

Contribución de la Geofísica para ubicar pozos de recarga artificial: subcuenca Jaruco

Rosa María Valcarce Ortega

e-mail: rosy@tesla.cujae.edu.cu

Ingeniera Geofísica, Profesora Titular de la Universidad Tecnológica de La Habana José Antonio Echeverría (Cujae), Marianao, La Habana, Cuba.

Yigani González Mesa

e-mail: yiganimanuela@gmail.com

Ingeniera Geofísica, Empresa de Investigaciones y Proyectos Hidráulicos de La Habana, INRH, La Habana, Cuba.

María Díaz García

e-mail: maria@hidraulicos.cu

Ingeniera Geofísica, Empresa de Investigaciones y Proyectos Hidráulicos de La Habana, INRH, La Habana, Cuba.

RESUMEN

Ubicada en el occidente de Cuba, la subcuenca Jaruco constituye uno de los sistemas acuíferos cársticos más importantes del país. El régimen de explotación impuesto y los períodos de sequía que frecuentemente afectan al territorio, provocan el descenso de sus niveles de agua subterránea y la necesidad de ubicar pozos de recarga artificial que permitan la recuperación hídrica de este acuífero. El procesamiento e interpretación de los métodos geofísicos aplicados en el área de estudio, demostraron que la conductancia longitudinal es un parámetro eficaz para identificar las zonas más favorables donde inyectar agua, a partir de la correlación obtenida entre este parámetro y la difusividad hidráulica del acuífero, resultando que la región noroeste de la zona investigada presenta las mejores condiciones para ubicar los pozos de recarga artificial.

Palabras clave: acuíferos cársticos, geofísica aplicada a la hidrogeología, recarga artificial de acuíferos.

Geophysical contribution in locating artificial recharge wells: Jaruco subbasin

ABSTRACT

Located in western Cuba, the Jaruco sub-basin is one of the most important karstic aquifer systems in the country. The imposed exploitation regime and the periods of drought that frequently affect the territory, cause the decrease of its groundwater levels and the need to locate artificial recharge wells that allow the water recovery of this aquifer. The processing and interpretation of the geophysical methods applied in the study area, showed that the longitudinal conductance is an effective parameter to identify the most favorable zones where to inject water, from the correlation obtained between this parameter and the hydraulic diffusivity of the aquifer. The results show that the northwest region of the investigated area presents the best conditions to locate artificial recharge wells.

Keywords: karstic, aquifers, geophysics applied to hydrogeology, artificial recharge of aquifers.

INTRODUCCIÓN

La importancia de las aguas subterráneas a nivel mundial es incuestionable. En Cuba los acuíferos aportan el 70 % del abasto a la población y los de mayor importancia son de origen cársticos. La subcuenca Jaruco, ubicada en el occidente de Cuba, es uno de los acuíferos más importantes al satisfacer gran parte de las demandas de la población y de la actividad agrícola e industrial de las provincias La Habana, Mayabeque y Matanzas.

Los niveles de explotación impuestos al acuífero y la sequía que ha afectado al territorio provocan frecuentemente el descenso de los niveles del agua subterránea en la subcuenca Jaruco. Por ello el objetivo planteado a esta investigación fue definir las zonas más favorables para la ubicación de pozos de recarga artificial de este acuífero.

La recarga artificial es el conjunto de técnicas que, mediante una intervención directa o indirecta en el ciclo hidrogeológico, permiten una mejor explotación de los acuíferos por un aumento de sus recursos y creación de reservas. Sus objetivos más generales pueden ser: la mejor utilización de los recursos hidráulicos, su conservación, distribución, control y protección. Además, se identifican objetivos específicos tales como la reducción del ritmo de abatimiento de los niveles piezométricos, la vigilancia de la interface salina en acuíferos costeros, el control de asentamientos del terreno, etc. (Pérez Franco 1995).

La recarga artificial, en principio, puede llevarse a cabo en cualquier tipo de acuífero, con el único requisito de que posea espacio intergranular libre que pueda ser rellenado por el agua de recarga. Sin embargo, no todos los acuíferos son adecuados para realizar una recarga artificial puesto que la efectividad de esta técnica está ligada con la calidad del agua inyectada y con las características hidrogeológicas, hidrodinámicas y de almacenamiento del acuífero receptor, así como al régimen de explotación al que se encuentra sometido. En este sentido es preciso destacar que el agua recargada debe permanecer en el acuífero el tiempo suficiente para permitir su utilización posterior y, además, su calidad final debe ser la adecuada para los usos a los que se destine.

Los métodos de recarga en profundidad corresponden a técnicas por las cuales las aguas son inyectadas o infiltradas directamente al acuífero. Dentro de estos sistemas se encuentran los pozos verticales, drenes y galerías. Las principales ventajas que presentan estos métodos son las posibilidades de utilizarlos en áreas muy pequeñas donde se alcanzan grandes tasas de infiltración, en zonas donde la superficie es de carácter impermeable y en áreas donde, en profundidad, existe alternancia de estratos permeables. La desventaja es que el agua a infiltrar debe ser de óptima calidad, lo que lleva a invertir en su pretratamiento. Por otra parte, estos sistemas tienden a colmatarse, por lo cual periódicamente deben realizarse labores de limpieza y mantenimiento lo que se traduce en mayores costos de construcción y operación. Adicionalmente, si el sistema no está equipado con una bomba, se debe conseguir una temporal para el redesarrollo del pozo. Finalmente, cuando el proceso de colmatación es de gran envergadura, se necesitan procesos especiales de limpieza tales como la acidificación, el bombeo continuo, etc.

