

ESTUDIOS DE HIDROLOGIA ISOTOPICA EN AMERICA LATINA

ACTAS DE UN SEMINARIO REGIONAL PARA AMERICA LATINA
SOBRE EL EMPLEO DE TECNICAS ISOTOPICAS EN HIDROLOGIA
ORGANIZADO POR EL
ORGANISMO INTERNACIONAL DE ENERGIA ATOMICA
EN COLABORACION CON LA
ORGANIZACION DE LA NACIONES UNIDAS PARA LA EDUCACION, LA CIENCIA Y LA CULTURA
Y CON EL
INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES NUCLEARES DE MEXICO
Y CELEBRADO EN EL CENTRO DE INVESTIGACIONES NUCLEARES DE SALAZAR, MEXICO,
28 DE SEPTIEMBRE A 2 DE OCTUBRE DE 1987

ISOTOPE HYDROLOGY INVESTIGATIONS IN LATIN AMERICA

PROCEEDINGS OF A REGIONAL SEMINAR FOR LATIN AMERICA
ON THE USE OF ISOTOPE TECHNIQUES IN HYDROLOGY
ORGANIZED BY THE
INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY
IN COLLABORATION WITH THE
UNITED NATIONS EDUCATIONAL, SCIENTIFIC AND CULTURAL ORGANIZATION
AND THE
NATIONAL INSTITUTE FOR NUCLEAR INVESTIGATIONS OF MEXICO
AND HELD AT THE NUCLEAR INVESTIGATIONS CENTRE OF SALAZAR, MEXICO,
28 SEPTEMBER - 2 OCTOBER 1987



**DOCUMENTO TECNICO PUBLICADO POR EL
ORGANISMO INTERNACIONAL DE ENERGIA ATOMICA, VIENA, 1989
A TECHNICAL DOCUMENT ISSUED BY THE
INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, VIENNA, 1989**

ESTUDIOS DE HIDROLOGIA ISOTOPICA EN AMERICA LATINA
ISOTOPE HYDROLOGY INVESTIGATIONS IN LATIN AMERICA
OIEA, VIENA, 1989
IAEA-TECDOC-502
ISSN 1011-4289

Impreso por el OIEA en Austria
Mayo de 1989

**PLEASE BE AWARE THAT
ALL OF THE MISSING PAGES IN THIS DOCUMENT
WERE ORIGINALLY BLANK**

El OIEA normalmente no mantiene stocks de los informes de esta colección. No obstante, pueden obtenerse copias de estos informes en microficha dirigiéndose a:

Dependencia de Intercambio de Información del INIS
Organismo Internacional de Energía Atómica
Wagramerstrasse 5
Apartado de Correos 100
A-1400 Viena (Austria)

Los pedidos deben ir acompañados de un pago adelantado de 100.- chelines austriacos mediante cheque o cupones del servicio de microfichas del OIEA que pueden pedirse por separado a la Dependencia anteriormente citada.

The IAEA does not normally maintain stocks of reports in this series. However, microfiche copies of these reports can be obtained from

INIS Clearinghouse
International Atomic Energy Agency
Wagramerstrasse 5
P.O. Box 100
A-1400 Vienna, Austria

Orders should be accompanied by prepayment of Austrian Schillings 100,— in the form of a cheque or in the form of IAEA microfiche service coupons which may be ordered separately from the INIS Clearinghouse.

PREFACIO

Se publican en este libro la gran mayoría de los trabajos presentados en el Seminario para América Latina sobre el empleo de técnicas isotópicas en Hidrología, organizado por el Organismo Internacional de Energía Atómica en colaboración con el UNESCO y con el Instituto Nacional de Investigaciones Nucleares de México. El Seminario tuvo lugar en México del 28 de septiembre al 2 de octubre de 1987.

El seminario significa también la conclusión del Programa de Investigaciones Coordinadas para América Latina sobre el empleo de técnicas isotópicas en Hidrología organizado por el OIEA con el apoyo financiero de la República Federal de Alemania, que se había desarrollado durante cuatro años en diversos países de la región. Para este acontecimiento, México nos pareció un lugar apropiado debido a los muchos Laboratorios e Institutos que aplican en este país técnicas isotópicas en Hidrología. El OIEA aceptó con entusiasmo y gratitud la invitación del Gobierno de México para que el Seminario tuviera lugar en el Centro de Investigaciones Nucleares de Salazar, en los alrededores de la Ciudad de México, y dedica un especial agradecimiento al Director del Centro, Dr. Carlos Vélez Ocón, y a sus colaboradores.

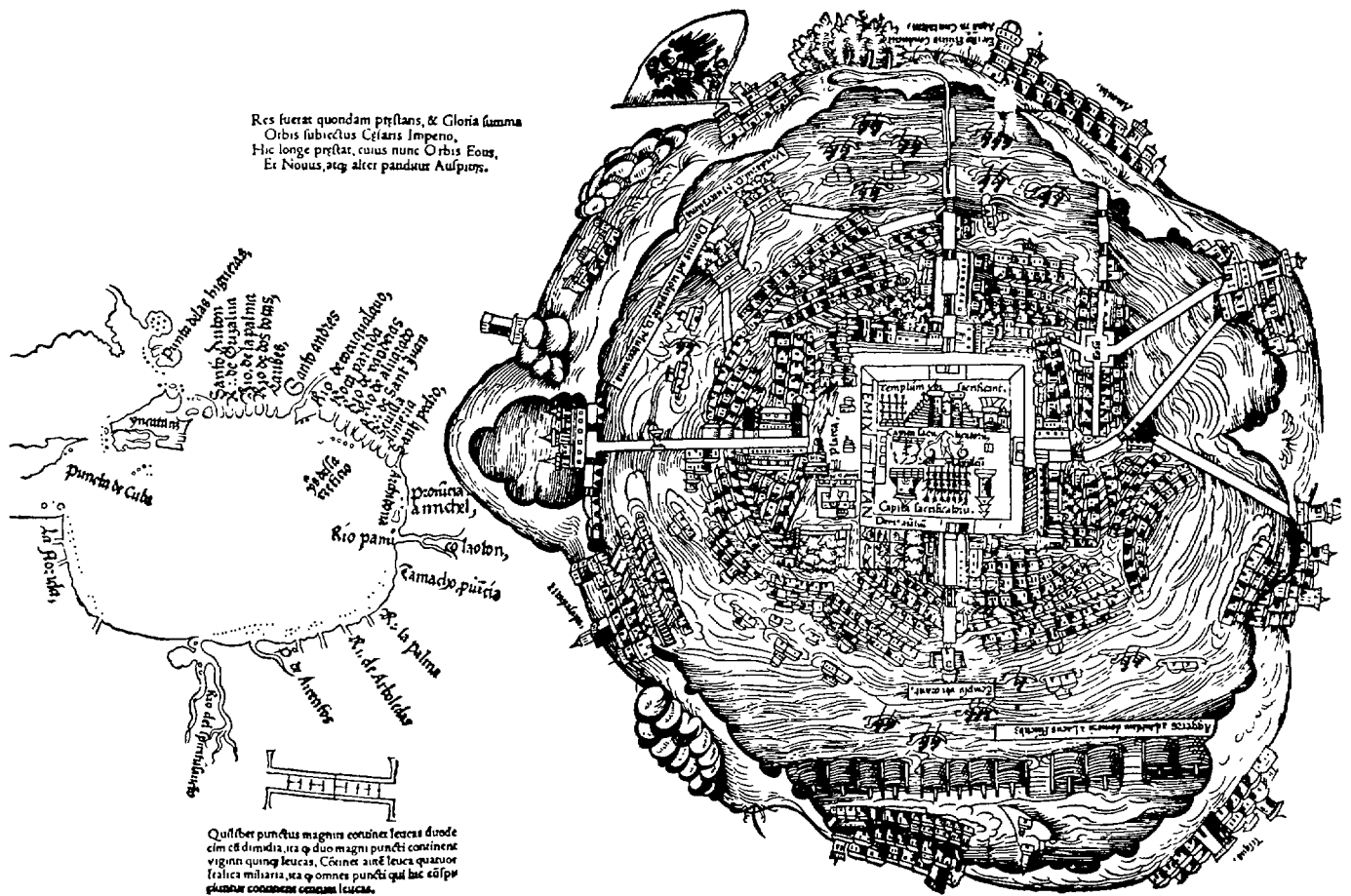
Setenta investigadores en representación de veinte países y Organizaciones Internacionales participaron en el Seminario. Es importante notar que, además de los países que participaron en el Programa de Investigaciones Coordinadas antes mencionado, también otros países latino-americanos y de otras regiones estuvieron representados.

Diez contratos de investigación se otorgaron dentro del marco del Programa de Investigaciones Coordinadas a Institutos de la región, a saber: el Laboratorio de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) de la Universidad de Buenos Aires; el Departamento de Geología Aplicada del Servicio Geológico de Bolivia; el Centro de Pesquisas de Aguas Subterráneas de la Universidade de São Paulo; el Instituto de Asuntos Nucleares de Colombia; el Instituto de Hidroeconomía de Cuba; el Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos de la República Dominicana; el Instituto Ecuatoriano de Recursos Hidráulicos junto a la Comisión Ecuatoriana de Energía Atómica; el Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología de Guatemala; y la Subsecretaría de Agricultura y Recursos Hídricos de México. Los análisis isotópicos para los países que no dispusieran de un laboratorio especializado, se realizaron en el Laboratorio de Hidrología Isotópica del OIEA y en el "Institut

für Radiohidrometrie" (hoy "Institut für Hydrologie") del organismo "Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung" de Neuherberg, Alemania, que era la contraparte del Programa en el país financiador.

Los investigadores latino-americanos que colaboraron en el cumplimiento del Programa de Investigaciones Coordinadas y contribuyeron a su éxito son muy numerosos, y por ello no se pueden nombrar a todos aquí. Sin embargo, quisiéramos recordar particularmente a Rosa Beatriz Gouvea da Silva, joven y valiosa hidrogeóloga del proyecto brasileño, que murió víctima de un atentado terrorista en 1986.

Como han demostrado los trabajos ejecutados para el Programa de Investigaciones Coordinadas, así como otros estudios presentados en el Seminario de México, hay mucho interés en América Latina para la aplicación de técnicas isotópicas en Hidrología. Cada día son más los laboratorios que se equipan para utilizar estas técnicas, así como los hidrólogos e hidrogeólogos que vienen a este campo atraídos por sus posibilidades. Esto es un fiel reflejo de la vitalidad científica y práctica de las técnicas isotópicas en Hidrología y en Geoquímica, de la cual las Actas presentes constituyen, creemos, un testimonio actualizado.



Plano de Tenochtitlán (Temixtitán), capital de los Aztecas, que se encontraba en la zona donde está actualmente la Ciudad de México. El plano está incluido en el libro publicado por el impresor Friedrich Peypus en Nuremberg en 1524, con el título: "Praeclara Ferdinandi Cortesii de Nova maris Oceani Hispania Narratio" (Narración Preclara de la Nueva España del mar Océano por Hernán Cortés). Esta es la traducción latina realizada por Pietro Savorgnano de la segunda y tercera cartas de relación de Hernán Cortés dirigidas al Rey de España y Emperador del Sagrado Imperio Romano Carlos V (véase la bandera con el águila bicéfala Ausburga en la parte superior izquierda). El plano está basado en un dibujo incluido en la tercera carta de Cortés.

Plan of Tenochtitlan (Temixtitan), the Aztec capital city, which was located on the site of today's Mexico City. The map is included in the book published in Nuremberg in 1524 by the printer Friedrich Peypus, with the title: "Praeclara Ferdinandi Cortesii de Nova maris Oceani Hispania Narratio" (Lucid Description of New Spain of the Ocean Sea by Hernán Cortés). This is a Latin translation by Pietro Savorgnano of Hernán Cortés' second and third letter-report to the King of Spain and Emperor of the Holy Roman Empire Charles V (see the Habsburg ensign with the double-headed eagle, upper left). The map is based on a drawing enclosed with the third Cortés letter.

NOTA EDITORIAL

Al preparar esta publicación para la imprenta, el personal correspondiente del Organismo Internacional de Energía Atómica ha montado y paginado los manuscritos originales facilitados por los autores y ha procurado una presentación satisfactoria.

Las opiniones expresadas en las memorias, las declaraciones formuladas y el estilo general adoptado son propios de los autores citados. Dichas opiniones no reflejan necesariamente las de los Gobiernos de los Estados Miembros o las de las organizaciones bajo cuyos auspicios se han elaborado los manuscritos.

Las denominaciones concretas de países o territorios empleadas en esta publicación no implican juicio alguno por parte del OIEA sobre la condición jurídica de dichos países o territorios, de sus autoridades e instituciones, ni del trazado de sus fronteras.

La mención de determinadas empresas o de sus productos o marcas comerciales no implica ningún género de aprobación o recomendación por parte del OIEA.

Corresponde a los autores obtener el permiso necesario para reproducir textos ajenos sujetos a derechos de propiedad intelectual.

EDITORIAL NOTE

In preparing this material for the press, staff of the International Atomic Energy Agency have mounted and paginated the original manuscripts as submitted by the authors and given some attention to the presentation.

The views expressed in the papers, the statements made and the general style adopted are the responsibility of the named authors. The views do not necessarily reflect those of the governments of the Member States or organizations under whose auspices the manuscripts were produced.

The use in this book of particular designations of countries or territories does not imply any judgement by the publisher, the IAEA, as to the legal status of such countries or territories, of their authorities and institutions or of the delimitation of their boundaries.

The mention of specific companies or of their products or brand names does not imply any endorsement or recommendation on the part of the IAEA.

Authors are themselves responsible for obtaining the necessary permission to reproduce copyright material from other sources.

INDICE

Estudio isotópico de los acuíferos de los valles de Tulum y Ullum-Zonda, San Juan, Argentina	11
<i>M.C. Albero, M. Levín, H.O. Panarello, E. García, P. Lohn</i>	
Evolución isotópica y química del agua subterránea del acuífero profundo de la Formación Ombucta en la región de Bahía Blanca, Argentina	33
<i>A.G. Bonorino, H.O. Panarello, M.C. Albero</i>	
Isotopic study of the Botucatu aquifer system in the Brazilian portion of the Paraná basin	51
<i>A.A. Kimmelmann e Silva, A.C. Rebouças, M.M.F. Santiago, R.B. Gouvea da Silva</i>	
Isotope study of wells in crystalline rock of the semi-arid Northeast of Brazil	73
<i>H. Frischkorn, M.F. Santiago, A.N. Serejo</i>	
The use of oxygen isotopic composition to study water dynamics in Amazon floodplain lakes	91
<i>L.A. Martinelli, R.L. Victoria, E. Matsui, J.E. Richey, B.R. Forsberg, J. Mortatti</i>	
Artificial and environmental tracers in the study of leakage under a dike of the Samuel Reservoir, Porto Velho, Brazil	103
<i>J. Roldão, N. Lopes, W. Stichler, A. Zuber</i>	
Estudio de hidrología isotópica en el área del Salar de Llamara, desierto de Atacama, Chile	113
<i>H. Peña, A. Grilli, C. Salazar, D. Orphanopoulos, O. Suzuki, R. Aravena, W. Rauert</i>	
Evolución isotópica de las lluvias y origen de las masas de aire en el altiplano chileno	129
<i>R. Aravena, H. Peña, A. Grilli, O. Suzuki, M. Mordeckai</i>	
Mediciones de ^{18}O y ^2H en 'penitentes' de nieve	143
<i>H. Peña</i>	
Evaluación de tasas de evaporación desde salares, utilizando técnicas isotópicas — Aplicación en el Salar de Bellavista, Chile	155
<i>A. Grilli, A. Pollastri, J. Ortiz, E. Aguirre</i>	
Estudio de las filtraciones de la presa 'El Colorado' con técnicas isotópicas	169
<i>A. Plata Bedmar, E. Iragüen Iragüen, N. Heresi Milad</i>	
Estudio de aguas subterráneas en la zona semi-árida de Atlántico-Bolívar (Colombia)	191
<i>L. Sánchez, E. Obando, G. Jiménez, E. Torres, E. Alayón, A. Huget, F. Mosquera, M.C. Vargas, W. Stichler</i>	
Evaluación del acuífero de la Sabana de Bogotá utilizando técnicas isotópicas	203
<i>E. Torres, G. Jiménez, E. Obando, E. Alayón, L. Sánchez</i>	
Investigation of a volcanic aquifer system in Costa Rica using environmental isotopes	215
<i>W.G. Darling, J.M. Parker, H.V. Rodriguez, A.J. Lardner</i>	
Estudio isotópico de la llanura costera sur, provincia Pinar del Río, Cuba	229
<i>D.M. Arellano, R. Feitoó, K.P. Seiler, W. Stichler, W. Rauert</i>	

Estudio mediante isótopos ambientales del origen de las aguas subterráneas y de la intrusión salina en la parte central de la cuenca sur de Matanzas, Cuba	245
<i>A. González Báez, K.P. Seiler, W. Stichler, W. Rauert</i>	
Interpretación de las mediciones isotópicas en los manantiales del río Sonador y del manantial del río Aguacate en el norte de la República Dominicana	259
<i>J.F. Febrillet, E. Bueno, K.P. Seiler, W. Stichler</i>	
Estudios isotópicos e hidrogeológicos en la region suroeste de la República Dominicana	273
<i>J.F. Febrillet, E. Bueno, K.P. Seiler, W. Stichler</i>	
Determinación del modelo geotérmico del valle de los Chillos (Ecuador), en base a isótopos ambientales	291
<i>L. Changkuon, J.F. Aranyossy, M. Oleas, M. Lopoukine</i>	
Cubeta de Quito: Comportamiento general y problemática de la recarga natural del acuífero	305
<i>J.F. Aranyossy, P. Pourrut, A. Maldonado</i>	
Investigaciones hidrogeológicas e isotópicas en el sistema del lago Petén Itzá, en el norte de Guatemala	319
<i>E. Velásquez, V.R. Aragón, K.P. Seiler, W. Stichler</i>	
Etude isotopique des eaux souterraines de la plaine du Cul-de-Sac, République d'Haïti	337
<i>R. Gonfiantini, M. Simonot</i>	
Isotope studies of precipitation and groundwater in the Sierra de las Cruces, México	355
<i>A. Cortes, R.N. Farvolden</i>	
Estudio de isótopos ambientales en las aguas subterráneas de las subcuencas de Yautepec y Cuautla, Estado de Morelos, México	365
<i>S.E. Vazquez, S.A. Cortes, P.R. Jaimes, P. Fritz</i>	
Isótopos ambientales y estudio geoquímico del agua subterránea de la parte noroccidental del Estado de Morelos, México	379
<i>P. Morales, A. Cortes, I. Casar, R.D. Arizabalo, R. Aravena</i>	
Caracterización hidrogeoquímica e isotópica del agua subterránea en la región de Villa Ahumada-Samalayuca, Estado de Chihuahua, México	399
<i>R.F. Villegas, S.A. Flores, P. Morales</i>	
Comportamiento del sistema acuífero del área de Santa Catarina, Ciudad de México	413
<i>R.D. Arizabalo, R. Rodriguez, A. Cortes, P. Fritz</i>	
Composición isotópica de las aguas termales de la parte central de México	427
<i>J.L. Quijano</i>	
Determinación del transporte de fondo en el alto río Lerma mediante iridio 192	431
<i>L. González Hita</i>	
Determinación de la dispersión hidrodinámica en tres acuíferos	445
<i>M.R. Delcore</i>	

Determinación del promedio anual de la recarga a base de la profundidad del tritio termonuclear en la zona saturada	451
<i>M.R. Delcore</i>	
Environmental isotope techniques for studying infiltration from rivers to groundwater	457
<i>B.R. Payne</i>	
Técnicas de 'pozo único' y de 'pozos multiples' con trazadores radiactivos en hidrología subterránea — una revision critica	463
<i>W. Drost, H. Moser</i>	
Lista de Participantes	477

ESTUDIO ISOTOPICO DE LOS ACUIFEROS DE LOS VALLES DE TULUM Y ULLUM-ZONDA, SAN JUAN, ARGENTINA

M.C. ALBERO, M. LEVÍN, H.O. PANARELLO
Instituto de Geocronología y Geología Isotópica,
Buenos Aires

E. GARCÍA, P. LOHN
Centro Regional de Agua Subterránea,
San Juan
Argentina

Resumen-Abstract

ESTUDIO ISOTOPICO DE LOS ACUIFEROS DE LOS VALLES DE TULUM Y ULLUM-ZONDA, SAN JUAN, ARGENTINA.

El estudio isotópico e hidroquímico del agua subterránea de los valles de Ullum-Zonda y Tulum en la provincia de San Juan (Argentina) llevó al conocimiento y caracterización de sus fuentes, áreas de recarga y zonas de influencia.

Las diferencias en contenidos isotópicos que presentan los distintos aportes a la cuenca, el río San Juan con su origen en la alta Cordillera de los Andes a partir de precipitaciones originales en el Océano Pacífico ($\delta^{18}O = -16\%$), las lluvias en las sierras que limitan la zona en estudio y las precipitaciones locales aún más positivas, favorecieron este estudio.

Las mezclas de agua que se producen en la zona dificultan la interpretación de los resultados en contenido ^{14}C de gran parte del área.

ISOTOPIC STUDY OF THE AQUIFER IN THE TULUM AND ULLUM-ZONDA VALLEYS, SAN JUAN, ARGENTINA.

An isotopic and hydrochemical study on groundwater from Ullum - Zonda and Tulum Valleys, San Juan province, Argentina, has been performed. Recharge areas and the different water types feeding the basin groundwater were determined. Gross isotopic differences among the San Juan river, originated in the high Cordillera de los Andes ($\delta^{18}O = -16\%$), rainwater over the surrounding hills ($\delta^{18}O = -7\%$) and the more positive local precipitation favoured this characterization.

Also ^{14}C content of twelve groundwater samples are presented. The interpretation of these results is discussed.

1. INTRODUCCION

Los estudios anteriores sobre el origen y la evolución del agua subterránea en los valles de Tulum y Ullum-Zonda sugerían una recarga producida fundamentalmente a través del abanico aluvial del río San Juan que alimentaba la mayoría de los acuíferos existentes hasta el límite sur de la cuenca, coincidente con el límite político con la vecina provincia de Mendoza donde se ubican las lagunas de Guanacache.

Sin embargo, subsistían incógnitas vinculadas a los distintos tipos hidroquímicos de agua en la cuenca, o bien quedaban hipótesis planteadas sin mayores posibilidades de comprobación a través de la metodología clásica. Esto llevó a complementar el conocimiento anterior con un nuevo estudio isotópico e hidroquímico realizado conjuntamente por el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) y el Centro Regional de Agua Subterránea (CRAS) dentro del marco del Contrato de Investigación 3659/65 con el Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA) y que fuera parcialmente financiado con fondos provistos por el Gesellschaft fur Strahlen und Umweltforschung de la República Federal de Alemania.

Los objetivos principales de este estudio fueron:

- Caracterizar química e isotópicamente los distintos aportes al agua subterránea en los valles en estudio.
- Verificar la existencia o no de interconexiones entre acuíferos y entre éstos y el agua superficial.
- Estudiar los orígenes del agua de mayor salinidad en distintas zonas de los valles y encontrar su posible relación con aportes de las sierras lindantes.
- Estudiar las áreas de influencia de los distintos tipos de agua.

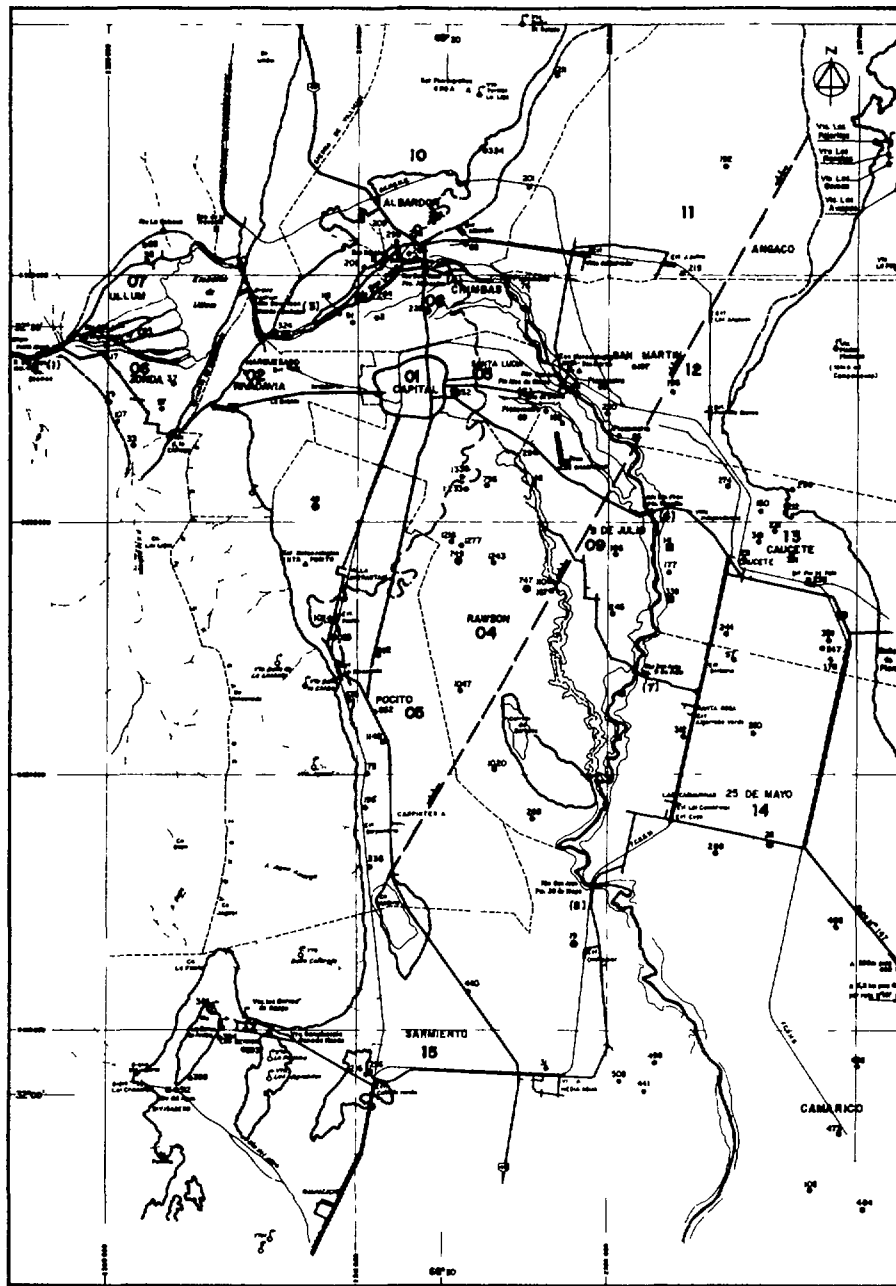
2. ANTECEDENTES

Numerosos han sido los trabajos realizados por el Centro Regional de Agua Subterránea sobre las características geológicas, hidrológicas e hidroquímicas en las cuencas de los Valles de Tulum y Ullum-Zonda que pueden consultarse con el listado bibliográfico del presente trabajo. Desde el punto de vista isotópico se cuenta con el antecedente de los contenidos de ^{14}C , ^{13}C y ^{18}O sobre seis muestras publicadas [1] [2] en los que los autores

estiman velocidades de flujo para un acuífero superior y uno inferior y sugieren para un pozo la mezcla de aguas de diferentes orígenes.

3. AREA DE TRABAJO

El área bajo investigación se encuentra en la parte oeste del país a aproximadamente 200 km al este de la Cordillera de los Andes y comprende los valles de Ullum-Zonda y Tulum (Figura 1).



PUNTOS DE MUESTREO

- Pozos
- ♣ Vertientes
- Aguas superficiales

Fig. 1. Ubicación de muestras en los valles Ullum-Zonda y Tulum.

El río San Juan atraviesa ambos valles pasando por la quebrada de Ullum donde es embalsado en una presa construida a fines de la década del 70. Una segunda quebrada vincula también los dos valles (quebrada de Zonda) y constituyó en algún momento geológico el cauce del río.

3.1. Subcuenca Ullum-Zonda

Esta subcuenca, ubicada al oeste de la ciudad capital de la provincia, comprende al valle de Ullum-Zonda relleno principalmente por material aluvional grueso transportado por el río San Juan, lo que le confiere una elevada permeabilidad.

La subcuenca se comporta como un gran acuífero, el que provee los caudales más altos entre los conocidos en el área de estudio, ya que algunos de los pozos producen más de 800 metros cúbicos por hora. El espesor saturado en la parte central de la subcuenca alcanza a unos 480 metros, lo que equivale a un 96% del espesor total [3].

Los diversos estudios hidrológicos realizados en el área muestran que la dirección histórica del flujo subterráneo hacia la zona de descarga natural (quebrada de Ullum), se vio modificada en esta subcuenca a partir de la fecha del llenado del embalse [4]. En efecto, a partir de este momento el flujo subterráneo va desde el embalse hacia el resto de la cuenca, siendo particularmente notable al sur del dique lateral, lugar en que se determinó un apreciable gradiente N-S. A su vez se ha comprobado que existe una relación directa entre la cota del embalse, la recarga en el lecho del río y las cotas de agua subterránea, observándose que un cierto tiempo de desfasaje (variable según la ubicación del pozo que se trate) las cotas siguen, en general, con bastante fidelidad a los niveles del embalse [4], [5].

En el abanico aluvial del río San Juan los pocos pozos perforados muestran un predominio de intervalos permeables con intercalaciones impermeables en baja proporción y pocos continuos lateralmente.

En la llanura proximal (departamentos de Santa Lucía, Pocito, San Martín, Caucete, parte norte y oeste de 25 de Mayo) existen cuerpos permeables de varios metros de espesor generalmente acumulados en el fondo de cauces o en barras de meandro. Estos depósi-

tos son filiformes en parte interconectados al estar separados por intercalaciones pelíticas delgadas y de poca continuidad lateral.

En la llanura aluvial del río San Juan puede observarse albardones en superficie. Estos depósitos de albardones deben haberse formado también en el pasado. Generalmente tienen menor permeabilidad que los cauces y son también filiformes.

En la llanura aluvial proximal se encuentran también otros depósitos permeables que son arenas eólicas.

Además la llanura de inundación presenta intervalos permeables mantiformes de baja permeabilidad y su importancia como reservorios de agua subterránea suele ser escasa o nula.

En la llanura aluvial distal los depósitos se presentan con texturas finas predominantes. Estos terrenos en su mayor parte se encuentran en los departamentos de Sarmiento y 25 de Mayo.

En estas zonas distales los albardones están poco desarrollados, los cauces rellenos con material fino. En la llanura aluvial del río San Juan se encuentran gran proporción de sedimentos lagunares. En la actualidad se encuentran lagunas en cadena, en muchos casos temporarias. Predominan entonces sedimentos arcillosos.

En la llanura aluvial distal existen sin embargo, cuerpos arenosos de origen eólico, que hacen a esta zona algo más favorable para la ubicación de acuíferos utilizables.

En general los terrenos cuaternarios tienen acuíferos menos mineralizados que los terciarios. Es posible que la causa de ello sea climática. No obstante, el cambio en las condiciones sedimentarias y climáticas ocurrido al finalizar el Terciario, puede también estar vinculado a causas tectónicas.

La estructura del subsuelo se caracteriza por una tectónica de bloques separadas por fallas inversas al alto ángulo, que son de rumbo paralelo a los cordones montañosos y fallas directas, también de alto ángulo con rumbos transversales a dichos cordones.

La existencia de barreras hidráulicas que impiden o limitan el movimiento del agua, ha permitido diferenciar dentro de esta cuenca, cinco subcuencas a saber: Villicum, Loma de las Tapias, Los Berros, Tulum Superior y Tulum Inferior.

3.2. Cuenca Valle de Tulum

La cuenca Valle de Tulum, está limitada al este por la Sierra de Pie de Palo, al oeste por la Sierra Chica de Zonda y de Villicum, al norte por la divisoria de agua superficial con el Valle del Bermejo y al sur arbitrariamente por el límite político entre las provincias de San Juan y Mendoza.

Esta cuenca incluye el área cubierta por sedimentos del antiguo cono aluvial del río San Juan, la planicie de inundación antigua y moderna del mismo río, parte del aluvión pedemontano de las sierras que circundan al valle y las lomas del Salado, la Tierrezita y parte de las Tapias.

Geológicamente está integrada por el aluvión cuartario de granulometría variada que rellena el valle, sedimentos gruesos, acuíferos comprobados o probables del aluvión pedemontano de edad cuartaria también, y los aglomerados poco cementados que constituyen las lomas mencionadas [3] , [6].

En las zonas medias del pie de monte de la Precordillera Oriental se tienen sucesiones de estratos permeables intercalados con otros impermeables de varios metros o decenas de metros de espesor por estrato.

4. DETERMINACIONES ANALITICAS

Los análisis químicos fueron realizados en los laboratorios del Centro Regional de Agua Subterránea donde se determinaron los iones principales (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^{+} , K^{+} , CO_3^{2-} , CO_3H^{-} , SO_4^{2-} , Cl^{-}) y los elementos menores Si , B , Fe , Mn , As , Al , Zn , Cu , Li , Pb , V , Sr , Cd , Ba , Bi.

Los contenidos isotópicos se midieron en los laboratorios del INGEIS. Los resultados para los isótopos estables se expresan en la forma usual, i.e. $\delta\text{‰}$ vs SMOW para los contenidos de deuterio (^2H) y oxígeno-18 (^{18}O) y vs PDB para el carbono-13 (^{13}C). Los tenores de tritio se expresan en Unidades de Tritio (U.T.) y la actividad carbono-14 en por ciento respecto de la actividad aceptada como moderna (pmC). Los errores analíticos para el $\delta^{18}\text{O}$ se estiman en 0,2‰, para deuterio 15‰ y 0,3‰ para el carbono-13. El resto de los parámetros isotópicos se expresan acompañados de su error ($\pm 1\sigma$).

TABLA 1 VALORES ISOTOPICOS DE AGUAS SUBTERRANEAS

Pozo N°	Localidad	$\delta^{18}O$	δ^2H	^3H	Error	Profund.
110	Rawson	-15.0	-121	0.0	0.6	086-107
167	Rawson	-15.5		0.7	0.6	230-291
268	Rawson	-14.9	-111	1.1	0.7	-----
796	Rawson	-15.3				016-067
1020	Rawson	-15.4		0.0	0.7	171-200
1047	Rawson	-15.4		0.0	0.6	112-150
1218	Rawson	-15.6		0.1	0.6	111-135
1233	Rawson	-15.6	-117	0.0	0.7	090-127
1243	Rawson	-14.8		0.0	0.6	227-296
1277	Rawson	-15.0		0.0	0.7	014-020
1338	Rawson	-15.6		0.6	0.8	060-090
75	Pocito	-15.0		7.8	0.7	021-058
196	Pocito	-15.2	-121	7.1	0.5	041-052
335	Pocito	-14.8	-113	8.8	0.7	021-032
635	Pocito	-15.1		7.2	0.7	036-066
852	Pocito	-15.3		0.1	0.7	154-243
992	Pocito	-15.1	-113	0.0	0.6	091-112
1024	Pocito	-15.1		3.1	0.6	037-063
1025	Pocito	-15.4	-116	2.2	0.7	050-063
1149	Pocito	-15.4		0.6	0.7	215-250
17	Ullum		-122	6.9	0.5	
29	Ullum		-121	8.7	0.5	025-037
33	Zonda	- 5.6	- 41	0.1	0.6	029-044
37	Zonda	-15.8	-122	11.3	0.8	035-050
97	Zonda	-15.8	-121	0.8	0.7	036-055
107	Ullum		-119	9.7	0.5	057-075
35	Ullum	-14.9	-120	0.0	0.6	038-059
85	Ullum	-15.8	-120	7.1	0.5	057-075
3	Chimbas	-15.1	-118	1.0	0.7	053-067
91	Chimbas	-16.2	-117	6.9	0.8	073-083
29	Nueve de Julio	-15.3	-122	0.8	0.6	048-091
48	Nueve de Julio	-15.5		0.0	0.6	179-207
166	Nueve de Julio	-15.5		0.4	0.6	118-150
185	Nueve de Julio	-15.7	-121	0.0	0.6	143-161
245	Nueve de Julio	-15.5		1.9	0.7	113-173
88	Albardon	-15.0	-119	6.8	0.5	049-069
118	Albardon	-15.2	-120	7.6	0.7	030-067
201	Albardon	-15.1	-118	0.2	0.6	070-112
205	Albardon	-15.2	-120	3.8	0.7	
209	Albardon	-14.7	-119	7.8	0.7	030-063
211	Albardon	-15.0		0.1	0.6	-----
265	Albardon	-14.6	-113	8.8	0.5	016-036
268	Albardon	-14.6	-118	8.6	0.5	017-026
284	Albardon	-15.4	-121	7.0	0.7	064-082
296	Albardon	-14.7	-118	7.2	0.5	043-053
298	Albardon	-15.1	-118	5.9	0.5	023-066
324	Albardon	-14.1	-115	7.1	0.1	003-038
334	Albardon	-14.7	-116	7.6	0.7	015-020
192	Angaco	-15.3	-116	0.0	0.6	392-426
219	Angaco	-15.2	-118	0.7	0.6	173-208
196	San Martin	-14.9	-119	1.2	0.6	124-185
197	San Martin	-15.2	-120	0.7	0.7	142-191
250	San Martin	-15.6	-116	6.9	0.8	295-342
141	Caucete		-120	1.2	0.5	
150	Caucete	-15.1	-114	4.9	0.7	-----
177	Caucete	-15.2	-117	0.0	0.6	070-095
178	Caucete	-13.5	- 98	1.1	0.4	136-171
212	Caucete	-13.2	- 95	0.9	0.6	031-060
212	Caucete	-13.2	- 95	0.9	0.6	031-060

TABLA 1 (cont.)

Pozo N°	Localidad	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	^3H	Error	Profund.
221	Caucete	-15.5		1.5	0.6	073-097
231	Caucete	-12.4	-101	0.0	0.4	160-197
239	Caucete	-15.3	-113	1.6	0.6	110-135
244	Caucete	-12.3	-105	0.0	0.5	196-230
256	Caucete	-12.3	-90	0.0	0.4	032-047
274	Caucete	-12.6	-93	2.4	0.4	087-114
319	Caucete	-13.9	-108	0.0	0.4	143-165
331	Caucete	-15.1	-108	0.3	0.4	086-114
334	Caucete	-11.7	-91	1.2	0.4	144-174
339	Caucete		-121	0.7	0.5	148-178
347	Caucete	-11.6	-96			196-229
57	25 de Mayo	-13.6	-106	0.0	0.6	199-230
108	25 de Mayo-Cam	-7.6		0.0	0.6	156-224
236	25 de Mayo	-7.7	-53	1.1	0.7	255-277
260	25 de Mayo	-13.3	-103	0.0	0.7	230
269	25 de Mayo	-15.1	-115	0.0	0.4	201-253
312	25 de Mayo	-13.1	-106	0.0	0.6	221-268
448	25 de Mayo-Cam	-13.4	-104			242-293
456	25 de Mayo-Cam	-14.1		0.0	0.6	225-254
463	25 de Mayo-Cam	-10.2				381-441
466	25 de Mayo-Cam	-12.8	-101			-----
473	25 de Mayo	-10.7	-78	0.0	0.7	165-217
484	25 de Mayo-Cam	-7.6	-49	0.0	0.7	182-240
31	Sarmiento		-48	2.0	0.4	081-107
216	Sarmiento	-6.6	-45	2.4	0.5	
296	Sarmiento-L.B.	-7.3	-41	0.0	0.7	121-172
386	Sarmiento-L.B.	-7.4	-42	0.4	0.6	026
393	Sarmiento-L.B.	-7.1		0.0	0.6	-----
394	Sarmiento-L.B.	-7.7	-45	0.5	0.6	010
398	Sarmiento-L.B.	-7.1	-46	0.7	0.7	104
440	Sarmiento	-9.2	-63	0.0	0.6	173-220
441	Sarmiento		-52	5.8	0.5	392-446
498	Sarmiento		-68	0.0	0.5	360-440
508	Sarmiento		-48			432-450
512	Sarmiento-L.B.	-6.2	-39	3.1	0.6	049-062

5. AGUAS DE PRECIPITACION

Con el objeto de caracterizar isotópicamente (^{18}O , ^2H , ^3H), las precipitaciones en las zonas de estudio se colectaron muestras de agua de lluvia en el valle de Tulum.

Las precipitaciones sobre la zona de estudio proceden de tormentas que llegan de los océanos Atlántico y Pacífico. El ciclo de precipitación de estos dos océanos es diferente y llega en distintas épocas del año.

Las tormentas provenientes del Atlántico acarrean precipitaciones en forma de lluvia, que se producen de octubre a marzo (verano) y que oscilan alrededor de los 100 mm por año. El análisis i-

sotópico de las precipitaciones recogidas durante dos veranos consecutivos arrojó un promedio ponderado para el $\delta^{18}\text{O} = -2,4\%$ y $\delta^2\text{H} = -18\%$.

Desde el Pacífico, la mayor cantidad de precipitación tiene lugar de abril a setiembre (invierno) en forma de nieve sobre los Andes. Durante los meses más calurosos de verano esta nieve se funde volcándose a los ríos que proveen a los valles inferiores.

Los valores isotópicos de estas precipitaciones se manifiestan en el río San Juan con origen en la alta cordillera de los Andes alrededor de -16% para el oxígeno-18 y 120% para deuterio.

Las zonas desérticas de los valles experimentan en verano temperaturas máximas de 44° y mínimas de hasta -8° en invierno. El promedio anual es un moderado $17,2^\circ$. Los promedios mensuales de julio y enero indican $7,6^\circ$ y 26° respectivamente.

Los valores medidos de evaporación indican que ésta varía desde un promedio diario de $1,5 \text{ mm/día}$ en junio hasta un máximo de $7,2 \text{ mm/día}$ en enero. Se estima la evaporación total media anual en 1600 mm .

La humedad relativa promedio en San Juan es de 54% .

En la ciudad de Mendoza ubicada 180 km al sur de la de San Juan funciona una estación colectora de aguas de precipitación con registro completo desde fines de 1981. Allí la precipitación anual es mayor, alrededor de 350 mm , con valores muy empobrecidos en invierno como consecuencia de su origen y valores más disminuidos que los registrados en San Juan, durante el verano.

Los valores promedio ponderados para Mendoza están entre $-4,5$ y $-6,3\%$ para oxígeno-18.

Dado que la mayor parte del área estudiada se ubica entre las dos ciudades, es razonable considerar para las precipitaciones locales una situación intermedia a ambas.

6. RESULTADOS

El amplio intervalo de variación que muestran los isótopos estables del hidrógeno y oxígeno, permiten distinguir claramente los distintos tipos de agua presentes en los valles en estudio.

Bajo estas condiciones estos isótopos constituyen un trazador ideal y de máxima utilidad para estos estudios hidrológicos.

En las figuras 2 y 3 se han graficado $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ y salinidad vs $\delta^{18}\text{O}$ para las aguas muestreadas en el área. En ambos gráficos

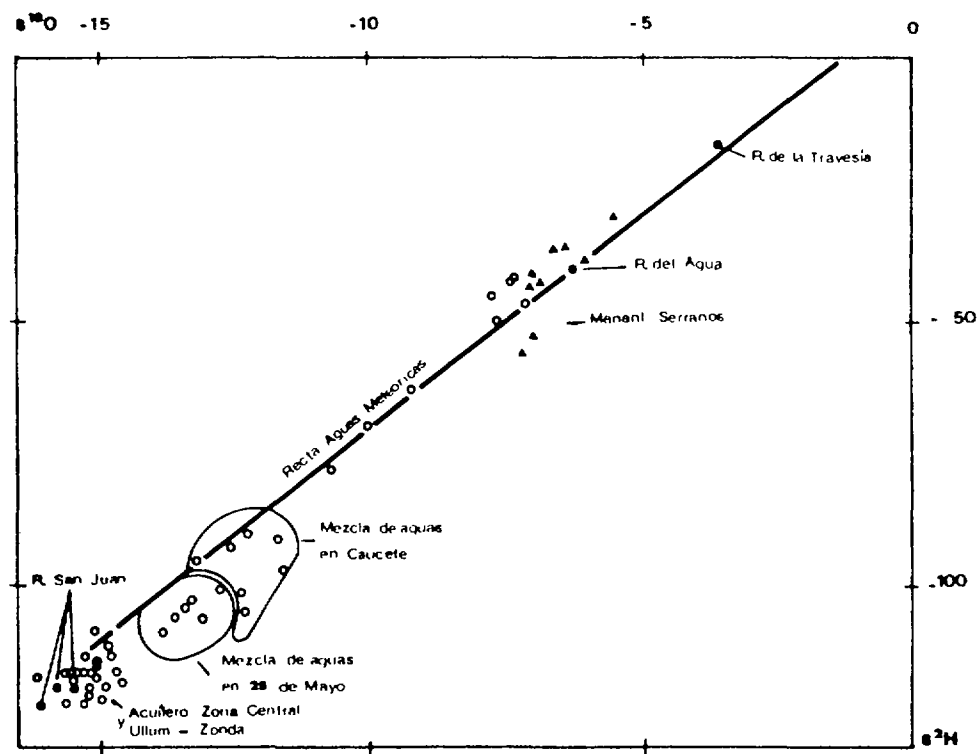


Fig. 2. Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^2\text{H}$

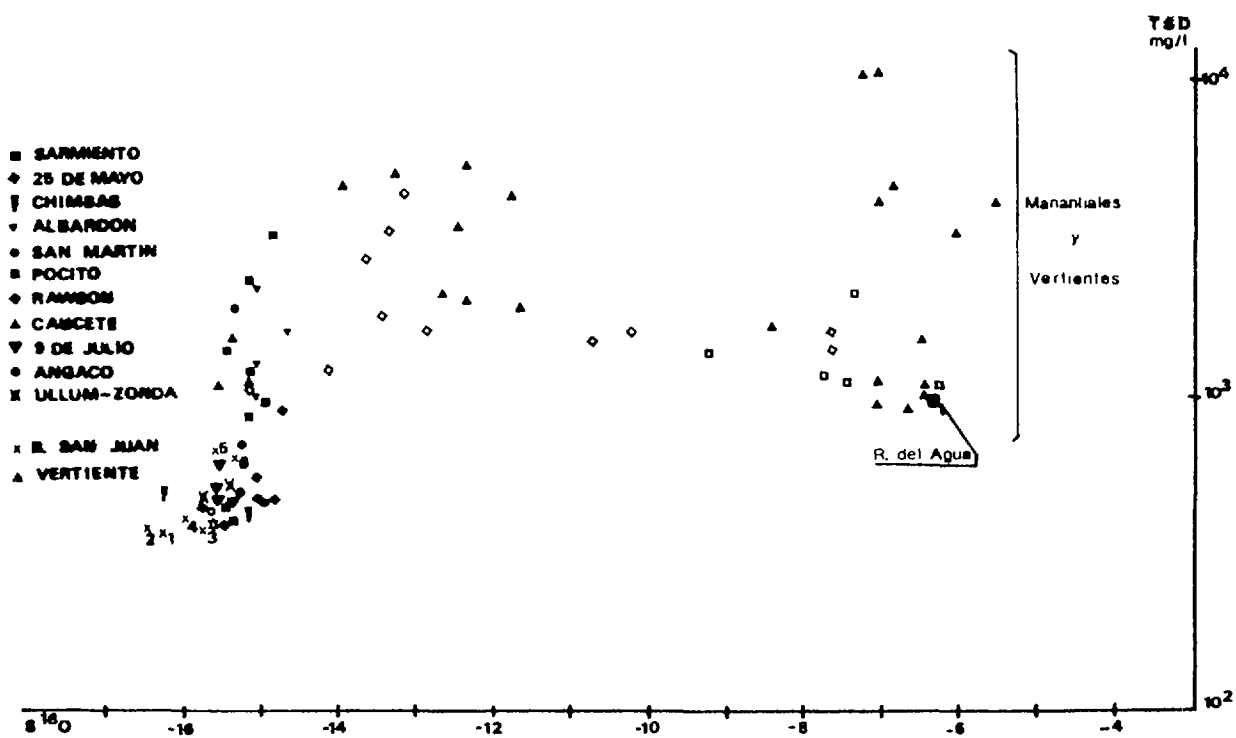


Fig. 3. Relación $\delta^{18}\text{O}$ versus salinidad en aguas superficiales y subterráneas.

es evidente la existencia de los distintos tipos de agua presentes. Las aguas más empobrecidas en isótopos pesados representan precipitación nival sobre la Cordillera de los Andes drenada por el río San Juan. Este tipo constituye la contribución fundamental al agua subterránea almacenada en los valles.

El $\delta^{18}O$ de este grupo varía entre -16,2 y -14,8‰ próximo a la recta meteórica mundial [7]. El contenido de tritio del río es de alrededor de 10 U.T. Por otra parte se evidencia un incremento de salinidad y del contenido de oxígeno-18 a medida que el agua evoluciona desde la presa hacia el sur tanto en el valle de Tulum como en el de Ullum-Zonda. Los niveles de tritio de los pozos 3 y 91 del Departamento de Chimbas indican una recarga reciente producida en el abanico aluvial. Asimismo donde las condiciones geológicas son favorables, como en el departamento Albardón donde se ha comprobado la existencia de una estructura sinclinal SO-NE con relleno de buena transmisividad (probablemente paleocanales), se han observado altos contenidos de tritio. A lo largo de esta estructura los pozos 88, 118, 205, 209, 265, 268, 284, 296, 298 y 334 exhiben contenidos de tritio de 3,8 a 9 U.T.

Los niveles de tritio de los pozos 196, 250 y 245 de 1,2, 6,9 y 1,9 U.T. respectivamente en los departamentos de San Martín y 9 de Julio sugieren que la influencia del río no está restringida sólo al área del cono aluvial. Por otra parte, en el valle de Ullum-Zonda se observó una dependencia entre la altura de llenado del embalse y el nivel de los acuíferos.

Debido al alto valor del contenido de tritio observado en varios de los pozos y la imposibilidad de distinguir las aguas del embalse de las del río San Juan desde el punto de vista hidroquímico, no se podría afirmar en cuál de las dos fuentes se origina el agua en explotación. Sin embargo, los valores en isótopos estables algo más enriquecidos señalarían al embalse como fuente de recarga actual y por otra parte, los pozos 97 y 35 sin tritio representarían la recarga por el río previa al llenado del embalse. Un único pozo de los muestreados ubicado en el extremo sur del valle de Zonda presenta valores isotópicos mucho más enriquecidos representando una recarga local proveniente de las sierras localizadas en el borde sur e indican para ese punto que la influencia del río y del embalse no son significativas.

Si bien la mayor parte del agua subterránea en el valle de Tulum ha tenido su origen en el río San Juan, se ha evidenciado la existencia de aportes significativos provenientes de las sierras que limitan la cuenca. Estos aportes han sido caracterizados a partir de los resultados analíticos de vertientes y cursos superficiales ubicados en las sierras de Pie de Palo, Chica de Zonda y Villicum.

Estas vertientes y cursos se tomaron como representativas de las precipitaciones sobre las sierras circundantes (Figura 1). En la sierra de Pie de Palo se muestrearon 7 manantiales de diferentes alturas cuyos valores de oxígeno-18 oscilan entre -7‰ y -6‰ próximos a la recta meteórica promedio mundial.

El contenido de tritio de estos manantiales es próximo a ce-ro.

Sobre la Sierra Chica de Zonda un manantial ubicado sobre la ladera este, arrojó un valor de -5,5‰ en oxígeno-18 y dos ubicados en la zona Sur de la sierra -7,7‰.

Finalmente los dos manantiales muestreados en la Sierra de Villicum presentaron también valores de $\delta^{18}O$ próximos a -7‰.

La diferencia en los contenidos isotópicos entre el agua proveniente del río San Juan, los escurrimientos superficiales y subterráneos de las sierras circundantes y de las lluvias locales permiten identificar claramente las fuentes más importantes del agua subterránea que se explota en los valles. Lamentablemente el agua proveniente de Pie de Palo no puede ser distinguida de la de Villicum o Sierra Chica de Zonda desde un punto de vista isotópico. Estas fuentes constituyen los polos de las diferentes posibles mezclas del agua subterránea en la zona. Ejemplo de este tipo de mezclas con diferentes proporciones son las muestras obtenidas en Caucete y 25 de Mayo. En Caucete, si se exceptúa la muestra 177, próxima al río y con similar contenido isotópico que éste, pueden distinguirse dos grupos. El primero constituido por las muestras 212, 231, 244, 256, 274, 319, 334 y 347 que se nuclean próximos a la recta meteórica y representan a pozos ubicados cerca del borde de cuenca. Se observa en ellos correlación entre el corrimiento a partir de la recta meteórica y la distancia al pedemonte de la Sierra de Pie de Palo. Estas muestras tienen contenidos isotópicos que sugieren una relación de mezcla 2:1 entre el tipo de agua del río San Juan y el de Pie de Palo.

Aún cuando la causa más importante para estos valores isotópicos es la mencionada mezcla, la evaporación no puede ser descartada para algunos de los puntos muestreados.

Un segundo grupo, compuesto por los pozos 150, 221, 239 y 331, alineados geográficamente, constituyen una isla con valores similares a aquéllos del río San Juan y rodeados por los pozos mencionados en el primer grupo. Este agua podría provenir de pérdidas en un antiguo e importante canal de riego hoy impermeabilizado coincidente con esta alineación.

Las muestras tomadas en la parte norte del departamento 25 de Mayo responderían a un esquema similar al de Caucete con una contribución menor de aguas del tipo Pie de Palo. Las muestras 57, 260 y 312 sugieren una relación 3:1 entre el agua del río San Juan y las provenientes de la sierra vecina. Más al sur la muestra 269 exhibe composición isotópica similar a la del río en coincidencia con un área de muy baja salinidad.

Este efecto de mezcla de aguas no se ha observado en los demás bordes de cuenca, como por ejemplo en la zona de Pocito lindera a la Chica de Zonda, ni en Albardón donde la cuenca limita con la sierra Villicum. El aporte de agua de Pie de Palo se considera que está favorecido por la extensa área medanosa que se encuentra en su zona pedemontana y que estaría en contacto con paleocauces del río San Juan. La mayor conductividad medida en pozos situados próximos al borde de dicha sierra, fundamenta esta posibilidad.

Los pozos ubicados al sur y sur-este, en el área Camarico muestran una disminución en la salinidad total, cambios en sus características químicas y valores isotópicos más positivos hacia el sureste. El $\delta^{18}\text{O}$ llega a $-7,6\%$, valor éste similar a los estimados para la precipitación sobre la sierra de Pie de Palo. Debe destacarse que al sur de esta sierra existe una vasta zona de médanos y paleomédanos capaces de actuar como zona de captación de precipitaciones locales y de transmisión de aportes provenientes de la Sierra. La evidencia de esta infiltración se manifiesta en el pozo 236, en la zona medanosa y presumiblemente fuera de la influencia del río San Juan o de sus paleocauces, con profundidad por debajo de los 250 m y baja salinidad. Este agua presenta $\delta^{18}\text{O} = -7,7\%$, $\delta^2\text{H} = -53\%$ y 1,1 U.T.

Los valores isotópicos de los pozos del área Camarico revelan diferentes proporciones de mezcla entre aguas meteóricas de la zona y aguas del tipo río San Juan, donde estas diferencias responden a la proximidad o lejanía de paleocauces del río que preferencian la conductividad hidráulica.

La subcuenca Los Berros está ubicada al suroeste del área de estudio y está integrada en su casi totalidad por sedimentos gruesos de la llanura aluvial pedemontana moderna y reciente, aportados principalmente por los ríos de La Flecha y del Agua que originaron dos amplios conos aluviales, en cuya zona de coalescencia se ubica la localidad de Los Berros | 3 |.

Con respecto a las características químicas del agua superficial de la zona, se tiene que el río del Agua, con un total de sólidos disueltos de 627 mg/l es la fuente de menor salinidad. A su vez los iones predominantes en el agua del río son, en orden decreciente el sulfato, el calcio y el sodio; mientras que entre los elementos menores determinados merecen destacarse el cinc y el estroncio que con concentraciones de 0,11 mg/l y 1,2 mg/l respectivamente, representan los valores más altos detectados en la zona.

Sus contenidos isotópicos revelan su origen en la Sierra Chica de Zonda por escurrimientos de aguas meteóricas con $\delta^{18}O = 6,3\%$, $\delta^2H = 40,5\%$ y 6,5 U.T.

Por su parte las vertientes Los Berros de Arriba y Los Berros de Abajo presentan una salinidad de 653 y 733 mg/l respectivamente, siendo sus características sulfatadas-sódica-bicarbonatada-cálcica. La vertiente denominada Canalización Cañada Honda localizada al este de las vertientes consideradas anteriormente, presenta una salinidad total de 1180 mg/l y características sulfatada-sódica-cálcica. Los contenidos en isótopos estables de estas vertientes son más negativos que los del río del Agua (alrededor de -7‰ para el $\delta^{18}O$ y -43‰ para el δ^2H y con contenidos de tritio inferiores a 1 U.T. revelando un posible origen para el agua a mayor altura y más antiguo.

El agua subterránea muestreada en la subcuenca Los Berros, presenta la siguiente composición:

- a. El pozo N° 512, ubicado prácticamente en el lecho del río del Agua, explota agua con características químicas e isotópicas similares a las del río exceptuando su contenido de tritio de 3.1 U.T.

- b. En el pozo N° 386, localizado al norte del cerro Pedernal en el cauce del río Seco y en el pozo N° 394, ubicado a unos 800 m al sur de la vertiente Los Berros de Arriba, al este del Cerro Pedernal y muy próximo a él, tanto la composición isotópica como la química son similares a las de las vertientes.

Esta similitud estaría indicando una íntima relación entre ambos recursos.

- c. El agua explotada por el pozo N° 398, ubicado también muy próximo al cerro Pedernal pero en el extremo sureste del mismo, es del tipo sulfatada-cálcica-sódica-bicarbonatada y tiene una salinidad de 627 mg/l. Las características químicas determinadas en el agua de este pozo responden a una mezcla de aguas del río del Agua y de la vertiente Los Berros de Arriba siendo sus características isotópicas similares a las de la misma vertiente.
- d. Finalmente en el pozo N° 393, se ha determinado que el agua con salinidad de 1270 mg/l presenta como iones predominantes el sulfato, el calcio y el sodio y contenidos isotópicos similares a los de las vertientes.

De acuerdo con estos resultados puede inferirse que el agua explotada en este sector (representado por el pozo N° 393), está relacionada con el agua proveniente de la zona oeste-noroeste (agua de la vertiente Los Berros de Arriba y de los pozos N° 386 y 394), la que durante su movimiento experimenta un proceso de disolución de sales sumado a una evapotranspiración (aumento en el contenido absoluto y relativo de cloruro en el escurrimiento subsuperficial y precipitación de los componentes menos solubles (CaCO_3), lo que determina el aumento relativo del contenido de magnesio, cuyas sales son más solubles.

En base a lo expuesto precedentemente, y tomando como referencia los antecedentes hidroquímicos [1] [8] e hidrológicos [9] existentes, puede concluirse que el origen del agua subterránea en la subcuenca Los Berros está relacionada principalmente con la recarga proveniente del oeste, a través de los ríos de La Flecha y del Agua y de escurrimientos subsuperficiales, y que el movimiento del agua subterránea se efectuaría hacia el este-noreste.

Por otra parte, los datos obtenidos por los pozos 296 y 216, u bicados en la localidad de Cañada Honda muestran una cierta relación entre las características químicas de éstos con los del pozo 393 antes descrito y del río del Agua. Isotópicamente, el pozo 296 (más profundo) se muestra muy similar al 393 y el pozo 216 al río del Agua con un contenido de tritio de 2.4 U.T. que avala esta similitud.

El pozo 440, ubicado al noreste de los anteriores, presenta una salinidad de 980 mg/l, con predominancia de los iones sodio y sulfato. Los valores de $\delta^{18}\text{O} = -9,2\%$ y de $\delta^2\text{H} = -63,1\%$ sobre la recta meteórica sugerirían que este agua es una mezcla de las aguas de Sarmiento con las del sur del área de Tulum.

En el pozo N° 31, con una profundidad de explotación total de 107 m, la salinidad del agua alcanza el valor máximo entre los po zos muestrados en la zona, siendo ésta de 2560 mg/l.

El tipo hidroquímico es netamente sulfatado cálcico que difiere notablemente de las determinadas en el resto de las muestras extraídas en la zona, correspondientes a pozos con una profundidad total mucho mayor y por lo tanto no relacionables. La composición química determinada en el agua de este pozo está relacionada con los sedimentos lacustres, enriquecidos en yeso, que se presentan en ese sector del departamento.

Su contenido isotópico, $\delta^{18}\text{O} = -7\%$, $\delta^2\text{H} = -48\%$ y 2,0 U.T. indica alguna influencia de aguas provenientes del norte y una componente moderna de la recarga, probablemente debida a la infil tración de agua de precipitación actual, favorecida por tratarse de una zona lagunar y topográficamente baja.

El agua de los pozos N° 508, 498 y 441, ubicados al este de la Villa Media Agua y con una profundidad de explotación entre 360 y 468 m, presenta características sódica-sulfatada-clorurada. La salinidad total varía entre 970 y 1230 mg/l.

Estas características químicas, si bien con un grado de mineralización ligeramente superior, son similares a las determinadas en el agua subterránea del área Camarico en el departamento 25 de Mayo, existiendo por lo tanto, una íntima relación hidroquímica entre ambas zonas.

Esta relación se ve también confirmada por los contenidos isotópicos, aunque el tenor de tritio de la muestra 441 (5.8 U.T.) supone una componente moderna de la recarga que podría atribuir-

se a la infiltración del agua local en el área de lagunas bajas . La similaridad entre los valores isotópicos en Camarico y Sarmiento hace difícil precisar isotópicamente las vinculaciones entre el agua de estos pozos y la de las zonas ubicadas hacia el este y el oeste.

7. CONTENIDO DE CARBONO-14 - INTERPRETACION

A fin de conocer los contenidos de carbono-14 en el área bajo estudio, se seleccionaron distintos pozos que permitieron establecer algunas pautas de comportamiento del agua subterránea. En la Tabla N° 2 se presentan los datos obtenidos junto con los previamente publicados por Vogel et al [2] y [1].

TABLE 2. CONTENIDOS ISOTOPICOS Y QUIMICOS DEL AGUA DE LOS POZOS ANALIZADOS POR CARBONO 14

Localidad	N° pozo	$^{14}\text{C}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$	Edad	HCO_3^-	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta^2\text{H}\%$	U. T. Tritio
Santa Lucía	152	$95,2 \pm 1,0$	- 12,2	400a	345 mg/l	-	-	-
Caucete	178	$78,0 \pm 1,4$	- 14,2	2050a	366 mg/l	- 13,5	- 98	$1,1 \pm 0,4$
Chimbas	91	$105,3 \pm 1,3$	- 8,9	Actual	95 mg/l	- 16,2	- 117	$6,9 \pm 0,8$
Zonda	97	$78,9 \pm 0,9$	- 7,9	1960a	104 mg/l	- 15,8	- 121	$0,8 \pm 0,7$
Albardón	201	$55,7 \pm 0,8$	- 7,1	4840a	140 mg/l	- 15,1	- 118	$0,2 \pm 0,6$
9 de Julio	166	$53,7 \pm 0,9$	- 7,9	5140a	96 mg/l	- 15,5	-	$0,4 \pm 0,6$
Chimbas	219	$103,6 \pm 0,9$	- 10,8	Actual	317 mg/l	- 14,9		
Pocito	49	$95,7 \pm 0,5$	- 13,3	360a	348 mg/l	- 14,7		
Rawson	749	$66,3 \pm 0,6$	- 5,8	3780a	111 mg/l	- 15,8		
Rawson	747	$33,4 \pm 0,8$	- 7,6	9070a	64 mg/l	- 15,1		
25 de Mayo	28	$40,2 \pm 0,6$	- 12,0	7530a	61 mg/l	- 12,7		
Sarmiento	19	$16,5 \pm 0,3$	- 8,7	14895a	170 mg/l	- 8,7		

Se destacan en primer lugar en esa tabla los valores obtenidos para el pozo 91 de Chimbas con una actividad del orden del 105% y $\delta^{13}\text{C} = -8,9\%$ para agua con contenidos de oxígeno-18 y deuterio similares a los del río y alrededor de 7 U.T. Estas serían las características del agua que se infiltra, hipótesis ésta que es apoyada por coincidir también la concentración de bicarbonato de alrededor de 100 mg/l. Esta última concentración se mantiene prácticamente constante para la gran mayoría de los pozos muestreados en los departamentos de Chimbas, Rawson y 9 de Julio, lo que permite inferir que no existe aporte adicional de carbono en esa zona y que la única causa para la disminución de la cantidad de ^{14}C es el decaimiento radioactivo.

Se ha comprobado también que en el departamento de Caucete existe una aceptable correlación entre el contenido de bicarbonatos y el de oxígeno-18. Habiéndose aceptado a este último como indicador de las proporciones de una mezcla, es razonable suponer que el aumento de bicarbonato es consecuencia de los aportes de Pie de Palo. En el departamento de 25 de Mayo no se observa correlación de este tipo siendo gran parte de los contenidos de bicarbonatos hallados, inferiores al río San Juan. Este hecho estaría confirmando la importancia en este área de la recarga producida a partir de las precipitaciones locales y su infiltración en la zona de médanos.

Aceptando estos resultados, los ingresos de carbono están dados:

- 1) Por el río San Juan con actividad moderna y $\delta^{13}\text{C}$ estimado entre -7 y -9‰.
- 2) Por los aportes de Pie de Palo cuya actividad no se conoce, aunque presumiblemente no sería muy diferente de la moderna y $\delta^{13}\text{C}$ más negativos, lo que se manifiesta en las aguas de mezcla.
- 3) El aporte por disolución de carbonatos del suelo no es significativo, al menos en la zona central de la cuenca.
- 4) En las zonas en que la recarga proviene de la infiltración local (25 de Mayo), como se infiere de los contenidos isotópicos, existe un aporte de carbono moderno por incorporación de dióxido de carbono biogénico.

Estas consideraciones hacen sumamente complicado establecer edades de agua, ya que para diferentes áreas sería necesario em-plear diferentes modelos. En particular la asistencia de mezclas en el departamento Caucete no admite un modelo simple para el cálculo de edad, lo que se confirma cuando se comparan los contenidos de tritio y carbono-14 en el pozo muestreado en ese departamento.

Se considera aquí que lo adecuado es establecer, con carácter tentativo, un modelo en donde la actividad inicial del bicarbonato disuelto sea del 100% correspondiente al río San Juan y que las edades calculadas a partir de este valor tienen sentido en tanto se considere que no existen otros aportes, o sea sólo en la zona central de la cuenca (Albardón, Chimbas, Rawson, Zonda). Si bien se presentan las edades obtenidas en Caucete, 25 de Mayo y

Sarmiento éstas no deber ser consideradas como tales debido a las razones anteriormente expuestas.

8 CONCLUSIONES

8.1. Río San Juan

El río San Juan en los puntos de muestreo presenta baja salinidad de sus aguas (alrededor de 250 mg/l con características cálcica- sulfatada-bicarbonatada. La concentración de bicarbonatos ronda los 100 mg/l. Isotópicamente está caracterizado por valores $\delta^{18}\text{O}$ menores que -15‰, $\delta^2\text{H}$ inferiores a -120‰ y alrededor de 10 U.T. características de su origen en alta cordillera.

Durante su escurrimiento, el agua aumenta su salinidad, fundamentalmente por disolución de sales y el aporte de agua salinizada que provoca incremento de los iones sulfato, cloruro, calcio y sodio. En el embalse y en su evolución hacia el sur se observa un leve enriquecimiento isotópico debido a la evaporación.

8.2. Valle de Ullum-Zonda

Si bien se cuenta con algunas evidencias de una interconexión entre el embalse de Ullum y los pozos de la batería de Zonda, no pudo establecerse si el agua que extraen los pozos de la batería se produjo por la recarga del río o del embalse.

El agua explotada en el extremo sur del departamento de Zonda no tiene su origen en el río San Juan. La recarga proviene del sur, no siendo la misma de gran magnitud por lo que su extensión dentro de la cuenca no es muy amplia.

La actividad de carbono-14 en el pozo N° 97 de Zonda sugiere tiempos de tránsito prolongados del agua subterránea en esta subcuenca.

8.3. Valle de Tulum

El agua del río San Juan ha sido la componente dominante de la recarga de gran parte del valle. Asimismo, son significativos los aportes laterales provenientes de la sierra de Pie de Palo en los departamentos de Caucete y parte norte de 25 de Mayo. En la parte sur de este último son también importantes las precipitaciones locales cuya infiltración es favorecida por las extensas zonas de médanos.

Los estudios geológicos recientes sostienen la existencia de estructuras de paleocauces subterráneos aproximadamente parale -

los al río actual que favorece el flujo del agua a diferentes profundidades.

El agua de baja salinidad explotada en la parte central de la cuenca Tulum, presenta características químicas e isotópicas que la identifican con el río San Juan sin otros aportes. Su contenido de carbono-14 sugiere que la recarga no es reciente, presumiblemente vinculada a épocas de mayor caudal y menor salinidad.

En la zona de Pocitos no se determinó influencia de posibles aportes subsuperficiales originados en la Sierra Chica de Zonda. El agua subterránea en este sector presenta características químicas e isotópicas similares al agua explotada en la parte central de la cuenca Tulum, lo que indica que existe un origen común relacionado con la recarga del río San Juan.

En la subcuenca semiconfinada-confinada, en los departamentos Cauçete y 25 de Mayo, el agua subterránea tiene su origen fundamentalmente en aquellas provenientes de la parte central de la cuenca (con origen en el río San Juan), mezclados con aguas salinizadas provenientes del sector este (aguas meteóricas locales colectadas por la Sierra de Pie de Palo).

En la zona de Camarico el agua tiene características químicas e isotópicas que las identifican como relacionadas con la recarga local con influencia variable de aguas recargadas por el río San Juan.

Los fenómenos encontrados en la zona de Camarico se extienden hacia el oeste, habiéndose determinado similares características químicas e isotópicas en el agua explotada por pozos localizados próximos a la Villa Media Agua en el departamento Sarmiento.

En la subcuenca Los Berros el agua subterránea está relacionada con la recarga proveniente del oeste, de los ríos de La Flecha y del Agua, y probablemente de aportes subsuperficiales originadas en la Sierra Chica de Zonda.

El agua subterránea en la zona de Cañada Honda (subcuenca Tulum inferior) está relacionada isotópicamente y químicamente con el agua de la subcuenca Los Berros presentando aquélla una mayor salinidad producto de un proceso de disolución de sales al que se suma una precipitación de CaCO_3 .

Los datos obtenidos en el pozo N° 440 del departamento Sarmiento, permiten pensar que el agua en esta zona sería el resul

tado de la mezcla entre aportes provenientes de la Sierra Chica de Zonda con aguas del tipo río San Juan e indican las zonas más australes de influencia de estas últimas.

La interpretación de los resultados de los análisis por carbono-14 se ve dificultada por tratarse de flujos preferenciales a través de paleocanales y por existir mezclas de agua con distintos aportes de carbono-14. Los datos presentados son sólo una primera aproximación al problema, quedando la resolución del mismo como un proyecto a encarar en el futuro mediante un muestreo selectivo a este fin y el uso de técnicas auxiliares.

REFERENCIAS

- | 1 | LOHN, P., 1969. Hidrogeoquímica en los Valles de Tulum y Ullum-Zonda, provincia de San Juan. Estudio de la salinidad del agua subterránea y superficial (P-015). Plan de Agua Subterránea. Consejo Federal de Inversiones. UNDP.
- | 2 | VOGEL, J.C., LERMAN, J.C., MOOK, W.G., ROBERTS, F.B., 1972. Natural Isotopes in the Groundwater of the Tulum valley, San Juan, Argentina. Bull.Int.Assoc.Hydrological Sci.17 (1) 85.
- | 3 | ROCCA, J.A., 1970. Geología de Valle Fértil, Provincia de San Juan (P-009) San Juan, República Argentina. Plan de Agua Subterránea. C.F.I. - U.N.D.P.
- | 4 | GRUPO ZONAL SAN JUAN, 1982. Condiciones hidrológicas en la cuenca Ullum-Zonda, provincia de San Juan (D-34). Centro Regional de Agua Subterránea.
- | 5 | FURLOTTI, R., SILVA, M., 1987. Actualización del conocimiento hidrológico e hidroquímico en las cuencas de agua subterránea de la provincia de San Juan. En preparación. Centro Regional de Agua Subterránea.
- | 6 | ZAMBRANO, J., 1985. Actualización de la geología de subsuelo del Valle de Tulum (P-274), San Juan. Centro Regional de Agua Subterránea.
- | 7 | CRAIG, H., 1961. Isotopic variation in meteoric waters. Science 133 1702.

- | 8| JOUKL, M., 1970. Estudio geoquímico del agua subterránea del valle de Tulum. Provincia de San Juan. Argentina. (P-030) Plan de Agua Subterránea. C.F.I. - U.N.D.P.
- | 9| HONG-HSI-HSU, 1970. Estudio hidrológico preliminar del Valle Fértil, provincia de San Juan. Plan de Agua Subterránea.

**EVOLUCION ISOTOPICA Y QUIMICA DEL AGUA
SUBTERRANEA DEL ACUIFERO PROFUNDO DE LA
FORMACION OMBUCTA EN LA REGION DE BAHIA
BLANCA, ARGENTINA**

A.G. BONORINO

Universidad Nacional del Sur,

Bahía Blanca

H.O. PANARELLO, M.C. ALBERO

Instituto de Geocronología y Geología Isotópica,

Buenos Aires

Argentina

Resumen-Abstract

EVOLUCION ISOTOPICA Y QUIMICA DEL AGUA SUBTERRANEA DEL ACUIFERO PROFUNDO DE LA FORMACION OMBUCTA EN LA REGION DE BAHIA BLANCA, ARGENTINA.

Se exponen los resultados de mediciones de isótopos estables y de ^{14}C realizadas en el agua del acuífero profundo de la región de Bahía Blanca y su correlación con las características hidroquímicas.

Los estudios hidroquímicos y el conocimiento geológico del subsuelo permitieron anteriormente deducir que el nivel acuífero de la Formación Ombucta se recarga con agua que asciende a través de fracturas y diaclasas, por rocas paleozoicas subyacentes, a lo largo de una sección que coincide con un lineamiento tectónico regional que atraviesa, en dirección este-oeste, la ciudad de Bahía Blanca. Dentro de esa Formación la circulación es lateral y adopta dos direcciones, hacia el norte y hacia el sur, como se ha inferido también al observar el gradiente hidráulico y térmico en los pozos.

Se comprueba que las isocronas se compatibilizan con las curvas de isocloruros, al mismo tiempo que la antigüedad es correlacionable con una tendencia a un mayor empobrecimiento en ^{18}O , -6.2 a -7.5‰ y en ^2H , de -40 a -50 ‰, interpretándose de ello que las aguas más viejas se habrían infiltrado bajo condiciones climáticas más frías.

Se concluye que los nuevos resultados isotópicos confirman la hipótesis sobre el origen meteórico del agua y la ubicación del área de recarga en las sierras Australes.

ISOTOPIC AND CHEMICAL VARIATIONS OF GROUNDWATER IN THE DEEP AQUIFER OF THE OMBUCTA FORMATION, BAHIA BLANCA, ARGENTINA.

Stable isotopes and ^{14}C data on Bahía Blanca basin, Ombucta Formation are presented.

Previous hydrochemical and geological studies led to the conclusion that Ombucta aquifer is recharged by water rising through fractures and diachlases from underlying paleozoic rocks. This up movement occurs along a section coincident with the regional tectonic alignment that crosses Bahía Blanca city in W-E direction.

Water penetrating this formation moves northward and southward with different velocities, as inferred from thermal and hydraulic gradients.

^{14}C isochrones agree with isochloride curves and the correlation between water ages and stable isotopes values suggest colder climatic conditions prevailing when water infiltrated.

Meteoric origin of groundwater and catchment area location at Sierras Australes are confirmed by these results.

1. INTRODUCCION

Numerosas perforaciones profundas realizadas en el ámbito continental del ambiente geológico denominado Cuenca del Colorado, en el sudoeste de la provincia de Buenos Aires (Fig.1), han puesto en evidencia la presencia de un sistema hidrotermal de indudable interés económico regional.

Las características físico-químicas e hidrogeológicas del sistema, variables en el espacio, han circunscripto su aprovechamiento, principalmente, a un nivel acuífero confinado emplazado en la Formación Ombucta (Eoceno-Oligoceno) cuyas propiedades generales son: 1º) la profundidad de yacencia, situada entre los 500 m y los 850 m, 2º) el caudal de surgencia, de 50 a 100 m³/h, 3º) la presión en boca de pozo, de casi 20 atmósferas en algunos casos, 4º) la calidad de sus aguas, en su mayoría aptas para todo tipo de uso y 5º) el termalismo de las mismas, con temperaturas entre 50 y 65°C.

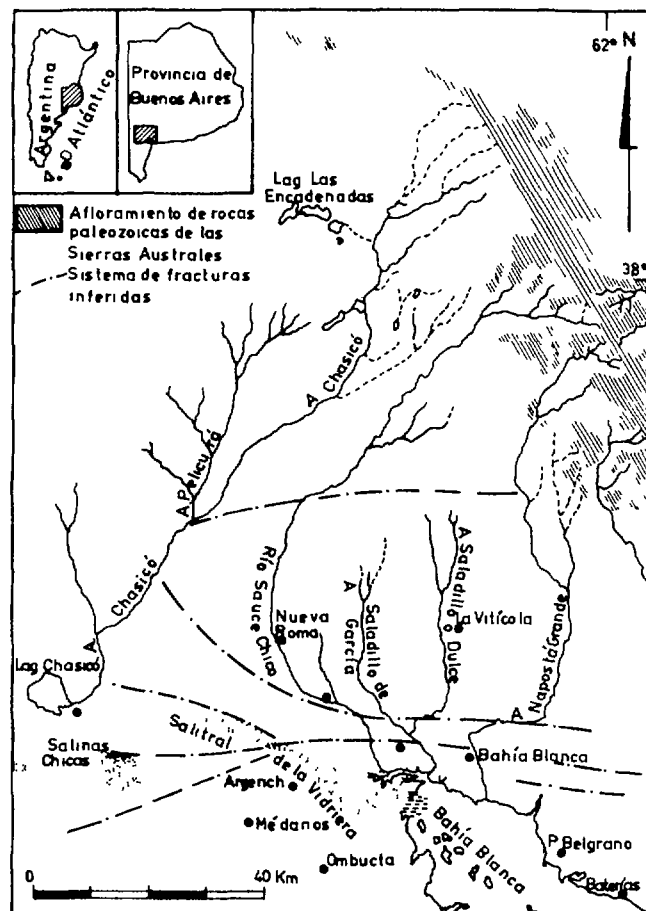


FIG.1. Mapa de la región comprendida en el estudio.

Son también las características geológicas regionales las que condicionan, total o parcialmente, cuatro aspectos importantes del sistema hidrotermal necesarios para elaborar el modelo de funcionamiento del sistema, aún no resuelto: la recarga, la circulación, el calentamiento y la descarga del fluido.

En este sentido, las primeras investigaciones realizadas en la región de Bahía Blanca fueron llevadas a cabo por Wichmann [1] quien postuló como hipótesis, para las aguas del acuífero profundo de la Formación Ombucta, un origen alóctono, ubicando el lugar de procedencia en el centro u oeste del país. García y García [2] agregaron también, como posible lugar de origen a las sierras de La Ventana. Recientemente, Bonorino [3], Bonorino y Panarello [4] y Bonorino y Carrica [5], utilizando técnicas isotópicas e hidroquímicas, proponen para las aguas subterráneas del nivel acuífero de la Formación Ombucta un origen meteórico y un área de infiltración que podría ubicarse en el sec-

tor serrano de las sierras Australes. Señalan, además, que la presencia en ese sector, de diaclasas y fisuras asociadas con un fallamiento en bloques del basamento permitirían una circulación profunda del agua y, por consiguiente, su calentamiento y un posterior ascenso hasta alcanzar la formación portadora.

En la presente memoria se exponen los resultados de la prosecución de las investigaciones, mediante el estudio de los isótopos ambientales, ^2H y ^{18}O y la datación por ^{14}C , los cuales tienen como finalidad profundizar los conocimientos sobre la dinámica del agua subterránea del sistema de referencia.

2. METODOLOGIA DE TRABAJO

A fin de determinar el contenido isotópico de ^2H y ^{18}O se llevó a cabo un muestreo de agua en tres tipos de fuentes: a) de escurrimiento superficial, b) subterránea freática y subfreática en el área de las sierras Australes, y c) de pozos surgentes que explotan el acuífero profundo de la Formación Ombucta. En los dos primeros casos se tuvieron en cuenta los puntos muestreados en un trabajo anterior [4] para cubrir y densificar la información, en los sectores de cabeceras de las distintas cuencas hídricas. Mientras que, para el tercer caso, la recolección completó los pozos restantes de la región.

Los análisis isotópicos fueron realizados en los laboratorios de isótopos estables y carbono-14 del INGEIS. Las relaciones $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$; $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y $^2\text{H}/^1\text{H}$ se determinaron usando un espectrómetro de masas de doble colector, doble sistema de introducción Micro-mass 602D.

Los gases para la medición fueron extraídos como sigue:

a) CO_2 equilibrado con agua a 25°C de acuerdo a la técnica de Epstein y Mayeda [6] para ^{18}O en aguas; b) CO_2 liberado por ataque con H_3PO_4 (100%) de acuerdo a Mc Crea [7] para ^{13}C en carbonatos; c) hidrógeno producido por reducción del agua con cinc como fue descrito por Coleman et al. [8] en la determinación del contenido de deuterio.

Los datos isotópicos se expresan en la forma usual; i.e. desviaciones, ‰, respecto de los estándares V-SMOW para ^{18}O y ^2H y de PDB para el ^{13}C . Los errores analíticos son 0.1 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$, 1.5 ‰ para $\delta^2\text{H}$ y 0.2 ‰ para $\delta^{13}\text{C}$.

El contenido de ^{14}C es expresado como porcentaje de "carbono moderno", i.e. del contenido de las plantas en 1890 (previo a la inyección de CO_2 de la combustión de hidrocarburos fósiles, libres de ^{14}C , fuese importante y también a la emisión de ^{14}C por explosiones termonucleares en años recientes). Los errores de medición (1σ) están especificados para cada uno de los datos presentados.

La edad del agua subterránea es evaluada a partir de los datos de ^{14}C y ^{13}C usando las ecuaciones:

$$t \text{ (años)} = 8267 \ln (C_0/C)$$

$$C_0 = \frac{100 (\delta - \delta_C)}{\delta_G - \delta_C + \epsilon} \times (1 + 2\epsilon/1000)$$

donde C es la actividad actual de ^{14}C de la muestra y C_0 es la supuestamente inicial, corregida por interacción con la roca matriz; δ es el contenido de ^{13}C de las especies carbonáticas disueltas en la muestra (principalmente bicarbonatos); δ_C es el $\delta^{13}\text{C}$ del carbonato del acuífero; δ_G el del CO_2 del suelo en el momento de la recarga y ϵ es el factor de enriquecimiento entre el bicarbonato y el dióxido de carbono [9].

Los valores tomados para el cálculo son: $\delta_C = (0 \pm 1) \text{‰}$, $\delta_G = (-26 \pm 1) \text{‰}$ y $\epsilon = (7.0 \pm 0.5) \text{‰}$. El error en la edad atribuida, dado en el cuadro I, tiene en cuenta la incertidumbre de todos esos términos y por supuesto los errores asociados a la actividad de ^{14}C y el $\delta^{13}\text{C}$. Asimismo, cuando el contenido de ^{14}C es igual o menor que el doble de su desviación estándar se le atribuye una edad mínima que se indica en el Cuadro II.

La determinación de las actividades ^{14}C se realizó por espectrometría de centelleo líquido sobre benceno sintetizado a partir de las muestras [10].

El muestreo de los pozos profundos surgentes para su datación, se llevó a cabo en dos etapas. En la primera se muestrearon los pozos elegidos de forma tal que su distribución cubriera toda la región, para obtener así un panorama global de la evolución isotópica. En la segunda, se seleccionaron los pozos distribuidos a lo largo de una transecta que cruza la ciudad de Bahía Blanca en dirección norte-sur para verificar el patrón de

circulación propuesto, deducido de mapas hidroquímicos elaborados recientemente, [3] y [5].

Con el propósito de comparar la evolución isotópica con la química del agua subterránea del acuífero profundo de la Formación Ombucta, se construyeron los respectivos mapas de ^2H y ^{18}O .

3. CUADRO GEOLOGICO DE LA REGION

La correlación geológica de más de sesenta perforaciones profundas junto con la información geofísica disponible han permitido elaborar un esquema hidrogeológico del área de estudio (Cuadro 1) modificado de otros anteriores [11] y [12].

CUADRO 1. ESQUEMA HIDROGEOLOGICO PARA LA REGION DE BAHIA BLANCA

EDAD	FORMACION	HIDROESTRATIG.	LITOLOGIA	HIDROG.	N.P.	Q	CALIDAD
PLEISTOCENO	Pampa	Sección Epiparaniana	Arenisca fina	Acuífero	Libre	10m ³ /h	B-R-M
PLIOCENO	Chasicó/Belén		Arcilla yesi. Arenisca Arena fina	Acuitar. Acuífero	Surg.	10m ³ /h	B-R-M
MIOCENO	Barranca	Sección Paraniana	Arcilla verde	Acuíclu. Acuífero	Surg.		S
	Final		Arena fina Arcilla verde Grava y arena Arcilla verde	Acuíclu. Acuífero Acuíclu.	Surg.		
OLIGOCENO	Ombucta	Superior	Arcilla are. Arena	Acuitar. Acuífero	Surg.		S
EOCENO			Arcilla roja. c. inter. are Arena gruesa Arenis. arci.	Acuitar. Acuífero Acuitar.	Surg.	60m ³ /h	B
DANIANO MAASTRICHT.	Pedro Luro	Sección Inferior	Lutitas y arcillitas.	Acuitar.			
SENONIANO	Colorado		Arcillas y lutitas arenosas y tob. Areniscas gr. conglomerád. tobáceas.	Acuífero	Surg.	50m ³ /h	B a R
TURONIANO	Fortín		Areniscas arcillas y lut. Areniscas conglomerád. Areniscas y lutitas are.	?			
TRIASICO A PRECAMBRICO		Basamento impermeable	Intrusivas Sedimentitas Metamórficas	Acuífugo			

La extensión comprobada del nivel acuífero principal de la Formación Ombucta es de unos 7.500 km² y ha sido delimitada por las perforaciones de laguna Chasicó, estación La Vitícola y la Base de Infantería de Marina Baterías (Fig.1). Abarca la parte noroccidental de la cuenca del Colorado, en donde se desarrolla una llanura aluvial originada en el pie occidental de las sierras Aus

trales y de suave pendiente al mar, sin más afloramientos que los materiales que forman el relieve actual constituidos por sedimentos pliocenos y cuaternarios.

La geología del subsuelo muestra una fosa simétrica, cuyos bordes están marginados por fracturas de tensión de importante rechazo vertical, subparalelas al eje de la cuenca. Esta cuenca responde a una tectónica de basamento con desmembramiento de bloques (Fig.2), cuyo inicio es vinculado al proceso diastrófico de apertura del Atlántico sur. Según Rolleri [13], constituye un aulacógeno desarrollado en un ambiente cratónico hasta la base del Terciario. A partir de él, la subsidencia, con la que se caracterizan los acontecimientos tectónicos, es más lenta, las secuencias no revelan fallamiento y la inclinación es suave en los flancos, condición fundamental de una sineclisa, según Schatsky [14].

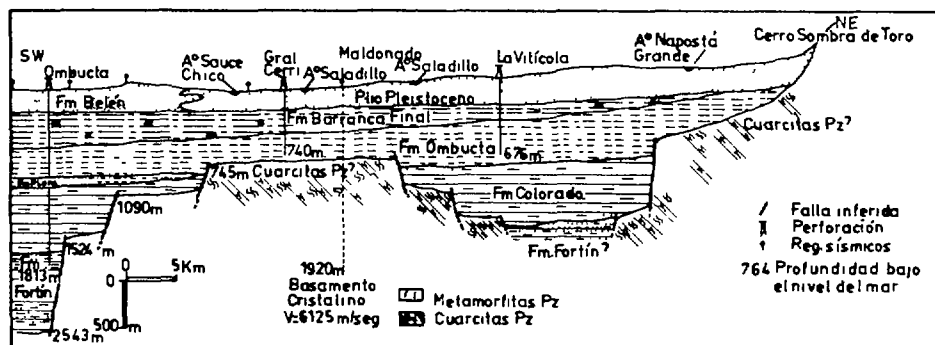


FIG.2. Perfil geológico a la altura de Bahía Blanca, entre Ombucta y el borde occidental de las sierras Australes [16].

Hacia el noroeste, la expansión de la cuenca termina abruptamente sobre el bloque plegado de las sierras Australes, conformada por Eo y Neopaleozoico clástico e ígneas subordinadas que proveen parte del relleno terrígeno de la cuenca, y que tienen un estilo tectónico caracterizado por un intenso plegamiento con fracturación asociada.

El relleno de la cuenca comienza a operarse en tiempo cretácico [15] con la Formación Fortín, compuesta por areniscas continentales. Le siguen, en supuesta discordancia erosiva, samitas calcáreas de ambiente continental, pertenecientes a la Formación Colorado. Posteriormente, la invasión de la cuenca por el mar daniano deposita sedimentos margosos, Formación Pedro Luro, que separan las capas cretácicas de las cenozoicas. En tiempos del Eoceno-Oligoceno inferior se depositaron, en un ambiente continental,

fluvial en gran parte, samitas y pelitas de la Formación Ombucta, portadora de un complejo acuífero cuyo espesor alcanza en Bahía Blanca los 382 metros [2].

Una nueva transgresión marina ocurrió durante el Mioceno y está representada por la Formación Barranca Final, compuesta por pelitas marinas. Los depósitos pliocenos y cuaternarios, que alcanzan una potencia de 220 metros de espesor completan la secuencia sedimentaria de la cuenca.

4. COMPOSICION QUIMICA DEL AGUA SUBTERRANEA

Las características químicas del agua subterránea del nivel acuífero principal de la Formación Ombucta se presentan en el diagrama Piper (Fig.3).

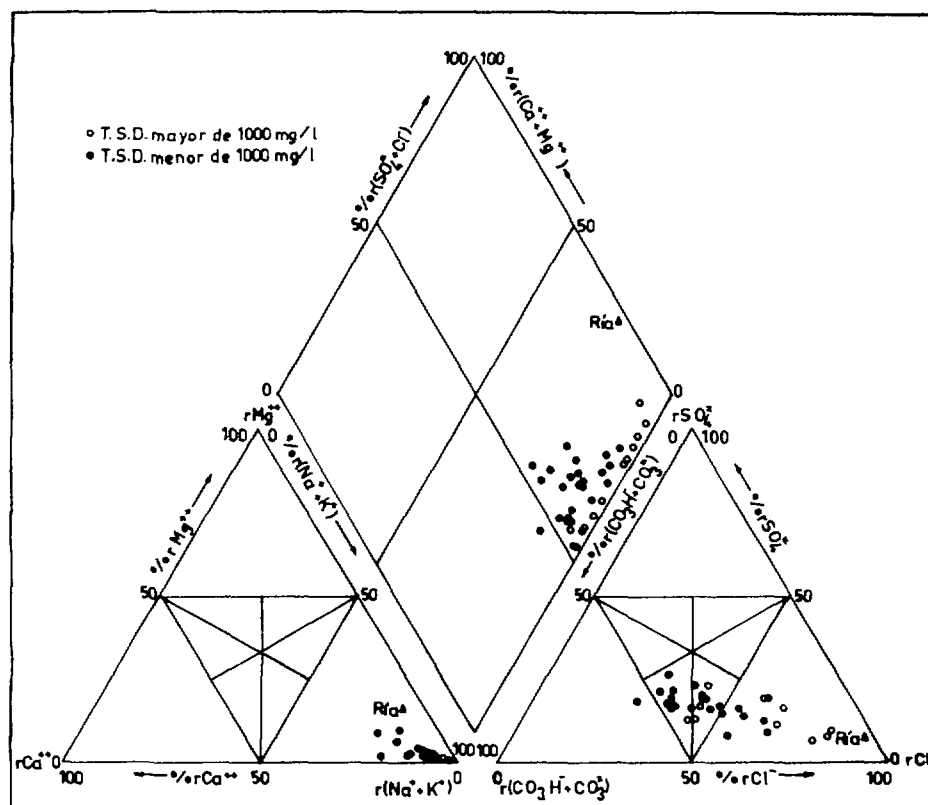


FIG.3. Diagrama de Piper.

El triángulo de cationes muestra un tipo de agua predominantemente "sódico", en tanto que, el de los aniones, un 64% corresponde al tipo "bicarbonatado-clorurado" o "clorurado-bicarbonatado". En el mismo diagrama se verifica un proceso de disolución de sales y, al mismo tiempo, un posible fenómeno de intercambio

de bases, Ca y Mg por Na. Ambos cambios se operan en el sentido probable de circulación del flujo subterráneo. Según lo demuestra el diagrama triangular, el agua en su circulación evoluciona de bicarbonatado-clorurado sódico hacia el tipo clorurado-sódico. El T.S.D. varía entre aproximadamente 400 y 4000 mg/L.

El mapa de cloruros (Fig.4) señala que en los alrededores de Bahía Blanca, se encuentran los pozos con aguas de menor concentración en este ión, 58.5 mg/L, aumentando hacia el norte y el sur de esta ciudad, a 752.6 mg/L y 226 mg/L respectivamente y a 504 mg/L en Puerto Belgrano, al sudeste.

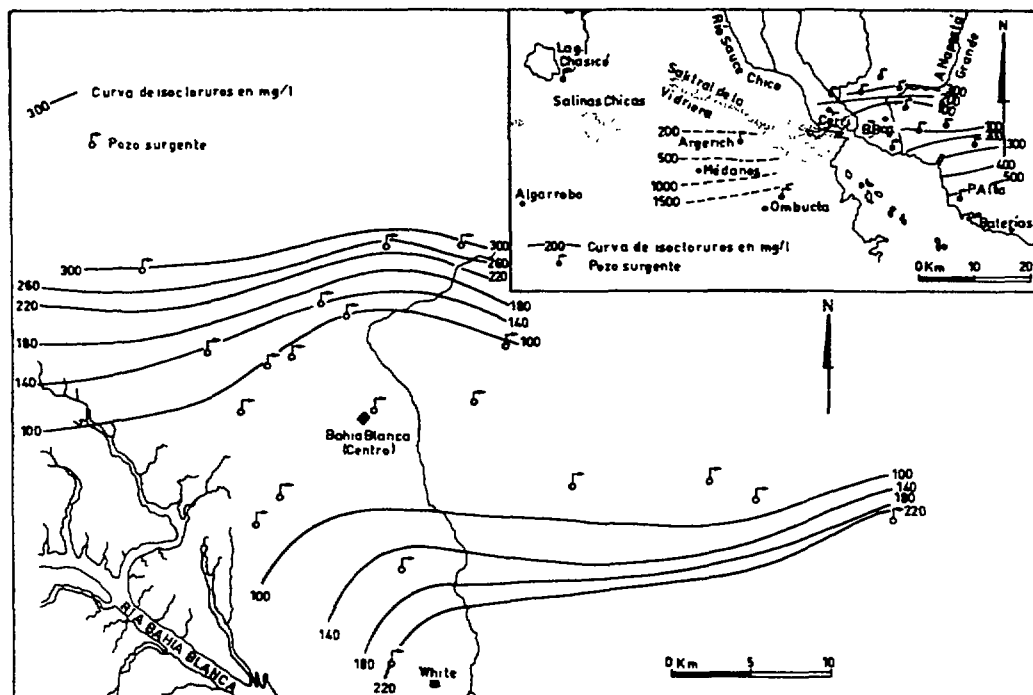


FIG.4. Mapa de cloruros.

Hacia el noroeste de la región, pozo de la laguna Chasicó, el agua tiene un contenido de cloruros de 138 mg/L mientras que hacia el suroeste, pozo Ombucta, se incrementa a 1966 mg/L.

Observando la distribución zonal del cloruro, en franjas alargadas de dirección este-oeste, se puede suponer una evolución química espacial partiendo de un eje central que cruza la ciudad de Bahía Blanca en aquella dirección, con un mayor gradiente de salinización hacia el norte. Este patrón de escurrimiento subterráneo podría extrapolarse en el sector oeste, teniendo en cuenta el sentido de crecimiento de los cloruros en el agua de los pozos del mencionado sector del área de estudio.

El perfil de la altura piezométrica y el de gradiente térmico del agua de los pozos profundos de Bahía Blanca concuerdan en indicar el mismo esquema de circulación [5].

La referida zonación química coincide con el trazado de las líneas de fracturación regional que alcanzan unos 100 km de recorrido, señalado por Bonorino *et al.* [16] (Fig.1). No es difícil suponer, entonces, que estas fracturas que afectan el basamento rocoso estarían controlando en parte la circulación profunda del agua subterránea.

El índice rNa/rCl para las aguas subterráneas menos salinizadas, menores a 500 mg/L de T.S.D., es ligeramente superior a 3. Algunos autores [17,18] señalan que índices altos de rNa/rCl indicarían que la mineralización podría deberse al ataque del agua sobre terrenos de rocas ígneas o metamórficas. Esta situación ocurriría antes de alcanzar a la Formación Ombucta. Una vez alojada en ella el agua, durante la circulación, se saliniza y el índice evoluciona hacia valores cercanos al del agua de mar. Así, de bicarbonatado clorurado sódico el agua subterránea pasa a ser del tipo clorurado sódico.

5. COMPOSICION ISOTOPICA DEL AGUA SUBTERRANEA

5.1. Carbono 14 y Carbono 13

Las edades atribuidas al agua, de acuerdo al modelo previamente citado, se presentan en el Cuadro II.

Las más jóvenes, 5.500 años a.p., se hallan en los alrededores de Bahía Blanca. Su edad aumenta hacia el norte y hacia el sur, aunque con un menor recorrido en la primera dirección. Esta reducción de velocidad podría ser atribuida a una variación de la permeabilidad de los materiales o a que el flujo se neutralizaría gradualmente al tener que avanzar en dirección hacia donde se encuentra el área de recarga y, por lo tanto, en sentido contrario al gradiente hidráulico regional.

Es de destacar el hecho de que el pozo de la laguna Chasicó, con una edad atribuida de 14.700 años de antigüedad tiene comparativamente una salinidad baja, 797 mg/L. Esta circunstancia demostraría que el flujo subterráneo ha tenido que recorrer una mayor distancia en profundidad y por el basamento rocoso, para po-

CUADRO II EDADES OBTENIDAS PARA LAS AGUAS SUBTERRANEAS

Muestra N°	Actividad porc. Carbono-14	Delta C-13	EDAD CALCULADA en miles de años
AC-0888	.96 ± .30	-9.5 ± .2	32.8 ± 2.8
AC-0889	8.08 ± .33	-9.0 ± .2	14.7 ± 1.2
AC-0890	6.42 ± .33	-11.0 ± .2	18.3 ± 1.1
AC-0891	24.48 ± .43	-10.5 ± .2	6.8 ± 1.0
AC-0894	28.70 ± .51	-10.5 ± .2	5.5 ± 1.0
AC-0984	27.12 ± .48	-10.2 ± .2	5.8 ± 1.1
AC-0987	2.78 ± .56	-11.2 ± .2	25.4 ± 1.9
AC-0989	.49 ± .87	-18.8 ± .2	> 34
AC-0990	8.96 ± .38	-9.9 ± .2	14.7 ± 1.1
AC-0991	15.25 ± .92	-10.1 ± .2	10.4 ± 1.2
GrN-5112 ^a	29.30 ± .30	-11.5 ± .2	6.1 ± 1.0
GrN-5113 ^a	26.70 ± .30	-10.5 ± .2	6.1 ± 1.0

^a Valores analíticos obtenidos por Lerman [20] y recalculados en base a los criterios explicitados en este trabajo.

der incorporarse a la Formación Ombucta. Obsérvese que este pozo es el más alejado de las sierras Australes.

Las edades halladas conducen a las isocronas que se muestran en la Fig.5, y son coherentes con el mapa de isocloruros. Se infiere, por lo tanto, que el agua, al alcanzar en Bahía Blanca el acuífero de la Formación Ombucta, se mueve desde su posible lugar de recarga, las sierras Australes ubicadas 65 km al noroeste, a una velocidad real de $3 \cdot 10^{-2}$ m/d. Posteriormente, ya en esa Formación, el movimiento hacia el sur se efectúa a unos $2 \cdot 10^{-3}$ m/d y a menos de $2 \cdot 10^{-4}$ m/d hacia el norte.

5.2. Isótopos estables

En la Fig.6 se han volcado los valores de los contenidos isotópicos $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de aguas superficiales y subterráneas de la zona serrana y del agua subterránea del acuífero confinado de la Formación Ombucta, junto con la recta meteórica promedio mundial $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10 \text{‰}$.

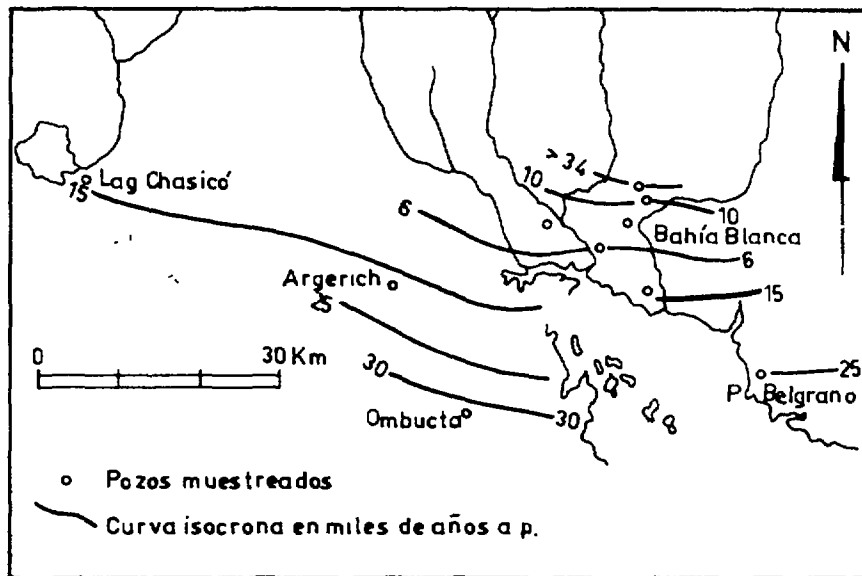


FIG.5. Curvas isocronas obtenidas con ^{14}C .

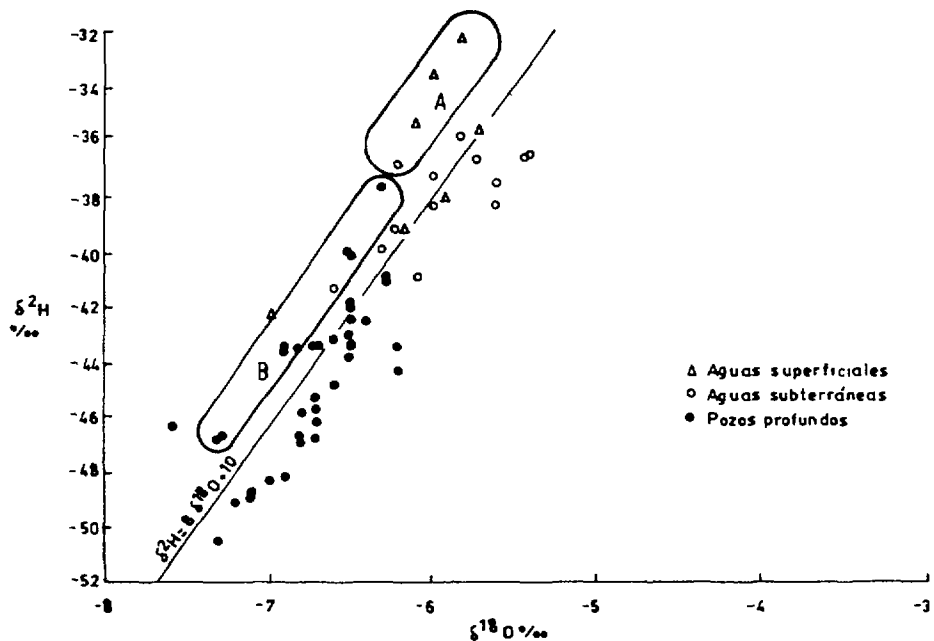


FIG.6. Relación $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$ para las aguas superficiales y subterráneas del sector serrano de las sierras Australes y subterráneas del acuífero profundo de la Formación Ombucto.

En este gráfico se distinguen dos grupos caracterizados por un exceso de deuterio cercano a 14 ‰. El grupo A constituido por aguas superficiales, manantiales y ríos, en la supuesta zona de recarga y el B formado por aguas subterráneas y del acuífero profundo. Ambos grupos se encuentran desplazados a lo largo de una

recta paralela a la meteórica, lo que sugiere que se trata del mismo tipo de aguas, estando más empobrecidas las del grupo B por haberse infiltrado en períodos más fríos.

Las aguas subterráneas que no pertenecen al acuífero profundo mostrarían cierto enriquecimiento por evaporación, mientras que las de éste, desplazadas hacia valores más positivos en ^{18}O estarían reflejando el mismo fenómeno o bien un corrimiento de aguas del tipo del grupo B por intercambio isotópico en caliente con la roca de caja. La información disponible no permite distinguir entre los dos mecanismos.

Las curvas de igual contenido en ^{18}O en el agua de los pozos profundos (Fig.7) se alinean en forma paralela al sistema de fracturas que cruza por Bahía Blanca. Los puntos menos empobrecidos en ^{18}O , -6.2 y -6.3 ‰, son los más cercanos a Bahía Blanca, aumentando la negatividad a medida que aumenta la distancia, tanto hacia el norte, -6.9 ‰, alrededor a Bahía Blanca, como hacia el sur, -7.0 a -7.3 ‰, para todo el resto de la región. La misma distribución, en general se tiene para los valores de ^2H .

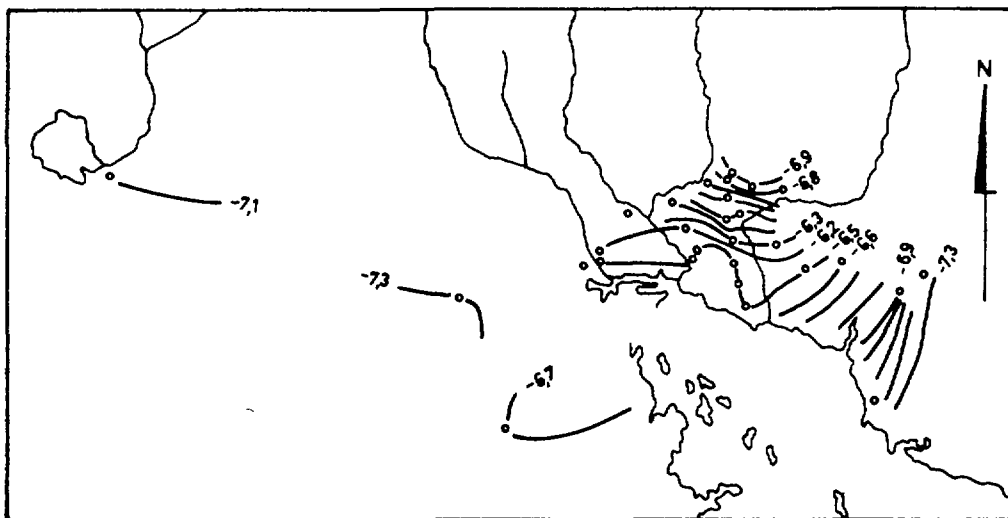


FIG.7. Curvas de igual contenido en ^{18}O en las aguas del acuífero profundo de la Formación Ombucta

En la Fig.8 se han graficado los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en función de las edades ^{14}C atribuidas. Como se observa, los valores más empobrecidos se dan para las aguas comprendidas entre los 14.700 y 18.300 años a.p. en coincidencia con el período climático más frío registrado en los últimos 35.000 años [19].

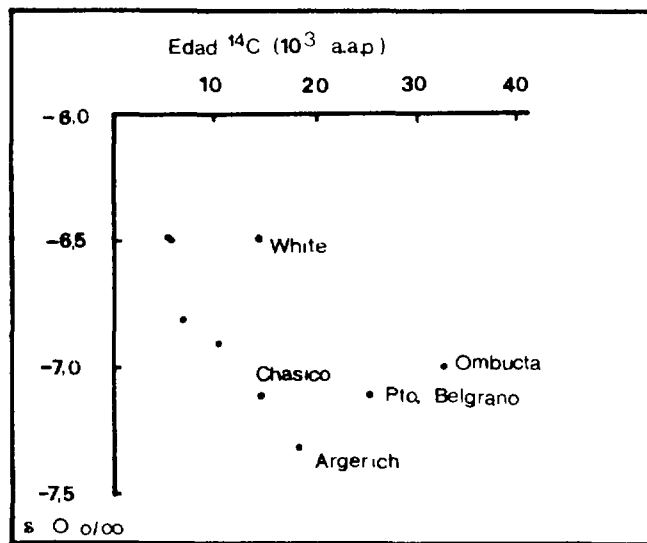


FIG. 8.

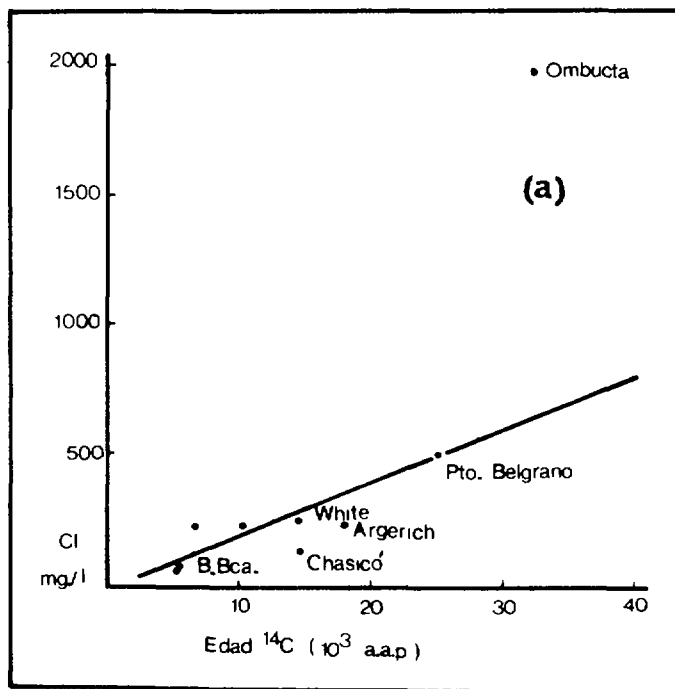


FIG. 9a.

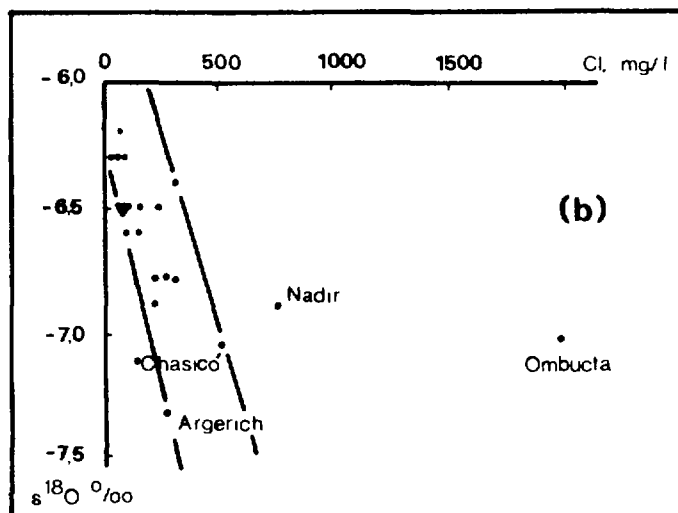


FIG. 9b.

Las Figs. 9a y 9b, en las que se relaciona el contenido de cloruros con el $\delta^{18}\text{O}$ y la edad carbono-14 atribuida, muestran buenas correlaciones sugiriendo que: 1°) Las aguas han adquirido su salinidad por disolución; 2°) Las aguas más empobrecidas y con baja salinidad deben haber tenido un recorrido mayor por materiales diferentes a las que las contienen actualmente, como por ejemplo las aguas de los pozos Chasicó y Argerich que habrían circulado por rocas paleozoicas cuarcitas o graníticas; 3°) Aguas relativamente empobrecidas, muy salinizadas y viejas, como la del pozo Ombucta son las que han tenido mayor recorrido dentro de la Formación homónima; 4°) Aguas muy viejas no muy salinizadas, con enriquecimientos isotópicos intermedios, tendrían una velocidad de avance muy baja, debido a cambios de naturaleza, principalmente hidráulica o litológica, como por ejemplo la del pozo Nadir.

6. CONCLUSIONES

- 1) La distribución de isocronas, elaboradas en base a la datación de ^{14}C en las aguas subterráneas del acuífero profundo de la Formación Ombucta, verifica y completa el modelo de circulación propuesto a partir de observaciones hidroquímicas llevadas a cabo anteriormente.
- 2) El análisis conjunto de las variaciones de salinidad y edad de las aguas señala que en la Formación Ombucta existen variaciones litológicas y circunstancias hidráulicas que condicionan, respectivamente, la composición química y la velocidad del agua subterránea.
- 3) Los nuevos muestreos y determinaciones de isótopos estables en aguas superficiales y subterráneas reafirman la hipótesis sobre el origen meteórico y la ubicación del área de recarga en las sierras Australes para el sistema hidrotermal de la región de Bahía Blanca, donde gran parte de la circulación, la profunda, se produciría por rocas paleozoicas, mientras que el pasaje del agua desde éstas a los sedimentos cenozoicos suprayacentes se llevaría a cabo merced a las características estructurales del basamento paleozoico.

- 4) Las aguas que se encuentran actualmente en las sierras Australes son, en promedio, más enriquecidas en ^2H y ^{18}O que las del acuífero profundo, y se caracterizan por valores elevados del exceso de deuterio.
- 5) La correlación entre ^{18}O y ^{14}C sugiere que el empobrecimiento en los isótopos estables está vinculado a variaciones en las condiciones climáticas prevalecientes durante la recarga, dentro de un período más frío que el actual, y con un pico de mínima temperatura ocurrido hacia los 18.000 años a.p.
- 6) No se puede asegurar la existencia de corrimientos por intercambio de ^{18}O entre el agua caliente y la roca, ya que los valores obtenidos, enriquecidos en este isótopo, podrían corresponder tanto a este fenómeno, a partir de muestras con alto exceso de deuterio, o a evaporación previa a la infiltración.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y a la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires por el apoyo económico con que se han visto favorecidos.

Este trabajo es la Contribución N° 105 del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS).

REFERENCIAS

- [1] WICHMANN, R., "Geología e hidrogeología de Bahía Blanca y sus alrededores (provincia de Buenos Aires)", Anal.Minist. Agric. Nac., Sec. Geol. y Min. XIII 1, Buenos Aires (1918).
- [2] GARCIA, J., GARCIA, O.M.E., "Hidrogeología de la región de Bahía Blanca", Dir. Nac. Geol. y Min. Bol. 96, Buenos Aires (1964).
- [3] BONORINO, A.G., "Hidrogeoquímica de las aguas subterráneas de la cuenca hidrotermal de Bahía Blanca", Noveno Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires (1984) (En prensa).

- [4] BONORINO, A.G., PANARELLO, H.O., "Isótopos estables del oxígeno en el agua subterránea del acuífero profundo de Bahía Blanca", Asoc. Geol. Arg. Rev. XXXIX 1-2, Buenos Aires (1984) 107.
- [5] BONORINO, A.G., CARRICA, J.C., "Estudio hidroquímico de las aguas del acuífero profundo de la región de Bahía Blanca", las. Jornadas Geológicas Bonaerenses, La Plata (1985)
- [6] EPSTEIN, S., MAYEDA, T., "Variation of ^{18}O content of waters from natural sources", Geochim.Cosmochim. Acta 4 (1953) 213.
- [7] MC CREA, J.M. "On the isotopic chemistry of carbonates and a palaeotemperature scale", J. Chem. Phys. 18 (1950) 849.
- [8] COLEMAN, M.L., SHEPHERD, T.J., DURHAM, J.J., ROUSE, J.E., MOORE, G.R., "Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis", Anal.Chem. 54 (1982) 993.
- [9] SALEM, O., VISSER, J.H., DRAY, M., GONFIANTINI, R. Ground-water Flow Patterns in the Western Lybiam Arab Jamahiriya Evaluated from isotopic Data. Arid-Zone Hydrology: Investigations with Isotope Techniques, IAEA, Vienna (1980) 165.
- [10] ALBERO, M.C., ANGIOLINI, F.E., "INGEIS radiocarbon laboratory dates I", Radiocarbon 25 (1983) 831.
- [11] DYMAS. Contribución al mapa hidrológico de la provincia de Buenos Aires. Escala 1:500.000. Zonas de Bahía Blanca y nor patagónica. DYMAS (CFI, PBA), La Plata (1974) (Inédito).
- [12] ZAMBRANO, J.J., "Comarca de la cuenca cretácica de Colorado", Geología Regional Argentina, Acad. Nac. Ccias. de Córdoba 2 (1980) 1033.
- [13] ROLLERI, E.O., "Provincias geológicas bonaerenses", Geología de la provincia de Buenos Aires. Relatorio Sexto Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires (1975) 29.
- [14] SCHATZKY, N.S., "Sur les synclinaux", Byul. Mosk. Obshchestva Ispytatelei Prirody, Otd. Geol., 18 3-4, Moscow (1940) 5.
- [15] IRIGOYEN, M.R., "Geología del Subsuelo y Plataforma Continental", Geología de la provincia de Buenos Aires. Relatorio Sexto Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires (1975) 139.

- [16] BONORINO, A.G., SCHILLIZZI, R., KOSTADINOFF, J., "Investigación geológica y geofísica en la región de Bahía Blanca", III Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, La Pampa (1986) (En prensa).
- [17] CUSTODIO, E., LLAMAS, M.R., "Hidrogeoquímica", Hidrología Subterránea (Edit.Omega), Barcelona (1976) 1019.
- [18] WHITE, D.E., "Geochemistry applied to the discovery, evaluation and exploitation of geothermal energy resources", Geothermics. Spec. Issue 2, U.N. Symp. Develop. Utilization Geothermal Resources, Pisa 1, Pisa (1970) 529.
- [19] DANSGAARD, W., JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B., GUMDESTROP, H.G., "Stable isotope glaciology, Medd. Groenland" 197 2 (1973) 1.
- [20] LERMAN, J.C. "Agua subterránea en Bahía Blanca: Investigación con isótopos". Cien. e Invest. 24, (1967) 315.

ISOTOPIC STUDY OF THE BOTUCATU AQUIFER SYSTEM IN THE BRAZILIAN PORTION OF THE PARANA BASIN*

A.A. KIMMELMANN E SILVA, A.C. REBOUÇAS

Universidade de São Paulo,
São Paulo

M.M.F. SANTIAGO

Universidade Federal do Ceará,
Fortaleza

R.B. GOUVEA DA SILVA†

Departamento de Aguas e Energia Elétrica,
São Paulo

Brazil

Abstract-Resumen

ISOTOPIC STUDY OF THE BOTUCATU AQUIFER SYSTEM IN THE BRAZILIAN PORTION OF THE PARANA BASIN.

The aim of this study is the application of environmental isotope techniques (^{18}O , ^2H , ^{13}C , ^{14}C , ^3H) in order to investigate the flow path, the processes controlling the chemical composition, the recharge, as well as, the origin, the apparent ages and the dynamic of the Botucatu Aquifer.

In the Brazilian portion of the Paraná Basin, where the Botucatu Aquifer was investigated (Figure 1), it covers about 818 000 km^2 . This aquifer is confined by basalt flows over 90% and unconfined along the borders of the Basin. The aquifer is constituted by Mesozoic, eolic and fluvial sandstones with thicknesses 1 000 m.

The hydrochemical and isotope data of about 40 sampled wells permit the following conclusions:

- 1) The recharge is mainly due to the infiltration of precipitations.
- 2) The variation of the stable isotope content: $\delta^{18}\text{O}$ from -4,9 to -9,8‰, $\delta^2\text{H}$ from -28 to -67,0‰ and $\delta^{13}\text{C}$ from -5,9 to -23,7‰ in the groundwater indicates possible climatic changes during the different recharge periods.

* Supported by the International Atomic Energy Agency (IAEA) under contract 3648 and the Financiadora de Estudos e Projetos/Programa e Apoio ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico (FINEP/PADCT) under contract 5384057700.

† Deceased.

- 3) The trend of a gradual increase of temperature from 17,5 to 48°C, pH from 5,36 to 9,62, total dissolved solids from 36,87 to 504,03 mg/l, as well as, average apparent ages from 480 to 38825 years is from the outcrop area towards the central part of the Basin, following the progressive confining conditions of the aquifer.
- 4) The calcium and/or mixed bicarbonate water type on the borders of the Basin changes to sodium bicarbonate towards its central part.

ESTUDIO ISOTOPICO DEL ACUIFERO BOTUCATO EN LA PARTE BRASILEÑA DE LA CUENCA DEL RIO PARANA.

El objetivo de este estudio es la aplicación de las técnicas de isótopos ambientales (^{18}O , ^2H , ^{13}C , ^{14}C , ^3H) para investigar el flujo, los procesos que controlan la composición química, la recarga, el origen, la edad aparente y la dinámica del acuífero Botucatu.

En la parte brasileña de la cuenca del río Paraná, donde se estudió el acuífero Botucatu (figura 1), éste cubre unos 818.000 Km². Dicho acuífero está confinado por coladas de basalto en una extensión superior al 90% y no confinado a lo largo de los límites de la cuenca. El acuífero está constituido por areniscas eólicas y fluviales de edad mesozóica con un espesor de 1000 m.

Los datos hidroquímicos e isotópicos de unos 40 pozos permiten extraer las siguientes conclusiones:

- 1) La recarga se produce, principalmente, por la infiltración de la precipitación.
- 2) Las variaciones de los contenidos en isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ de -4.9 o/oo a -9.8 o/oo, $\delta^2\text{H}$ de -28 a -67 o/oo y $\delta^{13}\text{C}$ de -5.9 a -23.7 o/oo) en las aguas subterráneas indica posibles cambios climáticos durante los diferentes periodos de recarga.
- 3) Existe tendencia de un incremento gradual de la temperatura desde 17.5 a 48°C, pH desde 5.36 a 9.62, TSD desde 36,87 a 504,03 mg/l, así como el promedio de edad aparente de 480 a 38825 años desde el área de afloramiento hacia la parte central de la Cuenca, continuando con el progresivo confinamiento del acuífero.
- 4) El tipo de agua cálcica y/o bicarbonatada mixta en la parte externa de la Cuenca cambia a bicarbonatada sódica hacia su parte central.

1. INTRODUCTION

The extension of the Paraná Basin over the South American continent is between the parallels 10° and 32° southern latitude and the meridians 47° and 64° western longitude, covering a surface of 1.6 million km², divided into four countries as following: 1 million km² in Brazil, 400 000 km² in Argentina and each 100000 km² in Paraguay and Uruguay.

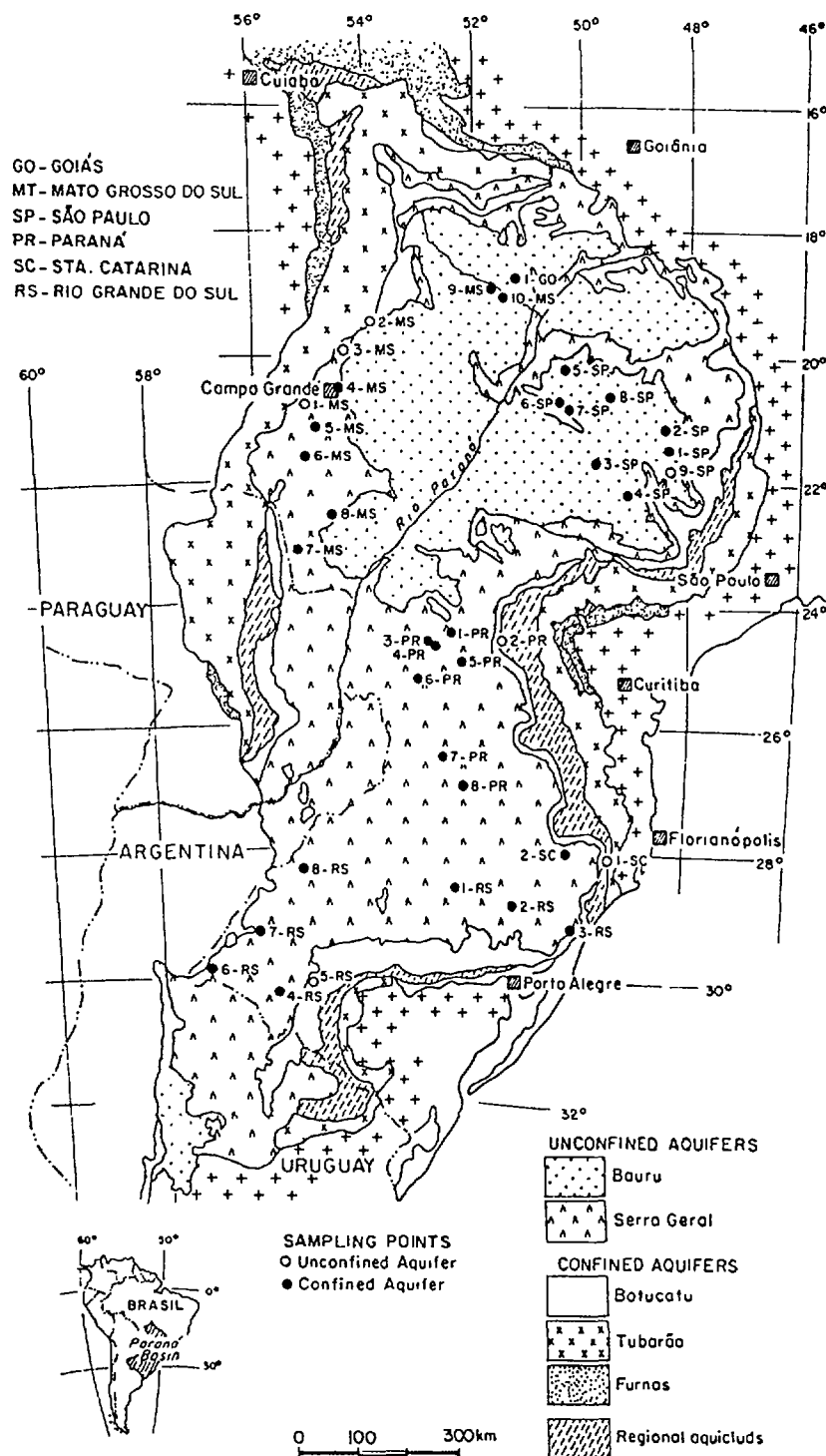


FIGURE 1 - Location of the investigation area and the sampling points.

The most important aquifer system of the Paraná Basin is the Botucatu Aquifer System, covering 818 000 km² on Brazilian territory, occurring in the following states, from north to south: Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Goiás, Minas Gerais, São Paulo, Paraná, Santa Catarina and Rio Grande do Sul.

The aquifer is unconfined 10% only at the borders of the basin, being 90% confined by the basalt flows of the Serra Geral Formation. The thickness of the basalts can reach in the center of the basin about 2000 m.

The aquifer is being exploited by deep wells, between 150 and 2000 m depth, with flow rates from 100 to 1000 m³/h (REBOUÇAS, 1979).

The existent hydrogeological studies (REBOUÇAS, 1976 and 1979; DAEE, 1979-1983) reveal huge groundwater reserves of about 160.10⁹ m³/year. For a better characterization of the recharge rates and the hydrodynamics of the aquifer there have been carried out some preliminary studies such as geothermal studies (TEISSEDER & BARNER, 1981), hydrochemical ones (SILVA et al., 1982) and both hydrochemical and environmental isotope studies (GALLO, 1977, GALLO & SINELLI, 1980 and SILVA, 1983) all referring to the Botucatu aquifer in the State of São Paulo. In the other Brazilian states where the aquifer occurs, the studies are extremely rare due specially to the lack of deep wells. The reasons are various: the water supply of the population is done using surface water, the high drilling costs, energy problems etc.

Since 1983 the present hydrochemical and isotope study of the Botucatu Aquifer System in the Brazilian portion of the Paraná Basin has been carried out at the Center for Groundwater Research (CEPAS) of the University of São Paulo, financially supported by the IAEA, Contract nº 3648 and FINEP/PADCT, Contract nº 5384057700, in order to study the flow paths and mineralization mechanisms of the groundwater.

The results were obtained sampling about 40 deep wells either in the unconfined or in the confined area of the aquifer, as shown in Figure 1.

2. GEOLOGICAL AND HYDROGEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE INVESTIGATION AREA

From the geological point of view the Botucatu Aquifer System is constituted of the two sedimentary Formations Piramboia and Botucatu. The first one consists of fine to medium, badly selected silty-clayish sandstones of fluvial origin, meanwhile the upper part, the Botucatu Formation consists of fine to medium well

selected sandstones of eolic origin. These sedimentary layers represent the basis of the São Bento Group. In the State of Rio Grande do Sul the Piramboia Formation is equivalent to the Rosario do Sul Formation (GAMMERMANN, 1973).

The Piramboia and Botucatu Formations are intercalated between the Permian layers of the Passa Dois Group and the basalt flows of the Serra Geral Formation, which constitutes the top of the São Bento Group (Figure 1).

The Botucatu Aquifer System is confined along the greatest part of its extension (90%), being unconfined only at the borders of the basin. The thickness of the formation increases in the direction of the center of the basin, shaping two subbasins, where the greatest part of the sediments are concentrated:

- in the north, between the States of São Paulo and Mato Grosso do Sul, about 500 m thick;
- in the south, between the Brazilian State Rio Grande do Sul and Uruguay 1000 m thick.

The potentiometric surface of the water shows characteristics of artesianism in the central part of the basin, where the groundwater levels are about 400 m in the northern part, reaching at 1000 m in the south (REBOUÇAS, 1979).

The fundamental hydrogeologic characteristics of the Botucatu Aquifer System are:

- average thickness: 300 m;
- permeability: type-interstitial, 10^{-4} to 10^{-5} m/s;
- effective porosity: 10 to 20%;
- storage coefficient: 10^{-3} to 10^{-6} ;
- average transmissivity: 10^{-3} m²/s.

The recharge of the aquifer is mainly done by the direct infiltration of rain water in the outcrop area, which is about 98 000 km². The circulation of this water is from the border of the basin towards its central part, in the direction of the diving of the geological units. During this percolation the waters are subjected to increasing confinement pressures, due to the high weight of the basalts and other layers. For this reason this aquifer system represents an important geothermic potential.

Due to the high flow rates of the wells, as to the fact, that from the chemical and bacteriological point of view this aquifer is suitable for the supply with groundwater of the population, industries and agriculture, and that the used quantities are increasing with the growth of the population, the profound knowledge

of the characteristics, hydraulic coefficients, flow paths, mineralization and circulation mechanisms, as well as average ages of this most important groundwater reservoir of the Paraná Basin turns out to be fundamental.

3. SAMPLING AND ANALYTICAL METHODS

Groundwater samples were collected for chemical, physical and isotope analyses between 1984 and 1986 from free-flowing and pumped deep wells, both from the unconfined and from the confined area of the aquifer. The depth of the sampled wells ranges from 75 to 1326 m. In the unconfined area the depth of the wells is until 200m, while in the confined area it increases until the average depth of 1000 m.

Parameters such as: temperature, pH, Eh, electrical conductivity, alkalinity and free CO_2 were measured in the field immediately after collection of the samples.

The major and minor ions were measured in the laboratories of CETESB in São Paulo. Both sampling and measurement were carried out using the standard methods.

The stable isotope determinations (^{18}O , ^2H , ^{13}C) were done using mass spectrometry at the laboratories of the Center for Atomic Energy in Agriculture, CENA, in Piracicaba-SP.

The sampling for the C-14 analyses was done by adding to the water $\text{BaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, $\text{Ba}(\text{OH})_2$, NH_3 and a flocculant, Praestol, to obtain the BaCO_3 precipitate. The measurement of the specific activity of this precipitate was done at the Radiocarbon Laboratory of the University of Ceará in Fortaleza. There the BaCO_3 is transformed in acetylene, whose specific activity of C-14 is determined by two proportional gas counters, connected to anticoincidence systems and later compared with the international standard, the NBS oxalic acid.

The few ^3H analyses were measured at the Laboratory for Radiocarbon of the Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover, as well as some C-14 determinations.

4. RESULTS AND DISCUSSIONS

4.1. Hydrochemistry

The hydrochemical results show that the deep well groundwater samples of the Botucatu Aquifer are weakly mineralized with values of total dissolved solids (from now on TDS) from 36.87 to 504.03 mg/l, the average value is about 200 mg/l. The values range

ging from 36.87 to 97.98 mg/l are characteristic for unconfined areas, while the more confined the aquifer the higher the mineralization is.

The pH ranges from 5.36 to 9.62; the averages pH values are from 6.5 to 8.5.

The temperature is in the outcrop area and its surroundings between 17.5 to 28° increasing with the confinement of the aquifer until 44° C at Cornelio Procopio (3-PR, 4-PR) and 46 - 48° C at Araçatuba respectively Jales (5-SP, 6-SP, 7-SP). It is reported that at deep wells, mainly of the Petrobras, that were drilled for oil prospection and could not be sampled, were found temperatures until 70 - 80° C. This increase of the temperature with the depth and the confinement is due to the natural geothermic degree (1° C/ 35m) as it was also observed in previous works such as TEISSEDER & BARNER (1981), SILVA (1983), KIMMELMANN et al. (1986).

Figure 2 shows the distribution of the major ions in the Piper diagrammes, where mainly two concentration areas of points can be distinguished:

- calcium and/or mixed bicarbonate groundwaters;
- sodium bicarbonate groundwaters.

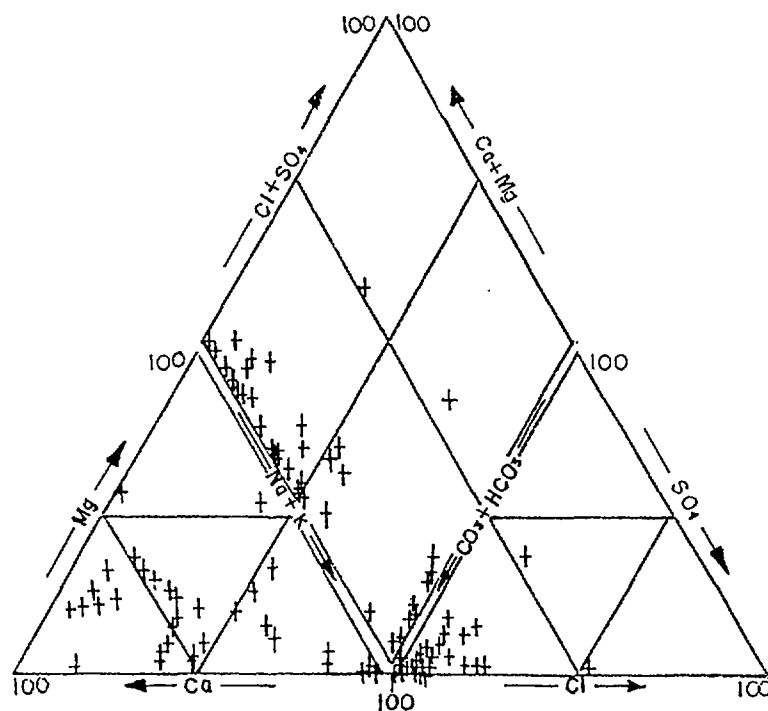


FIGURE 2

Piper diagrammes showing the percent chemical composition of the groundwater.

The dominating family is of the HCO_3 -Ca and/or mixed type and includes 68.4% of the samples with the following characteristics: low alkalinity, weak mineralization, low temperature and more acid pH. It corresponds to the groundwaters in the unconfined or weakly confined area of the aquifer.

The family of the HCO_3 -Na type covers 28.9% of the samples and is characterized by higher alkalinities, TDS, temperature and pH, than the former one. It corresponds to the groundwater in the confined area of the aquifer in the central part of the basin, such as the sample of the Cl-SO_4 -Na type.

Due to the huge extension of the investigation area the hydrochemical discussion will be done distinctly for the tropical and subtropical portion of the Paraná Basin.

4.1.1. Tropical Portion of the Paraná Basin

We consider as the tropical portion of the Paraná Basin the following states where we collected samples of the Botucatu groundwater: Mato Grosso do Sul, Goiás and São Paulo.

According to the Piper diagrammes (Figure 2) the groundwaters can be classified as calcium and/or mixed bicarbonate and sodium bicarbonate waters.

The family of the HCO_3 -Ca and/or mixed water type, which represents 75% of the samples is lowly alkaline, with TDS under 141.53 mg/l, pH ranging from 5.52 to 8.02 and temperatures from 24.5 to 38°C.

The content in major ions, in meq/l, ranges in the following intervals: Ca^{2+} from 0.04 to 1.10; Mg^{2+} from 0.04 to 0.59; Na^+ from 0.01 to 0.76; K^+ from 0.01 to 0.32; HCO_3^- from 0.16 to 1.84; CO_3^{2-} from 0.00 to 0.04; SO_4^{2-} non detected; Cl^- from 0.00 to 0.03. According to SCHOELLER's classification (1962) these waters obey to the following concentration sequence of the major ions:

$$\begin{aligned} r\text{Ca}^{2+} &> r\text{Na}^+ \gtrsim r\text{Mg}^{2+} \\ r\text{HCO}_3^- &> r\text{Cl}^- \gtrsim r\text{SO}_4^{2-} \end{aligned}$$

The family of HCO_3 -Na waters, representing 25% of the samples, is characterized by much higher values of TDS as compared to the former family, increasing until 461.19 mg/l, basic pH values (8.94 - 9.61) and higher temperatures (39 to 48°C).

The variation of the content in major ions, in meq/l, is the following: Ca^{2+} from 0.03 to 0.10; Mg^{2+} from 0.01 to 0.03; Na^+ from 4.00 to 5.65; K^+ from 0.01 to 0.02; HCO_3^- from 0.84 to 2.44; SO_4^{2-}

from 0.19 to 1.10; Cl^- from 0,31 to 0.59. The sequence obeyed by the anions is the same as at the former family, while the cationic sequence is modified:

$$r\text{Na}^+ > r\text{Ca}^{2+} > r\text{Mg}^{2+}$$

Sample 4-SP (Bauru) is an exception; the water is from the sodium bicarbonate type with basic pH (9.03) but with low temperature (25.5°C) and weak mineralization (110.44 mg/l). These special characteristics are probably due to the presence in the region of a structural elevation which led to the erosion of the Serra Geral basalts and to the deposition of the Bauru Formation directly over the Botucatu sandstones.

From the point of view of the spatial distribution of these families, the calcium and/or mixed bicarbonate waters can be found in the unconfined area or in the regions with low confinement of the aquifer, that means in the northwestern part of the basin (State of São Paulo) and northeastern part (State of Mato Grosso), while towards the central part of the basin (southwestern part of the State of São Paulo) it changes into sodium bicarbonate, where the aquifer is deeply confined (Figure 1).

4.1.2. Subtropical Portion of the Paraná Basin

We consider as the subtropical part of the basin the states of Paraná, Santa Catarina and Rio Grande do Sul. According to the Piper diagrammes the groundwaters can be classified into calcium and/or mixed bicarbonate, sodium bicarbonate and sodium chlorosulfate type waters (Figure 2).

The majority of the samples, 61%, belong to the calcium and/or mixed bicarbonate family. They are weakly alkaline, pH from 5.36 to 7.34, temperatures about 20°C and TDS increasing from 36.87 to 329.85 mg/l.

The content in major ions, in meq/l, ranges in the following intervals: Ca^{2+} from 0.048 to 1.637; Mg^{2+} from 0.00 to 1.464; Na^+ from 0.00 to 1.479; K^+ from 0.008 to 0.054; HCO_3^- from 0.245 to 3.934; CO_3^{2-} non detected; SO_4^{2-} from 0.00 to 0.167; Cl^- from 0.00 to 0.465. The concentration sequence of the major ions is the same as for the same family in the tropical part of the basin.

The family of the sodium bicarbonate waters represents 33% of the samples and is characterized by high alkalinities, basic pH values over 9.03, high temperatures from 30 to 44°C and high values of TDS, increasing up to 440.65 mg/l.

The variation of the content in major ions, in meq/l, is the following: Ca^{2+} from 0.019 to 0.783; Mg^{2+} from 0.00 to 1.916; Na^+ from 0.384 to 3.480; K^+ from 0.007 to 0.117; HCO_3^- from 0.588 to 4.753; CO_3^{2-} from 0.00 to 1.166; SO_4^{2-} from 0.00 to 0.666; Cl^- from 0.00 to 0.677. The sequence obeyed by the major ions is the following:

$$r\text{Na}^+ > r\text{Mg}^{2+} > r\text{Ca}^{2+}$$

$$r\text{HCO}_3^- > r\text{Cl}^- \gtrsim r\text{SO}_4^{2-}$$

An exception constitutes sample 1-RS (Encantado) in the south western part of the basin, which according to the Piper diagrammes is of the sodium chlorosulfate type. It is a sample from a deep well in the confined area of the aquifer, with 20°C, pH 7.98 and with the highest mineralization of all the samples: 504 mg/l, which indicates a deep circulation, but a quick ascension due to the low temperature.

Concerning the geographical distribution, the calcium and/or mixed bicarbonate waters are located in the unconfined or lowly confined areas of the aquifer at the borders of the basin, while the sodium bicarbonate and chlorosulfate samples are found towards the areas of deeper confinement in the central part of the Paraná Basin.

As to the minor elements, there were observed in many samples high fluor values, over 0.5 mg/l. In five samples of the State of São Paulo the F content exceeds 1.0 mg/l (1.18 to 2.04 mg/l in the samples 3-SP, 5-SP, to 8-SP). All these waters as well as the samples 3-PR and 6-RS have a high apparent age (see Table II) and are located in the confined area of the aquifer. There are several theories about the origin of the F in the groundwater, but we presume that it comes from the basalts of the Serra Geral Formation, that is percolated by the water. This assumption seems to explain the relationship between the high F content and the old apparent ages.

4.2. Isotope Results

4.2.1. Stable Environmental Isotopes

Before discussing the results of the stable environmental isotopes in the groundwater samples, some short considerations about the rain in the investigation area will be done.

For the State of São Paulo, SILVA (1983) considers the mean annual 0-18 rain content as about -7.1 o/oo. During the hydrologic year 1981-82 were found values of -9.5 o/oo at the samples of the rain stations of Ribeirão Preto and São Carlos, but as the year was extraordinary rainy this average value will not be considered in this paper.

For the tropical portion of the basin the mean annual average $\delta^{18}\text{O}$ content considered is -6.4 o/oo, the result of three years measurements at the station Cuiabá, 1980-83, (IAEA, 1986).

As to the subtropical portion of the basin the mean annual average rain 0-18 content is -4.85 o/oo, the result of five years of measurements at the station Porto Alegre, from 1980 to 1985 (IAEA, 1986).

