work we undertook MT and SEV sounding analyses to examine and evaluate their potentials and limits. We compared the results of the interpretation of about ten parametric soundings in deep perforations (> 1000 m) of the thermal area of Argentina and Uruguay. SEV soundings, based on the injection of direct current to the subsoil and on the hypothesis of a plain parallel stratified domain, present operative facility for low openings (< 500 m), but when they exceed 1000 m it is necessary to provide much more current, furthermore, the interpretation of these data presents equivalence problems because of the scalar character of apparent resistivity. On the other hand, AMT-MT prospection technique uses natural electromagnetic signals that are propagated in the subsurface, the depth of propagation is a function of their frequency. Soundings can be effectuated also in the vicinity of faults and they can reach high depths (> 5000 m). By comparing the two types of soundings, we observe a small error (< 5%) at depths in the resistivity contrasts detected between sedimentary rocks and basalts of the Guarany Aquifer System (GAS) and the basement of the basin, occasionally more than 2000 m. We conclude that VES technique is potentially more useful for shallow prospections, especially for its cost, whereas AMT-MT soundings present a better resolution and application in deep basins, such as SAG.

Keywords: MT and VES sounding, the Guarany Aquifer System, Uruguay, Argentina

INTRODUCCIÓN

El Sistema Acuífero Guaraní (SAG), totalmente en la cuenca Chaco-Paranense, es uno de los acuíferos más grandes del mundo, sumando 1.200.000 km² en: Argentina (19%), Brasil (71%), Paraguay (6%) y Uruguay (4%). Es fuente de agua para abasto público, riego, uso industrial y turístico termal. En la frontera Uruguay-Argentina se ha generado un gran polo turístico, donde se explotan pozos surgentes que aportan hasta 500 m³/h de agua (de 37 a 50 °C). En algunos casos, para ajustar el proyecto y el costo de las perforaciones (aprox. 500.000 U\$S), previamente se han realizado sondeos eléctricos verticales (SEV). Esta técnica ha sido usada desde los años 50 en prospección de agua subterránea, mayormente somera (<500 m).

La economía de equipamiento, simplicidad operativa e interpretación hacen que sea de las más utilizadas. Sin embargo, los arreglos utilizados frecuentemente requieren hasta 5 km de cable (AB/2) para alcanzar las profundidades requeridas. Los métodos electromagnéticos (en particular los métodos Audio-magnetotelúrico y Magnetotelúrico o AMT y MT respectivamente), usados marginalmente en agua subterránea en ésta región, son una alternativa para la exploración del SAG no solo por la versatilidad y robustez en la interpretación, sino por las profundidades de penetración que alcanzan sin el desplante de kilómetros de cables y fuentes de energía gigantescas.

¹IMFIA, Facultad de Ingeniería, Universidad de la República. Montevideo, Uruguay. (fcorbo@fing.edu.uy)

Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México. (fcorbo@geociencias.unam.mx)

²IMFIA, Facultad de Ingeniería, Universidad de la República. Montevideo, Uruguay. (aoleaga@fing.edu.uy)

³Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México. (arzatej@geociencias.unam.mx)

OBJETIVO

El objetivo del presente trabajo es analizar las limitaciones, resolución, precisión y ventajas relativas de dos técnicas de sondeos geofísicos (SEV y AMT) utilizadas para la prospección profunda (>500 m). El artículo se basa en el análisis de registros de pozos y de sondeos paramétricos en perforaciones del área con descripción litológica.

DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

El SAG se encuentra en el centro-este de América del Sur, entre los 12° y 35° de latitud sur y los 47° y 65° de longitud oeste (Figura 1). La zona de estudio abarca la parte este de la provincia Entre Ríos (Argentina) y el noroeste de Uruguay. Totalmente incluida en la cuenca Chaco-Paranense, el área elegida contiene sectores donde no se han detectado rocas asociables a dicho acuífero. La base de la cuenca (granitos Precámbricos) se encuentra a una profundidades de hasta 2300 m, sobre la cual se emplazaron depósitos clásticos Devónico a Pérmicos (hasta 700 m). Sobre éstos se encuentran areniscas eolo-fluvio-lacustres Triásico-Jurásicas de mas 500 m de espesor, confinadas por basaltos del Cretácico inferior cuyo espesor supera los 1000 m (Salto). Una nueva etapa sedimentaria con un espesor menor (0 a 200 m) cubre la mayor parte del área de estudio (Figura 1). La extracción de agua de las areniscas Triásico-Jurásicas que conforman al SAG ha crecido considerablemente (actualmente más de 2.500 m³/h), existiendo 13 pozos termales en uso, cinco en Argentina y ocho en Uruguay.

METODOLOGÍA

Los SEV se basan en la medición en superficie del potencial eléctrico generado por inyección de energía eléctrica, mientras que los

sondeos MT se basan en mediciones de los campos eléctrico y magnético generados por corrientes que circulan naturalmente por el subsuelo. La interpretación cuantitativa de los SEV que a continuación se presentan se realizó con el programa IPI2win (SHEVNIN y MODIN, 2003), con el cual se ajustó semi-automáticamente, imponiendo en todo caso valores resistivos dentro de los rangos de resistividad conocidos para cada litología y se condicionó a que el error de ajuste fuera menor a 5%. La interpretación de los sondeos AMT se llevó a cabo con los paquetes de software *Geotools* y *WinGlink* (algoritmo de inversión: Occam, CONSTABLE et al., 1987), suponiendo un medio unidimensional estratificado.

INFORMACIÓN UTILIZADA

La comparación entre ambos métodos se realizó utilizando SEV y sondeos MT y las descripciones litológicas y registros eléctricos de pozos profundos (>500 m) existentes en la zona termal Uruguayo-Argentina. En la década de los 90, se realizaron SEVs de hasta 10 km de apertura (AINCHIL et al., 1998; PONTI y PASTORE, 1993 y 1995; PONTI et al., 1997) con el fin de estimar la profundidad del agua termal. Basados en algunos de estos trabajos se realizaron perforaciones termales dentro del área de estudio. Recientemente se llevó a cabo un estudio hidrogeológico en el norte de Uruguay (OLEAGA, 2002) que comprendió, entre otros, la realización de 34 sondeos AMT y MT, siete paramétricos en pozos profundos, cuatro de ellos en el área de estudio (Figura 1). En la tabla 1 se muestran los pozos analizados así como el tipo de sondeo paramétricos disponible.

Tabla 1- Pozos con sondeos paramétricos

Perforación	País	Descripción litológica	Perfilaje	Sondeo Paramétrico
Federación	Argentina	X	X	SEV
Villa Elisa	Argentina	X		SEV
Concordia I	Argentina	X	X	SEV
Quebracho Guaviyú)	Uruguay	X	X	AMT-MT
Belén	Uruguay	X	X	AMT-MT
Itacumbú	Uruguay	X	X	AMT-MT

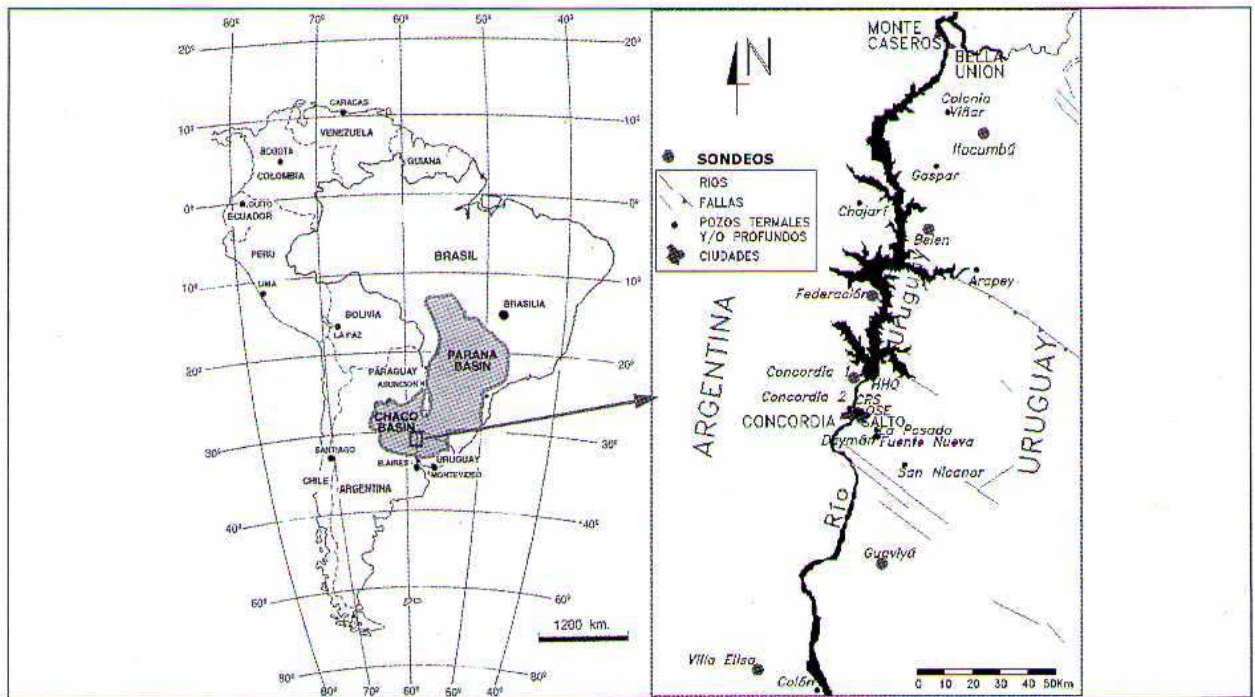


Figura 1 - Mapa de ubicación del área de estudio

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

A partir de los registros de los pozos se obtuvo un rango de valores de resistividad eléctrica para cada litología perforada. Los intervalos de resistividad eléctrica y los valores medios para cada litología identificada se muestran en la tabla 2. La cubierta superior de sedimentos y Terciarios presenta variabilidad vertical en cuanto a los valores de resistividad eléctrica, dado que se pueden encontrar estratos con importante diferenciación litológica localmente. En cambio, las rocas sedimentarias Cretácicas presentan mayor homogeneidad y se caracterizan por su baja resistividad, básicamente por su contenido de agua y de arcilla. El estrato de basalto que le subyace, también presenta un amplio rango de valores de resistividad, principalmente debido a la existencia de zonas alteradas dentro de ésta unidad. En éstas últimas

se observan valores de 50 Ohm-m, mientras que en la parte sin alteración alcanza hasta 650 Ohm-m. Las sedimentitas Jurásico-Triásicas presentan relativa poca variación en los valores de resistividad, cuyo valor medio de 30 Ohm-m es típico de areniscas saturadas con agua no mineralizada. El paquete subyacente de rocas sedimentarias Devónico-Pérmicas presenta alta conductividad eléctrica, con un valor de resistividad media de apenas 9 Ohm-m. Las intrusiones de diabasa en cambio presentan una resistividad eléctrica alta y bastante uniformidad cuyo valor medio es de 500 Ohm-m, próximo al valor del basalto no alterado. Finalmente, el basamento presenta poca variación de punto a punto en los valores observados de resistividad que oscila alrededor de los 500 Ohm-m.

Tabla 2- Rangos de resistividad eléctrica para cada litología perforada (a partir de perfilajes)

Litología	Período	Resistividad eléctrica (Ohm-m)	
		Intervalo	Valor
Sedimentos o rocas sedimentarias	Terciario al presente	4 a 90	
R. sedim (areniscas arc. saturadas)	Cretácico Superior	11 a 15	12
Basalto	Cretácico Inferior	50 a 650	200
Rocas sedimentarias	Jurásico-Triásico	17 a 70	30
Diabasas	Triásico ó Cretácico Inf.	450 a 600	500
Rocas sedimentarias	Devónico-Pérmico	3 a 14	9
Basamento	Precámbrico	480 a 520	500

A partir de los valores medios de la tabla 2, se generaron SEV sintéticos para determinar aperturas mínimas necesarias para detectar el basamento y para verificar si el registro eléctrico del pozo es solución del sondeo. Asimismo, se interpretaron los SEV paramétricos, obteniendo en cada caso las soluciones posibles que cumplieran la condición de ajustar la curva de campo con un error inferior al 5% y que los valores de resistividad se adecuaran a la información indicada en la tabla 2. Esto permitió obtener un rango de espesores y resistividad para cada sondeo asociada a cada litología. La perforación Villa Elisa (SILVA BUSSO, 1999) muestra 350 m de sedimentos, 630 m de basaltos y debajo de estos areniscas permeables. Analizando en conjunto la descripción litológica con los valores de resistividad indicados por AINCHIL et al., (1998) en su interpretación del SEV paramétrico, se observa que el conjunto espesor-resistividad genera una curva diferente a la de campo. Después de realizar varios ajustes, todos con error inferior al 3%, usando valores de resistividad correspondientes a la litología del área, los resultados obtenidos muestran que un sondeo SEV con 3200 m de AB/2, no alcanza la base del basalto y el techo del mismo puede ser detectado a una profundidad de entre 240 y 470 m, debido a la gran correlación entre la resistividad y espesor de los paquetes litológicos superiores (GOLSTMAN y POROHOVA, en SHEVNIN y MODIN, 2003). La incertidumbre en espesores, disminuye al conocer más precisamente la resistividad de las rocas del subsuelo. En éste caso se determinó que dicho SEV no aporta suficiente información para detectar el techo del SAG (base del basalto) y menos aún para definir la resistividad del basamento. En función de la litología perforada, dicho SEV debería haber tenido al menos 6 km de semiapertura (AB/2) para detectar el SAG y alrededor de 10 km para detectar el basamento.

El SEV paramétrico a la perforación Federación (PONTI y PASTORE, 1993, en SILVA BUSSO, 1999) es el que presenta mayor apertura entre electrodos de emisión (16 km), detectando un importante cuerpo resistivo, otro conductivo y la influencia de un cuerpo mas profundo altamente resistivo. Se detectó la base del basalto a una profundidad de entre 680 a 1150 m y el basamento cristalino desde 1250 hasta 1800 m. El pozo mostró 50 m de rocas sedimentarias sobre el basalto. Cercano a la base de éste, se intercalan estratos de algunos metros de areniscas hasta los 810 m a partir de lo cual

continúan únicamente las areniscas. La perforación Concordia mostró 60 m de sedimentos, 710 m de basalto, casi 200 m de intercalaciones de areniscas y basalto, y areniscas desde los 965 hasta los 1160 m. El modelo de resistividad propuesto para éste sitio (Proyecto La Paz, 1996, en SILVA BUSSO, 1999) muestra un pequeño estrato (2,4 m) de alta resistividad (380 Ohm.m) y una capa conductiva de 140 m que condicionan fuertemente el ajuste obtenido, sin encontrarse justificación litológica en el pozo. No obstante, la profundidad indicada de la base del basalto concuerda muy bien con los resultados del pozo. En los ajustes realizados, la información del SEV permite estimar la base del basalto a una profundidad de hasta 1250 m.

El error en la estimación de espesores (normalmente 30%) puede ser reducido al realizar sondeos cercanos y/o en cruz, y ajustándolos simultáneamente. Asimismo, con datos de pozos muy cercanos se puede reducir aún más la incertidumbre, pero no fue posible disminuirla más allá de entre 15 a 20%. A partir de datos de pozos en Uruguay se realizaron SEVs sintéticos que indican que para detectar el techo del SAG se requieren aperturas de 2,5 a más de 5 km, mientras que para la base de la cuenca se precisa de más de 14 km. Se mencionan aperturas mínimas, dado que sectores alterados o estratos sedimentarios saturados (usualmente en el área), generan la necesidad de mayores aperturas.

La interpretación de sondeos AMT y MT paramétricos realizados por OLEAGA (2002) en el sector Uruguayo del SAG arrojó los resultados mostrados en la tabla 3. En teoría, la ausencia de un principio de equivalencia, como en los SEVs, así como la adquisición de dos parámetros (resistividad y fase) con carácter vectorial, a diferencia del carácter escalar de la resistividad de los SEVs, produce soluciones más robustas y por lo tanto más cercanas a la realidad con los sondeos AMT o MT. Los espesores calculados en los sitios de los pozos se aproximan a los observados en los registros, inclusive en el pozo Belén. Los resultados del pozo Belén muestran discrepancia con la litología perforada. Esto se debe a que el sondeo se realizó cerca de una falla, siendo por lo tanto inconsistente con la hipótesis de interpretación de medio estratificado. Por ello, se giraron los ejes de medición, uno en dirección de la estructura principal (N45W) y otro perpendicular a ésta. La interpretación del sondeo paralelo a la falla, representativa del sector norte, donde se realizó el pozo, detecta al SAG a los 493 m y el basamento a los 2.315 m. Esto

muestra parte del potencial de la técnica AMT, al poder realizarse en sitios donde la presencia de una estructura geológica distorsiona necesariamente un sondeo VES sin posibilidad de corrección como en el caso del sondeo AMT. Los resultados de la interpretación indican que la base del basalto se detecta con un error medio del 7%, mayormente influido por los resultados del pozo Yacaré, sin el cual sería inferior al 5%. El basamento se detecta con un error medio aún

menor, 2,7%, inclusive en donde se ubica a más de 2300 m de profundidad. Se observa que la profundidad de todos los contactos litológicos de interés fueron detectados con un error medio inferior al 5%, el cual incluye la variación geológica existente entre el sitio de prospección y el pozo, usualmente 500 m, debido a la necesidad de disminuir interferencia electromagnética del tubo del pozo.

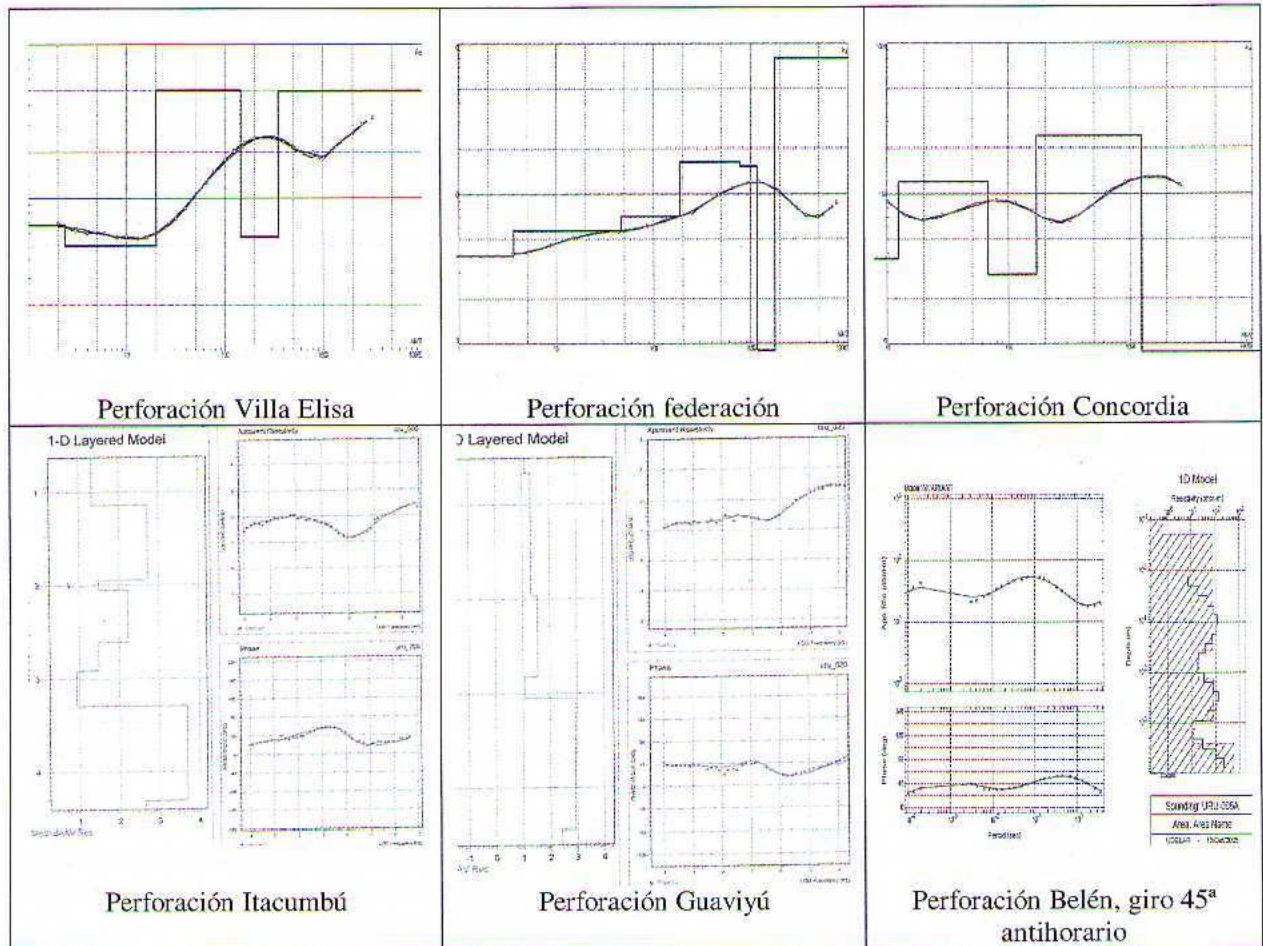


Figura 2 - Interpretación de sondeos paramétricos (parte superior SEV, inferior AMT-MT)

Tabla 3 – Resultados de sondeos AMT-MT paramétricos a pozos con descripción litológica

Estrato	Período	Profundidad a la base (m)									
		Belén		Itacumbú		Yacaré		Guaviyú		Almirón	
		Litol. Pozo	AMT-MT	Litol. Pozo	AMT-MT	Litol. Pozo	AMT-MT	Litol. Pozo	AMT-MT	Litol. Pozo	AMT-MT
Sedimentos y Rocas Sedimentarias	Cretácico Sup.							100	87	55	82
Basalto	Cretácico Inf.	480	815 (493)	395-420	405	420	490	680	620	505	470
R. Sedimentarias	Juro-Devónico	2.330	3.300 (2.315)	2.040	2.000	2.330	2.415	1.105	1.120	925	980

CONCLUSIONES

De la comparación realizada se observa para los sondeos AMT-MT un bajo error medio (menor al 5%) en la estimación de la profundidad al contactos entre las rocas sedimentarias y los basaltos o del basamento de la cuenca, los cuales se ubicaron entre 400 a 1100 m y hasta más de 2000 m de profundidad respectivamente. A diferencia de los SEV, el espacio requerido para realizar un sondeo es de apenas unos 50 x 50 m.

La abertura de un SEV para explorar dichas profundidades es de alrededor de 8 km, lo cual conlleva dificultades operativas y de cumplimiento de las hipótesis base del método (semiespacio estratificado en capas planas paralelas). Empero, el mayor problema de los SEVs radica en el principio de equivalencia, el cual permite obtener soluciones que ajustan adecuadamente la curva de campo pero con amplios márgenes de error en la estimación de dichos espesores. En los casos estudiados éste oscila alrededor del 30% y en ocasiones supera el 100%, a pesar de considerar valores de resistividad típicos de las litologías conocidas. Este porcentaje se puede disminuir a 15-20% realizando sondeos cercanos o en cruz y contar con información de pozos cercana.

Para sondeos AMT-MT se observa que para detectar el piso de basalto a una profundidad superior a 500 m, es necesario medir en el rango MT, al menos hasta frecuencias de 1 Hz.

La presencia de fallas geológicas en la zona es un factor que frecuentemente impide interpretaciones 1D, comunes para ambos métodos. La rotación de sondeos MT en dirección de estas estructuras permite estimar los espesores con precisión inclusive a poca distancia de una estructura, la cual inclusive puede ser detectada a partir del sondeo en caso de que ésta esté cubierta por sedimentos. Por lo anterior, en prospecciones someras la técnica de SEV es comparativamente igualmente útil que un sondeo AMT, aunque probablemente más económica. Sin embargo, en cuencas profundas como la del SAG, la combinación de sondeos AMT-MT muestran mayor precisión en la estimación de profundidades, además de que reducen las complicaciones logísticas, por lo cual resultan más económicos. Estos aspectos son relevantes para el proyecto de un pozo termal, dado que un error bajo en la estimación de la profundidad al acuífero brinda certidumbre en los costos de inversión.

REFERENCIAS

- AINCHIL, J.; M. GUIUSSO, E.; KRUSSE, J. SAN CRISTOBAL. Criterios de Interpretación en los estudios geoelectricos del Acuífero Hidrotermal Profundo en la Mesopotamia Argentina. 4º Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea, **Actas III**, pag:1305-1314, Montevideo, Uruguay, 1998.
- CONSTABLE S.C.; PARKER R.L.; CONSTABLE C.G., Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. **Geophysics**, 52, 3, 289-300, 1987.
- CUSTODIO, E., LLAMAS, M. **Hidrología Subterránea** (Segunda Edición). Tomo I. Omega. España, 1996.
- OLEAGA B. A., **Contribución a la hidrogeología del acuífero Guaraní en el sector Uruguay**. Un enfoque integral". Tesis de maestría, pp. 119. Universidad Nacional Autónoma de México, 2002.
- PONTI, N.; C. PASTORE, **Informe de la Prospección Geolétrica en la Ciudad de Federación, Entre Ríos**. INGEP, San Juan, Argentina, 1993.
- PONTI, N.; C. PASTORE, **Informe de la Prospección Geolétrica en la Ciudad de Concepción del Uruguay, Entre Ríos**. Ponti y Asoc., San Juan, Argentina, 1995.
- PONTI, N.; J. SANTA CRUZ Y.; A. SILVA BUSSO, **Informe de la Prospección Geolétrica en el área del Río Guayquiraró, Entre Ríos-Corrientes**. Ponti y Asoc., San Juan, Argentina, 1997.
- PROYECTO LA PAZ, **Prospección Hidrotermal por Métodos Geoelectricos en al Ciudad de La Paz, Prov. de Entre Ríos**. Municipalidad de La Paz, Entre Ríos, Argentina, 1996.
- SÁNCHEZ SAN ROMAN, F. J.. **Prospección Geofísica: Sondeos Eléctricos Verticales**. Departamento Geología Universidad de Salamanca España.
- SHEVNIN V.A.; MODIN I.N. **IPI2win Version 3.0.1- 1D**. Moscow State University, Geological Faculty, Department of Geophysics, Russia, 2003.
- SILVA BUSSO, A. **Contribución al Conocimiento Geológico e Hidrogeológico del Sistema Acuífero Termal de la Cuenca Chacoparanense Oriental Argentina**. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires, Argentina, 1999.

CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS DEL ACUÍFERO TRANSFRONTERIZO GUARANÍ

Jorge Montaña Xavier¹; Ernani Francisco da Rosa Filho² y Mario Hernández³

RESUMEN El Sistema Acuífero Guaraní (SAG) representa una de las reservas de agua dulce más importantes del mundo. Es un acuífero transfronterizo con una superficie de casi 1.200.000 km² que la comparten cuatro Países: Argentina, Brasil, Paraguay y Uruguay. Aproximadamente en el 60 a 65% el SAG se encuentra cubierto por basaltos con espesores entre 200 a mayores a 1000 m lo que determina un alto grado de protección, minimizando el grado de vulnerabilidad. Su gran capacidad hídrica determina que potencialmente sus pozos en zonas donde su espesor es mayor, pueden extraer entre 500 a 800 m³/h. En varias regiones de Brasil, Uruguay y Argentina existe fenómenos de surgencia natural y geotermia de baja entalpía con temperaturas en las aguas que alcanzan temperaturas máximas entre 50 a 60 °C. El referido Sistema Acuífero tiene una gran importancia como fuente hídrica de alta calidad para el abastecimiento público de medianas y grandes ciudades. Cuando es requerida para su aprovechamiento geotérmico es utilizada para cubrir la demanda de centros de turismo termal y podría ser utilizada para el secado de granos, pelado de carcasas de animales, etc. En las últimas décadas la utilización de las aguas subterráneas en la región crece en forma exponencial principalmente en las áreas de afloramiento. En áreas confinadas se destaca la zona compartida entre Uruguay y Argentina con un uso intensivo de agua termal para turismo. Esta situación genera la necesidad de implementar políticas de gestión nacionales e internacionales que aseguren la protección y el buen uso de este recurso.

Palabras clave: acuífero transfronterizo, acuífero termal, Sistema Acuífero Guaraní, Sudamérica

ABSTRACT The Guaraní Aquifer System (GAS) represents one of the most important reserve of fresh-water in the world. It is a transborder aquifer, shared by Argentina, Brazil, Paraguay and Uruguay, that comprises 1.200.000 km². Approximately, 60 to 65% of the GAS is covered by a thick -200 to greater than 1000m- basaltic lavas which produces a high level of protection diminishing the vulnerability degree. In zones where the aquifer thickness is important and due to its great hydric capacity the wells can potentially extract between 500 to 800 m³/h. In many regions of Brazil, Argentina and Uruguay natural upsurge and thermalism of low enthalpy, with maximum water temperature values of 50 to 60°C, phenomena exist. The mentioned aquifer system has a great importance as an hydric resource of high quality for human supply in medium to big cities. The geothermal use of the water is basically related to thermal tourism centers, but the water could be used for other purposes like grain drying processes, among others. In the last decades, the use of groundwaters -mainly in the outcrop areas- has been grown in an exponential way. In the confined areas, the portion shared by Uruguay and Argentina has been remarked by an intense use of the thermal waters for tourism. This situation generates the necessity to implement national and international management policies that assure the protection and the good use this resource.

Keywords: transboundary aquifer, thermal aquifer, Guaraní Aquifer System, South America.

INTRODUCCIÓN

El SAG es un recurso compartido entre los países del MERCOSUR (Argentina, Brasil, Paraguay y Uruguay) en un área aproximada de 1.182.500 km² (Figura 1), con espesores que alcanzan los 800 m y posee un potencial hídrico del orden de 40.000 km³. Está constituido por una potente sucesión de estratos porosos y permeables más o menos interconectados, que en su gran mayoría se depositaron durante el Mesozoico (Triásico – Jurásico) y parte superior del Paleozoico (Pérmico).

El objetivo de este trabajo es el de caracterizar el comportamiento hidrogeológico del SAG. En función de la extensa superficie que ocupa este sistema, nos centraremos en dos áreas; la primera de ellas se sitúa en la zona fronteriza entre Uruguay y Argentina y la segunda en la región

límitrofe entre Uruguay y Brasil. En estas zonas se encuentran representadas respectivamente el área confinada y el área libre o de afloramiento del SAG (Figura 2). Esta caracterización se realiza en función de los estudios geológicos, hidrogeológicos, hidroquímicos y termales realizados en la región.

SAG EN EL ÁREA DE ESTUDIO

En primera instancia, se divide el acuífero en función de sus características geológicas e hidrogeológicas en dos grandes ámbitos: zona confinada y aflorante (Figura 2).

En casi toda su extensión el SAG se encuentra cubierto por potentes coladas basálticas que superan en algunos lugares los 1.000 m de potencia. Este grado de soterramiento genera que

¹Facultad de Ciencia – Universidad de la República Oriental del Uruguay, Montevideo, Uruguay
(montanox@movinet.com.uy)

²Universidade Federal do Paraná – Curitiba, Brasil (ernani@ufpr.br)

³Universidad Nacional de La Plata – La Plata, Argentina (mario_h@sinectis.com.ar)

el SAG presente condiciones de termalismo y comprende las ciudades de Concordia (Argentina) y Salto (Uruguay).

El acuífero se encuentra aflorando en el área centro norte de Uruguay, existiendo un polo de

surgencia en algunas regiones como el área que explotación en el área limítrofe con Brasil, en las ciudades de Rivera (Uruguay) y Santa Ana do Livramento (Brasil).



Figura 1 - Mapa de Ubicación del Sistema Acuífero Guaraní

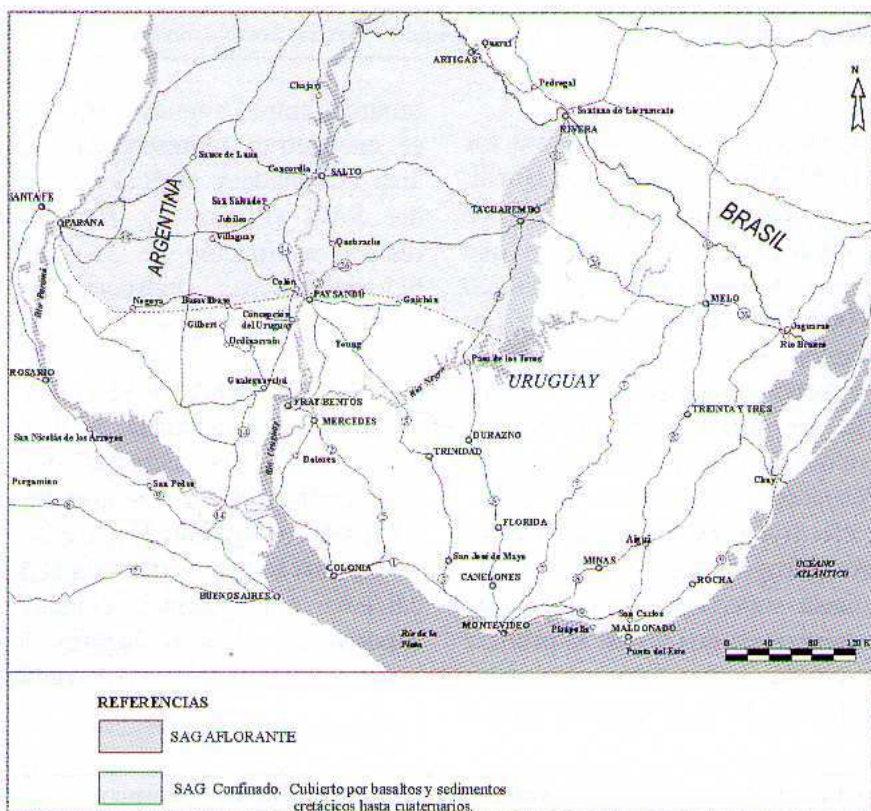


Figura 2 - Mapa que expresa en diferentes tramas la Zona aflorante y Zona confinada del Sistema Acuífero Guaraní en Uruguay

Desde el punto de vista de su constitución geológica, pueden distinguirse dos grandes paquetes sedimentarios que conforman dos subsistemas hidrogeológicos distintos:

-Denominaremos SAG Típico al constituido por sedimentos y rocas sedimentarias asimilables a la Formación Tacuarembó (Jurásico) (BOSSI et al., 1975) y a las formaciones Buena Vista (FERRANDO; ANDREIS, 1986) y Yaguarí (DE SANTA ANA 2004) ambas de edad Pérmico superior. De forma general se puede caracterizar a las sedimentitas que constituyen el SAG típico por una sucesión de areniscas de origen continental (formación Tacuarembó), depositadas por sistemas fluviales y lacustres a las que se asocian varios episodios eólicos que se intercalan a lo largo de toda la sección; y sedimentos y rocas sedimentarias depositadas en ambiente transicional-continental (Yaguarí – Buena Vista). El espesor puede variar desde los pocos metros hasta más de 200 m totalmente saturados de agua. Está representado entonces en la región aflorante de Uruguay por la Formación Tacuarembó (BOSSI et al., 1975) y las formaciones Buena Vista (Pérmico Superior).

-El otro paquete sedimentario, sobre el cual el SAG típico se apoya, será denominado SAG Pérmico, y está conformado por sedimentitas de edad Pérmico Inferior y Medio, de media a baja permeabilidad. Está constituido por sedimentos y rocas sedimentarias correspondientes a las formaciones San Gregorio (Pérmico Inferior), Tres Islas (Pérmico Medio) que han sido depositadas en ambientes marinos poco profundos y que, por su contenido variable en sales, condiciona la calidad del agua. De manera general, se puede establecer que el SAG típico se apoya sobre sedimentitas pérmicas de media a baja permeabilidad (SAG Pérmico) (Figura 3) que han sido depositadas en ambientes marinos poco profundos y que, por su contenido variable en sales, condiciona la calidad del agua y define el segundo sistema hidrogeológico del área.

SAG CONFINADO

Las lavas confinantes corresponden a la Formación Arapey (Cretácico), compuesta por sucesivas coladas de basalto, en cantidad y espesor variables dentro del área mencionada, dependiendo de los pulsos efusivos, y de la distancia a los centros de emisión; se han llegado a identificar 26 coladas en la ciudad de Salto. La perforación de OSE (Salto) mostró un espesor de basaltos de 1021 m.

En la región de Salto y Concordia el SAG típico presenta su mayor desarrollo (Figura 3) y se comporta hidrogeológicamente, por lo general, en forma independiente de las unidades hidrogeológicas de edad Pérmico. No se ha comprobado en esta área ninguna conexión entre ambos sistemas, aunque la región presenta una gran estructuración tectónica (lineamientos y fallas) que podrían ser la vía de conexión entre los dos sistemas acuíferos.

Perforaciones

Los pozos termales en el área Concordia - Salto presentan caudales de surgencia que oscilan entre los 20 a 300 m³/h. Se destaca que la mayoría de los pozos son utilizados para abastecimiento de centros turísticos termales. Como surge de la observación y comparación de perfiles de pozos, el espesor del techo basáltico del acuífero en el área es de aproximadamente 1000 m.

Hidráulica de la zona confinada

En la tabla 1 se presentan algunos resultados de parámetros obtenidos en diferentes trabajos.

La gran dispersión de valores de transmisividad observados se debe a que las determinaciones fueron realizadas en condiciones diferentes, los valores altos de los primeros antecedentes se corresponden a regímenes de surgencia mientras los valores menores son el resultado de ensayos bajo bombeo con depresiones significativas. En función de estas condiciones se entiende que estos últimos son los más representativos desde el punto de vista hidráulico fijando los valores de transmisividad para esta área entre 60 y 200 m²/d.

La diferencia de valores para iguales condiciones de ensayos hidráulicos indicarían variaciones tanto en la conductividad hidráulica como en los espesores portadores del SAG.

Hidrogeoquímica de la zona confinada

Según MONTAÑO et al. (1998), las aguas del SAG Típico no presenta limitaciones de potabilidad, salvo que se mezclen con aguas del subsistema inferior. Las aguas se clasifican, según el diagrama de Piper, en bicarbonatadas sódicas para este sistema, con un valor medio de dureza total de 65 mg/L. Se observa mayor concentración de Na sobre el Ca (Na >> Ca) y en menor grado el ión bicarbonato sobre el ión Cloro (HCO⁻ > Cl⁻).

DECOUD y ROCHA (2001) realizaron estudios de 7 perforaciones profundas confinadas por el basalto en los departamentos de Salto y Paysandú (Uruguay) y en la provincia de Entre Ríos (Argentina), basados en una serie de análisis de agua de las perforaciones realizados en un período de 7 años. Estos autores distinguen dos grupos en función de la calidad química del agua:

Grupo 1: Arapey, Daymán, San Nicanor y Guaviyú: tipo bicarbonatadas sódicas

Grupo 2: Federación, Ose y Salto Grande (Horacio Quiroga): tipo bicarbonatadas sódica cloruradas

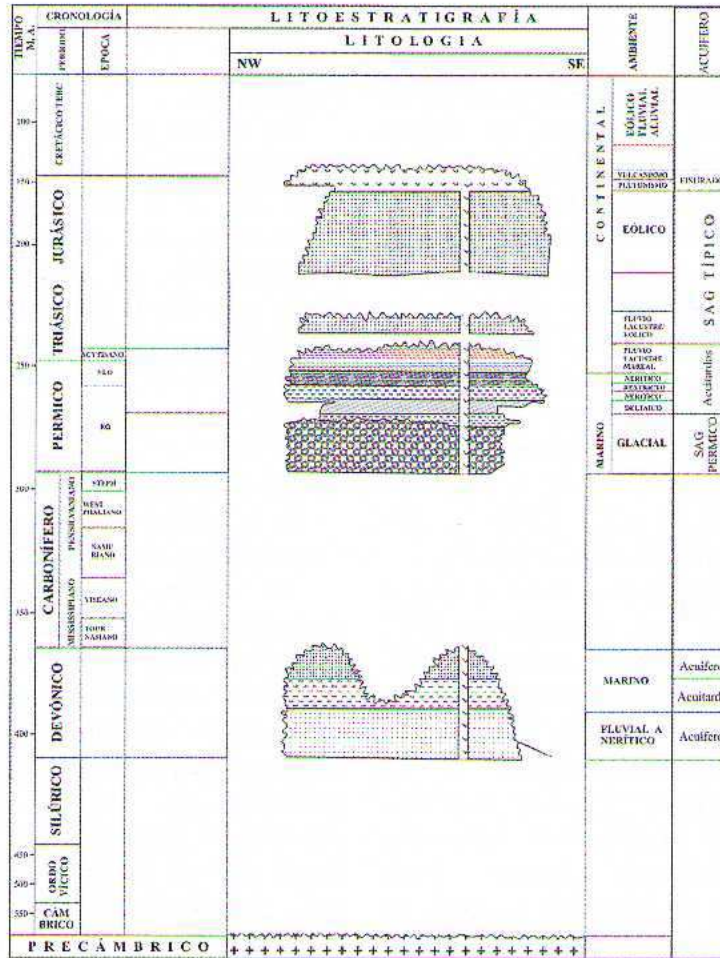


Figura 3 - Columna Estratigráfica (MONTAÑO et al., 2002)

Tabla 1- Antecedentes de estimaciones de T y S para el SAG confinado

Autor	Zona	Trasmisividad (T) (m ² /día)	Coefficiente de almacenamiento (S)
TAHAL, 1986	NW del Uruguay	1000	10 ⁻⁴
IPT, 1988 (com pers)	NW del Uruguay	363 - 762	10 ⁻⁴
HIDROSUD, 1988	NW del Uruguay	1500	10 ⁻⁴
MONTAÑO et al., 1998	NW del Uruguay	250 - 1500	10 ⁻⁴
DE LOS SANTOS, 1999	NW del Uruguay	100	10 ⁻⁴
DECOUD; ROCHA, 2001	Coincidente aproximadamente con el APCOSA	145 - 190	10 ⁻⁵ - 10 ⁻⁴
MONTAÑO, 2003 in VEROSLAVSKY et al., 2003	Coincidente aproximadamente con el APCOSA	150	10 ⁻⁴
OLEAGA; DE LOS SANTOS, 2003	Coincidente aproximadamente con el APCOSA	67 - 141	10 ⁻⁵ - 10 ⁻⁴

Hidrotermalismo y surgencia

El grado geotérmico de las aguas del SAG puede ser aprovechado para la implantación de establecimientos hidrotermales, amortiguación de heladas, secado de granos y madera, hospitales y establecimientos deportivos, calefacción de condominios, así como también para pelar y limpiar cueros de animales e higienización de ambientes, natación y balneoterapia, acondicionamiento de aire, calefacción de invernaderos, calefaccionamiento de criaderos, irrigación y calefacción de suelos, cultivo de hongos, secado y deshidratación de diversos productos tales como vegetales y frutas. Hasta el momento, la utilización del agua termal del SAG se ha restringido casi exclusivamente al turismo, desaprovechando el resto de sus cualidades debido, principalmente, a la falta de una cultura de uso de este recurso.

zona de surgencia

A partir del análisis de los datos de mapas piezométricos (MONTAÑO et al., 2002), resulta claramente una zona de surgencia. Del mismo se desprende un incremento de los niveles de surgencia de sur a norte y de este a oeste,

alcanzando valores entre +35 m y +40 m entre Arapey (Salto) y Bella Unión (Artigas) en Uruguay y a la altura de Federación, al N de Concordia, en Argentina.

Superficies potenciométricas

En el mapa piezométrico (MONTAÑO et al., 1998) se observa una dirección general de flujo de orientación este-oeste, siendo la región infrabasáltica coincidente con el tránsito hacia una zona de descarga que se encontraría en Argentina. El gradiente hidráulico medio en la zona aflorante tiene un valor de 7×10^{-4} , mientras que en el área confinada se tienen valores de 2×10^{-4} al N y 6×10^{-4} al S, lo cual coincide con el mayor espesor del Sistema Acuífero en la dirección NW.

ÁREA AFLORANTE

La zona aflorante abarca en Uruguay en un área de 3700 km² en una faja de dirección N-S con un largo de 160 km. y un ancho medio de 35-40 km., extendiéndose además hacia el NE en el territorio Brasileño. La interpretación hidrogeológica del subsuelo de la región se permite realizar la siguiente división (Tabla 2):

Tabla 2 - División hidrogeológica del área aflorante

Formación	Miembro	Litología	Capacidad del acuífero
Tacuarembó (Jurásico)	Superior (Rivera- Santa Ana do Livramento)	areniscas finas a medias	Bueno
	Inferior (Área Tacuarembó)	areniscas y pelitas	Regular

Área Rivera – Santa Ana

Se desarrolla el SAG con un predominio de sedimentos de origen eólico, presentando en esta zona los mayores espesores. La transmisividad del acuífero en esta zona es del orden de 150 m²/día. El coeficiente de almacenamiento S es 10^{-3} , lo que puede indicar algún grado de semiconfinamiento del acuífero. Los valores del caudal específico, son del orden de 3 m³/h/m y los rendimientos de los pozos varían entre 50 y 110 m³/h. Desde el punto de vista hidroquímico las aguas se clasifican como cloruradas cálcicas.

Área Tacuarembó

El sistema que predomina en esta zona, situada en la región centro norte del Uruguay, es el acuífero Tacuarembó (Miembro Inferior), constituido por areniscas y pelitas de origen fluvial. La explotación del acuífero es baja

debido fundamentalmente a su bajo potencial, debido al predominio de sedimentos finos. La profundidad media de los pozos en la zona es de 80 m y un caudal medio de 3,5 m³/h. Los valores de transmisividad son del orden de 25 m²/día. La clase de agua en función de la composición química es bicarbonatada cálcica.

Hidrogeoquímica del área aflorante

Según MONTAÑO et al. (1998) se puede establecer que la calidad de las aguas tanto para la unidad Rivera – Santa Ana como para la unidad Tacuarembó no presenta limitaciones de potabilidad. Esta agua se clasifican como cloruradas cálcicas y bicarbonatadas cálcicas, según el diagrama de Piper.

Se destaca la mayor concentración de Ca frente al Na y en algunos casos valores de Mg semejantes o superiores al Na (Ca > Na – Mg).

Estos valores, relativamente elevados del Ca, se deben posiblemente a la naturaleza de la cementación de la unidad hidrogeológica Tacuarembó, que es ocasionalmente calcárea. No se encontraron valores de Fe, Mn, F que pudieran comprometer la utilización del acuífero. DECOUD; ROCHA (2001) clasifican las aguas del acuífero en el área aflorante dentro del tipo bicarbonatadas cálcicas sódicas. PÉREZ et al. (2000) establecen que las aguas se presentan como bicarbonatadas cálcicas en todas las perforaciones del área, tanto confinada por basaltos como aflorantes. El ión $Ca > Na$, y el $HCO_3 \gg \gg Cl$.

CONCLUSIONES

Existe una gran variedad respecto a la geometría y composición del SAG tanto en la zona aflorante como confinada, que tiene incidencia en las características hidráulicas y en la calidad de las aguas subterráneas.

En la zona aflorante predominan hacia el N (Rivera – Santa Ana) los sedimentos de mayor macroporosidad con valores de transmisividad de 155 m²/día, caudales específicos de 3 m³/h/m y caudales de 50 a 110 m³/h. En el área Tacuarembó se desarrollan acuíferos con predominancia de litologías de limoarenosas con valores relativamente más bajos de transmisividad 25 m²/día, caudales medios de 3,5 m³/h que cubren la demanda de pequeños tambos y casas individuales con áreas reducidas de riego. El agua es bicarbonatada cálcica o sódica. El valor medio de la dureza total expresada en

CaCO₃ es 45 mg/L y de residuo seco es de 120 mg/L.

En la zona confinada las variaciones en el comportamiento del SAG se debe principalmente a la incidencia de fenómenos tectónicos en la geometría del mismo. La presencia de fallas, filones diabásicos, levantamientos, etc compartimentan el sistema y condicionan el almacenamiento y circulación del agua subterránea marcando la gran heterogeneidad del sistema.

Esta situación es detectada en un área muy particular por su estructura al ser borde de una cuenca sedimentaria; influyendo en la heterogeneidad de los cuerpos permeables que constituyen el SAG. Estas características determinan una gama de variaciones en las características hidráulicas que se reflejan en la transmisividad con valores 150 a 250 m²/día en la zona confinada. También existe una gran variedad de tipos de agua desde potables bicarbonatadas cálcicas a sódicas hasta clorurada sódicas, estas últimas influenciadas por el acuífero pérmico

Existe una gran variación en el caudal de surgencia de los distintos pozos, presentando valores que van desde 30 a 340 m³/h.

Estos resultados demuestran que el SAG no constituye un sistema homogéneo y la pseudo homogeneidad que se presenta en muchas publicaciones se debe simplemente a zonas con falta de datos o estudios detallados.

REFERÊNCIAS

- ARAUJO, L.M.; FRANCA, A.B.; POTTER, P.E.: Hydrogeology of the Mercosul aquifer system in the Parana and Chaco-Parana Basins, South America, and comparison with the Navajo-Nugget aquifer system. USA. **Hidrology Journal** 7: 317-336, 1999.
- BOSSI J; FERRANDO LA; FERNANDEZ A; ELIZALDE G; MORALES H; LEDESMA J; CARBALLO E; MEDINA E; FORD I; MONTAÑA J (eds): **Carta geológica del Uruguay. Escala 1/1.000.000**. Montevideo, Uruguay. 1975.
- BOSSI J; NAVARRO, R. **Geología del Uruguay**. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 970p, 1991.
- DA ROSA FILHO E.F.; FORLIN, M.; MONTAÑO, J. Informações básicas sobre distribuição do Sistema Aquífero Guaraní nas regiões Sul e Sudeste do Brasil. **A Água em Revista CPRM**, n.10, p.22-26, 1998.
- DA ROSA FILHO E F; HINDI E; GIUSTI D; NADAL C; MONTAÑO J. Distribuição do Geotermalismo na Bacia Sedimentar do Paraná. **Revista Latinoamericana de Hidrogeología** v.1, p.67-74, 2001
- DECOUD, P.; ROCHA, L.. Aportes de la hidráulica subterránea del Acuífero Guaraní en el NO del Uruguay. In I Congreso Mundial Integrado de Aguas Subterráneas. Fortaleza – CE. Publicación en CD-ROM. 2000.
- DE LOS SANTOS J. Propuesta de Metodología de Control para el Ordenamiento del Uso del Acuífero Termal Guaraní en Uruguay. DNH-PNUD. Montevideo, Uruguay. 1999.
- DE SANTA ANA, H: **Análisis tectonoestratigráfico de las secuencias permotriásica y jurocretácica de la cuenca Chacoparanense Uruguay**. Tesis Doctoral. Universidade Estadual Paulista. Instituto de Geociencias y Ciencias Exactas. Campus de Río Claro. 2004.
- FERRANDO L & ANDREIS RR: Nueva estratigrafía en el Gondwana de Uruguay. 1er Congreso Latinoamericano de Hidrocarburos, ARPEL. Buenos Aires. Actas 295-323. 1986.
- HIDROSUD. **Desarrollo turístico de la actividad termal en el litoral del Uruguay**. Trabajo de Consultoría. Inédito. Montevideo-Uruguay, 1988. 85pp.
- MONTAÑO, J.; COLLAZO, P. Hidrogeoquímica del Sistema Acuífero Guaraní (Uruguay). II Congreso Uruguayo de Geología. Actas p.395-400, Punta del Este, Uruguay, 1998:
- MONTAÑO, J.; ROSA FILHO, E.F.; HINDI, E.C.; CICALESE, H.; MONTAÑO, M.; GAGLIARDI, S. Importancia de las Estructuras Geológicas en el Modelo Conceptual del Sistema Acuífero Guaraní Área Uruguay. **Águas Subterráneas**, n. 16, p.111-119, 2002.
- MONTAÑO, J.; TUJCHNEIDER, O.; AUGE, M.; FILI, M.; PARIS, M.Y.; D'ELIA, M.; PÉREZ, M.; NAGY, M.; COLLAZO, P.; DECOUD, P. **Sistema Acuífero Guaraní-Acuíferos Regionales en América Latina - Capitulo Argentino Uruguayo**. Centro de Publicaciones, Secretaría de Extensión Nacional del Litoral. Santa Fé, Argentina, 217p, 1998.
- MONTAÑO J. Recursos Hídricos Subterráneos. El Sistema Acuífero Guaraní (SAG). In VEROSLAVSKY, G.; UBILLA, M.; MARTÍNEZ, S (eds). **Cuencas Sedimentarias de Uruguay. Geología, paleontología y recursos naturales. Mesozoico**. DIRAC, Montevideo, Uruguay. 214p., 2003. p191-214.
- OLEAGA A; DE LOS SANTOS J. Nuevo análisis para determinación de parámetros hidráulicos en pozos del Acuífero Guaraní (Uruguay). Discusión Comparativa. III Congreso Argentino de Hidrogeología. Rosario, Argentina. Actas pp91-101. 2003.
- PÉREZ, A.; ROCHA, L.; DECOUD, P. & CARVAJAL, A. 2000. Comportamiento del Acuífero Guaraní en la Ciudad de Artigas, Uruguay. In I Congreso Mundial Integrado de Aguas Subterráneas. Fortaleza – CE. Publicación en CD-ROM. 2000.
- TAHAL **Proyecto agrícola de Riego basado en la perforación de pozos profundos**. Tahal Consulting Engineers, Verno-ROU, 8 tomos, 1986.

TÉCNICAS ISOTÓPICAS EN LA CARACTERIZACIÓN DE SISTEMAS DE FLUJO SUBTERRÁNEO EN ESPERANZA Y PARANÁ, ARGENTINA

Mónica D'Elia¹; Ofelia Tujchneider^{1,2}; Marta Paris¹; Marcela Perez¹ y Ramón Aravena³

RESUMEN La utilización de técnicas isotópicas como complemento de investigaciones hidrogeológicas e hidrogeoquímicas se ha transformado en una componente de rutina en estudios de evaluación de los recursos hídricos y de contaminación del agua subterránea. Estas técnicas contribuyen en la comprensión del funcionamiento de los sistemas acuíferos y en la definición de modelos conceptuales más confiables, tanto a escala local como regional, lo cual es de gran importancia para el correcto manejo de los mismos. En este trabajo se presentan las características isotópicas del agua proveniente de acuíferos que están siendo explotados, fundamentalmente para consumo humano, en las localidades de Esperanza y Paraná, Argentina. Sobre la base del contenido isotópico del agua de lluvia colectada en la ciudad de Santa Fe, se determinó la recta meteórica local y las composiciones isotópicas estacionales ponderadas de la precipitación. Se colectaron muestras de agua en pozos de monitoreo del acuífero libre y semiconfinado subyacente en el área de Esperanza y en pozos de explotación ubicados en el área de Paraná. En ambos casos se determinó su contenido de ^{18}O , ^2H y tritio. Los resultados obtenidos han permitido establecer la procedencia del agua subterránea y obtener una primera aproximación del tiempo de permanencia de agua en los acuíferos, corroborando así los modelos conceptuales de funcionamiento previamente propuestos en ambas regiones, en relación con los flujos de agua subterránea regionales y locales.

Palabras clave: isótopos, flujos locales y regionales, gestión, Argentina

ABSTRACT The use of isotope techniques together with hydrogeologic and hydrogeochemistry has become a routine component in water resources and groundwater contaminant studies. These techniques contribute to understand the groundwater behavior and to delineate more reliable conceptual models both at regional and local scales, which are crucial for a better management of groundwater resources. Isotope characteristics of groundwater in the Esperanza and Paraná regions (Argentina) are presented in this work. These two cities are highly dependant upon groundwater, mainly for water supply. The local meteoric water line and the weighted seasonal isotopic composition were determined on the basis of of rainfall samples collected from Santa Fe station. Groundwater samples were collected from monitoring wells from unconfined and semiconfined aquifers of Esperanza area and from supply wells from confined aquifers of Paraná area and ^{18}O , ^2H and tritium contents were determined. The results of this study allow to establish the origin of groundwater and its resident time -in a qualitative sense- and to confirm the conceptual models previously defined in relation with regional and local groundwater flows systems.

Keywords: isotopes, local and regional flows, management, Argentina

INTRODUCCIÓN

La utilización de isótopos ambientales se ha transformado en una componente de rutina en estudios de evaluación de los recursos hídricos y de contaminación del agua subterránea. Los procesos meteorológicos modifican la composición isotópica del agua, dándole al agua de recarga de un ambiente dado una marca isotópica característica que sirve como trazador natural de la procedencia del agua subterránea. A su vez, el decaimiento isotópico provee una medida del tiempo de circulación y renovación de la misma en el ambiente subterráneo. Por otra parte, los isótopos en el agua, solutos y sólidos son indicativos de la calidad del agua subterránea, evolución geoquímica, procesos de recarga, interacción agua-roca, origen de los procesos de contaminación y salinización (ARAVENA; CLARK, 2003).

Todo ello, contribuye a la comprensión del funcionamiento de los sistemas hídricos subterráneos y a la definición de modelos conceptuales más confiables, tanto a escalas locales como regionales, lo cual es fundamental para una correcta gestión de los mismos.