Según Cortez (2012) para garantizar el éxito de un proyecto de recarga artificial de acuíferos mediante pozos de infiltración, en el análisis hidrogeológico son factores relevantes: los materiales que conforman el acuífero (forma y tamaño), la cartografía de fracturas y fallas

geológicas, el nivel piezométrico del agua subterránea, los parámetros hidráulicos (trasmisividad, permeabilidad, porosidad eficaz, coeficiente de almacenamiento, capacidad de infiltración), velocidad del agua subterránea y direcciones preferenciales de flujo, porosidad efectiva, características químicas de los materiales presentes en la formación geológica y calidad del agua, volúmenes utilizables o disponibles en el acuífero, usos, demandas de agua y el balance hídrico.

Una vez que el agua de recarga alcanza el nivel freático, la cantidad de agua que el acuífero puede almacenar depende de sus características hidrogeológicas (trasmisividad, coeficiente de almacenamiento o porosidad eficaz, etc.), su espesor y contenido de aire. Por otro lado, los acuíferos con alta conductividad hidráulica pueden tener una rápida dispersión del agua de recarga y como resultado, únicamente cantidades limitadas de agua pueden ser recuperadas. Esto no es un problema si el objetivo del proyecto de recarga es proveer agua subterránea y caudal base a ríos de carácter regional, pero es muy perjudicial si el objetivo de la recarga es incrementar el volumen de los recursos hídricos en el acuífero, Gale (2006).

De gran importancia son las investigaciones de González (1985) demostrando que valores muy elevados de la difusividad hidráulica definen a un acuífero como poco *asimilador* de la recarga artificial, como es el caso de los acuíferos carbonatados muy carstificados típicos de Cuba. En su investigación analiza detalladamente hasta qué punto puede considerarse efectiva la recarga artificial en este tipo de acuíferos, concluyendo que: “si se pretende retener o almacenar agua mediante la recarga en tales acuíferos cársticos, como cuestión primordial se hace menester realizar esta en zonas donde el desarrollo del carso sea menor, aunque puntualmente no se obtengan caudales de recarga apreciables. Debe procurarse que la recarga evite alcanzar directamente el sistema de conductos principales. Se reconstruirán así las condiciones naturales de infiltración, y se asegurará la permanencia por un tiempo mayor del agua recargada en el acuífero”. En esa investigación el autor concluye que “valores de difusividad hidráulica mayores de 10^5 m²/día alertan sobre una posible disipación de efectos de la recarga en tiempos relativamente cortos, o al menos, su rápido alejamiento de la zona donde ésta tuvo lugar”.

Estas afirmaciones inducen a pensar en la posibilidad de identificar las áreas favorables donde ubicar pozos de recarga artificial a partir del comportamiento de la difusividad hidráulica del acuífero. La bibliografía reporta investigaciones en las que se han obtenido correlaciones estadísticas significativas entre parámetros geofísicos e hidrodinámicos, por lo que puede esperarse que en el área de estudio puedan obtenerse modelos matemáticos que permitan estimar la difusividad hidráulica a partir de variables geofísicas.

Slater (2007) hace un resumen de relaciones empíricas reportadas en la literatura para estimar la conductividad hidráulica a partir de mediciones eléctricas de baja frecuencia (mediciones de resistividad eléctrica, de polarización inducida y de polarización inducida espectral). También describe las posibilidades de los métodos geofísicos para caracterizar la geometría del acuífero y los patrones de variabilidad espacial de la conductividad hidráulica. Resalta las posibilidades de convertir una imagen de campo geofísico en una imagen de propiedades hidrogeológicas del acuífero. Concluye que la evaluación de la conductividad hidráulica mediante métodos geofísicos, tanto de la zona no saturada como de la zona saturada, ha sido objeto de interés de muchos investigadores desde hace muchos años y ese interés se ha acentuado con el desarrollo de una nueva rama que se conoce como hidrogeofísica.

Perdomo et al. (2011) logran definir un modelo matemático entre el factor de formación obtenido por registros geofísicos de pozo y la conductividad hidráulica del acuífero obtenida por ensayos de bombeo, en un acuífero al NE de la provincia de Buenos Aires, Argentina. También establecen una ecuación de regresión entre la resistencia eléctrica transversal obtenida por la interpretación de los sondeos eléctricos verticales y la transmisividad hidráulica del acuífero. Todo ello aporta valiosa información adicional complementaria a la que aportan los ensayos de bombeo.

Peinado et al. (2017), en un acuífero costero en la región de Sinaloa, México, establecen dependencias entre la transmisividad y la conductividad hidráulica (T y K) obtenidas por ensayos de bombeo en pozos, con la resistencia eléctrica transversal (T_R) calculada por la interpretación del sondeo eléctrico vertical. Las ecuaciones de regresión definidas fueron: $T = 137185,7 T_R^{0,002} - 156691$ y $K = 367,21 T_R^{0,00548} - 518.813$, con coeficiente de correlación de 0,79 y 0,68 respectivamente.

Los trabajos de Casas et al. (2009) reportan las posibilidades de la tomografía eléctrica para obtener las propiedades eléctricas del subsuelo con una elevada resolución, e interpretar los resultados en términos de variación de las propiedades hidráulicas del terreno.

En esa investigación los autores encuentran elevada correlación estadística entre la resistividad eléctrica de las rocas con el contenido de arcilla, y establecen un modelo matemático para evaluar la conductividad hidráulica a partir del contenido de arcilla, identificando así las zonas favorables para la recarga con agua residual en un sector acuífero de Girona, España.

En el artículo que se presenta, a partir del procesamiento e interpretación de los métodos geofísicos de pozo y del sondeo eléctrico vertical, se obtuvo una función lineal de correlación estadística entre la conductividad eléctrica longitudinal y la difusividad hidráulica del acuífero, lo que hace posible identificar las zonas más favorables para ubicar los pozos de recarga artificial en la subcuenca Jaruco. Es importante destacar que estos métodos geofísicos son de muy bajo costo y alta productividad.

CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

La subcuenca Jaruco (HMJ-2) se encuentra ubicada entre las coordenadas 344 000 y 349 000 de latitud Norte y 399 000 y 405 000 de longitud Este, al centro de la provincia Mayabeque, abarcando un área de 316 km² como puede verse en la figura 1.

Está representada por una depresión que corresponde a la cuenca del escurrimiento superficial del río Americano. El fondo de la depresión es prácticamente llano, con una red hidrográfica poco desarrollada. Los recursos fundamentales del agua subterránea están acumulados en rocas del Neógeno, las que yacen sobre los depósitos del Paleógeno y del Cretácico. Los depósitos del Neógeno están compuestos por los sedimentos carbonatados y terrígeno – carbonatados de las formaciones Cojímar, Colón y Jaruco.

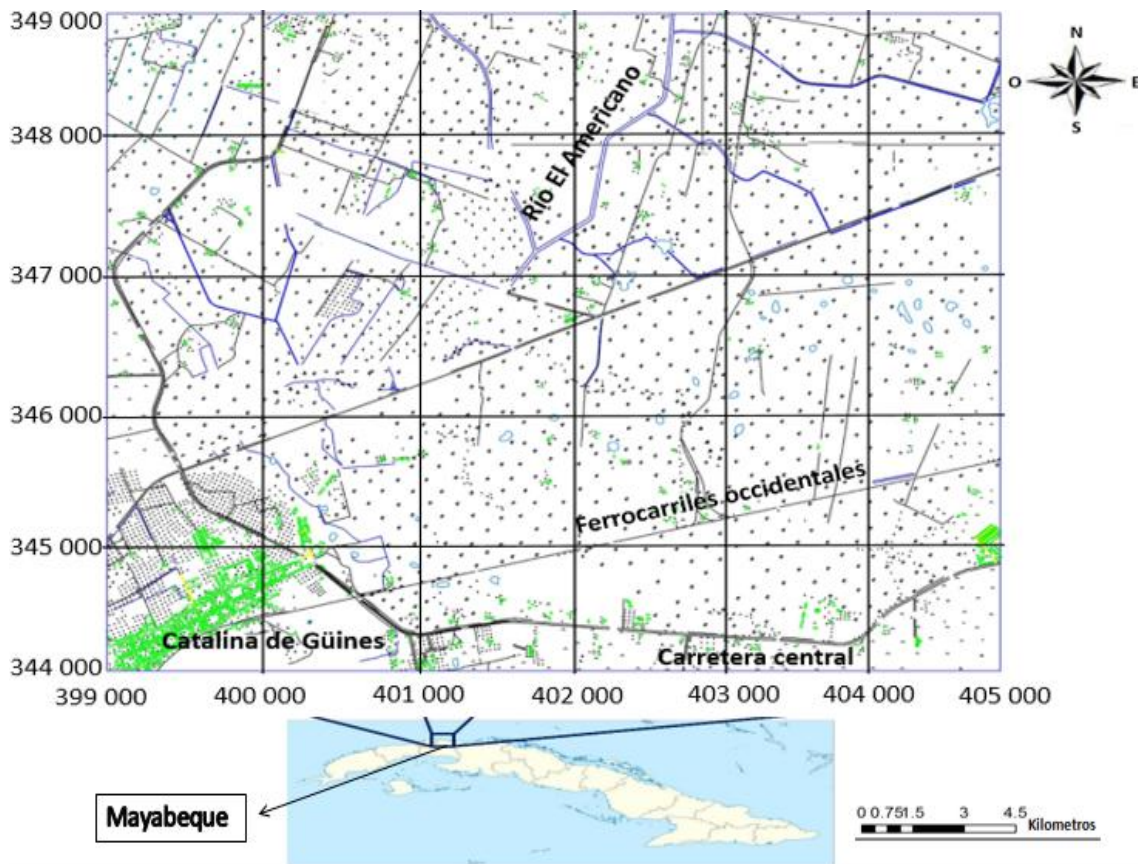


Figura 1. Ubicación del área de estudio

El espesor de las rocas carstificadas no sobrepasa los 150 m en toda el área de la subcuenca. La base del complejo carbonatado está representada por una capa impermeable formada por margas arenosas y areniscas margosas. En el área de la subcuenca el carso es predominante y en gran medida determina la circulación de las aguas subterráneas y las propiedades de filtración del acuífero. Las calizas carstificadas generalmente son duras, recristalizadas, compactas, organógenas y, a veces, rellenas con material arcilloso.

Las aguas subterráneas en el acuífero son del ciclo genético de infiltración y poseen una superficie libre. En años secos los niveles tienen una profundidad entre 10 y 30 m, alcanzando en algunas partes más de 40 m. La superficie de las aguas subterráneas se extiende de forma plana y con una ligera pendiente hacia el área del embalse Pedroso.

Las cotas de los niveles de las aguas subterráneas varían de 80 a 100 m y en el límite con la cuenca Santa Cruz del Norte alcanza 115 m. El gradiente del flujo por el eje de la subcuenca es de 0,0004 y desde los bordes hacia la parte central puede variar de 0,003 a 0,01. En el área de propagación de los depósitos del Paleógeno y del Cretácico, los que se extienden en los límites de la subcuenca, los gradientes pueden alcanzar hasta 0,08. El espesor de la capa de circulación activa varía de 20 a 40 m y las velocidades de filtración no son superiores a los 20 m/d en las partes centrales. Los gastos específicos son elevados, con valores de 100 a 500 L/s/m que corresponden a las rocas extremadamente carstificadas de la formación Cojímar que ocupan

prácticamente su parte central. Hacia los bordes predominan gastos específicos de 1 a 10 L/s/m que se asocian con los depósitos arcillosos (López 1992).