The results of the stable environmental isotope analyses are listed in Table I. The variation interval of $\delta^{18}\text{O}$ contents ranges from -4.8 to -9.6 o/oo and the geographical distribution of these values is represented in Figure 3. It can be observed that the more negative values lie in the areas of greater confinement of the aquifer, while the more positive values can be found at the border of the basin.

As to the $\delta^2\text{H}$ contents, they range from -29 to -67 o/oo and as in the case of the 0-18 the more depleted values are found in the central part of the basin, where the confinement is higher.

Figure 4 shows the relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ and compares it to the meteoric water line. The plotted points lie either on this line or are parallel to it, just above or under it. The regression line of the sampled groundwaters is:

$$\delta^2\text{H} = 7.87\delta^{18}\text{O} + 8.88 \quad (1)$$

which represents a slight deviation from the meteoric water line. The correlation coefficient is 0.95.

Due to this observation we can conclude, that the recharge is mainly due to the infiltration of precipitations.

The huge extension of the basin and the small number of points make impossible a good interpolation of the values and the construction of isolines. This can be observed from Figure 3. Therefore in the following paragraphs will be discussed the features of distinct groups of points.

a. The first group of points is located in the tropical north-eastern part of the basin, in the State of São Paulo with 0-18 and D values from -8.1 to 9.6 o/oo and -56 to -67 o/oo, depleted values related to the average rain value. These are samples of the confined area of the aquifer and their calculated ages range between 17 700 and 38 000 years (Table II and III), so that we can conclude, that the climate during the recharge period was slightly different from the climate today.

TABLE I - STABLE ISOTOPE COMPOSITION OF THE BOTUCATU AQUIFER IN THE BRAZILIAN PART OF THE PARANÁ BASIN

CODE	NAME	O-18 ($^{\circ}/\text{‰}$)	D ($^{\circ}/\text{‰}$)	C-13 ($^{\circ}/\text{‰}$)
1-SP	Guariba	-9.6	-67	-11.1
2-SP	Monte Alto	-9.8	-65	-11.1
3-SP	Lins	-8.1	-56	-5.9
4-SP	Bauru	-8.7	-60	-11.8
5-SP	Jales	-8.3	-59	-6.0
6-SP	Araçatuba	-8.9	-63	-8.3
7-SP	Araçatuba	-8.6	-59	-8.5
8-SP	S.J.R.Preto	-8.9	-61	-8.3
9-SP	Araraquara	-7.4	-49	-19.5
1-MS	Dois Irmãos	-6.3	-39	-
2-MS	Camapuã	-8.6	-58	-11.6
3-MS	Corguinho	-6.3	-37	-17.7
4-MS	Campo Grande	-6.3	-37	-18.6
5-MS	Sidrolândia	-6.2	-40	-13.1
6-MS	Maracaju	-5.7	-32	-
7-MS	Amambaí	-6.2	-36	-16.4
8-MS	Dourados	-6.8	-42	-12.1
9-MS	Cassilândia	-6.6	-45	-20.4
10-MS	Cassilândia	-6.9	-47	-20.6
1-GO	Itajá	-8.2	-56	-10.9
1-PR	Cambará	-6.7	-47	-15.9
2-PR	Rib.do Pinhal	-6.7	-42	-23.7
3-PR	Corn.Procopio	-8.0	-57	-9.3
4-PR	Corn.Procopio	-8.7	-59	-12.5
5-PR	S.Cec.Pavão	-6.6	-45	-17.7
6-PR	Grandes Rios	-5.7	-41	-18.6
7-PR	Inácio Martins	-6.7	-43	-
8-PR	Cruz Machado	-7.2	-46	-13.3
1-SC	P.Alta Norte	-5.9	-40	-
2-SC	S.Cristov.Sul	-6.2	-38	-
1-RS	Encantado	-5.2	-33	-11.4
2-RS	Feliz	-4.9	-28	-17.0
3-RS	S.Ant.Patrolha	-4.8	-29	-12.2
4-RS	Alegrete	-5.3	-33	-12.4
5-RS	S.Franc.Assis	-5.3	-33	-9.9
6-RS	Uruguaiana	-6.0	-44	-13.6
7-RS	Itaqui	-5.5	-32	-
8-RS	S.L.Gonzaga	-5.4	-37	-

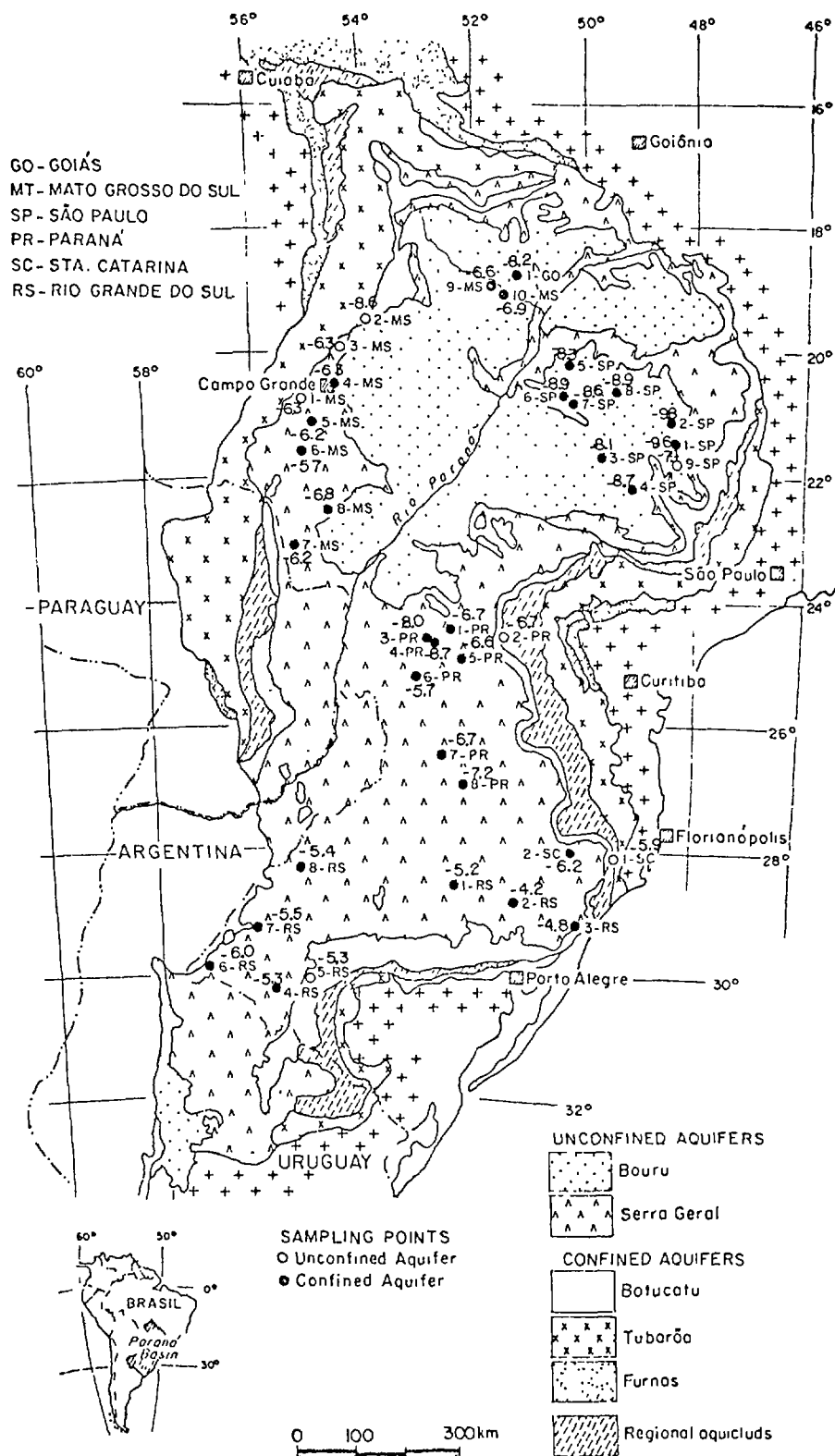


Figure 3 - Geographical distribution of the $\delta^{18}O$ values in the groundwater.

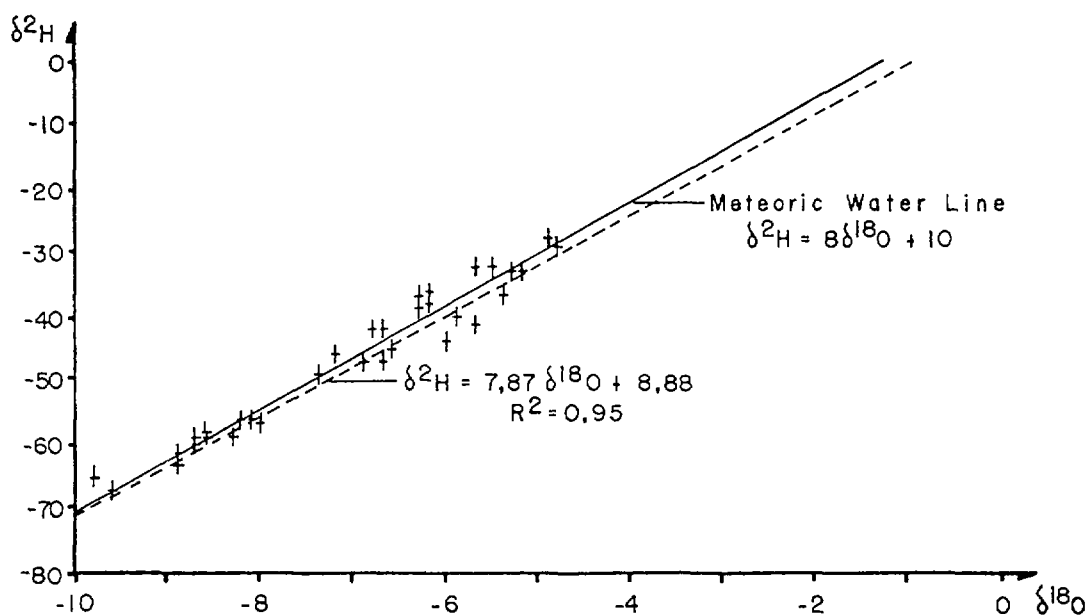


FIGURE 4

Deuterium - oxygen-18 relationship for all the groundwater samples of the Botucatu Aquifer.

b. The next group of points corresponds to the samples situated in the tropical northwestern part of the basin, mostly in the unconfined or lowly confined area of the aquifer. The $\delta^{18}\text{O}$ and D values are more positive than the ones of the anterior group, -5.7 to -6.8 o/oo respectively -32 to -47 o/oo, almost similar to the rain value. This fact and the young ages, from modern to 3124 years, indicate a recent recharge.

One exception is sample 2-MS (Camapuã), $\delta^{18}\text{O}$ -8.6 o/oo and D -58 o/oo. Though it lies in the unconfined area, the water is quite hot, 27°C, pH is 7.91 and it is higher mineralized as compared to the other samples in the region, TDS is 129.30 mg/l. As the ^3H content at the station Cuiabá is 8.1 T.U. and the tritium value of this sample 2.1 T.U., we can presume that the water is a mixture of younger and older water.

c. The third group is situated more or less in the middle of the basin, in the southeastern subtropical part and is constituted by the samples of the State Paraná. These are waters mostly from the confined area, with $\delta^{18}\text{O}$ contents ranging from -6.6 to -8.7 o/oo, the majority with values about 7.0 o/oo and D values from -42 to -59 o/oo. The greatest part of these waters were recharged recently except the samples 1-PR, 3 and 4-PR, that have ages from 10 000 to 38 825 years, whose $\delta^{18}\text{O}$ content is depleted (see Table I and II).

d. The next group is located in the extreme southeastern sub tropical part of the Paraná Basin, including samples from the States Santa Catarina and Rio Grande do Sul, that lie in the unconfined or lowly confined area of the aquifer. The O-18 contents lie between -4.8 and -6.2 o/oo and the ^2H values from -28 to -40 o/oo. The calculated ages are recent with exception of the sample 1-RS, with over ten thousand years, and the water of the chlorosulfate type, that indicates deep circulation.

e. The last group can be found at the extreme southwestern sub tropical corner of the Brazilian part of the Paraná Basin. The samples are located either in the unconfined or lowly confined areas of the aquifer, with O-18 values between -5.3 and -6.0 o/oo and $\delta^2\text{H}$ contents from -32 to -47 o/oo. The water seems to be a mixture of younger and older water, like 5-RS and 7-RS and of older one like 6-RS, with ages of about 18 000 years.

$\delta^{13}\text{C}$ ranges from -6.0 to -23.7 o/oo as shown in Table I. An increase of the C-13 value from the border of the basin towards the central part can be observed. In the confined areas the C-13 contents are from -5.9 to -11.1 o/oo, while in the unconfined regions the values are between -16.4 to -23.7 o/oo. Similar results have been found by CALF & HABERMEHL (1984) for the Great Artesian Basin in Australia.

It has been found a relationship between C-13 and the free CO_2 content in the water, the higher this content is the more negative is the C-13 value, as well as the relationship with the Ca content, the higher this Ca content is, the more depleted is the $\delta^{13}\text{C}$ content.

4.2.2. Dating of the Groundwater

In this study was tried to date almost all the samples. The reason for undated waters is either the small amount of bicarbonate, that means a very large amount of water needed, or the fact that the well was clearly in the unconfined area, or that the bicarbonate was lost in the laboratory.

The specific activity of the C-14 ranges between 0.4 to 103 pmc. The calculation of the apparent age of the water was done in two ways.

One way is using the formula

$$T = 8033 \ln \frac{A_0}{A} \quad (2)$$

where T is the apparent age in years, A_0 the initial activity of the C-14, 0,95 of the activity of the oxalic acid and A the measured activity in pmc of the sample. In Table II are the calculated apparent ages. Figure 5 shows the geographic distribution of the ages.

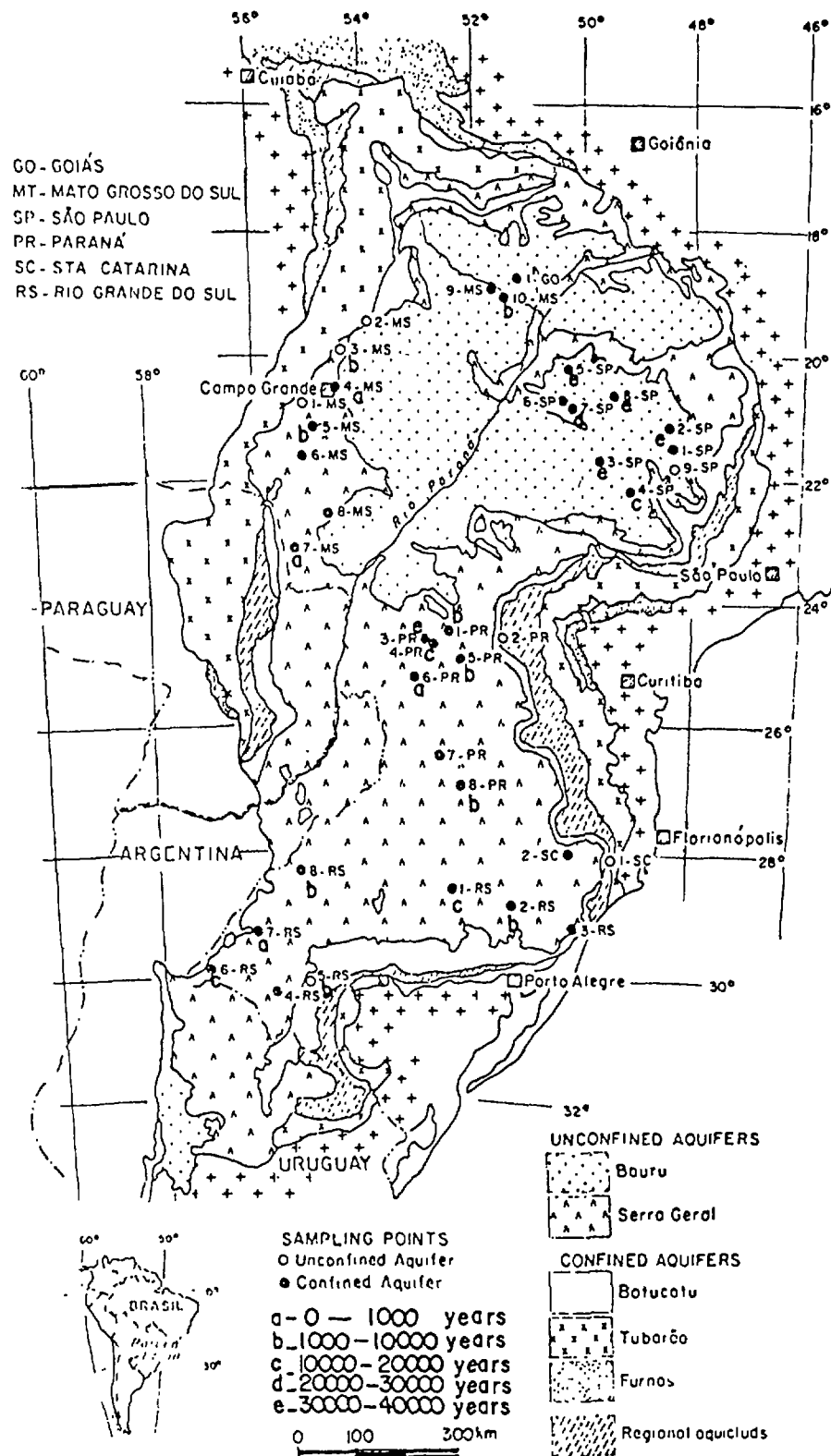


FIGURE 5 - Geographical distribution of the C-14 ages in the groundwater.

TABLE II - CARBON-14 AGE OF THE BOTUCATU AQUIFER GROUNDWATER

CODE	NAME	C-14 (o/o mod.)	Age (years)	C-13 (o/oo)
1-SP	Guariba	-	-	-11.1
2-SP	Monte Alto	0.4 +/-0.6	38.000	-11.1
3-SP	Lins	0.4 +/-0.8	38.000	-5.9
4-SP	Bauru	11.0 +/-1.0	17700 +/-710	-11.8
5-SP	Jales	1.5 +/-0.8	36651 + 5844/-3347	-6.0
6-SP	Araçatuba	-	-	-8.3
7-SP	Araçatuba	7.1 +/-0.8	21216 +914/-821	-8.5
8-SP	S.J.R.Preto	1.7 +/-0.7	32543 +4386/-2821	-8.3
9-SP	Araraquara	-	-	-19.5
1-MS	Dois Irmãos	-	-	-
2-MS	Camapuã	-	-	-11.6
3-MS	Corguinho	67.8 +/-0.5	3124 +/- 54	-17.7
4-MS	Campo Grande	93.3 +/-0.6	560 +/- 52	-18.6
5-MS	Sidrolândia	87.1 +/-0.8	1109 +/- 70	-13.1
6-MS	Maracaju	-	-	-
7-MS	Amambaí	94.2 +/-0.7	480 +/- 62	-16.4
8-MS	Dourados	-	-	-12.1
9-MS	Cassilândia	-	-	-20.4
10-MS	Cassilândia	75.1 +/-0.7	2304 +/- 73	-20.6
1-GO	Itajá	-	-	-10.9
1-PR	Cambará	33.9 +/-0.5	8685 +127/-125	-15.9
2-PR	Rib.do Pinhal	-	-	-23.7
3-PR	Corn.Procopio	0.8 +/-0.5	38825 +8107/-3951	-9.3
4-PR	Corn.Procopio	19.1 +/-0.3	13307 +134/-132	-12.5
5-PR	S.Cec.Pavão	54.7 +/-0.7	4840 +98/-96	-17.7
6-PR	Grandes Rios	103 +/-0.5	modern	-18.6
7-PR	Inácio Martins	-	-	-
8-PR	Cruz Machado	9.1 +/-0.5	19260 +408/-388	-13.3
1-SC	P.Alta Norte	-	-	-
2-SC	S.Cristov.Sul	-	-	-
1-RS	Encantado	27.6 +/-0.5	10357 +155/-152	-11.4
2-RS	Feliz	59.1 +/-0.7	4225 +89/-88	-17.0
3-RS	S.Ant.Patrolha	-	-	-12.2
4-RS	Alegrete	-	-	-12.4
5-RS	S.Franc.Assis	65.9 +/-0.7	3351 +83/-83	-9.9
6-RS	Uruguaiana	10.9 +/-0.4	17829 +308/-297	-13.6
7-RS	Itaqui	92.2 +/-0.7	649 +60/-59	-
8-RS	S.L.Gonzaga	61.9 +/-0.6	3849 +84/-83	-

At the borders of the basin the ages are young or mixed with elder waters, but we can see a line of very old waters, about 38 000 years old, that begins in the northwestern part at Jales 5-SP, passes through São José do Rio Preto 8-SP, Lins 3-SP and ends at Cornelio Procopio 3-PR.

At Cornelio Procopio there are two deep wells, about 500 m one from the other, about 1000 m deep, that are using the confined Botucatu groundwater for the production of dissolvable coffee and it is interesting to observe, that the calculated ages are very different, one from the other. As the geological profiles are almost similar and as the analyses for C-14 for 4-PR have been done twice in two different laboratories and the results are similar and different from 3-PR, the only conclusion is that the problem lies at the well construction, that permits the entrance of much younger water.

There was done also another calculation of the C-14 age, using the $\delta^{13}\text{C}$ correction with the formula of GONFIANTINI:

$$T = 8267 \ln \frac{A_0}{A/100} \quad (3)$$

where T is the apparent age in years, A is the measured activity of the sample in pmc and

$$A_0 = 1.016 \cdot \frac{\delta^{13}\text{C}(\text{HCO}_3) - \delta^{13}\text{C}(\text{CaCO}_3)}{\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2) - \delta^{13}\text{C}(\text{CaCO}_3) + \epsilon} \quad (4)$$

where $\delta^{13}\text{C}(\text{HCO}_3)$ is the $\delta^{13}\text{C}$ of the sample measured by the mass spectrometer in o/oo, $\delta^{13}\text{C}(\text{CaCO}_3)$ is the $\delta^{13}\text{C}$ of the calcite and is 0. $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ is the $\delta^{13}\text{C}$ content of the soil CO_2 at the moment of the recharge and is assumed to be - 25 o/oo, ϵ is a fractionation factor between the bicarbonate and the CO_2 .

Table III shows the values of the ages calculated by formula (3) and (4) and their comparison with the ages calculated by formula (2). As a general trend we observe that the $\delta^{13}\text{C}$ corrected values are below the uncorrected values, with certain exception as 2-SP, 4-MS, 10-MS, which are not significative. The differences of the ages are not highly significative.

As it happened with the other parameters an interpolation is almost impossible, due to the huge distances between the sampling points.

Figure 6 shows the relationship between C-14 and C-13; the higher the age of the water is, the more positive the C-13 values are.

TABLE III - UNCORRECTED AND C-13 CORRECTED C-14 AGES OF THE BOTUCATU AQUIFER SYSTEM GROUNDWATERS

CODE	C-14 (pmc)	C-13 (‰)	Age (years)	C-13 corrected age (years)
2-SP	0.4	-11.1	38 000	42 253
3-SP	0.4	-5.9	38 000	37 028
4-SP	11.0	-11.8	17 700	15 361
5-SP	1.5	-6.0	36 651	26 240
7-SP	7.1	-8.5	21 216	16 267
8-SP	1.7	-8.3	32 543	27 888
3-MS	67.8	-17.7	3 124	3 677
4-MS	93.3	-18.6	560	1 448
5-MS	87.1	-13.1	1 109	-881
7-MS	94.2	-16.4	480	328
10-MS	75.1	-20.6	2 304	4 086
1-PR	33.9	-15.9	8 685	8 521
3-PR	0.8	-9.3	38 825	35 060
4-PR	19.1	-12.5	13 307	11 275
5-PR	54.7	-17.7	4 840	5 452
6-PR	103.0	-18.6	modern	630
8-PR	9.1	-13.3	19 260	17 917
1-RS	27.6	-11.4	10 367	7 470
2-RS	59.1	-17.0	4 225	4 479
5-RS	65.9	-9.9	3 351	-890
6-RS	10.9	-13.6	17 829	16 609

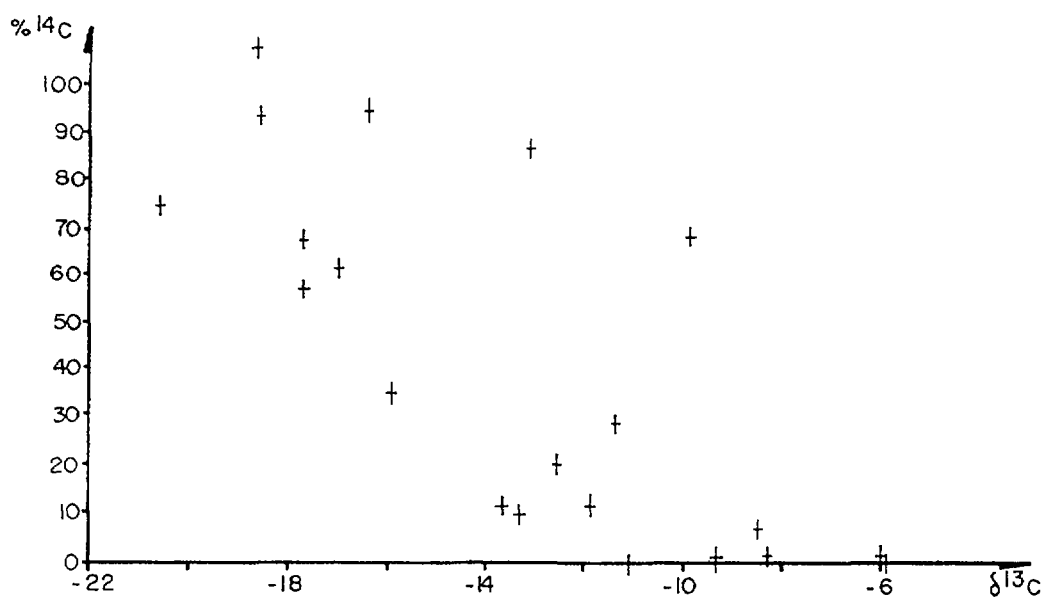


FIGURE 6

Carbon-13 values plotted versus carbon-14 values for the groundwater samples of the Botucatu Aquifer.

5. CONCLUSIONS

The discussion and interpretation of the hydrochemical and isotope data of some 40 deep well groundwater samples collected in the unconfined and confined area of the 818 000 km² large Botucatu Aquifer System in the Brazilian portion of the Paraná Basin permit the following conclusions:

- The trend of a gradual increase of temperature, pH, TDS as well as average apparent ages is from the outcrop area at the borders of the basin towards its central part, following the progressive confinement conditions of the aquifer.
- The recharge is mainly due to the infiltration of the precipitations in the outcrop area (Figure 3 and 4).
- The variation of the O-18 and D content in some areas of the aquifer can indicate possible climatic changes during the different recharge periods.
- the calcium and/or bicarbonate water type on the borders of the basin changes to sodium bicarbonate and chlorosulfate towards its central part.
- the enrichment of the heavy ¹³C isotope is from the borders of the basin towards its central part. The more depleted the C-13 values are the younger the water is.
- A line of old water (38 000 years) can be observed in Figure 5, that corresponds to the central and most confined part of the basin and in the same time to the areas, where the greatest part of the water supply is done by deep wells penetrating in the Botucatu Aquifer. In these regions of the States of São Paulo and Paraná the exploitation is huge and an optimized management of the water resources is recommended. A more detailed study of the area, that corresponds to the sites of high F values would be necessary.

ACKNOWLEDGEMENTS

We regret to inform the death of one of the authors of this research work, Dr. Rosa Beatriz Gouvêa da Silva, happened on the 25th of June 1986 at Cuzco, in Peru, victim of a terrorist attempt.

We would like to thank Dr. Eichii Matsui, Prof. Dr. Reynaldo Vitoria and Dr. Paulo Trivelin from CENA-Piracicaba for the measurement of the stable isotopes.

We would also like to thank Prof. Dr. Mebus A. Geyh for the tritium and C-14 determinations.

REFERENCES

- CALF, G.E. & HABERMEHL, M.A., Isotope hydrology and hydrochemistry of the Great Artesian Basin, Australia, (IAEA-SM 260/61, Proc. Symp. Isot. Hydr. 1983) 1 vol, IAEA, Vienna (1984).
- DAEE, Estudo de águas subterrâneas, regiões administrativas 10 e 11: Marília e Presidente Prudente, 3 vols. São Paulo (1979).
- DAEE, Estudo de águas subterrâneas, região administrativa 5: Campinas, 2 vols, São Paulo (1981).
- DAEE, Estudo de águas subterrâneas, região administrativa 4: Sorocaba, 2 vols, São Paulo (1983).
- DÜRR, H., SONNTAG, G. & REGENBERG, W., A field study on the initial ^{14}C -content as a limiting factor in ^{14}C groundwater dating, (IAEA-SM-299/038, Int. Symp., Vienna, 1987).
- GALLO, G., Utilization complémentaire de l'hydrochimie et de la géochimie isotopique en hydrogéologie: application en eaux souterraines de la région de Ribeirão Preto, Thèse Doct. 3ème Cycle. Univ. C. Bernard, Lyon, (1977) 206.
- GALLO, G. & SINELLI, O., Estudo hidroquímico e isotópico das águas subterrâneas de Ribeirão Preto, SP., Rev. Bras. Geoc. 10 (2), São Paulo (1980) 11.
- GAMMERMANN, N., Formação Rosario do Sul. Pesq., 2, (1973) 30.
- IAEA, Precipitation (1980 - 1986). Techn. Rep. Series 264, Vienna (1986).
- REBOUÇAS, A.C., Recursos hídricos subterrâneos da Bacia do Paraná. Análise de previabilidade. Tese de Livre-Docência, USP, São Paulo (1976) 143.
- REBOUÇAS, A.C., Groundwater in Brasil. Proc. IIIrd World Congr. Wat. Res., vol.7, México (1979).
- KIMMELMANN, A.A., SILVA, R.B.G., REBOUÇAS, A.C. & SANTIAGO, M.M.F., Hidrologia isotópica e química do aquífero Botucatu - Bacia do Paraná - Brasil, Anais 4 Congr. Bras. Ág. Subt., Brasília (1986) 25.
- SCHOELLER, H.I., "Les eaux souterraines", Mason, Paris (1962).
- SILVA, R.B.G., DIOGO, A. & FRAIHA, JR.O.S., Características hidroquímicas do aquífero Botucatu no Estado de São Paulo. Anais 2º Congr. Bras. Ág. Subt., Salvador (1982).
- SILVA, R.B.G., Estudo hidroquímico e isotópico das águas subterrâneas do aquífero Botucatu no Estado de São Paulo. Tese Dout., USP, São Paulo (1983) 133.
- TEISSEDER, J.M. & BARNER, U., Comportamento geotérmico e geoquímico das águas subterrâneas do aquífero Botucatu no Estado de São Paulo. Rev. Ág. Subt., 4, São Paulo (1981).

ISOTOPE STUDY OF WELLS IN CRYSTALLINE ROCK OF THE SEMI-ARID NORTHEAST OF BRAZIL

H. FRISCHKORN

Department of Hydraulics

M.F. SANTIAGO, A.N. SEREJO

Department of Physics

Federal University of Ceará,

Fortaleza, Brazil

Abstract-Resumen

ISOTOPE STUDY OF WELLS IN CRYSTALLINE ROCK OF THE SEMI-ARID NORTHEAST OF BRAZIL.

During a drought of five years, ending in 1984, a series of wells situated around Araras Dam, in the hydrographic basin of Acarau River, in Ceara State, in the semiarid Northeast of Brazil, was studied using environmental isotope methods (^{14}C , ^3H , $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) and chemical analysis. Twenty samples gave ^{14}C concentrations higher than 97.6% modern (conventional age shorter than 200 years) and are interpreted in terms of an exponential model giving residence times of some decades. These values were confirmed by tritium measurements. Seven samples exhibit ages between 200 and 500 years and only two have more than 1000 years. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ measurements gave values close to rainwater and prove that the aquifer is recharged by direct surface runoff. Even a slight continental effect can be detected in the wells. The isotope ratio in the wells is found to be independent from that of Araras Dam.

ESTUDIO ISOTOPICO DE POZOS EN ROCAS CRISTALINAS DEL NORDESTE SEMI-ARIDO DE BRASIL.

Durante una sequía de 5 años, que finalizó en 1984, se utilizaron isótopos ambientales (^{14}C , ^3H , $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) y análisis químicos, para estudiar una serie de pozos localizados próximos de la presa Araras, en la cuenca hidrográfica del Rio Acaraú, provincia de Ceará, Nordeste brasileño. Veinte muestras presentan una concentración de ^{14}C mayor del 97.6% del carbono moderno (edad convencional menor que 200 años) y son interpretadas

en términos de un modelo exponencial como tiempos de residencias de algunas décadas. Estos valores fueron comprobados por las medidas de tritio. Siete muestras indican edades entre 200 y 500 años y solamente dos tienen más que 1.000 años. Los valores medios de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ son próximos al del agua de la lluvia, indicando que el acuífero está recargado directamente por el agua superficial. Un pequeño efecto continental parece observarse en los pozos. La relación isotópica en los pozos es diferente de la obtenida para la presa Araras.

1. INTRODUCTION

Ceara State is part of the semiarid Northeast of Brazil, a region with a rainfall distribution irregular in time and space, characterized by a well pronounced dry season of about seven months with practically no precipitation and a wet season with maximum rainfall in April but with strong variations in the yearly totals. This phenomenon is due to the fact that rain is mainly dependent on the coming down of the so-called Zone of Intertropical Convergency to the southern hemisphere. Some years it comes down further causing good rainfall, in others it returns rapidly to the North. In the latter case rain is scarce and irregular. Actually, this year is of that kind. After a good beginning of the wet season rain stopped suddenly leaving behind a beautifully green countryside - but with no hope of bringing in the harvest. There are animated discussions whether there is any periodicity that governs the phenomenon and that could facilitate its prevision.

The region suffered a severe five years drought, ending in 1984, with rainfall reaching only about one fifth or even less of the long-term annual means. During this period we studied, using environmental isotope methods (^{14}C , ^3H , $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) and chemical analysis, a series of 29 wells around Araras Dam, situated in the hydrographic basin of Acarau River, in the west of Ceara (Figure 1).

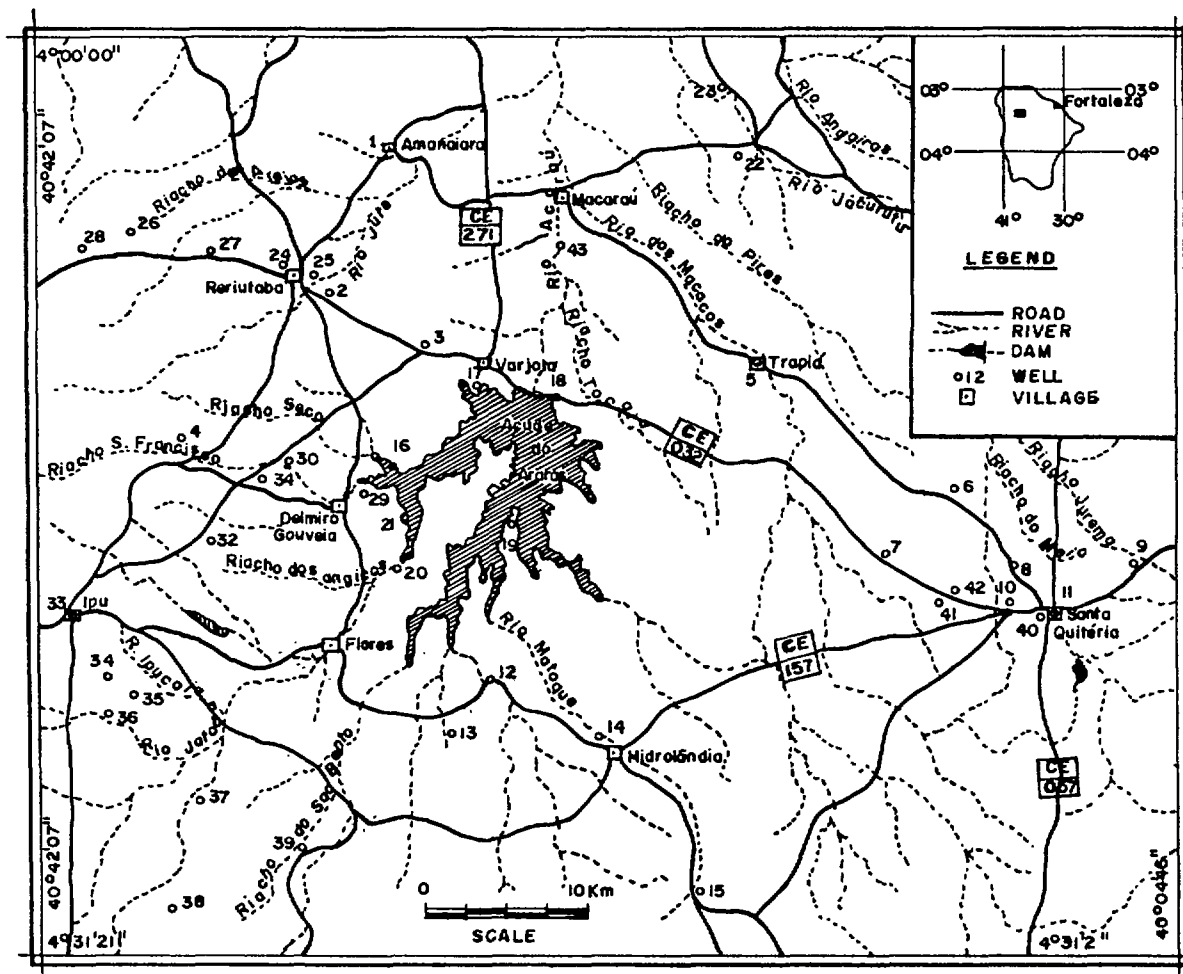


FIG. 1 - Localization of the wells [1]

A total of six sampling trips was made the dates of which are indicated in Figure 2 together with the monthly precipitation of three pluviometric stations.

The dramatic situation of the area during the period of the study may be seen from Figure 3 which gives yearly rain totals for 1981, 82, 83 and 84. These values have to be compared to long term averages of 1974 mm for the station of São Benedito, of 943 for Reriutaba, and of 790 mm for Santa Quitéria.

2. THE AREA

The area studied is delimited roughly by the parallels 4° and $4^{\circ}30'$ of southern latitude and the meridians 40° and $40^{\circ}45'$ of eastern longitude. The hydrogeological setting is characterized by metamorphic rocks, ectinites and migmatites, all

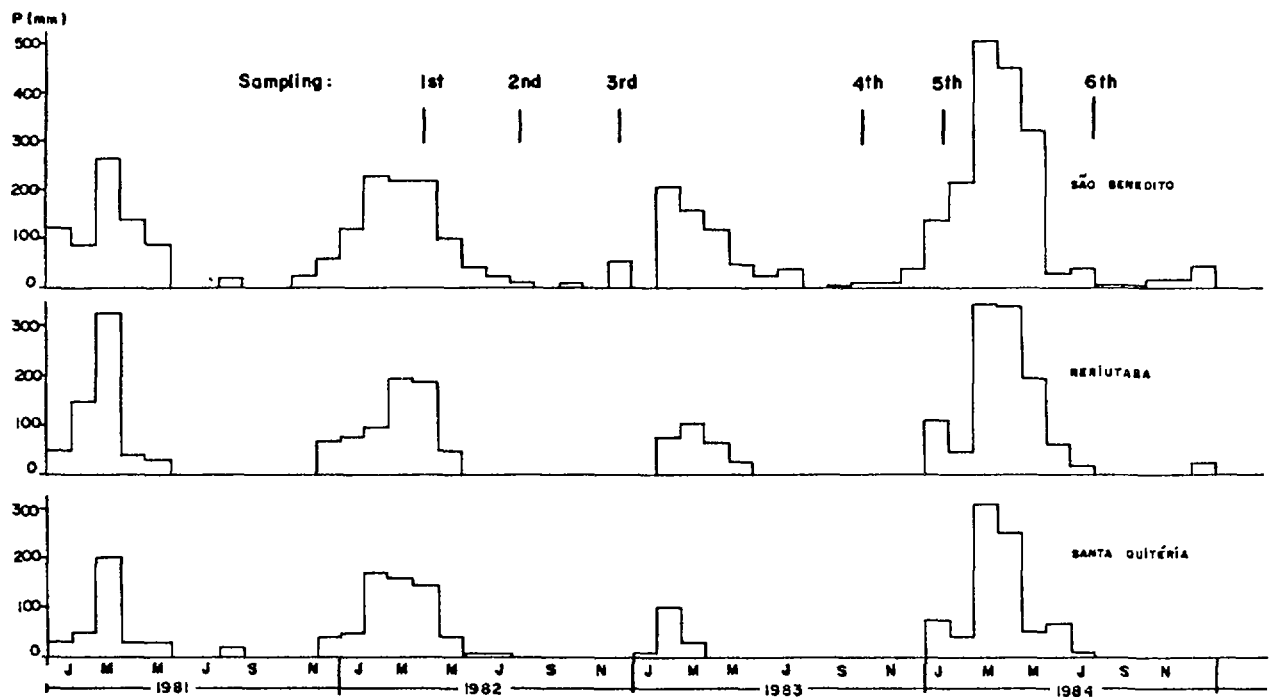


FIG. 2 - Monthly precipitation of three pluviometric stations with sampling dates marked (Data supplied by FUNCEME/Fortaleza).

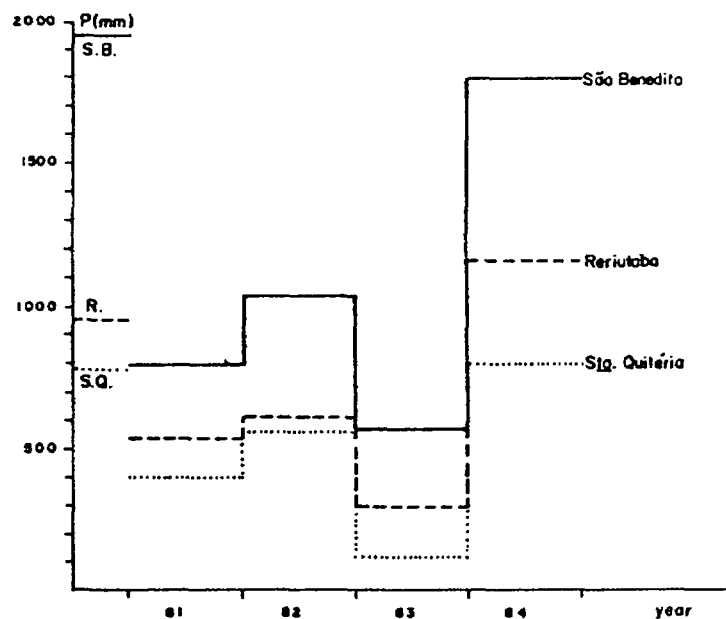


FIG. 3 - Annual precipitation with long term values indicated on the scale.

strongly eroded, with no cover of weathering in the major part of the region and by tectonics controlled superficial drainage with river beds coinciding normally with fractures. All rivers are intermittent falling dry normally within a few weeks after the end of the rainy season. Only recently Acarau River has been made perennial conducting water from the Araras Dam to irrigation projects located in the lower Acarau Valley.

Annual average temperature is about 28°C , yearly precipitation totals fall around about 850 mm whereas potential evaporation amounts to nearly two meters.

The wells sampled are typical of the crystalline area: up to about 60m deep and yielding a few cubic meters only (Figure 4 and Table I).

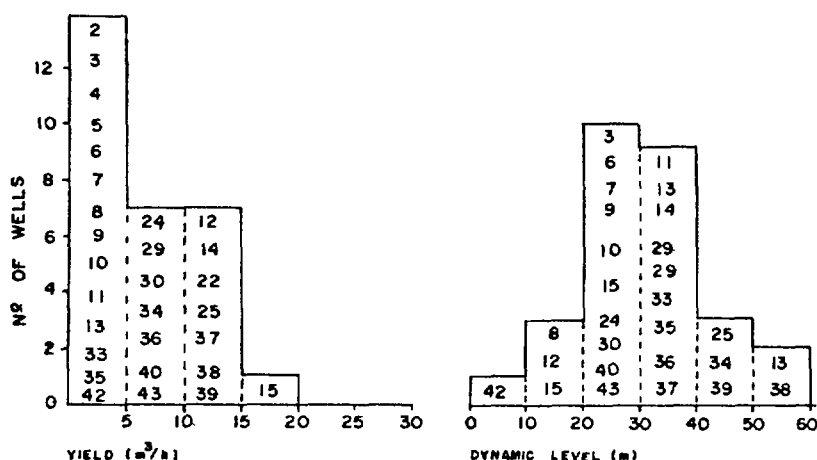


FIG. 4 - Distribution of yield and dynamic level in the wells sampled.

3. METHODS

Besides chemical analyses of the major elements isotope methods ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, ^3H , ^{14}C) were applied.

$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios were determined by standard methods [2] and with the help of an AEI MS20 with a precision of about $\pm 0.1\%$.

Tritium was measured, after electrolytical enrichment by a factor of 28.4, with an ICN CORUFLOW CMF-101 liquid scintillation unit, the limit of detection being about 1 T.U. with a counting time of 20 hours.

TABLE I - Location and characteristics of the wells sampled

Nr.	LOCATION	TOWNSHIP	Depth (m)	Yield (m ³ /h)	Static level (m)	Dynamic level (m)
01	Amanaiara	Reriutaba	50	-	3.1	-
02	Riacho dos Porcos	Reriutaba	42	4.0	-	-
03	Campo de Aviação	Reriutaba	40	2.4	9.1	27.0
04	Taboleiro	Ipu	85	2.0	19.0	-
05	Trapiã	S.Quitêria	60	1.0	6.0	-
06	Faz. Timbaúba	S.Quitêria	35	3.2	12.0	21.0
07	Faz. Surubim	S.Quitêria	32	2.4	8.4	21.0
08	Faz. Experimental	S.Quitêria	40	4.0	4.0	18.0
09	Faz. Itu	S.Quitêria	50	2.0	7.0	25.0
10	Faz. Potrinha	S.Quitêria	44	25.5	8.0	26.0
11	Pr. Sen. Pompeu	S.Quitêria	41	1.2	6.0	32.0
12	Irajã	Hidrolândia	60	14.0	2.0	14.0
13	Mulungu Velho	Hidrolândia	60	1.5	3.0	52.0
14	Faz. Nova	Hidrolândia	70	11.3	1.6	30.1
15	Faz. Jatobã	Hidrolândia	60	16.8	11.8	20.0
22	Malhada Grande	Araras	60	11.4	4.6	38.3
23	Santa Cruz	Araras				
24	Bairro Carão	Reriutaba	42	6.2	6.3	23.7
25	Bairro S. Luiz	Reriutaba	60	10.2	3.5	41.8
26	Areias	Reriutaba				
27	Quandu	Reriutaba				
28	Mufumbal	Reriutaba				
29	Otaviândia	Ipu	54	7.0	3.5	37.6
30	Amontado	Ipu	54	7.6	7.9	29.4
31	Olheiro	Ipu				
32	Faz. Refrigério	Ipu				
33	Trav. Miguel Vitor	Ipu	48	0.25	1.9	36.8
34	Alegria	Ipu	60	9.5	1.3	44.9
35	Faz. Bom Jesus	Ipu	60	3.1	5.2	35.5
36	Faz. Barrinhas	Ipu	54	5.1	4.2	36.0
37	Faz. Jatobã	Ipu	66	14.3	5.2	37.2
38	Faz. Lagoa do Canto	Ipu	66	11.4	1.7	51.0
39	São Bento	Ipu	60	11.4	1.8	41.6
40	Inst. J. de Andrade	S.Quitêria	60	9.0	2.6	22.3
41	Faz. Nova Colômbia	S.Quitêria				
42	Faz. Lagoa	S.Quitêria	50	3.0	6.0	6.3
43	Faz. Timbauba	S.Quitêria	54	8.7	10.7	22.0

The Carbon-14 laboratory, installed by Geyh/Hannover, uses a proportional counter with acetylene as sample/counting gas [3].

4. RESULTS AND INTERPRETATION

4.1 Mechanism of Recharge

$\delta^{18}\text{O}$ measurements were made for wells (Table II), surface water (Table III) and rain.

TABLE II - $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (SMOW) for wells.

Nr.	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$					Nr.	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	Nr.	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$
	1st sampling	2nd sampling	3rd sampling	4th sampling	6th sampling		5th sampling		Cont.
1	-2.3	-2.5	-2.9	-2.5	-	22	-3.2	37	-3.0
2	-3.6	-4.3	-3.7	-3.7	-3.8	23	-0.8	38	-1.9
3	-4.8	-4.5	-4.1	-3.7	-	24	-2.8	39	-3.2
4	-3.2	-3.4	-3.2	-2.5	-	25	-3.1	40	-2.1
5	-2.9	-3.0	-2.3	-2.3	-	26	-3.4	41	-3.1
6	-2.5	-2.6	-3.0	-2.4	-2.5	27	-3.5	42	-1.7
7	-4.3	-3.7	-3.4	-3.5	-3.4	28	-3.4	MEAN	-3.0 $\pm$ 0.2
8	-2.6	-2.1	-1.1	0.0	-	29	-3.4		
9	-3.2	-3.1	-2.9	-1.4	-	30	-2.9		
10	-2.5	-3.6	-3.5	-	-	31	-3.1		
11	-2.4	-2.9	-3.2	-2.4	-	32	-3.5		
12	-3.1	-3.5	-3.0	-	-	33	-4.1		
13	+0.1	-	-1.1	-2.7	-3.4	34	-4.0		
14	-2.3	-2.9	-2.3	-2.9	-	35	-3.8		
15	-2.7	-2.3	-2.3	-2.9	-3.0	36	-3.3		
MEAN	-2.8 $\pm$ 0.3	-3.2 $\pm$ 0.2	-2.8 $\pm$ 0.4	-2.5 $\pm$ 0.3	-3.2 $\pm$ 0.2				

TABLE III - $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (SMOW) and conductivity for Araras Dam.

Nr.	Sampling	Conductivity ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$
16	4th	419	+6.1
17	4th	387	+5.8
18	4th	379	+5.8
19	4th	415	+5.9
20	4th	411	+6.2
21	4th	435	+6.5
MEAN	4th	408	+6.1
18	5th	422	+6.1
18	6th	238	-0.8
16	6th	160	+0.6

The mean values for wells found in the sampling trips 1 to 6 are -2.8‰, -3.2‰, -2.8‰, -2.5‰, -3.2‰ and -3.0‰, respectively (relative to SMOW as standard).

Drawing a line parallel to the coast, connecting Araras to Santa Quitéria, the area is divided into two parts of about equal size with centers about 30km apart. During the 5th sampling, where there are numbers of wells high enough to allow a statistical interpretation, the northern part gives a mean value of $-2.72 \pm 0.26\text{‰}$ and the southern of $-3.29 \pm 0.18\text{‰}$. We attribute this difference to the continental effect which we have measured in other areas of Ceara State to be 0.019‰ per kilometer distance from the coast [4]. Thus one expects a difference of about 0.6‰ for the two areas which is in good agreement with the values found.

The fact that the meteoric continental effect is still apparent in the wells rules out any significant evaporation before infiltration and indicates recharge of the crystalline aquifer through rainwater.

Unfortunately, rain values were obtained in 1984 only giving means of -4.6‰ for Araras, -3.0‰ for Sobral, and -3.5‰ for Santa Quitéria. We believe that these values are lower than the average values for the period because of the amount effect in that year with heavy rainfall. Nevertheless they are close to those of the wells, without contradicting our recharge hypothesis, at least.

^{18}O was measured in the Araras Dam at the end of the drought (4th sampling). δ -values were found to vary from +5.8‰ to 6.5‰ around a mean of 6.1‰ with the lowest values belonging to points with greater deepness and the higher ones to reentrant shallow side arms where enrichment in ^{18}O through evaporation is stronger. It is interesting that the water body of the Araras Dam seems to reach isotopic saturation with $\delta^{18}\text{O}$ slightly above only 6‰ (a final value that we have found in another dam as well) whereas for the relative humidity of the area ($\approx 70\%$) thermodynamics and pan experiments [5] predict that situation for about 12‰. The reason for that contradiction is obviously found in a strong connection of the small residual volume of dams at the end of the dry season with the surrounding aquifer that results in a net influx of groundwater to the surface water body.

We have detected this effect in other dams of the area, too.

However, the interaction surface water/aquifer is of short range only. With $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ of the Dam varying annually between about -1‰ and +6‰ and with the wells maintaining their rainwater characteristics a significant role of the Dam in the recharge of the crystalline aquifer is to be ruled out.

4.2. Ages and Residence Times

Carbon-14 concentrations, expressed in percentage of modern carbon (% mod) of the wells are given in Table IV where we have adopted a split interpretation: Conventional ages are given only where they are higher than 200 years; following the example of STUIVER and POLACH [6] we quote samples younger than that limit (corresponding to 97,6% mod) as "modern". These latter are interpreted in terms of an exponential model described by GEYH [7] where we used input values from NYDAL and LÖVSETH [8] for the southern hemisphere and weighted for the rainy months of March, April and May. Input and output functions are given in Table V. As can be seen from that table ^{14}C concentrations higher than 121% mod can be interpreted exclusively with a carbon dilution factor higher than $Q = 0.9$; well 2 with values higher than 130% mod in three samplings requires $Q \approx 1.0$. As the area of the study is rather homogeneous we believe that Q -values close to unit are representative. Conventional ages in Table IV are calculated therefore with $Q = 1.0$ and exponential model residence times of Table VI with $Q = 1.0$ and $Q = 0.95$, respectively.

Residence times are in general of the order of some few decades, as we have found as well in similar areas of the region [9]. A more precise interpretation seems to be questionable because of the limitations of the model adopted, especially under the conditions of a drought: A general trend to lower ^{14}C concentrations during the course of the drought reveals that recharge was smaller than the output and that in the stratified reservoir older components were mobilized.

It is interesting to see that those wells which show clear signs of stress during the drought recover completely and take on the original values after the good rainy season of '85 (see wells 2, 5 and 7).

TABLE IV - Carbon-14 concentrations of wells.

Nr.	1st sampling		2nd sampling		3rd sampling		4th/6th sampling		Nr.	5th sampling	
	% mod	Age (years)	% mod	Age (years)	% mod	Age (years)	% mod	Age (years)		% mod	Age (years)
01	125.3	mod	109.7	mod	111.2	mod	-	-	22	109.0	mod
02	130.4	mod	131.3	mod	112.1	mod	131.0*	mod	23	102.1	mod
04	108.6	mod	105.8	mod	-	-	-	-	24	112.7	mod
05	118.3	mod	116.5	mod	104.0	mod	99.4* 116.2	mod mod	25	94.4	466
06	-	-	121.6	mod	-	-	-	-	28	35.5	8322
07	79.8	1811	87.9	1035	77.8	2016	79.4* 89.1	1851 929	29	97.8	265
08	113.1	mod	118.4	mod	-	-	-	-	30	98.5	mod
09	-	-	107.2	mod	-	-	-	-	32	96.3	302
10	112.2	mod	114.0	mod	-	-	-	-	33	96.3	300
11	122.5	mod	-	-	124.5	mod	-	-	34	118.8	mod
12	-	-	-	-	118.6	mod	-	-	35	94.9	416
13	115.1	mod	111.1	mod	108.6	mod	-	-	38	104.6	mod
14	123.5	mod	116.4	mod	-	-	106.1*	mod	39	95.9	287
15	116.0	mod	115.1	mod	-	-	129.8*	mod	40	93.9	507
									41	108.8	mod

TABLE V - ^{14}C output function for 1982 from the exponential model with input function C_{oi} , for residence times, T , between 2 and 100 years and for dilution factors $Q=0.80, 0.85, 0.90, 0.95, 1.0$.

i	C_{oi}	T (years)	C_{1982}				
			Q=0.80	0.85	0.90	0.95	1.0
		2	102	108	115	121	128
1951	97	4	105	111	118	124	131
1952	97	6	107	113	120	127	133
1953	97	8	107	114	121	127	134
1954	98	10	107	114	120	127	134
1955	100	12	106	113	119	126	133
1956	102	14	105	111	118	125	131
1957	107	16	104	110	117	123	130
1958	112	18	102	109	115	122	128
1959	116	20	101	108	114	120	127
1960	119	22	100	106	113	119	125
1961	120	24	99	105	111	118	124
1962	123	26	98	104	110	116	123
1963	135	28	97	103	109	115	121
1964	156	30	96	102	108	114	120
1965	164	32	95	101	107	113	119
1966	163	34	95	101	107	113	119
1967	160	36	94	100	106	112	118
1968	157	38	93	99	105	111	117
1969	154	40	93	99	104	110	116
1970	153	42	92	98	104	110	115
1971	150	44	92	97	103	109	115
1972	147	46	91	97	103	108	114
1973	144	48	91	96	102	108	114
1974	141	50	90	96	102	107	113
1975	138	52	90	96	101	107	113
1976	136	54	90	95	101	106	112
1977	134	56	89	95	100	106	112
1978	132	58	89	94	100	106	112
1979	130	60	89	94	100	105	111
1980	129	62	88	94	99	105	110
1981	128	64	88	93	99	105	110
1982	127	66	88	93	99	104	110
1983	126	68	87	93	98	104	109
1984	126	70	87	93	98	104	109
1985	125	72	87	92	98	103	109
		76	86	92	97	103	109
		80	86	91	97	102	108
		84	86	91	96	102	107
		88	85	91	96	101	107
		92	85	90	96	101	106
		96	85	90	95	101	106
		100	84	90	95	100	106

TABLE VI - Residence times for dilution factors $Q = 0.95$ and 1.0

Nr.	1st sampling		2nd sampling		3rd sampling		4th/6th * sampling		Nr.	5th sampling	
	Q=0.95	1.0	0.95	1.0	0.95	1.0	0.95	1.0		0.95	1.0
01	4 ou 14	22	40	65	38	60	-	-	22	45	73
02	-	4 ou 16	-	4 ou 14	44	72	-	4 ou 14	23	86	> 100
04	44	72	58	>100	-	-	-	-	24	34	54
05	24	36	26	38	68	>100	-	>100	25	old water	
	-						*28	42			
06	-	-	18	28	-	-	-	-	28	old water	
07	old water		old water		old water		old water *old water		29	old water	
08	33	50	24	36	-	-	-	-	30	>100	> 100
09	-	-	52	85	-	-	-	-	32	old water	
10	36	55	30	47	-	-	-	-	33	old water	
11	17	26	-	-	14	23	-	-	34	22	34
12	-	-	-	-	23	35	-	-	35	old water	
13	28	43	38	59	46	74	-	-	38	66	> 100
14	15	25	25	39	-	-	57	100	39	old water	
15	26	40	28	43	-	-	-	*14	40	old water	
									41	46	76

Figure 5 illustrates the changes in salt concentrations observed for individual wells. As there is no correlation between electrical conductivities and ^{14}C concentrations we conclude that dissolved salts are of external origin rather than due to dissolution from the bedrock, with local conditions determining the behaviour. It is symptomatic that the two values with the oldest water (wells 7 and 28) are amongst those with lowest conductivity and that changes in the ^{14}C concentration can be without consequences for the conductivity as in well 2.

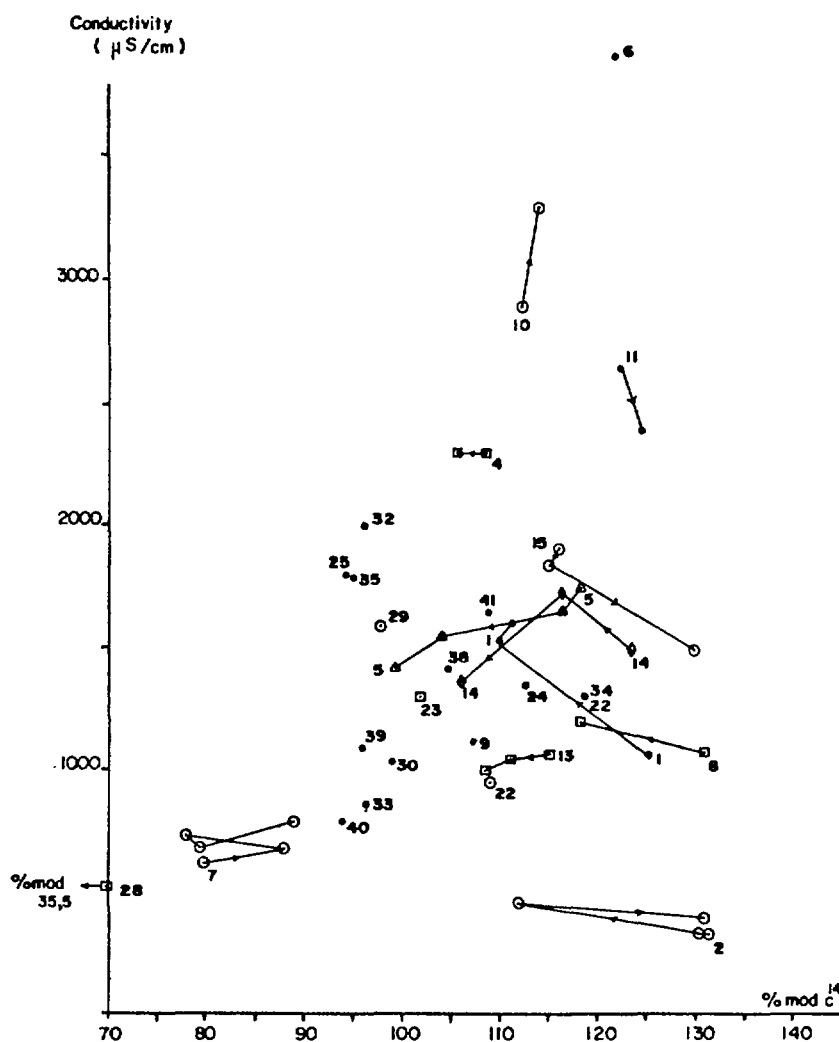


FIG. 5 - Conductivity versus ^{14}C concentration for individual wells.

There are no data available on the structure and extension of fractures that could explain the occurrence of the two old waters from wells 7 and 28 in an otherwise young environment.

Tritium measurements, where made, confirm ^{14}C results (Table VII). With the exception of well 7 that exhibits values around the limit of detection ($\approx 1\text{TU}$) all wells contain tritium in concentrations higher than the actual one, that is about 1.5 T.U., showing thus that they "remember" the atmospheric bomb tests.

TABLE VII - Concentration of tritium (in tritium units, TU)

Nr.	Sampling			Nr.	Sampling	
	1st	2nd	4th		5th	
01	5.4	3.2	2.4	40	2.4	
02	-	4.7	1.6	41	2.5	
03	7.0	-	3.7	42	3.0	
04	1.1	2.4	<0.5	43	1.2	
05	5.0	-	2.4			
06	4.3	2.5	2.6			
07	0.7	1.1	2.0			
08	5.3	-	4.4			
09	-	3.0	3.7			
10	3.6	3.5	-			
11	7.2	4.3	2.2			
12	-	2.6	-			
13	3.7	-	3.1			
14	4.4	-	1.6			
15	3.7	-	-			

The same way a ^3H versus ^{14}C plot demonstrates that all samples are recent year mixtures (Fig. 6).

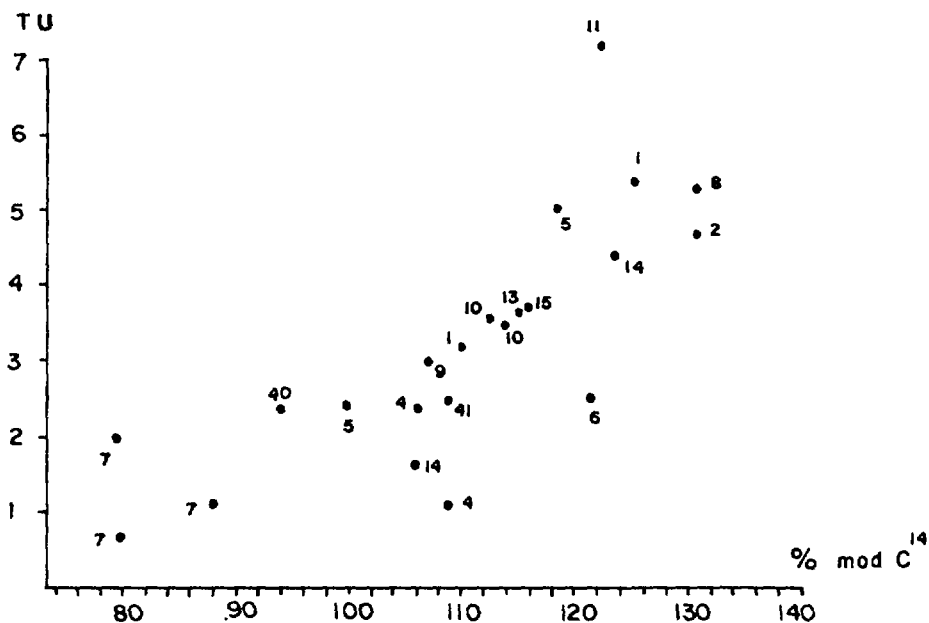


FIG. 6 - Tritium versus carbon-14 plot.

5. CONCLUSIONS

From the above discussions the following conclusions are drawn about the characteristics of wells in the crystalline aquifer:

- $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios exhibit clear rainwater features without signs of surface evaporation. Recharge happens through fast surface runoff after heavy rainfalls.
- Araras Dam does not play any role in the recharge of the wells sampled.
- ^{14}C measurements indicate residence times of some decades, and most of the wells conserve the memory of nuclear bomb tests in the atmosphere.
- There is no correlation between salinity and residence time indicating external causes (lixiviation of the surface) of salinization.

- By the end of the disastrous year of 1983 many wells show signs of stress. However, a complete recovery is observed after the good rainy season of '84.
- In general, the consequences of the 5 year drought for the crystalline aquifer were less serious than expected. The wells studied seem to be well protected against overexploitation, especially through their low yield and their high capacity of recharge through storm runoff.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was financed by FINEP. Two of the authors (H.F. and M.F.S.) are recipients of CNPq research grants, and the Laboratory is assisted by CNPq and BMFT/KFA - Germany in the framework of bilateral scientific cooperation between Brazil and the Federal Republic of Germany.

REFERENCES

- [1] DNOCS/SEEBLA - Plano Diretor, Vale do Acaraú. Fortaleza (1980).
- [2] EPSTEIN, S., MAYEDA, T.K. - Variation of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratio in natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta* 4 (1953) 213.
- [3] GEYH, M.A. - "Experience gathered in the construction of low-level counters". *Radioactive Dating and Methods of Low-level Counting*, IAEA (Vienna) 1967, 575-589.
- [4] SANTIAGO, M.F., REBOUÇAS, A.C., FRISCHKORN, H. "Modelo de balanço isotópico e químico para avaliação de perdas de água por evaporação e fluxo subterrâneo de açudes". *Anais do 4º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas*, Brasília (1986) 514-527.
- [5] SANTIAGO, M.F. "Mecanismos de salinização em regiões áridas. Estudo do açude Pereira de Miranda e Caxitorê no Ceará". Doctoral thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo (1984).

- |6| STUIVER,M., POLACH,H., Reporting of ^{14}C data. Radiocarbon 19,3 (1977) 355-363.
- |7| GEYH,M.A., "On the determination of the initial ^{14}C content in groundwater". Proceedings of the 8th Intern. Conf. Radiocarbon Dating, New Zealand (1972) 369-380.
- |8| NYDAL,R., LÖVSETH,K., Tracing Bomb ^{14}C in the Atmosphere, 1962-1980. J.Geophys. Rev. 88 C6 (1983) 3621-3642.
- |9| REBOUÇAS,A.C., SANTIAGO,M.F., FRISCHKORN,H., TORQUATO,J.R., "Aplicação de C-14 na avaliação de recarga de zonas aquíferas nas rochas cristalinas no Ceará". Anais do 39 Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Fortaleza (1984) 52-62.

THE USE OF OXYGEN ISOTOPIC COMPOSITION TO STUDY WATER DYNAMICS IN AMAZON FLOODPLAIN LAKES

L.A. MARTINELLI*, R.L. VICTORIA**, E. MATSUI***,
J.E. RICHEY⁺, B.R. FORSBERG⁺, J. MORTATTI*

*Centro de Energia Nuclear na Agricultura,
Piracicaba, Brazil

**Departamento de Física e Meteorologia,
Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz,
Piracicaba, Brazil

***Comissão Nacional de Energia Nuclear,
Rio de Janeiro, Brazil

⁺School of Oceanography and
Quaternary Research Center,
Seattle, Washington,
United States of America

Abstract-Resumen

THE USE OF OXYGEN ISOTOPIC COMPOSITION TO STUDY WATER DYNAMICS IN AMAZON FLOODPLAIN LAKES.

The lakes formed in the Amazon floodplain play a key role in sustain the highest populacional density in the Amazon Basin because its high primary productivity. The water volume in these lake greatly during the year and possible water sources are the feeding river during high water stage of the hydrographs and local inputs from its drainage basin. As these sources are chemically distinct, to understand the nutrient dynamics in these lakes, it is very important to know the relative water contribution of different water sources. In this paper we use ^{18}O as a conservative to know the water sources for the lakes and we hypothesis that: 1) In the high water stage lake water is derived predominantly from its feeding river. Therefore their $\delta^{18}\text{O}$ should be similar. 2) In the low water stage lake water is a mixture of watershed and last flood event waters. In this case, lake $\delta^{18}\text{O}$ should be indicative of the relative contribution of each source. To test this hypothesis we assume a two end member mixing a model. If the ^{18}O isotopic composition of these two sources are known the relative contribution of each source may be calculated by isotopic dilution equation. The first step in this work it was to know the ^{18}O isotopic composition of the lakes and feeding rivers and its spatial and temporal variability. Clearly the $\delta^{18}\text{O}$ signal in the lakes of Amazon varzea is controlled by the ^{18}O content of the feeding river. But there is a consistent pattern in the ^{18}O enrichment of the lakes versus the feeding rivers, which is most pronounced on low water period. Our initial hypothesis requires that this water be of local drainage basin origin. Although it was not possible to measure the isotopic composition of local drainage water, indirect measurement suggest that this could be the case.

UTILISACION DE LA COMPOSICION ISOTOPICA DEL OXIGENO PARA EL ESTUDIO DE LA DINA- MICA DEL AGUA EN LOS LAGOS DE LAS ZONAS INUNDADAS POR EL RIO AMAZONAS.

Los lagos formados en la llanura de inundación amazónica juegan un papel vital en el sustento de alta densidad poblacional en la Cuenca Amazónica a causa de su alta productividad primaria. El volumen de agua en estos lagos varia ampliamente durante el año y fuentes posibles de agua son los rios que los alimentan

durante el periodo de aguas altas así como entradas locales procedentes de sus cuencas de drenaje. Debido a que estas fuentes son químicamente diferentes, para comprender la dinámica de nutrientes en estos lagos es importante conocer la contribución relativa de los distintos aportes. En este trabajo se utiliza ^{18}O como parámetro conservativo para determinar las fuentes de los lagos y se exponen las siguientes hipótesis: 1) En la época de aguas altas, el agua del lago proviene fundamentalmente del río que lo alimenta. Por tanto su contenido en ^{18}O debería ser similar. 2) En la época de aguas bajas el agua del lago es una mezcla de las aguas drenadas de la cuenca y de las aguas de las últimas avenidas. En este caso, el ^{18}O del lago debería reflejar la contribución relativa de cada aporte. Para verificar esta hipótesis asumimos un modelo de mezcla con dos miembros puros. Si el contenido isotópico de estas dos fuentes es conocido, la contribución relativa de cada fuente puede ser determinada a partir de la ecuación de dilución isotópica. El primer paso en este trabajo fué la determinación de la composición isotópica de los lagos y los ríos tributarios y su variabilidad en tiempo y espacio. El contenido en ^{18}O de los lagos amazónicos está controlado claramente por el contenido del río tributario. Pero se produce enriquecimiento en ^{18}O de los lagos en relación a los ríos tributarios, el cual es más pronunciado durante los periodos de aguas bajas. Nuestra hipótesis inicial requiere que este agua provenga del drenaje local de la cuenca. Aunque no fué posible medir la composición isotópica del agua de este drenaje local, medidas indirectas sugieren que este podría ser el caso.

1. INTRODUCTION

During its annual hydrological cycle, the level of the Amazon River changes by 10m, inundating an extensive floodplain ("varzea") of 60,000km² [1]. This flood regime forms multiple lakes ("lagos") in the depressions of the varzea. The lakes are characterized by highly dynamic water and nutrient cycles and are capable of sustaining high primary productivity rates [2,3]. They are a very important food source for the local population [4], and are the most populated region in the Amazon basin [5].

Water volume in a floodplain lake may change greatly during the year, even disappearing totally, in extreme cases, during the dry season [6,7]. Possible water sources for the lakes are: the feeding river during the high water stage of the hydrograph, and local inputs from its drainage basin. Those two sources are chemically distinct, and the relative contribution of each one, together with internal processes in the lake plays a key role in its nutrient dynamics [3]. Therefore, besides the chemical composition, the relative contribution of different water sources is very important for the study of the lake dynamics.

It is the objective of this paper to determine the relative contribution of distinct water sources to Amazon floodplain lakes using ^{18}O as a conservative tracer. We hypothesize that: (1) In the high water stage lake water is derived predominantly from its feeding river. Therefore their $\delta^{18}\text{O}$ should be similar. (2) In the low water stage lake water is a mixture of watershed and last flood event waters (onset of precipitation and lake flooding events are two months out of phase). In this case, lake $\delta^{18}\text{O}$ should be indicative of the relative contribution of each source.

We will test this hypothesis with a two end member mixing model analysing field samples collected in the lakes at different hydrographs stages. The hypothesis will then be tested taking into account the spatial and temporal variations naturally occurring in a system as large as the Amazon basin.

2. STUDY AREA

The Amazon basin is bounded to the north by the Guiana Shield, to the south by the Brazilian Shield, to the west by the Andes Cordilheira, and to the east by the Atlantic Ocean; the total basin area is approximately 6,000,000km² [8]. Mean precipitation in the basin is 2000mm per year [9] and the mean minimum and maximum river discharge at Óbidos, 600km from the mouth, is 110,000m³/s, and 220,000m³/s, respectively [10].

The annual fluctuation in river level is the main recharge mechanism for the lakes. Maximum and minimum water levels occurs at different times among the different tributaries and even along the main channel. Up river, approximately at 70°W (Figure 1), maximum water level occur during December-January, while near Manaus it occur during May-June, and at Óbidos, due to the Madeira river with its maximum water level occurring two months before the Amazon [10], during April. In general, maximum water levels in the rivers are associated with the end of the raining season, maximum discharges generally occurring 2 months after the maximum precipitation [11].

3. METHODS

3.1. Working Model

To analyse the relative water sources for the floodplain lakes, we assume a two end-member mixing model, with water sources for the lakes being a mixture of the feeding river and local drainage. We assume that isotopic enrichment through evaporation is low, relative to the two primary end members (J.R. Gat, pers. comm.).

If the ¹⁸O isotopic composition of these two sources and of the lake water are known, the relative contribution of each source may be calculated by the following equation:

$$BW = (\delta^{18}O_{\ell} - \delta^{18}O_{rw}) / (\delta^{18}O_{bw} - \delta^{18}O_{rw}) \dots\dots\dots (1)$$

where

BW = relative basin water contribution

$\delta^{18}O_{\ell}$ = lake water isotopic composition

$\delta^{18}O_{rw}$ = river water isotopic composition

$\delta^{18}O_{bw}$ = basin water isotopic composition

Two main assumptions were made for this model:

(1) End-member isotopic composition should be known and differ significantly between each other and during the hydrological cycle.

(2) Lake isotopic composition should be known and any alteration due to physico-chemical processes should be predictable.

3.2. Sampling Regime

Lake samples were collected primarily near the Solimões/Amazonas river, near the Japura river (left margin tributary) and near the Auati-Parana (channel linkage between the Solimões and Japura rivers). Samples were collected in a reach about 1800km, extending approximately from 68°W to 55°W (Figure 1, Table 1).

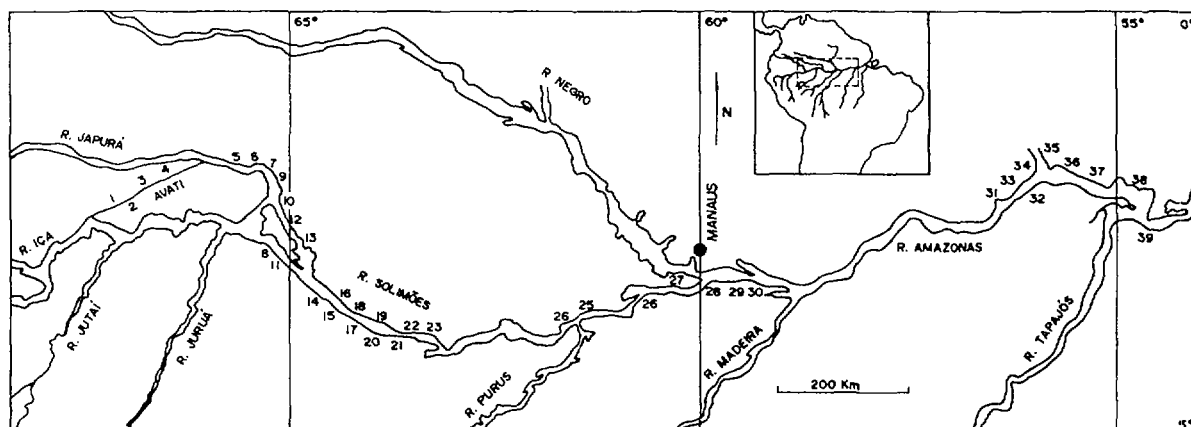


Figure 1. Study area, central floodplain of the Solimões/Amazon river showing lakes sampling sites. At each lake correspond a number that are showed in Table 1.

Four sampling periods, corresponding to two different stages of the hydrograph were used (Figure 2). First sampling was performed during January/February 1984. During this period, although coincident with the onset of the water rising stage of the river hydrograph (Figure 2), water was flowing from the lakes to the river, and it was considered therefore to be low water sampling. The other three sampling were performed during high water stages or beginning of water falling stage (June/July 1984,

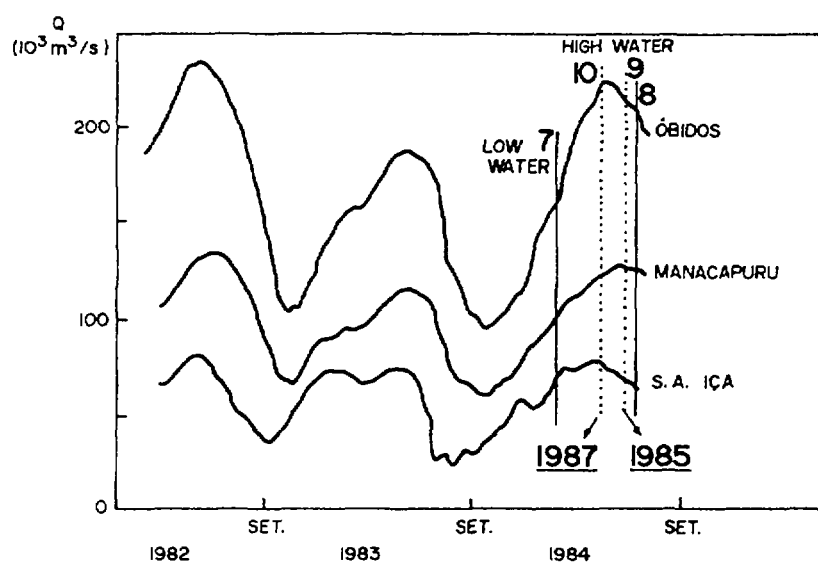


Figure 2. Hydrograph of the Solimões/Amazon river at Santo Antonio do Iça (upriver), Itapeua and Óbidos (downriver). The bars shows the timing of the sampling. Full lines indicate real time and dashed lines indicate only the hydrograph stage.

July/August 1985, and April/May 1987). During those sampling periods water flow was always from the river to the lake. Sampling periods were coincident with cruises 7, 8, 9 and 10 of the CAMREX project (Carbon in the Amazon River Experiment), and will be so designated hereon.

Table 1. $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ values of the lakes in the four sampling periods and the respectively feeding tributaries. AU is Auati, S Solimões, J Japura and AM Amazonas.

#	Feeding River and Lakes	Trib.	C7	C8	C9	C10
	Solimões		-6.4	-7.2	-5.5	-5.6
	Japura		-5.3	-6.5	-5.9	-5.1
	Auati		-6.4	-7.9	-6.0	-5.6
	Amazonas		-	-	-5.6	-5.3
1	Açai	AU	-3.1	-7.9	-	-5.6
2	Aranacu	AU	-	-7.7	-3.7	-5.8
3	Furado	AU	-3.9	-8.0	-4.5	-6.1
4	Muriti	AU	-	-	-	-5.1
5	Maraa	J	-3.7	-5.5	-6.1	-4.6
6	Jaraquí	J	-4.0	-6.7	-5.7	-
7	Mari	S	-	-	-4.1	-5.8
8	Pedrinho	J	-	-	-	-5.1
9	Aranapu	J	-	-8.1	-5.7	-5.2
10	Uará	S	-	-	-	-4.1
11	Comprido	J	-	-	-5.9	-
12	Cuiucuiu	J	-4.8	-6.8	-6.0	-5.0
13	Maiana	J	-	-	-	-5.6
14	Alvaraes	S	-4.8	-6.8	-4.5	-4.3
15	Tefe	S	-4.8	-6.4	-5.2	-4.0
16	Caiambe	S	-4.8	-	-4.4	-
17	Jutica	S	-6.8	-7.0	-4.5	-4.6
18	Jacitara	S	-	-	-5.5	-
19	Catua	S	-5.8	-	-	-
20	Ajura	S	-	-	-5.1	-
21	Ipixuna	S	-5.2	-7.4	-	-
22	Tapiira	S	-	-	-	-5.7
23	Panaru	S	-6.1	-	-	-
24	Uricuri	S	-	-	-	-5.4
25	Anori	S	-	-6.3	-	-
26	Piranha	S	-	-	-	-4.3
27	Calado	S	-	-	-4.5	-4.8
28	Autaz	AM	-	-	-5.2	-
29	Iranha	AM	-	-	-5.6	-
30	Canaçari	AM	-	-	-	-5.3
31	Zeaçu	AM	-	-	-4.5	-
32	Verdissimo	AM	-	-	-4.9	-
33	Sapuça	AM	-	-	-4.6	-
34	Iripixi	AM	-	-	-4.4	-3.6
35	Uruia	AM	-	-	-	-4.4
36	Mocoto	AM	-	-	-	-4.6
37	Silvio	AM	-	-	-	-4.9
38	V. França	AM	-	-	-	-5.3
39	M. Alegre	AM	-	-	-	-5.4

Indicates lakes local in Figure 1.

About 40 lakes were sampled in total, although it was not possible, in many cases, to sample the same lake in all cruises (Table 1). During cruise 7, twelve lakes were sampled, 5 in the Solimões river, 3 in the Japura river, and 2 in the Auati-Parana. In cruise 8, the number of sampled lakes was also 12 (5 in the Solimões, 4 in the Japura, and 3 in the Auati-Parana). For cruise 9 the number of sampled lakes was expanded to 21 (14 in the Solimões/Amazonas, 5 in the Japura, and 2 in the Auati-Parana). Finally, during cruise 10, 25 lakes were sampled (16 in the Solimões/Amazonas, 5 in the Japura, and 4 in the Auati-Parana). Therefore, only for cruises 9 and 10 the sampling reach extended for 1800km. For cruises 7 and 8 sampling was restricted to the west part of the basin. The Auati-Parana contains water from either the Rio Solimões or Rio Japura, mixed with local drainage waters, depending on the relative stage of the different rivers.

Samples were always collected at the surface with a Niskin bottle, at the middle of the lake, or near the channel linkage with the river, in the case of big lakes. Samples were immediately stored in tightly capped plastic bottles, where they were kept until analysis. Analysis were performed at the Centro de Energia Nuclear na Agricultura, using a Micromass 602E mass spectrometer equipped with double inlet and double collector systems. All samples were analysed in replicates with a maximum deviation of 0.2‰ permitted between them. All results are reported in $\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$ in relation to the VSMOW standard.

4. RESULTS

During the low water, rising limb period (C7), $\delta^{18}\text{O}$ in the lakes varied between -6.8‰ and -3.1‰ (Table 1). The mean $\delta^{18}\text{O}$ the Solimões main channel was -6.4‰ and the mean for the lakes fed by the Solimões was -5.2‰. The $\delta^{18}\text{O}$ values for the Rio Japura and the lakes fed by the Japura were -5.3‰ and -4.2‰, and for the Auati-Parana and its lakes -6.4‰ and -3.5‰, respectively (Figure 3).

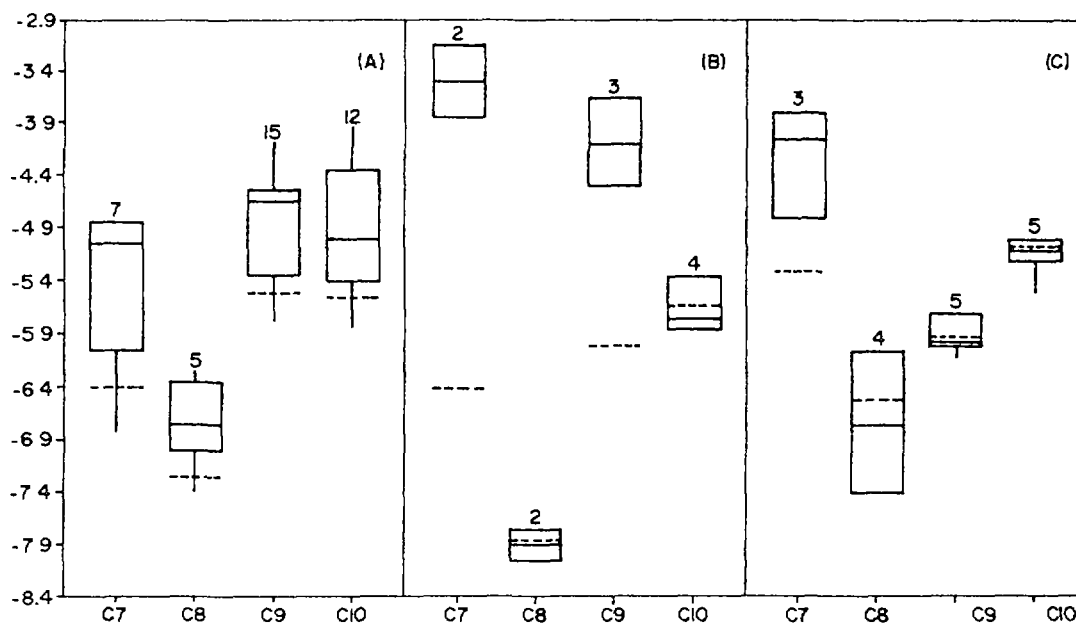


Figure 3. Box and Wisker plot for the lakes ^{18}O values. Full line in the box is the median. The box indicate that 50% of the values are within the range. Full line perpendicular to the median line indicate extreme values for the population. Broken lines represents the mean ^{18}O value for the Solimoes/Amazonas river (A), Auati-Parana (B) and Japura river (C).

For C8, about three months after C7, the increase in river water level drove the flow of water to be from the river to the lake. Between C7 and C8 there was a marked variation in the river isotopic composition. Mean $\delta^{18}\text{O}$ for the Solimões, Japura, and Auati all decreased, to -7.2°oo , -6.5°oo , and -7.9°oo respectively. This decrease in $\delta^{18}\text{O}$ was in part reflected on the lakes isotopic composition that, in general, also shows a decrease in $\delta^{18}\text{O}$. The median for the lakes fed by the main channel decreased to -6.7°oo , and -7.9°oo and -6.7°oo for the lakes fed by the Auati-Parana and Japura respectively (Figure 3).

C9 was at approximately the same stage of the falling limb of the hydrograph as C8, but one year later. However, the values of $\delta^{18}\text{O}$ in C9 differed considerably from C7 and from C8. The main channel of the Solimões was isotopically enriched relative to C7 and C8, at -5.5°oo , which was comparable to the downriver Amazonas value of -5.6°oo . The $\delta^{18}\text{O}$ of the Rio Japura was -5.9°oo , and of the Auati-Parana -6.0°oo . Though the $\delta^{18}\text{O}$ values differed, the same pattern of the lakes being enriched relative to the feeding waters held, with -4.8°oo , -4.9°oo , -5.6°oo , and -4.1°oo for the lakes of the Solimões, Amazonas, Japura, and Auati, respectively.

C10 was in the following hydrological year from C9, at the highest stage of the cruises reported here and on the rising limb of the hydrograph. Feeding river $\delta^{18}\text{O}$ values were comparable to C9, with -5.6°oo , -5.3°oo , -5.1°oo , and -5.6°oo , for the Solimões, Amazonas, Japura, and Auati, respectively. There was less difference between the feeding river and lakes than previously, with respective $\delta^{18}\text{O}$ values of -5.6°oo , -4.8°oo , -5.1°oo , and -5.7°oo .

5. DISCUSSION

5.1. Trends in Isotopic Composition

The overall variability in the $\delta^{18}\text{O}$ signal in the lakes of the Amazon varzea is clearly controlled by the ^{18}O content of the feeding river, Richey et al. [10] related the isotopic content of the mainstem and its major tributaries to the overall climate regime in the basin.

Within the overall control exerted by the feeding water, there were clear patterns of difference between the feeding water and lakes, though the statistics are not strong, due to the low number of samples. The differences were most pronounced on C7, when waters were draining from the lakes into the rivers. The rapid change in lake isotopic composition between contiguous cruises 7 and 8 indicates that they are sensitive to alterations in the isotopic composition of its water sources. Though C9 is considered a high water cruise, the level of the rivers was falling and the floodplain had been inundated for some time; hence there were differences. Least difference was on C10, the period of greatest flooding.

5.2. Relative Contributions of River and Drainage Basin Water

The fact that there appears to be a consistent pattern in the ^{18}O enrichment of the lakes versus the feeding river requires that there be a source of ^{18}O -enriched water. Our initial hypothesis requires that this water be of local drainage basin origin.

Although it was not possible to measure the isotopic composition of local drainage waters, the isotopic composition of the rain water in the region could be considered as a first approach. The median for rain water $\delta^{18}\text{O}$ at Manaus (1965 to 1987 data) was -3.5°oo [12,13]. Moreover, rivers with drainage basins

entirely contained in the Amazon depression do show systematic ^{18}O enrichment when compared to rivers with head waters in the Andean region [10]. Forsberg et al. [3], using alkalinity as a conservative tracer, estimated basin water contribution to several lakes for C7 through the following equation:

$$\text{BW} = (\text{Alk}_\ell - \text{Alk}_{\text{rw}}) / (\text{Alk}_{\text{bw}} - \text{Alk}_{\text{rw}}) \dots\dots\dots (2)$$

where

BW = relative basin water contribution

Alk_ℓ = lake water alkalinity

Alk_{rw} = river water alkalinity

Alk_{bw} = basin water alkalinity

Combining equations 1 and 2 the $\delta^{18}\text{O}$ of local drainage water could be estimated by the following equation:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{bw}} = \{ \delta^{18}\text{O}_\ell - \delta^{18}\text{O}_{\text{rw}} \cdot (\text{RW}) \} / \text{BW} \dots\dots\dots (3)$$

where RW is the relative river water contribution.

Estimated values for some lakes during the low water sampling period are presented in Table 2. With the exception of Furado lake, estimated values ranged from -3.2°oo to -6.8°oo , with less negative values for the lakes fed by the Japura river. The estimated results are reasonably consistent, with values always higher than the correspondent feeding river, with the exception of the Jutica lake. Maximum difference for the Solimões/Amazonas lakes was 1.9°oo , while for the Japura was 0.9°oo .

Table 2. $\delta^{18}\text{O}(\text{oo})$ basin water of some lakes estimated by equation 3.
For more details see text, item 5.

#	Lagos	Trib.*	^{18}O
3	Furado	AU	0.0
5	Maraa	J	-3.2
6	Jaraqui	J	-4.0
12	Cuiucuiu	J	-4.3
14	Alvaraes	S	-4.7
15	Tefê	S	-4.8
17	Jutica	S	-6.8
19	Catua	S	-5.7
21	Ipixuna	S	-5.1
23	Panaru	S	-6.2

indicates lakes localization in the Figure 1.

* indicates feeding tributaries.

5.3. Initial Hypothesis and Future Tests

Within the constraints of data availability, results of the observed patterns of $\delta^{18}\text{O}$ and the model calculations support the initial hypothesis. They further suggest that it should be possible to calculate with some precision the relative sources of water, with improved data and a more detailed model.

In light of the complexity of individual lakes, testing this model on a finer scale and to explore the potential impact of evaporation for a specific site is a challenge. Lakes frequently have more than one linkage channel to the river, several feeding local "igarapes", and can be tens of kilometers. Moreover, in order to quantify evaporation effects on the lake isotopic composition, a systematic water sampling scheme is imperative.

For the continuation of this study, an intensive systematic monitoring of two lakes near Manaus, will be undertaken. Lakes, feeding river, and basin water isotopic compositions will be measured, specially during the dry period where few data are available. If the isotopic composition of the two main sources (river water and basin water) are known, two distinct situations might occur: one in which the isotopic composition of the lake water falls in the world meteorological water line (Figure 4), and the relative contribution of each source could be easily calculated with equation 1. On the other hand, if evaporation does have an effect, lake water isotopic

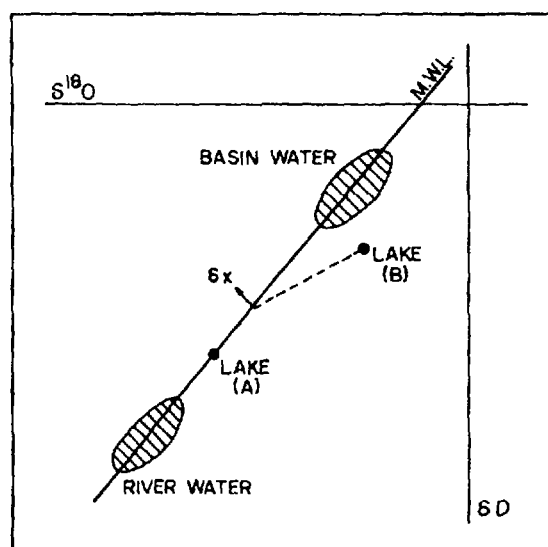


Figure 4. Schematic of possible lake water isotopic composition in relation to the World Meteorological Water Line (WMWL). A) Lake water isotopic composition falls on the line and sources contribution may be determined by equation (1), item (2). B) Lake water isotopic composition fall to the right of WMWL due to evaporation. In this case source contributions may be calculated by equations (4), (5) and (1). For more details see item 6 in the text.

composition would not fall on the meteorological water line (Figure 4), and the original lake water ^{18}O could be back calculated through the following equation (13):

$$S = \frac{h(\delta_a - \delta_x)_D + \epsilon_D^* + (1-h)\eta_D}{h(\delta_a - \delta_x)_{^{18}\text{O}} + \epsilon_{^{18}\text{O}}^* + (1-h)\eta_{^{18}\text{O}}} = \frac{\delta_1^D - \delta_x^D}{\delta_1^{^{18}\text{O}} - \delta_x^{^{18}\text{O}}} \dots\dots\dots (4)$$

and

$$\delta_x^D = 8\delta_x^{^{18}\text{O}} + 10 \dots\dots\dots (5)$$

where

$S = D$, ^{18}O slope

h = relative humidity normalized to the temperature of the evaporating surface

δ_a = delta values of atmospheric moisture

δ_x = delta values of the lake initial isotopic composition

ϵ^* = equilibrium fractionation factor

η = diffusion ratio excess.

Combining equations 4 and 5, $\delta^{18}\text{O}$ could be calculated, and with equation 1 the relative contribution of each source could also be estimated. The critical parameter, however, would be the measurement of δ_a , which varies both temporal and spatially [14,15]. Water vapor sampling in field conditions, specially over the Amazon, is very difficult [16]. δ_a values could be measured through class A evaporation pans. The pan would have to be installed near the lake, protected from the rain, and daily maintenance would be necessary, which also makes it very difficult. On the other hand, δ_a values could be estimated through the measurement of leaf water ^{18}O near the lake [17]. If leaf water is assumed to be in equilibrium with local atmospheric water, the following relationship would hold:

$$\delta_s = \epsilon^* + \eta(1-h) + h\delta_a + (1-h)\delta_{in} \dots\dots\dots (6)$$

Isolating the value for δ_a ,

$$\delta_a = \{\delta_s - \epsilon^* - \eta(1-h) - \delta_{in}(1-h)\} / h \dots\dots\dots (7)$$

Combining equations 5 and 7, the value of $\delta^{18}\text{O}$ could then be estimated measuring only the values of δ_s . In this case the value of δ_{in} is assumed to be equal to the isotopic composition of rainwater in the region.

This program should be implemented in the near future, 1988-1989, in connection with the CAMREX and IAEA/CENA BRA/0/010 projects.

We are in debt with the skill of the crew of the L.M. Amanai research vessel, specially M. Rodrigues, A. Mendonça and P.I. da Silva. José Aurélio Bonassi assisted with the sampling. We gratefully acknowledge the support of M.N. Goes Ribeiro at INPA and also Dr. Joel R. Gat for the careful review of the manuscript. This study was supported by Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) through the Polonoroeste Program, and partly by NSF grant DEB-801-7522. Contribution n. 26 of the CAMREX project and contribution n. 6 of the AMAZONIA I (BRA/0/010) project.

REFERENCES

- [1] MERTES, L.A.K., Floodplain development and sediment transport in the Solimões-Amazon River, Brazil, MSc thesis, University of Washington (1985) 108.
- [2] MELACK, J.M. and FISHER, T.R., Diel oxygen variations and their ecological implications in Amazon floodplain lakes. *Arch. Hydrobiol.* 98 (1983) 422.
- [3] FORSBERG, B.R., DEVOL, A.H., RICHEY, J.E., MARTINELLI, L.A. and DOS SANTOS, U., Factors controlling nutrient concentrations in Amazon floodplain lakes. *Limnol. Ocean.* (in press).
- [4] ARAUJO-LIMA, C.A., FORSBERG, B.F., VICTORIA, R.L. and MARTINELLI, L.A., Energy sources for detritivorous fishes in the Amazon. *Science* 234 (1986) 1256.
- [5] MEGGERS, B.J., The indigenous people of Amazonia, their cultures, land use patterns and effects on the landscape and biota. In: SIOLI, H. (Ed.), *The Amazon Limnology and Landscape Ecology of a great Tropical Rivers and its Basin*, Dordrecht, Dr. W. Junk Publishers (1984) 627-648.
- [6] SCHMIDT, G.W., Primary production of phytoplankton in the three types of Amazonian waters. II. The limnology of a tropical floodplain lake in central Amazonia (Lago do Castanho). *Amazoniana* 4 (1974) 139.
- [7] JUNK, W.J., The Amazon Floodplain - a Sink or Source for Organic Carbon. *Mitt. Geol-Palaont. Inst.* 58 (1985) 267.
- [8] SIOLI, H., Tropical River: The Amazon. In: WHITTON, B.A. (Ed.), *River Ecology*, Berkeley, U.C. Press (1975) 461-487.
- [9] SALATI, E., The Climatology and Hydrology of Amazonia. In: PRANCE, G.T. and LOVEJOY, T.E. (Ed.), *Amazonia*, Oxford, Pergamon Press (1985) 18-48.
- [10] RICHEY, J.E., MERTES, L.A.K., OLIVEIRA, E., FORSBERG, B.R., DUNNE, T., VICTORIA, R.L. and TANCREDI, A.C. Sources and routing of the Amazon River floodwater. in prepare.
- [11] MORTATTI, J., Biogeoquímica do Rio Madeira. PhD thesis, University of São Paulo (1986) 108.
- [12] INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, World survey of isotope concentration in precipitation, 1977.
- [13] MATSUI, E., Centro de Energia Nuclear na Agricultura, unpublished data.
- [14] GRAIG, H. and GORDON, L.I., "Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and marine atmosphere", *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*, Pisa, Lisch. (1965) 9-130.
- [15] GAT, J.R., Comments on the Stable Isotope Method in Regional Groundwater Investigations. *Wat. Res. Resour.* 7 (1971) 980.
- [16] MATSUI, E. et al., Precipitation in the Central Amazon Basin: The Isotopic Composition of Rain and Atmospheric Moisture at Belem and Manaus. *Acta Amazônica* 13 (1983) 307.
- [17] ALLISON, G.B., GAT, J.R. and LEANEY, F.W.J., The relationship between deuterium and oxygen-18 values in leaf water. *Chem. Geol.* 58 (1985) 145.

**ARTIFICIAL AND ENVIRONMENTAL TRACERS IN
THE STUDY OF LEAKAGE UNDER A DIKE OF THE
SAMUEL RESERVOIR, PORTO VELHO, BRAZIL**

J. ROLDÃO

Federal University of Rio de Janeiro,
Rio de Janeiro, Brazil

N. LOPES

Sondotécnica SA,
Rio de Janeiro, Brazil

W. STICHLER

Institut für Hydrologie,
Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung mbH,
Neuherberg, Federal Republic of Germany

A. ZUBER

Institute of Nuclear Physics,
Krakow, Poland

Abstract-Resumen

ARTIFICIAL AND ENVIRONMENTAL TRACERS IN THE STUDY OF LEAKAGE UNDER A DIKE OF
THE SAMUEL RESERVOIR, PORTO VELHO, BRAZIL.

An artificial tracer (^3H), fluorescent dyes (Uranine and Eosine) and environmental tracers (^2H and ^{18}O) were simultaneously used to investigate leakages under a dike in the Amazon region.

Results obtained with the help of artificial tritium were in a satisfactory agreement with those obtained with environmental tracers, whereas the fluorescent dyes were unsuccessful probably due to high adsorption.

TRACADORES ARTIFICIALES Y AMBIENTALES EN EL ESTUDIO DE INFILTRACIONES POR
DEBAJO DE UNA PRESA DEL EMBALSE SAMUEL, PORTO VELHO, BRASIL.

En la investigación de filtraciones bajo un dique en la región amazónica se han utilizado, simultáneamente, un trazador artificial (^3H), colorantes fluorescentes (uranina y eosina) y trazadores ambientales (^2H y ^{18}O).

Los resultados obtenidos con la ayuda del tritio artificial están de acuerdo con los obtenidos con trazadores ambientales, mientras que los colorantes fluorescentes no dieron un resultado positivo, probablemente, debido a su alta adsorción.

1. INTRODUCTION

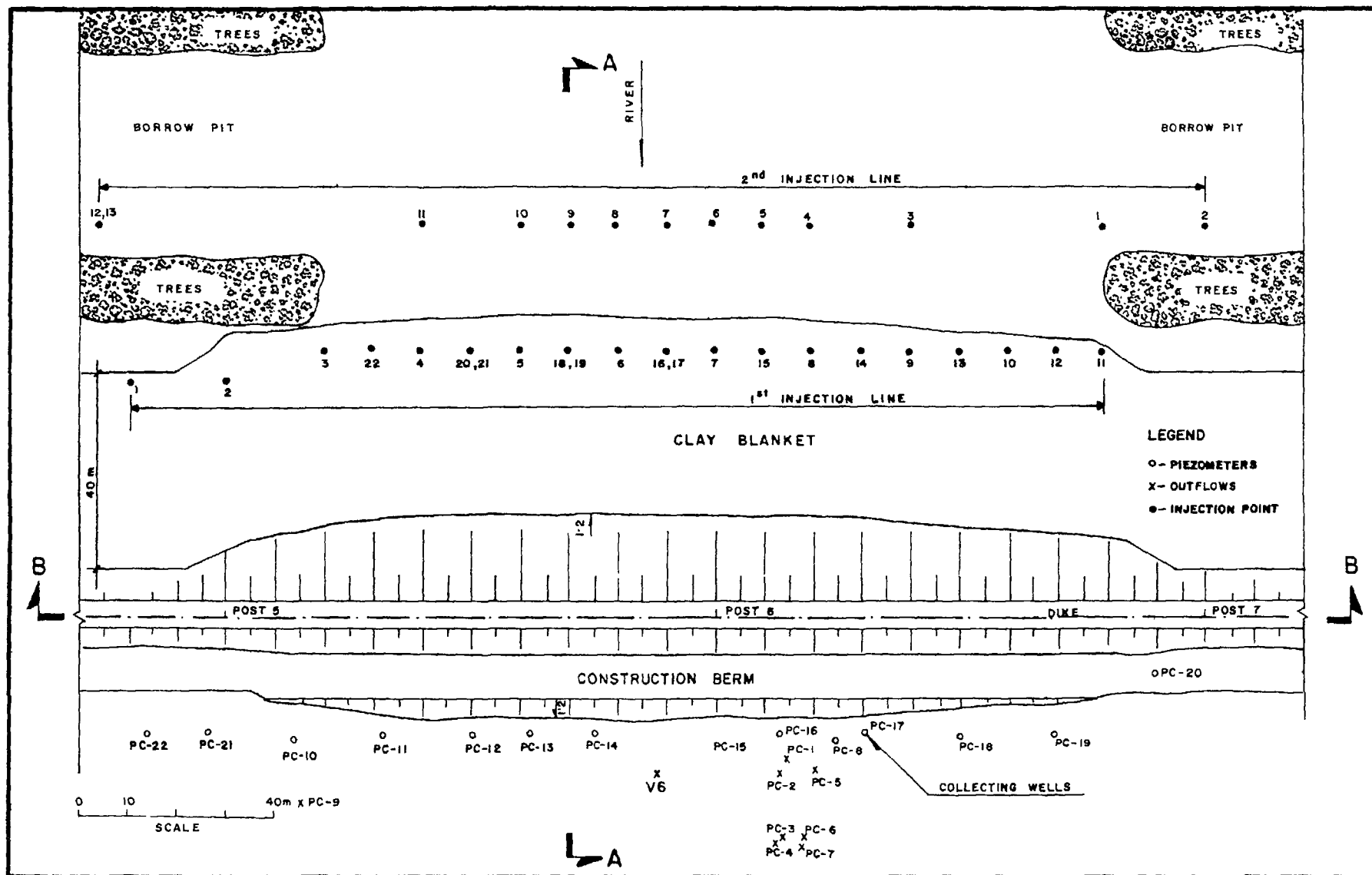
The Samuel hydroelectric power plant in the northwest region of Brazil is under construction and includes a dike 10m high and 50Km long. The dike foundation is underlain by clays and sandy clays of alluvial origin. The soils contain some tubular cavities - typical of the Amazon region. These paleocavities, called "canalículos", range in diameter from a few mm to about 20cm and have a controversial origin. Most probably they were formed by termites and worms associated with physico-chemical processes.

Previous artificial tracer studies combined with pumping tests suggested that the cavities are of limited length without direct interconnections. As a consequence, for distances greater than 10m, the groundwater flow satisfied the Darcy law, and not the equations for the turbulent flow in long pipes, as initially supposed. As a result of those studies the proposed solution for the dike foundation was changed from very expensive cement/clay diaphragm walls to much cheaper sealing clay blankets extending upstream from the dike to about 45 meters. This part of the study will be reported elsewhere.

In early 1987, a part of the reservoir was filled by rain water. After a few days several outflows with relative large flow rates developed downstream in the area where the dike crosses a small tributary river bed. This caused some concern and brought doubts about the results obtained from the previous experiments. Therefore the present study was performed to determine the flow velocities through the soil foundation and to find out if the main flow was taking place through any possible crack in the up-stream blanket and/or through a network of "canalículos".

2. THE ARTIFICIAL TRACER EXPERIMENT

Experience gained during previous experiments suggested the possibility of a strong adsorption of fluorescent dye tracers due to a low pH of water (about 5) and due to strong adsorptive and reductive properties of the soils in the region of the investigations. Therefore tritium was used as the main tracer with fluorescent dyes as complementary tracers. The sketch showing the position of injections and sampling wells is given in fig. 1 and 2. Several point injections were performed at the bottom of the reservoir along two parallel lines to the dike axis. In the closer injection line (over the up-stream blanket) 7Kg of Eosine with 20Kg of NaOH plus 2.7 Ci of tritium were injected. In the second injection line (bottom of the borrow pit) 10Kg of Uranine with 20Kg of NaOH plus 2.7 Ci of tritium were injected. Equal tracer amounts were injected in the every injection point shown in fig. 1. Sodium hydroxide was added to increase the pH-value of the tracer solution at the initial stages of flow and to increase the density of the injected solution. This increased density was supposed to prevent a high dispersion of the tracer in the reservoir and to enhance a fast filtration of it into the reservoir bottom.



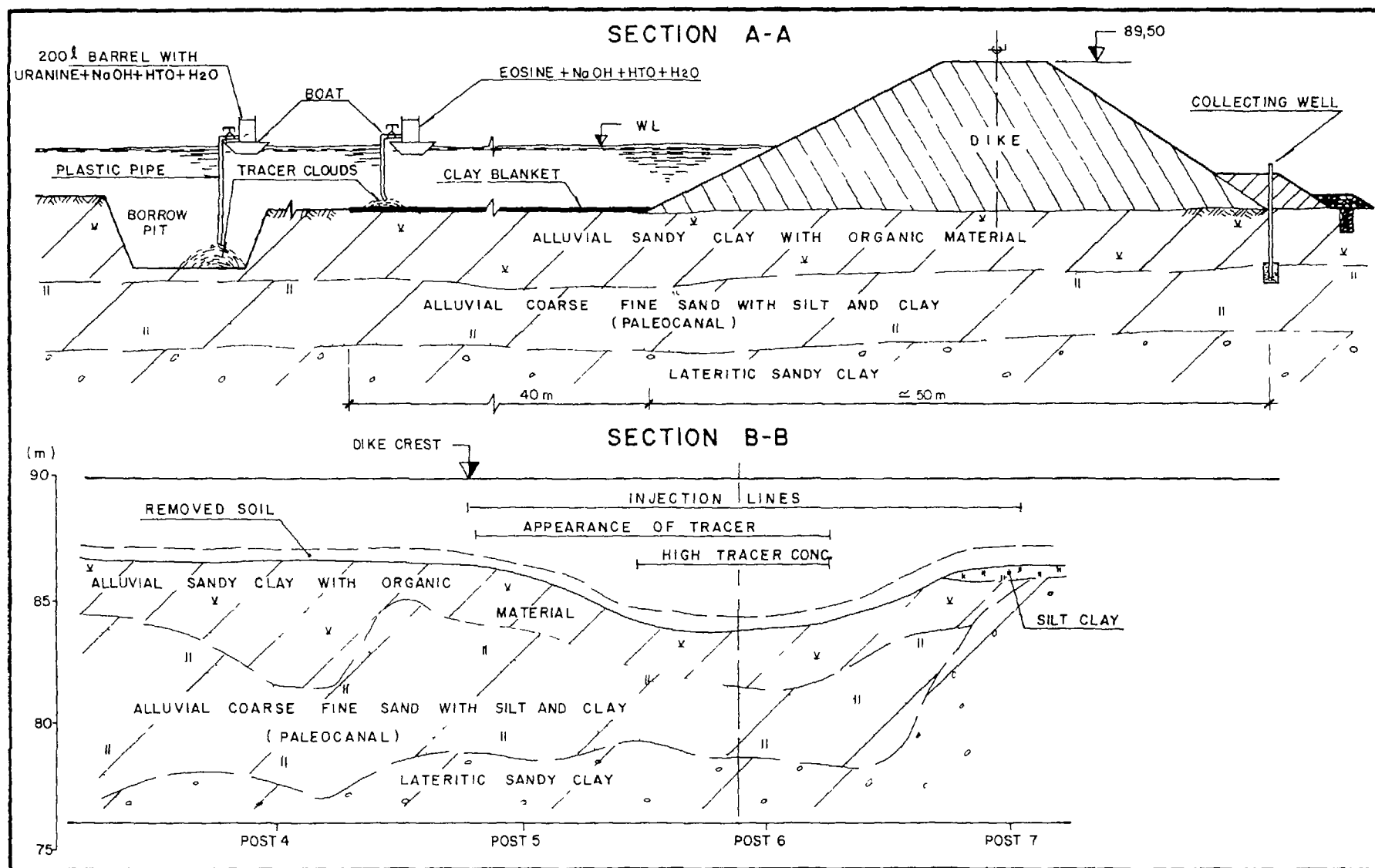


Fig. 2. Cross sections of the investigated part of the dike.

Since the injection time, i.e. 26th and 27th May 1987 till the end of March 1988, no fluorescent tracer was found in any sampling well whereas tritium appeared in several wells. Typical tracer curves are shown in fig. 3 (net 100cpm $\approx$ 0.040 $\mu\text{Ci}/\text{dm}^3 \approx 1400 \text{ Bq}/\text{dm}^3$)

The failure of the fluorescent dye tracers did not allow to distinguish if the observed tritium was from the injection at the sealing blanket or from the injection at the excavation pit. However, till the end of October, the recovery was about 75% and no double peaks were observed. This means that the tritium from both injection lines passed under the dike and that the transit times were approximately the same. The recovery of tritium was calculated from the concentration and flow rate curves measured in a small creek fed by the outflows. The mean transit times given further in the paper were taken as corresponding to the peaks of the tracer curves. Tails of the tracer curves were rejected as resulting probably from non-ideal injection and from a possible diffusion from "canalículos" to the porous soil. The latter effect, if existing, may be similar to the effects observed in fissured rocks with a porous matrix (Maloszewski and Zuber, (1)).

3. THE STABLE ISOTOPE DATA

At the time of the injection of artificial tracers, several samples were taken for the determination of oxygen-18 and deuterium in the reservoir water and in sampling points. Further samples were taken at intervals of several weeks. The idea was that the reservoir which was filled-in by rain water during the summer months (December to March) was next undergoing a strong evaporation during the dry season. Thus, its isotopic composition should go with time in the direction of heavier isotope contents, and the samples from the collecting wells should follow this trend with some delay depending on the travel time between the reservoir and a given well. The results of the isotopes determination presented in fig. 4 clearly confirm the enrichment process of the reservoir water due to evaporation. It should be mentioned that due to a high relative humidity (about 95%) one may expect theoretically a very short evaporation line (see Gonfiantini (2)) which is contrary to the line observed in fig. 4. However Salati et al. (3) already demonstrated that rain and river waters in the Amazonia region undergo considerable seasonal variations. Recently Mortatti (4) observed for the Madeira river and its tributaries seasonal variations in ^{18}O from about - 92‰ - to about - 35‰ and in ^2H from about - 63‰ to about - 17‰. It means that the isotopic composition of the atmospheric vapour also changes seasonally. Consequently, the evaporation line, observed in the period beginning during a season with "light" atmospheric waters and lasting till the season of "heavy" ones may have a considerable length which makes the stable isotope method presented here easily applicable. In fig. 5 the isotope contents versus the time interval related to the first sample collected in the reservoir are plotted. For each collecting well data a parallel straight line to the reservoir evaporation line was

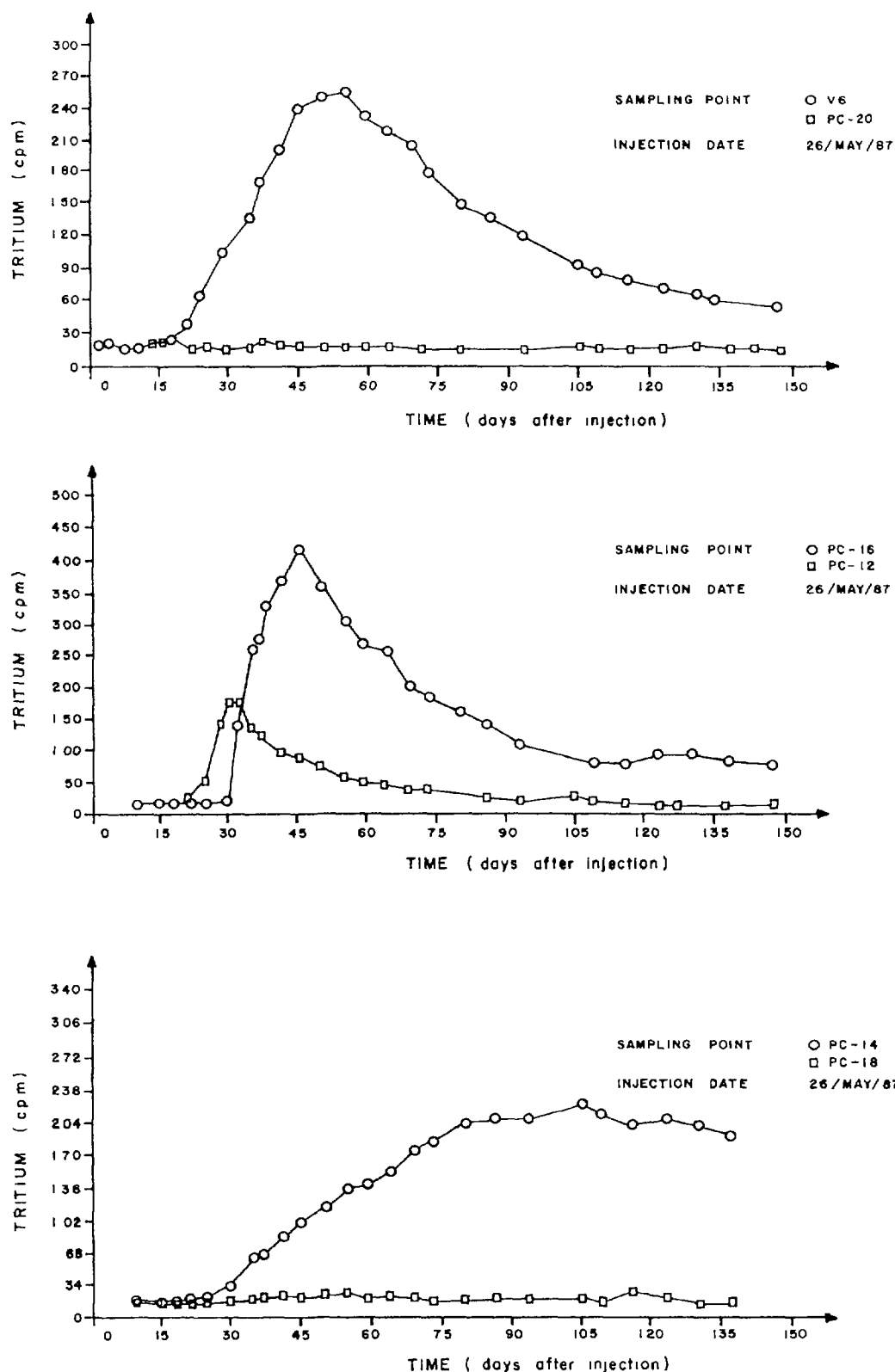


Fig. 3. Artificial tritium passage curves in some sampling points.

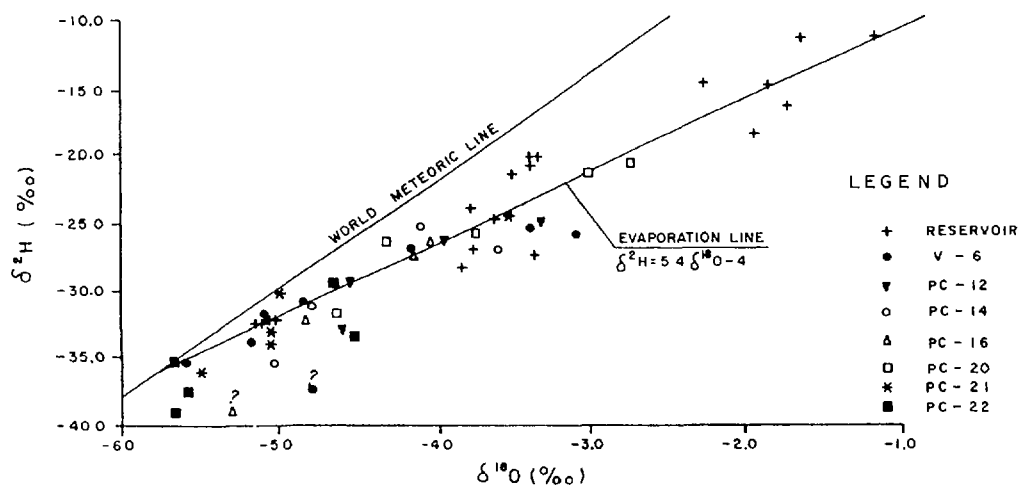


Fig. 4. Stable isotope data for the reservoir and six sampling points, question mark means a doubtful result.

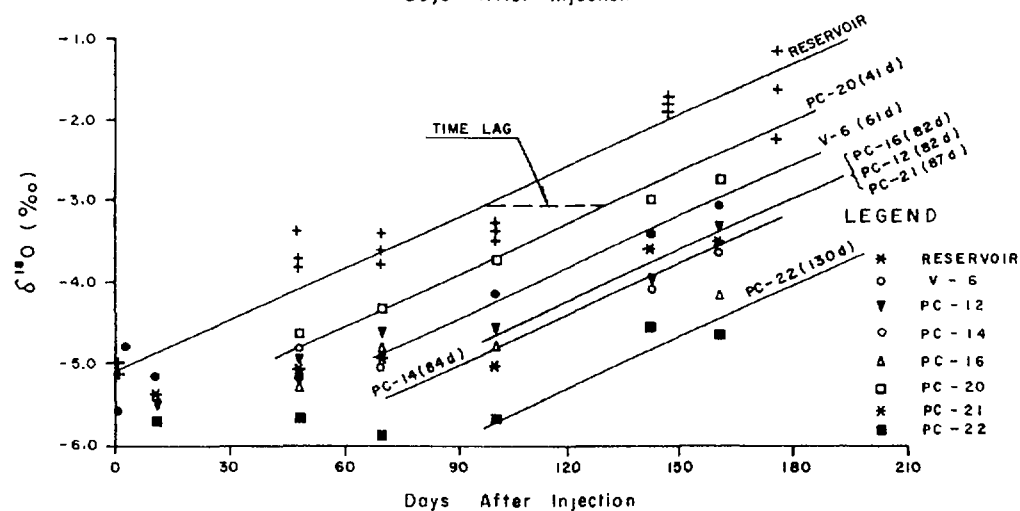
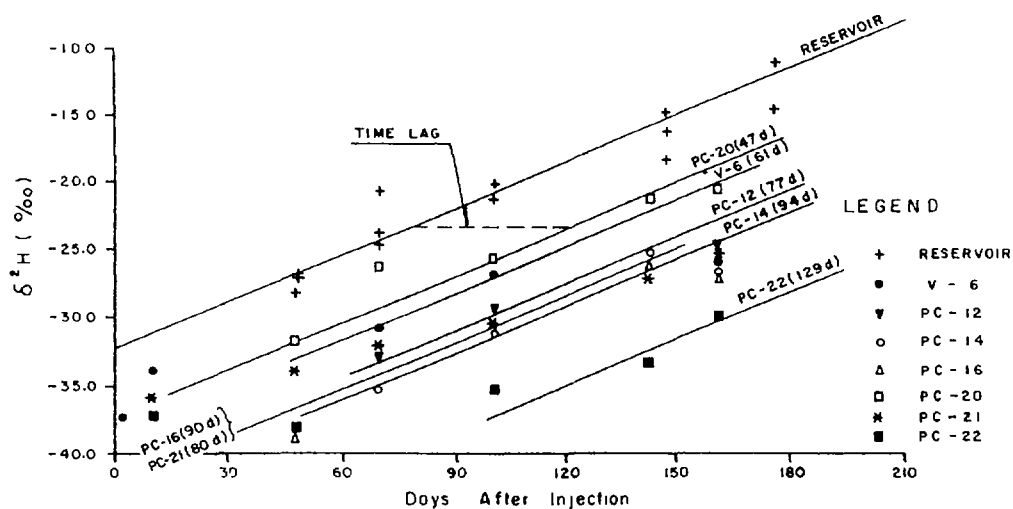


Fig. 5. Variation of ^2H and ^{18}O content with time. Time scale starts arbitrarily at the time of the tritium injection. Question mark means a doubtful results.

adjusted and the mean time-lag estimated. Deviations of some points from parallel lines results from measuring errors and probably also from changes in the hydraulic gradient caused by a faster decrease of water level in the reservoir than in the ground.

Based on a simplified model of non-dispersive flow, these time-lags represent the mean percolation time of the water from the reservoir to the sampling sites.

4. DISCUSSION OF RESULTS

Table 1 presents the mean transit times of water from the reservoir to the collecting wells, estimated from the artificial tritium data (fig. 3) and from the environmental isotopes ^2H and ^{18}O (fig. 5).

Table 1. Mean transit times between the reservoir and sampling sites, and the hydraulic conductivity calculated from tritium data.

SAMPLING SITE	MEAN TRANSIT TIME (d)			HYDRAULIC CONDUCTIVITY (cm/s)
	^3H	^2H	^{18}O	
V-6	55	61	61	0.014
PC-09	70	N.M.	N.M.	0.011
PC-12	33	77	82	0.024
PC-14	105	94	84	0.008
PC-15	90	N.M.	N.M.	0.009
PC-16	47	90	82	0.017
PC-20	N.T.	47	41	
PC-21	N.T.	80	87	
PC-22	140	129	130	0.006

N.M. - NOT MEASURED
N.T. - NO TRITIUM

A number of wells (PC-10, 11 and 13) and outflows (PC-1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, and 9) became dry soon after the injection, due to the decrease of the water level in the reservoir and consequently in the ground. In several others no tritium appeared (PC-17, 18, 19, 20 and 21), though the stable isotope data for PC-20 and PC-21 suggest a relatively short transit time (see table 1). It means that either the flow lines from the injection points 1 to 3 and 9 to 13 converge in the central part of area or go deep, below the sampling depths. In general, the transit times from tritium and stable isotope data seem to be in a satisfactory agreement. Discrepancies may be attributed to the existence of important heterogeneities and to the fact that tritium shows the transit times of flows from the injection sites, whereas ^2H and ^{18}O yield the average transit time for flow lines with unknown beginnings. The hydraulic conductivity values given in

table 1 were calculated from the Darcy law for the tritium transit times, the distance of the farther injection line (about 110m), the mean hydraulic gradient (about 4%), and assumed porosity (25%), and considering the hypothesis of safe and impermeable blanket. These conductivity values are in reasonable agreement with the results of earlier pumping tests and laboratory determinations which yielded values of the order of 10^2 cm/s. Cracks in the blanket and/or a net of interconnected "canalículos" would yield shorter transit times and larger conductivity values. Therefore, the observed transit times and calculated hydraulic conductivities correspond to the hypothesis of safe and "impermeable" blanket. Based on tritium dilution undergone during the percolation, the maximum concentration of Uranine at V-6 should be around 700 ppb, in case of no adsorption. Knowing that the minimum measurable concentration of this fluorescent dye was 0.1 ppb, one can have an idea of the magnitude of the adsorption process. Similar estimation is also valid for Eosine.

5. CONCLUSIONS

The use of artificial and environmental tracers permitted to verify the good performance of an earth dike with an up-stream clay blanket over a soil foundation layer including a large number of cavities which, if continuous, would lead to unsafe situations.

In general, the results obtained with artificial tritium were in a satisfactory agreement with those estimated with the help of environmental ^2H and ^{18}O . However, both methods should be treated as complementary because the former yields the transit time from and given injection site, whereas the latter supplies information on the mean transit time of water.

It has been shown that fluorescent dye tracers, commonly used in many countries, completely failed, under the existing conditions in the area of investigation.

REFERENCES

- (1) MALOSZEWSKI, P. and ZUBER, A., On the theory of tracer experiments in fissured rocks with a porous matrix. J. Hydrology. 79:333-358. (1985).
- (2) GONFIANTINI, R., Environmental Isotopes in lake studies, in Handbook of Environmental Isotope Geochemistry (P. FRITZ, J. CH. FONTES, Eds), Elsevier, Amsterdam, Vol.II, pp. 113. (1986).
- (3) SALATI, E, DALL'OLIO, A., MATSUI, E., and GAT, J.R., Recycling of water in the Amazon Basin: Isotopic Study. Water Resources. Res. 15:1250-1258. Tracer experiments in fissured rocks with a porous matrix. J. Hydrology. 79:333-358. (1978).
- (4) MORTATTI, J., Caracterização biogeoquímica dos principais rios do Estado de Rondônia, Centro de Energia Nuclear na Agricultura, CENA, Piracicaba (Phd Thesis). 1986.

ESTUDIO DE HIDROLOGIA ISOTOPICA EN EL AREA DEL SALAR DE LLAMARA, DESIERTO DE ATACAMA, CHILE

H. PEÑA, A. GRILLI, C. SALAZAR, D. ORPHANOPOULOS

Dirección General de Aguas,
Ministerio de Obras Públicas,
Santiago, Chile

O. SUZUKI, R. ARAVENA

Comisión Chilena de Energía Nuclear,
Santiago, Chile

W. RAUERT

Institut für Hydrologie,
Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung mbH,
Neuherberg, República Federal de Alemania

Resumen-Abstract

ESTUDIO DE HIDROLOGIA ISOTOPICA EN EL AREA DEL SALAR DE LLAMARA, DESIERTO DE ATACAMA, CHILE.

El trabajo que se presenta se refiere a la aplicación de diversas técnicas de hidrología isotópica en una zona de extrema aridez del Norte de Chile. Se resumen las investigaciones desarrolladas en relación a la caracterización de las aguas de vertientes y del caudal base de los ríos, a la presencia de procesos evaporativos en los cauces, a los procesos de generación e infiltración de crecidas y al origen y movimiento del agua subterránea.

ISOTOPE HYDROLOGY INVESTIGATION, AREA OF THE SALAR DE LLAMARA, ATACAMA DESERT, CHILE.

Different applications of environmental isotopes (^{18}O and ^2H) in relation with the hidrogeology of a Northern Chile basin are presented. The investigation was centered specially in the isotopic characterization of springs and rivers, evaporation processes in rivers, the generation of the floods, infiltration processes in the alluvium fans, and the origen and movement of the groundwater.

1. INTRODUCCION

La extrema aridez de la zona norte de Chile hace especialmente importante, para su desarrollo, la investigación exhaustiva de sus recursos de agua, ya sea para uso doméstico, agrícola, minero y/o industrial.

En general, la hidrología de las zonas áridas presenta características que hacen que la evaluación de los recursos hídricos resulte muy compleja e incierta. En esas condiciones, los métodos de la hidrología convencional muchas veces han resultado insuficientes, razón por la cual la Dirección

General de Aguas del Ministerio de Obras Públicas de Chile, en conjunto con la Comisión Chilena de Energía Nuclear y con el apoyo del Organismo Internacional de Energía Atómica, han venido realizando diversas investigaciones utilizando técnicas isotópicas y geoquímicas.

En este contexto, el proyecto OIEA CHI-3715/GS "Hidrología isotópica en el Área del Salar de Llamara" resulta una extensión hacia el sur de las zonas anteriormente estudiadas y una complementación importante, ya que un conocimiento más detallado de los fenómenos en esta hidrología son de gran utilidad para la mejor comprensión de los sistemas del norte de Chile.

Es así como se definieron los siguientes objetivos del proyecto:

- Caracterizar el contenido isotópico de las precipitaciones de la zona.
- Obtener información acerca del origen, movimiento y evolución de las aguas superficiales y subterráneas.
- Analizar la generación de crecidas y su importancia como fuente de recarga de las aguas subterráneas.
- Estudiar el proceso de pérdidas de agua por evaporación desde salares.

Considerando la gran diversidad de temas analizados en el Proyecto, en informes separados se presenta la información relativa a precipitación (Aravena et al, 1988), procesos de derretimiento de la nieve (Peña, 1988) y evaporación de salares (Grilli et al, 1988).

2. SISTEMA HIDROLOGICO DE LA ZONA EN ESTUDIO

En la Provincia de Iquique, I Región del país, pueden ser identificadas las siguientes unidades hidrográficas, las que se caracterizan por sus diferentes regímenes hidrológicos (ver Fig. 1):

- a) Zona Costera, limitada por la Cordillera de la Costa. Se caracteriza por una ausencia casi total de precipitaciones (menor que 1 mm/año) y de escorrentía, salvo en los muy esporádicos eventos pluviales.
- b) Cuencas del Desierto de Atacama y de la Pampa del Tamarugal. Se desarrollan desde la Cordillera del Medio (con altitudes máximas de entre 4000 a 5000 msnm) hasta la Cordillera de la Costa, sin que sus principales cauces alcancen el mar (con excepción del río Loa). En su zona occidental presenta una extensa llanura longitudinal de 30 a 40 Km de ancho y con altitud media de 1000 msnm. de clima desértico. Hacia ella drenan quebradas de régimen efímero y algunas con aguas permanentes, las que se caracterizan por presentar una gran desproporción entre la magnitud del caudal base y el de las crecidas. En la zona más baja de las llanuras se ubican los salares de Pintados, Bellavista y Llamara.
- c) Cuencas Altiplánicas. Ubicadas al oriente de la Cordillera del Medio, tienen sus valles a elevaciones de aproximadamente 4000 msnm y se caracterizan por ser del tipo endorreico, con salares en su zona terminal.

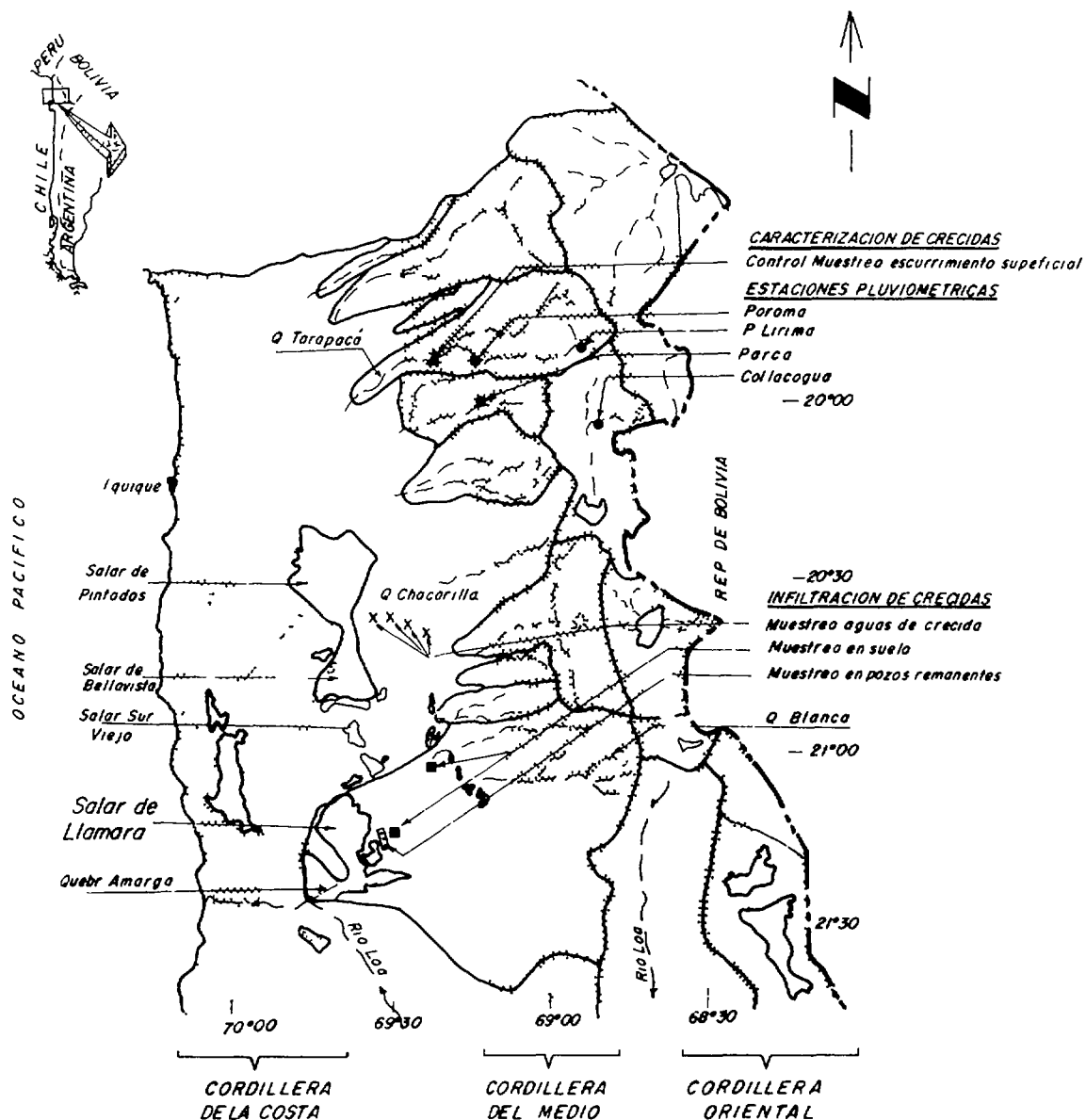


FIG. 1 LOCALIZACION DE LA ZONA EN ESTUDIO

Presentan alta pluviosidad (relativa a la región) en el período del invierno altiplánico (Diciembre-Febrero), alcanzando magnitudes de 200 mm/año (valor promedio de 20 años).

El presente estudio se centra preferentemente en el análisis del sistema hidrológico Salar de Llamara. A grandes rasgos, la fase terrestre del ciclo hidrológico en la zona (ver Fig. 2) tiene su origen en las precipitaciones estivales altiplánicas, las cuales generan (sobre los 3000 msnm) un escurrimiento base, alimentado por vertientes ubicadas al pie de los altos macizos cordilleranos, y crecidas esporádicas en verano. En su trayecto por la vertiente occidental de la Cordillera del Medio, los recursos hídricos de superficie se reducen por concepto de evaporación desde el cauce, evapotranspiración de freatofitas y por uso consuntivo agrícola, comprometiendo un porcentaje importante del caudal base. En años lluviosos, las aguas precipitadas en las subcuencas afluentes a la llanura, dan origen a violentas crecidas que muchas veces producen extensas inundaciones. Sin embargo, y aunque no existen estudios que lo demuestren, existe la opinión generalizada que las aguas de las

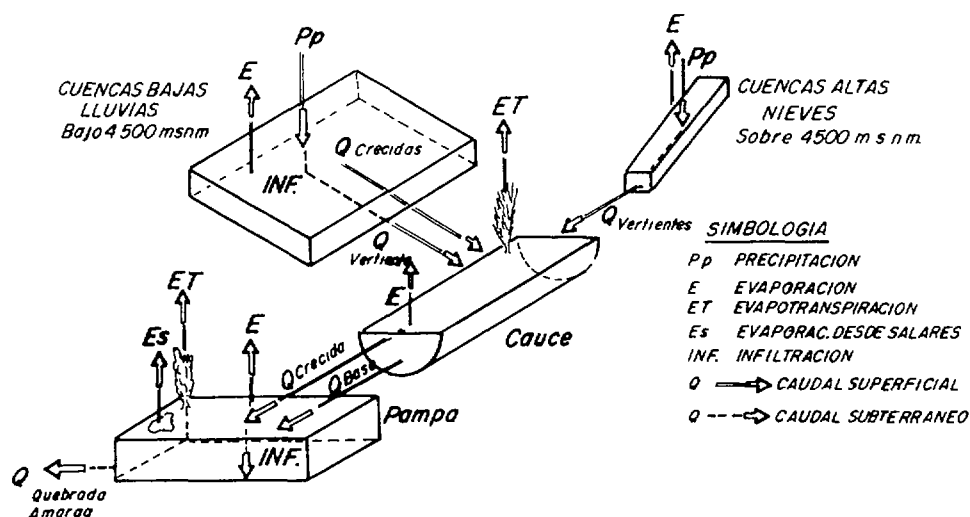


**FIG. 2 ESQUEMA DE LA HIDROLOGIA GENERAL
CUENCA SALAR DE LLAMARA**

crecidas no se constituyen en una recarga importante del acuífero de la llanura, evaporándose desde las extensas lagunas que se forman al pie de los cerros de la costa.

El equilibrio hídrico de la cuenca del Salar de Llamara se establece en base a las descargas evaporativas desde el Salar y al drenaje de la Quebrada Amarga hacia el río Loa.

3. ACTIVIDADES DESARROLLADAS EN EL PROYECTO

Las principales actividades realizadas desde Junio/1984 a Marzo/1987, período en el cual se desarrolló la fase de terreno del proyecto, son las siguientes:

- Recopilación de antecedentes.
- Recolección de muestras de agua de precipitaciones, para análisis isotópico, en una red de 10 estaciones pluviométricas (Aravena et al, 1988).
- Recolección de muestras de nieve a grandes altitudes en la Cordillera de los Andes. (Peña, 1988).
- Recolección de muestras de agua superficial en vertientes y en flujo base de ríos, para análisis isotópico y químicos.
- Muestreo de aguas durante el desarrollo de crecidas. Debido a lo despedido de la zona y a la rapidez y violencia de las crecidas, sólo se pudo establecer un control permanente en la Quebrada de Tarapacá, al norte de la zona en estudio.
- Recolección de muestras para análisis de infiltración de crecidas, en los conos aluviales de las quebradas al llegar a la llanura y en sus zonas de inundación.

- Reconocimiento de pozos de agua subterránea, medición de niveles y recolección de muestras de agua para análisis isotópico y químicos.
- Campaña de muestreo para determinar la evaporación desde salares (Grilli et al, 1988)

4. ANALISIS DE RESULTADOS

4.1 Vertientes y caudal base

El análisis se ha centrado en la caracterización isotópica de las vertientes existentes en el nacimiento de la Quebrada de Huatacondo, único curso superficial que alcanza a la llanura, y de la Quebrada Blanca, sistema hidrográfico adyacente al anterior, de régimen efímero, el cual drena también al Salar de Llamara (ver Fig. 1). En múltiples análisis realizados en vertientes en esta región no se observan modificaciones significativas en su contenido isotópico en el tiempo, de modo que se puede estimar que los análisis realizados son representativos.

En la Figura 3 se aprecia que las vertientes muestreadas en el nacimiento de la Quebrada Huatacondo, y la mayoría de las correspondientes a la Qda. Blanca, con $\delta^{18}O$ menor que -10‰ (Peña, Suzuki y Grilli, 1987). Sin embargo, 3 de las de Qda. Blanca se asemejan a las vertientes de la Cordillera del Medio, no obstante su cercanía a las anteriores. Esto puede deberse a que el contenido isotópico de las precipitaciones de la zona experimenta importantes cambios en distancias relativamente pequeñas, independientemente de que existan o no diferencias de elevación (Aravena et al, 1988).