Estas técnicas han sido extensamente utilizadas en investigaciones hidrológicas en distintas regiones del mundo en los últimos 40 años. En particular en Argentina numerosos autores como BEVACQUA et al. (2002), BONORINO et al. (1989), DAPEÑA et al. (2002), HERNÁNDEZ et al. (1991), TUJCHNEIDER et al. (1994), entre otros, han estudiado las características isotópicas de las aguas subterráneas en diferentes ambientes hidrogeológicos del país. En este trabajo se presentan las características isotópicas del agua

¹Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas-Universidad Nacional del Litoral.(mdelia@fich.unl.edu.ar; gig@fich1.unl.edu.ar)

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) (pichy@fich.unl.edu.ar)

³Earth Sciences Department- University of Waterloo.(roaraven@sciborg.uwaterloo.ca)

proveniente de acuíferos que están siendo explotados, fundamentalmente para consumo humano, en dos localidades de Argentina.

Los resultados obtenidos constituyen un importante aporte al conocimiento de los sistemas hídricos subterráneos que ha permitido corroborar los modelos conceptuales anteriormente propuestos.

ÁREAS DE ESTUDIO

Se estudiaron dos áreas: una de aproximadamente 280 km² que comprende la ciudad de Esperanza (provincia de Santa Fe) y la otra de 200 km² en la que se encuentra la ciudad

de Paraná (provincia de Entre Ríos) (Figura 1). Ambos estados provinciales son vecinos y se encuentran separados por el valle del río Paraná en su tramo medio. Pertenecen a la llanura Pampeana, planicie de gran extensión areal y baja pendiente topográfica, aunque particularmente en el área de Paraná se manifiesta como una peniplanicie ondulada. El clima es templado húmedo con precipitaciones anuales del orden de los 1000 mm y temperaturas medias diarias de 18 °C aproximadamente.

En la figura 2 se presenta la sección hidrogeológica esquemática Oeste-Este en el área de Esperanza.

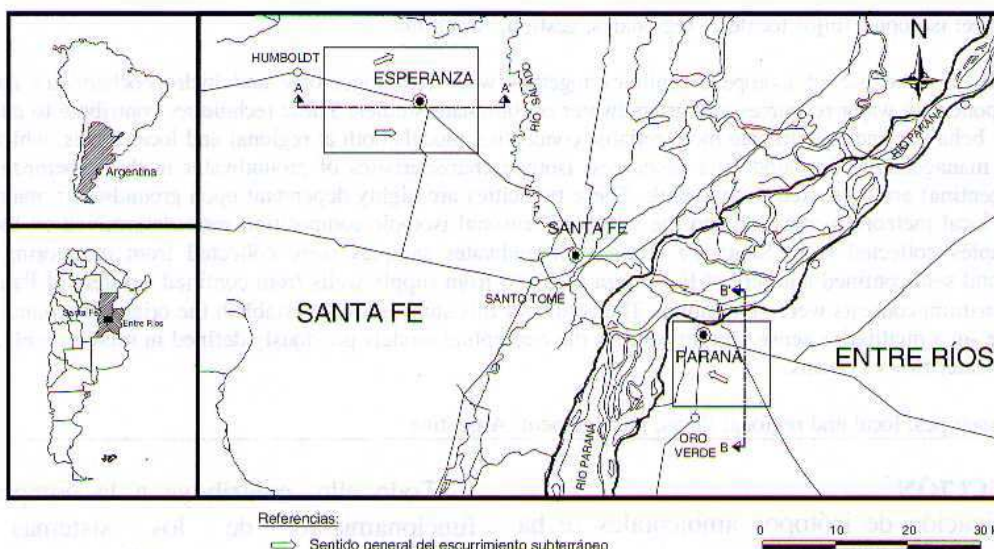


Figura 1 - Ubicación de las áreas estudiadas

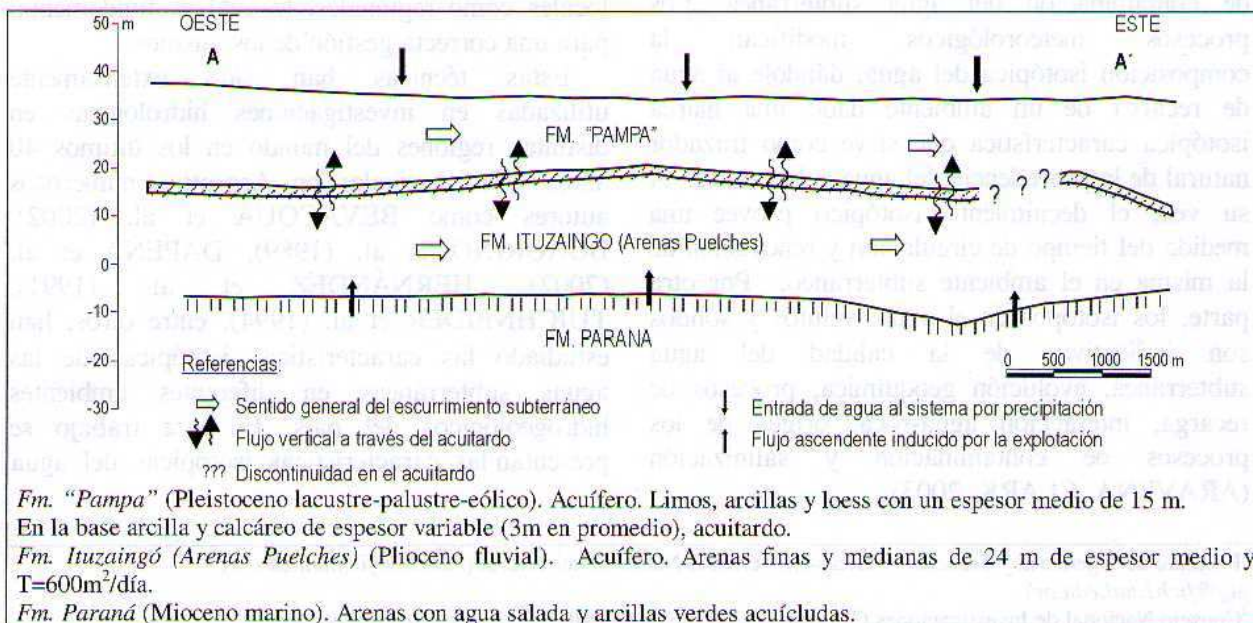


Figura 2 - Sección hidrogeológica esquemática Oeste-Este en el área de Esperanza (TUJCHNEIDER et al.,2000)

Modelos conceptuales de funcionamiento de los sistemas hídricos subterráneos en las áreas estudiadas

El comportamiento hidráulico es de tipo multicapa con posibilidades de flujo descendente y ascendente a través del acuitardo en función de las relaciones hidráulicas. Esta capa acuitarda es discontinua en el sector Este y presenta variaciones de espesor (TUJCHNEIDER et al., 2004). La extracción de agua del acuífero semiconfinado en las arenas Puelches (de alto rendimiento y en explotación) puede inducir el flujo desde el acuífero libre suprayacente e incrementar la afluencia lateral de agua del propio acuífero, desde áreas circundantes a las

captaciones. Por otra parte, si dicha extracción produce pérdidas de carga importantes se induce el ascenso de agua salada proveniente de las arenas grises amarillentas, infrayacentes y pertenecientes a la facies litoral de la Formación Paraná. El sentido general del escurrimiento subterráneo es de Oeste a Este con un gradiente hidráulico de aproximadamente 2×10^{-4} . Las aguas en las unidades acuíferas superiores son predominantemente bicarbonatadas sódicas (TUJCHNEIDER et al., 2000).

En la figura 3 se presenta la sección hidrogeológica simplificada Sur-Norte en el área de Paraná.

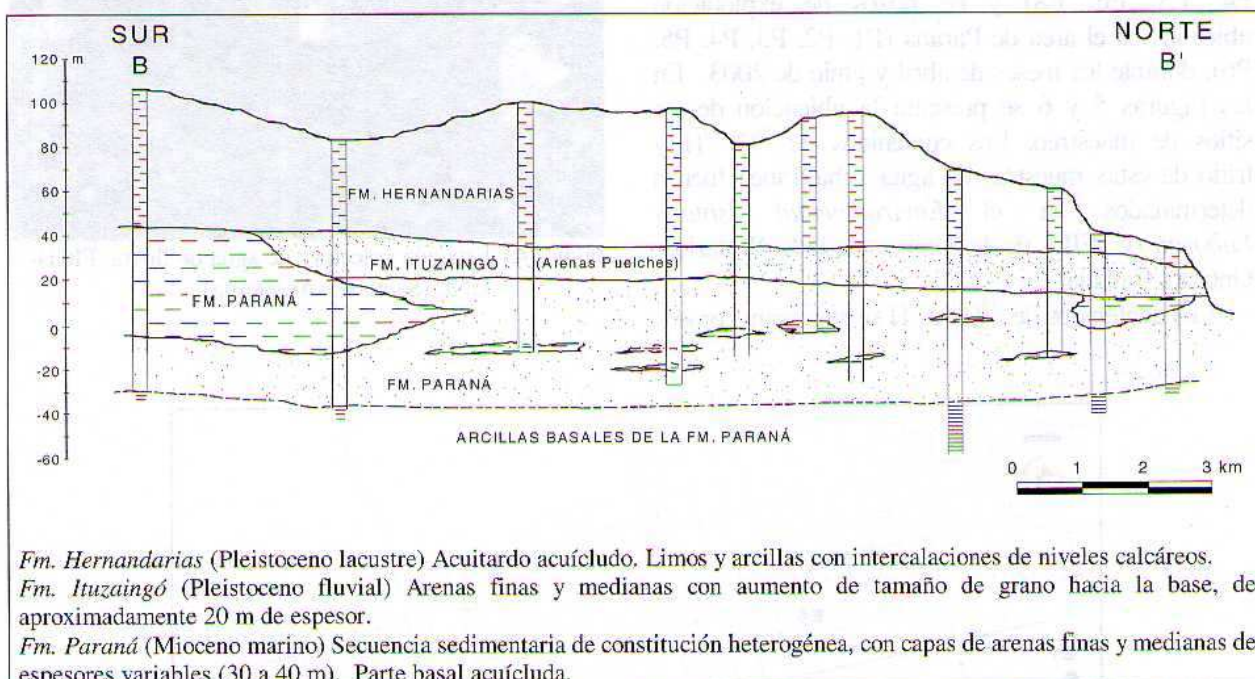


Figura 3 - Sección hidrogeológica simplificada Sur-Norte en el área de Paraná. (FILI et al., 1998)

Las capas de arenas marinas y fluviales de las Formaciones Paraná e Ituzaiingó, con intercalaciones discontinuas de arcillas, conforman un acuífero multicapa (en explotación) con conductividades hidráulicas que varían entre 15 y 30 m/día y niveles productivos de rendimiento y calidad variables. En esta región en gran parte del subsuelo, la porción cuspidal de los depósitos marinos de la Formación Paraná ha sido erosionada y reemplazada por los sedimentos de origen fluvial de la Formación Ituzaiingó. La complejidad hidrogeológica producto de esta discordancia erosiva y de las variaciones propias de cada unidad, hacen que los contactos entre ambas formaciones, tanto laterales como en profundidad, sean de difícil identificación. Esta situación condiciona notablemente el diseño de

las obras de captación. Sobre la base del análisis cuantitativo de las litofacies permeables y las características químicas del agua se distinguieron dos dominios hidrogeológicos denominados "marino" y "continental-marino" (FILI et al., 1998). El sentido general del escurrimiento subterráneo es Sureste-Noreste, hacia el río Paraná. Las aguas son predominantemente sulfatadas sódicas y bicarbonatadas sódicas.

MATERIAL Y MÉTODOS

Para la determinación de la línea de aguas meteórica local (LAML) se contó con información correspondiente a la estación colectora de agua de lluvia de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas de la Universidad Nacional del Litoral (FICH-UNL) de la ciudad de Santa Fe, Argentina. La misma forma parte de la Red Colectora

Nacional Argentina (RCN) integrante de la *Global Network for Isotopes Precipitation* (GNIP) y es operada por el Grupo de Investigaciones Geohidrológicas (GIG) y el Centro de Informaciones Meteorológicas (CIM) de la FICH-UNL (Figura 4). Los análisis para la determinación de los contenidos de ^{18}O y ^2H de las muestras de agua de lluvia fueron realizados por espectrometría de masas en el Laboratorio de Isótopos Ambientales del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS - Buenos Aires, Argentina).

Se colectaron muestras de agua en pozos de monitoreo del acuífero libre y semiconfinado subyacente en el área de Esperanza (E1, E2, E3, E4, E5, E6, E8) y en pozos de explotación ubicados en el área de Paraná (P1, P2, P3, P4, P5, P6), durante los meses de abril y junio de 2003. En las Figuras 5 y 6 se presenta la ubicación de los sitios de muestreo. Los contenidos de ^{18}O , ^2H y tritio de estas muestras de agua subterránea fueron determinados en el *Environmental Isotope Laboratory* (EIL) de la Universidad de Waterloo, Ontario, Canadá.

Los contenidos de ^{18}O y ^2H se expresan como

desviación $\delta\text{‰}$ respecto del patrón V-SMOW (*Viena Standard Mean Ocean Water*) con un error analítico de $\pm 0,1\text{‰}$ y $\pm 1,0\text{‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ respectivamente. Las concentraciones de tritio se expresan en unidades de tritio (UT) y el error analítico es de $\pm 0,5$ UT.



Figura 4 - Estación colectora de agua de lluvia. FICH-UNL (Santa Fe, Argentina)

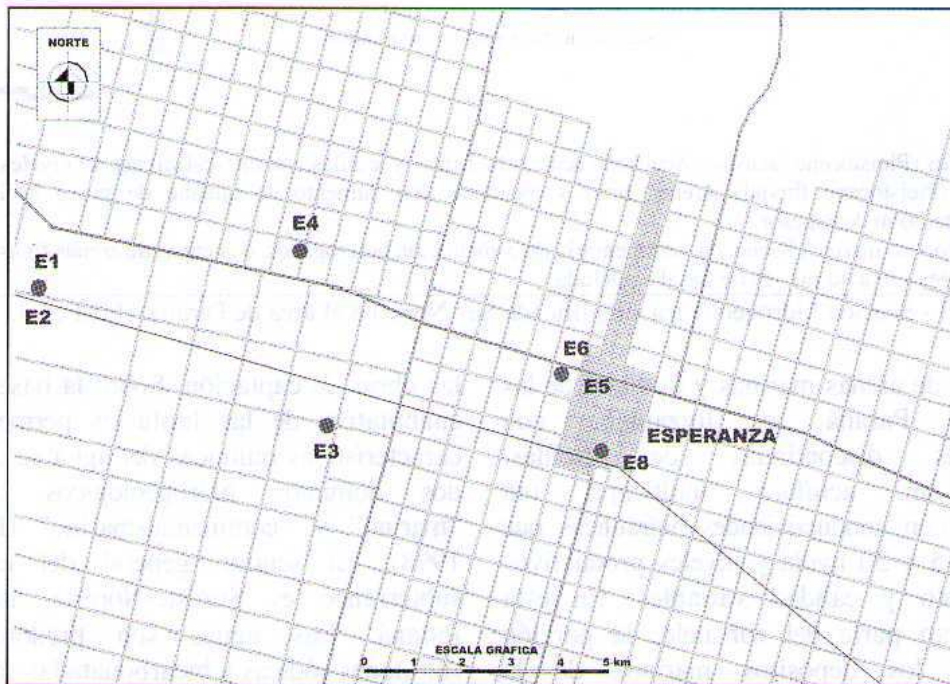


Figura 5 - Ubicación de los sitios de muestreo (Esperanza)

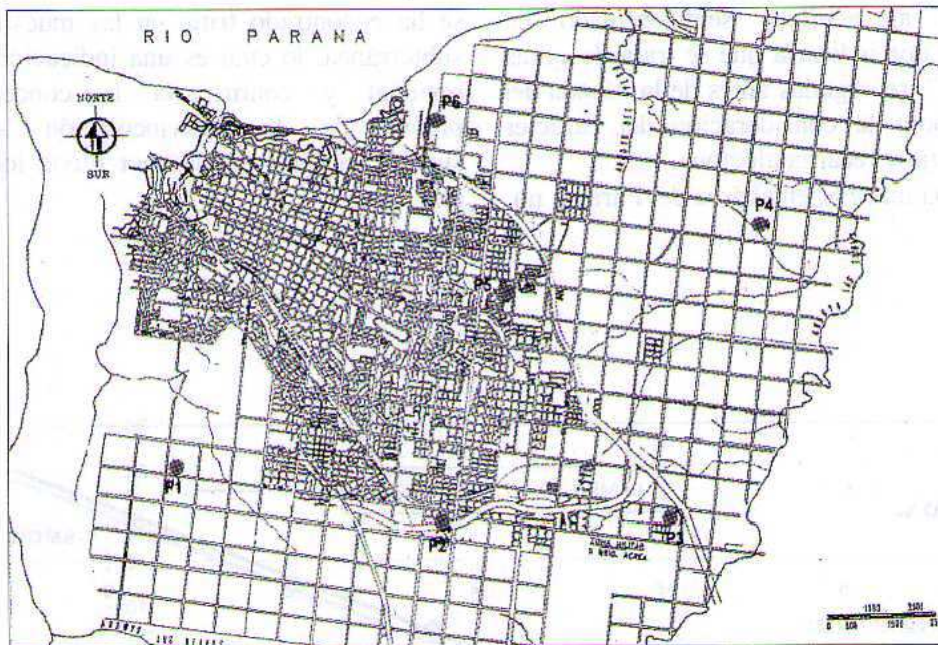


Figura 6 - Ubicación de los sitios de muestreo (Paraná)

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se determinó la LAML para la ciudad de Santa Fe, considerada representativa de las áreas estudiadas, sobre la base del contenido isotópico del agua de lluvia colectada en la estación de la (FICH-UNL). La ecuación de la misma, obtenida por mínimos cuadrados, resulta:

$$\delta^{18}\text{O} = 7,9 \delta^2\text{H} + 12,2$$

y la composición isotópica media anual ponderada de la precipitación:

$$\delta^{18}\text{O} = -5,3 \text{ y } \delta^2\text{H} = -30,2 \text{ (Figura 7)}$$

Estos valores resultan similares a las correspondientes a la estación de la Ciudad Universitaria de la ciudad de Buenos Aires, Argentina: $\delta^{18}\text{O} = -5,5$ y $\delta^2\text{H} = -30,0$, siendo la línea de aguas meteóricas para dicha localidad: $\delta^{18}\text{O} = 8 \delta^2\text{H} + 14$ (DAPEÑA; PANARELLO, 2004, IAEA/WMO, 2004) y la línea de aguas meteóricas global (LAMG): $\delta^{18}\text{O} = 8 \delta^2\text{H} + 10$.

Asimismo, se determinaron las composiciones isotópicas estacionales ponderadas de la precipitación (Tabla 1). Cabe destacar que las lluvias de verano y otoño, estaciones que registran los mayores montos de precipitación, están empobrecidas en ^{18}O y ^2H debido principalmente a un efecto de cantidad. No se cuenta con información del contenido de tritio de las precipitaciones en la estación colectora de agua de lluvia de la FICH-UNL.

Los resultados de las determinaciones realizadas en las muestras de agua subterránea de Esperanza y Paraná se presentan en la tabla 2.

Como puede observarse, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ del agua subterránea en Esperanza varían entre $-6,3$ y $-5,9\text{‰}$ y entre -37 y $-32,3\text{‰}$ respectivamente, mientras que en Paraná varían entre $-5,7$ y $-5,3\text{‰}$ y entre $-32,8$ y $-30,2\text{‰}$. En ambos casos, estos valores no difieren significativamente del contenido medio anual ponderado de la precipitación de la región, lo que indicaría su origen meteórico. Además, teniendo en cuenta su ubicación respecto de la recta meteórica local, no se habría producido evaporación durante los procesos de recarga. Cabe destacar que a pesar del origen marino de las arenas de la Formación Paraná en el área de la ciudad de Paraná, el agua allí alojada es de origen pluvial.

En particular en el área de Esperanza el agua subterránea de la primera capa acuífera posee contenidos de ^{18}O y ^2H cercanos a los correspondientes a las lluvias estivales y otoñales. Por ello la recarga se produciría preferentemente en esa época del año, en concordancia con los eventos de recarga estimados, mediante la utilización de modelos de balance hidrológico y análisis de las fluctuaciones de niveles. Por su parte el contenido de tritio varía entre 3 y 4 UT. A partir de una interpretación cualitativa de estos resultados se deduce que se trata de aguas "modernas", aquellas que han sido recargadas en las últimas décadas y por lo tanto forman parte del ciclo hidrológico activo. En cambio, no se ha detectado tritio en las muestras de agua

pertenecientes al acuífero semiconfinado en explotación lo que indicaría que se trata de aguas “submodernas”, recargadas antes de la década del ’50, y corrobora la consideración del carácter regional del flujo y recarga alóctona.

De la misma manera, en el área de Paraná no

se ha encontrado tritio en las muestras de agua subterránea, lo cual es una indicación de recarga regional y confirmaría la conceptualización previa de la desvinculación con capas superficiales recargadas por lluvia local (FILI et al., 1998).

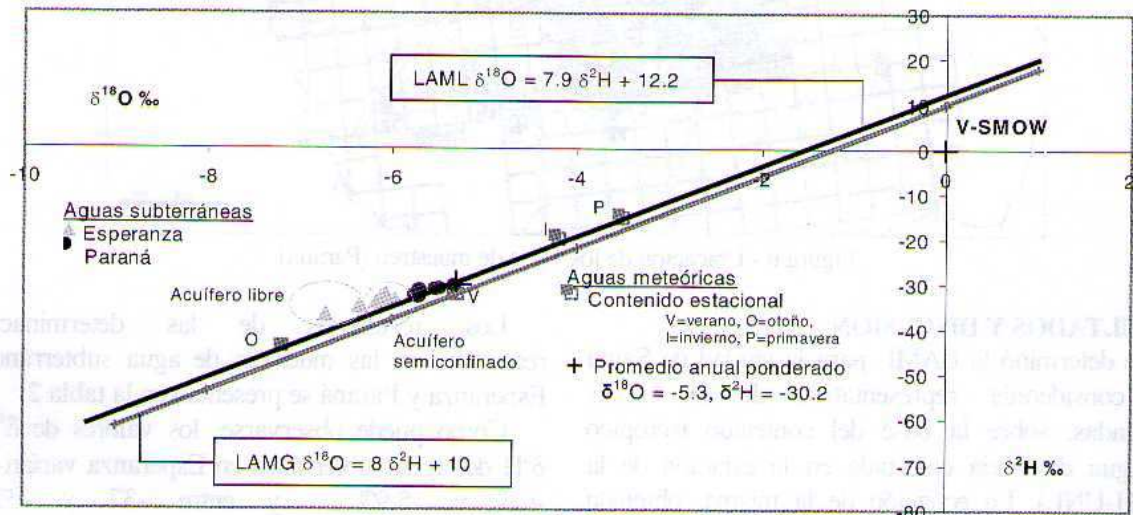


Figura 7 - Composición isotópica de las aguas meteóricas y subterráneas

Tabla 1 - Composición isotópica estacional

Índice Estacional	Precipitación promedio (mm)	$\delta^{18}O$ ‰	δ^2H ‰
Verano	317	-5.3	-35.3
Otoño	452	-7.2	-44.0
Invierno	130	-4.2	-20.0
Primavera	280	-3.5	-15.3

Tabla 2 - Contenidos de ^{18}O , 2H y tritio de las muestras de agua subterránea

Pozo	$\delta^{18}O$ ‰	δ^2H ‰	Tritio (UT)	Pozo	$\delta^{18}O$ ‰	δ^2H ‰	Tritio (UT)
E1	-5.97	-33.65	<0.8+0.5	P1	-5.75	-32.48	<0.8+0.5
E2	-6.35	-34.92	3.2+0.5	P2	-5.71	-32.86	<0.8+0.5
E3	-6.17	-34.16	<0.8+0.5	P3	-5.53	-31.08	<0.8+0.5
E4	-6.07	-33.41	<0.8+0.5	P4	-5.49	-30.93	<0.8+0.5
E5	-6.72	-36.99	3.9+0.5	P5	-5.32	-30.25	<0.8+0.5
E6	-6.12	-33.06	<0.8+0.5	P6	-5.70	-31.39	<0.8+0.5
E8	-6.07	-32.30	1.3+0.5				

CONSIDERACIONES FINALES

La caracterización isotópica realizada permitió establecer la procedencia del agua subterránea y obtener una primera aproximación del tiempo de permanencia de agua en los acuíferos. Se corroboraron así los modelos conceptuales de funcionamiento previamente propuestos, en relación con los flujos regionales y locales.

Actualmente se continúan las investigaciones tendientes a obtener una mejor definición de la

geometría de los sistemas acuíferos, establecer áreas de recarga regional y relaciones entre los distintos niveles de los acuíferos multicapa en cada área, tiempos de residencia-renovación del agua en los mismos, evaluar la vulnerabilidad y peligro de contaminación del agua subterránea por actividades agrícolas y urbanas locales, como paso ineludible para encarar una gestión sustentable de los recursos hídricos subterráneos.

REFERENCIAS

- ARAVENA, R.; CLARK, I. **Environmental isotopes in groundwater resource and contaminant hydrogeology**. Columbus, Ohio, 2003. NGWA Course #394, 102pp.
- BEVACQUA, P.; LÓPEZ VAZQUES, G.; ARAVENA, R. Dinámica del agua subterránea en la cuenca Campo Arenal, Catamarca, Argentina: Evaluación mediante isótopos ambientales. In: **Proceedings XXXII IAH & VI ALHSUD Congress Groundwater and Human Developments**, (2002, Mar del Plata, Argentina) v. 1, p. 946-954, 2002.
- BONORINO, G.; PANARELLO, H.; ALBERO, M. Evolución isotópica y química del agua subterránea del acuífero profundo de la Formación Ombucta en la región de Bahía Blanca, Argentina. **IAEA-TECDOC-502 Estudios de Hidrología Isotópica en América Latina**, p. 33-50, 1989.
- DAPEÑA, C.; PANARELLO, H. Composición isotópica de la lluvia de Buenos Aires. Su importancia para el estudio de los sistemas hidrológicos pampeanos. **Revista Latinoamericana de Hidrogeología**, n.4, p.17-25, 2004.
- DAPEÑA, C.; SCHULZ, C.; PANARELLO, H.; DORNES, P.; DALMASO, G. (2002). Estudio isotópico preliminar del acuífero del Valle Argentino, Provincia de La Pampa, Argentina. In: **Proceedings XXXII IAH & VI ALHSUD Congress Groundwater and Human Developments**, (2002, Mar del Plata, Argentina), v. 1, p. 1062-1069, 2002.
- FILI, M.; PEREZ, M.; TUJCHNEIDER, O.; PARIS, M.; D'ELIA, M. 1998. Geohidrología del sistema acuífero en la ciudad de Paraná (Argentina) y sus alrededores. In: **Proceedings IV Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea** (1998, Montevideo, Uruguay), v. 1, p. 442-459, 1998.
- HERNÁNDEZ, M.; GONZÁLEZ, N.; LEVIN, M. Multivariate analysis of coastal phreatic aquifer using Hydrochemical and isotopic indicators, Buenos Aires, Argentina. **Water Science Technology**. V. 24, n. 11, p. 139-146., 1991.
- IAEA/WMO (2004). Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. Accessible at: <http://isohis.iaea.org>
- TUJCHNEIDER, O.; FILI, M.; PARIS, M.; D'ELIA, M. Investigaciones geohidroquímicas e isotópica en las aguas subterráneas de la Provincia de Entre Ríos (República Argentina). In: **Proceedings II Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea**, (1994, Santiago de Chile, Chile), v. 2, Tema IV, p. 693-705, 1994.
- TUJCHNEIDER, O.; PARIS, M.; D'ELIA, M.; PEREZ, M.; FILI, M. Modelo de gestión de los recursos hídricos subterráneos en el centro-oeste de la provincia de Santa Fe - Argentina. In: **Proceedings I Congreso Mundial Integrado de Aguas Subterráneas**, (2000, Fortaleza, Brasil), v.1, p. 138-139, 2000.
- TUJCHNEIDER, O.; PARIS, M.; PEREZ, M.; D'ELIA, M. Singularidad constitutiva de Sistemas geohidrológicos de llanura y gestión de los recursos hídricos subterráneos. In: **Proceedings XXXIII Congress AIH & 7° Congress ALHSUD. Groundwater flow Understanding: from local to regional scales**. (2004, Zacatecas, México), v. 1, 2004.

AGRADECIMIENTOS

Al Organismo Internacional de Energía Atómica que permitiera la concreción del entrenamiento de la Ing. Mónica D'Elia en la Universidad de Waterloo, Ontario, Canadá, bajo la dirección del Dr. Ramón Aravena y permitiendo contar información indispensable para la realización de este trabajo.

DINÁMICA DE LA INTERFASE SALINA Y CALIDAD DEL AGUA EN LA COSTA NORORIENTAL DE YUCATÁN, MEXICO.

Eduardo Graniel Castro¹; Irany Vera Manrique²;
Luis González Hita³ y Antonio Cardona Benavides⁴

RESUMEN El desarrollo poblacional, turístico y agrícola han incrementado la extracción de agua subterránea para cubrir las demandas en Yucatán, México, por lo que la dinámica del acuífero costero está influenciada por estas extracciones, originando la variación de la interfase agua dulce-agua salada. El estudio de la variación de la interfase salina se realizó con perfiles de conductividad eléctrica, medición de la superficie piezométrica y la determinación de iones mayores en 12 pozos ubicados entre Telchac Puerto y El Cuyo, durante el período de noviembre/2002 a mayo/2004. El flujo de agua subterránea es de sureste a noroeste y se determinaron dos zonas hidrogeológicas; la primera zona entre Telchac Puerto-Motul y Dzilam Bravo-Temax y la segunda zona entre San Felipe-Panaba y El Cuyo-Colonia Yucatán. En estas zonas existen diferencias entre el material geológico, la carga hidráulica, el gradiente hidráulico y la calidad de agua (concentración de sales). Los pozos cercanos a la línea de costa se encuentran expuestos a la contaminación orgánica y a la intrusión salina.

Palabras clave: Intrusión salina, calidad del agua, Yucatán, conductividad eléctrica, karst.

ABSTRACT The population growth and touristic and agricultural development have increased the extraction of groundwater for water supply in Yucatan, Mexico. The dynamic of the coastal aquifer is affected by these extractions that cause the variation of the saline interface. The study of the saline interface variation was carried out through electric conductivity profiles, groundwater level monitoring and chemical analyses to measure the concentration of major ions in water samples from 12 wells located between Telchac Puerto and The Cuyo, during the period from november/2002 to may/2004. The groundwater flows from southeast towards northwest and two hydrogeological zones were determined: Telchac Puerto-Motul and Dzilam Bravo-Temax zone and San Felipe-Panaba and The Cuyo-Colony Yucatan zone. These show differences in geological material, hydraulic head, hydraulic gradient and water quality (ionic concentrations). The wells near to the coast line are exposed to organic contamination and to saline intrusion.

Keywords: salt water intrusion, quality water, Yucatan, electric conductivity, karst.

INTRODUCCIÓN

En Yucatán, México el acelerado crecimiento poblacional, el desarrollo de la infraestructura turística y el incremento de las actividades agrícolas, han producido un aumento en la explotación del agua subterránea, única fuente de abastecimiento. La dinámica del acuífero costero se ve influenciada principalmente por las condiciones climáticas de la zona, así como por el incremento en la explotación del recurso hídrico, originando la variación del nivel en la interfase agua dulce-agua salada.

La zona de estudio comprende la franja costera del estado de Yucatán y se localiza entre los paralelos 21°10' y 21°30' de latitud norte y los meridianos 87°40' y 89°20' de longitud oeste. La franja costera se extiende aproximadamente 40 km desde la línea de costa hacia tierra dentro, y cubre la porción del acuífero costero que presenta mayor vulnerabilidad a la intrusión de agua de mar (SARH, 1990). Las precipitaciones máximas

del estado se presentan en la parte sureste y suroeste, y las precipitaciones mínimas en la parte norte (zona costera), observándose una distribución de la lluvia media en toda la zona localizada de suroeste y centro de la península (SARH, 1990).

La dinámica del acuífero costero se ve expuesta a las influencias de los fenómenos meteorológicos relacionados con las estaciones del año. Ante el paso del Huracán Isidoro por la Península de Yucatán en septiembre del 2002, el acuífero se vio afectado por las intensas lluvias que azotaron Yucatán; por lo que la interfase salina fue retirada hacia el mar, debido a la alta permeabilidad del terreno lo que permitió el rápido desplazamiento de la interfase salina.

El acuífero de la zona costera, está constituido por calizas de moluscos, masivas, de color blanco a crema del Pleistoceno-Holoceno, cuyos afloramientos conforman una banda más o menos amplia a lo largo de la costa, se le estima un espesor de 80 m y

¹Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Yucatán, Mérida - Mexico (graniel@uady.mx)

²Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Yucatán, Mérida - Mexico (iranyvera@hotmail.com)

³Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Morelos - Mexico (Ighita@tlaloc.ima.mx)

⁴Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, San Luis Potosí - Mexico (acardona@uaslp.mx)

descansan sobre las calizas de la formación Carrillo Puerto del Mioceno Superior-Plioceno (BACK, 1992). Este acuífero es altamente sensible por su gran permeabilidad, ya que se ha observado que la carga hidráulica producida por infiltración en la época de lluvias, origina una descarga hacia el mar (PERRY et al., 1989; MARÍN; PERRY, 1994).

En la zona entre San Felipe y El Cuyo se presentan depresiones topográficas que se ubican 5 m más abajo que el resto de la planicie, ésta es una consecuencia de la estructura geológica de la península ocasionada por una serie de fallas y dislocamientos (BACK; LESSER, 1981); en algunos sitios el nivel estático llega a aflorar formando lagunas locales que se conocen como "sabanitas". Las depresiones mencionadas constituyen una zona fracturada que por sus características y posición topográfica tiende a funcionar como un canal preferente a la circulación subterránea (LESSER, 1983). Los mayores volúmenes de agua infiltrados en la zona tienden a ser descargados al mar a través de dichas depresiones, desplazando así a la intrusión salina que se encuentra a lo largo de la costa.

La zona entre Dzilam de Bravo y Río Lagartos se caracteriza por ser acumulativa con cordones litorales (bermas y líneas de playa antiguas), en donde se da el avance de la línea de costa hacia el mar por emersión y sedimentación deltaica. Las formas cársticas

más importantes son los manantiales costeros y cenotes, que representan zonas de descarga del acuífero asociadas con una de las zonas tierra dentro, de mayor densidad de fracturamiento. Las costas son erosivas (rocosas) con superficie de nivelación, plataformas de abrasión y terrazas (TINAJERO et al., 1981).

OBJETIVOS

El objetivo principal de este estudio es estudiar el comportamiento de la dinámica de la interfase salina y analizar la calidad del agua dulce en la región nororiental del Estado de Yucatán, para el periodo de Diciembre/2002 a Mayo/2004. El estudio tiene como objetivos particulares: a) caracterizar las variaciones verticales regionales y estacionales de la interfase salina y b) monitorear la calidad y espesor de la lente de agua dulce en el acuífero costero del estado de Yucatán, para así planificar las extracciones de agua sin que afecten la calidad del agua subterránea.

MATERIAL Y MÉTODOS

Para el estudio de la dinámica de la interfase salina se perforaron 12 pozos de observación, ubicados en 4 Transectos y 3 pozos en cada uno de ellos: Telchac Puerto-Motul (Transecto 1), Dzilam Bravo-Temax (Transecto 2), San Felipe-Panaba (Transecto 3) y El Cuyo-Colonia Yucatán (Transecto 4) (Figura 1); todos los pozos se georeferenciaron (Tabla 1).

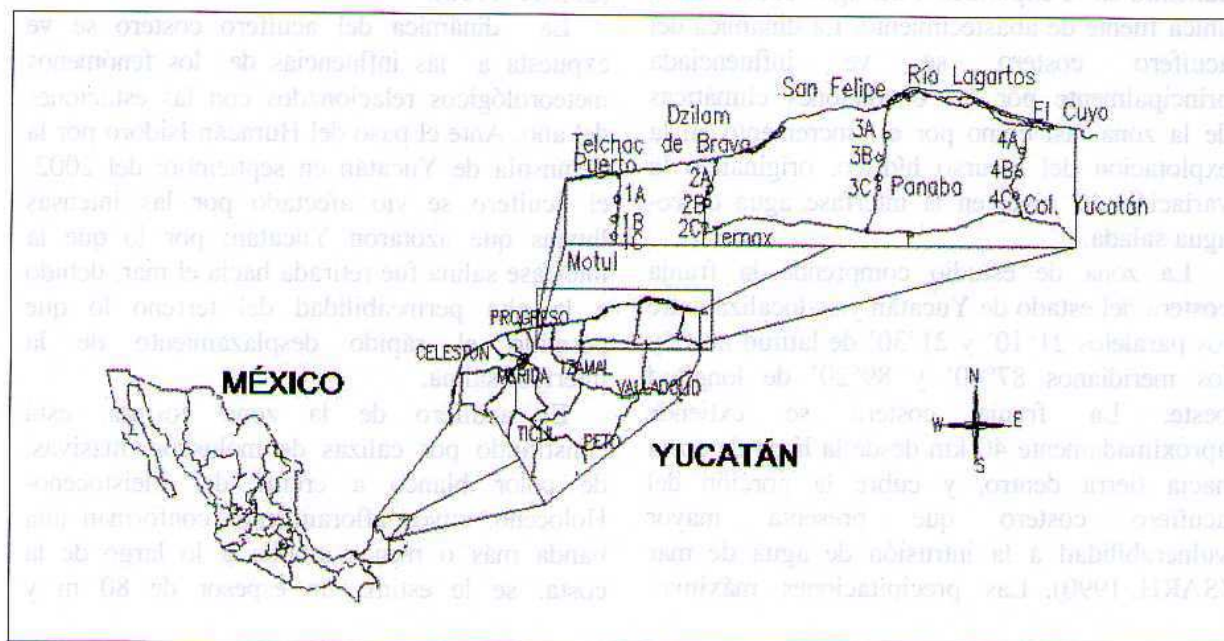


Figura 1 - Ubicación geográfica de la zona de estudio

Tabla 1- Características de los pozos de observación

Pozo	Longitud W (° ' ")	Latitud N (° ' ")	Ubicación	Distancia a la costa (km)	Profundidad (m)
1 A	21 18 01	89 16 13	Telchac Puerto	4,38	29,0
1 B	21 13 44	89 16 58	Telchac Puerto	12,50	39,2
1 C	21 10 10	89 16 59	Telchac Puerto	19,00	43,0
2 A	21 20 43	88 54 25	Dzilam Bravo	4,99	21,5
2 B	21 17 25	88 55 47	Dzilam Bravo	11,50	41,0
2 C	21 12 41	88 56 27	Dzilam Bravo	20,30	43,7
3 A	21 38 48	88 14 54	San Felipe	3,93	17,0
3 B	21 27 26	88 15 37	San Felipe	10,51	29,0
3 C	21 22 46	88 15 37	San Felipe	21,00	44,0
4 A	21 28 48	87 42 45	El Cuyo	4,04	17,0
4 B	21 24 18	87 43 04	El Cuyo	10,90	27,2
4 C	21 18 40	87 46 23	El Cuyo	22,70	39,3

Durante la perforación de los pozos se recolectó material geológico de recorte de perforación cada 3 m, para realizar el corte litológico de cada uno de ellos.

Los pozos fueron construidos con PVC clase 7 de 150 mm de diámetro, con 6 m de tubería de lisa y lo demás de la profundidad con tubería ranurada de 12,7 mm de espesor. Posteriormente fueron referenciados al nivel medio del mar utilizando una Estación Total marca SOKKIA.

Para conocer el comportamiento de la interfase salina en la zona, se midió la profundidad al nivel estático en cada pozo (noviembre y diciembre/2002, febrero y octubre/2003 y febrero y mayo/2004), para así obtener la carga hidráulica. *In situ* se realizaron los perfiles de conductividad eléctrica y se recolectaron muestras de agua para su análisis químico; la obtención de las muestras de agua se realizó de acuerdo a las Normas Oficiales Mexicanas y fueron analizadas en el Laboratorio de Ingeniería Ambiental de la FIUADY.

En el laboratorio se determinaron las concentraciones de los siguientes iones: sodio, potasio, calcio, magnesio, nitrato, sulfato, cloruro y bicarbonato. En total se realizaron 4 campañas de monitoreo (diciembre/2002, octubre/2003 y febrero y mayo/2004).

RESULTADOS Y DISCUSIONES

De acuerdo al corte litológico de los pozos, se tiene que los Transectos 1 y 2 presentan las mismas características geológicas y los Transectos 3 y 4 presentan iguales

características geológicas (Tabla 2). Se tiene que entre los Transectos 1 y 2, el subsuelo esta compuesto de calizas arenosas (calcarenita) con gran cantidad de fragmentos de moluscos y pequeños lentes de arcilla. Y entre los Transectos 3 y 4 se tiene calizas muy compactas y duras con alto contenido de arcillas y en algunas zonas se tiene margas y lutitas.

La carga hidráulica en la zona de estudio varió de 0,49 a 5,68 m y su comportamiento varía de acuerdo a la temporada de recarga y estiaje (Tabla 3); los menores valores se encontraron en los Transectos 1 y 2, teniendo así un gradiente hidráulico del orden de 0,11 m/km y los mayores valores en los Transectos 3 y 4, obteniéndose así un gradiente hidráulico de 0,38 m/km.

La dirección del flujo subterráneo es de sureste a noroeste hacia la línea de costa, descargando toda el agua del continente hacia el mar (Figura 2 y 3). Durante el período de estudio se tuvo una variación máxima de la carga hidráulica de 1,0 m en los pozos, teniéndose que siempre se conservó la misma trayectoria de flujo.

De acuerdo a los perfiles de conductividad eléctrica, se tiene que entre Telchac Puerto-Motul y Dzilam Bravo-Temax, la interfase salina se encuentra a 20 m de profundidad cerca de la costa y a 35 m de profundidad en los puntos más lejanos y, entre San Felipe-Panaba y El Cuyo-Colonia Yucatán, la interfase salina se encuentra a 20 m en los pozos más cercanos y en los otros pozos no se presentó la interfase salina (Figura 4).

Tabla 2 - Cortes litológicos de dos pozos de la zona de estudio

Profundidad (m)	Descripción Pozo 1 B	Descripción Pozo 4 B
0-3	Calcarenita con fragmentos de conchas	Caliza dura café claro con recristalización y sedimentos arcillosos
3-6	Calcarenita con fragmentos de moluscos y fragmentos de calizas recristalizadas crema y café oscuro	Caliza dura café claro con recristalización y sedimentos arcillosos
6-9	Calcarenita con detríticos pequeños y fragmentos de calizas recristalizadas y fragmentos de moluscos	Caliza dura café claro con recristalización y sedimentos arcillosos, con conductos de disolución.
9-12	Calizas crema con detríticos medianos y fragmentos pequeños de calizas recristalizadas	Caliza arcillosa dura
12-15	Calizas color crema, con fragmentos de calizas recristalizadas y fragmentos de moluscos. A los 13 m lente de arcilla	Caliza arcillosa dura
15-18	Calcarenita con pequeños fragmentos de caliza recristalizada	Caliza arcillosa con textura arenosa
18-21	Calcarenita con pequeños fragmentos de caliza recristalizada. A los 18 m lente de arcilla.	Caliza arcillosa con textura arenosa
21-24	Caliza blanca con arcilla con fragmentos de conchas, pequeños fragmentos de arrecifes y calizas recristalizadas. A los 24 m arcilla.	Caliza compacta con sedimentos de arcilla
24-27	Calcarenita con fragmentos de conchas. A los 25 m lente de arcilla y entre 25 y 26 caverna.	Caliza compacta con sedimentos de arcilla
27-30	Calcarenita con fragmentos de conchas	Caliza compacta con sedimentos de arcilla
30-33	Calcarenita con fragmentos de conchas y fragmentos de caliza recristalizada café oscuro	Caliza compacta con sedimentos de arcilla
33-36	Calcarenita con fragmentos de conchas.	Caliza compacta con sedimentos de arcilla
36-39	Calcarenita con fragmentos de conchas.	No hay recuperación
39-42	Calcarenita con pequeños fragmentos de conchas.	No hay recuperación
42-45	Calcarenita con arcilla rojiza y fragmentos de conchas	Caliza compacta con sedimentos de arcilla
45-48		Caliza compacta con sedimentos de arcilla

Tabla 3 - Datos de carga hidráulica de los pozos en estudio

Pozo	Carga Hidráulica (m)					
	Noviembre 2002	Diciembre 2002	Febrero 2003	Octubre 2003	Febrero 2004	Mayo 2004
1 A	0,82	0,91	0,69	0,86	0,55	0,78
1 B	2,13	1,87	1,45	1,11	1,01	1,01
1 C	2,85	2,66	2,23	N,D,	1,43	1,25
2 A	0,82	0,80	0,64	0,80	0,51	0,49
2 B	2,36	2,31	1,88	1,91	1,5	1,32
2 C	3,34	3,27	2,76	2,57	2,22	2,00
3 A	2,04	2,14	1,88	1,91	1,65	1,65
3 B	3,08	3,12	2,73	3,01	2,54	2,39
3 C	3,46	3,44	3,03	3,09	2,74	2,57
4 A	ND	3,9	2,72	2,45	2,25	2,00
4 B	ND	4,82	4,30	5,03	4,21	4,05
4 C	ND	5,64	5,36	5,68	4,98	4,73

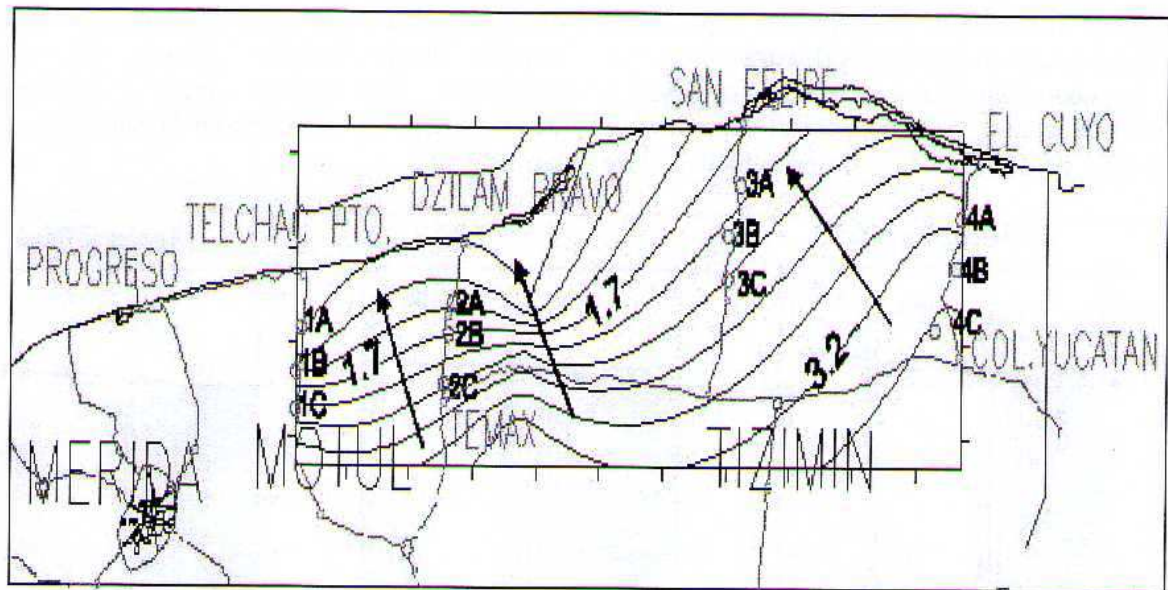


Figura 2 - Isovalores de carga hidráulica para noviembre/2002

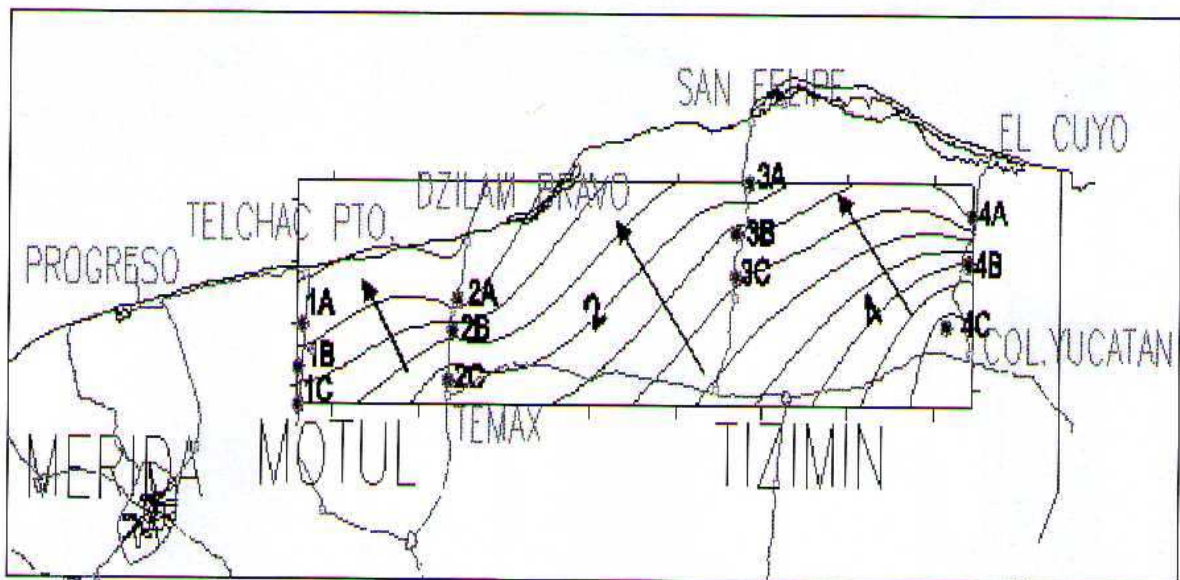


Figura 3 - Isovalores de carga hidráulica para febrero/2004

De acuerdo a los perfiles de conductividad eléctrica se observa que en diciembre/2002, la interfase salina fue desplazada a mayores profundidades debido a la recarga generada en el acuífero por el huracán Isidoro, de manera contraria en febrero/2004 se registraron las menores profundidades por la temporada de estiaje.

Considerando los resultados de los análisis de agua (Tabla 4), los Transectos 1 y 2 tienen un agua con un contenido de sales moderado correspondiendo a la familia calcica-sódica bicarbonatada y entre los Transectos 3 y 4 el contenido de sales es igual moderado

correspondiendo a la familia calcica-bicarbonatada, a excepción del pozo 4A que el agua resultó del tipo clorurada-sódica.

Considerando solo los resultados de los nitratos y de cloruros, ya que los otros parámetros presentaron resultados característicos a agua de calizas; se observa que la zona cercana a la línea de costa se encuentra expuesta a la contaminación por materia orgánica, ya que se presenta mayor concentración de nitratos en los pozos más cercanos a la costa, principalmente entre San Felipe-El Cuyo (Figura 5) y la concentración de cloruros es alta en los pozos cercanos a la costa,

presentándose los mayores valores en los pozos cercanos al El Cuyo, indicando así la presencia de agua salada en esos pozos (Figura 6).

La contaminación por materia orgánica y agua salada en la zona nororiental del estado de Yucatán es debido a la poca profundidad entre

la superficie del terreno y el nivel de agua, principalmente en la zona noreste del área de estudio donde existen cuerpos de agua superficial que reciben agua y cualquier sustancia que se encuentre en la superficie del terreno.