La extracción de las aguas subterráneas se efectúa principalmente por la explotación del acueducto “El Gato”, del embalse Pedroso y por otras fuentes de abasto. El gasto total del acueducto es de 3 m³/s.

METODOLOGÍA DE INTERPRETACIÓN DE LOS MÉTODOS GEOFÍSICOS APLICADOS

Para el desarrollo de esta investigación fueron aplicados sondeos eléctricos verticales y un complejo de registros geofísicos de pozo. Las mediciones fueron realizadas por especialistas de la Empresa de Investigaciones y Proyectos Hidráulicos de La Habana. Los sondeos eléctricos verticales (SEV) fueron realizados empleando una línea de corriente AB/2 con distancia máxima de 700 m y distancias MN/2 iguales a 0,5, 5 y 20 m. Con estas aberturas de electrodos se logró una profundidad de investigación aproximada entre 90 y 100 m.

Los registros geofísicos de pozo medidos en el área fueron: cavernometría, termometría, resistivimetría natural, resistivimetría con salinización, gamma natural integral, resistividad eléctrica con sondas gradiente de longitud 1,05 m y 2,25 m. La ubicación de los SEV y de los pozos en los que se interpretaron los registros geofísicos indicados anteriormente se muestran en la figura 2.

No fue posible contar con SEV paramétricos, pero por informes de investigaciones hidrogeológicas y por datos de pozos se conoce que en toda el área el corte geológico está caracterizado por la presencia de sedimentos carbonatados y terrígeno – carbonatados, arcillosos con fragmentos de calizas cavernosas que sobreyacen a rocas calizas cristalizadas, fracturadas, cavernosas, a veces rellenas de arcilla, de la formación Cojímar, que pueden alcanzar hasta 150 metros de profundidad, en las que se localizan las aguas subterráneas a profundidades entre 10 y 40 metros. Estas rocas sobreyacen a una capa impermeable formada por margas arenosas y areniscas margosas.

A partir de la información anterior, las curvas de resistividad aparente obtenidas en cada SEV fueron interpretadas empleando el software libre IPI2Win, construyéndose los cortes geoeléctricos para cada SEV y cada perfil. Se obtuvieron curvas de tres capas de tipo H y de cuatro capas de tipo HA (González 2017).

La figura 3 muestra el corte geoeléctrico que en general se presenta en la zona de estudio. En esta figura la sección geoeléctrica fue obtenida por la interpretación de los SEV 1, 2 y 3. Se observa, que aproximadamente hasta un metro de profundidad predominan sedimentos arcillosos, margosos, con fragmentos de calizas carstificadas secas, con valores de resistividad que oscilan entre 50 y 200 ohm.m. A continuación, se presenta una capa con mínimos valores de resistividad, entre 5 y 20 ohm.m, característicos de rocas arcillosas húmedas. Estas rocas sobreyacen a calizas cavernosas fracturadas saturadas de agua dulce con resistividades entre 100 y 1000 ohm.m. La profundidad del nivel freático varía en dependencia del desarrollo cárstico de las rocas y a lo largo de este perfil se estima entre 10 y 35 metros de profundidad.