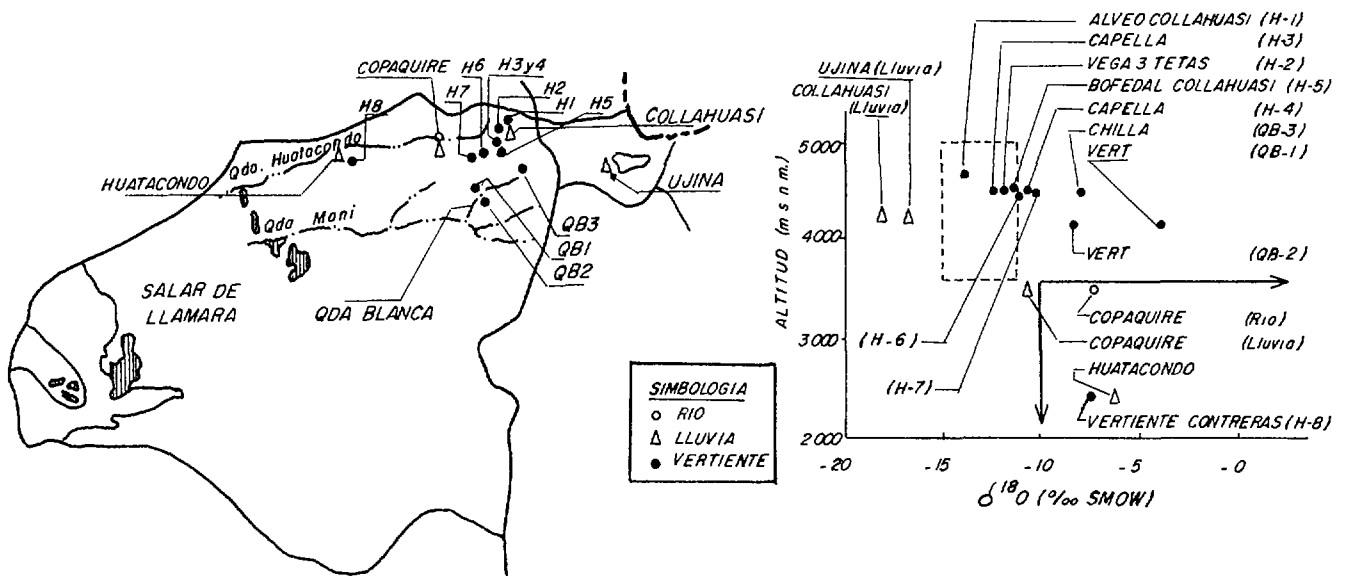


FIG. 3 VERTIENTES. VARIACION DEL $\delta^{18}O$ CON LA ALTITUD.

Otro aspecto que conviene señalar es el relativo enriquecimiento de las vertientes en relación a las aguas lluvias, fenómeno que también se ha observado en otros estudios efectuados en la región ubicada inmediatamente al norte ($\delta^2\text{H} = \delta^{18}\text{O} + 5 \text{ ‰}$; Magaritz et al, 1985). Su causa se relaciona probablemente con el enriquecimiento observado durante el proceso de derretimiento de la nieve o por la modificación del contenido isotópico original durante la infiltración en la zona de recarga. El contenido de tritio de estas vertientes, en general, es bastante coincidente con el de las precipitaciones, lo que indicaría un reducido tiempo de residencia debido posiblemente a las pequeñas dimensiones de las cuencas aportantes, y no correspondería el corrimiento en el diagrama $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ a la presencia de paleoaguas.

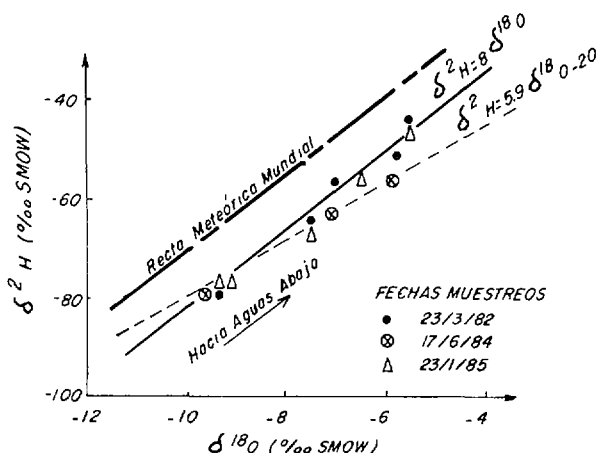


FIG 4 Variación Contenido Isotópico
Flujo base Quebrada Huatacondo
En su recorrido superficial

La composición isotópica del caudal base del Río Huatacondo varía a lo largo de su curso de -10 ‰ a -5 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ y de -80 ‰ a -40 ‰ en $\delta^2\text{H}$. Mediciones efectuadas en su recorrido, donde no existen aportes significativos de caudales en sus tramos intermedios, muestran que en determinados períodos del año existiría evaporación desde su cauce (ver Fig. 4).

4.2 Caracterización de crecidas

En el río Tarapacá, entre los años 1985 y 1987, se lograron muestras para análisis isotópico en eventos de crecida. Sin embargo, sólo en 2 de ellas fué posible obtener un registro concurrente de caudales, ya que la violencia de las crecidas y la magnitud de los sedimentos que transportan hace extraordinariamente difícil su control.

Los antecedentes isotópicos y de conductividad eléctrica se presentan graficamente en la Fig. 5; mientras que en la Fig. 6 se entrega el hidrograma y la variación temporal de la conductividad y el $\delta^{18}\text{O}$ en las crecidas del 29-31/I/1986.

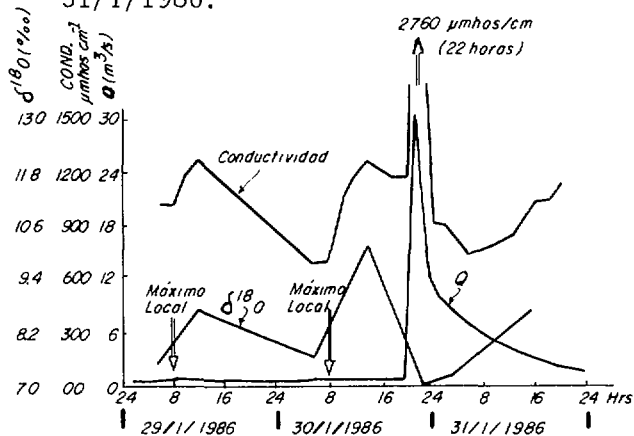


FIG 6 Variación en el tiempo de variables de interés
Crecidas del 29-31/I/1986
Río Tarapacá en Pachica

Considerando que la conductividad eléctrica del agua es un buen indicador de la ocurrencia de crecidas y con el objeto de analizar la variación del $\delta^{18}\text{O}$ durante esos eventos, se establecieron relaciones entre la conductividad eléctrica y el $\delta^{18}\text{O}$ (ver 5 b y d). En general, el contenido de sales disueltas disminuye significativamente durante las crecidas; sin embargo, en los primeros instantes el aumento de caudal induce un aumento de la conductividad eléctrica debido a un efecto de lavado de las sales cristalizadas en la zona de inundación (ver Fig. 5 d), reduciéndose posteriormente a la situación normal esperada. De estas figuras se desprende que el $\delta^{18}\text{O}$ en las aguas

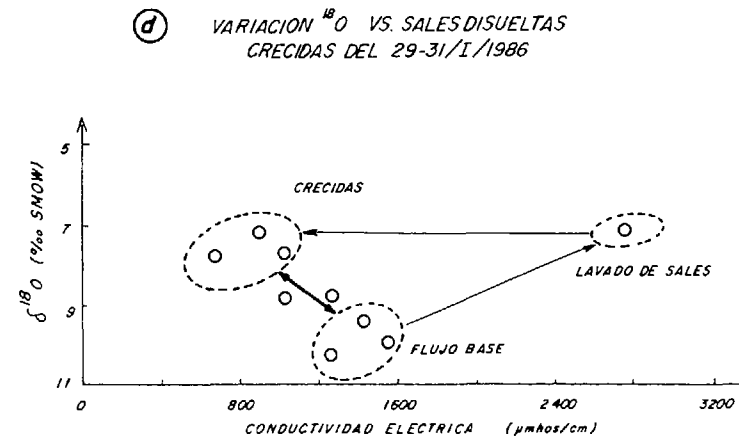
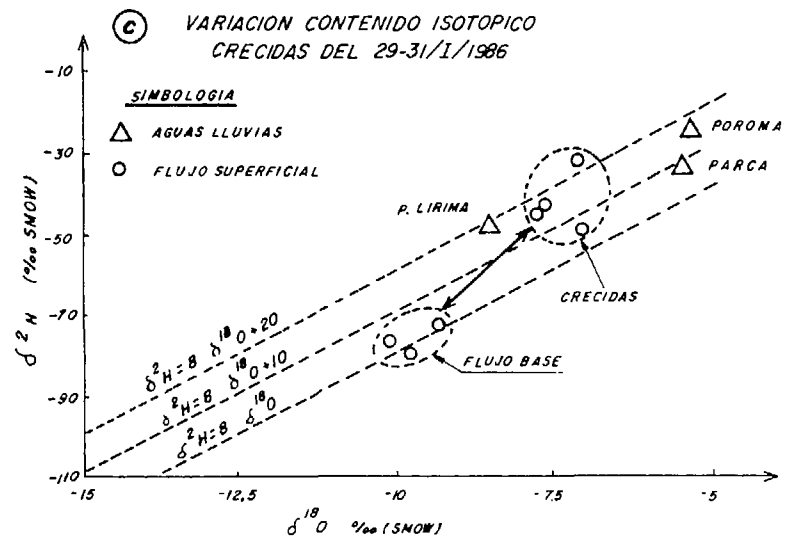
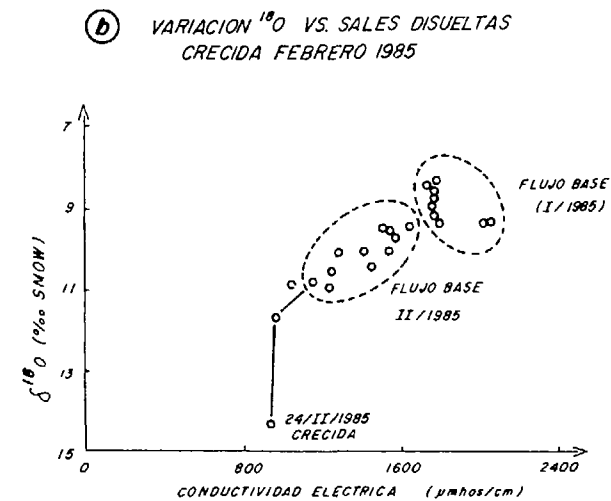
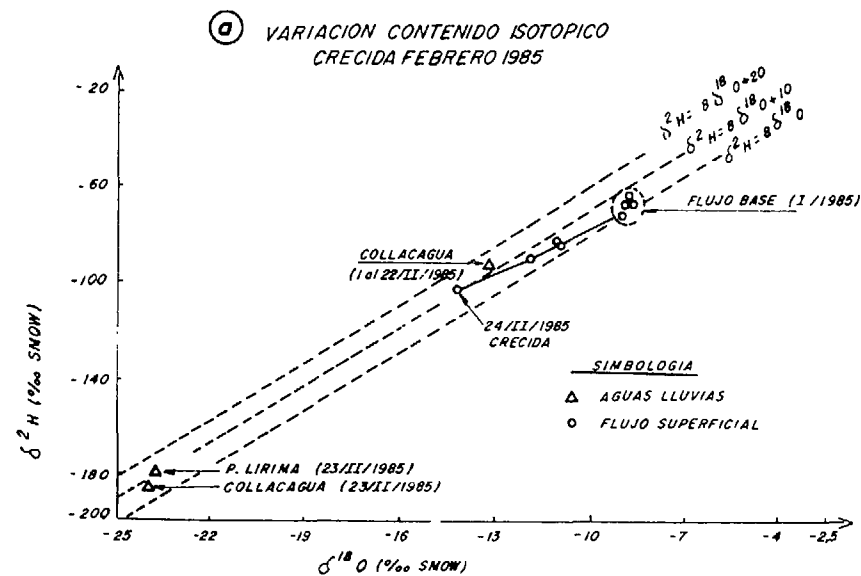


FIG.5 CRECIDAS MUESTREADAS EN EL RIO TARAPACA EN PACHICA

de crecida es variable de un evento a otro, pudiendo ser mayor o menor que el correspondiente al flujo base.

En las Figs. 5 a) y c) se aprecia que el contenido isotópico de cada crecida en particular depende del contenido isotópico del evento de precipitación que la induce, y de la zona específica de la cuenca que contribuye al escurrimiento. La crecida del 24/II/85 es originada en la parte alta de la cuenca (no se registran lluvias en la subcuenca baja) y a partir de aguas lluvias con contenido isotópico muy liviano (ver Fig. 5 a), lo que origina aguas de crecida con una abundancia de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ menor que el correspondiente al flujo base. En cambio, las crecidas del 29-31/I/1986 (ver Fig. 5 c) corresponden a lluvias más enriquecidas y con una zona aportante correspondiente a la parte baja de la cuenca (lluvias muy pequeñas en la subcuenca alta), resultando aguas más enriquecidas que las del flujo base. Sin embargo, en estas crecidas se observa que el contenido isotópico de la escorrentía directa se ubica entre los medidos en las aguas lluvias precipitadas en la zona baja y en la alta, sugiriendo que es en la subcuenca intermedia donde se origina la crecida, prácticamente sin participación del altiplano ni de las altas cumbres. Otro hecho relevante es que el parámetro de exceso "d" es similar en las lluvias y en las crecidas, lo cual indica que los procesos evaporativos no afectan en forma importante a la crecida en su trayecto por la zona alta e intermedia de la cuenca, antes de descargar a la llanura o Pampa. Este hecho, adicionalmente, permite distinguir entre las aguas de crecidas y las del flujo base, ya que estas últimas presentan un parámetro "d" significativamente diferente al de las precipitaciones.

Esta situación estaría señalando que el flujo base durante las crecidas es muy poco significativo y que el contenido isotópico y conductividad que registran corresponde al caudal que ingresa como escorrentía directa al cauce.

4.3 Infiltración de Crecidas

Con el objetivo de aportar nuevos antecedentes sobre el rol de las aguas de crecidas en las recargas del acuífero de la Pampa, se muestrearon las aguas en las diferentes etapas del proceso de infiltración de las únicas crecidas (9 y 12/III/1987) que generaron una inundación significativa en las zonas bajas durante el período del estudio. Los muestreos realizados fueron:

- aguas superficiales en su trayectoria por la planicie, aguas abajo de las descargas de las quebradas hacia la Pampa y aguas arriba de la zona donde se acumulan superficialmente en forma de lagunas de gran extensión y pequeña profundidad.
- aguas apozadas en las lagunas terminales, al pie de los cerros de la costa.
- variación en el tiempo de la humedad en la zona no saturada del suelo, en dos zonas características: a) inmediatamente después de la descarga a la Pampa, y b) en la planicie propiamente tal, aguas arriba de los salares.

El muestreo fue iniciado el 12/Marzo/1987, horas después del paso de la segunda crecida. La ubicación espacial de las zonas donde se efectuaron las mediciones se indica en la Fig. 1.

a) Aguas de crecida escurriendo por la planicie o Pampa

En la Fig. 7 a) se muestra la variación del $\delta^{18}O$ del caudal de recesión de la crecida del 12/Marzo/1987 de la Quebrada de Chacarilla, el cual aún se manifestaba superficialmente por la planicie de la Pampa, en función de la distancia al punto de descarga de la quebrada a la llanura del Tamarugal. Se aprecia un fuerte enriquecimiento isotópico por evaporación en su trayecto por la llanura, alcanzando valores del $\delta^{18}O$ entre -4.0 y -5.0‰ , correspondiendo a aguas diferentes (mucho más pesadas) que las aguas subterráneas del sector inundado.

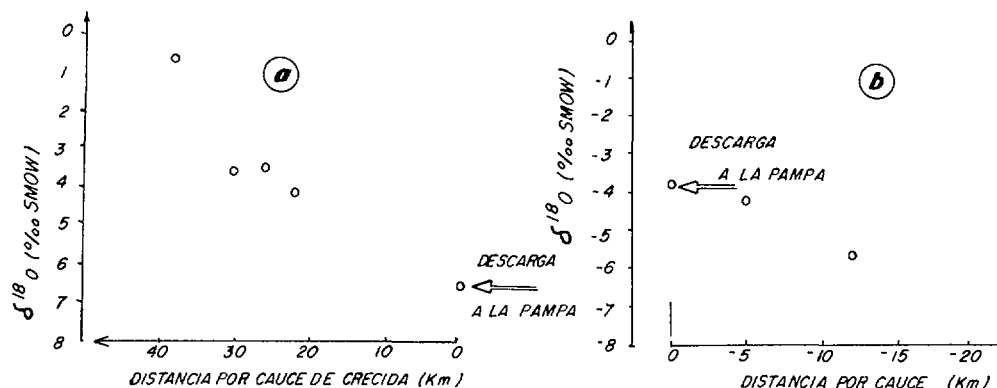


FIG 7 Evolución isotópica del agua de las crecidas del 9 al 12/Marzo/1987 a lo largo del cauce
 (a) Inundación de la Quebrada Chacarilla en la Pampa, muestreos efectuados el 12/Marzo/87
 (b) Tramo de la Quebrada Huatacondo antes de su descarga a la Pampa; muestreo el 13/Marzo/87

Sólo el 13/Marzo/1987 fue posible llegar a la Quebrada de Huatacondo, día en el cual ya se había terminado la escorrentía superficial por la llanura del Tamarugal, muestreándose exclusivamente el caudal base posterior a la crecida en un tramo de 12 Km antes de su infiltración en la llanura. En la Fig. 7 b) se presentan los resultados de los análisis de 0-18, apreciándose evaporación en el cauce y entregando un rango de valores (entre -5.7 y -3.8‰) compatibles con el agua subterránea del Salar de Llamara.

b) Aguas apozadas

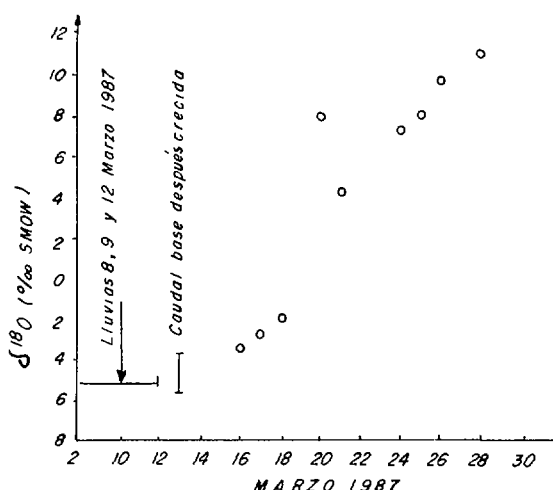


FIG 8 Evolución Isotópica agua de crecida apozada en Pampa Soledad (Crecida 12/Marzo/87)

Al pie de cerros islas de la Cordillera de la Costa, el agua de la crecida se en contró retenida superficialmente en forma de pozas de pequeña profundidad (ver Fig. 1). El contenido de $\delta^{18}O$ de las muestras de agua de estas pozas (ver Fig. 8), colectadas entre el 16 y 28/Marzo/1987, muestran un fuerte enriquecimiento isotópico por evaporación, lo cual conduce a que ya en los 3 primeros días el agua apozada superficialmente no tenga relación con el agua subterránea de la zona inundada. Es decir, esta agua se pierde por evaporación y no influyen significativamente en la recarga del acuífero.

c) Aguas infiltradas

Para estudiar la evolución del agua de crecida infiltrada en la zona no saturada del suelo, se construyeron calicatas en dos zonas características de la llanura (ver Fig. 1), colectándose muestras de suelo para determinaciones de la humedad líquida y de su $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en profundidad y en el tiempo. Las determinaciones de humedad fueron efectuadas por medio del método gravimétrico. El contenido del 0-18 y H-2 de la humedad líquida fue determinado utilizando un espectrómetro de masas (Micromass 602 C), previa extracción de la humedad por medio de un sistema de extracción en vacío, a una temperatura de $100 \pm 5^\circ\text{C}$ y por un período de tiempo tal que pesadas sucesivas de la muestra enfriada (20 minutos en desecadora) entregue pesos constantes ($\pm 0,1$ gr). En las Figs. 9 y 10 se presentan los resultados obtenidos en los dos perfiles verticales de suelo muestreados.

En la Fig. 9 c) se aprecia que en la zona de la salida de la Qda. Huatacondo a la Pampa, el agua de la crecida penetró en el perfil de suelo, durante los primeros 14 días, hasta una profundidad de 0,9 m (del 12/3/87 al 26/3/87). Sin embargo, durante los 13 días siguientes el agua prácticamente no continúa avanzando, perdiendo el suelo humedad por evaporación desde la zona cercana a la superficie (ver Fig. 9 b) con una recta de evaporación $\delta^2\text{H} = 4,0$ $\delta^{18}\text{O} - 17$ (ver Fig. 9). Entonces, considerando la bajavelocidad del proceso de infiltración y el enriquecimiento isotópico observado, es poco probable que en este sector el agua infiltrada tenga alguna importancia en la recarga del acuífero.

En la zona baja de la Planicie o Pampa se aprecia que el agua de la crecida penetró aproximadamente 0,7 m. durante los primeros días posteriores a la crecida (ver Fig. 10 c), llegando hasta 1,2 m. durante los 20 días siguientes. Se observa además que en estos últimos días la zona más superficial del suelo pierde humedad por redistribución de ésta en el perfil vertical y por evaporación desde la superficie (ver Fig. 10 b). En la Fig. 10 a) se observa que el contenido isotópico del agua infiltrada evoluciona por medio de dos procesos diferentes: (i) en el frente de humedad se produce mezcla (ver puntos 6 y d en Fig. 10) entre el agua que infiltra (representada por los puntos 1, 2, 3, 4 y 5 de la Fig. 10) y la humedad existente en el suelo anterior a la crecida (puntos 7, 8, 9 y 10 de Fig. 10), y (ii) el agua infiltrada que viaja detrás del frente de humedad experimenta intercambio isotópico, desplazándose por la recta de equilibrio $\delta^2\text{H} = \delta^{18}\text{O} + 10$ (ver evolución de puntos 2 $\rightarrow$ 1 $\rightarrow$ a; 3 $\rightarrow$ b y 5 $\rightarrow$ 4 $\rightarrow$ c; en Fig. 10) debido posiblemente al elevado nivel de humedad líquida y gaseosa en el suelo.

No obstante lo anterior, el agua que quede retenida en el suelo en su zona más superficial, será afectada por un fraccionamiento evaporativo en desequilibrio cuando la humedad en el suelo baje lo suficiente.

A la luz de los antecedentes de infiltración en la zona baja de la Pampa y en base a los contenidos isotópicos del agua infiltrada y del agua contenida en el acuífero, y a las hipótesis de extrapolación en el tiempo, es posible que una fracción de esta agua -presumiblemente infiltrada a través de grietas y en los primeros momentos del paso de la crecida- llegue a constituirse en recarga.

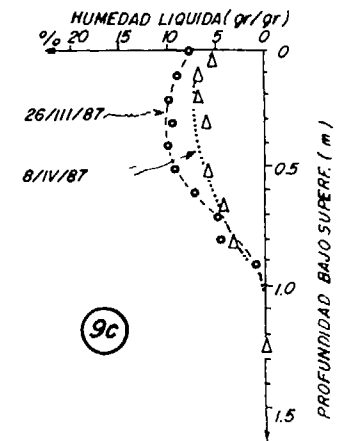
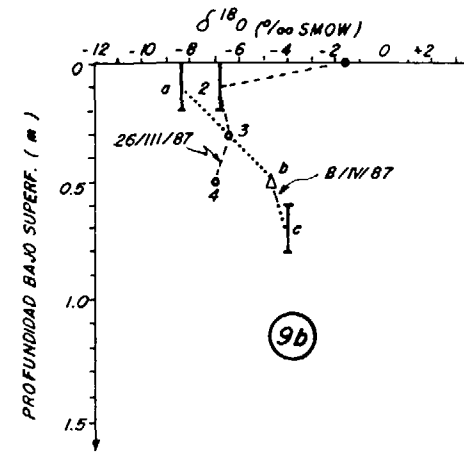
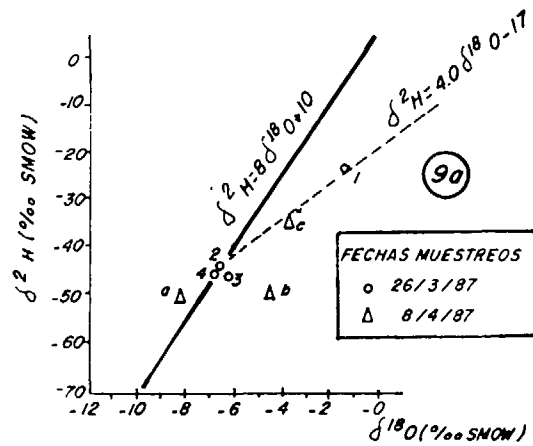


FIG. 9 Agua de crecida en zona no saturada, perfil vertical de suelo en salida de Quebrada Huatacondo a la Pampa. (a) Diagrama $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$, evaporándose con $\delta^2\text{H} = 4.0\delta^{18}\text{O} - 17$. (b) Variación del $\delta^{18}\text{O}$ en profundidad y en el tiempo. (c) Variación de la humedad líquida en el suelo, en función de la profundidad y del tiempo.

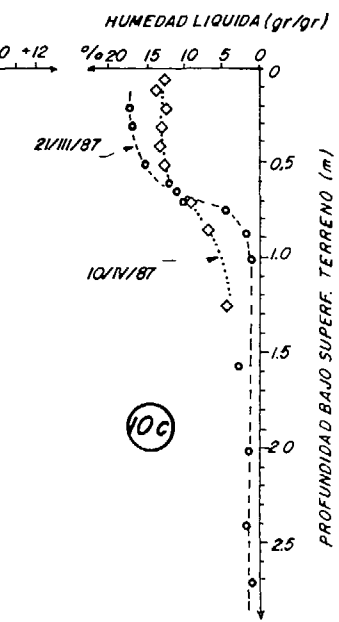
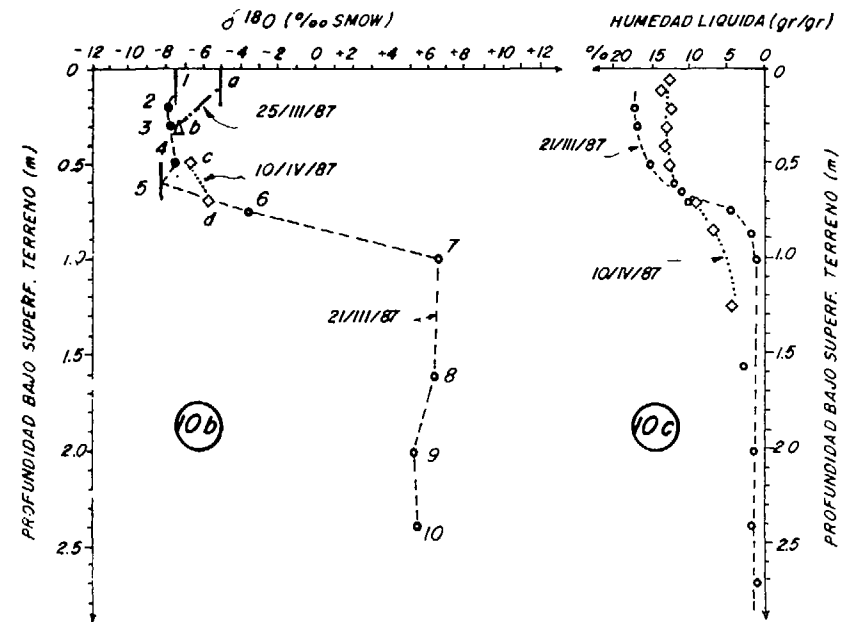
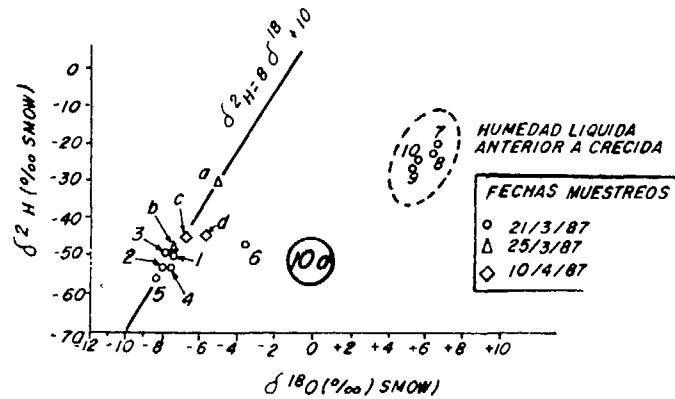


FIG. 10 Agua de crecida en zona no saturada, perfil vertical de suelo en Pampa Soledad (a) diagrama $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ (b) variación $\delta^{18}\text{O}$ en profundidad y en el tiempo (c) variación de la humedad líquida en profundidad y en el tiempo.

4.4 Agua Subterránea

Una distribución espacial del contenido isotópico de las aguas subterráneas del área de estudio se presenta en la Fig. 11. También se puede observar la situación del sector al norte del Salar de Llamara.

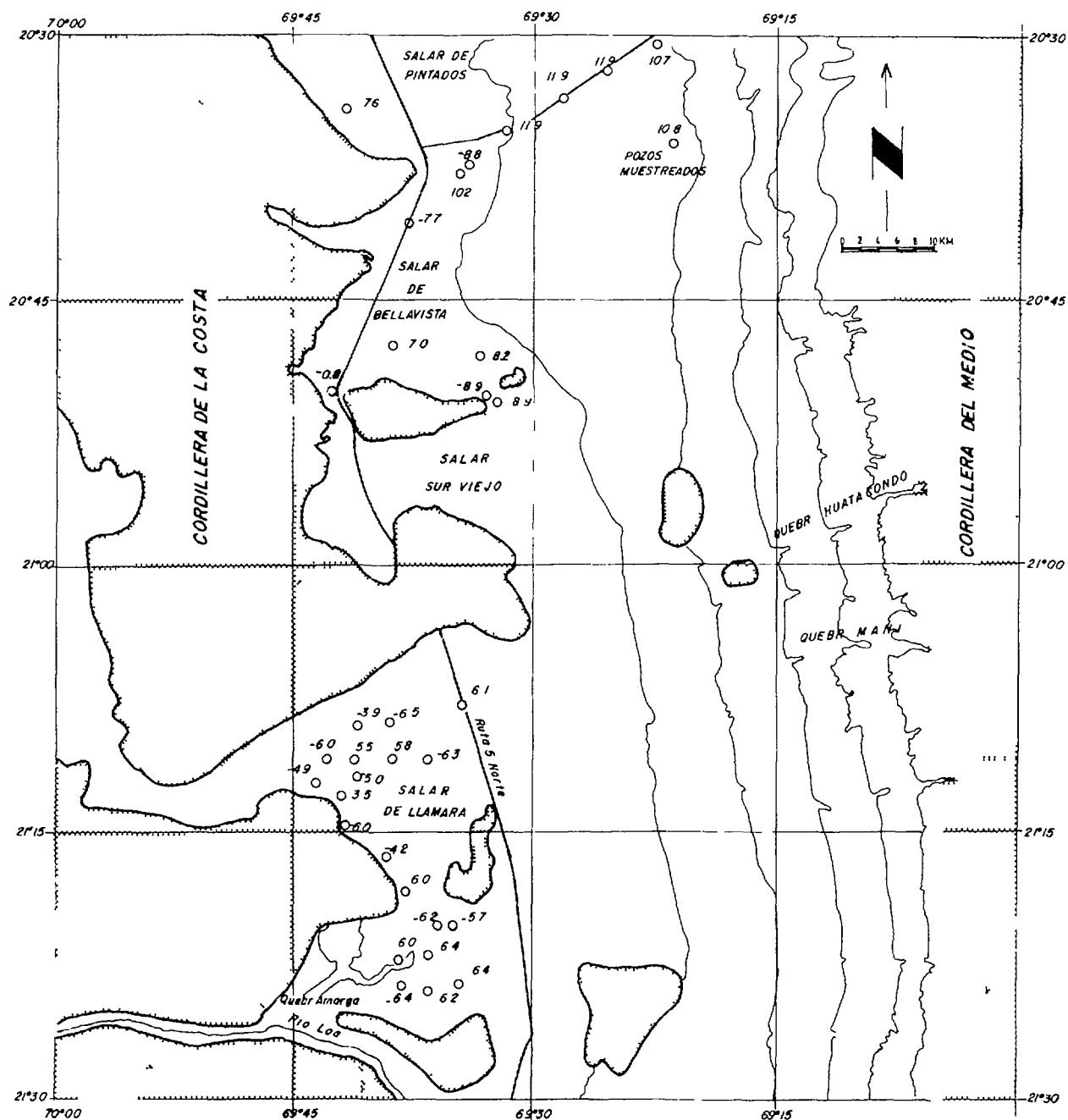


FIG 11 CARACTERIZACION DE AGUAS SUBTERRANEA
AREA SALAR DE LLAMARA
DISTRIBUCION ESPACIAL $\delta^{18}O$

Dos aspectos llaman la atención al observar los datos, la diferencia en contenido isotópico con las áreas más al norte y el contenido más abundante de dichos isótopos. La primera observación tendría su respuesta en el hecho que los salares del sector norte (Salar Sur Viejo y subcuenca de los salares de Bellavista y Pintados) estén hidrogeológicamente desconectados del Llamara. Su contenido más abundante en isótopos se debe a que la fuente de recarga del acuífero se desarrolla en la cordillera del Medio y que en ellas precipitan lluvias isotópicamente más pesadas que en cuencas del Altiplano.

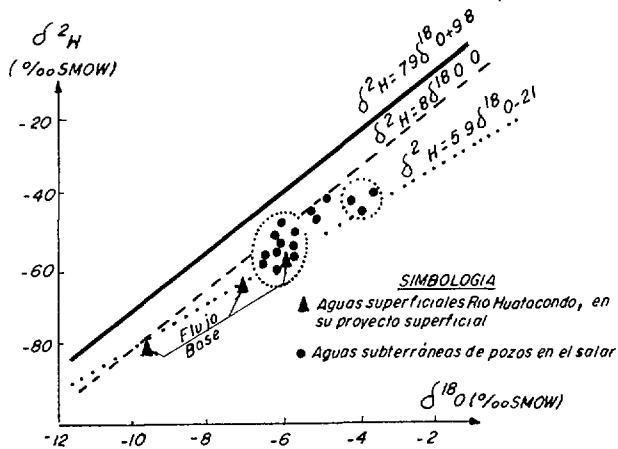


FIG 12 Composición Isotópica Aguas superficiales y subterráneas Cuenca Salar de Llamara

En la Fig. 12 se presenta la relación δ^{2H} vs δ^{18O} de las aguas subterráneas encontradas en el sector poniente de la carretera 5 Norte. Podemos advertir que el rango en 0-18 fluctúa entre -3.5‰ y -6.5‰ . Se puede ver que isotópicamente las muestras se sitúan entre las aguas de la quebrada Huatacondo y la recta paralela a la meteórica que pasa por 0.

Según el contenido isotópico podemos visualizar dos grupos de aguas en los valores que fluctúan alrededor de -4‰ en δ^{18O} y el otro lo hace en el entorno de -6‰ . El primero de los grupos es-

ta representado por aguas del sector terminal del salar y el contenido isotópico corresponde a una etapa más evaporada de las aguas del resto del acuífero. En la Fig. 12 también se distingue un grupo de aguas cuyo contenido de 0-18 está comprendido entre los dos grupos antes señalados, siendo posible que correspondan a una mezcla de ambos tipos de agua.

Para explicar la existencia de aguas evaporadas dentro de un acuífero homogéneo, se ha pensado que podrían deberse a dos causas: una es la evaporación del agua subterránea desde zonas con niveles cercanos a la superficie y otra explicación es una recarga de aguas de crecidas que inundan el salar.

De acuerdo a los antecedentes anteriores, no se puede descartar que el acuífero del Salar de Llamara reciba recarga desde las cuencas situadas al este, principalmente Huatacondo y Maní, por medio de dos mecanismos distintos. El más importante pareciera ser el correspondiente al caudal subterráneo de las cuencas aportantes. El otro mecanismo corresponde al relacionado con las aguas de las crecidas.

Análisis de C-14 en el sector aguas arriba del salar propiamente tal, muestran que las aguas subterráneas del acuífero del salar presentan valores menores a 5 pmC.

5. CONCLUSIONES

En términos generales se puede señalar que el desarrollo del Proyecto Salar de Llamara ha permitido comprobar que las técnicas isotópicas constituyen una importante herramienta para conocer los procesos que se observan en la compleja hidrología de las zonas áridas, y en especial para abordar los problemas de evaporación, flujo, recarga y descarga en aguas subterráneas.

En relación a los problemas específicos del Salar de Llamara, las principales conclusiones se pueden resumir en los siguientes aspectos:

- a) Las vertientes siguen las tendencias de la distribución del contenido isotópico de las precipitaciones, aunque en general se observan más enriquecidas, fenómeno cuyo origen puede estar en los procesos asociados al derretimiento de las nieves en las vertientes altiplánicas de mayor elevación o a procesos evaporativos en la zona de recarga.
- b) El caudal base de los ríos muestran señales de enriquecimiento isotópico en su recorrido superficial, lo que podría estar asociado a evaporación desde los cauces. En algunos meses del año, ésto podría ser de alguna significación.
- c) Las violentas crecidas de verano, características de estos ríos, son generadas principalmente en la Cordillera del Medio y presentan contenidos isotópicos similares a las lluvias, sin evidencias de evaporación en su cauce intermedio y alto, hasta alcanzar la Pampa. Una vez en la planicie, los procesos evaporativos en el agua de crecida se intensifican.
- d) De acuerdo a la información isotópica, no cabe duda que en una importante proporción las crecidas que inundan la Pampa terminan por evaporarse. Sin embargo, no es posible descartar la posibilidad de que durante la primera fase de las crecidas, una fracción se infiltre suficientemente para que, después de una lenta evolución del frente de humedad y redistribución de ésta en el suelo, contribuya a la recarga.
- e) Se concluye que las aguas subterráneas del Salar de Llamara no están conectadas a los acuíferos del sector norte. En relación a las recargas se puede apreciar que ellas principalmente corresponden a los aportes de flujo base de la Qda. Huatacondo, aún cuando, como se ha señalado, es posible algún grado de recarga por infiltración de crecidas.
- f) La circulación general del agua subterránea de la cuenca del Salar de Llamara, en el acuífero de la planicie, es en dirección Este Oeste, evidenciándose una fuerte evaporación en el salar propiamente tal, donde el nivel saturado se encuentra cerca de la superficie del terreno.

REFERENCIAS

- ARAVENA, R.; SUZUKI, O.; PEÑA, H.; GRILLI, A. y MAGARITZ, M. (1988). Evolución Isotópica de las Lluvias en el Altiplano Chileno. Para ser publicado en el presente IAEA/TECDOC.
- PEÑA, H. (1988). Mediciones de ^{18}O y ^2H en "Penitentes" de Nieve. Para ser publicado en el presente IAEA/TECDOC.
- GRILLI, A.; POLLASTRI, A.; ORTIZ, J. y AGUIRRE, E. (1988). Evaluación de Tasas de Evaporación desde Salares, utilizando Técnicas Isotópicas. Aplicación en el Salar de Bellavista, I Región-Chile. Para ser publicado en el presente IAEA/TECDOC.
- PEÑA, H.; SUZUKI, O. y GRILLI, A. (1987). Utilización de Técnicas Isotópicas en Hidrología de Zonas Áridas. Aplicación en la Provincia de Iquique, I Región-Chile. Anales VIII Congreso Nacional de Ingeniería Hidráulica, Chile.
- MAGARITZ, M.; PEÑA, H.; GRILLI, A.; ORPHANOPOULOS, D.; SUZUKI, O. y ARAVENA, R. (1985). Isotopic and Chemical Study of the Water Resources in the Iquique Province. Final Report, Project IAEA CHI/8/013.

EVOLUCION ISOTOPICA DE LAS LLUVIAS Y ORIGEN DE LAS MASAS DE AIRE EN EL ALTIPLANO CHILENO

R. ARAVENA⁺, H. PEÑA^{**}, A. GRILLI^{**},
O. SUZUKI⁺⁺⁺, M. MORDECKAI^{***}

* Comisión Chilena de Energía Nuclear,
Santiago, Chile

** Dirección General de Aguas,
Ministerio de Obras Públicas,
Santiago, Chile

***Isotope Department,
Weizmann Institute of Science,
Rehovot, Israel

Resumen-Abstract

EVOLUCION ISOTOPICA DE LAS LLUVIAS Y ORIGEN DE LAS MASAS DE AIRE EN EL ALTIPLANO CHILENO.

En este trabajo, se discuten datos isotópicos de precipitaciones colectadas en diferentes estaciones, ubicadas en la Cordillera del Medio y el altiplano chileno. Este análisis, se complementa con un estudio meteorológico sobre el origen de las masas de aire que generan las precipitaciones en la zona norte de Chile. Las evidencias isotópicas y meteorológicas, muestran que la estratificación isotópica observada en las lluvias de verano no está relacionada con el efecto altura, sino mas bien esta ligada con la ubicación de los centros convectivos que generan estas tormentas. El diferente comportamiento isotópico, observado entre las lluvias de verano y las de invierno, estaría relacionado con la naturaleza de las tormentas, siendo de tipo convectivo durante el verano y de tipo frontal en el invierno. El análisis meteorológico, que se realizó para definir las trayectorias y por ende el origen de las masas de aire, causantes de las tormentas de 1984, muestra que estas provienen del Este via cuenca Amazonas siendo el origen el oceano Atlantico.

ISOTOPIC VARIATION OF RAINS AND ORIGIN OF THE AIR MASSES IN THE CHILEAN ALTIPLANO.

This paper discusses isotopic composition of rains collected along the Cordillera del Medio and the Chilean Altiplano. This discussion is complemented with a meteorological study relating to the origin of the air masses that generate rain in the northern Chile. The isotopic and meteorological evidences showed that the isotopic stratification observed in summer rains is not related to an altitude effect, but seems to be linked to the location of the convective centers that generate these rain

⁺ Dirección actual: Department of Earth Sciences, University of Waterloo, Waterloo, Ontario, Canada.

⁺⁺ Dirección actual: Hidroterra, Gertrudis Echenique 275 A, Santiago, Chile.

storms. The different isotopic evolution observed between the summer and winter rains is related to the type of storms, being convective in nature during the summer and of frontal origin in the winter time. The meteorological study for the 1984 storm events showed that the source of the air masses is the Atlantic ocean via Amazonas basin.

1. INTRODUCCION

La principal fuente de recursos hídricos para el abastecimiento de las ciudades y actividades agrícolas y mineras en la zona norte de Chile es agua subterránea. Esta se encuentra en los acuíferos existentes en el relleno sedimentario de la depresión intermedia denominada Pampa del Tamarugal. El escurrimiento que alimenta estos acuíferos es fundamentalmente controlado por el régimen de precipitaciones en la zona altiplánica. Este régimen origina un escurrimiento en forma de flujo base que es generado por vertientes ubicadas en la parte alta de las cuencas y crecidas de verano relacionadas con precipitaciones sobre las cuencas intermedias. Este último fenómeno se origina solamente en años muy lluviosos, llegando en algunas ocasiones a inundar parte importante de las zonas bajas de las cuencas. Sin embargo, la mayor parte de estos recursos se pierden por evaporación debido a la existencia de suelos de baja permeabilidad y a las condiciones áridas de la zona.

El régimen de precipitaciones en las regiones altiplánicas de Bolivia occidental, sur del Perú y Norte de Chile esta ligado a la presencia de una cuña de alta presión en la troposfera superior durante el verano. Esta cuna es generada termicamente por una combinacion de calor sensible liberado desde la superficie altiplanica, lo cual genera importante actividad convectiva, y por el alto calor latente liberado durante el proceso de precipitación [1]. Este comportamiento atmosférico determina que la principal estación lluviosa sea el verano. Estadísticas de 20 años indican que mas de un 80 % de las lluvias ocurren durante el periodo Diciembre a Marzo [2].

Dado que las precipitaciones es uno de los principales componentes del ciclo hidrológico, el conocimiento de la evolución isotópica de las aguas meteoricas en las áreas de recarga, es fundamental en la aplicación de las técnicas isotópicas en el estudio del comportamiento de otros componentes del ciclo, como las aguas superficiales y subterráneas. Este aspecto fue abordado en un estudio realizado anteriormente en el área de estudio, relacionado con la hidrología isotópica de las aguas subterráneas de la Pampa del Tamarugal [3]. Este estudio, planteó la necesidad de ampliar el conocimiento sobre el comportamiento isotópico e origen de las lluvias en el altiplano. Recientemente, se han realizado otros proyectos en el área, tendiente a cubrir otros aspectos como la geoquímica de las aguas superficiales y subterráneas, geoquímica y evolución isotópica de las crecidas y determinación de tasas de evaporación en la zona de los Salares [4, 5]. En estos

estudios, tambien se incluyo el muestreo de precipitaciones, pero en una red que cubriera la mayor parte del área estudiada.

En este trabajo, se analizarán los datos isotópicos en lluvias colectadas durante esos estudios y se intentara establecer una relacion con los posibles procesos que controlarian el comportamiento isotópico de estas aguas meteóricas. Este analisis, se complementará con información metereológica sobre el origen de las masas de aire que originan las precipitaciones en la zona del altiplano.

2. MATERIALES Y METODOS

Los datos isotópicos que se presentan en este trabajo corresponden a lluvias colectadas durante Enero a Marzo y Junio a Julio de 1984. El muestreo de lluvias se realizó en una red de estaciones pluviométricas ubicadas en diferentes altitudes en la vertiente occidental de la Cordillera del Medio y en la zona del altiplano (Fig. 1). El muestreo consistió en coleccionar lluvias durante cada tormenta individual, de manera de obtener información sobre la evolución de la composicion isotopica en las lluvias, durante y entre tormentas.

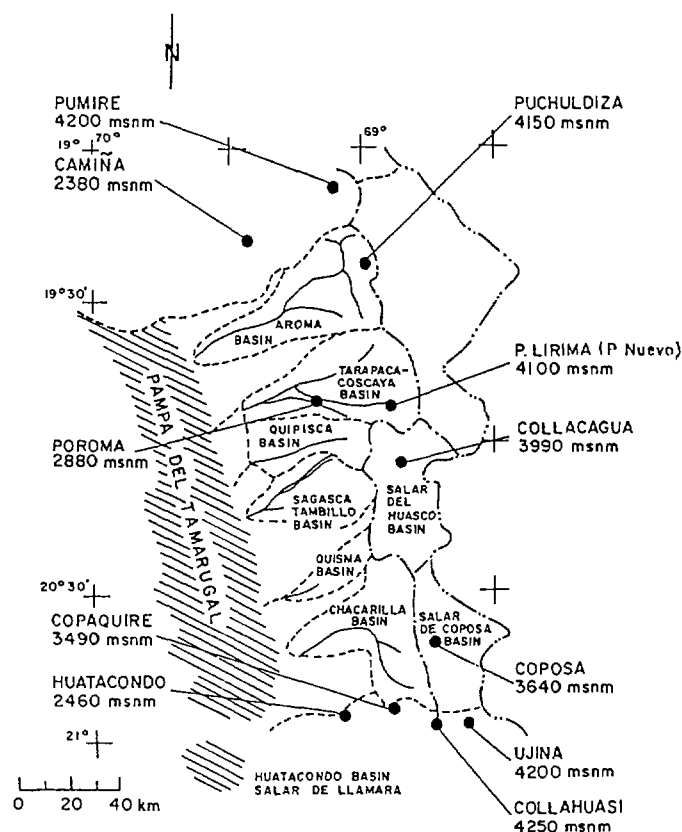


Fig. 1. Localizacion de las estaciones pluviometricas.

Los analisis de ^{18}O y ^2H se realizaron en el laboratorio de isotopos ambientales de la Comision Chilena de Energia Nuclear y los de ^3H en el Institute fur Hidrology (GSF), Alemania Federal. Los analisis de los isotopos estables son

reportados en unidades de δ o/oo con respecto al standard internacional SMOW (Sea Mean Ocean Water) y el tritio es reportado en unidades de tritio (UT) que corresponde a una abundancia de 10^{-18} atomos de ^3H por cada atomo de hidrogeno. El error analitico es ± 0.2 o/oo y ± 2.0 o/oo para ^{18}O y ^2H respectivamente, y ± 0.8 UT para ^3H .

3. RESULTADOS Y DISCUSION

Tabla I muestra los datos isotópicos y cantidad de precipitación de lluvias individuales colectadas en las estaciones pluviométricas reportadas en la Fig. 1. Desafortunadamente, por problemas de operación de la red de muestreo, la recolección de lluvias en algunas estaciones no fue muy eficiente, sin embargo el análisis de los resultados disponibles permite obtener una idea bastante aceptable de la evolución isotópica de las lluvias en la zona de estudio (ver discusión). Por las razones expuestas, la composición isotópica media ponderada para cada punto de muestreo, se calculó basandose en la totalidad de la precipitación colectada durante cada temporada de lluvias.

Para efectos de discusión de datos, es conveniente distinguir entre precipitaciones de verano (Enero-Marzo, "invierno altiplanico") y de invierno (Junio-Julio). Los valores de la composición isotópica media ponderada de estas lluvias para cada estación pluviométrica están representados en la Tabla II. Las precipitaciones de verano muestran un amplio rango de variación en su contenido isotópico, tanto espacial como temporal. No obstante lo

TABLA I COMPOSICION ISOTOPICA DE LLUVIAS COLECTADAS EN DIFERENTES ALTITUDES EN LA CORDILLERA DEL MEDIO Y EL ALTIPLANO CHILENO. ESTOS DATOS CORRESPONDEN A TORMENTAS DEL AÑO 1984

ESTACION ALTITUD	COLLAHUASI 4250 msnm					
FECHA MUESTREO	HORARIO hr	PRECIP mm	$\delta^2\text{H}$ (o/oo)	$\delta^{18}\text{O}$ (o/oo)	d	^3H UT
5/ENERO	17 05-22 10	14 0	-151	-21 0	17 0	
17/ENERO	16 20-19 20	8 0	-106	-15 8	20 4	
12/MARZO	19 10-22 30	2 0	-138	-18 9	13 2	
PROMEDIO PONDERADO		24 0	-135	-19 1	17 8	
ESTACION ALTITUDE	UJINA 4200 msnm					
FECHA MUESTREO	HORARIO hr	PRECIP mm	$\delta^2\text{H}$ (o/oo)	$\delta^{18}\text{O}$ (o/oo)	d	^3H UT
4/ENERO	19 10-23 20	12 0	-152	-21 0	16 0	
5/ENERO	17 20-19 24	3 0	-151	-21 2	18 6	9 9+-1 0
6/ENERO	22 10- 3 05	8 0	-151	-21 0	17 0	
8/ENERO	0 10- 5 00	4 0	-150	-21 0	18 0	
PROMEDIO PONDERADO		27 0	-151 3	-21 0	16 9	
ESTACION ALTITUDE	PUMIRE 4200 msnm					
FECHA MUESTREO	HORARIO hr	PRECIP mm	$\delta^2\text{H}$ (o/oo)	$\delta^{18}\text{O}$ (o/oo)	d	^3H UT
1/ENERO	9 30-11 00	4 5	-20	-3 6	8 8	
14/FEBRERO	15 30-18 30	6 5	7	0	7 0	
16/FEBRERO	13 40-16 18	19 0	-11	-2 7	10 6	9 9+-1 0
PROMEDIO PONDERADO		30 0	-8 5	-2 3	9 6	

ESTACION ALTITUD	PUCHULDIZA 4150 msnm					
FECHA MUESTREO	HORARIO hr	PRECIP mm	$\delta^2\text{H}$ (o/oo)	$\delta^{18}\text{O}$ (o/oo)	d	^3H UT
6/FEBRERO	20 0-5 10	11 0	-90	-14 5	26 0	
7/FEBRERO	21 2-6 20	13 0	-137	-19 3	17 4	
8/FEBRERO	24 0-5 20	6 0	-151	-21 5	21 0	5 8+-0 8
9/FEBRERO	21 1-7 10	9 5	-118	-17 3	20 4	
10/FEBRERO	15 0-15 3	3 0	-139	-19 7	18 6	
11/FEBRERO	16 3-20 1	2 0	-69	-10 2	12 6	
PROMEDIO PONDERADO		44 5	-120 3	-17 6	20 0	
8/JUNIO	nd	8 0	-80	-11 2	9 6	
9/JUNIO	10 00-19 00	11 9	-78	-10 9	9 2	
23/JUNIO	14 00-17 00	1 8	-79	-10 9	8 2	6 9+-0 9
24/JUNIO	8 00-20 0	6 5	-75	-10 9	12 2	
25/JUNIO	nd	5 5	-77	-11 5	15 0	
PROMEDIO PONDERADO		33 7	-77 8	-11 1	10 8	
ESTACION ALTITUD	COPOSA 3460 msnm					
FECHA MUESTREO	HORARIO hr	PRECIPIT mm	$\delta^2\text{H}$ (o/oo)	$\delta^{18}\text{O}$ (o/oo)	d	^3H UT
3/ENERO	22 10-4 00	10 0	-131	-17 5	9 0	
11/ENERO	18 00-3 00	13 1	-137	-19 1	15 8	
7/ENEPO	21 00-4 00	15 4	-169	-22 8	13 4	
17/FEBRERO	22 00-3 00	15 1	-167	-22 6	13 8	
PROMEDIO PONDERADO		53 6	-153 5	-20 9	13 2	
7/JUNIO	nd	5 1	-58	-8 9	13 2	
12/JUNIO	nd	7 1	-57	-8 7	12 6	
25/JUNIO	nd	5 1	-61	-8 9	10 2	8 4+-1
26/JUNIO	nd	7 3	-55	-9 1	17 8	
27/JUNIO	nd	4 3	-57	-8 8	13 4	
PROMEDIO PONDERADO		28 9	-57 4	-8 9	13 7	

TABLA I (cont).

ESTACION PAMPA LIRIMA
ALTITUD 4100 msnm

FECHA MUESTREO	HORARIO hr	PRECIP mm	δ°H (o/oo)	δ°*O (o/oo)	d	°H UT
1/ENERO	17 00- 5 00	6 0	-75	-11 0	13 0	
2/ENERO	20 30- 9 30	22 5	-163	-22 1	13 8	
3/ENERO	16 10-11 00	20 5	-162	-22 6	18 8	
4/ENERO	nd	29 5	-199	-26 7	14 6	
11/ENERO	15 15-22 15	13 5	-116	-16 6	16 8	3 0+1 9
22/FEBRERO	16 00- 5 00	17 5	-137	-19 3	17 4	
23/ENERO	7 30- 8 30	13 0	-182	-24 8	16 4	
24/ENERO	15 30- 5 00	3 5	-126	-17 0	10 0	
5/FEBRERO	23 00- 1 00	4 5	-57	-8 7	12 6	
6/FEBRERO	18 18-10 55	3 0	-69	-10 5	15 0	
11/FEBRERO	0 05- 9 30	4 5	-84	-12 5	16 0	
12/FEBRERO	18 40-23 05	10 5	-151	-20 9	16 2	9 9+0 9
13/FEBRERO	19 45- 8 40	17 5	-125	-17 6	15 8	
16/FEBRERO	20 10- 7 50	5 8	-156	-21 7	17 6	
4/MARZO	19 20-22 20	3 0	-137	-18 8	13 4	
10/MARZO	17 20-17 50	1 5	-77	-11 5	15 0	
17/MARZO	4 00-10 00	1 8	-78	-1 5	14 0	
18/MARZO	18 30- 5 00	1 2	-124	-16 6	8 8	
26/MARZO	18 10-18 30	1 2	-74	-10 3	8 4	
28/MARZO	15 20-18 00	1 8	-108	-15 6	16 8	

PROMEDIO PONDERADO 183 8 -146 5 -20 2 15 5

8/JUNIO	Nieve	4 0	82	-11 1	6 8	
18/JUNIO	Nieve	nd	-93	-13 6	15 8	
18/JUNIO	Nieve	nd	-97	-14 2	16 6	
25/JUNIO	nd	2 8	-67	-11 2	22 6	

PROMEDIO -84 7 -12 5 15 5

ESTACION COLLACAGUA
ALTITUD 3990 msnm

FECHA MUESTREO	HORARIO hr	PRECIP mm	δ°H (o/oo)	δ°*O (o/oo)	d	°H UT
1/ENERO	12 30-18 00	6 5	-25	-4 7	12 6	
2/ENERO	24 00- 5 00	10 5	-123	-16 7	10 6	
3/ENERO	16 30-17 00	12 0	-136	-18 5	12 0	
11/ENERO	17 20-15 50	5 5	-138	-19 2	15 6	7 9+0 8
22/ENERO	18 00-23 00	11 5	-145	-20 3	17 4	
23/ENERO	19 30-23 00	13 5	-163	-21 9	12 2	
10/FEBRERO	18 30-20 00	2 0	-196	-27 0	20 0	
13/FEBRERO	15 00-15 30	1 0	-122	-17 4	17 2	6 9+0 7
16/FEBRERO	19 30-19 45	1 0	-152	-20 0	8 8	
18/FEBRERO	17 10-18 22	1 5	-216	-30 4	27 2	

PROMEDIO PONDERADO 66 0 -133 9 -18 5 13 7

ESTACION HUATACONDO
ALTITUD 2460 msnm

FECHA MUESTREO	HORARIO hr	PRECIP mm	δ°H (o/oo)	δ°*O (o/oo)	d
1/ENERO	16 00-20 00	5 0	- 5	-4 2	18 6
3/ENERO	15 00-18 00	4 0	-15	-4 2	18 6
11/ENERO	14 00-24 00	12 5	-48	-7 0	8 0
12/ENERO	18 30-21 00	8 5	-9	-2 8	13 4
16/FEBRERO	5 00- 6 00	5 0	-29	-4 4	6 2
18/FEBRERO	6 00- 8 00	1 0	-26	-4 3	8 4

PROMEDIO PONDERADO 36 0 -26 6 -4 9 12 4

8/JUNIO	20 00-12 00	6 0	-61	-8 7	8 6
8/JUNIO	nd	12 0	-85	-12 6	15 8
7/JUNIO	nd	3 0	-85	-12 6	8 6
11/JUNIO	nd	2 5	-75	-11 0	13 0

PROMEDIO PONDERADO 23 5 -77 8 -11 4 13 7

ESTACION CAMINA
ALTITUD 2380 msnm

FECHA MUESTREO	HORARIO hr	PRECIP mm	δ°H (o/oo)	δ°*O (o/oo)	d
10/ENERO	8 00-8 00	6 0	-20	-4 2	13 6
11/ENERO	8 00-8 00	8 0	-20	-4 1	12 8
22/FEBRERO	17 25-8 00	6 0	-52	-8 2	13 6
9/MARZO	24 50-6 40	26 0	-53	-8 3	13 4

PROMEDIO PONDERADO 46 0 -42 8 -7 0 13 3

nd informacion no disponible

ESTACION COPAQUIRE
ALTITUD 3490 msnm

FECHA MUESTREO	HORARIO hr	PRECIP mm	δ°H (o/oo)	δ°*O (o/oo)	d	°H UT
1/ENERO	9 00-10 30	1 5	-83	-11 9	12 2	
5/ENERO	10 00-11 00	2 5	-29	-5 4	14 2	
6/ENERO	14 10-14 55	3 0	-9	-3 3	17 4	
8/ENERO	7 00- 8 00	3 0	-15	-4 0	17 0	
11/ENERO	7 00-23 00	13 0	-83	-12 1	13 8	4 9+0 7
12/ENERO	20 00 7 10	10 0	-106	-14 8	12 4	
13/ENERO	12 05-13 10	2 0	-18	-3 7	11 6	
24/ENERO	15 00-15 30	1 0	91	-12 0	5 0	
7/FEBRERO	10 00-14 00	7 0	-58	-8 8	12 4	
17/FEBRERO	15 10-18 00	11 0	-124	-17 7	17 6	
18/FEBRERO	10 13-16 00	4 0	-73	-11 0	15 0	6 0 0 9
20/FEBRERO	14 10-17 00	6 0	-68	-10 4	15 2	
23/FEBRERO	10 00-14 00	6 0	-85	-11 8	9 4	

PROMEDIO PONDERADO 74 0 -75 5 -11 1 13 9

8/JUNIO	21 00-14 00	12 0	-85	-12 6	15 8	
10/JUNIO	15 00-17 00	2 5	-75	-11 1	13 8	6 7+0 8
24/JUNIO	18 00-22 00	3 5	-85	-11 4	6 2	
25/JUNIO	12 00-22 30	5 0	-70	-10 9	17 2	

PROMEDIO PONDERADO 23 0 -80 7 -11 9 14 4

ESTACION POROMA
ALTITUD 2880 msnm

FECHA MUESTREO	HORARIO hr	PRECIP mm	δ°H (o/oo)	δ°*O (o/oo)	d
2/ENERO	5 15- 9 00	9 0	-36	-6 1	12 8
3/ENERO	3 50- 8 00	7 0	-70	-9 2	3 6
4/ENERO	6 25-10 10	2 0	-32	-5 0	8 0
15/FEBRERO	23 00- 6 00	10 0	-16	-3 0	8 0
19/FEBRERO	1 00- 4 00	3 0	-35	-6 0	13 0

PROMEDIO PONDERADO 31 0 -41 -5 2 8 9

TABLA II CONTENIDO ISOTOPICO MEDIO PONDERADO EN PRECIPITACIONES

ESTACION	ALTITUDE (mnm)	ENERO MARZO 1984		ABRIL-JUNIO 1984	
		$\delta^{18}O$ (o/oo)	δ^2H (o/oo)	$\delta^{18}O$ (o/oo)	δ^2H (o/oo)
1 COLLAHUASI	4250	-19.1	-135	nd	nd
2 PUMIRE	4200	-2.3	-8.5	nd	nd
3 UJINA	4200	-21.0	-151.3	nd	nd
4 PUCHULDIZA	4150	-17.6	-120.3	-11.1	-77.8
5 P LIRIMA	4100	-20.3	-146.5	-12.5	-84.7
6 COLLACAGUA	3990	-18.5	-133.9	nd	nd
7 COPOSA	3640	-20.9	-153.5	-8.9	-57.4
8 COPAQUIRE	3490	-11.2	-75.5	-11.9	-80.7
9 POROMA	2880	-6.2	-41	nd	nd
11 HUATACONDO	2460	-4.9	-26.6	-11.4	-77.8
12 CAMINA	2380	-7.0	-42.8	nd	nd

nd datos no disponibles

anterior, estos datos se ubican sobre una bien definida recta meteorica (Fig. 2) que tiene la siguiente expresion:

$$\delta^2H = 7.7 \delta^{18}O + 9.7 \text{ (o/oo)}$$

Esta recta meteorica es muy similar a la reportada anteriormente para esta zona [3] y tambien se asemeja a la recta meteorica mundial [6].

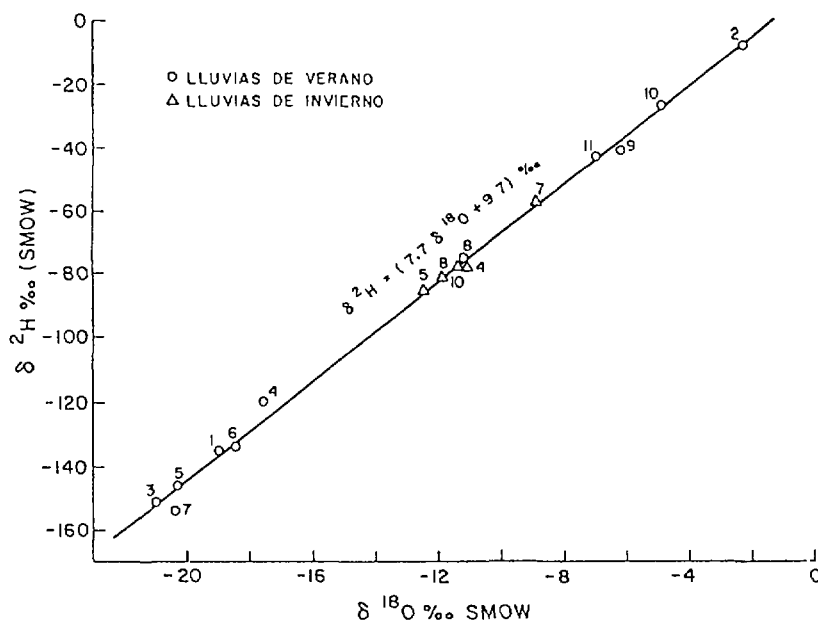
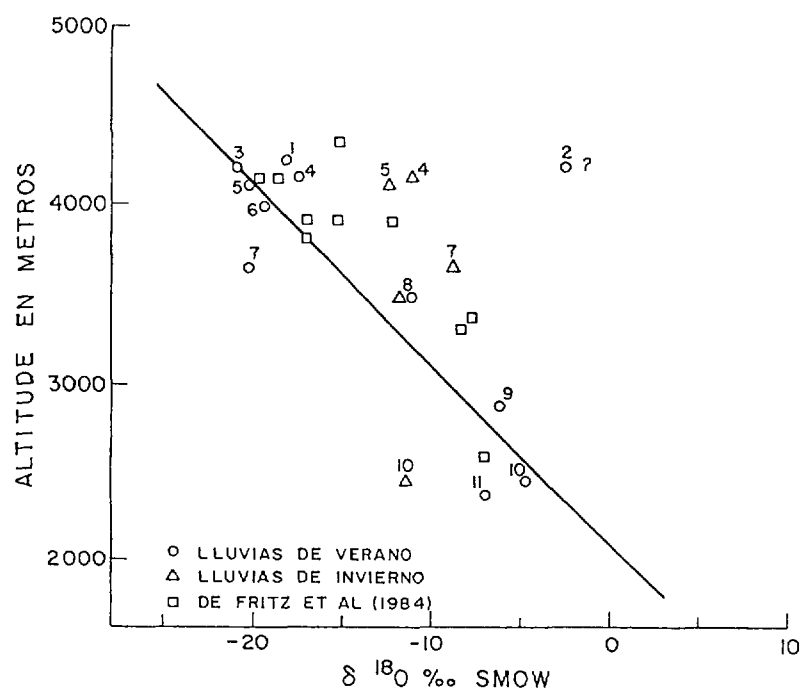


Fig. 2. Recta meteorica local.

Un aspecto que llama la atención en estos datos, es la estratificación isotópica que se observa con la altura en las lluvias de verano. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ varían desde -4.9 o/oo en las estaciones de baja altitud a -19 o/oo en el altiplano, aproximadamente a 4000 msnm (Fig. 3). La excepción a este comportamiento, es la estación Pumire, que está ubicada en el extremo norte del área en estudio. Esto puede estar ligado a que este dato no es representativo, por el pequeño número de lluvias analizadas, o podría significar que la composición isotópica de las lluvias en esta zona es controlada por procesos diferentes que en las otras estaciones.



En el caso de las lluvias de invierno, se puede observar una evolución isotópica totalmente diferente. En primer lugar, ellas son significativamente más pesadas que las lluvias de verano, observándose por ejemplo en Coposa una diferencia del orden de 10 o/oo en $\delta^{18}O$. Además, no se observa una relación entre el contenido isotópico y la altura. No obstante, estas aguas se ubican sobre la recta meteórica mencionada anteriormente.

Los valores de tritio fluctúan entre 9.9 UT a 3.0 UT con un valor medio de 6 UT, no observándose ninguna diferencia entre las lluvias de verano y las de invierno. Estos valores están dentro de lo esperado para estaciones de latitud media en el Hemisferio Sur [9, 10].

El diferente comportamiento isotópico observado entre las lluvias de verano y las de invierno podría estar asociado al origen y evolución de las masas de aires y a la naturaleza de las tormentas causantes de estas precipitaciones.

Como parte del mismo programa relacionado con el estudio de los recursos hídricos del norte de Chile, en que se incluye la hidrología isotópica, se realizó un estudio meteorológico tendiente a dilucidar el problema del origen de las masas de aire que causan las precipitaciones en el altiplano chileno [11]. En este estudio, específicamente se analizaron las tormentas principales del verano y invierno de 1984. Uno de los primeros aspectos que se abordó en ese estudio, fue la verificación de evidencia aportada por los lugareños del área encargados de las observaciones. Sus opiniones, coinciden en que la lluvia estival se produce por vientos del Este cargados de humedad, y que la precipitación invernal esta asociada con vientos del N o del W. El análisis de la componente zonal del viento obtenida por medio de radiosondas, y su correlación con la cantidad de precipitación, corroboró estas evidencias ya que se encontró que los períodos de lluvias mas importantes estaban asociados a vientos del Este y los períodos secos a vientos del W.

El otro aspecto importante abordado en ese estudio fue relacionado con las trayectorias de las masas de aire que arribaron a la zona del altiplano durante 1984. Las principales conclusiones de ese análisis fueron las siguientes: a) las trayectorias de las lluvias estivales indican que las masas de aire precipitantes se originaron en la cuenca amazónica y que los casos que corresponden a trayectorias que nacen sobre el Océano Pacífico no dan lugar a precipitaciones. Un ejemplo de lo dicho anteriormente, puede ser visualizado en la Fig. 4 y b) Con respecto a las lluvias de invierno, estas se originaron por la invasión de un frente de aire polar con un fuerte intercambio con aire cálido tropical. El origen de estas últimas masas de aire es la cuenca amazónica en el nivel de 700 mb pero a los 500 mb, el principal componente viene del Pacífico. Esto sucedió en el día anterior a la tormenta. Durante la tormenta, el aire provino de la cuenca amazónica y luego giró en dirección NNW hasta llegar al altiplano (Fig. 5).

Las evidencias meteorológicas presentadas indicarían que el gradiente isotópico con la altura observado en las lluvias de verano no puede estar relacionado con el efecto altura, luego las causas de este fenómeno tienen que estar

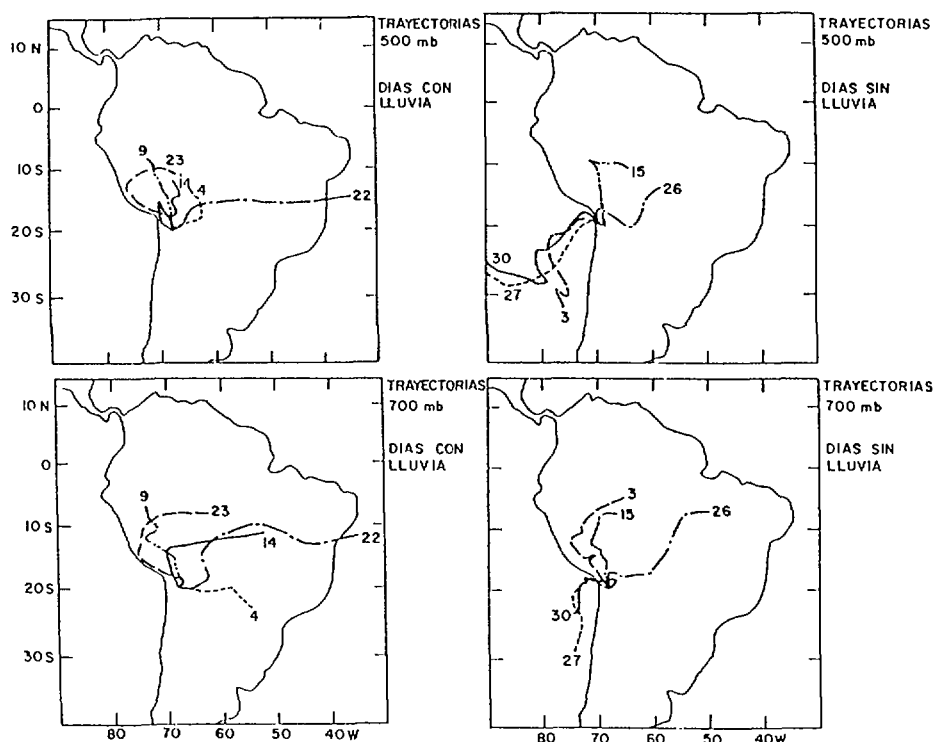


Fig. 4. Trayectorias de las masas de aire que representan las principales tormentas y dias sin lluvias en los meses de Enero y Febrero de 1984.

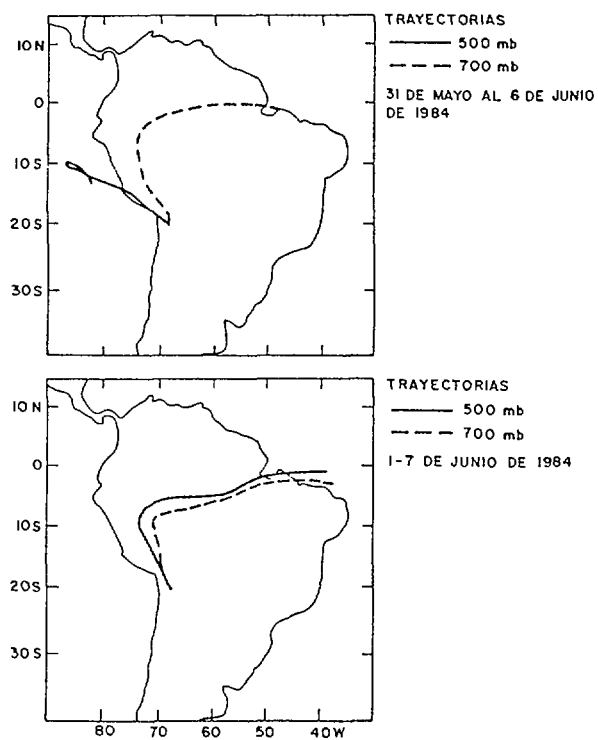


Fig. 5. Trayectorias de las masas de aire que originaron las tormentas de Junio de 1984.

ligadas a procesos que ocurren durante el proceso mismo de precipitación.

Uno de los procesos que podría afectar la composición isotópica de las lluvias, dadas las condiciones cada vez mas áridas de la zona media/baja de la vertiente occidental de la Cordillera del Medio sería la evaporación directa en las gotas de lluvias durante el trayecto desde la base de la nube hasta el sitio de precipitación [12]. Este proceso provoca un enriquecimiento isotópico en el agua residual, lo cual podría explicar en parte los valores isotópicos mas pesados en las estaciones de baja altitud en comparación con las de alturas mayores en las lluvias de verano. El proceso de evaporación provoca un cambio a valores más bajos en la pendiente y el intercepto de la línea meteorica "mundial". Este último parámetro llamado exceso de deuterio " δ " y definido como $\delta = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$ puede ser usado para evaluar la evaporación en las lluvias. Este parámetro es determinado en la interacción aire-mar durante la formación de las nubes precipitantes [13]. Las lluvias afectadas por evaporación muestran una tendencia a valores mas bajos del parametro δ [14].

Los valores de δ muestran un rango de variación entre 9 o/oo y 20 o/oo con una tendencia a valores mas bajos en las estaciones de menor altitud (Tabla I). Esto podría estar indicando que las precipitaciones en la parte media/baja de la Cordillera del Medio están afectadas por evaporación, sin embargo este proceso no sería muy significativo ya que no se observa un cambio apreciable en la pendiente de la línea meteorica local.

Al igual que la composición isotópica, las precipitaciones presentan una distribución espacial con un claro incremento de W a E, que pareciera un caso clásico de aumento de las precipitaciones con la altura (Fig. 6). Sin embargo, en este caso se trata mas bien de una disminución de la distancia a los centros convectivos del Altiplano. La precipitación observada al poniente del Altiplano se origina generalmente en la extensión de la nubosidad alta que caracteriza la parte superior de los sistemas convectivos.

A fin de analizar la posibilidad de que la composición isotópica de las precipitaciones esté controlada por los procesos mencionados anteriormente, se analizaron dos estaciones que representan el altiplano y la zona media, en relación a la influencia de la cantidad de precipitación en la composición isotópica de las lluvias. Estas estaciones, se eligieron porque contaban con una mejor estadística. Este análisis, puede ser visualizado en la Fig. 7 y 8 donde están representadas las principales tormentas estivales de 1984. En estas figuras, se puede ver una estratificación isotópica con la precipitación, con una tendencia a valores más livianos a medida que la cantidad de precipitación aumenta. i.e Pampa Lirima con una composición isotópica media ponderada de -20.3 o/oo en ^{18}O , presenta un rango entre -11 o/oo a -26.7 o/oo durante la tormenta del 1 al 5 de Enero. Esta estratificación no se observa en las lluvias de Marzo, sin embargo dada la cantidad no significativa de precipitación (<3 mm), estas lluvias no representarían un buen ejemplo de la influencia de la actividad convectiva en la cantidad de precipitación.

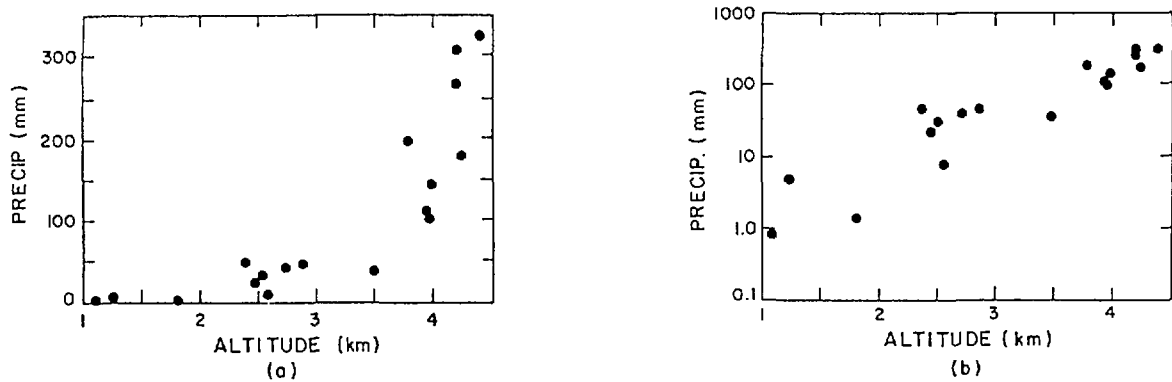


Fig. 6. Variacion de la cantidad de precipitacion en funcion de la altitud en escala lineal y logaritmica. Estos datos representan promedios de 20 años.

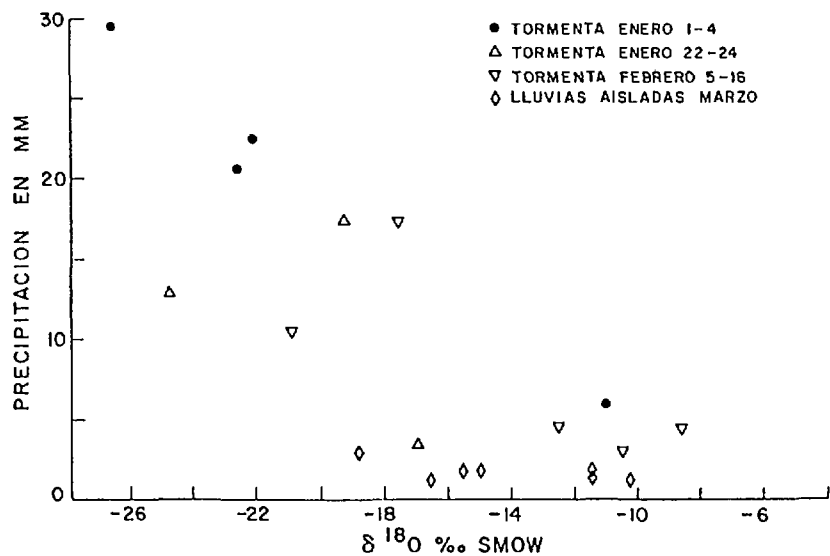


Fig. 7. Variacion del contenido de ^{18}O en funcion de la cantidad de precipitacion en tormentas muestreadas en Pampa Lirima.

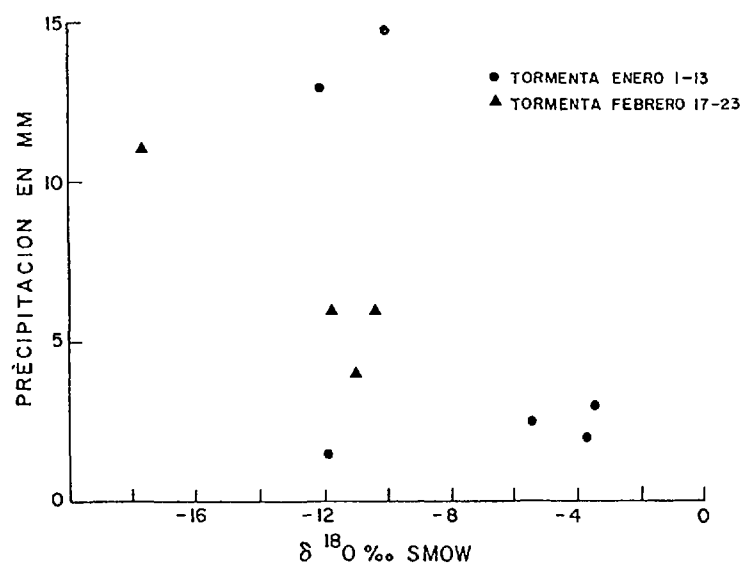


Fig. 8. Variacion del contenido de ^{18}O en funcion de la cantidad de precipitacion en tormentas muestreadas en Copaquire.

Uno de los puntos que queda abierto a discusión y a nuevos estudios, está relacionado con los procesos que pueden afectar la composición isotópica de las masas de aire, durante su trayectoria desde el Atlántico hasta que llegan a la zona del altiplano. Uno de los procesos que podría modificar su composición isotópica, sería su participación en procesos de precipitación dentro de la cuenca amazónica. Evidencias isotópicas dentro de esta cuenca, muestran que el efecto continental no está claramente definido durante la estación lluviosa (Enero a Mayo), sin embargo una tendencia a valores más livianos es observada en toda la cuenca, especialmente en las estaciones de la parte sur [15, 16]. Como máximo, el gradiente isotópico con la distancia de la costa es del orden de $-0.7 \cdot 10^{-3}$ o/oo/km. Luego, no debería esperarse un cambio significativo en la composición isotópica de las masas de aire, por el paso de estas a través de la cuenca amazónica. El proceso que tendría que afectar notablemente las masas de aire, está relacionado con la ascensión de los Andes, desde un nivel de aproximadamente 500m hasta 5500m en la parte alta de la Cordillera de los Andes. Esto significa que a medida que el aire asciende y precipita, la masa de vapor se va haciendo cada vez más liviana isotópicamente. Un empobrecimiento isotópico por lo menos de 10 o/oo en ^{18}O , si consideramos un gradiente isotópico de -0.2 o/oo/100m, debería esperarse por este proceso. Sin embargo, la importancia de este proceso es difícil de evaluarla, por la influencia de la evapotranspiración del bosque que existe hasta aproximadamente los 3000 msnm en la ladera oriental de la Cordillera de los Andes.

Los datos isotópicos de que se dispone actualmente de lluvias en el altiplano chileno y de aguas subterráneas en el altiplano boliviano [17], que fluctúan entre -15 o/oo a -21 o/oo en ^{18}O , sugieren que estas aguas fueron generadas por masas de aire afectadas anteriormente por procesos de precipitación. Sin embargo, debiera también esperarse que las fuertes tormentas convectivas causantes de la precipitación en esta zona, generen aguas empobrecidas isotópicamente. Una red pluviométrica más completa que incluya el altiplano boliviano y peruano, en conjunto con información meteorológica, podrían aportar nuevas evidencias que ayuden a entender la historia de estas masas de aire.

En conclusión, las evidencias isotópicas y meteorológicas presentadas en este trabajo, apoyarían la tesis que la estratificación isotópica en las lluvias estivales no es generada por el efecto altura. Este comportamiento, puede ser mejor explicado por el efecto cantidad, el cual estaría controlado por el grado de actividad convectiva dentro de las nubes precipitantes. Las estaciones de la parte altiplánica están localizadas en los núcleos de los centros convectivos, mientras que las estaciones bajas están bajo la influencia de la periferia de la actividad convectiva. En estas últimas estaciones, no se puede descartar la posibilidad de evaporación directa en las gotas de lluvia. Por otro lado, el diferente comportamiento isotópico de las lluvias de invierno con respecto a las de verano, no está relacionado con el origen de las masas de aire, sino más bien está ligado al tipo de tormentas que generan estas

lluvias. Las tormentas de invierno se generaron por actividad frontal de aire polar con aire cálido proveniente del Pacífico y del Amazonas y las de verano por actividad convectiva en masas de aire provenientes de la cuenca amazónica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo, se realizó en un convenio de cooperación entre la Dirección General de Aguas y la Comisión Chilena de Energía Nuclear, como parte de los proyectos IAEA CHI/8/013 y 301-F3-CHI-3715/GS. Se agradece, especialmente a Werner Rauert (GSF) por el aporte de los análisis de tritio y a Alberto Polastri y Evelyn Aguirre (CCHEN) por los análisis de los isótopos estables. Este trabajo, no hubiera sido posible sin la colaboración de los observadores encargados de las estaciones pluviométricas.

REFERENCIAS

- [1] Gutman, G.J., Schwerdtfeger, W., The role of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the subtropical Andes, in the summer. Meteor. Rundschau 18 (1965) 69
- [2] ICC-CONIC., Estudio de las precipitaciones en la Región de Tarapaca. Ministerio de Obras Públicas Dirección General de Aguas (1982)
- [3] Fritz, P., Suzuki, O., Silva, C., and Salati, E., 1981. Isotope hydrology of groundwater in the Pampa del Tamarugal, Chile. Jour. Hydrol 53 (1981) 161
- [4] Magaritz, M., Suzuki, O., Aravena, R., Peña, H., Grilli, A. y Orphanopoulos, D., Isotopic and chemical study of the water resources in the Iquique province. Informe final, Proyecto CHI/8/013, IAEA (1985)
- [5] Peña, H., Orphanopoulos, D., Grilli, A. y Aravena, R. Estudios de hidrología isotópica, área Salar de Llamara, desierto de Atacama-Chile. Progress Report, IAEA project 301-F3-CHI-3715/GS (1985)
- [6] Craig, H., Isotopic variation in meteoric waters. Science 133 (1961) 1702
- [7] Dansgaard, W., Stable isotopes in precipitation, Tellus 16 (1964) 436
- [8] Siegenthaler, U., Oeschger, H., Correlation of ^{18}O in precipitation with temperature and altitude. Nature 285 (1980) 314

- [9] Albero, M.C. y Panarello, H.O., Trítio e isotopos estables en aguas de precipitaciones en America del Sur Interamerican Symposium on Isotope Hydrology, Agosto, (1980)
- [10] IAEA, Environmental isotope data N° 7: World Survey of Isotope Concentration in Precipitation (1976-1979), Informe tecnico N° 226 (1983).
- [11] Fuenzalida, H. y Rutland, J., Estudio sobre el origen del vapor de agua que precipita en el invierno altipla
- [12] Ehhalt, D., Kont, K., Nagel, J.F., and Vogel, J.C., Deuterium and oxygen 18 in rain water. Jour. Geophys. Res 68 (1963) 3775
- [13] Merlivat, L. and Jouzel, J., Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen-18 relationship for precipitation. J. Geophys. Res 84 (1979) 5029
- [14] Yutsever, Y., Worldwide survey of stable isotopes in precipitation. Rep. Sect. Isotope Hydrol., IAEA, 40 pp (1975)
- [15] Mortatti, J., Salati, E., Victoria, R.L., and Ribeiro, M.N.G., Analysis of the isotopic behaviour of the hydrogen and oxygen of water in the main channel of the river Solimoes/Amazon. Scope/Unep, Hamburg, April (1985)
- [16] Salati, E., Dall Olio, A., Matsui, E., and Gat, J.R., Recycling of water in the Amazon Basin: An isotopic study. Wat. Res. Res 15 (1979) 1250
- [17] Lizarazu, J., Aranyossy, J.F., Orsag, V., y Salazar, J.C., Estudio de los recursos hidricos subterraneos mediante la aplicacion de isotopos ambientales en la subcuenca de Oruro-Caracollo (Bolivia), Isotope Techniques in Water Resources Development (Proc Symp. Vienna, 1987), IAEA, Vienna

MEDICIONES DE ^{18}O Y ^2H EN 'PENITENTES' DE NIEVE

H. PEÑA

Dirección General de Aguas,
Santiago, Chile

Resumen-Abstract

MEDICIONES DE ^{18}O Y ^2H EN 'PENITENTES' DE NIEVE.

Las características del balance de energía sobre la nieve en las altas montañas de las regiones áridas y semi-áridas generan una geometría peculiar de la superficie de ablación, conocida con el nombre de "penitentes". En esta superficie los procesos vinculados a la ablación del manto nival y en particular sus relaciones con el contenido isotópico de la nieve y del agua de fusión, son complejos y casi completamente desconocidos.

En este trabajo se busca caracterizar las modificaciones que introducen en el contenido de ^{18}O y ^2H de la nieve y del agua de fusión la presencia de penitentes e identificar los procesos que intervienen. Con este propósito entre los años 1983 y 1986 fue posible muestrear un total de 6 penitentes en 2 glaciares ubicados en la Cordillera de Los Andes.

Los resultados mostraron en líneas generales que en los penitentes existe un elevado enriquecimiento en isótopos pesados a lo largo del tiempo, especialmente en las muestras obtenidas en forma superficial, el que se realiza siguiendo la pendiente de los procesos en equilibrio.

En el trabajo se discuten las posibles causas del complejo patrón de distribución del contenido isotópico de los penitentes, estimándose que en lo fundamental dicha distribución refleja la mayor o menor importancia relativa de los procesos de fusión y evaporación (sublimación)- condensación en sus distintos sectores.

MEASUREMENTS OF ^{18}O AND ^2H IN SNOW 'PENITENTES'.

The characteristics of the energy balance for the high mountains snow of arid and semi-arid regions generate a special kind of ablation surface geometry, called "penitentes". For this surface, processes related to snow cover ablation, and specially relations between those processes and the isotope contents of snow and melting water, are complex and almost entirely unknown.

In this study, the modification of ^{18}O and ^2H contents of snow and melting water due to the presence of "penitentes" is analyzed, as well as the involved processes. With this purpose, a number of 6 "penitentes" on 2 glaciers of the Andes Mountains were sampled from 1983 to 1986.

As a general result, "penitentes" show a high enrichment of heavy isotopes with time, specially for those samples taken on the "penitentes" surface. The enrichment process follows the equilibrium slope.

Some possible causes of the complex isotope distribution pattern of the "penitentes" are discussed. This distribution basically seems to reflect the relative importance of melting and evaporation (sublimation)- condensation processes at the different parts of a "penitente".

1. INTRODUCCION

Se designa con el nombre de "Penitentes" a una forma geométrica que adopta la superficie de ablación de un manto de nieve o hielo, la cual se caracteriza por presentar según el meridiano local un perfil similar a los dientes de un serrucho, orientados hacia el sol. En ocasiones estas formas se adelgazan hasta convertirse en delgadas láminas. Los penitentes constituyen una forma de ablación más o menos predominante en las altas montañas subtropicales que presentan un período prolongado sin precipitaciones, como sucede en zonas de los Andes sudamericanos, Pamir e Himalaya; aún cuando en forma esporádica se ha observado en lugares muy diversos (Lliboutry, 1956).

El origen de este fenómeno fue motivo de distintas teorías desde que fueran descritos por Darwin (1835) en su visita a los Andes de Chile Central, hasta que Troll (1942), citado por Lliboutry (1954), dejara bien establecido que constituyen una forma de ablación y no resultado de acciones mecánicas o de otra naturaleza. Lliboutry (1954) y Amstutz (1958) analizan distintos procesos que inciden en la formación y desarrollo de los penitentes, sin embargo en la actualidad no existe una teoría integral del fenómeno ni una adecuada base experimental para su formulación. Conviene señalar que el estudio de los penitentes presenta grandes dificultades debido a que su ocurrencia no es del todo previsible y a las condiciones de acceso y clima de las zonas donde se producen. Por otra parte, su estudio en laboratorio se preve complejo, no habiendo sido intentado a la fecha. Las observaciones del autor (inédito) en los Andes de Chile Central, lo llevan a postular su origen en términos de la relación entre las componentes del balance de energía que actúan según una dirección (radiación directa de onda corta) y las que actúan en forma difusa (radiación difusa de onda corta, radiación de onda larga, calor sensible, calor latente).

En el presente trabajo se busca caracterizar las modificaciones que introduce la aparición de penitentes en el contenido de ^{18}O y ^2H de la nieve y del agua de fusión e identificar los procesos físicos que intervienen en su génesis y desarrollo. Resulta sorprendente señalar que hace casi 30 años Amstutz (1958) sugería la realización de análisis de isótopos ambientales para estos fines.

2. Procedimiento de muestreo y mediciones

De acuerdo a los objetivos del trabajo, se realizaron actividades en 2 glaciares de los Andes Chilenos (fig. 1). Ellos son:

- a) Volcán Parinacota (6.330 msnm) ubicado en el extremo norte del país, a los $15^{\circ} 10'$ Lat. S.

- b) Glaciar Echaurren Sur (4.150 msnm), ubicado frente a la ciudad de Santiago, a los $33^{\circ} 31'$ Lat. S.

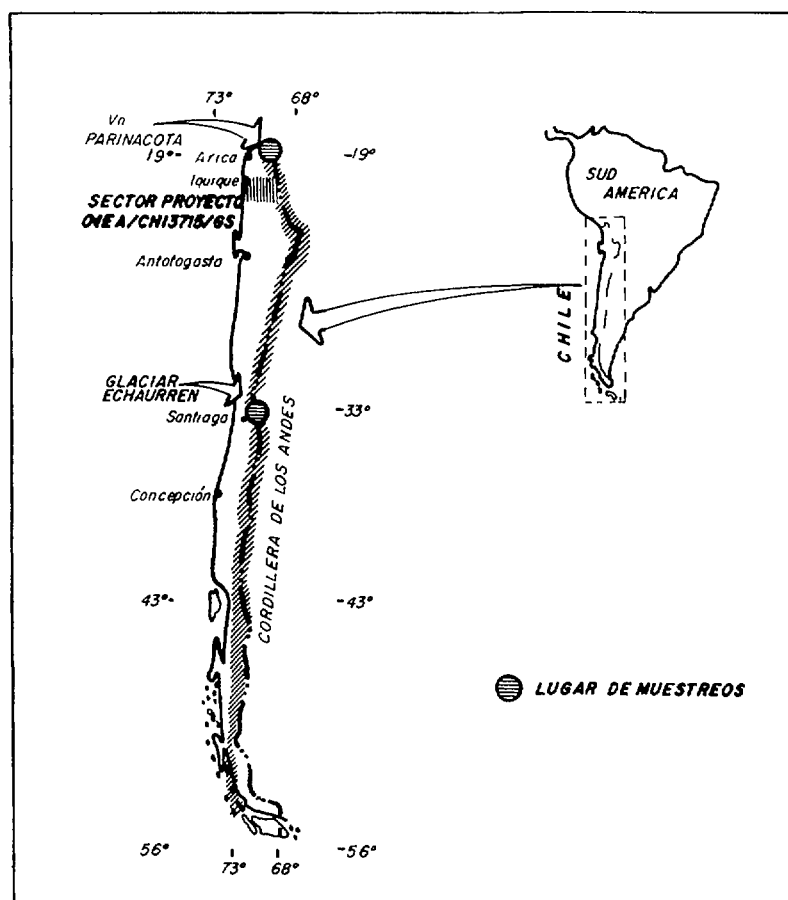


Fig. 1 Plano de Ubicación.

Para la obtención de muestras en el Volcán Parínacota se programó un ascenso durante el mes de Octubre de 1983. En el caso del Glaciar Echaurren Sur se aprovecharon las visitas periódicas de control glaciológico que se realizaron en dicho glaciar, durante las temporadas de primavera-verano de los años 1983/84, 1985/86 y 1986/87. Lamentablemente, las condiciones meteorológicas que predominaron durante ese período, no favorecieron la formación de penitentes de modo que el número de muestras obtenidas resultó inferior al esperado.

En total en las distintas campañas se obtuvieron muestras de 6 penitentes, los cuales presentaron un tamaño variable entre 1 y 2,5 m aproximadamente.

Los muestreos fueron efectuados por el personal técnico de la Dirección General de Aguas encargado de las mediciones en nieve y hielo. El método de trabajo seguido, con variaciones menores de un caso a otro, consistió en rea-

CUADRO 1. DETERMINACION DE δD Y $\delta^{18}O$ EN PENITENTES

ROI.	L U G A R	EL.	FECHA	H.	TP.	OR.	HM/H	$\delta^{18}O$ ‰	δD ‰
A-1	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	1.47 - 2.90	3	0	1.00	-94.6	-13.7
A-1	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	1.47 - 2.90	2	3	.80	-87.0	-11.6
A-1	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	1.47 - 2.90	2	2	.80	-97.7	-12.5
A-1	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	1.47 - 2.90	2	1	.80	-83.8	-10.6
A-1	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	1.47 - 2.90	2	3	.50	-67.0	-9.2
A-1	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	1.47 - 2.90	2	2	.50	-83.0	-11.2
A-1	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	1.47 - 2.90	2	1	.50	-81.0	-12.0
A-1	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	1.47 - 2.90	2	3	.30	-96.2	-13.6
A-1	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	1.47 - 2.90	2	2	.30	-85.4	-11.3
A-1	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	1.47 - 2.90	2	1	.30	-85.3	-11.4
A-1	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	1.47 - 2.90	3	0	.00	-128.5	-18.6
A-1	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	1.47 - 2.90	0	0	.00	-108.7	-15.1
A-1	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	1.47 - 2.90	3	0	-.20	-130.5	-18.5
A-2	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	2.23 - 2.60	3	0	1.00	-99.0	-13.4
A-2	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	2.23 - 2.60	2	3	.80	-90.1	-11.8
A-2	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	2.23 - 2.60	2	2	.80	-109.3	-14.4
A-2	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	2.23 - 2.60	2	1	.80	-71.0	-10.5
A-2	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	2.23 - 2.60	2	3	.50	-94.2	-13.4
A-2	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	2.23 - 2.60	2	2	.50	-111.6	-14.7
A-2	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	2.23 - 2.60	2	1	.50	-74.0	-11.0
A-2	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	2.23 - 2.60	2	3	.30	-85.5	-11.2
A-2	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	2.23 - 2.60	2	2	.30	-115.3	-14.5
A-2	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	2.23 - 2.60	2	1	.30	-100.7	-12.3
A-2	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	2.23 - 2.60	3	0	.00	-107.6	-14.3
A-2	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	2.23 - 2.60	0	0	.00	-110.0	-14.4
A-2	VOLCAN PARINACOTA	5450	23/11/83	2.23 - 2.60	3	0	-.14	-133.0	-18.3
R-1	ECHAURREN SUR	4150	11/ 3/84	~1.00	2	0	1.00	-51.0	-7.1
R-1	ECHAURREN SUR	4150	11/ 3/84	~1.00	2	1	.80	-73.0	-10.3
R-1	ECHAURREN SUR	4150	11/ 3/84	~1.00	2	2	.80	-82.0	-10.9
R-1	ECHAURREN SUR	4150	11/ 3/84	~1.00	2	3	.80	-50.0	-7.2
R-1	ECHAURREN SUR	4150	11/ 3/84	~1.00	2	1	.50	-86.0	-11.6
R-1	ECHAURREN SUR	4150	11/ 3/84	~1.00	2	2	.50	-91.0	-12.6
R-1	ECHAURREN SUR	4150	11/ 3/84	~1.00	2	3	.50	-62.0	-8.9
R-1	ECHAURREN SUR	4150	11/ 3/84	~1.00	2	1	.30	-100.0	-12.8
R-1	ECHAURREN SUR	4150	11/ 3/84	~1.00	2	2	.30	-97.0	-13.3
R-1	ECHAURREN SUR	4150	11/ 3/84	~1.00	2	3	.30	-70.0	-9.7
R-1	ECHAURREN SUR	4150	11/ 3/84	~1.00	2	0	.00	-86.0	-11.7
R-2	ECHAURREN SUR	4150	11/ 3/84	~1.00	2	0	1.00	-49.0	-6.4
R-2	ECHAURREN SUR	4150	11/ 3/84	~1.00	2	1	.80	-92.0	-11.9
R-2	ECHAURREN SUR	4150	11/ 3/84	~1.00	2	2	.80	-94.0	-12.3
R-2	ECHAURREN SUR	4150	11/ 3/84	~1.00	2	3	.80	-52.0	-7.4
R-2	ECHAURREN SUR	4150	11/ 3/84	~1.00	2	1	.50	-70.0	-9.5
R-2	ECHAURREN SUR	4150	11/ 3/84	~1.00	2	2	.50	-88.0	-12.6
R-2	ECHAURREN SUR	4150	11/ 3/84	~1.00	2	3	.50	-52.0	-7.0
R-2	ECHAURREN SUR	4150	11/ 3/84	~1.00	2	1	.30	-74.0	-10.8
R-2	ECHAURREN SUR	4150	11/ 3/84	~1.00	2	2	.30	-88.0	-12.5
R-2	ECHAURREN SUR	4150	11/ 3/84	~1.00	2	3	.30	-83.0	-11.5
R-2	ECHAURREN SUR	4150	11/ 3/84	~1.00	2	0	.00	-79.0	-11.6
C-1	ECHAURREN SUR	4150	17/ 1/86	1.63	2	0	1.00	-76.0	-9.4
C-1	ECHAURREN SUR	4150	17/ 1/86	1.63	2	1	.60	-92.0	-11.1
C-1	ECHAURREN SUR	4150	17/ 1/86	1.63	2	2	.60	-123.0	-15.8
C-1	ECHAURREN SUR	4150	17/ 1/86	1.63	2	3	.60	-81.0	-9.3
C-1	ECHAURREN SUR	4150	17/ 1/86	1.63	2	1	.30	-91.0	-11.4
C-1	ECHAURREN SUR	4150	17/ 1/86	1.63	2	2	.30	-103.0	-14.1
C-1	ECHAURREN SUR	4150	17/ 1/86	1.63	2	3	.30	-64.0	-9.2
C-1	ECHAURREN SUR	4150	17/ 1/86	1.63	2	0	.00	-76.0	-11.0
C-1	ECHAURREN SUR	4150	17/ 1/86	1.63	2	0	.00	-73.0	-10.4
C-1	ECHAURREN SUR	4150	17/ 1/86	1.63	2	0	-.10	-88.0	-12.7
D-1	ECHAURREN SUR	4150	28/ 2/86	2.01	2	0	1.00	-74.0	-9.8
D-1	ECHAURREN SUR	4150	28/ 2/86	2.01	2	1	.60	-55.0	-6.7
D-1	ECHAURREN SUR	4150	28/ 2/86	2.01	2	2	.60	-90.0	-11.9
D-1	ECHAURREN SUR	4150	28/ 2/86	2.01	2	3	.60	-88.0	-12.6
D-1	ECHAURREN SUR	4150	28/ 2/86	2.01	2	1	.30	-88.0	-11.0
D-1	ECHAURREN SUR	4150	28/ 2/86	2.01	2	2	.30	-95.0	-13.3
D-1	ECHAURREN SUR	4150	28/ 2/86	2.01	2	3	.30	-19.0	-4.2
D-1	ECHAURREN SUR	4150	28/ 2/86	2.01	2	0	.00	-97.0	-13.5
D-1	ECHAURREN SUR	4150	28/ 2/86	2.01	2	0	.00	-101.0	-13.3
D-1	ECHAURREN SUR	4150	28/ 2/86	2.01	0	0	.00	-98.0	-12.6
D-1	ECHAURREN SUR	4150	28/ 2/86	2.01	2	0	-.10	-99.0	-13.1

TP = Tipo : 0 liquido
1 nieve
2 neviza
3 hielo

OR = orientacion : 1 sin orientacion definida
1 superficie norte
2 centro
3 superficie sur

EL : elevacion (m.s.n.m.)
HM : altura de la muestra (m)
H : altura del penitente (m)

lizar cortes horizontales en un penitente seleccionado, a distintas profundidades del fondo, tomando muestras para el análisis del contenido de ^{18}O y ^2H en el centro y superficialmente (1 cm) en sus caras norte y sur. Cuando era posible se obtenían muestras de agua líquida producida por el derretimiento. (fig. 2)

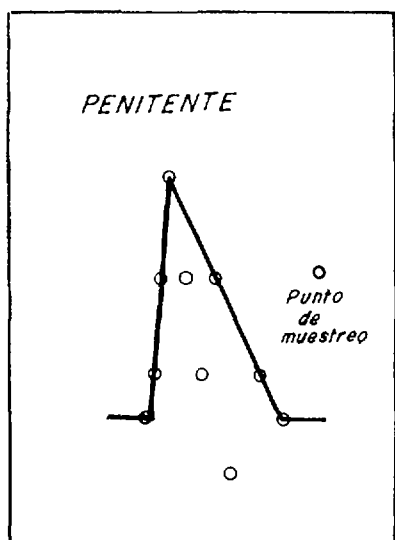


Fig. 2 Ubicación de los puntos de muestreo en perfil típico de un penitente.

Los análisis isotópicos fueron efectuados en el laboratorio de isótopos ambientales de la Comisión Chilena de Energía Nuclear (CCHEN).

En el cuadro N° 1 se entrega información detallada de los muestreos efectuados, indicando el resultado de las determinaciones isotópicas. También se incluyen en el mismo cuadro los antecedentes de un perfil isotópico del manto de nieve en noviembre de 1985, el cual resulta de interés para la interpretación de los resultados de esa temporada.

3. Análisis de Resultados

Para el análisis de los resultados, se han confeccionado diagramas $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ y perfiles del contenido isotópico en función de la elevación del punto de muestreo sobre el fondo del penitente, distinguiéndose entre las muestras tomadas en las caras y en el centro. Estos antecedentes se entregan en las figuras números 3 a 8 y ellos permiten efectuar los siguientes comentarios:

- a) Existe un elevado enriquecimiento en isótopos pesados en las muestras en las caras de los penitentes, como se aprecia claramente en los penitentes A-2, B-2, C-1 y D-1. En relación al penitente A-1, en el cual no se observan diferencias entre las caras y el centro del penitente,

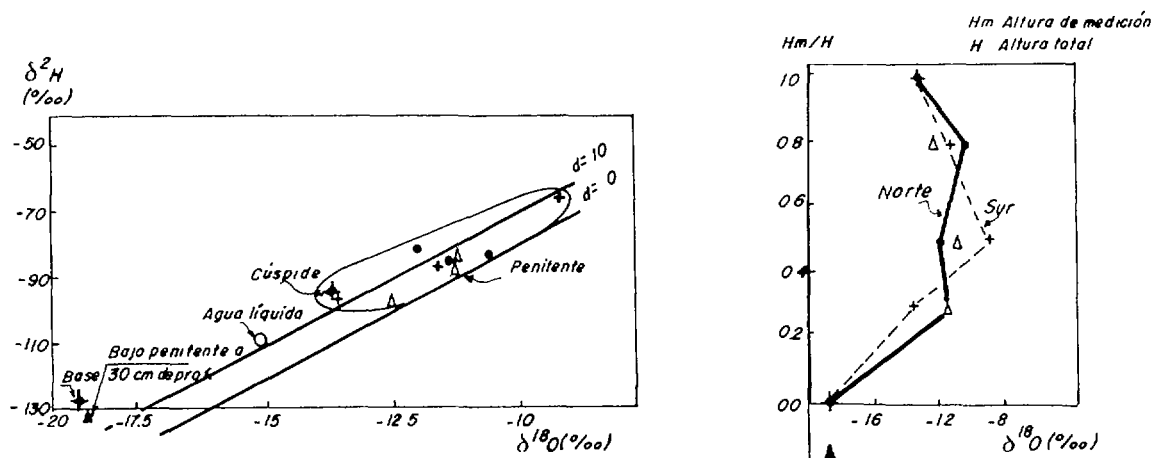


FIG. 3 PENITENTE A-1 VOLCAN PARINACOTA

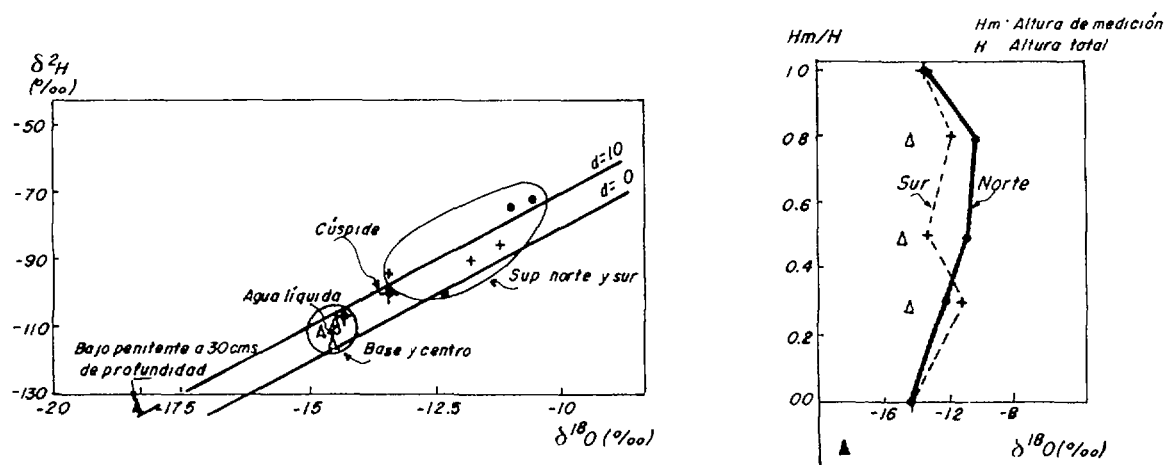


FIG. 4 PENITENTE A-2 VOLCAN PARINACOTA

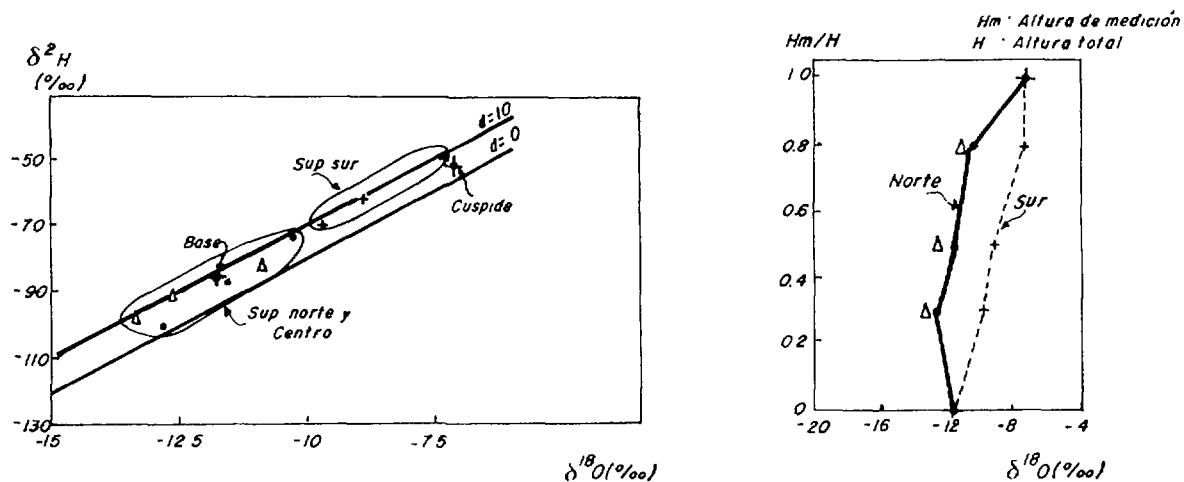


FIG. 5 PENITENTE B-1 GLACIAR ECHAURREN

SIMBOLOGIA GENERAL

• : Sup Norte + : Sup Sur Δ : Centro ✦ : Sup. s/orientación ° : Líquido

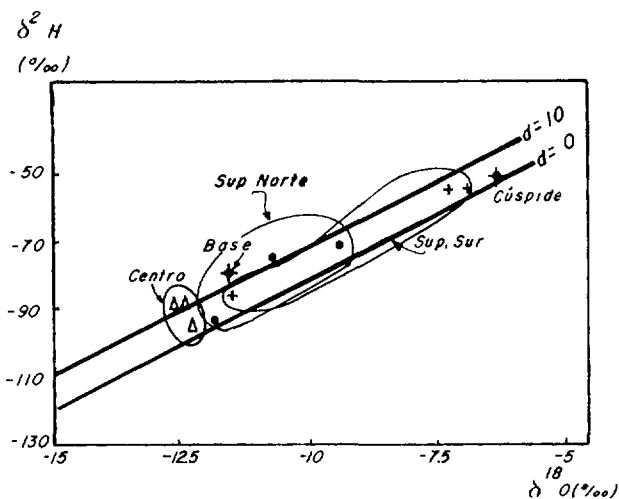


FIG. 6 PENITENTE B-2 GLACIAR ECHAURREN

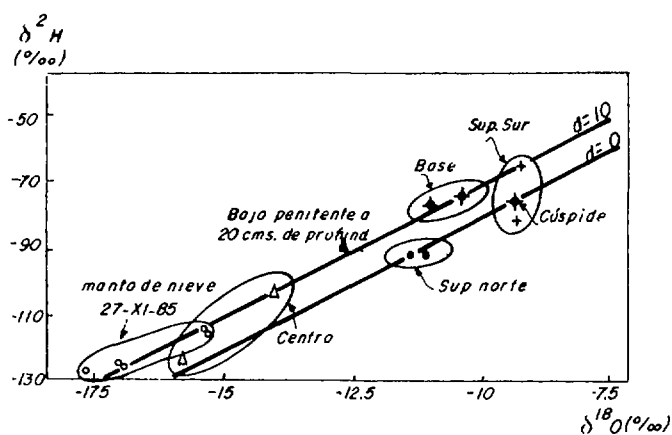
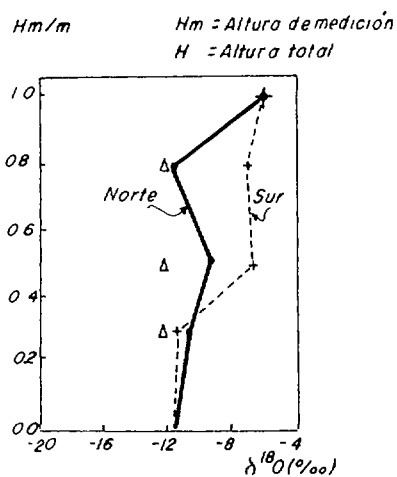


FIG. 7 PENITENTE C-1 GLACIAR ECHAURREN

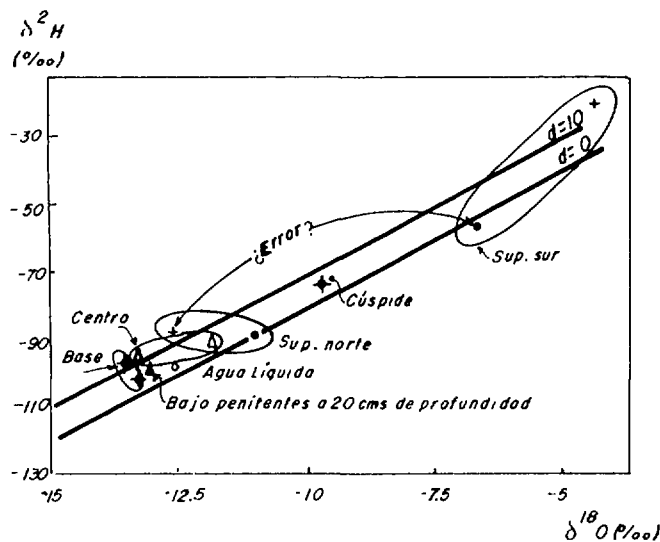
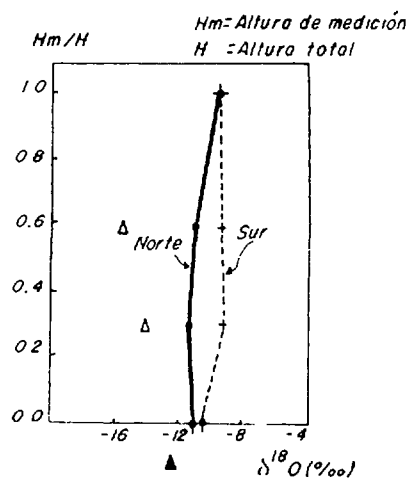
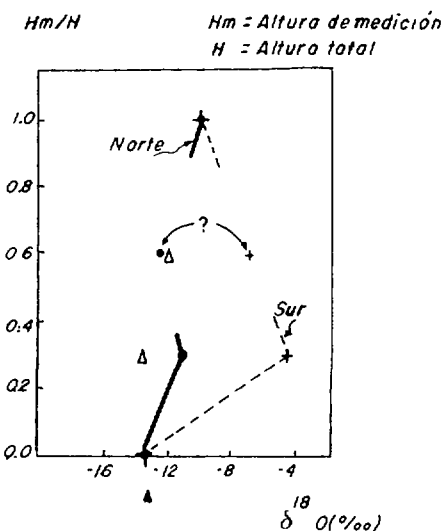


FIG. 8 PENITENTE D-1 GLACIAR ECHAURREN



SIMBOLOGIA GENERAL:

• : Sup. Norte + : Sup. Sur Δ : Centro ✦ : Sup s/orientación ○ : Líquido

es probable que su distribución isotópica tenga origen en procesos de evaporación-condensación superficial acompañado de su difusión al conjunto del penitente, lo cual en ese caso se ve favorecido por su reducido espesor. Sin embargo, también se podría interpretar como el resultado de una estratificación del manto de nieve original, el cual no pudo ser borrado por los procesos posteriores.

- b) En el plano $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$ se observa que el fraccionamiento isotópico en general se produce sin desviaciones significativas de la pendiente característica de los procesos en equilibrio.
- c) Existe una marcada diferencia entre el contenido isotópico de las caras norte y sur en los penitentes ubicados a $33^\circ 35'$ Lat. S. y no así en aquellos ubicados en $15^\circ 10'$ Lat. S.
- d) En los penitentes en que fue posible muestrear el agua de deshielo, el contenido isotópico resultó parecido al valor medio en la nieve del fondo de los penitentes o a un valor intermedio entre el contenido isotópico en el fondo y en las caras.
- e) En general no se detecta una relación entre el contenido isotópico en la superficie de los penitentes y su distancia a la base.
- f) Aunque la ausencia de antecedentes del contenido isotópico del manto de nieve original impide deducir alguna conclusión con seguridad, existen indicios de que en general el centro de los penitentes muestreados ha experimentado enriquecimiento en isótopos pesados. En los penitentes A-1 y A-2 ello podría explicar las diferencias del contenido isotópico del centro con la muestra obtenida bajo la base de los penitentes. En la secuencia de muestreos de nov/1985; enero/1986 y febrero/1986, se aprecia que si bien en enero/1986 el centro aún estaba más o menos inalterado, en febrero/1986 se había enriquecido notablemente, alcanzando un valor muy similar al que se encontró en el centro de los penitentes del mismo lugar en la temporada anterior.

4. DISCUSION

Los complejos patrones según los cuales se distribuye el contenido isotópico en los penitentes, demuestran claramente que no pueden ser originados en el manto de nieve inicial, sino por el contrario ellas son producto de los procesos físicos que acompañan la formación de penitentes.

Los principales procesos que pueden ser relevantes para este análisis son:

- El transporte de agua de derretimiento superficial por percolación en el manto de nieve. Este proceso ha sido modelado en forma simplificada por Buason (1972), siendo dicho modelo aplicado con datos de terreno por Arnasson et al (1972).
- El intercambio de vapor de agua con la atmósfera a través de evaporación o condensación. El proceso de evaporación se asocia a un fraccionamiento isotópico en condiciones de no equilibrio, lo cual genera en el plano $\delta^{18}O - \delta^2H$ un corrimiento hacia valores mayores de $\delta^{18}O$, en relación a la recta característica de los procesos en equilibrio. Por su parte la condensación se produce en condiciones de equilibrio y su efecto sobre el contenido isotópico de la nieve superficial depende del contenido isotópico del vapor de agua en la atmósfera. Considerando que las temperaturas son relativamente altas en verano, es posible que el vapor de agua que se condensa durante ese período sea más rico en isótopos pesados que la nieve acumulada en invierno, resultando entonces que ambos procesos, evaporación y condensación, pueden producir un enriquecimiento isotópico superficial; fenómeno observado en otros trabajos (Moser et al, 1975).
- Procesos de difusión isotópica hacia el interior del manto de nieve, en fase gaseosa, a través de los poros en la nieve o neviza.
- Intercambios de masa entre la fase sólida y gaseosa, acompañados de la convección en el medio poroso del vapor de agua, (Powers et al, 1985) inducido por un gradiente térmico. Este fenómeno genera un enriquecimiento en isótopos pesados hacia el borde de mayor temperatura (Moser et al, 1975).
- Intercambios isotópicos entre las fases líquidas y sólidas en el interior del manto, proceso incluido en el análisis ya citado de Buason (1975).

En relación a la importancia relativa de estos procesos de acuerdo con la distribución de isótopos observada, cabe destacar los siguientes hechos:

- La ausencia de una desviación sistemática del contenido isotópico de la recta que representa en el plano $\delta^{18}O - \delta^2H$ los procesos en equilibrio, induce a aceptar que además de los procesos de evaporación deben presentarse en ocasiones en la superficie de los penitentes situaciones favorables a la condensación. A este respecto tradicionalmente se ha destaca-

do la importancia que puede tener la existencia de condensación en el fondo de los penitentes pero no en cuerpo de los mismos, lo cual sería posible por la menor temperatura que alcanzan las caras de los penitentes.

- El gradiente de temperatura que se observa frecuentemente entre las caras norte y sur de los penitentes en verano en el glaciar Echaurren Sur, debería generar procesos de convección interna. Sin embargo, esos procesos tendrían que actuar enriqueciendo en isótopos pesados la cara norte de mayor temperatura, lo que contradice las mediciones, razón por la cual se estima que ese fenómeno debe desempeñar un papel menor.
- La explicación más probable de la distribución isotópica se encuentra en la existencia de un equilibrio dinámico entre los procesos de enriquecimiento superficial (evaporación-condensación), de su difusión hacia el interior del manto de nieve y del proceso de transporte de masa por fusión de la nieve superficial. Una modelación matemática sencilla de una columna de nieve sometida a dichos procesos, en régimen permanente, muestra que el contenido isotópico de la nieve en superficie, cuando se incrementa la importancia de los intercambios con la atmósfera, tiende a ser una función únicamente del contenido isotópico de la humedad del aire, a la inversa, cuando el proceso predominante es el derretimiento, resulta una función del contenido isotópico de la nieve original. De acuerdo a esta interpretación, aquellos sectores con un mayor contenido de isótopos pesados en superficie corresponderían a los puntos donde los procesos de evaporación-condensación tienen mayor peso en relación al derretimiento. A su vez, los lugares de menor contenido de isótopos pesados en superficie corresponderían a las zonas de derretimiento preferenciales en los penitentes.

De acuerdo a lo anterior, el contenido isotópico coincidiría con las observaciones de terreno en señalar que el derretimiento mayor se produce en el fondo de los penitentes, siendo mucho menor en las caras. En los penitentes ubicados a pequeñas latitudes no existen preferencias entre ambas caras, situación que es resultado, obviamente, de la posición del sol próximo al cenit. Sin embargo, postulando que no hay diferencias significativas en los procesos de evaporación-condensación entre ambas caras, en las latitudes mayores el derretimiento de la cara norte en los meses de verano (enero-marzo), sería mayor que la cara sur. Esto se explicaría por la disminución a lo largo de esos meses de la declinación solar, lo cual favorece la exposición de la cara norte a los rayos del sol y de la cara sur a la sombra (Fig. 9). Por otra parte, la ausencia de una relación definida entre el contenido isotópico su

perficial y la elevación sobre el fondo, hacen suponer que los procesos de evaporación-condensación y fusión son relativamente independientes de esa variable, situación que desde un punto de vista físico es difícil de explicar.

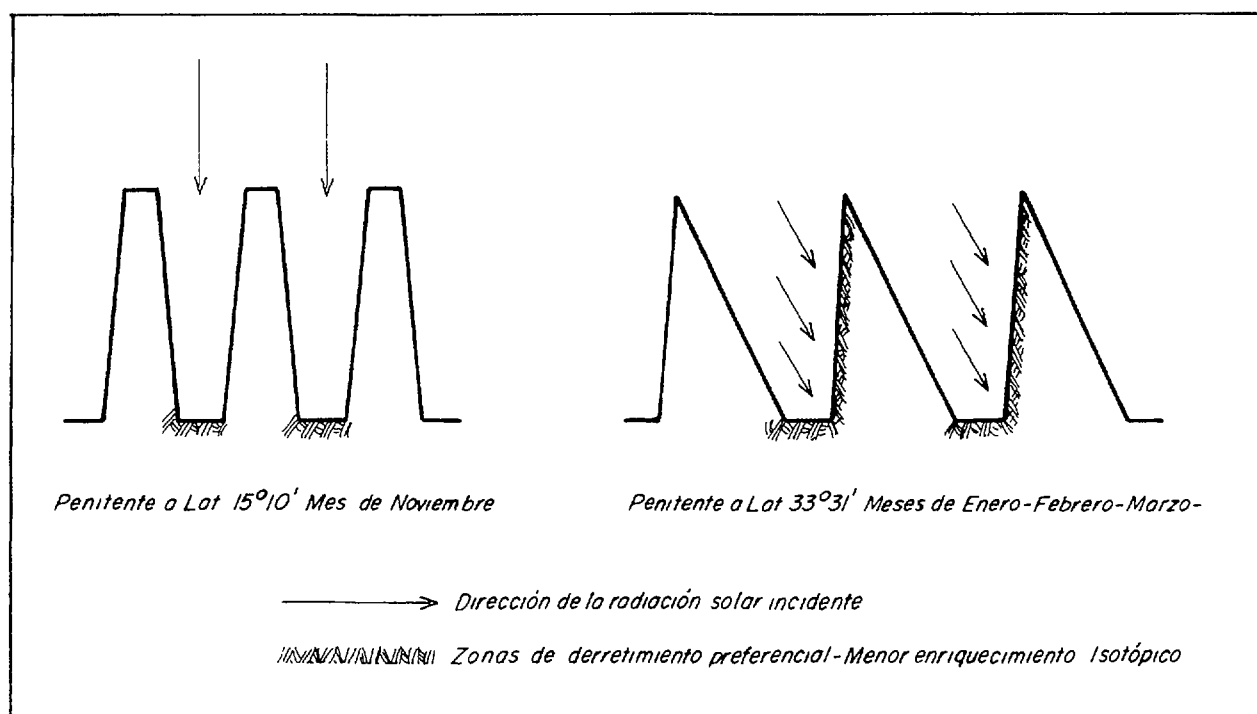


Fig. 9 Relación entre la dirección de la radiación solar y las zonas de derretimiento preferencial y de menor enriquecimiento isotópico.

REFERENCIAS

- Amstutz G.C. 1958. On the Formation of Snow Penitentes J. Glaciol. Vol. 3 N° 24.
- Arnasson, B. 1980. Stable isotopes in hydrology. In: J.R. Gat (editor), Ice and Snow Hydrology. IAEA, Vienna.
- Arnason, B., Buason, Th., Martinec, J. and Theodorsson, P., 1973. Movement of Water through snowpack traced by deuterium and tritium. In The Role of Snow and Ice in Hydrology, Proc. Bauff Symp., September 1972. UNESCO-WMO-IASH 299-312.
- Buason, Th., 1972. Equation of isotope fractionation between ice and water in a melting snow column with continuous rain and percolation. J. Glaciol, 11: 387-405.

- Judy, C., Meiman, J. R. and Friedman, I., 1970. Deuterium variations in an annual snowpack, *Water Resour. Res.*, 6 : 125 - 129.
- Krouse, H.R. and Smith, J.L. 1973. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ abundance variations in Sierra Nevada, seasonal snowpack and their use in hydrological research. In *The Role of Snow and Ice in Hydrology*, Proc. Bauff Symp. September 1972. UNESCO-WMO-IASH. 24-38.
- Lliboutry, L. 1954. The origin of Penitents. *J. Glaciol.* Vol. 2 N° 15
- Martinec, J.; Moser, H., De Quervain, M. R., Rauert, N. and Stichler, W., 1977. Assessment of processes in the snow pack by parallel deuterium, tritium and oxygen-18 sampling. In *Isotopes and Impurities in Snow and Ice*, Proc. Grenoble Symp., August-September 1975. IAHS. Public. 118: 220-231.
- Moser, H. and Stichler, W., 1975. Deuterium and oxygen-18 contents as index of the properties of snow blankets. In: *Snow Mechanics*, Proc. Grindelwald Symp., April 1974, IAHS Pub., 114: 122-135.
- Moser, H. and Stichler, W., 1980. Environmental Isotopes in Ice And Snow. In: P. Fritz and J. Ch. Fontes (Editors) *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Vol. 1 The Terrestrial Environment, A. Elsevier.

EVALUACION DE TASAS DE EVAPORACION DESDE SALARES, UTILIZANDO TECNICAS ISOTOPICAS — APLICACION EN EL SALAR DE BELLAVISTA, CHILE

A. GRILLI*, A. POLLASTRI**,
J. ORTIZ*, E. AGUIRRE**

*Dirección General de Aguas,
Ministerio de Obras Públicas

**Comisión Chilena de Energía Nuclear
Santiago, Chile

Resumen-Abstract

EVALUACION DE TASAS DE EVAPORACION DESDE SALARES, UTILIZANDO TECNICAS ISOTOPICAS — APLICACION EN EL SALAR DE BELLAVISTA, CHILE.

Se evalúan tasas de evaporación representativas de largos períodos de tiempo en 3 Zonas del Salar de Bellavista-Pampa del Tamarugal (I Región), utilizando el perfil del isótopo ambiental: Oxígeno-18, que se desarrolla en la zona no saturada del suelo. Para tal efecto, se adapta el modelo de Barnes y Allison (1984) a suelos estratificados bajo condiciones de no saturación y en régimen permanente no isotermal.

La aplicación del modelo propuesto es efectuada en base a mediciones en terreno de las variables que intervienen. Las tasas de evaporación son obtenidas ajustando los valores de $\delta^{18}O$ generados por el modelo a los medidos en la humedad líquida de los perfiles verticales de suelo no saturado.

SALARS EVAPORATION RATES EVALUATION USING ISOTOPE TECHNIQUES, BELLAVISTA SALAR, CHILE.

Long term evaporation rates are evaluated in different soil conditions at Bellavista Salar, using environmental isotope profiles (oxygen-18) of the unsaturated soil zone. The Barnes and Allison model was adapted to stratified soils under non saturation conditions and for a non isothermal permanent regime.

To apply the proposed model, field data of the different variables were used and the evaporation rates were obtained adjunting the $\delta^{18}O$ values generated by the model to those experimental measured in the water extracted from the soil profile of the unsaturated soil zone.

1. INTRODUCCION

Dependiendo del equilibrio que se establece entre la productividad hídrica de la cuenca y el poder evaporante de la atmósfera en la zona de descarga de una cuenca cerrada, para condiciones fisiográficas determinadas, se forman en esta zona terminal lagos y/o

salares. El Salar de Bellavista es probablemente la principal zona desde donde la escorrentía generada en la cuenca de la Pampa del Tamarugal (Provincia de Iquique, I Región) retorna a la atmósfera vía evaporación del agua subterránea a través del suelo del salar. La figura 1.a presenta la profundidad a la cual se encuentra la superficie freática. Según Grilli et al (DGA, 1986), en el Salar propiamente tal la precipitación anual es de 1 mm/año (promedio de 20 años) y la evaporación promedio anual desde el tanque A es de 6,3 mm/día.

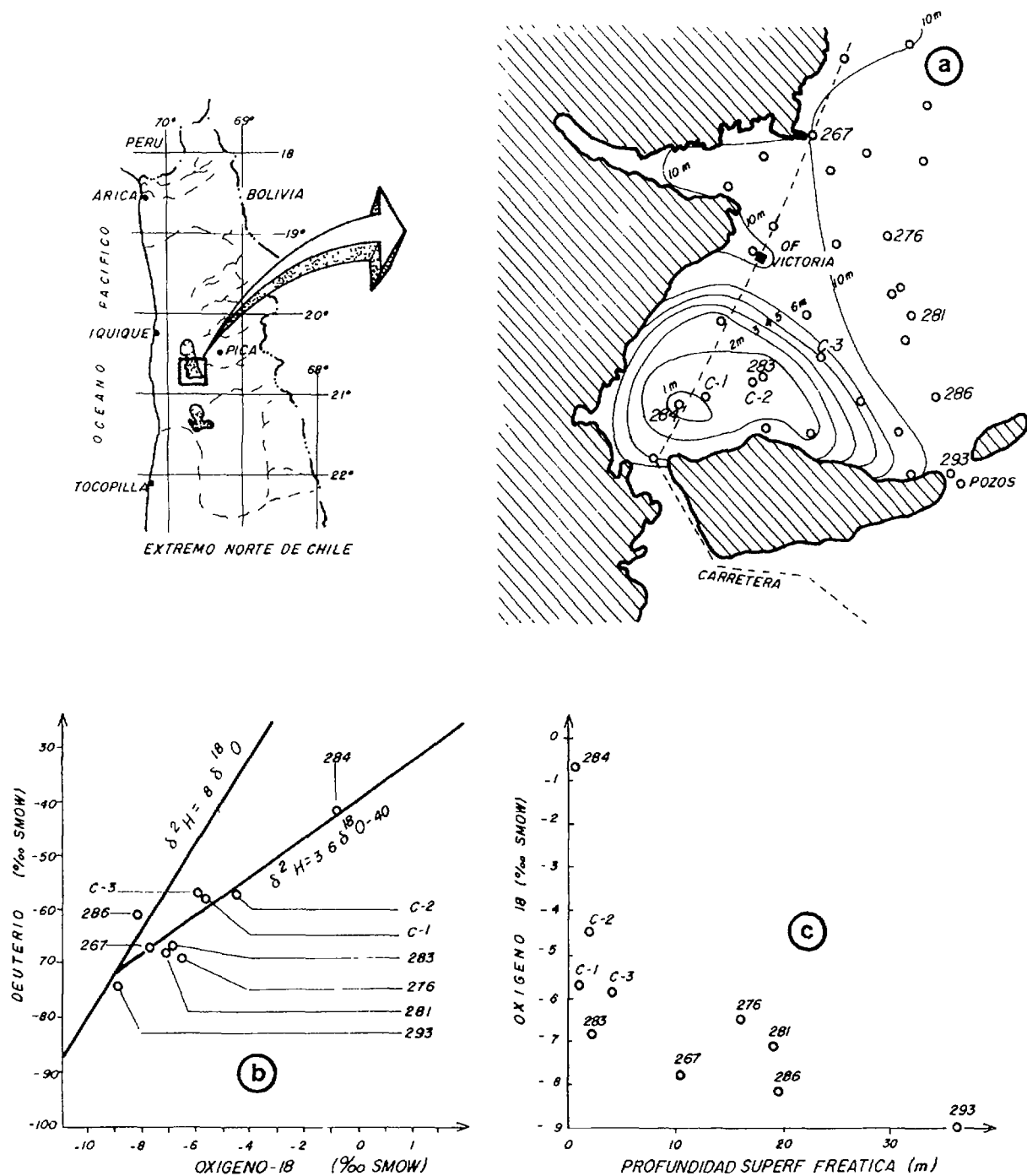


FIG 1 (a) Isopropiundades del agua subterránea en el Salar de Bellavista y ubicación de los pozos muestreados (b) agua subterránea de la Pampa del Tamarugal ($\delta^2H = 8 \delta^{18}O$) y línea de evaporación en el Salar ($\delta^2H = 3.6 \delta^{18}O - 40$) (c) variación del contenido de ^{18}O según la profundidad de la superficie freática

En un diagrama $\delta^2\text{H}$ en función de $\delta^{18}\text{O}$ (ver figura 1.b), las muestras de agua del salar se ubican sobre una línea de evaporación $\delta^2\text{H} = 3.6 \cdot \delta^{18}\text{O} - 40$, la cual se aparta de la tendencia general del agua subterránea de la Pampa ($\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$) determinada por Magaritz et al (DGA, 1985). Esta evaporación aumenta la salinidad del agua subterránea, la cual adicionalmente se ve incrementada por la disolución de los minerales evaporíticos existentes: yeso, calcita y halita (identificados por difracción de rayos X).

La variación del $\delta^{18}\text{O}$ con la profundidad de la superficie freática (ver figura 1.c), insinúa una relación exponencial de la evaporación con la profundidad. Entonces, en el Salar de Bellavista, el factor predominante en la determinación del flujo ascendente de humedad es la profundidad a la cual se encuentra el nivel saturado. Este hecho permite suponer que mediciones puntuales en el espacio del flujo de humedad, permitirán efectuar una buena estimación del caudal total que descarga el acuífero hacia la atmósfera en el salar.

En la zona de estudio, previamente han sido efectuadas algunas mediciones puntuales: a) utilizando tanques lisimétricos (Toro, 1967) y b) midiendo los gradientes que generan el movimiento de humedad en el suelo no saturado y estimando los coeficientes fenomenológicos que los relacionan (Grilli, 1985). Sin embargo, para que esos valores puntuales sean representativos de períodos más largos que los experimentales, requieren necesariamente de mediciones repetitivas en el tiempo.

En cambio, considerando que el tiempo requerido para desarrollarse un perfil de isótopos en el agua del suelo, producto del fraccionamiento que experimenta la molécula de agua en su camino ascendente, es relativamente grande, estimaciones de la evaporación obtenidas a partir de mediciones puntuales en el espacio y en el tiempo de la distribución del H_2^{18}O (o del HDO) en el perfil de suelo no saturado, serán valores medios representativos de largos períodos.

Las primeras experiencias de empleo del perfil de isótonos para calcular la evaporación en suelos homogéneos saturados bajo condiciones controladas de temperatura, humedad y en régimen permanente isotermal, fueron realizadas por Zimmermann et al (1967). Sus resultados mostraron la existencia de un gradiente isotópico con enriquecimiento en la parte superficial y un decrecimiento exponencial en profundidad. Este comportamiento fue modelado como el resultado de un balance entre el flujo descendente de difusión y el flujo evaporativo ascendente, del exceso de H_2^{18}O (o HDO) que se produce por enriquecimiento de la superficie evaporante por sobre el que existe en el agua de alimentación. Posteriormente, Barnes y Allison (1983) y Allison, Barnes y Hughes (1983) extendieron ese trabajo a suelos homogéneos isotermales no saturados, y Barnes y Allison (1984) a suelos homogéneos no isotermales y no saturados.

En el presente trabajo se adapta el modelo de Barnes y Allison (1984) a suelos altamente estratificados bajo condiciones de no saturación y en régimen permanente no isotermal. El objetivo es evaluar tasas de evaporación del agua subterránea del Salar de Bellavista

ta en 3 perfiles de suelo - representativos de diferentes profundidades del nivel freático - en base a los perfiles verticales de δ^{180} desarrollado en la zona no saturada del suelo del salar.

2. METODOS Y MATERIALES

Se intentan modelar los perfiles de H_2^{180} , relativo al agua ordinaria H_2^{160} , resultantes del proceso de evaporación del agua subterránea a través de un perfil vertical de suelo no saturado y altamente estratificado, utilizando una adaptación del modelo propuesto por Barnes y Allison (1984):

$$\frac{d \delta_i}{d z} = f_i$$

$$\text{con,} \quad f_i = F_i - (Z_L + h \cdot Z_V)^{-1} \cdot \delta_i$$

$$F_i = (Z_L + h \cdot Z_V)^{-1} \cdot \left(\delta^{**} + h \cdot Z_V \cdot (\epsilon_i^* + \eta_i) \cdot \frac{d}{d z} \left(\ln (h \cdot N^{sat} \cdot (\epsilon_i^* + \eta_i)) \right) \right)$$

donde z es la longitud vertical desde una referencia arbitraria (positivo hacia arriba), y δ es el contenido del isótopo ambiental utilizado como trazador natural, expresado en ‰ SMOW. δ^{**} es el contenido del trazador en el agua de alimentación del perfil.

Esta ecuación es resuelta expandiéndola en serie de Taylor e integrándola desde el agua subterránea hasta la superficie del suelo. El sistema explícito de diferencias finitas es el siguiente:

$$\delta_i(z + \Delta z) = \delta_i(z) + \Delta z \cdot f_i(z) + \frac{(\Delta z)^2}{2} \cdot \left(g_1 - g_2 \cdot \delta_i(z) - (Z_L + h \cdot Z_V)^{-1} \cdot f_i(z) \right)$$

con,

$$g_1 = \left[F_i(z + \Delta z) - F_i(z - \Delta z) \right] \div [2 \cdot \Delta z]$$

$$g_2 = \left[\left[Z_L(z + \Delta z) + h(z + \Delta z) \cdot Z_V(z + \Delta z) \right]^{-1} - \left[Z_L(z - \Delta z) + h(z - \Delta z) \cdot Z_V(z - \Delta z) \right]^{-1} \right] \div [2 \cdot \Delta z]$$

Donde,

$$Z_V = N^{sat} \cdot \tau^v \cdot (\theta_s - \theta) \cdot D_i^v(\tau) \cdot v \div \epsilon \cdot \rho_L$$

$$Z_L = \tau^L \cdot (\theta - \theta_r) \cdot D_i^L(\tau, c) \div \epsilon$$

El factor de flujo de masa (v) es calculado de $v = P^{atm} \div [P^{atm} - h \cdot N^{sat} \cdot R \cdot (T + 273) \div M_w]$ donde R es la constante universal de los gases ($6,236 \times 10^3 \text{ cmHg} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{mol}^{-1} \cdot ^\circ\text{K}^{-1}$), M_w es el peso molecular del agua ($18,016 \times 10^{-3} \text{ Kg} \cdot \text{mol}^{-1}$) y P^{atm} es la presión barométrica (67,4 cmHg para el Salar de Bellavista). La densidad del vapor de agua saturado (N^{sat} en $\text{Kgm} \cdot \text{m}^{-3}$) es obtenida de $N^{sat} = 10^{-3} \cdot \exp [19,819 - 4975,9/(T + 273)]$, con T en $^\circ\text{C}$, y la densidad del agua líquida (ρ_L) es calculada como $\rho_L = \rho_o \cdot \kappa$, donde ρ_o es la densidad del agua sin sales y $\kappa(C)$ el factor de aumento por

la presencia de sales disueltas. En la evaluación de ρ_o y κ se utilizaron los valores publicados en Smithsonian Physical Table, considerando la totalidad de las sales disueltas correspondientes a NaCl.

El coeficiente de difusión de la especie "i" ($H_2^{18}O$) en el fluido líquido del medio poroso a una temperatura y concentración de sales determinadas, $D_i^l(r, c)$, es calculado como un producto entre el coeficiente de difusión de la especie "i" en agua normal, $D_o^l(T)$, y un factor de reducción por presencia de sales disueltas (D_c/D_o). El coeficiente $D_o^l(T)$ ha sido obtenido de Harris y Woolf (1980). El factor D_c/D_o ha sido estimado de los valores de difusión del agua normal en solución de NaCl a 25° C publicados por Harris, Hertz y Mills (1978). El coeficiente de difusión del $H_2^{18}O$ en el aire, $D_i^v(T)$, ha sido calculado como $D_i^v(T) = 10^{-5} \cdot (76/P^{atm}) \cdot (2,272 \cdot ((T + 273)/273)^{1,394} - 0,146)$ en $m^2 s^{-1}$.

El factor de enriquecimiento en equilibrio ϵ_i^* ($= 1 - 1/\alpha^*$) es calculado de las expresiones propuestas por Majoubé (1971): para 0-18, $\ln \alpha^* = (1,137 \cdot 10^3 / (T + 273)^2) - (0,4156 / (T + 273)) - 2,0667 \cdot 10^{-3}$. El factor de exceso en la relación de difusión (η_i) ha sido estimada en 0,0285.

En 3 perfiles verticales de la zona no saturada - con el nivel freático del agua subterránea ubicado a 1.02, 1.83 y 4.00 m de profundidad - se instalaron sensores de termocuplas para suelos (WESCOR, modelo PCT-55) en diferentes altitudes, midiendo cada 4 horas (durante 2 días) el potencial total de humedad (ψ) y la temperatura (T) por medio de un microvoltímetro de punto de rocío (WESCOR, HR-33T). La humedad relativa (h) en función de la profundidad es calculada utilizando la relación termodinámica $h = \exp(0,2168 \psi / (T + 273))$, con ψ (valor negativo) en bar. La humedad volumétrica líquida (θ) en función de la profundidad es calculada a partir de interpolaciones lineales entre los valores promedios de las mediciones efectuadas en terreno de ψ , suponiendo que existe continuidad de presiones en el perfil y utilizando la relación de transformación $\psi - \theta$ modificada de Visser (1969): $|\psi| = A \cdot (\theta_s - \theta)^n / (\theta - \theta_r)^m$; donde los parámetros A, m y n son valores característicos para cada estrato de suelo. En todos los suelos involucrados han sido estimadas las humedades de saturación (θ_s) y residual (θ_r) en base a extrapolaciones de la tendencia de las curva $\psi - \theta$.