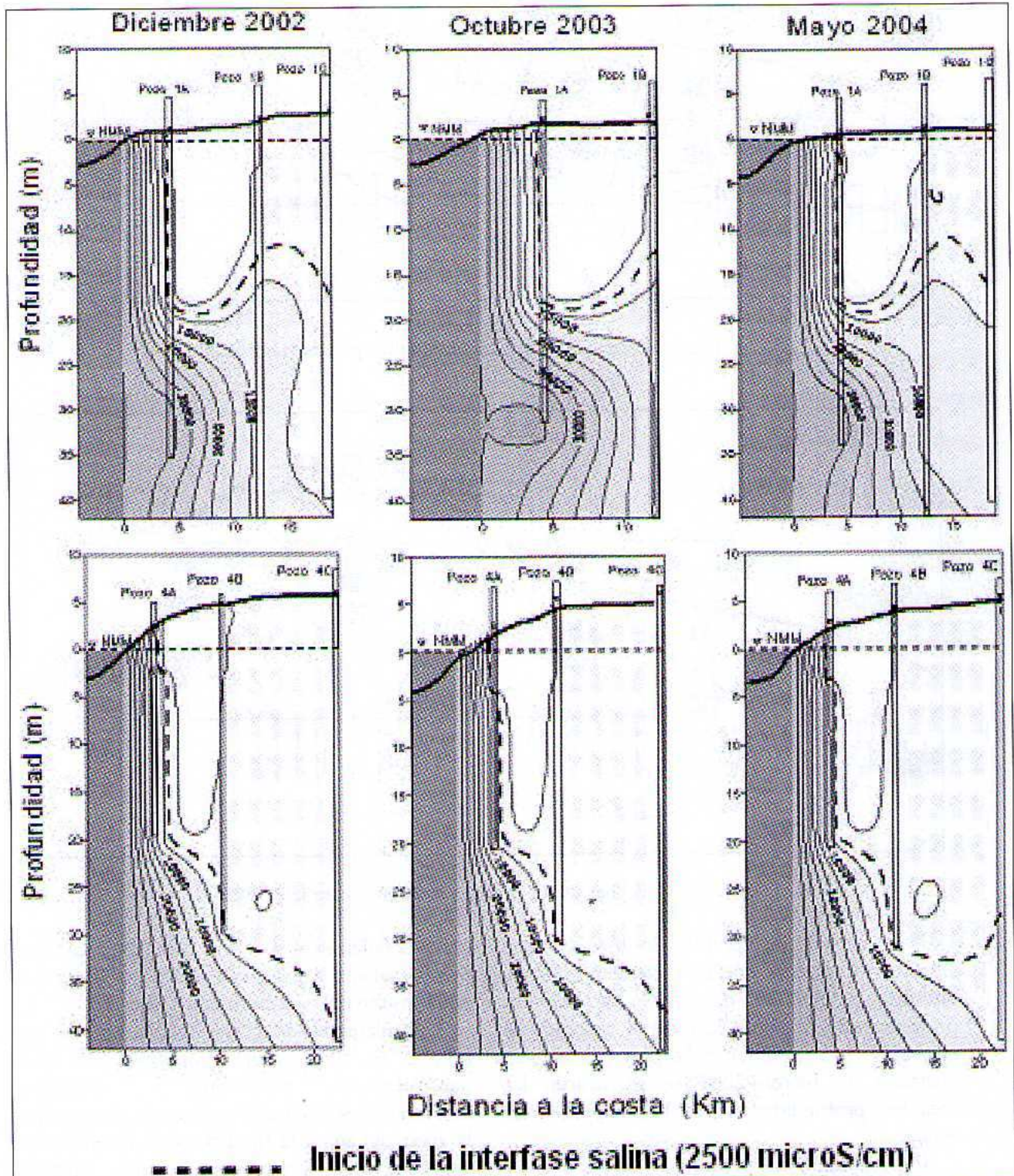


Figura 4 - Variación temporal de la conductividad eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$) para los Transectos 1 y 4 de la zona costera nororiental del estado de Yucatán

Tabla 4 - Resultados de los análisis de agua de los pozos de observación (en mg/L)

Fecha	Pozos	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻
Dic-02	1^a	107,64	30,84	77,48		433,93	134,7	19,93	0,108
Oct-03		88,00	23,33	67,40	5,31	307,44	127,74	34,69	12,05
Feb-04		88,00	25,27	68,91	6,60	266,45	150,41	24,63	13,29
May-04		76,8	35,96	70	6,6	327,94	151,23	25,081	13,29
Dic-02	1B	113,1	43,07	76,94		412,24	120,8	19,93	0,571
Oct-03		94,40	34,99	86,35	8,70	333,06	185,43	45,08	21,00
Feb-04		112,00	34,99	73,54	19,20	338,18	187,49	36,73	31,01
May-04		163,2	34,02	85	19,2	450,91	183,77	50,55	17,72
Dic-02	1C	81,9	26,06	20,85		306,46	109	16,02	0,083
Feb-04		96	24,3	54,1	5	286,94	125,68	23,13	8,86
May-04		89,6	35,96	60	5	348,43	149,32	20,33	17,72
Dic-02	2A	121,87	22,55	87,3		455,62	131,1	36,15	0,048
Oct-03		105,60	13,61	101,16	11,01	358,68	190,58	53,62	3,98
Feb-04		116,8	21,38	94,15	10,8	358,68	185,43	47,86	0,89
May-04		113,6	29,16	110	10,8	404,8	162,72	51,98	1,33
Dic-02	2B	130,65	21,48	76,31		433,93	142,6	13,62	0,171
Oct-03		94,40	7,29	47,09	1,93	245,95	82,41	32,70	13,38
Feb-04		104	15,55	48,74	9,8	297,19	92,72	18,8	4,43
May-04		113,6	22,36	50	9,8	394,55	97,63	10,73	8,86
Dic-02	2C	90,67	25,71	118,18		287,48	209,5	18,72	0,21
Oct-03		76,80	14,58	38,45	0,83	251,08	63,87	50,84	8,55
Feb-04		80	13,61	35,14	1,4	212,65	103,02	10,27	13,29
May-04		72	20,41	40	1,4	235,7	80,4	7,75	8,86
Dic-02	3A	111,15	68,57	218,54		466,48	388,2	47,56	1,521
Oct-03		100,00	32,56	169,60	0,77	381,74	293,60	54,05	8,68
Feb-04		86,4	52,49	163,94	3,2	338,18	347,68	56,67	13,29
May-04		91,2	61,24	170	3,2	420,17	339,79	26,93	8,86
Dic-02	3B	101,4	58,04	120,04		366,12	248,3	31,79	0,539
Oct-03		72,00	37,42	37,43	29,40	302,32	86,53	43,68	3,56
Feb-04		72	33,05	31,7	25,9	343,31	103,02	24,24	3,1
May-04		68,8	38,88	40	25,9	343,31	93,8	19,83	4,43
Dic-02	3C	95,55	52,12	130,09		382,39	232,4	26,24	1,285
Oct-03		96,00	43,74	136,05	3,47	327,94	239,00	40,16	16,83
Feb-04		94,4	42,77	97,44	2,8	292,07	251,36	26,69	35,44
May-04		88	54,43	100	2,8	394,55	266,09	31,41	22,15
Dic-02	4A	167,7	116,09	1832		423,08	2641	137,4	0,086
Oct-03		176,00	65,61	763,37	15,81	276,70	1287,72	204,00	18,30
Feb-04		184	85,05	722,92	16,7	286,94	1473,15	187,02	31,01
May-04		152	89,91	912,15	16,7	343,31	1416,58	164,9	39,87
Dic-02	4B	72,5	4,74	35		246,79	50,17	12,61	0,204
Oct-03		78,40	15,55	46,50	1,21	235,70	76,23	34,67	2,06
Feb-04		83,2	14,58	49,81	1,2	263,89	90,66	13,26	0
May-04		80	17,5	60	1,2	312,56	111,03	16,88	0,89
Dic-02	4C	77,32	8,005	72		214,25	101,7	18,08	0,335
Oct-03		99,20	21,14	27,43	0,97	230,58	82,41	40,60	3,14
Feb-04		112	14,58	26,82	1,8	240,83	117,44	12,21	3,99
May-04		107,2	19,44	37,8	1,8	307,44	130,17	14,43	4,43

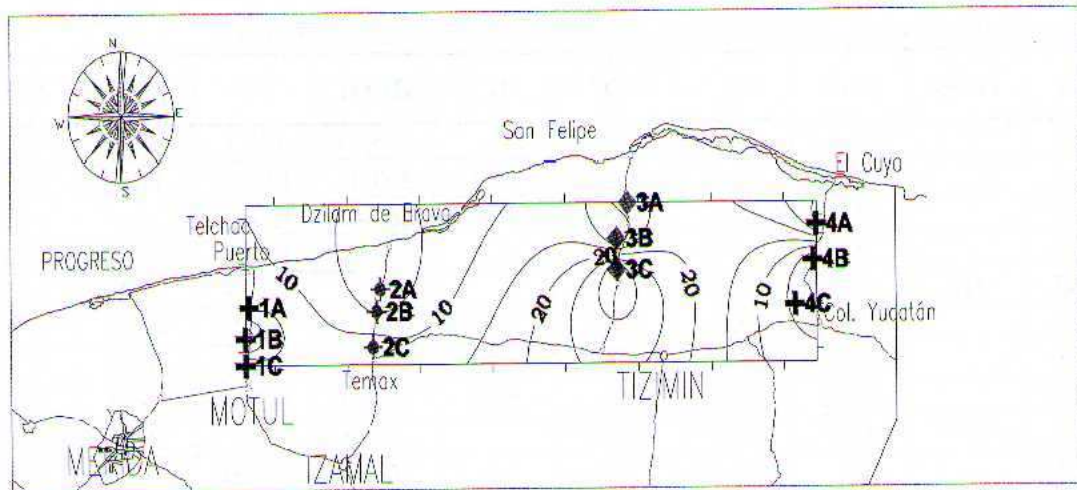


Figura 5 - Isoconcentraciones de nitratos (mg/L) en la zona de estudio

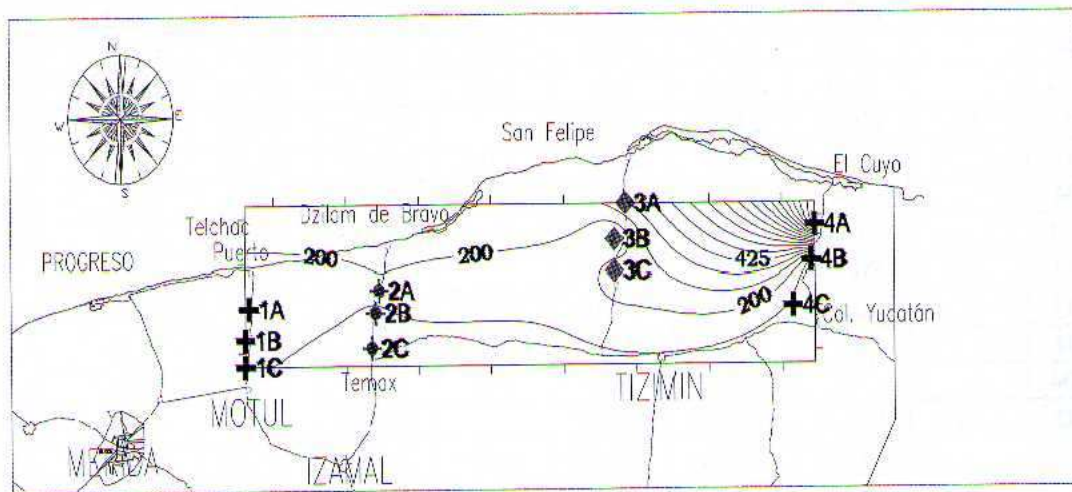


Figura 6 - Isoconcentraciones de cloruros (mg/L) en la zona de estudio

CONCLUSIÓN

En la porción nororiental del litoral costero de Yucatán, la dirección del flujo subterráneo es de sureste a noroeste, descargando toda el agua del continente hacia el mar.

La dinámica de la interfase salina es temporal de acuerdo a la época de recarga y de descarga, encontrándose que entre los Transectos 1 y 2, la interfase salina penetra en todos los pozos y la profundidad a la que se encuentra varía de acuerdo a la distancia de ellos hacia la costa. Entre los Transectos 3 y 4 se encontró que la interfase solo penetra hasta los pozos más cercanos a la costa y los otros pozos no se alcanzaron valores correspondientes a la interfase salina.

En conclusión, existen dos zonas hidrogeológicas claramente identificadas; la primera zona corresponde al área entre Telchac Puerto-Motul y Dzilam Bravo-Temax y la segunda zona corresponde al área entre San Felipe-Panaba y El Cuyo-Colonia Yucatán. En estas zonas existen diferencias entre el material geológico, la carga hidráulica, el gradiente hidráulico y la calidad de agua (concentración de sales). Y los pozos cercanos a la línea de costa se encuentran expuestos a la contaminación por materia orgánica y agua salada, debido a la poca profundidad entre la superficie del terreno y el nivel de agua subterránea, y a la intrusión salina.

REFERENCIAS

- BACK, W. Coastal Karst Formed by Ground-Water Discharge, Yucatan, Mexico. **International Contributions to Hydrogeology**, v.13, 1992
- BACK, W.; LESSER, JM.. Chemical constraints of groundwater management in the Yucatan Peninsula, México, **Journal of Hidrology**, (51), p.119-130, 1981.
- CUSTODIO, E.; LLAMAS, M. **Hidrología subterránea**", 2 vol, Barcelona: Omega, 1983.
- LESSER y ASOCIADOS S.A. **Estudio Geohidrológico de la zona Dzonot-Carretero, Yucatán**, 1983.
- MARÍN, L.E.; PERRY, E.C. The Hydrogeology and contamination potential of northwestern Yucatan, México. **Geofísica Internacional** v.33(4), p.619-623, 1994.
- PERRY, E.; SWIFT, J.; GAMBOA, J. REEVE, A.; SANBORN, R.; MARÍN, L.; VILLASUSO, M. Geological and environmental aspects of surface cementation, north coast. Yucatan, Mexico. **Geology** v.17, p. 818-821, 1989.
- SARH. **Sinopsis Geohidrológica del Estado de Yucatán**, Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, Subsecretaría de Infraestructura Hidráulica, Dirección General de Administrativo y Control de Sistemas Hidrológicos, México DF, 50p., 1990.
- TINAJERO, G.J.; VELÁSQUEZ, A.; ZÚÑIGA, O.D. **Hidrogeología e Hidrogeoquímica regional de la Península de Yucatán, México**. Cap. II.2 proyecto CPNH-IAS 8104. Estudio de las características geohidrológicas del acuífero en el área de Mérida Yucatán, 1981.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Fondo Mixto CONACYT-Gobierno del Estado de Yucatán, México, el apoyo del proyecto con clave YUC-2003-CO2-027 denominado "Caracterización de la dinámica de la interfase salina y de la calidad del agua en el acuífero costero del Estado de Yucatán". Y también se agradece al Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, a la Comisión Nacional del Agua Gerencia Península de Yucatán y a la Facultad de Ingeniería de la UADY, por el apoyo para este estudio.

EXPLORAÇÃO DO AQUÍFERO GUARANI E OS IMPACTOS AO NÍVEL DA ÁGUA EM RIBEIRÃO PRETO – BRASIL

Mara Akie Iritani¹; Günter Schuler²; Cláudio L. Dias³; Luciana M. R. Ferreira¹;
João R. Guillaumon⁴; Hans Frisch⁵; Dorothy C. P. Casarini³ e Uwe Tröger⁶

RESUMO Este trabalho mostra parte dos resultados do projeto desenvolvido pela Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo (SMA/SP), com a cooperação do Governo da Baviera (Alemanha) e de instituições locais. Em Ribeirão Preto, o Aquífero Guarani, composto por sedimentos arenosos, é confinado por basaltos do Aquífero Serra Geral, aflorando na porção leste do município. Devido ao crescimento da exploração do Aquífero Guarani, observou-se a expansão do cone de rebaixamento formado pelo bombeamento intensivo dos poços existentes, estendendo-se para as porções oeste, norte e sul da área urbana, seguindo aproximadamente a direção do córrego Ribeirão Preto. Alguns poços mostram que o nível da água do Aquífero Guarani encontra-se abaixo da base do Aquífero Serra Geral, causando uma inversão na direção do fluxo vertical e mudando o regime de confinado para livre, o que implica no aumento da vulnerabilidade deste aquífero. De forma a contribuir para a sua proteção, delimitou-se uma área para estudos mais aprofundados para futura definição de uma área confirmada de restrição e controle, conforme o procedimento legal adotado no Estado de São Paulo. Foi também proposta uma área de proteção da porção aflorante do aquífero, de forma a proteger sua área de recarga.

Palavras-chave: áreas de proteção, bombeamento intensivo, Aquífero Guarani, rebaixamento, Ribeirão Preto

ABSTRACT This work presents partial results of a project developed by the Secretariat of Environment of the State of Sao Paulo (Brazil) in cooperation with the Bavarian Government (Germany) and local institutions. In the region of Ribeirão Preto, the Guarani Aquifer consists of sandy sediments that are confined by basalts of the Serra Geral Formation. Due to increasing exploitation of the Guarani Aquifer, the withdrawal caused by intense pumping of the wells has extended towards the western, northern and southern parts of the urban area, so approximately following the trend of the Ribeirão Preto river. It was observed in some wells that the water level of the Guarani Aquifer is below the base level of Serra Geral Aquifer, what causes the reversing of the vertical flow, thus changing local hydrogeological conditions from confined to unconfined regime. This change in flow conditions brings about an increase of Guarani Aquifer vulnerability. In this sense, it has been delimited an area for further detailed studies to define a confirmed area of restriction and control, according with the legal procedure of the State of Sao Paulo. An outcrop protection area has also been proposed to protect the recharge area of the aquifer.

Keywords: protection areas, intensive pumping, Guarani Aquifer, drawdown, Ribeirão Preto

INTRODUÇÃO

O Aquífero Guarani possui cerca de 1,2 milhão de km², estendendo-se pelo Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai. Sua maior ocorrência está no Brasil, ocupando uma área de 839.800 km², seguida da Argentina, Paraguai e Uruguai (ARAÚJO et al., 1999). No Brasil, este aquífero abrange 8 estados, sendo que a maior parte da sua área de ocorrência encontra-se confinada por outras formações geológicas. No Estado de São Paulo este aquífero estende-se por quase 156 mil km². A área de recarga, mais vulnerável à poluição da água subterrânea, perfaz 15% da área total de ocorrência no Estado (GUALDI, 1999).

Considerando a área total do Aquífero Guarani, ROCHA (1997) estimou a reserva ativa em 160 km³/ano, o que representa o potencial renovável de água que circula no sistema. Dessa

reserva ativa, ROCHA (1997) considera que apenas 25% representa o volume disponível para exploração, chegando a valores da ordem de 40 km³/s, correspondente a 30 vezes a demanda total de água da região, estimando uma população de 15 milhões de habitantes. As vazões deste aquífero variam entre 60 a 200 m³/h na porção aflorante ou próximo a ela. Nas porções de maior confinamento as vazões variam em geral entre 200 e 400 m³/h, chegando a 600 m³/h em áreas de artesianismo surgente. GUALDI (1999) registrou um poço com 1000 m³/h em Pereira Barreto.

No Estado de São Paulo estima-se que 71,6% dos municípios são abastecidos total ou parcialmente e 47,7% são totalmente supridos por água subterrânea (CETESB, 1997). Desta proporção não há dados organizados para estimar

¹Instituto Geológico, São Paulo - Brasil (mara.iritani@igeologico.sp.gov.br); (lumartin@igeologico.sp.gov.br)

²Geotechnisches Büro Prof. Dr. Schuler & Dr. Ing. Goedecke (geotechnisches-buero@t-online.de)

³CETESB-Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental, São Paulo - SP (claudiod@cetesb.sp.gov.br); (dorothy@cetesb.sp.gov.br)

⁴Instituto Florestal, São Paulo - Brasil (jregisguillaumon@iflorestsp.br)

⁵Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft (frisch@8jessie.de)

⁶Technische Universität Berlin (uwe.troeger@tu-berlin.de)

quantos deles exploram apenas o Sistema Aquífero Guarani. No Estado de São Paulo este aquífero tem papel fundamental para o abastecimento público de muitos municípios como, por exemplo, Ribeirão Preto, localizado na sua porção aflorante, e São José do Rio Preto, na porção confinada.

A Secretaria do Meio Ambiente (SMA/SP) tem trabalhado pela proteção deste recurso e, neste sentido, desenvolveu o projeto “Sistema de informação para o gerenciamento ambiental dos recursos hídricos subterrâneos na área de afloramento do Aquífero Guarani no Estado de São Paulo”, contando com a cooperação técnica do Governo da Baviera (Alemanha) e a colaboração de instituições locais. Este projeto teve a finalidade de fornecer bases para um processo de discussão das estratégias de proteção e gerenciamento ambiental do Aquífero Guarani.

A área piloto de estudo selecionada foi o município de Ribeirão Preto devido sua localização hidrogeológica e seu papel econômico nesta parte do Estado de São Paulo, além da importância do Aquífero Guarani no abastecimento público.

O município situa-se na área de afloramento desta unidade aquífera, onde a vulnerabilidade natural é mais elevada, indicando maiores riscos de contaminação como apontado no Mapa de Vulnerabilidade e Risco a Contaminação das Águas Subterrâneas do Estado de São Paulo (IG/DAEE/CETESB, 1997).

Neste presente trabalho apresentam-se algumas considerações sobre o impacto no fluxo da água subterrânea frente ao bombeamento intensivo dos poços, definido com base em informações bibliográficas e nos dados levantados e avaliados ao longo do desenvolvimento do projeto.

O AQUÍFERO GUARANI EM RIBEIRÃO PRETO

Localização da área de estudo

O município de Ribeirão Preto situa-se na porção nordeste do Estado de São Paulo, a cerca de 315 km de distância da capital paulista, estando contido entre os paralelos 21° e 21°30' Sul e meridianos 47°30' e 48° Oeste (Figura 1).

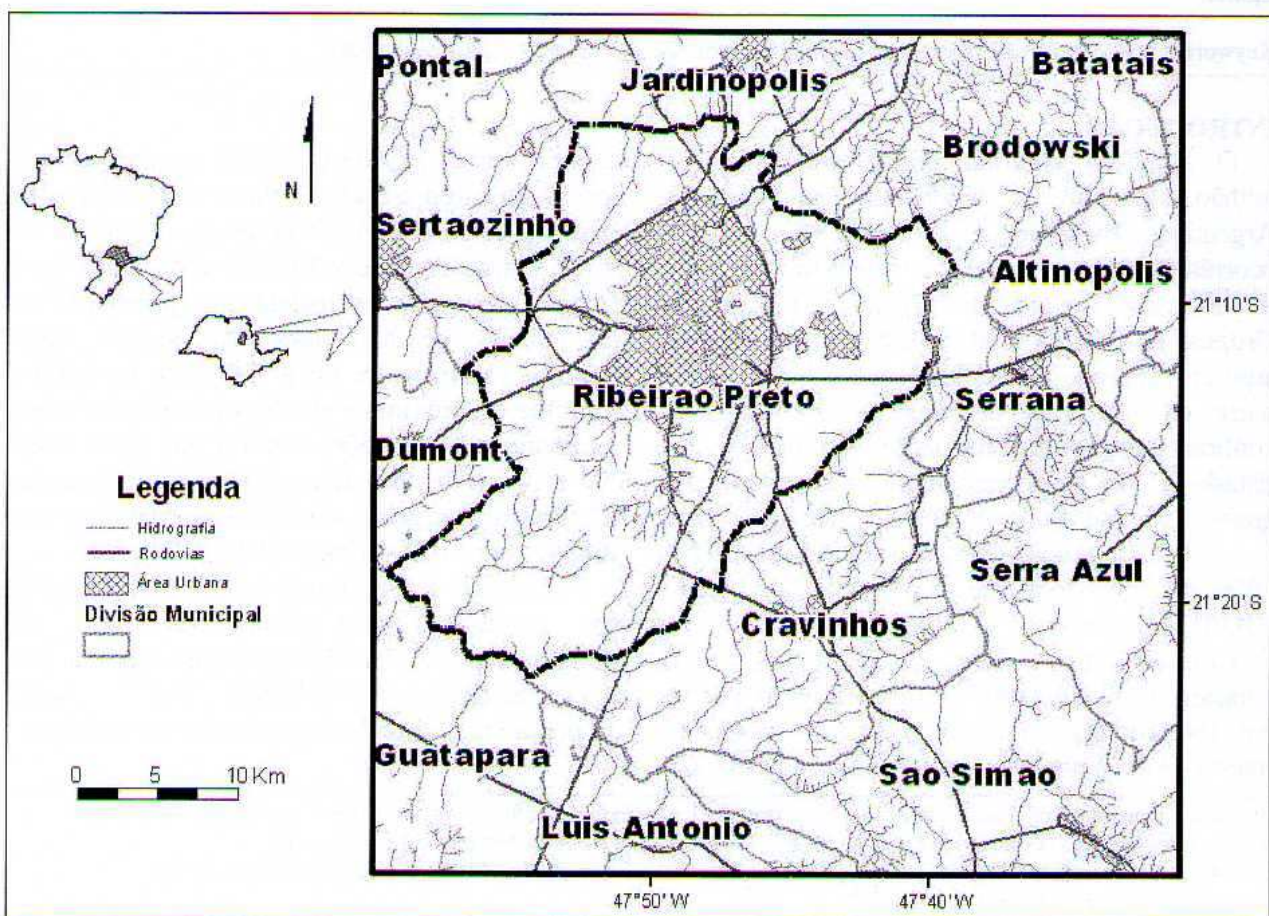


Figura 1 – Localização do município de Ribeirão Preto (SP).

O município abrange aproximadamente 642 km² e possui cerca de 505.000 habitantes, concentrados, em sua maioria, na área urbana.

Ribeirão Preto tornou-se um pólo de desenvolvimento regional no nordeste do Estado de São Paulo, apresentando grande crescimento urbano e desenvolvimento econômico nas últimas décadas. A atividade agroindustrial ligada ao açúcar e álcool é uma das principais bases econômicas do município, sendo que as plantações de cana-de-açúcar dominam o cenário rural. Devido ao desenvolvimento econômico, outras atividades têm crescido no município como na área de serviços e outros ramos da indústria como metalurgia. A área urbana ocupa grande parte da porção norte do município (Figura 1), com tendências de expansão ao longo das principais rodovias e estradas. No restante da área, devido à ocorrência de tipo de solo favorável (latossolo roxo), predomina a atividade agrícola.

A maior parte do município encontra-se na bacia hidrográfica do rio Pardo, o qual representa o limite norte da área. O ribeirão Preto, com direção de sul para norte, é o principal tributário

do rio Pardo, englobando grande parte da área do município em sua bacia hidrográfica (Figura 1). Apenas a porção meridional do município está localizada na bacia hidrográfica do rio Mogi-Guaçu, que corre ao sul de Ribeirão Preto.

Geologia

O município de Ribeirão Preto localiza-se na borda leste da Bacia Sedimentar do Paraná, onde aflora parte das rochas do Grupo São Bento, que inclui sedimentos das formações Pirambóia e Botucatu e rochas básicas da Formação Serra Geral.

A Formação Pirambóia, de origem eólica, fluvial e lacustre (FILI et al., 1998), é composta por sedimentos arenosos médios a muito finos, silto-argilosos, com intercalações argilosas na base (IPT, 1981). Sua porção aflorante ocorre em uma pequena porção no extremo leste do município (Figura 2). Sotopostos a esta formação ocorrem sedimentos pelíticos do Grupo Passa Dois, sem ocorrência aflorante no município. Um poço cadastrado no sul da área urbana mostrou uma espessura da Formação Pirambóia superior a 144 m.

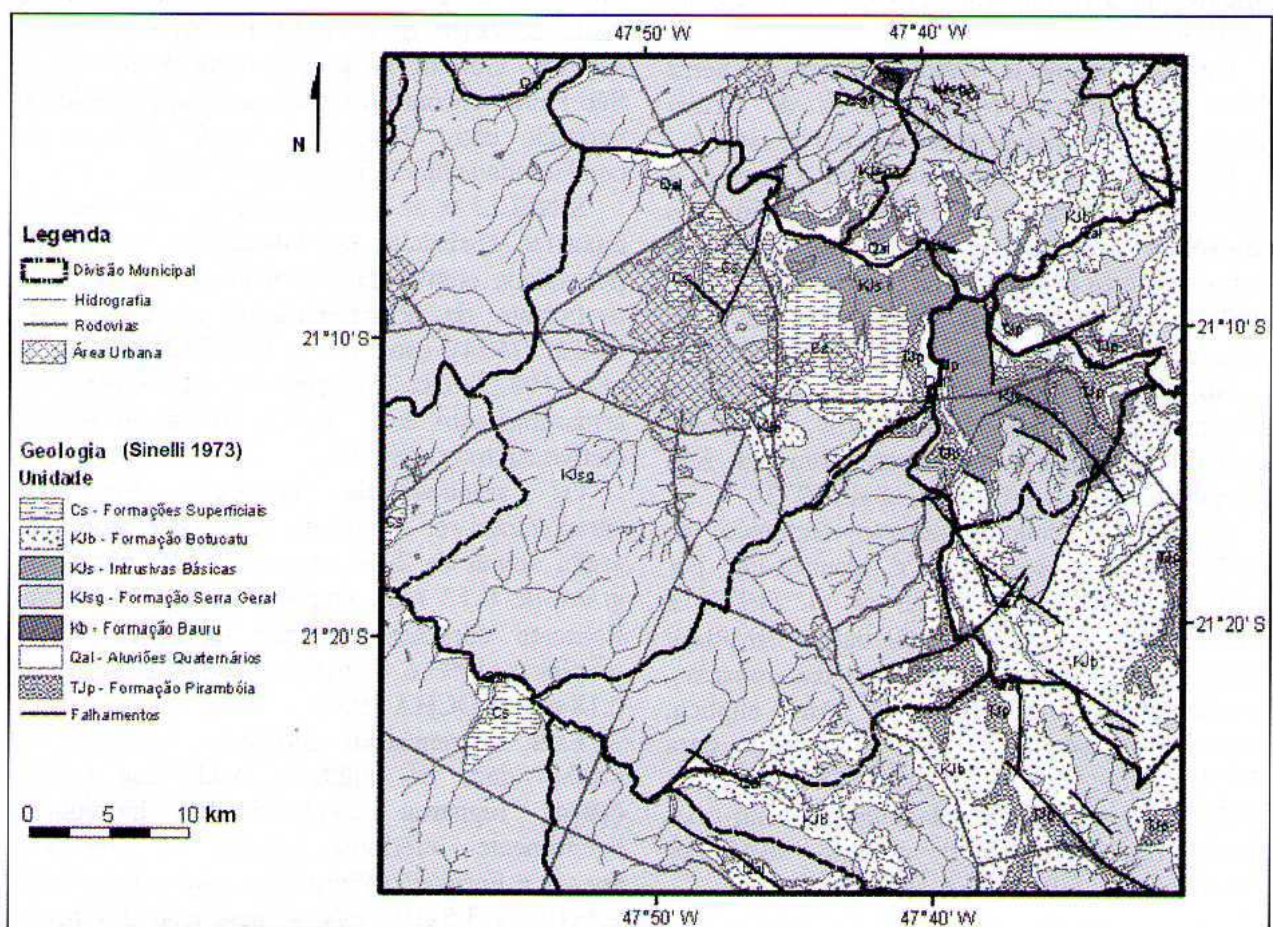


Figura 2 - Geologia da região de Ribeirão Preto com base em SINELLI (1973)

A Formação Botucatu assenta-se sobre a Formação Pirambóia ora em contato concordante, com modificação gradual da litologia, ora através de mudança brusca erosiva. Esta unidade geológica, com pequenas porções aflorantes na região leste do município, é composta por arenitos eólicos uniformes, de granulação fina a média, bem selecionados, com teor de argila e silte inferior a 10% (SINELLI et al., 1980). Localmente encontram-se sedimentos mais finos intercalados, de ambiente lacustre. Devido à interdigitação com os basaltos da Formação Serra Geral, a espessura desta formação apresenta variações consideráveis (SOARES et al., 1973). As espessuras destes arenitos intertrappianos podem variar desde centímetros até 50 m (IPT, 1981).

A Formação Serra Geral, com ocorrência na maior parte do município (Figura 2), é composta por um conjunto de derrames basálticos, com corpos intrusivos associados, principalmente diques e sills de diabásio. As intercalações de arenito nos derrames basálticos formam os intertrapps, que costumam ser mais frequentes na parte inferior da Formação Serra Geral, dificultando a delimitação do topo da Formação Botucatu.

Estratigraficamente, sobre a Formação Serra Geral encontram-se os sedimentos do Grupo Bauru, mas estes não ocorrem na área de estudo.

Sobrepostos à Formação Serra Geral e à Formação Botucatu existem sedimentos cenozóicos arenosos passando a areno-argilosos, com ocorrência predominante nas porções norte e nordeste do município (Figura 2) e com espessuras da ordem de 20 m (SINELLI, 1971a).

Ao longo dos terraços das principais drenagens concentram-se sedimentos aluvionares recentes compostos por areias com ou sem cascalheiras basais (SOARES et al., 1973).

Quanto ao condicionamento tectônico na região de Ribeirão Preto, é identificado por SINELLI (1971b), SOARES et al. (1973) e SINELLI et al. (1980) um baixo estrutural representado por um arqueamento das camadas, constituindo uma depressão de forma elíptica, com eixo no sentido NE/SW e caimento para SW. Esse arqueamento, segundo SOARES et al., (1973) teria sua origem relacionada às intrusões (forma das intrusões e esforços tectônicos relacionados) e falhamentos associados.

Hidrogeologia

O Aquífero Guarani, principal manancial do município, é composto pelos sedimentos arenosos das formações Pirambóia e Botucatu. No município de Ribeirão Preto, extensa parte desta unidade aquífera é confinada pelos derrames basálticos do Aquífero Serra Geral, especificamente na porção oeste e sul (Figura 2). No nordeste do município o Aquífero Guarani é aflorante ou parcialmente recoberto pelos sedimentos cenozóicos, mais recentes. Segundo SINELLI et al. (1980), o Aquífero Guarani apresenta comportamento típico de aquífero confinado em áreas com espessuras de rochas básicas superiores a 70 m.

SINELLI et al. (1980) estimava, na época, que a espessura desta unidade aquífera poderia chegar a 180 m na área aflorante e a 220 m na porção confinada. Poços mais recentes, cadastrados no município, indicam a ocorrência de maiores espessuras do Aquífero Guarani, chegando-se a observar até 260 m, sendo muitas vezes cortado por derrames e intrusões de rochas básicas.

Em termos de características hidrodinâmicas gerais, o Aquífero Guarani possui, segundo SINELLI et al. (1980), uma transmissividade média de 7×10^{-3} m²/s. DAEE (1974) estudando o Aquífero Guarani na porção norte do Estado de São Paulo, encontrou valores de transmissividade variando entre $7,5 \times 10^{-4}$ a 3×10^{-3} m²/s e de condutividade hidráulica de 4×10^{-5} m/s.

SINELLI et al. (1980) estimou, com base em amostras analisadas em laboratório, valores de porosidade efetiva da ordem de 0,13 a 0,15. O coeficiente de armazenamento varia, segundo DAEE (1974), entre 10^{-5} e 10^{-3} . TEISSEDTRE et al. (1982) cita valores de coeficiente de armazenamento entre 10^{-6} e 10^{-4} e porosidade efetiva em torno de 0,10.

Os arenitos da Formação Pirambóia caracterizam-se, de forma geral, por teores de argila acima de 20%, com diâmetro médio dos grãos de 0,12 mm, enquanto que a Formação Botucatu caracteriza-se por teores de argila inferior a 10% e diâmetro médio dos grãos de 0,18 mm (ROCHA 1997).

Esta diferenciação litológica reflete-se na produtividade do aquífero, sendo que DAEE (1974) registrou condutividades hidráulicas ligeiramente inferiores quando se considera apenas a Formação Pirambóia, com valores entre $2,3 \times 10^{-5}$ a $3,5 \times 10^{-5}$ m/s. A descrição dos perfis litológicos dos poços cadastrados em Ribeirão Preto não permite uma diferenciação entre estas

formações, dificultando a avaliação detalhada da produtividade deste aquífero.

Confinando o Aquífero Guarani encontra-se o Aquífero Serra Geral, onde a circulação da água subterrânea está relacionada a: fraturas, falhas e disjunções, ao basalto vesicular que ocorre nas porções superiores dos derrames, aos arenitos intertrappianos e ao manto de intemperismo que pode ser espesso em algumas porções. De acordo com MONTENEGRO et al. (1988), a espessura média desta unidade aquífera na região de Ribeirão Preto é de 65 m. Alguns poços identificados no município mostraram espessuras superiores a 150 m. Entretanto, dada a interdigitação com os sedimentos do Aquífero Guarani na base, esta espessura é difícil de ser determinada com precisão.

Segundo DAEE (1974), os valores calculados de transmissividade do Aquífero Serra Geral na região variaram entre $1,2 \times 10^{-5}$ a 10^{-3} m²/s, com valor médio de $2,3 \times 10^{-4}$ m²/s. MONTENEGRO et al. (1988) encontrou valores de transmissividade entre 10^{-5} a $4,4 \times 10^{-4}$ m²/s. O coeficiente de armazenamento calculado por DAEE (1974) variou entre 0,01 e 0,05.

EXPLORAÇÃO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA EM RIBEIRÃO PRETO E O REFLEXO NA SUPERFÍCIE POTENCIOMÉTRICA REGIONAL DO AQUIFERO GUARANI

Os registros mostram que a exploração da água subterrânea através de poços tubulares no município de Ribeirão Preto iniciou-se na década de 20. Segundo dados do estudo desenvolvido

pelo DAEE (1974), o mais antigo poço registrado no município data de 1920, pertencente ao Mosteiro São Bento, com vazão informada de 4,8 m³/h. Outro poço com registro antigo, mas com informação do perfil geológico atravessado, data de 1927. Este poço possuía 65 m de profundidade, atravessando os aquíferos Serra Geral e Botucatu e vazão registrada de 40 m³/h.

Os primeiros poços destinados ao abastecimento público datam de 1930 e possuíam profundidade em torno de 80 m. Desde então, o uso da água subterrânea para abastecer a população tem crescido regularmente, assim como a perfuração de poços para outros usos, como agrícola e industrial. Atualmente, 95 poços profundos são utilizados para o abastecimento público em Ribeirão Preto. Nas últimas décadas, é relevante o aumento do número de poços construídos para abastecimento de loteamentos residenciais particulares.

A intensificação da perfuração de poços no município deu-se a partir da década de 60, como mostra a figura 3, estando a maioria deles concentrados na região urbana. Apesar de grande número de poços não apresentar informação sobre a data de construção, com base nos dados coletados nas instituições, nota-se um vertiginoso aumento do número de poços particulares na década de 90. Ressalta-se que esta avaliação foi realizada considerando os dados registrados no órgão responsável pela outorga, mas existem muitos poços em situação irregular que não foram contabilizados neste estudo.

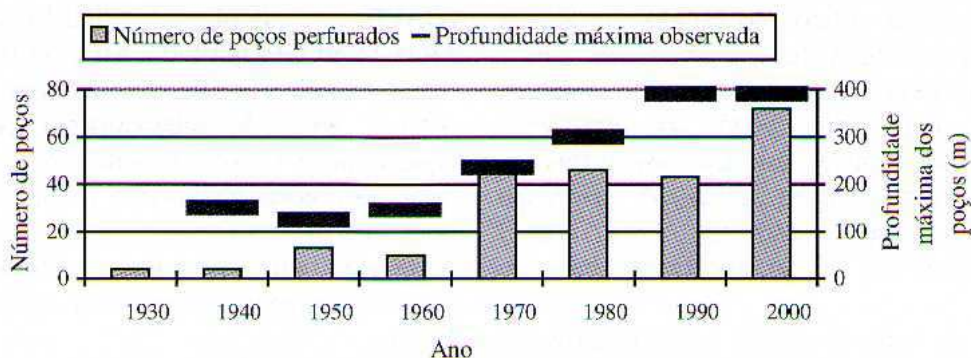


Figura 3 - Evolução do número de poços perfurados entre 1920 e 2000 em Ribeirão Preto

A profundidade máxima observada dos poços também vem crescendo ao longo dos anos como mostra a figura 3. Acredita-se que este fato deve-se ao melhoramento das tecnologias de perfuração e necessidade de maiores transmissividades para aumento da produtividade dos poços, mas também pode ser um indicativo

do rebaixamento do nível da água na região urbana causado pela interferência dos cones de influência dos poços, induzindo à necessidade de maiores profundidades de perfuração.

A alta produtividade do Aquífero Guarani é registrada pela capacidade específica dos poços (Figura 4), que muitas vezes mostra valores

acima de $5 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, produzindo vazões superiores a $150 \text{ m}^3/\text{h}$. Esta alta produtividade, associada ao crescimento da cidade, levou à perfuração de diversos poços na região urbana, bombeando

intensivamente para abastecimento da população, o que vem causando um impacto no nível potenciométrico do aquífero.

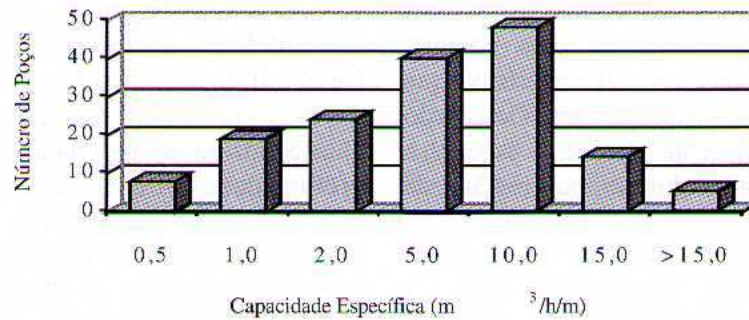


Figura 4 - Valores de capacidade específica dos poços cadastrados em Ribeirão Preto

No afloramento do Aquífero Guarani o fluxo subterrâneo tende a escoar para as drenagens, comportamento característico de aquíferos livres; e na porção confinada, regionalmente, o fluxo segue para oeste (SILVA, 1983).

Entretanto, na porção da área urbana de Ribeirão Preto, devido à proximidade e concentração da maior parte dos poços, ocorre uma somatória dos cones de influência, gerando uma grande área de rebaixamento do nível potenciométrico. Um fator importante que contribui para este cone é o bombeamento quase ininterrupto dos poços destinados ao abastecimento público. Nesta região o aquífero é recoberto pelos basaltos da Formação Serra Geral, sendo que no passado, registravam-se poços jorrantes no Aquífero Guarani nas porções topograficamente mais baixas. Atualmente, segundo os dados obtidos no estudo, em alguns pontos o nível da água chega a ultrapassar a base do Aquífero Serra Geral, que atua como camada confinante. Este fato pôde ser observado comparando-se o nível estático dos poços na época da perfuração e o perfil geológico atravessado, encontrando-se o nível potenciométrico até 37 m abaixo da base do basalto.

O nível da água de alguns poços desativados foi medido em 2002 (GUIDO, 2002), observando-se também, em dois pontos, uma zona não saturada no Aquífero Guarani abaixo da base do basalto. A comparação do nível estático na época da perfuração dos poços e aquele medido em 2002 mostrou rebaixamentos da ordem de 30 m, sendo que em um poço localizado na porção centro-oeste da área urbana esta diferença chegou a 60 m.

SINELLI (1984) registrava na década de 80, rebaixamentos da ordem de 15 a 20 m na região central da área urbana. DAEE (1974) já havia chamado a atenção para este fato. MONTENEGRO (1990), fazendo uma simulação matemática do aquífero, estimou que, considerando um aumento anual de 5% na demanda, o cone de depressão em 1995 apresentaria rebaixamentos da ordem de 60 m, cujos valores também foram corroborados pelas simulações de FIPAI (1996).

Utilizando os níveis de água medidos nos poços desativados e os dados informados nos perfis construtivos de poços mais recentes, procurou-se avaliar a superfície potenciométrica do Aquífero Guarani na área urbana do município.

Como observado por diferentes autores (DAEE, 1974; SINELLI, 1984; MONTENEGRO, 1990 e MONTEIRO, 2003), o mapa obtido (Figura 5) também mostra um extenso cone de rebaixamento causado pela concentração de poços bombeando ao longo de anos. Este cone encontra-se na porção confinada do aquífero, estendendo-se para as porções oeste, norte e sul da área urbana, seguindo aproximadamente a direção do córrego Ribeirão Preto.

O cone de rebaixamento causa mudanças na configuração dos divisores da bacia hidrogeológica, induzindo maiores recargas e contribuição de outras áreas. Altera, ainda, as velocidades e as direções de fluxo da água subterrânea, causando também uma inversão localizada da direção do fluxo vertical entre os Aquíferos Guarani e Serra Geral. No passado, encontravam-se poços jorrantes no Aquífero

Guarani, indicando fluxo ascendente (SINELLI, 1984). Atualmente, os dados observados em alguns pontos mostram uma profundidade do nível da água do Aquífero Guarani abaixo ou muito próximo da base do Aquífero Serra Geral, causando um fluxo descendente e alterando o regime de confinado para livre. Este fato aumenta a vulnerabilidade do Aquífero Guarani à contaminação, principalmente considerando que a velocidade vertical em fraturas dos basaltos pode ser mais elevada que a velocidade horizontal da água subterrânea no arenito. Entretanto, cabe ressaltar a necessidade de maiores estudos e a implantação de uma rede de monitoramento do nível da água para melhor determinar a superfície potenciométrica e avaliar a evolução deste cone de rebaixamento. Esta

baixa confiabilidade nos mapas existentes até o momento é causada pela dificuldade de medição do nível estático dos poços uma vez que muitos daqueles que bombeiam vazões superiores a 100 m³/h funcionam ininterruptamente.

Alguns valores altos de capacidade específica parecem estar associados a lineamentos fotogeológicos. Segundo o modelo tectônico em DAVINO et al. (1980), predomina na região um padrão de altos e baixos estruturais. Entretanto, estudo tectônico de detalhe deve ser realizado buscando um melhor entendimento da influência do fraturamento no fluxo e recarga do Aquífero Guarani e sua interrelação com o Aquífero Serra Geral. Um estudo voltado a este tema encontra-se em andamento no Instituto Geológico.

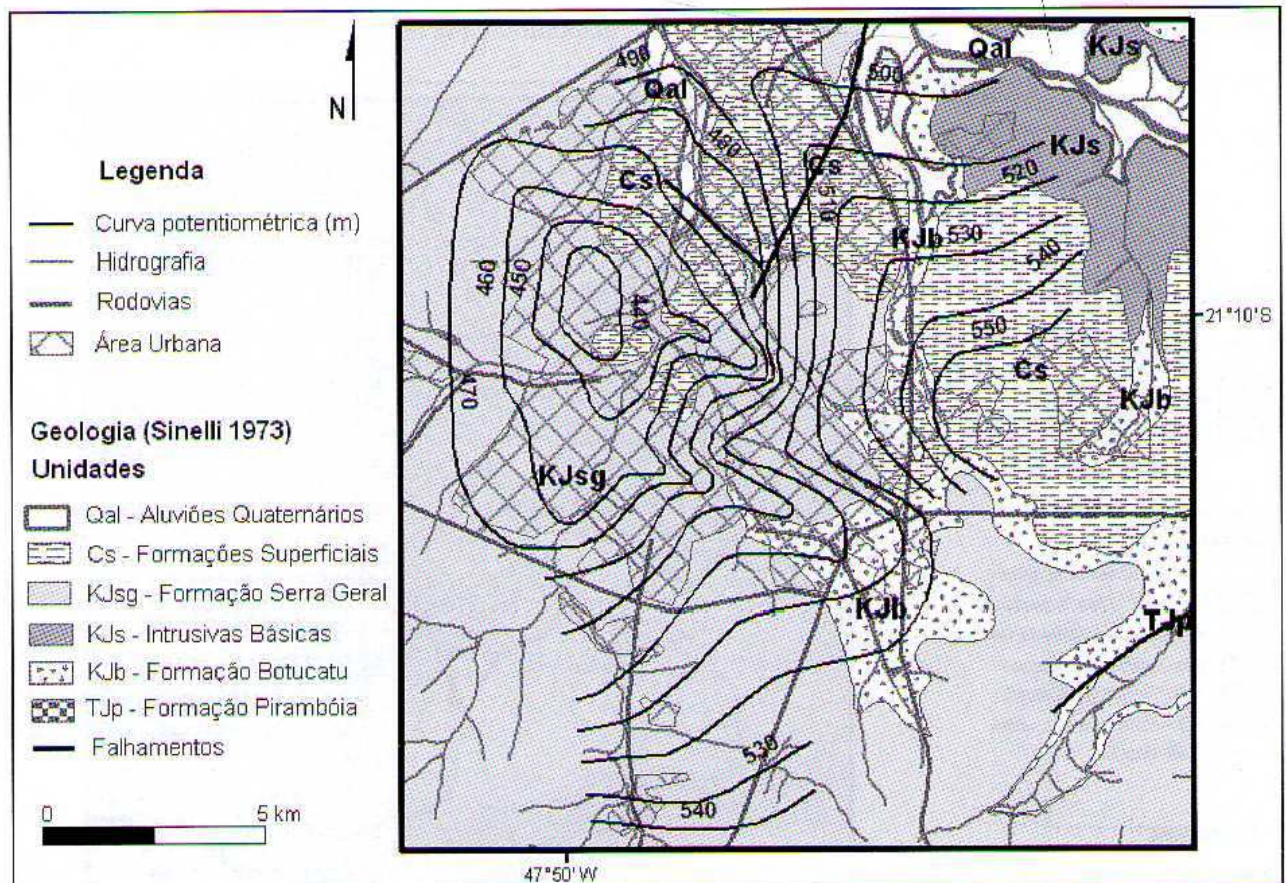


Figura 5 - Mapa potenciométrico da região da área urbana de Ribeirão Preto

PROTEÇÃO DO AQUÍFERO GUARANI EM RIBEIRÃO PRETO

O Aquífero Guarani será ainda bastante explorado, cabendo uma avaliação sobre qual será o impacto aceitável, que não prejudique outros sistemas hídricos/bacias hidrogeológicas. O controle das atividades antrópicas é uma das formas de garantir a manutenção da qualidade da água subterrânea mesmo que fatores físicos

aumentem sua vulnerabilidade, como a mudança de regime de fluxo (confinado para livre).

Uma ferramenta legal para a proteção da água subterrânea no Estado de São Paulo é a implementação de áreas de proteção voltadas às captações ou a porções sensíveis de aquíferos relevantes. Esta afirmação se embasa no Decreto 32.955/91, o qual regulamenta a Lei Estadual 6.134/88, sobre proteção da água subterrânea.

Neste decreto são estabelecidas as categorias de áreas de proteção, onde, neste caso, destaca-se a Área de Restrição e Controle que, segundo este decreto, pode ser estabelecida quando houver necessidade de disciplinamento das extrações, de controle máximo das fontes poluidoras já implantadas e de restrições a novas atividades potencialmente poluidoras. Uma resolução do Conselho Estadual de Recursos Hídricos aprovada em 2005 (CRH, 2005) definiu, detalhadamente, os critérios e os procedimentos para delimitação destas Áreas de Restrição e Controle.

Dessa forma, considerando o extenso cone de rebaixamento observado na área de estudo, foi proposta uma área de proteção (IRITANI, 2004 e IRITANI et al., 2004), que segundo os critérios estabelecidos por CRH (2005) é candidata a ser classificada como Área Provável de Restrição e

Controle. Estudos mais detalhados com medidas de monitoramento podem levar esta área proposta a ser definida como Área Confirmada de Restrição e Controle, quando será possível implementar restrições para regular, ou até mesmo restringir, as captações de água subterrânea, permitindo um controle do cone de depressão formado pela interferência do bombeamento intensivo dos poços existentes.

A configuração desta área de proteção proposta, ilustrada na figura 6, baseia-se no mapa potenciométrico, seguindo a curva equipotencial de 460 m, concentrada na porção central da zona urbana do município. Estudos detalhados de monitoramento devem ser conduzidos nesta área para avaliar o cone de depressão causado pela interferência dos poços e quantificar o impacto do volume bombeado em relação à disponibilidade hídrica subterrânea.

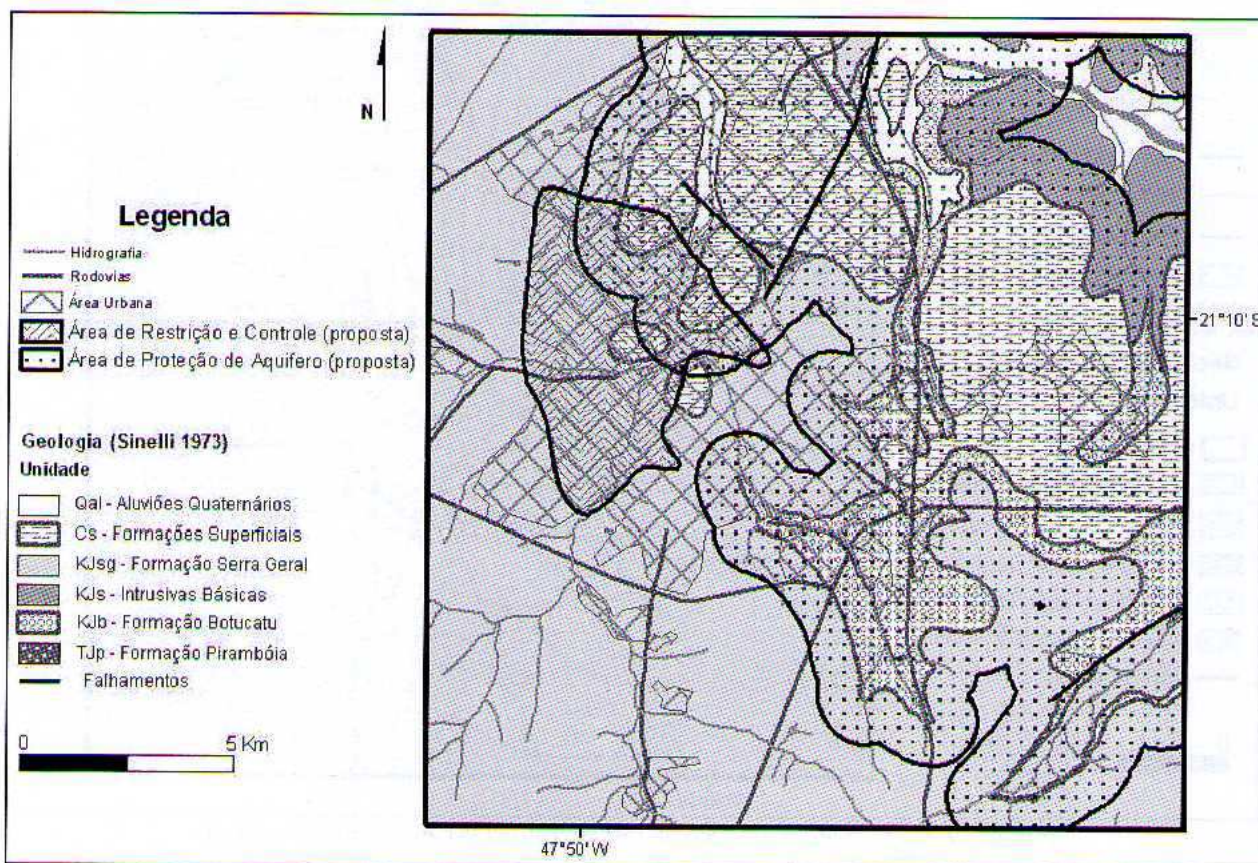


Figura 6 – Propostas de áreas de proteção no município de Ribeirão Preto (IRITANI, 2004)

A área de afloramento do Aquífero Guarani, situada na porção nordeste do município, tem papel fundamental na recarga deste recurso. Por outro lado, por ser um aquífero livre nesta porção, apresenta maior vulnerabilidade, devendo haver um controle do uso do solo para garantir a manutenção da qualidade da água subterrânea.

Considerando a categoria de Área de Proteção Máxima, definida no Decreto Estadual

32.955/91, propôs-se também uma área de proteção abrangendo a porção aflorante do Aquífero Guarani, somada a uma faixa externa de 1 km, a contar do contato geológico (Figura. 6). Esta faixa adicional foi considerada devido às diretrizes do CRH (1998), que instituiu a área de proteção do Aquífero Guarani nas Bacias Hidrográficas dos rios Pardo e Mogi-Guaçu. Esta proposta de área de proteção engloba também os

sedimentos cenozóicos, com ocorrência na porção norte do município, pois de acordo com as seções geológicas elaboradas, estes sedimentos apresentam pequena espessura e recobrem diretamente o Aquífero Guarani. Algumas porções onde os sedimentos cenozóicos recobrem o basalto não foram incluídas nesta área de proteção proposta.

Para contribuir com a proteção das captações de água subterrânea foi elaborada também uma proposta de restrições a serem aplicadas às áreas de contribuição ou de captura dos poços, apresentada em IRITANI (2004) e DIAS et al. (2004). As restrições enfocam principalmente a proteção da qualidade da água subterrânea através do controle de atividades potencialmente poluidoras, propondo-se um controle mais rígido nas zonas mais próximas às captações.

Estas propostas definidas neste estudo objetivam suscitar discussões sobre as fragilidades do Aquífero Guarani, de forma a iniciar um processo de implantação de medidas de proteção da água subterrânea em Ribeirão Preto.

CONCLUSÃO

Este trabalho apresenta parte dos resultados do projeto de cooperação técnica entre a Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo (Brasil) e o Ministério de Meio Ambiente do Estado da Baviera (Alemanha), trazendo algumas considerações sobre o impacto no fluxo da água subterrânea frente ao bombeamento intensivo dos poços, delineando uma proposta de áreas para proteção e estudos detalhados.

A área de estudo escolhida foi o município de Ribeirão Preto devido à sua localização hidrogeológica e à importância da água subterrânea para o abastecimento da população.

O Aquífero Guarani representa o principal manancial subterrâneo e vem sendo explorado intensivamente ao longo dos anos, principalmente na região onde se encontra a zona urbana, o que levou a um reflexo na superfície potenciométrica. Os dados obtidos de nível da água medidos em 2002 em poços desativados e dos níveis estáticos observados na época da perfuração de poços recentes mostraram um extenso cone de rebaixamento na configuração da superfície potenciométrica na porção da área urbana, mostrando, em alguns pontos, que o nível do Aquífero Guarani está abaixo da base do basalto, causando uma inversão da direção natural do fluxo vertical da água subterrânea na região.

Buscando contribuir para a proteção do Aquífero Guarani em Ribeirão Preto foi proposta uma área, que segundo os critérios estabelecidos pelo Conselho Estadual de Recursos Hídricos, é candidata a ser classificada como Área Provável de Restrição e Controle, onde estudos mais detalhados com medidas de monitoramento podem levar à definição de uma Área Confirmada de Restrição e Controle, quando será possível implementar restrições para regular as captações de água subterrânea e controlar o cone de depressão formado pela interferência do bombeamento intensivo dos poços existentes.

Na porção aflorante do Aquífero Guarani foi proposta uma área de proteção, considerando a categoria de Área de Proteção Máxima, definida no Decreto Estadual 32.955/91, buscando proteger a área de recarga deste referido aquífero.

Estas propostas definidas neste estudo objetivam suscitar discussões sobre as fragilidades do Aquífero Guarani, de forma a iniciar um processo de implantação de medidas de proteção da água subterrânea em Ribeirão Preto.