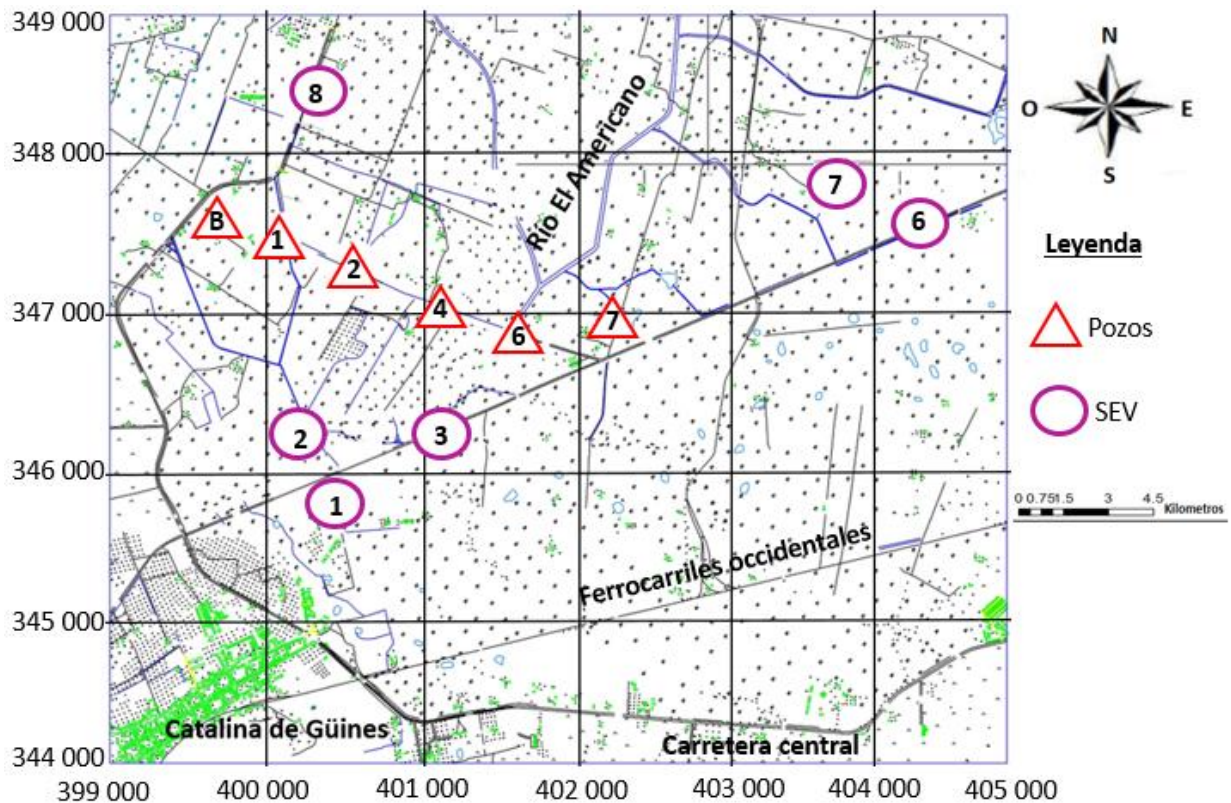


Figura 2. Plano de ubicación de los SEV y pozos con registros geofísicos

La interpretación de los registros geofísicos de pozo permitió evaluar las propiedades colectoras del corte geológico (contenido de arcilla y porosidad) a partir de los registros de intensidad gamma natural y resistividad eléctrica, así como las propiedades hidrodinámicas del flujo natural del agua en el acuífero (velocidad de flujo del agua subterránea, coeficiente de filtración y transmisividad hidráulica) a partir de la interpretación de las curvas de resistivimetría con salinización. La metodología de interpretación aplicada se explica a continuación (Kobr 1992).

Desde el punto de vista práctico es usual determinar el contenido de arcilla (*Car*) de las capas sedimentarias empleando el parámetro duplo diferencial del registro gamma natural (ΔIg) que está dado por la relación:

$$Car = \Delta Ig = \frac{Ig - Ig_{mín}}{Ig_{máx} - Ig_{mín}} \quad (1)$$

donde: *Ig* es la intensidad gamma frente a la capa cuyo contenido de arcilla debe ser estimado, *Ig_{mín}* la intensidad gamma mínima leída frente a una capa sin contenido de arcilla, *Ig_{máx}* es la intensidad gamma máxima leída frente a la capa de arcilla y *Car* el contenido de arcilla estimado.

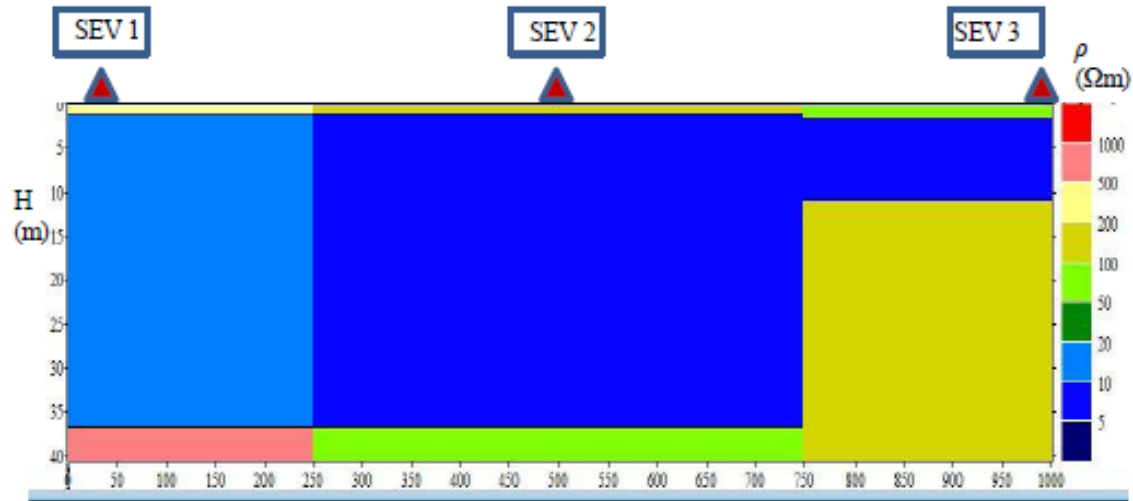


Figura 3. Sección geoelectrónica obtenida por la interpretación de los SEV 1, 2 y 3

Además, se empleó el Modelo de Clavier dado por:

$$Car = 1,7 - \sqrt{3,38 - (\Delta I g + 0,7)^2} \quad (2)$$

Como valor más probable de Car se considera el valor mínimo obtenido de la aplicación de los dos modelos, según recomienda la literatura especializada. De esta manera se evita sobreestimar la evaluación de la arcillosidad de la roca.

La porosidad de las capas fue evaluada empleando la ecuación de Archie que expresa la relación entre el factor de formación de la roca y su porosidad, estableciendo que:

$$F = \phi^{-m} = \frac{Rt_0}{R_w} \quad (3)$$

siendo: F factor de formación, ϕ porosidad de la roca, Rt_0 resistividad de la roca 100% saturada de agua, R_w resistividad del agua que satura la roca y m coeficiente de cementación de la roca.

Teniendo en cuenta que el acuífero está desarrollado en colectores complejos con gran desarrollo de cavernas y fracturas interconectadas se asigna $m=1.2$ (Aguilera y Aguilera 2004).

La porosidad efectiva fue evaluada según:

$$\phi_{ef} = \phi - C_{arc}\phi_{arc} \quad (4)$$

donde: ϕ_{ef} porosidad efectiva, ϕ porosidad obtenida a partir de la ecuación (3), C_{arc} contenido de arcilla frente a la capa, ϕ_{arc} porosidad de la arcilla que es igual a 40% en el área de estudio.

Los parámetros hidrodinámicos fueron determinados a partir de la interpretación del método de resistividad con salinización que fue aplicado en los pozos en condiciones de flujo natural del agua subterránea.

Este método consiste en disolver a lo largo del pozo que atraviesa al acuífero, cierta cantidad de sal para determinar la velocidad de filtración del agua subterránea a partir de la velocidad de dilución de la sal en el pozo. Se evalúa cada intervalo de potencia Hi donde se considera que el medio es homogéneo.