Los valores de θ necesarios para definir la relación $\psi - \theta$, fueron obtenidos colectando muestras de los suelos en profundidad y calculados como $\theta = \omega_c \cdot \rho_d / \rho_L$. El contenido de humedad líquida real (ω_c), en porcentaje en peso, es calculado como $\omega_c = (1 + C') \cdot \omega_o / (1 - C' \cdot \omega_o)$, donde ω_o es la humedad líquida (agua sin sales) en porcentaje en peso entregada por el método gravimétrico y C' (grs. de sal/grs. de agua) es el contenido de sales disueltas presentes en el líquido. La densidad aparente de la matriz de suelo (ρ_d) es calculada como $\rho_d = \rho_t / (1 + \omega_c)$, donde el peso específico total (ρ_t) ha sido medido en terreno utilizando el método del cono de arena.

El contenido de sales disueltas en el líquido presente en el perfil vertical, en función de la altitud sobre el nivel saturado, es determinado en base al contenido total de sales presentes en muestras de suelos colectadas en el perfil. Si las sales totales de una muestra no alcanzan a saturar el volumen de líquido presente en esa muestra, se asume que corresponden a sales disueltas. Si alcanzan para saturar la humedad líquida, las sales disueltas corresponderán a la saturación y las restantes se encontrarán cristalizadas en el suelo. Las sales totales, así como también los iones principales, son medidos en solución, resultantes de una mezcla de agua destilada con suelo previamente secado (extracto 25:1 en peso), la cual es agitada mecánicamente hasta obtener conductividad eléctrica constante.

A muestras de suelos colectadas en los perfiles verticales de la zona no saturada, se les extrae la humedad líquida por medio de un sistema de extracción en vacío, a una temperatura de $65 \pm 2^\circ\text{C}$ y por un período de tiempo tal que pesadas sucesivas de la muestra enfriada (20 minutos en desecadora) entreguen pesos constantes ($\pm 0,1$ gr). En el agua extraída se efectúan las determinaciones del contenido isotópico del O-18 ($\delta^{18}\text{O}$), utilizando un espectrómetro de masas Micromass 602 C.

Por simplicidad se asume - al igual que Barnes y Allison (1984) - que la tortuosidad del suelo al flujo de vapor (τ^v) y al flujo líquido (τ^l) son aproximadamente iguales, pudiendo ser representados por un valor único τ representativo y característico de cada estrato de suelo y rango de humedades involucrados. No obstante lo anterior, al asignar un determinado valor a τ es conveniente tener presente que mediciones experimentales en suelos saturados entregan tortuosidades al flujo líquido de 0,65 para arenas finas uniformes y de 0,30 en limos, siendo posible prever valores aún menores en arcillas y al disminuir el nivel de humedad. En cambio, la tortuosidad al flujo gaseoso crece al disminuir el nivel de humedad líquida.

Entonces, el modelo propuesto presenta básicamente dos parámetros indeterminados: flujo total ascendente de humedad a través del perfil de suelo o tasa de evaporación (E) y tortuosidad (τ) del suelo a ese flujo; pudiendo ser determinados a través del ajuste de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos por el modelo a los contenidos de ese isótopo medidos en el agua en diferentes altitudes del perfil de suelo no saturado.

3. RESULTADOS Y DISCUSION

Las mediciones en terreno fueron efectuadas en Abril-Mayo de 1986. Los registros de evaporación desde el tanque tipo A en los períodos de medición, fueron de 8.5, 7.3 y 8.9 mm/día para los perfiles N°s. 1, 2 y 3 respectivamente.

En la Fig. 2 se presentan las variaciones de las variables de interés en los perfiles verticales, así como también las amplitudes de sus oscilaciones horarias. Destacan las altas presiones negativas que se manifiestan en los perfiles, presentándose gradientes que inducen el movimiento de humedad en forma ascendente. Des-

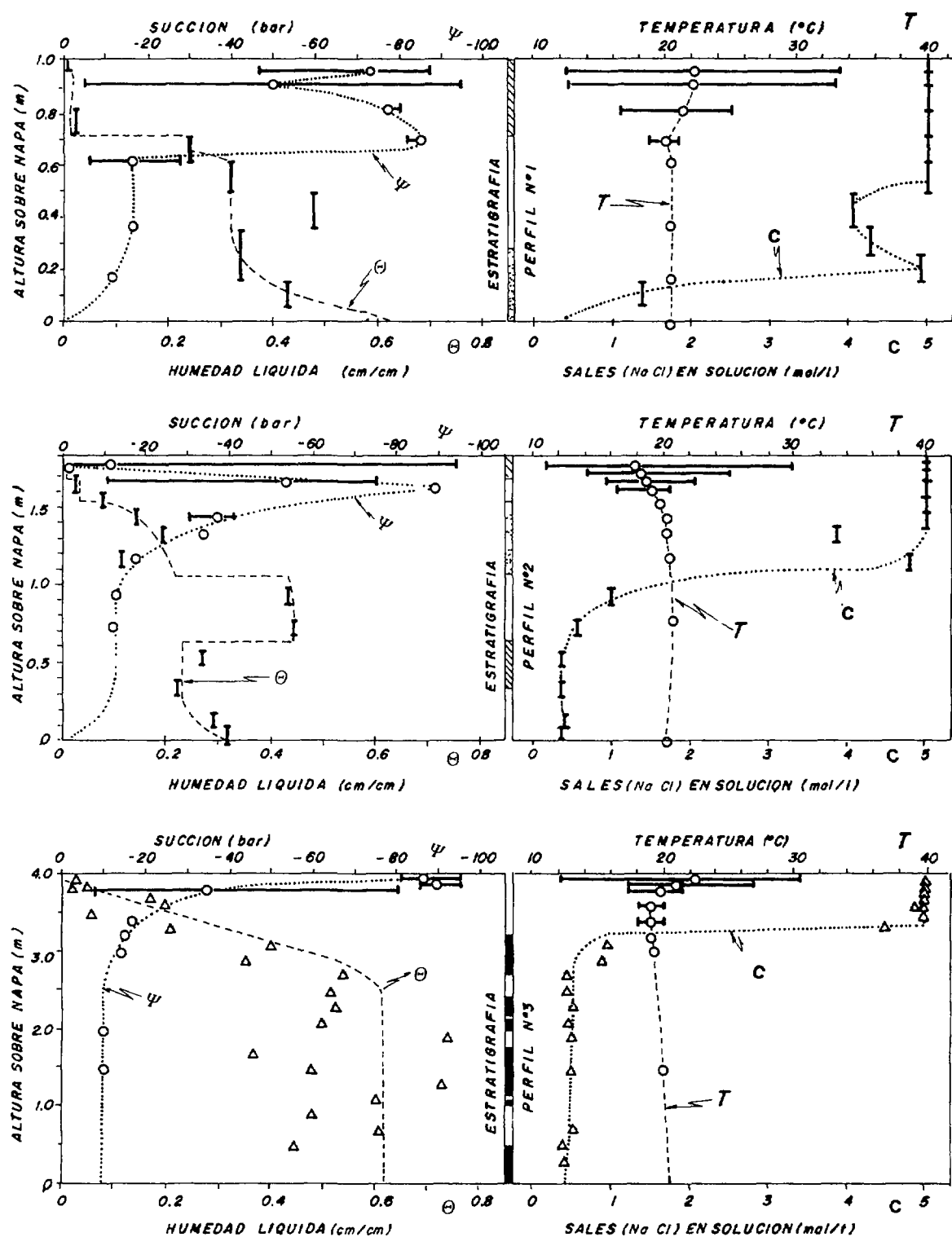


FIG.2 VARIABLES DEL MODELO Y SU VARIACION EN
LOS PERFILES VERTICALES DE SUELO NO
SATURADO

de la superficie freática del agua subterránea hasta aproximadamente 50 cm. bajo la superficie del terreno, este flujo se observa prácticamente en régimen permanente isotermal. Sin embargo, en esos primeros 50 cm. se observan flujos variables a lo largo del día, tanto en magnitud como en dirección, debido a que es la zona de influencia del ciclo atmosférico diario. Se observa además que el fluido que asciende mantiene aproximadamente constante su concentración de sales hasta aproximadamente 1.2 m. bajo la superficie del terreno, punto a partir del cual aumenta rápidamente, llegando a la saturación entre 0.6 y 0.8 m. bajo la superficie. Después que el fluido alcanza su saturación de sales, se observa un descenso en ese contenido entre 40 y 70 cm. bajo la superficie del terreno, producto de la condensación de la humedad gaseosa que desciende en determinadas horas del día, cuando las capas de suelo superficiales presentan mayor temperatura que las profundas.

Los resultados de los análisis de los principales elementos químicos solubles presentes en la matriz sólida se muestran en la Fig. 3, observándose que los iones predominantes son: Cl^- , Na^+ , SO_4^{2-} y Ca^{++} ; los cuales aumentan en la medida que las muestras colectadas están más próxima a la superficie del terreno. A partir del nivel freático y en dirección ascendente, el Cl^- (en conjunto con el Na^+) experimenta un leve aumento inicial (de aproximadamente 0,3% a 0,7% en peso, en los perfiles 2 y 3), el cual se ve interrumpido, entre 1.0 y 0.5 m. bajo la superficie del terreno, por el efecto de lavado de sales provocado por la condensación del vapor que desciende y su posterior recirculación ascendente en forma líquida. A partir de esta zona, el aumento del Cl^- es exponencial. En la superficie del terreno un 83%, 79% y 71% en peso de la matriz sólida corresponde a sales cristalizadas; en los perfiles N°1, 2 y 3 respectivamente; mientras que en las cercanías de la superficie freática del agua subterránea no supera un 4%, 6% y 1% respectivamente.

Cualitativamente los perfiles N°1 y 2 presentan diferencias texturales en la superficie del terreno con el perfil N°3. Los dos primeros muestran una "costra salina" fuertemente cementada, con una potencia de aproximadamente 30 cm. En cambio, el perfil N°3 muestra una superficie granular de apariencia "esponjosa" y sin costra salina cementada.

La presencia en altas concentraciones del ión Ca^{++} , y magnesio y potasio en cantidades menores, inducen a suponer que las determinaciones analíticas del $\delta^{18}\text{O}$, efectuadas por espectrometría de masa, deben ser corregidas. Sin embargo, la ecuación de corrección propuesta por Sofer y Gat (1972) entrega diferencias poco significativas.

Graficando en un diagrama $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ los resultados de los análisis de las muestras de agua de la zona no saturada de los perfiles verticales (ver Fig. 4), es posible apreciar:

- El perfil N°2 se ajusta a una recta de evaporación:
 $\delta^2\text{H} = 2.8 \cdot \delta^{18}\text{O} - 45$; la cual presenta menor pendiente que la recta definida por las muestras colectadas en la zona del salar ($\delta^2\text{H} = 3.6 \cdot \delta^{18}\text{O} - 40$).

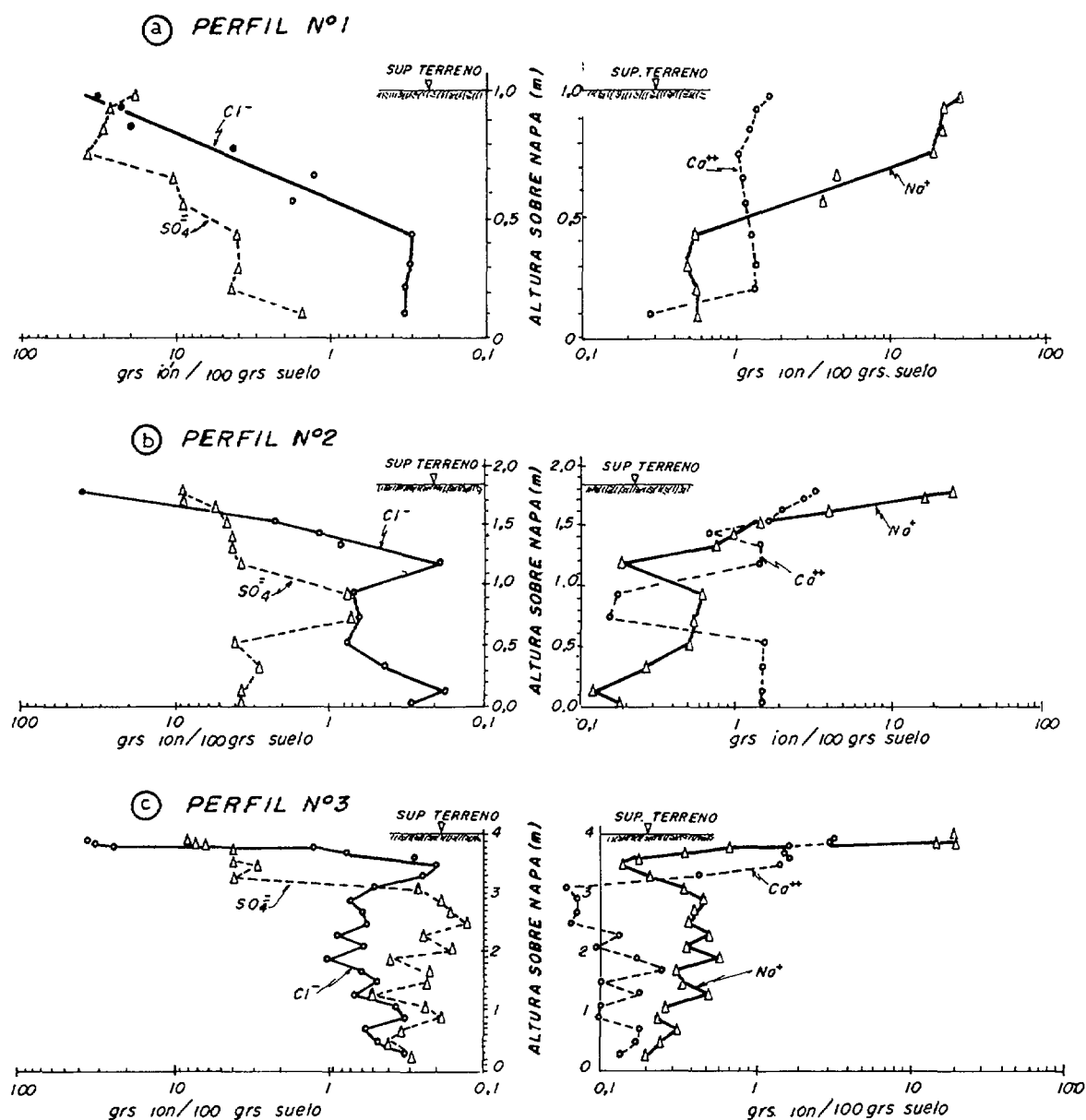


FIG. 3 PRINCIPALES SALES SOLUBLES EN PERFILES VERTICALES
DE SUELO - SALAR DE BELLAVISTA

- El perfil N°3 presenta una recta de evaporación similar al perfil N°2: $\delta^{2}\text{H} = 2.6$. $\delta^{18}\text{O} = 46$.
- El perfil N°1 presenta un corrimiento del $\delta^{2}\text{H}$ hacia valores más livianos (aproximadamente en un 8‰, posiblemente debido a una extracción incompleta de la humedad del suelo).
- En el perfil N°3 se observa un similar corrimiento en las muestras con mayor cantidad de humedad (ver Figs. 4.c y 2), alcanzando una dispersión máxima de ± 7 ‰.

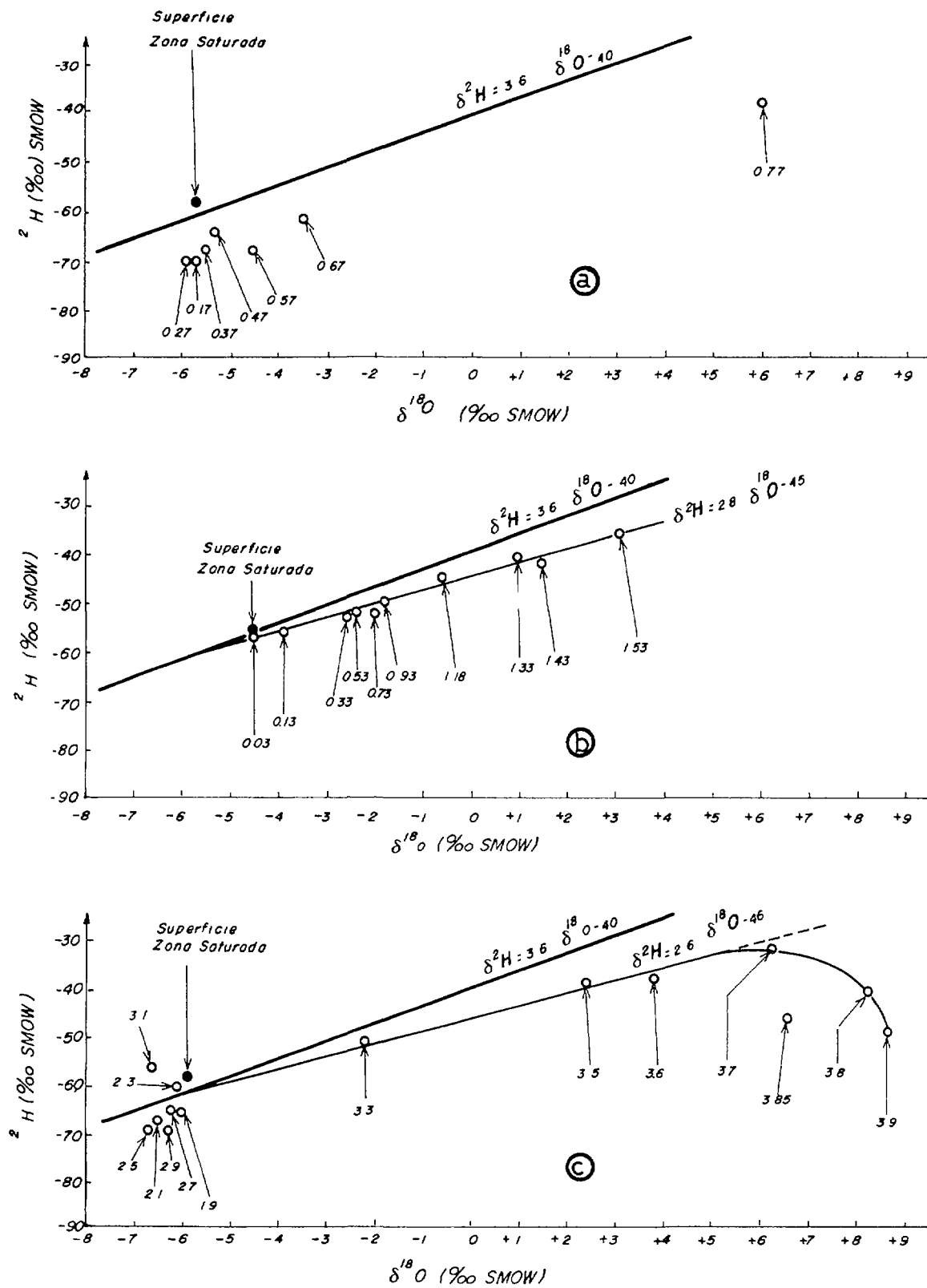


FIG 4 Diagramas δ^2H vs $\delta^{18}O$ en perfiles verticales de suelo no saturado del Salar de Bellavista (a) perfil N°1, con superficie freática (NE) a 102 m (b) perfil N°2, con NE = 1,83 m, y (c) perfil N°3, con NE = 40 m. Los números en los diagramas indican la altura, en metros por sobre el NE, donde fueron colectadas las muestras

En general, los resultados del $\delta^{18}O$ se aprecian bastante consistentes entre sí y además con el agua de ingreso a los perfiles. Entonces, en el cálculo de las tasas de evaporación será considerando exclusivamente el $\delta^{18}O$.

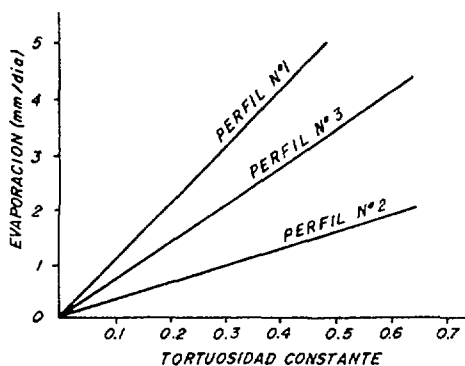


FIG. 5 Tasa de Evaporación des de el suelo en función de la tortuosidad su-puesta constante en to-do el perfil vertical.

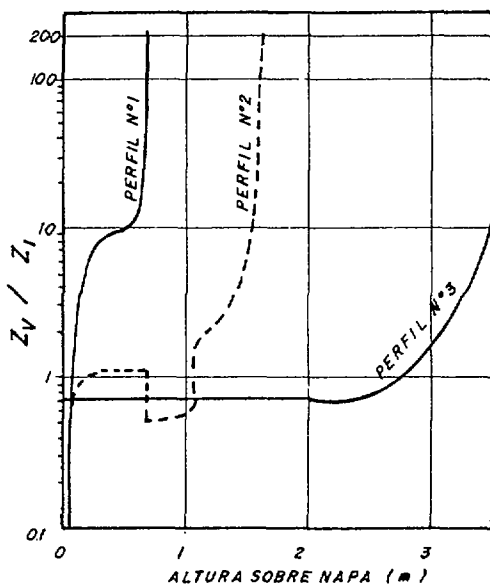


FIG. 7 Relación entre flujo ga-seoso y flujo líquido Z_v/Z_l en diferentes al-turas de los perfiles ver-ticales de suelo no sa-turados.

La secuencia seguida para ca-librar el modelo consistió en optimizar primeramente el pa-rámetro evaporación (E), para una determinada tortuosidad (τ) supuesta constante en to-do el perfil vertical de sue-lo no saturado. En la Fig. N° 5 se muestra la relación obtenida entre E y τ , para los 3 perfiles. Suponiendo que $\tau = 0.25$ es un valor ra-zonable representativo de las características de los suelos involucrados, se acepta el va-lor de E obtenido para ese τ y se optimizan las tortuosida-des de cada estrato (± 0.01). Debido a que en los 3 perfi-les las tortuosidades del es-trato superficial (costra sa-lina) tienden a ser ajustadas en valores cercanos a 1, se impone un valor máximo de 0,65 y se vuelve a optimizar la e-vaporación y las tortuosida-des consecutivamente. Los a-justes alcanzados entre los valores entregados por el mo-delos y los valores medidos de $\delta^{18}O$ en los 3 perfiles, se presentan en la Fig. 6.

Las tasas de evaporación obte-nidas son: 2.63, 1.01 y 3.56 mm/día, para profundidades de la superficie freática del a-gua subterránea de 1.02, 1.83 y 4.00 m. respectivamente.

Considerando que Z_v/Z_l repre-senta aproximadamente la rela-ción existente entre los flu-jos gaseoso y líquido (Barnes y Allison, 1984), graficándo-la en función de la altitud (ver Fig. 7) se aprecia que prácticamente en la totalidad de los perfiles N° 1 y 2 el

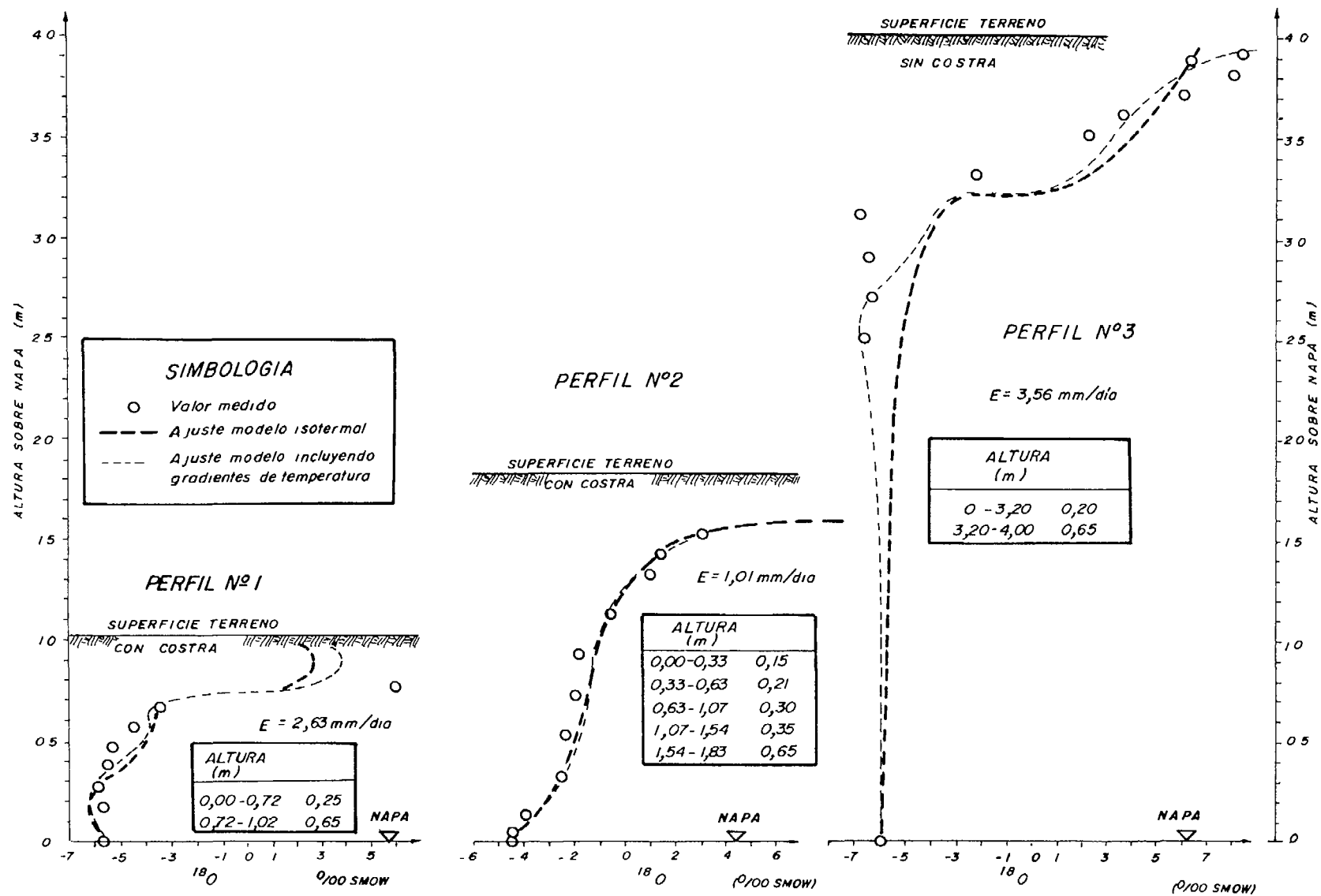


FIG.6 RESULTADOS OBTENIDOS

flujo ascendente es predominantemente gaseoso. En cambio, en el perfil N°3 es predominantemente líquido hasta aproximadamente 1.5 m. bajo la superficie del terreno, dominando el flujo gaseoso exclusivamente en el último metro más superficial del perfil.

4. CONCLUSIONES

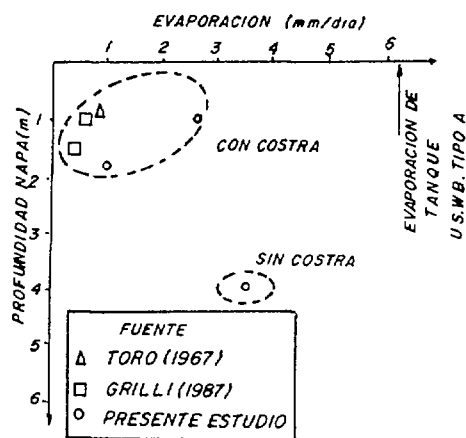


FIG.8 Tasas de evaporación desde el suelo del Salar de Bellavista en función de la profundidad de la superficie freática del agua subterránea.

Sin embargo, también transporta sales a la superficie. Una vez formada la costra por estas sales, las altas succiones (tensiones negativas) que se inducen no permiten la existencia del estado líquido en forma importante, presentándose el flujo exclusivamente en estado gaseoso, disminuyendo por ende la tasa de escape hacia la atmósfera. Entonces, para estimar la evaporación total desde el salar es posiblemente necesario subdividir el área con tipos de suelos homogéneos y en cada una de ellas definir las relaciones exponenciales sugeridas entre la evaporación y la profundidad de la superficie freática.

En la Fig. 8 se aprecia que en los perfiles que presentan costra salina han sido obtenidas, con la metodología propuesta, tasas de evaporación del agua subterránea más alta que las calculadas en estudios previos y con diferentes metodologías. Estas discrepancias son esperables, ya que la pequeña magnitud de los resultados es del mismo orden que el error de estimación de algunos de los parámetros involucrados en las tres diferentes metodologías utilizadas.

En la Fig. 8 se observa además que el perfil más profundo presenta mayor evaporación que los perfiles donde el agua subterránea se encuentra más cerca de la superficie del terreno. Este hecho posiblemente puede ser explicado por la presencia de la costra salina cementada: sin costra el flujo ascendente es predominantemente en estado líquido, lo cual aumenta considerablemente la magnitud de este flujo.

AGRADECIMIENTOS

El presente estudio es parte del Proyecto de Investigación OIEA 301 F3-CHI-3715/GS, suscrito entre la Dirección General de Aguas-Ministerio de Obras Públicas (Chile) y el Organismo Internacional de Energía Atómica OIEA-Viena.

REFERENCIAS

- ALLISON, G.B.; BARNES, C.J. y HUGHERS, M.W. (1983). "The distribution of deuterium and O-18 in dry soils, 2. Experimental". J. Hydrol., 64 : 377-397.
- BARNES, C.J. y ALLISON, G.B. (1983). "The distribution of deuterium and O-18 in dry soils, I. Theory". J. Hydrol., 60: 141-156.
- BARNES, C.J. y ALLISON, G.B. (1984). "The distribution of deuterium and O-18 in dry soils, 3. Theory for non-isothermal water movement." J. Hydrol., 74 : 119-135.
- GRILLI, A. (1985). "Una aproximación al estudio de la evaporación desde salares". Anales del VII Congreso Nacional de Ingeniería Hidráulica 495-514. Chile.
- GRILLI, A.; VIDAL, F. y GARIN, C. (1986). "Balance Hidrológico Nacional, I Región". Dirección General de Aguas, Chile.
- HARRIS, K.R. y WOOLF, L.A. (1980). "Pressure and temperature dependence of the self diffusion coefficient of water and oxygen-18 water". J.C.S., Faraday Trans. 1, 76 : 377-385.
- HARRIS, K.R.; HERTZ, H.G. y MILLS, R. (1978). "The Effect of structure on self diffusion in concentrated electrolytes: relationship between the water an ionic self diffusion coefficients for structure forming salts". J. Chim. Phys., 75 : 391-396.
- MAGARITZ, M.; PEÑA, H.; GRILLI, A.; ORPHANOPOULOS, D.; SUZUKI, O. y ARAVENA, R. (1985). "Isotopic and chemical study of the water resources in the Iquique province". Dirección General de Aguas, Chile.
- MAJOUBE, M. (1971). "Fractionnement en oxygene 18 et en deutérium entre l'eau et sa vapeur". J. Chim. Phys., 68 : 1423-1436.
- SOFER, Z. y GAT, J.R. (1972). "Activities and concentrations of oxygen 18 in concentrated aqueous salt solutions". Cit. en: "Stable isotope Hydrology. Deuterium and oxygen-18 in the water cycle", I.A.E.A. Chap. 4, 1981.
- TORO, J.M. (1967). "Evaporación de distintos tipos de suelos de la Pampa del Tamarugal". CORFO (inédito), 3 p. Chile.
- VISSER, W.C. (1969). "An empirical expression for the desorption curve". Proc. Wageningen Symp., IASH/AIHS-UNESCO, Vol. 1 : 329-335.
- ZIMMERMANN, U.; AHHALT, D. y MUNNICH, K.O. (1967). "Soil-water movement and evapotranspiration: changes in the isotopic composition of the water". Proc. Symp. Isotopes in Hydrology, Vienna, 1966, IAEA. 567-584.

ESTUDIO DE LAS FILTRACIONES DE LA PRESA 'EL COLORADO' CON TECNICAS ISOTOPICAS

A. PLATA BEDMAR

Organismo Internacional de Energía Atómica,
Viena

E. IRAGÜEN IRAGÜEN

Empresa Nacional de Electricidad,
Santiago, Chile

N. HERESI MILAD

Comisión Chilena de Energía Nuclear,
Santiago, Chile

Resumen-Abstract

ESTUDIO DE LAS FILTRACIONES DE LA PRESA 'EL COLORADO' CON TECNICAS ISOTOPICAS.

Las filtraciones de agua por debajo de la presa El Colorado, embalse de Colbún, han sido investigadas mediante el uso de diversos tipos de trazadores naturales y artificiales. El contenido en deuterio del agua que aflora por los pozos de alivio aguas abajo de la presa ha permitido identificar una contribución importante de aguas subterráneas ajenas al embalse que antes descargaban en el valle del río Maule.

La temperatura del agua ha demostrado ser un excelente trazador y ha permitido identificar la zona de infiltración de una fracción importante de los afloramientos.

Una zona de infiltración ha sido identificada en el antiguo cauce del estero Teatinos a partir del desplazamiento de una nube de ^{131}I inyectado en el embalse. La aparición de este trazador por los pozos de alivio demostró la interconexión.

Por otra parte, la velocidad de infiltración en diversas zonas del embalse ha sido investigada por un método de dilución basado en el uso de una campana colocada sobre el fondo del embalse.

Once experiencias de interconexión entre piezómetros y pozos de alivio han proporcionado información sobre el esquema de flujos debajo de la presa y sobre la permeabilidad de los materiales por los que se filtra el agua.

Por último, a través de numerosos ensayos con ^{131}I realizados en pozos de alivio no surgentes, ha sido posible identificar un horizonte permeable más profundo, el cual, extendiéndose a lo largo de casi toda la presa, presenta muchas posibilidades de ser el conductor de gran parte del caudal de las filtraciones.

STUDY OF LEAKAGES IN THE DAM 'EL COLORADO' WITH ISOTOPE TECHNIQUES.

The seepage under the dam El Colorado of the Colbún reservoir has been studied by means of various natural and artificial tracers. The δD -values of the water emerging at the relief wells located downstream of the dam have allowed the identification of an important groundwater

flow, which does not come from the reservoir. This groundwater discharged at the valley of the river Maule prior to the construction of the reservoir.

The temperature of water has proved to be an excellent tracer and has allowed the identification of the infiltration zone of an important fraction of the seepage.

A zone of infiltration has been identified at the ancient bed of the river Teatinos through the displacement of a cloud of injected ^{131}I . The detection of this tracer at the emerging water was a confirmation of the interconnection.

On the other hand, the infiltration rate at various zones of the reservoir has been investigated by a dilution method based on the use of a metallic bell placed at the bottom of the reservoir.

Eleven interconnection experiments between piezometers and relief wells have provided information on the flow pattern under the dam and on the permeability of the porous materials through which the water infiltrates.

Finally, many flow tests with ^{131}I executed inside non-emerging relief wells, have allowed the identification of a permeable deep horizon which seems to be responsible for an important fraction of the seepage and extends the whole length of the dam.

1. INTRODUCTION

El embalse de Colbún se encuentra situado sobre el río Maule a unos 260 km al sur de Santiago (Chile). Para formar este embalse fué necesario construir tres presas; una de estas es la presa El Colorado, que tiene un carácter secundario y que cierra un largo valle que se prolonga hasta la ciudad de Talca.

El embalse tiene una capacidad de almacenamiento de 1.500 Hm^3 y es utilizado para la generación de energía eléctrica y para regadío. La presa de El Colorado es una presa homogénea de materiales sueltos de 29 metros de altura y 2.600 metros de longitud y se encuentra situada sobre la terraza del mismo nombre formada por depósitos cuaternarios de diferentes orígenes, que llegan a tener un espesor de más de 300 metros en determinados puntos. Esta terraza se encuentra, en la zona de la presa, a una cota elevada en unos 40 metros con respecto al fondo del valle por donde discurría el río Maule y un pequeño afluente llamado estero Teatinos (figura 1).

La existencia de filtraciones por debajo de la presa El Colorado había sido ya prevista por los diseñadores de la misma y por esta razón la presa fué dotada de un sistema de drenaje y de pozos de alivio que fué calculado en base a parámetros hidrológicos obtenidos experimentalmente. Pero las filtraciones reales observadas después de la construcción de la presa han superado los límites previstos y el sistema de drenaje ha tenido que ser ampliado consecuentemente. La primera manifestación de filtración por debajo de la presa se observó cuando el embalse alcanzó la cota 409.5 m. Para una cota de 415.9 m el caudal de las filtraciones fué de 67 l/s y

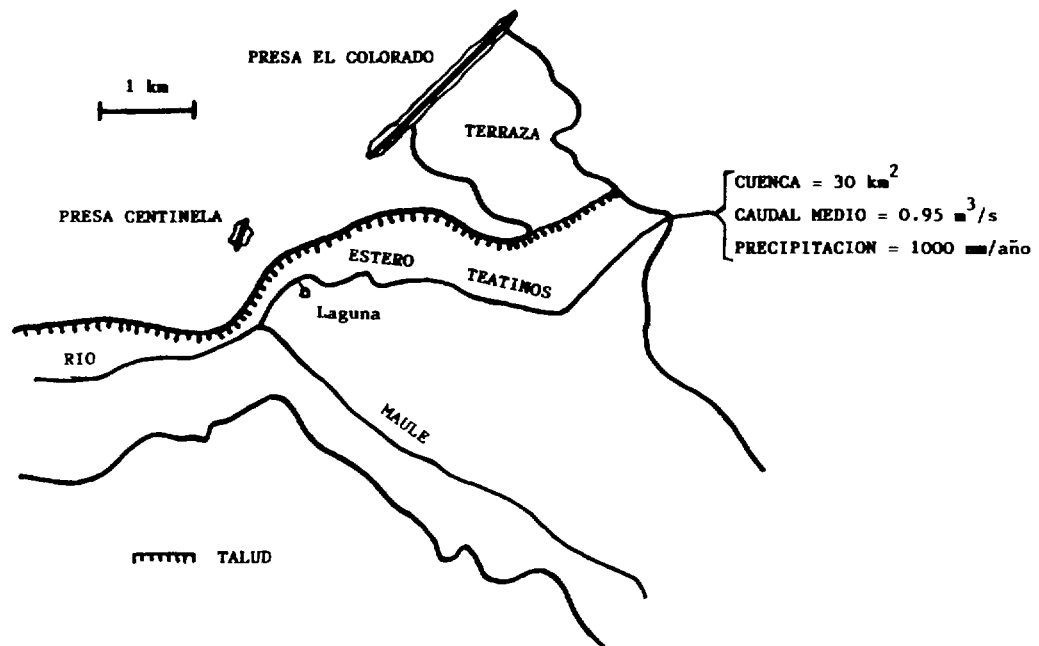


Figura 1. Esquema general.

para 419.8 m. de 800 l/s. Estas filtraciones aparecieron en la parte más baja del terreno a unos 500 metros aguas abajo del eje de la presa. La cota máxima de embalse es de 436 m. La terraza indicada en la figura 1 se encuentra a unos 420 m y el cauce del antiguo estero Teatinos discurre entre las cotas 390 y 370 m, aproximadamente.

2. GEOLOGIA LOCAL

La geología de los materiales existentes en la zona donde se encuentra la presa ha sido descrita por J. Varela B. (1) basándose, principalmente, en las columnas litológicas de 11 sondajes perforados recientemente. Con estos datos, J. Varela ha elaborado un corte geológico paralelo al eje de la presa inmediatamente aguas abajo de la misma. La parte más superficial de este corte, que es la que más interesa a efectos de las filtraciones, ha sido reproducida en la figura 2. En ella pueden distinguirse las siguientes unidades litológicas:

1. Unidad A formada por la roca basal o substrato.
2. Unidad B formada por limos con intercalaciones de arenas finas de origen lacustre y edad glacial Riss.
3. Unidad C formada por depósitos diamicticos de origen lahárico con intercalaciones fluviales y edad estimada por el autor interglacial Riss-Würm.
4. Unidad D formada por depósitos diamicticos morrénicos.
5. Unidad E que constituye el acuífero principal formada por sedimentos del tipo "valley trains" caracterizados por una gran heterogeneidad y variabilidad. Según J. Varela, estos sedimentos se habrían depositado durante la fase de retroceso de la lengua de hielo de la última glaciación. El muro de esta formación no

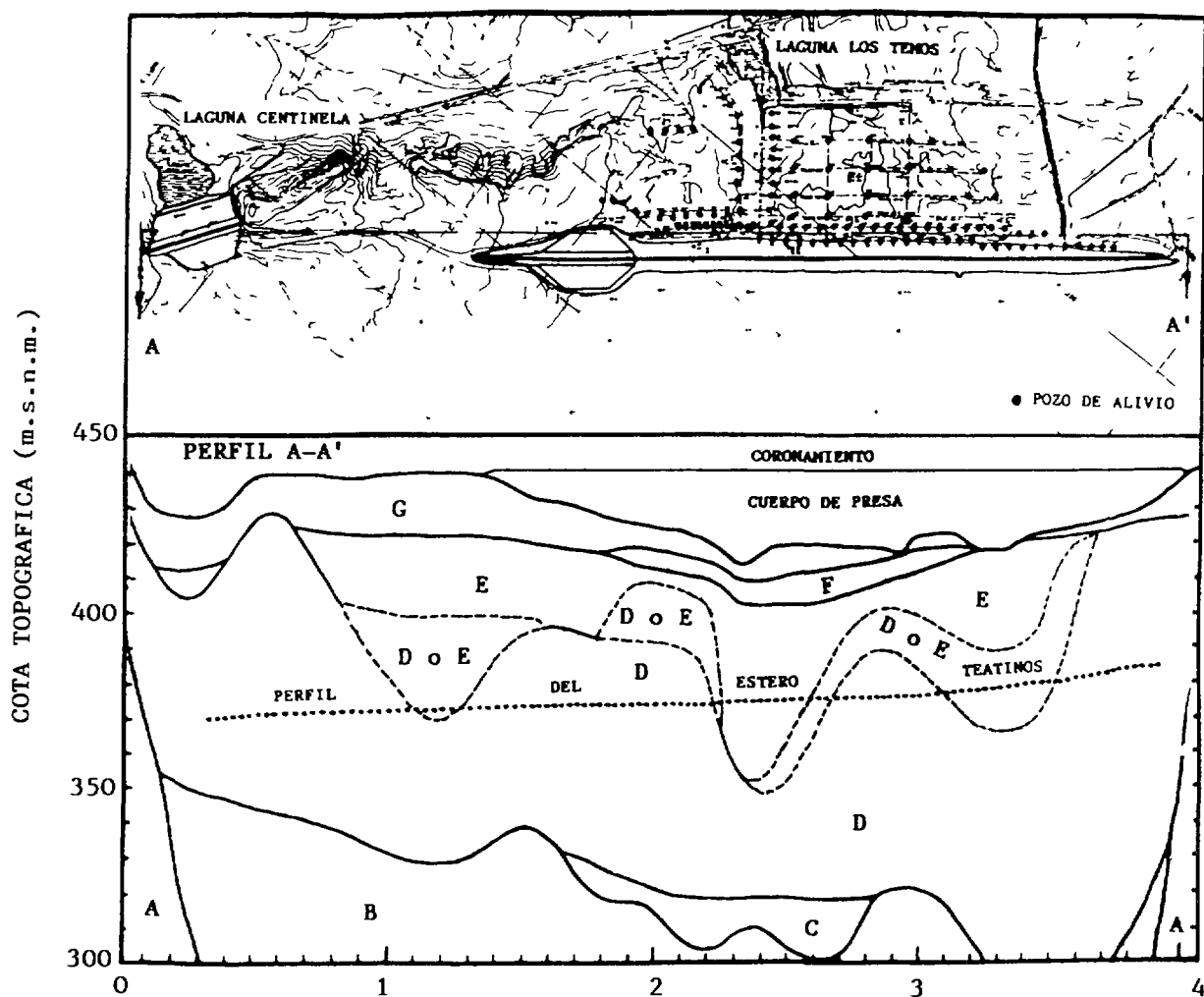


Figura 2. Perfil geológico a lo largo del eje de la presa (descrito en el texto)

queda bien definido en algunas zonas, lo cual se refleja en la figura a través de dos posibles líneas de contacto extremas que definen una franja.

6. Unidad F formada por arenas gruesas con algunas intercalaciones de gravas de origen fluvial a lahárico.
7. Unidad G formada por limos eolocineríticos con escaso o nulo contenido de fracción arenosa. Se trata de cenizas volcánicas depositadas después de dos fases de erosión: una durante el Holoceno inferior y la otra durante el Holoceno Medio a Superior.

Cabe señalar, no obstante, que la compleja geología del valle hace que el reconocimiento efectuado no logró ser lo suficientemente explícito, según la interpretación de distintos especialistas. Pero, el referido perfil de la figura 2 nos servirá para comprender algunos aspectos a que haremos referencia.

3. HIPOTESIS SOBRE EL ORIGEN DE LAS FILTRACIONES

Alterando el orden normal de presentación, hemos considerado conveniente presentar en primer término, a manera de conclusión general, nuestra hipótesis sobre el origen de las filtraciones basada en los

resultados experimentales obtenidos. Consideramos que ello ayudará a comprender mejor las conclusiones parciales derivadas de los diferentes ensayos.

De una forma general, parece razonable admitir que la formación E de la figura 1 debe ser responsable de la mayor parte de las filtraciones que existen bajo la presa. El punto conflictivo de nuestra hipótesis se refiere a la determinación de la zona de infiltración del agua en el vaso del embalse. De acuerdo con nuestro estudio, las fuentes de infiltración más importantes serían: el estero Teatinos, la carpeta de limos existente delante de la presa y, tal vez, el farellón. Conforme a los resultados experimentales, el estero Teatinos jugaría un papel nada despreciable en la mencionada infiltración y quizá muy importante. En relación con esto último cabe señalar la existencia de una descarga de aguas subterráneas dirigida hacia el estero Teatinos antes de la construcción del embalse. Manifestaciones de esta descarga previas a la construcción del embalse eran: 1) la presencia de una pequeña laguna con descarga permanente situada en la margen izquierda del estero frente a la presa Centinela (fig. 1); 2) la existencia de un pequeño manantial en la base del talud frente a la presa anterior, y 3) la existencia de frecuentes derrumbamientos del talud en dicha zona durante los períodos lluviosos. Por otra parte, parece evidente que el arrastre de materiales finos, puesto de manifiesto por la topografía del fondo del vaso, ha podido crear una zona de infiltración preferencial a lo largo del estero Teatinos.

Creemos que la misma vía utilizada por el agua subterránea para descargar en el fondo del valle es utilizada ahora por el agua del embalse para circular en sentido inverso por debajo de la presa. Ello no quiere decir que todas las aguas de las filtraciones provengan de una vía de circulación que parte de la zona situada frente a la presa Centinela, sino que deben existir también otras zonas de infiltración preferencial aguas arriba del cauce del estero donde este corta materiales permeables. Incluso, se ha comprobado así mismo la presencia de infiltración a través de la carpeta de limos que cubre la terraza de la figura 1. Por tanto, esta hipótesis es coherente con las estimaciones realizadas por G. NOGUERA L. y E. GARCES V. en relación con el origen de las filtraciones (2), según las cuales, como mínimo, el 50% de las filtraciones procederían del flujo subterráneo a través de la formación E por debajo de la terraza de la figura 1.

Se describen, a continuación, los trabajos experimentales realizados, sobre los cuales se apoya la hipótesis anterior.

4. MEDIDA DE LA CONCENTRACION DE DEUTERIO

Las filtraciones del embalse se hicieron visibles en diciembre de 1984. Entre mayo de 1985 y enero de 1986 se realizaron 5 campañas de muestreo para la medida de deuterio que incluyeron la mayor parte de los pozos de alivio existentes así como el agua del embalse. En total se analizaron más de 400 muestras. Debido a la limitada extensión de este trabajo, se presentan solamente los resultados de dos campañas (figura 3). Los valores representados son las desviaciones isotópicas δD expresados en tanto por mil (3). Los resultados indican que, tanto en el mes de mayo como en octubre de 1985, los valores de δD en el agua que afloraba por los pozos de alivio variaban entre $-700/00$ y $-960/00$, aproximadamente, de acuerdo con las isolíneas que se muestran en la figura. El valor de δD para el agua del embalse obtenido promediando

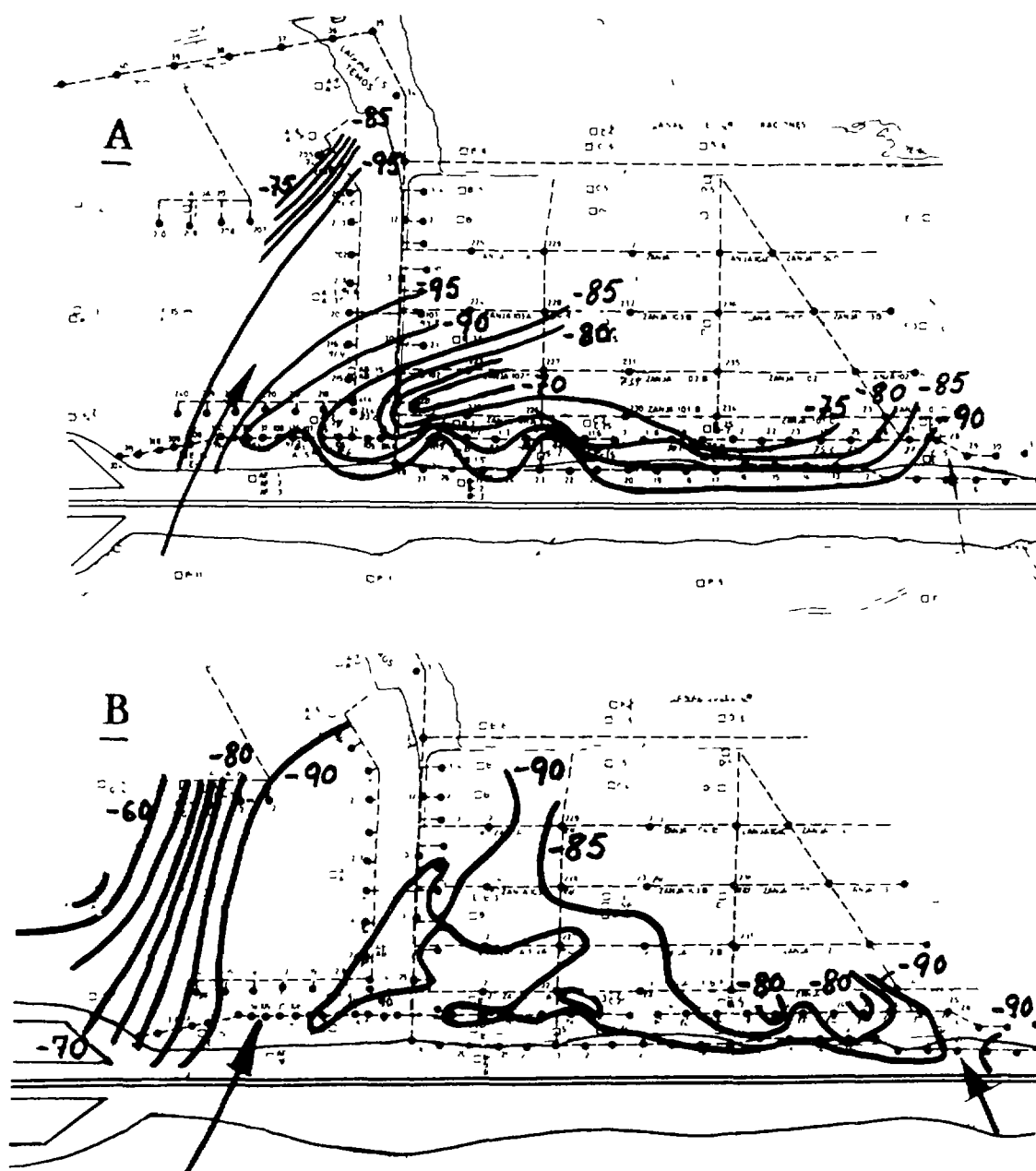


Figura 3. Isolíneas de δD (‰) obtenidas en el agua surgente de los pozos de alivio en las fechas 15-05-85 (A) y 16-10-85 (B).

unas 40 muestras fué de -94.60‰ . Por tanto, resultaba claro que los pozos de alivio con valores de δD menores de este valor contenían agua de diferente origen, en muchos casos, mezclada con agua del embalse. Para investigar el punto anterior, se efectuó un muestreo general de los pozos y manantiales existentes en el valle aguas abajo de la presa que no estuvieran relacionadas con el embalse. El valor medio de las 30 muestras analizadas fué $\delta D = -71.10\text{‰}$. La diferencia con respecto al agua del embalse se explica perfectamente porque esta última procede de cotas elevadas de la cordillera de los Andes. El río Maule nace en la laguna del mismo nombre y recibe la descarga de la laguna Invernada, la primera situada alrededor de la cota 2500 m y la segunda a la cota 1300 m. La aguas subterráneas del valle proceden de precipitaciones que tienen lugar en las colinas que circundan al valle, donde las elevaciones raramente

sobrepasan una cota de 1.200 m. Los 3 ó 4 valores inferiores a $-70^{\circ}/\text{oo}$ que se encontraron en los pozos de la margen izquierda corresponden a precipitaciones locales sobre una cota inferior a 500 m. Estas aguas no juegan papel alguno en nuestro estudio.

De acuerdo con lo anterior, las aguas con valores próximos a $-70^{\circ}/\text{oo}$ serían totalmente de origen ajeno al embalse (aguas subterráneas), las de $\delta D = -95^{\circ}/\text{oo}$ serían totalmente del embalse y las de valores intermedios serían mezcla de estos dos componentes. La proporción de la mezcla vendría dada por la ecuación:

$$-71.1f - 94.6(1-f) = (\delta D)_{\text{muestra}} \quad (1)$$

siendo f la contribución del agua subterránea aflorada por el pozo con valor $(\delta D)_{\text{muestra}}$.

Obviamente, este agua subterránea es la misma que descargaba en el valle del río Maule y estero Teatinos antes de la construcción del embalse y que, después de su construcción, solo puede aflorar por los pozos de alivio debido al flujo de sentido contrario. Debemos hacer resaltar que la composición química de este agua subterránea no es suficientemente diferente de la del agua del embalse para que pueda ser utilizada como trazador natural.

El valor de δD en el embalse no varió sensiblemente durante el período muestreado. Los valores de δD en los pozos de alivio variaron de acuerdo con las proporciones de la mezcla de ambos tipos de aguas. Haciendo uso de la ecuación 1, se calculó la contribución de las aguas subterráneas para cada pozo de alivio, así como para la suma de todos ellos. Los valores obtenidos fueron 587, 664, 557, 734 y 949 l/s para las cinco campañas de muestreo, siendo 1.2, 3.9, 2.2, 3.8 y 5.4 m^3/s , respectivamente, el caudal total de las filtraciones en cada caso. Un valor más exacto del caudal total aportado por las aguas subterráneas ajenas al embalse puede determinarse a partir del valor de δD medido en la salida de red de drenaje, donde se mezclan todas las aguas surgentes.

5. MEDIDA DE LA TEMPERATURA

La temperatura del agua demostró ser un trazador excelente para el estudio de las filtraciones. La distribución de isotermas en el embalse a lo largo del año obtenida con datos no completos se muestra en la figura 4 y un perfil obtenido en marzo de 1986 en la figura 5. La temperatura en los 10 metros más profundos del embalse variaba entre 9.4 y unos 12 grados. Las isotermas del agua que afloraba en esta fecha por los pozos de alivio, así como del agua de los niveles profundos de estos pozos se muestran en la figura 6. La comparación de estos resultados permite hacer las siguientes observaciones:

1. En un elevado número de pozos, tanto las aguas profundas, como las que afloran, tienen temperaturas inferiores a 12°C , indicando que solo pueden provenir de los niveles más profundos del embalse. Temperaturas por debajo de 11°C solo se encontraron a una cota inferior a 375 m y esta cota solo existe en el embalse, en la zona supuestamente afectada por las filtraciones, en los últimos 400 metros del antiguo cauce del estero Teatinos y en el cauce del río Maule. Esto se refleja en el mapa de isotermas del fondo del embalse de la figura 7.

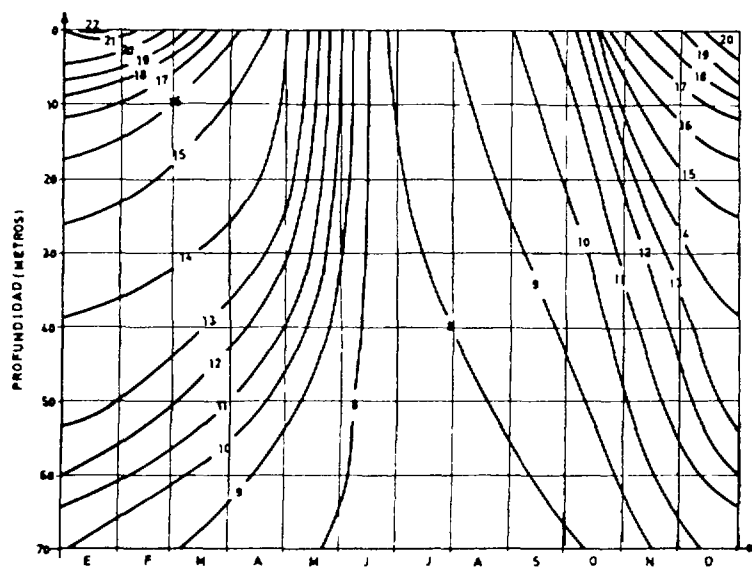


Figura 4. Evolución térmica anual del embalse (temperatura en °C).

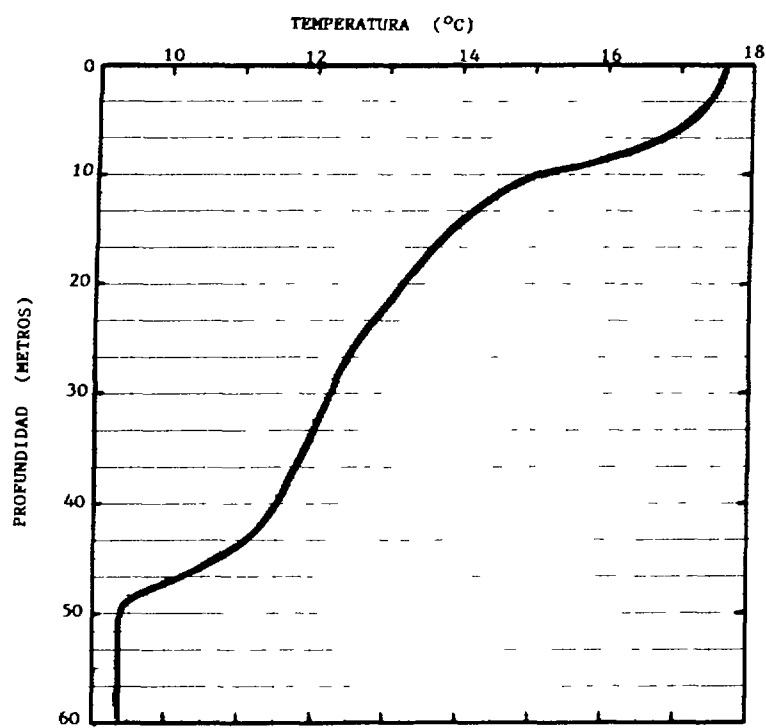


Figura 5. Perfil de temperatura del embalse medido el día 12-03-86.

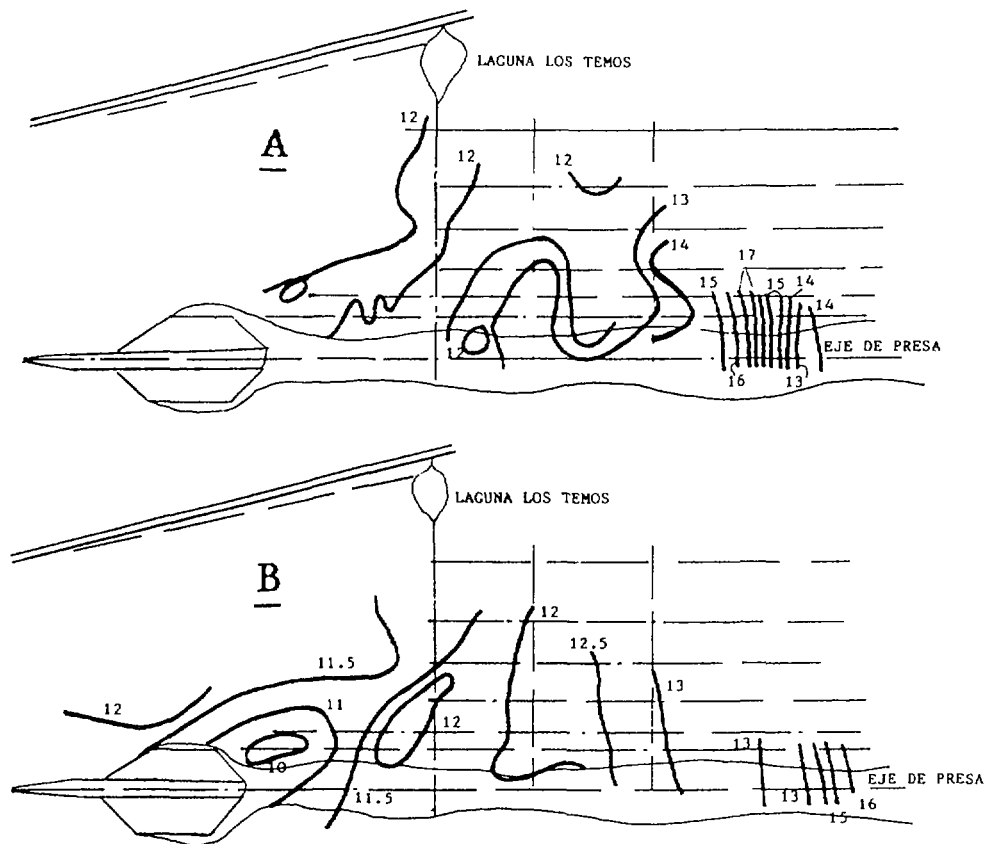


Figura 6. Distribución isotérmica del agua de los pozos de alivio con fecha 10/11-03-86. A) Agua que afloraba por los pozos. B) Agua del fondo de los pozos (temperatura mínima).

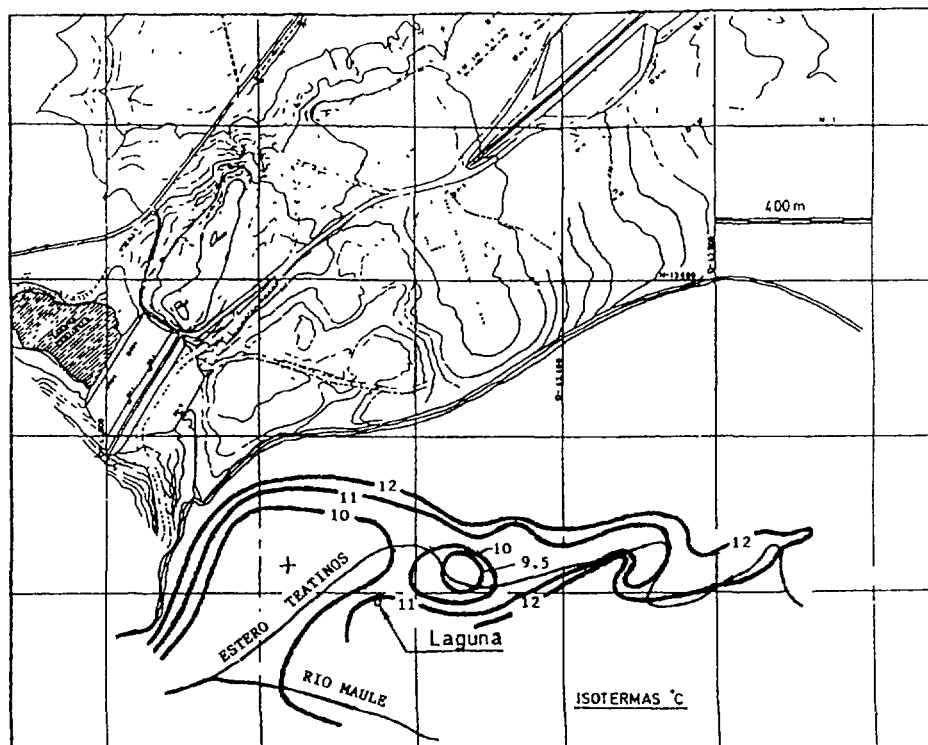


Figura 7. Isothermas en el fondo del embalse en la época de los ensayos.

2. El agua que aflora por los pozos de alivio es, en la mayoría de los casos, algo más caliente que el agua del fondo de dichos pozos. Ello se debe a la llegada a estos pozos por niveles superiores de otro tipo de agua caliente, cuyo origen es, tanto el agua subterránea ajena al embalse, como el agua del embalse procedente de la infiltración a través de horizontes más superficiales como, por ejemplo, la carpeta de limos de la terraza indicada en la figura 1. Esto último parece ocurrir en la zona del estribo derecho de la presa, donde se encontraron aguas con temperaturas superiores a 16°C y valores de δD más altos de $-910/00$. Resumiendo lo anterior, en el agua que aflora por los pozos de alivio, pueden identificarse los 4 componentes siguientes:

Componente 1

Agua del fondo del embalse procedente del curso inferior de estero Teatinos con temperatura menor de a unos 11°C y $\delta D = -950/00$.

Componente 2

Agua subterránea ajena al embalse con $\delta D = -710/00$ y temperatura desconocida hasta ahora.

Componente 3

Agua del embalse infiltrada a través de la carpeta de limos con $\delta D = -950/00$ y temperatura del orden de 17.5°C en marzo de 1985.

Componente 4

Agua del embalse infiltrada en el curso medio del estero Teatinos o, eventualmente, a través del talud a la altura de dicho curso medio con $\delta D = -95\%$ y temperatura entre 12°C y 13.5°C .

La figura 8 contiene un diagrama que relaciona los parámetros δD y temperatura para el agua de los pozos de alivio. Se observa que existe una cierta correlación entre ambos parámetros, lo cual haría pensar en una línea de mezcla de los dos primeros componentes mencionados con anterioridad. Extrapolando la línea A hasta un valor de $\delta D = -710/00$ se obtiene una temperatura de 16.2°C que correspondería a la temperatura media de las aguas subterráneas. Desgraciadamente, no fué posible medir experimentalmente la temperatura media del agua subterránea antes de mezclarse con el agua del embalse. A partir de los datos disponibles de pozos con valor de δD próximo a $-710/00$ y de los pozos con flujo vertical descendente (véase apartado 9), se estima que una temperatura de 14°C debe aproximarse más a la realidad. Con esta temperatura y tomando para el componente 1 los valores $\delta D = -950/00$ y $t = 11^{\circ}\text{C}$, la línea de mezcla sería la indicada con la letra B en la figura 8. La desviación hacia arriba de la mayoría de los puntos se debería a la contribución de los componentes 2 y 3.

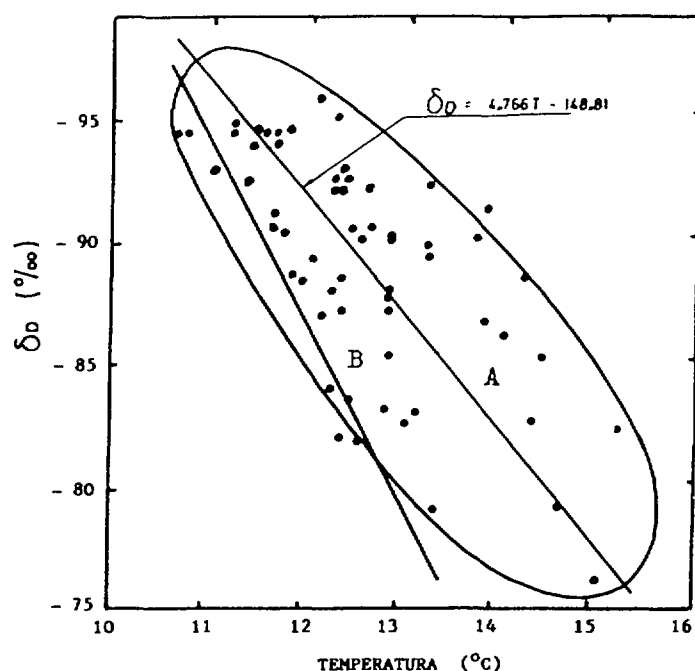


Figura 8. Relación entre δD y temperatura en el agua que afloraba por los pozos de alivio en marzo de 1985.

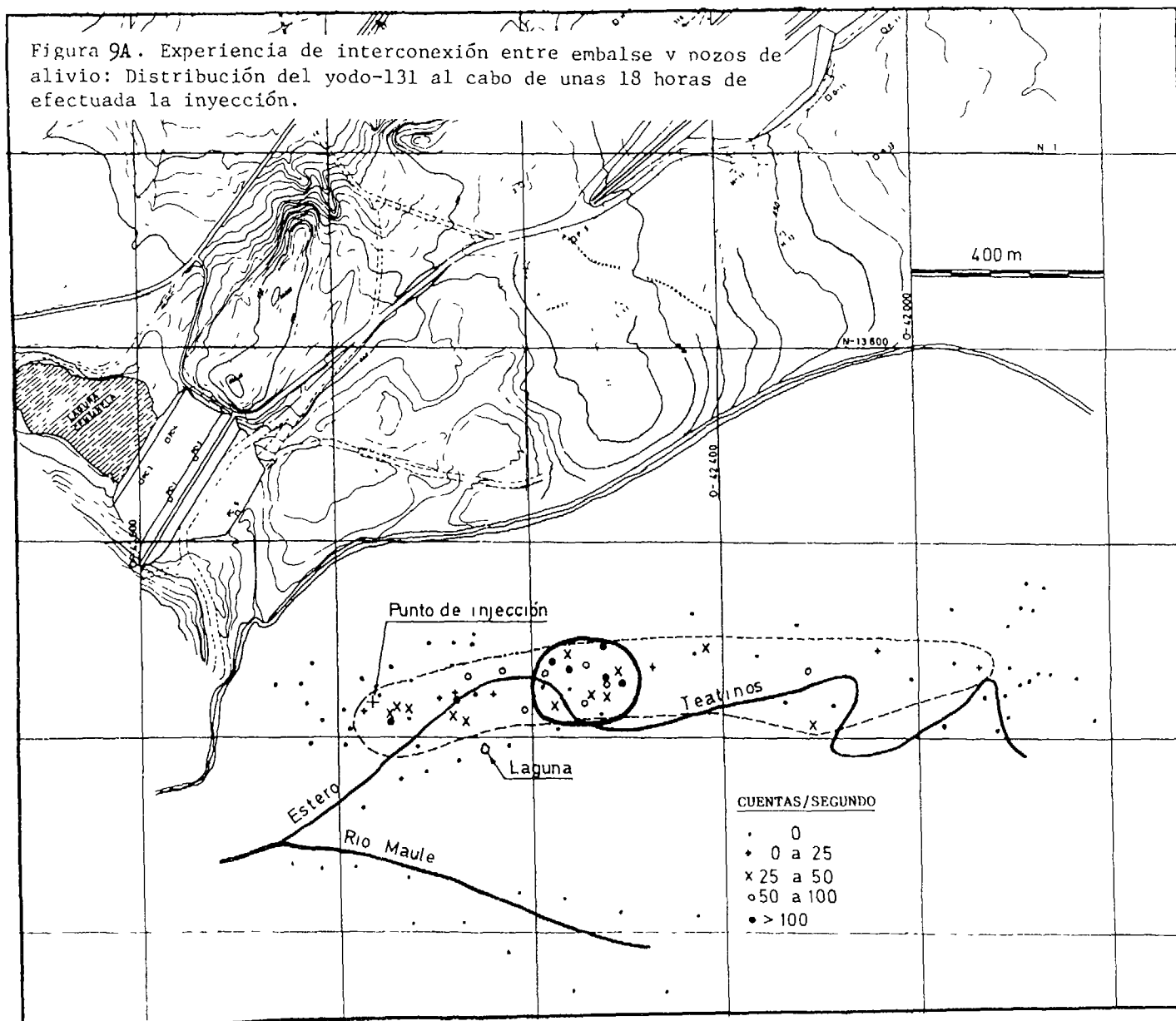
Una causa importante de error en la relación entre δD y temperatura expuesta anteriormente se deriva del hecho de que ambos parámetros no fueron medidos de forma simultánea y el sistema no puede considerarse estable en el tiempo. Los perfiles de temperatura medidos en los pozos de alivio responden perfectamente a los flujos existentes en cada pozo y a la entrada de aguas con diferentes orígenes. Pero no pudo hacerse un estudio sistemático de estos perfiles durante un período completo de un año, el cual habría proporcionado amplia información sobre el origen del agua.

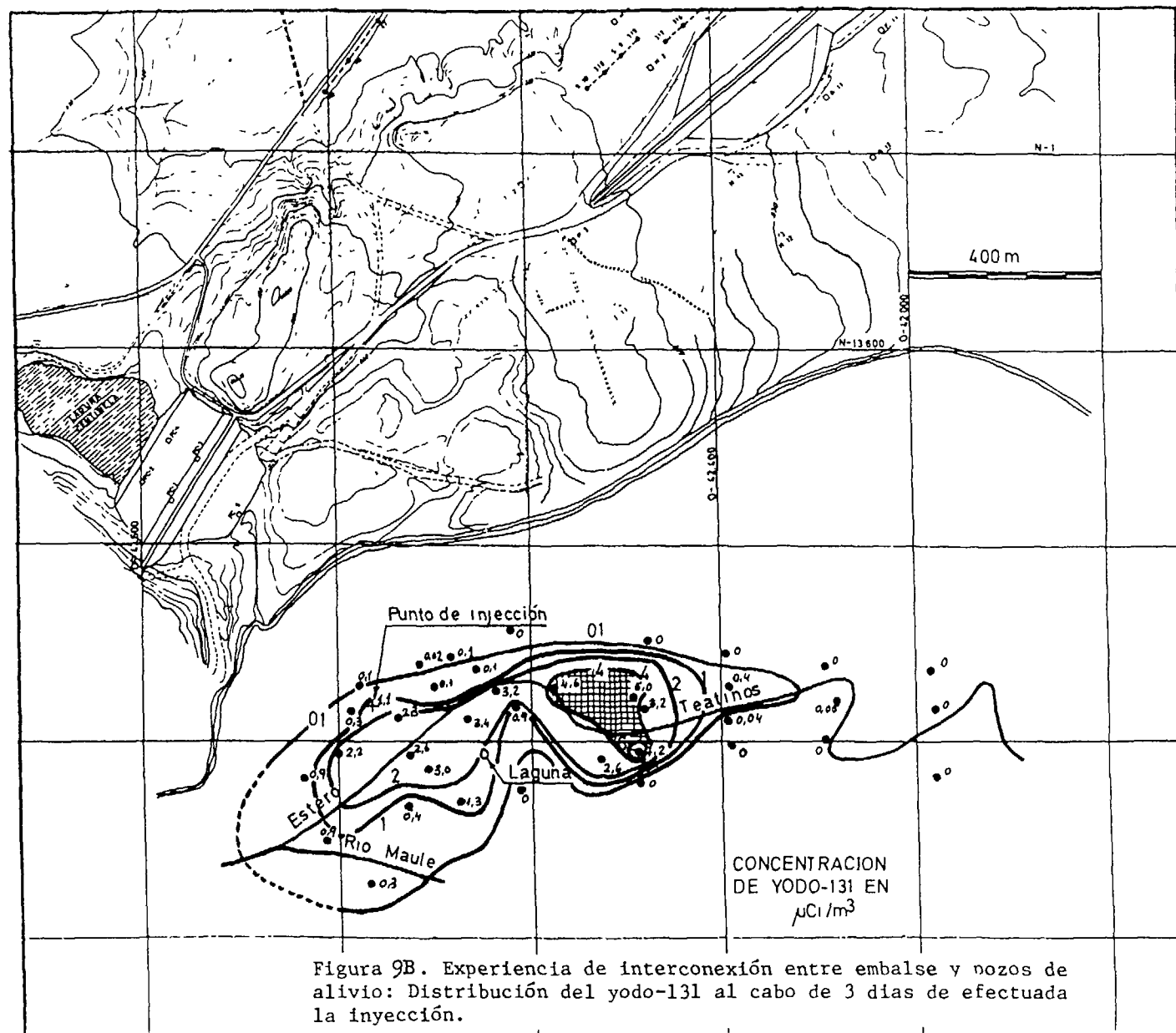
Por otro lado, basándose en el deuterio, hay que admitir que solamente las aguas con valor de δD próximo a -95‰ pueden considerarse aguas procedentes en su totalidad del embalse. Las aguas con valores menores de δD solo pueden explicarse a través de la mezcla entre agua del embalse con agua subterránea ajena al mismo, porque el valor de δD en el embalse se mantuvo constante todo el tiempo. Un punto muy importante, que, desgraciadamente, no pudo investigarse, es si las aguas profundas de los pozos de alivio con temperaturas entre 12°C y 16°C de la figura 6B son totalmente del embalse o son mezcla con el agua subterránea. En el primer caso, el valor de δD debería ser alrededor de -95‰ y, si ello fuera así, podría pensarse en una contribución importante del componente 4 antes indicado. Si el valor δD para este agua fuera menor de -95‰ , dicho parámetro permitiría calcular la fracción de agua subterránea presente en la mezcla (ecuación 1) y con ello estimar la temperatura y origen correspondiente al agua que llega del embalse a estos niveles profundos de los pozos de alivio.

6. ENSAYO DE YODO-131

Con el objeto de confirmar la hipótesis de que el agua con temperatura inferior a 11°C procedía de la zona correspondiente al curso inferior del estero Teatinos, se realizó una experiencia de interconexión en la cual se inyectaron 4.7 curios de ^{131}I en el fondo del embalse en el punto que se indica en la figura 9. Después de realizada la inyección,

Figura 9A. Experiencia de interconexión entre embalse v nozos de alivio: Distribución del yodo-131 al cabo de unas 18 horas de efectuada la inyección.





se siguió la evolución de la nube de trazador por medio de detectores sumergidos. La nube de ^{131}I se desplazó hacia el Este, tal como se muestra en la figura, y se detuvo en la zona marcada con un círculo. Al cabo de 3 días se tomaron muestras de agua del fondo del embalse y se obtuvo la distribución de trazador que se muestra en la figura 9B. Las gráficas indican que la mayor parte del trazador se infiltró en una zona de reducidas dimensiones (unos 30.000 m^2) situada en el cauce del estero Teatinos. Como puede apreciarse en la figura 7, en esta zona la temperatura del agua presentó valores mínimos (9.3°C) y las isolíneas indicarían la existencia de una suave depresión en el terreno.

La posible salida del trazador por los pozos de alivio se siguió utilizando una técnica de medida de muy alta sensibilidad consistente en los siguientes pasos:

- 1) A una muestra de agua de unos 12 litros de volumen se añaden unos 100 mg de ión Cl^- . A continuación, se precipita con exceso de ión Ag^+ .
- 2) Se deja decantar, se elimina por simple vertido el agua que sobrenada y se filtra el precipitado.
- 3) El precipitado se pasa a un tubo de ensayo, se centrifuga y se mide con un detector de centelleo de tipo pozo conectado a una escala a través de un analizador de impulsos monocanal en el que se fija una ventana correspondiente a los rayos gamma de 362 KeV de energía. En estas condiciones y con el detector blindado con 3 cm de plomo, el fondo es solo de unas 35 cuentas por minuto y la eficacia de medida del orden del 10%, pudiendo medirse concentraciones tan bajas como $3 \times 10^{-3} \mu\text{Ci}/\text{m}^3$.

Debido a la gran dispersión del trazador ocurrida como consecuencia de su desplazamiento por el fondo del embalse, las concentraciones detectadas en los pozos de alivio fueron muy pequeñas. Para su interpretación hubo que agrupar todas las medidas de las muestras de un mismo día en un solo valor al objeto de mejorar su estadística. Los recuentos se muestran en la figura 10. Las ordenadas indican los resultados netos expresados en cuentas por minuto. No se ha realizado la corrección por desintegración radiactiva para dar una idea más clara de los resultados experimentales. Evidentemente, el yodo- ^{131}I llegó a los pozos de alivio al cabo de unos 7 días de efectuada la inyección y el tiempo medio de tránsito fué del orden de 20 días considerando la

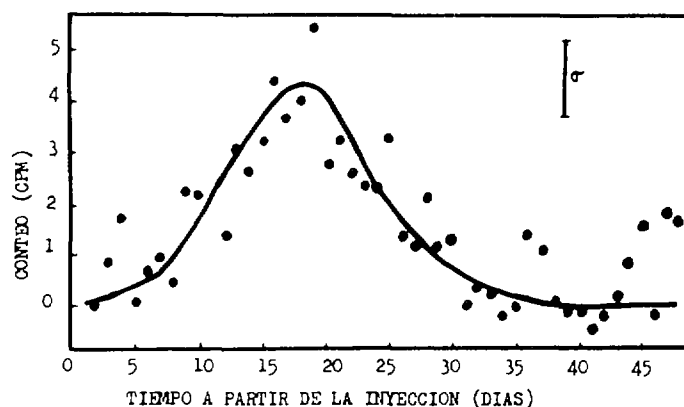


Fig. 10. Curva de salida del ^{131}I por los pozos de alivio.

corrección por desintegración. Debido a las variaciones de la cota del embalse, el caudal total de las filtraciones varió progresivamente desde unos 3,6 m³/s en el momento de la inyección hasta, aproximadamente, 1,7 m³/s al cabo de 30 días. Por lo tanto, debido a esta falta de régimen permanente, no se profundiza en la interpretación de los resultados. Desgraciadamente no pudo repetirse dicha experiencia inyectando el trazador en condiciones más favorables.

7. ENSAYOS DE INTERCONEXION EN PIEZOMETROS

Se realizaron 11 ensayos de interconexión entre piezómetros existentes en la carpeta de limos y en el estribo izquierdo de la presa. En 10 casos se utilizó ¹³¹I como trazador y en uno fluoresceína. A excepción de un solo caso (inyección en piezómetro E-11), el trazador se detectó siempre en los pozos de alivio. Generalmente, se detectó solo en un pozo por cada experiencia, lo cual indica que, en la zona de la presa, las líneas de flujo son, más o menos, paralelas. En la figura 11 se muestran las diferentes trayectorias del trazador. Puede verse que las 4 trayectorias del estribo izquierdo pasan por la zona del embalse a través de la cual se infiltró el ¹³¹I.

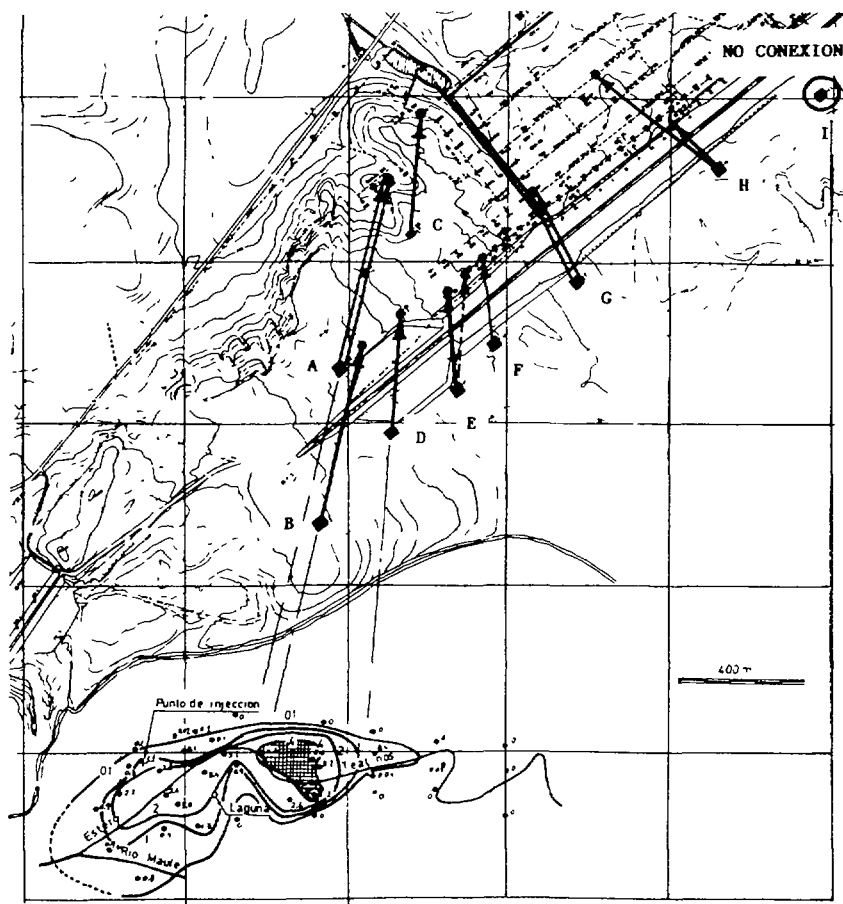


Figura 11. Trayectorias observadas del trazador (¹³¹I y fluoresceína) en las experiencias de interconexión entre piezómetros y pozos de alivio.

La velocidad real (no Darcy) del flujo subterráneo en estas experiencias varió entre 0.8 y 4.6 metros por hora, con una velocidad media de 2.3 m/h. Esta velocidad es un poco menor que la velocidad media obtenida en el ensayo de interconexión del apartado anterior: 1800 metros en 20 días, equivalente a 3.7 m/h. Pero ambas velocidades no son comparables entre sí porque el caudal total de las filtraciones durante dichas experiencias fué mucho mayor que el caudal medio habido durante la experiencia del apartado anterior. Todo ello indica claramente que la permeabilidad de los materiales profundos de la formación E (Fig. 2) es mucho mayor que la de los materiales superficiales de la misma formación. La permeabilidad media obtenida para tales materiales a través de los 11 ensayos realizados fué de 10^{-2} m/s.

Por otro lado la velocidad media del ensayo del apartado anterior exigiria una sección de unos 2900 m² de fase líquida, o bien 9700 m² de formación rocosa de porosidad 0.3, para justificar un caudal de 3 m³/s. Suponiendo un frente homogéneo de infiltración por debajo de la presa de 2 km, el espesor del estrato permeable sería de 4.85 metros. Obviamente, estos datos son especulativos pero son coherentes con los resultados que se muestran en el apartado 9.

8. MEDIDA DE LA VELOCIDAD DE INFILTRACION

La velocidad de infiltración en el fondo del embalse se ha determinado por un método basado en la dilución de un trazador inyectado en el interior de una campana metálica posada en dicho fondo. En el caso de la carpeta de limos contigua a la presa, se utilizó fluoresceína y ¹³¹I como trazador. Un buzo se sumergía en el embalse, colocaba la campana en el fondo del mismo e inyectaba la fluoresceína, agitando a continuación con un flujo de aire a presión. A partir de este momento, se tomaban muestras del interior de la campana para determinar la disminución de concentración en función del tiempo. Estos ensayos permitieron identificar ciertas zonas de infiltración preferencial a través de dicha carpeta de limos. Por otro lado, esta infiltración se ha puesto de manifiesto a través de la temperatura del agua. Sobre todo en época de verano, la temperatura de algunos pozos era tan elevada que el agua solo podía provenir de infiltración a este nivel superficial del embalse.

Debido a que el orden de magnitud de las velocidades de infiltración medidas mediante la dilución de colorante era 10^{-6} m/s, es decir muy pequeña, se estimó conveniente verificar dichos resultados con un método diferente basado en el uso de una campana de 1.2 m² de sección, sellada contra el fondo por buzos. El agua que se infiltraba a través del fondo limitado por la campana se suministraba desde un depósito de goma deformable, que se podía montar o desmontar por los buzos en el punto de medida, a unos 12 m de profundidad media (figura 12). Después de algunas horas se determinaba el agua perdida en el depósito por diferencia de peso, lo cual, en general, osciló entre 6 y 12 kg.

La verificación de la infiltración se realizó en una área de 200.000 m², correspondiente a un sector preferencial de la carpeta de limos. La evaluación del caudal infiltrado a través de esta área por ambos métodos (dilución de fluoresceína y campana por pesaje de agua) fue diferente en 25% a favor del último método. Cabe señalar que el área de ensayo de verificación tendría un caudal de unos 0.9 m³/s.

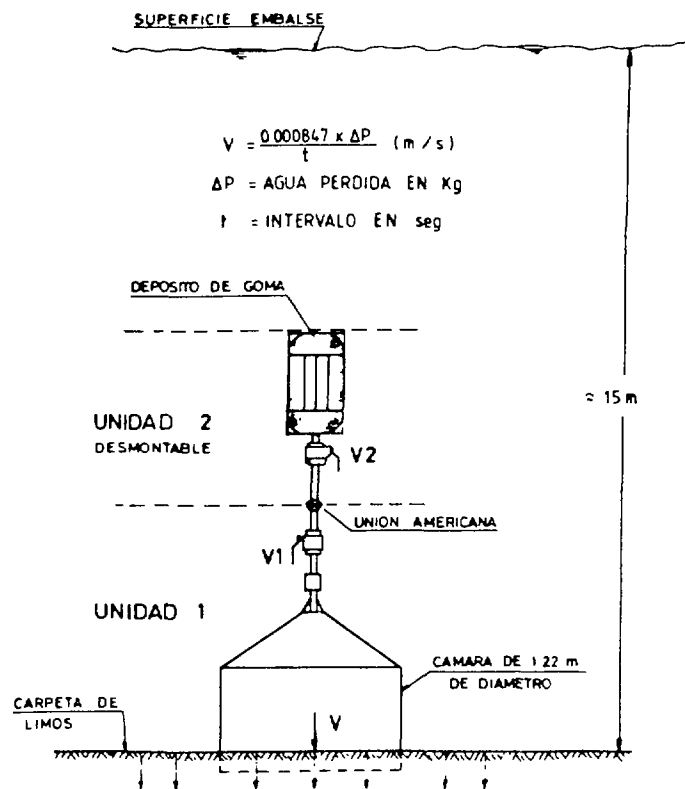


Figura 12. Esquema de un tipo de campana utilizada para la medida de la infiltración sobre la carpeta de limos.

Otro tipo de campana y ^{131}I como trazador se utilizaron para detectar zonas de infiltración preferencial a lo largo del cauce del estero Teatinos. Una de estas zonas fué identificada a unos 500 metros aguas arriba de la zona donde se acumuló el ^{131}I (fig. 9), lo cual puede corresponder a uno de los tramos donde el estero discurría por la formación E (fig. 2).

La misma área de 200.000 m² fue explorada con esta campana ranurada y ^{131}I trazador, al objeto de calibrarla y explorar con ella el cauce del estero Teatinos, en el cual no se podía, dada la profundidad, utilizar el trabajo de buzos.

Con tal equipo se exploraron 400.000 m² (un rectángulo de 800 x 500 m²) a lo largo y ancho del estero, obteniéndose un caudal de 1,4 m³/s. El área explorada corresponde a la zona donde se concentró la nube de ^{131}I (figura 9). Puede considerarse que un área de magnitud similar a la anterior no ha sido explorada. En el supuesto de que esta presentase características similares, se llegaría a unos 2,8 m³/s de infiltración en este área total para las condiciones habidas durante los ensayos. Dentro de este área, se pudo identificar, en el cauce antiguo del estero, un sector de unos 15.000 m² con infiltración preferencial ubicado según se muestra en la figura 11.

9. MEDIDA DE FLUJOS EN PIEZOMETROS

En abril de 1987, la cota de agua en el embalse se encontraba a un nivel bajo y todos los pozos de alivio de una de las filas paralelas a la presa habían dejado de ser surgentes, debido, además, a tener la boca a

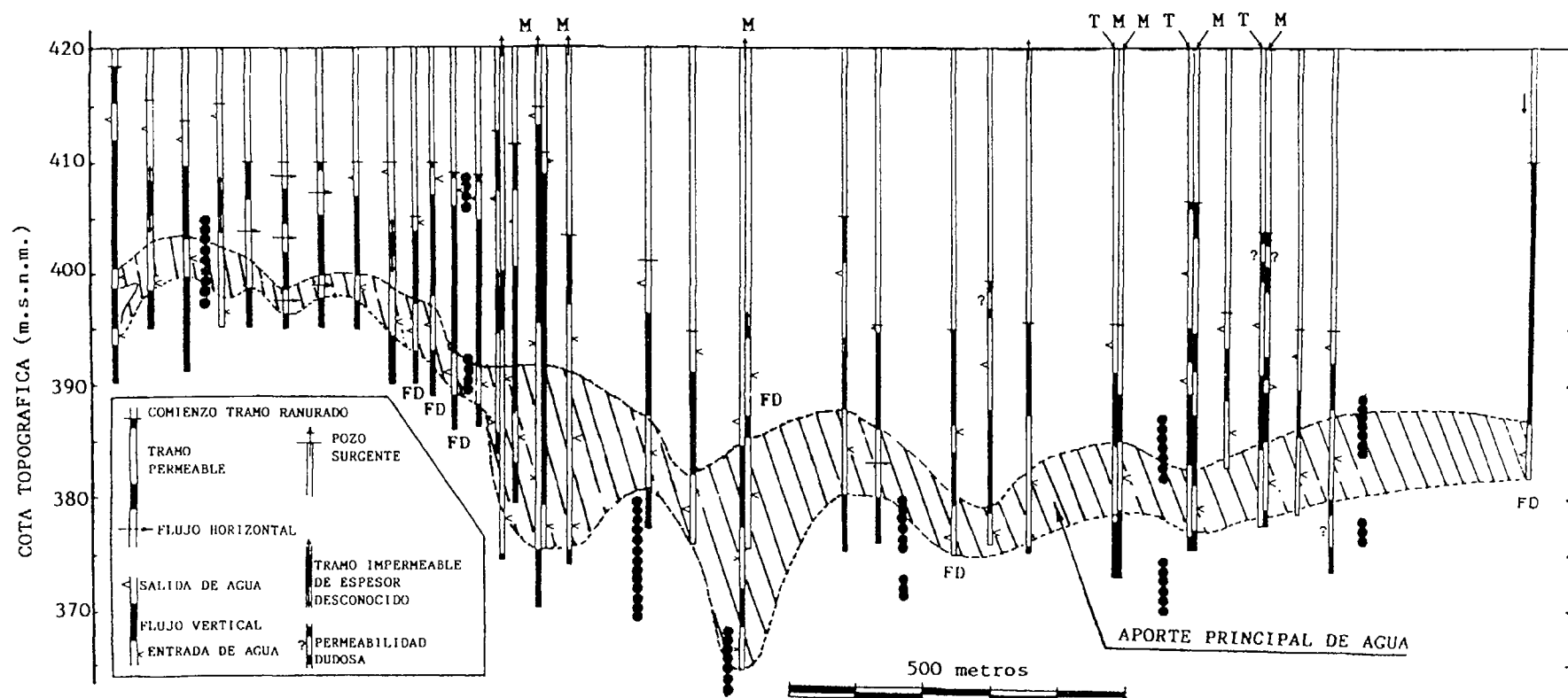


Figura 13. Perfiles de permeabilidad obtenidos en pozos no surgentes. Las líneas verticales de puntos corresponden a horizontes de gravas lavadas identificados en las columnas litológicas por J. VARELA. FD = flujo vertical descendente; M = medida hecha con molinete; T = medida hecha con trazador

una cota superior. Aprovechando esta circunstancia, se llevó a cabo una campaña para la medida de flujos en el interior de estos pozos basada en el uso de ^{131}I como trazador. Debido a la limitada extensión de este trabajo, se omite la descripción de las técnicas experimentales. Estas se basan en el marcado de toda la columna de agua con el trazador y en la realización de inyecciones puntuales a profundidades determinadas cuando existen flujos verticales (4).

Los resultados obtenidos se resúmen en el esquema de la figura 13, sobre la cual se han superpuesto las líneas de contacto del perfil geológico de la figura 2 así como la posición de los horizontes de alta permeabilidad cortados por los pozos en los cuales se basó el estudio geológico realizado por J. VARELA. Estos horizontes corresponden a gravas limpias, es decir, exentas de arcilla. En líneas generales, se encontró que la mayoría de los pozos de alivio presentaban un flujo vertical ascendente muy rápido, que, a veces, alcanzó valores equivalentes a un caudal mayor de 25 l/s. El agua en estos pozos penetra a través de un horizonte profundo de 3 a 6 metros de espesor, a excepción de la zona central donde este espesor es mayor. Esta zona central corresponde a los pozos con temperatura inferior a 11°C y a la zona donde, desde un principio, el valor de δD fué del orden de $-950/00$ (agua del embalse), donde parece existir un flujo preferencial (fig. 3) y donde las filtraciones se detectaron por primera vez. El agua responsable de este flujo vertical ascendente escapa del pozo a través de un nivel superior no bien definido, pudiendo ocurrir que el relleno exterior de grava del pozo sea el conducto a través del cual circule el agua a cotas superiores.

A pesar de que la concordancia no es muy buena, todo parece indicar que el estrato profundo responsable de la mayor parte de las filtraciones corresponde a los horizontes de gravas limpias descritas por J. VARELA. La presencia de los flujos verticales pone de manifiesto que los materiales existentes inmediatamente sobre este horizonte de gravas son de baja permeabilidad y el agua circula a través del mismo en régimen de confinamiento o semiconfinamiento. Los pozos ponen en comunicación a este horizonte de gravas con otros horizontes permeables más superficiales, que tienen un nivel piezométrico más bajo, siendo esta la causa de que se establezca el flujo vertical ascendente dentro del pozo. A manera de hipótesis, podemos decir que el horizonte profundo de gravas limpias estaría alimentado por la infiltración producida a lo largo del estero Teatinos. El horizonte superficial debe estar recargado por infiltración a través de la capa superficial de limos y por ello tiene un nivel piezométrico menor. Como ejemplo del tipo de perfiles de flujo encontrados en estos pozos se muestra en la figura 14 el correspondiente al pozo 116. El agua penetra por un estrato permeable profundo situado entre 44 y 47 metros y sale por otro estrato compredido entre 24 y 35 metros. El tramo comprendido entre 35 y 44 metros es impermeable y por ello no varía el caudal del flujo vertical. Este tipo de perfiles demuestran que la formación E, que constituye el acuífero principal, no es homogénea y tiene estratos con una permeabilidad horizontal mucho mayor que la permeabilidad vertical de la formación.

En 6 pozos se detectó un flujo vertical descendente (pozos señalados con la indicación FD en la figura 13). Dicho flujo está motivado por el agua subterránea ajena al embalse, que tenía en este momento un nivel piezométrico más elevado que el de los pozos de alivio. Consecuentemente, la temperatura del agua en estos pozos es más elevada que la de los pozos próximos.

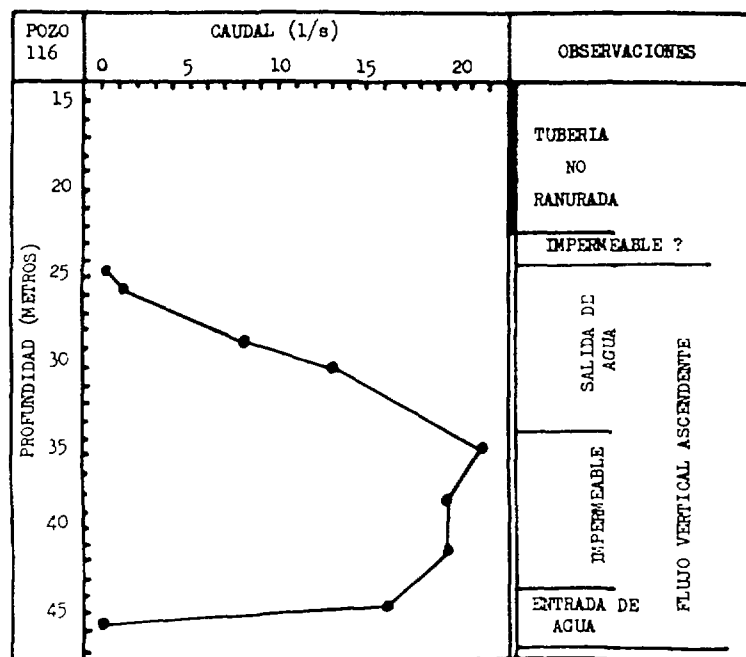


Figura 14. Perfil de velocidad del flujo vertical observado en el pozo 116.

10. CONCLUSIONES

Los diferentes estudios realizados han puesto de manifiesto algunos aspectos notables relativos a la infiltración y transmisión del caudal del flujo subterráneo que escapa desde el embalse.

1. Las áreas de infiltración en el vaso han sido localizadas en la carpeta de limos y en el tramo final del estero Teatinos, antes de juntarse con el río Maule. Es probable que el talud señalado en la figura 1 sea responsable también de un área de infiltración, pero en esta parte no ha sido posible realizar medidas directas como en las dos zonas mencionadas en primer lugar.
2. En relación con el papel que juega el estero Teatinos como fuente de infiltración de agua no quedan dudas. Son varios los ensayos que demuestran este origen de los afloramientos: el curso de las aguas más frías durante el verano, la interconexión con ^{131}I que apareció muy diluido en los pozos de alivio y las medidas directas de velocidad efectuadas por dilución.
3. La carpeta de limos ubicada aguas arriba de la presa con unos $2,7 \text{ Km}^2$ de extensión aparece también como un área de infiltración no despreciable en, al menos, la mitad de su superficie. Sin duda que de esta área se alimentan los pozos con temperaturas más altas existentes en verano y, probablemente, los pozos que presentan aumento de temperatura desde el fondo a la superficie, se deba a mezcla de aguas profundas frías con aguas que viajan desde la terraza de limos.

4. La mayor parte del caudal de filtración parece estar conducido por uno o más estratos muy permeables, con K del orden de 0.01 m/s, de poca potencia (entre 4 y 8 m). Dichos estratos se han localizado mediante la medida de los flujos en el interior de los pozos de alivio con ^{131}I y se han definido hidrogeológicamente mediante las pruebas de interconexión.
5. Los pozos de alivio están captando un caudal permanente de aguas subterráneas cuyo valor debe estar comprendido entre 400 y 1000 l/s. Estas aguas subterráneas descargaban en el valle donde se encuentra el embalse antes de su construcción.

Quedan por aclarar algunos puntos aún no comprendidos cabalmente, tales como: la eventual infiltración a través del talud o farellón (fig. 1), el estudio detallando a lo largo del estero Teatinos y la investigación del origen de las aguas profundas en los pozos de alivio, en la mitad derecha de la presa. Para ello sería necesario realizar algunas campañas de ensayos adicionales.

Sin embargo, creemos que la seguridad de la presa no está comprometida. El sistema de pozos de alivio, en 3 años de funcionamiento, ha mostrado un comportamiento estable, manteniendo los niveles piezométricos en valores adecuados.

REFERENCIAS

- (1) J. VARELA B., Estudio geológico estratigráfico de subsuperficie de los rellenos cuaternarios de la zona del pretil El Colorado, Colbún, VII Region, Informe interno de ENDESA, Santiago, Chile, 1986.
- (2) G. NOGUERA L. and E. GARCÉS V., Colbún Reservoir seepage, ENDESA, paper to be presented at the International Conference of Large Dams, ICOLO, comunicación personal.
- (3) Stable Isotope. Hydrology, Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle, IAEA Vienna, Technical Reports Series No.210, 337P, Vienna, 1981.
- (4) A. PLATA B., Single Well Techniques Using Radioactive Tracers, Proc. Advisory Group Meeting, IAEA, Vienna, TECDOC-291, IAEA, 1983.

ESTUDIO DE AGUAS SUBTERRANEAS EN LA ZONA SEMI-ARIDA DE ATLANTICO-BOLIVAR (COLOMBIA)

L. SÁNCHEZ, E. OBANDO, G. JIMÉNEZ,
E. TORRES, E. ALAYÓN
Instituto de Asuntos Nucleares,
Bogotá, Colombia

A. HUGET, F. MOSQUERA, M.C. VARGAS
Ingeominas,
Bogotá, Colombia

W. STICHLER
Institut für Hydrologie,
Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung mbH,
Neuherberg, República Federal de Alemania

Resumen-Abstract

ESTUDIO DE AGUAS SUBTERRANEAS EN LA ZONA SEMI-ARIDA DE ATLANTICO-BOLIVAR (COLOMBIA).

La hidrología subterránea de la zona denominada Atlántico-Bolívar ha sido estudiada mediante el uso de técnicas isotópicas y químicas. La zona se encuentra situada al norte de Colombia y cubre una extensión de 5570 Km². En ella pueden distinguirse cuatro áreas diferentes: área montañosa occidental, área de serranías, área cenagosa baja y tierras bajas inundables por el río Magdalena.

Más de 200 muestras de agua han sido analizadas durante un periodo de cuatro años, las cuales fueron colectadas en pozos, ciénagas, río Magdalena y precipitaciones locales. Los análisis químicos han permitido identificar áreas con diferente calidad química del agua. A través de los isótopos estables ha sido posible identificar: a) la alimentación de algunos pozos profundos con agua del río Magdalena; b) la ausencia de interconexión de las ciénagas con los pozos profundos próximos; c) la alimentación por las precipitaciones locales de los pozos surgentes de la zona, y d) la presencia en algunos pozos de aguas procedentes de los manantiales terciarios profundos. Por último, el tritio indica que todas las aguas subterráneas son anteriores a 1954, excepto las procedentes del río Magdalena.

GROUNDWATER STUDY IN THE SEMI-ARID AREA OF ATLANTICO-BOLIVAR (COLOMBIA).

The hydrogeology of the zone called Atlantico-Bolívar was investigated with isotope and chemical techniques. The zone is located in northern Colombia and has a surface area of 5570 km². It can be subdivided in four areas: western mountain area, hilly area, low marshly land and zone flooded by the Magdalena River.

More than 200 water samples from wells, marshes, rivers and rains have been analysed during four years. The chemical analysis of water has brought to the identification of areas with different composition. By means of stable isotopes it was possible to identify that: i) some wells are recharged by the Magdalena River; ii) there is no recharge deriving from marshes in deep wells; iii) the artesian wells are recharged by local precipitation; iv) in some wells the water may partially derive from the deep Tertiary aquifer. Finally, the tritium content indicates that groundwater is always older than 1954, with the exception of that deriving from the Magdalena River.

1. OBJETIVOS.

El objetivo básico de la investigación consistió en realizar los estudios hidrogeológicos convencionales, perforación de pozos, pruebas de los mismos y la aplicación de análisis isotópicos tendientes a determinar zonas acuíferas, zonas de recarga e interrelación de los diferentes acuíferos, calidad del agua, para suministrar aguas a las poblaciones de la región. El proyecto tuvo también otros objetivos secundarios que fueron desarrollados paralelamente al objetivo principal.

2. LOCALIZACION DEL PROYECTO.

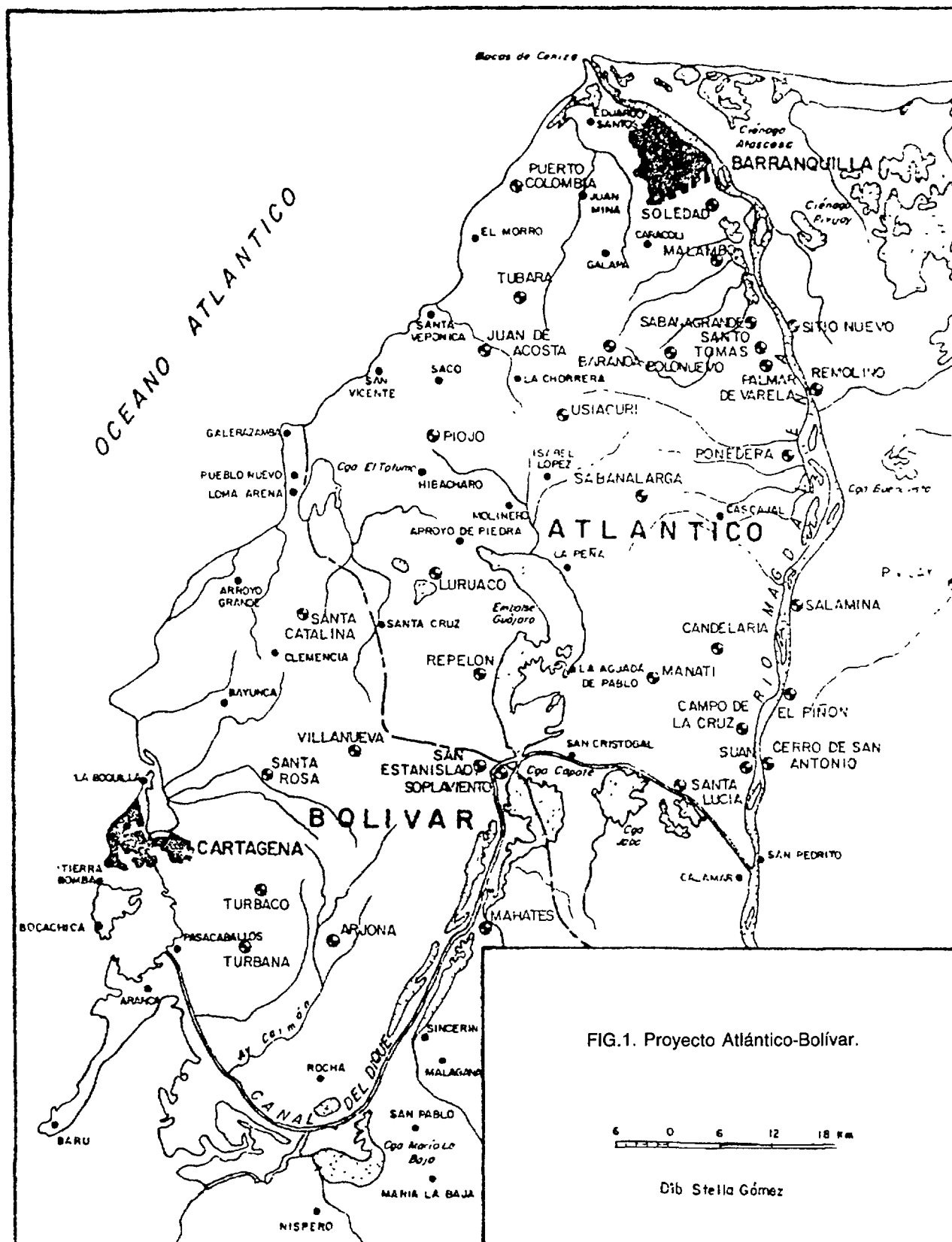
El área de estudio está localizada en la costa Norte de Colombia, limita al oriente por el río Magdalena, al sur por el Canal del Dique y norte por el mar caribe, comprende el departamento de Atlántico y parte del departamento de Bolívar, en un área de 5.570 Km². Entre sus principales accidentes geográficos se destacan las ciénagas de Guajaro, Luruaco y Totumo (Fig.1).

3. CLIMA Y PRECIPITACION.

El clima de esta región, es tropical costero, tipo estepa y varia desde casi árido a semi-humedo, considerándose la región costera y la del río Magdalena como semiárido, La temperatura es muy constante durante el año y varia entre 25 y 28 °C la precipitación anual varia entre 700 y 1200 mm. La humedad relativa es tropical costera y fluctua entre 75 y 85%, evapotranspiración potencial promedia es de 150 mm.

4. GEOLOGIA (RESUMEN).

La zona en estudio, desde el punto de vista de geología es muy complejo, existiendo estructuras falladas, zonas con grandes pliegues, conformando anticlinarios y sinclinales, discordancias y volcanes de todo.



En general existen 15 unidades litológicas del terciario y siete del cuaternario que comprenden edades que van desde el Paleoceno hasta el reciente. Cada unidad está claramente definida y para efectos de esta publicación es imposible describirlas.

Las zonas acuíferas, en su mayoría son de ambiente marino, existiendo algunas de ambiente continental, fluviolacústre y deltáico.

5. TECNICAS ISOTOPICAS EMPLEADAS.

La aplicación de técnicas isotópicas comprendió un estudio durante cuatro años, en el cual se recolectaron 200 muestras de agua para análisis de isótopos estables inicialmente en pozos someros y profundos, ríos, lagos, ciénagas y de precipitación. Finalmente en pozos profundos (perforados hasta 150m). Se realizaron también medidas de velocidad y dirección en algunos pozos profundos, empleando las técnicas (1) y (2).

Paralelamente a los muestreos para análisis de isótopos estables, se recolectaron 28 muestras de agua de pozos profundos para análisis de Tritio y 6 muestras para análisis de Carbono-14.

Las mediciones de Deuterio, Tritio y Carbono-14 fueron realizadas en el Instituto de Radiohidrometria de Munich, los análisis de Oxígeno-18 fueron realizados en los laboratoriso del IAN y también en los de Munich, para realizar intercalibraciones.

6. RESULTADOS E INTERPRETACION.

Los análisis para las muestras de precipitación tomadas en Barranquilla a partir de 1971 dieron un valor promedio para Oxígeno-18 de -5.23%. En la Fig.2 se observa que el contenido de Oxígeno-18 y Deuterio aumenta con la precipitación, presentándose una época seca y una época lluviosa.

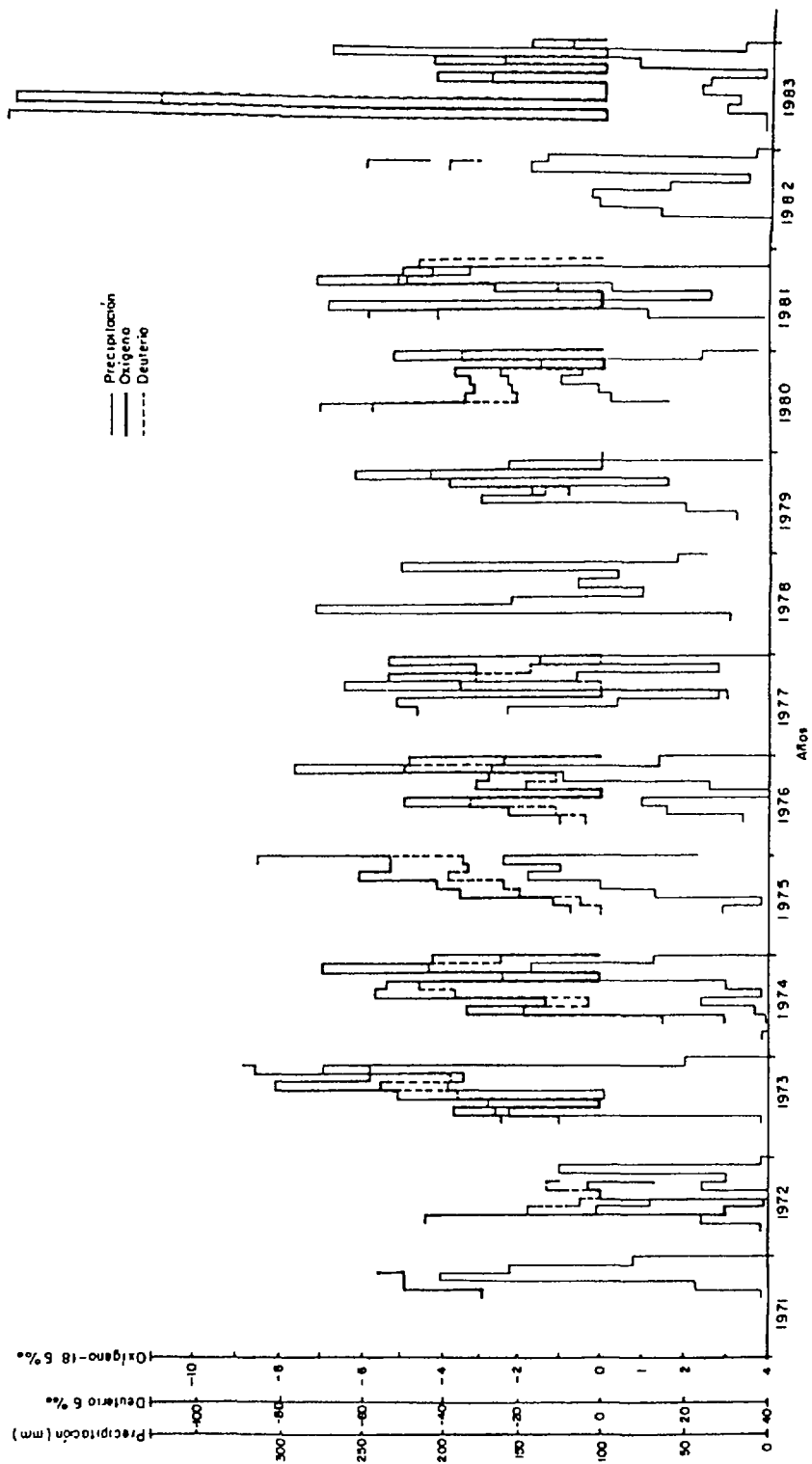


FIG.2. Barranquilla — Resultados: precipitación, deuterio y oxígeno-18, proyecto Atlántico-Bolívar.

En la Fig.3, se observa la curva meteórica local de Barranquilla, las muestras representativas del río Magdalena, agua subterránea profunda, agua superficial y agua de precipitación, donde se distinguen tres tipos de agua:

- Muestras del río Magdalena incluyendo el pozo de Suan.
- Una zona isotópicamente más empobrecida, donde se encuentran la mayoría de las muestras de agua subterránea profunda.
- Una zona isotópicamente enriquecida donde se encuentra el agua superficial, que corresponde a aljibes hasta de 30 metros de profundidad.

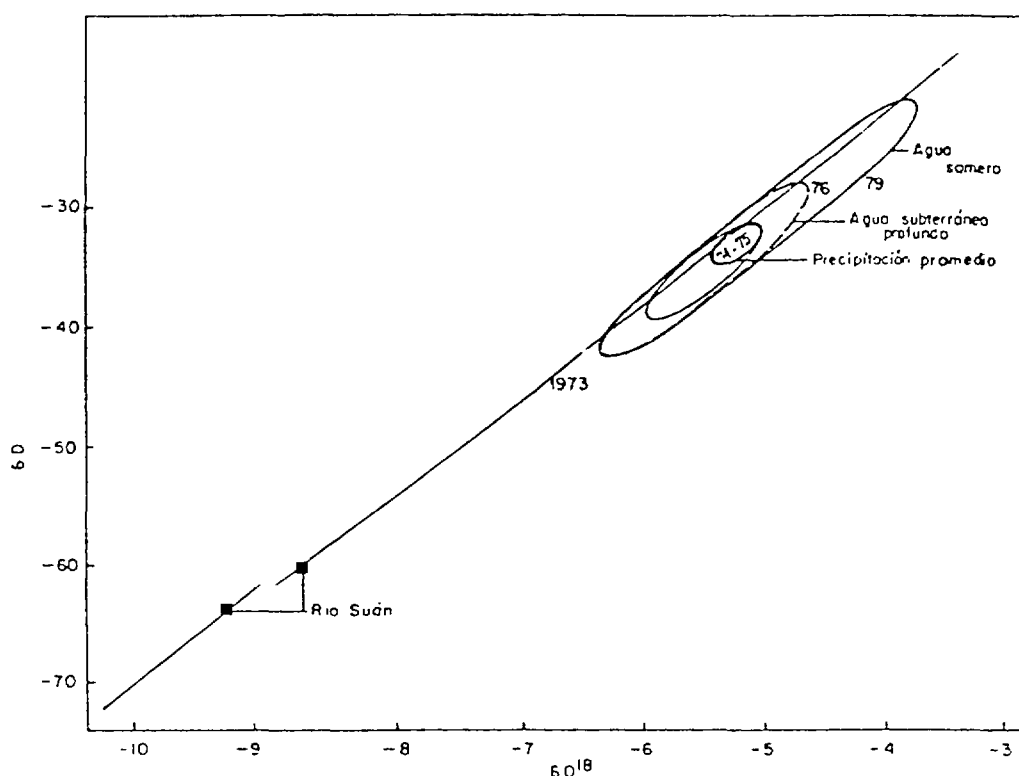


FIG.3. Línea de precipitación local de Barranquilla con pozos profundos y someros.

En la fig.4, se observa también que el pozo de Suan (s) sufre una recarga del río Magdalena y que existe una variación del contenido isotópico cuando el nivel del río es alto o bajo (Fig.7).

Cuando el nivel del río es bajo, los valores isotópicos entre el pozo y el río son muy diferentes; cosa que no ocurre cuando el nivel del río es alto, pues los valores son isotópicamente similares. Esto implica que

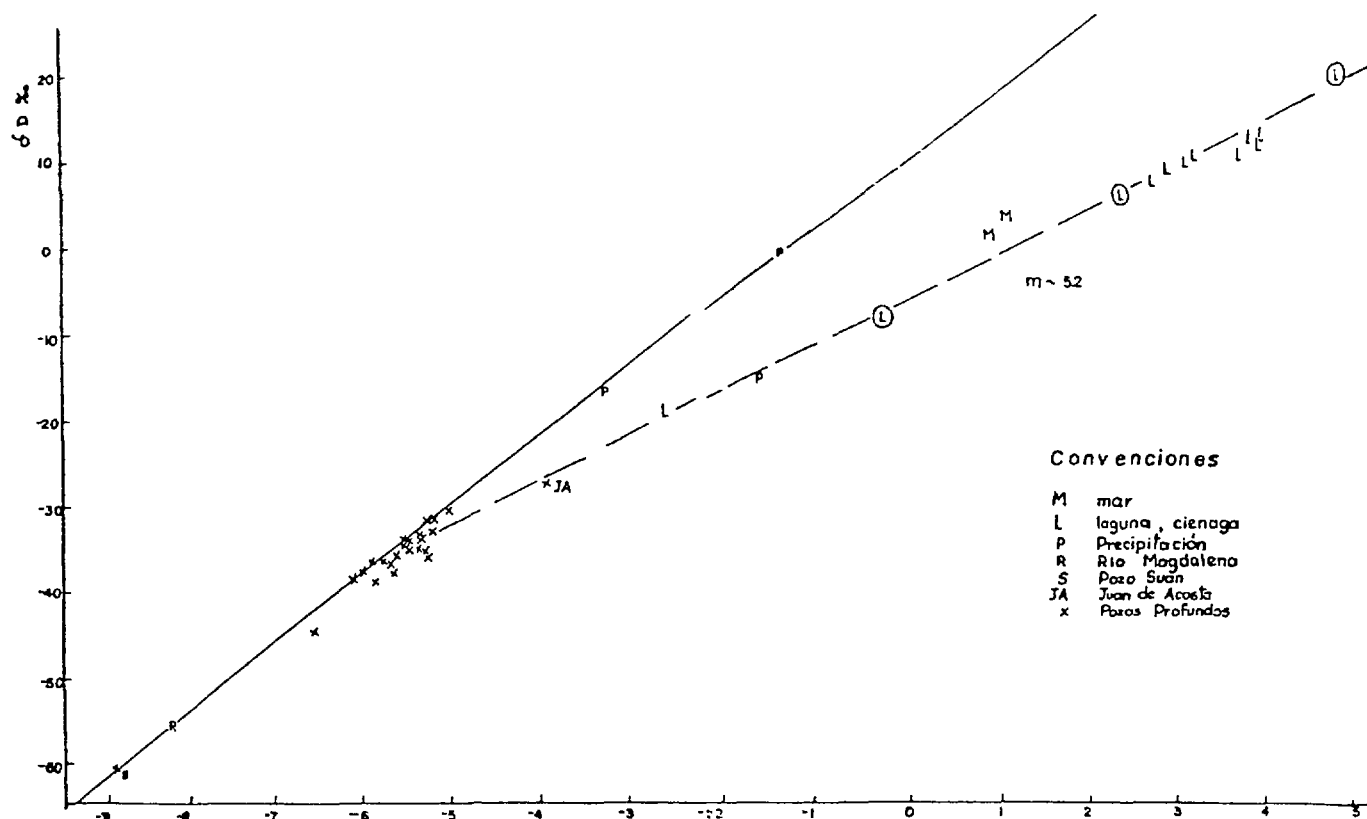


FIG.4. Relación de oxígeno-18 y deuterio en aguas de pozos profundos en Atlántico-Bolívar.

existe una influencia de aguas del río Magdalena hacia el pozo de Suán en épocas de lluvias. Analizando la zona de influencia de recarga del río Magdalena hacia los pozos cercanos, se puede notar que dicha zona es solo de unos pocos kilómetros, puesto que los resultados isotópicos de pozos ubicados a tres kilómetros del río presentan valores completamente diferentes (Fig.8).

En toda la zona de estudio, los contenidos de Deuterio y Oxígeno-18 se concentran en un rango comprendido entre -4 y -6 para de Oxígeno-18 y entre -40 y -20 para de Deuterio, lo que significa que las precipitaciones que originan la recarga en los acuíferos, son muy regulares y distribuidos homogéneamente en toda la zona del proyecto.

Se puede determinar en el estudio, la relación existente entre el agua de mar y el agua de algunos pozos cercanos a éste. Con los datos de conductividad y los resultados isotópicos se establece una influencia de Intrusión Marina, hacia otros pozos del orden del 15% (Fig.6).

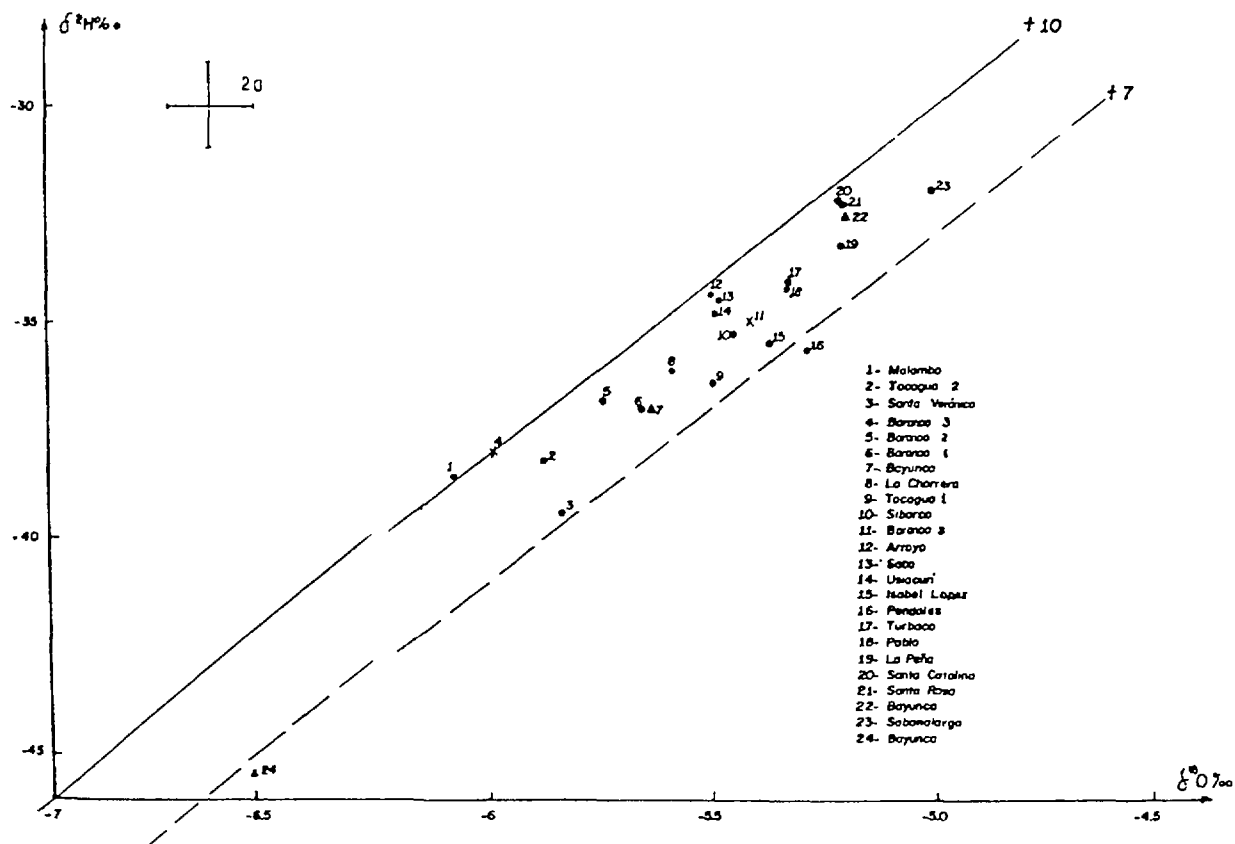


FIG.5. Pozos profundos para determinación de zonas acuíferas.

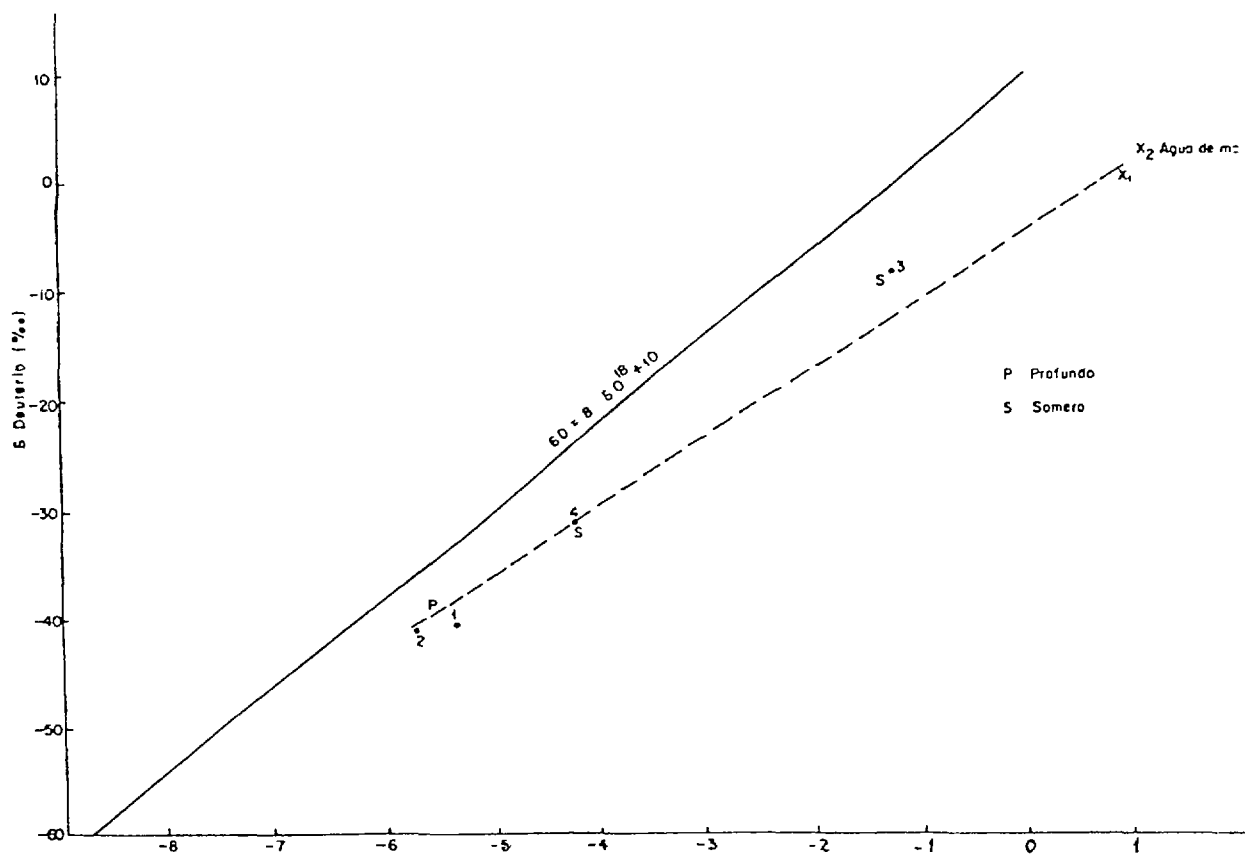


FIG.6. Relación entre agua de mar y pozos cerca al mar.

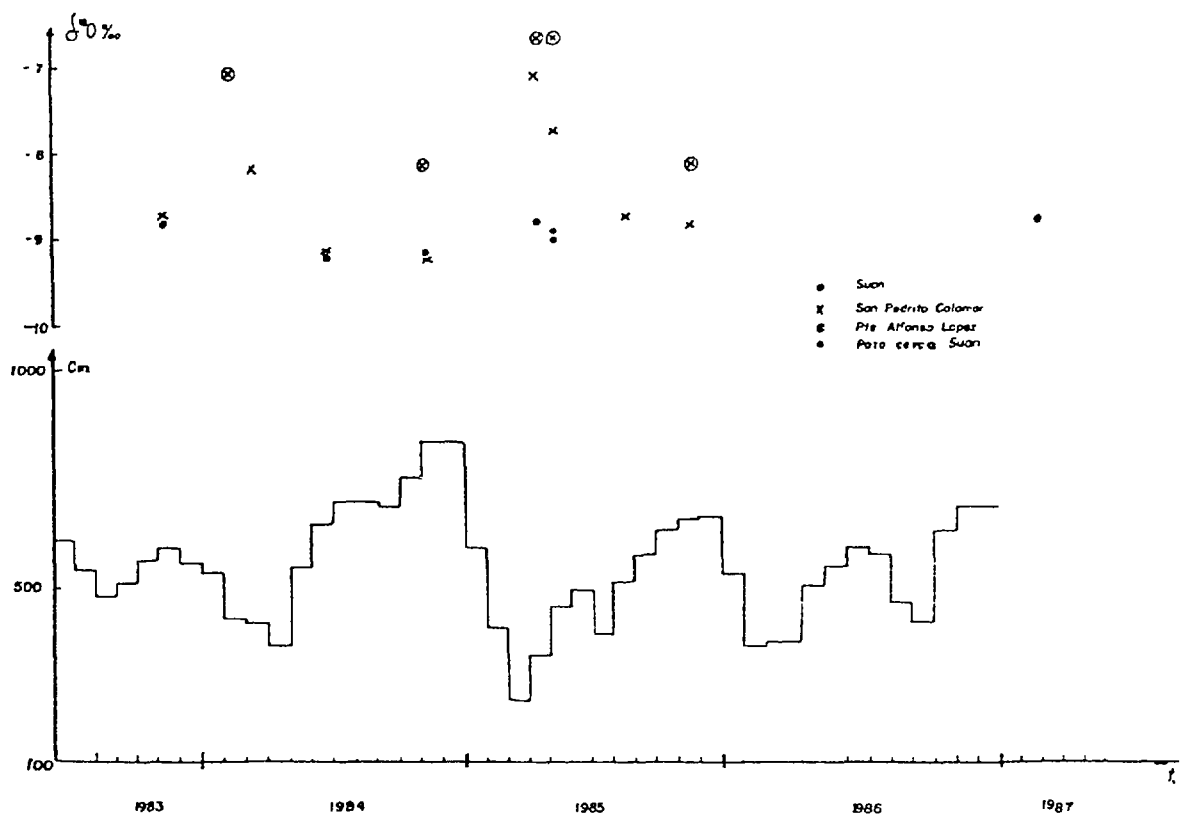


FIG.7. Variación de niveles de oxígeno-18 del río Magdalena en función del tiempo.

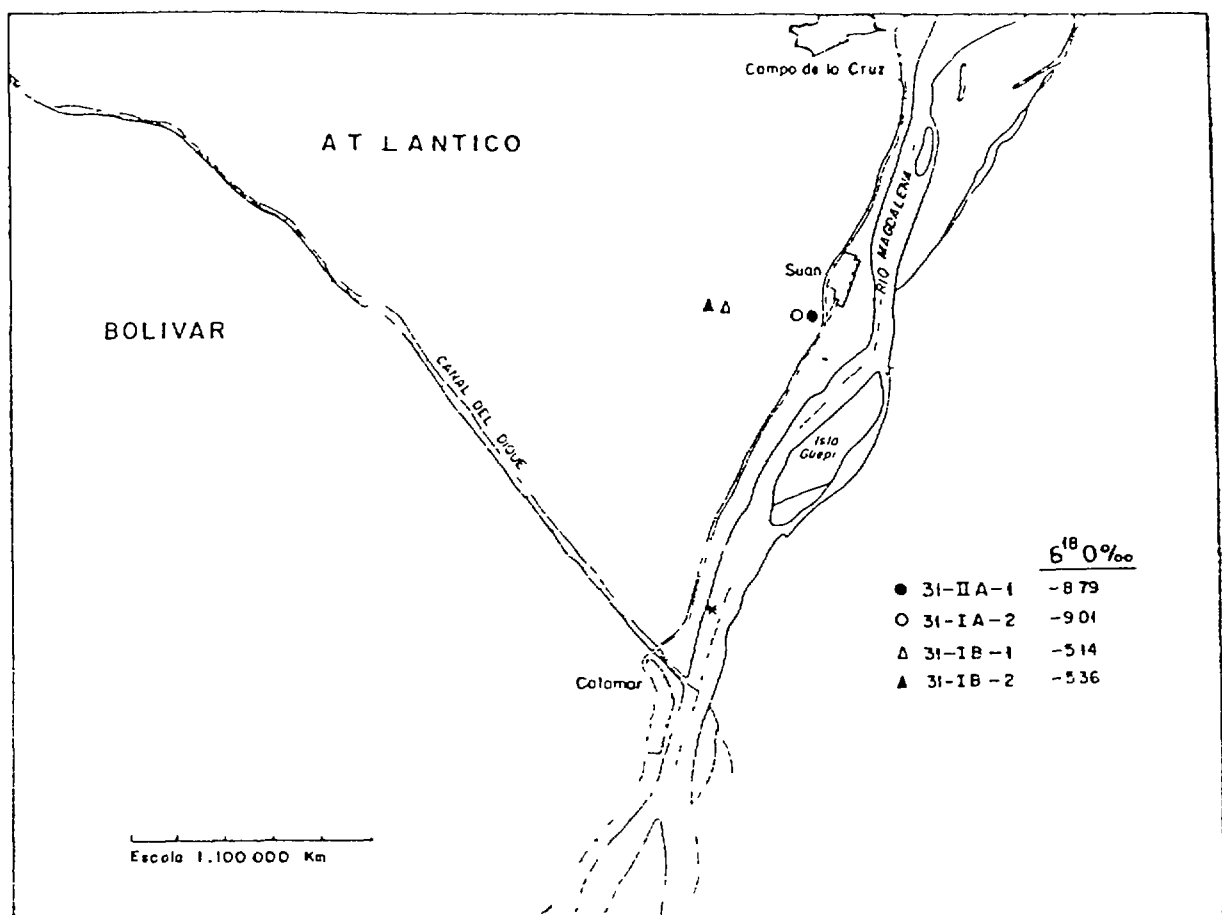


FIG.8 Influencia del río Magdalena-pozo de Suan.

7. ANALISIS DE TRITIO.

Los resultados de tritio presentaron valores menos de una (1) unidad Tritio, en todos los pozos, con variaciones en el río Magdalena y ciénagas. Para la interpretación de los valores de Tritio menores de 1 UT, se empleó la función de entrada de Tritio para Barranquilla, la cual fué calculada y extrapolada de los resultados de la estación de OTAWA (Canadá), donde se puede observar que los valores de Tritio para los últimos años de la investigación están entre 2 y 3 UT (Fig.9). A partir de la función de entrada de Tritio, se pueden calcular los tiempos de tránsito del agua subterránea, empleando los modelos exponencial tipo Piston y de dispersión (Fig.10).

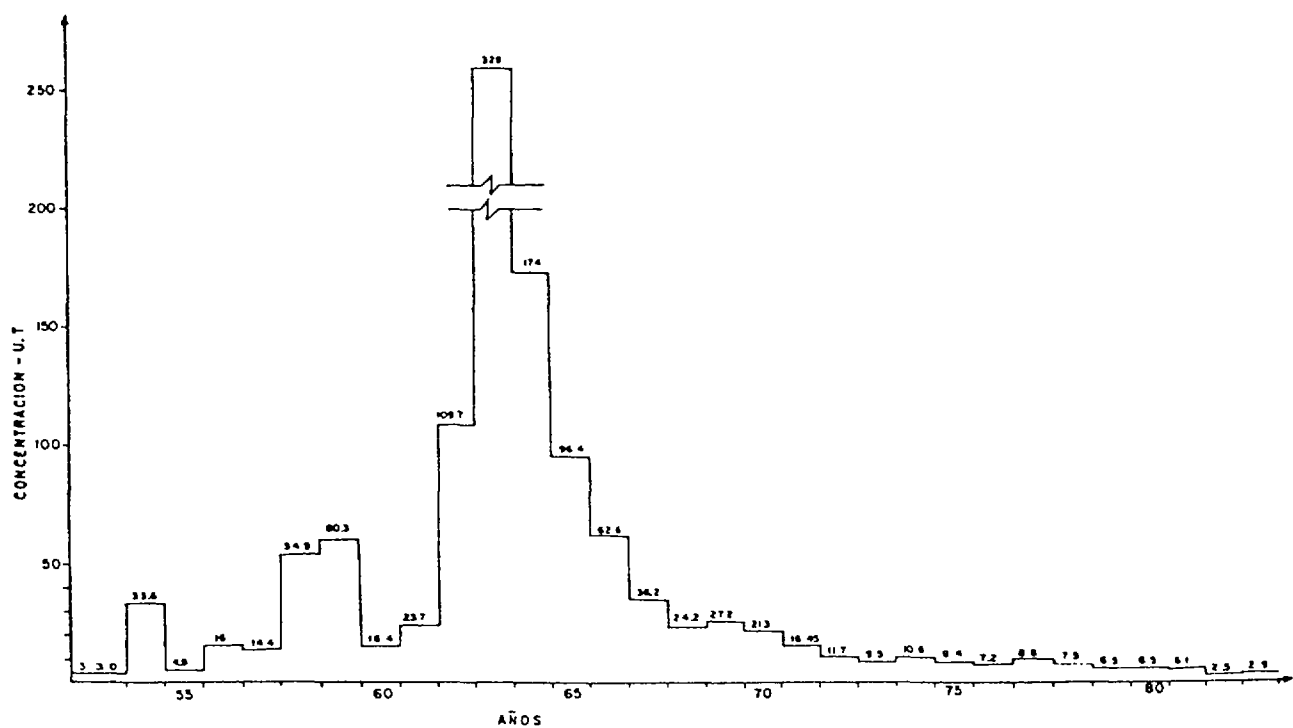


FIG.9. Concentración de tritio en precipitación en Barranquilla.

En la Fig.10, se observa que el modelo tipo Piston, nos da edades menores de 30 años, por lo cual no sirve para el cálculo del tiempo de tránsito, ya que los resultados de tritio corresponden a aguas viejas con tiempos mayores de 30 años. El modelo exponencial nos da valores mayores de 150 años. Por las características geológicas de la región, con el modelo de dispersión empleando una relación $D/Vx = 0.2$ se obtienen edades mayores de 100 años. Dada la heterogeneidad de las zonas acuíferas el modelo probable que brinda mayor confiabilidad es el modelo de dispersión. Por lo tanto los tiempos de tránsito del agua subterránea en esta región es de más de 100 años.