REFERÊNCIAS

- ARAÚJO, L. M.; FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E. Hydrogeology of the Mercosul aquifer system in the Paraná and Chaco-Paraná Basins, South America and comparison with the Navajo – Nugget aquifer system. **Hydrogeology Journal**. Berlin, v. 7, n. 3, p. 317-336, 1999.
- CETESB - COMPANHIA DE TECNOLOGIA DE SANEAMENTO AMBIENTAL. **Qualidade das águas subterrâneas do Estado de São Paulo - 1994**. São Paulo: CETESB, 1997.
- CRH - CONSELHO ESTADUAL DE RECURSOS HÍDRICOS. **Deliberação 18/98 de 8 de abril de 1998** - Declara Áreas de Proteção no Mogi-Pardo e Médio-Grande. São Paulo: CRH, 1998. (www.sigrh.sp.gov.br)
- CRH - CONSELHO ESTADUAL DE RECURSOS HÍDRICOS. **Deliberação CRH nº 052, de 15 de abril de 2005**. Institui no âmbito do Sistema Integrado de Gerenciamento de Recursos Hídricos - SIGRH diretrizes e procedimentos para a definição de áreas de restrição e controle da captação e uso das águas subterrâneas. São Paulo: CRH, 11p., 2005. (www.sigrh.sp.gov.br)
- DAEE - DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA. **Estudo de águas subterrâneas-Região Administrativa 6. - Ribeirão Preto**. 2v. São Paulo: DAEE, 1974.
- DAVINO, A.; SINELLI, O.; SOUZA, A. Gravimetria, sondagem elétrica e perfilações geofísicas – Pesquisa de água subterrânea em Ribeirão Preto, SP. In: 31o CONG. BRASIL. GEOLOGIA, **Anais...** Santa Catarina: SBG, v.2, p.904-914, 1980.
- DIAS, C.L.; IRITANI, M.A.; GUILLAUMON, J.R.; CASSARINI, D.C.P.; OKANO, O.; FERREIRA, L.M.R.; FRISCH, H.; TRÖGER, U.; SCHULER, G. Restrições de uso e ocupação do solo em áreas de proteção de aquíferos: conceitos, legislação e proposta de aplicação no estado de São Paulo. In: 13o Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. **Anais...** Cuiabá: ABAS, 19p., 2004.
- FILI, M.; ROSA FILHO, E. F.; AUGÉ, M.; MONTAÑO XAVIER, J.; TUJCHNEIDER, O. El Acuífero Guarani. Um recurso compartilhado por Argentina, Brasil, Paraguay y Uruguay (América Del Sur). **Boletín Geológico y Minero**, v.109, n.4, p.389-394, 1998.
- FIPAI. **Relatório técnico do projeto de gestão de quantidade de águas subterrâneas. Resultados** - DAERP. São Carlos: FIPAI, 1996.
- GUALDI, O. J. Caracterização do Sistema Aquífero Guarani. In: SEMINÁRIO GESTÃO DO AQUIFERO GUARANI, Resumos... Ribeirão Preto, SMA, 2 p., 1999.
- GUIDO, M. **Grundwasserbewirtschaftung mittels eines dreidimensionalen numerischen Grundwassermodells im Raum Ribeirão Preto**. Berlin, 2002. Diplomarbeit im Fachgebiet Hydrogeologie, Technische Universität Berlin.
- IG-INSTITUTO GEOLÓGICO; CETESB-COMPANHIA DE TECNOLOGIA DE SANEAMENTO AMBIENTAL; DAEE-DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA. **Mapeamento da vulnerabilidade e risco de poluição do Estado de São Paulo**. São Paulo: IG/CETESB/DAEE, 1997.
- IPT - INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS. **Mapa geológico do Estado de São Paulo** (1: 500.000). 2v., São Paulo: IPT, 1981.
- IRITANI, M. A (coord.). **Projeto Sistema de informação para o gerenciamento ambiental dos recursos hídricos subterrâneos na área de afloramento do Aquífero Guarani no Estado de São Paulo**. Cooperação técnica Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo (Brasil) e Secretaria de Meio Ambiente, Saúde Pública e Proteção ao Consumidor do Estado da Baviera (Alemanha). Relatório Técnico. São Paulo: SMA, 2004.
- IRITANI, M. A.; SCHULER, G.; DIAS, C. L.; FERREIRA, L. M. R.; GUILLAUMON, J. R.; FRISCH, H.; CASARINI, D. C. P.; TRÖGER, U. Exploração do Aquífero Guarani e os impactos ao nível d'água em Ribeirão Preto – Brasil. In: 33º IAH CONGRESS. **Proceedings...** Zacatecas: IAH, 4 p., 2004.
- MONTEIRO, R. C. **Estimativa espaço-temporal da superfície potenciométrica do Sistema Aquífero Guarani na cidade de Ribeirão Preto (SP), Brasil**. Rio Claro, 2003. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP.
- MONTENEGRO, A.A.A.; RIGHETTO, A.M.; SINELLI, O. Modelação do manancial subterrâneo de Ribeirão Preto - 1. Descrição do Domínio. In: 5º CONG. BRAS. ÁGUAS SUBTERRÂNEAS. **Anais...** São Paulo: ABAS, p. 32-41, 1988.
- MONTENEGRO, A. **Modelação matemática do manancial subterrâneo de Ribeirão Preto, SP**. São Carlos, 1990. Dissertação (Mestrado), EESC-USP.
- ROCHA, G. A. O grande manancial do Cone Sul. **Estudos Avançados**, v. 11, n. 30, p. 191-212, 1997.
- SILVA, R.B.G. **Estudo hidroquímico e isotópico das águas subterrâneas do Aquífero Botucatu no Estado de São Paulo**. São Paulo, 1983. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências - USP.
- SINELLI, O. Água subterrânea no município de Ribeirão Preto. In: XXV CONG. BRAS. GEOL. **Anais...** São Paulo: SBG, v. 2, 17-34, 1971a.
- SINELLI, O. Considerações gerais sobre a tectônica no município de Ribeirão Preto. In: XXV CONG. BRAS. GEOL. **Anais...** São Paulo: SBG, v. 2, p. 145 – 151, 1971b.

SINELLI, O. (coord.) **Mapa geológico do nordeste do Estado de São Paulo**. Escala 1:50.000 - Folhas de Serrana, Ribeirão Preto, Cravinhos e Bonfim Paulista. Ribeirão Preto: 1973. Convênio CNEC/FFCL-Ribeirão Preto-USP.

SINELLI, O. Análise do nível piezométrico nos últimos 50 anos no município de Ribeirão Preto, SP. In: 3º CONG. BRAS. ÁGUAS SUBTERRÂNEAS. **Anais...** Fortaleza: ABAS, p. 450-464, 1984.

SINELLI, O.; DAVINO, A.; SOUZA, A.; GONÇALVES, N. M. M.; TEIXEIRA, J. A. Hidrogeologia da região de Ribeirão Preto (SP). In: 1º. CONG. BRAS. ÁGUAS SUBTERRÂNEAS. **Anais...** Recife: ABAS, p. 319-335, 1980.

SOARES, P.C.; SINELLI, O.; PENALVA, F.; WERNICK, E.; SOUZA, A.; CASTRO, P.R.M. Geologia do Nordeste do Estado de São Paulo. In: 27º CONG. BRAS. GEOL. **Anais...** ABAS, v. 1, p. 209 – 236, 1973.

TEISSEDRE, J. M.; SANCHES, J. L.; LOPES, M. F. C. Geometria e condições de exploração do Aquífero Botucatu no Estado de São Paulo. In: 2º CONG. BRAS. ÁGUAS SUBTERRÂNEAS. **Anais...** Salvador: ABAS, p. 53 – 63, 1982.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho faz parte do projeto de cooperação técnica entre a SMA/SP e o StMLU/Baviera, possuindo suporte financeiro da FAPESP (processo 02/10368-0), PROCOP e Governo da Baviera.

CONNECTIVIDADE E COMPARTIMENTAÇÃO DOS SISTEMAS AQUÍFEROS SERRA GERAL E GUARANI NA REGIÃO CENTRAL DO ARCO DE PONTA GROSSA (BACIA DO PARANÁ, BRASIL)

Francisco José Fonseca Ferreira¹; Carlos Vieira Portela Filho¹;
Ernani Francisco da Rosa Filho¹ e Sidnei Pires Rostirolla¹

RESUMO A proposição recente de projetos de pesquisa na Bacia do Paraná, cujo foco central é avaliar o potencial hidrogeológico, os padrões de fluxo, as propriedades químicas e aspectos da proteção ambiental do Sistema Aquífero Guarani (SAG-granular), em relação ao arcabouço tectônico, motivou investigar uma área fortemente estruturada no contexto da região central do Arco de Ponta Grossa (APG), correspondente ao Sistema Aquífero Serra Geral (SASG-fissural), sobrejacente, com base na integração de dados geofísicos, geológicos, hidrogeológicos e hidroquímicos. O processamento e interpretação de dados aeromagnéticos, baseados principalmente nas técnicas do sinal analítico e do gradiente horizontal, possibilitou refinar o arcabouço estrutural da região central do APG, o qual foi delineado por blocos romboédricos delimitados principalmente por estruturas NW-SE e NE-SW. Três novos lineamentos regionais NW-SE foram identificados: Apucarana, Araongas e Maringá, além de outros nas direções NE-SW, E-W e N-S. O novo arcabouço magnético-estrutural foi cotejado com a distribuição espacial de parâmetros hidrogeológicos (potenciometria, vazão, capacidade específica) e hidroquímicos (Na^+ ; K^+ ; Ca^{2+} ; Mg^{2+} ; Cl^- ; $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$; SO_4^{2-} ; sólidos totais dissolvidos e pH). A interpretação integrada permitiu reconhecer o controle estrutural dos dados hidrogeológicos e hidroquímicos e também a conexão hidráulica dos SASG e SAG como indicada por diferentes taxas de mistura de suas águas. Sólidos totais dissolvidos e pH constituíram indicadores complementares da procedência das águas do Sistema Aquífero Serra Geral.

Palavras-chave: Sistema Aquífero Serra Geral, Sistema Aquífero Guarani, Arco de Ponta Grossa, conexão hidráulica, aeromagnetometria.

ABSTRACT The recent proposition for research projects in the Paraná Basin whose central focus is to evaluate the hydrogeological potential, flow patterns, chemical properties and environmental protection aspects of the Guarani Aquifer System (GAS-granular), related to the tectonic framework, has led to the investigation of a highly structured area in the context of the Ponta Grossa Arch (PGA) central region which corresponds to the overlying Serra Geral Aquifer System (SGAS - fractured) on the basis of the integration of geophysical, geological, hydrogeological and hydrochemical data. Processing and interpretation of aeromagnetic data, based (mainly) in analytical signal and horizontal gradient methods, allowed to refine the regional structural framework of the PGA central region which was delineated by blocks delimited (mainly) by NW-SE and NE-SW structures. Three new regional NW-SE lineaments were identified: Apucarana, Araongas and Maringá. Others, NE-SW, N-S and E-W were also observed. The new magnetic-structural framework was confronted to the spatial distribution of hydrogeological parameters (potentiometry, outflow, specific capacity) and hydrochemical (Na^+ ; K^+ ; Ca^{2+} ; Mg^{2+} ; Cl^- ; $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$; SO_4^{2-} ; total dissolved solids, and pH). The integrated interpretation allowed to recognize the structural control of the hydrogeological and hydrochemical data and also the hydraulic connection of the SGAS and GAS as indicated by their differential water mixture rates. Total dissolved solids and pH were complementary indicators of water provenance of the Serra Geral Aquifer System.

Keywords: Serra Geral Aquifer System, Guarani Aquifer System, Ponta Grossa Arch, hydraulic connection, aeromagnetometry.

INTRODUÇÃO

A avaliação de dados hidroquímicos provenientes de poços tubulares completados na Formação Serra Geral revelou que, por vezes, a composição resultante não reflete as características esperadas para estas rochas. Tais variações implicam na mistura com águas de outros aquíferos sotopostos conforme demonstrado por BITTENCOURT (1978), FRAGA (1986;1992), ROSA FILHO et al., (1987), BITTENCOURT et al., (2003), sugerindo que o Sistema Aquífero Serra Geral (SASG), além de seu caráter de barreira hidráulica do Sistema Aquífero Guarani (SAG), deva ser

tratado em conjunto com o SAG, em conformidade à provável conexão hidráulica e ao caráter de similaridade de alguns padrões de fluxo.

Visando contribuir para o entendimento dos mecanismos que atuam na dinâmica de fluxo do SASG, que engloba as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, Bacia do Paraná, e avaliar a conectividade com os sistemas aquíferos sotopostos (principalmente o SAG), procurou-se analisar seus comportamentos em uma área fortemente estruturada, situada na região central do Arco de Ponta Grossa (Figura 1),

¹Departamento de Geologia - Universidade Federal do Paraná (francisco.ferreira@ufpr.br); (cportela@petrobras.com.br); (ernani@ufpr.br); (rostirolla@ufpr.br)

limitada pelas coordenadas geodésicas 23°00' e 24°00' de latitude Sul e 51°00' e 52°00' longitude Oeste, aonde se dispõe de uma densidade razoável de poços, decorrente da demanda de água necessária para atender importantes municípios do centro-norte do estado do Paraná.

A pesquisa envolveu dados aeromagnéticos adquiridos durante a década dos 80 (PETROBRAS, 1981) e que haviam sido interpretados por FERREIRA (1982a,b). A partir do reprocessamento destes dados, foi possível

obter um refinamento das estruturas que constituem o arcabouço da área de estudo, que integradas com dados geológicos, hidrogeológicos e hidroquímicos em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG), ensejaram interpretações dos controles estruturais do fluxo e do quimismo das águas do SASG e permitiram identificar falhas e fraturas responsáveis pela conexão hidráulica com o SAG (PORTELA FILHO, 2003; FERREIRA et al., 2004).

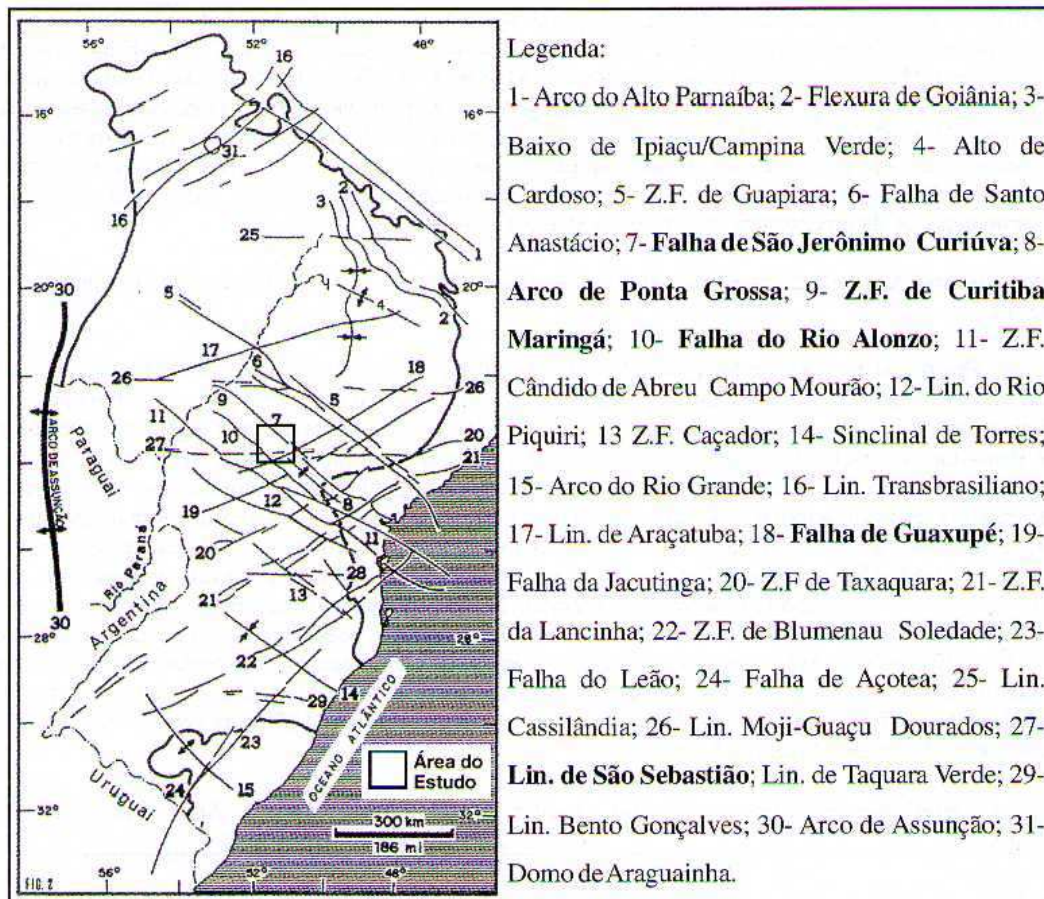


Figura 1 – Contexto tectônico da Bacia do Paraná no Brasil indicando a área estudada. (modificado de ZALÁN et al., 1990)

CONTEXTO GEOLÓGICO

Considerada uma das mais proeminentes sinéclises do continente sul-americano, a Bacia do Paraná envolve atualmente uma área superior a 1.400.000 km², com tratos situados no centro-sul do Brasil, norte do Uruguai, mesopotâmia Argentina e oeste Paraguai. Seu registro estratigráfico iniciou no neo-Ordoviciano (± 450 Ma), com as primeiras incursões marinhas, passando por estágios de glaciação no Neocarbonífero e desertificação do interior continental no intervalo Triássico-Jurássico, re-

gistrando um importante evento magmático Mesozóico, até o encerramento do processo sedimentar com depósitos continentais no neo-Cretáceo (± 65 Ma). Esta história evolutiva representou um intervalo de cerca de 385 Ma, no qual estão registrados períodos descontínuos de sedimentação limitados por discordâncias regionais, relacionados a variações eustáticas do nível do mar, associada a eventos de subsidência ocorridos no continente, em resposta aos esforços orogênicos paleozóicos na borda oeste e ao

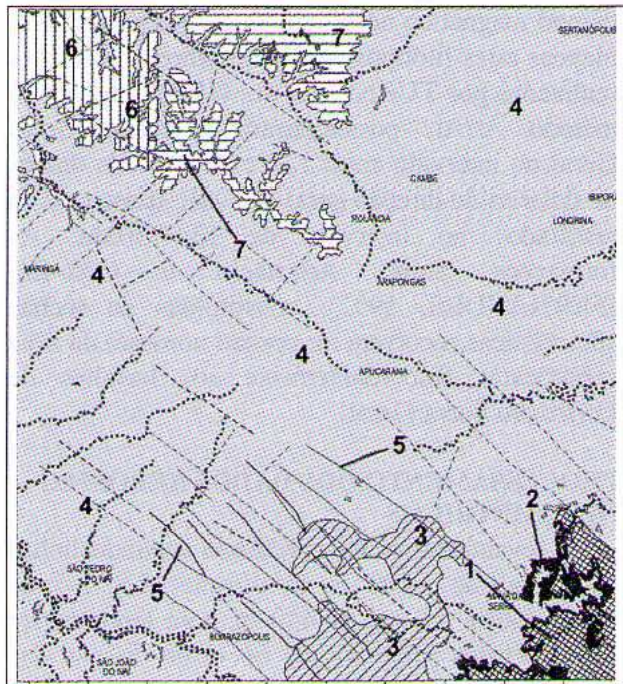
processo de abertura do oceano Atlântico Sul (MILANI, 1997).

O embasamento da bacia é constituído pela interação de blocos crustais que foram soldados durante o processo colisional Brasileiro, por ocasião da consolidação do Gondwana. A importância dos *trends* estruturais herdados do embasamento na evolução estratigráfica-estrutural da Bacia do Paraná foi destacada por FERREIRA (1982a,b), ZALÁN et al., (1990), SOARES (1991), MILANI (1997), ARTUR (1998), ROSTIROLLA et al., (2000), STRUGALE (2002), dentre outros. Estes *trends* de estruturas que interagiram na bacia foram subdivididos por ZALÁN et al., (1990) em três grupos principais, separados por direções NW-SE, NE-SW, E-W e, secundariamente, N-S. FERREIRA (1982a,b) destacou a importância das estruturas associadas ao Arco de Ponta Grossa dentre as demais que afetaram a bacia, em função de atuarem como condutos para os derrames de lavas, predominantemente basálticas, da Formação Serra Geral. Tais condutos constituíram extensos alinhamentos magnéticos-estruturais de direção NW-SE, rastreados desde o rio Paraná até a plataforma continental, extensões mínimas de 600 km, freqüentemente preenchidos por diques de dolerito.

GEOLOGIA DA ÁREA

Na área estudada estão representados os litotipos inclusos nas superseqüências Gondwana I (porção superior), Gondwana III e Bauru. Na divisão em seqüências apresentada por MILANI (1997) e MILANI; RAMOS (1998), a Formação Pirambóia assenta-se sobre a Formação Rio do Rasto, e ambas são posicionadas na Superseqüência Gondwana I. A Formação Botucatu, associada à Formação Serra Geral, integra a Superseqüência Gondwana III. Destas unidades a que apresenta maior extensão aflorante na área do estudo (Figura 2) é a Superseqüência Gondwana III, que engloba as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. Uma breve síntese da estratigrafia das formações está indicada no mapa geológico da figura 2.

A Formação Rio do Rasto está inserida no Grupo Passa Dois de idade Permiana e ocorre na borda sudeste da área, sendo constituída essencialmente por siltitos esverdeados a arroxeados, podendo encerrar intercalações de argilitos, arenitos finos e níveis carbonáticos.



LEGENDA

Grupo Passa Dois

1-Formação Rio do Rasto; 2-Formação Pirambóia

Grupo São Bento

2-Formação Botucatu; 3-Membro Nova Prata
4-Formação Serra Geral; 5-Diques de diabásio)

Grupo Caiuá

6-Formação Goio Erê; 7-Formação Santo Anastácio

Figura 2 - Mapa geológico da área.

(modificado de PAULIPETRO,1981)

A Formação Pirambóia caracteriza-se por uma sedimentação arenosa flúvio-eólica, submetida a condições de clima árido. SOARES; ASSINE (1992) citam que esta formação é constituída principalmente por arenitos avermelhados, finos a médios, podendo ocorrer nos horizontes inferiores níveis de arenitos argilosos e também arenitos grossos a conglomeráticos. Sucedendo discordantemente a este pacote ocorrem sedimentos continentais do Grupo São Bento pertencentes a Formação Botucatu, representados em SOARES; ASSINE (1992) e MILANI (1997) por fácies eólicas associadas à geração de um extenso campo de dunas. Esta formação é representada por arenitos esbranquiçados, amarelados, avermelhados, com intercalações de finas camadas de argilitos e siltitos, constituindo os reservatórios do Sistema Aquífero Guarani (SAG). A Formação Serra Geral é constituída, essencialmente, por basaltos toleíticos a andesitos basálticos, riolitos e riolacitos subordinados. A espessura máxima desta cobertura atinge 900 m na área de estudo, anotada em poço situado em Londrina-PR. As rochas vulcânicas aliadas aos enxames de diques subvulcânicos constituem as principais fontes responsáveis pelas anomalias do

campo magnético nesta região, as quais permitem mapear estes litotipos de forma indireta. Datações realizadas por TURNER et al., (1994), através do método Ar/Ar, posicionaram o evento Serra Geral no intervalo entre 137 e 127Ma. Os diques de dolerito de direção geral NW-SE apresentaram resultados no intervalo de 134-130Ma. As formações Santo Anastácio e Goio-Erê (FERNANDES, 1992), constituídas de rochas siliciclásticas, ocorrem na porção noroeste da área sobrepostas discordantemente aos basaltos da Formação Serra Geral.

PROCESSAMENTO DOS DADOS AEROMAG - NETOMÉTRICOS

O levantamento foi executado segundo linhas espaçadas de 2.000 m na direção N-S, a uma altura média de vôo de 450 m, com amostragem em intervalos próximos de 66 m na direção das linhas de aquisição. Também foram realizadas linhas de controle espaçadas de 20.000 m, dirigidas perpendicularmente às linhas de produção. Os dados digitais do projeto Rio Ivai foram cedidos pela PETROBRAS (1981) à Universidade Federal do Paraná (UFPR) já tratados e corrigidos dos erros de posicionamento, nivelamento das linhas, deriva de vôo e remoção do *IGRF-International Geomagnetic Reference Field*. Os procedimentos de pré-processamento, incluindo análise crítica dos dados e micronivelamento, são relatados em PORTELA FILHO (2003). A figura 3 representa o mapa do campo magnético residual micronivelado e pseudoiluminado segundo N45E.

A partir da malha micronivelada do campo magnético anômalo (Figura 3) foram aplicados os filtros do gradiente horizontal total, amplitude e fase (inclinação) do sinal analítico. Tais atributos foram manipulados na forma de mapas, objetivando a interpretação de anomalias, associadas à falhas e diques, realçadas através destas técnicas. O gradiente horizontal total é o vetor resultante das combinações das primeiras derivadas horizontais nas direções x e y. Este processo envolve uma transformação de fase e um realce das altas frequências. MILLIGAN; GUNN (1997) comprovaram que a transformação de fase ressalta os picos das anomalias, localizadas aproximadamente sobre as bordas de corpos espessos, e o realce da alta frequência proporciona um estreitamento destes picos para aumentar a definição das bordas dos corpos. A figura 4 indica o mapa do gradiente horizontal total pseudoiluminado segundo N45E.

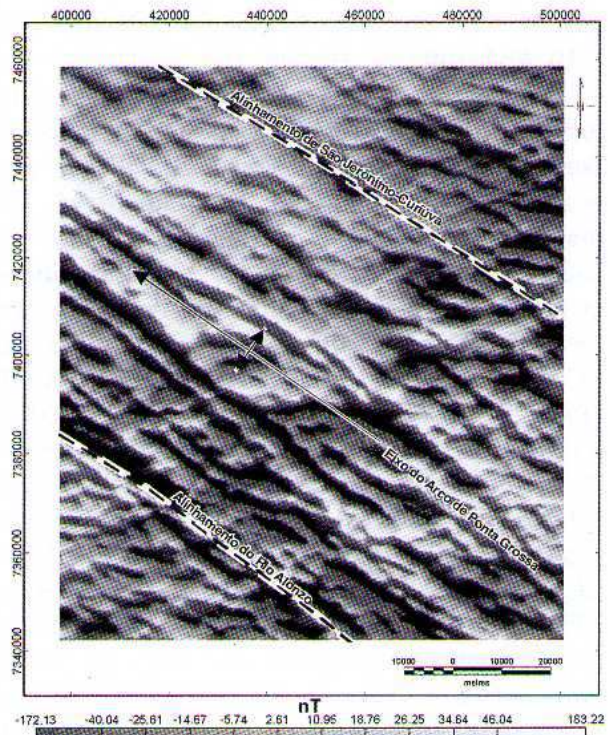


Figura 3 - Mapa magnético residual.

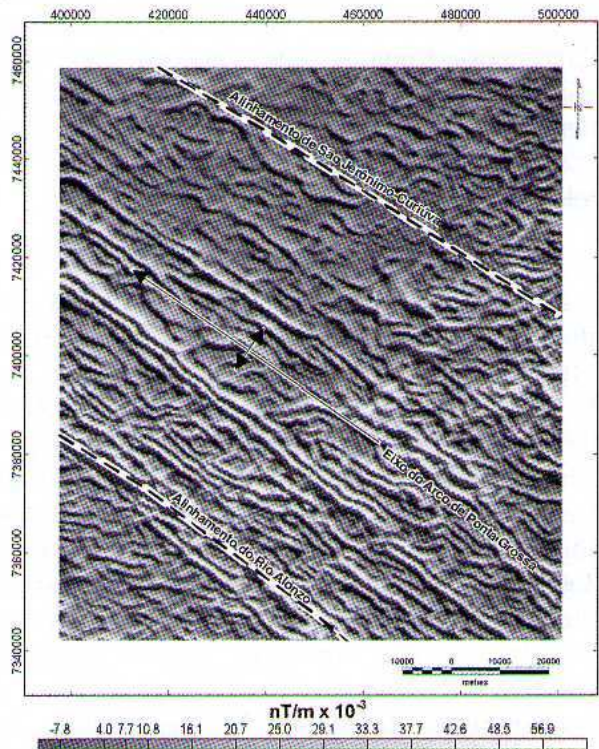


Figura 4 - Mapa do gradiente horizontal total.

O método do sinal analítico envolve os gradientes (derivadas horizontais e vertical) de anomalias de campos potenciais. O conceito de sinal analítico foi definido inicialmente por NABIGHIAN (1972; 1974; 1978). Este método não requer um conhecimento prévio da direção de magnetização e não necessita do processamento de redução ao pólo, como

confirmado por HSU et al., (1998). A função amplitude do sinal analítico, ou seu valor absoluto, pode ser expressa por um vetor adição de duas componentes reais (nas direções x e y) e uma componente imaginária na direção z. A figura 5 exibe o mapa da amplitude do sinal analítico pseudoiluminado segundo N45E.

A fase ou inclinação do sinal analítico é definida pelo ângulo formado entre os vetores imaginário e real do sinal analítico da mesma ordem, ou seja, representa o quociente da primeira derivada vertical pelo gradiente horizontal. A figura 6 mostra o mapa da fase do sinal analítico pseudoiluminado segundo N45E.

MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO

A partir da carta topográfica vetorizada da Folha Londrina (IBGE, 1977), na escala 1:250.000, foi gerado um modelo digital de elevação (MDE). O traçado dos alinhamentos negativos de relevo teve por finalidade aferir as estruturas obtidas através do método magnético, além de suprir a dificuldade de identificação das estruturas de direção N-S, mascaradas por artefatos segundo a direção das linhas de aquisição e eliminados pelo processo de micronivelamento. A figura 7 exibe o mapa de alinhamentos estruturais extraídos do MDE.

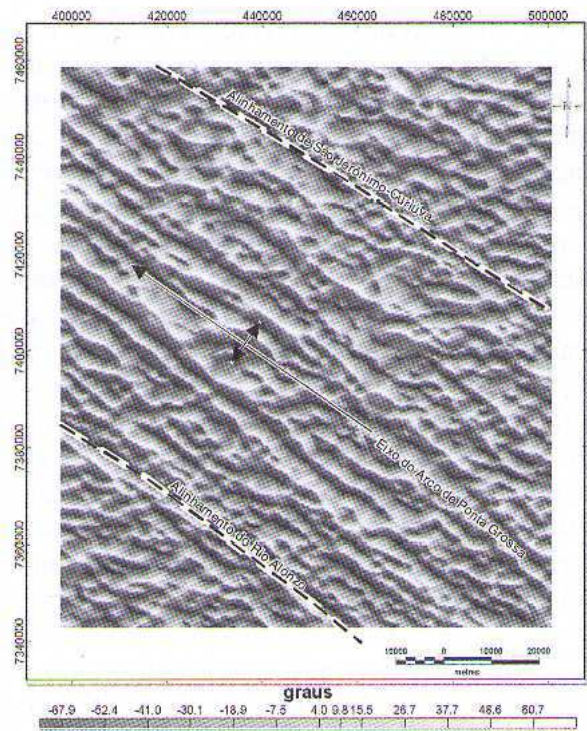


Figura 6 - Mapa da fase do sinal analítico.

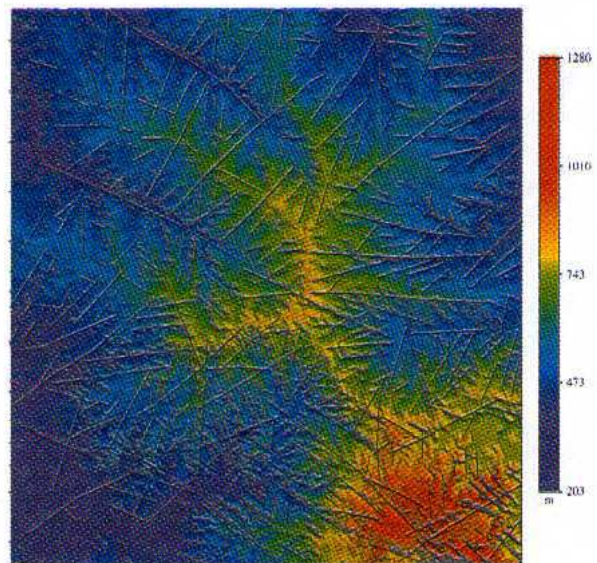


Figura 7 - Alinhamentos estruturais (MDE).

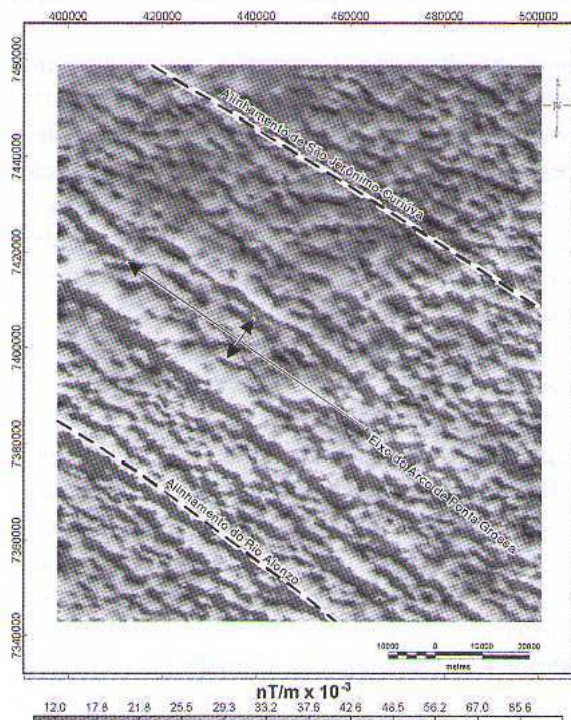


Figura 5 - Mapa do sinal analítico.

ARCABOUÇO MAGNÉTICO-ESTRUTURAL

Para determinar as principais estruturas e sintetizá-las em um arcabouço magnético-estrutural, foram interpretados os mapas do gradiente horizontal total (Figura 4), da amplitude e da fase do sinal analítico (Figuras 5 e 6), acrescidos das feições reveladas pelo MDE (Figura 7). Na interpretação do MDE foi constatada que a direção N-S também apresenta grande importância na área e, como já mencionado, essa direção não foi contemplada pela interpretação geofísica em função do paralelismo com as linhas de vôo e do micronivelamento.

Os alinhamentos interpretados não estão relacionados a uma única estrutura ou dique, mas a uma resposta magnética integrada de fontes situadas a várias profundidades e com magnetizações diversas, como também observado por USSAMI et al., (1991). Dessa forma a figura 8 reflete as principais feições estruturais da região central do Arco de Ponta Grossa, denotando as continuidades relevantes dos alinhamentos e diques, onde a espessura de cada feição está relacionada, principalmente, às estruturas do gradiente horizontal total, as quais delimitam aquelas da amplitude e da fase do sinal analítico, vinculadas a um mesmo *trend*. Ainda neste mapa pode-se facilmente correlacionar as principais estruturas de direção NW-SE com os alinhamentos do APG. Assim, além das estruturas descritas anteriormente em FERREIRA (1982a,b), foram reconhecidas outras três de caráter regional denominadas por PORTELA FILHO (2003) de alinhamentos de Maringá, Apucarana e Araçongas.

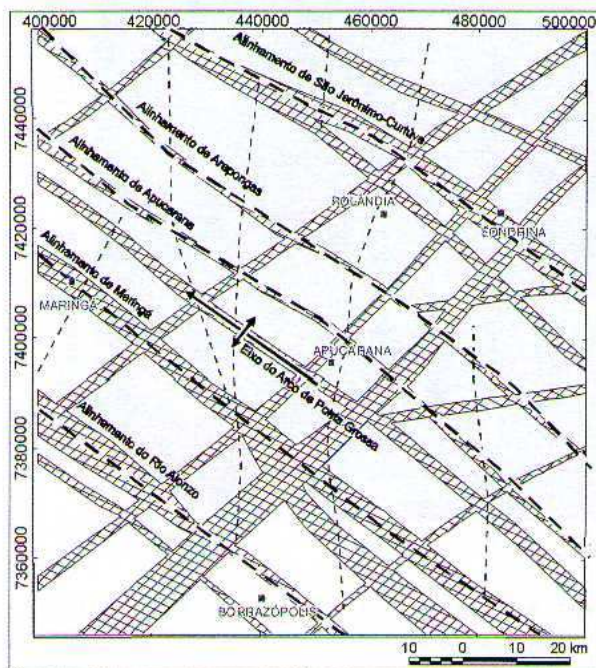


Figura 8 - Arcabouço magnético-estrutural.

SISTEMAS AQUÍFEROS GUARANI E SERRA GERAL

O Sistema Aquífero Guarani (SAG) abrange unidades areníticas do Triássico (formações Pirambóia e Rosário do Sul, no Brasil, e Buena

Vista no Uruguai) e do Jurássico (formações Botucatu no Brasil, Missiones no Paraguai e Taquarembó no Uruguai e na Argentina), sotoposto a um conjunto de rochas magmáticas (essencialmente basaltos e diques de dolerito da Formação Serra Geral) as quais constituem, por sua vez, o SASG, cujas espessuras oscilam entre 200 e 1000 m.

Quanto ao comportamento estrutural do SAG, ARAÚJO et al., (1995) citam que diversos fatores influenciaram a atual configuração, como os depocentros de lavas da Formação Serra Geral, a ativação regional de sistemas de falhas, os soerguimentos das bordas da bacia e dos arcos de Ponta Grossa, Campo Grande, Rio Grande e Sinclinal de Torres (Figura 1).

O Sistema Aquífero Serra Geral (SASG) é fissural e abrange todo o sul-sudeste do Brasil, inclusive países vizinhos (Uruguai, Paraguai e Argentina). Conforme REBOUÇAS (1978), o SASG denota condições hidrogeológicas heterogêneas e anisotrópicas. O modo de ocorrência da água subterrânea do SASG está condicionado tanto a fatores genéticos do pacote basáltico (*intertrapp*, amígdalas, vesículas e disjunções), quanto à presença de estruturas (falhas, fraturas e diques de dolerito) que condicionam a circulação das águas nestas rochas. A junção destes fatores aumenta a capacidade de armazenamento de água. A recarga principal ocorre através da pluviometria, principalmente em áreas com desenvolvido manto de alteração, topografia pouco acidentada e considerável cobertura vegetal (mata nativa). Localmente, onde há condições potenciométricas e estruturais favoráveis, pode ocorrer recarga ascendente a partir do SAG. A tipologia das águas do SASG é bicarbonatada cálcica, decorrente da ação intempérica dos basaltos típicos.

Os dados hidrogeológicos, cedidos pela Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental (Suderhsa-PR), são oriundos de 625 poços perfurados no período de 1961 a 1995. Para o presente estudo considerou-se apenas os poços completados na Formação Serra Geral. Inicialmente procedeu-se uma análise crítica e estatística, eliminando os dados espúrios e padronizando as unidades (Tabela 1).

Tabela 1 – Estatísticas dos parâmetros de interesse das águas subterrâneas do SASG.

Estatísticas	Potenciometria (m)	Vazão (m ³ /h)	Cap. Específica (m ³ /h/m)	pH	STD (mg/L)
Máximo	862,10	185,00	42,50	9,90	518,00
Mínimo	312,00	0,25	0,01	5,70	11,00
Média	523,92	18,69	1,82	7,40	161,01
Desvio	98,2	24,77	3,74	0,72	82,44

Em seguida os dados foram interpolados e contornados através de células quadradas de 5000 x 5000 m. Com base neste procedimento foram gerados mapas de contorno das seguintes variáveis: potenciometria, vazão, capacidade específica, sólidos totais dissolvidos (STD) e pH. Também foram elaborados mapas ternários dos cátions (Mg²⁺; Ca²⁺; Na⁺; K⁺) e dos ânions (SO₄²⁻; HCO₃⁻+CO₃²⁻; Cl⁻), provenientes de 57 poços selecionados por BUCHMANN FILHO (2002) e que apresentaram diferenças de balanço iônico inferiores a 15%. O número insuficiente de dados hidroquímicos restringiu a distância de interpolação, impedindo previsões em toda a área do estudo. Os mapas ternários são comumente empregados na análise de dados gama-espectrométricos e de imagens de satélite (fusão de bandas), onde são relacionadas em uma só carta três malhas regulares. Tais malhas são dispostas em cada um dos extremos de uma escala de cor *R* (red), *G* (green), *B* (blue). A seguir serão descritos os dados obtidos através da análise estatística e os mapas das mencionadas variáveis, em correspondência ao arcabouço magnético-estrutural da figura 8.

O mapa da superfície potenciométrica (Figura 9) mostra uma forte tendência de sudeste para noroeste, com as cotas mais elevadas (±850 m) situadas no quadrante SE, as quais decaem gradativamente até atingirem valores da ordem de ±400 m no extremo NW, portanto mergulhando para o interior da bacia. Esta configuração coincide com o eixo do Arco de Ponta Grossa, o qual está em conformidade com a topografia, denotando um comportamento de aquífero livre como observado por FRAGA (1986). A partir deste alto central, a superfície potenciométrica decresce gradativamente também nos sentidos NE e SW, atingindo as menores cotas em seus respectivos extremos (±350 m).

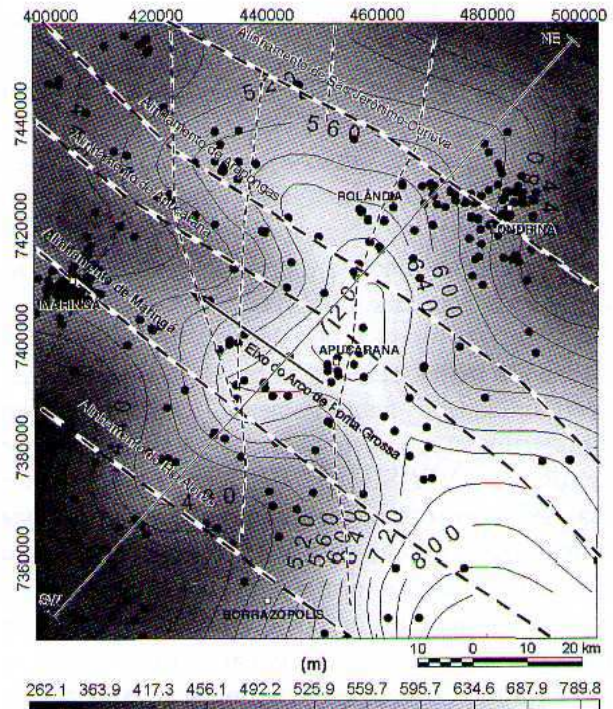


Figura 9 – Mapa potenciométrico.

Um perfil de direção SW-NE, indicado na figura 9, permitiu relacionar a superfície potenciométrica e a topografia da área (Figura 10). Nota-se que a superfície potenciométrica normalmente apresenta variações locais, as quais não seguem a tendência geral da topografia. As maiores diferenças entre as superfícies potenciométrica e altimétrica são encontradas na porção central da área, o que certamente reflete uma situação de maior controle estrutural determinada pela presença de diques e falhas encontrados, preferencialmente, em trato que encerra o ápice do APG. Também são indicados na figura 10 os seguintes alinhamentos: A-Alinhamento do Rio Alonzo; B-Alinhamento de Maringá; C-Alinhamento de Apucarana; D-Alinhamento de Arapongas; E-Alinhamento São Jerônimo-Curiúva.

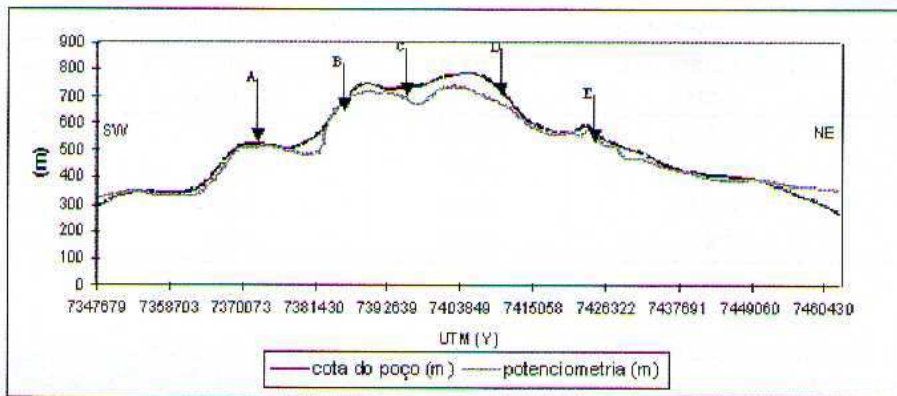


Figura 10 - Correlação entre a potociometria e a topografia (localização na Figura 9).

Nos mapas de vazão e capacidade específica (Figuras 11 e 12), observa-se uma compartimentação regional balizada pelo eixo do Arco de Ponta Grossa, onde a norte desta estrutura as magnitudes de tais variáveis são mais elevadas, em contraste com a porção sul. Na análise em escala de maior detalhe, nota-se áreas com altas produtividades, aparentemente confinadas em compartimentos romboédricos balizados por estruturas NW-SE e NE-SW. A moldura magnética-estrutural sobreposta a estes mapas mostra que as áreas de maior produtividade estão respectivamente controladas pelo Alinhamento São Jerônimo-Curiúva, sobretudo os núcleos a norte de Londrina, onde existem mais dados, e pelos alinhamentos de Arapongas e Apucarana, próximos do eixo do APG, onde a densidade de diques de dolerito é maior. Na porção central da área a ocorrência de valores anômalos de capacidade específica foi constatada justamente sobre alinhamentos de direção NW-SE, ou por blocos limitados por tendências NW-SE e NE-SW.

O mapa de contorno dos sólidos totais dissolvidos (Figura 13), exibe claramente três áreas de maior concentração, respectivamente a nordeste do Alinhamento São Jerônimo-Curiúva, no extremo noroeste da região entre os alinhamentos de Maringá e Apucarana, e a sudoeste do Alinhamento do Rio Alonzo, denotando influência das estruturas associadas ao Arco de Ponta Grossa na distribuição dos teores. Altos valores de STD denotam águas com maior tempo de residência no aquífero, mas também podem estar entremeadas com águas provenientes de outros reservatórios.

A análise conjunta dos três últimos mapas (Figuras 11, 12 e 13), revela que as áreas com elevadas vazões e capacidades específicas coincidem com aquelas de menores teores de STD. Ao mesmo tempo existem tratos com altas capacidades específicas e vazões baixas que estão

aparentemente relacionados com concentrações mais elevadas de sólidos totais dissolvidos.

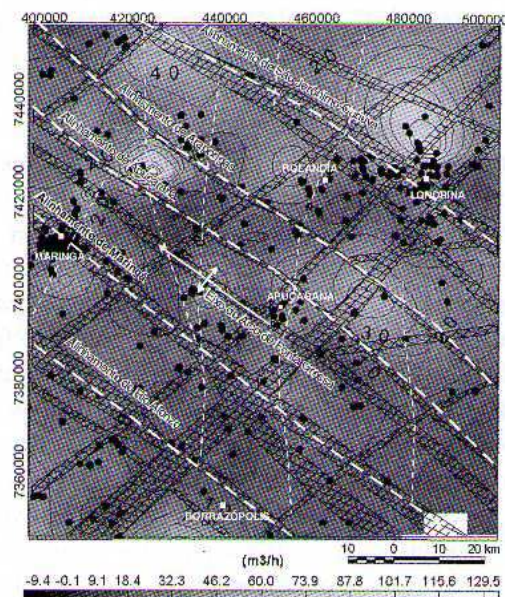


Figura 11 - Mapa de vazões.

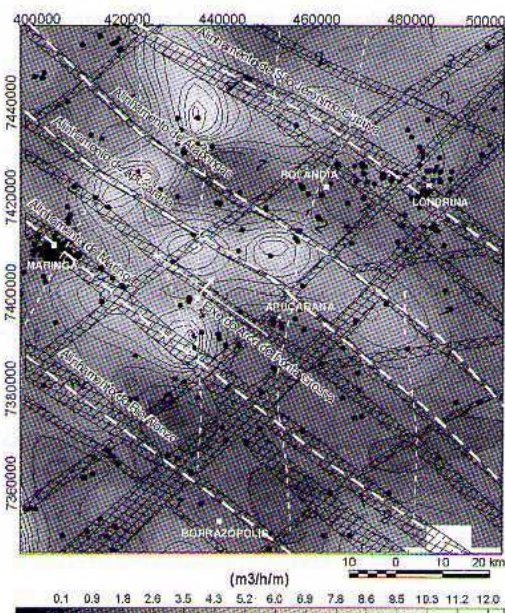


Figura 12 - Mapa da capacidade específica.

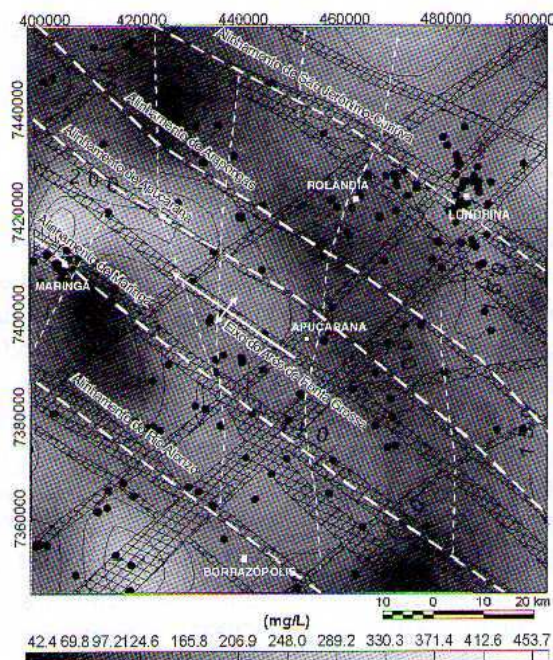


Figura 13 - Mapa de sólidos totais dissolvidos.

O mapa do potencial hidrogeniônico (Figura 14) foi gerado a partir dos dados de 507 poços, mais concentrados principalmente em torno das cidades de Londrina e Maringá. Neste mapa pode-se observar que os valores alcalinos se dispõem segundo as principais direções estruturais e que as maiores concentrações normalmente estão nos cruzamentos destas tendências. Tais tendências foram encontradas principalmente: (i) ao sul de Londrina, no cruzamento entre o Alinhamento São Jerônimo-Curiúva e uma megaestrutura de direção NE-SW; (ii) no ápice do APG e no Alinhamento de Maringá, ao interceptar a mesma megaestrutura

de direção NE-SW, além de outra mais a noroeste; (iii) ao norte de Maringá e oeste de Borrazópolis, relacionada ao eixo do APG e ao Alinhamento do Rio Alonzo, respectivamente. Para o SASG, os valores alcalinos do pH são comumente atribuídos a águas subterrâneas com influência do SAG sotoposto.

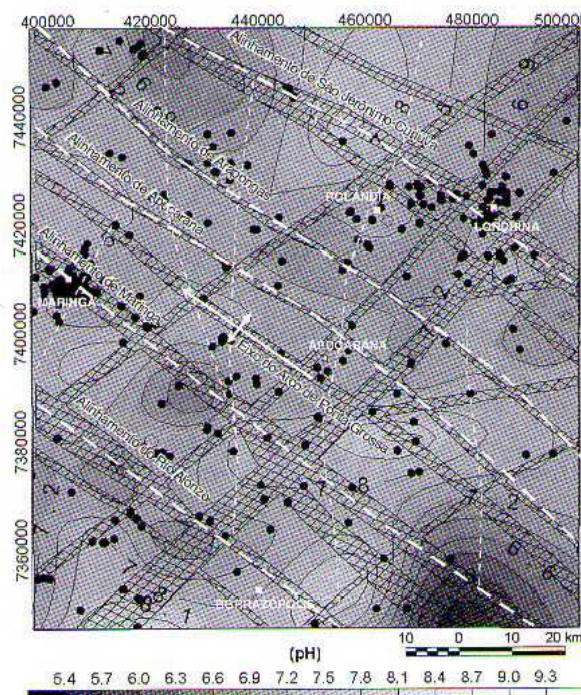


Figura 14 - Mapa do pH.

Os dados hidroquímicos dos cátions e dos ânions (BUCHMANN FILHO, 2002) foram agrupados na tabela 2, mostrando os principais atributos descritivos de sua distribuição.

Tabela 2 - Estatísticas dos cátions e dos ânions das águas subterrâneas do SASG.

Estatísticas	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻
Máximo	140,84	46,55	87,27	3,25	201,00	23,00	34,00
Mínimo	0,900	0,07	0,40	0,10	4,00	0,00	0,00
Média	16,44	3,77	14,65	0,91	69,82	3,31	2,76
Desvio	19,40	6,28	18,17	0,81	42,25	4,44	5,64

Os dados químicos analisados revelam comportamento semelhante aos descritos por ROSA FILHO et al., (1987), FRAGA (1986) e BITTENCOURT et al., (2003), com exceção dos cátions sódio e potássio, os quais se encontram acima dos valores médios esperados para o SASG.

Através do diagrama de Piper (Figura 15), construído a partir dos dados de poços completados na Formação Serra Geral, foram

caracterizadas as águas subterrâneas do SASG na área de estudo. Tais águas são predominantemente bicarbonatadas cálcicas, mas também podem ser constatadas tendências para águas bicarbonatadas cálcio sódicas a cálcio magnesianas e bicarbonatadas sódicas.

Perfazendo 56% das amostras analisadas, as águas bicarbonatadas cálcicas se caracterizam por apresentar teor médio de cálcio mais elevado (20 mg/L), profundidade média da entrada de água de

60 m, e valores de pH próximos da neutralidade. Nestas águas o valor médio de STD é de 123 mg/L.

As águas bicarbonatadas sódicas, características de conexão com o SAG, representam 19,5% do universo de amostras, pH maiores que 8, valor médio de STD de 180 mg/L, e as profundidades das entradas de água são superiores a 80 m.

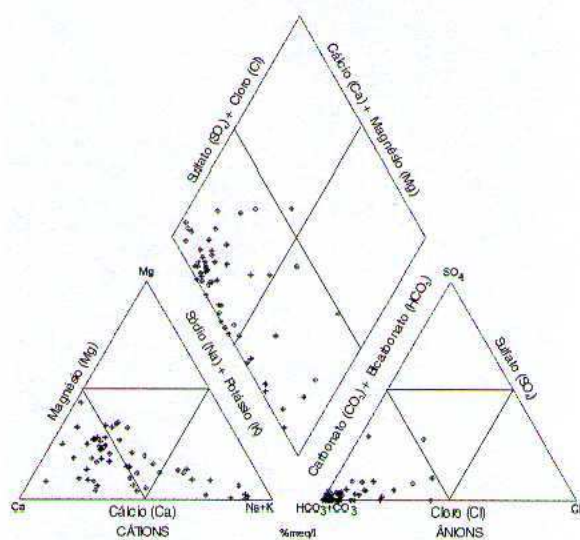


Figura 15 - Diagrama de Piper do SASG.

As águas bicarbonatadas cálcio magnesianas (10,5%), apresentam profundidade média da entrada de água de 25 m, pH em torno de 6,7 e STD médio de 78 mg/L. É ainda importante ressaltar que os poços com maiores profundidades médias de entrada de água apresentaram tendência para águas bicarbonatadas sódicas, enquanto aqueles com tendências para águas bicarbonatadas cálcio magnesianas indicaram contribuições a menores profundidades médias.

Nas águas bicarbonatadas cálcio sódicas (10,5%), a profundidade média das entradas de água é de 73 m, o pH assume valores próximos de 8, e os sólidos totais dissolvidos variam em torno de 170 mg/L. Ainda são observadas duas amostras no campo de águas bicarbonatadas sódio cálcicas (3,5%), as quais apresentam pH francamente alcalino.

Segundo ROSA FILHO et al., (1987), a influência de águas do SAG em fontes naturais e poços perfurados na Formação Serra Geral é revelado por teores maiores de sódio, pH alcalinos, e, em alguns casos, pelas temperaturas mais elevadas. BITTENCOURT et al., (2003) analisaram o quimismo das águas subterrâneas da bacia do rio Piquiri, onde obtiveram resultados

semelhantes aos obtidos neste trabalho. Para estes autores, o aumento da alcalinidade das águas reflete-se no incremento dos teores de sódio decorrente da insolubilização do cálcio e também do magnésio.

Os poços perfurados no extremo noroeste da área estão em torno do contato com o Grupo Caiuá (arenitos). Em seis poços inseridos neste contexto, foi constatado que a razão Na/K assume valores menores que um, caracterizando a influência de litotipos do Grupo Caiuá (sistema aquífero sobrejacente ao SASG), de acordo com BITTENCOURT (1978;1993). Nas águas relacionadas aos basaltos, tal razão varia entre 2,02 e 18,02 e em poços do Sistema Aquífero Caiuá (SAC) este índice oscila entre 0,27 e 1,58, onde os valores mais elevados são atribuídos por BITTENCOURT et al., (2003) a contaminação por águas dos basaltos.

As razões Na/Ca mostram valores acima de um em quase todas as águas bicarbonatadas sódicas e bicarbonatadas sódio cálcicas. Apenas uma amostra de água bicarbonatada sódica apresenta razão Na/Ca menor que 1, além de pH igual a 5,8. Nesta amostra a razão Na/K é menor que um, indicando influências do aquífero sobrejacente.

Na tentativa de avaliar a distribuição espacial das fácies hidroquímicas antes descritas, apesar da insuficiência de dados iônica balanceados, foi utilizado o modelo ternário da figura 16, cuja escala de cor associa os vértices do triângulo *R-G-B* aos cátions (Mg^{2+} ; Ca^{2+} ; Na^+ ; K^+) e aos ânions (SO_4^{2-} ; $HCO_3^-+CO_3^{2-}$; Cl^-), de modo semelhante ao empregado nos diagramas ternários de Piper. Para a geração dos mapas das figuras 17 e 18, as unidades dos cátions e dos ânions foram convertidas para meq/L. Dessa maneira as cores estão relacionadas aos campos de classificação química das águas, permitindo uma análise georreferenciada das fácies do SASG e da localização geográfica de pontos, *trends* e/ou áreas de conexão hidráulica com o SAG, subjacente. Logicamente, uma interpretação consistente destes mapas deve levar em conta a precisão do posicionamento dos dados e a qualidade das análises hidroquímicas. Nestes mapas (Figuras. 17 e 18), podem ser identificadas áreas de maior ou menor contribuição do SAG, as quais normalmente caracterizam-se por apresentar teores de sódio mais elevados, em relação aos demais cátions.

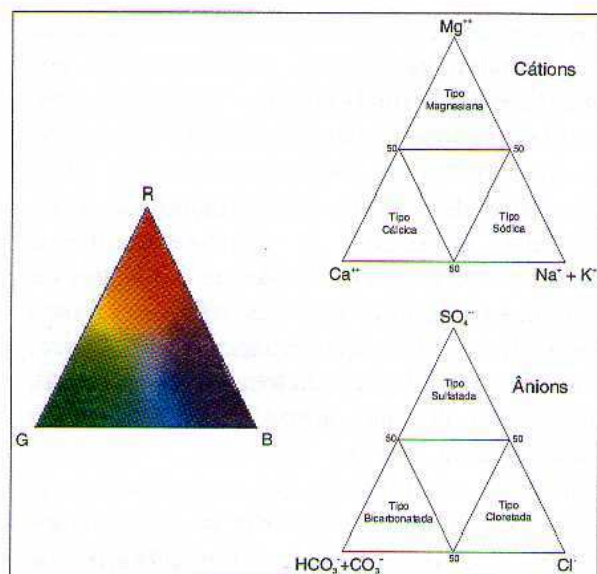


Figura 16 – Comparação entre o modelo ternário RGB e os diagramas hidroquímicos triangulares.