En un tiempo t , en cada intervalo de potencia Hi , se encuentra un volumen A de sales solubles totales equivalentes de NaCl de concentración C . Durante un intervalo de tiempo dt , del medio acuífero de espesor Hi , fluye $Q_i dt$ de agua subterránea, la cual se mezcla continuamente con la solución de sal de ese intervalo, provocando $C_0 Q_i dt$ de sal. Debido a la continuidad del flujo, durante el tiempo dt la cantidad de sal que queda en el intervalo Hi será $A(C+dC)$ y la ecuación de equilibrio de la sal se puede escribir como:

$$AC + C_0 Q_i dt - C Q_i dt = A(C + dC) \quad (5)$$

A partir de la expresión anterior se demuestra que:

$$\log(C_2 - C_0) = -\frac{V_d \Delta t}{1,81 d_p} + \log(C_1 - C_0) \quad (6)$$

donde: V_d es la velocidad de dilución del electrolito en el pozo o velocidad de filtración aparente del agua subterránea, d_p diámetro del pozo, Δt intervalo de tiempo correspondiente a la variación de la concentración del fluido en la cala desde C_1 hasta C_2 , siendo C_1 y C_2 la concentración de la solución en el pozo obtenidas de los registros de resistividad en los tiempos t_1 y t_2 respectivamente, y C_0 es la concentración natural del agua subterránea.

La concentración es calculada a partir de la resistividad del fluido (R) en el pozo como $C = 5,77R^{(-1,087)}$, dependencia válida para 25 grados centígrados. Para obtener C_0 se sustituye $R = R_w$.

En escala semilogarítmica, teniendo en los ejes coordenados $\log(C_2 - C_0)$ y Δt , la ecuación (6) representa la ecuación de una línea recta con pendiente igual a $(-V_d/1,81 d_p)$.

La velocidad de filtración del agua subterránea se calcula como:

$$V_f = \frac{V_d}{\alpha} \quad (7)$$

donde: α es el coeficiente de distorsión del campo hidrodinámico que relaciona la velocidad del agua subterránea en el pozo y en la roca. Para calas no encamisadas con paredes muy permeables, como ocurre en el área de estudio, se recomienda emplear $\alpha = 2$.

La conductividad hidráulica es calculada aplicando la ley exponencial de flujo del agua subterránea:

$$K_f = \frac{V_f}{G I^n} \quad (8)$$

siendo GI el gradiente hidráulico, n el exponente de flujo que puede variar entre 0,5 (para flujo turbulento puro) y 1 para flujo laminar. En esta investigación fue asumido que en condiciones de flujo natural el régimen de flujo predominante de las aguas subterráneas en el acuífero es lineal.

La transmisividad hidráulica se calculó como:

$$T = K_f H \quad (9)$$

donde: H es el espesor efectivo del acuífero, o sea, el espesor de acuífero con velocidad de filtración del agua subterránea mayor o igual a 0,2 m/día.

Cálculo del coeficiente de Difusividad Hidráulica

Puede considerarse que el agua recargada se mueve dentro del acuífero de acuerdo con dos sistemas de flujos; el primero, resultante del efecto de esparcimiento con una velocidad íntimamente vinculada al flujo de recarga; y el segundo por efecto de deslizamiento, con una velocidad muy vinculada al flujo subterráneo.

La velocidad de circulación resultante de ambos efectos será determinante en la caracterización de la recarga. La mayor o menor capacidad de disipación del efecto de la recarga sobre las condiciones naturales imperantes en el acuífero estará condicionada por esta velocidad de circulación, y por la “sensibilidad” que manifieste el acuífero ante la recarga, lo que está determinado por el coeficiente de difusividad hidráulica.

Ya fue hecho referencia a los resultados obtenidos por González (1985) quien demostró que valores de difusividad hidráulica mayores de 10^5 m²/d alertan sobre una posible disipación de efectos de la recarga en tiempos relativamente cortos, o al menos, su rápido alejamiento de la zona donde ésta tuvo lugar.

Para acuíferos libres la difusividad hidráulica (a) se evalúa como:

$$a = \frac{T}{\phi_{ef}} \quad (10)$$

En la presente investigación se calculó la difusividad hidráulica a partir de la interpretación de los registros geofísicos en cada pozo, tomando esta propiedad como criterio para definir zonas más favorables para ubicar pozos de recarga del acuífero.

Análisis estadístico entre parámetros geofísicos e hidrodinámicos

El análisis estadístico se realizó para explorar la posible existencia de relaciones entre parámetros geofísicos e hidrogeológicos, con el objetivo de lograr transformar los datos geofísicos en indicadores que permitieran definir zonas más favorables donde ubicar pozos de recarga artificial de aguas subterráneas.

En tal sentido se encaminaron los esfuerzos a buscar relaciones entre la difusividad hidráulica y parámetros geofísicos medidos o interpretados a partir de los registros geofísicos de pozo disponibles.

Fue estudiada la correlación estadística entre la conductancia longitudinal y la difusividad hidráulica en intervalos de los pozos 4 y B, por ser los únicos donde existía coincidencia espacial entre los registros de resistivimetría con salinización (de los que se obtuvo la trasmisividad hidráulica) y los registros eléctricos (de los que se obtuvo la porosidad efectiva de las capas y la conductancia longitudinal) como se muestra en la tabla 1.

La conductancia longitudinal se define como:

$$S = \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{\rho_i} \quad (11)$$

siendo h_i y ρ_i el espesor y la resistividad eléctrica de cada capa.

Se realizó el análisis de regresión y correlación lineal entre S (como variable independiente) y a (como variable dependiente a predecir).

RESULTADOS DEL PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN DE LOS MÉTODOS GEOFÍSICOS

La figura 4 muestra el análisis de regresión lineal entre las variables S y a para los intervalos estudiados en los pozos 4 y B.