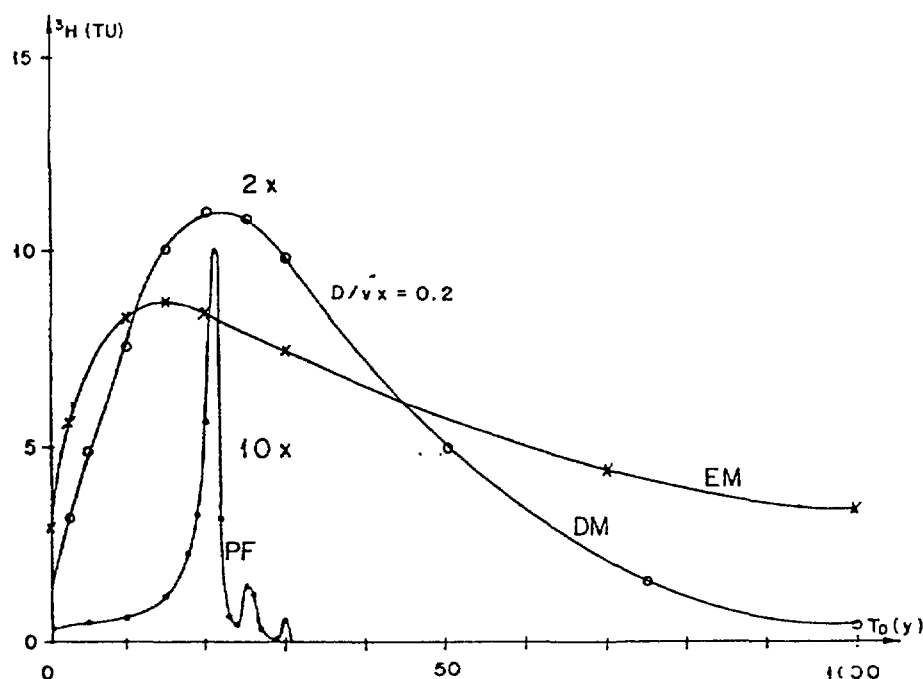


FIG.10. Modelo para determinar el tiempo de tránsito del agua subterránea con base en el contenido del tritio ambiental.

8. ANALISIS DE CARBONO-14.

Los resultados de Carbono-14 no dan una relación directa con los valores de Carbono-13, por lo cual se presume que existe una contaminación de origen orgánico, que impide determinar las edades por Carbono-14 porque posiblemente las aguas subterráneas fueron infiltradas antes de 5.000 años.

9. CONCLUSIONES.

En general no existen zonas de recarga directa al subsuelo de agua de precipitación, y la infiltrada es muy pobre produciendo tiempos de tránsito muy largos entre las zonas de infiltración y los pozos de bombeo.

La infiltración del agua lluvia en general, en el área es de carácter local, siendo más rápida en los sedimentos terciarios y cuaternarios de origen continental que en los de origen marino.

Los resultados de los pozos saltantes situados en las localidades de Sibarco, La Chorrera, y Saco, muestran que la primera se encuentra más cerca a la línea de precipitación que las otras dos, indicando una infiltración del agua lluvia más rápida en la unidad con granulometría más gruesa, que en las otras dos unidades terciarias.

Como conclusión final se puede decir, que existe en toda la zona del proyecto, gran cantidad de acuíferos muy localizados e independientes, y recargados por precipitación.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fué llevada a cabo, gracias al apoyo económico y técnico-científico dado tanto por el gobierno Alemán (a través de la GSF de Munich) y por la OIEA, sin el cual hubiera sido imposible su culminación.

REFERENCIAS

- (a) Drost. W. The application of single well techniques in grounwater investigations. Interamerican Symposium on Isotope hydrology. Bogotá - Colombia, 1980.
- (b) Baonza, E.; Plata, A.; Piles, E. Aplicación de la técnica del pozo único, mediante marcado de toda la columna piezométrica. Isotope Hydrology (proc. Symposio de Viena). OIEA, 1970.
- (c) Technical Reports series No.91. Guidebook on nuclear Techniques in Hydrology. IAEA, Vienna. 1983.
- (d) Technical Reports series No.210. StableIsotope Hydrology. Deuterium and Oxigen-18 in the water Cycle. IAEA. Vienna, 1981.

EVALUACION DEL ACUIFERO DE LA SABANA DE BOGOTA UTILIZANDO TECNICAS ISOTOPICAS

E. TORRES, G. JIMÉNEZ, E. OBANDO,
E. ALAYÓN, L. SÁNCHEZ
Area de Hidrología,
Instituto de Asuntos Nucleares,
Bogotá, Colombia

Resumen-Abstract

EVALUACION DEL ACUIFERO DE LA SABANA DE BOGOTA UTILIZANDO TECNICAS ISOTOPICAS.

Se investigó el acuífero de la Sabana de Bogotá utilizando técnicas isotópicas como isótopos estables (Deuterio, Oxígeno-18), Tritio y C-14, uso de radiotrazadores inyectados tanto en determinación de velocidad horizontal como en la determinación de parámetros hidrogeológicos inyectando en un piezómetro y bombeando en un pozo principal. Con estas técnicas y con la información hidrogeológica convencional realizada por Ingeominas, se pudo determinar origen, recarga, líneas equipotenciales, dirección y sentido del agua subterránea.

EVALUATION OF THE SABANA DE BOGOTA AQUIFER USING ISOTOPE TECHNIQUES.

We studied the Sabana de Bogotá aquifer by using isotopic techniques, such as stable isotopes (deuterium, oxygen-18), tritium, carbon-14, and injected radiotracers to determine the horizontal velocity of groundwater and aquifer parameters (by injecting the tracer in a piezometer and monitoring it in a nearby exploitation well). With these techniques and the hydrogeological information provided by Ingeominas, it was possible to determine origin of recharge, equipotential lines and direction of groundwater.

1. INTRODUCCION.

Debido a que el agua subterránea en la Sabana de Bogotá, está siendo utilizada para abastecer algunas poblaciones y para uso industrial y comercial, es necesario investigar el acuífero para conocer el origen, recarga, parámetros hidrogeológicos para su óptima explotación.

La investigación que se describe a continuación, fué realizada por el Area de Hidrología del Instituto de Asuntos Nucleares en los años de 1985 y 1986 a solicitud de la Corporación Autónoma Regional de las Cuencas de los ríos Bogotá, Suárez y Ubaté - "CAR" - .

2. CONDICIONES HIDROCLIMATOLÓGICAS GENERALES.

La precipitación media de esta zona es de 900 mm., aunque con gran variación a través de los años. La Sabana de Bogotá, tiene una extensión de 4.380 kilómetros cuadrados, con una temperatura media de 13.5°C, el clima pertenece al grupo tropical lluvioso; modificado por la altura de las montañas, los vientos son moderados con dirección generalmente S-SE.

3. ISÓTOPOS ESTABLES.

En este estudio se tomaron muestras de agua subterránea en los diferentes acuíferos, y aguas superficiales, entre los cuales se encuentran aljibes, lagos y manantiales; también se recolectaron muestras de precipitación mensual en algunos puntos durante los meses de agosto, septiembre, octubre de 1985 y enero de 1986, obteniendo un total de 152 muestras de Oxígeno-18, las cuales fueron leídas en el espectrómetro de masas del Instituto de Asuntos Nucleares observando que los valores no presentan gran dispersión en un rango de $\delta = -9\%$ a $\delta = -11\%$, valores que se asemejan al promedio de precipitación regional cuyo $\delta = -9.25\%$, indicando que el agua subterránea puede tener un aporte directo de aguas superficiales, o sea, recarga de infiltración por las diferentes fuentes superficiales.

Con los datos existentes de Deuterio y Oxígeno-18 de muestras recolectadas desde 1970 y los resultados obtenidos durante el proyecto, se trazó una curva meteórica local y se comparó con los resultados de los pozos profundos (ver Fig.1), se localizaron algunas muestras representativas de los acuíferos, dos lagunas y muestras de río, encontrándose que los datos están muy cerca de la línea meteórica local.

Las muestras encerradas en el círculo punteado localizadas en la zona El Rosal, la muestra No.47 en la zona de Bojacá y la muestra No.50 en la zona de Soacha, tienen una pequeña diferencia en la composición isotópica, esto puede ser debido a diferencias en las condiciones atmosféricas locales.

Adicionalmente se realizó un histograma de frecuencia, para Oxígeno-18, donde se encuentran muestras representativas de los diferentes acuíferos (cretacio y cuaternario) en el mismo grupo de valores, lo cual puede indicar que existe recarga de un acuífero hacia otro (ver Fig.2). El his-

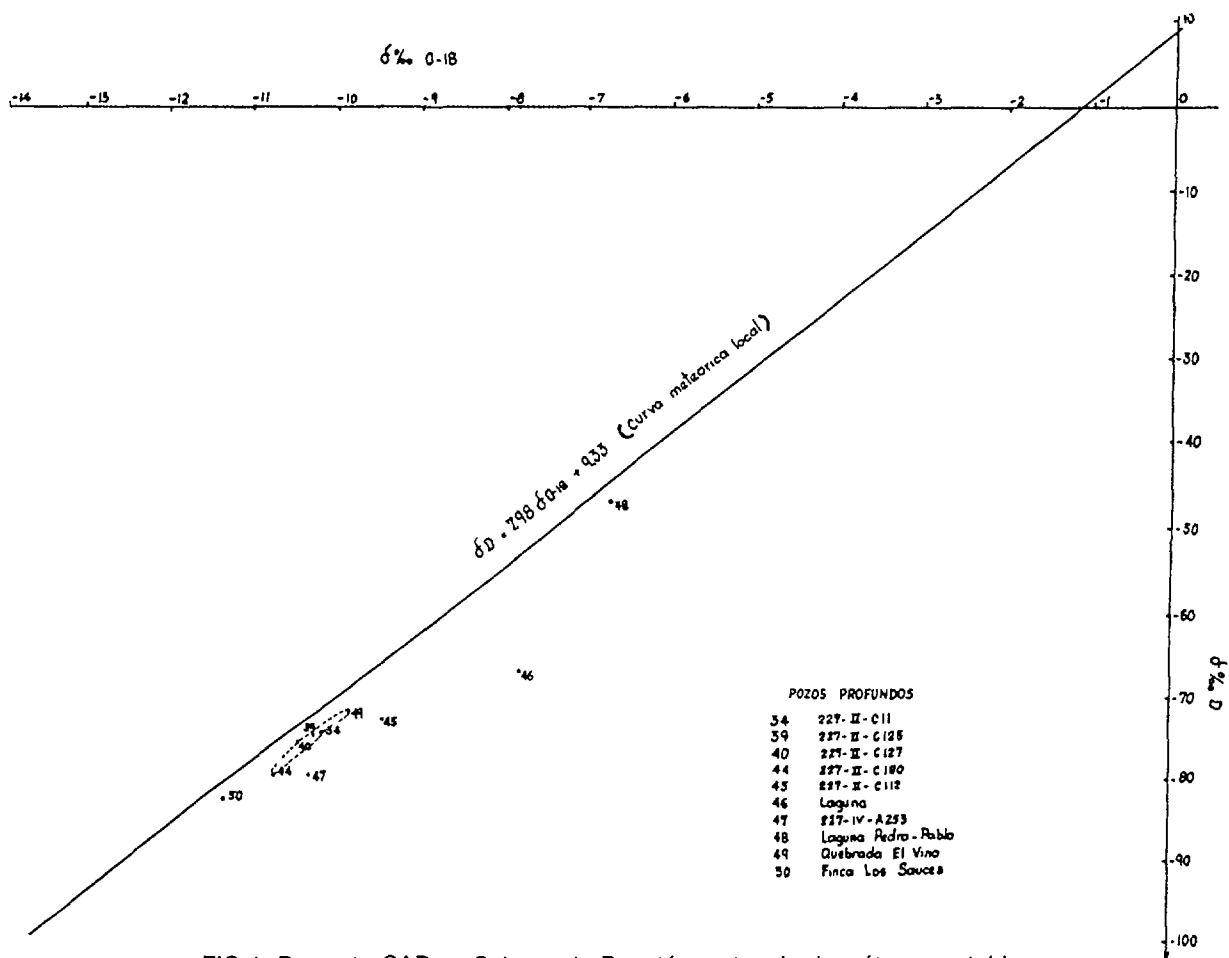


FIG 1 Proyecto CAR — Sabana de Bogotá contenido de isótopos estables

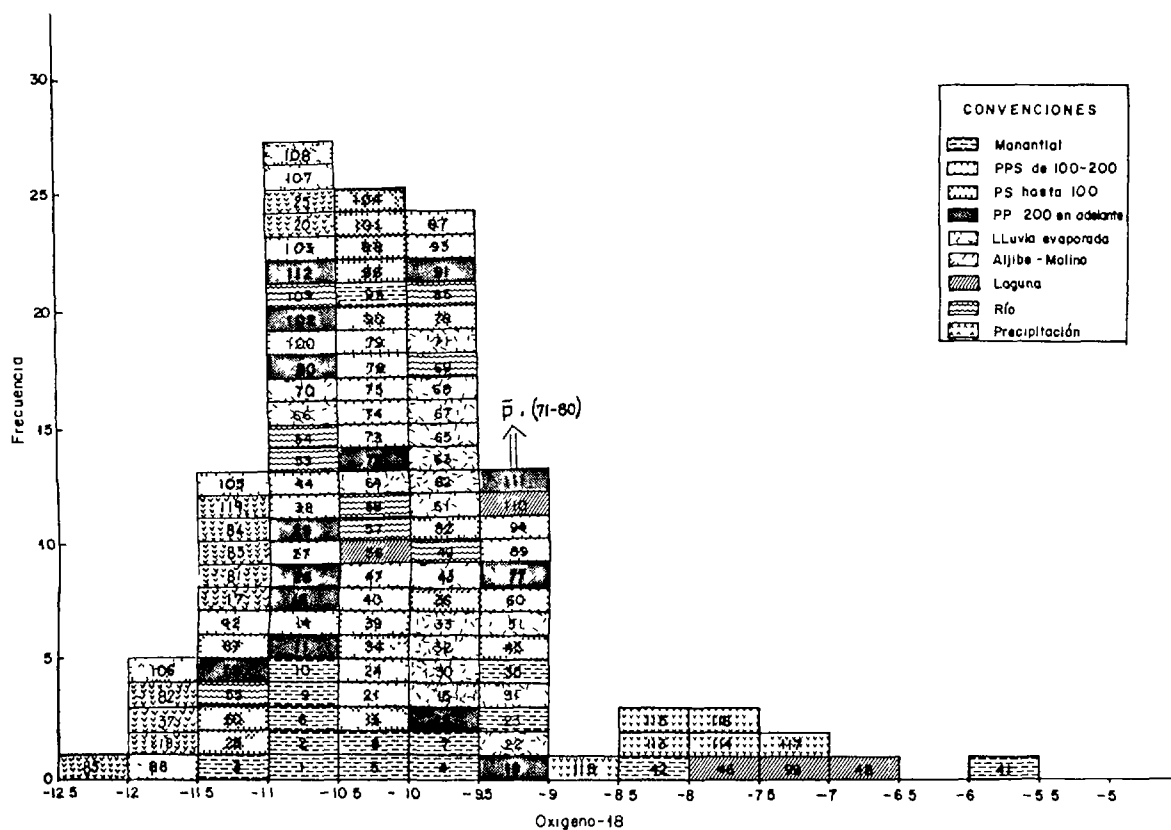


FIG 2 Histograma de ^{18}O — Proyecto CAR

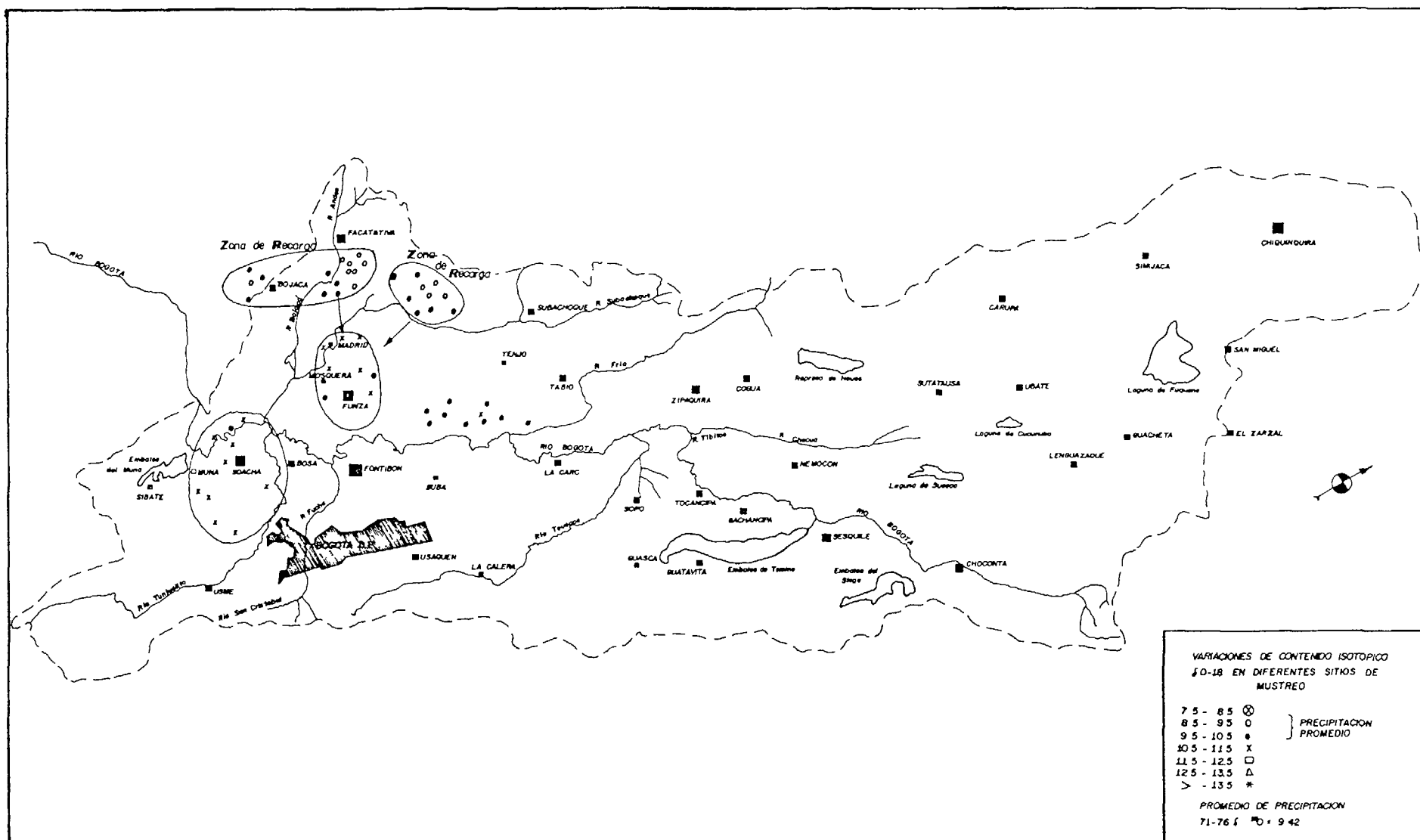


FIG 3 Estudio isotópico de la Sabana de Bogotá.

tograma sirve para seleccionar las diferentes zonas acuíferas y diferenciar aguas de pozos profundos, someros, lagunas, etc.

Existe una mezcla de agua a diferentes niveles y una intercalación entre las diferentes zonas acuíferas, pudiéndose definir dos zonas de recarga como se aprecia en la Fig.3. En general las aguas subterráneas de la Sabana de Bogotá, en sus diferentes niveles, tienen su origen en aguas meteóricas.

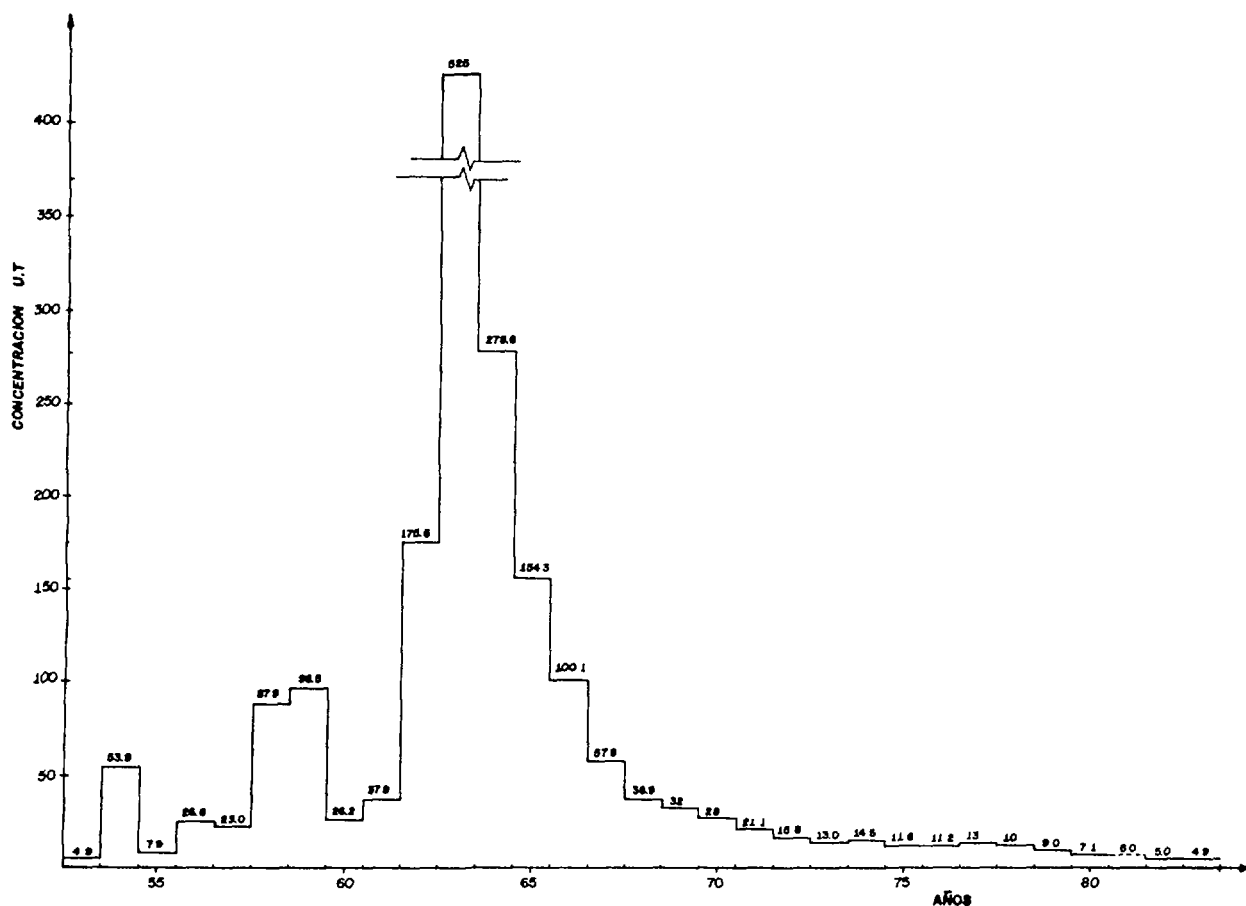


FIG.4. Concentración de tritio en precipitación en Bogotá.

4. TRITIO.

Debido a que el contenido de Tritio en la precipitación de la Sabana de Bogotá es aproximadamente 2 UT actualmente, y las aguas subterráneas infiltradas antes de 1953 no tienen contenido de este isótopo, como se observa en la Fig.4, se puede asumir que las aguas subterráneas fueron recargadas antes de 1953.

La muestra tomada en el pozo Jardines de los Andes presenta 4.7 UT, pues ésta fué tomada al poco tiempo de realizar la limpieza del pozo, siendo posible que contenga agua superficial.

5. CARBONO-14.

Para determinar la edad del agua subterránea, se realizó análisis de Carbono-14 a cinco (5) muestras tomadas durante el desarrollo de este proyecto, asimismo, se utilizaron resultados de análisis de once (11) muestras de trabajos anteriores, los cuales se muestran en la Fig.5, se elaboró el mapa de líneas Isocronas, como se observa en la Fig.6.

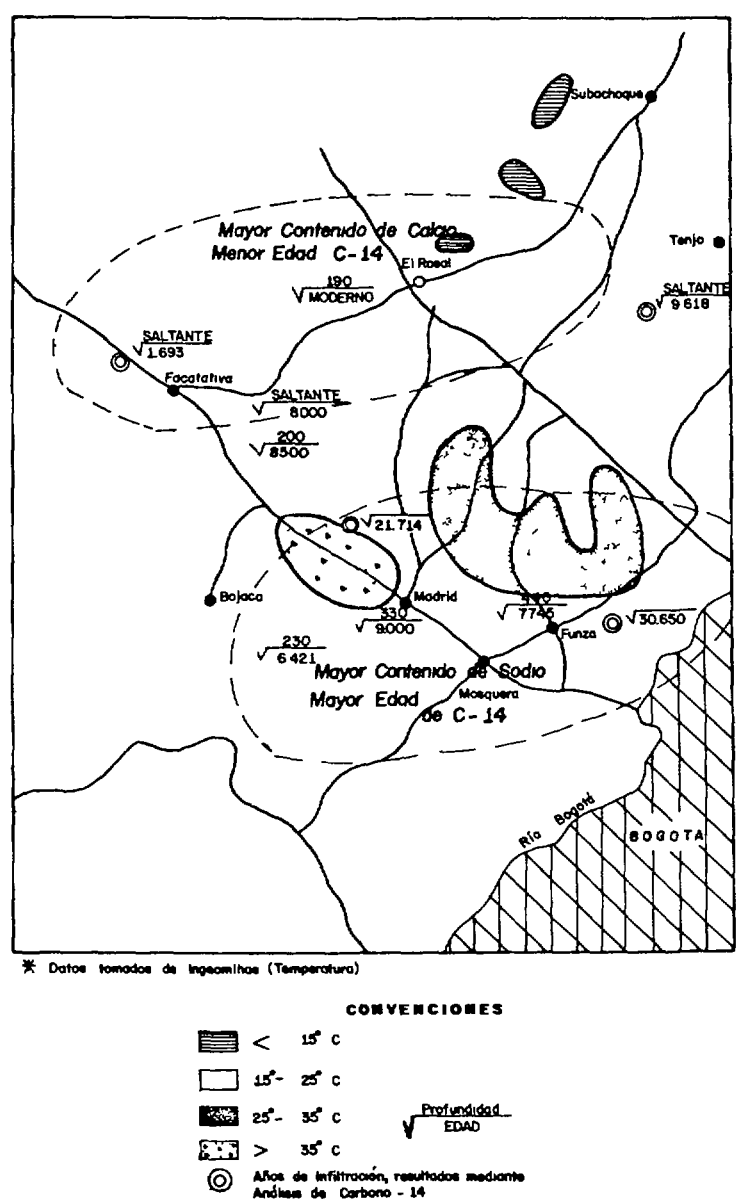


FIG 5 Mapa de temperatura del agua de los pozos y resultados de carbono-14

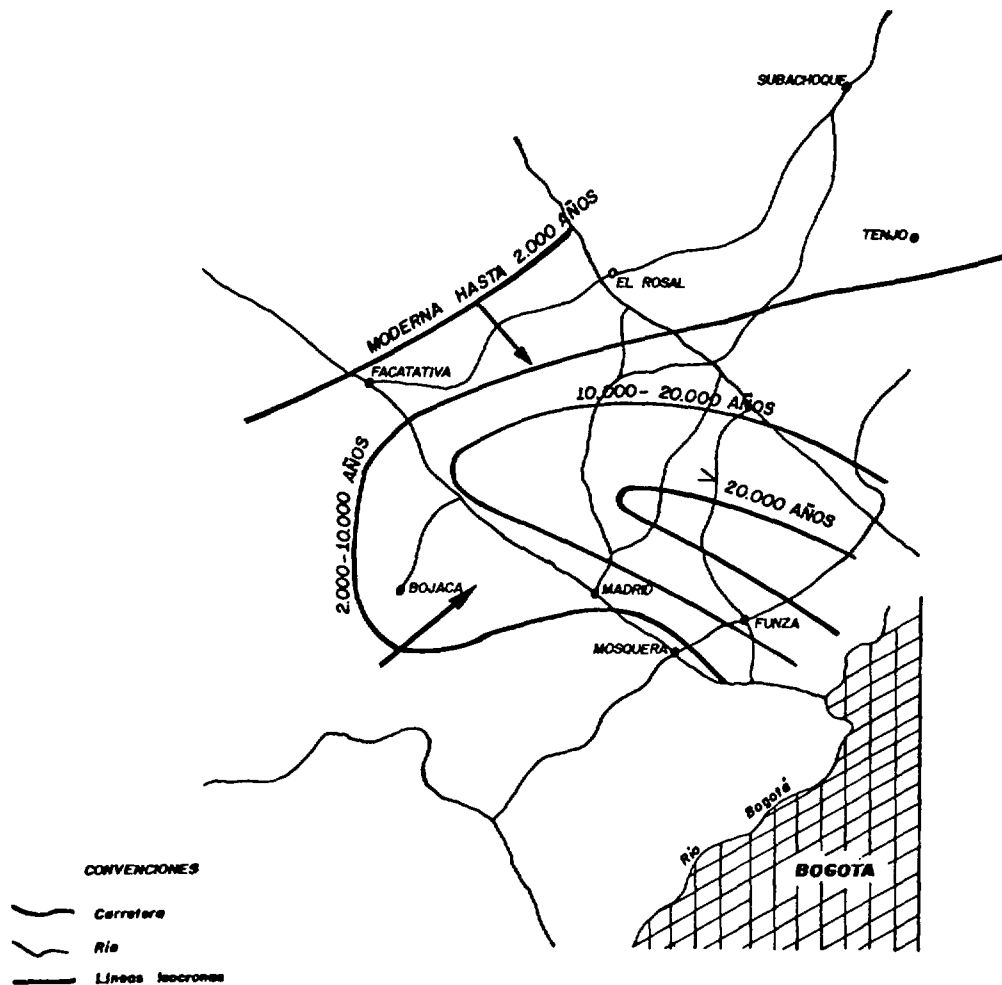


FIG.6. Líneas isócronas.

6. DETERMINACION DE VELOCIDAD Y PRUEBAS DE BOMBEO CON TECNICAS ISOTOPICAS.

a) Velocidad: La técnica utilizada para la medida de flujos horizontales fué el marcado uniforme de toda la columna de agua del pozo con el trazador radiactivo, luego se obtuvieron perfiles verticales de concentración en función del tiempo desplazando un detector a lo largo del pozo. Dicha concentración disminuye en los tramos que tienen flujo, determinando así la velocidad.

Se estudiaron cinco (5) pozos en el área del proyecto, encontrándose velocidades que varían desde 0.08 hasta 1.46 m/día.

b) Prueba de bombeo en un pozo único: En el pozo se introdujo una determinada cantidad de trazador, se espero un cierto tiempo para que el trazador fuera arrastrado naturalmente por el flujo, después se inició el bombeo en el propio pozo de inyección y se determinó el tiempo de reaparición del trazador.

Esta prueba se realizó en el pozo Madrid 7, la permeabilidad (K) encontrada fué de 3.85 m/día y la transmisibilidad (T) de 100m²/día.

c) Prueba de bombeo utilizando pozo de inyección y pozo de detección: Esta prueba se realizó en los pozos Bojacá 1 y Bojacá 2, inyectando en Bojacá 1 y bombeando en Bojacá 2, se encontró una permeabilidad K de 8.33 m/día y una transmisibilidad de T = 66.66 m²/día. Inyectando en Bojacá 2 y bombeando en Bojacá 1, se encontró una permeabilidad K = 6.33 m/día y una transmisibilidad = 50.66 m²/día.

7. HIDROLOGIA CONVENCIONAL Y COMPARACION CON HIDROLOGIA ISOTOPICA.

Utilizando los niveles piezométricos y cortes topográficos se elaboró el mapa de líneas equipotenciales (ver Fig.7) en el cual se determinaron dos zonas de infiltración localizadas en el Cerro de San Rafael y

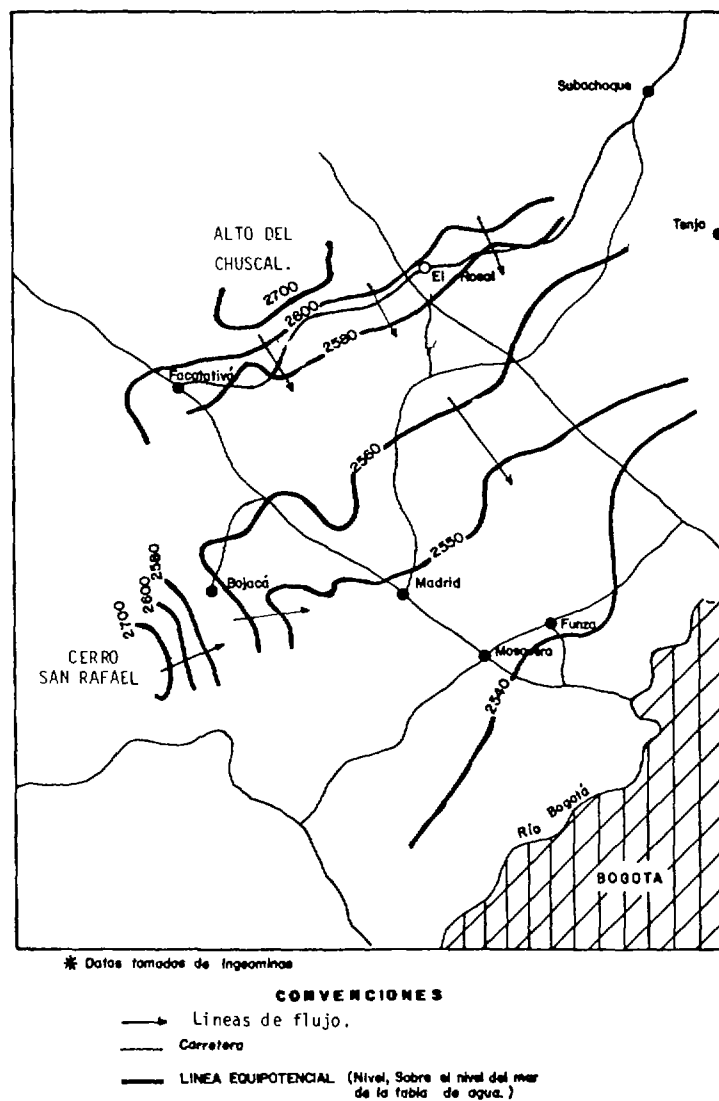


FIG.7. Líneas equipotenciales existentes en el área de estudio.

el Alto El Chuscal, asimismo, se observa que el agua subterránea se dirige de las zonas de infiltración hacia el río Bogotá, como se había determinado con isótopos estables y con Carbono-14, como también se observa en el mapa de calidad del agua (ver Fig.8) tomada del informe de

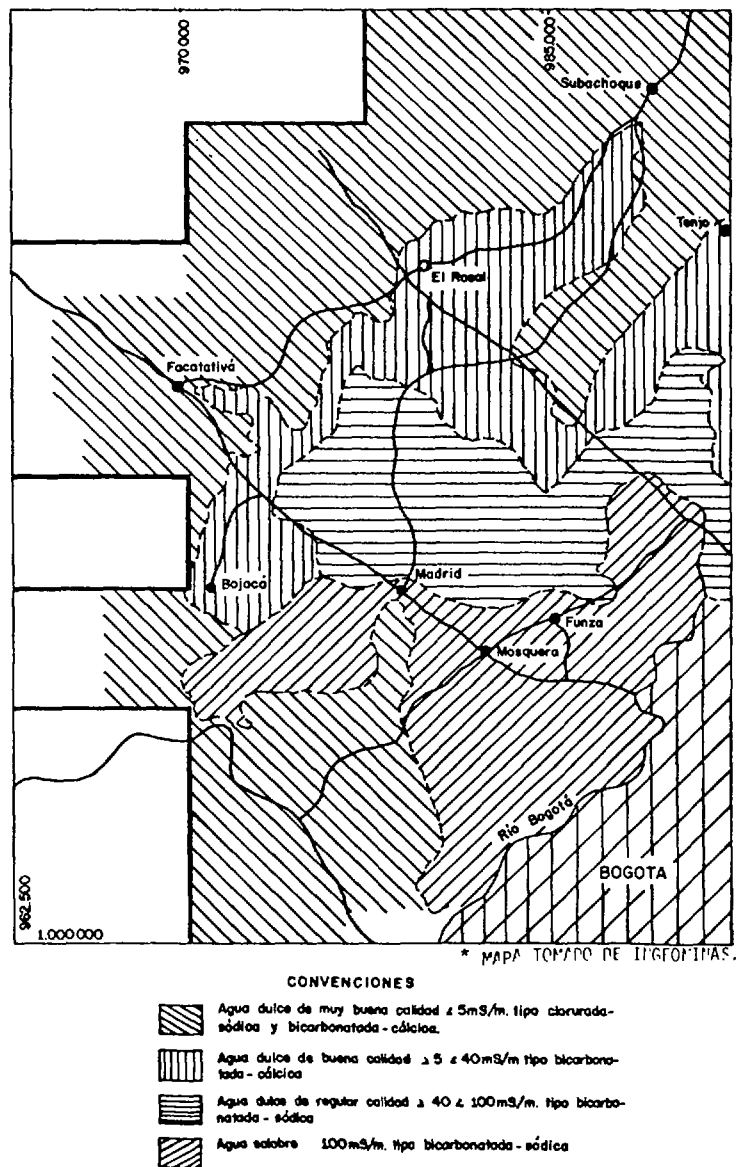


FIG.8. Mapa de calidad química del agua.

Ingeominas en donde en las zonas altas se encuentra agua de muy buena calidad, que coincide con agua de infiltración reciente, mientras que en las zonas bajas, cerca del río Bogotá se encuentra agua salobre bicarbonatada sódica que tiene bastante tiempo de haber sido infiltrada.

Se elaboró el plano de temperatura de agua subterránea (ver Fig.5), en el cual se determinaron cuatro (4) zonas de diferente temperatura, siendo las de mayor importancia las de temperaturas bajas ($t < 15^\circ\text{C}$) ubica-

das en las zonas altas, la cual coincide con zonas de infiltración, y las de temperaturas altas ($t > 35^{\circ}\text{C}$) que coinciden con la zona de aguas de origen magmático.

8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

- De la interpretación combinada de isótopos estables, Carbono-14, el mapa de líneas equipotenciales y el mapa de calidad del agua, en el área estudiada pueden observarse dos zonas de infiltración localizadas en el Alto El Chuscal y en el Cerro de San Rafael, y que el agua subterránea se dirige desde esta zona hasta el río Bogotá.
- Observando en la interpretación de resultados tanto de isótopos estables como de Tritio, se puede concluir que las aguas subterráneas de pozos profundos de la Sabana de Bogotá son aguas de precipitación infiltradas antes de 1953.
- Comparando resultados de Oxígeno-18 en el muestreo realizado por el Instituto de Asuntos Nucleares en 1978-1979 con los actuales, se puede observar una similitud en la composición isotópica, lo cual quiere decir que es un agua de renovación muy lenta, hecho que se confirma con los resultados de C-14 y las bajas velocidades encontradas.
- Por la extensión del área estudiada y el corto tiempo de duración del proyecto, no se logró obtener datos que abarquen las dos épocas (seca-húmeda), por lo cual se recomienda seguir con el muestreo de aguas superficiales durante un período aproximado de dos años en una mayor área de la Sabana de Bogotá, para así poder tener un mejor conocimiento del comportamiento del acuífero.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la asesoría del Experto Antonio Plata Bedmar y la colaboración de los técnicos Nancy Moreno por trabajo de oficina y Luis Rodríguez por trabajo de campo.

BIBLIOGRAFIA

- (1) PLATA, B.A. Isótopos en Hidrología, Madrid (1972)
- (2) CUSTODIO, E; LLAMAS, M.R.. Hidrología Subterránea. Barcelona (1976)
- (3) Proyecto Sabana de Bogotá "Zona Facatativá" (informe presentado a la CAR). Area de Hidrología, Instituto de Asuntos Nucleares (1978).
- (4) JIMENEZ, G. Datación del Agua Subterránea en la Sabana de Bogotá'. Bogotá (1978).

INVESTIGATION OF A VOLCANIC AQUIFER SYSTEM IN COSTA RICA USING ENVIRONMENTAL ISOTOPES

W.G. DARLING, J.M. PARKER

British Geological Survey,
Hydrogeology Research Group,
Wallingford, United Kingdom

H.V. RODRIGUEZ

Servicio Nacional de Aguas Subterráneas,
San José, Costa Rica

A.J. LARDNER

Institute of Hydrology,
Wallingford, United Kingdom

Abstract-Resumen

INVESTIGATION OF A VOLCANIC AQUIFER SYSTEM IN COSTA RICA USING ENVIRONMENTAL ISOTOPES.

A series of aquifers formed from volcanic rocks occurs in the Valle Central of Costa Rica. Lavas mainly from the Barba volcano are interbedded with pyroclastics, resulting in an aquifer system complex both vertically and laterally. Environmental isotopes have been used as part of a wider hydrogeological study of the Valle Central. The tritium contents of discharge from the various lava groups have been measured to assess groundwater residence times. Stable isotope analyses of borehole, spring and river samples collected over a period of several years have helped to clarify the recharge regime which is primarily one of downward transfer between lava layers. The general trend is one of heavy isotope enrichment with increasing depth, suggesting that the lower aquifers receive an input of water additional to large amounts of downward leakage. Most of this water is assumed to be lower altitude rainfall, but there is some evidence that the normal isotope-altitude relationship may not apply in the Valle Central. Although most of the aquifers considered have a relatively homogeneous isotopic composition, the deepest aquifer of the series has a bimodal distribution of values. This has provided additional information on sources of recharge to this aquifer.

INVESTIGACIONES CON ISOTOPOS AMBIENTALES DE UN SISTEMA DE ACUIFEROS VOLCANICOS DE COSTA RICA

En el Valle Central de Costa Rica existe una serie de acuíferos formados en rocas volcánicas. Lavas principalmente del volcán Barba están interestratificadas con piroclastos, resultando un sistema acuífero complejo tanto vertical como lateralmente. Isótopos ambientales han sido usados como parte de un estudio hidrogeológico más amplio del Valle Central. Se ha medido el contenido de Tritio en el agua descargada de los varios grupos de lava para determinar el tiempo de residencia del agua subterránea. Análisis de isótopos estables de muestras tomadas en pozos, manantiales y ríos, recolectadas sobre un período de varios años, han ayudado a clasificar el régimen de recarga, el cual es primordialmente una transferencia de agua hacia abajo entre los mantos de lava. La tendencia general es un enriquecimiento de isótopos pesados a mayor profundidad, sugiriendo que los acuíferos interiores reciben un aporte lateral de agua adicional a grandes

cantidades de percolación vertical. Se asume que la mayoría de esta agua proviene de lluvia de baja altitud pero hay evidencia de que la mayoría de la relación normal isótopos altitud pueda no existir en el Valle Central. Aunque la mayoría de los acuíferos considerados tiene una composición isotópica relativamente homogénea, el acuífero más profundo presenta una distribución bimodal de los valores. Esto ha proporcionado información adicional acerca de las fuentes de recarga a este acuífero.

1. INTRODUCTION

Costa Rica is situated on the volcanotectonic Central American arc. The Cordillera Central follows the NW-SE structural trend of the country and comprises a series of Quaternary central volcanoes. Between these volcanic peaks and older Tertiary sedimentary rocks is the broad basin of the Valle Central (Fig. 1). San José, the capital city, is located within this basin which has a rapidly increasing population, already in excess of 1 million, and which has become one of the major development areas in Central America.

In order to support this development, exploitation of groundwater in volcanic aquifers on the northern side of the Valle Central has taken place, with significant increases in abstraction since the early 1970s to reach a current total of 2500 l/s. The aquifer system is complex and several studies concerned with resource evaluation and development have been made [1, 2]. The considerable relief of the catchment, rapid groundwater throughflow and complex recharge regime suggested that environmental isotopes might assist in the hydrogeological investigation. The most recent study, not yet completed, has involved the measurement of tritium, $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ on groundwaters and rivers in the catchment. This paper describes and discusses the results.

2. HYDROGEOLOGICAL BACKGROUND

The Valle Central is formed of Quaternary volcanic rocks produced mainly by the Barba and to a lesser extent by the Poas and Irazu volcanoes (Fig. 1) all of which are still active. The dissected volcanic cones form gentle slopes stretching from their summits (Barba 2900 metres above sea level) to the valley floor at an average elevation of 1000 m. Rainfall is distributed throughout an 8-month wet season and ranges from 1800 mm/yr on the plain to 4000 mm/yr on the mountains to the northeast. Rainfall is drained both by direct infiltration to groundwater and by runoff to numerous small streams that flow down the volcanic cones and join the Rio Virilla which is deeply incised into the valley floor.

The volcanic sequence comprises a series of andesitic lava flows interbedded with pyroclastics in the form of extensive tuffs and ignimbrites. Geological correlation presents formidable problems since both lavas and tuffs vary little in composition whilst exhibiting considerable spatial variability in thickness. One pyroclastic layer, however, does have a more distinctive lithology and widespread occurrence which has aided identification of a series of lava formations [2], (Figs. 2 and 3).

The uppermost lavas (Los Angeles and Los Bambinos members) that occur on the higher parts of the Barba cone (Fig. 3) form local aquifers with perched groundwater tables. They rapidly discharge infiltrating rainfall to many small high-level springs. Intermediate lavas are the Barba (sometimes

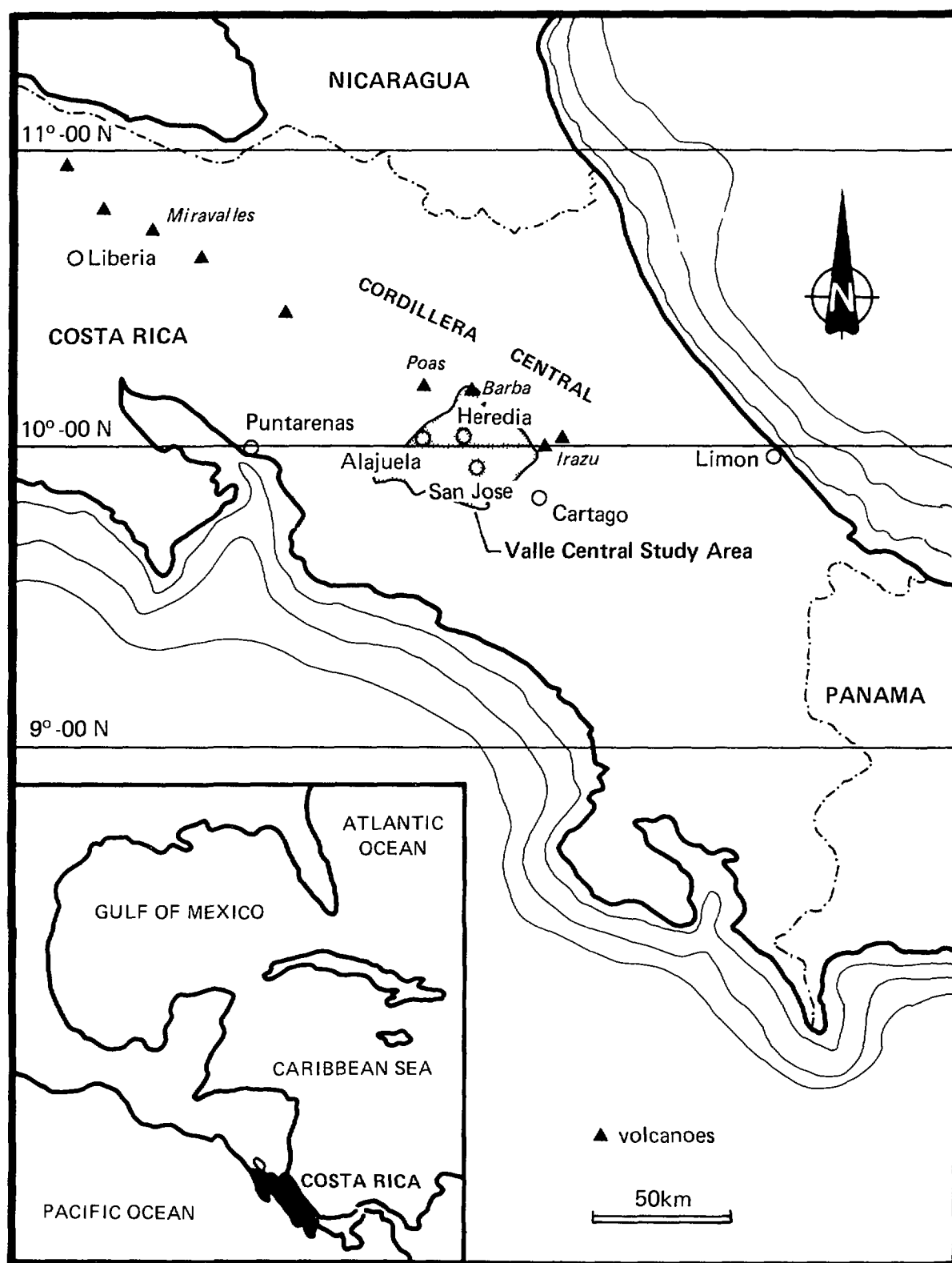


Fig. 1 Location map of Costa Rica and the Valle Central project area.

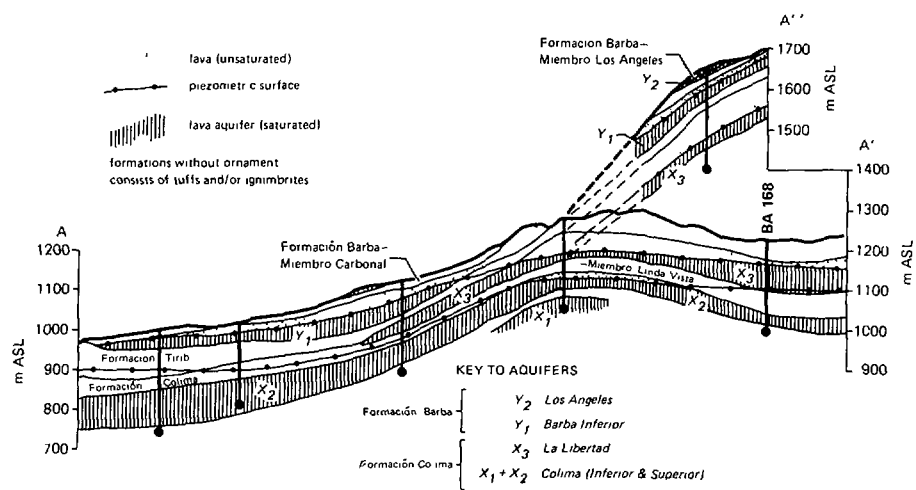
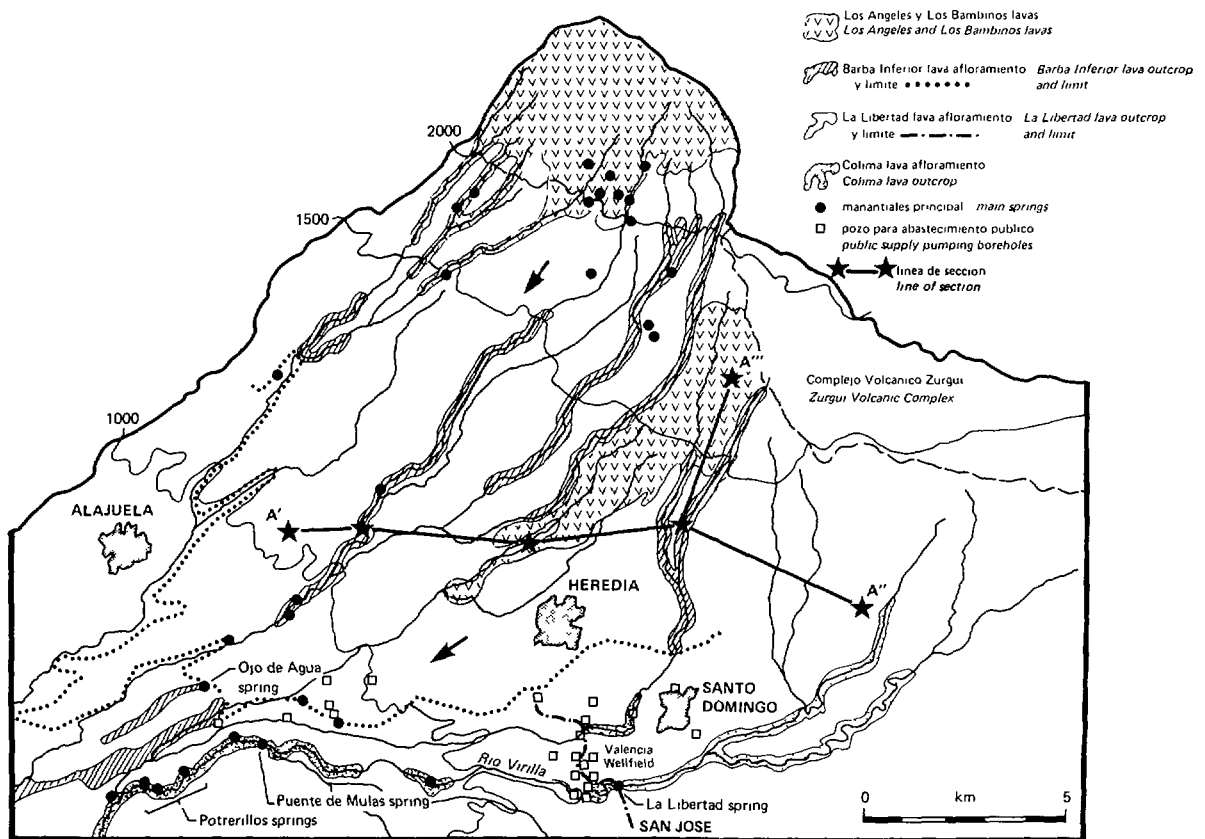


Fig. 3 Geological map and representative cross-sections of the Valle Central project area.

called the Barba Inferior) which occurs throughout the central and western part of the catchment and the La Libertad which is restricted to the eastern area. These lavas are extensively covered by tuff and only exposed along river valleys. Both lavas probably exist in a limited area north of Santo Domingo, the Barba overlying the La Libertad. Since, however, only one of these two lavas is usually present in the volcanic sequence their position and behaviour in the aquifer system is broadly comparable. They exhibit marked seasonal water-table fluctuations and a complex influent-effluent relationship with rivers incised into them. Their recharge is partly by leakage from the upper lava aquifers but mainly by direct infiltration through tuffs and leakage from effluent streams. Contact springs occur at the lower end of the lava flows (Fig. 3) and have provided the majority of the sampling points for the isotope investigation.

The deeper Colima aquifers have virtually no outcrop except in the Virilla canyon where they discharge as a series of large springs. The aquifers exhibit no seasonal variation in water level and by implication their main source of recharge must be by natural leakage from overlying perched aquifers (Fig. 2). In the lower parts of the catchment, immediately adjacent to the Rio Virilla there is no perched aquifer above the Colima lavas and there is some opportunity for direct infiltration of rainfall through a thick surface layer of tuff.

The Colima aquifers are the most prolific in the Valle Central and their groundwater is abstracted from deep boreholes, notably in the Valencia wellfield, and captured spring heads. The sloping based lavas possess high transmissivity which coupled with steep hydraulic gradients gives rise to high groundwater velocities and large aquifer throughflow. Two aquifer units are recognised: the upper Colima Superior and the lower Colima Inferior. The Colima Superior is an extensive lava flow of maximum thickness 55 m. A tuff and ignimbrite sequence separates the Colima Superior from the Colima Inferior which consists of several lavas interbedded with lithified tuffs. The Colima Inferior is present throughout the length of the Valle Central and may have originated from fissure eruptions.

Water levels in the multi-aquifer sequence are complex: despite the presence of the tuffs and ignimbrites which form intermittent aquicludes there is a large-scale transfer of water between the various lavas. Piezometric measurements have shown many perched water levels, sometimes several within one lava, and this has rendered interpretation of the hydrogeological regime difficult. Water levels in the shallow lavas are normally perched above the Colima Superior aquifer, which itself has a similar head to the Colima Inferior in the lower part of the valley but which diverges until in continuity with the Barba aquifer in the higher parts of the catchment.

A typical aquifer sequence is illustrated by the geological section in Fig. 3 and the main features of the hydraulic regime are summarised in Fig. 2. The properties of the pyroclastics are a key factor controlling the transfer of water between lavas [3] but the detail of the recharge regime is still a subject of uncertainty. The situation is further complicated by the interaction between surface water and groundwater where rivers are incised into the lavas. A better understanding of the aquifer recharge is essential to the efficient exploitation of the groundwater resources in the Valle Central and the principal reason for the isotope studies.

3. RESULTS AND DISCUSSION

The results of tritium measurement are given in Table I. Most analyses fall within the range of 5-15 TR. Since there is no historical record of tritium fallout in the Valle Central, interpretation has been made with reference to the IAEA stations in El Salvador and Panama [4]. These suggest that the water could have originated as little as 10-15 years ago; even if mixing has taken place much of the water must be of post-1953 origin. The highest result of 72 TR, if reliable, indicates a substantial contribution of water from the peak fallout period of the mid-1960s, implying a transit time of the order of 20 years. The indicated ages would be consistent with the high transmissivities and hydraulic gradients in the aquifer system [1, 2].

Table I Tritium analyses for Valle Central groundwaters.

SAMPLE SITE	AQUIFER	SAMPLING DATE	TRITIUM (TR)
Ojo de Agua Spring	Barba	June 1984	7.7
La Libertad Spring	La Libertad	June 1984	11.7
Well AB471	Colima Superior	Nov. 1983	21.0
Well AB446	Colima Superior	June 1984	10.2
Puente de Mulas	Colima Superior	Nov. 1983	14.0
		June 1984	6.1
Valencia Well 3	Colima Superior and Inferior	June 1984	5.6
Valencia Well 13	Colima Superior and Inferior	June 1984	6.0
Valencia Well 9	Colima Inferior	Nov. 1983	9.3
Well AB877	Colima Inferior	June 1984	4.7
Potrerillos Springs	Colima Inferior	Nov. 1983	72.8
		June 1984	9.5

Stable isotope results for groundwaters are presented in Table II. Many of the groundwater sites have been sampled more than once, but in virtually all cases results have been consistent enough to take an average figure. Some rivers on the other hand have a seasonally-variable composition and such data as are available are shown in Fig. 5.

When plotted on a delta-diagram (Fig. 4), spring and groundwater results conform fairly well to the meteoric water line, though their range is quite large. There is little evidence for isotopic modification after rainfall. Samples can be divided into five main categories. High-level springs are distributed across the range of all the other samples. The remainder of the results can be split into fairly tight groups. The most depleted waters come from the intermediate Barba and La Libertad aquifers, while less depleted samples come from the underlying Colima Superior aquifer. The

Table II Summary of averaged stable isotope values for Valle Central aquifers.

AQUIFER	SITE	SPRING (S) OR BOREHOLE (B)	NUMBER OF SAMPLES	$\delta^2\text{H}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰
Los Angeles & Los Bambinos (high-level springs)	La Hoja	S	2	-50	- 8.0
	Marin Canas	S	1	-57	- 8.3
	Fuente de Perez	S	2	-54	- 7.8
	Porrosati	S	2	-59	- 8.4
	Alajuela	S	2	-68	-10.2
	Roble	S	1	-73	-10.6
	Sacramento	S	1	-69	- 9.8
	Los Angeles	S	1	-45	- 7.2
Barba	Ojo de Agua	S	3	-63	- 9.0
	Santa Barbara	S	1	-65	- 9.4
	Cerveceria	S	1	-64	- 9.1
	San Antonio de Belen	S	1	-65	- 8.9
	BA169	S	1	-64	- 9.1
	BA173	S	1	-57	- 8.4
La Libertad	La Libertad	S	4	-65	- 9.0
Colima Superior	AB 308	B	2	-60	- 7.8
	AB 446	B	2	-59	- 8.8
	AB 336	B	1	-55	- 8.0
	AB 471	B	5	-57	- 8.4
	Puente de Mulas	S	7	-57	- 8.5
	Guachipelin	S	1	-59	- 8.6
Colima Superior and Colima Inferior mixed	AB 328	B	1	-61	- 8.6
	W1	B	1	-59	- 8.6
	W2	B	3	-52	- 8.0
	W3*	B	3	-61	- 9.0
	W4	B	2	-53	- 7.8
	W5	B	1	-46	- 7.1
	W7	B	1	-55	- 8.3
	W12*	B	1	-60	- 9.1
	W13	B	3	-54	- 8.4
	W14	B	3	-54	- 8.0
	W15*	B	1	-60	- 9.0
Colima Inferior (Valencia wellfield)	W9	B	4	-65	- 9.0
Colima Inferior (Potrerillos area)	AB 877	B	2	-51	- 8.2
	Potrerrillos Group	S	10	-52	- 8.0
	Freddy	S	1	-50	- 8.2
	Penal	S	1	-49	- 7.6

* major flow from Colima Inferior

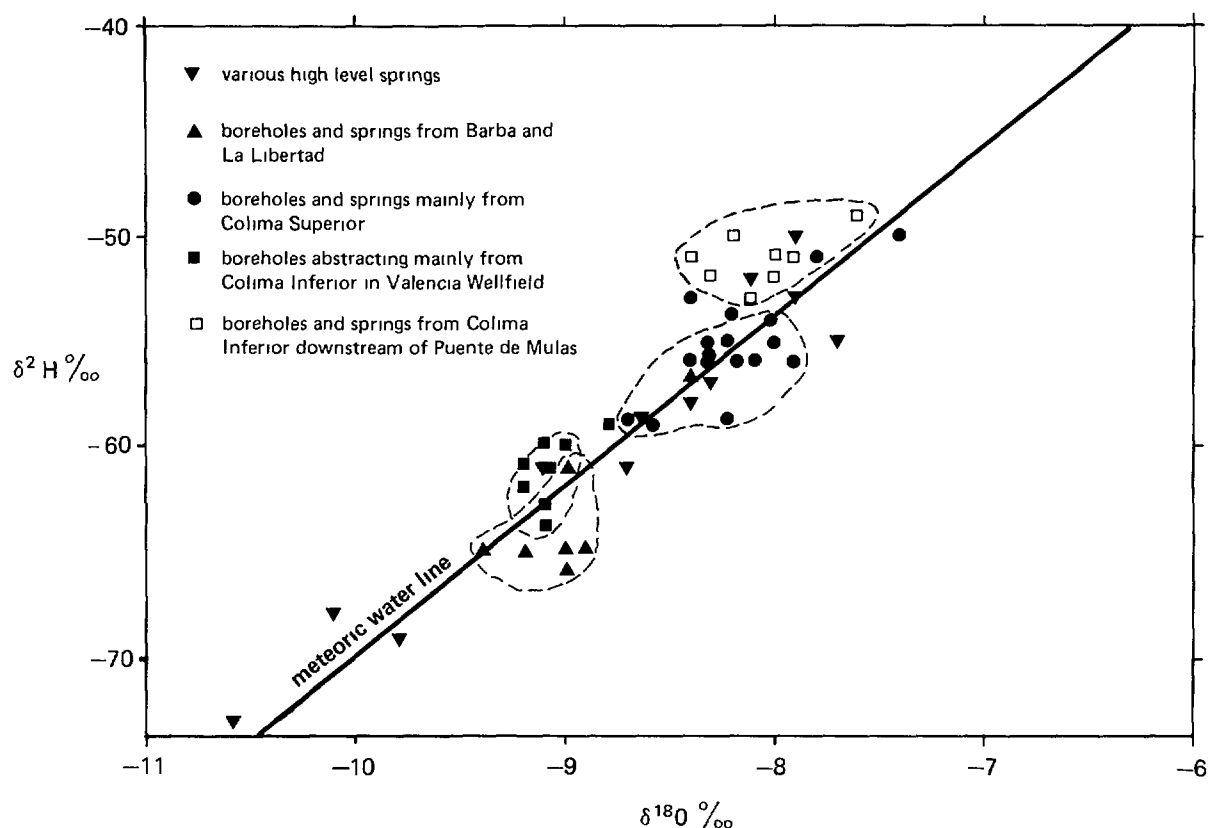


Fig. 4 Delta-diagram for groundwaters sampled from wells and springs in the Valle Central.

deepest aquifer, the Colima Inferior, provides samples which fall into two categories: depleted in the Valencia wellfield towards the east of the region, but enriched in the western area downstream of Puente de Mulas.

River waters are plotted in Fig. 5 in relation to the groundwater groupings of Fig. 4. Larger rivers like the Iibas and Virilla show extreme variation between dry and wet season compositions. Some of the isotopic enrichment seen at the end of the dry season is likely to be due to evaporation, but the gradients of connecting lines suggest that this contribution is small and that the samples are representative of baseflow. Clearly in the wet season there is a strong surface contribution from much higher altitudes. That there can be a relatively rapid response is shown by the Iibas which has reached a consistently depleted composition before the middle of the wet season. However, in smaller streams such as the Seca which do not have such an extensive surface network draining into them, there is barely any change in composition from wet to dry season, which indicates that the stream consists almost wholly of baseflow from the Barba aquifer.

There is thus a wide variation in the heavy isotope content of surface and groundwaters in the Valle Central, and the implications for the hydrology of the area are now considered. A desirable first step in such a study is to establish an isotope-altitude relationship capable of identifying sources and areas of recharge. Accordingly, springs believed to be essentially local in origin were chosen and their altitudes recorded. The results are plotted in Fig. 6 and it is apparent that there is no consistent agreement. Either the rather similar correlations between altitude and isotope ratio observed elsewhere [5-9] do not apply in the Valle Central, or many of the springs are drawing water from much higher elevations. There is limited

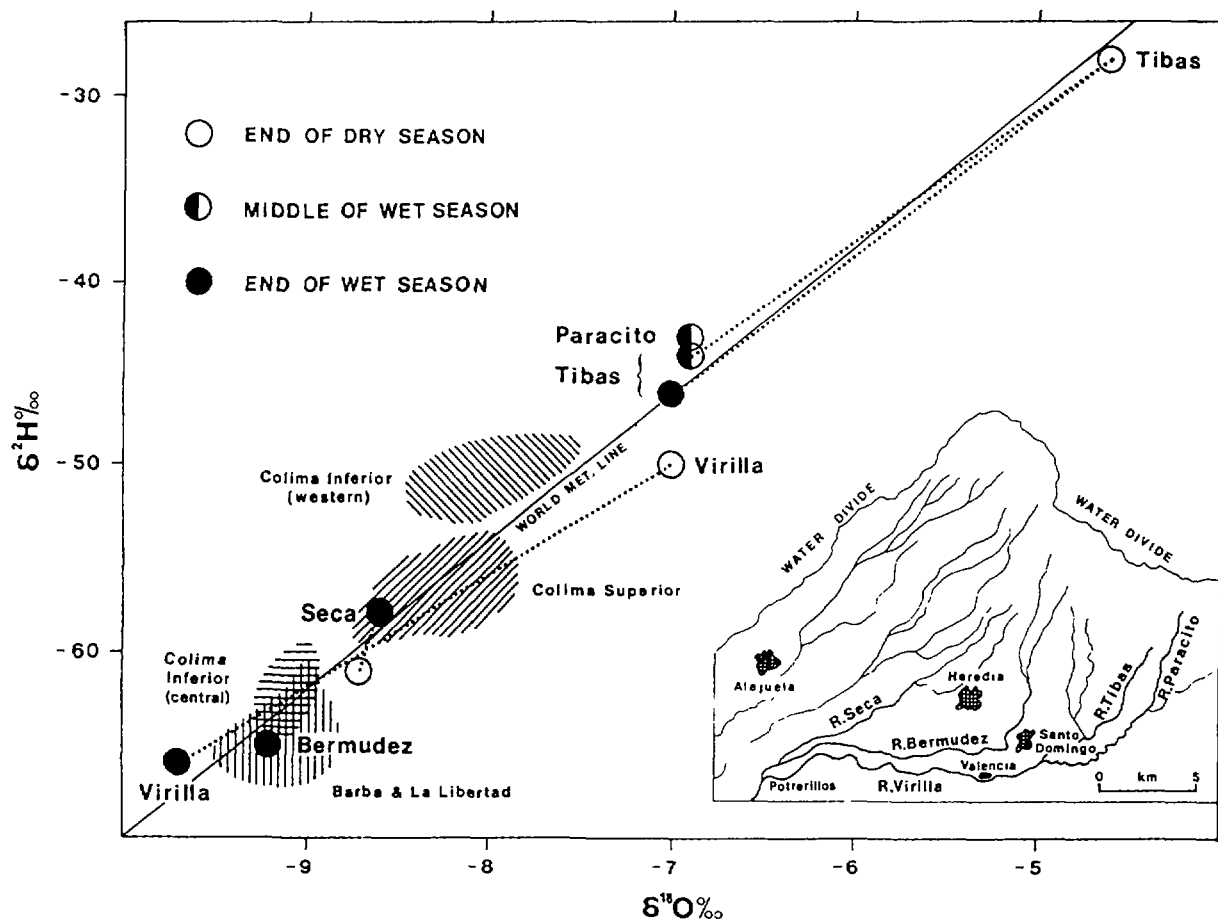


Fig. 5 Delta-diagram for rivers in the Valle Central catchment showing range of seasonal variation.

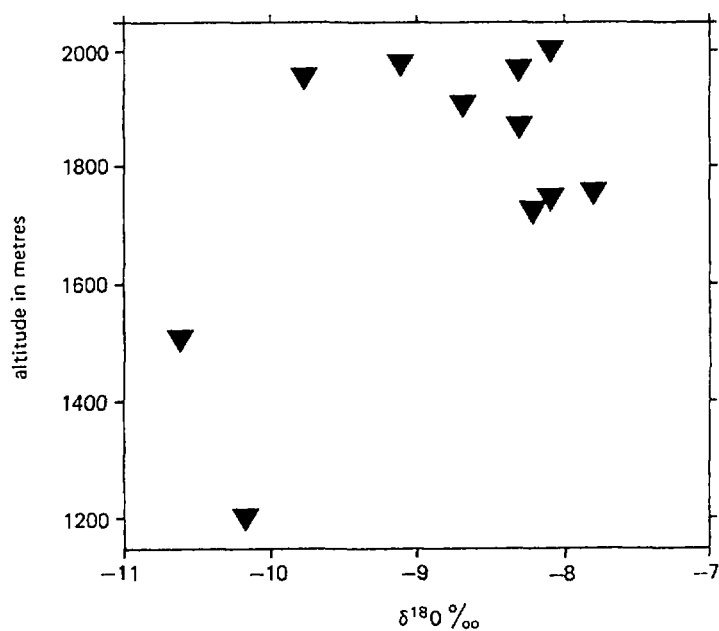


Fig. 6 Plot of $\delta^{18}\text{O}$ value against altitude for high-level springs in the Valle Central.

evidence for the former condition both in general climatological terms [10] and more specifically from Costa Rica itself [11]: complex interactions between Caribbean and Pacific weather systems could render more normal isotope-altitude correlations unsatisfactory. If Caribbean airstreams supply most rainfall, a correlation between heavy isotope depletion and distance southwest from the continental divide might be expected for springs of similar altitude. However, the distribution of these springs is sub-parallel to the Cordillera and cannot easily test this theory. It may be worth noting that some results similar to those in the Valle Central have been obtained from non-thermal waters in the Miravalles geothermal area in northern Costa Rica [IAEA, internal report; BGS unpublished data]. Like the Valle Central, this area is situated to the southwest of a Cordilleran volcano (Miravalles, Fig. 1). It has been proposed that the deep geothermal fluid in this area has actually been recharged on the Atlantic side of the Cordillera [12], but there is no hydrogeological evidence that such a mechanism could be responsible for the non-thermal waters of the Valle Central.

Despite the rather equivocal evidence for anomalous isotope-altitude relationships just described, a study on the Pacific side of the Cordillera in Nicaragua revealed a 'normal' relationship of $-0.26\text{‰ } \delta^{18}\text{O}$ per 100 m rise [8]. If this figure holds good for the Valle Central, and the apparent anomalies are simply due to springs not always representing groundwaters of local origin, certain inferences can be drawn regarding catchment hydrogeology. With reference to Fig. 6 it can be seen that there are several results that fall within $\pm 0.2\text{‰}$ of a $\delta^{18}\text{O}$ of -8‰ . All things being equal, the sample with the greatest elevation is likely to be the most local in origin. If this is taken as a starting point for the altitude relationship mentioned above, a $\delta^{18}\text{O}$ value of -10.5‰ is calculated for 2900 m, the highest elevation in the area. The lowest $\delta^{18}\text{O}$ value recorded in the area is very close at -10.6‰ , but it seems unlikely that significant recharge can be derived from the small area at this elevation and accordingly the relation between isotope depletion and altitude, if at all well-developed, may be in excess of $-0.3\text{‰ } \delta^{18}\text{O}$ per 100 m. This being the case it appears that some springs derive their water from altitudes considerably above their own, most notably a spring north-east of Alajuela which has a $\delta^{18}\text{O}$ value consistent with an origin 1500 m higher.

Despite the rather conflicting evidence for isotope-altitude effects described above, there is no doubt from Fig. 4 that in general groundwaters become more isotopically-enriched with depth. In the absence of any other identified input to the catchment it is assumed that local, lower altitude infiltration is the source of enrichment, and the hydraulic relationship of the aquifers will be described using this assumption.

The stable isotope values of springs issuing from the Barba aquifer suggest an origin at higher altitude, probably in excess of 2000 m. This is consistent with the concept that much of the recharge to this aquifer is derived from rivers which are fed by high altitude runoff. The other intermediate-level lava, the La Libertad, has a groundwater isotopic content similar to the Barba. Again the hydrogeological conditions favour major recharge from rivers, notably the Rios Tibas and Virilla that rise at high altitude and contain isotopically-depleted water. This water of high altitude origin will mix with a component of direct infiltration. The fact that the terminal springs from the Barba and La Libertad aquifers have a seasonally consistent stable isotope content implies that there is an element of storage in these groundwater systems sufficient to buffer the seasonal variability of stable isotopes in the rivers (Fig. 5).

The underlying Colima Superior aquifer receives water variously by leakage from the Barba and La Libertad aquifers and, at lower altitudes only, by direct infiltration through overlying tuffs. It may be deduced from the data that the isotopically heavier direct infiltration is sufficient in quantity to modify contributions from Barba and La Libertad leakage.

The deepest aquifer of the series, the Colima Inferior, has two very distinct compositions depending on where it is sampled (Fig. 4). In the Valencia wellfield near the centre of the area (Fig. 5) an average composition similar to the Barba and La Libertad aquifers is seen, but some 10 km to the west wells in the Potrerillos area have the isotopically heaviest groundwaters measured in this study. It is clear therefore that recharge sources differ considerably between the two areas. In the Valencia wellfield Colima Inferior groundwater is apparently derived from higher altitudes, and since the aquifer has no surface exposure upstream of this area, downward leakage ought to account for its isotopic composition. It is not, however, consistent with the water derived from the Colima Superior in this area. Lithological correlation to the east of the Valencia wellfield is particularly difficult but it is likely that the Colima Superior is absent over much of the area. This being so, the presence of relatively isotopically-depleted groundwater in the Colima Inferior finds explanation in the fact that conditions would allow significant input of leakage from the Rios Tibas and Virilla through the La Libertad to the Colima Inferior.

Down dip in the Potrerillos area groundwater isotope compositions can only be explained by the addition of isotopically heavier water. In this area the Colima Superior is probably the main source of recharge to the Colima Inferior, but an additional source of isotopically enriched water would also be needed to account for the difference between the two aquifers in this area. There is scope for some direct low-level (i.e. isotopically relatively heavy) infiltration to the Colima Inferior through the overlying tuff where the Colima Superior is absent in the west of the catchment, but the quantity is estimated to be only 20-40 l/s. Another probable source of isotopically enriched water is found in some rivers (Fig. 5). The difficulty lies in explaining a route to the Colima Inferior aquifer which leaves the Colima Superior unaffected. An additional problem is that unlike the other groundwater groupings which conform to the world meteoric line, the Colima Inferior groundwater from Potrerillos lies above this slope. The difference, though slight, may be of significance, but groundwater chemistry offers no clue. Indeed the major and trace element chemistry of groundwaters from all the aquifers is very similar, which in view of the lithological similarity of the aquifers and the rapid transit times indicated by tritium is not unexpected.

4. CONCLUSIONS

Environmental isotopes have contributed to the understanding of the hydrogeology of a complex volcanic aquifer system, both as confirmation of properties deduced from hydrogeological considerations (for instance, the comparatively rapid transit times of groundwater through the aquifers) and as a tool in their own right (for example identifying provenance of recharge to the central part of the Colima Inferior aquifer). Certain problems however remain, such as whether or not the isotope-altitude effect in the Valle Central is of the same order as elsewhere, and more practically, how the Colima Inferior aquifer achieves the isotope composition measured in the western part of the area. These questions could be answered by further isotopic analysis following a carefully considered sampling strategy.

ACKNOWLEDGEMENTS

We are grateful to the numerous colleagues within BGS and SENARA who have provided background information for this study by their contributions to groundwater investigations in the Valle Central. Dr S S D Foster led these investigations for a long period, first under the sponsorship of the British Overseas Development Administration then of the World Bank, and his role is especially acknowledged. The results are published by permission of the Gerente, SENARA and the Director, BGS (Natural Environment Research Council).

REFERENCES

- [1] LOSILLA-PENON M, RODRIGUEZ-ESTRADA H V, FOSTER S S D, KITCHING R, Estudios hidrogeologicos para el desarrollo de los acuíferos Colima en el Valle Central de Costa Rica. SENAS, Informe Tecnico 153 (San José) (1982).
- [2] BRITISH GEOLOGICAL SURVEY, SENARA, Hydrogeological map of the Valle Central of Costa Rica 1:50,000. BGS-SENARA, UK (1985).
- [3] FOSTER S S D, ELLIS A T, LOSILLA M, RODRIGUEZ H V, Role of volcanic tuffs in groundwater regime of Valle Central, Costa Rica, Ground Water, 23 (1985) 795.
- [4] INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, Statistical treatment of environmental isotope data in precipitation, IAEA Tech. Rep. Series No. 206, Vienna (1981).
- [5] ERIKSSON E, Deuterium and oxygen-18 in precipitation and other natural waters, some theoretical considerations, Tellus, 17 (1965) 498.
- [6] FONTES J C, LETOLLE R, OLIVE P, BLAVOUX B, Oxygen-18 et tritium dans le bassin d'Evian, Isotopes in Hydrology (Proc. Symp. Vienna), IAEA, Vienna (1967) 401.
- [7] DINCER T, MARTINEC J, PAYNE B R, YEN C K, Variation of the tritium and oxygen-18 content in precipitation and snowpack in a representative basin in Czechoslovakia. Isotope Hydrology 1970 (Proc. Symp. Vienna) IAEA, Vienna (1970) 23.
- [8] PAYNE B R, YURTSEVER Y, Environmental isotopes as a hydrogeological tool in Nicaragua, Isotope Techniques in Groundwater Hydrology 1974 (Proc. Symp. Vienna), IAEA, Vienna (1974) 193.
- [9] GONFIANTINI R, GALLO G, PAYNE B R, TAYLOR C B, Environmental isotopes and hydrochemistry of groundwater in Gran Canaria, Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater (Proc. Adv. Gp. Meeting Vienna) IAEA, Vienna (1976) 159.
- [10] PORTIG W H, The climate of Central America, in Climates of Central and South America, Ed. W Schwerdtfeger, World Survey of Climatology Vol. 12, Elsevier, Amsterdam (1976) 405.

- [11] ZARATE E, RAMIREZ P, El Sistema Fluvial de Tarcoles, Costa Rica.
Inst. Geografico Nacional - CONICIT, Serie de Estudios Geograficos, San José (1983).
- [12] VIALE P, CORRALES R, MAINIERI A, CORELLA M, VACA L, Mineral alteration and fluids characterisation of Miravalles geothermal field, Costa Rica, Proc. 5th Int. Symp. on Water-Rock Interaction, IAGC, Reykjavik (1986) 667.

ESTUDIO ISOTOPICO DE LA LLANURA COSTERA SUR, PROVINCIA PINAR DEL RIO, CUBA

D.M. ARELLANO, R. FEITOÓ

Instituto de Hidroeconomía,
La Habana, Cuba

K.P. SEILER, W. STICHLER, W. RAUERT

Institut für Hydrologie,
Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung mbH,
Neuherberg, República Federal de Alemania

Resumen-Abstract

ESTUDIO ISOTOPICO DE LA LLANURA COSTERA SUR, PROVINCIA PINAR DEL RIO, CUBA.

El área estudiada, aproximadamente 4600 km², forma parte de la llanura sur de la provincia más occidental de la República de Cuba, Pinar del Río.

En la zona llena el acuífero, de edad miocena, constituye el típico karst de llanura que subyace a los depósitos aluviales y proluviales del cuaternario, cuyo espesor varía entre 20-80 m, con excepción de la parte más occidental, donde en algunas partes, presenta condiciones de no confinamiento.

Teniendo en cuenta la baja permeabilidad existente en la zona premontañosa, no se ha logrado precisar si hay conexión entre el agua que, procedente de la zona cárstica montañosa, pasa a través de aquella y alimenta al acuífero de la llanura.

Para esclarecer las condiciones en que se produce la recarga natural de las aguas en el acuífero, se hicieron mediciones de la composición isotópica de las lluvias en 4 estaciones seleccionadas; en manantiales localizados en las zonas montañosa, y en pozos de la llanura, a diferentes profundidades; la concentración de ³H en los pozos fué determinada conjuntamente con la composición isotópica estables allí en donde fué posible. La zonalidad hidrogeoquímica del área ha constituido una contribución valiosa para el análisis de la información isotópica.

La variabilidad de la composición isotópica sugiere la existencia de un vínculo entre la zona montañosa, premontañosa y la llanura, con lo cual se evidencia la permeabilidad por fracturas en la parte subsuperficial de las rocas en la zona premontañosa, así como la posible contribución de los ríos a la circulación subterránea.

ISOTOPIC STUDY OF THE SOUTHERN PLAIN IN THE PINAR DEL RIO PROVINCE, CUBA.

The approx. 4600 km² area under study is a part of the southern plain of the most western province (Pinar del Rio) of the Republic of Cuba.

The Miocene plain aquifer is a typical karstic plain one underlying 20-80 m-thick Quaternary alluvial and post-alluvial deposits excepting in the most western part where unconfined aquifer conditions occur in some places.

Taking into account the low permeability of the pre-mountainous zone, any interrelation with water from mountainous karst zone running to the pre-mountainous area and recharging the plain aquifer has not been found yet.

In order to determine the conditions under which a natural groundwater recharge to the aquifer occurs, rainfall isotope composition measurements were made in four specific rain gauge stations, in springs located in mountainous zones and in plain water wells at different depths. The ^3H concentrations together with the stable isotope composition were determined.

The isotope composition variability assumes the occurrence of an interrelation among mountainous, pre-mountainous and plain zones, so that the breaking-caused permeability in the pre-mountainous rock subsurface layer as well as the possible contribution of rivers to the groundwater flow circulation are evident.

1. Introducción

La llanura costera Sur de Pinar del Río es una importante zona de desarrollo agrícola en esta provincia - Pinar del Río, - la más occidental de la República de Cuba. De ahí que se requieran volúmenes de agua, superficiales y subterráneos, para satisfacer las demandas de este recurso.

Limita al sur con el litoral costero; y al norte con las zonas premontañosa y montañosa; ésta última denominada Cordillera de Guaniguanico, donde se desarrolla la franja de los mogotes, de típico karst tropical. Sus fronteras oeste y este las constituyen los ríos Guamá y San Juan, respectivamente (fig. 1).

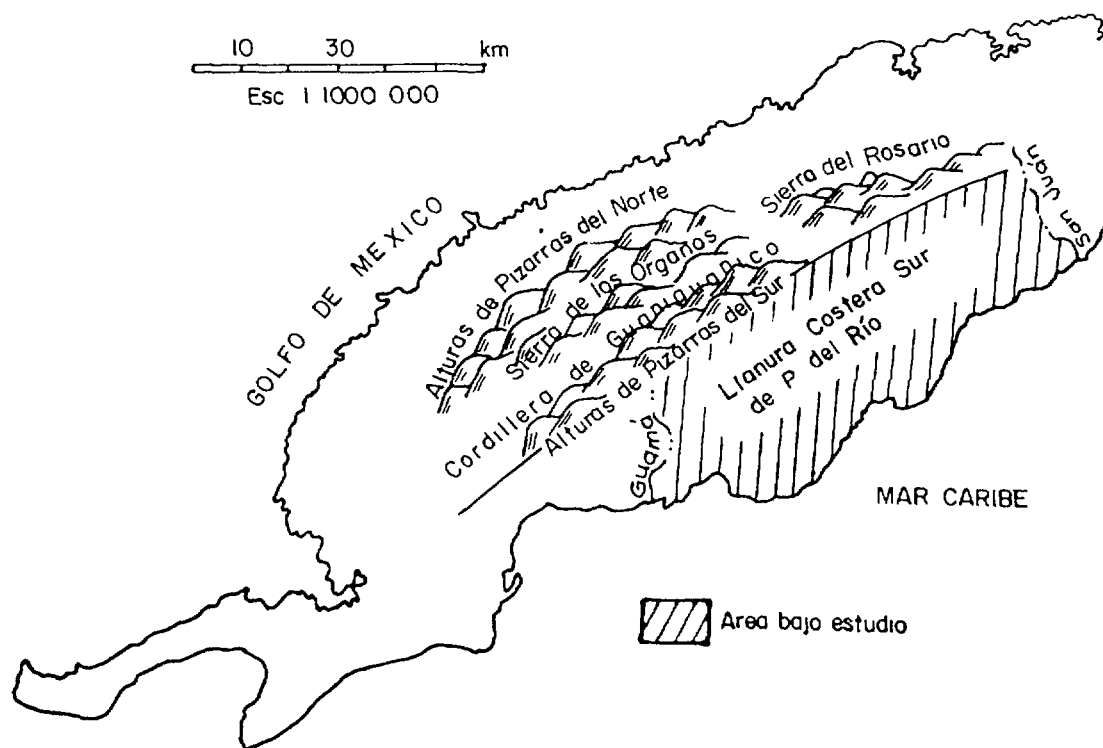


Fig. 1 Localización de la Llanura costera Sur de P. del Río

La llanura, la zona premontañosa y la montañosa son tres zonas morfológicas que se distinguen grandemente en sus permeabilidades y transmisividades.

El acuífero en la llanura está constituido por calizas carstificadas de altas transmisividades, cubiertas por sedimentos finos del cuaternario, de transmisividades bajas, con excepción de un sector en su porción oeste, donde no se presentan condiciones de confinamiento. La zona montañosa es de baja permeabilidad; en ella se destacan sedimentos finos terrígeno-carbonatados y rocas metamórficas.

La zona montañosa se caracteriza por un gran desarrollo del karst. Aquí aparecen los mogotes, formados por calizas fuertemente carstificadas.

En esta zona se localizan alturas de hasta 672 m.s.n.m., mientras que en la llanura, éstas oscilan entre 0 y 80 m.s.n.m.; la zona premontañosa alcanza alturas entre estos dos valores.

Por su importancia económica, a partir de la década del 60 en la llanura ha quedado establecida una red de pozos para la observación sistemática del régimen y la calidad de las aguas subterráneas. Estas observaciones han permitido valorar el cuadro de circulación de las aguas subterráneas, y en particular, el comportamiento de la intrusión salina durante la explotación de los horizontes acuíferos.

Sin embargo, las zonas de la cordillera y premontañosa no han sido objeto de estudios hidrogeológicos integrales, por lo que no se dispone de información que permita evaluar el intercambio hidrogeológico de estas zonas con las aguas subterráneas de la llanura costera de Pinar del Río. Las fuentes de aguas subterráneas reportadas hasta el momento para esta llanura son:

- las lluvias que caen en la llanura sobre las rocas carstificadas en las zonas donde las superficies carstificadas están bien desarrolladas;
- la escorrentía superficial que llega a la llanura desde la zona premontañosa y
- las aguas de ríos que se infiltran en unas secciones al acuífero confinado en la zona media y sur de la llanura.

Hasta el presente, la litología de la zona premontañosa, que indica bajas permeabilidades, ha sido evaluada como un obstáculo a la circulación de las aguas subterráneas desde las montañas, a través de la zona premontañosa, hacia la llanura. Sin embargo, constituye una hipótesis de diferentes investigadores que esta circulación se podría producir a través de fracturas en la zona premontañosa, posibilitando así una parte sustancial de la alimentación del acuífero. De esta forma, no ha sido realizado hasta el momento un balance hídrico integral de las posibles contribuciones al flujo subterráneo en la llanura.

Por otra parte, de acuerdo con la naturaleza de la superficie piezométrica de las aguas subterráneas, en estudios anteriores se consideró válido dividir la llanura en tres zonas hidrogeológicas (oeste, central y este).

Para esclarecer las condiciones en que se produce la recarga natural de las aguas subterráneas, especialmente con respecto a la contribución de la

parte montañosa, se estimó necesario introducir las técnicas de isótopos ambientales, estudiando la composición en isótopos estables de las lluvias en diferentes alturas, la de un grupo de pozos seleccionados en la llanura y en manantiales existentes en las zonas montañosa y premontañosa.

2. Geología e hidrogeología

2.1. Litología y tectónica

Desde el punto de vista geológico, la zona montañosa está formada por calizas de edad jurásico. Estas calizas están fuertemente carstificadas, desarrolladas en fracturas, oquedades, laberintos y ríos subterráneos, con una franja de mogotes, típica forma del karst tropical, de unos 7 km de longitud. Los valles intramontanos forman poljes compuestos de rocas no consolidadas, que son acuíferos con aguas subterráneas originadas en las calizas carstificadas.

En la zona premontañosa se extiende la formación San Cayetano, de edad paleógeno, compuesta de esquistos aleurolíticos terrígeno-carbonatados de baja permeabilidad, seguida de la faja Cangre, de rocas metamórficas representadas por esquistos cuarcíticos y sedimentos terrígenos de edades entre el Jurásico Inferior y el Eoceno.

Bordeando la faja Cangre se encuentra la falla Pinar, una de las estructuras más profundas de Cuba, de dirección NE y longitud de 160 km; esta falla separa más o menos, las zonas montañosa y premontañosa.

El acuífero en la llanura, de edad mioceno, consiste en calizas carstificadas y margas que subyacen los depósitos cuaternarios compuestos de areniscas, arena arcillosa y gravas. Su espesor varía entre 20 y 80 m, con excepción de la parte oeste, donde en algunas partes el acuífero es libre.

De acuerdo con lo anterior, la distribución de la cobertura del acuífero carstificado es diferente, y en una pequeña porción (250 km, aproximadamente) en la zona hidrogeológica oeste, se trata de un acuífero libre en un ambiente de acuífero confinado.

En la fig. 2 se muestra una sección geológica esquemática de la provincia Pinar del Río.

2.2 Hidrometeorología

En la llanura el promedio anual de lluvias es de 1100 a 1200 mm. En la zona premontañosa, en las alturas entre 200 y 250 m.s.n.m. éstas alcanzan los 1700 mm, mientras que a una altura de 600 m pueden llegar hasta 1850-2000 mm. Durante el período seco (noviembre a abril) cae cerca del 23% de la suma anual de las lluvias y durante el período húmedo el 77%.

Teniendo en cuenta la complejidad del cálculo de la evapotranspiración cuando se tienen datos experimentales, ésta fué determinada por métodos indirectos, alcanzando un valor medio anual entre 700-900 mm. Este valor es comparable con la evapotranspiración real obtenida por (FEBRILLET et al., 1987) en la República Dominicana, considerando los efectos de áreas forestales y desforestadas sobre este parámetro.

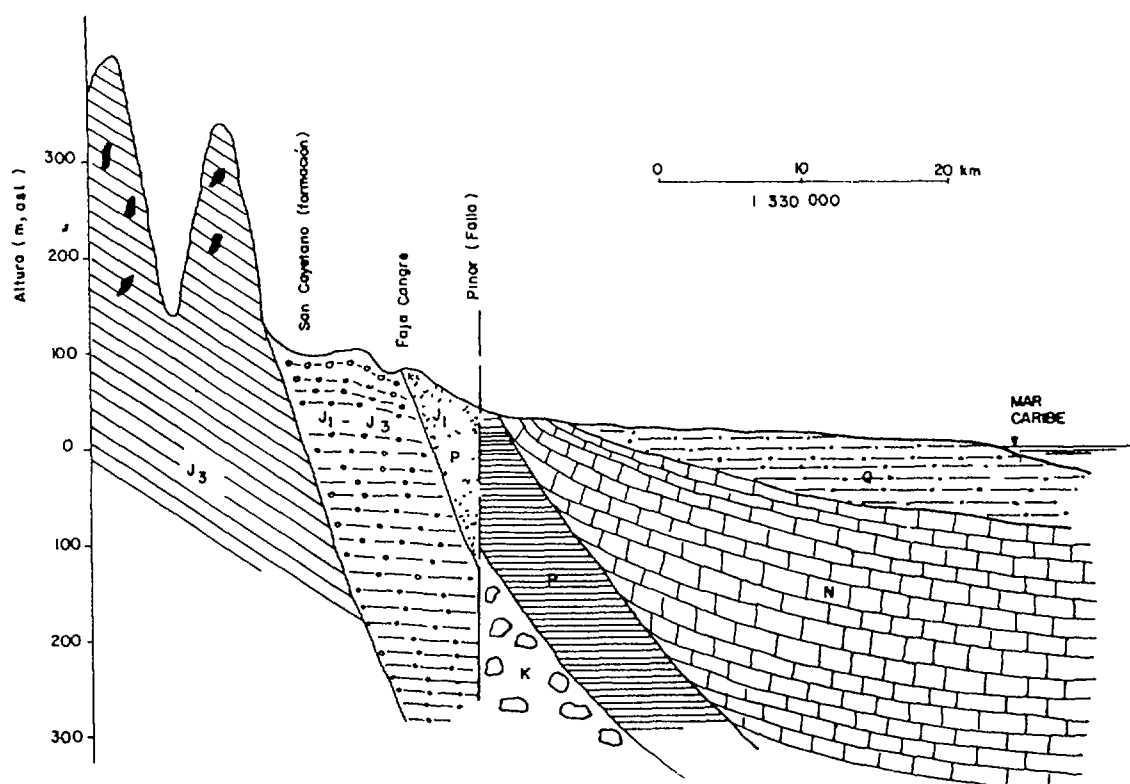


Fig. 2 Sección geológica esquemática de la Provincia de Pinar del Río

De acuerdo con los valores se deduce que la alimentación del acuífero del mioceno, debido a las lluvias, no parece tan importante (120-270 mm/año). Por el contrario, la alimentación del acuífero a través de la zona premontañosa, con la escorrentía superficial que parcialmente se infiltra en la llanura, y las contribuciones subterráneas de la zona montañosa podrían ser de bastante interés, si es que existen.

En la llanura no aparecen corrientes superficiales (ríos) de gran caudal. La llanura es la zona de tránsito de estas corrientes, formadas en la zona montañosa y en ella el ancho de estas corrientes disminuye.

2.3. Hidrogeoquímica

En general, en el área de la llanura se observa que las aguas subterráneas se encuentran estratificadas, incrementándose la mineralización tanto con la profundidad, en el acuífero, como a lo largo de perfiles en dirección desde el norte hacia la costa.

En las partes superiores del acuífero las aguas son bicarbonatadas-cálcicas, evolucionando gradualmente a través de una interfase, a clorurado-sódicas (fig. 3), tanto en profundidad como a medida que los pozos se sitúan cerca de la línea costera.

La composición iónica relativa de estas aguas está controlada por el grado de intrusión salina.

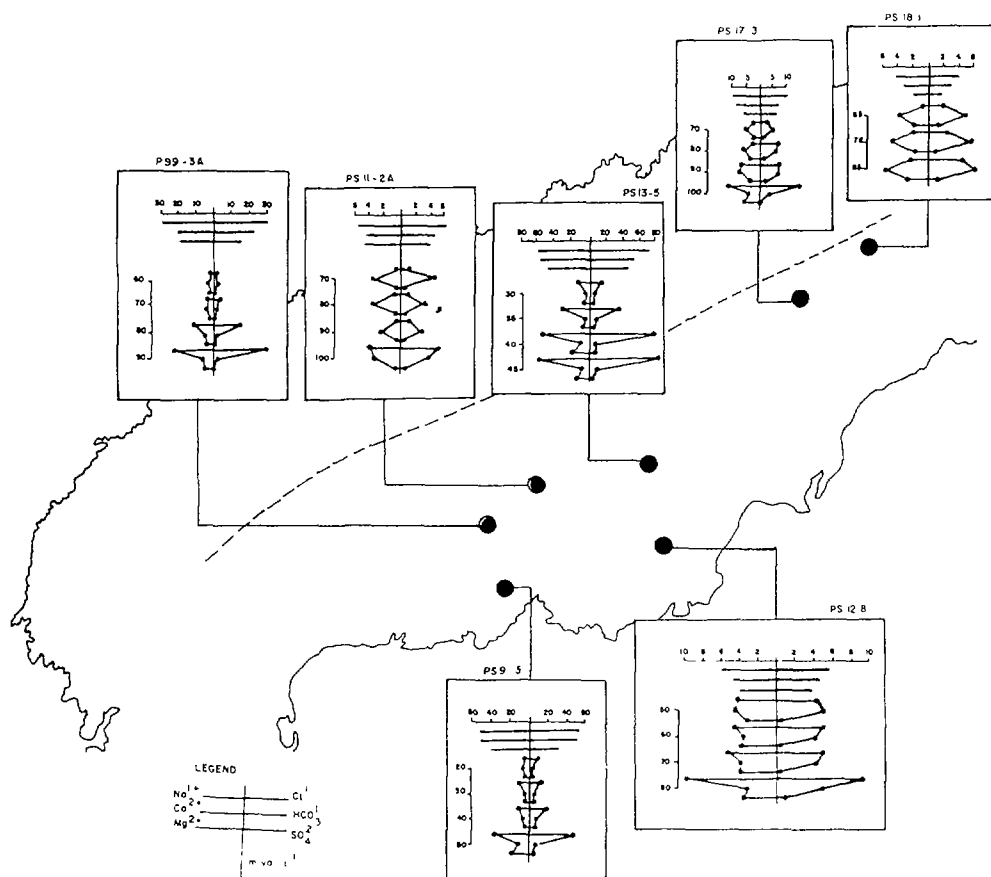


Fig. 3. Estratificación de las aguas subterráneas

Se señala que el origen de la salinidad de las aguas subterráneas en el área estudiada ha sido atribuido, hasta el momento, a la intrusión de las aguas del mar por efecto de la incontrolada explotación que tuvo el acuífero hasta principios de la década de los 60.

La base de este criterio ha estado fundamentada, por una parte, en el principio de Ghyben-Herzberg (BROWN, 1925), y, por otra, de acuerdo con los estudios realizados por (HANSHAW, et al., 1971) en los acuíferos carbonatados costeros de Florida y Yucatan y de acuerdo al examen de los valores de la relación Mg/Ca en las aguas subterráneas de estos acuíferos, además de otros parámetros y consideraciones propias de las islas.

De igual forma, la conductividad eléctrica, la dureza y fuerza iónica aumentan con la profundidad y con la proximidad del pozo a la línea de la costa. Con estas mediciones y cálculos adicionales se ha podido establecer la situación de la intrusión de las aguas salinas en las aguas dulces y el contacto agua dulce-interfase agua salada.

Al establecer la zonalidad hidrogeoquímica de las aguas subterráneas en la llanura, tomando en consideración parámetros tales como el pH, Índice de Saturación en calcita y relaciones iónicas, entre otros, se encuentra que la cinética del sistema agua dulce-agua salada, está controlada por la intrusión salina (ARELLANO et al., 1985).

3. Estudios isotópicos

Los puntos de muestreo para la determinación del deuterio y ^{18}O en las lluvias (estaciones hidrológicas), en manantiales y en pozos a diferentes profundidades, así como la determinación del ^3H en estos últimos, se muestran en la fig. 4.

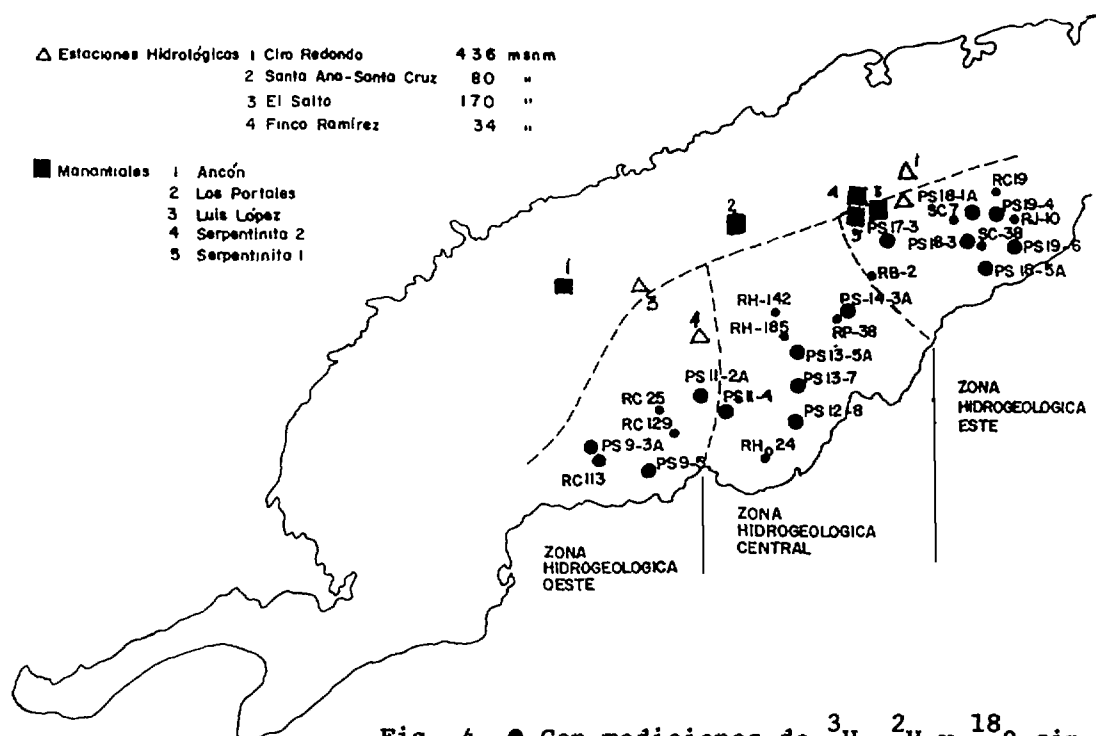


Fig. 4 ● Con mediciones de ^3H , ^2H y ^{18}O sin bombeo
 ● Con mediciones de ^{18}O con bombeo.

El muestreo de las lluvias en las estaciones hidrológicas se realizó tomando una muestra mensual, representativa de la lluvia acumulada en este período. Este muestreo se extendió desde junio/83 a septiembre/86, en las cuatro estaciones, con la sistematización que se indica en la fig. 5.

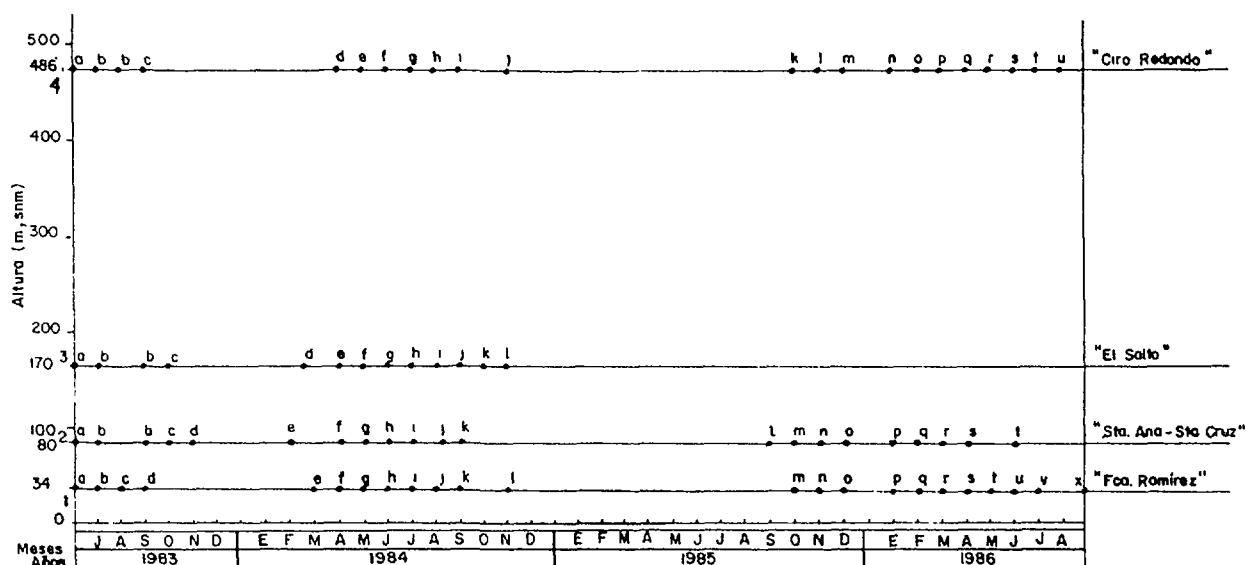


Fig. 5 Meses en que la composición isotópica en las lluvias fué determinada en las estaciones seleccionadas.

En las aguas subterráneas no se pudo desarrollar el muestreo con la misma periodicidad, por diferentes razones; pero se tomaron muestras a dos profundidades del pozo, con bombeo y sin bombeo, al menos, entre los meses de mayo-junio y noviembre-diciembre de los años 1984 y 1986.

En los manantiales se hicieron determinaciones de Deuterio y ^{18}O en las fechas señaladas en la Tabla No. 1 de la Sec. 3.2.

En lo que respecta al muestreo para la determinación de la concentración de ^2H en los pozos sin bombeo, como se resalta en la fig. 4, éste se realizó en diciembre /84, julio y diciembre/86.

3.1 Isótopos estables en la lluvia

En el diagrama ^2H - ^{18}O (fig. 6), todos los valores se agrupan a lo largo de la recta meteórica mundial, con un exceso en deuterio de +10,4 ‰ (n=49). La desviación standard es de 3.6 y la ecuación será:

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10,4$$

El número de datos procesados en la correlación es menor al número de muestras, debido a que el deuterio no fué determinado en todas aquellas.

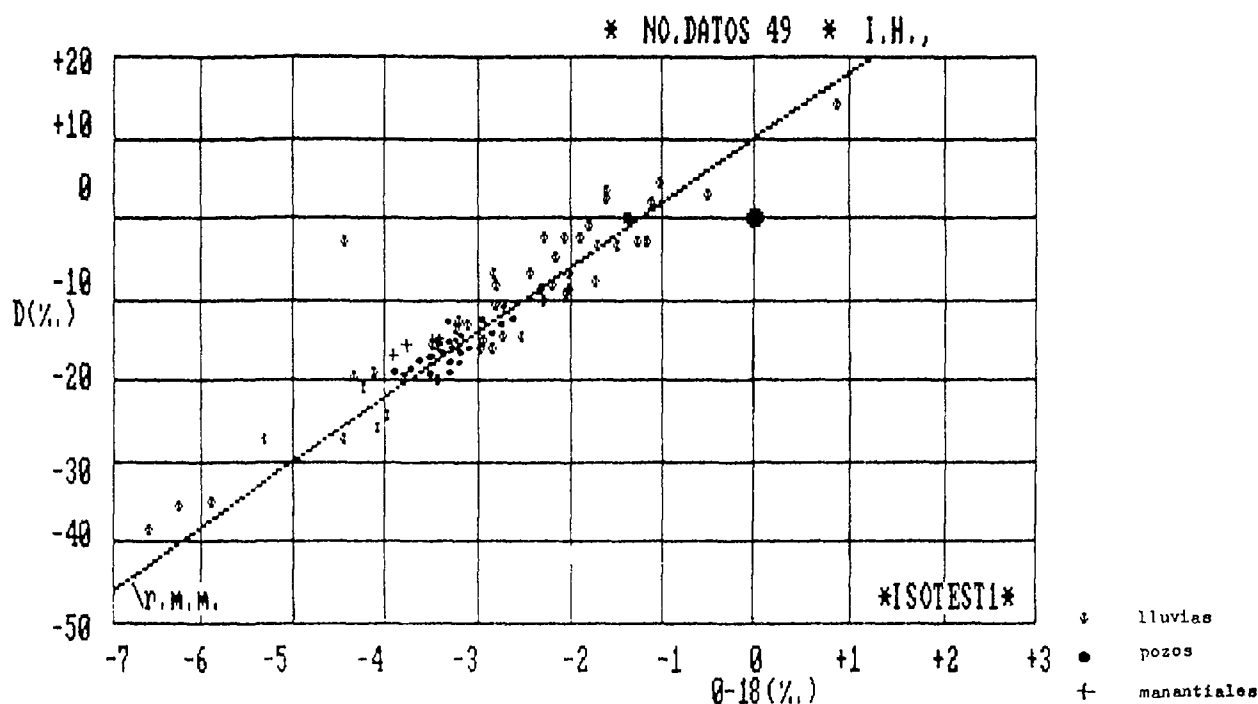


Fig. 6 Diagrama ^2H - ^{18}O de las muestras estudiadas

Considerando los valores ponderados del $\delta^{18}O$, con respecto a las alturas del muestreo, se obtienen las siguientes concentraciones:

Altura (m. s.n.m.)	$\delta^{18}O$ (o/oo)
486	-3,85
170	-3,55
80	-2,96
34	-2,56

Con estas cantidades se obtiene un gráfico de altura - $\delta^{18}O$ (fig. 7) mostrando una disminución de 0.3 ‰ por cada 100 m. de aumento de la cota topográfica, el cual está en correspondencia con los presentados por (GAT, GONFIANTINI 1981) y cercano a los valores encontrados en la República Dominicana (FEBRILLET et al., 1987).

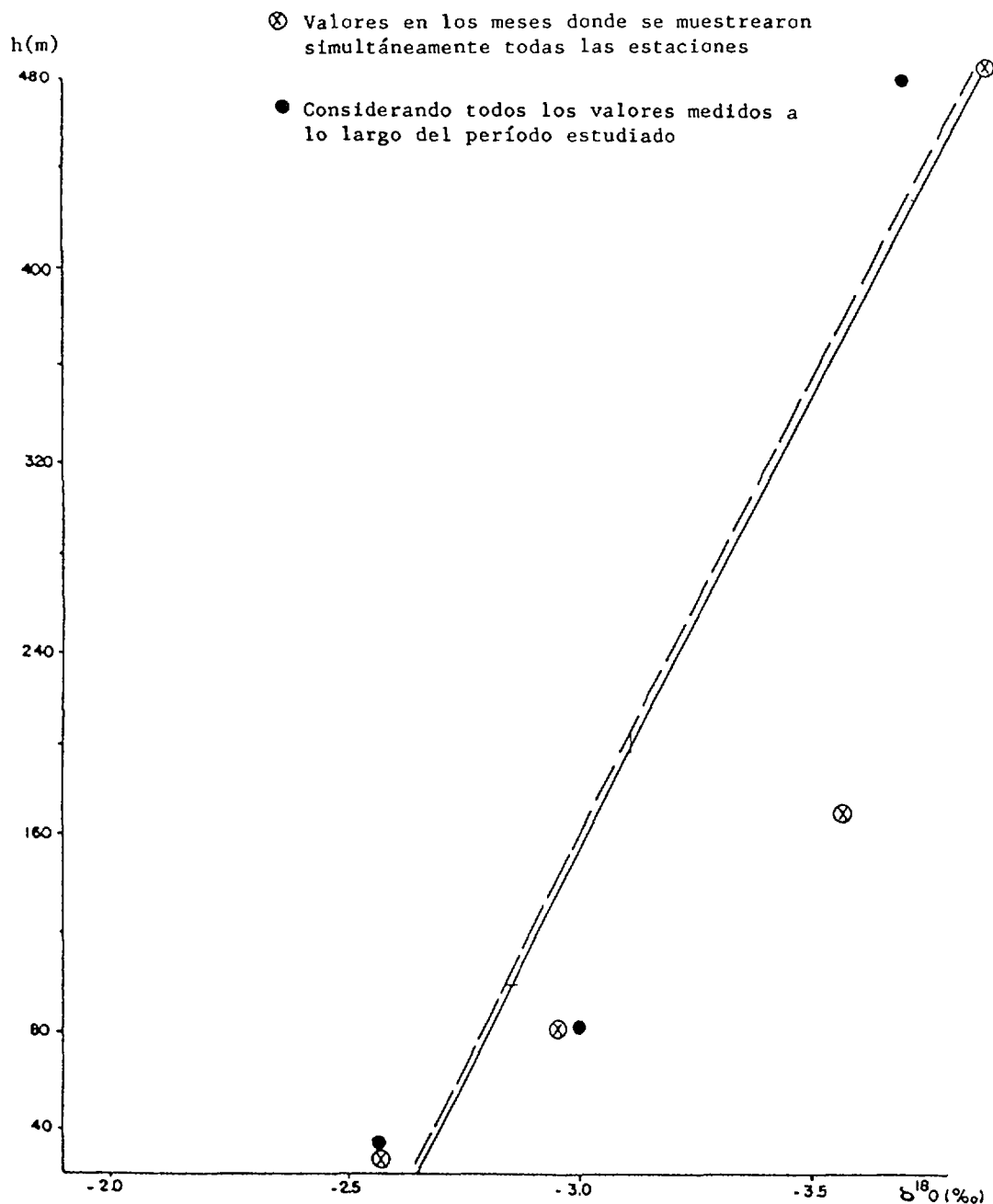


Fig. 7 Efecto de altitud sobre el contenido de $\delta^{18}O$ en las lluvias

En la fig. 8 se han insertado valores obtenidos en un estudio isotópico realizado en una área de la provincia de Matanzas, Cuba (GONZALEZ et al., 1987). Estos indican qué valores existen no solo relativamente, sino también en términos absolutos. Probablemente la misma relación sea válida tanto para toda la isla de Cuba, como para la República Dominicana.

En correspondencia con los valores de la composición isotópica estable de las lluvias, obtenidos entre los meses de mayo a noviembre, éstos son un poco más ligeros que el promedio anual. Se destaca que entre los meses de julio y septiembre, en todas las estaciones, éstos son más ligeros, aparentemente por un fenómeno atmosférico local, el cual debe ser estudiado mediante una serie larga de observaciones de los valores ^{18}O durante estos meses.

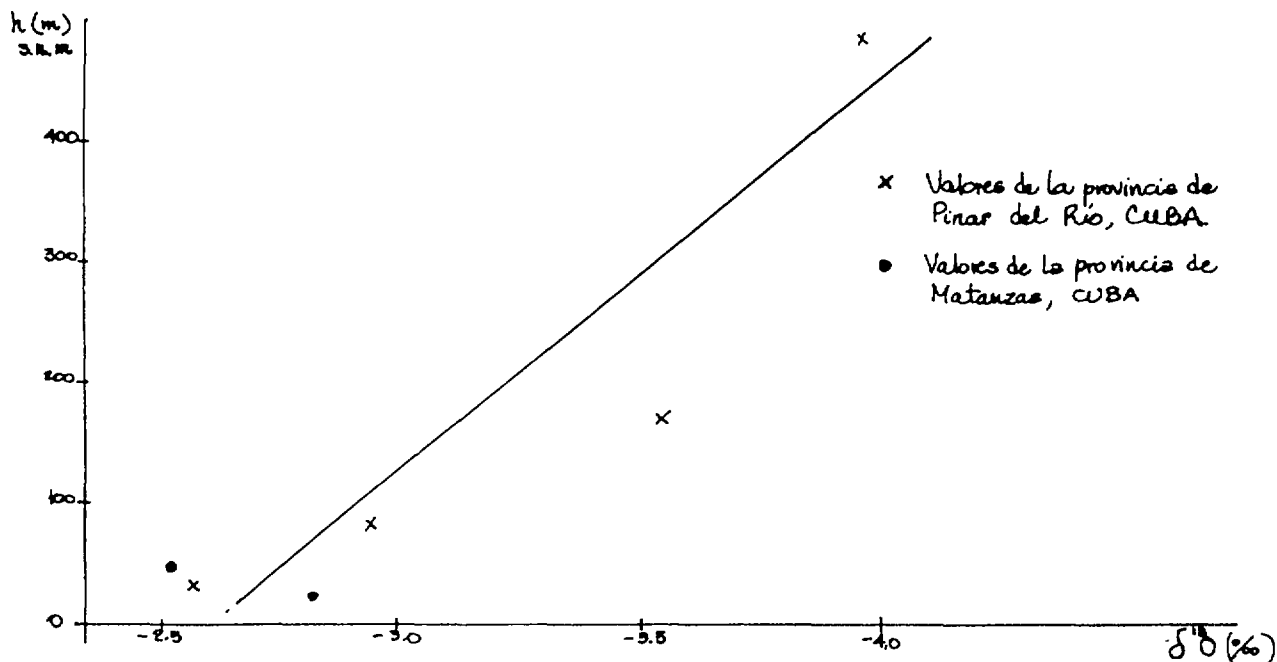


Fig. 8. Efecto de altitud sobre el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ en las lluvias en las provincias de Pinar del Río y Matanzas

3.2. Isótopos estables en el agua subterránea

En la Tabla No. 1 se ofrece información acerca de los manantiales muestreados y el contenido en isótopos estables determinado en ellos.

El valor promedio de estas surgencias de aguas subterráneas es de $\delta^{18}\text{O} = -3.37 \pm 0.3 \text{ ‰}$.

Los valores de deuterio y oxígeno-18, determinados en los pozos, se agrupan alrededor de la recta de aguas meteóricas, con un exceso en deuterio de $+11.7 \pm 1.4 \text{ ‰}$ (n=6), como puede observarse en la fig. 6 (Sec. 3.1).

Tomando en consideración la diferencia existente entre la zona hidrogeológica oeste y las restantes, se establecieron los valores promedios de oxígeno-18 en los pozos. Sobre esta base, los pozos de la zona oeste tienen un promedio $\delta^{18}\text{O} = -3.21 \pm 0.4 \text{ ‰}$ y los de las restantes un $\delta^{18}\text{O} = -3.51 \pm 0.4 \text{ ‰}$, indicadores de que un fuerte componente de la

Tabla No. 1. Manantiales estudiados. Resultados obtenidos.

NUM	FECHA MUESTREO	MANANTIAL	ZONA	ALT. (M)	2H	0	d
					o/oo		
1	VIII.83	Ancon	Mont.	250	-17.8	-3.46	9.9
	IX.86				-	-3.00	-
2	VIII.83	Los Portales	Pre-mont.	150	-14.9	-3.35	11.9
	XII.86				-13.8	-3.45	13.8
3	VIII.83	Luis Lopez	Pre-mont.	150	-17.6	-3.74	12.3
4	IX.83	Serpentinita 2	Mont.	400	-18.8	-3.80	11.6
5	IX.83	Serpentinita 1	Mont.	400	-17.1	-3.46	10.6
	IX.86	Cuevas Canillas		90	-	-2.81	-
	IX.86	Mil Cumbres			-	-3.27	-

alimentación de las aguas subterráneas proviene, en primera aproximación, de la zona premontañosa y en mayor medida de la zona montañosa, con una altura media de 400 m.s.n.m., aproximadamente.

Lo anterior es válido, considerando que la contribución de las lluvias entre los meses de mayo-noviembre aportan mucho más a la recarga que la de los restantes meses del año, recalcando que los valores isotópicos en este período son algo más ligeros que la medida anual (Ver Sec. 3.1).

En los pozos de la zona hidrogeológica oeste RC - 113 ($\delta^{18}O = -2.50$ ‰, y -2.84 ‰ a 60 y 70 m respectivamente), PS9-5 ($\delta^{18}O = -2.71$ ‰ a 20 m) RH-25 ($\delta^{18}O = -2.77$ ‰, a 20 m), existe una contribución de valores isotópicos más pesados que evidencian la infiltración de las lluvias locales que se producen a bajas alturas a través de ventanas en la cobertera cuaternaria.

Esta consideración se confirma si se tiene en cuenta que el valor ponderado del oxígeno-18 en la estación hidrológica situada a 34 m.s.n.m. es de $\delta^{18}O = -2.56$ ‰; la composición isotópica de la lluvia a esa altura puede considerarse representativa del "input" al sistema.

Una representación gráfica de la variación de la composición en ^{18}O con la profundidad está dada en la fig. 9.

Desde el punto de vista hidrodinámico, ésta es una línea representativa del perfil E-O donde se demuestra la homogeneidad del campo de flujo, dada la condición del acuífero confinado. Las desviaciones están influenciadas por la intrusión salina, a esa profundidad, y por la recarga local.

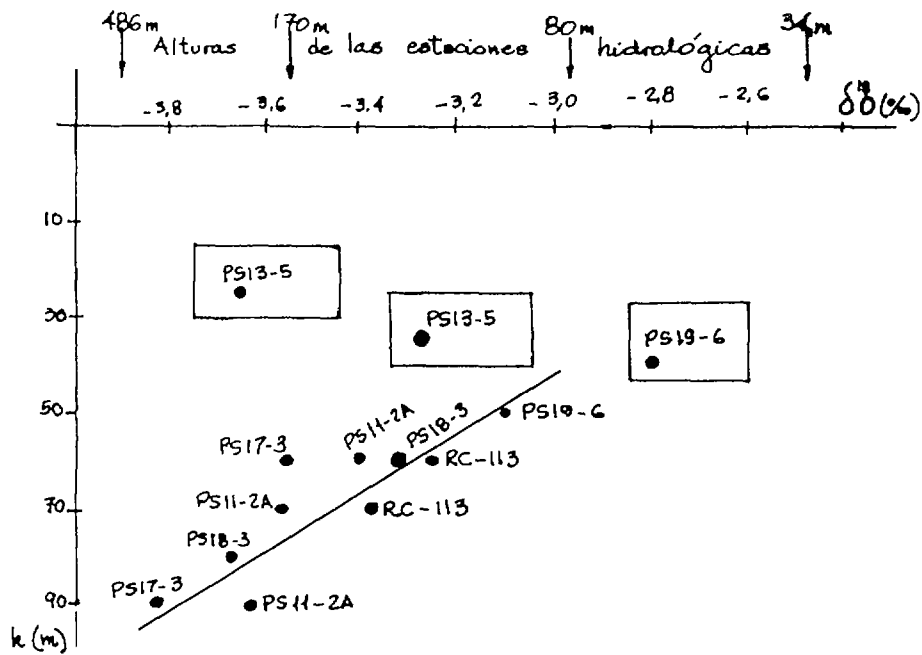


Fig 9. Perfiles verticales en pozos que indican la disminución de los valores de $\delta^{18}\text{O}$

Teniendo en cuenta esta distribución vertical del oxígeno-18 en los pozos, donde en la mayoría de los casos se observa una disminución de los valores con la profundidad, esto señala la existencia de un campo de flujos subterráneos que sigue, en sentido general, el mostrado en el esquema de la fig. 10.

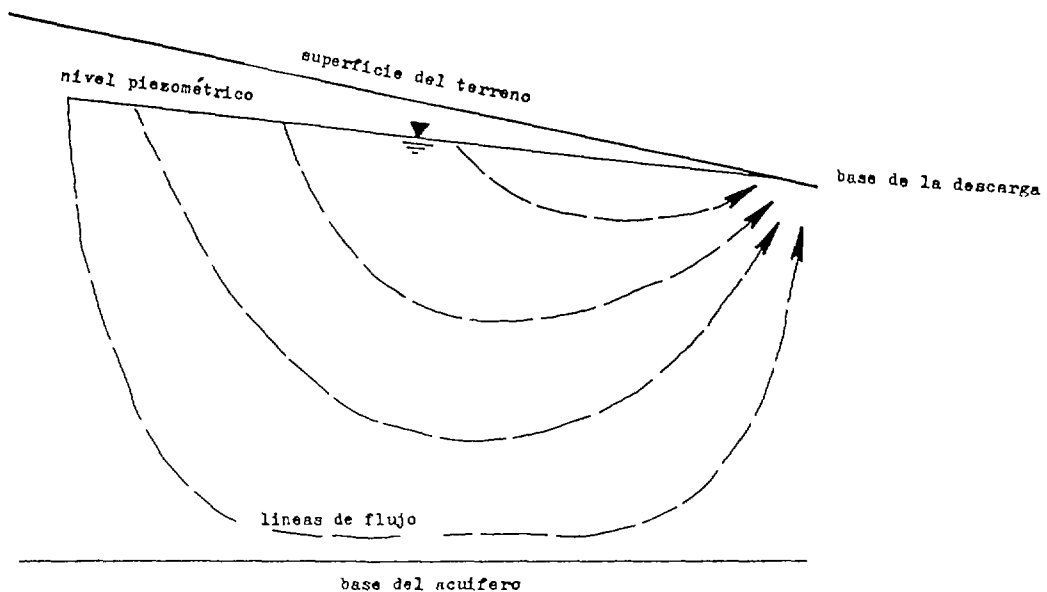


Fig. 10 Esquema general de la geometría del campo de flujo

De aquí se deriva que una valoración de la información isotópica con modelos del tipo "pistón flow" no es adecuada y que se requieren formulaciones con modelos del tipo exponencial o dispersivos.

Desafortunadamente, no hay un número de observaciones repetidas, para evaluar las influencias locales de la infiltración en el acuífero de lluvias o de ríos, o para la estimación de posibles tiempos medios de residencia (< 3 años, aproximadamente). No obstante, para el cálculo de recargas locales se pueden atribuir los valores más ligeros de oxígeno-18 a un fenómeno atmosférico local, donde no hay suficiente mezcla entre la recarga momentánea y las aguas subterráneas ya presentes en el acuífero.

Estos son los casos de los pozos PS18-5A ($\delta^{18}O = -5,83 \text{ ‰}$) y PS15-3 ($\delta^{18}O = -4,28 \text{ ‰}$) cuyos valores no están en correspondencia con los promedios anuales o semanales en los pozos y que son indicadores de infiltraciones momentáneas y locales. Tales valores se observan aproximadamente, a la profundidad de 50 m, por debajo de la superficie del terreno.

Evidentemente, la formación San Cayetano (zona promontañosa), a pesar de tener una permeabilidad no lo suficientemente alta como para permitir el flujo de aguas subterráneas a través de ella, constituye una zona de tránsito de éstas, presumiblemente por la existencia de fisuras en su parte subsuperficial.

Para cuantificar esta contribución de la zona montañosa a la llanura se necesita un balance hídrico detallado que permita evaluar las pérdidas de aguas subterráneas en la cuenca orográfica y los aportes subterráneos a la llanura, a través de la zona premontañosa.

3.3 Isótopos estables y cloruros en la llanura

La concentración de Cl^- y Na^+ en el mar (a 6 km de la costa), es de 17750 mg.l y 10350 mg.l, respectivamente (ARELLANO et al., 1987).

En el acuífero de la llanura se observa un aumento en la mineralización de las aguas subterráneas con la profundidad de los pozos, debido en primer lugar, al aumento de los iones Cl^- y Na^+ , lo cual pudiera ser una indicación del origen de la salinización de las aguas dulces; esto es, si existen aguas connatas debajo de estas aguas, o si se debe a una disolución de sales fijadas en margas.

Hasta las profundidades estudiadas (inferiores a 100 m), la concentración de Cl^- aumenta con aquella hasta valores no superiores a 2100 mg/l, con respecto a un valor medio de 40 mg/l en las aguas dulces cercanas a la superficie del agua subterránea.

De acuerdo con las consideraciones generales efectuadas por (GONZALE BAEZ, 1987) y debido especialmente a que la disminución del ^{18}O con la profundidad no sigue una misma tendencia, resulta difícil calcular si el efecto de los cloruros está en correspondencia con un aumento en el contenido de ^{18}O , es decir, si hay una correlación lineal entre el ^{18}O y los cloruros, suponiendo la existencia de una mezcla entre aguas salinas connatas y aguas dulces. Solamente en el caso del pozo PS13-5 (fig. 11) se demuestra que el aumento de Cl^- de 40 mg.l⁻¹ a 1454 mg.l⁻¹ está de acuerdo con el aumento del ^{18}O desde un valor de $-3,65 \text{ ‰}$ a $-3,31 \text{ ‰}$, que correspondería a una mezcla de, aproximadamente, 10% de aguas connatas con aguas dulces.

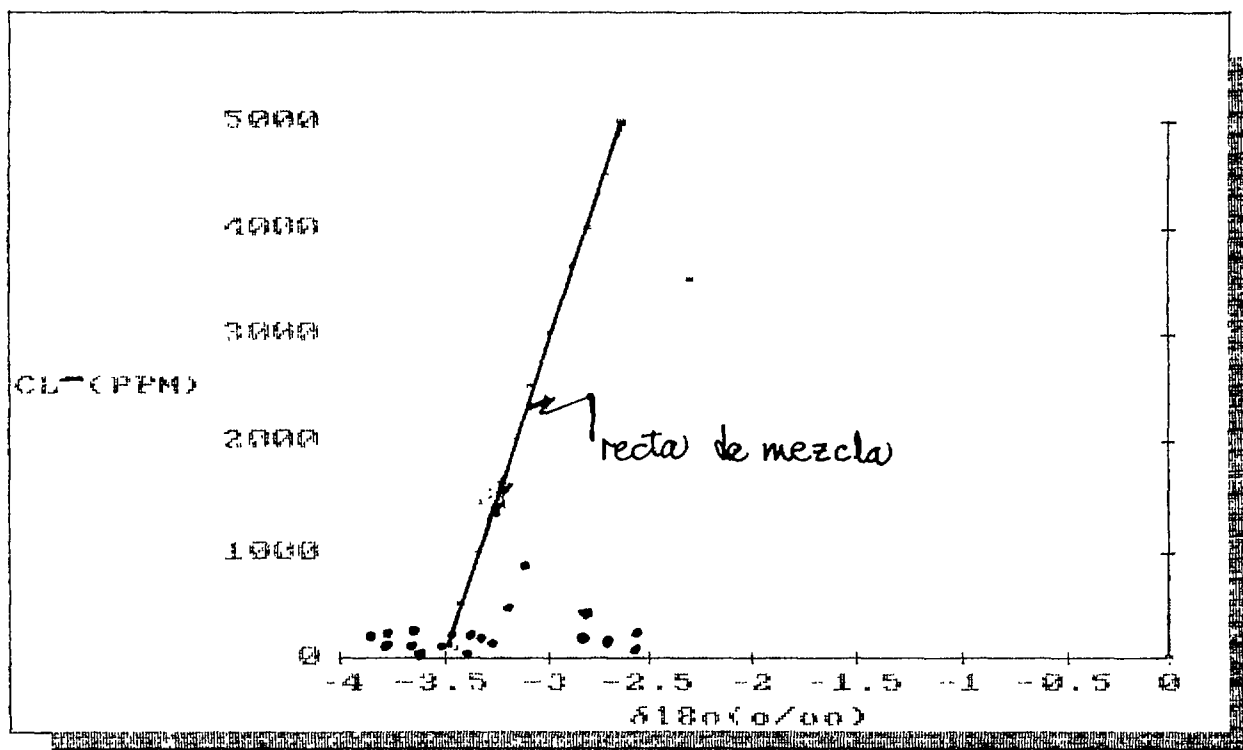


Fig. 11 Correlación Cl^- - $\delta^{18}\text{O}$ y la recta de la mezcla entre las aguas marinas y dulces.

Al tratarse de un resultado individual, desde el punto de vista isotópico no se puede ofrecer información generalizable acerca del origen de las aguas salinas en la llanura. Esta cuestión habrá que estudiarla con mayor detenimiento en estudios posteriores.

Considerando la fig. 9, se observa que los valores isotópicos estables no varían mucho debido a una fuerte homogeneización en el acuífero (Ver Sec. 3.2).

3.4 Tritio en las aguas subterráneas de la llanura

En los pozos seleccionados de la red de observaciones, sin bombeo, la concentración de ^3H fue determinada a dos profundidades, encontrándose que las aguas subterráneas de la llanura exhiben contenidos en ^3H hasta profundidades entre 60 y 90 m por debajo de la superficie del terreno, entre 10 y 30 m del nivel piezométrico, en dependencia de la geometría del campo de flujo de las aguas subterráneas y de su grado de explotación. A partir de un enfoque cualitativo, los valores indican tiempos medios de residencia menores de 30 años. Por debajo de esta profundidad no se encuentran valores de ^3H que correspondan a tiempos medios de residencia superiores a los 30 años.

Esta distribución de las edades no se puede considerar dependiente de la concentración de Cl^- procedente del agua de mar, por ser ésta inferior a 1000 mg/l. De ahí que la estratificación de las edades sea atribuida a una recarga actual del acuífero.

La estratificación de las edades puede deberse a dos razones:

- a) al confinamiento del acuífero, principalmente en las zonas hidrogeológicas central y sur, que constituye un obstáculo al flujo rápido de la infiltración de las aguas hacia las calizas en el acuífero.
- b) la contribución de las aguas subterráneas procedentes de la zona montañosa y que fluyen a través de fisuras estrechas, con pequeña permeabilidad, desde la formación San Cayetano en la zona premontañosa.

Moviéndose en dirección sur, hasta el mar, el límite entre las aguas subterráneas tritiadas y no tritiadas se encuentra, en unos pozos, cercano al nivel piezométrico y en los pozos vecinos, a mayor profundidad. Si no existen manantiales subterráneos, el límite de la interfase sube, descendiendo hasta profundidades mayores en dependencia del caudal de las aguas dulces de estos manantiales.

AGRADECIMIENTOS

Deseamos dejar constancia de nuestro agradecimiento a los técnicos del Instituto de Hidrología de la GSF de la República Federal de Alemania y a la Sección de Hidrología Isotópica de la Organización Internacional de Energía Atómica, especialmente al Dr. Roberto Gonfiantini, por su atención esmerada y contribución valiosa al desarrollo de las técnicas de isótopos ambientales en la República de Cuba.

REFERENCIAS

ARELLANO, D.M., FAGUNDO, J. R. (1985): Criterios acerca de la zonación geoquímica de los acuíferos cársticos con intrusión salina mediante índices químico-físicos, parámetros hidroquímicos y relaciones iónicas. Rev. Vo. Hidráulica 66, Año XXIII, IH: 2 13 p; Habana.

ARELLANO, D.M., FAGUNDO, J.R. SILAR, J. (1987): Radiocarbon dating in a Karstified coastal aquifer IAEA-SM-023 p; Viena.

BROWN, J. G. (1925): A study of coastal ground-water. U.S. Geol. Survey Water Supply Paper: 537 p; US.

FEBRILLET, J.F., BUENO, E., SEILER, K.P., STICHLER, W. (1987): Estudio isotópico e hidrogeológico en la región suroeste de la República Dominicana Tec. Doc. IAEA, en este volumen; Viena.

GAT, J.R., GONFIANTINI, R. (1981): Stable Isotope Hydrology. Deuterium and Oxigen 18 in the water cycle. Tech. Rep. Series 210, IAEA: 337 p; Viena.

GONZALE BAEZ, SEILER, K.P., STICHLER, W., RAUERT, W. (1987): Estudio isotópico de los acuíferos de la provincia de Matanzas. Tec. Doc. IAEA, en este volumen; Viena.

HANSHAW, B.B., BACK, W. DCIKC, R. (1971): Esquema hidrogeológico del Sur de la provincia de Pinar del Río, inédito, Archivo Instituto de Hidroeconomía, Cuba.

**ESTUDIO MEDIANTE ISOTOPOS AMBIENTALES DEL
ORIGEN DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS Y DE LA
INTRUSION SALINA EN LA PARTE CENTRAL DE
LA CUENCA SUR DE MATANZAS, CUBA**

A. GONZÁLEZ BÁEZ
Instituto de Hidroeconomía,
La Habana, Cuba

K.-P. SEILER, W. STICHLER, W. RAUERT
Institut für Hydrologie,
Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung mbH,
Neuherberg, República Federal de Alemania

Resumen-Abstract

ESTUDIO MEDIANTE ISOTOPOS AMBIENTALES DEL ORIGEN DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS Y DE LA INTRUSION SALINA EN LA PARTE CENTRAL DE LA CUENCA SUR DE MATANZAS, CUBA.

En el área bajo estudio el agua subterránea se utiliza para riego por aspersión más que para el consumo humano. En las zonas con fuerte explotación de las aguas subterráneas de este acuífero carsificado y libre, se observa un incremento en los cloruros y en el sodio, lo que afecta la efectividad del riego desde el punto de vista de la salinización de los suelos.

Con respecto al origen de los cloruros existen cuatro variantes que lo tratan de explicar: una contribución de agua evaporada de la C. de Zapata; una intrusión de agua de mar; una intrusión de aguas connatas; y una disolución de los cloruros y del sodio fijados en las margas.

De acuerdo con las evaluaciones hidroquímicas e isotópicas, se excluye un origen de la salinización desde la C. de Zapata. Con relación a las otras fuentes de origen de los cloruros, no está completamente comprobada la intrusión salina desde el mar, y no se dispone de suficiente muestreo para comprobar o negar una intrusión de aguas salinas o disolución de los cloruros.

Desde el punto de vista isotópico, este acuífero carsificado no contiene aguas antiguas; la recarga se ha realizado durante los últimos 30 años, o sea, que no se aprecia una estratificación de las edades dentro del agua dulce. Además, el campo de flujo parece muy heterogéneo con grandes variaciones en el contenido de los isótopos estables. Los valores de C-14 se agrupan alrededor de un promedio de 80 p.c.m.

STUDY WITH ENVIRONMENTAL ISOTOPES OF THE ORIGIN OF GROUNDWATER AND SALT INTRUSION IN THE CENTRAL PART OF THE SOUTHERN MATANZAS VALLEY, CUBA.

In Matanzas Area, groundwater is used more for pressure irrigation than for water supply purposes. On zones where a serious non-confined and karstified aquifer groundwater withdrawal occurs, sodium and chloride content increases are observed,

affecting both irrigation utilities from chloride point of view and from soil salinity.

Relating to chloride origins, four possibilities are considered: a contribution of water evaporated from Zapata's Swamp; a sea water intrusion; a connate water intrusion; a loam-fixed chloride and sodium dissolution.

Based on hydrochemical and isotope assessments an origin of water salinization from Zapata's Swamp is excluded. Referring to the other three chloride origins, a sea water intrusion is not completely proved, and for a salt water intrusion or chloride dissolutions a sufficient sampling is not available.

From an isotope point of view the karst aquifer does not contain old waters; water recharge is made more or less within the last 30 years i.e., the stratification of fresh water and transition zone ages, according to research made up now. Moreover, flow field seems very heterogeneous with a high variation of stable isotope conten. Carbon-14 values are grouped about an average of 80 p.m.c.

INTRODUCCION

El acuífero de rocas carbonatadas cársicas que conforma el tramo de la cuenca "Sur" de la provincia de Matanzas, Cuba, que es el centro de nuestro trabajo, y donde se ha manifestado la presencia de aguas de elevada mineralización (en la parte sur-suroeste dicho tramo), ha sido estudiado minuciosamente tanto desde el punto de vista geológico como hidrológico e hidroquímico.

Las "aguas cársicas", originadas mediante la percolación de las aguas provenientes de las lluvias, y las cuales sufren un proceso de "metasomatismo" en su escurrimiento subterráneo hacia el mar, son preferentemente hidrocarbonatadas - cálcicas, pero en la zona de "mezcla" se transforman, cediendo iones hidrocarbonatos y ganando iones cloruros. El estudio hidrogeoquímico realizado complementa el de isótopos ambientales, que para definir la interacción agua lluvia-agua subterránea-agua marina hemos efectuado desde 1983 en este territorio. Las estaciones (Cuba-2, en la parte norte del tramo, al centro de la provincia; y Pálpite, al sur del mismo, y en la zona de suelos pantanosos conocida como Ciénaga de Zapata) han sido establecidos para el muestreo y análisis posterior de las aguas provenientes de las lluvias. La relación $\delta D\% / \delta (18-O)\%$, isótopos estables muy importantes para el conocimiento de los problemas hidrológicos, quedó determinada para el agua lluvia, estableciéndose una correlación que obedece a la forma general $\delta D\% = a * \delta^{18}O\% + d\%$. En la estación Cuba-2 se estableció además un muestreo para el estudio del contenido de tritio en las aguas de las lluvias, ya que en la República de Cuba no existía una serie larga representativa del valor de su concentración ni de su comportamiento.

Igualmente se procedió al muestreo de una red de pozos con y sin equipos de bombeo. En las aguas subterráneas extraídas se realizaron análisis de isótopos estables (se determinó igualmente la relación $\delta D\text{‰}/\delta^{18}O\text{‰}$), carbono-14 y tritio. En la zona de recarga artificial se obtuvieron valores de D y O-18 algo superiores a las infiltradas de las lluvias. En el área de mezcla del agua del acuífero con las intrusionadas (salinizadas) no se observaron variaciones sensibles en la concentración de O-18 pues se careció del muestreo necesario. La influencia del agua procedente del excedente del riego aún no ha sido establecida, quedando bajo estudio.

1. Características generales del área en estudio

La provincia de Matanzas presenta en gran parte de su territorio características favorables para la explotación de las aguas subterráneas. Como la mayoría de sus ríos y arroyos solo poseen escurrimiento durante el período húmedo, y no existen obras importantes para retener las aguas superficiales, el peso fundamental de los recursos hídricos tiene que recaer necesariamente, en las aguas subterráneas. Según datos de las potencialidades hídricas de la provincia (González Báez; 1981) el 81,8 % de estos recursos corresponden a las aguas subterráneas, y el 18,2 % a las superficiales, lo que confirma lo anteriormente expuesto.

El área bajo estudio se encuentra localizada en la parte central de la cuenca "Sur", siendo por su acuosidad la más importante, sin duda alguna, de esta última (fig.#1). La cuenca tiene una extensión total de 2,200 km², y se extiende por casi todo el sur de la provincia, conteniendo formaciones acuíferas carbonatadas, muy carsificadas, del tipo "no confinadas" o "libres", las que a pesar de contar con la "pantalla natural" de la Ciénaga de Zapata, son del tipo "abiertas", en contacto con las aguas del mar Caribe.



FIG. 1.

En el área bajo estudio están presentes sedimentos neogénicos, especialmente aquellos del mioceno como los de la formación "Guines" (N_4^{1+2}), en los que predominan las rocas calizas (organogénicas fuertemente carsificadas, dolomitizadas), con intercalaciones de arcillas y margas, y areniscas; y las de la formación "Cojimar" (N_4^b), representada por calizas carsificadas de color blanco-amarillento, calizas arcillosas, margas blancas, arcillas areniscas y arenas.

La profundidad de yacencia de las sedimentos miocénicos sobrepasa los 150m y generalmente se encuentra entre 50 m y ese valor (Gochova;1978).

El llamado "espesor activo" del acuífero determinado a partir de los trabajos de geofísica de pozos, es bastante variable, siendo en la porción sur del área inferior a 30m (consideramos "no activo" el espesor del acuífero con velocidades de circulación o de flujo inferiores a 0,1 m/d (Ricard;1981).

Se han registrado velocidades de flujo de 30 m/día, y aun superiores, a profundidades comprendidas entre los 5 y 20 m bajo la superficie del agua, aunque en los "canales càrsicos preferenciales", no necesariamente interceptados durante las perforaciones, este valor puede resultar aun mayor.

Las rocas carbonatadas afloran en gran parte del área (ausencia de suelos de cobertura), observándose todo un "paisaje càrsico" compuesto por dolinas, chimeneas, sumideros, grandes cavernas y lapiaz o "diente de perro" (llanura càrsica, o carso llano), o se encuentran recubiertas de arcillas rojas aluviales de infiltración elevada (hasta 1,5 mm/min), y de espesor variable (0,5 a 1,0 m). El coeficiente de infiltración eficaz de estas formaciones acuíferas fue determinado oscilando entre 0,10 y 0,29 (con 0,25, como valor medio) (Bogdanov, 1982), valor que se encuentra dentro de lo establecido para las calizas (Plotnikov, 1959) de 0,11 a 0,40. Se conoce (Boni, et. al.; 1984) que las calizas poseen un porcentaje alto de infiltración total del agua lluvia, superior al 80 % (0,80), y en nuestra área se estima superior al 40%, aunque aun no se ha realizado suficientes estudios que precisen este último dato. La recarga natural del manto subterráneo se produce por la infiltración del agua proveniente de las lluvias, las que en el período húmedo alcanzan las formas càrsicas o suelos permeables superficiales.