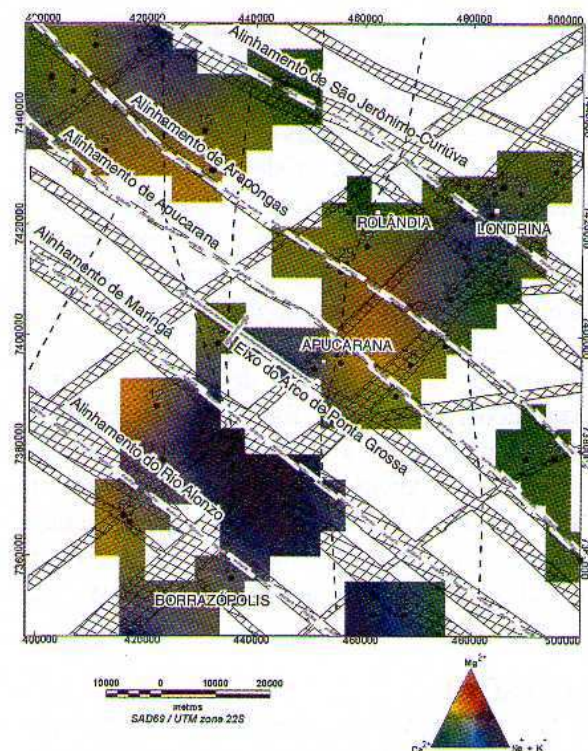


Figura 18 – Mapa ternário dos cátions.

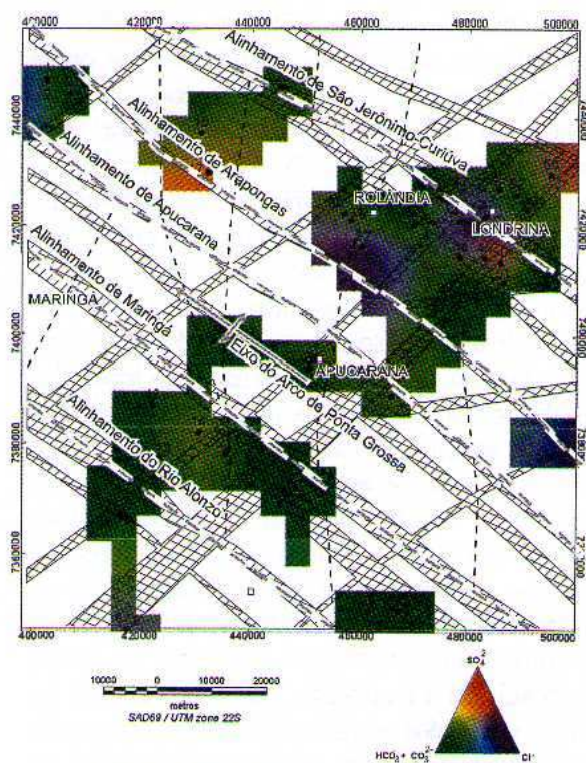


Figura 17 – Mapa ternário dos ânions.

Como observado na análise do diagrama de Piper (Figura 15), e nos mapas das figuras 17 e 18, a tendência predominante de distribuição dos cátions e dos ânions nas águas subterrâneas é bicarbonatada cálcica, mas também ocorrem águas de composição bicarbonatada cálcio magnesiana, cálcio sódica e bicarbonatada sódica. No mapa dos ânions (Figura 17), nota-se que a composição predominante é bicarbonatada. Também é possível visualizar áreas onde as cores indicam tendências para tipos de águas cloretadas e sulfatadas, representativas de variações menores dentro do campo das águas bicarbonatadas. Na região entre os alinhamento de Maringá e do Rio Alonzo, observa-se que a tendência das águas é predominantemente bicarbonatada sódica (Figuras 17 e 18), revelando a importância destas estruturas de direção NW-SE na conexão dos sistemas aquíferos Serra Geral e Guarani. Os poços com estas características foram perfurados ao longo daquela região e próximos de intersecções com estruturas de direção NE-SW. Outro local de contribuição de águas bicarbonatadas sódicas ocorre próximo da cidade de Londrina, onde são encontrados altos valores de sódio no cruzamento de estruturas NE-SW com o Alinhamento São Jerônimo-Curiúva, e, mais a sul, na intersecção de uma megaestrutura NE-SW com outra de direção aproximada E-W.

De acordo com o observado anteriormente, as águas que possuem influências do SAG

normalmente apresentam caráter alcalino. É interessante observar a correspondência entre tratos mais alcalinos indicados no mapa do pH (Figura 14), com áreas de composições bicarbonatada sódica e sódio cálcica. Dessa maneira, o mapa do potencial hidrogeniônico pode ser utilizado para indicar áreas com maior favorabilidade de conexão dos sistemas aquíferos considerados. Um exemplo ocorre no prolongamento NW do Alinhamento de Maringá, onde, apesar da ausência de outros dados hidroquímicos, o mapa da figura 14 revela altos valores, sugerindo a presença de águas bicarbonatadas sódicas provenientes da conexão do SAG e do SASG. Tendências para águas bicarbonatadas cálcio magnesianas foram encontradas próximas aos alinhamentos de Apucarana e Arapongas.

CONCLUSÕES

1) A utilização de técnicas modernas de processamento de dados aeromagnéticos, como gradiente horizontal, amplitude e fase do sinal analítico, em regiões fortemente magnetizadas, se mostraram eficazes no delineamento do arcabouço magnético-estrutural da região central do Arco de Ponta Grossa; 2) A interpretação dos mapas magnéticos permitiu refinar a megaestruturação da região central do Arco de Ponta Grossa, por meio da proposição de novos alinhamentos, segundo a direção NW-SE, como os de Apucarana, Arapongas e Maringá; 3) Em relação ao comportamento das águas subterrâneas, o trabalho procurou demonstrar, apesar de seu caráter regional e à luz dos dados disponíveis, que a distribuição espacial dos parâmetros hidrogeológicos do Sistema Aquífero Serra Geral, como potenciometria, vazão, capacidade específica, potencial hidrogeniônico (pH) e sólidos totais dissolvidos (STD), está condicionada pela trama magnética-estrutural proposta. Desta forma observou-se que a superfície potenciométrica, em geral, acompanha o relevo, sugerindo um comportamento de aquífero livre, mergulhando para o interior da bacia, e que os maiores contrastes ocorrem no ápice do Arco de Ponta Grossa, denotando controle estrutural; 4) Os mapas de vazão e

capacidade específica mostraram que as áreas de maior produtividade são condicionadas por compartimentos romboédricos balizados por estruturas segundo as direções NW-SE e NE-SW. Tais áreas coincidem com baixos teores de STD. Já os tratos de maiores concentrações de STD, igualmente vinculados a grandes estruturas, sugerem maior tempo de residência das águas ou contribuição de outros aquíferos sotopostos como o SAG; 5) A distribuição espacial do pH indica, do mesmo modo, um condicionamento estrutural, onde as áreas alcalinas, normalmente, apresentam afinidade com águas do SAG, enquanto tendências à neutralidade são características do SASG. Desta forma na ausência de outros dados hidroquímicos, o pH pode ser um indicativo de conexão dos mencionados sistemas aquíferos; 6) Os dados hidroquímicos, representados na forma de diagrama de Piper, mostraram que as águas características do SASG são predominantemente bicarbonatadas cálcicas (56%) e bicarbonatadas cálcio magnesianas (10,5%), confirmando estudos anteriores. Já as áreas dominadas por águas bicarbonatadas sódicas (19,5%), bicarbonatadas sódio cálcicas (3,5%) e bicarbonatadas cálcio sódicas (10,5%), por outro lado, são resultantes de conexão com o SAG, evidenciando diferentes taxas de mistura com águas do SASG; 7) A distribuição georreferenciada das variáveis hidroquímicas, indicada pelos mapas ternários coloridos dos cátions e dos ânions, mostra com clareza o condicionamento a grandes estruturas e compartimentos, mesmo considerando o número restrito de amostras. Nestes mapas, são indicadas áreas de predominância das águas características do SASG, assim como aquelas de conexão com o SAG, ressaltando-se um trato localizado entre os alinhamentos do Rio Alonzo e Maringá (cor azul), sudoeste da área, no mapa dos cátions. As evidências hidroquímicas conduzem a que se caracterize um sistema aquífero híbrido, com taxas variadas de mesclagem das águas do SASG e do SAG; 8) Finalmente, considera-se que os métodos utilizados e os resultados apresentados poderão contribuir para a gestão sustentável de ambos os sistemas aquíferos (SASG e SAG).

REFERÊNCIAS

- ARAÚJO, L.M.; FRANÇA, A.B.; POTTER, P.E. **Aquífero gigante do Mercosul no Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai: mapas hidrogeológicos das formações Botucatu, Buena Vista, Misiones e Tacuarembó.** UFPR/Petrobras, 16 p., 9 mapas, 1995.
- ARTUR, P. C. **Paleolineamentos na Bacia do Paraná: favorabilidade para a acumulação de hidrocarbonetos.** Curitiba, 1998. Dissertação (Mestrado em Geologia Exploratória), Departamento de Geologia – UFPR.
- BITTENCOURT, A.V.L. **Sólidos hidrotransportados na bacia hidrográfica do rio Ivaí: aplicação de balanço hidrogeoquímico na compreensão da evolução de processos da dinâmica externa.** São Paulo, 1978. Tese (Doutorado em Geoquímica), Instituto de Geociências - USP.
- BITTENCOURT, A.V.L. Sobre a quantificação do intemperismo na bacia do rio Piquiri-PR. **Boletim Paranaense de Geociências**, 41:35-51, 1993.
- BITTENCOURT, A.V.L.; ROSA FILHO, E.F.; HINDI, E.C.; BUCHMANN FILHO, A.C. A influência dos basaltos e de misturas com águas de aquíferos sotopostos nas águas subterrâneas do Sistema Aquífero Serra Geral na bacia do rio Piquiri, Paraná – BR. **Águas Subterrâneas**, ABAS, 17:67-76, 2003.
- BUCHMANN FILHO, A.C. **Caracterização das águas do Sistema Aquífero Serra Geral no estado do Paraná.** Curitiba, 2002. Dissertação (Mestrado em Geologia Ambiental), Departamento de Geologia – UFPR.
- DEBEGLIA, N.; CORPEL J. 1997. Automatic 3-D interpretation of potential field data using analytic signal derivatives. **Geophysics**, 62: 87-96.
- FERNANDES, L.A. **A cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá.** São Paulo, 1992. Dissertação (Mestrado em Ciências). Instituto de Geociências - USP.
- FERREIRA, F.J.F. **Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa.** São Paulo, 1982a. Dissertação (Mestrado em Ciências). Instituto de Geociências - USP.
- FERREIRA, F.J.F. Alinhamentos estruturais-magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico. In: **Geologia da Bacia do Paraná – Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos.** Paulipetro, Consócio CESP-IPT, p.144-166, 1982b.
- FERREIRA, F.J.F.; PORTELA FILHO, C.V.; ROSA FILHO, E.F.; ROSTIROLLA, S.P. Connection of the Serra Geral and Guarani aquifers across Ponta Grossa Arch. In: International Congress of the International Association of Hydrogeologists, XXXIII and International Congress of the Latin-American Association of Underground Hydrogeology for Development, 7^o. Zacatecas, 2004. **Anais em CD ROM...** Zacatecas-City, México, IAH and ALHSUD.
- FRAGA, C.G. **Introdução ao zoneamento do Sistema Aquífero Serra Geral no Estado do Paraná.** São Paulo, 1986. Dissertação (Mestrado em Ciências). Instituto de Geociências - USP.
- FRAGA, C.G. **Origem de fluoretos em águas subterrâneas dos sistemas aquíferos Botucatu e Serra Geral.** São Paulo, 1992. Tese (Doutorado em Ciências), Instituto de Geociências - USP.
- HSU, S. -K.; COPPENS, D.; SHYU, C.T. Depth to magnetic source using the generalized analytical signal. **Geophysics**, 63:1947-1957, 1998.
- IBGE. Carta topográfica da Folha Londrina (SF-22-Y-D), escala 1:250.000, 1977.
- MILANI, E.J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica sul-ocidental.** Porto Alegre, 1997. Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências - UFRGS.
- MILANI, E.J.; RAMOS, V.A. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, 28:473-484, 1998.
- MILLIGAN, P.R.; GUNN, P.J. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. **AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics**, 17: 63-75, 1997.
- NABIGHIAN, M.N. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. **Geophysics**, 37:507-517, 1972.
- NABIGHIAN, M.N. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. **Geophysics**, 39:85-92, 1974.
- NABIGHIAN, M.N. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transform: fundamental relations. **Geophysics**, 49:780-786, 1984.
- PAULIPETRO. **Mapa geológico integrado do Bloco SF-22-U (ACS-74), escala 1:250000, Consócio CESP-IPT, 1981.**
- PETROBRAS. **Projeto Aerogeofísico Rio Ivaí,** Consócio CESP-IPT, Paulipetro, 1981.
- PORTELA FILHO, C.V. **Condicionamento estrutural-magnético do Sistema Aquífero Serra Geral na região central do Arco de Ponta Grossa e sua conectividade com o Sistema Aquífero Guarani.** Curitiba, 2003. Dissertação (Mestrado em Geologia Exploratória). Departamento de Geologia - UFPR.
- REBOUÇAS, A.C. Potencialidades hidrogeológicas dos basaltos da Bacia do Paraná no Brasil. In:

CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XXX. Recife, 1978. **Anais...**, Recife-PE, SBG, p. 1963-1976.

ROSA FILHO, E.F.; SALAMUNI R.; BITTENCOURT, A.V.L. Contribuição ao estudo das águas subterrâneas nos basaltos do estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, 37:22-52, 1987.

ROSTIROLLA, S.P.; ASSINE, M.L.; FERNANDES, L.A.; ARTUR, P.C. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – o exemplo do alto estrutural de Quatiguá. **Revista Brasileira de Geociências**, 30:639-648, 2000.

SOARES, P. C. **Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná: controles**. Tese (Professor Titular). Curitiba, 1991. Departamento de Geologia – UFPR.

SOARES, P.C.; ASSINE, M.L. A Seqüência Triássico–Jurássica da Bacia do Paraná. In: Encontro sobre sedimentação continental das bacias mesozóicas brasileiras, 1, **Acta Geológica Leopoldinensia**, 36:137 – 138, 1992.

STRUGALE, M. **Arcabouço e evolução estrutural do Arco de Ponta Grossa no Grupo São Bento (Mesozóico): implicações na hidrodinâmica do Sistema Aquífero Guarani e na migração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná**. Curitiba, 2002. Dissertação (Mestrado em Geologia Exploratória). Departamento de Geologia – UFPR.

TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, S.; E MANTOVANI, M.M.S. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, 124: 333-348, 1994.

USSAMI, N.; KOLISNYK, A.; RAPOSO, M.I.B.; FERREIRA, F.J.F.; MOLINA, E.C.; ERNESTO, M. Detectabilidade magnética de diques do Arco de Ponta Grossa: um estudo integrado de magnetometria terrestre/aérea e magnetismo de rocha. **Revista Brasileira de Geociências**, 21:317-327, 1991.

ZALÁN, P.V.; WOLF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; NETO, E. V. S.; CERQUEIRA, J. R.; MARQUES, A. The Paraná Basin, Brazil. In: Leighton et al. (coords), Interior Cratonic Basins. **AAPG Memoir**, 51: 681-708, 1990.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Petrobras pela cessão dos dados aeromagnetométricos, à Suderhsa pelos dados hidrogeológicos e hidroquímicos, à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo incentivo na forma de bolsa de mestrado (CVPF) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, processo 452268/2004-4, FJFF).

CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DEL SISTEMA DE FLUJO LOCAL-REGIONAL DE LA SIERRA DEL ROSARIO (CUBA)

Juan Reynerio Fagundo¹; José Joel Carrillo-Rivera²; Iñaki Antigüedad³; Patricia González¹; Roberto Peláez⁴; Margaret Suárez¹; Clara Melián¹; Rebeca Hernández⁵ y Dámaso Cáceres⁵

RESUMEN Se presentan resultados de la caracterización hidrogeoquímica realizada en la Sierra del Rosario (Pinar del Río, Cuba) donde la aplicación del entendimiento del flujo del agua subterránea permitió distinguir sistemas de flujo de diferente jerarquía. Las muestras colectadas entre 1984 y 2004, comprenden diferentes puntos de descarga de flujos de distinta naturaleza (local a regional) que circulan por rocas de litología variada (caliza, arenisca, ultrabásicas) con edades entre el Paleógeno y Jurásico. Se procesaron cerca de 400 análisis químicos de agua, mediante modelos estadísticos, químico-físicos e hidrogeoquímicos, de balance de masa y de mezcla de aguas. Los resultados permiten establecer el comportamiento hidrogeoquímico de cada flujo de agua, así como el origen de su composición química. Las características de cada flujo y su interacción con el material acuífero han sido interpretadas a partir de parámetros químicos, físicos y otros índices geoquímicos relacionados con el equilibrio del agua respecto con la calcita, dolomita y yeso. Las propiedades de estas aguas dependen de la interacción agua-roca desde la infiltración hasta su descarga y de la constitución de los materiales por donde circula.

Palabras clave: sistemas de flujos de aguas subterráneas, caracterización hidrogeoquímica, modelación hidrogeoquímica, Sierra del Rosario.

ABSTRACT In this paper results are presented of the hydrochemical characterization of water at Sierra del Rosario, Cuba. This study was carried out between 1984 to 2004 by a water quality monitoring identifying flows of different hierarchy which travel through limestones, schists, sandstones and ultra-basic rocks with ages from the Paleocene to the Jurassic. The data were statistically processed by means of chemical equilibrium and physical-chemical models. Results demonstrate that the physicochemical properties of the water are controlled by water-rock interaction resulting from the residence time since precipitation infiltrated and to the discharge area, and the type of aquifer material. Geochemical indices allow the definition of the different types of flow (local, intermediate, regional) to be characterized. A mass balance, a mixing hydrogeochemical models, and the chemical composition (origin) of the waters permitted to further define the different flow systems and rock type involved.

Keywords: groundwater flow systems, hydrogeochemical characterization, hydrogeochemical modelling, Sierra del Rosario.

INTRODUCCIÓN

Durante los últimos cuarenta años se han realizado importantes contribuciones que permiten adquirir un mejor conocimiento acerca de la hidrogeología de la Sierra del Rosario, en la provincia de Pinar del Río (PULINA; FAGUNDO, 1992; RODRÍGUEZ et al., 1989; RODRÍGUEZ; FAGUNDO, 1995; FAGUNDO et al., 1995; 1997; 1998, 2001a; 2001b; GONZÁLEZ et al., 2001; PEÑA et al., 2001; PELÁEZ et al., 1990). Sin embargo, la mayor parte de los estudios que relacionan la hidroquímica con la geología han sido presentada de manera aislada, faltando su integración. Recientemente se ha procedido a ordenar toda la información asequible. Así, los flujos subterráneos de la Sierra del Rosario han sido clasificados en nueve grupos en función de las características geológicas y de la naturaleza del flujo (local a regional). Además, se ha

determinado mediante la modelación hidrogeoquímica el origen de la composición química de cada grupo de agua, así como los procesos de interacción agua-roca y de mezcla de agua; esto ha permitido definir las líneas de flujo (evolución química) existentes a partir del agua de lluvia caída en la Sierra. En este trabajo se presentan de forma simplificada las características hidroquímicas de los flujos locales y regionales, mostrando su contenido medio, su origen y procesos geoquímicos más importantes con ellos relacionados.

MARCO GEOGRÁFICO, GEOLÓGICO E HIDROGEOLOGICO

La parte central del área de estudio se encuentra localizada aproximadamente a 100 km del sudoeste de la ciudad de La Habana (Figura 1) y ocupa una superficie de 1.125 km². Las condiciones climáticas están controladas por dos

¹Centro Nacional de Medicina Natural y Tradicional - Cuba (juanrfag@infomed.sld.cu)

²Instituto de Geografía Universidad Nacional Autónoma de México - México (cigaihsud@mx.inter.net)

³Universidad del País Vasco - España (gopanai@lg.ehu.es)⁴Empresa GEOMINERA - Cuba (rpelaez@geo.upr.edu.cu)

⁵Universidad de Pinar del Río - Cuba (rebeca@geo.upr.edu.cu)

factores principales, la elevación con respecto al nivel del mar del sitio y la distancia a la costa marina. La mayor elevación y más destacado relieve lo constituye el Pan de Guajaibón con una 699 m de altura sobre el nivel del mar. Las temperaturas medias anuales en esta parte del territorio y la costa marina son de 23 °C y 25 °C, respectivamente. Las temperaturas máximas y mínimas registradas en el occidente de Cuba son 36 °C y 2 °C, respectivamente. Los meses más calientes son Julio y Agosto y los más fríos Diciembre y Enero. Las precipitaciones anuales en la Sierra del Rosario son del orden de 2 000 mm, de las cuales 1.600 mm caen durante los meses más lluviosos (Mayo a Octubre) y 400 mm durante los meses más secos (Noviembre a Abril). Las precipitaciones registradas disminuyen en los territorios de más bajo nivel topográfico (alrededor de 1.050 mm anuales).

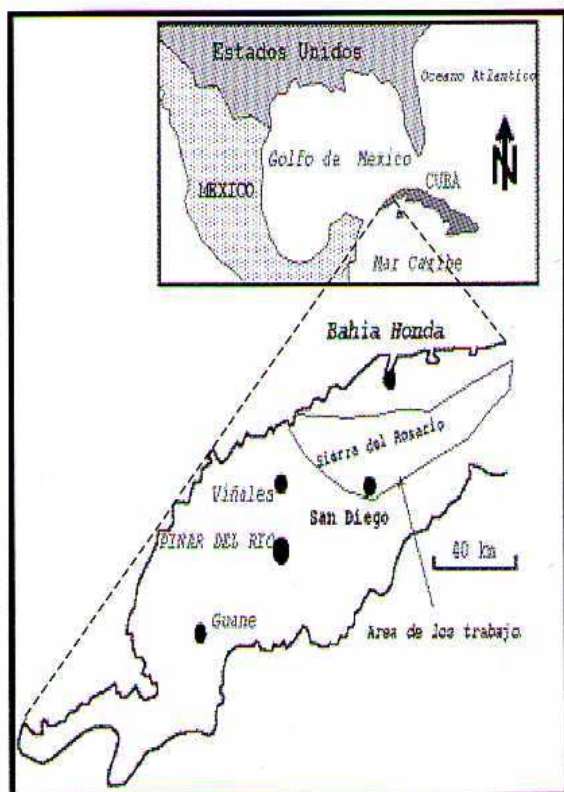


Figura 1 - Esquema de ubicación de la Sierra del Rosario, Pinar del Río, Cuba

La geología de la Sierra del Rosario se caracteriza por una complejidad litológica y estructural (Figura 2), como consecuencia del desplazamiento y transporte tectónico de rocas ocurrido durante el Eoceno Medio (PSZCZOIKOWSKI, 1978). Las características litológicas de las unidades geológicas que afloran en el área se describen someramente a en la tabla 1. En el área se aprecian varias unidades

fisiográficas principales o fajas, paralelas e intercaladas entre sí, constituidas por calizas, esquistos-areniscas y rocas ultrabásicas, las cuales están limitadas al norte y al sur por las fallas Bahía Honda y Pinar respectivamente. Estas fajas son las siguientes:

1-Faja de las Ofiolitas: Se extiende desde la Sierra de Cajalbana hasta cerca del Mariel. Está constituida por rocas ultrabásicas de la Asociación Ofiolítica.

2-Faja Quiñones: Se extiende desde el norte del Pan de Guajaibón hasta el caserío del Rosario. La componen rocas efusivo sedimentarias del Cretácico (formaciones Encrucijada, Vía Blanca y Quiñones) y esquistos, areniscas y calizas del Paleógeno (Fm. Manacas).

3-Faja Guajaibón - Santo Tomás: Se extiende desde el macizo calcáreo Pan de Guajaibón hasta el poblado de Santo Tomás. Está constituida por calizas, calcarenitas, dolomita y calizas silicoclásticas de las formaciones Guajaibón, Sierra Azul, Cacarájicara, Polier y Lucas.

4-Faja Rosario Norte: Se extiende desde el poblado de El Sitio hasta el poblado de Francisco. Constituida por calizas estratificadas de la Fm. Artemisa, esquistos, areniscas y calizas del Paleógeno (Fm. Manacas) y rocas ultrabásica.

5-Faja Rosario Sur: Se extiende aproximadamente desde las márgenes del río San Diego hasta el poblado de Cayajabos. Está compuesta de sedimentos calcáreos de las formaciones Artemisa y Francisco, esquistos y areniscas de la Fm. San Cayetano y basaltos de la Fm. Sábalo

La información relacionada con las propiedades hidráulicas de las unidades que integran los diferentes complejos hidrogeológicos de la Sierra del Rosario es escasa, con excepción de aquellos sitios donde se han hecho trabajos de prospección con fines mineros y de búsqueda de aguas mineromedicinales (PELÁEZ et al., 1990). Los depósitos que componen la faja ofiolítica originan acuíferos de fisura. A pesar de la poca información existente con respecto a estos acuíferos de la Sierra del Rosario, se conoce que los caudales de los pozos perforados en estos materiales, en otros sitios del país, son del orden de 0,2 a 0,3 l/s (ERGOROV; LUEGE, 1967). Sin embargo, en zonas de dislocaciones tectónicas los caudales pueden alcanzar hasta 20 L/s. Estos materiales pueden originar acuíferos locales e intermedios.

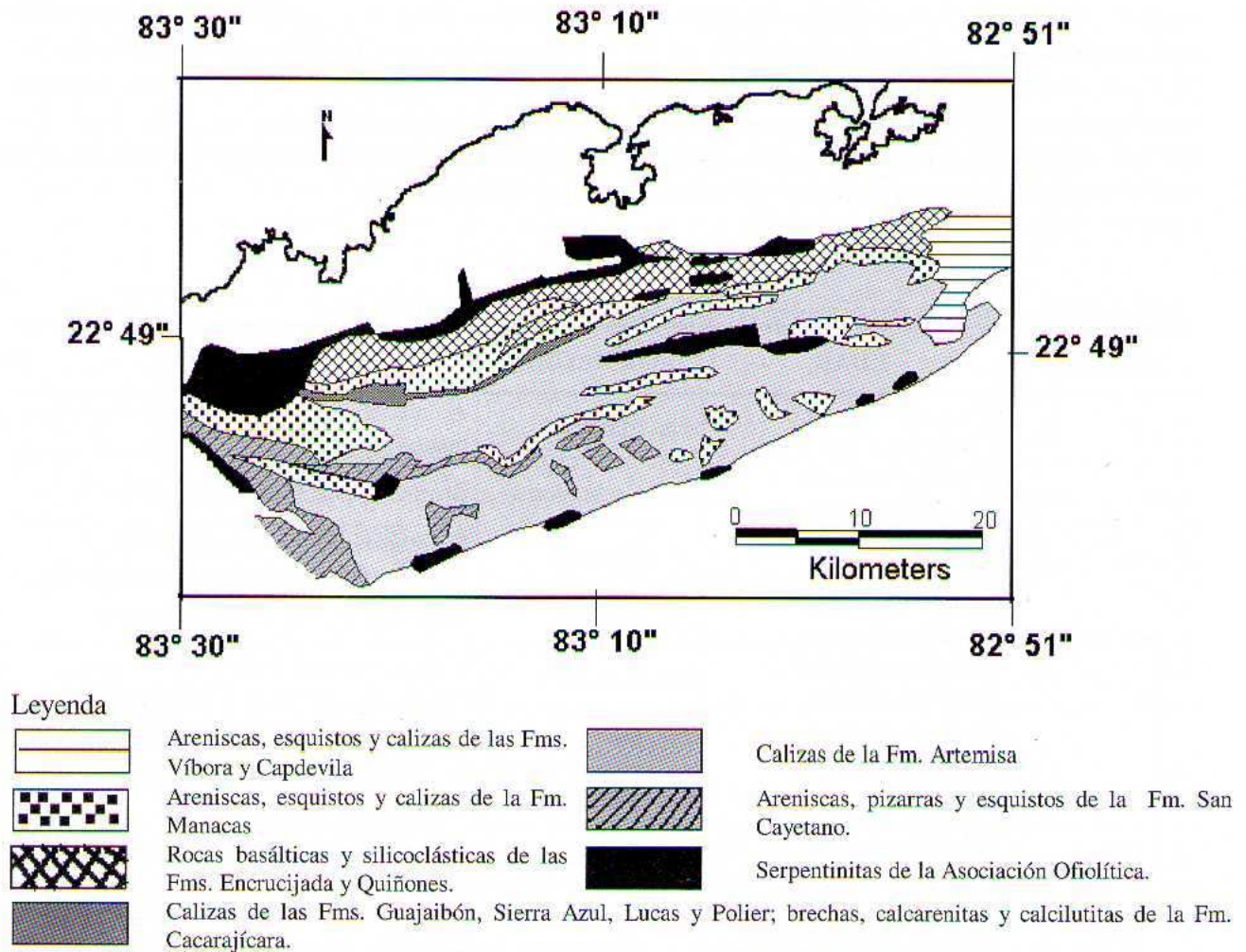


Figura 2 - Esquema geológico de la Sierra del Rosario

En la faja Quiñones, los materiales constitutivos de las formaciones presentes, tanto del Cretácico como del Paleógeno son poco acuíferos. No obstante, en algunos lugares donde existen calizas agrietadas se obtienen caudales apreciables. En la Sierra del Rosario, estos depósitos originan flujos locales e intermedios y sirve de cauce a arroyos superficiales, algunos de los cuales, como el denominado Mamey, se sumerge en un sumidero cárstico.

Los esquistos, areniscas y calizas de la Fm. Manacas son poco acuíferos. En los manantiales muestreados los caudales son inferiores a 1L/s.

La faja Guajaibón – Santo Tomás – Martín Mesa se caracteriza por la prevalencia de unidades carbonatadas. Debido a ello se desarrolla un relieve cárstico en la región.

Los manantiales originados en las calizas de la Fm. Guajaibón, representados en el área por la surgencia Ancón presentan caudales del orden de

72 L/s en los meses más secos y del orden de 528 L/s en los meses más lluviosos (RODRÍGUEZ, et al., 1989). El caudal medio medido entre 1984 y 1989 fue de 124 L/s en la resurgencia Canilla y de 199 L/s en la surgencia Ancón. Los caudales mínimos y máximos en ese período variaron entre 3,6 y 1.589 L/s en Canilla y entre 2,1 y 8.873 L/s en Ancón

Los manantiales de la zona de emisión de los acuíferos desarrollados en los materiales de la Fm. Sierra Azul, así como los relacionados con la Fm. Cacarajícara poseen caudales algo menores al de las surgencias de la Fm. Guajaibón.

Las fajas Rosario Norte y Rosario Sur poseen características hidrogeológicas muy similares, debido a la gran distribución que poseen en las mismas la caliza de la Fm. Artemisa. En ambas franjas se presentan también rocas carbonatadas de semejante composición y existe un estilo tectónico similar, todo lo cual favorece la

formación de acuíferos en las grietas y cavernas a diferentes profundidades, originados por flujos locales, intermedios o regionales, algunos con altos contenidos de sulfuros. Los caudales de las surgencias cársicas relacionadas con las calizas estratificadas de la Fm. Artemisa son del orden de 250 L/s, mientras que los pozos perforados en la región presentan gastos específicos del orden de 1,2 a 2,1 L/s/m.

Los gastos específicos determinados en los pozos perforados en los materiales constitutivos (esquistos, pizarras y areniscas cuarzosas) de la Fm San Cayetano, fueron bajos, del orden de 0,7 a 4,6 L/s/m (PELÁEZ et al., 1990). Los caudales de las surgencias cársicas en esta área son semejantes a los de la región del Pan de Guajaibón (flujos intermedios).

Tabla 1 - Principales formaciones geológicas de la Sierra de Rosario y su litología

SÍMBOLO	EDAD	FORMACIÓN	LITOLOGÍA
P ₁₋₂ (pp)	Paleógeno (Eoceno indiferenciado)	Fm. Manacas	Areniscas, esquistos, calizas, pedernales y olistostromas
K _{2m} (csj)	Cretácico Superior Maestrichtiano	Fm. Cacarajicara	Brechas, calcarenitas, calcilutitas
K ₂ cm-t (qñ)	Cretácico Superior Cenomaniano- Turoniano	Fm. Quiñones	Pedernales, Areniscas, aleurolitas, arguillas silicificadas, rocas vulcanógeno-
K ₁₋₂ ap-cm	Cretácico inferior-superior Aptiano-	Fm. Carmita	Alterancia de calizas y pedernales
K ₁₋₂ al-cm (gb)	Cretácico inferior-superior Albiano-	Fm. Guajaibón	Calizas masivas, calcarenitas biomicriticas a veces dolomitizadas.
K ₁₋₂ (sa) (mm)	Cretácico Inf.-Sup. Indiferenciado, Terrigeno-Carbonatado.	Fm. Sierra Azul	Calizas, Calizas margosas, argilitas, silicitas
		Fm. Martín Mesa	Calizas masivas y estratificados (biomicritas), calcarenitas.
K ₁ a-al (ec)	Cretácico Inferior Aptiano-albiano	Fm. Encrucijada	Lavas basálticas, andesíticas, silicitas, argilitas, aleurolitas
K ₁ v-al (pl)	Cretácico Inferior Valanginiano-Albiano	Fm. Polier	Calizas bituminosas, areniscas cuarzosas, argilitas
K ₁ b-bm (ls)	Cretácico inf. Berriasiano - Barremiano	Fm. Lucas	Calizas (biomicritas) estratificadas, argilitas calcáreas.
J ₃ -K ₁ b (ar)	Jurásico Superior-Cretácico inferior	Fm. Artemisa	Calizas estratificadas (micritas, biomicritas, calcilutitas y calcarenitas) con intercalaciones de silicitas en la parte superior.
J ₃ ox	Jurásico superior Oxfordiano	Fm. Francisco	Limonitas, lutitas y calizas
J ₁ -J ₃ ox (sc ₂) (sc ₁)	Jurásico Inferior-Superior Oxfordiano	Fm. San Cayetano (Parte Superior)	Esquistos filitizados, carbonosos, argilitas, calizas.
		(Parte inferior)	Areniscas, lutitas, argilitas, esquistos filitóideos
J ₃ ox	Cretácico Inferior	Fm. Sábalo	Basaltos con intercalaciones de calizas
ASOCIACIÓN OFIOLITICA MESOZOICA			
σ			Serpentinitas, harzburguitas, Iherzolitas, wherlitas, dunitas serpentinizadas

MATERIAL Y MÉTODOS

Para el desarrollo de este trabajo se utilizaron 376 datos hidroquímicos, a partir de muestreos realizados entre los años 1984 y 2002 (PULINA; FAGUNDO, 1992; FRANCO et al., 1987; PELÁEZ et al., 1990; FAGUNDO et al., 1993; GONZÁLEZ et al., 2000).

Las mediciones de los parámetros geoquímicos se realizaron en el campo, las más recientes mediante pHmetro, medidor de temperatura y potencial redox (Eh), modelo HI-8424, marca HANNA y oxímetro modelo HI-914, marca HANNA. Los contenidos de CO₂ y H₂S, así como la alcalinidad total (HCO₃⁻ y CO₃²⁻) fueron

también determinados in situ, mientras que los restantes macroconstituyentes (Cl^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} y Mg^{2+}) y componentes trazas se analizaron en el laboratorio antes de las 24 horas de tomadas las muestras. Las marchas analíticas se efectuaron mediante las técnicas analíticas estándar (APHA, 1989) adaptadas para condiciones de campo (KRAWCZYK, 1992).

La calidad de los datos fue previamente validada antes de ser procesados mediante varios sistemas informáticos, basados en modelos estadísticos, químico-físicos e hidrogeoquímicos, implementados especialmente para los objetivos

del trabajo (FAGUNDO-SIERRA et al., 2001; FAGUNDO et al., 2005).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Características hidroquímicas de los diferentes tipos de flujos.

Los datos de análisis de agua utilizados en el trabajo, acorde a las características geológicas (litológicas y estructural) del sitio muestreado y a los tipos de flujos establecidos fueron distribuidos en 9 grupos y varios subgrupos, cuyas propiedades se describen en la tabla 2. Para hacer esa agrupación se tomó en cuenta la teoría del sistema de flujos adoptada TÓTH (1995). La distribución espacial de los sitios seleccionados se muestra en la figura 3.

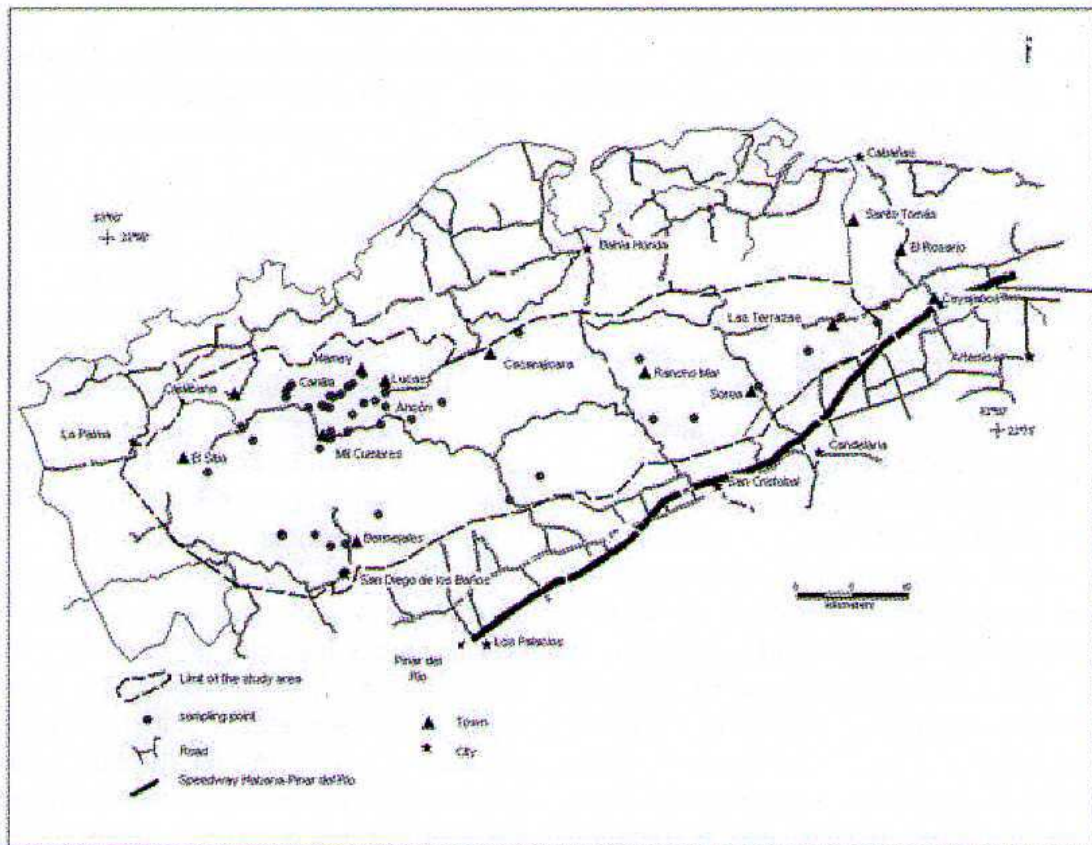


Figura 3 - Localización de los puntos de muestreo de la Sierra del Rosario

Las características hidrogeoquímicas generales de estos grupos son las siguientes:

Grupo 1 -Las aguas de este grupo (Tabla 2) presentan bajas temperaturas ($23,8 \pm 3,3$ °C), son ligeramente alcalinas (pH, $7,72 \pm 0,40$), con relativamente bajos contenidos de CO_2 ($2,3 \pm 2,0$ mg/L), cloruro ($19,8 \pm 5,1$ mg/L), sulfato ($7,7 \pm 9,0$ mg/L), y de minerales disueltos (sólidos solubles totales SST (373 ± 137 mg/L). La facies hidroquímica típica es $\text{HCO}_3\text{-Ca} > \text{Na}$. Los flujos

locales se encuentran subsaturados con respecto a la calcita (Figura 4.1a) y la dolomita mientras los flujos intermedios tienden a la saturación con respecto a ambos minerales. Con relación al yeso ambos flujos se encuentran insaturados 373 ± 137 mg/L.

Grupo 2 -Las aguas de este grupo (Tabla 2) se distinguen por presentar temperaturas frías ($23,3 \pm 1,2$ °C), altos valores de pH ($8,35 \pm 0,44$), poco contenido de CO_2 ($2,3 \pm 3,4$ mg/L), Cl^-

(16,6±2,5 mg/L) y sulfato (8,9±12,8 mg/L), así como moderado SST (307±50 mg/L). El ambiente en que emergen es oxidante (Eh, 156 mv y 8,4 mg/L O₂ disuelto) y posee facies hidroquímica del tipo HCO₃-Mg. En el transcurso de su recorrido, estas aguas alcanzan el equilibrio químico con respecto a la serpentinita (expresada en términos de dolomita), pero no con respecto a la calcita (Figura 4.1b) y al yeso dada la poca disponibilidad de estos minerales en el terreno.

Grupo 3 -Está representado por flujos locales e intermedios que drenan acuíferos no confinados en la zona vadosa del sistema kárstico del macizo del Pan de Guajaibón, constituidos por calizas de la Fm. Guajaibón. Se aprecian tres subgrupos: el primero constituido por aguas de infiltración en las cuevas (flujos locales que alimentan acuíferos colgados), originadas por percolación de las lluvias a través de las calizas; el segundo subgrupo constituido por manantiales que emergen en los valles elevado, y el tercero por surgencias y resurgencias kársticas que emergen al pie del macizo.

Las aguas de cueva poseen baja temperatura (21,7±1,2 °C), alto pH (8,17±0,16) y poco contenido de CO₂ (1,4±1,7 mg/L), mientras que las aguas de los manantiales poseen bajos pH (7,62±0,35 - 7,54±0,34) y altos contenidos de CO₂ (4,7±6,9 - 8,2±6,5 mg/L).

Las concentraciones de cloruros son bajas (subgrupo 1: 16,8±3,8 mg/L; subgrupo 2: 15,0±3,0 mg/L; sub-group 3: 15,2±3,9 mg/L), al igual que las de sulfato (subgrupo 1: 5,4±4,9 mg/l; subgrupo 2: 2,6±3,4 mg/L; subgrupo 3: 10,3±9,1 mg/L). Consecuentemente los SST son bajos (240±44 mg/L, 366±81, 298±47 respectivamente). La principal facies hidroquímica es HCO₃-Ca. Las aguas de cueva tienden a encontrarse más cercanas al equilibrio químico respecto a la calcita (Figure 4.2a) y la dolomita que las restantes aguas. Con respecto al yeso todas las aguas se encuentran insaturadas.

La respuesta a la acción de las lluvias sobre los macizos kársticos, tanto de los caudales como de los contenidos iónicos de las aguas en las emergencias, es relativamente rápida al igual que su recuperación.

Grupo 4 -Los flujos locales de este grupo (Tabla 2) poseen temperaturas frías (23,1±0,8 °C), pH cercano a la neutralidad (7,11±0,42), pero alto contenido de CO₂ (41,5±12,0 mg/L). Las concentraciones de cloruro (20,0±5,8 mg/L) y sulfato (24,7±24,0 mg/L) son bajas y presentan

una mineralización mediana (TSS: 492±143 mg/L). Estas aguas poseen potenciales redox (Eh) ligeramente negativos, entre -63 y -80 mV y altos contenidos de O₂ disuelto (5,3-7,7 mg/L). Los flujos intermedios, que en su recorrido subterráneo interaccionan con los sedimentos de la Fm. Cacarajícara, presentan valores mayores de todos los parámetros físico-químicos que los flujos locales (Table 2) y contienen H₂S. Las facies hidroquímicas son HCO₃-Ca en los flujos locales y HCO₃-Ca>Na en los intermedios. El comportamiento de las relaciones de saturación respecto a la calcita (Figura 4.2b), la dolomita y el yeso es similar al de las aguas de la Fm. Guajaibón (Grupo 3).

Grupo 5 -Está formado por flujos locales, los cuales drenan acuíferos no confinados constituidos por calizas de la Fm. Artemisa. Estas aguas poseen propiedades similares a las de los Grupos 3 y 4 que drenan acuíferos carbonatados (Tablas 2).

Los manantiales presentan baja temperatura (23,3±1,3 °C), pH ligeramente neutro (7,32±0,40), moderado contenido de CO₂ (24,5±17,8 mg/l), bajas concentraciones de cloruro (17,9±4,2 mg/L), y sulfato (34,1±17,4 mg/L); así como una mineralización mediana (TSS: 486±78 mg/L). El Eh de esta agua varía entre -91.7 y -238.9 mV y poseen un relativamente alto contenido de O₂ (1,6-5,7 mg/L). La facies hidroquímica es HCO₃- Ca.

Las aguas muestreadas en las resurgencias kársticas presentan características similares, pero poseen un pH más alto (8,52±0,20) y más baja mineralización (306±22 mg/L). En general, las aguas de los manantiales (subgrupo 1) tienden a alcanzar el equilibrio con respecto a la calcita (Figura 4.2b) y la dolomita, mientras aquellas que emergen a través de grandes conductos kársticos (resurgencias, subgrupo 2) se encuentran sobresaturadas respecto a estos minerales. Este diferente comportamiento está relacionado con el mayor escape de CO₂ disuelto en las aguas del último subgrupo. Con respecto al yeso todas las aguas se encuentran insaturadas.

Grupo 6 -Incluye flujos intermedios que drenan acuíferos no confinados desarrollados en calizas de la Fm. Artemisa a un nivel de profundidad mayor que el grupo anterior. Estas aguas están asociadas a las fracturas de la falla Pinar, así como a las grietas relacionadas con fallas transversales a aquella. Las temperaturas de estas aguas son ocasionalmente más elevadas que las

restantes aguas anteriormente estudiadas ($24,5 \pm 1,6$ °C), el pH se encuentra cercano a la neutralidad ($7,18 \pm 0,21$), poseen relativamente altos contenidos de CO_2 ($61,0 \pm 30,2$ mg/L), de cloruro ($37,8 \pm 13,2$ mg/L) y sulfato ($30,5 \pm 29,1$ mg/L), así como una concentración relativamente más altas de minerales disueltos (SST: 622 ± 115 mg/L que las anteriores. Estas aguas presentan potenciales redox negativos (-235 a -280 mV), bajos contenidos de O_2 disuelto ($1,2 - 1,9$ mg/L) y relativamente altos contenidos de H_2S disuelto ($5,4 - 10,0$ mg/L). Este grupo es parecido en sus relaciones iónicas y tipo hidroquímico a las aguas del grupo 5.

Se diferencia de dicho grupo por presentar un mayor contenido de cloruro, del total de iones disueltos (SST), así como por la presencia de H_2S . La temperatura invernal en estas aguas varían entre $23,5$ y $25,6$ °C y el coeficiente de variación de la temperatura es del orden de $0,8$ %. Estas características indican un mayor y más profundo recorrido subterráneo de estas aguas hasta su emergencia. Tienden a alcanzar el equilibrio con respecto a la calcita (Figura 4.3b) y la dolomita, pero se encuentran insaturadas con respecto al yeso.

Grupo 7 -Está formado por flujos intermedios que drenan acuíferos confinados constituidos por materiales de varias litologías (mezcla). Presentan temperaturas moderadamente calientes ($26,3 \pm 2,1$ °C), el pH varía desde neutro a alcalino ($7,35 \pm 0,18$), generalmente altos contenidos de CO_2 ($40,1 \pm 14,4$ mg/L) y H_2S disueltos ($26,1 - 196,9$ mg/L). Las concentraciones de Cl ($25,7 \pm 14,0$ mg/L) y de SST (715 ± 241 mg/L) son también relativamente más altas, aunque la concentración de SO_4^{2-} no es muy grande ($22,8 \pm 14,8$ mg/L). Estas aguas exhiben altos potenciales redox negativos (-238 a -325 mV) y bajos contenidos de O_2 disuelto ($1,2 - 2,7$ mg/L).

Su composición es de tipo HCO_3^- -Mixtas siendo los cationes más relevantes: Ca^{2+} , Na^+ y Mg^{2+} (Tabla 2), en proporciones dependientes del aporte diferenciado de las areniscas, las calizas y las serpentinitas respectivamente. En las emergencias tienden a encontrarse saturadas con respecto a la calcita (Figura 4.3b) y la dolomita e insaturadas con relación al yeso.

Grupo 8 -Está representado por flujos intermedios que drenan esquistos, areniscas y calizas de la Fm. San Cayetano. Estas aguas (Tabla 2) poseen relativamente altas temperaturas ($27,8 \pm 2,9$ °C), pH alcalino ($8,00 \pm 0,69$),

relativamente bajo contenido de CO_2 ($20,0 \pm 19,8$ mg/L) y altas concentraciones de H_2S ($21,6 - 87,0$ mg/L). Los contenidos de Cl ($125,3 \pm 67,1$ mg/L), sulfato ($86,5 \pm 49,4$ mg/L) y SST (1.336 ± 87 mg/L) de estas aguas son más altos que los de las aguas anteriormente descritas. Presentan muy altos valores negativos de potenciales redox (-238 a -325 mV) y bajos contenidos de O_2 disuelto ($1,2 - 2,7$ mg/L). Las facies hidroquímicas más comunes son HCO_3^- -Na y HCO_3^- -Na>Cl. Debido a su recorrido relativamente profundo, estas aguas extraen el Na^+ de los aluminosilicatos en virtud de las relativamente elevadas temperaturas alcanzadas en su descenso. En forma similar también adquieren altos contenidos de SiO_2 . Al igual que en el caso anterior, las aguas tienden a la saturación con respecto a la calcita (Figura 4.3b) y la dolomita, y a la insaturación con relación al yeso, lo cual es indicativo de un efecto poco acentuado del ciclo hidrológico sobre las mismas.

Grupo 9 -Esta integrado por flujos regionales que drenan acuíferos confinados constituidos por calizas de la Fm. Artemisa e interactúan con los materiales de los depósitos confinantes, compuestos principalmente por esquistos y areniscas de la Fm. San Cayetano, así como con rocas ultrabásicas de la Asociación Ofiolítica. Estos flujos están asociados a la falla Pinar y otras transversales a la misma, en las cercanías de San Diego de los Baños. Las aguas de este grupo (Tabla 2) poseen relativamente altas temperaturas ($38,7 \pm 6,5$ °C) y sus pH se encuentran cercanos a la neutralidad ($7,24 \pm 0,28$), el contenido de gases disueltos es relativamente alto (CO_2 , $42,7 \pm 13,0$ mg/L; y H_2S , $7,9 - 38,5$ mg/L). La concentración de Cl disuelto es alta ($38,7 \pm 11,3$ mg/L), y los contenidos de SO_4^{2-} ($1300,2 \pm 449,4$ mg/L) y los SST son los mayores encontrados (2.209 ± 607 mg/L). El valor de Eh es altamente negativo (-254 a -325 mV) y el O_2 disuelto es bajo ($2,1 - 2,7$ mg/L).

En su recorrido alcanzan grandes profundidades, lo cual se evidencia por las relativamente altas temperaturas, así como los elevados contenidos de cloruro, sulfato, magnesio, sodio y potasio. Las facies hidroquímicas presentes son: SO_4 -Ca, SO_4 > HCO_3^- -Ca y SO_4 -Ca>Na. Por lo general se encuentran saturadas con respecto a la calcita (Figura 4.4) y la dolomita, y muy cerca de la saturación con respecto al yeso.

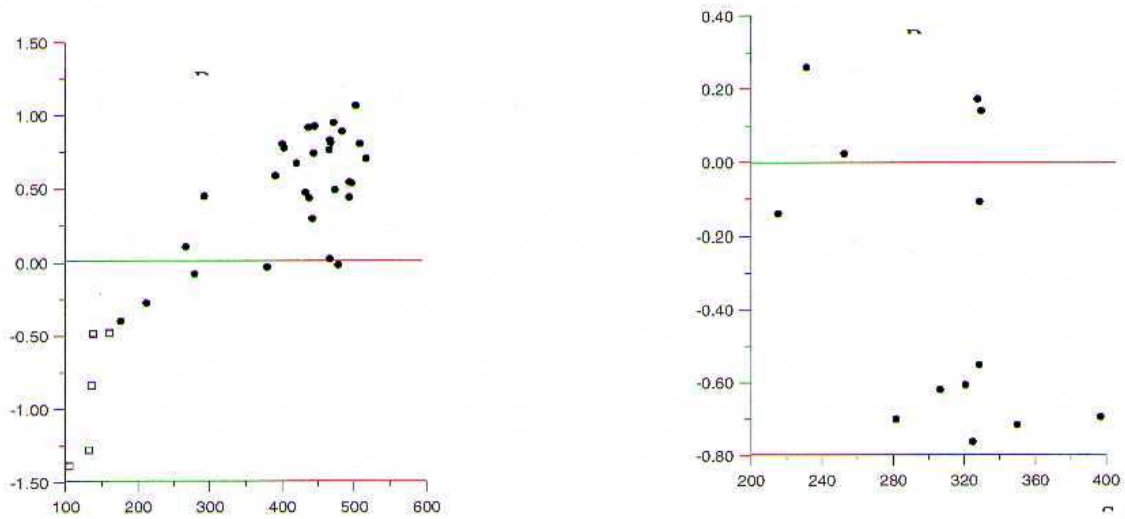


Figura 4.1 - Valores de RSC en función de los SST. (a): Flujos locales que drenan esquistos y areniscas de la Fm. Manacas; (b): Flujos locales que drenan rocas ultrabásicas de la Asociación Ofiolítica.

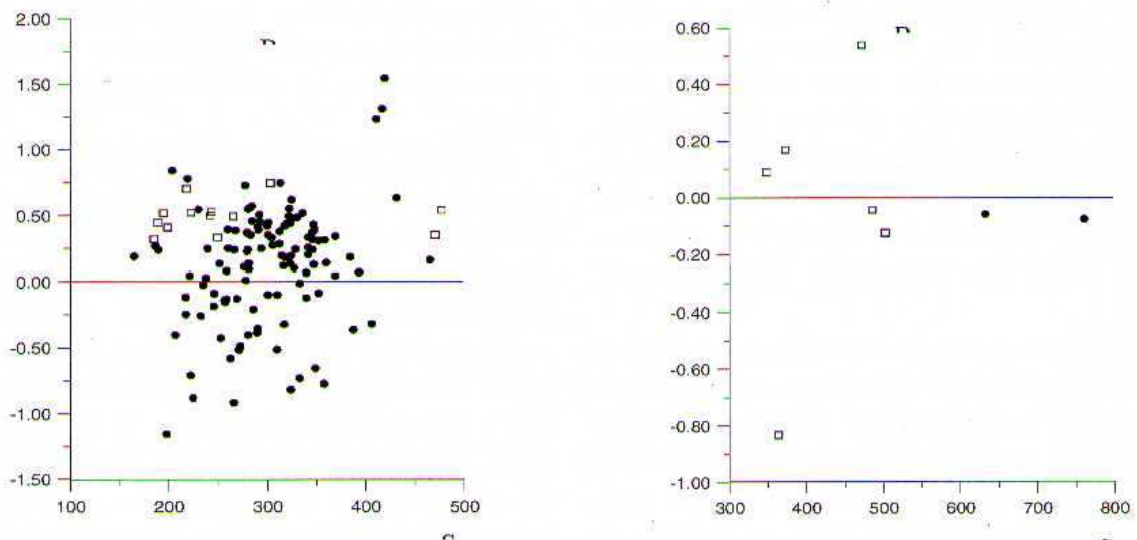


Figura 4.2 - Valores de en función de los SST. (a): Flujos locales que drenan calizas de la formación Guajabón; (b): Flujos locales e intermedios que drenan calizas de la Fm. Sierra Azul e interactúan con sedimentos de la Fm. Cacarajícara

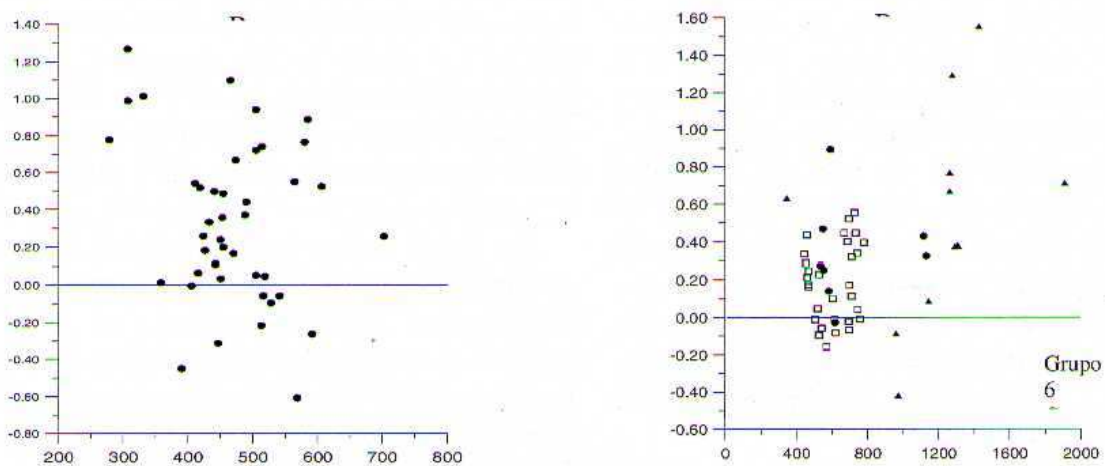


Figura 4.3 - Valores de RSC en función de los SST. (a): Flujos locales que drenan calizas de la Fm. Artemisa; (b): Flujos intermedios que drenan calizas de la Fm. Artemisa (Grupo 6); sedimentos constituidos por mezclas de rocas (grupo 7) y areniscas de la Fm. San Cayetano (Grupo 8).