La ecuación de regresión lineal obtenida fue:

$$a = 797299 (S) + 2103 \quad (12)$$

El coeficiente de correlación lineal de Pearson resultó ser 0,897, lo que permite aceptar que existe correlación lineal directa entre S y a para una probabilidad del 95%.

También fue hallado el coeficiente de correlación no paramétrico de Spearman que alcanzó un valor de 0,576, confirmando la hipótesis de existencia de correlación entre ambas variables para un 95% de probabilidad.

Empleando la ecuación (12) fue posible estimar valores de la difusividad hidráulica a partir de la conductancia longitudinal promedio calculada en cada SEV y en cada pozo con registros eléctricos, lográndose de esta manera proponer la ubicación de pozos de recarga artificial en aquellas zonas con valores de difusividad hidráulica menores que $10^5 \text{ m}^2/\text{día}$.

La tabla 2 resume estos resultados y la figura 5 señala las zonas más favorables para ubicar pozos de recarga artificial del acuífero en la subcuenca Jaruco (HMJ-2).

Tabla 1. Datos para el análisis estadístico entre S y a

Pozo	Profundidad (m)	Espesor (m)	S (mho)	a (m ² /d)
4	28 - 30	2	0,04	28635
	30 - 32	2	0,03	29658
	32 - 35	3	0,04	38766
	35 - 37	2	0,04	14224
	37 - 44	2	0,03	20467
	44 - 46	2	0,03	40818
	46 - 48	2	0,04	20378
	48 - 50	2	0,03	19327
	B	32 - 34	2	0,09
37 - 44		7	0,16	119073
44 - 46		2	0,06	55525