La lluvia promedio anual (Petrova; 1977) se ha calculado en 1510 mm/año, correspondiendo al 85% al período "húmedo" entre mayo y octubre, y el 15% restante, al período "seco" (Tabla # 1). Los valores de la lluvia anual para probabilidades al 25%, 50% y 75% son de 1735 mm, 1480 mm y 1200 mm, respectivamente. El clima es marítimo tropical, encontrándose las temperaturas medias

Tabla # 1

Promedio de la lluvia anual y su distribución por meses (zona central del area en estudio)													
Lluvia													
promedio	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANUAL
en mm	40,8	42,3	42,3	61,9	176,7	255,2	197,8	193,3	62,7	161,6	52,8	22,6	1510
en %	2,7	2,8	2,8	4,1	11,7	16,9	13,1	12,8	17,4	10,7	3,5	1,5	100

mensuales del aire entre los 21°C y 28°C, con una media anual de 24,5 °C. La evaporación media diaria se estima en 4,2 mm/d. El viento sopla preferentemente del nordeste, con una velocidad media de 13 km/hora. La humedad relativa, su valor medio anual, es del 72%.

La presencia de agua con mineralización elevada en la parte sur occidental, así como la intensidad de las extracciones, ha movido a todos a realizar una minuciosa investigación del origen de esa salinidad. Se presentan dos hipótesis:

- intrusión marina, con actividad actual, la cual puede hacer incrementar la salinidad paulatinamente, dejando inútiles amplias zonas acuíferas, dañando los cultivos y reduciendo las reservas hídricas;
- salinidad antigua, atrapada en pozos y grietas por movimientos tectónicos de bloques en mares "antiguos".

Además, pudieran presentarse otras dos variantes:

- intrusión debida a aguas evaporadas de la Ciénaga de Zapata.
- salinidad debida a la disolución de las sales fijadas en sedimentos finos, tales como margas.

De ser reciente la intrusión salina, el exceso de extracción (o el mantenimiento de la actual) puede originar la total contaminación salina de una parte importante del acuífero, y el avance paulatino, tierra adentro, perjudicando a las fuentes de abasto y riego existentes. Esta contaminación salina resultaría entonces progresiva e irreversible.

Por otra parte, existen algunos criterios sobre el origen antiguo de la salinidad de las aguas subterráneas, o sea, no relacionada con el agua marina actual. Estos se apoyan en los movimientos tectónicos ocurridos al final del Oligoceno y comienzo del Neógeno, que dió origen a un sistema de fallas, rejuveneciendo las anteriormente existentes, dando lugar a la formación de bloques e infinidad de diaclasas, especialmente en las rocas calcáreas (transformándose un antiguo golfo en bloques aislados, elevándose unos y descendiendo otros) originando bloques de fracturas y abanicos aluviales (Chong Li; 1982).

Se estima (figuras 2.a, 2.b y 2.c) que el bloque salino de los T-22 se levantó a una altura de 30 m con respecto a los otros bloques vecinos, y por lo tanto el contenido salino de sus aguas descendió en proporción a la altura levantada respecto a su cota absoluta, estableciéndose un bien definido gradiente salino (relación de Ghyben-Herzberg, para isla oceánica). Esto se ve claramente en la figura 2.b en la que se aprecia la diferencia de las profundidades de aparición de la concentración de 14×10^3 ppm de ión cloruro. Este gradiente salino no se manifiesta en este bloque en condiciones normales o naturales de flujo, ya que las capas más profunda presentan velocidades bajas, tal y como ya hemos expresado anteriormente, en contraposición a las altas velocidades de las capas superiores, por lo que en las primeras existe una relativa calma o constancia hidroquímica respecto a

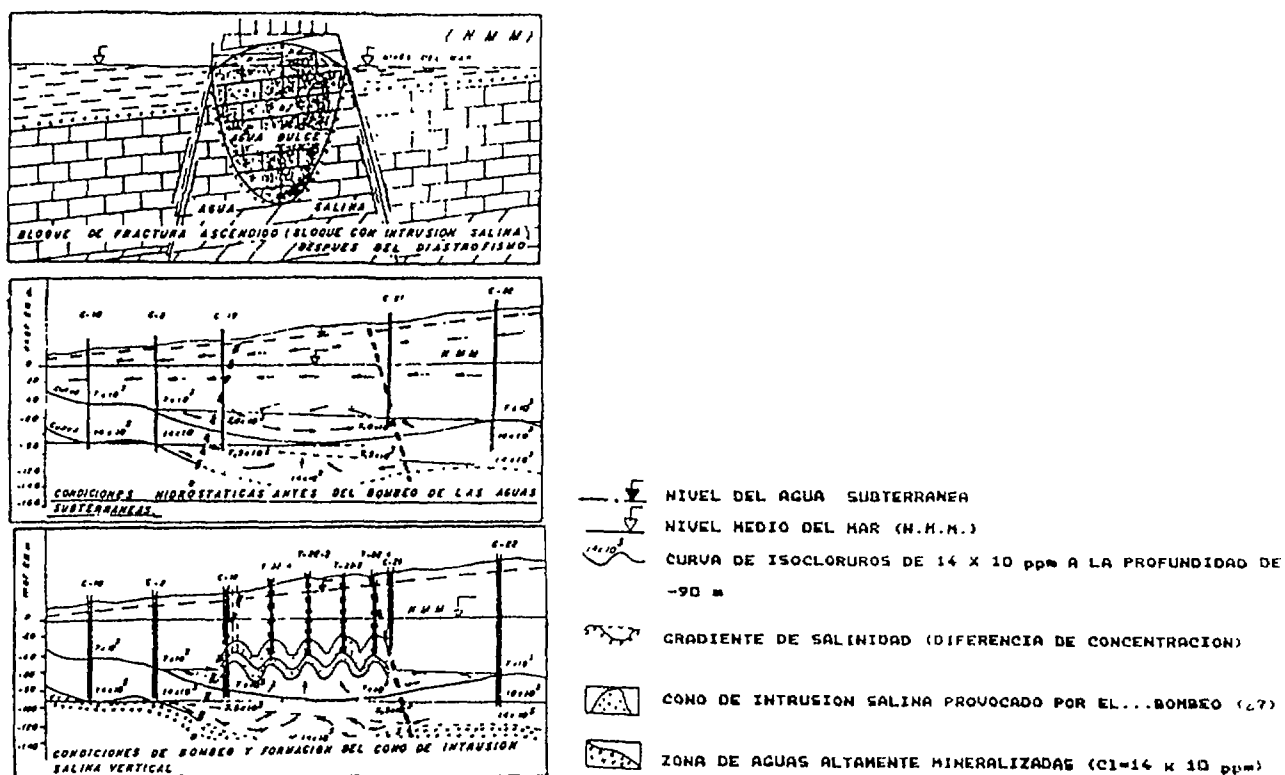


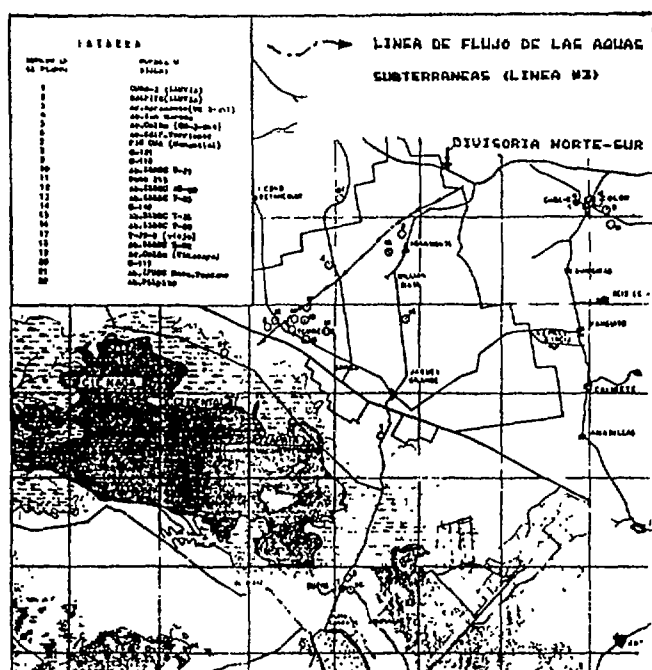
FIG. 2.

los bloques vecinos. Al emerger estos últimos al final del mioceno por orogénesis, se estableció una diferencia de salinidad en las capas más profundas. La alteración de las condiciones naturales por la acción del hombre, que afectaron el equilibrio hidrodinámico existentes, fue la causa principal del ascenso de las aguas salobres en la zona de difusión, elevándose la cúpula o cono de intrusión hasta el nivel de las aguas por la extracción de las aguas mezcladas, a causa de la llamada intrusión salina vertical (Chong Li; 1982).

Es necesario aclarar que la intrusión salina se ha manifestado por un avance horizontal en forma de "lenguas de intrusión", y verticalmente en forma de "conos" o "domos".

2. Resultados hidrogeoquímicos

Nos apoyamos en el trabajo realizado previamente en el área (González Báez; et. al.; 1983) sobre cuatro líneas del flujo subterráneo, cuyos pozos más cercanos fueron muestreados y comparados los resultados de sus análisis hidroquímicos con los realizados al agua lluvia (Estación Cuba-2) y a la marina. En la figura #3 se muestra la dirección de la línea 3, seleccionada para nuestros análisis y en la figura #4, el diagrama de Piper - Langelier, donde se trazó la línea de mezcla resultante. Como se puede ver las aguas muestreadas se agrupan alrededor de la zona de aguas dulces, excepto la tomada a 50.0 m. de profundidad en la cala C-121, que se corresponde con las llamadas aguas oceánicas.



UBICACION DE LOS PUNTOS SELECCIONADOS PARA EL MUESTREO DE LAS AGUAS PROCEDENTES DE LAS LLUVIAS Y DE LAS SUBTERRANEAS.

FIG. 3.

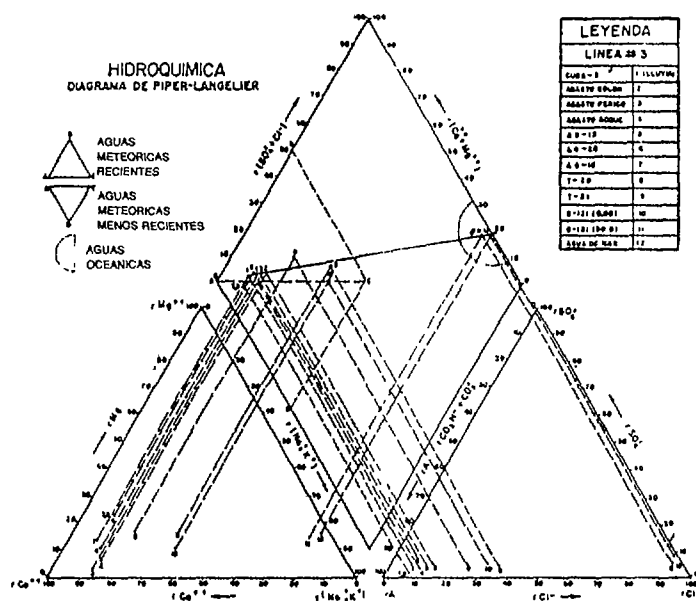


FIG. 4.

La composición química de las aguas extraídas por bombeo o mediante hidrocaptadores, nos inducen a pensar que la mineralización existente tiene su origen en la mezcla de aguas de infiltración reciente y aguas de origen marino, que alcanzan las obras de captación por el sistema de fallas y grandes cavernas, lo bordean y prácticamente cubren. En la figura #8, la cual presentaremos más adelante, puede apreciarse como el contenido de BORO de incrementa con la profundidad de la toma de la muestra, y en especial en las proximidades de las zonas con

mineralización más elevada (calas C-118 y C-121), y esto se corresponde perfectamente con el comportamiento de la conductividad hidráulica (CE). Por otra parte la relación $rCl^- / rHCO_3^-$ refleja igual comportamiento. La cala C-149, alejada de la zona del sistema de fallas y de las aguas altamente mineralizadas, muestra en toda su profundidad (95,0 m) un agua subterránea normal, no intrusionada.

En la figura #5, relación rMg / rCa , puede verse como casi todas las aguas subterráneas muestreadas se agrupan alrededor o bajo la línea $rMg^{++} / rCa^{++} = 1$, correspondiendo a la zona de las aguas "dulces", con la sola excepción de la muestra tomada a los 50,0 m en la cala C-121, donde la relación se acerca al valor de 6 (agua procedente del océano marina). En ningún caso se encontraron aguas sobre la línea de 6 (aguas evaporadas).

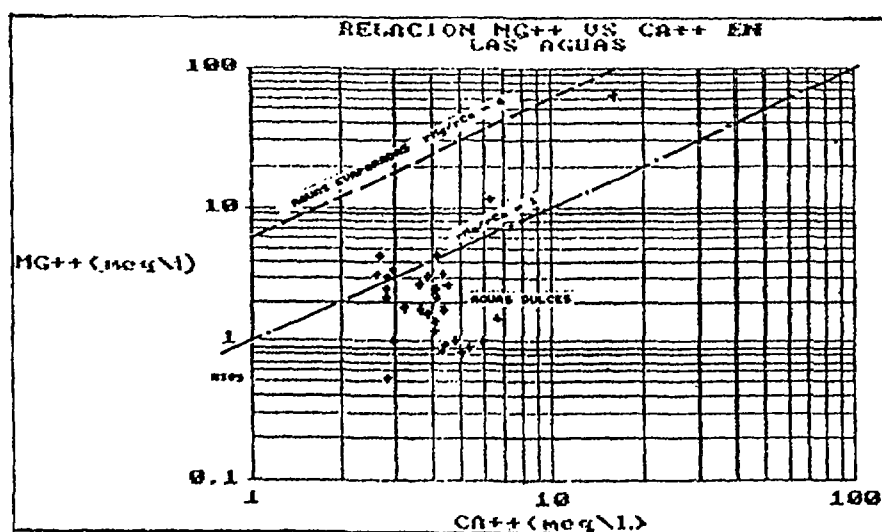


FIG. 5.

Resumiendo, podemos decir, que desde el punto de vista hidroquímico:

- no se aprecia una influencia de agua evaporada de la Ciénaga de Zapata, ya que el BORO es relativamente elevado y no puede proceder de aguas dulces evaporadas;
- las relaciones iónicas nos llevan a pensar en la existencia de una intrusión salina, marina, actual, aunque no se descarta el aporte de aguas connatas o por la distribución dispersa de las sales disueltas de las margas por las aguas subterráneas en la actualidad.

Para obtener una información más precisa del origen de las aguas salinas, vamos a utilizar entonces los resultados que aún insuficientes, tenemos de los muestreos y análisis realizados de isótopos ambientales.

3. Resultados de las investigaciones isotópicas

Las investigaciones isotópicas se concentraron en el análisis de las aguas procedentes de las lluvias y de las subterráneas para determinar el contenido y variación estacional y anual del

deuterio, del O-18, del tritio y del C-14. La red de muestreo puede verse en la figura #3.

3.1 Isótopos estables en la lluvia

El estudio comenzó estableciendo dos estaciones para la captación del agua lluvia, una al norte del tramo o territorio en estudio, en la ciudad de Colón (figura #1), a la que denominamos "Cuba-2" (+51,5 m s.n.m.m.); y "Palpite" (+3,5 m s.n.m.m), muy próximo a la Bahía de Cochinos, al sur del territorio.

El exceso de deuterio en la lluvia tiene un valor de alrededor de 10,7 ‰, con una variación estándar de $\pm 2,40$ (n=43). Los valores del deuterio y del O-18 se agrupan alrededor de una recta con una pendiente de 8 (figura #6):

$$\delta^2\text{H}(\text{‰}) = 8 * \delta^{18}\text{O}(\text{‰}) + 10,7\text{‰} \quad (1)$$

Se calcularon los valores ponderados del O-18 para el periodo del muestreo según:

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = \text{SUMA}(P_i * \delta_i(\text{‰})) / \text{SUMA}(P_i) \quad (2)$$

siendo P_i , la lluvia mensual, mm; δ_i , el contenido en O de esa lluvia. Los resultados fueron:

para	Cuba-2	(Colón)	=	-2,52 ‰.
para	Palpite		=	-2,83 ‰.

valores que se encuentran dentro del error de medición ($\pm 0,2$ ‰).

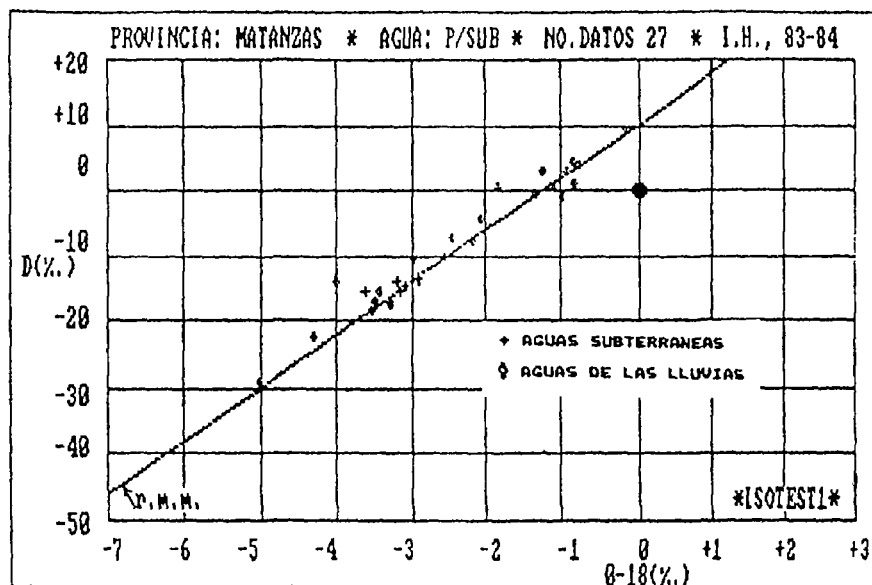
Como en otros países de Área del Caribe, se observan en los meses comprendidos entre junio y noviembre valores de O-18 y del deuterio de 2 a 4 veces más ligeros que lo normal, siendo asociado esto a los anticiclones. Los valores ligeros observados en el periodo húmedo (precipitaciones altas) contribuyen más a la recarga natural que los del periodo seco o de bajas precipitaciones, como veremos más adelante.

Respecto al "efecto de altura", estos valores ponderados están próximos a los obtenidos en el Área de Pinar del Río (Arellano, et. al.; 1987) y en la República Dominicana (Febrillet, et. al.; 1987).

3.2 Isótopos estables en las aguas subterráneas

Las aguas subterráneas en el Área de investigación siguen, sin excepción, la misma línea recta de las lluvias (figura #6) para la relación deuterio/oxígeno-18; tienen un exceso de deuterio de 10,6 ‰, con una desviación estándar de $\pm 1,3$ más pequeño que en las lluvias, lo que es normal debido a la dispersión hidrodinámica en el acuífero.

El valor promedio de O-18 en las aguas subterráneas, muestreadas al final del periodo seco, es de -3,12 ‰, con una desviación estándar de $\pm 0,2$ ‰. Este valor difiere del promedio anual en las lluvias en una cuenca muy llana, con alturas comprendidas



RELACION δD ./ $\delta-18$ ‰. EN LAS AGUAS SUBTERRANEAS Y DE LAS LLUVIAS
EN LA PROVINCIA DE MATANZAS, Y SU COMPARACION CON LA RECTA ME-
TEORICA MUNDIAL

FIG. 6.

entre algo superior a 0 hasta 50 m s.n.m.m., ya que recarga de las aguas subterráneas se realiza principalmente, como ya vimos, en el período húmedo cuando los contenidos isotópicos son más ligeros.

En las calas muestreadas a diferentes profundidades no se observan cambios apreciables en la concentración de isótopos estables, con relieve poco abrupto (alturas inferiores a 55,0 m s.n.m.m.)

El hecho de que los valores de los isótopos estables no se agrupen alrededor de una recta de evaporación, nos lleva a concluir que no se producen ingresos de aguas evaporadas de las C.de Zapata. El riego por aspersión podría influir en un incremento en el peso del agua, pero esto último se debe descartar debido al hecho de que tantos los suelos de cobertura como las formas cárnicas superficiales facilitan la infiltración rápida y evitan la evaporación.

3.3 Relación entre el contenido de cloruros y los isótopos estables

Normalmente, las aguas subterráneas presentan contenidos de cloruros no superiores a los 20 ppm, algo superior al de las precipitaciones (5 ppm) por efectos de evaporación. De estos valores de los cloruros se deduce una recarga subterránea de aprox. un 25 % de la lluvia anual, lo que confirma el dato antes brindado.

En la zonas sobreexplotadas los valores de los cloruros alcanzaron los 44, 800 y hasta 1000 ppm. Este aumento de cloruros puede deberse a una mezcla de las aguas marinas o connatas con agua dulce, o de una disolución de los cloruros fijados en las margas. Para discutir el posible origen de los cloruros en las

aguas subterráneas se necesita considerar los aspectos que a continuación referiremos.

Las aguas connatas, así como las marinas retenidas en el acuífero, tienen contenidos del deuterio y del O-18 de 0 %. (tampoco contiene tritio ni carbono-14). Entonces una mezcla de estas aguas con las dulces pueden alterar el contenido isotópico en general. Por el contrario, la disolución de las sales dispersas en las margas no cambiará la concentración isotópica en el agua en caso alguno.

La mezcla de las aguas marinas o connatas se realiza según:

$$C_1 * X + C_2 * (1-X) = C_3 \quad (3)$$

en las que

C_1 , es la concentración en el agua marina o connata;

C_2 , es la concentración en el agua dulce;

C_3 , es la concentración en la mezcla;

X , es la porción relativa del agua de mar en la mezcla.

Un cálculo simple aplicando (3) demuestra que para una concentración de O-18 de -3.12‰. se necesita una contribución de más de 6% de aguas marinas o connatas para aumentar el contenido de O-18 sobre el error de la medición ($\pm 0.2\%$) lo que se corresponde con un valor de los cloruros de 1000 ppm. Con respecto al Tritio y al C-14, esta contribución debería ser mucho más alta ya que el error de la medición es mucho más elevada por la inexactitud en la concentración inicial del C-14 y por el efecto normal de estratificación por edades que existe también en la aguas dulces. Por todo lo antes expuesto podemos afirmar que los resultados obtenidos mediante los isótopos estables ofrecen un resultado más sensible que los radioactivos ambientales sino existe efecto de profundidad en los perfiles de los pozos y si la homogenización en el agua subterránea de las diferentes concentraciones isotópicas de las lluvias es grande, como ocurre en el caso de la provincia de Matanzas al final del periodo seco.

La figura #7 muestra la relación entre los cloruros y el O-18 tanto los medidos directamente como para la mezclacalculada (recta trazada). Se puede apreciar que el rango de variación de

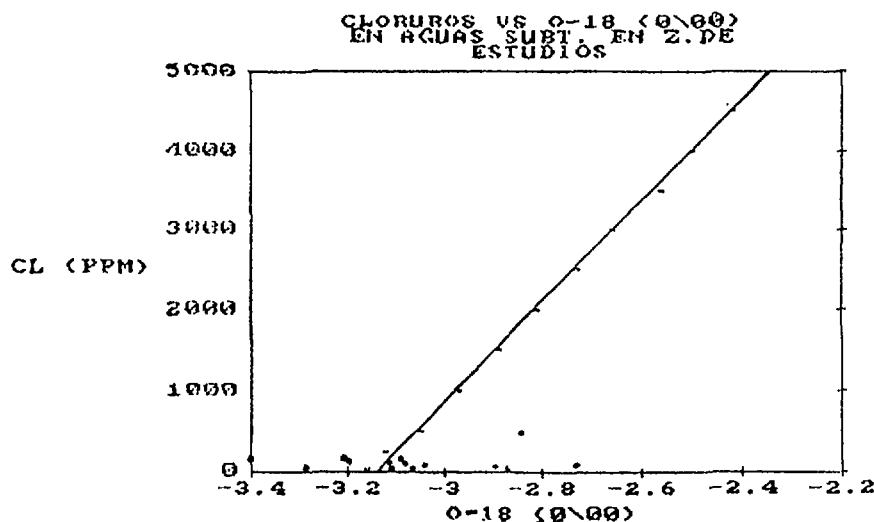


FIG. 7.

la concentración de los cloruros no es suficiente para juzgar si existe disolución de sales de las margas o una incorporación de aguas salinas o connatas. Las variaciones en el contenido de $O-18$ no se deben a variaciones de la altura de la recarga de las aguas subterráneas sino que deben ser relacionadas con las estacionales en un acuífero heterogéneo desde el punto de vista de su carsificación y del campo de flujo hidrodinámico en un acuífero libre no confinado.

3.4 Carbono-14 en el agua subterránea

La determinación del $C-14$ se realizó mediante la precipitación del carbono en el campo y su medición en el laboratorio.

Con la excepción del pozo de abasto a Pálpite, todos los valores se agrupan alrededor de un valor medio de 80 ppm lo que indica que son aguas muy jóvenes. Los contenidos de $C-14$ medidos se encuentra entre el 74 y el 112% del moderno e indican un origen contemporáneo del agua cársica (estando convencidos de que se puede excluir la contaminación por CO_2 atmosférico durante el almacenamiento y el transporte de las muestras alcalinas). Todas las muestras de agua tomadas para $C-14$, contienen también tritio, lo que indica que son aguas subterráneas jóvenes que se han formado, principalmente, de las precipitaciones ocurridas en las tres últimas décadas. El agua de Pálpite tiene una concentración muy cercana a la de la lluvia actual. Los resultados obtenidos hasta el momento nos llevan a pensar en la no existencia de aguas subterráneas antiguas, pero pudiera ocurrir una contribución de estas últimas no detectada hasta el presente por carecerse de pozos lo suficientemente profundos.

4. Conclusiones preliminares

De todo lo expuesto en los párrafos anteriores podemos concluir que:

- el agua subterránea en gran parte del territorio tiene su origen en infiltraciones recientes del agua de lluvia lo que es confirmado por los estudios hidroquímicos tradicionales y los isótopos ambientales;
- el agua subterránea en la zona de mineralización elevada (T-22) se ha originado por la mezcla de aguas recién infiltradas de circulación sub-superficial (zona de carso desarrollado y velocidades de circulación algo elevadas) y aguas contenidas en las partes más profundas del acuífero donde la circulación es lenta o casi no existe y la mineralización muy elevada (detectada según estudios anteriores al nuestro); no se descarta un posible aporte de aguas salinas marinas, a través del sistema de grietas y fisuras existentes.

Al complementarse los trabajos pendientes estas incógnitas quedarán, seguramente, despejadas en su totalidad.

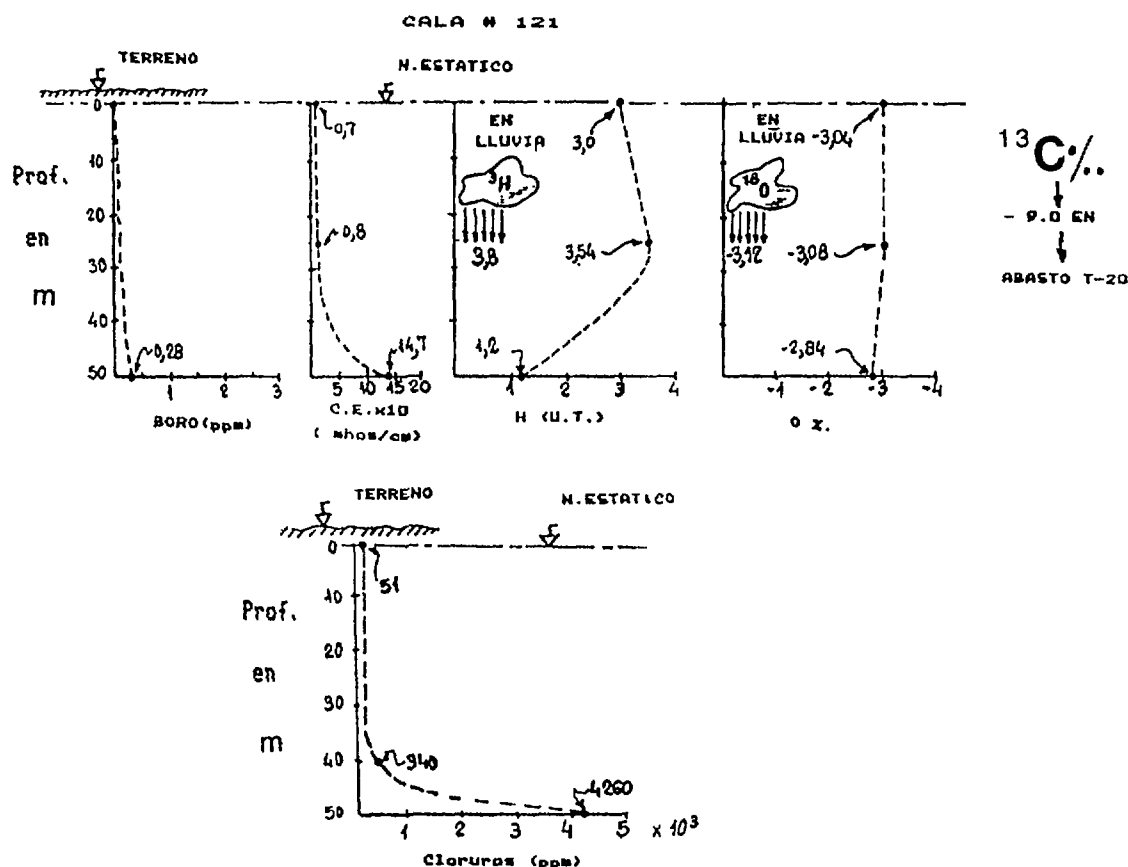


FIG. 8.

AGRADECIMIENTOS

Deseamos manifestar nuestro agradecimiento a los técnicos del Instituto de Hidrología de la GSF de la Rep. Federal de Alemania y de la Organización Internacional de Energía Atómica especialmente al Dr Roberto Gonfiantini por su contribución al desarrollo de los métodos ambientales en Cuba.

REFERENCIAS

- Arellano, D.M.; Seiler, K.-P.; Stichler, W.S.; Rauert, W. "Estudio isotópico de la llanura sur de la provincia de P. del Río Cuba". Tec. Doc. IAEA, 1987.
- Bogdanov, I. "Esquema hidrogeológico de la provincia de Matanzas, a escala 1:50 000". E.H. de Matanzas. I. de Hidroeconomía, 1982.
- Boni, C.F.; Bono, P.; Kovalsky, V.S. "Evaluation of water resources". Hydrogeology of Karstic Terrains. UNESCO-JUGS Volume 1. Heise, RFA, 1984.
- Custodio, E.; Llamas, J.R. "Hidrología subterránea". Tomo II. Editores Omega, S.A., Barcelona España, 1976.

- Chong Li, A. "Breve informe sobre la discusión de los recursos naturales (dinámicos) evaluados para la región hidrogeológica M-III-5, antigua III en la Cuenca Hidrogeológica Sur, de la provincia de Matanzas". E.H. Matanzas, I.H., 1982.
- Febrillet, J.F.; Bueno, E.; Seiler, K.-P.; Stichler, W. "Estudio isotópico e hidrológico en la región suroeste de la República Dominicana". Tec. Doc. IAEA, 1987.
- González Báez, A.; Benitez, N. et. al. "Metasomatismo de las aguas subterráneas en el Área de Plan Citricola V. de Girón provocado por la acción del hombre". E. Hidroeconomía, Matanzas, I.H., 1983.
- González Báez, A.; Chirino, G., et.al. "Estudio de la calidad de las aguas de la provincia de Matanzas". E. Hidroeconomía Matanzas, I.H., 1981.
- Gochova. Z., Balev, J; Vlaskowsky, I. "Sobre los estudios hidrológicos para la solución del riego del Plan citricola V. Girón. Matanzas. E. Hidroeconomía de Matanzas, 1978.
- NEDECO. "Reclamation of Zapata Swamp". The Netherlands, 1959.
- Petrova, V. "Estudio integral de recarga de las aguas superficiales ubicadas en la parte norte del Plan Citricola V. de Girón." E. Hidroeconomía de Matanzas, 1977.
- Plotnikov. N.A. "Evaluation de las reservas de aguas subterráneas". Moscú, 1959.
- Ricard, J. "Informe sobre los resultados de los métodos geofísicos de pozos en las investigaciones de las aguas subterráneas de la provincia de Matanzas". E. Hidroeconomía de Matanzas, I.H., 1981.
- Seiler, K.-P. "Apuntes de Conferencia". Curso Itinerante de Hidrología Isotópica (IAEA/IH, Rep. de Cuba), 1986.

**INTERPRETACION DE LAS MEDICIONES ISOTOPICAS
EN LOS MANANTIALES DEL RIO SONADOR Y DEL
MANANTIAL DEL RIO AGUACATE EN EL NORTE DE
LA REPUBLICA DOMINICANA**

J.F. FEBRILLET, E. BUENO
Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos,
Santo Domingo, República Dominicana

K.P. SEILER, W. STICHLER
Institut für Hydrologie,
Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung mbH,
Neuherberg, República Federal de Alemania

Resumen-Abstract

INTERPRETACION DE LA MEDICIONES ISOTOPICAS EN LOS MANANTIALES DEL RIO SONADOR
Y DEL MANANTIAL DEL RIO AGUACATE EN EL NORTE DE LA REPUBLICA DOMINICANA.

En la cuenca del Río Yásica se encuentran bloques aislados de calizas carstificadas sobre arcillas impermeables. En las arcillas existen escasas cantidades de aguas subterráneas pero si un fuerte escurrimiento directo; por lo contrario en las calizas existe una infiltración de aproximadamente 48 l/s km² o sea 1510 mm/a, debido a altas precipitaciones (2110 mm/a) y una evaporación real de 605 mm/a y las aguas subterráneas salen en manantiales a lo largo de la base de los bloques de las calizas.

El objetivo principal de este estudio es la determinación de la estabilidad del caudal en el Río Sonador con fines de aprovechamiento hidroeléctrico.

Las evaluaciones isotópicas y tradicionales demuestran que el tiempo medio de residencia de las aguas subterráneas son del orden de un año; debido a esto los manantiales del Río Sonador no se evacúan en tiempos cortos porque las aguas subterráneas son fuertemente recargadas y el acuífero tiene suficiente espacio de almacenamiento. Por lo que la descarga de estos manantiales se reduce hasta valores de 0.6 m³/s durante 140 días y hasta 0.3 m³/s durante 310 días de sequía. Para los 11 años de observación de la descarga del Río Sonador la descarga mínima observada fue de 0.5 m³/s.

ISOTOPIC MEASUREMENT INTERPRETATION IN THE RIO SONADOR SPRINGS AND THE RIO AGUACATE SPRING, IN THE NORTH OF THE DOMINICAN REPUBLIC

Isolated karstified limestone blocks in a clay formation are found in the Yásica River valley. Small amount of groundwater is stored in clay and runoff is high. On the contrary, the infiltration in limestone amounts approximately to 48 l/s-km^2 or 1510 mm/a , which is the difference between precipitation (2110 mm/a) and evaporation (605 mm/a). Groundwater flows from springs at the basis of the limestone blocks.

The main objective of this investigation is the determination of the discharge stability of Sonador River, for hydroelectrical purposes.

The isotopic and conventional investigations show that the mean residence time of groundwater is about one year. As a consequence, the discharge of springs feeding the Sonador River does not decrease in a short time after the rainy period, because the aquifer has good storing capacity and large recharge. The spring discharge decreases to values of $0.6 \text{ m}^3/\text{s}$ in 140 days and $0.3 \text{ m}^3/\text{s}$ in 310 days of drought. The minimum discharge of Sonador River was $0.5 \text{ m}^3/\text{s}$ during 11 years of monitoring.

1. Introducción

La isla de Santo Domingo forma parte del archipiélago de las Antillas y está situada en la parte norte de la placa tectónica del Caribe. La República, con un área de $48,422 \text{ km}^2$, ocupa la parte oriental de la isla. El sistema orográfico (fig. 1) es complejo y está formado por cinco (5) sistemas montañosos, siendo la Cordillera Central la más prominente y posee la mayor elevación de las Antillas (Pico Duarte $3,175 \text{ m.s.n.m.}$). Las llanuras del país ocupan un 40% del territorio. Estos dos sistemas geográficos forman una sucesión de horst y graben al atravesar la isla de norte a sur, encontrándose a lo largo de esta línea: La Llanura Costera del Atlántico, la Cordillera Septentrional, Valle del Cibao, Cordillera Central, Valle de San Juan, Sierra de Neiba, Valle de Neiba, Sierra de Bahoruco y Llanura Costera del Caribe. Existe una orientación preferencial (noroeste-sureste) en la geología, estructura y geografía de la isla.

El Río Sonador está ubicado en el flanco norte y la parte meridional de la Cordillera Septentrional (fig. 2) que es una cadena de montañas con rumbo general noroeste-sureste, y se extiende a lo largo de la costa atlántica de la República Dominicana, desde Monte Cristi al oeste, a la Bahía Escocesa al este a lo largo de unos 200 km. Las elevaciones máximas en la parte central de la cordillera, alcanzan unos 1000 a 1400 m.s.n.m.

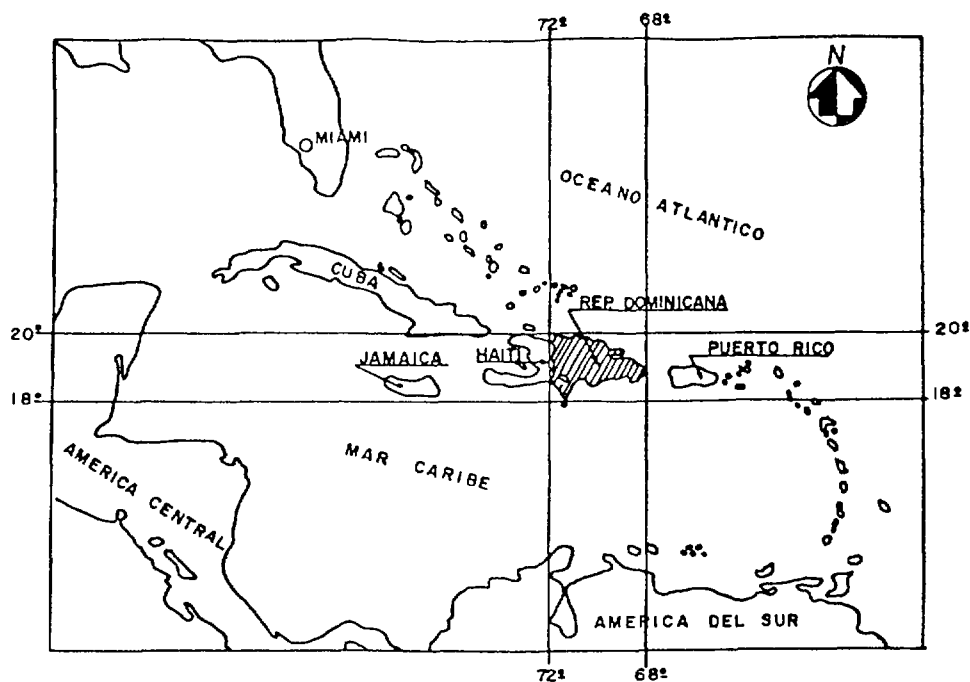


FIG.1. Localización de la República Dominicana

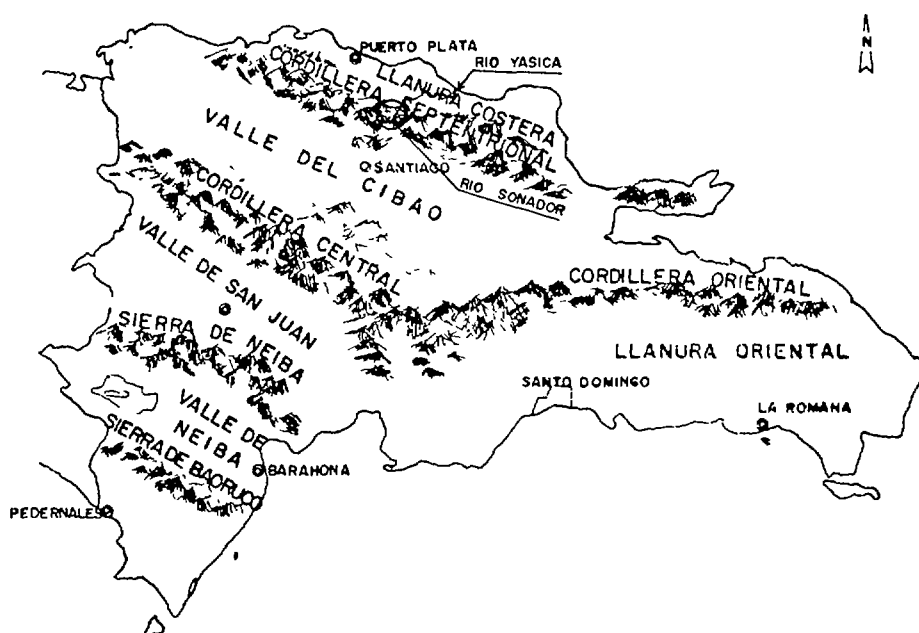


FIG.2. Localización de la zona de estudio.

El área del Río Sonador está cubierta por la formación Villa Trina la cual cubre gran parte del sector central y está desarrollada también al este del complejo metamórfico del basamento en el área de Nagua.

En la mayor parte del terreno cubierto por la Formación Villa Trina la caliza superpone a la marga, esta caliza forma parte superior de la secuencia, se considera de ti-

po arrecifal y a parte de ocasionales barreras arrecifales contiene gran proporción de detritos de arrecife. Las calizas están fuertemente brechadas y recementadas, lo que se traduce en afloramientos angulares, con bordes agudos.

La capa superior de caliza es la responsable del desarrollo de la topografía cárstica escabrosa rica en fenómenos de disolución tales como dolinas.

Se supone que el río aflora al encontrarse con la facies más margosa de la formación donde el carst no está bien desarrollado.

La zona de la Cordillera Septentrional presenta una gran complejidad desde el punto de vista geológico y consecuentemente también en el aspecto hidrogeológico. La mayor parte de la cordillera está formada por rocas impermeables o no acuíferas que incluyen toda la serie magmática-metamórfica y gran parte de la serie sedimentaria. Las calizas de la parte meridional norte son las que forman el mejor acuífero.

El área del Río Sonador es una zona de calizas rica en fenómenos de disolución cárstica y carece casi por completo de sistema de drenaje superficial, además exhibe un paisaje accidentado que contrasta con las áreas circundantes. Las calizas presentan el aspecto de remanentes de una amplia plataforma que en otras épocas cubrió mayor porción de la zona.

2. Antecedentes

La C.D.E. (Corporación Dominicana de Electricidad) investiga en el norte de la República Dominicana la cuenca orográfica del Río Yásica con sus afluentes (fig. 3), para distinguir lugares potenciales para Centrales Hidroeléctricas. Según las investigaciones hechas hasta ahora, parece que el Río Sonador, con un caudal medio anual de $2.15 \text{ m}^3/\text{s}$ (SWECO 1981), es un lugar indicado para una hidroeléctrica, pero para tener un servicio continuo y rentable en producción de energía eléctrica se requiere conocer el caudal de regresión esperando en tiempo de estiaje. Esto es importante por dos razones principales:

- 1.- En los trópicos se encuentran grandes diferencias en las cantidades de lluvias anuales y con esto también en la cantidad anual de recarga del agua subterránea (VELASQUEZ y otros 1987)
- 2.- En la cuenca subterránea del Río Sonador se encuentran rocas carbonatadas muy carstificadas, de las cuales no se conoce su capacidad de almacenamiento y la recarga subterránea. Como no existen series de mediciones por tiempo suficientemente largo del caudal del Río Sonador, se debería conseguir una respuesta adicional a la estadística de los métodos tradicionales con métodos isotópicos, para obtener informaciones suficientes sobre la recarga subterránea, el área de recarga, el espesor del acuífero y el tiempo medio de residencia del agua subterránea

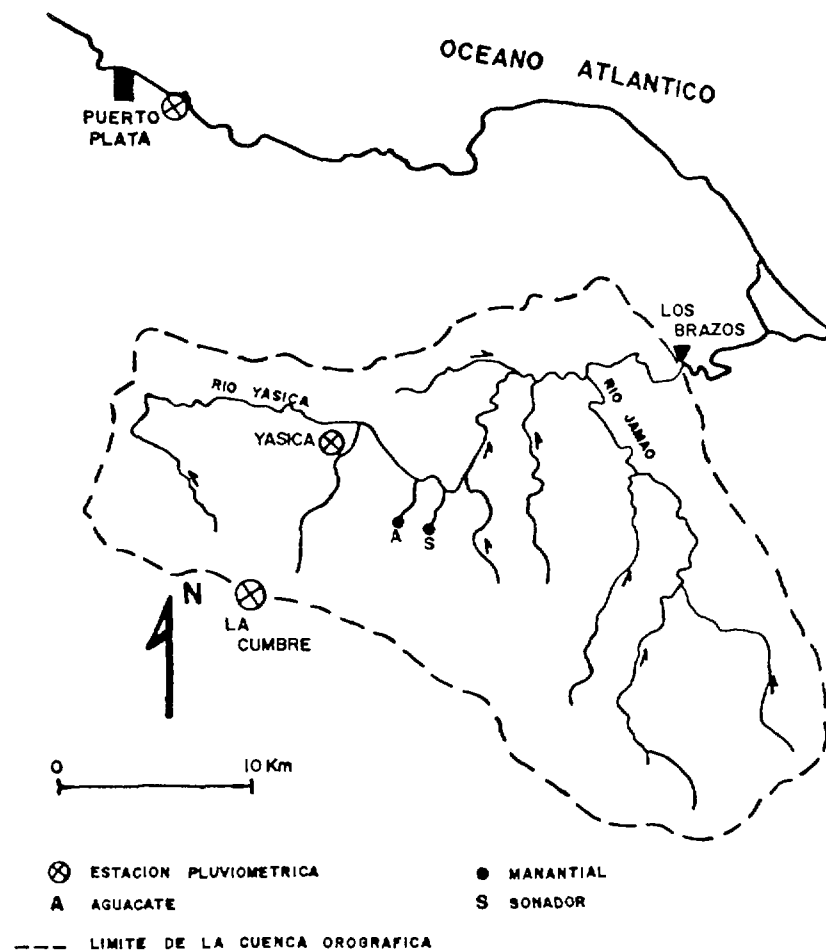


FIG.3. Cuenca orográfica del río Yásica.

3. Datos Hidrogeológicos

En la cuenca del Río Yásica en el norte de la República Dominicana se encuentran calizas fuertemente carstificadas formando bloques aislados sobre arcillas poco permeables; estos bloques están situados arriba de los valles, en algunos lugares cruzan los valles y corresponden a zonas con alta infiltración. Generalmente las aguas subterráneas de esos bloques salen en manantiales a lo largo de las arcillas impermeables en puntos bajos. Así salen los manantiales del Río Sonador y Aguacate (fig. 4) como afluentes del Río Yásica.

Las arcillas forman generalmente los acantilados en la cuenca del Río Yásica y contienen pocas aguas subterráneas. Entonces el caudal en tiempos de estiaje del Río Yásica depende principalmente de los reservorios subterráneos de los bloques carstificados y de su comportamiento hidráulico. La descarga del Río Yásica se mide en Los Brazos, desde el 1955 con interrupciones temporales y da como promedio (Q_m)

$$Q_m = 30,46 \text{ m}^3/\text{s}$$

De lo anterior se deriva que la descarga en Los Brazos en primera aproximación corresponde a la descarga total, o sea el aporte de la zona calizas a la recarga subterránea. La cuenca orográfica hasta la estación limnimétrica Los Brazos tiene un área (A_p) de:

$$A_p = 640 \text{ km}^2$$

De ahí se calcula una descarga específica (q) de la cuenca de

$$\begin{aligned} q &= Q_m / A_p \\ &= 47.6 \text{ l/(s km}^2\text{)} \\ &= 1509 \text{ mm/a} \end{aligned}$$

Ya que la descarga total será igualada bajo la aprobación, de que las cuencas superficial y subterránea tengan una extensión aproximadamente del mismo tamaño.

La precipitación en la cuenca del Río Yásica hasta Los Brazos fue medida en diferentes estaciones pluviométricas (fig. 3) y resulta que el promedio interanual de todas es igual a:

$$P = 2113 \text{ mm/a}$$

con una gran desviación estandard, típica para las zonas tropicales, de ± 420 mm/a relacionado con las series anuales de más de 20 años. Según evaluaciones especiales en el Suroeste de la República Dominicana y en otros países tropicales (VELASQUEZ y otros 1987) parece, que se necesitan como comprobación de los valores promedios representativos como mínimo de 15 a 20 años de series de mediciones de precipitación. Eso se confirma por la precipitación promedio dada, de 2113 mm/a.

Con la descarga medida en los Brazos y la precipitación medida se deduce una evaporación real (E_r) de:

$$\begin{aligned} E_r &= -1509 + 2113 \\ &= 604 \text{ mm/a} \end{aligned}$$

Esta evaporación real es pequeña para una zona tropical pero se debe tomar en cuenta, que casi un 50% de la cantidad de lluvia anual cae en los 4 meses de noviembre, diciembre, abril, y mayo, esto es, que en una cuenca orográfica sin bosques, no se puede contar con una evaporación grande, así mismo el almacenamiento del agua en el suelo no es tan significativo. En comparación con este valor de la evaporación real, en el Suroeste de la República Dominicana, que es una zona con gran intercepción, se deja estimar en aproximadamente 1100 mm/a (Febrillet y otros 1987), que está de acuerdo con el valor para la cuenca del Río Yásica considerando la falta de bosques.

El caudal medio de los manantiales del Río Sonador se señala como:

$$Q_m = 2.15 \text{ m}^3/\text{s}$$

Este caudal es determinado por las lecturas que se hacen a diario en una mira de latón, la cual se encuentra en un canal natural. Partiendo de este valor medio y una descarga específica, de $q=47.6 \text{ l}/(\text{s km}^2)$ se deduce el tamaño de la cuenca subterránea de la zona (A_p)

$$A_p = \frac{Q_m \cdot 1000}{q} = 45,2 \text{ km}^2$$

Geológicamente, los manantiales del Río Sonador se encuentran en la margen norte del bloque cárstico sobre rocas margosas (fig. 4). Ya que este bloque cárstico tiene todos los indicios del carst tropical, esto es muy permeable, los estratos margosos subyacentes deberán ser considerados como una base impermeable. La base de este bloque cárstico se inclina hacia el norte. En el área donde se encuentra este bloque cárstico, faltan arroyos, y las dolinas se encuentran muy espaciadas, así que con toda seguridad se debe suponer, que la zona de recarga se halla al sur sobre la divisoria orográfica, y llega hasta la línea sur del afloramiento tectónico (EBERLE Comunicación Personal). Este bloque cárstico tiene sobre un estrato margoso subyacente un área de 55 km^2 ; de ellos se desaguan 45.2 km^2 máximo 51 km^2 en los manantiales del Río Sonador, los que abiertamente afloran en el punto más profundo de los estratos.

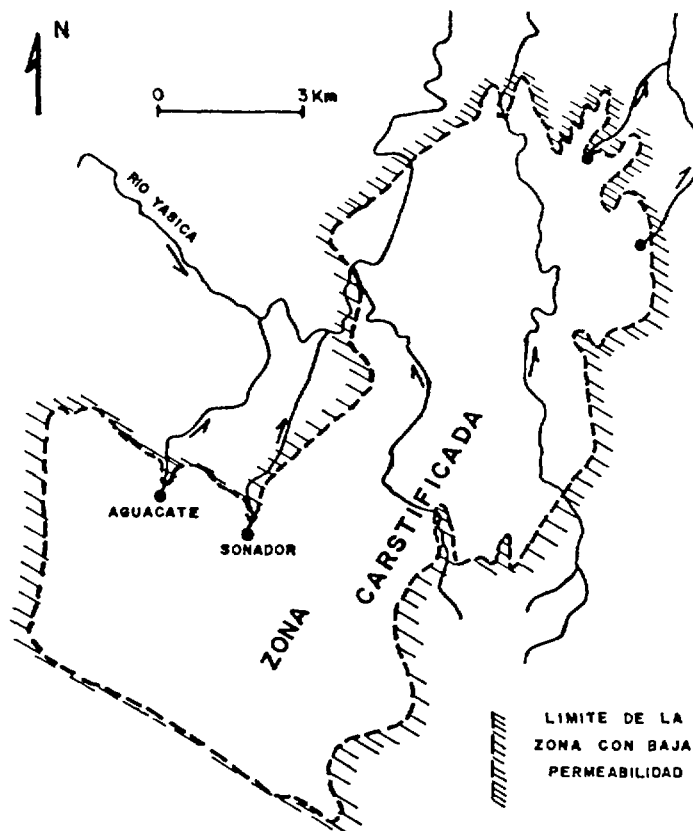


FIG.4. Manantiales del río Sonador y del río Aguacate.

En su totalidad el bloque cárstico alcanza alturas de hasta 950 m.s.n.m. Al oeste predominan las alturas entre 700 y 900 m.s.n.m., al este algunas entre 500 y 700 m.s.n.m.

4. Resultados de los Estudios Isotópicos

Los manantiales 1, 2 y 3 del Río Sonador y los canales colectores de los manantiales del Sonador fueron estudiados en intervalos regulares, para determinar el contenido de los isótopos estables y unas tomas de muestras para determinar el contenido de tritio y carbono-14. Además al oeste del Sonador, en el Río Aguacate, el cual nace en el mismo bloque cárstico que el Río Sonador, se muestreaba regularmente y se tomaban muestras mensuales en tres estaciones pluviométricas (fig. 3).

4.1 Oxígeno-18 en la precipitación

De las estaciones pluviométricas del Aeropuerto de Puerto Plata en 10 m.s.n.m., Yásica en 130 m.s.n.m. y La Cumbre en 700 m.s.n.m. (fig. 1) durante 1.5 año se comprobaron los valores medios anuales en el contenido de los isótopos estables ($\delta^{18}O$) y la variación de estos valores ($\Delta\delta^{18}O$). Como resultado se tiene:

		$\delta^{18}O$	$\Delta\delta^{18}O$
Puerto Plata	10 m.s.n.m.	2,00 ‰	5,90 ‰
Yásica	130 m.s.n.m.	3,34 ‰	5,02 ‰
La Cumbre	700 m.s.n.m.	3,80 ‰	5,40 ‰

Como se esperaba, el contenido de oxígeno-18 se aumenta con la altura topográfica. Esta recepción se comporta como en el suroeste de la República Dominicana -0,25 ‰ cada 100 m. de aumento de altura.

La variación total del contenido del oxígeno-18 se comporta en promedio como $\Delta\delta^{18}O = 5,44 \pm 0,44$ ‰.

4.2 Oxígeno-18 en los manantiales

El contenido promedio de oxígeno-18 de los manantiales estudiados se comporta de la siguiente manera:

Sonador 1	$\delta^{18}O = -3,11$ ‰
Sonador 2	$\delta^{18}O = -3,26$ ‰
Sonador 3	$\delta^{18}O = -3,09$ ‰
Río Sonador	$\delta^{18}O = -3,20$ ‰
Río Aguacate	$\delta^{18}O = -2,99$ ‰

Si se compara el contenido de oxígeno-18 de las salidas de cada canal colector del Río Sonador, será evidente que la aportación de aguas subterránea del carst, del manantial 2 es más fuerte que la de los manantiales 1 y 3 juntos. Un cálculo sencillo indica que el aporte del manantial 2 es aproximadamente 62,5 ‰ con respecto de los manantiales 1 y 3 juntos.

Por el cambio del contenido en los isótopos estables con la altura topográfica ($c = -0.25 \text{ ‰}/100 \text{ m}$) y en relación con el contenido medio de isótopos estables en la estación pluviométrica La Cumbre ($C_{LC} = -380 \text{ ‰}$) en 700 m.s.n.m. (H_o), se calcula de los contenidos de los isótopos estables en los manantiales del Sonador (C_S) la altura media de las zonas de recarga:

$$H = H_o + \frac{C_{LC} - C_S}{c} 100$$

De ahí resulta para:

Sonador 1	420 m.s.n.m.
Sonador 2	480 m.s.n.m.
Sonador 3	420 m.s.n.m.
Río Sonador	460 m.s.n.m.
Río Aguacate	380 m.s.n.m.

Las salidas de los manantiales se encuentran aproximadamente a 100 m.s.n.m. (SWECO 1981) y así la altura media de la zona de recarga se encuentra entre los 100 y 950 m.s.n.m., esto corresponde al medio aproximado de 450 m.s.n.m. Conforme a que el bloque cárstico, del cual nacen los manantiales del Río Sonador, en el oeste tiene mayores alturas medias que en el este, se debe aceptar, que la zona de recarga de los manantiales del Río Sonador predominantemente se encuentra en la parte oeste del bloque. El manantial del Río Aguacate, por el contrario, tiene su zona de recarga en zonas bajas de la parte oeste del bloque cárstico.

Los tres manantiales del Río Sonador indican fuertes variaciones con las estaciones del año en su contenido de oxígeno-18

	$\Delta \delta^{18}\text{O}$
Sonador 1	0,45
Sonador 2	0,87
Sonador 3	0,71
Río Sonador	0,89
Río Aguacate	1,19

Por estas variaciones grandes, la base de la frecuencia de las tomas de muestras fue un poco prolongada y entonces las variaciones obtenidas seguro presentan valores mínimos como las variaciones respectivas en la precipitación, de 5.44 ‰, y

se calculó el tiempo medio de residencia de las aguas subterráneas (OESCHGER & GUGELMANN 1974)

$$T = \frac{1}{w} \sqrt{\frac{1}{t^2} - 1}$$

Con $W = 2\pi$

y $t = \frac{180 \text{ manantial}}{180 \text{ precipitación}}$

Para

Sonador 1	T = 1,9 a
Sonador 2	T = 1,0 a
Sonador 3	T = 1,2 a
Río Sonador	T = 1,0 a
Río Aguacate	T = 0,7 a

Estos tiempos medios de residencia indican en que tiempo se puede evacuar el depósito subterráneo, cuando se supone, que no se formaría una recarga de las aguas subterráneas. (Ver capítulo 4). Este tiempo medio de residencia determina, en las sequías, cuan rápido se evacúa el reservorio cárstico.

$$Q(t) = Q(0) e^{-t/T} = Q(t) e^{-\beta t}$$

$$\beta = 1/T \text{ (ver capítulo 4 y PFAFF 1986)}$$

Con los tiempos medios de residencia ya mencionados, la recarga y una supuesta porosidad media de las rocas carstificadas se podrá calcular el espesor medio del acuífero en la cuenca subterránea.

$$H = \frac{TR}{n}$$

El espesor asciende a:

Sonador 1	H = 57 m.
Sonador 2	H = 30 m.
Sonador 3	H = 36 m.
Río Sonador	H = 30 m.
Río Aguacate	H = 21 m.

Este resultado significa, que el agua subterránea de la cuenca del Río Sonador puede ser de hasta 100 m de espesor. La cuenca subterránea del manantial del Río Aguacate tiene un lugar al margen del bloque de caliza y alcanza máximo 40 m. de espesor. Debido al tiempo medio de residencia, muy corto en esta zona del carst tropical, el gran espesor del acuífero junto con la gran recarga en el bloque cárstico, forman la base por lo que los manantiales del Río Sonador no se secan muy rápido.

4.3 Tritio y Carbono-14 en las aguas de los manantiales

Todos los valores de tritio (tabla 1) se agrupan alrededor de 5,4 U.T. y corresponden a contenidos de tritio en las precipitaciones actuales. Además se observan en los manantiales variaciones estacionales del tritio.

Los valores de carbono-14 (tabla 2) se encuentran alrededor de 83% de carbono moderno, son muy altos e indican que no se encuentra ningún componente de agua vieja en el flujo de los manantiales del Sonador y Aguacate. Los valores del carbono 13 se agrupan alrededor de 12.5 ‰.

Tabla 1 El contenido del tritio en las aguas subterráneas en la cuenca del Río Sonador y Aguacate.

Lugar	Fecha	U.T.
Sonador 1	8.1984	3.8 [±] 0.7
Sonador 1	9.1984	4.1 [±] 0.7
Sonador 1	4.9185	5.1 [±] 1.1
Sonador 1	5.1985	5.8 [±] 0.8
Sonador 1	6.1985	4.9 [±] 0.7
Sonador 2	8.1984	4.6 [±] 0.7
Sonador 2	9.1984	4.4 [±] 0.7
Sonador 2	2.1985	4.2 [±] 0.9
Sonador 2	4.1985	4.5 [±] 1.1
Sonador 2	5.1985	5.5 [±] 0.9
Sonador 2	6.1985	4.7 [±] 0.7
Rio Sonador	8.1984	4.7 [±] 0.7
Río Sonador	12.1984	5.0 [±] 0.7
Río Sonador	4.1985	5.7 [±] 0.7
Río Sonador	5.1985	5.9 [±] 0.7
Río Sonador	6.1985	5.1 [±] 0.7
Aguacate	2.1984	7.7 [±] 1.0
Aguacate	8.1984	7.5 [±] 0.7
Aguacate	2.1985	6.1 [±] 1.1
Aguacate	4.1985	6.9 [±] 0.9
Aguacate	5.1985	7.7 [±] 0.8
Aguacate	6.1985	7.2 [±] 0.7

Tabla 2 El contenido del carbono-14 en las aguas subterráneas en la cuenca del Río Sonador y Aguacate.

Lugar	Fecha	C-14 pmc	$^{13}\text{C} \text{ ‰}$
Sonador 1	10.1984	80.3 ± 4.1	-12.4
Río Sonador	10.1984	92.2 ± 4.5	-11.8
Aguacate	10.1984	77.6 ± 4.9	-12.6

5.- Análisis de sequía

El análisis tradicional en tiempos de sequía da como resultado el tiempo medio de residencia de las aguas subterráneas si la descarga no contiene una componente puramente superficial o de dos reservorios diferentes, y si la salida de las aguas subterráneas está situada en la base del acuífero. Estas condiciones son verificadas en los manantiales del Río Sonador. Mediante un análisis de los caudales en tiempos de sequía, se puede soportar y confirmar los tiempos medios de residencias determinados con isótopos estables o radiactivos.

Del Río Sonador existen mediciones de flujo desde 1955 hasta 1964 y de 1984, los cuales se consiguieron mediante las mediciones diarias en una mira de latón. Ya que estas mediciones solamente abarcan los flujos de agua subterránea, se puede abarcar el comportamiento del caudal de los tres manantiales del Sonador en tiempos sin lluvia de la relación.

$$Q(t) = Q(0) e^{-\beta t}; \beta = \frac{1}{T}$$

Los resultados de este análisis muestran, que para un caudal $Q(0) > 1,2 \text{ m}^3/\text{s}$

el tiempo medio es de

$$T_h = 33 \text{ días}$$

y para caudales $Q(0) < 1,2 \text{ m}^3/\text{s}$

$$T_h = 125 \text{ días}$$

El valor mencionado últimamente no se encuentra lejos del valor determinado isotópicamente, que fue de aproximadamente 438 días

La diferencia entre el tiempo medio de residencia hidráulico y el tiempo medio de residencia isotópico se apoya ante todo, en que los intervalos de tiempo para el muestreo fueron elegidos muy grandes; tomando muestreos isotópicos en un tiempo más corto, las extensiones de las fluctuaciones isotópicas serían más altas y con esto, seguramente, los tiempos medios de residencia también hubieran sido más cortos.

Tomando en cuenta que, en el llamado tiempo de sequía de junio a septiembre/octubre (aprox. 140 días) las precipitaciones con menos de 300 mm/mes no contribuyen a la recarga de aguas subterráneas de esa forma los caudales de los manantiales en casos desfavorables pueden disminuir hasta $0.6 \text{ m}^3/\text{s}$.

Considerando un tiempo de sequía de 310 días (fig. 5) la descarga disminuye hasta $0.5 \text{ m}^3/\text{s}$. Estos valores calculados son confirmados por un tiempo de observación de los caudales del Río Sonador de 11 años que da como resultado que el caudal mínimo fue de $0.5 \text{ m}^3/\text{s}$.

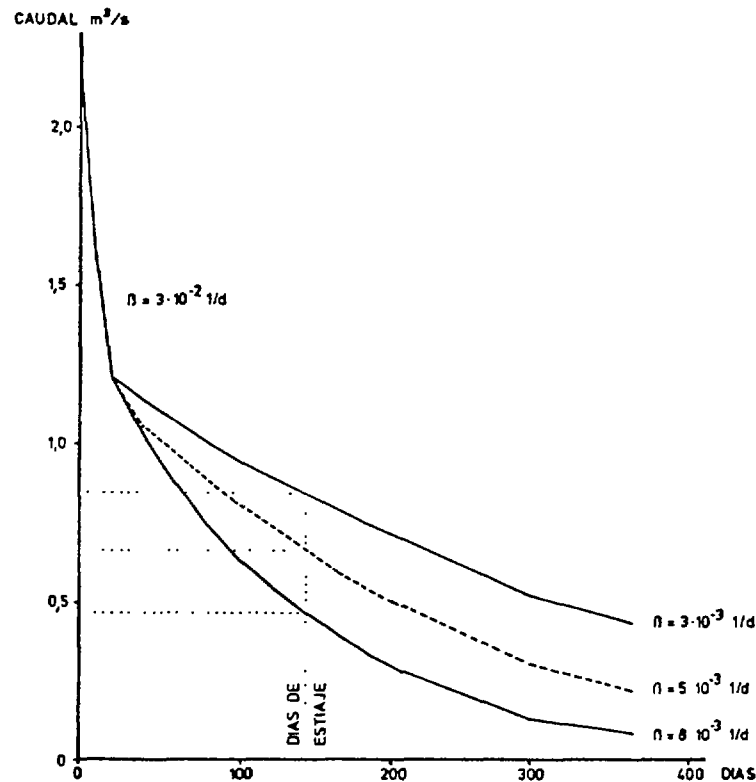


FIG.5. Descarga del río Sonador en tiempos de estiaje.

ESTUDIOS ISOTOPICOS E HIDROGEOLOGICOS EN LA REGION SUROESTE DE LA REPUBLICA DOMINICANA

J.F. FEBRILLET, E. BUENO

Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos,
Santo Domingo, República Dominicana

K.P. SEILER, W. STICHLER

Institut für Hydrologie,
Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung mbH,
Neuherberg, República Federal de Alemania

Resumen-Abstract

ESTUDIOS ISOTOPICOS E HIDROGEOLOGICOS EN LA REGION SUROESTE DE LA REPUBLICA DOMINICANA.

La región suroeste es la más pobre de la República Dominicana debido a lo adverso de su medio ambiente. Dos Sierras de calizas carstificadas con pliegues y fallas atraviesan el área encontrándose entre ambas el Lago Enriquillo debajo del nivel del mar.

La precipitación es inferior a la evapotranspiración potencial en las zonas bajas y superior en las zonas montañosas y la recarga de las aguas subterráneas fue determinada para la cuenca del Lago Enriquillo de 181 a 227 mm/a. Con los isótopos estables la altura media de recarga fue determinada de 1000 a 2000 m.s.n.m. Las grandes alturas orográficas con mayores precipitaciones contribuyen más a la recarga del Lago Enriquillo que a la zona costera de la Sierra de Bahoruco y que a la porción sur de la misma. El tiempo medio de residencia fue determinado por medio de la variación de las concentraciones de los isótopos estables, con isótopos radiactivos ambientales y con un análisis de la descarga en tiempo de estiaje, deduciéndose que en las zonas longitudinales de la Sierras los caudales fluyen más rápidos que en las zonas transversales. Ambos hechos están relacionados con zonas de dilatación y de compresión tectónica.

El acuífero carstificado parece subdividirse en tres pisos con aumento de la capacidad de almacenamiento con la profundidad. Cada piso parece homogéneo desde el punto de vista del campo de flujo en gran escala. El desarrollo de las aguas subterráneas es más favorable en los pisos bajos que afloran al pie de las Sierras, siendo más favorables en la cuenca del Lago Enriquillo que en las otras cuencas. De los resultados isotópicos e hidrogeológicos hay en la cuenca del Lago Enriquillo cinco áreas donde un desarrollo con aguas subterráneas puede hacerse en el futuro. En las otras cuencas el desarrollo de las aguas subterráneas parece problemático.

ISOTOPIC AND HYDROGEOLOGICAL INVESTIGATIONS IN THE SOUTHWEST REGION OF THE DOMINICAN REPUBLIC.

The southwestern part of the Dominican Republic is quite poorly developed. Two mountain ranges, that are strongly folded and faulted cross this area with the Lago Enriquillo in between, whose water level is below sea level.

In the low lands evapotranspiration exceeds precipitation and vice versa in the high lands rising up to 2367 m.a.s.l. Water balance shows groundwater recharge of 181 a 227 mm/a in the catchment area of the Lago Enriquillo. With the aid of stable isotopes the mean altitud of groundwater recharge was determined to be in the range of 1000 and 2000 m.a.s.l. High altitudes contribute more to the catchment area of the Lago Enriquillo than to the neighbouring areas like coastal area of the Sierra de Batoruco and its southern foreland. Considering the regional distribution of stable isotopes in groundwater and determining its mean residence time by means of stable isotopes variations, the content of radioactive environmental isotopes and an analysis of recession flow in dry times leads to the result. That discharge is quicker in longitudinal than in transverse direction of the mountain ranges. This is due to tectonic dilatation and compression in the respective directions.

The acuifer seems to be subdivided in three floors with an increase of storage capacity with depth. On large scale each floor has a more or less homogeneous groundwater flow field. The development of artificial recharge is mainly bound to the lowest floor along the low lands of the mountain ranges. From isotope results and hydrogeologic investigations there are five areas in the catchment area of the Lago Enriquillo for future exploitation. In the catchment areas neighbouring the Lago Enriquillo this seems to be problematic.

1.- Introducción

La isla de Santo Domingo forma parte del archipiélago de las Antillas, y está situada en la parte norte de la placa tectónica del Caribe. La República, con un área de 48,422 km², ocupa la parte oriental de la isla. El sistema orográfico (fig. 1) es complejo y está formado por cinco (5) sistemas montañosos, siendo la Cordillera Central la más prominente y posee la mayor elevación de las Antillas (Pico Duarte 3,175 m.s.n.m.) Las llanuras del país ocupan un 40% del territorio. Estos dos sistemas geográficos forman una sucesión de horst y graben al atravesar la isla de norte a sur, encontrándose a lo largo de esta línea: La Llanura Costera del Atlántico, la Cordillera Septentrional, Valle del Cibao, Cordillera Central, Valle de San Juan, Sierra de Neiba, Sierra de Batoruco y Llanura Costera del Caribe. Existe una orientación preferencial (noroeste- sureste) en la geología, estructura y geografía de la isla.

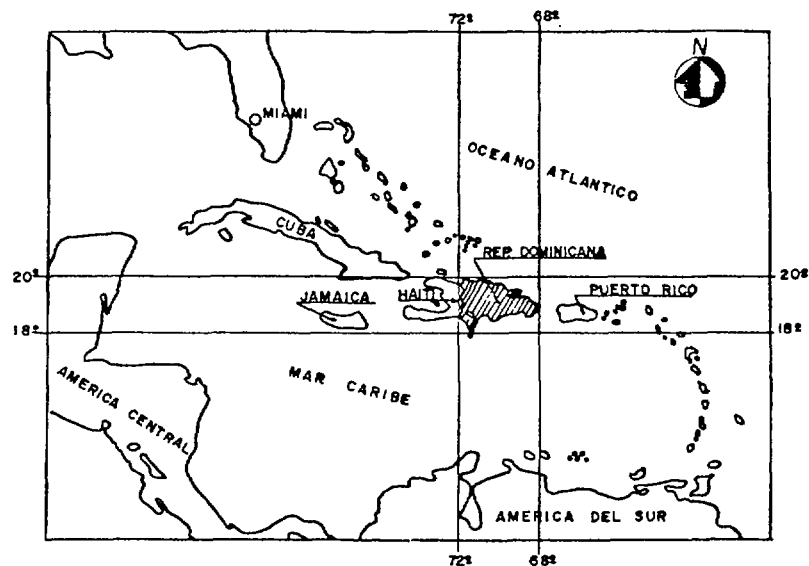


FIG.1. Localización de la zona de estudio.

La región suroeste, que es la más pobre del país debido a lo adverso de su medio ambiente, consta de cuatro zonas principales, las cuales de norte a sur son:

- i) Sierra de Neiba, con unos 835 km² aproximadamente en la zona de estudio y elevación máxima de 2279 m.s.n.m. en el Pico Neiba, se caracteriza por precipitación de 1600 mm en las zonas más elevada a 800 mm en su falda (fig. 2) y carst desarrollado y rápidas infiltraciones. Predomina la roca caliza del terciario.
- ii) Valle de Neiba, con unos 2300 km² aproximadamente y depresión de 40 metros por debajo del nivel del mar en el Lago Enriquillo. Se caracteriza por un paisaje semiárido con precipitación cercana a 700 mm y evaporación superior a los 2000 mm, con escaso escurrimiento superficial y grandes problemas de salinidad en los suelos.

- iii) Sierra de Bahoruco, con unos 2074 km² y elevación máxima de 2367 m.s.n.m. en la Loma de Toro. La Sierra de Bahoruco consiste de calizas carstificadas y se caracteriza por no tener grandes ríos (el mayor es el Río Nizaito con 3,87 m³/s en la zona costera) a pesar de recibir precipitaciones superiores a los 2000 mm anuales (fig. 2) y por el extremado desarrollo cárstico superficial de las calizas del Eoceno, donde se han observado fuertes depresiones.

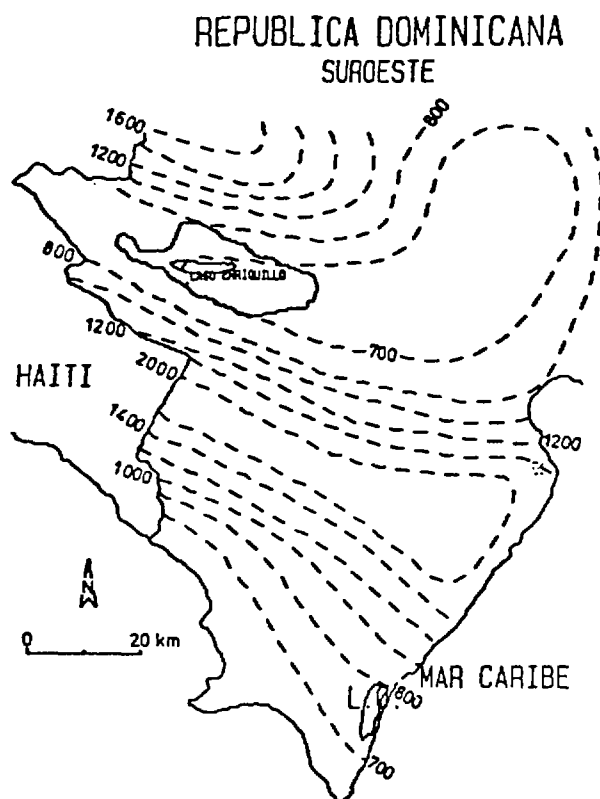


FIG.2. Distribución de la lluvia.

- iv) La Península Sur de Barahona, con unos 1340 km² aproximadamente, consiste de calizas y se caracteriza por marcadas dolinas y por terrazas escalonadas. Su precipitación oscila entre 400 mm y 1000 mm anuales y existen pequeños escurrimientos superficiales alrededor del pueblo de Pedernales.

Los objetivos de este proyecto son: Identificación de las zonas de recarga, direcciones del flujo, velocidad de reposición, potencial y edad de las aguas subterráneas en las áreas cársticas de la Región Suroeste y realización del balance hídrico en dicha región.

Para ello se estableció y operó durante dos años y medio, una red de muestreo compuesta de 123 lugares localizados en ríos, manantiales, pozos, lagos y lagunas (fig. 3) y de precipitación, recolectándose mil (1000) muestras para deuterio, oxígeno-18, tritium y carbono 14. Además fueron evaluados todos los resultados hidrodinámicos e hidrogeológicos disponibles para confirmar y completar las interpretaciones isotópicas.

REPUBLICA DOMINICANA

SUROESTE

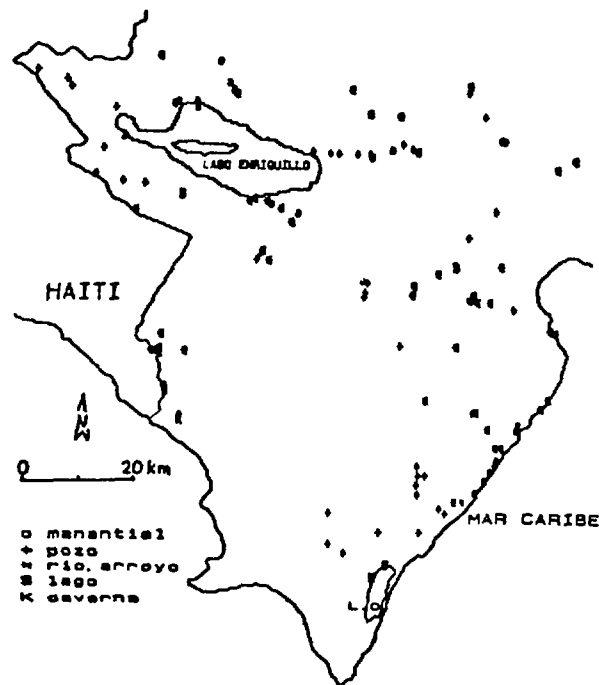


FIG.3. Puntos de muestreos.

2.- Geología (OSIRIS 1983)

La formación PLAISANCE del Eoceno inferior-medio consiste de calizas litográficas a cristalinas bien estratificadas; aflorando principalmente en la zona central de la Sierra de Bahoruco con espesor de unos 700 m. Arriba siguen calizas porosas con tectura oolítica, llamadas ACEITILLAR, del Eoceno medio, que afloran en grandes partes de la Provincia de Pedernales y están conectadas con depósitos de bauxita.

La formación NEYBA del Eoceno medio a superior consiste de calizas estratificadas, fuertemente carstificadas formando áreas extendidas en la Sierra Neyba y con espesor de unos 900 m.

La formación SOMBRERITO del Eoceno superior a Oligoceno consiste de calizas margosas ricas en sulfatos. Su espesor es de 800 a 1500 m aflorando al flanco sur y norte oriental de la Sierra de Neyba y en el flanco norte y oriental de Bahoruco. Su permeabilidad varía con la presencia de las margas.

La formación PEDERNALES del Oligoceno consiste de calizas compactas, bien estratificadas y forman grandes partes del sur de la Sierra de Bahoruco.

La formación LEMBA del oligoceno consiste de calizas cretosas.

La formación RIO ARRIBA, del Mioceno Medio, consiste de una serie de calizas cristalinas, calizas margosas y margas, asociadas con interestratos de arcillas calcáreas, areniscas amarillentas, conglomerados calcareos y pedernal. Espesor 300 m.

La formación ANGOSTURA, del Mioceno Inferior, está constituida por estratos dislocados de yeso color blanco a verde pálido de hasta 2 m. de espesor, interestratificados con capas de shale gris a verdoso y estratos de halita color blanco. Su espesor es de unos 1425 m. y es poco permeable.

La formación LAS SALINAS, del Mioceno Medio Superior, está constituida por areniscas rojizas bien estratificadas y pobremente cementadas, conglomerados finos, shale gris, calizas fosilíferas y coquinas que afloran en el área norte de la loma de sal y yeso, así como al norte de los cerros de Cristobal. Su espesor es de unos 200 m. y es poco permeable.

La formación ARROYO BLANCO, del Mioceno Superior, consiste de areniscas grises pobremente cementadas, interestratificadas con capas de shale blando a compacto de color amarillento a gris, conglomerados polinúticos rojizos, calizas arrecifal y gruesas capas de yeso que afloran en las inmediaciones del Río Yaque del Sur, principalmente en la zona norte de Fondo Negro y Quita Coraza. Su espesor oscila de 700 a 800 m. y es poco permeable.

Las formaciones del CUATERNARIO, están constituidas por abanicos aluvionales, sedimentos lacustres y coral.

2.1 Téctonica

Las dos Sierras son fuertemente plegadas y tienen muchos sinclinales y anticlinales en dirección noroeste sureste. Estas estructuras son acompañadas de grandes fallas con el mismo corrimiento.

El Valle de Neiba, entre las dos Sierras, forma un gran graben profundo con gravas, arenas y arcillas cuaternarias cercanas de la superficie actual. En grandes partes de esta zona se encuentran suelos salinos y el Lago Enriquillo con un nivel de agua 40 m. de bajo del nivel del mar.

2.2 Hidrogeología

El área de estudio consiste en cinco unidades hidrogeológicas que incluyen las formaciones:

Plaisance, Aceitillar y Neiba con permeabilidades del orden de 10^{-4} a 10^{-5} m/s y fuertes manantiales.

Sombrerito, con pequeñas permeabilidades y manantiales.

Pedernales, Lemba, Trinchera, Río Arriba y Angostura con permeabilidad entre 10^{-4} y 10^{-5} m/s, y fuertes manantiales.

Las Salinas y Arroyo Blanco con pequeña permeabilidad.

Depósitos cuaternarios con permeabilidades de 10^{-5} a 10^{-3} m/s

Debido a la permeabilidad de las calizas y su fuerte carstificación superficial son escasas las corrientes en las dos Sierras. El límite tectónico entre las Sierras y el graben de Neiba se distingue por un alineamiento de muchos manantiales. No se dispone de una piezometría adecuada para juzgar el flujo subterráneo en detalle.

La conductividad de las aguas subterráneas en las dos Sierras es del orden de 440 ± 220 uS/cm (referido a 20°C) y aumentan del norte hacia el sur. En el Valle de Neiba se encuentran conductividades del orden de 750 uS/cm hasta 4000 uS/cm en pozos cerca de Camisón, Mencia y Barahona. En las lagunas la conductividad es más alta, 50,000 uS/cm en la laguna de Oviedo y 120,000 en el Lago Enriquillo. Estas variaciones de la conductividad dependen del cambio de las concentraciones de los cloruros y del sodio y solamente por partes de las variaciones de los sulfatos del calcio y del magnesio

3. Resultados

3.1 Balance Hídrico

Las aguas subterráneas poseen dos puntos de descarga; el mar Caribe y el Lago Enriquillo a 40 m debajo del nivel del mar, el cual es considerado como una depresión de bombeo natural en un ambiente montañoso y carstificado.

Para el Lago Enriquillo, un balance hídrico basado en la evaporación potencial (E) determinada entre 2000 y 2500 mm/a, con evaporímetros (1967-1983), el área del Lago (AL = 282 km²) y el área superficial de la cuenca de aproximadamente AS = 3100 km² indican que la recarga para la zona del Lago Enriquillo es del orden de:

$$R = \frac{AL \ E}{AS}$$

181 a 227 mm/a. Este valor aumentaría en aproximadamente 30% si se considerara la evaporación de los suelos salinos desnudos, por tanto este balance hídrico considera solamente los aportes al Lago Enriquillo.

Con respecto de la lluvia media de 1300 mm/a, en la cuenca superficial la evaporación real sería del orden de 1100 mm/a como máximo.

3.2 Isótopos estables en la lluvia

Durante un año se tomó la lluvia de 8 estaciones en diferentes lugares y alturas y fueron muestreadas mensualmente para conocer su variación con la distancia de la costa y con la altura.

Los lugares de estas estaciones se presentan en la fig. 4. Como era esperado las variaciones máximas, en el contenido de

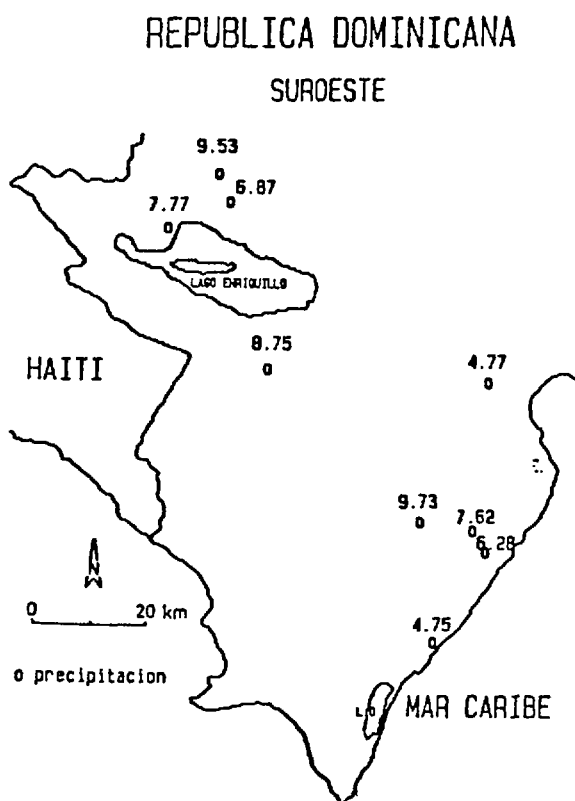


FIG.4. Variaciones del oxígeno-18 en estaciones de lluvia.

los isótopos estables, aumentan con la distancia de la costa y del hecho de que solamente las lluvias en exceso de la evapotranspiración producen infiltraciones en las rocas en el interior del área del estudio, se excluyeron las dos estaciones costeras y se obtuvo una variación para el ^{18}O de:

$$\alpha^{18}\text{O} = 8,12 \pm 1,2\text{‰}$$

Este valor sirvió de base para determinar el tiempo de residencia media sobre la base de las variaciones isotópicas en las aguas subterráneas.

Además considerando los valores ponderados del contenido de isótopos estables en las lluvias, se obtiene que su relación con la altura (fig. 5) da por resultado una disminución del ^{18}O por cada 100 m de aumento de altura de 0.24 ‰, lo que está de acuerdo con resultados en otras regiones en el mundo (GAT & GONFIANTINI 1981).

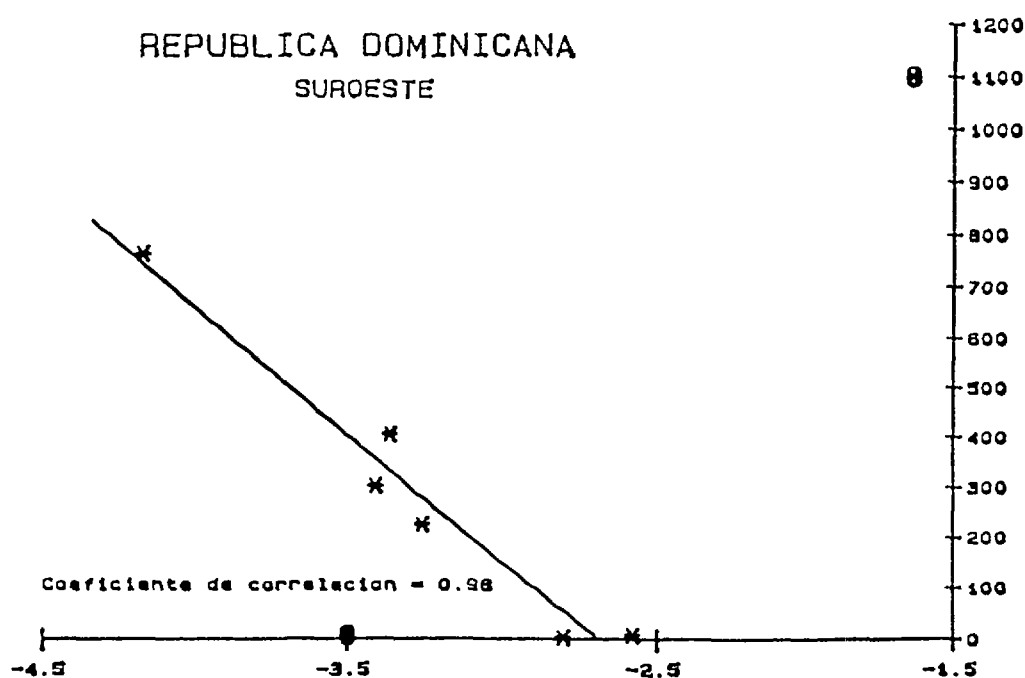


FIG. 5. Variación del oxígeno-18 con la altura.

3.3 Recta Meteórica

El contenido de isótopos estables en las muestras de agua de pozos, ríos y manantiales de la Región Suroeste varían entre -6.61 ‰ y -3.05 ‰ como valores medios para el oxígeno 18 y entre -37.9 ‰ y -13.3 ‰ para el deuterio como valores extremos del primer muestreo estando relacionados de tal manera (fig. 6) que su pendiente es 8 y el exceso de deuterio oscila entre 11 y 17.6 con un promedio de 14.2 ± 1.8

Por tanto la ecuación de la recta meteórica es:

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 14.2$$

Los valores de los isótopos estables de los lagos y lagunas son más pesados que los del agua subterránea y se agrupan a lo largo de una recta de evaporación (fig. 6) con una pendiente de aproximadamente 5.5.

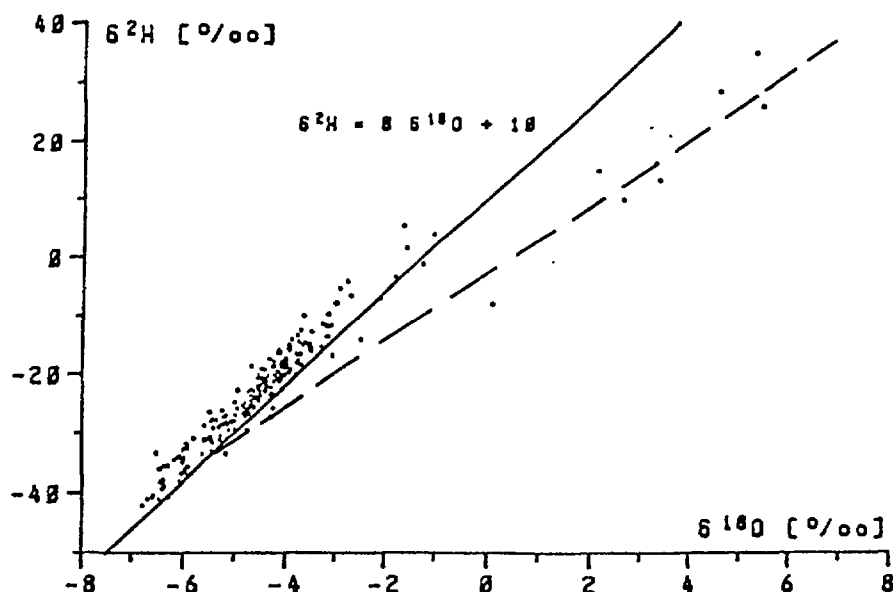


FIG.6. Diagrama del oxígeno-18 y del deuterio en la zona del estudio con la recta meteorica mundial y la recta de evaporación.

3.4 Altura de recarga para los lugares de muestreo

En el área de investigación hay 101 lugares donde se muestrearon manantiales, pozos y ríos de manera repetida durante los años 1984 a 1986. Con los valores medios de cada punto de muestreo y con el cambio de la concentración de los isótopos estables con la altura (capítulo 3.2) se obtuvieron las alturas medias de recarga para cada lugar.

El resultado de esta evaluación es presentado en la fig. 7. Aquí se ven grupos de puntos de muestreo con una dispersión muy pequeña en las alturas de recarga de las aguas subterráneas. En el

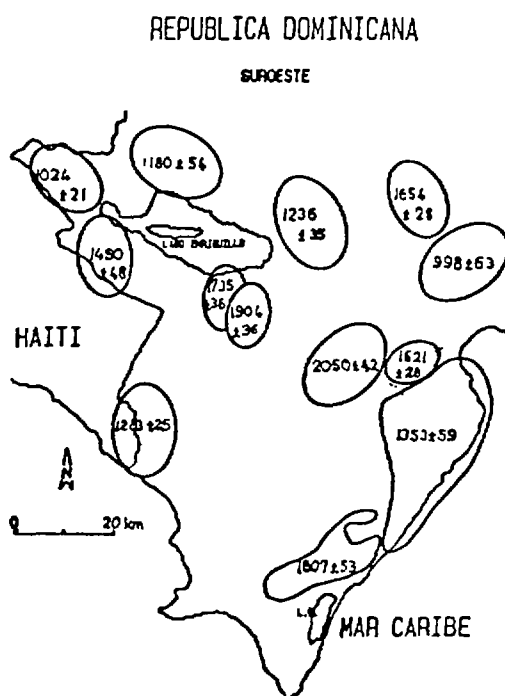


FIG.7. Altura media de recarga.

área de Pedernales las alturas medias de recarga son más bajas que en la zona sur y sureste del Lago Enriquillo, lo que indica cualitativamente que la subdivisoria superficial está situada más al norte que la subdivisoria subterránea (capítulo 3.6). Este resultado está de acuerdo con las consideraciones hidráulicas basadas en el hecho de que la altura de descarga es de -40 m.d.n.m. en el Valle de Neiba y $\pm$ 0 m.s.n.m. en el Mar Caribe al sur del área de investigación.

La porción sur del Lago Enriquillo obtiene su recarga de la Sierra de Bahoruco de altura hasta 2367 m.s.n.m. que corresponde a las alturas con mayores precipitaciones (fig. 2). Por el contrario la porción norte del Lago Enriquillo es alimentada por aguas subterráneas de alturas medias. Solamente en el nordeste del Lago Enriquillo hay aguas subterráneas que son recargadas en alturas cercanas a los 1650 m.s.n.m. Estas aguas tienen su zona de recarga en el oeste de la Sierra de Neiba y evidentemente el flujo subterráneo es más pronunciado a lo largo de elementos tectónicos orientados oeste-este que a lo largo de elementos norte-sur. La zona este-oeste corresponde a una zona de dilatación del punto de vista tectónico y por el contrario la zona norte-sur corresponde a una zona de compresión (ver capítulo 3.5).

La zona de recarga a lo largo de la costa entre Barahona y Oviedo tiene una recarga de alturas medias situadas muy próximo al mar Caribe.

Solamente en una angosta zona al norte de la Laguna de Oviedo se ve que el agua subterránea tiene su recarga a mayor altura. Esta recarga proviene probablemente de escasas corrientes superficiales que descargan de la Sierra de Bahoruco en dirección sur y que se infiltran localmente en alturas menores como en la depresión cárstica del Pelémpito.

3.5 Tiempos medios de residencia de las aguas subterráneas

En algunos lugares existe una pequeña variación anual en el contenido de los isótopos estables (fig. 8) y en otras estas son mayores (fig. 9). En todos los lugares se observa un ligero aumento durante los dos años de investigación.

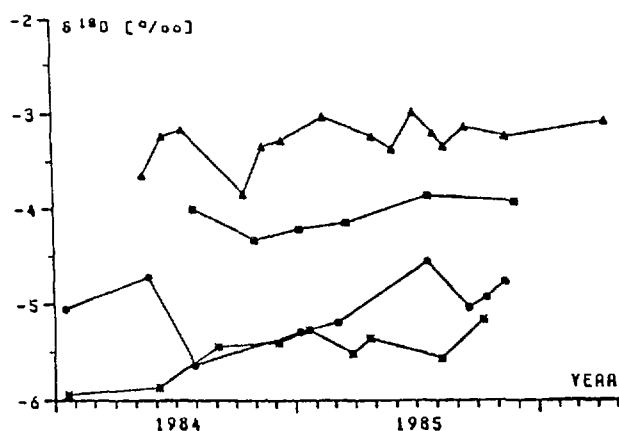


FIG. 8.

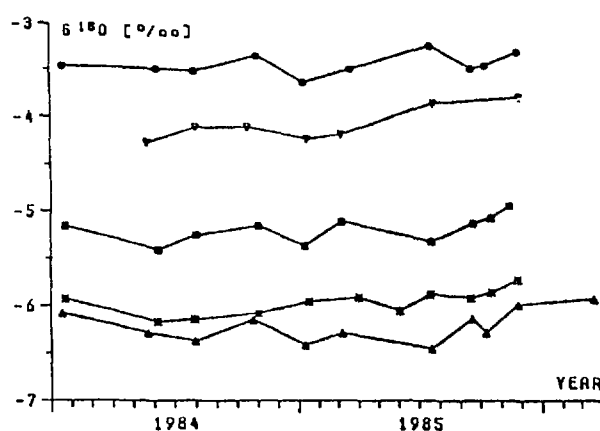


FIG. 9.

Variaciones de las concentraciones del oxígeno-18 en función del tiempo.

Considerando las variaciones estacionales de los isótopos estables en el agua subterránea, con respecto a las variaciones de la lluvia, se obtiene el tiempo medio de residencia del agua, de acuerdo con la ecuación:

$$T = \frac{1}{W} \sqrt{\frac{1}{f^2} - 1} \quad (\text{OESCHGER \& GUGELMANN 1974})$$

$$W = 2\pi$$

Con esta evaluación se obtienen dos grupos de tiempo medio de residencia:

- Un grupo con valores medios de $T = 2.10 \pm 0.93$ años (para el 65% de los valores) en sentido longitudinales, y
- Otro grupo con valores mayores de 4 años (35% de los valores) en sentido transversal.

Los dos grupos de valores indican que hay un espacio de almacenamiento más o menos importante en los acuíferos karstificados que pueden ser la base para un desarrollo económico de sus recursos subterráneos.

Los valores con un tiempo medio de residencia mayor de 4 años (fig. 10), se agrupan en su mayoría en las zonas transversales de las dos Sierras, porque ésta zona corresponde a una zona de compresión tectónica, en otras palabras en esta zona transversal las fisuras estrechas, del punto de vista estadístico, son más importantes que las fisuras anchas en el drenaje subterráneo.

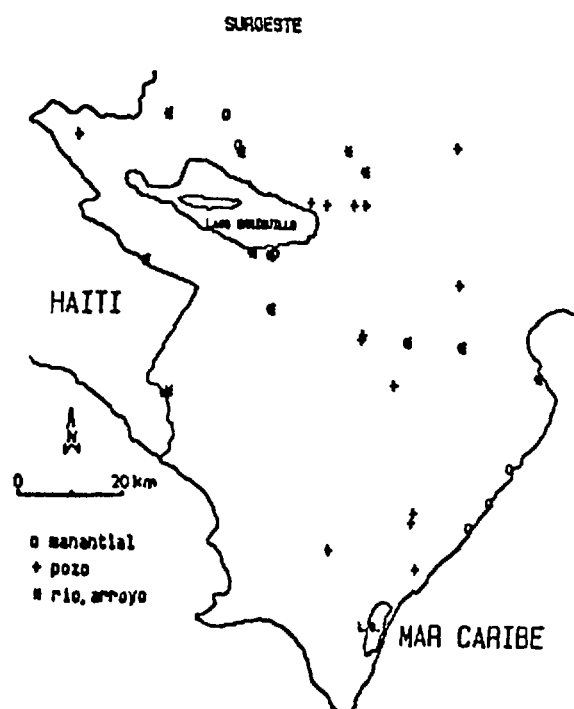


FIG.10. Lugares con tiempo medio de residencia mayor de cuatro años.

En concordancia con este resultado de los isótopos estables en la zona transversal el contenido de tritio de las aguas subterráneas es menor de 1.1 U.T. Estas mediciones fueron localizadas en lugares elegidos para controlar las evaluaciones de los isótopos estables.

Los análisis de 25 muestras de carbono 14 indican que en la región predominan valores superiores al 50% moderno, con oscilaciones del carbono 13 entre -8 y -13‰, sugiriendo la presencia de aguas recientes, pero en Guayabal, Puerto Escondido a Duvergé, Bermesí (Angostura) y Nueva Rosa se encontraron valores para el carbono 14 entre 22% y 30% moderno y para el carbono 13 de -6.5‰ a -7.9‰ lo que indica la presencia de aguas con más de 50 años (fig.14, tabla 1)

Por el contrario en la zona longitudinal de las Sierras predominan tiempos medios de residencia de 2.1 años. Estas observaciones se refieren solamente a aguas subterráneas sobre el nivel, del mar, ya que no existen observaciones de los manantiales submarinos.

En la zona longitudinal el contenido del tritio es de 5.9 ± 1.5 U.T. que corresponde a la entrada del tritio por lluvias actuales con 5.8 U.T.

3.6 Grado de la carstificación y campo de flujo hidrodinámico

En la zona longitudinal de la Sierra de Bahoruco se dispone también de unos análisis de la descarga en tiempos de estiaje. Con estos análisis se determinó un tiempo medio de residencia de aproximadamente dos años, lo que está de acuerdo con los resultados de los isótopos estables.

Con el análisis de la curva de recesión de caudales en tiempos sin lluvia

$$Q(t) = Q(0) e^{-\alpha t}$$

Se obtuvieron tres diferentes valores valores α de regresión de la descarga en la ecuación

$$\alpha_1 = 4 \cdot 10^{-1} \text{ d}^{-1}$$

$$\alpha_2 = 2 \cdot 10^{-2} \text{ d}^{-1}$$

$$\alpha_3 = 2 \cdot 10^{-3} \text{ d}^{-1}$$

Los valores de α_2 y α_3 son conocidos del carst de zonas templadas y allí, pequeños valores de alfa son interpretados como calizas con poca o aproximadamente sin carstificación (PFAFF 1986). El valor de α_1 es interpretado aquí como representativo del carst tropical. Esta interpretación, que es soportada por observaciones en el campo de investigación, sugiere la existencia de tres pisos de carstificación separadas por zonas de transición con un piso arriba de carstificación muy fuerte y un piso bajo de calizas fisuradas y aproximadamente sin carstificación. Al pie de las Sierras afloran los manantiales y ríos en la zona transversal con valores de α_3 y en la zona longitudinal con valores α_2 .

Considerando la distribución del contenido de isótopos estables en una zona como la del sur del Lago Enriquillo (fig. 11) se ve que las concentraciones medias disminuyen con la altura de descarga de los manantiales y eso indica que hay un campo de flujo muy homogéneo en gran escala, como el representado

Tabla 1

Carbono-14 en las aguas subterráneas del suroeste de la República Dominicana.

Lugar	Fecha	C-14 pmc	^{13}C ‰	^3H
R. Bermesi	20-03-85	20.5	- 6.5	< 1.1 U.T.
La Chorrera, Baitoa	04-06-85	22.7	- 6.8	0.9 U.T.
R. Las Damas	03-06-85	24.6	- 7.7	1.0 U.T.
C. Altomisal	03-06-85	25.1	- 7.9	1.4 U.T.
AD-477501 N. Rosa	19-03-86	28.1	- 6.5	1.4
N. Guayabal	20-03-85	31.3	- 7.7	-
M. Las Barías	21-03-85	43.8	- 9.4	4.7 U.T.
R. Don Juan, Neiba	20-03-85	51.3	- 8.2	2.2 U.T.
AD-557501 Batey	20-09-84	52.2	-10.1	1.1 U.T.
R. Cito Enriquillo	19-03-86	56.0	- 8.3	2.2 U.T.
R. San Rafael	06-02-85	62.6	- 9.6	6.7 U.T.
AD-397301 M. Goya	19-03-86	65.9	-12.0	<0.7 U.T.
AD-397301	28-09-84	67.2	-12.5	<0.8 U.T.
R. Nizaito	06-02-85	70.5	- 9.0	-
M. Los Patos	26-09-84	73.2	-11.8	6.7 U.T.
R. Cienaga	06-02-85	79.7	-11.4	-
R. Colorado	20-03-85	80.9	- 8.2	5.7
R. Majagualito	06-02-85	88.5	-	7.3 U.T.
R. Palomino	07-02-85	91.2	-11.1	8.3 U.T.
R. Blanco	21-03-85	98.7	- 5.4	4.1 U.T.
Caverna El Limón	17-07-85	101.5	- 8.6	6.8 U.T.
N. Encarnación, G.	19-03-85	102.9	- 9.9	2.5 U.T.
AD-607901 Mencia	20-03-86	104.5	-13.1	4.8 U.T.
AD-607901	27-09-84	108.7	-12.7	5.5 U.T.
R. Sitio Paraíso	06-02-85	158.8	- 9.2	-

en el esquema de la fig. 12. Este esquema se aplica en aproximadamente toda el área y prueba que el modelo exponencial es correcto como base de la evaluación de los tiempos medios de residencia, como se presentó en el capítulo 3.5.

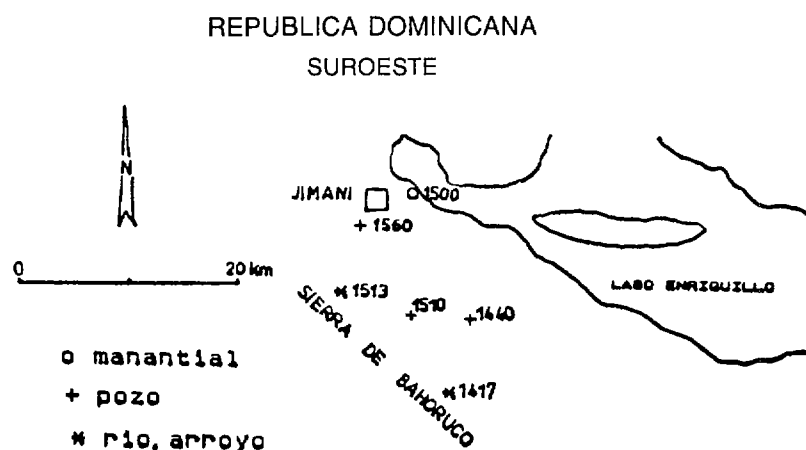


FIG.11. Variación de oxígeno-18 en lugares del área del Limón de Jimaní.

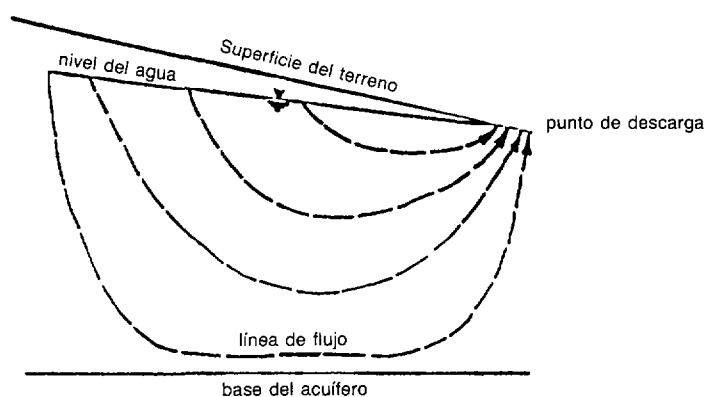


FIG.12. Geometría del campo de flujo hidrodinámico en un acuífero homogéneo.

En el perfil SSQ-NNE entre Pedernales, Puerto Escondido y Duverge (fig. 13) se demuestra que la altura de recarga es de 1280 m.s.n.m. para Pedernales, de 1900 m.s.n.m. para la zona alta de Puerto Escondido y de 1730 m.s.n.m. para la zona baja de Duverge. Con el esquema de la figura 12 las concentraciones medias de los isótopos estables debían ser invertidos para Puerto Escondido y Duverge si coincidieran las subdivisiones subterráneas y superficiales, pero en caso de una posición diferente de las dos subdivisiones el esquema observado sería verdadero. Este resultado señala que en el sur la cuenca superficial del Lago Enriquillo es menor que su cuenca subterránea. Por tanto del hecho de que no hay grandes ríos en las zonas altas y medias de la Sierra de Bahoruco, el balance hídrico calculado en base a la cuenca superficial es probablemente un poco grande y debe ser disminuido en la fracción correspondiente.

LOS ARROYOS - PUERTO ESCONDIDO-DUVERGE

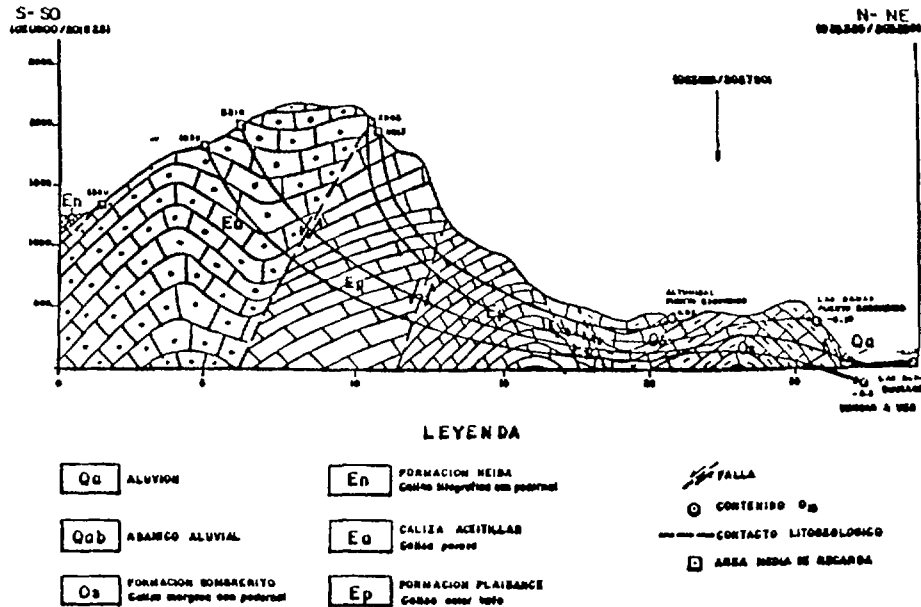


FIG.13. Perfil SSO-NNE Sierra de Bahoruco.

4. Conclusiones

El desarrollo económico, especialmente agronómico, de esta región está limitado al uso de su acuífero carstificado, el cual parece contener tres pisos de almacenamiento y donde la disponibilidad de agua subterránea es muy pequeña en la parte próxima a la superficie y con mayor capacidad en la parte debajo de ésta con tiempo de residencia de 2.1 años en dirección longitudinal y de más de 4 años en dirección transversal a las Sierras. Los pisos bajos pueden servir como pisos de descarga artificial. El campo de flujo en cada piso parece ser muy homogéneo en grandes extensiones del mismo.

Del punto de vista hidrogeológico existen en el Valle de Neiba tres zonas con permeabilidades diferentes. Altas permeabilidades en las calizas, bajas permeabilidades en las formaciones Arroyo Blanco y Las Salinas (fig. 14) una de las cuales está situada al norte del Lago Enriquillo y otras dos en zonas separadas al sur del Lago. Estas zonas tienen manantiales, ríos y pozos con descargas muy pequeñas y concentran las corrientes subterráneas alrededor de ellas, en las zonas del Limón de Jimaní, de Duverge-Angostura y de Cabral en la zona sur; en la zona norte del Lago las descargas subterráneas se localizan en La Descubierta y Neiba. Estas cinco zonas pueden ser desarrolladas en concordancia con la recarga de aproximadamente 200 mm/a y teniendo en cuenta otras consideraciones hidráulicas e hidrológicas.

En el lado sur de la Sierra de Bahoruco, en la Península de Pedernales, existen altas permeabilidades en las calizas carstificadas pero con menor recarga que en la cuenca del Lago Enriquillo, debido a que sus zonas de recarga están localizadas a menor altura. Por otro lado, la recarga en la zona de

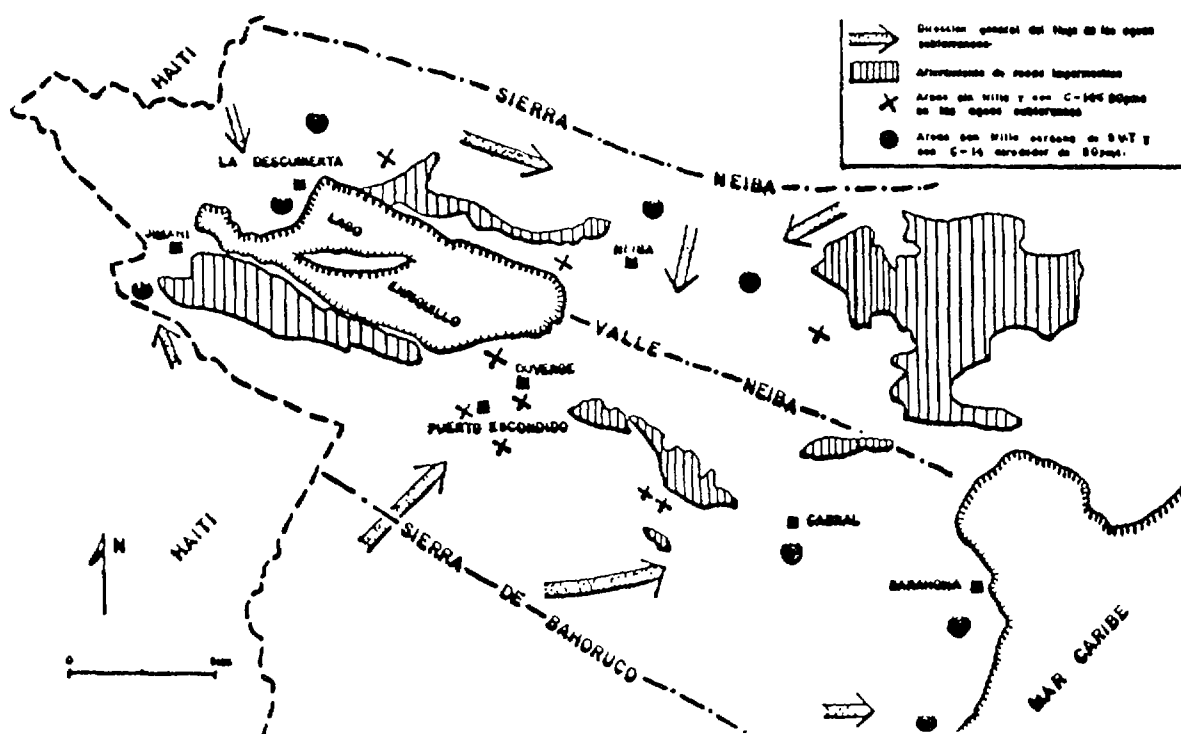


FIG.14.

Oviedo proviene de mayores alturas y parece ser un poco mayor que en otras zonas de la península, pero no pudo ser decidido definitivamente con los resultados disponibles.

En la zona costera de la Sierra de Bahoruco la recarga es probablemente un poco mayor que en la cuenca del Lago Enriquillo, pero predominan tiempos medios de residencia de alrededor de 2.1 años, lo que indica un almacenamiento menor que el de la cuenca del Lago Enriquillo. El desarrollo de esta zona se hace solamente alrededor del mar por razones topográficas la explotación de esas aguas subterráneas con pozos parece peligroso por las posibles infiltraciones de aguas saladas.

AGRADECIMIENTOS

Deseamos dejar constancia de nuestro agradecimiento a los técnicos y funcionarios del Instituto de Hidrología de la GSF de la República Federal Alemana. De igual manera a los funcionarios de la Organización Internacional de Energía Atómica, especialmente al Dr. Roberto Confiantini, por su contribución al desarrollo de la República Dominicana, al introducir estas técnicas a nuestro proceso de desarrollo.

REFERENCIAS

FEBRILLET, J. (1982): Análisis Climático de la República Dominicana. -Doc. tec. para el Proyecto PLANIACAS: 22 p.; Santo Domingo.

GAT, J.R. & GONFIANTINI, R. (1981): Stable Isotope Hydrology. Deuterium and Oxygen-18 in the water Cycle. - Techn Rep. Ser. 210, IAEA: 337p.; Vienna.

OESCHGER, H. & GUGELMANN, A. (1974): Das geophysikalische Verhalten der Umweltisotope als Basis für Modellrechnungen in der Isotopenhydrologie. - Osterr. Wasserwirtschaft, 26: 43-49; Wien.

OSIRIS DE LEON, R (1983): Aspectos geológicos e hidrogeológicos de la región suroeste. -Publ. espec., Museo Nacional de Historia Natural, 25 p.; Santo Domingo.

PFÄFF, T. (1986): Grunwasserumsatzräume im karst der Südlichen Frankenalb. -Diss. Uni. München: 133 p.; München.

DETERMINACION DEL MODELO GEOTERMICO DEL VALLE DE LOS CHILLOS (ECUADOR), EN BASE A ISOTOPOS AMBIENTALES

L. CHANGKUON*, J.F. ARANYOSSY**,
M. OLEAS*, M. LOPOUKINE***

*Comisión Ecuatoriana de Energía Atómica,
Quito, Ecuador

**Organismo Internacional de Energía Atómica,
Viena

***Instituto Nacional de Energía,
Quito, Ecuador

Resumen-Abstract

DETERMINACION DEL MODELO GEOTERMICO DEL VALLE DE LOS CHILLOS (ECUADOR), EN BASE A ISOTOPOS AMBIENTALES.

El valle de los Chillos (2.400 m.s.n.m.), se encuentra a 20 Km al sureste de Quito, en una depresión tectónica rellena de sedimentos aluviales y volcánicos. La actividad post-volcánica se caracteriza por presencia de aguas termales alrededor del anciano volcán Ilaló que culmina en el centro del Valle a 3.200 m.

Paralelamente a un estudio hidrogeoquímico del sector, una determinación de las características isotópicas ambientales (^{18}O , ^2H , ^3H y ^{14}C), ha sido utilizada para definir el origen de las aguas de los pozos y vertientes calientes de la región. Se han determinado dos fuentes principales:

Grupo 1. Una recarga local de infiltración directa de la lluvia que según la altitud de recarga, tiene un contenido de ^{18}O entre -11 y -9,5‰/SMOW.

Grupo 2. Una circulación regional proveniente del sur, sur-este, de composición isotópica más negativa (inferior a -12,5‰/SMOW).

En base a los resultados isotópicos, la hipótesis de una recarga de agua caliente, proveniente del este, donde se encuentran aguas de mayor temperatura (superior a 50°C), ha sido descartada.

Por lo expuesto se ha definido el esquema geotérmico siguiente:

El agua profunda procedente del sur, sur-este (Grupo 2), se calienta al contacto con una fuente de calor que estaría ubicada en el flanco sur-oeste del Ilaló, la cual sube a través de fracturas tectónicas y se mezcla con las aguas de la recarga local (Grupo 1), dando una línea de mezcla donde se ubican las vertientes y pozos caliente de la zona.

Como resultado de este trabajo, se concluye que existe la necesidad de perforar pozos profundos en la zona supuesta de calefacción geotérmica así localizada.

GEOHERMIC MODEL DETERMINATION IN THE CHILLOS VALLEY (ECUADOR) WITH ENVIRONMENTAL ISOTOPES.

The Chillos Valley (2400 m.a.s.l.) is located at about 20 km south east of Quito in a tectonic depression filled with alluvial and volcanic sediments. The post-volcanic activity is characterised by the presence of many thermal springs and hot wells around the old volcano Ilalo.

In parallel with the hydrogeochemical study of the thermal springs, the environmental isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta\text{H-2}$, $\delta\text{H-3}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{14}\text{C}$) has been determined on spring-waters, wells and rivers in the region in order to identify the origin of the hot groundwater, estimate its temperature and localise the heat source.

Two main groups of water have been identified: -Group 1: Deriving from local recharge by direct infiltration of the rainwater, which has an $\delta^{18}\text{O}$ content between -11 and -12.5‰ SMOW according to the recharge altitude on the Ilalo volcano flank; -Group 2: Deriving from regional circulation coming from the high mountains in the south-south-east with more depleted values in stable isotopes ($\delta^{18}\text{O} < -12.5\text{‰}$ SMOW).

In view of the isotopic results, the hypothesis of a regional circulation of hot water coming from the east, where hot springs reach more than 50°C , has been discarded. The following hydrothermal circulation scheme is proposed:

The deep water coming from the south-south-east (Group 2), is heated up by a heat source located at the south-west flank of the volcano Ilalo. This water then rises to the surface through tectonic fractures and mixes with water of local origin (Group 1). The proportion of mixing controls the final temperature and isotopic content.

As a result of this study, it has been considered useful to drill a deep well in the above geothermal area.

1. INTRODUCCION

El Valle de los Chillos ubicado aproximadamente a 20 Km sur-este de la ciudad de Quito, tiene una altitud media de 2.400 m.s.n.m. En la zona hay importantes asentamientos humanos como Tumbaco, Sangolquí, Conocoto, San Rafael, Pintag, etc., que conjuntamente con grandes fábricas tiene una proyección a corto plazo como polo de desarrollo (Fig. 1), lo cual obliga a investigar posibles recursos hidrológicos y geotérmicos para utilización energética.

En los alrededores del volcán Ilaló, que está situado al centro del Valle, se encuentran varios pozos y vertientes de aguas frías y calientes, las cuales han sido estudiadas químicamente. Como un complemento a este estudio se consideró necesario aplicar técnicas basadas en los isótopos ambientales del agua (^{18}O , ^2H , ^3H , ^{14}C) para obtener nuevos datos que permitan conocer con mayor exactitud el origen, grado, tiempo de residencia, de mezcla y calentamiento de las aguas subterráneas, [1].

Con este objetivo se recolectó 37 muestras de aguas en pozos y vertientes de la región (cuya ubicación se indica en la Figura 2), que fueron analizadas en el Laboratorio del OIEA en Viena.

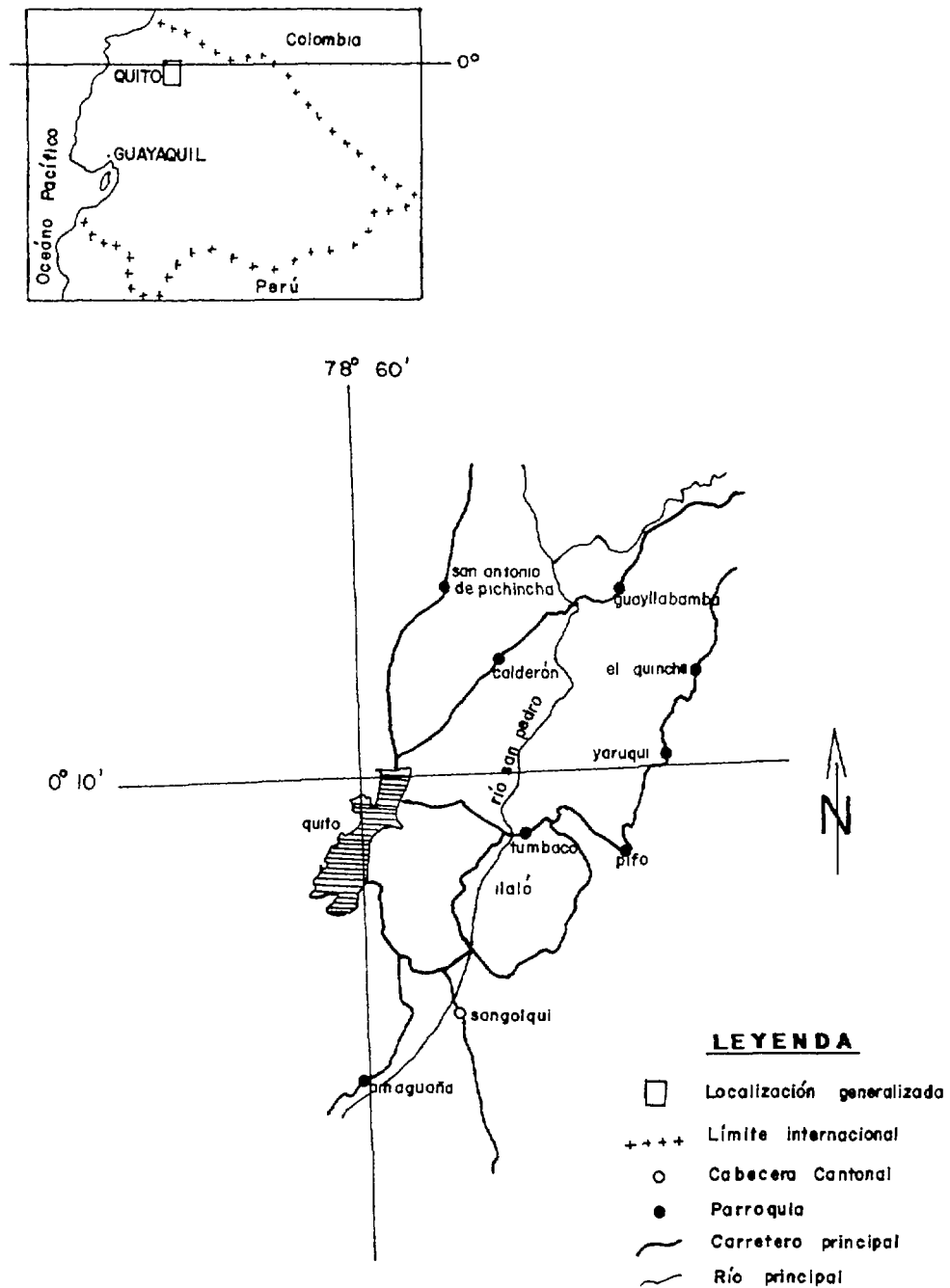


Fig.1. Ubicación de la zona de estudio [1].

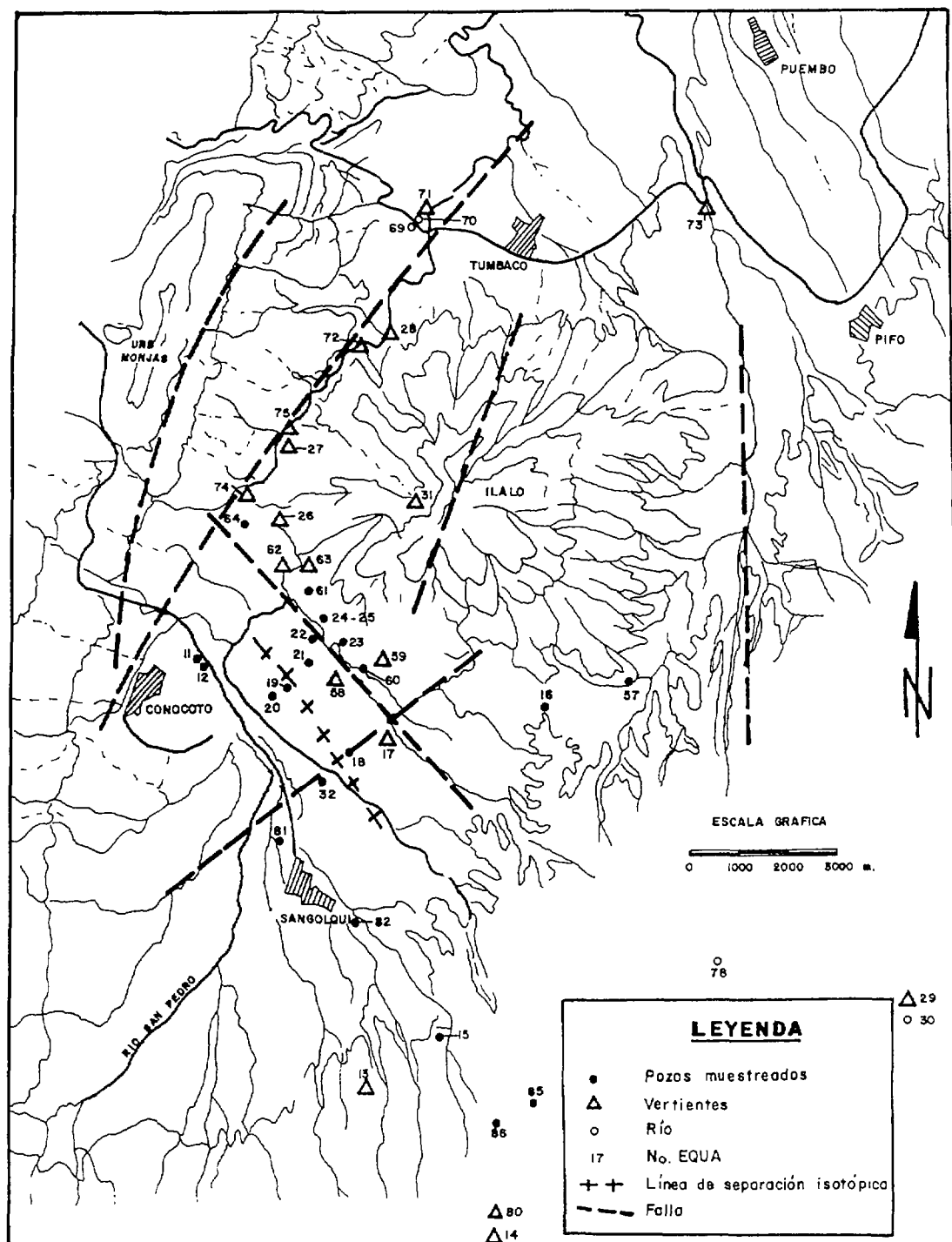


Fig.2. Localización de las muestras.

2. GEOLOGIA

La zona estudiada comprende un área aproximadamente de 600 Km², parte del graben o Valle Interandino. Hacia el centro se ubican a varios volcanes apagados, siendo el Ilaló el de principal interés por ubicarse en la zona de futura expansión de la capital.

2.1 Estratigrafía [2]

La secuencia estratigráfica se compone principalmente de rocas volcánicas (Fig. 3). La unidad más antigua llamada "Volcánicos Ilaló" se compone de brechas y lavas basálticas a andesíticas del Plioceno al Pleistoceno inferior, con un espesor mínimo de 180 m, la cual aflora en las inmediaciones del Volcán Ilaló. Este volcán geomorfológicamente se presenta muy erosionado y sus productos de erosión se encuentran cubiertos por depósitos más recientes, razón por la cual no afloran en la actualidad, por lo tanto se desconoce su espesor exacto.

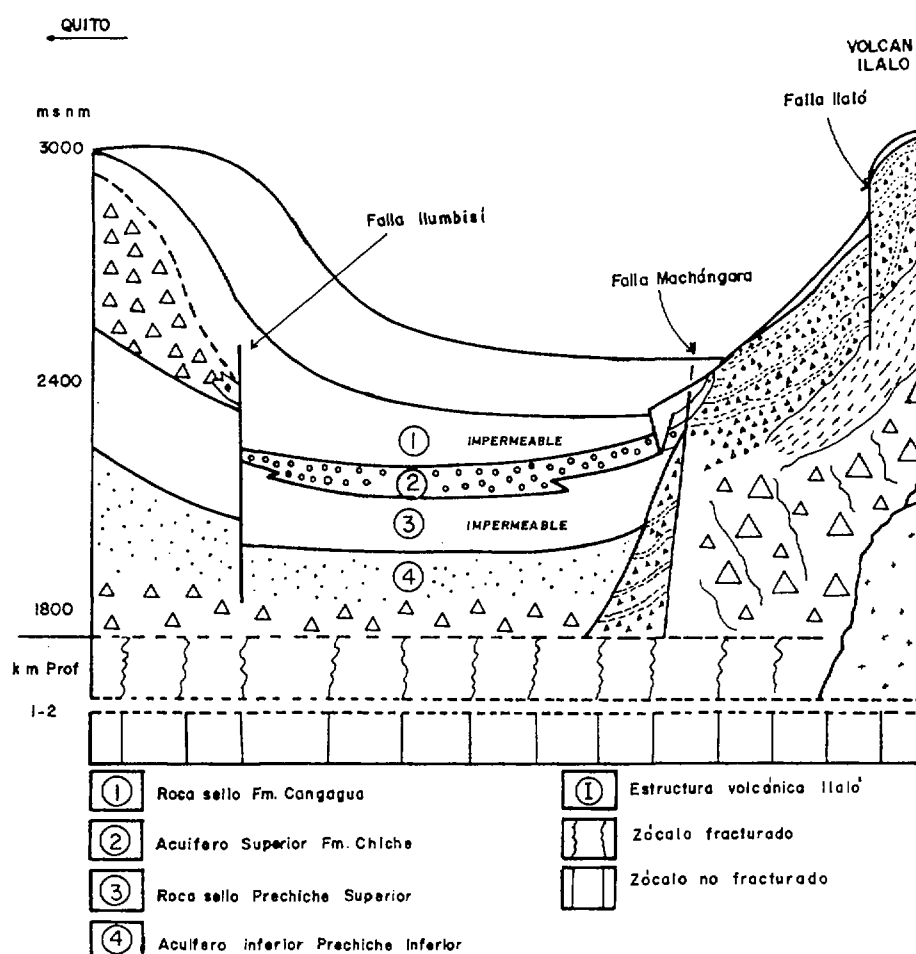


Fig.3. Estratigrafía y formación del acuífero.

Los depósitos volcánicos más recientes se componen de lahares, flujos piroclásticos, cenizas, las cuales descansan discordantemente sobre las unidades anteriores en posición subhorizontal a horizontal aproximadamente. Su espesor alcanza algunos centenares de metros y fue depositada probablemente a partir del Pleistoceno medio hasta el Pleistoceno superior.

Sobre estos depósitos volcánicos yace una toba volcánica de considerable consolidación conocida como "Cangahua". Esta toba a veces está intercalada con depósitos de ceniza, arena volcánica, lapilli de pómez y flujos piroclásticos, formando grandes mantos con espesores de hasta 90 m. Su edad estimada es del Pleistoceno superior al Holoceno.

Finalmente, depósitos más recientes del Holoceno se componen de depósitos coluviales, aluviales y cenizas los cuales se hallan dispersos en todo el sector.

2.2 Geología Estructural

Se reconocen tres fases tectónicas. La primera fase, de carácter tensional, tuvo como consecuencia fracturas de dirección N-S y en menor cantidad E-O, correspondiendo a exigencias que originaron el graben interandino. La segunda fase tectónica de efectos compresionales dio origen a la mayoría de las fracturas con rumbos NO-SE y NE- SO. La tercera y última fase corresponde al evento de carácter tensional, afectando principalmente a la Cangahua.

En base al estudio de fotografías aéreas e imágenes de satélite se han logrado determinar numerosos lineamientos con las direcciones acabadas de mencionar. Algunos de estos lineamientos han sido reconocidos como fallas, las cuales en su mayoría se ubican en las cercanías del Ilaló. (Fig. 2).

Aunque no sea completamente conocido se supone que esta red de fallas juega un papel importante en el proceso de infiltración del agua y de la circulación profunda.

3. HIDROGEOLOGIA

3.1 Formaciones Acuíferas

Entre las formaciones más permeables están los denominados "Volcánicos Ilaló", que son las brechas y lavas mencionadas anteriormente, las cuales afloran casi exclusivamente en las inmediaciones del Volcán Ilaló. Estos volcánicos están intensamente diaclasados y fracturados lo cual asegura una buena permeabilidad secundaria en ellas, constituyéndose en un importante acuífero de la zona.

Adicionalmente a los volcánicos Ilaló, se tienen productos de erosión, los cuales forman depósitos caóticos de mal sorteo y de diversa granulometría, grado de compactación y cementación. Estos depósitos se convierten por lo tanto en buenos acuíferos con una excelente permeabilidad primaria. Los depósitos así descritos por su modo de formación están en discordancia sobre los volcánicos Ilaló.

Sobre los depósitos mencionados existen una secuencia de conglomerados, que están interestratificados con niveles de cenizas y tobas volcánicas. Estos depósitos tienen una menor permeabilidad que las dos anteriores. Finalmente sobre toda la secuencia descrita se ubica una toba vítrica de composición andesítica bien consolidada y de baja permeabilidad.

Con un valor promedio anual de precipitación y evaporación de 1.256 y 927 mm respectivamente (período 1962-1981), existe un excedente de 329 mm anuales. La infiltración de parte del excedente se realiza a través de profundas quebradas dispuestas en los flancos del volcán Ilaló, en otras quebradas ubicadas en el Valle de los Chillos y en sitios donde afloran las formaciones permeables.

3.2 Hidroquímica

En la presente investigación, la hidroquímica ha consistido en la recolección de muestras de agua provenientes de pozos y vertientes, su estudio químico con la finalidad de clasificar las aguas, hipotetizar un patrón de comportamiento y conocer el tipo de yacimiento existente. Los resultados químicos clásicos se encuentran en la tabla N^o 1 con las concentraciones en CO₂, NH₃ y Boro.

TABLA 1. RESULTADOS DE LOS ANALISIS QUIMICOS

	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO ₄	HCO ₃	B	NH ₃	CO ₂
EQUA 11	24.0	23.0	39.8	1.2	4.0	0	283.6	0.05	2.0	0.64
EQUA 13	13.3	10.6	12.2	7.9	3.4	0	128.0	0.05	--	--
EQUA 14	10.0	6.2	4.8	3.9	0.6	0	85.0	0.05	--	--
EQUA 15	24.1	54.7	49.0	5.0	39.0	10.0	332.5	0.82	--	--
EQUA 16	21.0	19.0	40.2	8.6	6.0	0	292.8	0.05	7.82	5.27
EQUA 17	21.2	20.2	36.8	10.1	2.8	11.5	253.0	0.05	--	--
EQUA 18	35.9	56.9	171.0	8.2	19.3	0	665.0	2.01	3.99	4.76
EQUA 20	3.8	9.9	107.0	4.4	9.3	2.1	348.0	0.05	6.53	0.63
EQUA 21	19.9	36.7	232.0	11.0	31.3	0	842.0	1.16	5.56	1.91
EQUA 22	26.1	15.8	186.0	9.0	53.0	7.0	692.0	1.42	9.94	3.13
EQUA 23	34.0	155.0	441.8	33.0	275.0	17.0	1824.0	8.69	6.70	16.44
EQUA 24	24.7	86.3	365.0	24.0	115.0	13.0	1250.0	3.77	10.71	7.11
EQUA 25	15.3	57.7	233.0	17.8	66.5	12.4	948.0	1.92	--	3.40
EQUA 26	14.0	48.0	177.9	34.4	51.5	0	610.0	0	--	--
EQUA 27	18.0	60.0	279.8	41.4	177.5	16.0	683.2	0	--	--
EQUA 28	23.1	54.5	122.0	15.4	53.9	23.9	549.0	1.56	--	--
EQUA 29	313.0	57.0	1150.0	78.5	508.0	1480.0	1780.0	28.50	8.52	50.74
EQUA 31	10.0	10.9	5.0	14.2	10.0	95.0	0	--	--	--
EQUA 32	44.0	85.0	240.0	8.0	210.0	0.0	866.0	3.10	1.00	6.20
EQUA 34	60.1	80.3	235.0	33.0	258.6	12.0	830.0	6.0	--	--
EQUA 56	50.8	81.6	245.0	32.0	128.0	79.5	921.0	4.40	0.94	33.05
EQUA 57	43.0	54.0	134.0	9.4	71.0	14.0	616.0	0	--	--
EQUA 58	29.2	28.7	64.5	13.5	33.4	11.9	348.0	0.5	--	--
EQUA 59	32.1	37.7	120.0	6.0	56.7	8.0	830.0	0.78	--	--
EQUA 60	26.1	104.0	396.0	25.5	209.0	33.0	1290.0	6.50	6.82	4.63
EQUA 61	21.0	49.0	157.0	8.2	20.0	1.0	658.8	0.62	4.17	1.49
EQUA 62	21.0	46.0	80.0	30.9	12.5	0	622.0	0.05	4.41	1.12
EQUA 63	20.0	41.0	60.0	31.3	14.5	0	512.4	0	--	0.58
EQUA 64	18.9	18.8	46.1	5.9	0.8	0	278.0	0.05	3.12	1.26
EQUA 69	14.0	26.2	16.8	2.7	18.1	11.0	250.0	0	--	--
EQUA 70	18.1	21.9	39.6	4.2	2.1	18.1	262.0	0.05	--	--
EQUA 77	16.0	0	11.0	2.0	10.6	1.9	30.0	0.1	--	0.43
EQUA 78	38.1	31.6	43.0	8.0	24.8	28.0	128.0	0.2	--	--
EQUA 79	22.1	18.2	16.0	3.0	24.8	4.0	55.0	0.1	--	--
EQUA 80	12.0	20.7	14.0	4.0	17.7	5.0	115.0	0.07	--	--
EQUA 82	16.5	20.4	29.5	4.0	9.5	0	238.0	0.23	--	--
EQUA 84	14.0	18.2	14.0	3.0	14.2	4.0	55.0	0	--	--

La clasificación química fue establecida en base del diagrama de Ludwig-Langelier (Fig. 4). Pudiéndose clasificar a todas las aguas como del tipo bicarbonatado, excepto por una sola muestra de agua, del tipo "Clorurado-sulfatado sódico" "EQUA-29). En cuanto a las aguas del tipo bicarbonatado, 16 son bicarbonatadas sódicas y las restantes 20 son bicarbonatadas cálcicas.

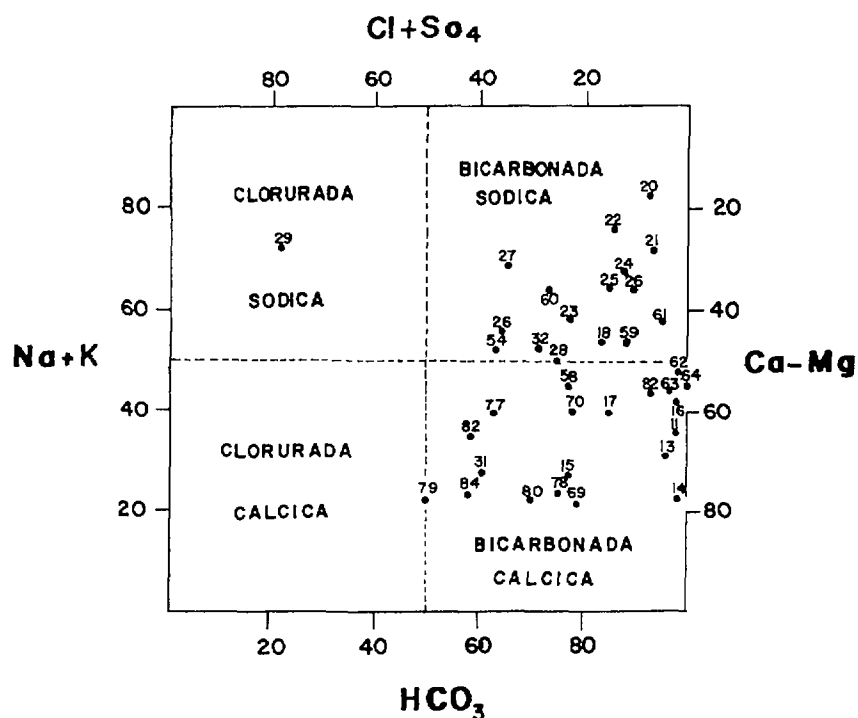


Fig.4. Clasificación química de las aguas (Diagrama Ludwig-Langelius).

La presencia de una anomalía de concentración de los compuestos CO_2 , NH_3 y Boro en el sector denominado "El Tingo" sugiere la existencia en el subsuelo de un yacimiento de agua bajo condiciones de vaporización o la presencia de un gradiente geotermal muy alto. En el presente caso puede presentarse las dos posibilidades o una tercera que sea una combinación de las posibilidades mencionadas.

No obstante, luego del estudio hidrogeoquímico no se llegó a determinar con precisión el origen del agua caliente (Lopoukine, 84), [3].

Dos posibilidades fueron planteadas: (a) Venida de agua caliente procedente de la raíz del volcán Ilaló; (b) Venida de agua caliente procedente del Sur-este donde se encuentran manantiales de temperatura más alta ($> 50^\circ\text{C}$).

4. ESTUDIO ISOTOPICO

4.1 Tritio

La concentración del tritio en las precipitaciones se ha estimado a partir de la estación de Izobamba (0.37°S , 78.55°W), localizada en 15 Km al sur de la zona de estudio, que es parte de la red de estaciones de observación OMM-OIEA donde se recolectan las precipitaciones para la medida sistemática del contenido isotópico (^{18}O , ^2H , ^3H), [4].