Tabla 2 - Valores medios de la composición química de las aguas muestreadas en la Sierra del Rosario

N°	Grupo	Sub-grupo	T (°C)	Eh (mv)	pH	O ₂	CO ₂	SiO ₂	H ₂ S	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	TDS	Ref
1	4	LL	22,2		7,04		2,2	0	0	12,2	5,7	0,0	0,8	4,5	4,8	0,5	24	1
2	5	1	24,5		7,39		4,7	8,6	0	84,6	12,1	2,9	15,5	3,8	15,0	0,5	133	1
3	31	2	23,1		7,78		1,9	14,7	0	277,6	21,0	8,4	54,4	10,7	37,4	1,3	412	1
4	17	2	23,3	156	8,35	8,4	2,3	18,8	0	236,2	16,6	8,9	5,2	44,7	15,4	0,4	329	1
5	21	1	21,7		8,17		1,4	7,4	0	156,4	16,8	5,4	47,0	4,2	10,2	0,2	240	1
6	14	3	22,1		7,62		9,7	4,6	0	256,7	15,0	2,6	68,8	6,9	15,5	0,2	366	1
7	94	3	22,7		7,54		8,2	4,5	0	197,2	15,2	10,1	55,9	5,4	14,0	0,4	298	1
8	6	4	23,1		7,11		41,5	5,9	0	280,1	20,0	16,7	79,4	8,5	18,6	0,6	424	1
9	2	2	25,8	-174	7,02	5,5	50,3	12,1	8,1	364,6	30,3	67,0	101,4	12,3	48,3	1,5	625	1
10	35	1	23,3	-238	7,32	1,6	24,5	5,1	0	309,5	17,9	34,1	92,8	6,6	22,9	0,7	486	1,2
11	4	2	19,2	91,7	8,52	5,7	0,0	4,1	0	174,7	14,6	20,2	65,3	6,2	9,3	0,0	306	1
12	28	6	24,6	-228	7,18	1,2	61,0	11,3	9,2	395,7	37,8	30,5	110,9	13,9	32,5	1,1	622	1
13	9	7	26,3	-327	7,35	1,8	40,1	34,6	56,2	493,5	25,7	22,8	83,6	31,2	56,5	1,7	715	1,2
14	1	1	25,0		8,00		0,0	12,0	0	192,6	17,0	34,6	8,0	3,7	86,0	2,7	345	2
15	12	2	27,8	-317	8,04	1,2	20,0	26,6	67,7	742,4	125,3	86,5	36,9	17,3	317,5	9,8	1336	1,2
16	93	9	38,9	-300	7,25	2,5	42,7	22,0	26,0	245,2	37,5	1300	456,6	50,9	119,2	5,6	2209	1,2,3

1): Agua de lluvia, Ll; 2): Grupo 1, subgrupo 1: Arroyo La Sed; pozo Minero; 3) Grupo 1, subgrupo 2; manantial Fluoresceina; resurgencia Mamey; 4) Grupo 2: manantiales de los arroyos Cajalbana 1, Cajalbana 2, Cajalbana 3, Cajalbana 4 y Cajalbana 5; 5) Grupo 3, subgrupo 1: Cuevas Lechuza, Mamey, Ancón y Canilla; 6) Grupo 3, subgrupo 2: Manantiales Macagua, Cuchillas de Sagua, Mamey, Mineros y Conuco de la Bija; 7) Grupo 3, subgrupo 3: resurgencia Canilla; resurgencia Ancón; resurgencia Ancón 2; manantial Fermado; manantial La Curra; 8) Grupo 4, subgrupo 1: manantiales Lucas 1, Lucas 2, Lucas 3 y Cacajárcara no sulfuroso; 9) Grupo 4, subgrupo 2: manantial Cacajárcara sulfuroso; 10) Grupo 5, subgrupo 1: Manantiales Caimito, Mil Cumbres no sulfuroso, El Perdido (El Sitio), Kíquere, Recogedor, Batea, San Marcos, Cuatro Caminos, Julio Carmona; Majagua y San Juan no sulfuroso; pozos P-2 (90 m) y P-3 (173 m); 11) Grupo 5, subgrupo 2: resurgencias Taco Taco y Bacunagua; 12) Grupo 6: manantial La Pastora; manantial Pedernales; pozo Pedernales; pozo El Brocal; manantial San Juan Sulfuroso; 13) Grupo 7: pozo P-13; manantial Martín Mesa; manantial Soroa; pozo El Sitio; 14) Grupo 8, subgrupo 1: pozo P-3 (40 m); 15) Grupo 8, subgrupo 1: manantial Mil Cumbres sulfuroso; pozo P-4; manantial Rancho Mar; 16) manantiales Azufre (Sal y Cruz), El Tigre, El Templado, La Gallina, M-1 Bermejales, Cueva Portales; pozos P-1, P-12, P-17, P-19 well; P-4 (145-195 m), P-1 (0-23 m), P-1 (120-200 m), P-1 (120-281 m) y P-1 (237-320 m).

La ausencia de yeso en los sedimentos tanto de las formaciones carbonatadas como no carbonatadas de la Sierra del Rosario, al menos hasta donde alcanzan las aguas, sugiere que la fuente de sulfato la constituyen las piritas, las que al reducirse originan el H_2S . El relativamente alto contenido de este gas en las aguas pudiera deberse a que las mismas alcanzan la falla Pinar donde interactúan con los esquistos y areniscas de la Fm. San Cayetano antes de surgir por los manantiales. Como se hace referencia en la literatura, los esquistos son ricos en piritas (APPELO; POSTMA, 1993). Sin embargo, las propias calizas de la Fm. Artemisa son fétidas (huelen a sulfhídrico cuando se les tritura) y pueden tener H_2S ocluido, tal como fue demostrado por ÉMBIL (1947). Otra fuente de este gas pudiera atribuirse a la propia materia orgánica presente en los sedimentos. Para esclarecer el origen del sulfhídrico en estas aguas será necesario aplicar técnicas isotópicas en el futuro.

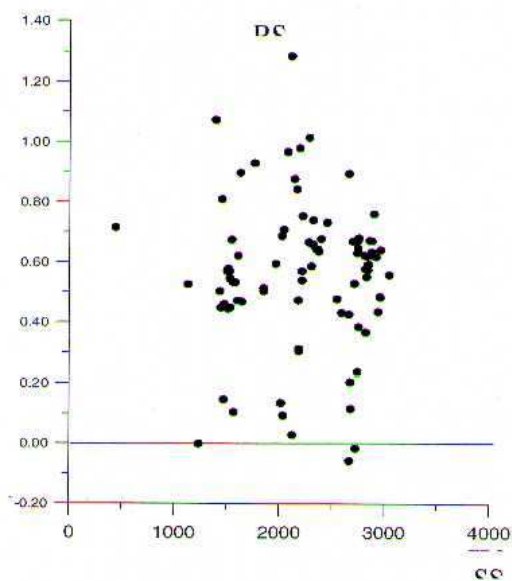


Figura 4.4 -Valores de RSC en función de los SST. Flujos intermedios y regionales que drenan calizas de la Fm. Artemisa e interactúan con otras litologías

Los procesos microbiológicos que producen CO_2 , reducción de sulfato y oxidación de piritas son más intensos en los flujos intermedios y regionales, originando una disolución adicional de minerales carbonatados. La posición que ocupan los diferentes tipos de aguas en el diagrama de estabilidad Eh-pH se muestra en la figura 5. Mientras que los flujos locales aparecen distribuidos en el campo de estabilidad del SO_4^{2-} ,

los flujos intermedios y regionales aparecen en los campos de Fe_2S , H_2S y HS^- .

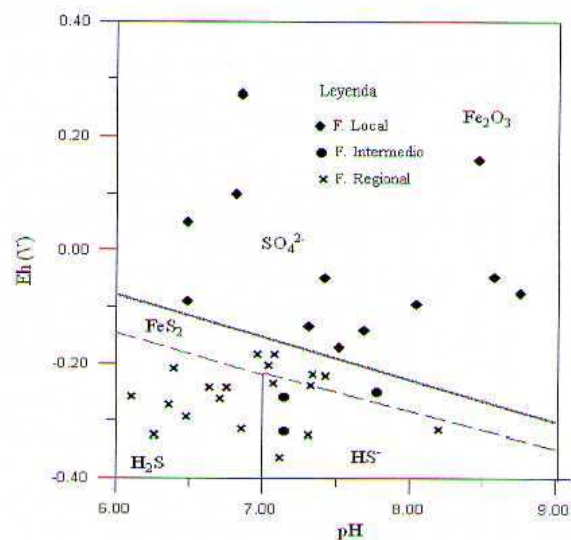


Figura 5 - Diagrama de estabilidad Eh-pH

Origen de la composición química del agua

Mediante la aplicación de la modelación hidrogeoquímica (FAGUNDO SIERRA et al., 2001), se determinó que los principales procesos geoquímicos que explican la composición química del agua que circula por carbonatos son: disolución congruente de calcita, dolomita y halita, y en menor medida, disolución incongruente de albita y microclino. Los procesos redox observados implican oxidación de piritas y reducción parcial de sulfatos; así como procesos de generación biogénica de CO_2 y de precipitación de sílice, especialmente en la zona más profunda.

Los principales procesos geoquímicos que explican la composición química del agua que circula por formaciones silíceas son: disolución de serpentina, albita, microclino y anorthita, así como disolución de halita y oxidación de piritas. La serpentina intemperiza en mayor proporción en la zona menos profunda de las fracturas en las rocas ultrabásicas y en la más profunda de las desarrolladas en areniscas. Por el contrario, el intemperismo de los silicatos es más intenso a mayor profundidad, donde tienden a ser más intensos los procesos geoquímicos formadores de SO_4^{2-} y H_2S en las zonas intermedia y profunda. El sistema hidrotermal más típico de la región es el de San Diego de los Baños-Bermejales (30-46 °C). La composición química del agua mineral del sistema se origina mediante un proceso de mezcla de tres miembros extremos de composición HCO_3^- -Ca, HCO_3^- -Na y SO_4 -Ca (FAGUNDO et al.,

2001a), procedentes los dos primeros de flujos desarrollados en caliza y meta-sedimentos, respectivamente, y un tercero derivado posiblemente de la sierra vecina, Los Organos, que está representada por un flujo de agua más mineralizado y caliente que el regional arriba descrito. Esta mezcla produce modificaciones en la composición química (Figura 6) debido a procesos geoquímicos complejos, principalmente:

disolución de halita y dolomita, precipitación de calcita, transferencia de masa entre caolinita y albita y caolinita y microclina, oxidación de pirita, reducción de sulfato, formación de azufre a partir de H_2S , precipitación de cuarzo y liberación de CO_2 al medio. Es menos frecuente encontrar disolución de calcita y disolución incongruente de albita y microclino.

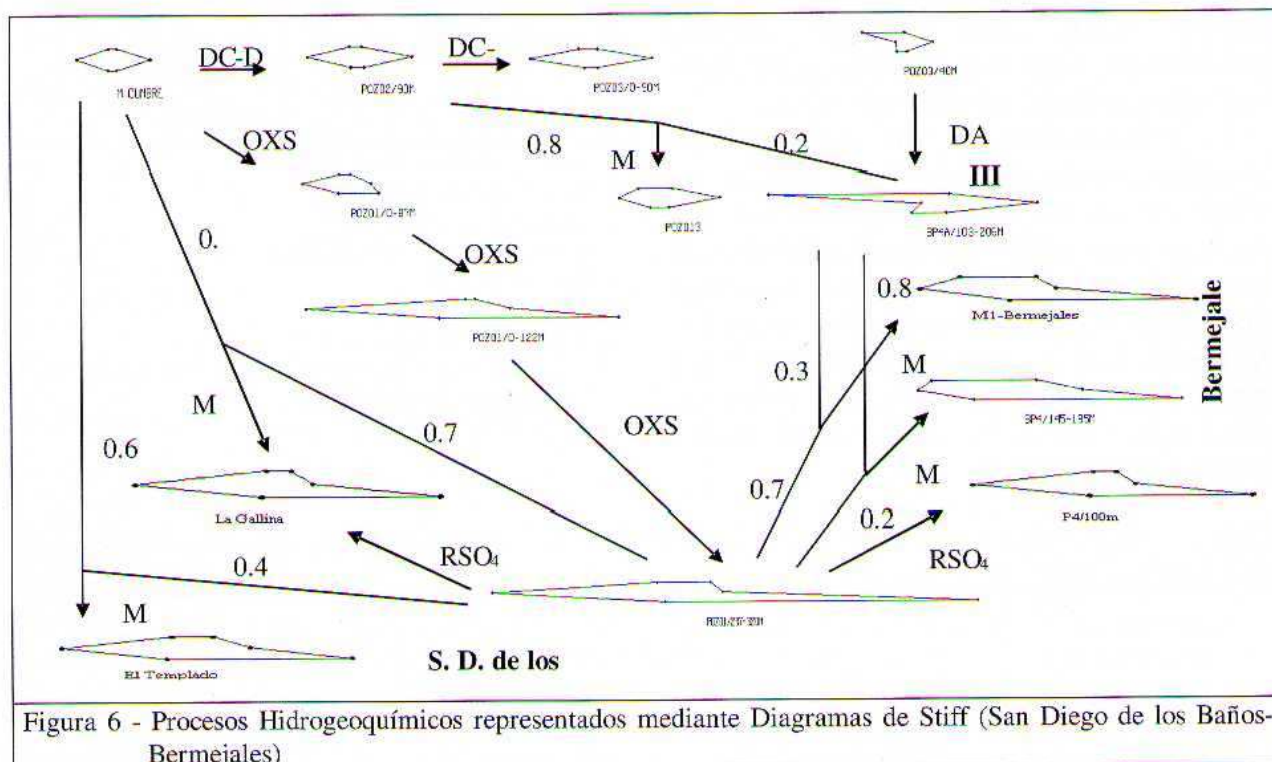


Figura 6 - Procesos Hidrogeoquímicos representados mediante Diagramas de Stiff (San Diego de los Baños-Bermejales)

Variación de la temperatura y la mineralización

La temperatura del agua depende de las condiciones climáticas y geotermales de la región, así como de la capacidad del flujo de agua de transportar el calor. La temperatura de las aguas subterráneas ha sido usada como un indicador del tipo de flujo (TÓTH, 1995; CARRILLO-RIVERA et al., 1996) lo cual ha permitido asociar las aguas subterráneas con temperaturas anormalmente altas con flujos regionales, y las bajas temperaturas con flujos de naturaleza local. La temperatura del agua subterránea y los resultados de los análisis químicos de las muestras, cuando se relacionan con el cuadro geológico, sugiere un control de la litología y de la estructura geológica sobre la composición física y química observada.

Desde la perspectiva del movimiento del agua subterránea, los sistemas kársticos en Cuba son muy dinámicos en términos de tiempo de recorrido, lo cual implica un flujo rápido y baja

capacidad de almacenamiento. Esto se refleja localmente por la producción de contrastantes cambios en la temperatura estacional de este tipo de fuente (grupo 3). Se observa así temperaturas en las aguas entre 18 a 24,2 °C entre el invierno y el verano respectivamente en las aguas que drenan las calizas de la Fm. Guajabón. Esta diferencia de temperatura es más drástica en las aguas que drenan los sedimentos de la Fm. Manacas, donde se han reportado valores desde 17,8 hasta 28,4 °C (FAGUNDO et al., 1993), lo cual sugiere un menor tiempo de residencia y de capacidad de almacenamiento que la Formación Guajabón.

Un comportamiento similar se observa en las aguas someras que drenan los sedimentos ultrabásicos (grupo 2) y el resto de las formaciones calcáreas (grupos 4 y 5). Las que alcanzan mayores profundidades en su recorrido subterráneo presentan, por lo general, mayores temperaturas en las emergencias que las aguas subterráneas someras. Sin embargo, en las aguas

que tienen un recorrido intermedio (grupo 6), no se distingue una dependencia marcada de la temperatura con la profundidad, por lo que es más útil utilizar la temperatura media de los meses más fríos en Cuba (noviembre-marzo) que la temperatura absoluta para inferir el carácter más profundo del agua (FAGUNDO et al., 1997). Otro método complementario consiste en tomar el valor del coeficiente de variación de la temperatura (Tabla 3), el cual es más pequeño en aquellas aguas que alcanzan mayores profundidades y por tanto se encuentran menos sometidas a la acción del ciclo hidrológico.

La mineralización de las aguas en las emergencias depende de la litología drenada, del tiempo de residencia, de la profundidad que alcanza el agua subterránea y de las condiciones en que el CO₂ es disponible por el agua en el acuífero (condiciones de sistema abierto, cerrado o mixto). A medida que el agua alcanza una mayor profundidad y sigue una trayectoria subterránea más larga, incrementa su contenido de minerales y gases disueltos (Tabla 4)

Tabla 4. Variación algunas propiedades físico-químicas de las aguas del pozo P-1 (San Diego de los Baños) con la profundidad (Peláez and others, 1990).

Intervalo de profundidad (m)	T (°C)	CO ₂	H ₂ S	SiO ₂	SO ₄ ²⁻	SST
0 - 87	26,0	10,0	0,0	14,0	156,0	440,0
80 - 120	31,0	22,0	9,0	18,1	732,5	1376
120 - 200	36,2	22,0	9,0	20,0	1058,1	1870
240 - 280	44,0	27,0	28,5	24,0	1731,0	2955
237 - 320	46,0	38,0	39,7	26,7	1972,0	3331

En la tabla 4, se observa como varía la temperatura y algunos contenidos iónicos y gaseosos en las aguas del pozo P-1, localizado en las cercanías del Balneario San Diego de los Baños. Las aguas que proceden de mayor profundidad (237-320 m), al arribar a la superficie experimentan una apreciable variación de su temperatura (46,0 °C) y contenidos de dióxido de carbono (38,0 mg/L), sulfuro (39,7 mg/L), sílice (26,7 mg/L), sulfato (1972,0 mg/L) y SST (3331 mg/L) con respecto a las aguas superficiales de 26,0 °C y 10,0; 0,0; 14,0; 156,0 y 440 mg/L, respectivamente.

En general, estas aguas al salir a la superficie pierden parte de los gases disueltos, experimentando cambios en el pH y el potencial de oxidación-reducción, originándose

recombinaciones iónicas y precipitación de minerales, lo que da lugar a una disminución de su mineralización original.

Tabla 3 - Fluctuación estacional de la temperatura y de los minerales disueltos (SST) en algunas aguas de la Sierra del Rosario.

N°	Grupo	N	T	VC _T	SST	VC _{SST}
1	2	28	23,3	9,0	407	26,4
2	3	39	22,6	1,9	271	14,0
3	3	38	22,7	1,1	305	13,1
4	5	18	22,7	0,9	438	7,7
5	9	30	45,8	0,5	2811	3,2

1: Sumidero Mamey (No 3 en Tabla 1)

2: Manantial Ancón (No 7)

3: Resurgencia Canilla (No 7)

4: Manantial Mil Cumbres (No 10)

5: Pozo P-1 (No 16)

N: Numero de datos

T: Temperatura media anual (°C)

SST: Valor medio de los sólidos solubles totales (mg/L)

VC: Coeficiente de variación (%)

CONCLUSIONES

El procesamiento mediante modelos estadísticos, químico-físicos e hidrogeoquímicos de 376 datos de análisis químico de aguas muestreadas en la Sierra del Rosario entre 1984 y

2004, permitió establecer el comportamiento geoquímico de nueve grupos de aguas seleccionados previamente sobre la base de los diferentes medio ambientes geológicos drenados. Las características de los diferentes flujos (locales, intermedios y regionales) y sus interacciones con los materiales acuíferos (calizas, rocas ultrabásicas y esquistos y areniscas) fueron interpretadas a partir de los parámetros químico-físicos y otros índices geoquímicos relacionados con el equilibrio de las aguas respecto a los minerales calcita, dolomita y yeso.

En general, se encontró que las aguas de corto recorrido (flujos locales), poseen en sus emergencias temperaturas frías, un ambiente oxidante (altos valores de Eh y O₂ disuelto), pH neutro (carbonatos) o alcalino (rocas ultrabásicas, esquistos y areniscas), bajo contenido de CO₂ y de minerales disueltos, así como ausencia de H₂S. Durante el año las aguas suelen estar unas veces insaturados con respecto a la calcita y la dolomita (períodos lluviosos), mientras que en otras ocasiones se encuentran saturadas con respecto a la calcita y la dolomita (períodos secos).

Las aguas con un más largo y profundo recorrido subterráneo (flujos regionales), por el

contrario, poseen en sus emergencias temperaturas relativamente altas, un ambiente reductor (bajos valores de Eh y O₂ disuelto), un pH ácido o neutro, elevados contenidos de gases disueltos (CO₂, H₂S, Rn), así como de macro (Cl⁻, SO₄²⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, SiO₂) y microcomponentes (F, Li, Sr), cuyas proporciones recíprocas varían en dependencia del material acuífero y de las capas menos permeables con las cuales interactúan. Tienden a encontrarse saturadas o sobresaturadas con respecto a la calcita y la dolomita y cerca de la saturación respecto al yeso.

Las aguas con un recorrido de extensión y profundidad intermedio entre las dos anteriores (flujos intermedios) poseen parámetros químico-físicos e índices geoquímicos cuyas magnitudes son intermedias entre ambos tipos de aguas.

Todas las aguas procedentes de diferentes tipos de acuíferos en la Sierra del Rosario, que emergen desde diferentes profundidades son de origen meteórico.

Mediante la metodología empleada quedó demostrado, que en la Sierra del Rosario, la litología y estructura locales, controlan el modo en que las aguas adquieren su composición química.

REFERÊNCIAS

- APPELO, C.A.J.; POSTMA, D. **Geochemistry, Groundwater and Pollution**. Ed. Balkema, Rotterdam, Netherlands, 1993.
- APHA **Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater**. 17 ed: APHA, AWWA, WPCF. Washington, 1989.
- CARRILLO-RIVERA, J.J; CARDONA, B.; MOSS, D. Importance of the vertical component of groundwater flow: a hydrogeochemical approach in the valley of San Luis Potosí, México. **Journal of Hydrology**, n 185: p 23-44, 1996.
- ÉMBIL, J. El ácido sulfhídrico de las aguas medicinales de San Diego de los Baños y su posible relación con las calizas fétidas de donde brotan. **Archivos del Instituto Nacional de Hidrología y Climatología Médicas**, Año I, n 4, 17-20, 1947.
- ERGOROV SV, LUEGE, JR. (1967) **Hidrogeología de Cuba**. Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos e Instituto Cubano de Recursos Minerales. La Habana.
- FAGUNDO, J.R.; RODRÍGUEZ, J.E.; PAJÓN, J.M.; FRANCO, E.; BENÍTEZ, G.; RODRÍGUEZ, A.C.; GÜERÓN, J.; ABELLÓ, I. **Caracterización hidroquímica de las aguas del Pan de Guajaibón y otras áreas cársicas cercanas a la Sierra del Rosario**. Libro de Comunicaciones. Ed.: Univ. Jaime I, Castellón (España): 43-53, 1993.
- FAGUNDO, J.R.; RODRÍGUEZ, J.E. Contribución al conocimiento hidrodinámico de los sistemas cársicos del Pan de Guajaibón y la meseta del Guaso a partir de datos hidroquímicos durante las crecidas. En: **El Karst y los acuíferos Kársticos, ejemplos y métodos de estudio**. Ed.: A. Pulido-Bosch, J.R. Fagundo J. Rodríguez, Univ. Granada (España), p 119-135, 1995.
- FAGUNDO, JR.; RODRÍGUEZ, JE.; FERRERA, V.; GONZÁLEZ, P. Geoquímica de acuíferos cársicos de la Sierra del Rosario, Pinar del Río, Cuba. En: Arellano, DM y Gómez-Martín, Ed. **Investigaciones Hidrogeológicas en Cuba**: LANKOPY, SA, Bilbao (BI-2133-97). p 135-149, 1997.
- FAGUNDO, J.R.; RODRÍGUEZ, J.E.; VEGA, J., PAJÓN, J.E. Estudio del desarrollo de la carsificación a partir de las respuestas naturales en las emergencias. En: **Memorias Geología y Minería '98**. Ed.: Centro Nacional de Ingeniería Geológica, I.G.P., La Habana, p 215-218, 1998.
- FAGUNDO, J.R.; GONZÁLEZ, P.; SUÁREZ, M.; FAGUNDO-SIERRA, J.; SÁNCHEZ, L.; PEÑA, B.; MELIÁN, C. Origen de la composición química de las aguas del sistema hidrotermal San Diego de los Baños-Los Bermejales, Pinar del Río. En: **Memorias del VII. Taller de la Cátedra de Medio Ambiente: ISCTN, La Habana**. ISBN 959-7136-13-9, 2001a.
- FAGUNDO, J.R.; GONZÁLEZ, P.; SUÁREZ, M.; SÁNCHEZ, L.; PEÑA, B. Estimación de la temperatura de los acuíferos profundos del Sistema Hidrotermal San Diego de los Baños-Bermejales. IV Congreso de Geología y Minería, Ingeniería Geológica e Hidrogeología, **Memorias GEOMIN 2001**, ISBN 959-7117-10-X, 10 pp, 2001b.
- FAGUNDO J.R.; GONZÁLEZ, P.; SUÁREZ, M.; FAGUNDO-SIERRA, J.; MELIÁN, C.; ALVAREZ, E. **HIDROGEOQUIM**. Contribución a la Educación y Protección Ambiental. Vol. 6 ISBN 959-7136-24-4, 2005.
- FAGUNDO-SIERRA, J.; FAGUNDO, J.R.; GONZÁLEZ, P.; SUÁREZ, M. **Modelación de las aguas naturales**. Contribución a la Educación y Protección Ambiental. v 2: ISCTN, La Habana 2001. ISBN 959-7136-13-9, 2001.
- FRANCO, E.; FAGUNDO, J.R.; PAJÓN, J.M.. Resultados de los estudios hidroquímicos realizados en el Pan de Guajaibón en el período Enero 28 a Febrero 17 de 1986. **Revista Ciencias de la Tierra**, n 11, 17 pp, 1987.
- GONZÁLEZ, P.; SUÁREZ, M.; BENÍTEZ, G.; RAMÍREZ, J.; FAGUNDO, J.R. **Caracterización de aguas minerales de algunos yacimientos del país**. Le Monde du Thermalisme. Ed. L'Organisation Mondiale du Thermalisme (O.M.Th). París (Francia), p 14-15, 2000.
- GONZÁLEZ, P., LLERENA, M.; SUÁREZ, M.; FAGUNDO, J.R.; MELIÁN, C.; LUNA, B.; HERRERA, I. **Sectorización de las aguas naturales y mineromedicinales de las montañas de la Sierra del Rosario y las Alturas del Mariel**. Contribución a la Educación y Protección Ambiental. v 2: ISCTN, La Habana 2001. ISBN 959-7136-13-9, 2001.
- KRAWCZYK, W. **Methods of field analytic of karst water**. In: **Hydrochemical methods in dynamic geomorphology**. Scientific Works of Silesian University in Katowice, Katowice, (1254), p 65-83, 1992.

- PELÁEZ, R.; OLIVARES, M.; NÚÑEZ, M. del C.; VALDIVIA, M. **Informe sobre la búsqueda detallada y exploración orientativa de las aguas minero-medicinales San Diego Bermejales.** Ministerio de la Industria Básica, Centro Nacional del Fondo Geológico, La Habana, Cuba. 159 p, 1990.
- PEÑA, B.; FAGUNDO, J. R.; DELGADO, F.R., ORBERA, L. Caracterización de fuentes minerales en el Distrito Físico Geográfico Pinar del Río, Cuba. IV Congreso de Geología y Minería, Ingeniería Geológica e Hidrogeología, **Memorias GEOMIN 2001**, ISBN 959-7117-10-X, 9 pp, 2001.
- PSZCZOLKOWSKI, A. (1978). Geosynclinal Sequences of the Cordillera de Guaniguanico in Western Cuba, their Lithostratigraphy, Facies Development and Paleogeography. *Acta Geológica Polónica*, 28 (1): 1-96.
- PULINA, M.; FAGUNDO, J.R. **Tropical karst and chemical denudation of western Cuba.** *Geographia Polonica* (Warsow) n 60, p 195-216, 1992.
- RODRÍGUEZ, J.E.; FAGUNDO, J.R.; CUTIÉ, F., CRUZ, C.; FRANCO, E. **Hidrología cársica del macizo del Pan de Guajabón, Sierra del Rosario, Pinar del Río, Cuba, durante el año hidrológico Noviembre de 1984-Octubre de 1985.** Monografía. Ed. Academia, La Habana, 60 pp, 1989.
- RODRÍGUEZ, J.E.; J.R. FAGUNDO, 1995, **Hydrology and dynamics of tropical karst processes in Cuba.** *Studia Carsologica* (Brno) n 6, p 42- 54.
- TÓTH, J. Groundwater as a geological agent. An overview of the causes, processes and manifestations. **Hydrogeology Journal n 7, p 1-14, 1995.**
- TRELLES, F. **Análisis de algunas de las aguas minero-medicinales cubanas estudiadas por este Instituto.** Archivos del Instituto de Hidrología, Climatología Médicas, Año 2, n 2, p 171-184, 1948.
- TÓTH, J. Groundwater as a geological agent. An overview of the causes, processes and manifestations. *Hydrogeology Journal* n 7, p 1-14, 1995.

SISTEMA DE FLUJO DE AGUA SUBTERRÁNEA Y CALIDAD DEL AGUA EN UN ACUÍFERO COSTERO PLANO EN EL NOROESTE DE NICARAGUA

Valeria Delgado¹; Cathryn M. Ryan²; David N. Bethune³

RESUMEN Los Departamentos de León y Chinandega en el noroeste de Nicaragua son regiones agrícolas que estuvieron bajo el cultivo del algodón por casi 30 años. El suministro de agua potable para la población proviene principalmente del agua subterránea. El principal acuífero en la región, es una unidad somera aluvial no confinada (sistema local), subyacente por rocas volcánicas fracturadas (sistema regional). Varios estudios hidrogeológicos y químicos han identificado impactos significativos a la calidad del agua por plaguicidas y nitrato, pero ninguno de estos estudios ha investigado la profundidad del impacto en el acuífero. Pozos de monitoreo fueron instalados a cinco diferentes profundidades en tres sitios a lo largo de la dirección de flujo subterráneo. Muestras de precipitación, agua subterránea y superficial fueron colectadas. El impacto agroquímico en el acuífero fue observado a profundidades de hasta 12 m bajo la tabla de agua en los tres sitios. La composición isotópica confirmó que el agua subterránea se recarga a elevaciones mayores conforme la profundidad se incrementa, aunque el mezclado entre los sistemas local y regional es evidente.

Palabras Clave: agua subterránea, calidad del agua, plaguicidas, impacto agroquímico, acuífero somero

ABSTRACT The Departments of León and Chinandega in northwestern Nicaragua are agricultural regions that were under cotton cultivation for almost thirty years (1950's-1980's), and more recently mainly under sugarcane. Water supply for the population of almost 700,000 inhabitants comes mainly from groundwater. The principal aquifer in the region is a shallow unconfined alluvial unit underlain by fractured volcanic rocks. Several hydrogeological and chemical studies have identified significant water quality impacts by pesticides and nitrate, but none of the studies have investigated the depth of impact in the aquifer. This information is important in order to ensure new potable water supply wells are drilled deep enough and to ensure the unimpacted deeper aquifer is protected in the long-term. Monitoring wells were installed at five different depths at three locations roughly along the groundwater flow direction. Precipitation, groundwater, and surface water samples were collected during two sampling events. Agrochemical impact in the aquifer was observed at depths of up to 12 m below the water table at all three sites and originates mostly from the historical application of pesticides in the cultivation of cotton. Isotope composition confirmed that in general groundwater at increasing depth in the aquifer is recharged at increasingly higher elevations although some mixing of local and regional flow systems is evident. This has important implications in terms of aquifer protection and management strategies.

Keywords: groundwater, shallow aquifer, water quality, pesticides, agrochemical impact

INTRODUCCION

El principal acuífero en la región de León-Chinandega, está ubicado en la planicie aluvial del Pacífico de Nicaragua, con una superficie aproximada de 1.300 km² (Figura 1). El acuífero es una unidad somera aluvial no confinada (en donde se encuentran la mayoría de los pozos), subyacente por material volcánico fracturado (con una minoría de pozos), que proveen todo el suministro de agua potable e irrigación para la región; ya que el agua superficial está contaminada o es escasa.

El monitoreo de pozos de agua, excavados y perforados, indican que los plaguicidas y nitratos han degradado la calidad del agua del acuífero somero a través de la mayoría de la región (Tabla 1)

OBJETIVOS

El principal objetivo de este artículo es una mejor comprensión de la hidrogeología y la degradación agroquímica de la calidad del agua del acuífero de León-Chinandega. Esto se logró a

traves de la instalación de piezómetros a varias profundidades por debajo de la e agua, para medir los gradientes hidráulicos, las concentraciones químicas (especies naturales y contaminantes) y la profundidad de contaminación en el acuífero.

MATERIAL Y MÉTODOS

Selección del sitio

Una pequeña área de estudio (sección transversal A'-A; Figura 1) en la parte central del acuífero fue seleccionada en base a información hidrogeológica reciente, a la actividad agrícola histórica (cultivo de algodón) y reciente, y evaluaciones recientes de plaguicidas en la zona. Se escogieron 3 sitios (B(H), T(M) y P(L); (Figura 1) lejos de fuentes puntuales de contaminación aeródromos, bodegas de agroquímicos) para la instalación de los pozos de monitoreo. En cada sitio, 3 agujeros de 6 pulgadas (150 mm) de diámetro fueron perforados, y 5 pozos fueron instalados

¹Centro para la Investigación en Recursos Acuáticos de Nicaragua (CIRA/UNAN-Managua). (*vdelgadoq@yahoo.com*)

²University of Calgary. ES118 Department of Geology and Geophysics. (*cryan@ucalgary.ca*)

³University of Calgary. International Centre. (*bethuned@ucalgary.ca*)

respectivamente; a diferentes profundidades (Figura 2).

Pruebas de slug se realizaron en las instalaciones, para obtener un estimado de la conductividad hidráulica del material adyacente a la rejilla de los pozos.

Muestreo y Análisis Químicos

Muestras de precipitación, agua subterránea y superficial fueron colectadas para ¹⁸O y ²H; mientras que muestras de agua subterránea y superficial fueron colectadas para iones mayores y menores, bacteriológico completo, y plaguicidas organoclorados y organofosforados.

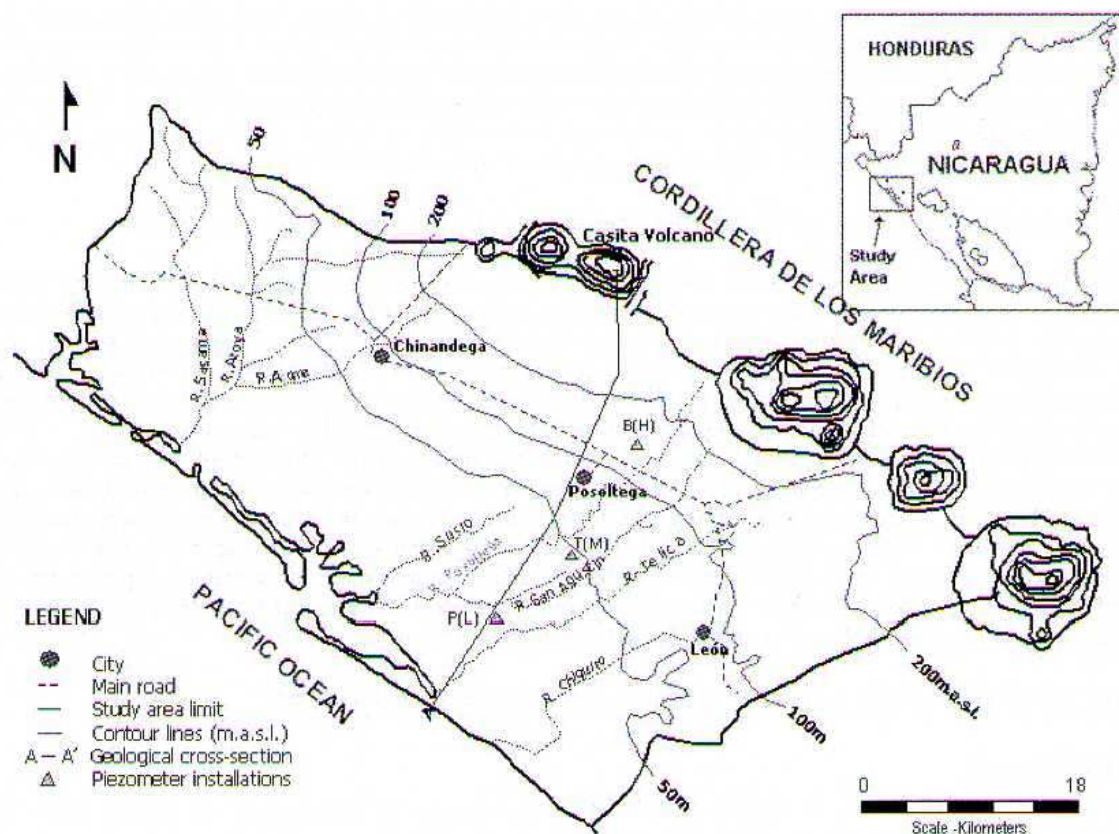


Figura 1 - Área de Estudio

Tabla 1. Resumen de monitoreos de detecciones* de plaguicidas organoclorados y organofosforados, y nitratos por arriba de las guías de calidad del agua potable en pozos de agua Nicaragüenses de estudios previos en León-Chinandega y los Estados Unidos. Porcentaje se encuentra entre corchetes. Desviación Estándar se encuentra entre paréntesis.

Estudio	N	Número de Pozos con Detección de Plaguicidas	% arriba de los estándares de plaguicidas en agua potable EPA	n	Concentración Promedio de NO ₃ -N (mg/L) en Pozos	Número de Pozos con NO ₃ -N (mg/L)**
Alvarez, 1994	63	37 [58,7]	100	n,a,	n,a,	n,a,
Briemberg, 1994	60 ¹	27 ¹ [45] ¹	33,3	n,a,	n,a,	n,a,
INETER/OIEA, 1997	23	23 [100]	100	37	8,4 (11,0)	9 [24,3]
CIRA/IAEA, 1999	70	41 [58,6]	51,4	36	7,5 (9,6)	10 [27,8]
CIRA, 1999	17	13 [76,5]	70,6	17	8,1 (3,4)	7 [41,2]
Centro Humboldt, 2002	9	7 [77,8]	77,8	27	7,0 (3,2)	6 [22,2]
Dahlberg and Odebjer, 2002	23	14 [60,9]	60,9	23	5,5 (4,1)	2 [8,7]

N: número total de pozos muestreados para plaguicidas n: número total de pozos muestreados para nitratos
 n.a.: no analizado, ¹ incluye muestras colectadas en el sistema de distribución, ² pozos domésticos, ³ pozos comunitarios
 n/a = información no disponible
 **"Detección" es definida por arriba del límite de detección del método particular para cada compuesto
 **Por arriba de las guías de agua de la EPA (10 mg/L como Nitrógeno).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Conductividad Hidráulica, Gradientes Hidráulicos, Equipotenciales

La conductividad hidráulica estimada a partir de las Pruebas de Slug, es de baja a moderada, indicando que los materiales superiores en el acuífero aluvial no son altamente conductores o adecuados para un elevado bombeo, pero son adecuados para pequeños pozos domésticos.

Los gradientes hidráulicos verticales, muestran que los pozos someros en los 3 sitios presentan un gradiente descendente, indicando

recarga local. Sin embargo, los pozos profundos tienen gradientes descendente y ascendente, indicando descarga de agua subterránea de flujos más profundos y/o la influencia de capas de baja permeabilidad (Figura 2).

Las equipotenciales indican que el flujo subterráneo sigue aproximadamente el gradiente topográfico fluyendo en dirección SO de la cadena volcánica hacia la costa (Figura 3).

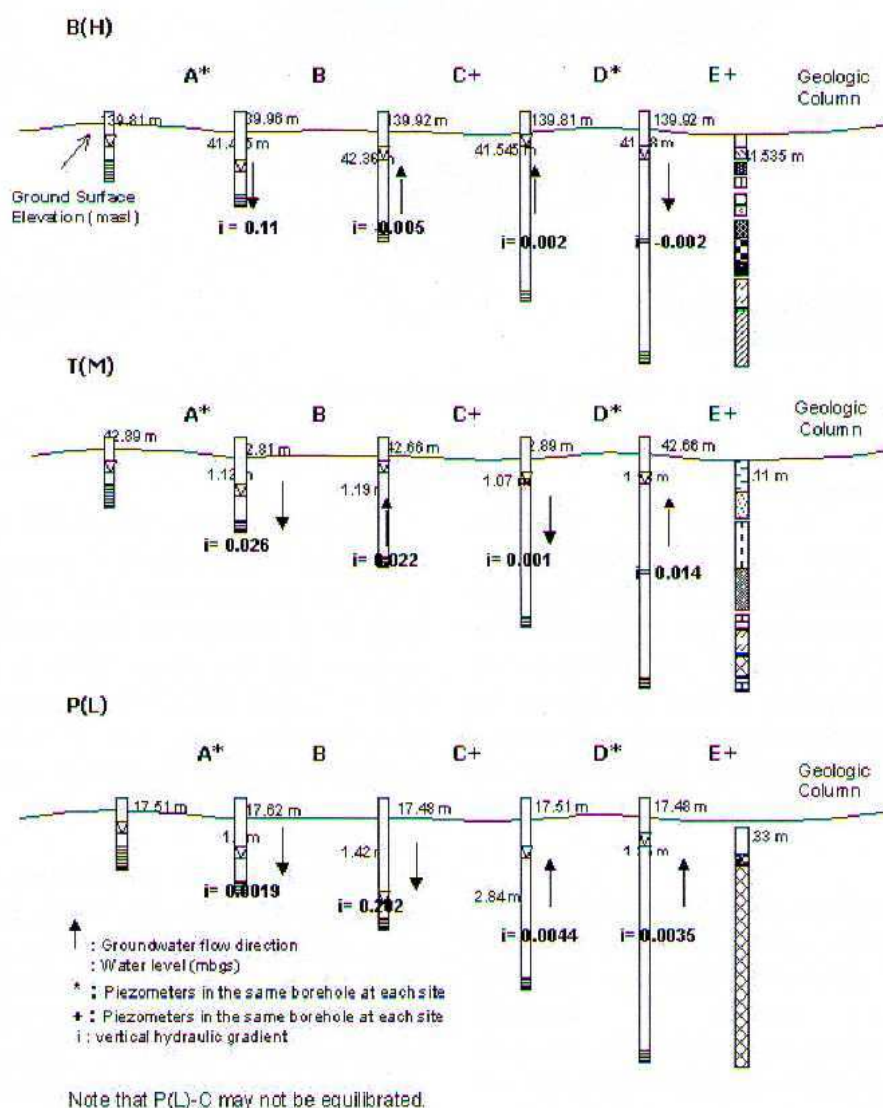


Figura 2 - Diseño y Gradientes Hidráulicos

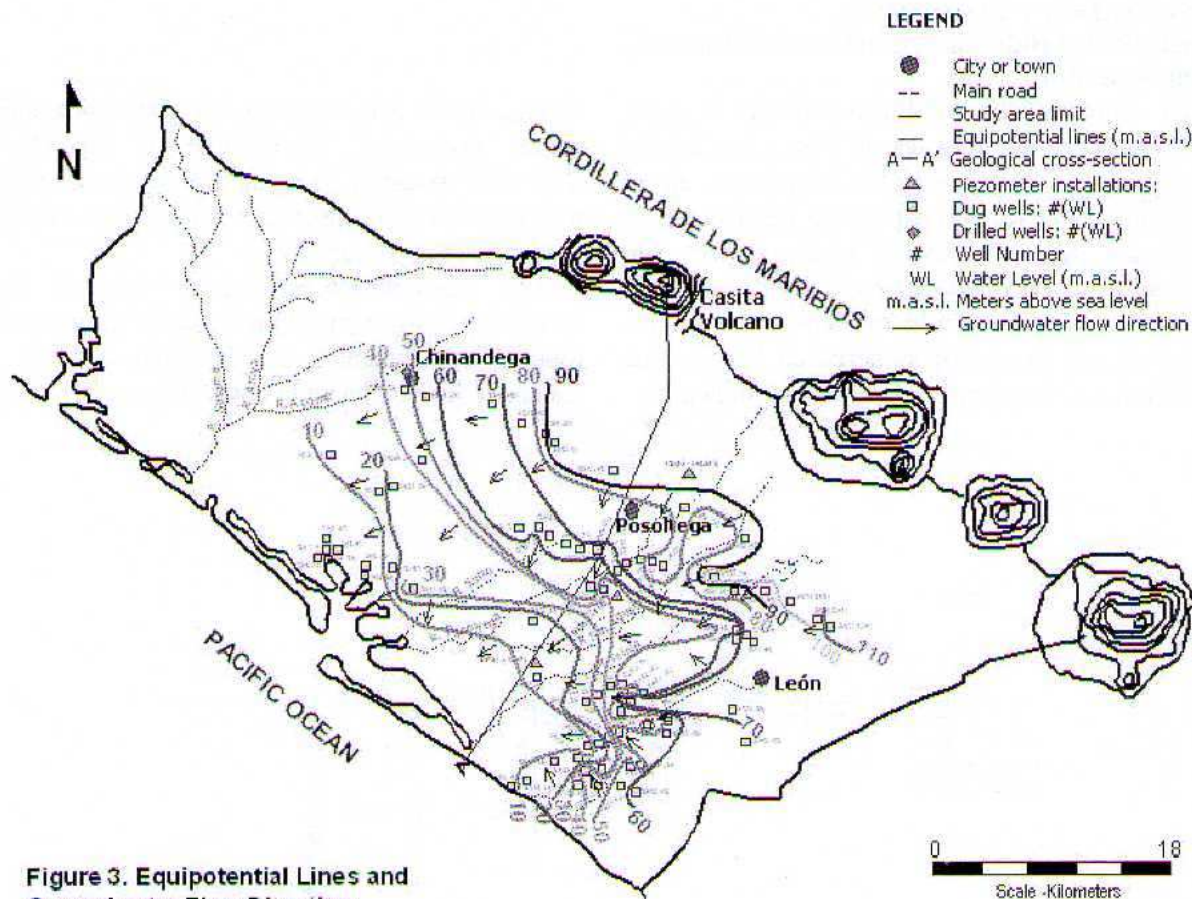


Figure 3. Equipotential Lines and Groundwater Flow Direction

Figura 3 - Mapa de Equipotenciales y Dirección de Flujo

QUÍMICA DEL AGUA

Iones mayores y menores

Indican que el agua se clasifica principalmente como HCO_3^- - Ca^{2+} - Mg^{2+} . Las concentraciones de hierro total en todos los pozos de monitoreo, se encuentran por arriba del valor guía (0,3 mg/L), indicando la influencia de actividad geotérmica. Los valores de sílica en los pozos del T(M) sugieren que el agua subterránea en este sitio tiene un relativo mayor tiempo de residencia, y por lo tanto una mayor interacción agua-roca.

Isótopos: Precipitación y Agua Subterránea

La composición isotópica de muestras de precipitación y agua subterránea a diferentes elevaciones del estudio de PAYNE; YURTSEVER (1974), se combinó con los datos del presente estudio para estimar la elevación a la cual el agua subterránea bajo la planicie es recargada. Los datos muestran que B(H) recarga entre 139 m y 598 m, T(M) entre 42 m y a altitudes mayores de los 1.200 m; y P(L) entre 17 y 1.140 m.

IMPACTOS A LA CALIDAD DEL AGUA

Bacteria

Los pozos fueron muestreado para análisis de coliformes totales y fecales, estreptococos fecales y E. Coli, los resultados indican que los pozos de B(H) no se encuentran impactados por bacteria; mientras que los pozos T(M)-B (537,0, 177,0, 38,0 y 142,0 CFU/100mL; respectivamente) y P(L)-E (25,0, 5,0, 1,0 y 5,0 CFU/100mL; respectivamente) se encuentran impactados.

Plaguicidas

Fueron detectados plaguicidas organoclorados y organofosforados en todos los pozos, con excepción de T(M)-E. Siete organoclorados (γ -BHC, lindano, dieldrín, pp-DDE, endrín, pp-DDD y toxafeno) y 2 organofosforados (fentión, etil-paratión) fueron detectados. Las concentraciones detectadas de dieldrín, pp-DDD y toxafeno están por arriba de las valores guía para agua potable (0,14, 0,83 y 0,73 ng/L, respectivamente; EPA, 1999). Las concentraciones de plaguicidas fueron mucho mayores en P(L)-E.

Mezclado del Sistema de Flujo Regional y Recarga Somera

Es aparente que el agua subterránea en el área de estudio representa una mezcla de los sistemas de flujo regional, intermedio y local. Evidencia de este mezclado está dada por los gradientes hidráulicos verticales, en donde flujos descendentes alternan con flujos ascendentes/descendentes, contribuyendo al mezclado entre los sistemas de agua subterránea local y regional.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Conclusiones

El acuífero de León-Chinandega es por lo general no confinado. La conductividad hidráulica varía entre $1,4 \times 10^{-6}$ a $2,7 \times 10^{-9}$ m/s. Geoquímicamente el acuífero se caracteriza como HCO_3^- - Ca^{2+} - Mg^{2+} ; y es recargado a través de la planicie, incrementándose significativamente con mayor elevación en la cordillera; produciendo un sistema de flujo subterráneo local, intermedio y regional, cuyas fronteras no son distintivas debido al mezclado natural de agua subterránea joven (recarga local) y vieja (recarga regional). El impacto en la calidad del agua subterránea es evidente a través del mezclado de aguas

subterráneas según lo corroboran los valores isotópicos y los gradientes hidráulicos verticales. Evidencia de impactos antropogénicos están dados por parámetros bacteriológicos en T(M) y P(L); los plaguicidas detectados en el agua subterránea en los nidos piezométricos exceden los valores guías para agua potable en T(M) y P(L), más no en B(H).

Recomendaciones

Se recomienda instalar pozos de monitoreo a mayor profundidad, para definir con mayor exactitud la profundidad de los impactos en la calidad del agua. En el presente, el acuífero parece estar contaminado a una profundidad de por lo menos 17 m bajo la superficie del terreno en T(M), pero se desconoce la profundidad del impacto en B(H) y P(L). La contaminación actual no disminuirá o se remediará naturalmente en un futuro cercano (especialmente con los plaguicidas altamente persistentes); así, las estrategias de protección del acuífero deben enfocarse en: a) asegurar que el acuífero somero no se contamine más, y b) protección del aparente aún prístino acuífero profundo.

REFERENCIAS

- ALVAREZ A. Níveis de Contaminação das Águas da Bacia do Rio Atoya por Resíduos de Pesticidas Organoclorados e Organofosforados Aplicados na Cultura do Algodão. Bacia do Rio Atoya, Chinandega, Nicaragua. America Central. MSc. Thesis. Universidade Federal do Para. Belem, 1994.
- BRIEMBERG D J An Investigation of Pesticide Contamination of Groundwater Sources for Urban Water Distribution Systems in the Pacific Region of Nicaragua. Final Report CIDA Awards for Canadians, 1994.
- CENTRO HUMBOLDT Caracterización Hidrogeológica, Hidroquímica, Bacteriológica y de Plaguicidas en las Aguas Subterráneas del Municipio de Posoltega. Managua, Nicaragua, 2002.
- CIRA/IAEA Proyecto ARCAL XXXI. Caracterización de los Acuíferos para la Gestión Sustentable de los Recursos Hídricos Subterráneos en Areas Urbanas. Informe de Nicaragua: Estudio Isotópico y de la Contaminación del Acuífero León-Chinandega, Nicaragua. Final Report, 1999.
- CIRA. Diagnóstico de la Calidad Toxicológica de las Aguas y Suelos y Calidad Bacteriológica de las Aguas del Municipio de Posoltega. Proyección y Efectos Potenciales en la Salud y el Medio Ambiente. Final Report, 1999.
- DAHLBERG C; ODEBJER W. Investigation of Hydrochemical Characteristics and Pesticide Concentrations in Groundwater at Posoltega, León-Chinandega Plains, Nicaragua. A Minor Field Study. MSc. Thesis, Lund University, Lund, Sweden, 2002.
- EPA. National Recommended Water Quality Criteria for Priority Toxic Pollutants. In: **National Recommended Water Quality Criteria** – Correction. EPA 822-Z-99-001, 1999.
- INETER/OIEA Internal Report. **Estudio Hidrogeológico Acuífero de Occidente**. OIEA-INETER. NIC/8/009, 1997.
- PAYNE R.; YURTSEVER Y 1974. Environmental Isotopes as a Hydrogeological Tool in Nicaragua. In: **Isotope Techniques in Groundwater Hydrology** 1974. Proceedings of a Symposium. Vienna, 11-15 March 1974. IAEA-SM-182/19. International Atomic Energy Agency, Vienna, 1974.

USO DE UN MODELO DE FLUJO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS CON RASTREO DE PARTÍCULAS PARA EVALUAR LA VULNERABILIDAD DE UN ACUÍFERO, VITORIA GASTEIZ, ESPAÑA

Jaime Gárfias Soliz¹ y Hilario Llanos Acebo²

RESÚMEN Los humedales del acuífero cuaternario de Vitoria-Gasteiz tienden a desaparecer debido a cambios en el uso del suelo y la intensificación de la agricultura. Por consecuencia, la delineación de líneas de flujo y tiempos de desplazamiento, de fuentes contaminantes hipotéticas hacia áreas críticas, pueden auxiliar a los planificadores en el diseño de la vulnerabilidad del acuífero. Así, en este artículo un modelo de flujo en diferencias finitas (*Flowpath*) fue aplicado al acuífero de Vitoria-Gasteiz para analizar el sistema de flujo dadas las condiciones de bombeo y recarga. Los resultados del modelo de flujo fueron asociados a un modelo de rastreo de partículas para simular los tiempos de desplazamiento de siete sitios hipotéticos de contaminación. Los resultados muestran que, independiente del periodo considerado, el sector Suroeste del acuífero constituye una zona de alto riesgo, especialmente la zona cercana a la localidad de Elorriaga. Los otros puntos alcanzan periodos de desplazamiento mayores, que permiten aplicar acciones de remediación antes de que los frentes de contaminación alcancen los límites de las áreas críticas. Esto podría por lo tanto proporcionar una alternativa útil frente a los modelos de transporte de contaminantes, en casos donde no son aplicables debido a las limitaciones económicas o la falta de información de datos químicos.

Palabras claves: Hidrogeología, modelación de flujo, contaminación, advección, Vitoria-Gasteiz, País Vasco

ABSTRACT Wetlands in the quaternary aquifer of Vitoria-Gasteiz have tend to disappear due to changes in the land uses and agriculture intensification. Therefore, delineation of flowpaths and traveltimes from hypothetical spill sites to critical areas can aid planners in designing the aquifer vulnerability. Thus, in this paper a finite difference groundwater model (*Flowpath*) was used in the aquifer of Vitoria-Gasteiz to analyse groundwater flows given existing pumping and recharge conditions. Groundwater model output was then used with particle tracking model to predict traveltimes from seven hypothetical spills of contaminants. The result shows that, irrespective of the period considered, the southwestern sector of the aquifer constitutes a high-risk zone, especially the zones close to the town of Elorriaga. The other points took longer time periods to be displaced which would permit the application of remedial actions before the pollutant fronts reach the limits of the critical areas. It could therefore provide a useful alternative to contaminant transport models in cases where they are not feasible due to budget constraints or the lack of chemical data.

Keywords: Hydrogeology, flow modeling, contamination, advection, *Flowpath*, Vitoria-Gasteiz, Basque Country

INTRODUCCIÓN

A medida que se utilizan y se contaminan cada vez más los torrentes y las aguas superficiales del globo, se presta mayor atención a los recursos que están en el subsuelo: los acuíferos subterráneos. Según algunos observadores, las aguas subterráneas son el recurso hídrico del mañana. Sin embargo, es necesario tener en cuenta que las aguas subterráneas no son inmunes a la contaminación ni tampoco inagotables. En consecuencia, los acuíferos son muy vulnerables a la contaminación causada por los desechos del hombre, los residuos industriales, los abonos y pesticidas. Si el agua del acuífero es móvil, también lo son los contaminantes. En particular, los acuíferos no confinados constituyen un recurso hídrico de alto valor que pueden ser explotados a un costo mínimo. En situaciones donde el nivel freático está próximo a la superficie, los costos de explotación son

relativamente bajos debido a los reducidos requerimientos de energía para el bombeo. No obstante, a causa de la ausencia de capas confinantes finas y su relativa poca profundidad, los acuíferos no confinados son más susceptibles a la contaminación que los acuíferos confinados.