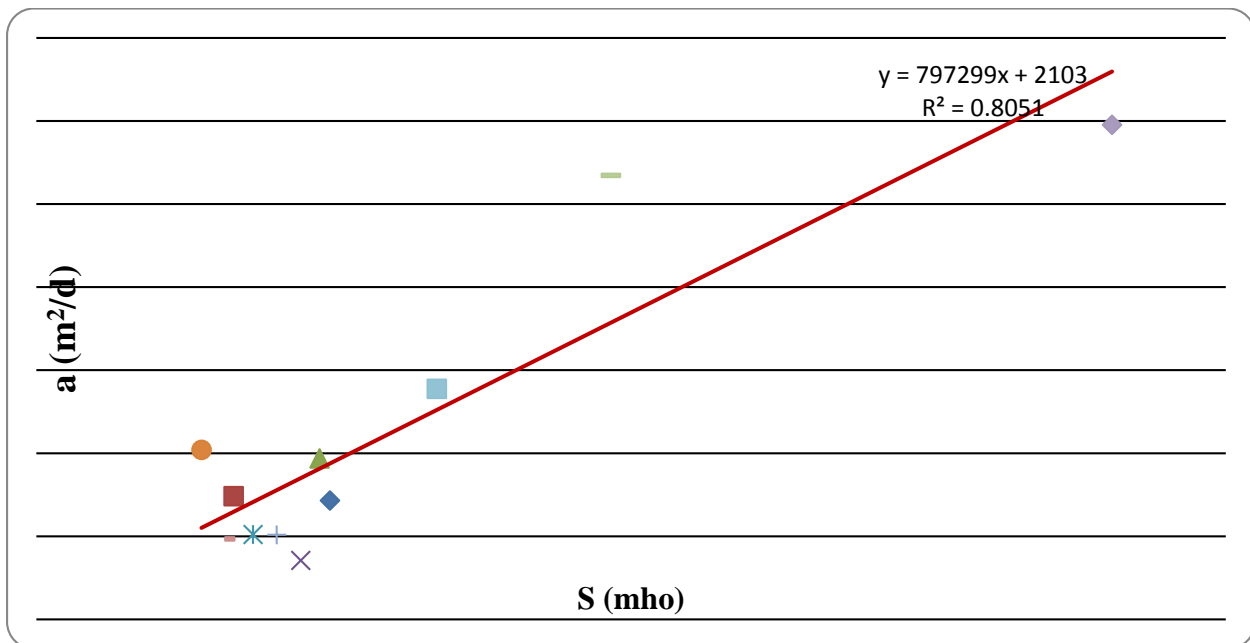


Figura 4. Análisis de regresión lineal entre las variables S y a

Tabla 2. Valores estimados de difusividad hidráulica (a) menores que 10⁵ m²/día

a (m ² /día)	Pozo 1	Pozo 2	Pozo B	SEV 8
	14800	44605	83329	90692

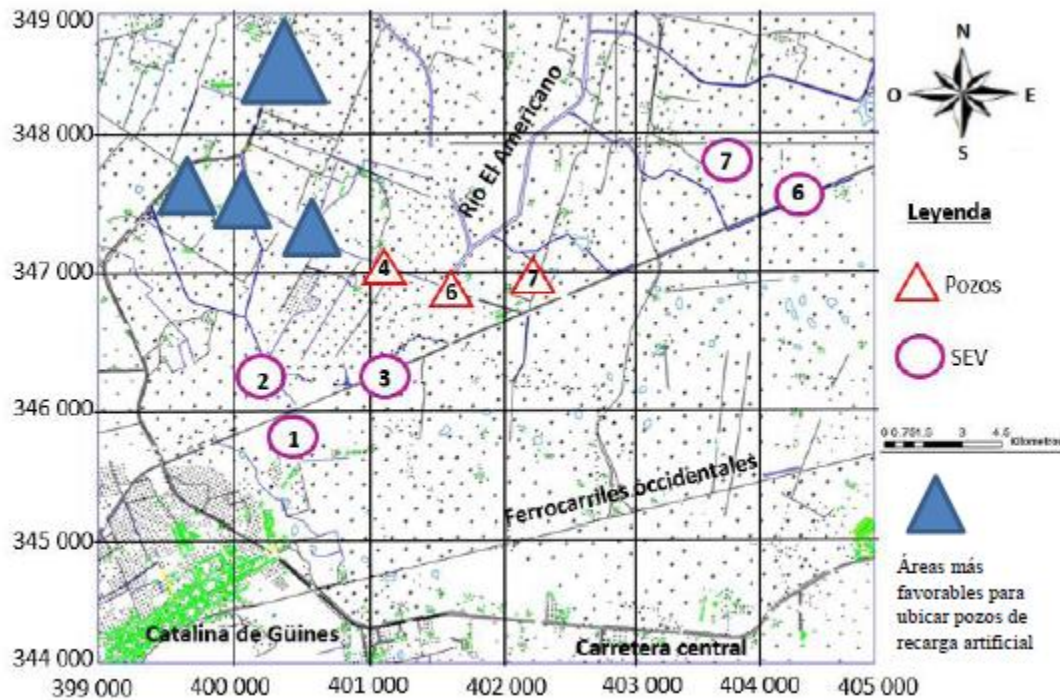


Figura 5. Zonas más favorables para ubicar pozos de recarga artificial del acuífero en la subcuenca Jaruco (HMJ-2)

CONCLUSIONES

- La información hidrogeológica disponible, los métodos geofísicos empleados y la metodología de interpretación desarrollada, permitieron identificar a la conductancia longitudinal como un parámetro geoelectrico de gran importancia para estimar la difusividad hidráulica del acuífero cárstico estudiado y con ello, su “sensibilidad” ante la recarga artificial, o sea, su capacidad para absorber cantidades de agua y no cederla rápidamente.
- Las zonas más favorables para ubicar pozos de recarga artificial se localizan en la región noroeste del área de estudio, donde la difusividad hidráulica alcanza valores menores de $100\ 000\ \text{m}^2/\text{día}$.
- Se recomienda aplicar la metodología de interpretación desarrollada en esta investigación y proyectar un pozo de recarga “piloto” para validar los resultados, después de concluir una campaña de adquisición de datos geofísicos en el área de estudio que permita disponer de un mayor número de sondeos eléctricos verticales, de SEV paramétricos, de pozos con registros geofísicos que incluya, al menos, un registro de porosidad y un registro de gamma espectral, para lograr caracterizar mejor la compleja estructura poral presente en los medios carstificados y la arcillosidad de las rocas.

RECONOCIMIENTO

Los autores desean agradecer a la Empresa de Investigaciones y Proyectos Hidráulicos de La Habana por facilitar la información hidrogeológica disponible y las mediciones geofísicas de campo.

REFERENCIAS

- Aguilera R. F. and Aguilera R.** (2004). "A triple porosity model for petrophysical analysis of naturally fractured reservoirs". *Petrophysics*, Vol. 45, No. 2, pp. 157 -166. ISSN 1529-9074, Society of Petrophysicsts and Well Log Analysts (SPWLA), USA.
- Casas A.; Díaz Y.; Himi M.; Font C. y Tapes J. C.** (2009). "Análisis de zonas favorables para la recarga en agua residual generada mediante tomografía eléctrica". Conferencia Nacional sobre la Reutilización del Agua, Madrid, España. Extraído de: http://www.consolidertagua.com/eventos/ADECAGUA/POSTERS/R4/Poster_Casas.pdf en julio 2017.
- Cortez F.** (2012). "Recarga artificial de acuíferos mediante pozos de infiltracion", Tesis de maestría, Facultad de Ciencias Física y Matemática, Universidad de Chile, Santiago de Chile. Extraído de <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/112265> en julio 2017.
- Gale I.** (2006). "Strategies for managed aquifer recharge (MAR) in semi-arid areas", IAH-MAR, UNESCO IHP, Paris, France.
- González A.** (1985). "Alimentación artificial de acuíferos: ¿hasta dónde se justifica en las formaciones calcáreas altamente carsificadas?", *Revista Voluntad Hidráulica*, Año XXII, No. 69, pp. 12 - 22, ISSN 0505-9461, Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos, La Habana, Cuba.
- González Y.** (2017). "Contribución de la geofísica a los estudios de ubicación de pozos de recarga artificial de agua subterránea en la subcuenca Jaruco", Tesis de Ingeniería, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Tecnológica de La Habana José Antonio Echeverría (Cujae). La Habana, Cuba.
- Kobr M.** (1992). "Poder de resolución de los métodos geofísicos en las calas hidrogeológicas e ingeniero geológicas", Ed. IMTA, Ciudad de México.
- López E.** (1992). "Esquema regional para el aprovechamiento integral de los recursos hídricos y agrarios de las provincias La Habana y Ciudad Habana", Instituto Nacional de Recursos Agrarios, La Habana, Cuba.
- Peinado H. J.; Barrientos J.; Delgado O.; Peinado V.M.; Llanes O. y Ladron de Guevara M.** (2017) "Estimation of hydrological parameters from geoelectrical measurements". INTECH, . Extraído de: <http://www.dx.doi.org/10.5772/67990> en julio 2017.
- Perdomo S.; Ainchil J. y Kruse E.** (2011). "Relación entre la conductividad hidráulica de un acuífero y parámetros geoelectrónicos en un sector del noreste de la provincia de Buenos Aires". VII Congreso Hidrogeológico Argentino, Salta, Argentina. Extraído de: <http://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/26452> en septiembre 2017.
- Pérez Franco D.** (1995). "La explotación del agua subterránea. Un nuevo enfoque", Ed. Científico Técnica, ISBN 978-959-05-0141-8, Ciudad de La Habana, Cuba
- Slater L.** (2008). "Near surface electrical characterization of hydraulic conductivity: from petrophysical properties to aquifer geometries – a review", *Surv Geophys*, Vol.28, No.169, pp. 13 - 20, Print ISSN 0169-3298, Online ISSN 1573-0956, Springer, Netherlands.