En Izobamba la recolección empezó solamente en el año 1968, por tanto se desconoce el valor máximo del ápice de los años 1963-1964. Tampoco, la comparación a los valores de la estación de referencia para el hemisferio permite estimar el valor de este máximo debido a la baja correlación entre las estaciones (Fig. 5), por tanto se consideraron únicamente los valores registrados desde 1968.

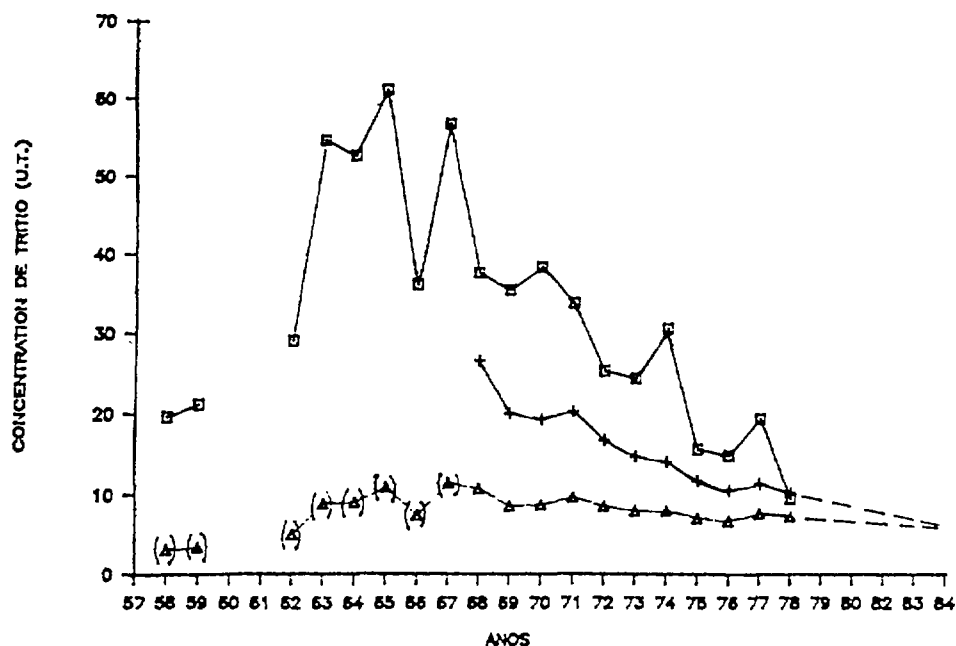


Fig.5. El tritio en las precipitaciones.

□ : PRETORIAT

+ : IZOBAMBA

Δ : IZOBAMBA: actividad corregida en 1984

(Δ): valores extrapolados —

Utilizando el decrecimiento radiactivo del tritio se puede deducir que las aguas recientes corresponden a infiltraciones directas de las precipitaciones de los últimos años que tienen una concentración alrededor de 5 unidades de tritio, es el caso de las vertientes Sanafia (EQUA 13), Patichupamba (EQUA 14), Virgen de Tanipamba (EQUA 17) y la vertiente de la Cumbre del cerro Ilaló. El carácter actual de estas aguas, está comprobado por la actividad en Carbono-14.

La composición isotópica de estas aguas pueden servir de referencia para la recarga actual (por ejemplo para la caracterización del gradiente altimétrico local).

La mayoría de otras muestras (26 entre 31), tienen un contenido de tritio nulo o inferior a 1 UT (límite de precisión de medición con centelleo líquido), lo cual indica que se trata de agua infiltrada en el acuífero hace más de 30 años.

Algunas muestras presentan un contenido significativo pero inferior a la concentración actual. Estas aguas representan una mezcla entre aguas recientes y aguas de circulación más profunda, siendo el caso del pozo San Rafael (Fábrica El Progreso EQUA 32), donde confluyen aguas de varias profundidades.

También el manantial termal denominado "Mina de Mármol" (EQUA 29) tiene un contenido de tritio que indica una ligera mezcla con agua de lluvia que contamina el agua profunda que sube por las fallas.

4.2 Carbono-14

Las mediciones del tiempo de residencia del agua a partir de la actividad en Carbono-14 del bicarbonato disuelto se han realizado en base de la corrección de la actividad inicial (A_0) por el contenido en Carbono-13:

$$t = \frac{T_{1/2}}{\ln 2} \ln \frac{A_0}{A}$$

Donde: t = "edad carbono-14"

$T_{1/2}$ = 5.730 años media vida del C-14

A = Actividad medida

$$A_0 = \frac{\delta^{13}\text{C}(\text{HCO}_3^-) - \delta^{13}\text{C}(\text{CaCO}_3)}{\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2) - \delta^{13}\text{C}(\text{CaCO}_3) + \xi}$$

con $\delta^{13}\text{C}(\text{HCO}_3^-)$ = Valor medida de la muestra

Para el presente estudio se asume los valores siguientes:

$$\delta^{13}\text{C}(\text{CaCO}_3) = 0\text{‰}$$

$$\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2) = -25\text{‰}$$

$$\xi : \text{factor de enriquecimiento} = +7,5\text{‰}$$

TABLA 2

Muestra EQUA	^{13}C (‰)	^{14}C (‰)	Edad calculada (años)	Precision
11	-14.53	49.2	4.600	± 2.200
15	-12.75	37.2	5.900	± 2.300
23	-10.58	0.9	35.000	± 6.000
24	- 8.78	2.9	24.000	± 3.000
28	- 7.55	18.6	7.300	± 3.000
32	-11.61	37.2	6.300	± 2.300
53	-13.16	106.3	Actual	---
60	- 8.18	2.8	>30.000	---
64	--	40.9	(5.000)	---
70	-11.54	79.2	(2.000)	---
71	-11.16	118.6	Actual	---
77	- 9.31	120.9	Actual	---
78	-12.33	97.3	Reciente	---
82	-14.32	62.0	(3.000)	---
88	-10.20	44.4	(4.500)	---
89	-10.58	84.9	Reciente	---

Los valores así calculados se muestran en la tabla 2. Globalmente se puede deducir que las aguas ubicadas en el flanco S-O del Ilaló tienen mayor tiempo de residencia en el acuífero que en las otras zonas. No obstante esos valores brutos, sus cálculos deben ser revisados por las consideraciones siguientes:

- Las aguas del balneario El Tingo (EQUA 23, EQUA 24), presentan un envejecimiento debido al alto contenido de dióxido de carbono disuelto de origen profundo con actividad nula en Carbono-14. Este aporte baja el

contenido inicial de Carbono-14 del bicarbonato disuelto, dando una edad aparente demasiado elevada.

- b. De otra parte el cálculo del tiempo de residencia a partir del Carbono-14 no tiene significación en caso de mezcla de agua de orígenes diferentes. Es el caso del pozo San Rafael (EQUA 32) ya mencionado en el capítulo anterior; la presencia de tritio (3 U.T) con contenido bastante bajo en Carbono-14, significa una mezcla de agua de origen diferente por lo cual las proporciones relativas se pueden calcular en base del contenido en isótopos estables.

4.3 Isótopos estables

Se dispone de 37 medidas en isótopos estables (Tablas N° 3) que se presentan en un rango bastante largo:

- entre -13‰ y -9.65‰/SMOW para el oxígeno-18.
- entre -97.5‰ y -66.8‰/SMOW para el deuterio.

TABLA 3. MEDIDAS DEL CAMPO E ISOTOPOS

Muestra EQUA	Tipo (1) NR inventario	Deuterio (‰)	¹⁸ O (‰)	Tritio (U.T)	Temperatura (°C)	pH	Alcalinidad (meq/l)	Conductividad eléctrica (uS/cm)	Altitud (m.s.n.m.)
11	PP 63	-75.4	-10.11	0.7	18.5	7.6	6.0	435	2360
13	V 48	-69.5	- 9.75	5.8	16.2	6.0	2.0	252	2620
14	V 51	-75.6	-10.43	4.5	12.5	5.9	1.3	151	2920
15	PP 87	-76.1	-10.82	0.2	19.5	6.9	5.4	659	2600
16	PP 44	-72.6	-10.08	0.0	20.0	6.8	4.6	470	2580
17	V 38	-68.8	- 9.75	0.7	19.0	6.8	2.2	412	2450
18	P 37	-87.6	-12.49	0.0	21.0	7.5	10.5	1092	2490
20	PP 35	-78.1	-10.96	0.2	22.0	7.8	5.5	548	2460
21	PP 36	-97.5	-12.77	0.7	24.0	7.0	13.5	1050	2460
22	PP 60	-95.5	-13.00	0.2	23.4	7.4	11.0	1220	2450
23	PP 1	-85.1	-12.17	0.3	41.0	6.9	30.1	3100	2460
24	PP 30	-87.7	-12.03	0.0	35.5	7.5	19.0	2020	2480
25	PP 31	-77.6	-11.39	0.6	33.5	7.3	15.7	1390	2480
26	V 26	-82.1	-11.27	0.0	29.6	8.0	10.0	986	2400
27	V 19	-81.4	-11.13	0.0	29.5	7.8	12.4	1680	2400
28	V 13	-80.7	-10.88	0.4	27.0	7.4	8.8	1040	2350
29	V 85	-90.7	-10.52	1.1	50.0	6.7	29.2	~780	3400
31	V 69	-74.8	-10.77	4.1	14.0	7.7	1.4	160	2800
32	PP 61	-78.2	-10.98	3.0	19.0	7.3	14.5	1420	2500
54	V 89	-95.4	-12.68	0.2	29.0	6.6	13.0	1810	3460
56	PP 53	-82.7	-11.31	0.0	35.0	6.6	17.0	1685	2580
57	Vertiente	-80.5	-11.09	0.2	34.0	6.8	12.9	1060	2610
58	V 34	-79.4	-10.84	0.3	20.0	7.2	6.0	775	2480
59	Vertiente	-82.6	-11.58	0.4	32.0	7.2	4.2	871	2540
60	PP 4	-87.5	-12.15	0.0	38.0	7.5	21.7	2210	2510
61	PP 58	-80.4	-11.55	0.2	28.0	7.8	9.8	946	2500
62	V 28	-82.1	-11.38	0.4	29.0	7.9	9.4	881	2500
63	V 29	-76.1	-10.80	0.7	20.0	8.1	7.8	760	2500
64	PP 64	-76.0	-10.44	0.0	20.0	6.6	4.7	411	2450
69	PP 6	-71.1	-10.33	0.5	23.0	7.4	3.8	489	2320
70	PP 7	-71.9	-10.14	0.1	20.5	7.3	2.4	369	2320
77	Vertiente	-66.8	-10.84	6.1	13.0	7.0	0.5	103	3145
78	Pozo	-72.4	-10.24	2.4	18.0	6.6	2.1	574	2710
79	Vertiente	-79.4	-11.71	0.9	14.0	6.3	0.9	267	3400
80	Vertiente	-67.0	-10.18	3.1	13.0	7.3	1.9	205	2940
82	Pozo	-75.5	-10.40	0.3	20.0	6.7	4.5	366	2520
84	Vertiente	-73.8	-11.57	3.5	15.0	7.7	0.9	225	2760

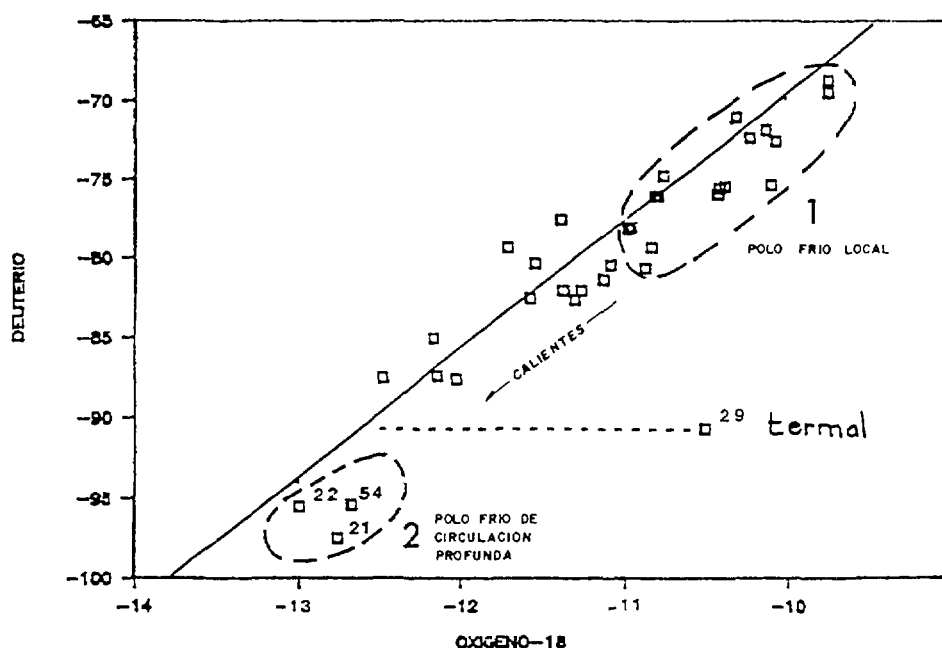


Fig.6. Diagrama deuterio versus oxígeno-18.

En la relación deuterio VS. Oxígeno-18 (Fig. 6) se determina tres grupos de agua [5]:

Grupo (1) de composición isotópica entre -11 y -9.5‰/SMOW (Oxígeno-18) que representa la recarga local en los alrededores del cerro Ilaló.

Grupo (2) con un contenido de Oxígeno-18 entre -12.68 y -13‰/SMOW que corresponde a una circulación más profunda de origen regional.

Entre ambos grupos se ubican puntos que pueden representar la mezcla entre estos dos polos.

Considerando el gradiente altimétrico calculado en el estudio del Valle de Quito (Porrut, 1987), los puntos del grupo 2 corresponden a una altura de recarga entre los 3.400 hasta 4.000 m.s.n.m., estas estimaciones confirman que el grupo 1 corresponde a la recarga local y el grupo 2 a una circulación que puede provenir de la región sur-este del sector estudiado donde se encuentran montañas de gran altitud.

5. CONCLUSIONES

En la figura 7 que representa la relación entre Oxígeno-18 y temperatura, se encuentran los mismos polos de agua definidos en el capítulo anterior.

El grupo 1 de recarga por las precipitaciones locales es de temperatura baja.

El grupo 2 de circulación profunda también tiene una temperatura baja.

Los pozos y vertientes calientes se ubican en una línea de mezcla dirigida del Grupo 1 hasta un polo aún no identificado que corresponde seguramente a la calefacción del agua procedente del grupo 2.

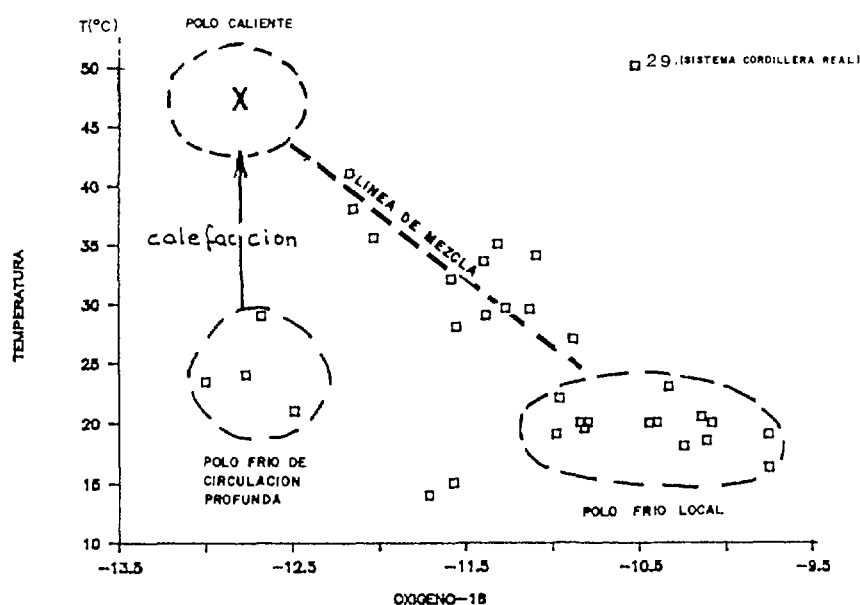


Fig.7. Diagrama temperatura versus oxígeno-18.

Por tanto se descartó la hipótesis de una alimentación de las fuentes termales del Ilaló, a partir de una fuente de calor ubicada en la parte sur-este (Cordillera Real) y se considera como más probable la presencia de una fuente de calor en las raíces del volcán Ilaló localizada en su parte sur-oeste (sector de El Tingo).

Entonces se propuso el modelo geotérmico siguiente: el agua profunda de origen regional se calienta al contacto de esta fuente de calor y sube por las fallas localizadas alrededor del Ilaló, esta agua se mezcla en proporciones variables con el agua de infiltración local dando vertientes y pozos de diferentes temperaturas.

REFERENCIAS

- [1] PENAHERRERA, P., CASTRO, A., MONCAYO, J., AGUILLERA, E., ROMEO, P. Proyectos hidrologicos y geotermicos. Informe Interno CEEA (1983).
- [2] VERA, R. Posible modelo geotérmico para el Ilalo. Informe Interno, Instituto Nacional de Energia (1983).
- [3] LOPOUKINE, M. Proyecto geotérmico de baja entalpía: Valle de los Chillos, Estudio hidrogeocímico. Informe Interno, I.N.E. (1984).
- [4] ORGANISMO INTERNACIONAL DE ENERGIA ATOMICA. Environmental isotope data Nos. 1-7: World Survey of Isotope Concentration in Precipitation, Technical Reports Series No. 96, 117, 129, 147, 165, 192, 226, (1969-1983).
- [5] ARANYOSSY, J.F. Etude hydrogéologique de l'aquifère de Quito et de la vallée de los Chillos par les isotopes de l'environnement, Rapport interne AIEA, R.C. 3991.

CUBETA DE QUITO: COMPORTAMIENTO GENERAL Y PROBLEMÁTICA DE LA RECARGA NATURAL DEL ACUÍFERO

J.F. ARANYOSSY

Organismo Internacional de Energía Atómica,
Viena

P. POURRUT

Institut français de recherche scientifique
pour le développement en coopération,
Quito, Ecuador

A. MALDONADO

Instituto Ecuatoriano de Recursos Hidráulicos,
Quito, Ecuador

Resumen-Abstract

CUBETA DE QUITO: COMPORTAMIENTO GENERAL Y PROBLEMÁTICA DE LA RECARGA NATURAL DEL ACUÍFERO.

El estudio isotópico del acuífero de Quito ha sido realizado en base de los contenidos de isótopos ambientales (O-18, H-2, H3, C-14) en complemento a las investigaciones hidrogeológicas convencionales. Se diferenciaron dos sistemas de recarga del acuífero: (1) En la parte Norte la circulación es de tipo hipodérmico a través del flanco oriental del Pichincha y la recarga natural hacia el acuífero se efectúa por infiltración directa de las precipitaciones y de los escorrentías proveniente del volcán; (2) En la Sur, la infiltración es más efectiva en las partes altas y la circulación, más profunda, es de tipo regional.

QUITO VALLEY: GENERAL BEHAVIOUR AND PROBLEMS OF NATURAL AQUIFER RECHARGE.

The environmental isotopic study of the Quito aquifer system, performed to complement the conventional hydrogeological survey, led us to the identification of two different recharge processes: (1) In the north, the water circulation is of "hypodermic" type on the flank of the volcano Pichincha and the recharge of the aquifer is mainly due to direct infiltration of rainwater and surface water; (2) In the south, the infiltration is more effective in the highest part of the mountain and the aquifer recharge derives from deep groundwater circulation.

I INTRODUCCION

Ubicada al pie del volcán Pichincha en una estrecha grada lateral del callejón interandino entre las cotas 2.750 y 2.900 m.s.n.m., la ciudad de Quito, con una población de cerca de un millón de habitantes, se extiende según un eje Norte-Sur por más de 30 km. de largo y solo 4 km de ancho.

Un 25% de abastecimiento total de agua potable a la ciudad (800 l/s) procede de las aguas subterráneas explotadas en los acuíferos ubicados en el área urbana. El descenso generalizado del nivel piezométrico observado desde una decena de años pone de relieve el desequilibrio del balance hídrico subterráneo y el agotamiento de las reservas.

Como un complemento a estudios hidrogeológicos anteriores [1], llevados a cabo en las cuencas hidrográficas del río Monjas al norte y del río Machangara al sur (fig. 1), se consideró oportuno aplicar técnicas basadas en los isótopos ambientales del agua para tratar de conocer los mecanismos que rigen la infiltración y el trayecto de los flujos en los acuíferos.

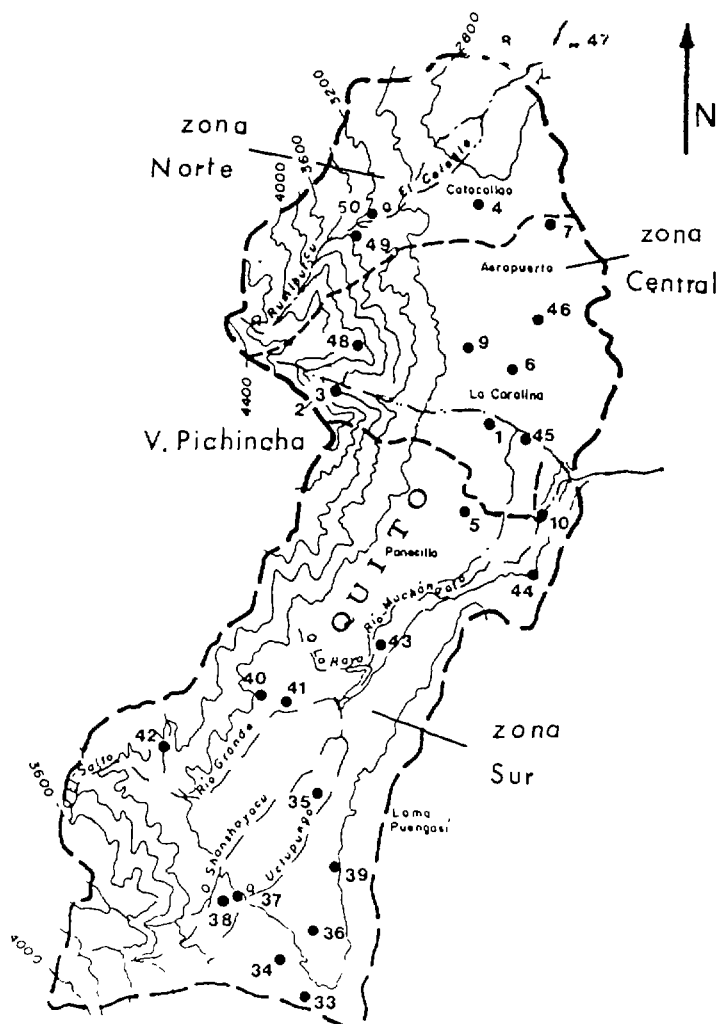


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio.

●: puntos muestreados

II - CONTEXTO GENERAL

II.1 - Geodinámica

La zona de estudio está ubicada en una fosa de hundimiento lateral secundario en el sector occidental del callejón interandino. Dicho callejón corresponde a un graben formado durante la orogénesis andina y recortado por fallas que delimitan bloques hundidos o levantados [2] (Fig.2). El límite

Oeste lo constituye el volcán Pichincha cuyo aparato lo conforman un volcán activo, el Guagua Pichincha, y otros centros apagados tales como el Ruco Pichincha y el Condorhuachana.

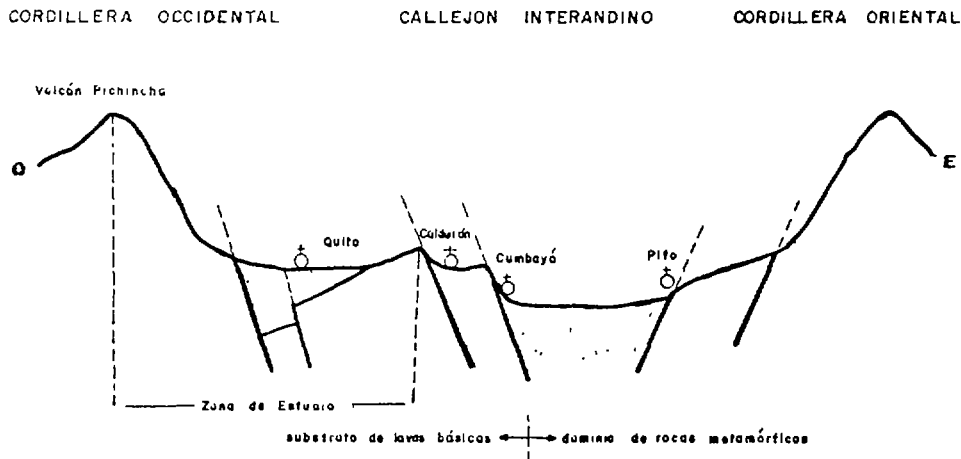


Figura 2. Corte esquemático a través del Callejón Interandino.

En su conjunto las formaciones que constituyen el área son de origen volcánico que se separan en tres fases principales:

- En el Cretácico: Constitución de un substrato de lavas básicas (diabasas, doleritas, etc.) posteriormente levantado y fuertemente inclinado en el transcurso de la orogénesis de la Cordillera (formación Macuchi).
- En el Terciario: Fase de volcanismo fisural que se manifiesta por coladas de lavas, principalmente andesíticas.
- En el Pleistoceno y Cuaternario: Fase de volcanismo principalmente explosivo con proyección de un importante material piroclástico (bombas, lapillis, polvos y cenizas). Además, tres importantes glaciaciones son responsables de varios períodos de erosión intensa materializados por la alternancia de depósitos volcánicos, eólicos (generalmente impermeables) y fluviolacustres (en gran parte permeables). Estos sedimentos conforman la roca reservorio del acuífero.

II.2. - Hidrogeología

Se consideran tres unidades hidrogeológicas (Fig. 1):

- El acuífero Norte, limitado por la cuenca superior del río Monjas y drenado por la quebrada del Collegio. Su límite Sur, tipográficamente poco marcado, está ubicado en un eje Aeropuerto-barrio de Cotocollao.
- El acuífero Central, que es drenado por la quebrada del Batán es el lugar donde convergen la red de alcantarillado y varios colectores pluviales. Aunque la quebrada se une río abajo con el río Machángara, el acuífero central es totalmente independiente de éste y está separado de él por los relieves transversales del Panencillo y de la Loma Puengasi.
- El acuífero Sur, está constituido por la parte superior de la cuenca hidrográfica del río Machangra, que abandona la cuenca por un valle estrecho y profundo. A lo largo de éste, no se observa ninguna zona de

CUADRO I. ACUIFERO QUITO

NO.	CARACTERISTICAS DEL PUNTO							MUESTREO				
EQUA	Localización	No Inventario	Tipo	Altitud de Suelo	Prof. total	Niveles cribas	Caudal o n.p.	Fecha	Temp. °C	pH	Cond. µS	Alc meq/l
1	Shyris/Rumipamba	1	P	2766	110	38-106	34 m	26/3/84	18	7	330	116
2	Rio Ingapirca	112	V	3400				26/3/84	10	8,2	91	
3	Rumanaccha	112	V	3400				26/3/84	10	7,5	186	
4	Jorge Drow	13	P	2815	105	74-105		26/3/84	16,7	7,4	374	
5	Fosh/R. Victoria	12A	P	2783	98	69-95	32 m	26/3/84	16,5	7,4	460	
6	Shyris/M. Unidades	10	P	2781	93	46-91		27/3/84	17,5	7		329
7	California alto	133	P	2854	130			27/3/84	17,3	7,4	277	
8	Colegio militar	182	P	2698				27/3/84	17	7,2	273	
9	Jorge Drow	11	P	2783				27/3/84	18,5	6,8	554	
10	Vertiente Guápulo	116	V	2652			30 l/s	27/3/84	14,7	7	253	
33	Fábrica Alambrec	166	P	3018	155			13/4/84	15	6,1	625	
34	Fábrica Borden	175	P	3000	84	31-84		16/4/84	15	6,4	549	
35	Fábrica Playwood	170	P	2898	86	42-66		17/4/84	17	6,4	275	
36	Beaterio	178	P	2961	82	27-79		18/4/84		6,5		
37	Hacienda la isla	91	V	2978				18/4/84	13	6,2	160	
38	Cas. la concordia	92	V	2980				18/4/84	13,3	5,9	145	
39	Hacienda el conde	103	V					19/4/84	14	6,6	190	
40	Calle Ambuquí	173	V	2860			0.5 l/s	19/4/84	19	7,6	482	
41	Calle Huigra	73	P	2858	200			19/4/84	18,5	7,1	770	
42	Hacienda Chela	98	V					19/4/84	16,5	8	125	
43	Calle Maldonado	163	P	2818	156			19/4/84	16,5	6,8	405	
44	Quebrada el Volcán	108	V	2931				04/5/84	14	5,3	170	
45	6 de Diciembre	70-71	P	2773	110			04/5/84	17	6		
46	6 Diciembre/Inca	30	P	2790				04/5/84	17	8,4	350	
47	Cuartel Policía	123	V	2565				04/5/84	12	7	354	
48	Urban. el Pinar	113	V					07/5/84	12	6	940	
49	Hacienda Atucucho	119	P					07/5/84	12	6	120	
50	Santa Anita	120	V					07/5/84	12	5,8	168	

CUADRO II. ACUIFERO QUITO — RESULTADOS DE LOS ANALISIS ISOTOPICOS

MUESTRA		0-18	² H	³ H	C-14		C-13	"Edad"	Error	Estimación de la zona de recarga
No.	Localización	‰	‰	U.T	pmc		‰	años	(2σ)	(m)
EQUA 1	Shyris/Rumipamba	-11.5	-85.4	0.2	92 ±	1.2	-14.14	actual	2200	3000 - 3300
2	Rio Ingapirca	-12.04	-88.2	7.4						
3	Rumanaccha	-12.63	-91.4							
4	Jorge Drow	-10.99	-83.2	0	68.2 ±	.9	-13.55	1400	2200	2800 - 3200
5	Posh/R. Victoria	-10.76	-81.7	2.8						2800 - 3100
6	Shyris/N. Unidades	-11.14	-85.1	1.1	89.2 ±	1.8	-14.06	actual	2200	2900 - 3300
7	California alto	-11.26	-83.7	0						2900 - 3200
8	Colegio militar	-11.69	-87.3	0.5	92.5 ±	2.4	-14.3	actual	2200	3000 - 3400
9	Jorge Drow	-11.13	-84.8	2.6						2900 - 3300
10	Vertiente Guápulo	-11.51	-85	0	88.7 ±	1.1	-15.8	500	2100	3000 - 3300
33	Fábrica Alambrec	-12.21	-86.7	0.6	5.2 ±	0.3	- 6.93	17100	3300	3100 - 3500
34	Fábrica Borden	-11.9	-84.4	0	10.9 ±	0.4	- 8.16	12300	3000	3050 - 3350
35	Fábrica Playwood	-11.51	-82.5	1.3	55.3 ±	0.1	-11.87	2000	2000	3000 - 3200
36	Beaterio	-11.9	-85.5	0						3050 - 3350
37	Hacienda la isla	-11.46	-82.1	2.3						
38	Cas. la concordia	-11.35	-81.5	3.2						
39	Hacienda el conde	-10.78	-79.6	4.3						2800 - 3100
40	Calle Ambuquí	-11.36	-85.9	0.4						2950 - 3300
41	Calle Huigra	-11.46	-84.6	0.5						3000 - 3250
42	Hacienda Chela	-11.36	-85	6.3						2900 - 3300
43	Calle Maldonado	-11.5	-82.3	0.2						2950 - 3200
44	Quebrada el Volcán	-10.66	-77.8	9						
45	6 de Diciembre	-11.15	-82.1	0.7						2900 - 3150
46	6 Diciembre/Inca	-11.45	-83.8	0.8	81.4 ±	0.1	-13.93	200	2000	2950 - 3200
47	Cuartel Policía	-11.91	-85.4	1						3100 - 3400
48	Urban. el Pinar	-12.16	-86.7	8						3100 - 3500
49	Hacienda Atucucho	-12.28	-88.1	7.7						3150 - 3550
50	Santa Anita	-11.75	-84.5	2.5						3000 - 3300

rezumamiento o de emergencia proveniente del acuífero central lo que confirma la impermeabilidad de la zona oriental al nivel Panecillo-Loma-Puengasi. Hay que recalcar que los abundantes manantiales observados en el valle del Machángara (mas de 100 l/s en El Sena y en Gapulo) provienen de coladas andesíticas muy fracturadas que desempeñan el papel de drenajes privilegiados.

III ESTUDIO ISOTOPICO - DEFINICION DE LOS PROCESOS DE RECARGA NATURAL

Se recolectaron entre Marzo y Mayo 1984, 28 muestras de agua en pozos y manantiales cuya ubicación se indica en la figura 1. Las características de los puntos muestrados se presentan en el cuadro I con las mediciones de los parametros físico-químicos tomados en el campo. Los resultados de los análisis isotópicos, realizados en el laboratorio de Hidrología del OIEA en Viena, se encuentran en el cuadro II. La precisión analítica es de 0.1‰ para las mediciones del Oxígeno-18, de 1‰ para el Deuterio y de 1 U.T. para el Tritio. Las actividades en Carbono-14 estan dadas con los errores de medición.

III. 1. - Las precipitaciones

a) Generalidades:

La zona de Quito esta sometida al régimen de lluvias observado en el callejón interandino, con dos estaciones húmedas - de febrero a mayo y de octubre a noviembre - que corresponden a la influencia alterna de masas de aire pacífico y amazónico [3]. Sin embargo, la ubicación de la ciudad en relación con el volcán Pichincha desempeña un papel importante ya que dicho volcán hace pantalla a los vientos del Sur-Oeste, lo que explica que en la zona Norte se observe una menor pluviometría. El gradiente pluviométrico del Norte hacia el Sur es excepcionalmente fuerte ya que la precipitación anual pasa de 600 mm a 1.400 mm en una distancia aproximada de 16 km.

En la estación de Izobamba, ubicada 13 km al sur de Quito, se dispone de un crónica de medición de los contenidos en isótopos estables (O-18 y H-2) y en Tritio (H-3) de las precipitaciones [4]. Estas mediciones fueron realizadas en muestras de lluvia acumulada en periodos mensuales. Paralelamente se dispone de las informaciones referentes a las temperaturas y precipitaciones medias mensuales.

b) Características isotópicas de las precipitaciones:

- La composición en isótopos estables de las precipitaciones (oxígeno-18 y deuterio teniendo ambos similar evolución), muestra una variación estacional que no parece estar directamente vinculada con la temperatura ni con la pluviometría mensual. En efecto, se observa en la figura 3 un desfase de 3 meses entre el mínimo de temperatura y el de contenido de oxígeno-18. Este desfase tiene relación con el origen geográfico del vapor atmosférico que genera las lluvias (variaciones en la influencia de la humedad que proviene de la cuenca amazónica y la que proviene de la costa del Pacífico).

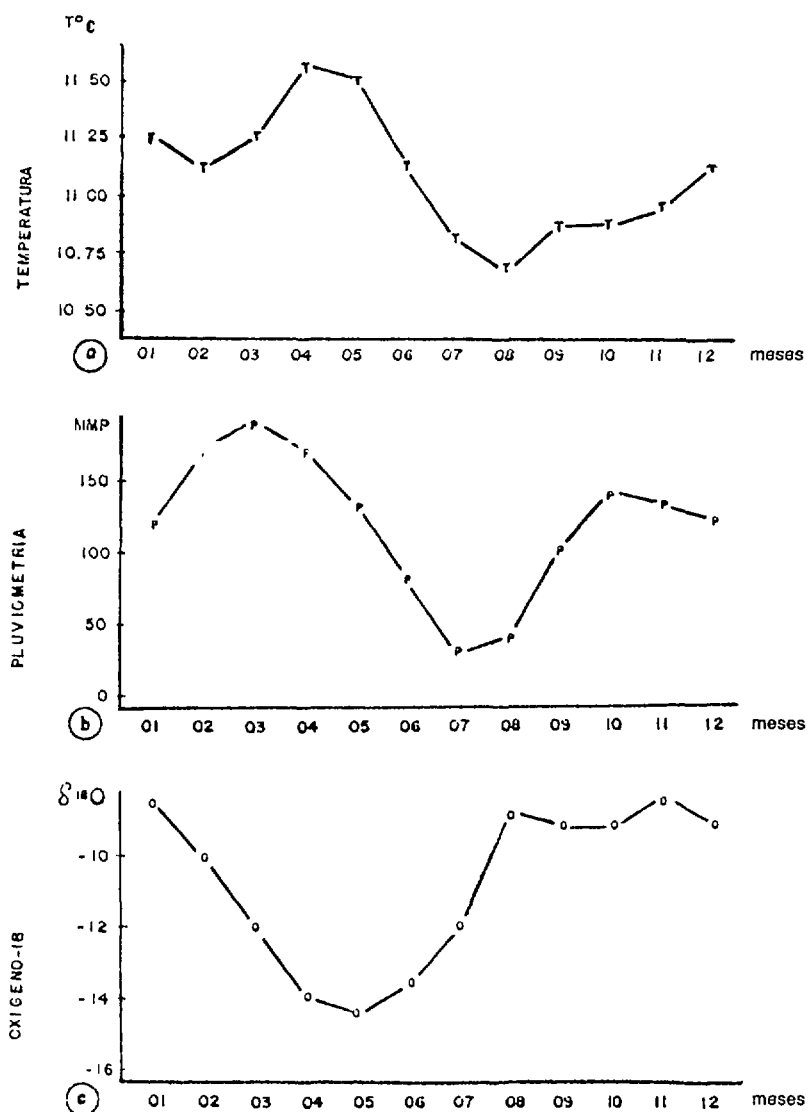


Figura 3. Variación estacional de los valores mensuales de temperatura, pluviometría y contenido en oxígeno-18 de las lluvias.

- El promedio registrado en 108 muestras mensuales es de $-10,28\text{‰}$ /SMOW para el oxígeno-18 (d.s. = 3,4) y de $-76,8\text{‰}$ /SMOW para el deuterio. La correlación deuterio/oxígeno-18 da una recta de ecuación:

$$\delta D = 8,00 \delta^{18}O + 11.64$$

muy cerca a la recta meteórica mundial ($\delta D = 8 \delta^{18}O + 10$). En ningún período del año los puntos se separan de la línea, por lo tanto la atmósfera está siempre suficientemente saturada en humedad para permitir el equilibrio entre el agua y el vapor atmosférico. Ninguna evaporación afecta a las gotas de lluvia mientras atraviesan la atmósfera.

- Los valores registrados del tritio disminuyen progresivamente desde 1978 para alcanzar un promedio anual actual del orden de 10 UT. No se conoce el valor del máximo de los años "63-64" pero se puede estimar (en referencia a la estación de Pretoria) a unos 30 UT.

III. 2 Interpretación de los contenidos en isótopos estables en los acuíferos

Los contenidos en isótopos estables varían en un intervalo de aproximadamente 2 ‰ para el oxígeno-18 (de -12,63 a 10,66‰/SMOW) y de 14 ‰ para el deuterio (de -91,4 a -77,8‰/SMOW); intervalo más reducido del que podría dejar suponer el simple efecto de altura en las faldas del volcán Pichincha [5].

a) Forma de recarga del acuífero

A primera vista, aparece una diferencia muy notable en la composición isotópica entre el acuífero Norte + Centro y el acuífero Sur; para el oxígeno-18 tenemos:

- en el acuífero Norte: entre - 11,50 y -10,70‰/SMOW,
- en el acuífero Sur: entre -12,25 y -11,50‰/SMOW.

En lo que se refiere a las muestras de agua de manantial, se observa una distribución invertida: en el acuífero Norte los manantiales presentan aguas más pobres que los pozos (-11,5 > $\delta^{18}O$ > -12,75) mientras que las del Sur se ven sistemáticamente enriquecidas en relación con los acuíferos captados por los pozos.

En el diagrama deuterio versus oxígeno 18 (figura 4a) los manantiales del acuífero norte se localizan en la recta meteórica. Por lo tanto, en el Pichincha, la infiltración parece producirse rápidamente, sin que la evaporación intervenga. Sin embargo, esta infiltración parece ocurrir únicamente en la franja superficial del volcán (parte fracturada y alterada). Los puntos correspondientes a los pozos del acuífero de Quito se ubican ligeramente por debajo de la recta meteórica. Todos los valores se ven enriquecidos con isótopos pesados en relación con el agua de los manantiales. Esto se puede interpretar de la manera siguiente:

- El agua del acuífero Norte y Centro de Quito tiene como principal origen la infiltración directa de las precipitaciones que se producen en el Valle y la piedomonte del volcán.
- Este agua sufre, durante la infiltración en la zona no saturada, una recuperación evaporante que afecta ligeramente el contenido isotópico.
- Una parte del caudal de los manantiales que fluye a través del valle participa también en la recarga de las capas por reinfiltración.
- No se ha evidenciado ninguna circulación profunda.

Por el contrario, en el acuífero Sur (figura 4b) la composición isotópica de los puntos sugiere una participación de agua infiltrada en alturas mucho más elevadas que la del valle. Los manantiales representan la salida natural a una circulación más restringida.

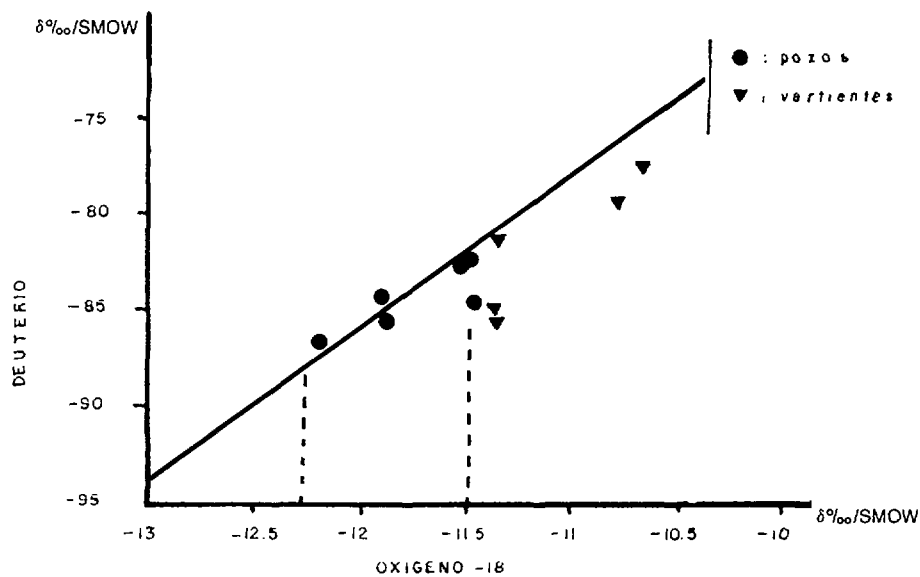
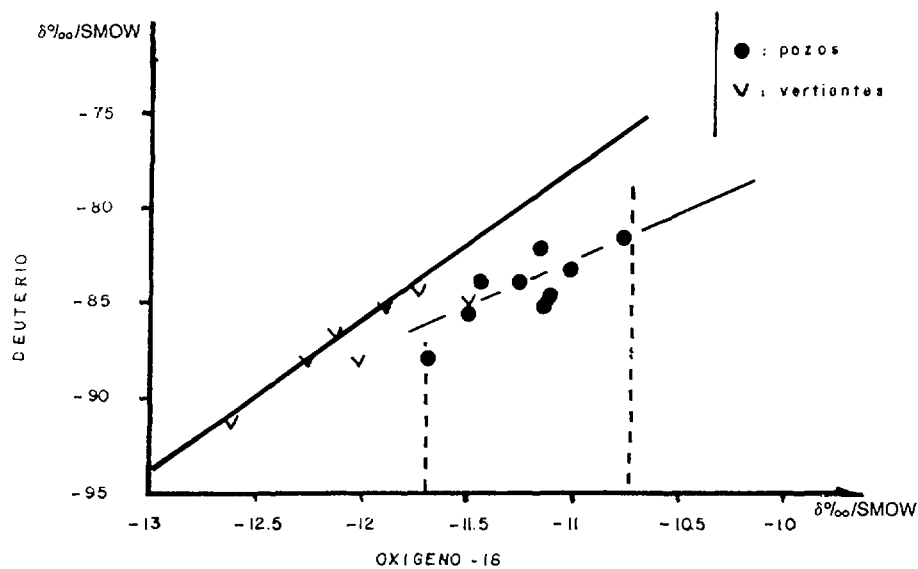


Figura 4. Relación deuterio/oxígeno-18 en el acuífero de Quito.

Los dos sistemas de circulación se han esquematizado en la figura No.5. La separación del acuífero de Quito en dos sub-unidades de a piezometría y la química, sino, además, por que la diferencia significativa en la composición isotópica. Esta separación corresponde a dos modelos diferentes de recarga y de circulación.

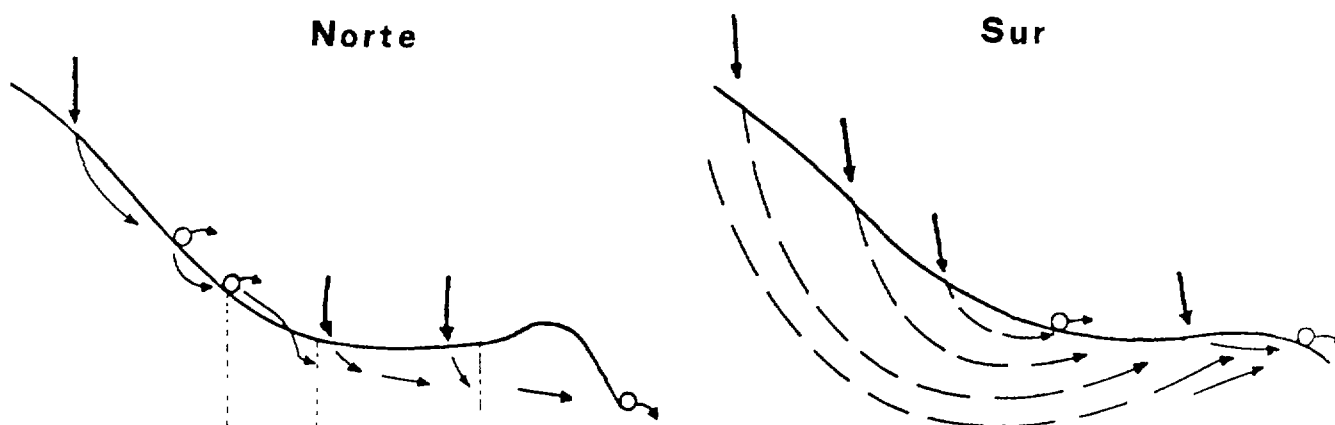


Figura 5. Comparación de la circulación entre los acuíferos Norte y Sur.

b) Estimación de la zona de recarga

La aplicación del gradiente altimétrico ($\text{Alt.}/\delta^{18}\text{O}$ ó $\text{Alt.}/2\text{H}$) es posible si se consideran las condiciones siguientes:

- El agua en el acuífero ha sido recargada en condiciones climáticas similares a las que reinan actualmente en la región;
- No existe mezcla de tipos de agua de origen diferente.

Para determinar el gradiente de altitud local, se han seleccionado manantiales a diferentes alturas en el valle de Quito y de los Chillos, los mismos que están alimentados por la infiltración de las precipitaciones en una cuenca reducida, sin participación de agua de origen diferente.

Para determinar el gradiente de altitud local, se han seleccionado manantiales a diferentes alturas en el valle de Quito y de los Chillos, los mismos que están alimentados por la infiltración de las precipitaciones en una cuenca reducida, sin participación de agua de origen diferente.

Al considerar los manantiales EQUA 2,3,13,14,17,31,37,38,44, (fig. 6) se obtiene el siguiente gradiente altimétrico:

^{18}O : $-0,33^\circ/00/100$ metros de elevación,

^2H : $-2,5^\circ/00/100$ metros de elevación.

Se puede, a partir de la correlación inversa (determinada por el método de los mínimos cuadrados), estimar la altitud media de recarga (h) correspondiente a un agua de composición isotópica dada:

$$h = - 301,66 \times \delta^{18}\text{O} - 370$$

$$h = - 39,38 \times \delta^2\text{H} - 163$$

En el cuadro II se presentan las estimaciones realizadas a partir de la relación $\text{Altura}/\delta^{18}\text{O}$ y las de la relación $\text{Altura}/\delta^2\text{H}$. El resultado dado corresponde al reagrupamiento de las dos estimaciones, lo que, cuando las dos estimaciones no se superponen, da el más amplio margen posible. Esta estimación no sobrepasa generalmente los 400 metros de desnivel, salvo para los valores muy empobrecidos (EQUA 21 y EQUA 22) cuya altura de recarga está estimada entre 3300 - 3800 m.s.n.m. y 3400 - 3900 m.s.n.m., respectivamente.

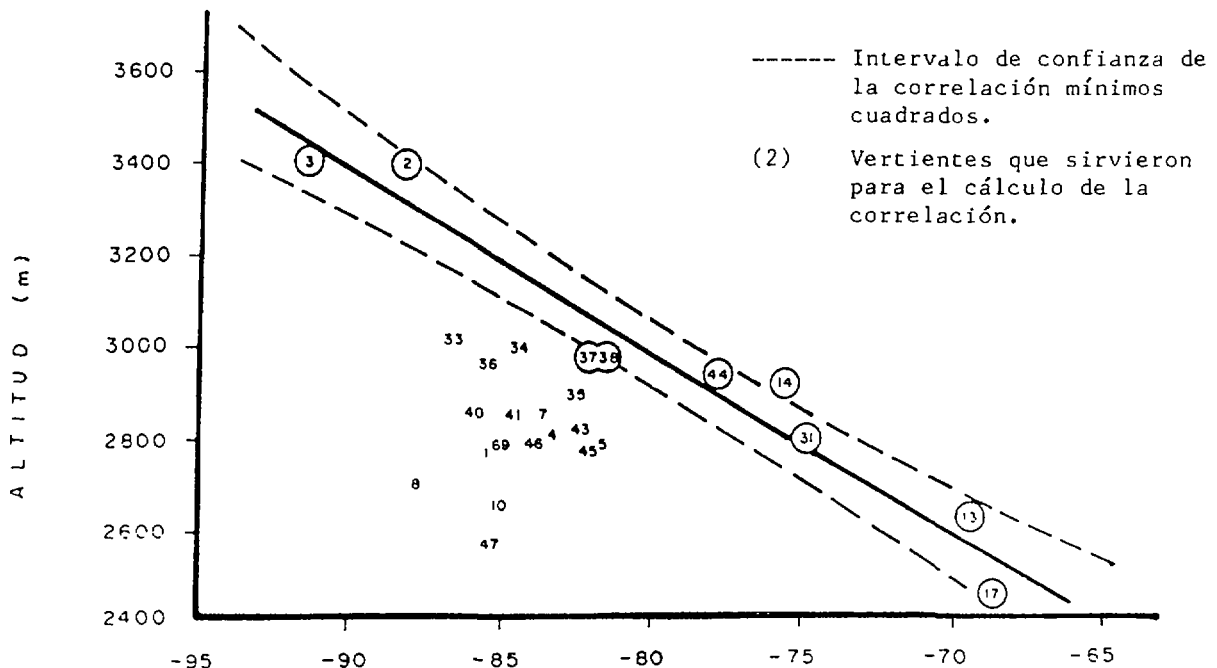


Figura 6. Gradiente altimétrico local.

III. 3 Resultados de los isótopos radioactivos

a) El tritio

- Los contenidos en tritio, alrededor de 6 a 9 U.T., confirman el carácter superficial de la escorrentía que originan los manantiales. Esto corresponde al drenaje de la circulación hipodérmica como es el caso de los manantiales de la vertiente del volcán Pichincha en el acuífero Norte (EQUA 2, 48, 49) y de los manantiales EUA 42, 44 en el acuífero Sur.

Los contenidos de tritio muy bajos o nulos corresponden a circulaciones más profundas que pueden mostrar aguas antiguas de varias decenas de años. El manantial de Guapolo (EQUA 10), por ejemplo ya no presenta actividad en tritio. El tiempo de permanencia es por lo tanto superior a 30 años. Esto confirma con la composición en isótopos estables, que el manantial drena al acuífero central de Quito por intermedio de su lado oriental. Se pueden aplicar las mismas conclusiones al manantial 123 (EQUA 47) salida natural del acuífero Norte.

En el acuífero Sur, el manantial No. 173 (EQUA 40) está alimentado de agua igualmente antigua (0,4 U.T.) que parece provenir de la subida del acuífero (por una falla). Efectivamente, es notable que estas aguas presenten las mismas características del pozo No. 73 (EQUA 41), con 200 metros de profundidad, situado aproximadamente al manantial.

Por último los manantiales que presentan contenidos entre 2 y 5 U.T. pueden presentar una mezcla entre una circulación hipodérmica (de aproximadamente 7 a 10 U.T.) y agua de origen más profundo.

Al adoptar este esquema, la contribución relativa de agua hipodérmica es más importante para el manantial No. 103 (EQUA 39) que para el manantial No. 91 (EQUA 37). Esto corresponde a la disposición de los puntos en el diagrama deuterio/oxígeno 18, que en este caso, se alinearía según una recta de mezcla.

En conclusión, los pozos presentan una muy débil actividad en tritio salvo en el acuífero central, en donde se registran 2,8 U.T. en el pozo 12A - (EQUA 5) y 1,1 U.T. en el pozo No. 10 (EQUA 6).

La presencia de agua relativamente reciente sugiere un tiempo de residencia reducido en el acuífero, sin embargo, ya que los niveles de ubicación de las cifras son generalmente bastante amplios, para afinar estas conclusiones sería necesario realizar tomas escalonadas en los pozos considerados para apreciar los aportes respectivos de los diferentes niveles de acuíferos.

b) El Carbono 14

- Se realizaron solamente 6 análisis de carbono 14 en el acuífero Norte y Central y solo 3 en el Sur. Las "edades" calculadas están reportadas en el cuadro II con sus respectivos errores. Sin embargo, estos análisis confirman los modos de recarga sugeridos por los isótopos estables. En efecto, las tres muestras del acuífero Sur presentan contenidos de carbono 14 netamente inferiores a los de la parte Norte. Esto corresponde a la hipótesis de una circulación más regional en la parte Sur que en la parte Norte.

Para la muestra EUA 33 (acuífero Sur), la aplicación del modelo de corrección por los contenidos en carbono 13 da una estimación del tiempo de residencia de 17 000 años (+/-3.500).

En la parte Norte las aguas son recientes, de infiltración local, solo la muestra EQUA 4 (pozo No. 13) presenta una actividad ligeramente inferior a las calculadas para la actividad inicial.

IV. CONCLUSIONES Y SUGERENCIAS PARA UN MANEJO ADECUADO

Dos esquemas diferentes se consideran para la recarga natural en las partes Norte y Sur del acuífero de Quito:

a) Al Norte y Centro

- La recarga se realiza a partir de la infiltración directa de las precipitaciones sobre el valle y quizás por reinfiltración de una parte del caudal proveniente de la escorrentía de los manantiales localizados en la vertiente del Pichincha.

- La recarga se realiza preferentemente en la zona de piedemonte del Volcán Pichincha, en donde los conos de gravas, dan cierta permeabilidad. Sin embargo, como la permeabilidad nunca alcanza valores muy altos, la recuperación por evaporación afecta esta recarga antes y durante la infiltración, a través de la zona no saturada del suelo.

- No parece que una circulación más profunda proveniente de la infiltración del agua río arriba en el volcán contribuya de una manera sensible a la alimentación de la capa acuífera.

- Por lo tanto, es necesario proteger las zonas de piedemonte del volcán contra una urbanización exagerada que provocaría un aumento del coeficiente de escorrentía y una disminución de la infiltración.

b) Al Sur

- La composición isotópica del agua de las perforaciones reflejan un origen más profundo que la del Norte, mientras que los manantiales muestran una circulación superficial de tipo hipodérmica.

- En la infiltración en las partes altas del volcán parece, por lo tanto, mucho más efectiva que en la parte Norte. Esta infiltración contribuye a la recarga del acuífero de la zona del valle, lo que concuerda con la más alta concentración de sales disueltas observadas en este acuífero y que corresponde a un tiempo de circulación más largo.

- En esta zona, la urbanización podría provocar el agotamiento rápido de los manantiales cuya composición isotópica demuestra el origen local de alimentación.

REFERENCIAS

- (1) R. ALULEMA, F. OJEDA, J.F. NOUVELOT, P. POURRUT: "Proyecto Acuífero de Quito - Informe final 1981 - 1985", Edic. EMAP Q, PRONAREG, INERHI, ORSTOM-QUITO, 1985.
- (2) M. HALL, P. RAMON: "Las fallas activas del valle Interandino entre Latacunga y Quito", Memoria del 1º Congreso de Ings. Geol. de Minas y Petrol., Quito, tomo 1, p 60, 1972.
- (3) P. POURRUT: "Los climas del Ecuador - Fundamentos explicativos", Documentos de investigación No. 4-1983, Edic. CEDIG, IPGH, ORSTOM, Quito, 1984.
- (4) International Atomic Energy Agency: Environmental Isotope World survey of Isotope Concentration in Precipitation:
No. 4 (1968 - 1969) TR 147 IAEA Vienna 1973
No. 5 (1970 - 1971) TR 165 IAEA Vienna 1975
No. 6 (1972 - 1975) TR 192 IAEA Vienna 1979
No. 7 (1976 - 1979) TR 226 IAEA Vienna 1983
- 5) J. F. ARANYOSSY: "Etude hydrogéologique de l'aquifère de Quito et de la vallée de los Chillos par les isotopes de l'environnement. Premier rapport d'interprétation", Informe interno, OIEA, Viena, 1985.

INVESTIGACIONES HIDROGEOLOGICAS E ISOTOPICAS EN EL SISTEMA DEL LAGO PETEN ITZA, EN EL NORTE DE GUATEMALA

E. VELÁSQUEZ, V.R. ARAGÓN

Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología,
Meteorología e Hidrología,
Ciudad de Guatemala, Guatemala

K.P. SEILER, W. STICHLER

Institut für Hydrologie,
Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung mbH,
Neuherberg, República Federal de Alemania

Resumen-Abstract

INVESTIGACIONES HIDROGEOLOGICAS E ISOTOPICAS EN EL SISTEMA DEL LAGO PETEN ITZA, EN EL NORTE DE GUATEMALA.

Desde hace ocho años, el Lago Petén Itzá ha sido afectado por inundaciones que han provocado daños a las poblaciones de sus alrededores. Estas inundaciones han sido causadas por las variaciones de lluvia, las cuales se pueden repetir en decenios de años. Para conocer - las causas de las inundaciones prolongadas durante un período de ocho años se requiere de un estudio con métodos tradicionales e isotópicos que permitan conocer las conexiones del lago con el sistema hidrológico regional.

Los resultados de los dos métodos utilizados demuestran claramente que el Lago Petén Itzá, está conectado solamente con el agua subterránea. La zona de recarga está situada en el sur del lago y la zona de descarga subterránea se encuentra a 45 kilómetros al norte del mismo. Desde el punto de vista hidrogeológico, la zona sur está representada por un karst abierto y fuertemente desarrollado sin escurrimiento superficial; por el contrario, la zona norte está representada por un karst cubierto poco desarrollado.

La permeabilidad del Karst se determinó por medio de los dos métodos los cuales dan un valor aproximado de 1 m/día. Los métodos isotópicos dan para la zona - cubierta una velocidad del agua subterránea en el espacio de 5 m/año, además permiten un cálculo de los aportes relativos al caudal de los ríos Tamarís y Sacluc, localizados a 45 kilómetros al noroeste del Lago Petén Itzá, saliendo como descarga subterránea del mismo, lo cual demuestra que estos aportes tienen un tiempo medio de residencia prolongado.

De estos resultados se obtiene que el Lago Petén Itzá se comporta como un embalse natural con fuertes afluentes de agua subterránea y bajos flujos en la salida como descarga de agua subterránea.

HYDROGEOLOGICAL AND ISOTOPIC INVESTIGATIONS OF THE LAKE PETEN ITZA SYSTEM IN NORTHERN GUATEMALA.

The Petén Itzá lake inundates and has for the past 8 years damaged many villages bordering the lake. Such inundations have also been known in the past and last, as a rule, for many years. For a better insight into these phenomena, conventional and environmental isotopic investigations were carried out to get a better knowledge of how this lake is linked to the regional hydrologic system.

The results of both methods show that the lake is linked to a groundwater system; recharge takes place in the southern area and underground discharge takes place about 45 km. northwest of the lake. From a hydrological point of view, the southern zone belongs to an open karst, strongly karstified, and the northern zone to a confined karst, which is weakly karstified.

Permeability of both karst zones was determined by means of both conventional and isotopic methods to be about 1 m/a, and apparent flow velocities in the area of confined karsts are about 5 m/a. By means of isotopic methods the relative contribution of the lake to the discharge area has been determined, showing a long, mean residence time along its underground flow path.

As a result the lake Petén Itzá is concluded to be a storage reservoir with strong groundwater contributions and weak groundwater losses.

1. INTRODUCCION

El fenómeno de la variación del nivel del agua del Lago Petén Itzá ha afectado parte de la población que se encuentra asentada en las márgenes del lago, específicamente las poblaciones de Flores, Santa Elena, San Benito, San José, San Andrés, etc., (figura 1). Las pérdidas son grandes, ya que no sólo la población ha sido afectada sino también algunos edificios públicos, carreteras y algo muy importante como lo es la salubridad de la población, ya que parcialmente el agua del lago está contaminada, sobre todo cerca de las poblaciones, debido al contacto del agua del lago con los drenajes de las poblaciones. El nivel del agua en el lago antes de la brusca variación se encontraba a una altura de 110 metros sobre el nivel del mar. A partir de 1979 el nivel se ha incrementado en aproximadamente 4.00 metros. El mayor aumento de nivel del agua fue a finales de 1978, luego en los años siguientes se han observado pequeños descensos, pero al final de cada época lluviosa se recupera lo perdido en la época seca.

El lago Petén Itzá, forma parte de numerosos lagos agrupados a lo largo de una línea este-oeste y situados en la zona central del Departamento de El Petén. Ninguno de estos lagos tiene salida superficial de agua, sin embargo, todos demuestran variaciones de sus

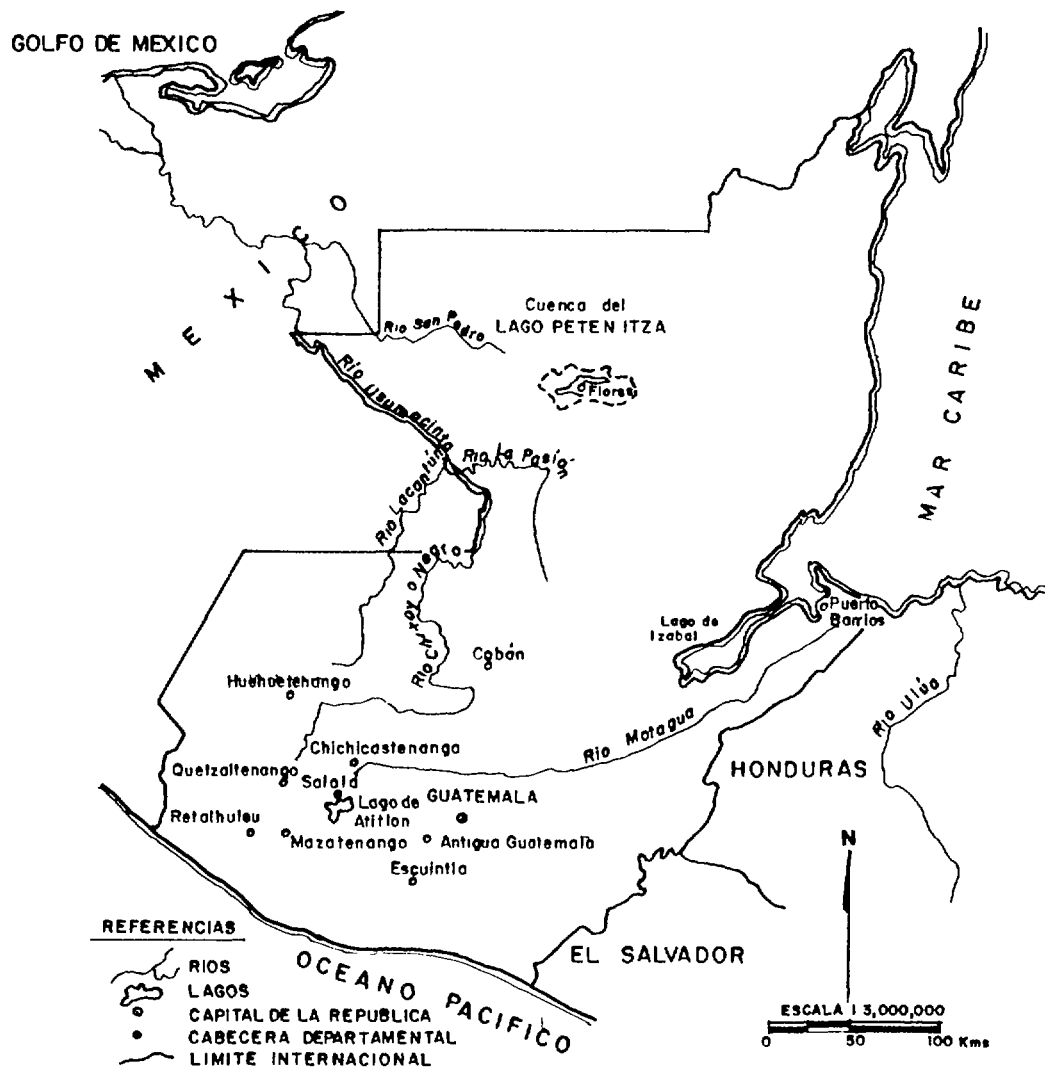


FIG.1. Mapa de ubicación del área de estudio.

niveles que difieren entre sí y algunas veces no existe respuesta directa con el régimen de precipitación. (figura 1).

El lago tiene una superficie aproximada de 100 kilómetros cuadrados, sin embargo, según estimaciones preliminares el área de la cuenca es 12 veces mayor, es decir, 1200 kilómetros cuadrados. Otro factor importante de considerar es que el agua del lago en el agua subterránea de la cuenca están en comunicación, en otras palabras, un incremento en el nivel del agua subterránea influye directamente en el incremento del nivel del agua del lago.

En general el lago no tiene desague superficial y de acuerdo a los estudios que se han realizado, existe un desague subterráneo que drena las aguas posiblemente hacia el río San Pedro. También es importante indicar que tampoco existen afluentes superficiales im-

portantes que alimenten de agua al lago, a excepción - del río Ixlú, cuyos caudales no son excesivamente grandes. Esto significa que tanto la alimentación del lago como el desague se realiza principalmente en forma subterránea.

2. MORFOLOGIA Y GEOLOGIA

En los alrededores del lago Petén Itzá, se identifican claramente tres unidades geomórficas del sur al norte (figura 2), que se describen a continuación:

- Una unidad geomórfica, se ubica al sur del lago, caracterizado por cerros de poca altura de forma cónica. Estos cerros definen la topografía kárstica denominada como ruiforme típica del período de senilidad. En esta unidad no hay ríos.
- En la segunda unidad geomórfica se encuentran los lagos y lagunas de El Petén. Se caracteriza por una topografía de escaso relieve, sin ninguna prominencia topográfica y se limita más claramente por la falla Petén Itzá al norte del lago y la falla inferida al sur. En esta unidad no hay salidas superficiales de las lagunas; por el contrario, pequeños ríos llegan a las lagunas y al lago.
- La tercera y última unidad geomórfica, se define al norte de la falla Petén Itzá, y por lo tanto - al lado norte del lago Petén Itzá. Se observa una topografía un poco montañosa, cubierta de bosques tropicales y caracterizada por la existencia de varios ríos. En esta zona nace el río San Pedro y sus afluentes principales como lo son el río Tamarís y el río Sacluc.

El área de investigación se ubica dentro de la unidad morfotectónica denominada como plataforma de Yucatán (DENG 1983). En su porción sur, la plataforma - presenta un amplio plegamiento en dirección preferencial E-O, denominada arco de La Libertad. En su parte central se encuentra el graben del Petén entre la falla del Petén Itzá y la falla inferida al sur; el graben - se observa en los perfiles A-A' y B-B' en la figura 3. En la unidad sur se encuentran calizas del cretácico fuertemente karstificadas. Por lo contrario en la parte norte de la zona de investigación se encuentran en la superficie arcillas y pocas arenas del terciario - que cubren las calizas del cretáceo en un espesor aproximadamente de 100 hasta 200 metros. En esta zona los fenómenos de karstificación son evidentemente diferentes a los del arco de La Libertad; la zona sur tiene un karst abierto, la zona norte karst cubierto.

La zona media dentro de las zonas mencionadas se representa como zona de tránsito con calizas cubiertas de sedimentos terciarios de pequeño espesor y en muchos casos con contacto entre los lagos y las calizas del cretáceo en lo profundo. La zona media es una zona de tránsito del punto de vista morfológico, tectónico y geológico, como es demostrado también desde el punto de vista hidrogeológico.

3. HIDROGEOLOGIA

3.1 PRECIPITACION

La variación de la precipitación media anual entre 1934 y 1942 es del orden de $2017 \text{ mm/año} \pm 381 \text{ mm/a}$ con extremas de 2406 mm/a (1935-1936) y de 1487 mm/a (1940-1941). Para la década 1973-1983, se puede observar que la precipitación media del período completo es de $1588.4 \text{ mm/a} \pm 276 \text{ mm/a}$. Como experiencia general en la zona tropical se necesita por lo menos de 15 hasta 20 años de registros para determinar valores medios representativos. Siempre la desviación standard es mucho más grande en zonas tropicales que en otras zonas climáticas.

De los valores de precipitación media anual para el período comprendido de 1973 a 1987 (figura 4), se ha podido observar en la estación Flores un -

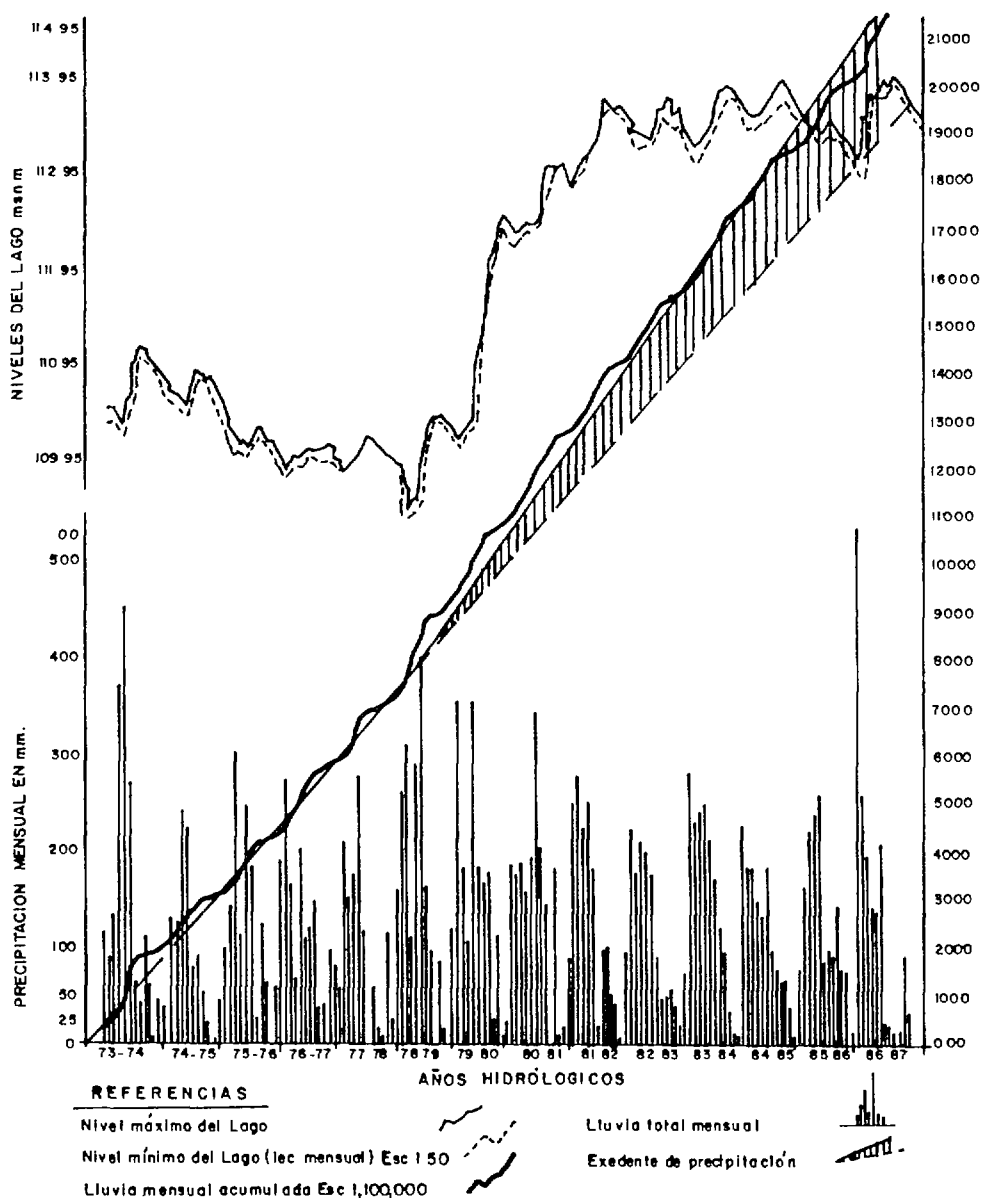


FIG.4. Características hidrológicas del lago Petén Itzá.

comportamiento regular en los valores para cada año, aunque dentro de ese período a partir de 1978 a 1983, el valor de la precipitación media anual se ha incrementado en aproximadamente 307.7 mm/a.

Dicho incremento se cree que es una de las principales causas del aumento del nivel del lago Petén Itzá, pues existe cierta correspondencia entre la tendencia de la precipitación y la variación del nivel del lago, aunque existe un pequeño desfase entre los valores máximos de lluvia y los niveles de agua más altos. Este desfase es del orden de dos a dos meses y medio, lo que indica que la influencia de la lluvia no es solamente directa sobre la superficie del lago sino que la recarga subterránea viene a incrementar las variaciones del propio lago (figura 4).

3.2 EVAPORACION Y EVAPOTRANSPIRACION

La evaporación de agua de la superficie del lago puede ser del orden de los 1400 mm/a, que representan un volumen de agua de $140 \times 10^6 \text{ m}^3$ anuales, los cuales se pierden directamente de la superficie del lago.

La evapotranspiración en el ambiente de los lagos es un factor que regula en parte el agua que puede recargar los niveles freáticos de toda el área de recarga, las que al final pueden descargar en el lago Petén Itzá. Estos valores se han calculado para la estación meteorológica Flores, situada muy cerca de la margen del lago, según Thornthwait a valores medios de 1282 mm/a (1973-1978) y 1400 mm/a (1978/83).

Como se puede observar, ambos valores calculados no son muy diferentes, por lo que la evapotranspiración y la evaporación no puede haber influido en mayor grado sobre el fenómeno de la crecida del lago Petén Itzá.

3.3 BALANCE HIDROLOGICO

Para el presente balance se consideraron en forma independiente dos períodos de tiempo, para poder efectuar una comparación de las condiciones hidrológicas y sus repercusiones en el comportamiento del lago. Como se mencionó anteriormente, para el cálculo de la evaporación y evapotranspiración se utilizó la fórmula de Thornthwaite. La diferencia entre la precipitación y la evaporación corresponde en el arco de La Libertad y en el graben del Petén a la recarga de los lagos.

El balance por separado de los dos quinquenios hidrológicos se hizo considerando el comportamiento del lago durante ambos períodos, como se puede observar en la figura 4. La creciente del lago se

inició a partir del año 1978 que coincide aproximadamente con el aumento de el régimen pluviométrico. De la comparación de ambos balances se puede concluir lo siguiente:

1. La precipitación media anual para el segundo quinquenio tuvo un incremento de 307.7 mm lo que puede considerarse como un aporte adicional en el agua disponible, que lógicamente tuvo que alterar parte del equilibrio del lago. Aparentemente el valor de 307.7 mm, no corresponde al ascenso de 3.9 metros del nivel del lago. Evidentemente hay otras contribuciones al lago a parte de la lluvia que cae directamente sobre el lago.
2. El agua que es susceptible a escurrir o infiltrarse, alcanzó un valor de 222.4 mm adicional para el segundo quinquenio, que posiblemente ayudó a alimentar el agua subterránea y que en alguna forma alimenta al lago, ya que este se encuentra en la parte más baja de la cuenca en el arco de La Libertad.
3. En la evapotranspiración real existe un incremento de 171.0 mm para el segundo quinquenio, posiblemente se debe a que existió una mayor disponibilidad de agua para este fenómeno. También se pudo observar en este mismo quinquenio un aumento en el déficit de humedad de 66.6 mm., debido a que la distribución de la humedad disponible fue menos uniforme que en el quinquenio anterior.

3.4 NIVELES FREATICOS Y QUIMICA DEL AGUA DE LAS LAGUNAS

En base a los niveles de pozos, de lagunas y de las corrientes de agua superficial, se han obtenido isolíneas de la morfología de la superficie del agua subterránea (figura 5). Este mapa debe de considerarse como preliminar, sin embargo, proporciona una información general sobre los flujos subterráneos.

Se ha estimado que existe un área aproximada de recarga del lago Petén Itzá de 1200 km², lo que hace que esta tenga gran importancia en el comportamiento de los niveles del lago. Al no existir desague superficial de las agua del lago se puede estimar que existe un aporte subterráneo que puede variar entre los 7 y 12 m³/seg.

El lago Petén Itzá forma parte del nivel regional del agua subterránea y su comportamiento es similar al de una ventana del acuífero que aflora en superficie.

De las evaluaciones realizadas en el campo se determinó para la zona sur, este y oeste la existencia de un gradiente del agua subterránea hacia el lago Petén Itzá.

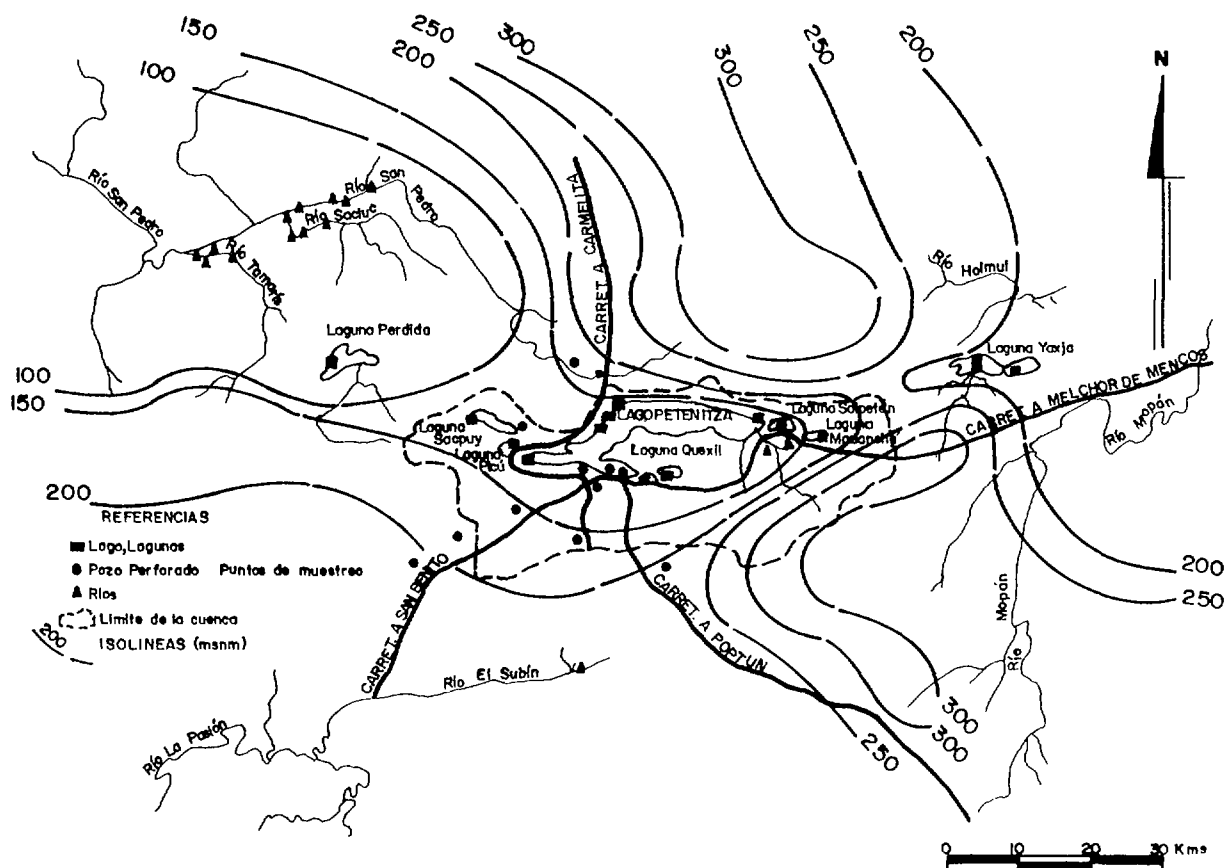


FIG.5. Isolíneas piezométricas de la cuenca del lago Petén Itzá y puntos de muestreo repetitivo para determinar la composición de los isótopos estables en los diferentes puntos de agua del Petén.

Según estimaciones del tipo y magnitud de la recarga, no toda el agua proveniente de la zona de infiltración llega al lago, sino parte de ella - circula en forma subterránea hacia el noroeste. De esta manera, el lago refleja los cambios de niveles de toda la región, los cuales presentan variaciones considerables. De acuerdo a lo observado en los niveles de agua del pozo San Francisco, ubicado aproximadamente a 15 kilómetros del sur del lago, en diferentes épocas del año se presentan variaciones mayores a los cuatro metros - (mediciones realizadas en septiembre y diciembre de 1984), siendo esta última cuando se midió el nivel más alto, época que corresponde al final - del mayor incremento del régimen de precipitación. En la parte sur-este del lago se puede observar que el gradiente es más fuerte, posiblemente por las características hidrogeológicas de los materiales que atraviesa el agua subterránea. Al noroeste se puede ver que el gradiente se vuelve mucho más bajo alcanzando valores entre 1 ‰ y 5 ‰. En ambos casos se tiene influencia directa en la velocidad de entrada y de salida del

agua subterránea y esto a la vez influye en el ascenso de los niveles de todos los puntos de agua superficial y subterránea.

En base a los análisis físico-químico del agua se considera que el lago se comporta como una masa de agua que está en circulación. La concentración de sales del agua del lago es un poco más baja que la de algunos pozos vecinos al mismo. Esta condición de menor salinidad puede deberse a que el agua que entra al lago en forma subterránea sufre una pequeña dilución ocasionada por el agua de lluvia almacenada en el lago. Este fenómeno se ve especialmente en los isótopos estables del lago Petén Itzá.

Si se observa el comportamiento del pozo de Chaclún situado aproximadamente a 100 metros al norte del lago, se pueden obtener conclusiones importantes con relación a la salida del agua del lago. En este pozo se encuentra la misma distribución vertical de las temperaturas que en el lago. Además, los valores isotópicos estables indican esta influencia de la misma forma. (Ver capítulo 4.1.2).

Asimismo, es posible que el afluente del río Saccluc, sea uno de los que recibe la recarga del lago. Sin embargo, algunas observaciones del comportamiento del afluente Saccluc y del mismo río San Pedro, indican que en ambos sus características físico-químicas son diferentes con las del agua del lago Petén Itzá.

En resumen, existen entradas y salidas subterráneas en el lago Petén Itzá debido a la salinidad donde la dilución de las aguas evaporadas del lago es fuerte.

Las lagunas vecinas de Salpetén y Macanché presentan características muy diferentes en sus niveles y en el contenido de sales. La primera alcanza valores de 3,900 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y la segunda 900 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y ambas tienen sus niveles de agua muy diferentes a los del nivel del lago Petén Itzá a pesar de que están muy próximas. La laguna de Salpetén tiene su nivel más o menos 6 metros abajo y la laguna de Macanché tiene su nivel más o menos 48 metros arriba del nivel del lago Petén Itzá (figura 6). De lo anterior se considera que la laguna de Salpetén no puede tener ningún desague subterráneo, sin embargo, la laguna de Macanché puede tener cierta circulación subterránea.

En la figura 6 se puede ver el perfil que pasa por las diferentes lagunas de este a oeste. En este mapa se pueden observar las diferentes elevaciones del nivel del agua de cada laguna, lo que muestra en principio que la mayoría de las pequeñas lagunas no están conectadas al nivel regional del agua a excepción de la Laguna Perdida, la cual presenta un nivel que puede estar en conexión con el lago Petén Itzá.

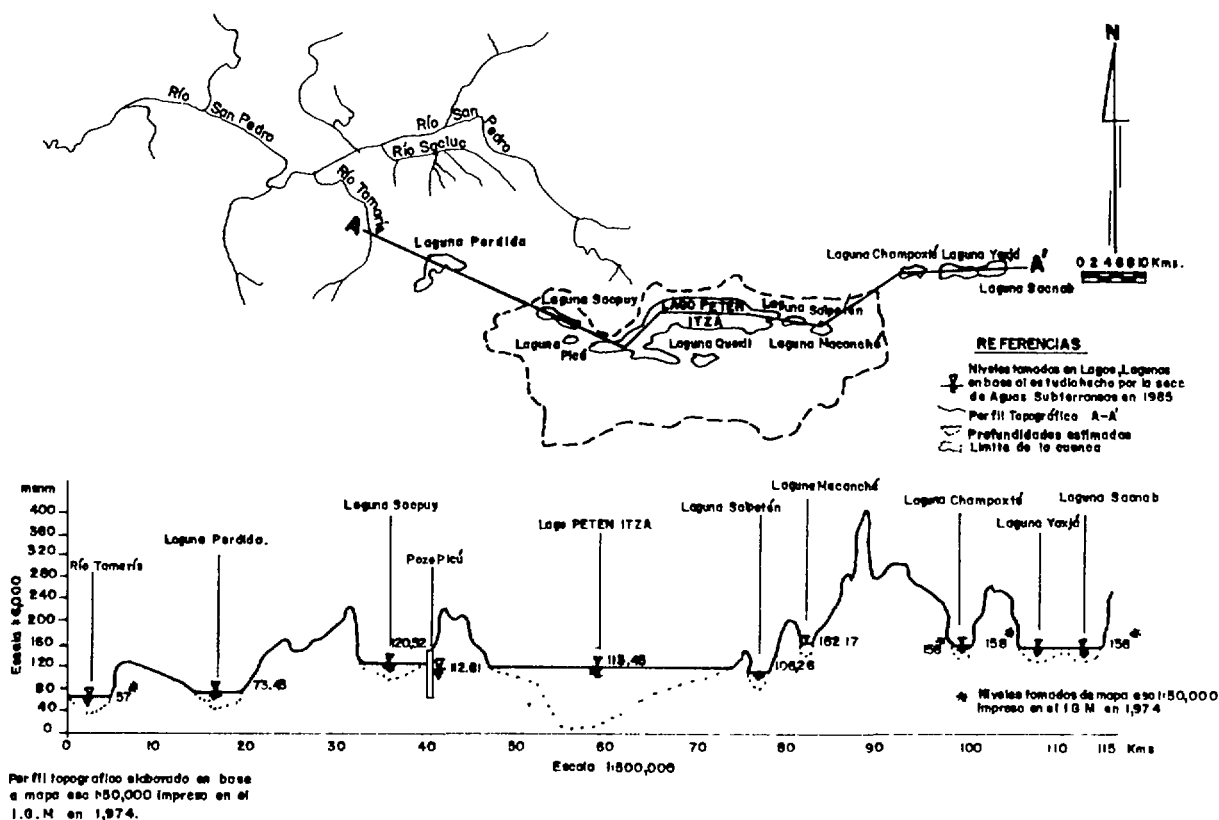


FIG.6. Estudio de aguas subterráneas en Guatemala, cuenca del lago Petén Itzá: perfil longitudinal de los niveles del lago y las lagunas.

3.5 DIRECCION DEL FLUJO DEL AGUA SUBTERRANEA

En condiciones normales las líneas de flujo son - perpendiculares a las equipotenciales, sin embargo, en este tipo de materiales las líneas de flujo pueden tener desviaciones según el grado de desarrollo kárstico.

Lo anterior permite considerar que el subsuelo de la región se encuentra totalmente saturado, siendo esta una de las causas de la relación casi directa entre las lluvias y los ascensos regionales de los niveles de agua, ya que al existir un aporte de agua adicional la salida de la misma es lenta, ya que no existe suficiente capacidad superficial y subterránea para desaguar rápidamente toda el agua adicional que llega al sistema.

3.6 PERMEABILIDADES DEL ACUIFERO

Como se mencionó anteriormente por el tipo de materiales que se encuentran en el subsuelo, las características hidráulicas e hidrogeológicas son muy complejas. Su determinación requiere estudios

más detallados, sin embargo, con la información - existente se ha podido analizar en forma preliminar el sistema hidrológico e hidrogeológico de la región.

La propiedad de los materiales del subsuelo de - permitir la circulación del agua puede variar de un lugar a otro, por lo que los valores de las características hidráulicas pueden tener un rango de variación muy amplio, existiendo valores que se aproximan a cero y valores muy grandes parecidos a los que se presentan en la circulación de agua a través de grandes conductos, llegándose en algunos casos a regímenes turbulentos de circulación.

En una prueba de bombeo realizada recientemente en un pozo ubicado en la población de San Francisco, localizado a 15 kilómetros al sur del lago, la permeabilidad que se determinó da un valor que varía entre 1 y 2 m/día. El pozo se encuentra sobre rocas calizas con poco desarrollo kárstico y posiblemente el agua se mueve en una serie de fisuras y diaclasas que fueron ampliadas por disolución química.

En las poblaciones de Santa Elena y San Benito, existen cuatro pozos perforados que son utilizados para el abastecimiento de agua potable de las mismas poblaciones. En dichos pozos se han encontrado valores de permeabilidad similares a los - del pozo de San Francisco. Estos valores concuerdan con los valores reportados por DAVIS & DE WIEST (1966), CUSTODIO & LLAMAS (1976). Estas cantidades reflejan valores medios y regionales - con desviaciones locales del orden de 10 ó 100 - del valor medio.

4. ESTUDIO ISOTOPICO

El estudio isotópico fue enfocado principalmente en la determinación de los isótopos estables y del tritio. Las variaciones estacionales y regionales de los isótopos estables contribuyen mucho al reconocimiento del sistema subterráneo. Sin embargo, el tritio tiene valores entre 2 y 8 U. T., lo que corresponde a una variación regional tan pequeña (como sucede en la mayoría de los países de América Central) que una interpretación cuantitativa es muy complicada.

De este hecho las siguientes interpretaciones se refieren principalmente sobre los isótopos estables.

Como parte de las investigaciones que se realizan en el lago Petén Itzá y sus alrededores se ha llevado a cabo una evaluación de la composición en isótopos estables del agua subterránea y de superficie de la región por medio de un muestreo repetitivo (figura 5).

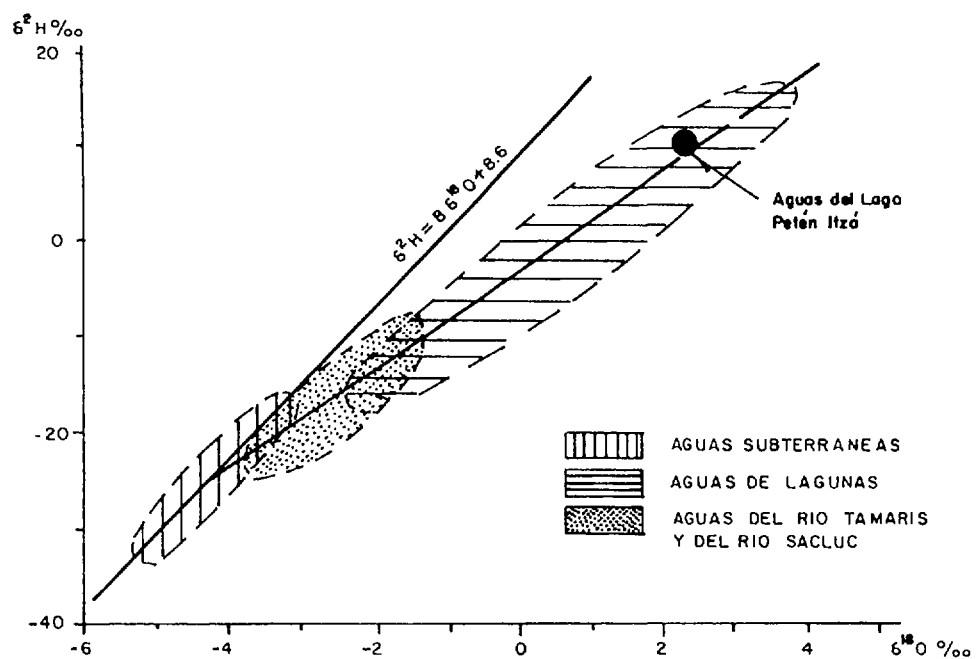


FIG.7. Diagrama de los isótopos estables de ^{18}O y del ^2H .

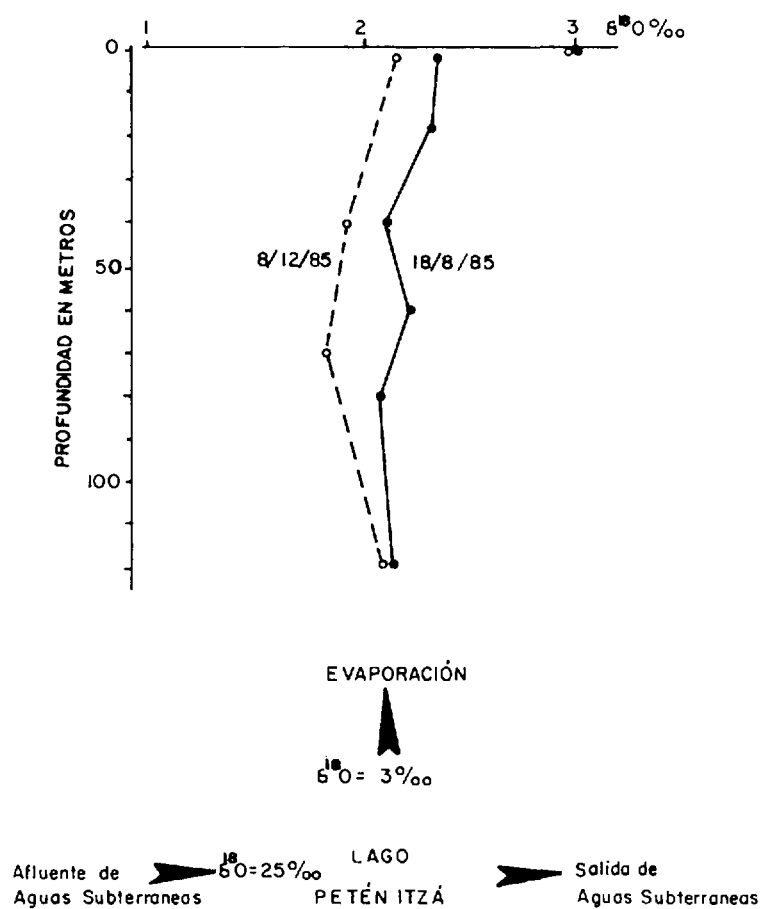


FIG.8.

4.1 INTERPRETACION DE RESULTADOS ISOTOPICOS

4.1.1 EL AGUA SUBTERRANEA ALREDEDOR DE LOS LAGOS

Si se considera que el agua subterránea alrededor del lago Petén Itzá y el agua de las entradas superficiales a las lagunas Salpetén y Macanché, se agrupan alrededor de la misma recta, es necesario verificar que los valores de los isótopos estables agrupados alrededor de una línea de precipitación (figura 8) corresponden a la siguiente ecuación:

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 8.6$$

Contratando la baja dispersión de los valores en el agua subterránea con la alta dispersión de los valores en el agua de lluvia, lo que indica que - existe una homogenización más o menos fuerte en el sistema subterráneo.

Tanto las aguas subterráneas de la zona norte del lago Petén Itzá como del sur siguen esta recta de precipitación, los valores medios de los isótopos estables son:

$$\delta^2\text{H} = -26,2\% \quad \delta^{18}\text{O} = -4,37\%$$

En toda la zona localizada alrededor de las lagunas no hay diferencia de alturas topográficas mayores de 200 metros, lo que indica que un efecto de altura sobre la composición isotópica estable está más o menos dentro de la sensibilidad de la medida.

4.1.2 EL AGUA EN LOS LAGOS

Los valores isotópicos estables de las lagunas - Quexil, Paxcaman, Salpetén, Macanché, Picú, Sacpuy, Laguna Perdida y del lago Petén Itzá, muestran una fuerte influencia de la evaporación. El diagrama $^2\text{H}/^{18}\text{O}$ muestra que esos valores se agrupan alrededor de la misma línea de evaporación - (figura 7), indicando que en todos los lugares - hay entrada de agua de la misma composición inicial isotópica estable. Como se demostró anteriormente en las investigaciones tradicionales se trata de subterránea que llega directamente o como pequeños ríos a las lagunas.

Un análisis de regresión de los valores isótopos estables de las aguas evaporadas de la siguiente relación:

$$\delta^2\text{H} = 5.1 \delta^{18}\text{O} - 2.3$$

$$r = 0.99$$

Los valores al inicio de la línea de evaporación corresponden bastante bien con las aguas subterráneas no evaporadas de la zona de recarga, es decir que el origen del agua de los lagos es subterránea, sin embargo, también existe la posibilidad de que existe una contribución de las aguas de superficie, aunque esta no juega un papel muy importante en lo que se refiere a las inundaciones, ya que esa cantidad parece despreciable con relación a la contribución del agua subterránea. El análisis de las muestras de los perfiles en profundidad en el lago Petén Itzá muestra que los valores de los isótopos estables son homogéneos por abajo del nivel del lago en cada tiempo del muestreo, pero en general diferentes de los valores al nivel del lago Petén Itzá. Por lo contrario, se ve que la composición isotópica estable cambia en los perfiles para cada tiempo del muestreo de forma que los valores disminuyen (figura 8).

El fraccionamiento isotópico estable se efectúa en la superficie del lago y una vez por año hay una homogenización del contenido isotópico estable por inversión de las temperaturas en el lago. En tiempos sin inversión de temperatura hay aportes del agua subterránea al lago lo cual diluye las aguas evaporadas por abajo del nivel del lago. Es decir que el lago se comporta como un pozo de gran diámetro donde el agua evaporada se diluye con las aguas subterráneas debajo del nivel del lago. Con esta dilución por tiempo (figura 8), se calcula con la ecuación sobre la dilución en un pozo único (MOSER & RAERT 1981) la velocidad de los aportes en equilibrio con las salidas subterráneas en el lago:

$$v = \frac{r}{2t} \ln \frac{C_o}{C_t}$$

Esta velocidad dió un valor de 1.3×10^{-3} m/d. Suponiendo que el área de entrada y salida en el acuífero es dos veces más grande que el área del lago se obtiene una velocidad de filtración de aproximadamente:

$$v_f = v/2 = 6.7 \times 10^{-4} \text{ m/d}$$

Con un gradiente del agua subterránea de 1 ‰ se obtiene una permeabilidad media del acuífero de 0.7 m/d valor que se aproxima a las evaluaciones realizadas en las pruebas de bombeo (ver capítulo 3.6).

Si se supone una porosidad media de 5%, se obtiene una velocidad en el espacio de aproximadamente 1.3×10^{-2} m/d, o sea 4.9 m/a lo cual indica que el desague del agua del lago Petén Itzá es lenta.

La existencia de esta salida de agua se puede observar en el pozo Chachaclún localizado a 100 m. al norte del lago. En este pozo los valores isotópicos estables ($\delta^{18}O=1.68\text{‰}$) son muy similares al agua del lago ($\delta^{18}O=2.0\text{‰}$).

4.1.3 EL AGUA EN LOS NACIMIENTOS DE LOS RIOS SACLUC Y TAMARÍS

Los nacimientos del río Saclúc y Tamarís se localizan aproximadamente a 30 kilómetros al noroeste del lago Petén Itzá. La composición de esas aguas en isótopos estables está situada sobre la línea de evaporación y muy cerca de la línea de precipitación. Estos valores no cambian mucho en el estiaje, lo cual indica que no hay efectos de evaporación local, por el contrario, la composición isotópica estable del río San Pedro ($\delta^{18}O=3.71\text{‰}$, $\delta^2H=-21.8\text{‰}$) antes de la entrada de sus afluentes Saclúc y Tamarís, es igual que el agua subterránea de la cuenca localizada al norte del lago. Los valores isotópicos de los nacimientos del río Sacluc ($\delta^{18}O=-2.30\text{‰}$, $\delta^2H=-14.0\text{‰}$) y Tamarís ($\delta^{18}O=-3.29$, $\delta^2H=-14.0\text{‰}$) son productos de una mezcla entre las aguas subterráneas de la región ($\delta^{18}O=-4.18\text{‰}$, $\delta^2H=-25.0\text{‰}$) y de las aguas de los lagos del Petén, especialmente del lago Petén Itzá ($\delta^{18}O=2.23\text{‰}$, $\delta^2H=9.5\text{‰}$).

Asimismo, la línea de evaporación es al mismo tiempo una línea de mezcla. Un cálculo con las concentraciones isotópicas estables de las componentes mezcladas (C_1, C_2) y la mezcla (C_3) con respecto de la contribución relativa (n o $1-n$) de los componentes mezclados $n C_1 + (1-n) C_2 = C_3$ muestra que la contribución de los lagos al caudal del río Saclúc es del orden de 29% y al caudal del río Tamarís del orden de 14%. Considerando que el caudal del río Tamarís es más grande que el del río Saclúc (más de 2 veces), se obtiene como resultado que el río Tamarís es más importante para el drenaje subterráneo del lago Petén Itzá y sus lagos vecinos que el río Saclúc.

No hay una determinación exacta de los caudales de los dos ríos debido a que esta zona se encuentra ubicada en un bosque tropical casi inaccesible, por lo que no ha sido posible realizar investigaciones tradicionales más detalladas.

El tritio muestra los siguientes valores medios:

- Pozos	5.76 ± 1.89	U. T.
- Lagunas	5.74 ± 2.28	U. T.
- Río San Pedro	5.50 ± 1.82	U. T.
- Río Saclúc	4.19 ± 0.95	U. T.
- Río Tamarís	2.58 ± 0.95	U. T.

Valores de 5.5 U. T. corresponden a aguas jóvenes o actuales, en cambio el tritio en el río Saclúc y Tamarís indica una mezcla de aguas jóvenes con

aguas viejas. Esto indica que el agua subterránea en esos ríos tiene un tiempo de residencia - prolongado. Sostenido por las velocidades en la distancia de aproximadamente 5 m/a (ver capítulo 4.12).

Tomando en cuenta de que hay una contribución subterránea del lago Petén Itzá al río Saclúc y Tamarís, lo cual ha sido demostrado en la composición isotópica estable, y de que las aguas de estos - dos ríos tienen una componente de aguas subterráneas viejas, se puede deducir que el flujo subterráneo entre el Graben del Petén Itzá hasta los afluentes del río San Pedro es relativamente lento. Esto indica que los aportes de agua al lago Petén Itzá son más rápidos que la salida de la - misma.

5. CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos con métodos tradicionales demuestran claramente que el Lago Petén Itzá y la Laguna Perdida forman parte del agua subterránea que está siendo alimentada en la zona sur kárstica del arco de La Libertad. Las otras lagunas no tienen mucho contacto con el karts, por lo que su comportamiento es diferente. Por razones hidrogeológicas existe un cambio - muy fuerte de las permeabilidades a lo largo de la zona del graben del Petén, existiendo una gran permeabilidad en la parte sur y una pequeña permeabilidad en el norte.

Estos resultados cualitativos son positivos y parcialmente han sido cuantificadas, con los resultados isotópicos.

En base a estos resultados se puede concluir que el lago Petén Itzá se comporta como un embalse natural con fuertes afluentes y flujos relativamente pequeños a la salida.

REFERENCIAS

- CUSTODIO, E. & LLAMAS, M., (1976): Hidrología Subterránea. Ediciones Omega; S. A. 2359 P. Primera Edición. Tomo II. Barcelona.
- DAVIS, S. N. & de WIEST, J. M., (1966): Hidrogeology, Wiley & Sons 463 P., New York, London, Sydney.
- DENGO, G. (1983): Informe Preliminar de la Geología Regional de la Cuenca Media del Río Usumacinta, Guatemala, México. Rep. INDE: 48 p. Guatemala.
- MOSER, H. & RAUERT, W. (1981): Isotopenmethoden in der Hydrologie Verl. Borntrager; Stuttgart.

ETUDE ISOTOPIQUE DES EAUX SOUTERRAINES DE LA PLAINE DU CUL-DE-SAC, REPUBLIQUE D'HAÏTI

R. GONFIANTINI

Agence internationale de l'énergie atomique,
Vienne

M. SIMONOT*

Programme des Nations Unies pour le développement
(Projet HAI/79/001),
Port-au-Prince, Haïti

Résumé-Resumen

ETUDE ISOTOPIQUE DES EAUX SOUTERRAINES DE LA PLAINE DU CUL-DE-SAC, REPUBLIQUE D'HAÏTI.

- L'aquifère principal de la plaine du Cul-de-Sac est constitué par une formation alluviale multicouche qui pendant le Quaternaire s'est accumulée dans un graben entre deux anticlinoriaux de calcaire karstifié d'âge éocène. Les isotopes du milieu indiquent clairement l'origine et les voies préférentielles de circulation des eaux dans l'aquifère ainsi que leurs rapports avec les systèmes karstiques. La source principale de la recharge est la Rivière Grise. Le karst du nord n'y contribue que faiblement.

L'origine de la salinité des eaux souterraines dans la partie septentrionale de la plaine et dans la zone de Port-au-Prince a aussi été étudiée. Ces eaux salées sont légèrement enrichies en isotopes lourds par rapport aux eaux souterraines douces, tout en restant situées sur la droite des eaux météoriques. Elles peuvent donc dériver d'eaux de surface ayant subi une évaporation dans des conditions d'humidité relative élevée, ou bien s'être formées à une époque où les pluies étaient enrichies en isotopes lourds par rapport aux précipitations actuelles. Dans la zone de Port-au-Prince la salinité des eaux souterraines découle de l'intrusion d'eau de mer dans les aquifères côtiers à la suite de leur surexploitation.

ESTUDIO ISOTOPICO DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS DEL LLANO DEL CUL-DE-SAC, REPUBLICA DE HAÏTI.

- El acuífero principal del llano del Cul-de-Sac está constituido por una formación aluvial multicapa que durante el Cuaternario se acumuló en un graben entre dos anticlinoriaux de caliza carstificada de edad eocénica. Los isótopos ambientales muestran claramente el origen y los caminos preferentes de circulación del agua en el acuífero y sus relaciones con los sistemas cársticos. La fuente mayor de recarga es el río Gris. El karst del Norte no tiene una contribución importante.

*) - Adresse actuelle: Projet MLI/84/005, c/o PNUD,
Bamako, Mali.

Se investigó también el origen de la salinidad de las aguas subterráneas en la región septentrional del llano y en la zona de Port-au-Prince. Las aguas saladas están ligeramente enriquecidas en isótopos pesados con respecto a las aguas subterráneas dulces, sin mostrar una desviación de la recta de aguas meteóricas. Dichas aguas podrían derivar de aguas superficiales sometidas a evaporación en condiciones de alta humedad relativa, o bien de precipitaciones de otra época que estaban enriquecidas en isótopos pesados con respecto a las precipitaciones actuales. En la zona de Port-au-Prince la salinidad de las aguas subterráneas procede de la intrusión de agua de mar como consecuencia de una explotación intensiva.

1. INTRODUCTION

Le projet HAI/79/001 "Etude et mise en valeur des ressources en eau souterraine" a été mené à bien dans les années 1979-1987 par les Nations Unies et le Bureau des Ressources en Eau du Ministère de l'Agriculture, des Ressources Naturelles et du Développement Rural de la République Haïtienne. Une des parties principales du projet était l'étude hydrogéologique de la plaine du Cul-de-Sac, région la plus importante du pays du point de vue socio-économique. C'est une zone très peuplée, incluant la capitale Port-au-Prince, et très exploitée pour la production de canne à sucre.

Alors que l'étude de la plaine du Cul-de-Sac était déjà bien avancée, on decida d'effectuer une étude avec les isotopes du milieu afin de confirmer certaines hypothèses formulées au cours des investigations hydrogéologiques. Les résultats de cette étude isotopique ont déjà fait l'objet d'une communication présentée au dernier Symposium d'hydrologie isotopique de Vienne [1]. Si nous les présentons à nouveau, c'est afin de les comparer à ceux d'autres études isotopiques effectuées dans d'autres pays des Caraïbes, et également présentées dans ces comptes-rendus. Cela permet également de compléter le panorama des applications des techniques isotopiques en hydrologie en Amérique latine.

2. RESUME HYDROGEOLOGIQUE [2, 3]

La plaine du Cul-de-Sac a une forme rectangulaire et une surface d'environ 500 km². Elle est coincée entre la mer (Baie de Port-au-Prince) à l'ouest, un lac fermé d'eaux saumâtres (Etang Saumâtre) à l'est, et deux massifs calcaires, un au nord (Chaîne des Matheux et Montagnes du Trou d'eau, altitude 800-1200 m) et un au sud (Massif de la Selle, qui atteint une altitude de 2674 m). La surface totale du bassin versant est d'environ 1500 km².

Les précipitations sont de 600 à 1000 mm/a sur la plaine (décroissantes de ouest en est), de 800 mm/a sur les montagnes au nord et de 1200 à 1500 mm/a sur le Massif de la Selle. Les fleuves les plus importants (Rivière Grise, Rivière Blanche, Rivière de Fond Parisien) descendent des montagnes méridionales et perdent la plupart de leurs eaux

dans la plaine par infiltration. Seule la Rivière Grise arrive à atteindre la mer.

La plaine occupe un graben compris entre les anticlinoriaux constitués par les massifs calcaires karstifiés d'âge éocène au nord et au sud. Pendant le Tertiaire et au début du Quaternaire la plaine était occupée par la mer. Plus tard, la plaine se souleva et émergea. Cette émergence débutant à l'ouest, elle donna naissance dans la partie orientale à des lacs, dont les vestiges les plus importants sont constitués aujourd'hui par l'Etang Saumâtre (14 m s.n.m.) et le Lac Enriquillo (-36 m s.n.m.) situé en République Dominicaine.

L'érosion entraîna l'accumulation de dépôts alluviaux de forte épaisseur (jusqu'à 200 m) comprenant sables, gravier et argiles. Ces dépôts, surtout importants dans les deux tiers méridionaux de la plaine, sont complétés par les grands cônes de déjections des fleuves principaux. Les couches les plus perméables de ces dépôts, généralement au nombre de trois, constituent de très bons aquifères, les horizons les plus profonds étant confinés et artésiens.

Dans la partie septentrionale de la plaine l'aquifère est constitué par des dépôts d'origine marine, riches en argile et donc peu perméables. Les eaux y ont souvent une salinité élevée. Une autre zone de forte salinité des eaux souterraines est celle de Port-au-Prince, où une intrusion d'eau marine est fort probablement la conséquence d'une exploitation intensive de l'aquifère.

Des sources thermales sulfurées se manifestent le long d'une faille à la limite nord-ouest de la plaine. Ces sources sont probablement dues à la présence d'une intrusion basaltique en profondeur.

La recharge de l'aquifère alluvial se produit surtout par infiltration latérale à partir du lit des fleuves et, au sud-est, directement par contact avec le calcaire. Toutefois, la continuité hydraulique avec les massifs calcaires n'existe pas partout. Ceci est démontré par la présence de sources qui jaillissent en bordure des failles au nord et au sud-ouest de la plaine.

L'exploitation des eaux souterraines est très intense dans toute la plaine du Cul-de-Sac, à l'exception des zones à eau salée. On compte environs 450 forages qui pompent 3,3 m³/s d'eau [2]. Malgré cela, le biseau salin n'a pratiquement pas évolué au nord. Ceci est attribuable à la faible perméabilité des formations qui contiennent les eaux souterraines salées.

3. ECHANTILLONNAGE ET RESULTATS

Le but de l'étude isotopique était de mettre en évidence les mécanismes de recharge et les voies préférentielles de circulation des eaux souterraines dans la plaine du Cul-de-Sac. On souhaitait aussi déterminer l'origine de la salinité dans les eaux de la partie septentrionale de la plaine et dans la zone de Port-au-Prince.

Cent cinq sites (localisés Fig. 1) ont été échantillonnés en quatre campagnes, identifiées dans le code d'échantillonnage par les lettres A (novembre-décembre 1983), B (janvier-mars 1985), C (septembre-octobre 1985) et D (mai-juin 1986).

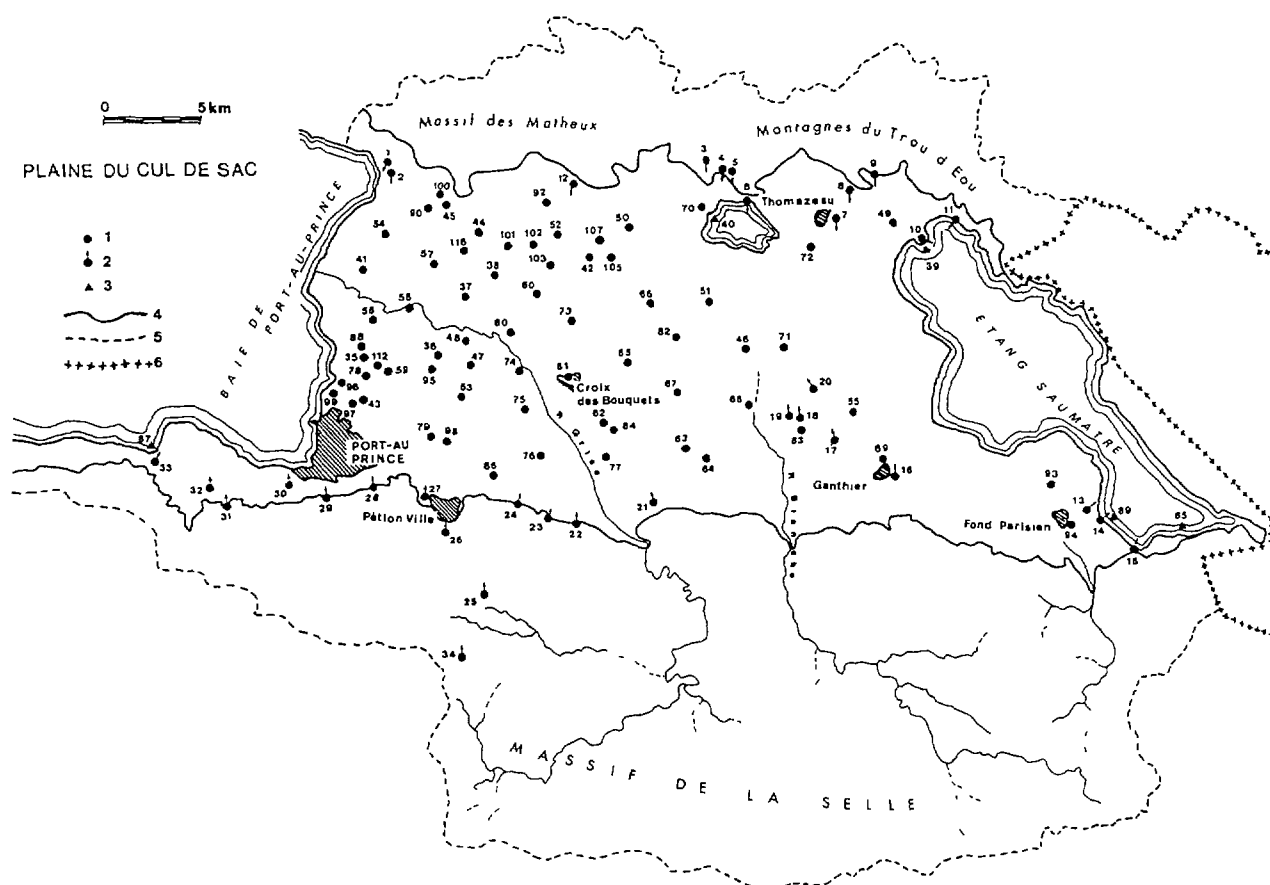


FIG. 1. Plaine du Cul-de-Sac: sites échantillonnés avec leur code. 1 - forages et sources d'affleurement de la nappe; 2 - sources karstiques et de faille; 3 - eaux de surface; 4 - failles principales du graben; 5 - limites du bassin versant; 6 - frontière avec la République Dominicaine.

Les résultats sont reportés dans les tableaux I à IV. Pour les sites échantillonnés plus d'une fois, on a reporté les valeurs moyennes de $\delta^{18}O$ et de δD lorsqu'il n'y avait pas de différence significative entre les valeurs. Dans le cas contraire on a reporté toutes les valeurs. Le tritium et le carbone-14 ont été mesurés une fois seulement. La précision des mesures est de 0.1 et 1.0 ‰ respectivement pour l'oxygène-18 et le deutérium, et d'1 UT (unité de tritium) pour le tritium. La précision des mesures pour le carbone-14 est indiquée dans les tableaux.

Les forages qui donnent de l'eau d'une salinité supérieur à 1 g/l ne sont généralement pas équipés de pompe, et dans ce cas les échantillons ont été prélevés en surface dans le forage. D'autres échantillons prélevés plus tard dans les mêmes forages à la profondeur des crépines n'ont cependant pas montré de différences de composition isotopique avec les échantillons prélevés en surface. La seule exception est le forage N° 92, de salinité très élevée, où l'on note une différence de composition isotopique entre l'échantillon de surface et celui de profondeur. Dans ce cas on a préféré la valeur obtenue en profondeur.

TABLEAU 1
SOURCES KARSTIQUES
RESULTATS ISOTOPIQUES

Code	Dénomination	Altitude (m)	δD (o/oo)	$\delta O-18$ (o/oo)	Tritium U.T.	$\delta C-13$ (o/oo)	C-14 (pmc)
B3	Dumornay	100	-14.7	-3.38			
B4	Céleste	70	-12.6	-3.24			
B5	Diacroix	70	-13.6	-3.25			
B6	Trou Caïman	25	-14.0	-3.19	1.4	-7.39	28.3±1.0
B7	Nan Lagon	30	-11.6	-3.21			
B8	Duthil	40	-11.1	-3.14			
B9	Dallemand	110	-11.1	-3.14	2.5		
AB10	Manneville	15	-11.7	-3.10	1.4	-8.38	28.4±0.6
B11	Glore	15	-10.8	-3.22			
B13	Bingalo	30	-26.0	-4.94			
AB14	So Madame	15	-27.1	-4.95	1.6	-8.04	44.6±0.7
B15	Boucan La Morne 2	18	-27.5	-5.10			
B16	Ganthier	140	-19.7	-4.02	0.0	-7.58	50.2±0.7
B17	Madame Beaugé	60	-20.8	-4.26			
AB18	Zabette	55	-22.8	-4.34	4.9	-7.83	51.6±0.7
B19	Campèche	55	-22.4	-4.30			
B20	Bassin Général	35	-22.8	-4.30			
B21	Dumay	160	-17.6	-3.64			
B22	Gros Jean	370	-15.0	-3.36			
B23	Metivier	382	-14.2	-3.44			
AB24	Frères	220	-13.3	-3.31	3.4	-11.69	54.7±1.1
B25	Millet	950	-18.2	-3.92	0.0		
B26	Tête de l'eau	490	-15.0	-3.56			
B27	Cérisier-Plaisance	245	-14.5	-3.32			
B28	Turgeau	192	-12.1	-3.20			
B29	Carrefour Feuilles	100	-13.4	-3.16	3.5		
B30	Leclerc	55	-12.7	-3.20			
B31	Tunnel Diquini	135	-14.0	-3.36			
AB32	Madame Baptiste	70	-14.2	-3.28	3.8	-8.17	34.9±0.5
B33	Mariani 2	15	-14.0	-3.21			
B34	Cresson Kenscoff	1480	-20.9	-4.40	8.7		

TABLEAU II
FORAGES, Puits ET SOURCES D'AFFLEUREMENT DE LA NAPPE
RESULTATS ISOTOPIQUES

Code	Dénomination	Alt. (m)	Prof. (m)	Temp. (C)	δD (o/oo)	δO-18 (o/oo)	Tritium U.T.	δC-13 (o/oo)	C-14 (pmc)
FORAGES ET Puits									
AB41	HASCO Moleard N.3	5	31-119	29	-20.1	-4.02	1.1	-9.54	8.7±0.3
ABC42	HASCO Dessources N.2	25	72-156	28.5	-20.0	-4.01	0.0	-10.43	10.8±0.4
B46	Drouillard (après pompage)	41	95	28.5	-23.8	-4.62			
B47	CAMEP N.2	36	23-73	27	-17.9	-3.66			
B48	CAMEP N.3	32	117	27	-18.0	-3.73	7.5	-10.53	80.9±1.3
B49	Manneville PNUD-P6	37	27-34	28.5	-12.4	-3.08	1.1		
B54	HASCO Sibert N.A7	5	33-79	29	-20.4	-4.14			
B55	Puits Balan	25	8-18	27	-21.8	-4.29			
B56	HASCO Menelas N.1	8	9-55	27	-17.0	-3.52	0.0	-11.30	59.6±0.8
B57	HASCO Sibert N.B6	11	12-74	27.5	-18.4	-3.72			
B58	Augustin N. 248 B	16		28.5	-18.6	-3.68			
B60	Ambroise	35	30	27	-18.6	-3.62			
B61	SNEP	60	74	26	-18.9	-3.86			
B62	Aimé	98	90	26	-17.7	-3.72	6.0		
B63	PRB/AEP Turbé (carrefour)	90	37-46	28.5	-14.3	-3.38			
B64	PRB/AEP Rampe	82	18-29	27	-19.8	-3.72	4.0	-12.03	89.7±2.3
B65	Coop. Bobin	50	105	27	-17.2	-3.54			
BC66	HASCO Lasserre N.4	31	92-118	27	-19.8	-4.16	1.2	-10.85	57.8±1.3
B67	Ca Madam Alain	51	107	26.5	-18.7	-3.86	1.1	-10.91	71.7±1.5
B68	Dorcelly	68	12-61	24.5	-22.1	-4.24			
BC69	Coop. Ganthier	95	102	27.5	-16.6	-3.64			
BC70	PRINSA	30	51	28	-15.0	-3.27	1.5		
AB71	Coustard PNUD P4/2	40	77-73	27	-24.0	-4.73	0.7	-10.21	39.0±0.6
B73	Coop. Frères Unis	43	160	27	-17.9	-3.81	0.5	-9.75	50.9±1.2
B74	Coop. Tabarre	57	0-43	27	-17.4	-3.68			
B75	Auguste	65		27	-17.3	-3.44			
B77	Mangones	120	15-91	28.5	-18.0	-3.63			
B80	Roumain	41	6-73	27	-18.7	-3.70			
B82	Alexandre Paul	31	10-61	27	-23.4	-4.45			
B83	Mourra	70	79	25	-23.6	-4.32			
A84	Roche Blanche PNUD P2/2	114	50-76	26	-18.3	-3.82	8.3	-9.08	71.7±1.1
B88	Puits Cité Simone	5	18	27	-15.0	-3.24	0.5		
C93	Coop. Cité-Fond Parisien		61		-25.8	-4.83			
C94	Coop. Fond Parisien		46		-24.0	-4.75	2.1		
C95	CAMEP F1	31	18-64		-14.6	-3.10			
C96	Cité Simone PNUD 8	34	50-52	30	-14.4	-3.10			
C101	HASCO Bon Repos N.2	10	39-98	28	-18.1	-3.83			
C102	HASCO Pascher N.2	21	6-94	27	-17.9	-3.65			
C103	HASCO Pascher N.1	27	6-94	27	-17.7	-3.62			
C105	Desquiron	25	34-100	30	-21.0	-4.19			
C107	HASCO Despinasse	28	23-80		-18.5	-3.87	1.5		
C112	Madsen	13	12-42	28.5	-16.2	-3.28	4.6		
C116	HASCO Sibert N.4	9	15-46	28	-18.9	-3.70	2.0		
SOURCES D'AFFLEUREMENT DE LA NAPPE									
B35	Dame-Marie	5			-15.3	-3.37			
B36	Cazeau	20			-15.6	-3.57			
B37	Lathan	20			-19.6	-3.74			
C38	Balanguier	20			-17.0	-3.62			
B76	Greffin	100			-12.4	-3.12			
B86	Puits Blain	180			-14.1	-3.06	1.1		

TABLEAU III

FORAGES ET SOURCES AVEC CONDUCTIVITE SUPERIEUR A 1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$
RESULTATS ISOTOPIQUES ET DONNEES CHIMIQUES

Code	Dénomination	Alt. (m)	Prof. (m)	Temp. (C)	δD (o/oo)	$\delta\text{O-18}$ (o/oo)	Tritium U.T.	$\delta\text{C-13}$ (o/oo)	C-14 (pmc)	Cl- (ppm)	Br- (ppm)	SO4= (ppm)	Conduct ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
ZONE DE PORT-AU-PRINCE													
A43	SNEM Chancerelles	20	79-85	28	-2.9	-1.82	0.0	-5.44		1930		790	6700
D53	SLEC	49	9-43	31	-12.6	-3.02				477	3.8	374	300
B59	H.W.S.	10	15	28	-11.3	-2.83	3.2			393		185	1840
B78	Gas Industries	6	6-55	28	-11.8	-2.98	2.3	-10.85	90.0 $\pm$ 1.0	1530	6.5	185	5090
BC79	H.W.S. Delmas 31	120	46-76	28.5	-5.2	-2.29	0.0			800	1.8	44	2880
C97	Ofatma			29	-10.3	-2.54				3390	13	703	11500
D97	"				-12.0	-3.03							1490
CD98	Moyse Wawa		44-60	80	-11.2	-2.84				1020	4.5	503	4430
C99	Conseil C.-Cite Simone	4	37	28	-15.0	-3.07	3.9			696		125	2820
BANDE SEPTENTRIONALE DE LA PLAINE													
B44	Int. Tank Terminal	19	30-62	28.5	-12.4	-2.84		-9.64	93.0 $\pm$ 1.1	166		325	2600
CD44	" " "			30.5	-18.4	-3.60				180		221	1950
BC45	Nadal	10	46	28	-20.0	-3.90	0.0	-10.05	29.4 $\pm$ 1.5	344		194	1720
B50	Chambrun PNUD-P3	28	87-93	29.5	-14.4	-3.42	0.0			340		160	1800
BC51	Coop. Boutin	30	155	29.5	-16.9	-3.69	0.2			1540	7.9	536	5420
BC52	HASCO Pascher N.6	25		29	-17.6	-3.68	2.1	-10.26	46.4 $\pm$ 2.0	444		156	2110
A72	Hatte Cadet PNUD P5/2	20	53-59	30.5	-4.6	-1.98	0.4	-10.31	13.1 $\pm$ 1.1	3510		1375	10900
BCD72	" " "			29.5	-3.3	-1.60	0.0			5090	27	2020	16300
A90	Merger PNUD P1/1	5	62-75	31	-6.5	-2.46	0.7	-11.44	8.8 $\pm$ 0.4	1820		129	5650
B90	" " "			28	-9.9	-2.86				1690		139	5220
D90	" " "				-12.6	-3.14				1180	5.2	136	4350
D92	Hatte Lathan				-8.4	-1.37				27000	138	1510	61000
C100	Robert Nadal	3	35	29.5	-10.2	-2.59				190		204	1860
SOURCES DE FAILLE													
BC1	Sources Puantes	5		33	-5.6	-1.49	0.0	-2.60	4.7 $\pm$ 0.3	6540	27	1560	19800
B2	Ca Sécant	5		27	-4.7	-1.19				7760		1530	22500
BC12	Balan	25		35	-5.7	-1.96	0.0			3070	15	520	9460

TABLEAU IV
EAUX DE SURFACE
RESULTATS ISOTOPIQUES ET DONNEES CHIMIQUES

Code	Dénomination	Altitude (m)	δD (o/oo)	$\delta O-18$ (o/oo)	Tritium U.T.	Cl- (ppm)	Br- (ppm)	SO4= (ppm)	Conduct. ($\mu S/cm$)
B39	Etang Saumâtre (nord)	14	+8.8	+0.91	2.4	3400	17	450 *	10000
A85	Etang Saumâtre (sud)	14	+18.4	+2.76	3.9	6100 *		500 *	14200
B89	Etang Saumâtre (sud)	14	+15.3	+1.96	2.5	4400	19	525 *	13000
B40	Eaux Caillées (Trou Caïman)	25	+28.2	+4.98	2.1	1770 *		310 *	7100
B87	Eau de mer - Baie de Port- au-Prince	0	+6.3	+0.76	0.5	20800	89	2680	50500

N.B. - Les valeurs marquées * ont été obtenues au laboratoire du projet à Haïti.

Les valeurs moyennes par zone sont reportées Tableau V, et les âges donnés par le carbone-14 Tableau VI.

4. RECHARGE ET VOIES DE CIRCULATION DES EAUX SOUTERRAINES

La distribution géographique des valeurs de $\delta^{18}O$ dans les eaux souterraines de la plaine du Cul-de-Sac est présentée Figure 2. La distribution des valeurs de δD est tout à fait parallèle. Pour pouvoir interpréter les variations de teneurs en isotopes stables des eaux souterraines, il faut d'abord établir ce qu'est la composition isotopique des différentes eaux qui peuvent recharger les aquifères de la plaine.

La composition isotopique de la recharge due aux formations karstiques est évaluée à partir des sources karstiques, Tableau V.

La composition isotopique de la recharge due à la Rivière Grise est donnée par les forages voisins du fleuve, qui ont tous des valeurs très proches (Tableau V), $\delta^{18}O = -3.66$ et $\delta D = -17.9$ ‰. Pour la Rivière Blanche, à proximité de laquelle on a échantillonné un seul forage (N° 68), on obtient $\delta^{18}O = -4.24$ et $\delta D = -22.1$. Pour la Rivière de Fond Parisien on a les valeurs du forage N° 94 ($\delta^{18}O = -4.83$ et $\delta D = -24.0$ ‰), qui sont comparables à celles des sources dans la même zone. Cette diminution d'ouest en est des valeurs isotopiques, que l'on observe aussi dans la cas des sources karstiques, correspond à l'augmentation de l'altitude moyenne des bassins d'alimentation.

Dernière source possible pour la recharge, les précipitations sur la plaine ont une composition isotopique que l'on évalue à partir du gradient d'altitude obtenue pour les sources karstiques dans le secteur de Pétion-Ville (Fig. 3). La droite de régression donne des gradients de -0.09 et de -5.9 ‰, pour l'oxygène-18 et le deutérium respectivement, pour une variation d'altitude de 100 m. Par extrapolation à l'altitude zéro on obtient: $\delta^{18}O = -3.1$ et $\delta D = -12$ ‰, qui représentent la composition isotopique des précipitations dans la partie occidentale de la plaine du Cul-de-Sac. Ce sont des valeurs minimales car les altitudes moyennes des bassins versants sont plus élevées que celles des sources, utilisées pour le calcul. Toutefois, ces valeurs de compo-

TABLEAU V
VALEURS MOYENNES ET ECARTS-TYPE DES TENEURS EN ISOTOPES STABLES
PAR GROUPES D'ECHANTILLONS

	Oxygène-18			Deutérium			excès de deu- térium	nombre de sites
	delta moyen	écart -type	écart-t. de la moyenne	delta moyen	écart -type	écart-t. de la moyenne		
I. Sources karstiques du nord (Sites 3-11)	-3.21	0.082	0.028	-12.4	1.44	0.48	13.3	9
II. Sources karstiques du sud-ouest (à l'ouest de la Rivière Grise - Sites 22-24, 27-33)	-3.28	0.090	0.042	-13.7	0.87	0.28	12.5	11
III. Sources karstiques du sud-est (près de Fond Parisien - Sites 13-15)	-5.00	0.090	0.052	-26.9	0.78	0.45	13.1	3
IV. Sources karstiques du groupe Despuzeau (Sites 17-20)	-4.30	0.033	0.017	-22.2	0.96	0.48	12.2	4
V. Sources de faille (Sites 1, 2, 12)	-1.55	0.389	0.224	-5.3	0.55	0.32	7.1	3
VI. Eaux souterraines de la plaine (puits, forages, sources d'affleurement de la nappe) avec conductivité inférieure à 1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Sites 35-38, 41, 42, 46-49, 54-58, 60-71, 73-77, 80, 82-84, 86, 88, 93-96, 101-103, 105, 107, 112, 116)	-3.77	0.443	0.064	-18.4	3.06	0.44	11.7	49
VII. Eaux souterraines de la plaine avec con- ductivité supérieure à 1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Sites 43-45, 50-53, 59, 72, 78-79, 90, 98-100; les sites 92 et 97 sont exclus)	-2.94	0.645	0.167	-12.0	5.08	1.32	11.5	15
VIII. Forages à proximité de la Rivière Grise (Sites 48, 56, 58, 74, 80)	-3.66	0.082	0.037	-17.9	0.74	0.34	11.4	5
IX. Forages dans la zone de Port-au-Prince avec tritium élevé (Sites 53, 59, 78, 99, 112)	-3.04	0.164	0.073	-13.4	2.13	0.95	14.3	5

TABLEAU VI
FORAGES DANS LA PLAINE DU CUL-DE-SAC
AGES DES EAUX PAR LE CARBONE-14

Code	Dénomination	C-14 (pmc)	$\delta C-13$ (o/oo)	Ages $\pm 2\sigma$ (a)	Tritium (U.T.)
A41	HASCO Moleard N.3	8.7 $\pm$ 0.3	-9.59	15900 $\pm$ 1500	1.1
A42	HASCO Dessources N.2	10.4 $\pm$ 0.4	-10.43	15100 $\pm$ 1500	0.0
B44	Int. Tank Terminal	93.0 $\pm$ 1.1	-9.64	moderne	
C45	Nadal	29.4 $\pm$ 1.5	-10.05	6200 $\pm$ 1600	0.0
B48	CAMEP N.3	80.9 $\pm$ 1.3	-10.53	moderne	7.5
C52	HASCO Pascher N.6	46.4 $\pm$ 2.0	-10.26	2600 $\pm$ 1600	2.1
B56	HASCO Menelas N.1	59.6 $\pm$ 0.8	-11.30	1300 $\pm$ 1300	0.0
B64	PRE/AEP Rampe	89.7 $\pm$ 2.3	-12.03	moderne	4.0
C66	HASCO Lasserre N.4	57.8 $\pm$ 1.3	-10.85	1200 $\pm$ 1400	1.2
B67	Ca Madame Alain	71.7 $\pm$ 1.5	-10.91	moderne	1.1
A71	Coustard PNUD P4/5	39.0 $\pm$ 0.6	-10.21	4000 $\pm$ 1400	0.7
A72	Hatte Cadet PNUD P5/2	13.1 $\pm$ 1.1	-10.31	13100 $\pm$ 2000	0.4
B73	Coop. Frères Unis	50.9 $\pm$ 1.2	-9.75	1500 $\pm$ 1500	0.5
B78	Gas Industries	90.0 $\pm$ 1.0	-10.85	moderne	2.3
B81	HASCO Lasserre N.42	73.2 $\pm$ 1.5	-10.53	moderne	0.0
A84	Roche Blanche PNUD P2	71.7 $\pm$ 1.1	-9.08	moderne	8.3
A90	Merger PNUD P1/1	8.8 $\pm$ 0.4	-11.44	17200 $\pm$ 1500	0.7

N.B. - Les âges sont calculés avec la méthode de correction décrite en réf. [4], en prenant $\delta C-13 = 1 \pm 1$ pour le carbonate de l'aquifère et $\delta C-13 = -25 \pm 1$ pour le gas carbonique du sol.

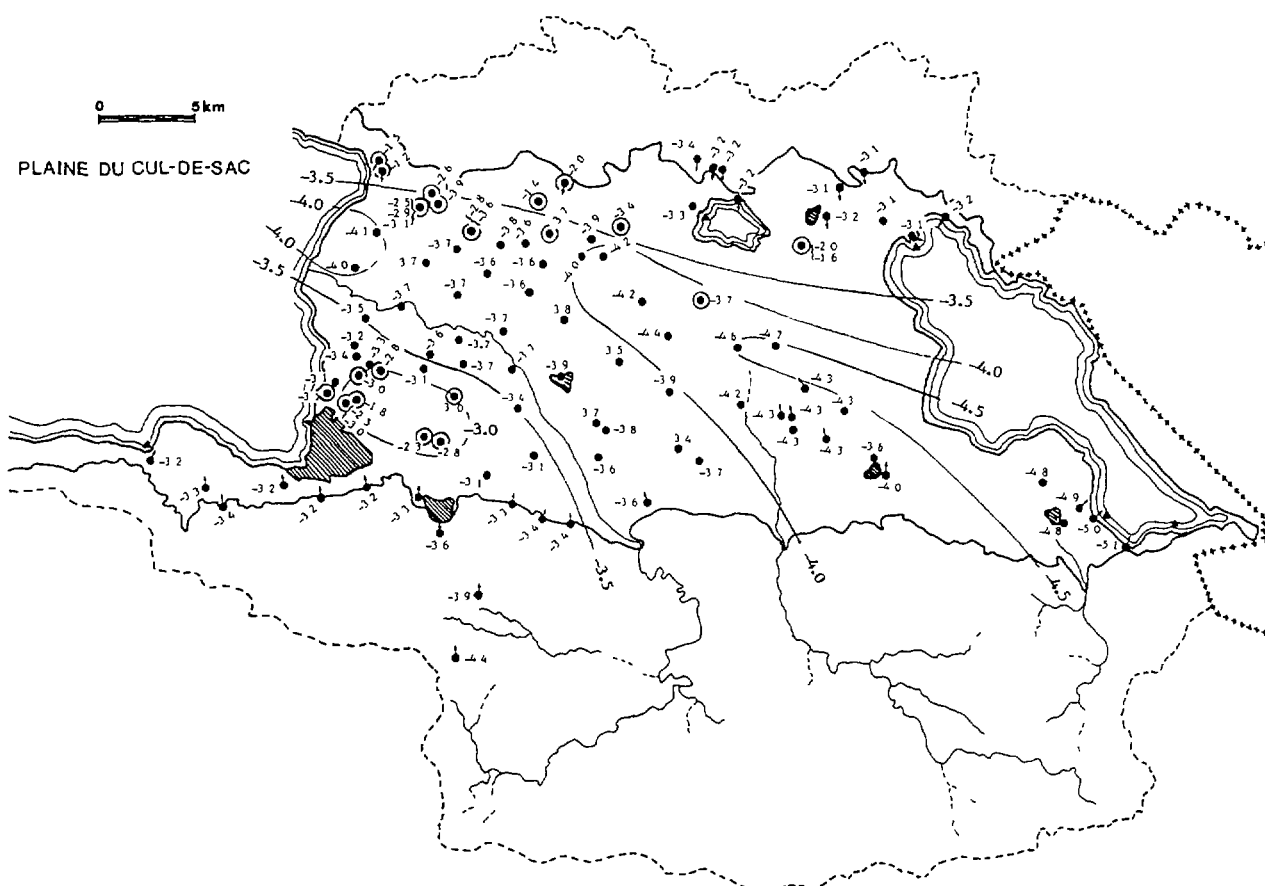


FIG. 2. Distribution géographique des valeurs de $\delta^{18}O$ dans les eaux souterraines. Les cercles indiquent les sites à salinité élevée (conductivité supérieure à 1500 $\mu S/cm$). Les courbes iso-delta montrent l'origine et les directions principales de circulation des eaux souterraines.

sition isotopique sont parfaitement comparables à celles de cinq puits à proximité de Port-au-Prince (N° 53, 59, 78, 99, 112; teneur en tritium entre 2 et 5 UT), qui sont probablement rechargés en grande partie par les précipitations locales.

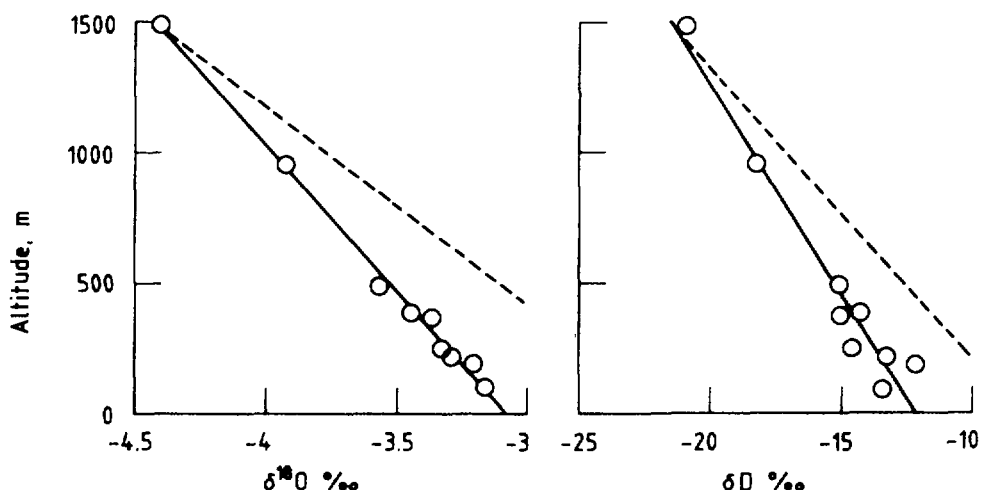


FIG. 3. Composition isotopique des sources karstiques dans le secteur de Pétion-Ville reportée en fonction de l'altitude. Les droites en tiretés montrent la même corrélation corrigée assumant une géométrie triangulaire du bassin versant dans le calcul de l'altitude moyenne.

A partir des valeurs ainsi estimées pour la composition isotopique des eaux de recharge des aquifères de la plaine du Cul-de-Sac, on peut immédiatement déduire de la figure 2 que:

(1) la recharge la plus importante est celle de la Rivière Grise, dont les valeurs isotopiques se retrouvent dans les eaux souterraines de la majeure partie de la moitié occidentale de la plaine;

(2) la Rivière Blanche et le karst méridional sont les sources principales de recharge dans le quart sud-oriental de la plaine ainsi que des sources de trop-plein de Despuzeau près de Ganthier;

(3) la recharge venant du karst du Nord est négligeable.

Tout ceci confirme les hypothèses formulées à partir de l'exploration hydrogéologique de la plaine.

On observe une teneur importante en tritium dans les eaux souterraines de la partie méridionale de la plaine, et en particulier dans la zone comprise entre la Rivière Grise et la Rivière Blanche. Cela confirme encore que la plus grande partie de la recharge a lieu dans le sud. Dans la partie septentrionale la teneur en tritium est toujours inférieur à 2 UT et, plus fréquemment, à 1 UT.

Les âges carbone-14 des eaux souterraines sont donnés Tableau VI. Ils ont été calculés en utilisant une pondération à partir des valeurs de carbone-13 afin de tenir compte de la dilution par l'addition de carbone "mort" venant de l'aquifère [4]. Le carbone-13 montrant des variations assez

faibles autour de sa valeur moyenne (-10.5 ‰), la méthode donne des âges proches de ceux calculés simplement à partir de l'équation de décroissance radioactive en prenant une activité initiale de 65 pmc.

La majorité des échantillons donne par le carbone-14 un âge actuel. Toutefois, il est intéressant de noter que l'on trouve des âges plus élevés, au dessus de 10,000 ans, dans quatre forages de la bande septentrionale de la plaine, deux salés (N° 72 et 90) et deux d'eau douce (N° 41 et 42). Les deux derniers sont parmi les forages les plus profonds et ont des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ plus négatives que celles des forages voisins. Il semble donc que les eaux souterraines profondes du nord-ouest de la plaine soient rechargées dans la zone sud-orientale.