Este es el caso particular del acuífero cuaternario de Vitoria-Gasteiz, donde el incremento progresivo de la demanda, en su mayor parte de tipo agrícola, unido a la existencia de una patente contaminación de las aguas, tanto subterráneas como en los cauces superficiales, y la aparición de nuevas demandas a satisfacer, especialmente de tipo ecológico y recreativo han condicionado la revisión y actualización de tan candente cuestión que ha desembocado en la urgente necesidad de considerar soluciones tecnológicas para depurar y/o, al menos, contener la contaminación en él existente, puesta en evidencia a través de diversos estudios previos

¹Facultad de Ingeniería (CIRA), Universidad Autónoma del Edo. de México, Toluca - México (jgarfias@uaemex.mx)

²Departamento de Geodinámica, Universidad del País Vasco, Vitoria-Gasteiz - España. (hilariojesus.llanos@ehu.es)

la contaminación en él existente, puesta en evidencia a través de diversos estudios previos realizados con este propósito al amparo de diferentes Organismos Oficiales de carácter municipal, autonómico y estatal. Por lo tanto, la delineación de las líneas de flujo y los tiempos de desplazamiento de fuentes hipotéticas de contaminantes hacia áreas vulnerables puede facilitar las tareas de planificación y regulación de un programa de protección de los recursos hídricos de este acuífero (USEPA, 1993).

El movimiento de contaminantes en el subsuelo puede ser evaluado mediante el uso de métodos analíticos, así como mediante el uso de modelos que simulan el transporte advectivo o el transporte advectivo-dispersivo. A pesar que los modelos advectivos no pueden ser usados para calcular las concentraciones de soluto en el subsuelo, éstos representan un paso intermedio entre los modelos de flujo y los modelos de transporte advectivo-dispersivo más costosos. Ejemplos de trabajos previos, para evaluar el impacto sobre el sistema de flujo del acuífero por efecto de actividades del uso de la tierra, usando solamente la componente advectiva del transporte de solutos son abundantes en la literatura.

El uso de modelos varía desde modelos de flujo analíticos hasta modelos numéricos en tres dimensiones. BAIR et al. (1991) usaron el transporte de partículas en combinación con modelos analíticos de flujo para delinear las zonas de captura de pozos. Una excelente ilustración del uso de un modelo numérico en dos dimensiones en el análisis de modelos y relaciones de flujo en el subsuelo es provista por BUXTON y MODICA (1992). SHAFER (1987) uso un modelo numérico en dos dimensiones en combinación con el rastreo de partículas para estimar las zonas de captura relacionadas en el tiempo. MORRISSEY (1989) comparo los resultados de un modelo numérico en tres dimensiones del área de recarga que contribuye a un pozo de bombeo con otros métodos.

Un excelente ejemplo del uso de un modelo en tres dimensiones en combinación con el rastreo de partículas para evaluar áreas de recarga es proporcionado en un estudio efectuado por BUXTON et al. (1991). Otros estudios que usaron modelación numérica en tres dimensiones y rastreo de partículas incluyen a BAIR et al. (1990), DELIN y ALMENDINGER (1991), BAIR; ROADCAP (1992), SPRINGER; BAIR (1992), BARLOW (1994a; 1994b), y SNYDER et al. (1998).

En el presente artículo centra la atención en el análisis de los focos de contaminación de tipo puntual, deduciendo de este modo las posibles respuestas del acuífero frente a futuras situaciones. De esta manera, es posible inferir las posibles consecuencias sobre diferentes sectores del acuífero y, en especial, sobre la zona comprendida por el triángulo Betoño-Elorriaga-Arkaute que incluye las campas de Salburua y las balsas o zarokas de Betoño y Zurbano (Figura 1).

Este sector considerado de antaño como altamente vulnerable por su gran riqueza y diversidad bióticas actualmente se encuentra en proceso de restitución a sus condiciones naturales y, en tal sentido, sujeto a la ley de espacios protegidos bajo la denominación de Parque de Salburua. En suma, con los resultados del presente estudio se pretende ahondar aún más si cabe en el conocimiento de este singular acuífero, en especial a lo que se refiere al análisis de flujo y de transporte de contaminantes, lo que, a la postre, permitirá plantear o reconducir ciertas políticas de gestión y preservación de recursos hídricos actualmente en desarrollo.

LOCALIZACIÓN Y ANTECEDENTES DE LA ZONA DE ESTUDIO

El acuífero de Vitoria-Gasteiz constituye una unidad hidrogeológica con una superficie cercana a los 90 km², situada hacia el centro de la Provincia de Alava, en el interior de la denominada Llanada Alavesa. Esta última representa de hecho una importante unidad geográfica y geológica enmarcada, hacia el norte, por los relieves de los Montes Vascos y las sierras de Arrato y Badaia, y, hacia el Sur, por la alineación de los Montes de Vitoria y su prolongación oriental de las sierras de Entzia y Urbasa. Al margen del estudio realizado por ADÁN DE YARZA (1885) sobre la Provincia de Alava, en el que dedica una somera descripción a estos materiales, los trabajos recientes se deben a MORA y VILLANUEVA (1968), GARCÍA y FERNÁNDEZ (1972) y a RAMÍREZ del POZO (1973). Igualmente, se han llevado a cabo diferentes estudios hidrogeológicos, como los elaborados por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME, 1971; 1986) y la Diputación Foral de Alava (DFA, 1984), que facilitan desde distintas perspectivas una visión de conjunto de su funcionamiento hidráulico. Por su parte, ABALOS (1989) describe los modelos de facies asociados a los niveles detríticos y aborda el análisis de flujo y el tema de los balances hídricos de la unidad.

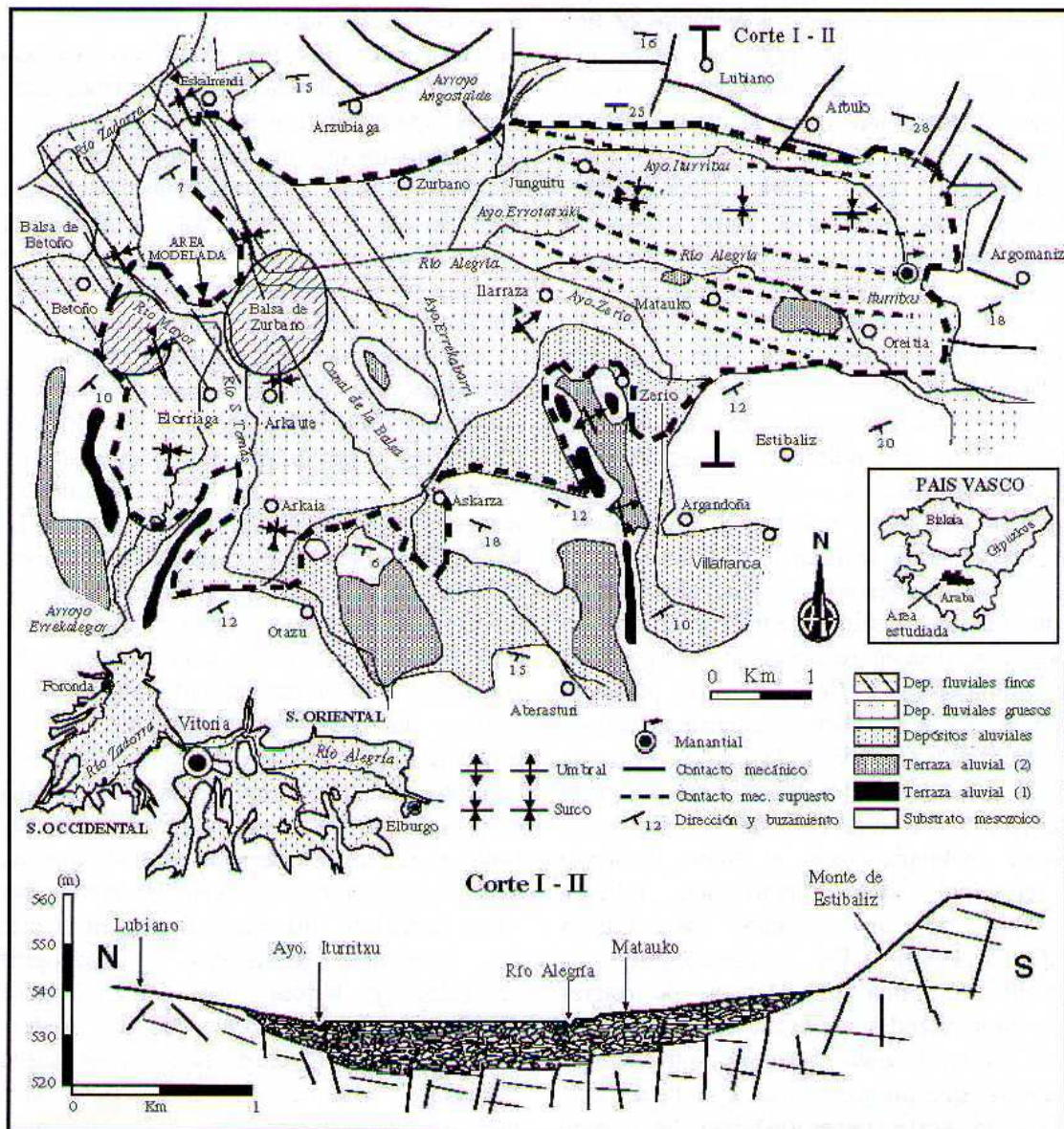


Figura 1 - Localización del acuífero y esquema tecto-estratigráfico del sector oriental donde se muestran igualmente las balsas de Zurbano y Bretoño. En la gráfica se presenta también el corte transversal I-II

Especial mención merece el trabajo monográfico realizado por ARRATE (1994) en el que además de confirmar las hipótesis expuestas en anteriores trabajos, establece los procesos hidrogeoquímicos desarrollados en el acuífero, analiza el progresivo deterioro de la calidad química de las aguas y adapta un modelo matemático de flujo en el sector oriental de la unidad. Otros estudios geográficos o de corte medioambientalista son dignos de consideración por su utilidad en cuestiones interpretativas, como el elaborado por LATASA (1993) sobre la geomorfología de la Llanada Alavesa, y los trabajos de GONZÁLEZ (1990), ORTIZ de LAZCANO et al. (1993) y OCIO (1994)

dedicados al análisis del medio físico y de la calidad del agua de consumo humano en el entorno del acuífero. Finalmente, señalar el estudio realizado por el Grupo de Hidrogeología de la Universidad del País Vasco (UPV, 1995) y la reciente aparición del mapa hidrogeológico del País Vasco a escala 100.000 editado por el Ente Vasco de la Energía (EVE,1996), en cuya memoria se recogen de manera condensada los distintos aspectos y resultados obtenidos en las investigaciones desarrolladas en el acuífero.

CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS

El acuífero está constituido por un conjunto de materiales recientes y escasa consolidación

localizados en la Llanada Alavesa. Tanto esta unidad como el propio acuífero, que interiormente alberga, son claros ejemplos de una morfología condicionada por la estructura geológica de la región. Ambos constituyen una amplia zona deprimida o valle estructural de dirección aproximada Este-Oeste, compartimentado por niveles competentes subparalelos a las estructuras, entre los que se configuran pequeños fondos de valles fluviales ocupados por los depósitos cuaternarios que rellenan antiguos relieves. El acuífero se encuentra intersectado por los cursos superficiales de la cuenca del río Zadorra, el cual, a su paso por las inmediaciones de Vitoria-Gasteiz, permite la subdivisión del acuífero en dos sectores, localizados a ambos lados de esta ciudad, siendo el sector oriental el objeto de la presente investigación (Figura 1).

Los niveles acuíferos presentan una notable diversidad textural y granulométrica y, en orden a su deposición, pueden reconocerse dos tipos de depósitos: aluviales y fluviales. Los primeros representan sucesivos rellenos, a partir de cursos de agua trenzados (*braided*), dispuestos en forma de bajada aluvial o estructurados en abanicos aluviales sobre una superficie de erosión previa ligeramente inclinada hacia el Norte, teniendo como principal área fuente los relieves meridionales de los Montes de Vitoria (ABALOS, 1989). En consecuencia, se manifiestan por una abundancia de facies clásticas caracterizadas por la presencia de gravas angulosas y arenas sueltas inmersas en una matriz limo arenosa, que progresivamente se hacen más finas hacia el Norte (facies distales). Se pueden establecer hasta tres niveles de deposición (Figura 1), si bien con características faciales convergentes. Los dos primeros se estructuran en terrazas y constituyen antiguos niveles de enrrasamiento situados en una posición sobreelevada con relación a la cota de deposición actual. El tercero corresponde a un episodio sedimentario más reciente y, a diferencia de los anteriores, se encuentra conectado hidráulicamente con los depósitos fluviales actuales situados hacia el fondo del valle.

Los depósitos fluviales constituyen un recubrimiento de variable espesor dispuesto en discordancia sobre el aluvial precedente y representan episodios de sedimentación asociados a la dinámica fluvial actual del río Zadorra y sus afluentes. Sus características litológicas son idénticas a las del aluvial indicando una misma procedencia, si bien las

facies sedimentarias se corresponden con periodos de desbordamiento o de llanura de inundación asociados, en este caso, a ríos meandriformes. Por esta razón, los materiales se encuentran mejor clasificados y muestran una menor angulosidad y un tamaño de los clastos comparativamente menor, especialmente en las inmediaciones de las partes bajas de los cursos de agua en las que se observa un predominio de niveles lutíticos caracterizado por la presencia de limos y arcillas de colores oscuros que denotan un elevado contenido en materia orgánica.

Los materiales del substrato corresponden a las series del Cretácico superior, con edades comprendidas entre el Santoniense superior y el Campaniense medio, que se caracterizan por una monótona sucesión de margas calcáreas y margocalizas de notable espesor (RAMÍREZ del POZO et al., 1978). El carácter de las mismas es en principio de naturaleza impermeable, si bien en determinados puntos la presencia de niveles más carbonatados unida a la existencia de una fracturación bien desarrollada podría, como se tratará, dar lugar al establecimiento de unas especiales relaciones entre el substrato y el acuífero detrítico suprayacente. La sucesión cretácica muestra un suave plegamiento, de gran radio y reducida extensión lateral, que incluye algunas estructuras menores, las cuales parecen haber tenido su influencia directa en la creación de pequeños elementos paleogeográficos, umbrales y surcos, que condicionaron la distribución y el espesor de los sedimentos cuaternarios. Tal es el caso de los surcos de Elorriaga y Arkaute en los que la potencia de los materiales detríticos es máxima, pudiendo alcanzar espesores de hasta 15 m (Figura 1).

La fracturación es bien patente y generalizada y se caracteriza por un denso diaclasado y fallamiento de carácter distensivo. El análisis del diaclasado realizado en el substrato muestra la existencia de dos sistemas principales de diaclasas cuyas orientaciones, aún manteniéndose subortogonales, evolucionan ligeramente de un extremo a otro del área investigada. Otro tanto sucede con las fallas las cuales, en su mayoría, son de salto vertical y, en principio, sólo afectan a los materiales del Cretácico superior. No obstante, un análisis detallado de los depósitos al interior de la unidad muestra la existencia de niveles a modo de terrazas cuyos bordes están definidos por pequeños saltos en el relieve de entre uno y dos metros, tal y como sucede entre las localidades de Matauko y Oreitia, donde se observa todo un complejo sistema de

escalonamientos sucesivos, descendentes desde el borde Sur de la unidad en dirección Norte. Esta especial estructuración de la superficie del acuífero estaría relacionada, como así lo suponemos, con la actividad neotectónica desarrollada a nivel regional en la Cuenca Vasco Cantábrica (RAMÍREZ del POZO, 1973). Ello supondría admitir el que determinadas fallas del substrato podrían afectar a los niveles detríticos por movimientos póstumos de las mismas, y, aún más, que habrían configurado un pequeño graben tectónico en dirección Este-Oeste anterior o simultáneo a la sedimentación cuaternaria, que coincidiría con otra de las zonas de mayor espesor en el acuífero, como así se esquematiza en el corte de la figura 1.

CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS

El sector oriental del acuífero constituye una subunidad hidrogeológica de unos 45 km² que se extiende, hacia el Este, desde los alrededores de Vitoria-Gasteiz hasta las estribaciones de Argomaniz. Se trata de un conjunto de materiales depositados durante el Holoceno que tienen como nivel de base o substrato impermeable a las series del Cretácico superior. Constituyen el relleno parcial de una depresión topográfica asociada a una superficie de erosión pre-cuaternaria cuyos contornos son extremadamente irregulares, estando controlados por la red hidrográfica y por la propia estructuración del paleorelieve al que recubre. Poseen carácter libre y una notable permeabilidad por porosidad intergranular, en especial los niveles de gravas, que puede variar de unos puntos a otros del acuífero debido a la existencia de solapamientos y cambios de facies entre los sucesivos depósitos.

De hecho, los materiales asociados a las facies proximales, bien representados hacia el borde Sur, muestran valores comparativamente más altos que el resto de las facies presentes y, en particular, que los niveles finos de las facies fluviales. Su espesor es igualmente variable pudiendo oscilar entre unos 3 m en las inmediaciones de los bordes impermeables y unos 12-15 m en las zonas internas. Estas zonas corresponden a pequeñas cubetas, de hábitos generalmente alargados y direcciones variables, en cuya formación podrían haber intervenido ciertos mecanismos estructurales tratados con anterioridad, además de los propios condicionantes erosivos anteriores al depósito. Tal es el caso de los surcos de Elorriaga y Arkaute, ya mencionados, y de la cubeta

configurada entre el borde oriental y la localidad de Junguitu.

La recarga se efectúa lateralmente en sus bordes, a partir de las escorrentías superficiales difusas que derivan de los niveles impermeables periféricos y, mayoritariamente, por la infiltración directa del agua de lluvia sobre la superficie aflorante del acuífero, la cual se ve favorecida por la alta capacidad de retención del suelo y por la existencia de amplias zonas roturadas. La recarga debida a los cursos superficiales puede ser variable dependiendo de las relaciones hidráulicas río-acuífero. En líneas generales, todos ellos muestran un claro carácter efluente a lo largo de un ciclo hidrológico completo, si bien los tramos de cauce que intersectan el tercio meridional del acuífero presentan un comportamiento influente durante el periodo de estiaje y drenan al acuífero durante la época de recarga, a excepción de los periodos críticos de avenidas en los que momentáneamente se tornan influentes.

En el borde oriental la recarga parece deberse en parte a aportes subterráneos a través de fracturas que afectan al Cretácico superior. De hecho existen diferentes manifestaciones que apoyan esta idea, como es la existencia en el interior del acuífero de zonas de descarga natural como las existentes en el término de Iturritxu, al Norte de la localidad de Oreitia (Figura 1). Estas zonas presentan características de salida en carga y suministran elevados caudales, que dan origen al arroyo de Iturritxu, en cierto modo anómalos para la posición que ocupan, "en cabecera", si suponemos que estos recursos derivan únicamente del drenaje de los niveles cuaternarios. Esta hipótesis permite suponer que, al menos en el sector medio-oriental del área estudiada, podría establecerse la comunicación, ya esbozada, entre los niveles cretácicos y el acuífero, de tal modo que no hay que descartar la posible alimentación subsuperficial a cargo de niveles productivos subyacentes.

La descarga del acuífero tradicionalmente se ha efectuado de un modo natural a través de los cauces existentes en su mitad septentrional y, de forma difusa, a favor de amplias zonas húmedas localizadas en puntos deprimidos del terreno. Otra modalidad de descarga, aunque artificial, ha sido la baja explotación, mediante bombeos, para el abastecimiento del escaso número de núcleos poblacionales ubicados en su superficie o para el regadío de pequeñas áreas cultivadas, dado que ancestralmente la otra actividad importante desarrollada en la Llanada Alavesa y, en general,

en el País Vasco era la ganadería. Esta apacible y recoleta situación de escasa intervención humana permitió durante años la existencia de dos importantes humedales conocidos como balsas o zarokas de Betoño y Zurbano, considerados por aquel entonces de gran interés paisajístico y faunístico. A partir de los años 70 el acuífero pasó de un estado casi natural a un periodo notablemente influenciado, al ponerse en práctica un plan general de drenado del acuífero que incluyó la profundización y modificación de los cauces superficiales y la derivación del río Alegría a la entrada de la subunidad hasta el embalse de Ulibarri. Así mismo, se incrementaron las extracciones de agua subterránea a fin de dotar de regadío a la práctica totalidad de la superficie del acuífero con lo que se produjo un descenso generalizado del nivel piezométrico y una pérdida parcial de las reservas existentes con anterioridad.

Este acumulo de condicionantes ha conducido a todo un proceso degenerativo del medio físico y a importantes modificaciones de las condiciones hidrodinámicas del acuífero e, indirectamente, ha dejado un huella difícil de borrar en las aguas subterráneas, como es la inquietante omnipresencia de contaminación por nitratos de origen agrícola, con contenidos muy por encima de los límites tolerables para aguas de consumo humano (50 mg/L), que ocasionalmente superan los 600 mg/L (ARRATE, 1994; RUIZ et al., 1994). Actualmente, se está en vías de paliar esta grave situación con la reimplantación de cultivos de secano, a fin de disminuir las extracciones de agua subterránea, si bien a efectos del presente estudio puede establecerse un balance hídrico en el que la recarga del sistema, con cargo a la infiltración directa y a las escorrentías laterales y pérdidas en cauces superficiales, representan unas entradas netas de unos 25 Hm³/año, cuya descarga tiene lugar a través de un elevado número de pozos, que suponen unos volúmenes de explotación de 5 Hm³/año, y a lo largo de la red de drenes que intersecta al acuífero (20 Hm³/año) y que cobra especial relevancia en el sector Noroccidental.

MODELO CONCEPTUAL Y SIMULACIÓN DE FLUJO

El modelo conceptual de funcionamiento de los acuíferos en una región dada, es la base y sustento de su modelación numérica; en consecuencia, es de fundamental importancia la precisión y claridad con que sea formulado. En la medida en que la calidad del modelo conceptual

sea establecida, será más fácil la implementación del modelo numérico. A este efecto, la figura 2 muestra el modelo conceptual de la zona de estudio, donde se muestra así mismo las condiciones de frontera y el sistema de flujo que prevalece en el acuífero. El modelo *Flowpath* fue utilizado en este estudio para simular el flujo y la trayectoria de partículas. El modelo *Flowpath* ha sido desarrollado por *Waterloo Hydrogeologic, Inc.* (FRANZ; GUIGUER, 1996) para la simulación bidimensional del flujo y el desplazamiento de partículas en un medio poroso. Actualmente constituye uno de los modelos en diferencias finitas más completo dada su flexibilidad y adaptabilidad a diferentes situaciones reales ya que su uso permite desde la resolución de pequeños problemas concretos hasta el análisis y simulación de grandes mallas en sistemas hidrogeológicos complejos. La ecuación del flujo, en dos dimensiones, para medios saturados, no homogéneos y anisótropos, y régimen estacionario es la siguiente:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) \pm Q(x, y) = 0 \quad (1)$$

donde T_{xx} , T_{yy} son las componentes principales del tensor de transmisividad [$L^2 T^{-1}$], h la carga hidráulica [L], x e y las coordenadas cartesianas y $Q(x, y)$ la variación de volumen por unidad de superficie en el acuífero. Este último término puede representar tanto las operaciones de bombeo e inyección en los pozos como la evapotranspiración, la infiltración y el efecto de goteo de un horizonte semi permeable situado inmediatamente por encima o debajo del acuífero. Las componentes del tensor de transmisividad se definen con:

$$T_{xx} = bK_{xx} \quad T_{yy} = bK_{yy} \quad (2)$$

siendo K_{xx} y K_{yy} las componentes principales del tensor de conductividad hidráulica [LT^{-1}] y b el espesor de la zona saturada del acuífero [L]. Las relaciones entre estas últimas, el gradiente hidráulico y el flujo en el acuífero se establecen con arreglo a la ley de Darcy:

$$q_x = -K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \quad q_y = -K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \quad (3)$$

donde q_x, q_y representan las componentes del flujo de Darcy en las direcciones x, y [LT^{-1}]. Por su parte, las componentes de la velocidad lineal promedio se calculan mediante:

$$v_x = \frac{q_x}{\theta} \quad v_y = \frac{q_y}{\theta} \quad (4)$$

donde θ representa la porosidad efectiva (sin dimensiones). Para la simulación del transporte de contaminantes el modelo utiliza el método del desplazamiento de partículas anteriormente seguido por diferentes autores (PRICKETT et al., 1981; KONIKOW; BREDEHOEFT, 1987; BAIR et al., 1990; BAIR et al., 1991), por el que a partir de la distribución de un determinado número de éstas se calculan las trayectorias advectivas de las mismas a través del medio acuífero. En este sentido, al no estar considerados los fenómenos dispersivos en el proceso, las posiciones de las partículas del contaminante coinciden con las trayectorias de las líneas de flujo del agua subterránea (AKINDUNNI et al., 1995). La ecuación característica en dos dimensiones de las líneas de flujo viene dada por:

$$p(x, y) = p(x_0, y_0) + \int v dt \quad (5)$$

siendo p el vector de las coordenadas x, y de las líneas de flujo, $p(x_0, y_0)$ el punto de inicio de las líneas de flujo, v la velocidad lineal promedio y t el tiempo. El tiempo de recorrido de una partícula se calcula mediante:

$$t = t_0 + \int dt \quad (6)$$

donde dt es un incremento de tiempo infinitesimal, correspondiente al incremento espacial $v dt$, y t_0 el tiempo inicial. De este modo, se obtienen los tiempos de desplazamiento del contaminante y su distribución temporal, lo que permite definir sucesivos frentes de igual desplazamiento de las partículas (isoconcentraciones) y relacionarlos en el tiempo, bien con zonas de captura de pozos de extracción o con áreas sobre el acuífero en las eventualmente pueda tener lugar una inyección puntual de contaminantes.

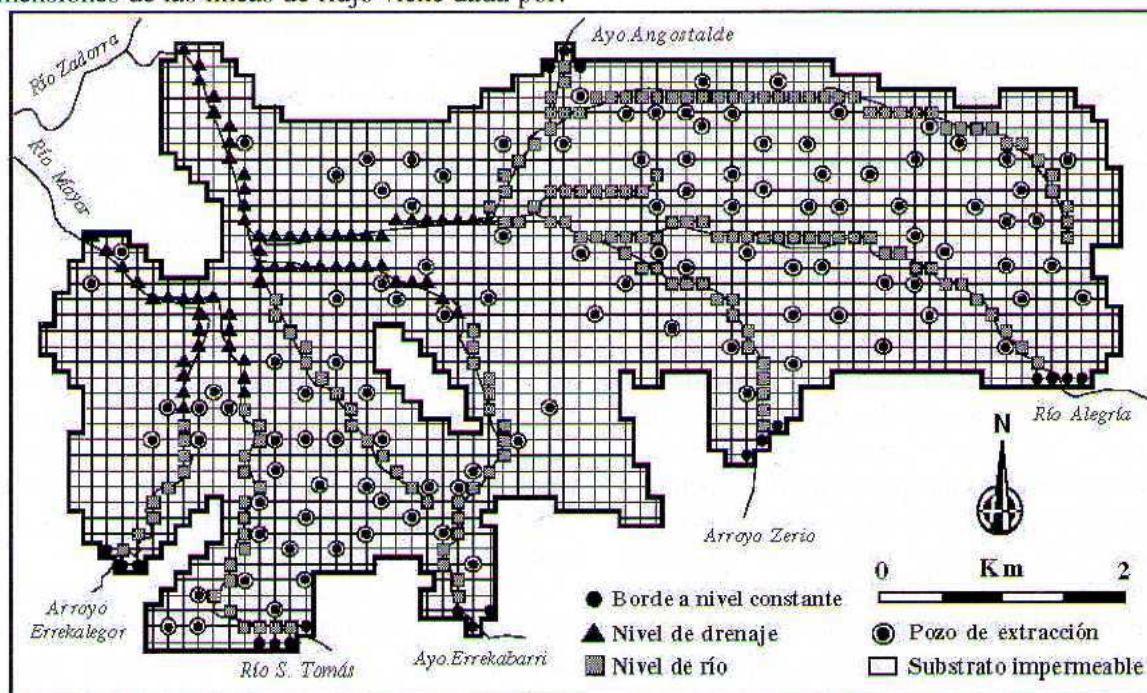


Figura 2 - Esquematización conceptual del acuífero, se muestra así mismo las condiciones de frontera, la malla adoptada y la distribución de las corrientes superficiales.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Simulación de Flujo

En el presente epígrafe se analiza el flujo en el sector oriental de la unidad hidrogeológica de Vitoria-Gasteiz. Para ello, y de acuerdo con las características hidrogeológicas y geométricas antes descritas, el acuífero se ha tratado

considerando una sola capa teniendo en cuenta únicamente las condiciones de frontera a fin de simplificar su conceptualización. En este sentido, se ha asignado condiciones de frontera de primer orden a aquellas zonas en las que los niveles acuíferos interactúan con otras unidades, especialmente en las zonas de cabecera de los

cauces y arroyos que intersectan al acuífero. Así mismo, en aquellos puntos en los que el acuífero se encuentra delimitado por materiales carentes de flujo subterráneo se han considerado fronteras impermeables. En la figura 2 se ilustran las distintas condiciones de frontera consideradas, así como la malla adoptada, de 42 filas por 74 columnas, que en su mayor parte se ajusta a los bordes naturales de la unidad a excepción de algunos puntos en los que se ha hecho coincidir con estrechamientos cartográficos que generalmente conectan con afloramientos acuíferos de escasa importancia para los fines propuestos (figura 1).

Sobre esta malla se han situado todos aquellos elementos que pueden afectar a las condiciones hidrodinámicas del área modelada. Así, por lo que se refiere a las salidas del agua subterránea a través de pozos de bombeo se han considerado 119 pozos de extracción de los cuales 19 han constituido puntos de monitoreo esenciales para el presente estudio. Además se han tenido en cuenta las variables relaciones hidráulicas río-acuífero (nivel de río) y el sistema de evacuación artificialmente establecido hacia la parte baja del acuífero (nivel de drenaje) de acuerdo con el plan de modificación de los cursos de agua, ya comentado, al objeto de abatir el nivel piezométrico tratando de que su impacto en el desarrollo de la agricultura fuera el mínimo aconsejable.

En cuanto a los parámetros hidrogeológicos definidos sobre los ejes principales de la malla se adoptaron inicialmente valores únicos de la conductividad hidráulica, de $K_{xx} = 30$ m/día y $K_{yy} = 30$ m/día, y un valor medio de la porosidad de 0,20, en correspondencia con las características geológicas de los materiales presentes constituidos básicamente por depósitos sueltos o escasamente consolidados (gravas y arenas). Por su parte, la recarga superficial, principal elemento de entrada al sistema, ha tenido un desigual tratamiento dependiendo del periodo de simulación. En el presente estudio, y dado que el proceso de simulación se efectúa en régimen estacionario, se establecieron dos valores de recarga por efecto de la precipitación, de 0,000235 y 0,00005 m³/m²/día, definidos respectivamente para los periodos de aguas altas (abril) y bajas (agosto) que se suceden en el acuífero. Dichos valores son representativos de las series hidrológicas disponibles y constituyen una imagen de la variabilidad de las condiciones hídricas a las cuales está sometido el acuífero (ARRATE, 1994).

El siguiente paso en el proceso de modelación ha sido la calibración o, lo que es lo mismo, la comprobación de la validez de los datos de entrada al modelo contrastando dicha información con la evolución piezométrica en el acuífero. En este sentido, los valores calculados por el modelo se han ajustado progresivamente a los valores reales mediante sucesivas modificaciones de las hipótesis de partida, básicamente los valores de los parámetros hidrogeológicos, así como las condiciones de frontera. La calibración se dio por terminada después de un cierto número de simulaciones, toda vez que se alcanzó una coherencia aceptable entre las diferentes variables y tras verificar su consistencia con relación a los niveles de los pozos de observación, lo que permitió obtener finalmente un modelo numérico capaz de reproducir de manera correcta la variabilidad y las respuestas del sistema frente a diferentes sollicitaciones externas.

En esta etapa hubo que desechar la información de algunos de los pozos de monitoreo ya que los valores no guardaban relación con el conjunto de la información disponible. En este sentido, de los 22 puntos de observación inicialmente considerados, se eliminaron los pozos 5, 14 y 15. El pozo 5 se encuentra en la localidad de Matauko en las inmediaciones del punto 6 y sus valores denotaban graves errores en las nivelaciones (Figura 3). Otro tanto sucedía con los pozos 14 y 15, próximos a la localidad de Askarza, si bien éstos se encuentran en el borde Suroccidental del área modelada, que resultó ser justamente la zona más conflictiva durante la etapa de calibración. Se constata, por tanto, que en este sector del acuífero existen deficiencias en los pozos de monitoreo que no permiten reproducir satisfactoriamente los niveles prevalecientes en el medio acuífero.

Por su parte, las condiciones de calibración se mejoraron sustancialmente en los pozos de monitoreo 13 y 22 al introducir algunas modificaciones en la conductividad hidráulica y la porosidad eficaz de los materiales, así como en los niveles de drenaje hacia las partes más bajas de los cauces de los ríos Alegría y Santo Tomás. Además, en algunos puntos concretos los ajustes entre los niveles observados y calculados se optimizaron modificando las condiciones de bombeo, teniendo en cuenta que la información disponible referente a las extracciones en el acuífero, en su mayor parte, debe considerarse como orientativas, ya que no se dispone de

estadísticas precisas sobre el grado de explotación que ejercen los propios usuarios al no existir ningún tipo de control sobre el aprovechamiento de los recursos subterráneos. Así mismo, ciertos desajustes existentes en los pozos de monitoreo 16 y 17, motivaron la oportuna adecuación de las condiciones de frontera en este sector del acuífero, lo que proporcionó finalmente un ajuste de calidad aceptable.

En la figura 3 se muestran los resultados de la modelación para las distintas situaciones hidráulicas estudiadas en el acuífero. Así, por lo que respecta a la distribución de las líneas isopiezas calculadas por el modelo, éstas exhiben una apariencia muy semejante, tanto para el período de aguas altas como en la época de estiaje. Así mismo, en los correspondientes diagramas lineales adjuntos se refleja el elevado grado de ajuste alcanzado entre los niveles piezométricos reales y simulados por el modelo, que arrojan unos errores medios de estimación para el conjunto de los pozos de observación en el acuífero y para los períodos antes mencionados de $-0,0365$ y de $-0,005$, respectivamente.

Básicamente el modelo reproduce de manera aceptable la distribución espacial de los niveles freáticos, constatándose en ambos períodos que el flujo preferencial se encuentra asociado al desarrollo y funcionamiento de los cursos superficiales que, en general, y salvo ocasionales situaciones de importantes aportaciones, muestran un carácter efluente a lo largo de la zona modelada, pero de especial relevancia en el sector Noroccidental del acuífero en las cercanías a las desembocaduras de los ríos Alegría y Santo Tomás con el cauce principal del río Zadorra. Ello determina el que para dichos períodos las distribuciones de los gradientes hidráulicos presenten una notable semejanza, lo que en términos de contaminación de tipo advectivo implica, como veremos, que las reparticiones temporales de los sucesivos frentes contaminantes para ambos periodos seguirán igualmente unas pautas de propagación en cierto modo análogas.

VULNERABILIDAD DEL ACUÍFERO FRENTE A PUNTUALES FOCOS DE CONTAMINACIÓN

Tras poner de manifiesto que el modelo responde adecuadamente al esquema conceptual propuesto, en una segunda fase del estudio se trató de establecer las posibles consecuencias derivadas de actividades de contaminación que pudieran desarrollarse en la superficie del

acuífero. Como ya se ha comentado con anterioridad, buena parte del acuífero actualmente se encuentra en situación de franca degradación debido principalmente al incremento de los sistemas de drenaje y a la intensa explotación del acuífero, lo que ha condicionado el rápido retroceso de las zonas húmedas que antiguamente constituían un entorno de alto valor ecológico, único en el País Vasco, cuyas condiciones hidráulicas debieran ser restituidas a su estado inicial.

Para ello, además de poseer un adecuado conocimiento de la estructura y de los condicionantes que regulan el flujo en el acuífero, se ha de tener en cuenta los factores que controlan la dinámica de la contaminación de las aguas subterráneas y, en este sentido, el presente análisis se presenta como un eficaz elemento de trabajo, de carácter preventivo, que posibilita la toma de decisiones a la hora de prescribir medidas correctoras ante eventuales episodios contaminantes que en el futuro pudieran desencadenarse en la superficie del acuífero, de los cuales tendrían especial relevancia los desarrollados en la vecindad del Parque de Salburua. El objetivo de este análisis es, por tanto, evaluar la incidencia que sobre la calidad química de los recursos subterráneos del acuífero pudiera tener la presencia de una serie de focos de contaminación de tipo puntual.

Como puntos de partida para el estudio se definieron siete localizaciones en las que, en mayor o menor grado, se tiene constancia de la existencia de indicios de contaminación, obteniéndose para cada uno de estos puntos los correspondientes esquemas de transporte. Para ello, y al objeto de analizar desde su inicio el proceso de propagación de la contaminación en el medio acuífero se procedió en una primera etapa a recrear en cada uno de los puntos la incorporación de posibles sustancias contaminantes mediante la inyección teórica de 15 partículas, cuyas trayectorias pueden ser seguidas en función del tiempo. Posteriormente para cada una de las dos condiciones hidráulicas consideradas (períodos de aguas altas y de estiaje) se realizaron diferentes simulaciones de las líneas de flujo para periodos de 2, 5, 10, 20, 35 y 50 años, obteniéndose de esta manera una distribución de los frentes advectivos en relación con las características de flujo proporcionadas por el modelo.

Los resultados de las distintas simulaciones efectuadas se recogen en la figura 4 en la que se han representado la evolución temporal de los

sucesivos frentes de contaminación. Dadas las dos situaciones de flujo analizadas, la representación del conjunto de simulaciones en ambos escenarios no difiere significativamente, si bien la diferencia más notoria se presenta en la región medioccidental del área modelada, donde las líneas de flujo, en régimen de aguas altas, bordean la isla de materiales impermeables existente en las proximidades de la localidad de Arkaute (Figura 1), poniendo de manifiesto que los gradientes hidráulicos en este sector del acuífero son ligeramente más elevados con relación al período de estiaje. Por lo demás, cabe indicar, que las líneas de flujo siguen esencialmente las direcciones de los ríos que intersectan al acuífero, constituyendo de esta manera sus principales puntos de descarga.

Como se deduce de la observación de la figura 4, desde el punto de vista de la estimación de riesgos, los resultados de este análisis muestran que los potenciales puntos de contaminación que ejercen una mayor influencia sobre el área del parque de Salburua y que, por tanto, pudieran afectar al quimismo de sus singulares humedales serían los correspondientes a Elorriaga, Arkaia, Askarza y, en menor proporción, el de Zerio, descartándose los de Oreitia, Arbulo y Zurbano cuyos efectos, progresivamente en el tiempo, se

advertirían en todo caso a lo largo de la franja septentrional del acuífero entre su extremo oriental y la desembocadura del río Alegría.

Bajo un régimen permanente de aguas altas la contaminación procedente del área de Elorriaga y su entorno inmediato se dejaría sentir en los límites del parque escasamente a los dos años, en tanto que para el resto la influencia oscilaría entre los 7 u 8 años de Arkaia y Askarza, y los aproximadamente 20 años de Zerio, si bien en este último caso se manifestaría de manera marginal y únicamente en el sector nororiental del parque. Del mismo modo, para las condiciones de estiaje se observa una amplitud comparativamente menor de las plumas de contaminación en su desplazamiento por el interior del acuífero y una influencia más tardía en los límites del parque en correspondencia a una ralentización de los frentes advectivos. Además, bajo las presentes condiciones y para hipotéticas descargas que pudieran desarrollarse desde el área de Zerio, al igual que las procedentes de las localizaciones más orientales, no se producirían afecciones significativas en las zonas húmedas.

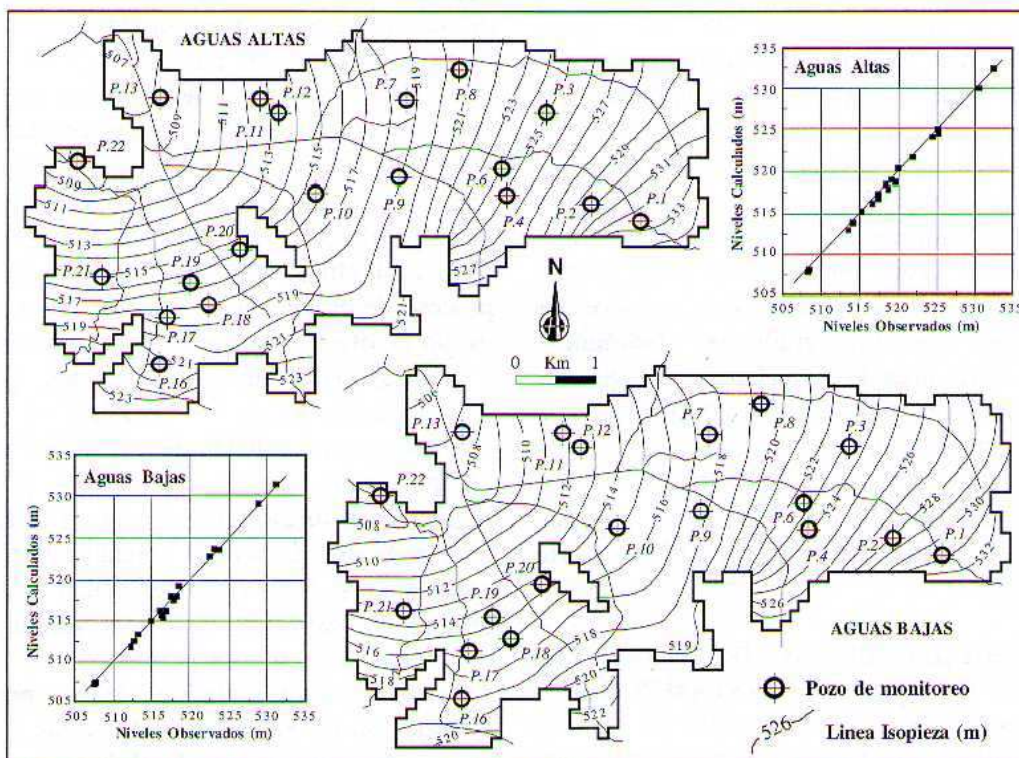


Figura 3 - Resultados de la modelación para las distintas situaciones estudiadas para el periodo de aguas altas y para el periodo de aguas bajas. En cada caso se muestra así mismo el ajuste de la calibración entre los valores observados y los valores simulados por el modelo.

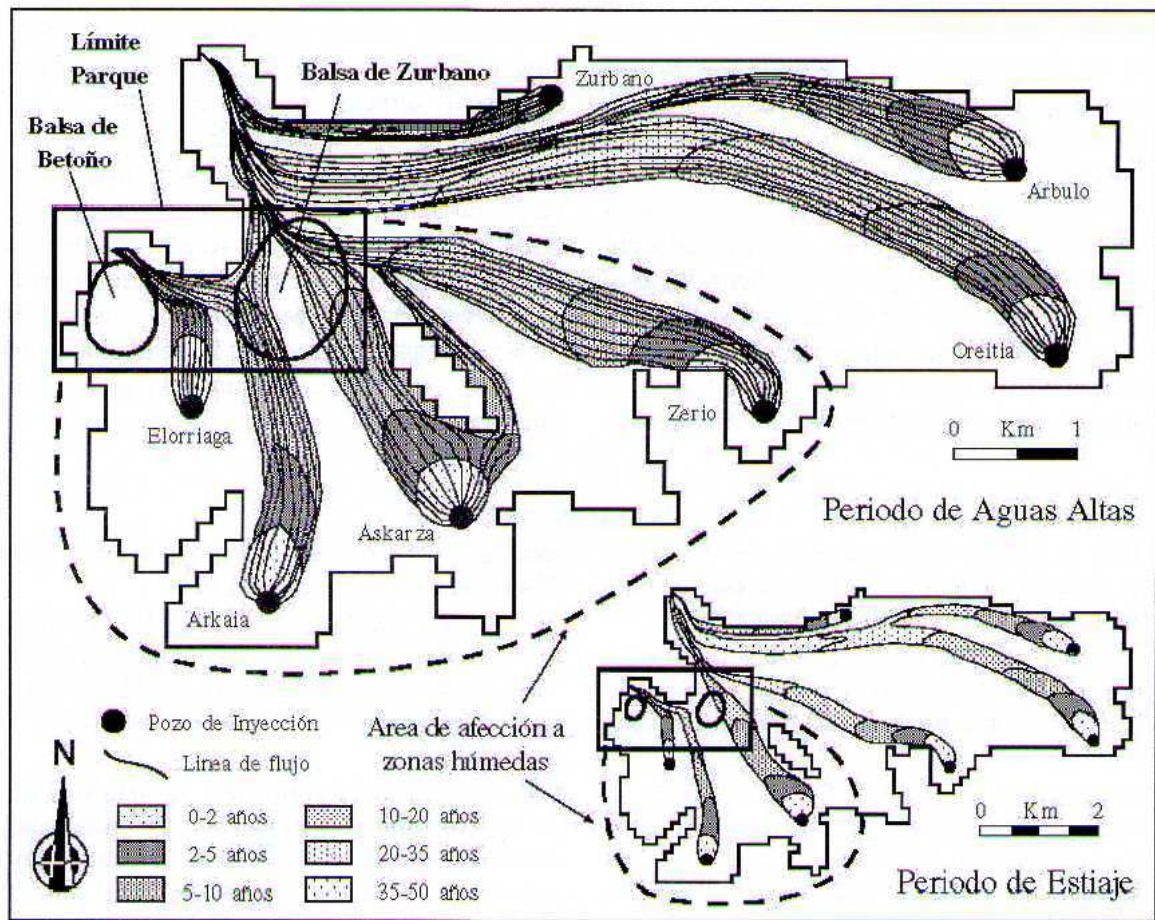


Figura 4 - Evolución temporal de los frentes hipotéticos de contaminación en el sector oriental del acuífero de Vitoria-Gasteiz para el periodo de aguas altas y el periodo de estiaje.

CONCLUSIONES

La aplicación de un modelo de flujo en dos dimensiones ha permitido reproducir adecuadamente el comportamiento hidrodinámico del acuífero cuaternario de Vitoria-Gasteiz, por lo que puede considerarse como una herramienta válida para futuros trabajos tendentes a una mejora de la gestión de los recursos hídricos de esta unidad. Sin embargo, el análisis de sus posibilidades y su generalización a un espectro mas amplio de situaciones, exigiría la realización de varias campañas de monitoreo, al objeto de obtener una información lo más densa posible sobre el funcionamiento del sistema.

Desde el punto de vista hidrodinámico, el acuífero presenta ligeras diferencias de comportamiento para el periodo de aguas altas y para el periodo de estiaje, que en el primer caso se manifiestan por un incremento de los gradientes hidráulicos. Además, el acuífero muestra una relativamente baja capacidad de regulación en razón a su escaso espesor y, por tanto, una mayor dependencia de los gradientes hidráulicos frente a las tasas de bombeo, lo que a efectos de transporte se puede traducir en una

reducción de las velocidades y, en consecuencia, se incrementaría la influencia de los procesos dispersivos en el acuífero. Bajo estas condiciones, ello significa que dependiendo del tipo de contaminante existiría una mayor facilidad del proceso de adsorción del contaminante hacia el medio poroso, lo que en términos de remediación implicaría un mayor esfuerzo, ya que la puesta en práctica de este tipo de técnicas requerirían un mayor tiempo de aplicación antes de alcanzar los límites de tolerabilidad especificados en las normas de uso.

Un aspecto importante de este estudio es la posibilidad de tener una idea global de la disposición de los frentes advectivos, lo que permite la delimitación de áreas especialmente sensibles y la estimación de los tiempos de desplazamiento de la contaminación a ellos asociada. Tenida en cuenta, "a priori", el área del parque de Salburua como zona particularmente protegible, se han definido para las dos situaciones hidráulicas ya comentadas otras tantas áreas de afección (Figura 4) sobre las que, en lo sucesivo, se debería tener un continuo y riguroso control de vigilancia, dado que las

actividades contaminantes que pudieran llevarse a cabo en su interior, antes o después, pueden llegar a manifestarse en el área del parque.

En este sentido, además de presentar una mayor extensión la correspondiente a aguas altas, para un mismo foco contaminante las afecciones desarrolladas se dejarían sentir más rápidamente ya que el transporte de partículas tiene lugar a una mayor celeridad, por lo que durante este periodo el acuífero muestra una vulnerabilidad comparativamente mayor que en el estiaje. En cualquier caso, y con independencia del periodo

considerado, el sector Suroccidental del acuífero constituye una zona de alto riesgo, por su influencia directa, y, en especial, las zonas aledañas a la localidad de Elorriaga, por su cercanía, lo que conlleva tiempos muy cortos de desplazamiento hasta el área de interés. En los otros puntos, dadas las características de flujo, se tendrían tiempos de desplazamiento mayores, lo que eventualmente permitiría la aplicación de medidas regulatorias y de remediación antes de que los frentes de contaminación alcanzaran los límites del parque.

REFERENCIAS

- ABALOS, B. Estudio hidrogeológico preliminar del acuífero cuaternario de Vitoria. **Boletín Geológico y Minero.**, 100-2: 227-247. Madrid, España, 1989.
- ADÁN DE YARZA, R. Descripción física y geológica de la Provincia de Alava. **Memoria de la Comisión del Mapa Geológico de España.** Madrid, España, 1885.
- AKINDUNNI, F.F., GILLHAM, R.W., CONANT, B. JR.; FRANZ, T. Modeling of contaminant movement near pumping wells; saturated-unsaturated flow with particle tracking. **Ground Water**, 33-2: 264-274, 1995.
- ARRATE, I. **Estudio hidrogeológico del acuífero cuaternario de Vitoria-Gasteiz** (Araba-País Vasco). Tesis Doctoral Universidad del País Vasco, 320 p.+anexos. Leioa, Bizkaia, 1994.
- BAIR, E.S.; ROADCAP, G.S. Comparison of flow models used to delineate capture zones of wells – Leaky-confined fractured-carbonate aquifer. **Ground Water**, v. 30. No 2, p. 199-211, 1992.
- BAIR, E.S., SHEETS, A.; EBERTS, S.M. Particle-tracking analysis of flow paths and travel times from hypothetical spill sites within the capture area of a wellfield. **Ground Water**, 28-6: 884-892, 1990.
- BAIR, E.S., SPRINGER, A.E.; ROADCAP, G.S. Delineation of traveline-related capture areas of wells using analytical flow models and particle-tracking analysis. **Ground Water**, 29-3: 387-397, 1991.
- BARLOW, P.M. Particle tracking analysis of contributing areas to public-supply wells in simple and complex flow systems. Cape Cod, Massachusetts: **U.S. Geological Survey Open-File Report** 93-159, 68 p, 1994a.
- BARLOW, P.M. Two and three-dimensional pathline analysis of contributing areas to public-supply wells of Cape Cod, Massachusetts. **Ground Water**, v. 32, no. 3, p. 399-410. 1994B
- BUXTON, H.T.; MODICA, E. Patterns and rates of ground water flow on Long Island, New York. **Ground Water**, v. 30, no. 6, p. 857-866, 1992.
- BUXTON, H.T., REILLY, T.E., POLLOCK, D.W.; SMOLENSKY, D.A. Particle tracking analysis of recharge areas on Long island, New York. **Ground Water**, v. 29, no. 1, p. 63-71, 1991.
- DELIN, G.N.; ALMENDINGER, J.E. Delineation of recharge areas for selected wells in the St. Peter-Praire du Chien-Jordan aquifer, Rochester, Minnesota. **U.S. Geological Survey Open-File Report** 90-397, 60 p., 1991.
- DFA **Estudio sobre el impacto agrario y ambiental de las distintas alternativas de conexión por carretera entre Vitoria** (enlace Gamarra Mayor) y Salvatierra. Excma. Diputación Foral de Alava, Vitoria-Gasteiz (mem. inédita), 1984.
- EVE. **Mapa Hidrogeológico del País Vasco-Euskal Herriko Mapa Hidrogeologikoa.** (J. Aguayo, I. Antigüedad, I. Arrate, I. Arrizabalaga, A. Cimadevilla, A. Eraso, A. García de Cortázar, V. Iribar, H. Llanos, T. Morales y P. Tames, auts.). 350 p. Ed. Eusko Jaurlaritz-Gobierno Vasco. Vitoria-Gasteiz, 1996.
- FRANZ, T.; GUIGUER, N. **Two-dimensional horizontal aquifer simulation model.** Ed. Waterloo Hydrogeologic Software. Waterloo, Ontario, 1996.
- GARCÍA RODRIGO, B. Y FERNÁNDEZ ÁLVAREZ, J.M. **Estudio geológico de la Provincia de Alava.** Mem. IGME, 38: 198 p.+anexos. Madrid, España, 1972.
- GONZÁLEZ, J.A. **Evaluación de impactos generados por actividades agrarias en el municipio de Vitoria-Gasteiz.** Evolución de los usos del suelo en los periodos 1933-1968 y 1968-1989. Cartografía de síntesis a escala 1:20.000. Centro de Estudios Ambientales Argilan. Vitoria-Gasteiz (mem. inédita), 1990.
- IGME. **Estudio hidrogeológico del acuífero cuaternario de Vitoria.** División de Aguas Subterráneas del IGME. Madrid, España (mem. inédita), 1971.
- IGME. **Proyecto para el análisis de focos de contaminación, evolución y efectos en la unidad cuaternaria de Vitoria.** División de Aguas Subterráneas del IGME. Madrid, España (mem. inédita), 1986.

- KONIKOV, L.F.; BREDEHOEFT, J.D. **Computer model of two-dimensional solute transport and dispersion in ground-water**. Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey. Book 7, chap. C2. U.S. Government Printing Office, Washington, 1987.
- LATASA, I. Depósitos detríticos cuaternarios de la Llanada Alavesa (Cuenca del río Zadorra). In, **The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region**, 361-372. (A. Cearreta y F.M. Ugarte, eds.). Ed. Servicio de Publicaciones de la UPV/EHU. Leioa, Bizkaia, 1993.
- MORA HURTADO, P. Y VILLANUEVA, M. **Estudio hidrogeológico general de la Provincia de Alava**. División de Aguas Subterráneas del IGME. Madrid, España (mem. inédita), 1968.
- MORRISSEY, D.J. Estimation of the recharge area contributing water to a pumped well in a glacial-drift, river-valley aquifer. **U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2338**, 41 pp, 1989.
- OCIO, J.A. (1994). **Contaminación agraria difusa del agua de consumo humano en Alava**. IKT. Vitoria-Gasteiz (mem. inédita).
- ORTIZ DE LAZCANO, R.M., URRUTIA, I. Y LABURU, I. **Estudio de caracterización hidrológica y evaluación de la calidad de las aguas de las cuencas sur de Vitoria-Gasteiz**. Centro de Estudios Ambientales Argilan. 163 p. Vitoria-Gasteiz (mem. inédita), 1993.
- PRICKETT, T.A., NAYMIK, T.G.; LONNQUIST, C.G. **A Random walk solute transport model for selected ground-water evaluations**. Bull. 65, Illinois State Water Survey, 1981.
- RAMÍREZ DEL POZO, J.. **Síntesis geológica de la Provincia de Alava**. Ed. Institución Sancho El Sabio-Caja de Ahorros Municipal de Vitoria, 66 p. Vitoria-Gasteiz, 1973.
- RAMÍREZ DEL POZO, J., DEL OLMO, P., AGUILAR, M.J. Y LEAL, M.C. Mapa geológico nacional a escala 1:50.000. Hoja y memoria explicativa: 112-Vitoria. Ed. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria (IGME). Madrid, España, 1978.
- REILLY, T.E., FRANKE, O.L., BUXTON, H.T.; BENNETT, G.D. . A conceptual framework for ground-water solute-transport studies with emphasis on physical mechanisms of solute movement. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 87-4191, 44 p.,1987.
- RUIZ, M., SÁNCHEZ, J.M., ARRATE, I., ANTIGÜEDAD, I., LLANOS, H. Y MORELL, I. **Metodología de Análisis de la Contaminación de Suelos por Compuestos Nitrogenados y su Implicación en las Aguas Subterráneas**. Aplicación al Acuífero Cuaternario de Vitoria-Gasteiz (Araba, País Vasco). Mem. II Congreso Internacional de Suelos Contaminados, I: 107-110. Ed. Eusko Jaurlaritza-Gobierno Vasco (IHOBE), Vitoria-Gasteiz, 1994.
- SHAFFER, J.M. Reverse pathline calculation of time-related capture zones in nonuniform flow. **Ground Water**, v. 25. No. 3, p. 283-289, 1987.
- SPRINGER, A.E.; BAIR, E.S. Comparison of methods used to delineate capture zones of wells – Stratified-drift buried-valley aquifer. **Ground Water**, v. 30, no. 6, p. 908-917, 1992.
- SNYDER, D.T., WILKINSON, J.M.; L.L. ORZOL. **Use of a Ground-water Flow Model with Particle Tracking to Evaluate Ground-Water Vulnerability**, Clark County, Washington. Publisher: U.S. Geological Survey, Reston, VA, United States, 1998.
- UPV. **Estudio hidrogeológico del sector de Salburua (Vitoria-Gasteiz). Orientación para la toma de medidas tendentes a la recuperación de sus zonas húmedas. Estudio preliminar**. Convenio Ayuntamiento de Vitoria-Gasteiz-Grupo de Hidrogeología de la Universidad del País Vasco. 100 p.+anexos. Vitoria-Gasteiz (mem. inédita). (1995).
- UNITED STATE ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY (USEPA). **Guideline for delineation of wellhead protection**. EPA 440/5-93-001. Washington (DC). 122 pp, 1993.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos UPV-EHU 001.154 EA 061-95 y 33836-T financiados por la Universidad del País Vasco y la CONACYT, respectivamente. Los autores desean expresar su agradecimiento a los compañeros Iñaki Arrate y Benito Abalos por la cesión de diversa información hidrogeológica, así como al Ente Vasco de la Energía y a la Excelentísima Diputación Foral de Alava.

WATER QUALITY IN AN AQUIFER RECHARGED WITH WASTEWATER AND ITS POSSIBLE USE FOR DRINKING PURPOSES IN MEXICO

Blanca Jimenez-Cisneros¹ and Alma Chavez-Mejia¹

RESUMEN Desde 1890, las aguas residuales de la Ciudad de México se han enviado sin tratamiento alguno al Valle del Mezquital, ubicado en el estado de Hidalgo ubicándolo como el distrito de riego más grande del mundo (80.000 ha) que emplea aguas negras para la irrigación agrícola. Como resultado de esta práctica, se ha elevado el nivel freático del acuífero y han emergido diversos manantiales con gastos de 50 a 600 L/s. Esta agua se aprovecha como fuente de suministro para más de 450.000 personas que habitan en el valle usando sólo cloración como método de potabilización. Debido al posible riesgo que esto representa para la salud, en este estudio se determinó la calidad del agua de las fuentes de suministro y del acuífero del valle del Mezquital. Los resultados indican que durante la infiltración hacia el suelo se remueve una concentración significativa de los contaminantes contenidos en el agua residual, especialmente compuestos de tipo microbiológico y orgánico. *A priori*, el volumen excedente de agua del acuífero se podría utilizar para consumo humano por presentar calidad similar al estándar de agua potable de México, no obstante, algunas sales y los nitratos deben ser retirados. Así mismo, se deben tomar medidas preventivas respecto de una posible disminución de la capacidad del suelo de remover los contaminantes presentes si se continúa infiltrando al suelo aguas residuales sin previo tratamiento.

Palabras clave: Recarga de acuíferos no intencional, reúso de aguas residuales, reúso en agricultura, reúso indirecto.

ABSTRACT Wastewater from Mexico City has drained to the Mezquital Valley since 1890. This is the largest project (80.000 ha) using urban wastewater for agricultural irrigation in the world. As a result of this practice, the water table of the aquifer underlying the irrigation zone has risen, and several springs with flows between 50 to 600 L/s have appeared. Groundwater, by means of springs, is the main source of water for almost 450.000 inhabitants in the area; in this study its quality was analyzed. The results show that soil infiltration removes a significant portion of wastewater pollutants, especially microorganisms and organic compounds. Preliminary results indicate that the excess volumes of water in the aquifer could be used for human consumption fulfilling the drinking water standards if some ions and nitrate are removed, although some precautions should be taken about the residual capacity of the soil to continue treating the wastewater.

Keywords: Groundwater incidental recharge, wastewater reuse, reclaimed water, agricultural reuse, indirect reuse

BACKGROUND

Apparently, Mexico is a country with enough water; however, two thirds of the territory suffers from a lack of it. Frequently, domestic wastewater is used for irrigation; in fact many discharges from urban centers are committed to farmers. In 1995, a total of 102 m³/s of wastewater were used for irrigating 257.000 ha in the country. Mexico is one of the most experienced countries in wastewater irrigation and there are many cities with operating wastewater irrigation schemes (CNA et al., 1998). An example is Mexico City, in which wastewater and rainwater have drained from the south to the north of the Mezquital Valley (MV) since 1890. Wastewater without any treatment has been used for irrigation of several crops in this Valley and has allowed the economic development of this arid region. This is the largest and oldest scheme for agricultural irrigation using urban wastewater in the world. Because of the use of large irrigation rates and the soil conditions in the valley, remarkable water volumes started artificially recharging the system forming a shallow aquifer (JIMENEZ, in press). This paper describes the situation in the

Mezquital Valley and analyzes the impact on regional drinking water supply sources.

Study Area Description

The Mezquital Valley is located in the southwestern part of the state of Hidalgo and north of Mexico City, in the central zone of the country. It has a population of 450,000 inhabitants distributed in 294 localities. The climate classification is BS₁kw(i)gw", i.e., the most humid of the arid zones; it is a mild climate with a mean annual temperature of 16.7 °C. The region is poor in rainfall with a remarkable variation during the year. Mean annual rainfall is 527 mm while evapotranspiration reaches 1750 mm (JIMÉNEZ et al., 2000). The main activity is agriculture and it is carried out in three Irrigation Districts with a combined surface area close to 85.000 ha. This paper refers only to one of this (Irrigation District number 03, Figure 1), which has an irrigation surface area around 45.000 ha of previously semiarid land (CNA et al., 1998). Subsoil in the valley is composed of 89% shallow to slightly sandy soils, 10% clay soils, and 1% sand. The Irrigation District 03 occupies most of

¹Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional de Autónoma México.
(BJimenezC@iingen.unam.mx); (AChavezM@iingen.una.mx)

the valley, where six different types of soils are present. In general, soils in the irrigation areas, are poor in organic matter and nutrients. The wastewater is conveyed to the Mezquital Valley through a very complex hydraulic system, which is composed of three freshwater and six wastewater storage dams, 323 km of main distribution channels, 264 km of lateral distribution channels and 101 km of agricultural drains (JIMENEZ, in press). An average wastewater volume of 52 m³/s is delivered to the Mezquital Valley, i.e., 40 m³/s from domestic, industrial, and commercial wastewater and 12

m³/s, as an annual average, from rainfall, which mainly occurs from May to October.

This quantity varies greatly during the year (JIMÉNEZ et al., 1998). It is estimated that, through irrigation and the transport of the wastewater through superficial unlined channels, at least 25 m³/s of wastewater is infiltrated to the ground, increasing the natural recharge of the aquifer in more than 13 times the natural rate, and thus even forming a new water deposit. Actually CNA et al., (1998) estimated a potential recharge of up to 39 m³/s for the entire valley.

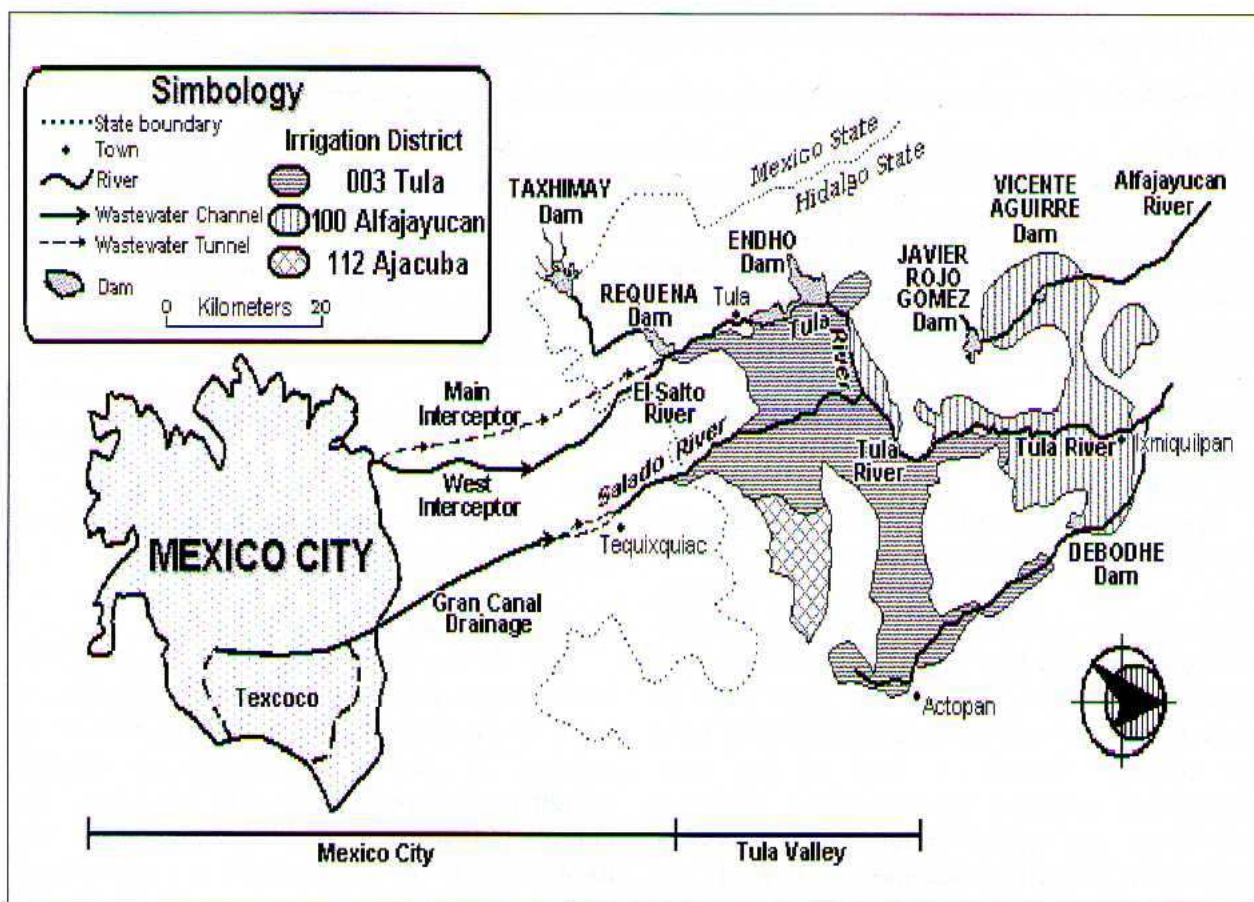


Figure 1 - Mexico City and Irrigation District 03

The increase on aquifer recharge has considerably raised the piezometric levels. The base flow of the Tula River increased from 1,6 m³/s to 12,7 m³/s within a 50-year period. In addition, in 1964 the Cerro Colorado spring (with 0,6 m³/s used for public supply) appeared, and in some areas, such as Mangas, Tezontepec, Ajacuba and San Salvador, water has emerged causing water logging, growth of hydrophilic vegetation and loss of large volumes of water due to evapotranspiration.

The Mezquital Valley is surrounded by hills and mountains. A large part of the high ground is composed of volcanic rocks of varying age and

composition, and calcareous sediments (CNA et al., 1998). From the hydrogeological point of view, studies of this region consider the presence of three overlapped aquifers (JIMÉNEZ et al., 1998). The upper or first aquifer is a shallow non-confined system with variable depth. It is recharged by surface infiltration and lateral groundwater contributions.

Transmissivities range between 0,0001 and 0,001 m²/s. Most of the water supplies in this system come from springs. The lower or second aquifer is located in the basaltic zone with some volcanic ash and lava intervals. Transmissivities are 0,01 m²/s or higher, therefore it is more

productive than the upper aquifer. The third aquifer is located within Cretaceous limestone; and in some occasions it behaves as a water-table aquifer.

In the valley, there are 283 water sources to supply the population, *i.e.*, wells and springs. From the total extracted volume, which is around 2,32 m³/s, 64% is used by industry, 22% by agriculture, and 14% for human consumption. Water sources for human consumption are 112 wells and 26 springs. From total sources, 55% rely on chlorination as the only water treatment; 52% are located within the irrigation area or near the distribution canals, therefore they are under direct influence of wastewater infiltration.

OBJECTIVE

The objective of this research was to evaluate the water quality in the aquifers and springs and compare it to the drinking standards.

METHODOLOGY

Two sampling campaigns covering the dry and the rainy seasons were performed during 1997 and 1998. The first one consisted of a water quality assessment of current drinking water supplied in 10 wells and 1 spring of the Mezquital Valley. For this stage, 276 parameters were considered (22 physical, 34 metals, non metals and inorganic compounds, 7 microbiological, 213 organic compounds and toxicity and radioactivity tests). The second campaign covered more than 218 parameters and was performed by four laboratories working in parallel. In all cases, water quality analyses were performed according to the Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater (APHA et al., 1998).

RESULTS AND DISCUSSION

Water quality assessment of water supply sources

To proceed with the water quality assessment of water supply sources at the Mezquital Valley, wells supplying the greatest number of people, with the largest extraction yield and located in high and low contamination risk zones were selected. Ten sites were chosen to carry out three sampling campaigns: one in the dry season and two during the rainy season. Table 1 shows a summary of the data obtained in some representative sources and compares them with

the Mexican drinking water standard (NOM-SSA1-127-/2000). From the 36 sampled sites, 21 had total dissolved solids (TDS) above the limits; 13 showed problems with nitrates and fecal coliforms, 11 with sodium and total hardness, 6 with sulfates, 4 with barium, and 1 with cadmium, copper, nitrites and zinc. Results from analysis of the pesticides used in the region showed concentrations lower than detection levels. However, chromatograms showed some peaks associated with organic compounds, which were not identified. In order to identify these peaks, a second assessment was performed. At this time, the number of sampling sites was increased to 22 to cover 53 % of total water supplied and TOC and COD analyses were added. From the 22 sites, two sites with the highest TOC values (52,8 and 80,3 mg/L) were selected to run a screening routine of 246 semi volatile organic compounds. None of the specific compound was detected. As a final step, acute toxicity tests were performed with Microtox®, which uses *Phitobacterium phosphoreum* as an indicator organism. The tests were done in the sites with the highest and lowest salinity content, but with high concentration of TOC and COD. No toxicity was found at any site. The study concluded that, although some influence of wastewater in the main water supply sources was observed, water quality at wells does meet drinking water standards if disinfection and a mild desalinization process are applied (JIMENEZ; CHAVEZ, 2004).

Water quality assessment of the aquifer

Based on the hydrogeological functioning of the Mezquital Valley, three sites from the aquifer were selected as representatives of the groundwater. These sites (Teocalco, Tezontepec and San Salvador well), located in the plains, show water-logging problems because of the rising water-table. Results from the water quality assessment were compared with drinking water standards from Mexico (NOM-SSA-127/2000) the European Community, the World Health Organization, the USEPA, and Canada. Results for those parameters that are not in compliance with any of the selected drinking water quality standards or guidelines are presented in Table 2.

Table 1 - Water quality in some of the drinking water sources of the Tula Valley (values in mg/L unless indicated; JIMENEZ et al., 1997)

Parameter, (mg/L unless indicated)	NOM SSA1 127/2000	Well, La Noria	Spring, Cerro Colorado	Well, San Salvador	Well, El Mexe	Well, PEMEX 6	Well, Tetepango	Well, Atitalaquia
Population supplied, inhab.		4000	72413	4000	25975	34003	5402	5959
Volume, L/s		100	330	151	50	33	22,5	31
Helminth ova, ova/L	NA	0	0	0	0	0	0	0
Enteric Viruses, PFU/100 mL	NA	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Fecal Coliforms, MPN/100 mL	0	0	544	0	0	36	6	0
Total organic carbon	--	0	80	0	0	0	0	0
COD	--	17	158	0	5	48	0	0
Aluminum	0,2	<0,0005	ND	0,005	0,002	<0,0005	<0,0005	<0,0005
Barium	0,7	ND	ND	0,1	ND	ND	1,8	ND
Cadmium	0,005	<0,00001	0,0003	0,00007	<0,003	<0,00045	<0,0003	<0,001
Copper	2	0,008	0,004	0,006	0,004	0,002	0,002	0,002
Chrome (total)	0,05	0,002	0,002	0,0002	0,005	0,006	0,001	0,007
Total Hardness	500	571	465	562	250	382	340	580
Iron	0,3	0,02	0,05	0,054	0,02	0,02	<0,02	0,002
Fluorides	1,5	0,3	0,8	0,04	0,5	0,53	0,4	1,4
Nitrates	10	29	13	14	5,6	14	9	6,1
Nitrites	0,05	0,0024	0,005	0,003	0,036	0,002	0,009	<0,000001
Lead	0,025	0,0003	0,0006	<0,0002	<0,0002	0,003	<0,0002	0,0002
Sodium	200	363	210	224	95	200	56	185
TDS	1000	1609	1142	1278	604	1070	768	1186
Sulfates	400	245	167	128	74	131	60	270
MBAS	0,5	0,144	ND	0,112	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Zinc	5	<0,00127	ND	2,7	0,007	0,0013	115	0,001

COD: Chemical Oxygen Demand; TDS: Total Dissolved Solids; TOD: Total Organic Carbon; ND: Not detected

Table 2 - Comparison of those parameters with values higher than drinking water standard and international guidelines at wells samples

Group of Parameters	Well-Teocalco	Well-Tezontepec	Well-San Salvador
Physical (21)*	Total dissolved solids	Total dissolved solids	Total dissolved solids
Microbiological (8)*		Total and fecal coliforms	Total and fecal coliforms
Metals (18)*	Lead Calcium Potassium Sodium Manganese	Lead Sodium Calcium Magnesium Potassium	Sodium Lead
Non-metals (6)*	boron,	Boron	Boron
Inorganic Compounds (9)*	Nitrates Ammonia Nitrogen Hardness	Hardness Nitrates	Chlorides Nitrates Ammonia Nitrogen Nitrates
Organic Compounds (156)*	None	None	None

* (n) = Total number of analyzed parameters

Even though none of the organic compounds included in the drinking water standards and guidelines was found above the detection level, further analysis of the organic fraction was performed.

Aromatics, chlorinated benzenes, and nonyl-phenols were the more conspicuous compounds found in both wastewater and groundwater samples. Quantitative estimation of these and mayor groups of compounds in waste and groundwater is shown in Table 3. Table 4 contains a summary of the removal efficiency calculated considering the wastewater quality and that of the aquifer water. Results show the importance of soil treatment capabilities in the region, for all compounds but for those related

with salinity. Even in several cases concentrations in the groundwater are below the detection limit, *i.e.*, <5 ppb.

Table 3 - Selected organic compounds in well Tezontepec and in the wastewater before infiltration ($\mu\text{g/L}$; CAPELLA et al., 2000)

Compound	Wastewater	Well Tezontepec
Methyl (1-methyl-ethyl)-benzene	5-10	<5
1,1-oxy-bis-benzene	10-50	< 5
4-nonyl phenol	1000	5-10
1,2,4, trichlorobenzene	5-10	<5
Benzenes	100	<5
Phenols	1500	10
PAH	25	<5

Table 4 - Mexico City wastewater and Mezquital Valley aquifer water quality and the removal percentage. All parameters in mg/L unless indicated. (ND: not detected)

Parameter	Wastewater	Aquifers	Removal (%)	Parameter	Wastewater	Aquifers	Removal (%)
E. Coli (MPN/100 mL)	10^4 - 10^{10}	1-4	99,9	Turbidity, (NTU)	100 - 249	0,1 - 2	99
<i>Salmonella</i> spp. (CFU/mL)	0-positive	ND	100	TSS	83-153	ND-12	97
<i>E. histolytica</i> , (cysts/L)	0-1,5	ND	100	BOD	166-167	2,4-5	98
<i>Shigella</i> (CFU/mL)	0 - positive	ND	100	TOC	35-188	5,2-30	84
Helminth ova (ova/L)	12-24,5	0	100	Total Nitrogen	37-38	ND-6	96
Conductivity ($\mu\text{mhos/cm}$)	1437-1689	1481-1730	-3,4	Ammonia nitrogen	24-32	ND-4,5	97
Redox Potential (mV)	-16	-78 to -23	-215	Nitrates	ND -1	1,5-77	-2785
Aluminum	1,3-5,5	0,03-0,1	98	Nitrites	ND -0,001	ND-0,02	-741
Arsenic	ND-0,008	ND-0,005	71	Phosphorus	2,7-3	ND-0,2	95
Copper	0,05-0,07	ND -0,07	77	Bicarbonates	485	418-942	-21
Chrome	ND-0,04	ND-0,01	90	Total Hardness	210-220	265-376	-50
Iron	1-1,2	<ND-0,07	96	Chlorides	155-248	131-180	26
Manganese	0,03-0,2	ND-<0,01	95	Fluorides	0,7-4	0,3-1	74,
Mercury	ND -0,001	ND-0,002	36	Sulfides	3-3,5	ND-<3,4	65
Lead	0,09-0,1	ND-0,04	78	<i>o</i> -Xilene, ($\mu\text{g/L}$)	3,8-4	ND-<5	100
Sodium	198-206	80-317	13	Ethyl benzene ($\mu\text{g/L}$)	1,2	ND-< 5	100
Calcium	41-445	57-90	-82	<i>m</i> - Xilene, ($\mu\text{g/L}$)	9,2	ND	100
Magnesium	24-29	23-47	-13	<i>p</i> . cresol ($\mu\text{g/L}$)	46,5	ND	100
Boron	1,-1,2	0,4-0,7	49	Chloroform, ($\mu\text{g/L}$)	0,2-0,8	ND	100
Cyanides	0,005-0,01	<0,018	13	Tetrachloro ethylen	2	ND	100

CONCLUSIONS

Currently, there is no doubt about the benefits of using wastewater in the irrigation districts in the Mezquital Valley from the agricultural and economical point of view (JIMENEZ; GARDUÑO, 2001). However, this practice has directly modified natural aquifer recharge. Until now, although water at the shallow aquifer comes directly from infiltrated wastewater, deep wells for drinking water supply are still in compliance with Mexican drinking water standards if disinfection is applied and the distribution system is managed in a proper way. It can also be concluded that ion exchange and adsorption

occurring within the soil matrix is important; the high concentrations of metals in wastewater are not the same in groundwater, except for lead, calcium, and magnesium, which can be related with the background concentration or the saturation effect. The soil treatment capacity in the Mezquital Valley and its effectiveness for removing organic compounds is clear. But it is considered that studies must be performed to determine how long this cleaning capacity will last, in order to learn how to better manage the irrigation district as well as to eventually protect the consumers of reclaimed water in the region.

REFERENCES

- APHA-American Public Health Association, Water Works Association and Water Environment Federation **Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater**. 20th edn. Washington D.C., 1998.
- CAPELLA S.; GARCÍA V.; PEÑA A. **Impact of Wastewater Irrigation on the Quality of Groundwater. Preliminary Evaluation of Organic Compounds** by SPME-CGC-MSD. 23th International Symposium on Capillary Chromatography, June 5-10, Riva de Garda, Italy, 2000.
- CNA; BGS; LSHTM; UB. **Effects of Wastewater Reuse on Groundwater in the Mezquital Valley, Hidalgo State, Mexico**. Final Report- November 1998. BGS Technical Report WC/98/42, 1998.
- JIMÉNEZ B.; LÓPEZ N.; SOTOMAYOR C. **Study to determine the quality of the drinking water in the Mezquital Valley**. Institute of Engineering, UNAM. Project 5322 prepared for the National Water Commission. 1997
- JIMÉNEZ B.; CRUICSHANK C.; CAPELLA S.; CHÁVEZ A.; PALMA A.; PÉREZ R.; GARCÍA V. **Estudio de la Factibilidad del Empleo de Agua del Acuífero del Valle del Mezquital para Suministro del Valle de México**. Instituto de Ingeniería, UNAM. Proyecto 8384 elaborado para la Comisión Nacional del Agua (in spanish), 1998.
- JIMÉNEZ B. **Chapter 12.3 El Mezquital, Mexico: The biggest irrigation district that uses wastewater, in Handbook of Irrigation**. CRC Press US Environmental Protection Agency Reuse Book, ASCE WEF. Lazarova and Bahri editors (2004).
- JIMÉNEZ B. **Health Risks in Aquifer Recharge with Recycle Water in State of the Art Report Health Risk in Aquifer Recharge Using Reclaimed Water**. R. Aertgeerts and A. Angelakis Editors. WHO Regional Office for Europe (In press-b).
- JIMÉNEZ B.; CHÁVEZ A.; BARRIOS E.; PÉREZ R. **Impact and Potential of Reused Water in the Mezquital Valley**. *Water 21 IWA*, Vol 6, 34-36, Reino Unido, 2000.
- JIMÉNEZ B.; GARDUÑO H. **Social, Political and Scientific Dilemmas for Massive Wastewater Reuse in the World in Navigating Trough Waters: Ethical Issues in the Water Industry**. Davis and McGin editors. Edited by AWWA. ISBN1-58321-129-2. 139-153, 2001.
- JIMENEZ B.; CHAVEZ A. **Quality assessment of an aquifer recharged with wastewater for its potential use as drinking source: "El Mezquital Valley" case**, *Water Science and Technology* 50 (2) pp 269-276, 2004.
- Official Diary of the Federation 2000. Modification of the Mexican Official Norm -127-SSA-2000, "Water for use and human consumption. Maximum allowable limits and treatment to drinking water. México D.F. 2000.

SINGULARIDAD CONSTITUTIVA DE SISTEMAS GEOHIDROLÓGICOS DE LLANURA Y GESTIÓN DE LOS RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÁNEOS.

Ofelia Tujchneider^{1,2}; Marta Paris¹; Marcela Pérez¹ y Mónica D'Elía¹

RESUMEN La necesidad de lograr una gestión sustentable de los recursos hídricos subterráneos constituye un gran desafío. Se requiere articular la planificación y ejecución de acciones sobre el sistema en tiempo real y simultáneamente contrastar su comportamiento en relación con las solicitudes externas. Esta situación adquiere mayor relevancia en el caso de sistemas geohidrológicos de características constitutivas singulares. En este trabajo se presenta una síntesis de tres modelos conceptuales generados y validados en el ámbito de la provincia de Santa Fe, Argentina. Los sistemas geohidrológicos conceptualizados se encuentran en la extensa Llanura Chaco Pampeana. Se describe el comportamiento de cada uno de ellos y se puntualiza en la necesidad de definir estos modelos conceptuales como acción fundamental a los fines de la gestión sustentable.

Palabras clave: modelos conceptuales, gestión de aguas subterráneas, Santa Fe

ABSTRACT The actual need to achieve a sustainable groundwater resources management is a great challenge. An adequate articulation between planning and actions upon the system in a real time and simultaneously the contrast between its behaviour and the external requests are required. This situation becomes more important in the case of geohydrological systems with singular constitutive characteristics. A synthesis of three conceptual models, generated and validated in the Santa Fe province-Argentina, is presented in this work. These systems are located in the extensive Chaco-Pampeana Plain. The behaviour of each system is described and the need to define these conceptual models as a fundamental step toward a sustainable management is stressed.

Keywords: conceptual models, groundwater management, Santa Fe

INTRODUCCIÓN

La llanura santafesina, parte de la Llanura Chaco Pampeana de gran extensión en territorio Argentino, se muestra en sus manifestaciones superficiales con bajas a muy bajas pendientes y comportamiento topográfico monótono. Esta monotonía es solo aparente, dado que en subsuelo la llanura agradacional esta condicionada por fosas y pilares tectónicos, receptora de un potente paquete sedimentario, afectada por el diastrofismo terciario y la neotectónica. El clima es templado húmedo, con precipitaciones anuales medias entre 900 y 1000 mm, la temperatura media anual de 17 °C. Así, el análisis minucioso de la estratigrafía, y el comportamiento geohidrológico formacional, juntamente con evidencias convergentes hidráulicas e hidroquímicas en el marco anteriormente detallado, permite la formulación de modelos conceptuales de funcionamiento para distintas áreas de la Provincia de Santa Fe. Estos modelos ponen de manifiesto que la singularidad constitutiva de los sistemas geohidrológicos analizados significa un condicionante importante cuando se elaboran estrategias de gestión, situación que es aun más grave cuando se desconoce o minimiza la necesidad de contar con un modelo conceptual validado.

MODELO CONCEPTUAL DEL SUR DE LA PROVINCIA DE SANTA FE

Este modelo conceptual fue planteado por FILÍ et al. (1999). El área considerada presenta relieve ondulado, disectado por arroyos y cañadas menores. El análisis de la red de avenamiento permitió identificar los efectos de la tectónica cuartaria o neotectónica. El sistema geohidrológico esta constituido por un subsistema superior freático (alojado en sedimentos de la Formación "Pampa") y un subsistema inferior semiconfinado (alojado en las Formaciones "Puelche" y Paraná), ambos con condiciones de borde dadas por la superficie topográfica y las arcillas basales de la Formación Paraná, que limitan al sistema en sentido vertical. Entre las secciones acuíferas superior e inferior se encuentra un estrato semiconfinante que define entre ambas una relación dinámica. Los límites laterales son hidrodinámicos, dado por cauces de arroyos y cañadas. La relación directa del sistema con el arco meteórico del ciclo hidrológico determina que en su comportamiento dinámico prevalezcan los movimientos del agua en sentido vertical (recarga y descarga) sobre el flujo horizontal. El sentido del escurrimiento regional es de oeste a este, hacia el valle del río Paraná (Figura 1). Hidrogeoquímicamente ambos niveles

¹Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Argentina, (pichy@fich.unl.edu.ar; mdelia@fich.unl.edu.ar)

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina, (gig@fich1.unl.edu.ar)

presentan una clara diferenciación en el comportamiento: las aguas del acuífero freático son de tipo bicarbonatado sódico, de salinidad media a baja, con sus componentes mayores (excepto el sodio y en áreas urbanas el nitrato) dentro de los límites de potabilidad siendo común la presencia de arsénico y flúor; por su parte las

aguas del acuífero semiconfinado presentan dos áreas con características hidroquímicas diferentes que van desde altas salinidades a bajas salinidades en el propio sentido de circulación en forma coincidente con un lineamiento estructural local.

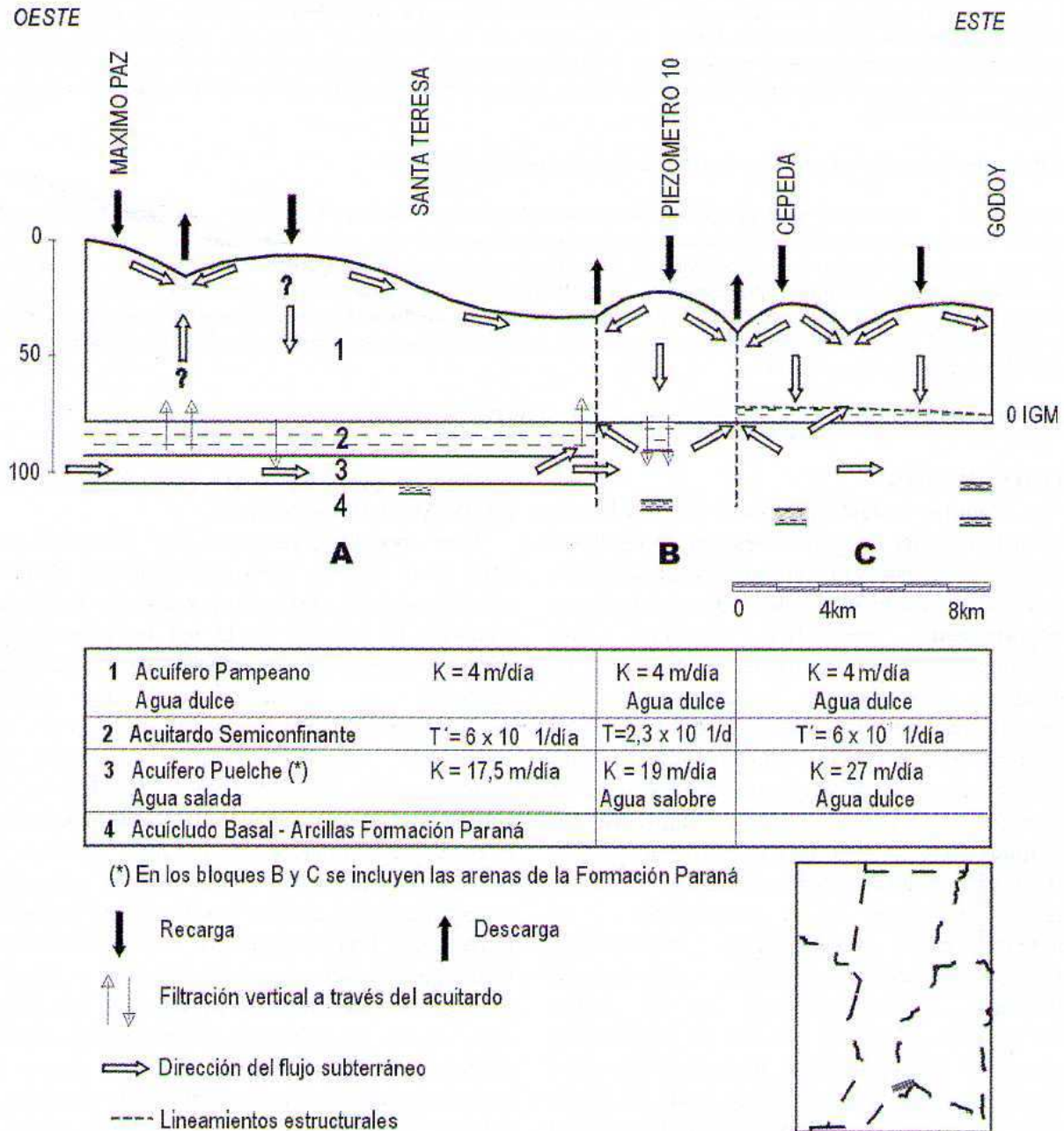


Figura 1 - Modelo Hidrogeológico Conceptual Sur

MODELO CONCEPTUAL DEL NORESTE DE LA PROVINCIA DE SANTA FE

Este modelo fue desarrollado por TUJCHNEIDER (2001), en el área Los Saladillos (Valle medio del Río Paraná). El sistema está

integrado por dos subsistemas: uno de aguas subterráneas someras y otro de agua subterráneas profundas, los cuales se interrelacionan en el área de Los Saladillos (Figura 2).

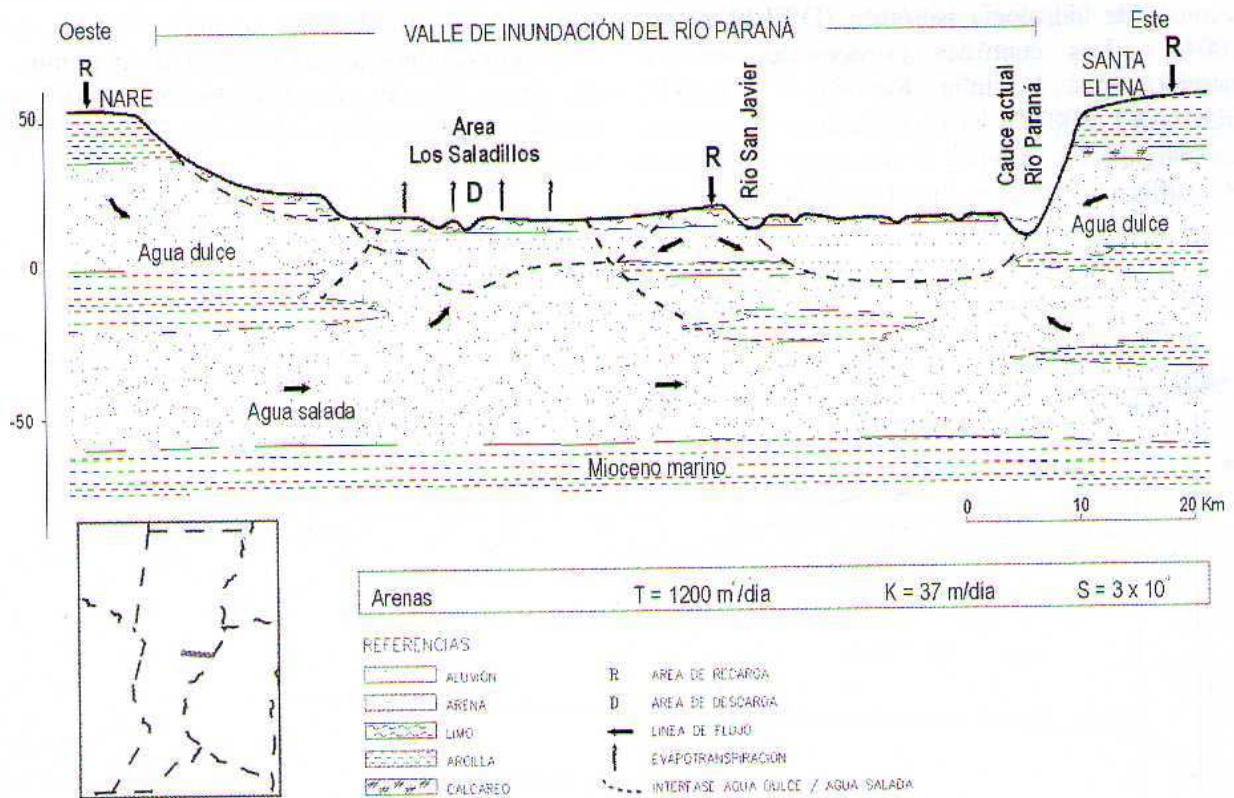


Figura 2 - Modelo Hidrogeológico Conceptual Noreste

El subsistema somero está alojado en limos y limos arcillosos modernos. Las geofomas y la constitución litológica de estas formaciones geológicas superficiales controlan su hidrodinámica y la hidroquímica. En él se han reconocido áreas de recarga directa, a partir de precipitaciones locales con aguas bicarbonatadas sódico cálcicas de salinidad baja-, conducción y descarga en depresiones anegadizas que drenan hacia los cursos superficiales. El sistema profundo esta alojado en arenas, limos arcillosos y arenosos finos de la Formación Paraná. Este sistema está alimentado por el flujo regional proveniente del Oeste y su nivel de descarga es el valle del Río Paraná. La salinidad del agua es sumamente elevada, mayor a 30 g/L

Las relaciones hidráulicas entre ambos subsistemas no resultan fácilmente detectables, sólo si las perforaciones son construidas adecuadamente y el subsistema superior está correctamente aislado. La relación hidrogeológica que se presenta entre ambos subsistemas está controlada por una interfase agua dulce-agua salada, dinámica y sensible al factor de carga que ejercen las situaciones

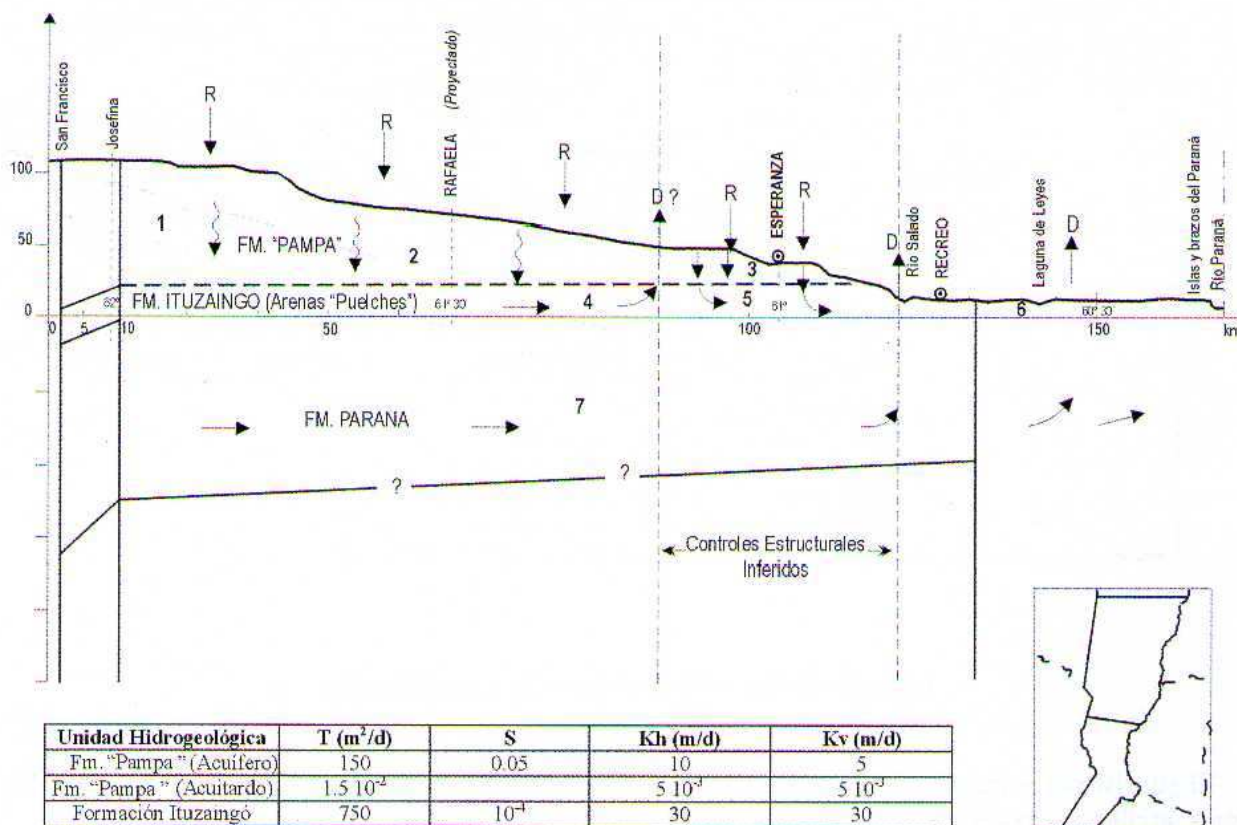
hidrológicas superficiales en el valle del Río Paraná.

MODELO CONCEPTUAL DEL CENTRO-ESTE DE LA PROVINCIA DE SANTA FE

La columna hidrogeológica regional fue descrita por FILÍ Y TUJCHNEIDER en 1977. El sistema geohidrológico comprende: un basamento acuícludo (arcillas), correspondiente a la Formación Paraná; un acuífero semiconfinado, compuesto por arenas finas y medianas pertenecientes a la Formación Ituzaingó (arenas Puelches) dispuestas sobre las arenas grises amarillentas cuspidales de la Formación Paraná; un manto semiconfinante, o acuitardo, discontinuo hacia el Este- compuesto por limos y arcillas y, un acuífero freático compuesto por limos, arcillas y loess de la Formación "Pampa" (Figura 3). El comportamiento hidráulico es de tipo multicapa, con la posibilidad de flujo ascendente y/o descendente a través del acuitardo. El sentido general del escurrimiento es de Oeste a Este. La Formación "Pampa" recibe recarga directa por precipitaciones y el acuífero alojado en las arenas Puelches responde

al flujo regional (TUJCHNEIDER et al., 2002). Esto se ha corroborado recientemente con técnicas de hidrología isotópica (D'ELIA et al., 2004). Los controles estructurales estarían ejercidos por la falla Rafaela (KRÖLING; IRIONDO, 2003) y otros lineamientos menores. La composición química de las aguas alojadas en el acuífero freático es bicarbonatada sódica con

presencia de arsénico y flúor. Las aguas del acuífero semiconfinado son bicarbonatadas sódicas de muy buena calidad, pero se han advertido cambios de sus características químicas en áreas focales de explotación, como así también un importante descenso de los niveles piezométricos.



REFERENCIAS:

- 1 Loess. Aguas de salinidad alta a muy alta.
- 2 Limos loésicos. Aguas de salinidad media alta.
- 3 Limos. Aguas de baja salinidad.
- 4 Arenas. Aguas de alta a muy alta salinidad.
- 5 Arenas. Aguas de mediana a baja salinidad.
- 6 Limos, arcillas y arenas. Aguas de muy alta salinidad.
- 7 Sedimentos marinos (arenas y arcillas). Aguas de muy alta salinidad.

Figura 3 - Modelo Hidrogeológico Conceptual Centro Este

CONCLUSIONES

En Argentina la llanura Chaco-Pampeana constituye un escenario geológico-geomorfológico-estructural singular, que condiciona el desarrollo de los sistemas geohidrológicos que en ella se incluyen. En la Provincia de Santa Fe se identifican sistemas geohidrológicos con funcionamientos diversos y sutiles rasgos de complejidad. Los modelos conceptuales elaborados han permitido diferenciar los flujos locales -con recarga autóctona y regionales -con recarga alóctona-, por la convergencia de evidencias geológicas, hidrodinámicas e hidroquímicas. El sistema ambiental, entendido como la articulación entre

el subsistema natural y el subsistema socioeconómico cultural, exhibe una demanda cada vez mayor de agua en cantidad y calidad. De este modo, se puntualiza que, el desconocimiento de la singularidad constitutiva de estos sistemas a la hora de plantear un modelo de gestión de recursos hídricos subterráneos, conlleva el riesgo de utilizar inadecuadamente herramientas metodológicas y como consecuencia de ello provocar problemas de: explotación intensiva, ruptura del equilibrio hidrodinámico entre agua dulce y agua salada con afectaciones importantes de la calidad, ubicación errónea de perforaciones en áreas de control estructural con afluencia de agua de baja calidad,

incapacidad y/o demora en la identificación de vías preferenciales de acceso de sustancias no deseadas desde superficie al/los niveles acuíferos

multicapa, mal dimensionamiento de las captaciones, entre otros.

REFERENCIAS

D'ELÍA, M.; TUJCHNEIDER, O.; PARIS, M.; PEREZ, M.; ARAVENA, R. Técnicas Isotópicas en la Caracterización de Sistemas de Flujo Subterráneo en Esperanza y Paraná, Argentina. **Revista Latinoamericana de Hidrogeología**, v.5, p.31-38, 2005.

FILI, M. Y TUJCHNEIDER, O. Características geohidrológicas del subsuelo de la Provincia de Santa Fe (Argentina). **Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral** n. 8, p. 105-113, 1977.

FILI, M.; DIAZ, E. Y DALLA COSTA, O. Modelo Hidrogeológico Conceptual de la Relación entre los Acuíferos Pampeano y Puelche en un Sector del Sur de la Provincia de Santa Fe. República Argentina. **Serie de Correlacion Geologica**. Vol. Hidrología Subterránea n. 13, p. 99-106. 1999.

KRÖLING D. Y M. IRIONDO. El Loess de la Pampa Norte en el Bloque de San Guillermo. **Asociación Argentina de Sedimentología**. Vol. 10, n. 2, p. 137-150. 2003.

TUJCHNEIDER O. **Sistemas hidrogeológicos en áreas de llanura: Cuenca inferior de los Saladillos, Provincia de Santa Fe**. Tucumán, Argentina, 2001. Tesis Doctoral (Doctorado en Geología) Universidad Nacional de Tucumán, Argentina.

TUJCHNEIDER, O.; PARIS, M.; D'ELIA, M.; PEREZ, M. Modelo de gestión de los recursos hídricos subterráneos en el centro-oeste de la Provincia de Santa Fe (Argentina). **Revista Latinoamericana de Hidrogeología**, n. 2, p. 91-102. 2002.

DEDICATORIA

Las autoras dedican este trabajo a la memoria de Mario Felipe Fili, Licenciado en Ciencias Geológicas, Profesor de la Universidad Nacional del Litoral, quien con su labor científica ha producido contribuciones de vanguardia para el conocimiento de los sistemas geohidrológicos en Argentina.

Orientação aos autores para a submissão de trabalhos

A **Revista Latino-Americana de Hidrogeologia** é uma publicação anual da ALHSUD - Associação Latino-Americana de Hidrologia Subterrânea para o Desenvolvimento, para divulgação de artigos técnico-científicos sobre Hidrogeologia e outros temas pertinentes, será distribuída aos associados e disponibilizada para permuta com instituições de ensino e pesquisa.

Os textos poderão ser redigidos em Português, Espanhol ou Inglês.

Recomendações para preparação dos artigos

O trabalho submetido para avaliação preliminar deverá ser digitado em programa *Word for Windows* ou compatível, fonte Arial, tamanho 12, espaçamento duplo, em papel A4, margens de 2,5 cm, impresso, sem numeração de páginas, em apenas uma face da folha e ter, no máximo, 30 páginas.

O(s) nome(s) do(s) autor(es), sua(s) instituição(ões), endereço(s) para correspondências e identificação do trabalho deverão ser encaminhados em folha separada do texto.

O título do trabalho, com no máximo 20 palavras, deverá aparecer na primeira página do trabalho, sem a identificação do(s) autor(es).

Antecedendo o texto serão apresentados dois resumos em Português e Inglês. Para trabalhos redigidos em Espanhol, o segundo resumo será nesse idioma e o terceiro em Inglês. O resumo deverá ser redigido em parágrafo único de 150 a 250 palavras, apresentando de forma breve e objetiva, a caracterização da área estudada, justificativa do trabalho, os métodos utilizados, os resultados e as conclusões. Após o resumo, incluir, uma lista de até cinco palavras-chave que expressem o assunto do trabalho.

O texto deverá ser redigido de forma impessoal, objetiva, clara, precisa e coerente.

Quando o artigo for redigido em Português ou Espanhol, deverá apresentar os títulos do trabalho, das tabelas e das figuras, também em Inglês. E, quando redigido em Inglês, deverá apresentar, também, os títulos em Português ou em Espanhol.

Abreviaturas e siglas deverão ser identificadas, por extenso, na primeira vez que aparecem no texto. As unidades das grandezas numéricas deverão obedecer aos padrões do Sistema Internacional de Unidades (SI).

Tabelas

As tabelas serão numeradas seqüencialmente e inseridas logo após a sua menção no texto. O título deve ser claro e conciso e colocado no topo da tabela. Outras informações relativas à tabela (origem dos dados, observações, etc.), serão colocadas logo abaixo da tabela, com espaçamento simples e fonte de tamanho menor que a do texto principal.

A tabela terá largura equivalente a uma coluna (7,5 cm) ou duas colunas (15 cm).

Figuras

As figuras (mapas, fotos, perfis, esboços, gráficos, diagramas, etc.), devem ser numeradas seqüencialmente e inseridas logo após a sua menção no texto. O título deve ser claro e conciso e colocado na base da figura. Outras informações relativas à figura (legenda, origem dos dados, observações, etc.), serão colocadas logo abaixo da figura, com espaçamento simples e fonte de tamanho menor que a do texto principal.

As figuras devem ser preparadas em preto-e-branco ou em tons de cinza, com tamanho equivalente a uma coluna (7,5 cm) ou duas colunas (15 cm). Caso as figuras excedam os tamanhos mencionados, elas serão reduzidas até ficarem com dimensões adequadas ao formato da página. Para uma boa legibilidade, os símbolos e caracteres de texto das figuras deverão ter tamanho mínimo de 1 mm, mesmo após a redução da figura.

Serão aceitas figuras coloridas, desde que os custos de reprodução sejam pagos, antecipadamente, pelos autores do trabalho. Nesse caso, pede-se aos autores que consultem os editores para uma avaliação de custos.

Citações e lista de referências

As citações mencionadas no texto devem ser indicadas pelo sistema Autor-Data, obedecendo à norma ABNT NBR 10.520 (agosto/2002), ou a que estiver vigente.

-Exemplos de citação no texto

•Na sentença: sobrenomes dos autores em letras minúsculas, seguidos pelo ano entre parênteses.

-Até três autores:

Conforme ANDERSON e WOESSNER (1992), o conjunto de equações algébricas resulta...

-Mais de três autores:

Segundo ZALÁN et al. (1987), a Bacia do Paraná é uma bacia intracratônica desenvolvida...

-Várias obras do mesmo autor:

a) do mesmo ano:

Custódio (1983a), condiciona os indicadores geoquímicos da temperatura de aquíferos à...

Para Custódio (1983b), o uso das fontes termais com fins terapêuticos...

b) de anos diferentes:

Para Rebouças (1976, 1979, 2002), a importância da água subterrânea pode ser auferida...

•No fim da frase: sobrenomes dos autores em letras maiúsculas, seguidas pelo ano, ambos entre parênteses.

...proximidades das zonas de ocorrência dessas fontes (ALFARO e WALLACE, 1994).

•Entidade Coletiva: citar o nome da entidade por extenso, seguida da sigla. Nas subsequentes, usar apenas a sigla.

Segundo o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE (2002)...

A Bacia do Paraná é uma bacia intracratônica desenvolvida... (ZALÁN et al., 1987).

•Outros documentos

-Órgãos Públicos

De acordo com dados apresentados pelo Ministério do Meio Ambiente... (BRASIL, 2004)

...políticas da Secretaria do Meio Ambiente e Recursos Hídricos - SEMA (PARANÁ, 2003).

-Leis, decretos, etc.

...de acordo com o artigo 2º da lei 9605 (BRASIL, 1998).

... conforme determina o artigo 1º da Portaria DAAE 717/96 (SÃO PAULO, 1996)

-Lista de referências: As referências citadas no texto deverão ser listadas no final do trabalho, em ordem alfabética, obedecendo à norma ABNT NBR 6023 (agosto/2002) ou a que estiver vigente.

•Livros:

CASTANY, G. *Prospección y explotación de las aguas subterráneas*. Barcelona: Omega, 1975.

•Partes ou capítulos de livros:

CUSTÓDIO, E. *Principios básicos de química y radioquímica de las aguas subterráneas*. In: CUSTÓDIO, E.; LLAMAS, M. R. *Hidrologia subterránea*. Barcelona: Omega, 1983a.

•Periódicos:

SHUSTER, E. T.; WHITE, W. B. *Source areas and climatic effects in carbonate groundwaters determined by saturation indices and carbon dioxide pressures*. *Water Resources Research*. Washington (DC), v. 8, n. 4, p. 1067-1073, 1972.

•Publicações seriadas:

HEM, J. D. *Study and interpretation of the characteristics of natural waters*. 2., *Geological Survey Water-Supply Paper*, Washington (DC), n. 1473, p. 1-334, 1970.

•Teses e dissertações:

KARMANN, I. *Evolução e dinâmica atual do sistema cárstico do Alto Vale do rio Ribeira de Iguape, Sudeste do Estado de São Paulo*. São Paulo, 1994. 228 f. Tese (Doutorado em Geoquímica). Instituto de Geociências - USP.

•Congressos:

ANDRÉ, H.; RICHER, C.; DOUILLET, G. *Les jaugages par la méthode de dilution en 1970*. In: *INTERNATIONAL SYMPOSIUM IN HYDROMETRY*, 1970, Koblenz. *Proceedings...* Koblenz: Unesco/WMO/IAHS, 1970, v. 1, p. 239-250.

•Relatórios:

GEOLOGIA AMBIENTAL LTDA - GEA. *Projeto PROSAM/PEB-07 - Relatório Final*. Curitiba: 1998. Companhia de Saneamento do Paraná. *Projeto Concluído. Áreas: Fervida e Botiatuva*.

•Leis:

BRASIL. Ministério da Saúde. Portaria nº 518 de 25 de março de 2004. Estabelece normas e o padrão de potabilidade da água destinada ao consumo humano. **Diário Oficial da União**, Brasília, v. 59, p. 266-270, 26 mar. 2004, Seção 1.

Para os casos aqui omitidos, os autores deverão recorrer à norma ABNT NBR 6023-08/2002 Informação e documentação - Referências - Elaboração.

Encaminhamento de Trabalhos

O trabalho poderá ser enviado em meio eletrônico, através da página <http://calvados.c3sl.ufpr.br/ojs2/index.php/hidrogeologia>, ou por via postal em três cópias impressas, para o seguinte endereço:

Revista Latino-Americana de Hidrogeologia – Comitê Editorial
L.P.H. –Departamento de Geologia – UFPR
Centro Politécnico – Jd. Das Américas
Caixa Postal, 19.011
81.531-990 Curitiba, PR – BRASIL

Para qualquer uma das formas de submissão do trabalho, é obrigatório o envio ao Comitê Editorial, uma declaração conjunta dos autores, consentindo a publicação do trabalho, com aceitação das recomendações dos relatores e a confirmação de não publicação em nenhum outro veículo enquanto estiver sendo avaliado pelos membros do Corpo Consultivo da revista.

Trabalhos publicados em eventos deverão ser enviados com informações do evento e se foram revisados e ampliados pelos autores.

O trabalho será submetido a dois relatores os quais emitirão pareceres independentes recomendando ou não sua publicação, havendo ou não a necessidade de revisão do texto. Em caso de trabalho não aceito, será feito um comunicado aos autores informando, sucintamente, o motivo da recusa para publicação.

Após a adaptação do texto às recomendações dos revisores, os autores enviarão ao Comitê Editorial, uma cópia impressa e outra em meio digital, para a análise final do trabalho.

Os editores reservam o direito de fazer adaptações na forma do texto para manter a uniformidade da revista.

A não observância das normas editoriais implicará na rejeição do trabalho enviado.

Provas

Antes da publicação do trabalho, em meio eletrônico ou em papel, os editores enviarão uma prova do trabalho aos autores para verificação de erros de impressão. Nesta etapa, não serão admitidas quaisquer alterações no conteúdo do texto. Os autores deverão se manifestar sobre a aceitação da prova no prazo de dez dias. Excedido esse prazo, o artigo será considerado pronto para impressão.