5. ORIGINE DES EAUX SOUTERRAINES SALEES

La composition isotopique des eaux souterraines salées de la zone de Port-au-Prince et de la bande septentrionale de la plaine est donnée Tableau III, accompagnée de quelques-unes des données chimiques principales. Ce tableau inclut tous les forages qui donnent une eau d'une conductivité supérieure à $1500 \mu\text{S/cm}$, c'est à dire environ 1 g/l de salinité. Les figures 4 à 7 montrent diverses corrélations entre données chimiques et isotopiques.

L'hypothèse avancée par les hydrogéologues pour expliquer l'origine des eaux souterraines salées dans la zone nord, est qu'il y a mélange des eaux douce avec l'eau de formations des sédiments, c'est à dire avec l'eau de mer piégée par les sédiments marins lors de leur dépôt. L'intrusion d'eau de mer à la suite d'une surexploitation de l'aquifère peut expliquer l'origine de la salinité dans la zone de Port-au-Prince. Toutefois, quoique le mélange entre eau de mer et eaux douces puisse sembler manifeste à partir de la figure 4 et de la corrélation entre chlorure et bromure, les données isotopiques montrent que la genèse des eaux souterraines salées est certainement plus complexe.

Les valeurs moyennes de δ des eaux salées sont légèrement mais statistiquement - au seuil de confiance de 99 % - moins négatives que les eaux souterraines douces d'une conductivité inférieure à $1500 \mu\text{S/cm}$ (voir Tableau V). Cela est aussi montré par la corrélation obtenue pour les eaux salées de la bande nord entre la concentration en chlorure et les teneur en oxygène-18 et deutérium (Fig. 5; coefficient de corrélation de 0.78 pour les deux isotopes¹). Ceci est aussi confirmée par la variation temporelle de la composition isotopique et chimique de l'eau dans les forages Ns. 44, 72, 90: dans tous ces cas une augmentation de la salinité est accompagnée par une augmentation de la teneur en isotopes lourds. Ces variations sont attribuées aux changements dans la contribution relative des horizons salins et des horizons à eau douce du fait des variations de charge piézométrique.

¹) Le forage N° 92 a été exclus de la corrélation à cause de sa salinité exceptionnellement élevée.

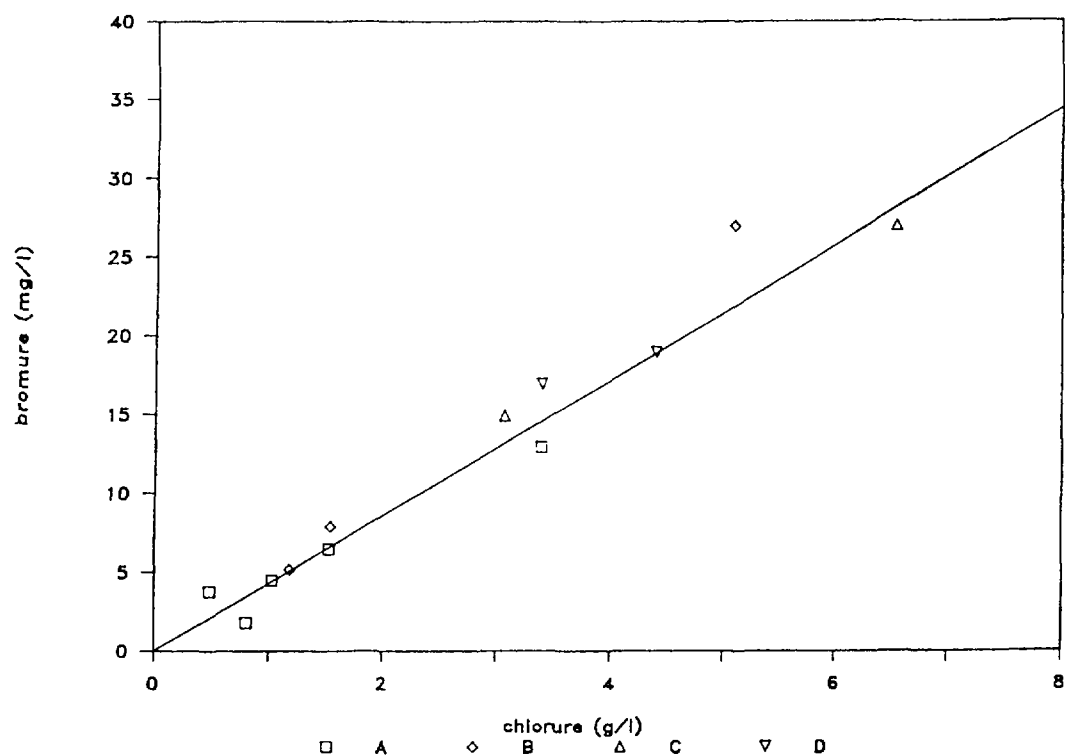


FIG. 4. Corrélation entre chlorure et bromure dans les eaux à conductivité supérieure à $1500 \mu\text{S}/\text{cm}$. A - zone de Port-au-Prince; B - bande septentrionale de la plaine; C - sources de faille; D - Etang Saumâtre. La droite représente le mélange avec eau de mer.

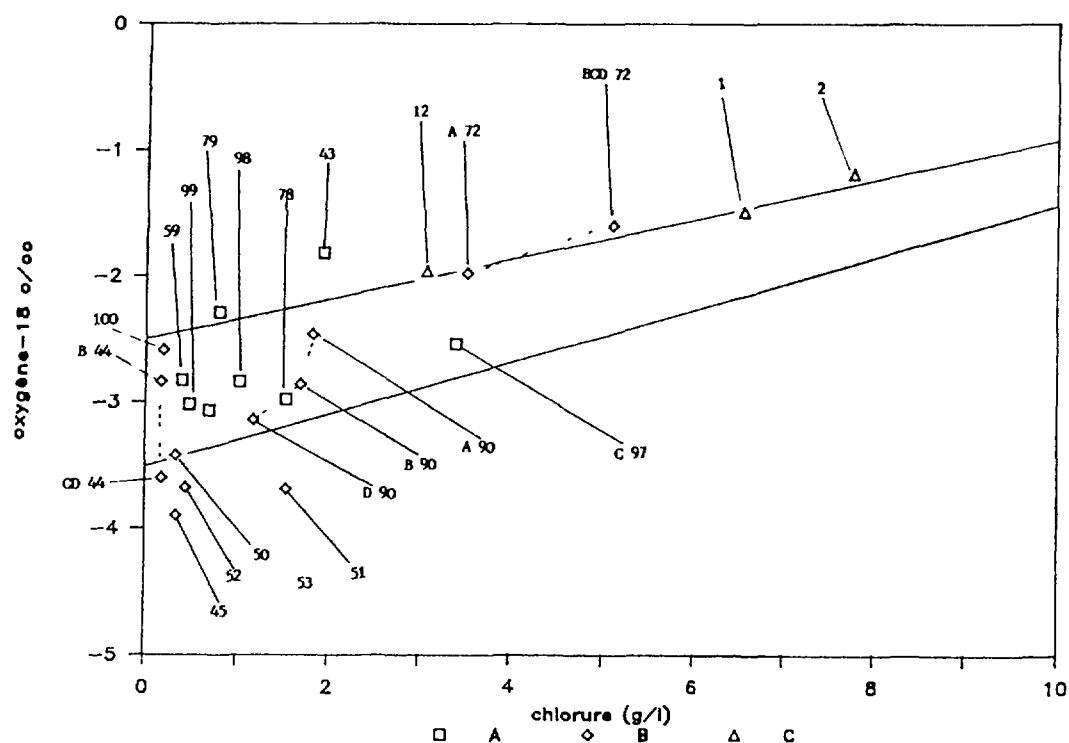


FIG. 5. Composition isotopique et teneur en chlorure des eaux souterraines salées dans la zone de Port-au-Prince (A), dans la bande septentrionale de la plaine (B) et des sources de faille (C). Les deux droites représentent le mélange de l'eau de mer avec deux eaux douces ayant un $\delta^{18}\text{O}$ de -2.5 et de -3.5 ‰.

Considérons maintenant les diagrammes oxygène-18-deutérium des figures 6 et 7. Les valeurs des eaux salées se placent sur une droite de régression qui se superpose et qui prolonge la droite des eaux souterraines douces et des sources karstiques. Les deux droites ont pratiquement la même pente (7.88 ± 0.46 pour les eaux salées et 7.75 ± 0.24 pour les eaux douces) et la même ordonnée à l'origine (11.2). Ainsi, s'il semble clair que le mélange entre eau douce et eau salée enrichie en isotopes lourds est à l'origine de la corrélation observée, on doit aussi remarquer que la composition isotopique de la composante saline (qui doit obligatoirement se placer sur la droite des eaux salées) ne correspond pas à celle de l'eau de mer et ne montre aucun effet d'évaporation. Il s'agit donc d'établir le processus qui produit une eau souterraine enrichie en isotopes lourds et en sel sans déviation appréciable de la droite locale des eaux météoriques.

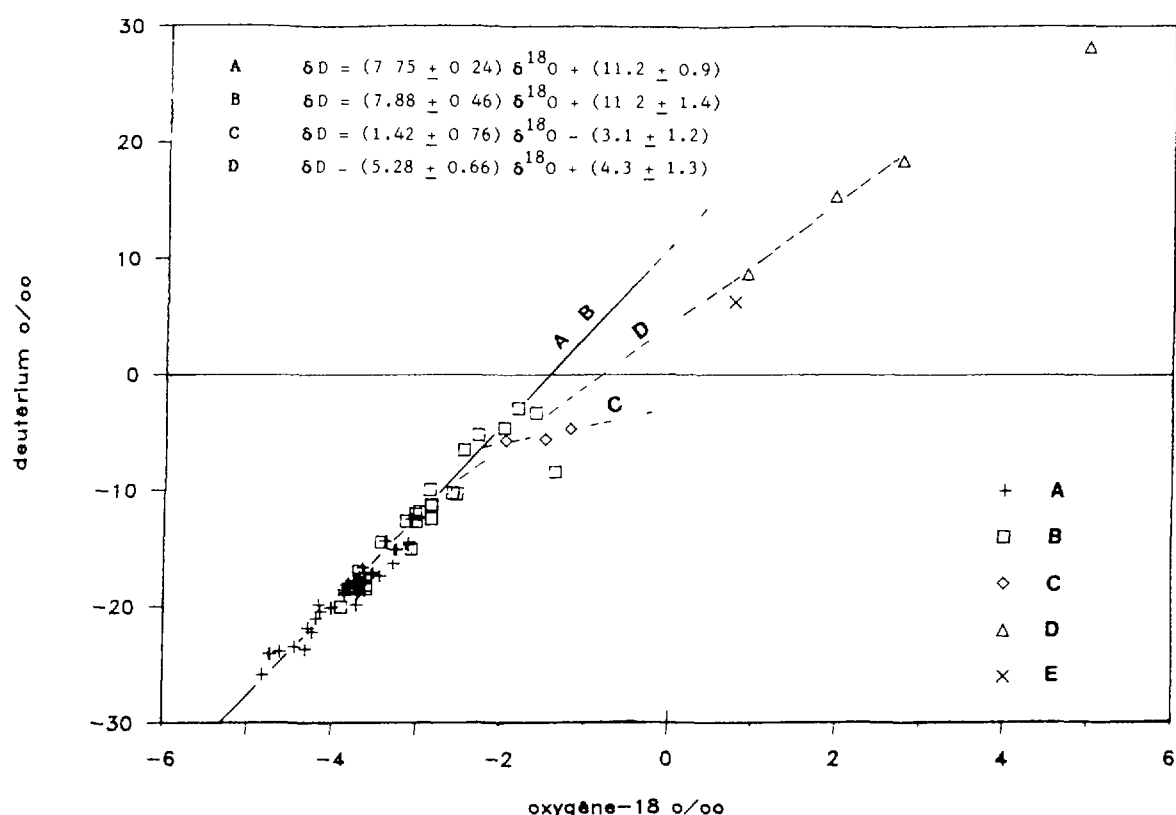


FIG 6. Corrélation entre oxygène-18 et deutérium A - sources karstiques, sources d'affleurement de la nappe, puits et forages avec conductivité $\leq 1500 \mu S/cm$, B - forages salés (conductivité $\geq 1500 \mu S/cm$), C - sources de faille, D - Etang Saumâtre et Trou Caïman (le dernier est exclus du calcul de régression); E - mer dans la baie de Port-au-Prince. Droites et équations représentent les régressions orthogonales

Un mécanisme possible est à relier à la présence de lagunes et d'étangs saumâtres formés au moment de l'émersion de la plaine au début du Quaternaire. Initialement, ces lagunes sont alimentées surtout par la mer. Mais plus tard, quand la mer s'éloigne et que les lagunes se ferment pour former des étangs et des lacs, les sources principales d'a-

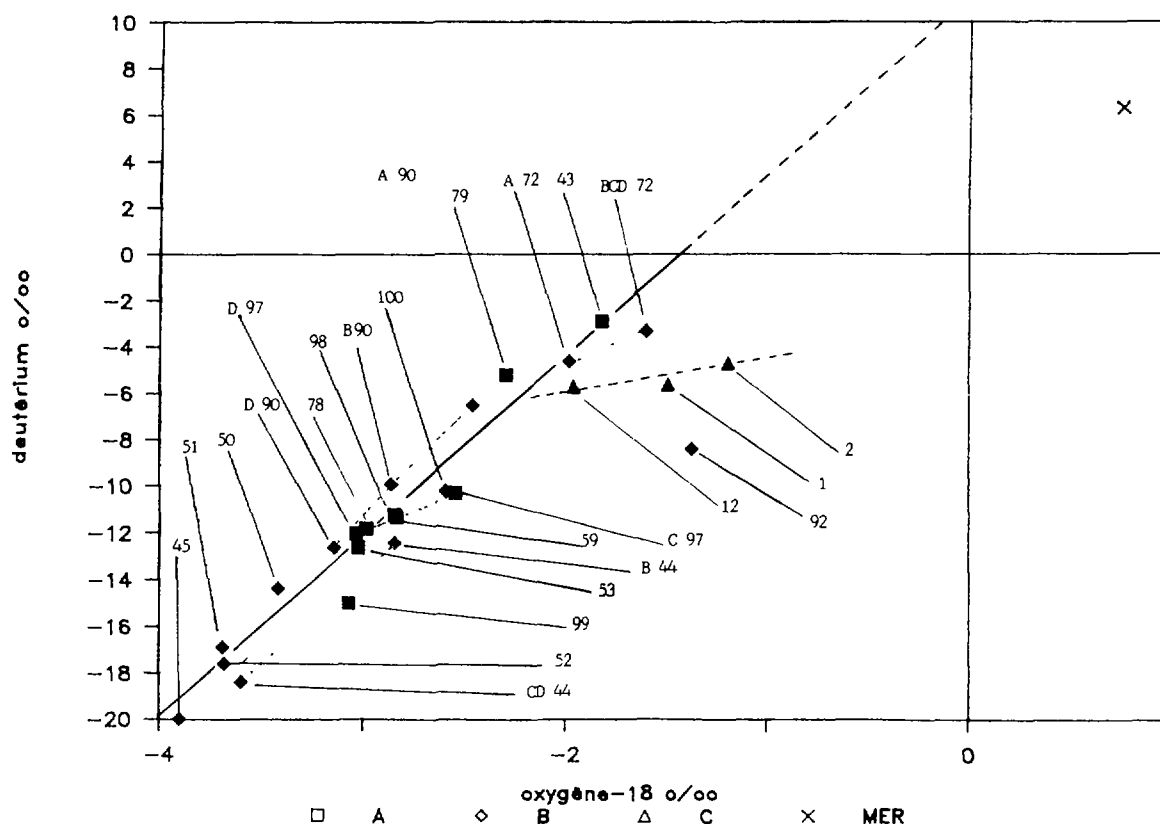


FIG. 7. Corrélation entre oxygène-18 et deutérium dans les forages salés (A - zone de Port-au-Prince; B - bande septentrionale de la plaine) et dans les sources de faille (C).

limentation deviennent le ruissellement et les eaux souterraines. Par conséquent l'eau lacustre perd son caractère isotopique initial d'eau de mer, tandis que le sel dissous garde son caractère marin, conservant le rapport caractéristique chlorure/bromure de l'eau de mer.

La composition isotopique des eaux lacustres a été modifiée par l'évaporation, qui a probablement eu lieu dans des conditions d'humidité relative élevée, tel que l'on peut en rencontrer dans des mares couvertes par des roseaux et par de la végétation aquatique. Dans ces conditions l'enrichissement en isotope lourds de l'eau est limité et la pente de la corrélation $\delta^{18}\text{O}$ - δD est proche de celle des eaux non soumises à évaporation [5].

Les eaux salines résultantes se seraient ensuite infiltrées pour former les eaux souterraines, ou bien auraient été piégées dans les sédiments qui s'accumulaient dans les lacs salés. Une telle origine donnerait alors une grande variabilité de la composition isotopique et de la teneur en sel en rapport avec la variabilité dans l'espace et dans le temps des conditions d'évaporation et de la balance hydrique des lacs dans la plaine.

Une autre hypothèse pour expliquer la composition isotopique des eaux souterraines salées de la bande septentrionale de la plaine, est que celles-ci auraient été rechargées à une époque où les précipitations étaient enrichies en isotopes lourds par rapport aux précipitations actuelles. Ceci pourrait s'être passé pendant les glaciations du Quaternaire quand l'eau de l'océan était enrichie d'environ 1 ‰ en

oxygène-18 et 10 ‰ en deutérium, du fait de la grande quantité de glace appauvrie en isotopes lourds emmagasinée aux pôles et sur les continents [6, 7]. L'eau des précipitations, en s'infiltrant dans les aquifères peu perméables de la partie nord de la plaine, aurait remplacé l'eau de formation des sédiments et aurait mobilisé les sels d'origine marine de la matrice.

En conclusion, on peut penser que l'hypothèse avancée par les hydrogéologues sur l'origine des eaux souterraines salines dans la partie septentrionale de la plaine du Cul-de-Sac est substantiellement correcte en ce qui concerne l'origine marine des sels dissous. Quant à l'origine et à l'histoire de l'eau, elles sont plus compliquées que ce que l'on pouvait penser.

L'origine de la salinité dans certains forages à proximité de la côte dans la zone de Port-au-Prince a été attribuée à l'intrusion d'eau de mer à la suite de l'exploitation intensive de l'aquifère. Cela est sans doute le cas pour le forage N° 97 (Ofatma) où deux échantillons prélevés à des époques différentes montrent des variations chimiques et isotopiques correspondant au mélange avec l'eau de mer. Il est donc probable que la même explication soit valable aussi pour les autres puits et forages salés côtiers, où la proportion d'eau marine est beaucoup plus faible et plus difficile à identifier avec les isotopes stables.

Pour les autres eaux souterraines salées à l'est de la capitale, nous pensons que les mécanismes de salinisation discutés pour la bande septentrionale de la plaine sont là aussi valables. La seule différence importante est que dans la zone de Port-au-Prince la composante d'eau douce est constituée souvent par de l'eau souterraine de recharge récente dérivée de l'infiltration des précipitations, comme le montrent les teneurs en tritium élevées et les teneurs en isotopes stables (voir discussion paragraphe 4).

La dissolution de sel dans l'aquifère peut aussi jouer un rôle. Ceci est sans doute le mécanisme principal de salinisation des eaux souterraines ayant, par exemple, des valeurs de $\delta^{18}\text{O} \leq -3$ et de $\delta\text{D} \leq -12$, bien que ces eaux ne soient jamais parmi celles plus salées. De même pour le forage N° 92, dont le chlorure atteint 27,000 ppm, il est probable que la salinité dérive principalement de la dissolution de sel. Dans ce cas, toutefois, cela doit coexister avec d'autres processus qui conduisent à une composition isotopique et chimique assez particulière.

Les trois sources thermales de la faille nord suivent une corrélation différente des autres dans le diagramme oxygène-18-deutérium (Fig. 6 et 7). La droite de régression des ces trois sites intercepte celle des autres sites au point $\delta^{18}\text{O} = -2.21 \pm 0.42$ et $\delta\text{D} = -6.2 \pm 2.6$, valeurs qui doivent définir la composition isotopique initiale de l'eau des ces source, avant qu'elle ne soit modifiée par d'autres processus (évaporation, échange avec la roche). Il est intéressant de remarquer que ces valeurs sont proches de celles obtenues pour les eaux salines.

REMERCIEMENTS

Plusieurs personnes nous ont aidé dans la réalisation de cette étude. Le Service national des ressources en eau de la République Haïtienne a toujours appuyé et encouragé cette recherche: en particulier nous voudrions mentionner ici M. Demetrius, Chef du Service, et M. Gérard Jean-Baptiste, Chef de la Section d'hydrologie. Parmi ceux qui ont mené à bien l'échantillonnage, nous voudrions remercier surtout Mlle Sybille Vanderenst, Mm. Cornelius Lekkerkerker et Marc Van Lierde, experts associés du projet HAI/79/001.

Les déterminations isotopiques et chimiques ont été effectuées par l'équipe du Laboratoire d'hydrologie isotopique de l'AIEA, à laquelle nous voudrions exprimer notre gratitude: Mmes. Mira Gattin, Edith Kogelmann, Eleonore Marusak, Christine Schueszler, et Mm. Manfred Jaklitsch, Peter Schwarz, Ahmad Tanweer, Herbert Tatzber, Stanislaw Wierzbinski.

REFERENCES

- [1] GONFIANTINI, R., SIMONOT, M., Isotopic investigation of ground-water in the Cul-de-Sac plain, Haiti. In "Isotope Techniques in Water Resources Development", IAEA, Vienna (1987) 483-504.
- [2] SIMONOT, M., Les ressources en eau souterraine de la région de Port-au-Prince. Situation actuelle et recommandations, Département de l'agriculture, des ressources naturelles et du développement rural, Bureau des ressources en eau, PNUD, TCD/HAI/79/001(14), Port-au-Prince (1982).
- [3] LEKKERKERKER, C., Les sources du bassin versant de la Plaine du Cul-de-Sac, Département de l'agriculture, des ressources naturelles et du développement rural, Bureau des ressources en eau, PNUD, TCD/HAI/79/001(29) Port-au-Prince (1983).
- [4] SALEM, O., VISSER, J.H., DRAY, M., GONFIANTINI, R., Groundwater flow patterns in the Western Libyan Arab Jamahiriya. In "Arid Zone Hydrology: Investigations with Isotope Techniques", IAEA, Vienna (1980) 165-179.
- [5] GONFIANTINI, R., Environmental isotopes in lake studies. In "Handbook of Environmental Isotope Geochemistry" (FRITZ, P., FONTES, J.Ch., Eds.) Vol 2, "The Terrestrial Environment", B, Elsevier, Amsterdam (1986) 113-168.
- [6] CHAPPEL, J., SHACKLETON, N.J., Oxygen isotopes and sea level, Nature (London) 324 (1986) 137-140.
- [7] MIX, A.C., PISIAS, N.G., Oxygen isotope analyses and deep-sea temperature changes: implications for rates of oceanic mixing, Nature (London) 331 (1988) 249-251.

ISOTOPE STUDIES OF PRECIPITATION AND GROUNDWATER IN THE SIERRA DE LAS CRUCES, MEXICO

A. CORTES

Instituto de Geofísica,
Universidad Nacional Autónoma de México,
México, D.F., México

R.N. FARVOLDEN

Institute for Groundwater Research,
University of Waterloo,
Waterloo, Ontario, Canada

Abstract-Resumen

ISOTOPE STUDIES OF PRECIPITATION AND GROUNDWATER IN THE SIERRA DE LAS CRUCES, MEXICO.

An environmental isotope study was carried out on water samples collected from springs, streams, wells and precipitation events in the upper part of the Sierra de las Cruces mountains range in Mexico. These mountains form the western flank of the Valley of Mexico where Mexico City is located and may be an important area of recharge for the aquifers which supply a large portion of the drinking water supply of the city. A local meteoric water line is constructed from the precipitation data by a linear regression technique and is described by $SD = 7.95 \delta^{18}O + 11.77$. An important feature of this data is the wide spread observed in isotope values throughout the sampling season. These values range from -153 o/oo to -9 o/oo for Deuterium and between -20.9 o/oo to -3.1 for Oxygen-18. This wide isotope range cannot be attributed to an altitude effect because all samples were collected practically on the same elevation. The history of the air masses that generate each precipitation event and variable climatic conditions at the site could be responsible for this effect. Groundwater samples obtained from springs, streams and wells do not show the same ranges of variation as precipitation; most of them are close to the average precipitation values: $SD = -70$ o/oo and $\delta^{18}O = -10.3$ o/oo. This value can be considered representative of the isotopic composition of the water that may recharge the Valley of Mexico aquifer system in the Sierra de las Cruces area.

ESTUDIOS ISOTOPICOS DE LAS PRECIPITACIONES Y DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS EN LA SIERRA DE LAS CRUCES, MEXICO.

Un estudio mediante isótopos ambientales fué llevado a cabo a partir de muestras procedentes de fuentes, arroyos, pozos y aguas de precipitación en la parte superior de la Sierra de las Cruces en México. Estas montañas constituyen el flanco Oeste del Valle de México, donde se situa la Ciudad de México y puede ser un importante área de recarga para los acuíferos que proporcionan una gran parte del agua potable a

la ciudad. A partir de los datos de precipitación se construye la línea local de aguas meteóricas mediante la regresión lineal, descrita como $\delta D = 7.95 \delta^{18}O + 11.77$. Una característica importante de estos datos es su amplia distribución en contenidos isotópicos a lo largo del periodo de muestreo. Estos valores oscilan entre -153 o/oo y -9 o/oo para el deuterio y entre -20.9 o/oo y -3.1 o/oo para el oxígeno-18. Este amplio rango en contenidos isotópicos no puede ser atribuido a un efecto de altitud ya que todas las muestras fueron tomadas, prácticamente, a la misma cota. La historia de las masas de aire que generan cada periodo lluvioso y las condiciones climáticas variables del lugar pueden ser responsables de este efecto. Las muestras de agua subterránea obtenidas de fuentes, arroyos y pozos no presentan los mismos rangos de la precipitación; la mayoría de ellas están próximas a la media de los valores de precipitación: $\delta D = -70$ o/oo y $\delta O-18 = -10.3$ o/oo. Estos valores se pueden considerar representativos de la composición isotópica del agua que puede recargar el sistema acuífero del Valle de México en el área de la Sierra de las Cruces.

1. INTRODUCTION

Isotopic composition of precipitation has been scarcely studied in Mexico. Sheppard, Nielsen and Taylor [1] presented the distribution of δD in meteoric water throughout North America, including Mexico. Castillo et al. [2] studied the ^{18}O content of precipitation over a one year period at 15 stations located throughout Mexico. The only known detailed isotopic studies are being performed by the World Meteorological Organization and the International Atomic Energy Agency [3] where local meteoric water lines were determined for Veracruz and Chihuahua. These local lines were very similar to the global meteoric water line (GMWL) as determined by Craig [4].

Groundwaters in Mexico sometimes do not reflect faithfully a global meteoric behavior. The deuterium excess frequently is clearly different from 10. Examining a systematic isotopic shift in groundwater data for the Mexican central highlands, [5], has postulated past climate changes and a consequent different paleometeoric isotopic behavior, to account for this observation.

An isotopic investigation of precipitation in the Sierra de las Cruces was undertaken as part of a larger study to investigate and characterize the groundwater system of the Basin of Mexico in terms of general hydrogeology using geophysics, numerical modelling, geochemistry and isotopes techniques.

This paper describes a proposed local meteoric water line and presents preliminary results of the isotopic studies on the Sierra de las Cruces, (Fig. 1), since it is considered one of

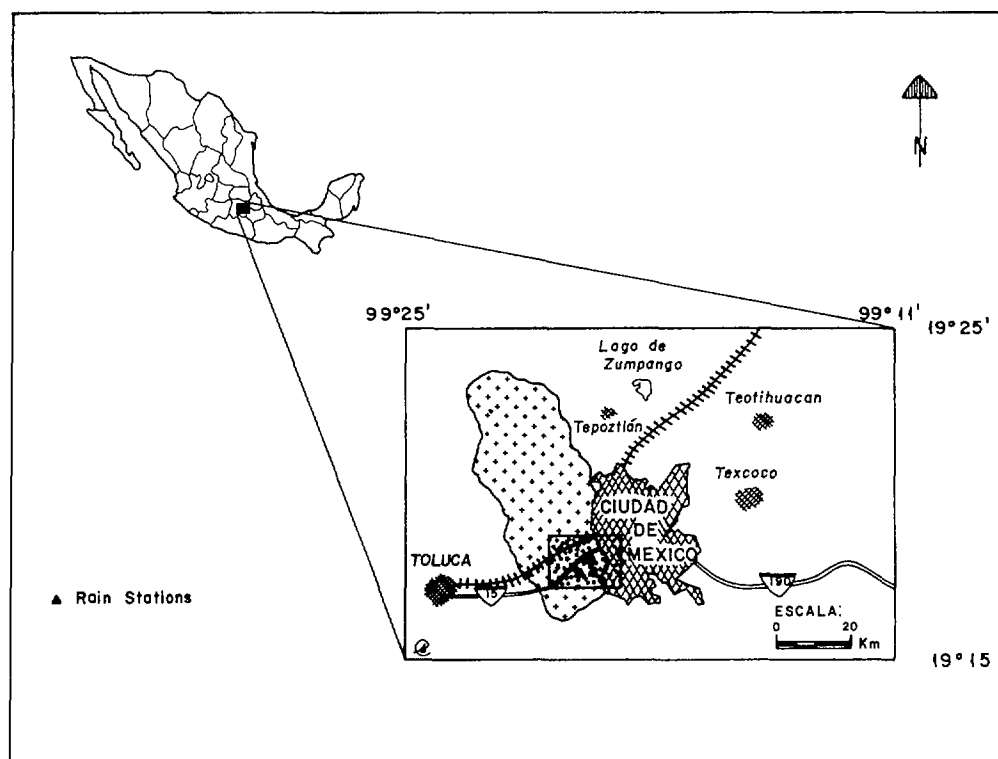


FIG. 1. - DIAGRAM LOCATION OF THE STUDY AREA, SIERRA DE LAS CRUCES, MEXICO.

the major recharge zones for the aquifers of the Basin. The study area is part of the physiographic province called the Neovolcanic Plateau, [6] now accepted as Mexican volcanic belt. In order to obtain information on groundwater conditions of this recharge zone, samples were collected from precipitation, springs, streams, dammed reservoirs and wells in the upper elevations of the Sierra. Additional studies are also being conducted on the details of the hydrogeology of the area as it relates to the hydrogeologic and hydrogeochemical regime of the Basin of Mexico [7-8].

1.1 HYDROGEOLOGIC SETTING

The Sierra de las Cruces forms the western divide of the closed Basin of Mexico. The area is comprised of a series of andesitic to rhyodacitic flows and breccias associated with intense volcanic activity in the late Tertiary. These rocks are highly fractured and faulted. The resulting geomorphology consists of small plateaus, abrupt escarpments, and sharp peaks with a maximum elevation up to 3800 m.a.s.l. This correspond to an elevation different of approximately 1600 m. about the Valley of Mexico floor. In the northeast section of the Sierra, volcanic and alluvial granular material form gently sloping hills and valleys that have been dissected by erosional runoff to form steep-sided canyons.

Data from 11 meteorological stations within the study area were used to characterise local climatic conditions. The Sierra has a moderate, sub-humid climate with an annual mean

temperature of 11.3 °C. The mean annual precipitation is 1440 mm., with 90% of it falling during the wet season from May to October. During the rest of the year, rainfall is limited to isolated events. Annual evapotranspiration, according to the Turc's method, varies between 640 mm. in the lower elevations of the Sierra, to 540 mm. in the higher elevations. Therefore, approximately 900 mm of precipitation infiltrates and eventually form perennial streams at the higher elevations.

Vegetation in the study area varies according to soil type and climatic conditions. The predominant species in the higher elevations are coniferous. The dominant soil types are formed by volcanic ash, the weathering of existing rocks and, as already mentioned, alluvial soils in the southern portions of the Sierra.

In the central portion of the Sierra, small intermountain valleys exist which have been filled with pyroclastic material and, in some cases, alluvium. In the highest parts of the southeast area a tectonic graben was formed that resulted in the formation of a large, inter-mountain valley which contains a dammed reservoir that is spring fed and may represent a local discharge zone.

Manifestations of groundwater discharge are obvious in many places in the Sierra de las Cruces, generally in the form of seeps, springs and base-flow of streams during the dry season. There are three main types of springs present:

- 1) Springs with abundant volume and constant annual flow. Most of these are developed for water supply.
- 2) Springs with low but constant annual flow
- 3) Springs with low and seasonal flow.

The very deep, 200-250 m., local water table is evidence of the generally high permeability of the rock units. The occurrence of springs can therefore, be considered to represent local drainage. For this reason it was presumed that the isotopic composition of the spring water would match with the local meteoric water line.

1.2 SAMPLING AND ANALYTICAL METHODS

One of the initial purposes of this study was to sample, as frequently as possible, the precipitation in a selected zone over a 2 year period. Practical limitations restricted the total number of samples to 24 rain samples and 22 surface and

groundwater samples. Samples were collected from three different stations located in the crest of the Sierra de las Cruces at practically same elevation, 3250 m.a.s.l.

Rain collection stations are shown in Fig. 1 and described in Table I. Locations were selected near springs and streams in order to correlate with on the study of the isotopic elevation effect and storm runoff analysis currently in progress, (Cortés, et al).

TABLE.I ISOTOPIC COMPOSITION OF PRECIPITATION IN THE SIERRA DE LAS CRUCES, MEXICO

No.	Sample Location	Date d/m/y	18-O o/oo	D o/oo	d* o/oo
1	Ex-Convento	25/05/85	-11.1	-71	18
2	Caseta-Derrame	9/06/85	-6.2	-31	19
3	Ex-Convento	5/06/85	-3.4	-9	18
4	Ex-Convento	13/06/85	-3.5	-15	13
5	Ex-Convento	18/06/85	-13.0	-96	8
6	Ex-Convento	29/06/85	-10.0	-74	6
7	Ex-Convento	17/07/85	-5.3	-38	4
8	Ex-Convento	20/07/85	-10.3	-77	5
9	Ex-Convento	06/08/85	-10.8	-82	4
10	Ex-Convento	/08/85	-3.1	-9	16
11	Ex-Convento	16/06/86	-20.9	-153	14
12	Ex-Convento	/06/86	-17.9	-114	29
13	Ex-Convento	/06/86	-6.4	-40	11
14	Ex-Convento	04/07/86	-15.4	-116	7
15	Ex-Convento	05/07/86	-9.0	-63	9
16	Ex-Convento	/07/86	-15.1	-109	12
17	Ex-Convento	/07/85	-18.7	-137	13
18	Ex-Convento	/08/86	-11.0	-75	13
19	Ex-Convento	/09/86	-11.0	-75	13
20	Des. Leones		-10.8	-74	12
21	Ex-Convento		-10.5	-76	8
22	Ex-Convento		-16.6	-121	12
23	Ex-Convento	06/08/85	-10.7	-84	2
24	Ex-Convento		-4.4	-19	16

$$*d = \delta D - 8 \delta^{18}O.$$

Precipitation was collected in the apparatus shown in Fig. 2. One centimetre of low density oil, NUJOL, was added to the collector in order to prevent evaporation. NUJOL has been shown to be isotopically inert with water over a 6 years period (S. Ramos, pers. comm. [9]). The volume of collected precipitation was measured and a 75 ml. aliquot transferred unfiltered to a glass wax-sealed bottle.

The isotopic analyses were performed at the University of Waterloo, Canada, using the conventional preparation techniques [10]. Results are expressed with respect to the V-SMOW standard and accuracy is ± 0.2 for $\delta^{18}O$ and ± 2.0 o/oo for δD .

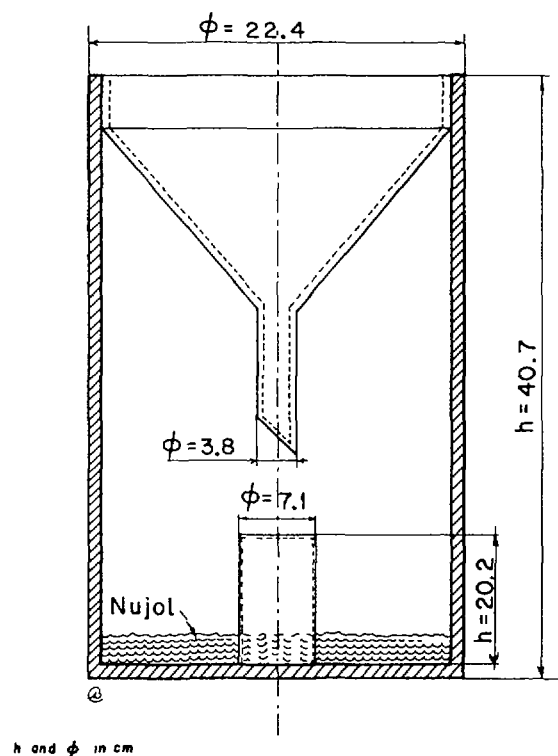


FIG. 2 .- SCHEMATIC DIAGRAM OF RAIN COLLECTOR APPARATUS.

2. RESULTS AND DISCUSSION

Isotope values for precipitation are presented in table I, and shown in Fig. 3. This data shows a large spread in isotope values that range from -153 o/oo to -70 o/oo for δD and from -20.9 o/oo to -8.1 o/oo for $\delta^{18}O$. However, a well defined local meteoric water line is obtained applying linear correlation analysis to the data:

$$\text{Local meteoric water line } \delta D = 7.95 \delta^{18}O + 11.77, (r=0.989).$$

The isotopic variations observed in the rains cannot be attributed to changes in elevation because all the samples were collected at the same altitude or to seasonal variations since this data represent only the wet season, May to September. This isotopic pattern seems to be a typical behaviour in precipitation from any particular site during a unique season. Changes in the source of the air masses and/or rain-out effects that affect the air masses along their trayectories from the source to be the site of precipitation are some of the causes that have been addressed to explain this behaviour, [11,12].

Since shallow groundwater in recharge environments mainly reflect the mean long term isotopic composition of the precipitation, [13, 14], the isotopic composition of springs,

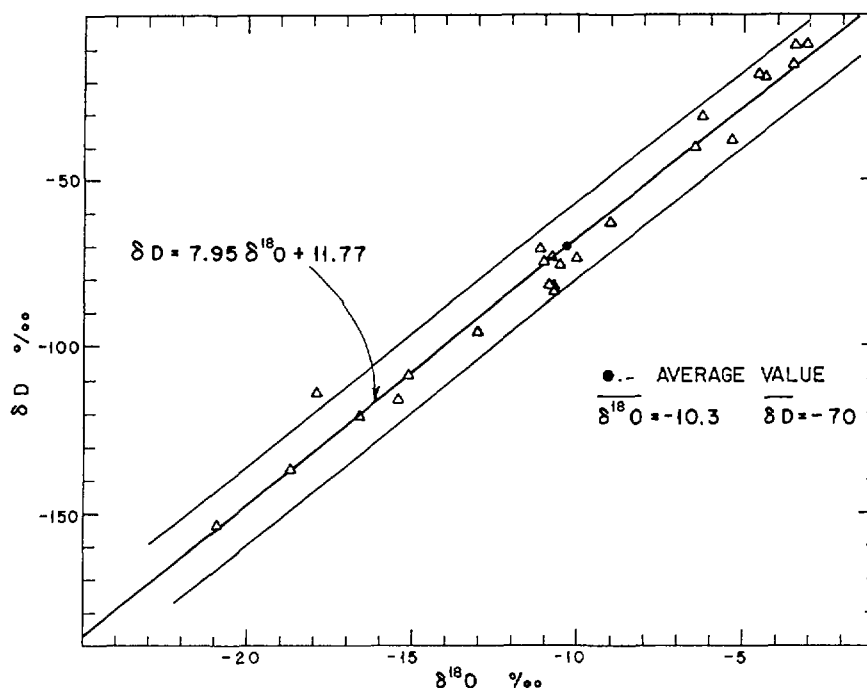


FIG. 3. ISOTOPIC COMPOSITION OF PRECIPITATION
- SIERRA DE LAS CRUCES

TABLE. II ISOTOPIC COMPOSITION OF SAMPLED WATERS,
SIERRA DE LAS CRUCES, MEXICO.

No.	Sample Location	Sample Type	O-18 o/oo	D o/oo	d* o/oo
AC-3	Des. Leones	A	-4.0	-43	-11
AC-5	L. Salazar	M	-11.7	-	-
AC-6	V. Carbonera	M	-10.0	-75	5
AC-7	V. Carbonera	M	-10.0	-74	6
AC-8	El Zarco	A	-9.7	-74	4
AC-10	V. Carbonera	P	-10.5	-77	7
AC-11	V. Carbonera	M	-9.6	-82	-8
AC-36	El Zarco	A	-10.9	-78	9
AC-38	L. Salazar	L	-11.8	-87	8
AC-39	L. Salazar	L	-10.6	-79	6
AC-40	L. Salazar	M	-13.0	-99	5
AC-41	V. Carbonera	M	-10.4	-77	6
AC-42	V. Carbonera	M	-10.3	-77	6
AC-43	Des. Leones	A	-10.5	-77	7
AC-44	Des. Leones	A	-10.5	-75	9
AC-45	Des. Leones	M	-10.8	-76	10
VS-1A	V. Carbonera	M	-11.1	-71	18
VS-1B	V. Carbonera	M	-11.1	-71	18
DL-1A	Des. Leones	A	-11.0	-62	26
DL-1B	Des. Leones	A	-11.1	-64	25

A=Stream, M=Spring, P=Well,

L=Lake, *d = $\delta D - 8 \delta^{18}O$.

well water and streams from the Sierra de las Cruces area should give information relating to this subject.

The isotopic composition of the groundwater is presented in table II and as was expected, they do not show the wide range in isotope values observed in the rains. However they

closely reflect the mean isotopic composition of the precipitation. Therefore, springs water can be used as representative of the water that may recharge the Valley of Mexico aquifers system in the Sierra de las Cruces mountain areas. We consider this information very useful for any study regarding the geochemical and isotopic evolution of the groundwater along their flow path from the recharge environments.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors wish to thank the International Development Research Council of Canadá (IDRC) for the financial support. Ricardo Jaimes for his contribution to the geological studies. Ian Macdonald and Jaime Durazo for the suggestions and assistance. Martha Zauceda and the Computer Department of the Institute of Geophysics, UNAM. Helpful critical coments and assistance provided by Ramon Aravena and David Rudolph.

REFERENCES

- [1] SHEPPARD, S., NIELSEN, R. and TAYLOR, H.P., Jr., Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from Porphyry copper deposits. *Economic Geology*. Vol. 64, (1969), 755-777.
- [2] CASTILLO, R., MORALES, P. RAMOS, S., MATA, I., VIVALDO, O. El oxígeno-18 en las aguas meteóricas de México. *Revista Mexicana de Física*. 31 (1985), 637-640.
- [3] YURTSEVER, Y., GAT, J.R. Atmospheric waters in stable isotope hydrology (eds. J.R. Gat and R. Gonfiantini), *Technical Reports Series No. 210*, IAEA, Viena (1981), 103-142.
- [4] CRAIG, H. Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133 (1961), 1702-1703.
- [5] ISSAR A., QUIJANO, J.L. GAT, J.R. and CASTRO, M. (1984) The isotope hydrology of the groundwater of Central México. *Jour. Hydrology* 71, 201-224.
- [6] RAIZ, E. Landforms of México, map with text, scale: 1:3000,000, second edition, Cambridge Mass. (1964).
- [7] INSTITUTO DE GEOFISICA-UNAM, Institute for Groundwater Research-University of Waterloo, Canada, International Development Research Council, Ottawa, Canada. Aquifer development in the Basin of México. IDRC report (in preparation).

- [8] CORTES, A., DURAZO, J. and MACDONALD, I.M. Geochemistry of the groundwaters of the Basin of México, 1988. Part of the Aquifer Development Resarch Program. IGF-U. of Waterloo-IDRC.
- [9] RAMOS, S. Laboratorio de Isotopía, Instituto de Física, UNAM, México, personal communication.
- [10] GONFIANTINI, R. (1977). Consultant's meeting on stable isotope standards and intercalibration in Hydrology and Geochemistry (final report). I.A.E.A., Viena.
- [11] RINDSBERGER, M., MAGARITZ, M., CARMI, I., and GILAD, D., The relation between air mass trayectories and the water isotope composition of rain in the Mediterranean sea area. Geophys. Res. Letters, 10, 1: 42-46.
- [12] ARAVENA, R., PENA, H., GRILLI, A., SUZUKI, O., y MAGARITZ, M., Evolución isotópica de las lluvias y origen de las masas de aire en el altiplano chileno. Presentado al Seminario sobre Aplicaciones de Técnicas isotópicas en Hidrología en Latinoamérica. IAEA. México, September, 1987.
- [13] FONTES, J. CH., Environmental isotopes in groundwater hydrology. In : Handbook of Environmental Isotope Geochemistry (P. Fritz and J. CH. Fontes, Eds) Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, Vol. 1 (1980) 75.
- [14] FRITZ, P., DRIMMIE, R.J., FRAPE, S.K., and O SHEA, K., The isotopic composition of precipitation and groundwater in Canada. In : International Symposium on the use of Isotope Techniques in Water Resources Development. IAEA, Viena, Austria, 1987.

ESTUDIO DE ISOTOPOS AMBIENTALES EN LAS AGUAS SUBTERRANEAS DE LAS SUBCUENCAS DE YAUTEPEC Y CUAUTLA, ESTADO DE MORELOS, MEXICO

S.E. VAZQUEZ, S.A. CORTES, P.R. JAIMES

Instituto de Geofísica,
Universidad Nacional Autónoma de México,
México, D.F., México

P. FRITZ

Institut für Hydrologie,
Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung mbH,
Neuherberg, República Federal de Alemania

Resumen-Abstract

ESTUDIO DE ISOTOPOS AMBIENTALES EN LAS AGUAS SUBTERRANEAS DE LAS SUBCUENCAS DE YAUTEPEC Y CUAUTLA, ESTADO DE MORELOS, MEXICO.

Se describe la composición isotópica y química de los acuíferos en las subcuencas de Yautepec y Cuautla. La similitud del contenido isotópico (valores promedios $\delta D = -72 \text{ ‰}$ SMOW y $\delta^{18}O = -10.2 \text{ ‰}$ SMOW) de las aguas subterráneas, junto con la tendencia química, sugieren que la descarga del acuífero calizo inferior y confinante, es mezclada con aguas del acuífero superior. Los resultados de $\delta^{34}S$ (5.9 a 10 ‰ CDT) y $\delta^{18}O = 2.4 \text{ ‰}$ SMOW en sulfatos disueltos del acuífero superior, revelan un origen volcánico del azufre y confirman que la sierra Chichinautzin y el estratovolcán Popocatepetl son zonas de recarga. En contraste el acuífero calizo ($\delta^{34}S = 15.4$ a 16.8 ‰ CDT y $\delta^{18}O = 14.7$ a 19.5 ‰ SMOW) tuvo un origen evaporítico, por lo que se interpreta una circulación profunda por anhidritas del Cretácico. Los contenidos de tritio, datos de ^{13}C y las edades corregidas por ^{14}C en carbono inorgánico disuelto, revelan recargas modernas de agua (<40 años de infiltración) para el acuífero superior; mientras el agua de descarga del acuífero calizo, contiene componentes modernas y muy antiguas (7000 a 14000 años). Los datos sugieren la mezcla de aguas, y la existencia de un flujo regional de agua subterránea con un posible origen en la Sierra Madre Oriental y con probable adición de paleoaguas a profundidad.

ENVIRONMENTAL ISOTOPIC STUDY OF GROUNDWATER IN THE SUB-BASIN OF YAUTEPEC AND CUAUTLA, STATE OF MORELOS, MEXICO.

The chemical and isotopic compositions of groundwaters in the sub-basins of Yautepec and Cuautla are described. The isotopic composition of the different groundwaters is very similar (average $\delta D = -72 \text{ ‰}$ SMOW and $\delta^{18}O = -10.2 \text{ ‰}$ SMOW) and in conjunction with the chemical trends suggests that the discharge from a confined lower limestone aquifer, is mixed with water from an upper aquifer. The $\delta^{34}S$ values (5.9 to 10 ‰ CDT) and $\delta^{18}O$ values (2.4 ‰ SMOW) of the aqueous sulphate of the upper aquifer, reveal a volcanic origin and confirm that the Chichinautzin range and volcano Popocatepetl are recharge zones. In contrast the sulphate in the lower carbonate aquifer ($\delta^{34}S = 15.4$ to 16.8 ‰ CDT and $\delta^{18}O = 14.7$ to 19.5 ‰ SMOW) has an evaporitic origin, and therefore, is interpreted as resulting from deep circulation through Cretaceous anhydrites. The tritium and ^{13}C data as well as the corrected ^{14}C data for the dissolved inorganic carbon, reveal modern recharge waters (<40 years since infiltration) for the upper aquifer, whilst the water of the carbonate aquifer contains components of modern and paleowaters (7000 to 14000 years). The data suggest that locally mixing of the two systems occurs but document also the existence of a regional flow system with a possible origin in the Sierra Madre Oriental.

1. INTRODUCCION

El presente trabajo forma parte del macroproyecto hidrogeológico de la Cuenca de México "Aquifer Development", auspiciado por I.D.R.C. y llevado a cabo por el Instituto de Geofísica de la UNAM México y el Institute for Groundwater Research de la Universidad de Waterloo, Canadá.

Se derivó de igual manera del estudio de hidrología isotópica "Análisis de flujo de aguas subterráneas del Valle de México mediante trazadores isotopicos" [1].

El área de estudio se localiza al sureste de la Cuenca de México (Fig. 1), la zona norte queda comprendida en una parte meridional de la provincia fisiográfica de la Faja Volcánica Transmexicana y la zona sur en una parte septentrional de la Cuenca del Río Balsas [2]. Los valores medios anuales de la precipitación varían entre 800 a 1800 mm, la temperatura entre 9.7 a 24 °C, la evapotranspiración entre 273 a 980 mm; la distribución de estos parámetros manifiesta un control orográfico sobre los mismos, es decir los valores más altos se presentan en las partes de mayor altitud y viceversa.

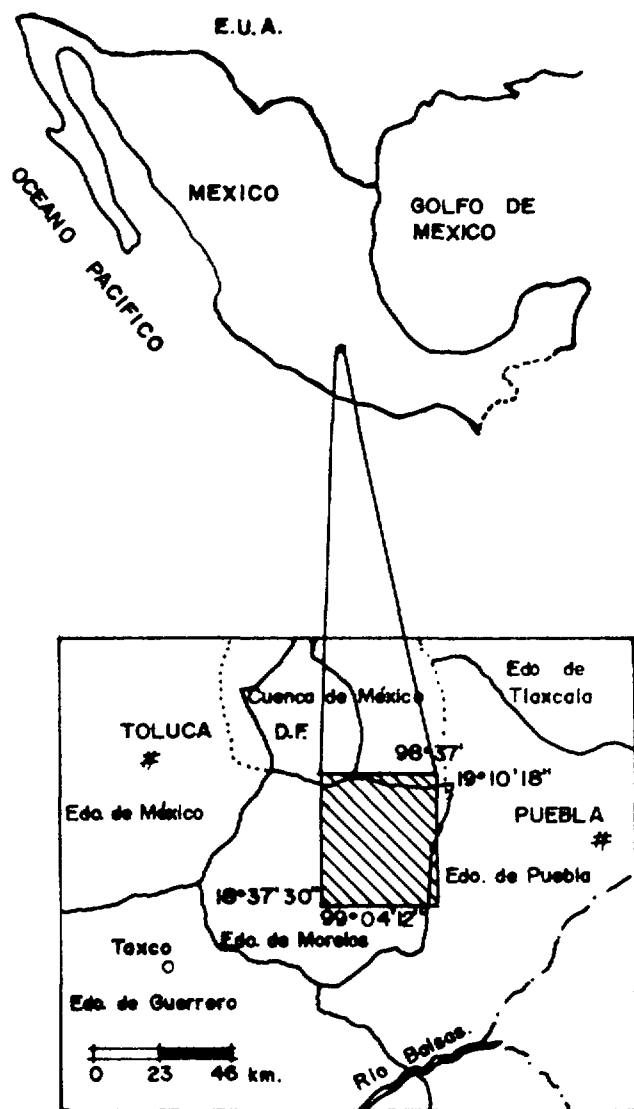
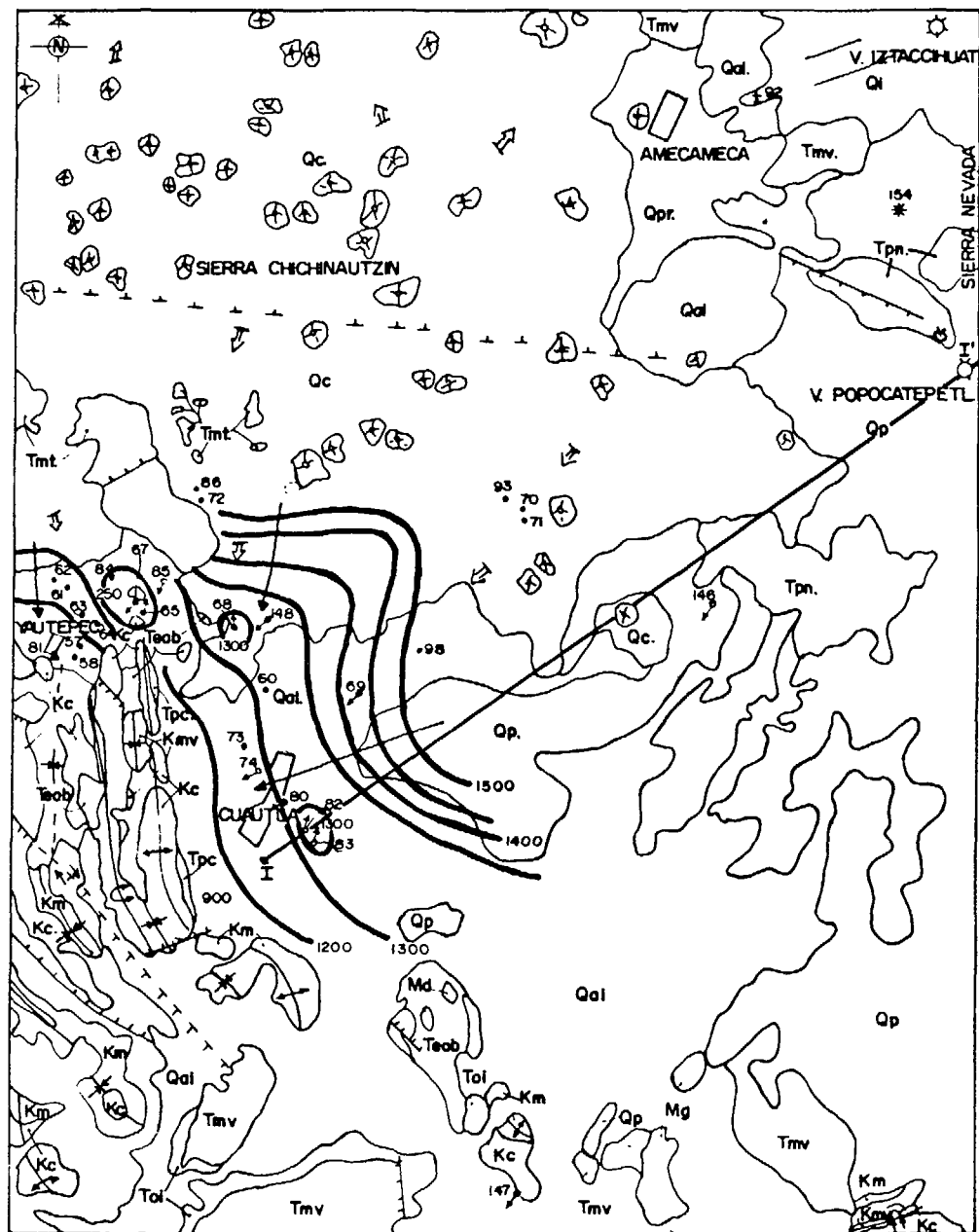


Figura 1 Localización de la zona de estudio , límite estatal , límite de cuenca 



EXPLICACION :

Qpr	Qal	Qc	Qp	Qi

Qpr: ceniza, lapilli, pómez.
 Qal: aluvión y ceniza
 Qc: basalto, escoria, lapilli y ceniza.
 Qp: flujo, piroclásticos y andesitas.
 Qi: andesitas y piroclastos.

Tpc	Tpn

Tpc: aluvión y ceniza
 Tpn: andesitas, dacitas, riolitas y brechas volcánicas.

Md	Mg
Tmt	Tmv

Md: diorita Mg: granodiorita
 Tmt: flujos piroclásticos y tobas
 Tmv: andesitas, dacitas y piroclásticos

Tol

Ignimbritas y riolitas

Kmx

Lutitas, limolitas y areniscas.

Kc

Caliza de banco marino. Calizas, dolomías y anhidritas.

Falla normal

Falla sepultada

Anticinal

Anticinal recostada

Sinclinal

Sinclinal recostada

Falla lateral y normal

Cono cónico

Estratovolcán

volcán

Dirección de derrame lávico

Contacto geológico

Isoplezas del acuífero superior

1500 y dirección

de flujo subterráneo

Pozo 870

Manantial 80

Noria 81

Lluvia 154

Destiempo 92

Sección hidrogeológica. I—I'

Esc. 1:250 000

0	5	10 km

Figura 2 Plano Hidrogeológico.

2. GEOLOGIA

En la región afloran (Fig. 2) depósitos marinos plegados y fracturados del Cretácico [3]. La base de estos depósitos está constituida por anhidritas que no afloran y que están cubiertas por calizas y dolomías interestratificadas, las cuales subyacen con discordancia erosional a calizas de banco marino y a una secuencia de lutitas, limolitas y areniscas. Este paquete marino es suprayacido con discordancia erosional y angular, por una secuencia continental del Eoceno-Oligoceno [3], constituida por conglomerados oligomícticos, limolita y areniscas continentales, con yesos lenticulares.

La secuencia sedimentaria anterior, es cubierta con discordancia por rocas volcánicas de edad comprendida desde el Oligoceno tardío al Holoceno, separadas por períodos erosivos y de fracturamiento, cuya composición varía desde basáltica a riolítica. Existen depósitos aluviales del Plioceno y Cuaternario; también afloran al sureste del área intrusivos dioríticos y granodiorítico del Mioceno [3].

Los rasgos estructurales regionales más notables son los pliegues anticlinales que muestran las formaciones del Cretácico (Fig. 2), formados durante el Cretácico tardío y Terciario reciente. Existen fallas de movimientos lateral derecho y normal, de rumbo noroeste, que afectan únicamente a las unidades plegadas; fallas normales de dirección noreste y noroeste de edad comprendida de Mioceno al Plioceno y un afallamiento normal del Cuaternario con dirección este-oeste. Las estructuras volcánicas más importantes son los conos cineríticos y volcanes escudo de la Sierra Chichinautzin, los cuales se alinean con el fracturamiento del Cuaternario. También se mencionan los grandes estratovolcánes de la Sierra Nevada.

3. HIDROGEOLOGIA

Las características litológicas y estratigráficas demuestran la existencia de un acuífero superior, el cual realmente se trata de un sistema multiacuífero, dichas características controlan los cambios de permeabilidad tanto vertical como horizontalmente. Lo constituye en su parte inferior (Fig. 3) capas poco endurecidas de arena y limo (Teob). La parte superior lo forman: material clástico (Tpc) poco consolidado de tamaño quijarro a bloque en matriz de arena e intercalaciones de ceniza y lapilli; basaltos vesiculares con fracturas de

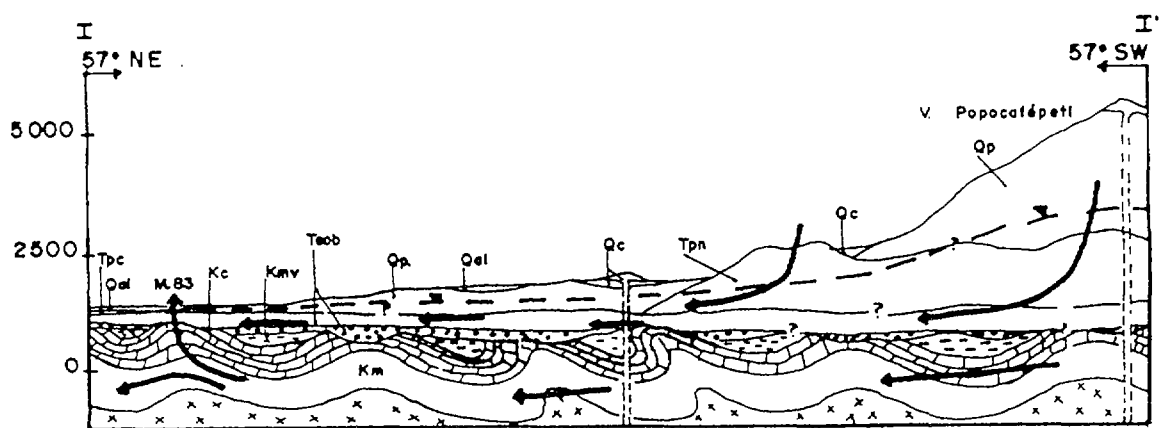


Figura 3 Sección hidrogeológica hipotética, conglomerados [X-X-X], lutitas, areniscas y limolitas [X-X-X], calizas [X-X-X], calizas y dolomías [X-X-X], anhidritas [X-X-X], nivel freático, ---, dirección de flujo subterráneo →, manantiales M.83 escala vertical 1:125,000 y escala horizontal 1:250,000.

enfriamiento y tubos de explosión, e intercalaciones de escorias, lapilli y cenizas (Qc); brechas tobáceas y aglomerados volcánicos (Tmt y Qp); así como por gravas y arenas aluviales (Qal).

El acuífero profundo lo forman calizas y dolomías (Kc y Km), plegadas, fracturadas y con desarrollo cárstico, cuya distribución paleográfica denota un acuífero de carácter regional. Este acuífero es separado del superior por capas confinantes (figura 3), compuestas por conglomerados calizos (Teob) muy compactos, con cementante de calcita y matriz arcillosa, y por lutitas, limolitas y areniscas (Kmx) que se encuentran bastante plegadas y afalladas, con arcillas rellenando los planos de falla. En ocasiones éste acuífero calizo se puede considerar de tipo libre, por los afloramientos de las rocas que lo constituyen y porque se encuentran en contacto con rocas permeables del acuífero superior.

Desgraciadamente no se cuenta con los cortes litológicos de pozos de explotación, pero considerando su profundidad se piensa que estos se encuentran captando la parte superior del acuífero más somero. En base a ésta consideración se reinterpretaban datos piezométricos [4] para configurar las isopiezas (Fig. 2) de tal parte del acuífero, observándose que la recarga proviene de la Sierra Chichinautzin y del estratovolcán Popocatepetl, y que la dirección de flujo subterráneo coincide con la dirección de derrames lávicos (Qc) y con la dirección de dispersión de flujos piroclásticos (Qp). Se piensa que la parte inferior del acuífero superior, está asociada a estas mismas zonas de recarga, ya que no existe barrera impermeable que lo separe de las rocas que forman dichas sierras. También localmente se observan cargas hidráulicas mayores que coinciden con manantiales artesianos de flujo lento (68,82,83 y 85), que quizás se trate de descargas del acuífero calizo en zonas de anticlinales (Fig. 3), debido a que en estas estructuras geológicas el fracturamiento es más intenso y generalmente no se encuentran cubiertas por unidades (Teob y Kmx) de baja permeabilidad; además de que la distribución superficial de este tipo de manantiales coincide con las zonas de anticlinales. Tales descargas igualmente pueden ser controladas por zonas de fallas regionales sepultadas. De acuerdo a la distribución de cargas hidráulicas en éste tipo de manantiales, se postuló una dirección de flujo subterráneo regional, noreste a suroeste para el acuífero calizo [1], de lo cual se dedujo, que la recarga se puede originar en las secuencias marinas de la Sierra Madre Oriental, a unos 200 Km. al noreste del área estudiada. Sin embargo, es necesario realizar un estudio hidrogeológico a detalle para comprobar dichas hipótesis.

4. HIDROGEOQUIMICA

4.1. Química del agua subterránea

La composición química del agua subterránea en rocas carbonatadas es controlada preferentemente por la presión parcial del CO_2 , pH, temperatura, grado de saturación y el tipo de sistema abierto o cerrado en el cual se lleva a cabo la disolución de carbonatos, predominando los iones en solución HCO_3^- , Ca^{+2} , Mg^{+2} y SO_4^{-2} dependiendo de la existencia de evaporitas [5]. En rocas volcánicas cristalinas el contenido químico es principalmente controlado por las lentas reacciones del agua con aluminosilicatos, consecuentemente el agua tiene bajos sólidos disueltos [6]. Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^+ y K^+ son usualmente los cationes predominantes y son balanceados principalmente por bicarbonatos [7]. En ambientes sedimentarios y piroclásticos, el orden en el cual el agua subterránea encuentra capas de diferente composición mineralógica, puede ejercer una importante influencia sobre la química del agua [5].

Los resultados de análisis del agua subterránea se muestran en la Tabla I y se graficaron en la figura 4.

TABLA I. RESULTADOS QUIMICOS DEL AGUA SUBTERRANEA

No. I.C.F.	S.T.D mg/l-1	C.E nhos/cm	PH	Toc	Alc. T CaCO ₃ mg/l-1	Ca++ mg/l-1	Mg++ mg/l-1	Na+ mg/l-1	K+ mg/l-1	Cl- mg/l-1	HCO ₃ - mg/l-1	SO ₄ = mg/l-1	SI cal.	SI dol.	SI yes.	SI anhi.
62	422*	764	6.1	22.9		42*	43*	12*		28*	220*	67*				
65	1491	2130	7.3	25.5		652	142	65.7	7.6	45.3	719	1737	+1.1	+1.8	0.0	-0.1
67			6.3	21.5		77.2	71.8	15.1	4.2	26.8	310.4	149.5	-0.9	-1.6	-1.5	-1.6
68	2927	3180	6.05	27	+756	540	134	74.9	27.9	127.8	866.8	1085	1.3	+2.2	-0.2	-0.3
71	324*	264	6.1	20.4*	+128	16*	31*	29*		40*	185*	19*				
72	196*	280	6.8*	24*		46*	48*	20.4*		22*	290*	58				
73	308	440	6.4	21.7		28.4	31.8	21.4	5	7	260	14.3				
74	250	300	6.4	20	323	11.9	26.1	18.5	3.3	2.9	221	7.6				
80	362	292	6.8	18.8	+178	14.4	26.4	17.8	8.5	3.5	194.3	2.4				
81	980	1400	6.5	24.7		129	79.7	30.2	6.24	19.2	472	381				
82	1575	2250	7.1	24.1		297	84.3	69.7	7.3	48.3	202	642				
83	2607	3000	6.05	26.3	+816	488	139.2	98.5	25.8	91	798	1110	+1.1	+1.7	-0.2	-0.3
84	2205	3150	7.3	24.7		623	133	57.7	7.5	42	215	1400				
85	210	300	6.8	18.4		16.4	2.6	19.5	3.4	1	148	4.9				
86	210	300	6.9	24		20.4	18.3	26.9	4.2	3.7	249	5.9				
92	203	195	7.7	6	+104	10.2	8.5	5.4	1.6	0.7	76.5	39.6				
93	161	230	6	18		11.3	15.6	17.8	3.2	2.6	181	14.9				
98	147	210	6.5	23.7		8.2	12	18	3.2	1.1	153	1.5				
146	413	540	7.9	15		10.2	13.4	1.6	2.6	9.3	50.9	18.1				
147	1374	1890	6.6	32.5	+200	207	60	54	11	25	283	505	-0.1	-0.1	-0.5	-0.5
148	202	172	6.4	18.8	196	10.2	21.1	12	7	4.8	120	3.3				
155			6.9		+266											

PH medido en campo, * dato de 4, + alcalinidad de campo

SI indice de saturación

El acuífero superior se caracteriza por una facies hidrogeoquímica (HCO_3^- -Mg-Ca-Na) con bajas temperaturas y sólidos totales disueltos. Esta composición, es el resultado de la lenta disolución de silicoaluminatos y productos de alteración, que componen a los fragmentos clásticos y rocas volcánicas de composición basáltica y andesítica, tanto del acuífero como de las zonas de recarga.

Los contenidos de HCO_3^- , Ca^{+2} y Mg^{+2} que se presentan en los manantiales de flujo artesiano lento (65,68,82,83 y 147) y en el pozo (84) apoyan la idea de la descarga del acuífero calizo por control estructural, siempre y cuando dicha composición sea producto de la disolución de carbonatos, los cuales en gran cantidad se encuentran en dicho acuífero. También se presentan concentraciones elevadas de SO_4^{-2} , posiblemente causadas por disoluciones de anhidritas cretácicas que subyacen al acuífero (Fig. 3) y de otras evaporitas de la misma edad, como lo señalan las concentraciones de Na^+ y Cl^- .

En esta misma figura (Fig. 4) se nota que las aguas subterráneas siguen un tren de mezcla, muy probablemente ocasionado por las descargas del acuífero calizo. Esta idea es apoyada por los índices de saturación en los manantiales artesianos y en el pozo 84, los cuales muestran saturación y posiblemente precipitación de calcita y dolomita, y en otros casos no saturación con respecto a ninguna especie calculada. Otro aspecto importante es que la química del manantial cárstico (67) de flujo horizontal y de la zona no saturada, señala más bien una circulación del agua, por rocas volcánicas de la Sierra Chichinautzin, lo que indicaría la existencia de recargas locales del acuífero calizo. En conclusión no se conoce con certidumbre la composición química del acuífero calizo en zonas de interflujo y recarga, por lo que es recomendable ampliar el estudio hidrogeoquímico.

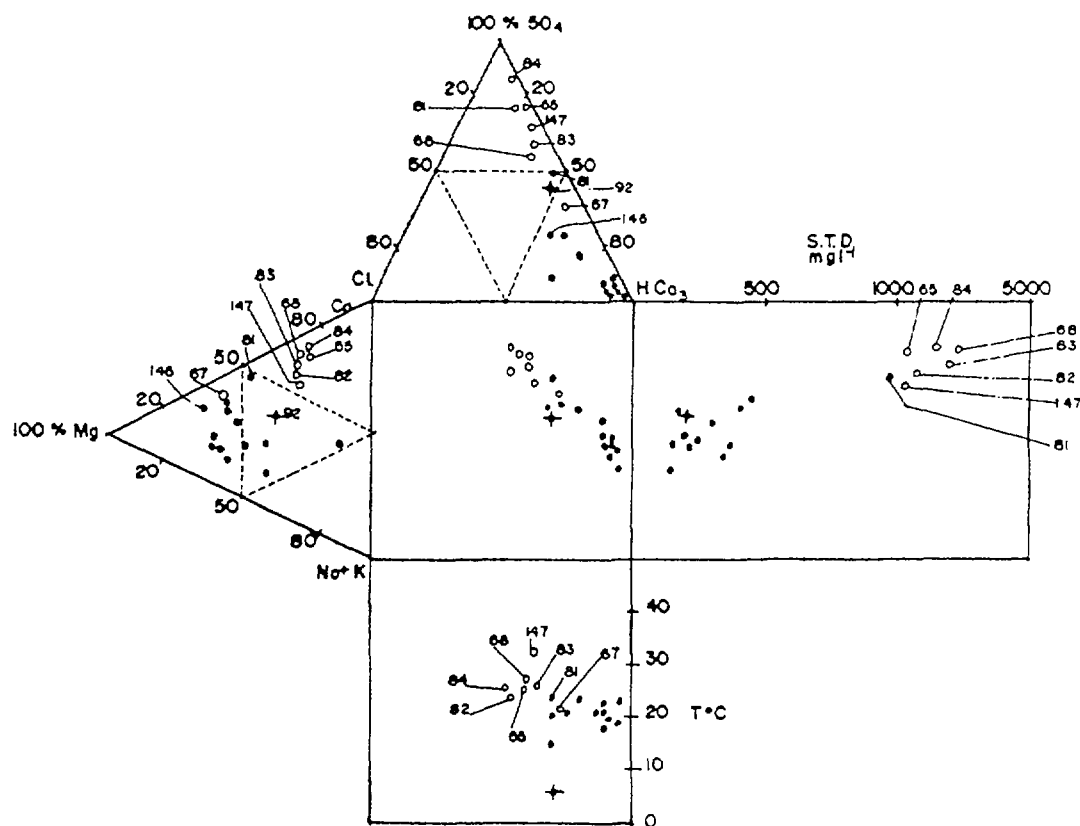


Figura 4 Resultados químicos representados en porcentajes de miliequivalentes por litro en diagrama de Durov-Zaporozec (1972). Acuífero superior ●, acuífero calizo ○ y deshielo +

4.2 Isótopos Estables (^{18}O y D) del Agua Subterránea

Los isótopos estables (^{18}O y D) de la molécula de agua son considerados los mejores trazadores del agua subterránea para conocer el tipo, origen del agua, así como periodos y procesos de la recarga, mezclas de agua, procesos de salinización y descarga [8]. Los resultados de los isótopos estables fueron referidos al Standard Mean Ocean Water (SMOW) y el error analítico fue de 0.2 ‰ en ^{18}O y de 2 ‰ en D. En este caso se utilizaron para saber si los acuíferos están comunicados y si tienen los mismos ambientes de recarga. Los valores se muestran en la Tabla II y se graficaron (figura 5) con respecto a la Línea Meteorica Mundial (L.M.M.), por no contarse con la composición isotópica de la precipitación o de aguas subterráneas locales.

TABLA II. RESULTADOS ISOTOPICOS Y EDAD DEL AGUA SUBTERRANEA

No. I.C.F.	$\delta^2\text{H}/\text{‰}$ Snow	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$ Snow	3H U.T.	$\delta^3\text{S}/\text{‰}$ SO4 (C.D.T)	$\delta^3\text{S}/\text{‰}$ SO (Snow)	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$ (P.D.B)	ΔC pnc	Edad años
57	-72.55	-10.02						
58	-73.28	-10.14						
60	-74.86	-11.09						
61	-72.05	-10.36						
62	-74.29	-10.85						
63	-71.06	-10.22						
64	-76.81	-10.74						
65	-72.54	-10.48		15.96	19.47			
67	-69.98	-10.89		16.58	16.83			
68	-72.22	-10.24		16.78	14.7	-5.8	5	13450
69	-69.34	-9.51						
70	-69.34	-9.97						
71	-70.74	-10.08						
72	-73.50	-10.45						
73	-71.26	-10.22						
74	-71.12	-10.28	2.9±0.8					
80	-70.51	-10.26	<0.8	10.0		-7.4	18	7303
81	-69.75	-9.88	4.1±0.1					Moderna
82	-71.41	-9.99	0.9±0.1					> 40
83	-72.24	-9.98	<0.8	16.87	15.03	-5.4	4	14345
84	-72.91	-10.45	<0.8					> 40
85	-74.71	-10.74	2.2±0.6					Moderna
86	-75.17	-10.35	<0.8					> 40
92	-61.87	-10.15		5.94	2.44			
93	-69.59	-10.14						
98	-69.7	-9.7						
146	-71.05	-10.52						
147	-68.68	-9.85	25±0.8	15.36	15.74	-7.7	58	Moderna
148	-69.39	-10.65						
154	-71.84	-11.36						
155						-10.3	89	Moderna

En esta figura se nota que las muestras 92 y 154 se encuentran muy arriba de la L.M.M., debido a un posible error de análisis en deuterio. También se observa que el contenido de isótopos estables es similar para los dos acuíferos, tal similitud explicaría la composición isotópica de las aguas después la mezcla en las zonas de descarga del acuífero calizo.

Con respecto al acuífero superior su contenido de isótopos estables no manifiesta la recarga en las mayores altitudes del estratovolcán Popocatepetl, pues debería contener los valores más empobrecidos por efecto de altitud, el cual si se nota en el valor promedio de ^{18}O de las lluvias (154) de agosto a noviembre a altitudes de 3500 m.s.n.m.; esto quizás es debido a la fuerte pendiente de ésta estructura volcánica que no permita un tiempo de abundante

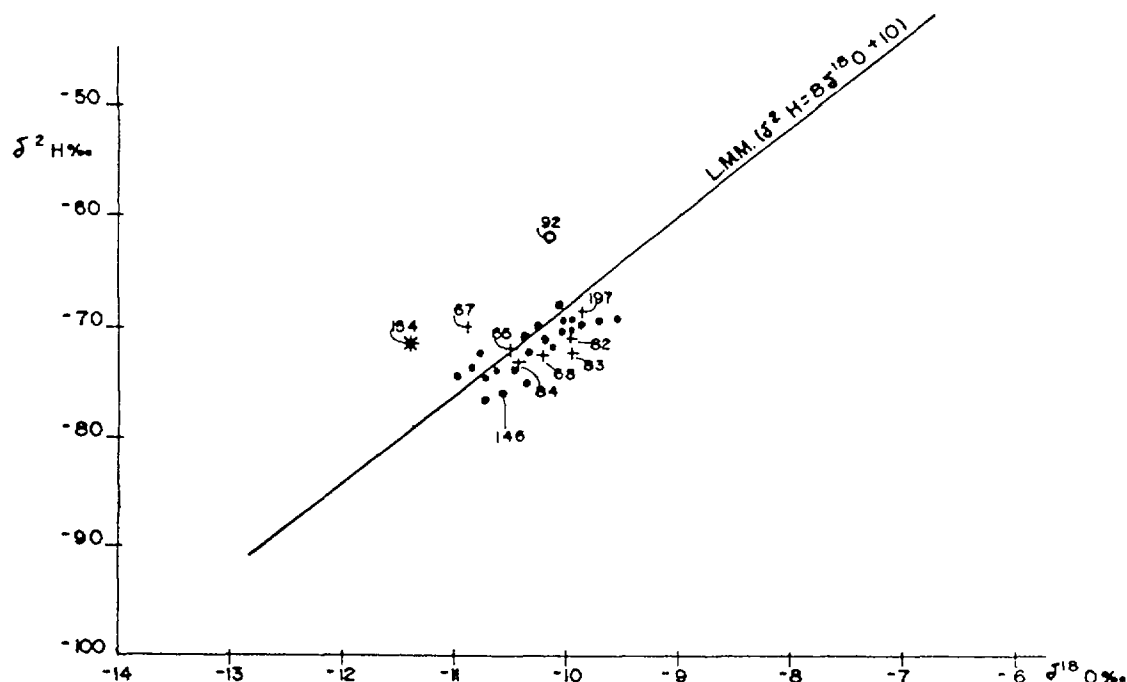


Figura 5 Contenido de isótopos en el acuífero superior • y calizo +, lluvia * y deshielo o

infiltración, entonces se pensaría en una recarga por escurrimientos superficiales. Sin embargo, el agua subterránea no muestra rasgos evaporativos, además de que en ésta región existen demasiados captadores artificiales de los escurrimientos de lluvia y de deshielo. Ahora bien el contenido isotópico del manantial local (146), es parecido al del acuífero superior, lo que indicaría más bien una recarga a altitudes del orden de 2500 m.s.n.m. Por otra parte la cantidad de ^{18}O del agua de deshielo es parecida al del acuífero superior, por lo que no se descarta como fuente de recarga por infiltración. Al respecto es interesante la obtención de un gradiente isotópico del agua de lluvia y un estudio de glaciología isotópica de la región.

4.3. Isótopos de Oxígeno y Azufre de Sulfatos Disueltos

Normalmente los isótopos estables ^{34}S y ^{18}O de compuestos de azufre, son utilizados como trazadores en hidrogeología y proveen información acerca del origen de las especies de azufre disueltos en el agua, así como procesos y ambientes geoquímicos que afectan a dichas especies [9]. Los resultados (Tabla II) fueron referidos al estandar de la Troilita (FeS) del meteorito del Cañón del Diablo (CDT). En éste estudio se hicieron análisis de estos isótopos en sulfatos disueltos, con el objeto de conocer el origen de las concentraciones de SO_4^{-2} en los acuíferos, para de ésta forma comprobar los patrones de circulación del agua subterránea.

La geología y composición química del agua subterránea sugiere dos posibles orígenes de sulfatos: (a) disolución de anhidritas del Cretácico contenidas en el acuífero calizo o de yesos continentales del Terciario, contenidos en la parte inferior del acuífero superficial; y (b) oxidación de azufre volcánico (H_2S , SO_2 o como elemento azufre) de las Sierras Chichinautzin y estratovolcán Popocatepetl.

En la figura 6 se observa poca variación del contenido de ^{18}O en sulfatos disueltos, lo que sugiere un solo origen del sulfato en el acuífero calizo. Los valores tan positivos de $\delta^{18}\text{O}-\text{SO}_4$ indican para un agua fría (en la cual el intercambio del oxígeno entre agua y sulfato no existe) que la disolución de los sulfatos evaporíticos es la responsable de las altas concentraciones de SO_4 . Por otra parte se evidencia que el sulfato del agua de deshielo tiene un origen diferente.

Los contenidos de ^{34}S de sulfato disuelto (Fig. 7) en el acuífero calizo son parecidos al de las evaporitas del Cretácico según Kaplan [10], por lo que efectivamente se deduce un origen por disolución de anhidritas, lo que concuerda

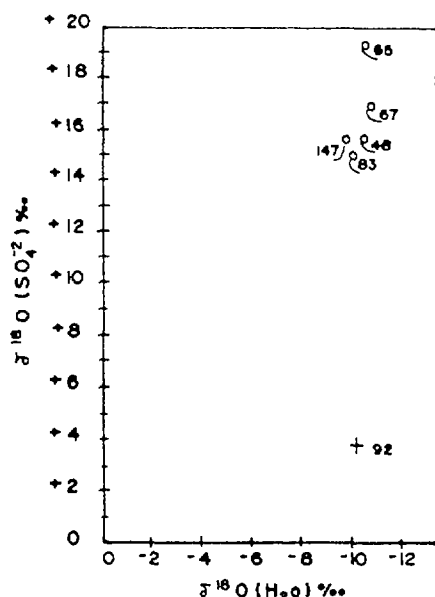


Figura 6 Gráfica de contenidos de ^{18}O en el agua y en sulfato disuelto, acuífero calizo • y deshielo +

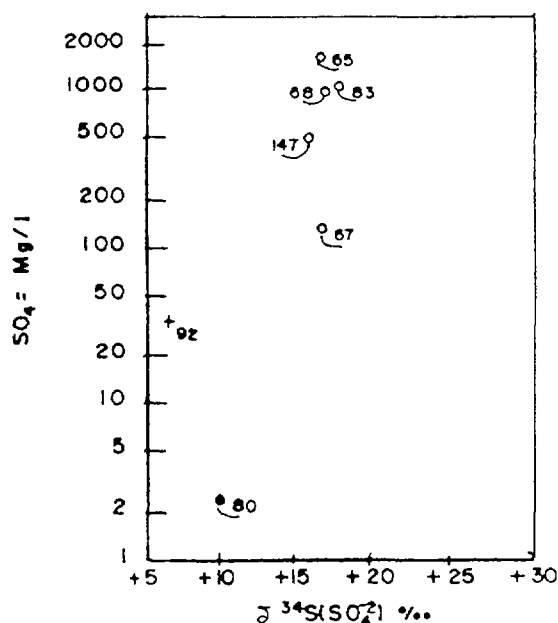


Figura 7 Gráfica de contenido de ^{34}S en el sulfato disuelto y concentración de sulfato, acuífero superior •, acuífero calizo o y deshielo +

con las altas concentraciones de SO_4^{-2} . En el acuífero superior y en el agua de deshielo se nota un empobrecimiento de ^{34}S , cuyos contenidos coinciden con los valores de SO_2 volcánico reportados por Krouse [11]. De esto último se reafirma que las áreas volcánicas antes mencionadas son ambientes de recarga del acuífero superior y se establece una circulación profunda en el acuífero calizo, pues las anhidritas contenidas no afloran en ésta región.

4.4. Isótopos del carbono y tritio en el agua subterránea

Los resultados del isótopo estable ^{13}C del total del carbono inorgánico disuelto (TIC), se expresaron bajo el estandar del promedio de carbonatos marinos (PDB). Para medir la actividad del ^{14}C en carbono inorgánico disuelto (DIC), se utilizó el método de absorción de CO_2 y se tomó como estandar la actividad del ácido oxálico del NBS. Los análisis de isótopos se analizaron conjuntamente con los de tritio, para obtener una mayor aproximación de la edad del agua subterránea.

Los datos químicos y la geología de la región, demuestran que el origen del carbono en el acuífero superior, es producto de la hidrólisis de silico aluminatos, favorecida ésta por la generación de CO_2 en la cubierta de suelo de las zonas de recarga. Se sabe que el intemperismo de silicatos es muy lento, por lo tanto, la contribución de carbono al agua subterránea por este proceso es despreciable [12]. Los valores de ^{13}C en este acuífero no manifiestan el origen biogénico del carbono, por lo que se piensa en un posible fraccionamiento; considerando que existe un sistema abierto en la zona no saturada y que dicho fraccionamiento ocurrió en la zona saturada (disolución en sistema cerrado), se aplicó el factor de dilución (Q) propuesto por [13 y 14], para calcular la edad (T) del agua subterránea.

$$Q = (\delta^{13}\text{TIC} - \delta^{13}\text{MAR}) / (\delta^{13}\text{BIO} - \delta^{13}\text{MAR})$$

donde:

$$\begin{aligned}\delta^{13}\text{TIC} &= \text{contenido de } ^{13}\text{C} \text{ de TIC} \\ \delta^{13}\text{MAR} &= \text{contenido de } ^{13}\text{C} \text{ de calizas marinas} \\ \delta^{13}\text{BIO} &= \text{contenido de } ^{13}\text{C} \text{ del } \text{CO}_2 \text{ biogénico}\end{aligned}$$

y

$$T = - 8270 \ln (a^{14}/Q) / a^{14}$$

donde:

$$a^{14} = \text{actividad del } ^{14}\text{C} \text{ (en pmc) del TIC}$$

$$a^{14} = \text{actividad del } ^{14}\text{C} \text{ del } \text{CO}_2 \text{ atmosférico} = 100 \text{ pmc}$$

En el acuífero superior no existe adición de carbonatos marinos, por lo que el término correspondiente se despreció y dadas las características de la vegetación en el área de recarga se tomó el valor de $\delta^{13}\text{C} = -17 \text{ ‰}$ según [12]. Para corregir la edad del agua en el acuífero calizo, se consideró una adición de carbono no radiactivo, por la disolución de carbonatos del Cretácico en un sistema cerrado; un valor de $\delta^{13}\text{C} = -20 \text{ ‰}$ sugerido por Smith [15], ya que los índices de saturación señalan procesos de disolución y reprecipitación; y un valor de $\delta^{13}\text{C} = -17 \text{ ‰}$, pues se piensa que la recarga regional del acuífero calizo se origina en condiciones templadas y en afloramientos de rocas carbonatadas del Cretácico de la Sierra Madre Oriental. Hay que hacer notar que las edades calculadas de éste acuífero, se deben tomar con reserva, pues la evolución geoquímica en la zona de recarga e interflujo se desconocen.

De los resultados obtenidos, los contenidos de tritio y ^{14}C (Tabla II), señalan edades modernas para el acuífero superior. Sin embargo, existe una componente muy antigua (7300 años) en el manantial 80, muy probablemente causada por la mezcla con las descargas de aguas aparentemente muy antiguas (13400 y 14300 años, aproximadamente), de un flujo regional en el acuífero calizo. Estas edades calculadas, no concuerdan con la distancia de recorrido del flujo regional, desde la zona de recarga en la Sierra Madre Oriental a los puntos de descarga. Por lo que se interpreta como una posible adición de paleoaguas de los sedimentos calcáreos del Cretácico. En caso de no existir procesos químicos más fuertes de los mencionados.

5. CONCLUSIONES

La composición química, isotópica y el movimiento del agua sub-terránea, demuestran que el acuífero superior se relaciona a un sistema de recarga moderna, llevada a cabo en las sierra Chichi-nautzín y en el estratovolcán Popocatepetl; mientras el acuífero calizo se asocia a un flujo regional, con posible origen en la Sierra Madre Oriental, que además de circular por carbonatos lo ha hecho por anhidritas del Cretácico y que probablemente tiene adición de paleoaguas.

Esta misma composición evidencia que las altas concentraciones de carbonatos y sulfatos en el acuífero superior, es ocasionada por las descargas del acuífero calizo, produciéndose de ésta manera, una mezcla de aguas subterráneas.

AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento a la C.A.V.M. México, por la facilidad del uso de su información correspondiente; igualmente al personal del Laboratorio de Isotopía del Instituto de Física de la UNAM. México, en donde se efectuaron los análisis de los isótopos estables (^{18}O y D); al personal del Laboratorio de Isótopos del Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Waterloo, Ont. Canadá, quienes realizaron los análisis de tritio, azufre y carbono. A los M.Sc. R. Aravena (Waterloo) y R.J. Drimmie (Waterloo) e I. Macdonald (Waterloo y Water and Earth Science Associates Ltd.) por sus contribuciones y revisión que influyeron benéficamente, así como también a la Srta. M. Zauceda por la captura, edición y procesamiento de muestras del presente trabajo.

REFERENCIAS

- [1] C.A.V.M., "Análisis de flujo de aguas subterráneas mediante trazadores isotópicos". Reporte Técnico realizado por I.G.F. de la UNAM México, (1987).
- [2] RAIZ, E., Land forms of México, map with text, scale: 1:3000000, 2 edic., Cambridge Mass. (1964).
- [3] FRIES, C., Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México, Bol. Inst. Geología UNAM. No. 60 (1960), 236 p.

- [4] SARH., Estudio Geohidrológico Preliminar de la Zona de Cuautla-Yautepec Edo. de Morelos México, informe realizado por la Compañía ROASA, (1981).
- [5] FREEZE, R.A., CHERRY, J.A., Groundwater, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey (1979).
- [6] Paces, T., Chemical characteristics and equilibrium in natural water-felsic-rock-carbon dioxide system. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36 (1972), 217-240.
- [7] JAKS, G., Chemistry of some groundwaters in igneous rocks, *Nord. Hydrol.*, 4(1973), 207-236.
- [8] FONTES, Ch.J., Environmental isotopes in groundwater hydrology, In: Fritz, P. and Fontes, J. Ch., *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Vol 1, the Terrestrial Environment A, Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam-Oxford-New York (1980).
- [9] PEARSON, F.J. Jr. and RIGHTMIRE C.T., Sulphur and oxygen isotopes in aqueous sulphur compounds In: Fritz, P. and Fontes Ch. J., *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Vol 1, the Terrestrial Environment A, Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam-Oxford-New York (1980).
- [10] KAPLAN, I.R., et. al., Sulphur isotopic variations in nature, 8. Application to some biogeochemical problems. *N.Z. J. Sci.*, 3(1960), 338-361.
- [11] KROUSE, H.R., Sulphur isotopic in our environment, In: Fritz, P. and Fontes, Ch.J., *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Vol. 1. The Terrestrial Environment A, Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam-Oxford-New York (1980).
- [12] MOOK, G.W., Carbon-14 in hydrogeological studies, In: Fritz, P. and Fontes, Ch.J., *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Vol. 1, the Terrestrial Environment, A, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-Oxford-New York (1980).
- [13] INGERSON, E. and PEARSON, F.J., Estimation of age and rate of motion of groundwater by the ^{14}C method. In: *Recent Researches in the Fields of Hydrosphere, Atmosphere and Nuclear Geochemistry*. Maruzen, Tokyo.(1964) p. 263.
- [14] PEARSON, F.J., Use of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios to correct radiocarbon ages of materials initially diluted by limestones. *Proc. 6th Int. Conf. Radiocarbon Dating*, Pullman, U.S.A.,(1965), pp. 357-366.
- [15] SMITH, D.B., et. al., the age of groundwater in the chalk of the London Basin. *Water Resour. Res.*, 12 (1976), 392-404.

ISOTOPOS AMBIENTALES Y ESTUDIO GEOQUIMICO DEL AGUA SUBTERRANEA DE LA PARTE NOROCCIDENTAL DEL ESTADO DE MORELOS, MEXICO

P. MORALES*, A. CORTES**, I. CASAR*,
R.D. ARIZABALO**, R. ARAVENA***

* Instituto de Física,
Universidad Nacional Autónoma de México,
México, D.F., México

** Instituto de Geofísica,
Universidad Nacional Autónoma de México,
México, D.F., México

***Department of Earth Sciences,
University of Waterloo,
Waterloo, Ontario, Canada

Resumen-Abstract

ISOTOPOS AMBIENTALES Y ESTUDIO GEOQUIMICO DEL AGUA SUBTERRANEA DE LA PARTE NOROCCIDENTAL DEL ESTADO DE MORELOS, MEXICO.

Técnicas isotópicas fueron utilizadas para definir los mecanismos de recarga y el origen del agua subterránea del Valle de Cuernavaca, localizado en la parte nor-occidental del Estado de Morelos. El agua subterránea del valle está contenida en dos acuíferos: uno basáltico y otro granular. El análisis estadístico de los valores isotópicos indica que el agua contenida en ambos acuíferos pertenece a una misma población lo que puede significar que tienen una misma área de recarga. Los resultados isotópicos ($\delta D = -77$ o/oo y $\delta^{18}O = -11$ o/oo) muestran que la principal fuente de recarga es la infiltración sobre los basaltos de la Sierra Chichinautzin (2600 a 3500 m.s.n.m.). Debido a su alto grado de fracturamiento y baja capacidad de almacenaje, el acuífero basáltico recarga al acuífero granular. La dirección del flujo subterráneo regional es norte-sur mostrando una mayor contribución de precipitación local y de retornos de riego al moverse hacia el sur. Los contenidos de tritio del agua subterránea del área indican infiltración reciente (20 años). El presente estudio provee información sobre el área de recarga de los acuíferos para la mejor cuantificación de la disponibilidad del agua subterránea de la región.

ENVIRONMENTAL ISOTOPES AND GEOCHEMICAL INVESTIGATION OF GROUNDWATER IN THE NORTH-WESTERN PART OF THE STATE OF MORELOS, MEXICO.

Isotope techniques were used to define the recharge mechanism and origin of the groundwater of the Cuernavaca Valley located in the north-west part of the State of Morelos in México. The groundwater of the valley is contained in two different types of aquifers: one basaltic and the other granular. Statistic analysis of the isotopic data show that the

water from both aquifers belong to the same population, probably due to a common origin. The isotopic results ($\delta D = -77\text{‰}$ and $\delta^{18}O = -11\text{‰}$) indicate that the main source of recharge is the infiltration in the high basaltic parts (2600 to 3500 m.a.s.l.) of the Sierra Chichinautzin. The basaltic aquifer due to its high fractured system and low capacity of storage transfer the water to the granular aquifer. The regional groundwater flow in the valley runs from north to south with increasing contribution of local precipitation and evaporated waters from irrigation as it moves south. Tritium contents in the groundwater of all the area indicate recent infiltration and recharge. This study provides useful information for a better evaluation of the groundwater resources available for actual and future urban development of the valley.

1. INTRODUCCION

El presente trabajo de caracterización isotópica del Valle de Cuernavaca forma parte de un estudio regional iniciado por Comisión de Aguas del Valle de México [2] a través del Instituto de Geofísica de la UNAM, con la colaboración de la Universidad de Waterloo, Canadá y el apoyo del IDRC Ottawa, Canadá, con el objeto de determinar la interconexión entre los acuíferos del Valle de Cuernavaca y el sur de la Cuenca de México.

Los objetivos del presente estudio son el determinar los orígenes de la recarga de los acuíferos del Valle de Cuernavaca, la dirección del movimiento de sus aguas y su interacción con otras aguas isotópicamente distintas, como aguas evaporadas productos de retornos de riego y aguas de precipitación local.

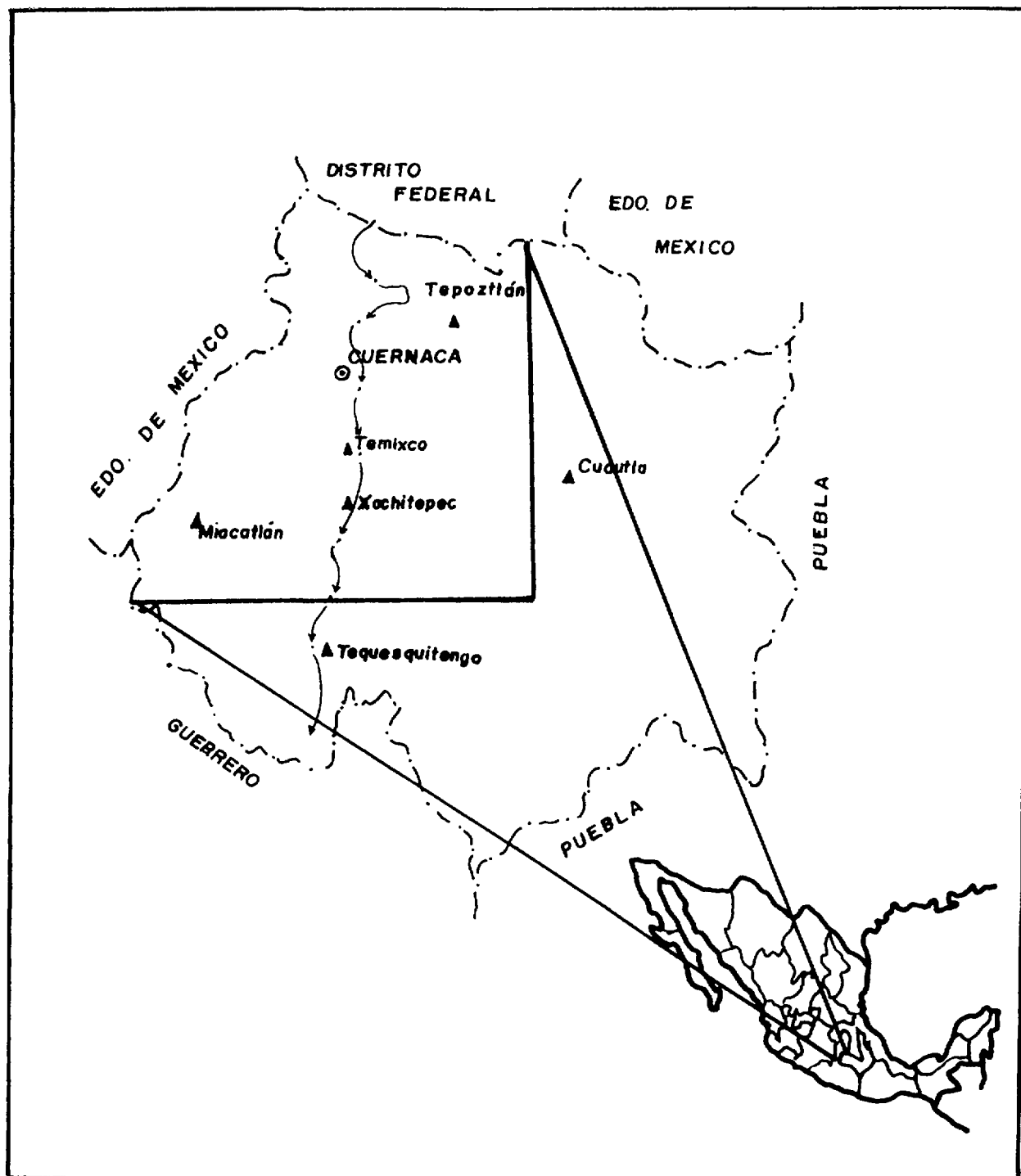
En el área objeto del estudio, existe una variación geográfica considerable manifestada a través de diferentes alturas (3,600 m.s.n.m. para la Sierra de Chichinautzin localizada al norte del valle y 1,000 m.s.n.m. para la parte sur de la planicie) la que permite un buen marcado isotópico de las aguas, debido a la correlación entre la variación del contenido de deuterio y las características geográficas del área de recarga [3].

2. DESCRIPCION DEL AREA

2.1 HIDROGEOGRAFIA REGIONAL

De acuerdo a la clasificación de Raisz [4] el área de estudio se encuentra ubicada en la Cuenca del Río Balsas Mexcala, la cual pertenece a la provincia fisiográfica de la

Sierra Madre del Sur. Dicha cuenca esta limitada al sur por el parteaguas de la Sierra de Guerrero y al norte por la pendiente sur de la Faja Volcánica Transmexicana [5], representada por la cadena montañosa con dirección este-oeste, de relieve abrupto formado por la Sierra de Chichinautzin; al este y oeste las fronteras de área las delimitan sierras menores. La localización del área está comprendida entre las coordenadas 18 30 - 19 00 de latitud norte y 99 00 - 99 28 30 de longitud oeste (plano I).



Plano I Mapa de localización del área de estudio

El clima del área es variado debido a la diferencia de altitud que existen entre las zonas principalmente la Sierra de Chichinautzin y el Valle de Cuernavaca. Los valores medios anuales de la temperatura varían, para estas dos zonas, entre 10 C y 22.7 C, la precipitación entre 1800 mm/año y 893 mm/año; y la evapotranspiración entre 675 mm/año y 780 mm/año, correspondiendo los valores más altos de temperatura y evapotranspiración al valle.

El potencial de agua subterránea del valle se aprovecha mediante 290 obras de captación, de las cuales 225 corresponden a pozos, 45 a norias y 20 a manantiales. De los pozos y norias se extrae un volumen aproximado de 54.7 millones de m³ al año y de los manantiales se tienen descargas por un volumen aproximado de 197 millones de m³ anuales; además existen flujos subterráneos aforables hacia el sur del valle. Sumado a esto el río Apatlaco que nace en la ciudad de Cuernavaca descarga un volumen aproximado de 31.5 millones de m³ sobre el Río Amacuzac localizado al sur de la planicie [1].

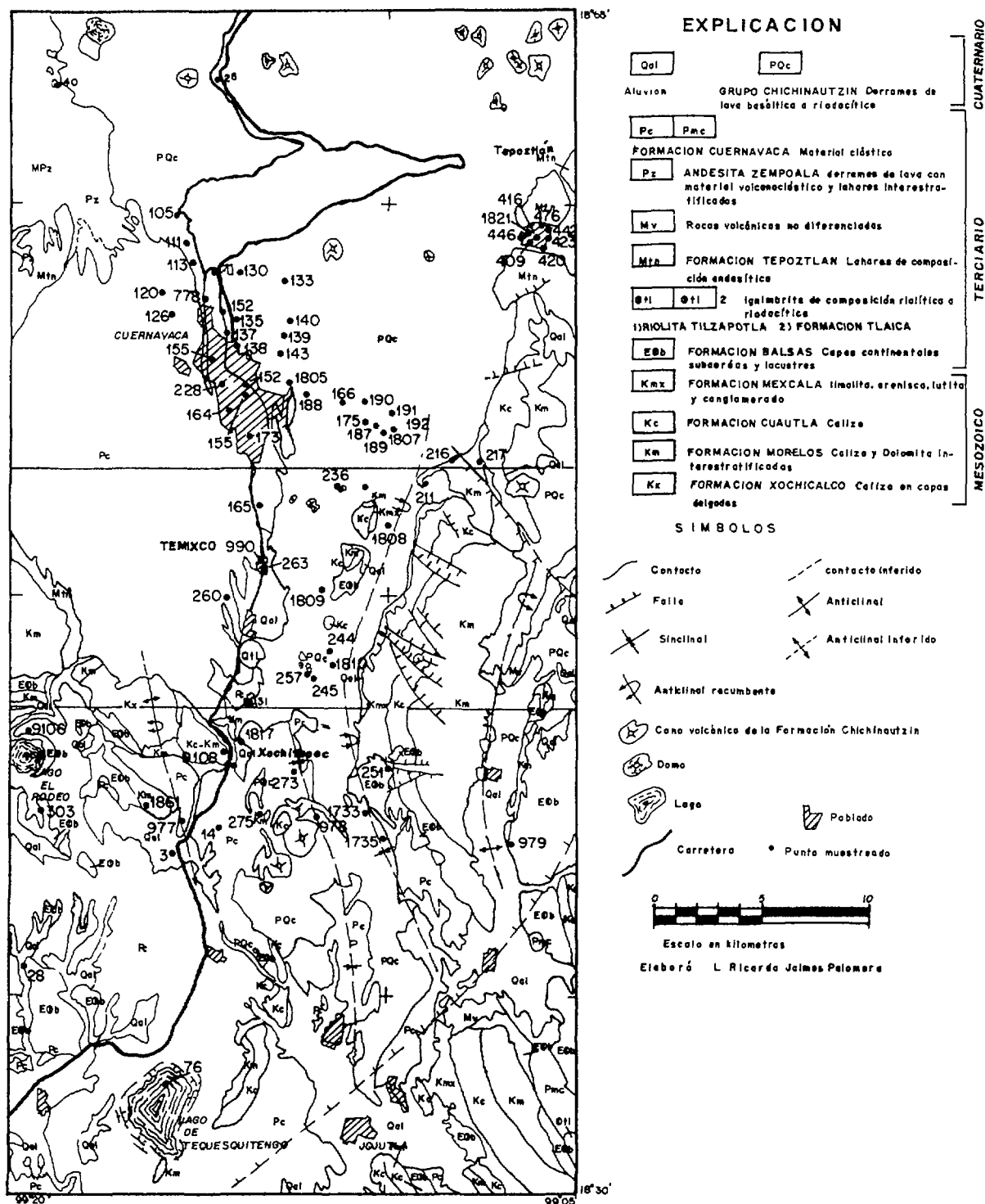
En el Valle existen dos acuíferos, el primero está constituido por rocas volcánicas del Grupo Chichinautzin de origen reciente y con alta transmisividad debido a su fracturamiento, pero de baja capacidad de almacenamiento, es en esta formación donde se presentan los manantiales de la zona. El segundo acuífero está formado por materiales granulares de la Formación Cuernavaca, en el cual la permeabilidad es variable debido a la irregularidad en los espesores del material arcilloso y de la granulometría de los sedimentos. En esta unidad se encuentran la mayoría de los aprovechamientos existentes en forma de pozos.

Estudios geológicos y geofísicos del área muestran que existe una distribución irregular de los dos acuíferos tanto en localización geográfica, espesores y granulometría, como en discontinuidades e irregularidades provocadas por sistemas de fallamiento múltiple. En estudios hidrológicos anteriores no se logró establecer el origen del agua contenida en los acuíferos, no obstante, se esbozó la existencia de una conexión entre ellos [1].

La profundidad del nivel estático del agua subterránea está gobernada por la topografía general del terreno. A partir de las curvas de igual elevación del nivel piezométrico, se deduce que el flujo subterráneo es predominantemente norte-sur, no presentando deformaciones que permitan inferir la influencia entre las corrientes superficiales y el acuífero [1].

2.2 GEOLOGIA REGIONAL

El área de estudio está caracterizada por la presencia de secuencias sedimentarias (marinas y continentales) y eventos volcánicos, desarrollados sobre un basamento metamórfico precámbrico (Hoja Cuernavaca [7]), plano II. La secuencia sedimentaria marina expuesta, cubre un rango crono-estratigráfico que varía del Cretácico Inferior al Superior, representada principalmente por calizas y lutitas calcáreas depositadas en diferentes ambientes.



Plano II Geología y localización de aprovechamientos del Valle de Cuernavaca

Los depósitos clásticos continentales del Grupo Balsas marcan el inicio del Sistema Terciario. Los siguientes eventos registrados en el área son emisiones volcánicas y volcanoclasticas cuya composición varía de intermedia a riolítica y que constituyen la Faja Volcánica Transmexicana. Cabe mencionar que existen algunos cuerpos intrusivos miocénicos (?) y premiocénicos que indican la fuerte actividad tectónica de la zona.

El principio del Sistema Cuaternario está marcado por el desarrollo de fosas tectónicas que provocaron el depósito de los sedimentos clásticos continentales de la Formación Cuernavaca, mientras que las lavas y material volcanoclástico de composición andesítica y basáltica del Grupo Chichinautzin constituyen el último evento volcánico de la región. Estas dos unidades cuaternarias son importantes, ya que en ellas se encuentran alojados los acuíferos del Valle de Cuernavaca: el acuífero superior (basáltico) y el acuífero inferior (granular).

3. MUESTREO Y TECNICAS ANALITICAS

De las 290 obras de aprovechamiento que existen en el Valle de Cuernavaca, se muestrearon para el presente estudio 39 de ellas incluyendo pozos, manantiales y norias. También se colectó agua de lluvia en la Sierra de Chichinautzin a 2850 m.s.n.m. en el poblado llamado Tres Marías. Todos los resultados están en la Tabla I. Además se recopilaron los datos isotópicos y geoquímicos que Lesser [1], realizó en la zona en 1981 (Tabla II).

TABLA I. ANALYSIS ISOTOPICOS Y GEOQUIMICOS DE LA PARTE NOROCCIDENTAL DEL ESTADO DE MORELOS (DATOS 1986)

RESULTADOS DE ANALISIS ISOTOPICOS (Estado de Morelos, 1986).

No.	Acui	A	D (o/oo)	18-O (o/oo)	Exc Deut.	U.T.
111	Gr	P	-77.31	-10.67	8.05	-
113	Gr	P	-75.03	-11.21	14.65	-
126	Gr	P	-75.62	-10.92	11.74	-
130	B	P	-78.00	-10.78	8.24	-
135	B	P	-78.13	-11.45	13.47	-
136	B	M	-78.40	-10.86	8.48	-
137	B	P	-75.43	-11.16	13.85	-
139	B	P	-75.57	-11.04	12.75	-
143	B	P	-75.03	-10.90	12.17	-
152	Gr	P	-76.20	-10.95	11.40	3
155	Gr	P	-76.00	-10.98	11.84	-
166	B	P	-77.20	-11.07	11.38	-
175	Gr	P	-73.11	-10.50	11.21	-
189	Gr	P	-78.32	-10.99	9.60	-
191	Gr	P	-74.43	-10.92	12.93	3
192	Gr	P	-75.96	-10.94	11.56	-
216	Gr	N	-66.32	-9.25	7.68	-
217	Gr	N	-67.90	-9.41	7.38	-
245	B	P	-74.82	-10.75	11.18	-
257	Gr	P	-72.56	-10.32	10.00	-
409	Gr	N	-72.39	-10.49	11.53	-
420	Gr	P	-72.51	-10.60	12.29	-
436	Gr	N	-74.10	-10.41	9.18	-
442	Gr	N	-76.4	-10.29	5.92	-
446	Gr	P	-68.86	-10.05	11.54	-
472	Gr	N	-72.49	-10.17	8.09	-
778	B	P	-74.17	-10.73	11.67	-
975	B	P	-78.40	-11.03	9.84	-
987	B	P	-76.78	-10.15	4.42	-
990	Gr	P	-78.01	-11.09	10.71	-
977	Gr	M	-75.38	-10.59	9.34	-
978		P	-73.90	-10.03	4.42	-
1805	B	M	-74.92	-10.93	12.52	-
1806	B	M	-76.50	-10.92	10.86	7
1807	B	M	-72.17	-10.98	5.83	-
1809	B	M	-76.66	-10.40	6.6	4
1810	B	M	-74.22	-10.78	12.02	-
9108	B	M	-75.06	-10.31	7.42	-

No = número de muestra, Acui = Acuífero, Gr Granular, B = Basáltico, A = Aprovechamiento, P = pozo, N = noria, M = Manantial.

TABLA I. (cont.)
RESULTADOS DE ANALISIS GEOQUIMICOS (Estado de Morelos, 1986).

No.	C.E. Mho/ cm.	STD	Ca++ meq	Mg++ meq	Na+ meq	K+ meq	Cl- meq	HCO3- meq	SO4= meq
111	190	133	0.8	2.14	0.0	0.0	451	2.09	.083
113	160	181	0.6	2.14	0.0	0.0	0.39	2.09	.02
126	170	207	0.6	2.79	0.0	0.0	0.33	2.39	.06
128	200	223	0.6	1.97	0.74	0.0	0.59	2.39	.06
136	243	170	.339	3.99	0.33	4.8	6.46	1.35	8.27
137	90	116	-	-	-	-	-	-	-
152	180	187	-	-	-	-	-	-	-
175	250	175	0.55	.642	.41	0.14	0.69	1.22	-
245	504	236	2.89	1.55	.5	.06	.08	3.44	1.41
257	320	391	1.41	1.119	.783	.171	.493	2.13	4.79
990	500	397	2.0	1.56	1.96	0.0	0.24	3.74	0.25
977	2000	1400	19.3	7.68	1.0	0.26	0.53	6.7	19.8
1805	105	198	-	-	-	-	-	-	-
1806	80	204	157	.320	.421	.01	0.25	1.47	0.9
1807	2100	2033	19.2	6.71	.866	.258	.550	7.72	21.0
1809	410	287	1.65	2.09	0.18	0.11	0.46	2.13	1.09
1810	1040	728	-	-	-	-	-	-	-

TABLA II. ANALYSIS ISOTOPICOS Y GEOQUIMICOS DE LA PARTE
NOROCCIDENTAL DEL ESTADO DE MORELOS (DATOS 1981)

RESULTADOS DE ANALISIS ISOTOPICOS (Estado de Morelos, 1981).

No.	Acuí	A	D (o/oo)	18-O (o/oo)	Exc. Deut.	U.T.
3	Gr	P	-72.4	-10.10	8.4	-
14	Gr	P	-75.1	-10.5	8.9	-
28	Gr	M	-68.6	-9.35	6.2	-
76	Gr	P	-78.0	-10.95	9.6	-
105	Gr	N	-78.3	-11.40	12.9	-
113	B	P	-75.8	-10.60	9.0	-
114	Gr	P	-81.1	-11.85	13.7	-
120	Gr	P	-78.5	-11.55	13.9	3.63
133	B	P	-76.2	-11.20	13.4	-
143	B	P	-77.0	-10.90	10.2	-
130	B	P	-80.6	-11.70	13.0	-
152	Gr	P	-76.1	-10.70	9.5	5.49
164	B	P	-74.4	-10.30	8.0	-
173	B	P	-75.6	-10.85	11.2	-
175	Gr	P	-76.3	-11.05	12.1	-
191	Gr	P	-76.6	-11.15	12.6	-
189	Gr	P	-78.3	-11.00	9.7	-
190	Gr	P	-76.3	-11.29	14.02	-
165	B	P	-77.1	-11.15	12.1	9.3
236	Gr	N	-70.8	-9.70	6.8	17.5
244	Gr	N	-74.7	-10.60	10.1	-
251	Gr	P	-66.7	-8.85	4.1	-
257	Gr	P	-75.8	-10.50	8.2	-
260	Gr	P	-74.7	-10.55	9.7	-
263	Gr	P	-75.8	-10.6	9.0	-
273	Gr	P	-73.8	-9.95	5.8	-
299	Gr	P	-65.7	-8.95	5.9	-
300	Gr	P	-67.0	-9.40	8.2	-
302	Gr	P	-68.5	-9.25	5.5	-
306	Gr	P	-69.1	-9.90	10.1	-
307	C	P	-68.2	-9.65	9.0	8.59
416	B	N	-73.6	-10.2	8.0	-
423	Gr	N	-75.6	-10.55	8.8	-
476	Gr	N	-74.0	-10.35	8.8	15.27
1808	B	M	-75.6	-10.9	11.6	-
1809	B	M	-74.2	-10.1	6.6	-
1817	B	M	-72.1	-10.0	7.9	11.10
1821	B	M	-76.5	-10.9	10.7	-
1861		N	-71.7	-9.8	6.7	7.80

No.= Número de muestra, Acuí= Acuífero, P= Pozo, Gr = Granular, B = Basáltico, A = Aprovechamiento N = noria, M = Manantial

TABLA II (cont)

RESULTADOS DE ANALISIS GEOQUIMICOS (Estado de Morelos, 1981)

No.	Ca++ meq	Mg+ meq	Na+ meq	HCO ₃ - meq	Cl- meq	SO ₄ = meq
3	5.40	2.56	.52	7.49	0.98	0.35
14	5.20	3.79	.56	6.0	1.09	1.76
76	4.2	4.62	.17	6.0	0.78	2.08
152	0.8	3.22	.0	1.8	0.47	0.2
165	1.2	2.8	.0	2.68	0.53	.0
244	2.6	2.8	.0	3.9	0.47	1.08
245	1.2	1.81	.3	2.39	0.64	0.29
251	2.6	1.73	2.26	2.68	1.94	0.95
273	8.6	2.64	.0	3.87	0.98	3.83
416	1.40	3.55	.0	2.68	1.0	0.33
423	1.40	2.56	.0	3.0	0.74	0.2
476	.8	2.56	.0	1.19	0.47	.02

El análisis de isótopos estables de las muestras colectadas durante 1986 se practicó en el Laboratorio del Instituto de Física UNAM, siguiendo las técnicas descritas por Coleman [8] para el hidrógeno y de Epstein y Mayeda [9] para el caso del oxígeno-18. Los resultados se expresan en notación delta relacionados al patrón SMOW definido por Craig [10]. Ambos análisis se realizaron por triplicado en un espectrómetro de masas FINNIGAN MAT-250. La precisión analítica total para el análisis de deuterio es de 20/00 y para oxígeno-18 es de 0.20/00. El análisis del contenido de tritio se realizó en la Universidad de Waterloo, Canadá y los valores obtenidos se reportan en unidades tritio (U.T.). Los análisis geoquímicos del Instituto de Geofísica de la UNAM, se reportan en miliequivalentes.

4. INTERPRETACION DE RESULTADOS ISOTOPICOS DE OXIGENO-18 Y DEUTERIO

En la figura 1 se graficó el contenido de deuterio contra oxígeno-18, de los datos promedios por área de las tablas I y II. En ella se trazó la línea correspondiente a el agua meteórica local, que se postula en forma preliminar utilizando los datos isotópicos de la precipitación en la Sierra de Las Cruces [11], [12]. En esta línea la ordenada al origen es de 11.77 ± 2.94 , con una pendiente de 7.95 ± 0.25 .

Los valores isotópicos de las muestras de agua analizadas se dividieron en tres zonas independientes, que corresponden a Tepoztlán, Miacatlán y la parte central del Valle de Cuernavaca.

4.1 Para un mejor entendimiento del comportamiento de las aguas de la parte central del valle se subdividió esta área a su vez en parte norte, media y sur con valores isotópicos característicos.

4.1.i) Las aguas de la Ciudad de Cuernavaca al norte del valle cuyo promedio para 33 muestras es de $\delta D = -76.33 \pm 1.4$ y $\delta^{18}O = -11.03 \pm 0.19$.

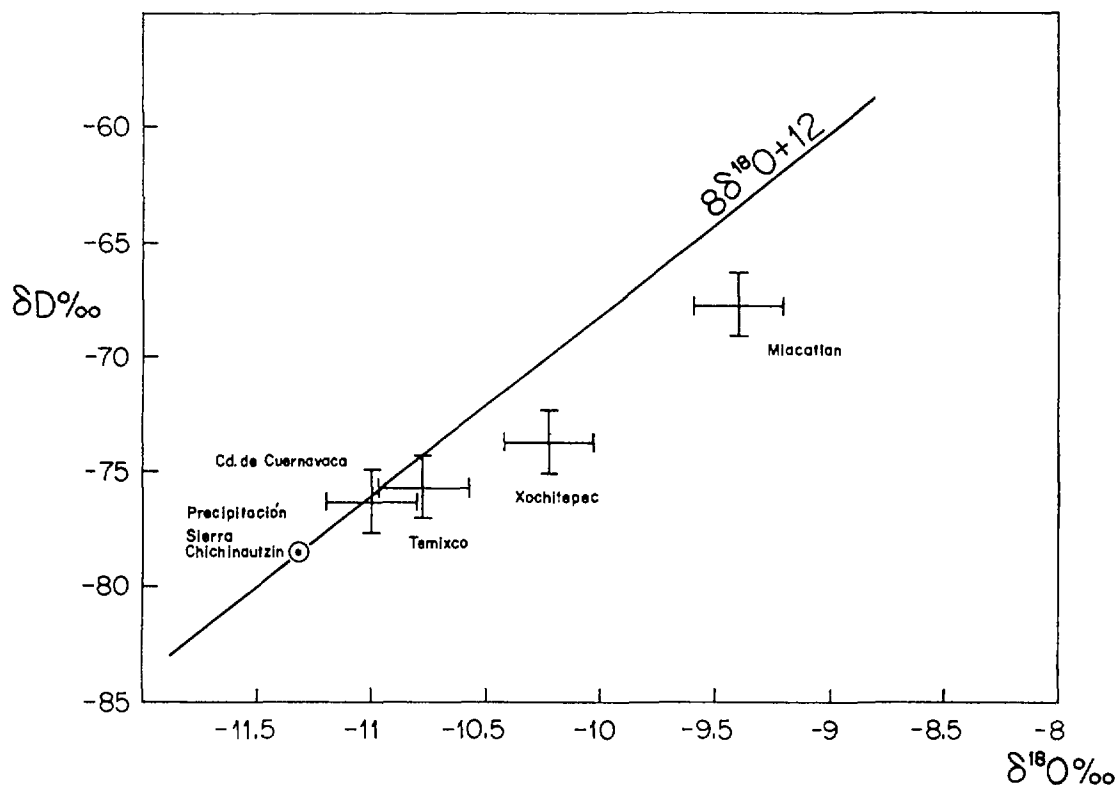


Figura 1 Oxígeno-18 contra deuterio para la parte noroccidental de Morelos

4.1.ii) Las aguas de la parte media de la planicie de Cuernavaca, cercanas a la población de Temixco con valores isotópicos promedio para 14 muestras de $\text{SD} = -75.78 \pm 1.5$ y $\text{S}^{18}\text{O} = -10.77 \pm 0.26$.

4.1.iii) Las aguas de la parte sur de la planicie de Cuernavaca, cercanas a la población de Xochitepec, con promedio para 11 muestras de $\text{SD} = -73.68 \pm 1.2$ y $\text{S}^{18}\text{O} = -10.23 \pm 0.29$.

4.2) Las aguas de Miacatlán cuyos promedios son de $\text{SD} = -67.85$ y $\text{S}^{18}\text{O} = -9.41$.

4.3) Las aguas de Tepoztlán con promedios de $\text{SD} = -72.64 \pm 1.63$ y $\text{S}^{18}\text{O} = -10.35 \pm 0.19$ para 9 muestras.

4.1.) PARTE CENTRAL DE LA PLANICIE DE CUERNAVACA

4.1.i) Ciudad de Cuernavaca

En esta ciudad se muestrearon y analizaron veintiún aprovechamientos y se recopilieron datos de doce más [1], cuyos valores se encuentran graficados en la figura 2. Los pozos

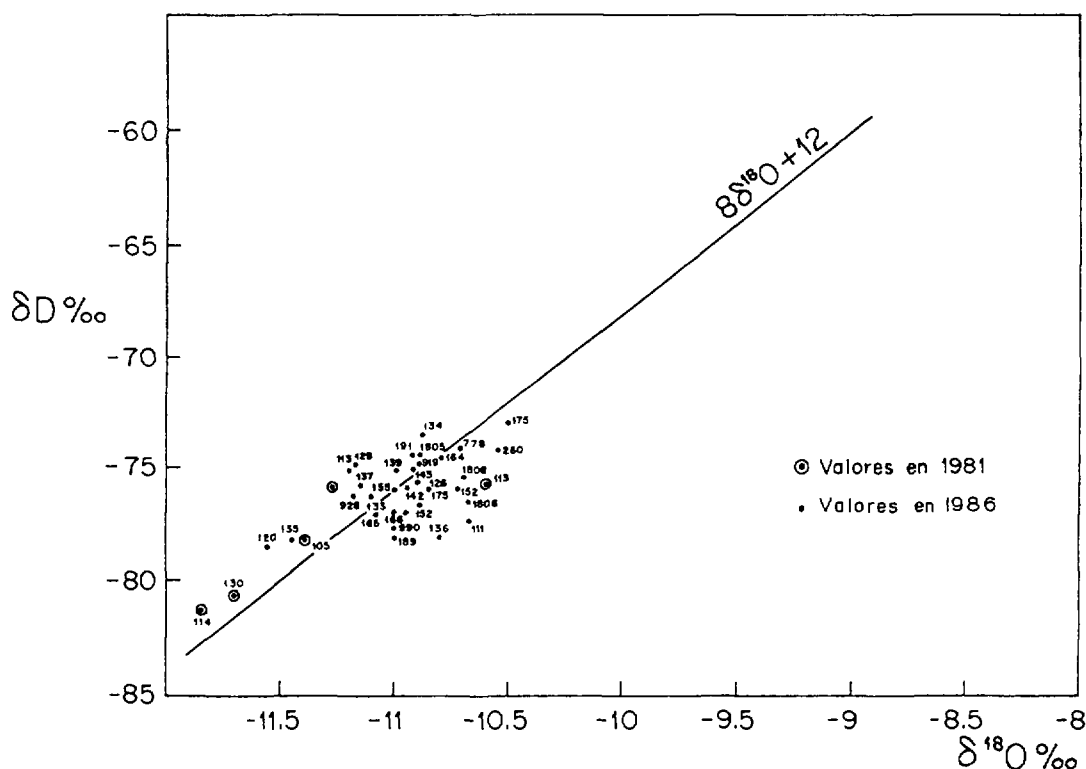


Figura 2 Oxígeno-18 contra deuterio para la Ciudad de Cuernavaca

114, 130, 120 y 135, localizados en la parte topográficamente más alta de la ciudad, son los que tienen los valores isotópicos más negativos $\delta D = -77.81$ y $\delta^{18}O = -11.03$ y son los más similares a los valores isotópicos del agua de lluvia colectada en Tres Mariás ($\delta D = -78.4$ y $\delta^{18}O = -11.03$), lo que sugiere que el agua de los acuíferos de la Ciudad de Cuernavaca tiene su origen en el agua que se precipita e infiltra a alturas promedio de 3000 m.s.n.m., en un área muy localizada de la Sierra de Chichinautzin durante una sola época de intensas lluvias. En esta zona, la mayoría de los puntos se agrupan sobre la línea meteórica, indicando que estas aguas no han sufrido procesos evaporativos que modifiquen su contenido isotópico, ni infiltración de agua de precipitación local cuyos valores promedio podrían estimarse en $\delta D = -580/00$ y $\delta^{18}O = -60/00$.

4.1.ii) Parte media de la Planicie (TEMIXCO)

Se analizaron cinco aprovechamientos ubicados cerca de la población de Temixco y se recopilaron los datos de Lesser [1] en diez aprovechamientos más, cuyo contenido isotópico se graficó en las figuras 3 y 3a. Algunos de los valores isotópicos de las aguas de esta zona son indistinguibles del grupo de aguas de la ciudad de Cuernavaca, sin embargo existen varios puntos que empiezan a indicar un ligero grado de evaporación.

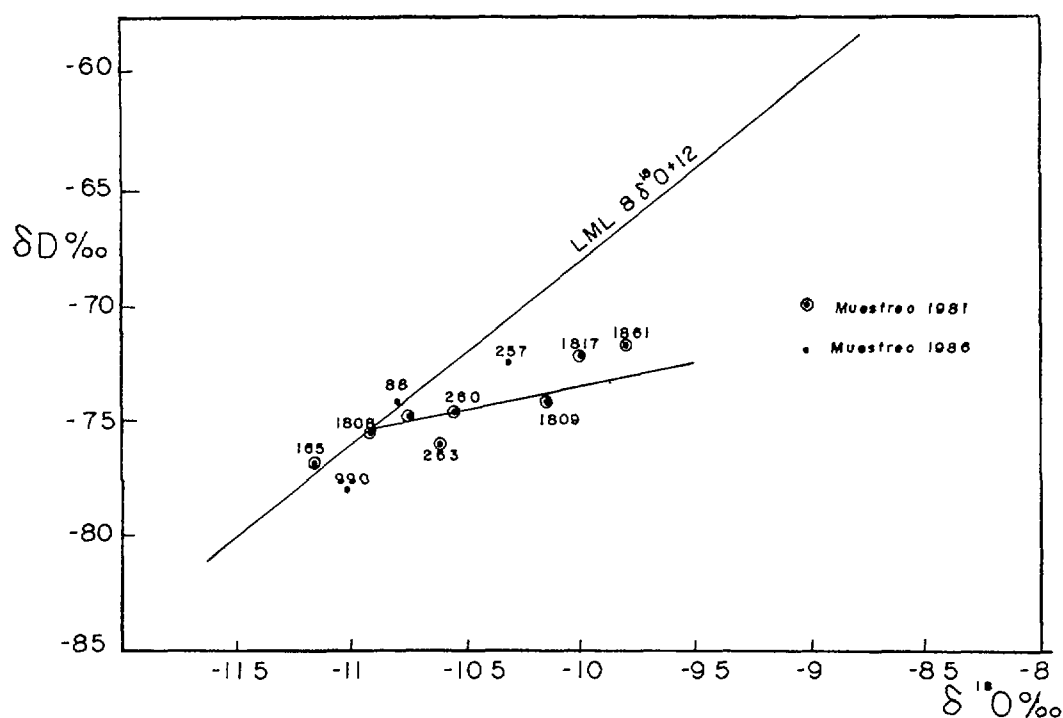


Figura 3 Oxígeno-18 contra deuterio para la zona de Temixco

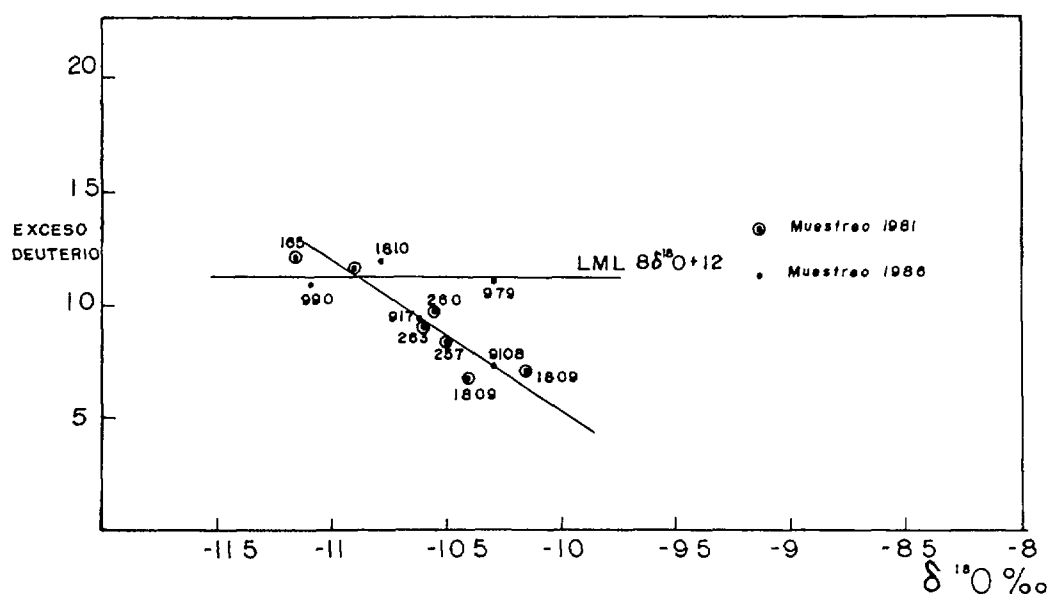


Figura 3a Oxígeno-18 contra exceso de deuterio para la zona de Temixco

4.1.iii) Parte sur de la planicie (XOCHITEPEC)

Los análisis de SD y $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas de los pozos localizados en las inmediaciones del pueblo de Xochitepec se graficaron en las figuras 4 y 4a, donde se puede observar que los valores forman un grupo de aguas evaporadas con valores isotópicos ligeramente mayores que los de la ciudad de Cuernavaca.

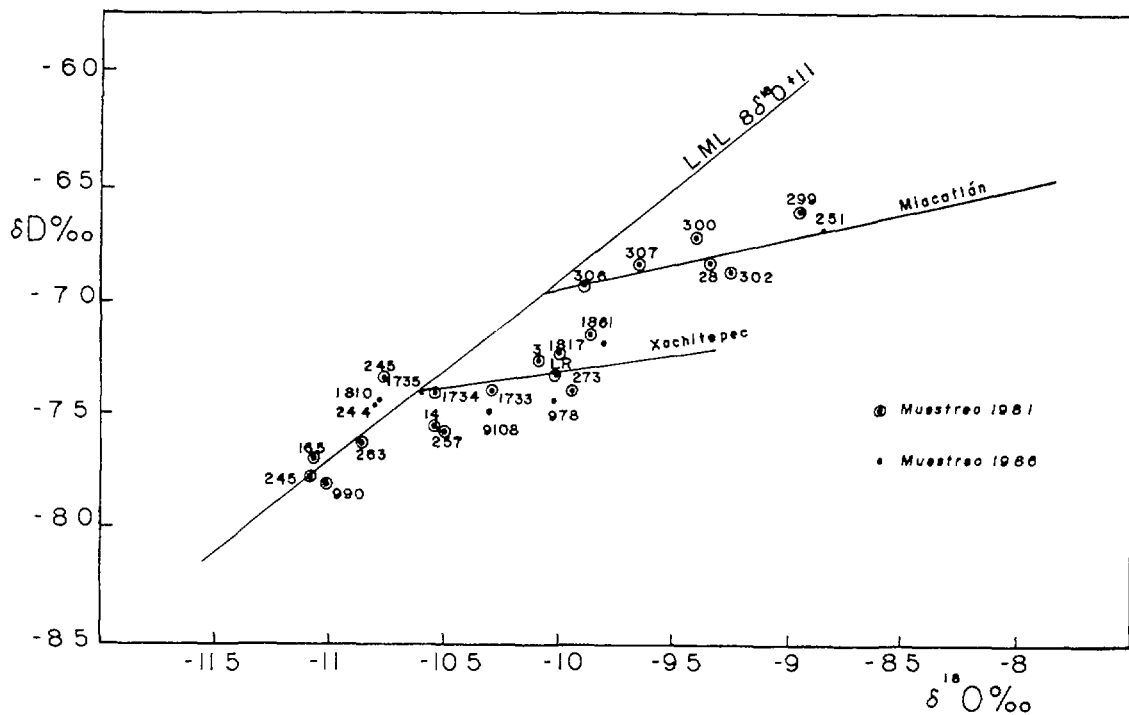


Figura 4 Oxígeno-18 contra deuterio para la zona de Miacatlán-Xochitepec

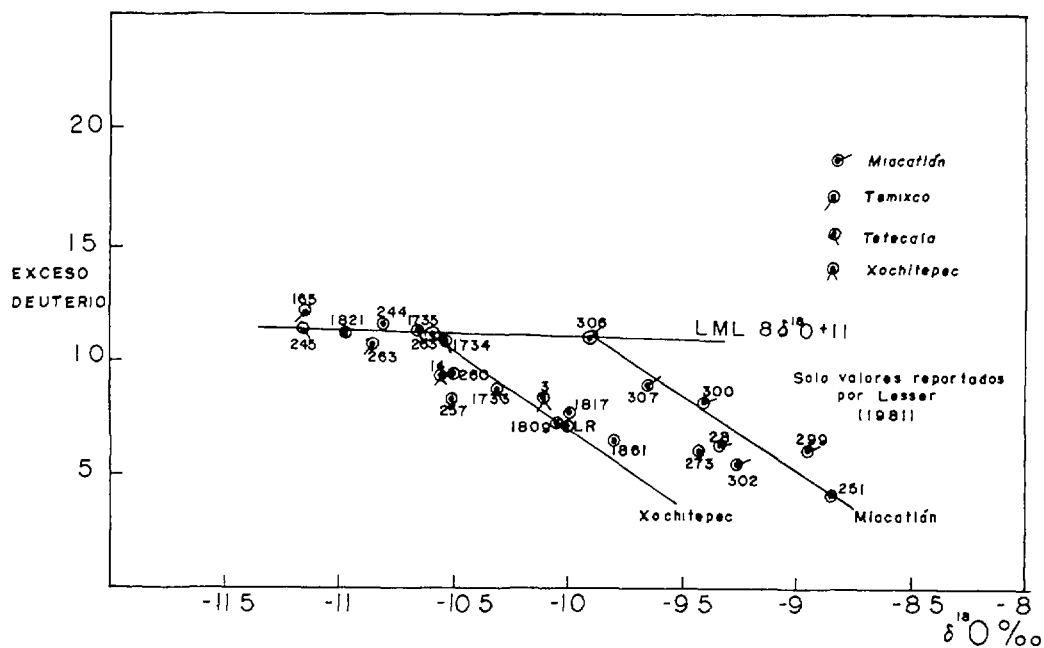


Figura 4a Oxígeno-18 contra exceso de deuterio para la zona de Miacatlán-Xochitepec

El esquema de los grupos de aguas avaporadas de Temixco y Xochitepec sugiere una mezcla de agua original del acuífero con aguas de retorno de riego y de precipitación local, ya que a medida que se avanza hacia el sur del valle, la pendiente del terreno así como los afloramientos de los basaltos disminuyen, aumentando el uso agrícola de las tierras y la probabilidad de infiltración. Sin embargo las aguas de estas zonas provienen

mayoritariamente del agua infiltrada en las partes altas de la sierra, ya que debido a los valores isotópicos, la contribución de aguas superficiales y de precipitación local ($\delta D = -58\text{‰}$ y $\delta^{18}O = -6\text{‰}$), no puede ser mayor que el 20‰.

Considerando que el agua de los acuíferos de la parte norte media y sur del valle pertenecen al mismo sistema, se agruparon los datos en base al tipo de material del acuífero en el que están contenidos (granular o basáltico). En esta clasificación el promedio del contenido isotópico de deuterio para los datos de 1986 del acuífero basáltico ($\delta D = -75.83\text{‰}$) es muy similar al promedio de las aguas contenidas en el acuífero granular ($\delta D = -75.38\text{‰}$), lo que sugiere un origen común de recarga para ambos. Al aplicar la estadística de frecuencia acumulada de Kolmogorov-Smirnov [13], se observó que los datos isotópicos de deuterio de ambos acuíferos pertenecen a una misma población (figura 6 y 7), confirmando que las aguas son iguales y tienen un origen común, por lo que puede considerarse como un acuífero basáltico-granular. Cabe hacer notar que aun en el sur del valle donde las aguas muestran un mayor grado de evaporación el valor isotópico del manantial 9108 emplazado en material basáltico es similar al valor isotópico del manantial 977 emplazado en material granular.

Con respecto a los mecanismos de recarga, proponemos que ésta se efectúa sobre el acuífero basáltico en un área de 355 km² de basaltos expuestos entre las curvas de nivel de 2,600 a 3,500 m.s.n.m. de la Sierra Chichinautzin, y que el acuífero basáltico debido a su baja capacidad de almacenaje y alto grado de fracturamiento e interdigitación con el acuífero granular recarga a su vez al acuífero granular.

El volumen de agua captada por los basaltos de Chichinautzin donde la precipitación anual promedio es de 1,860 mm y la infiltración podría ser del orden de 0.7, sería de 450 millones de metros cúbicos al año, ligeramente mayor que la descarga del agua subterránea del valle de Cuernavaca.

Otra característica importante del agua contenida en el acuífero de la parte central del valle es que su composición isotópica es constante, tanto localmente como con respecto a los muestreos efectuados en 1981 y 1986.

4.2 TEPOZTLAN

En la zona de Tepoztlán, ubicada en el extremo noreste del área estudiada, se muestrearon siete aprovechamientos cuyo promedio es de $\delta^{18}O = -10.35\text{‰}$ y $\delta D = -74.9\text{‰}$. Estos valores (Fig. 5) sugieren una área de recarga de menor altura que la que tienen los acuíferos de la planicie de Cuernavaca. Estas aguas pertenecen a un pequeño acuífero colgado que según estudios geológicos se comporta como un sistema independiente del resto del valle.

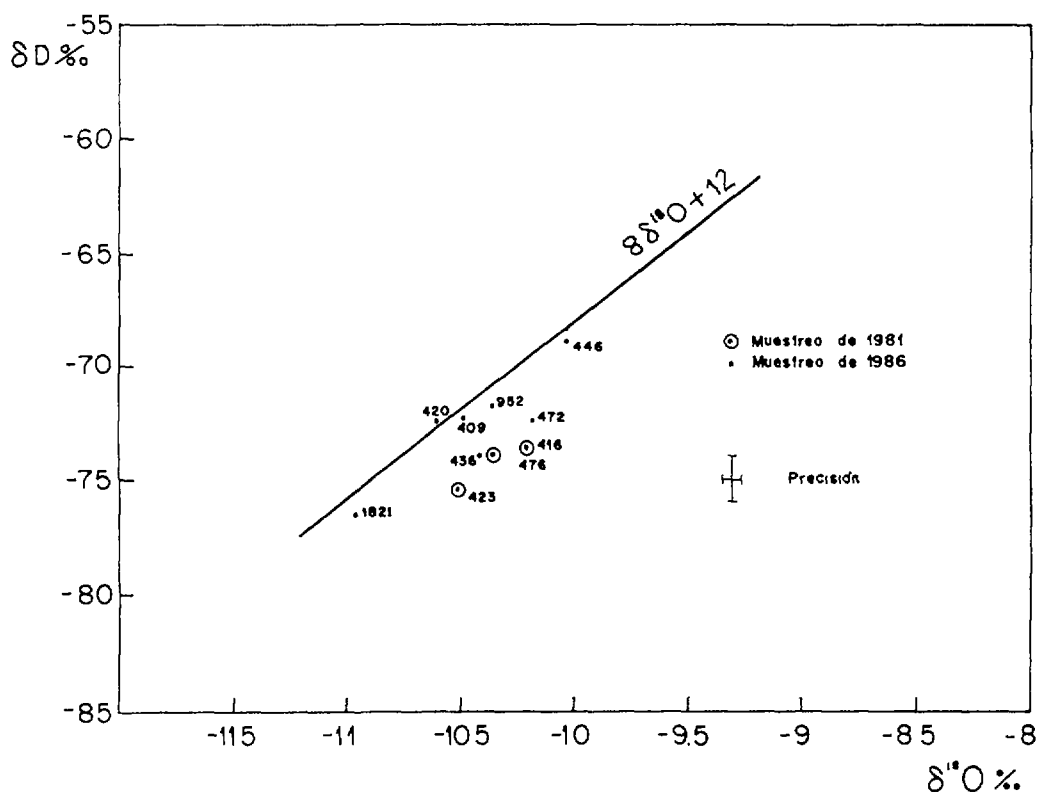


Figura 5 Oxígeno-18 contra deuterio para aguas de Tepoztlán

4.3 MIACATLAN

El grupo de pozos localizados cerca de la población de Miacatlán, alrededor del río Tembembe, emplazados solo en el acuífero granular, contienen agua cuyos valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ varían entre -9 y -10.80/‰ y los valores de deuterio entre -69 y -660/‰. Estos valores se agrupan claramente en el área de aguas evaporadas. Los valores isotópicos del pozo 306 no evaporada sugieren que este grupo de aguas se infiltró aproximadamente 600 metros más abajo que el grupo de la planicie de Cuernavaca, posiblemente al noroeste del valle, y por lo tanto, pertenecen a un sistema hidrológico independiente y con mayor grado de evaporación.

5. RESULTADOS DE CONTENIDO DE TRITIO

Los datos de contenido de tritio del agua subterránea muestreada en 1986 se encuentran en la figura 8 así como los datos de 1981 realizados por Lesser [1]. Debido a los pocos datos de tritio, no es posible obtener edades precisas de las aguas subterráneas ni velocidades de flujo [14], sin embargo, de la figura 8 se pueden hacer varias observaciones:

i) Todas las muestras de agua analizadas tienen un contenido apreciable de tritio, lo cual indica una circulación rápida y una infiltración reciente, del orden de veinte años.

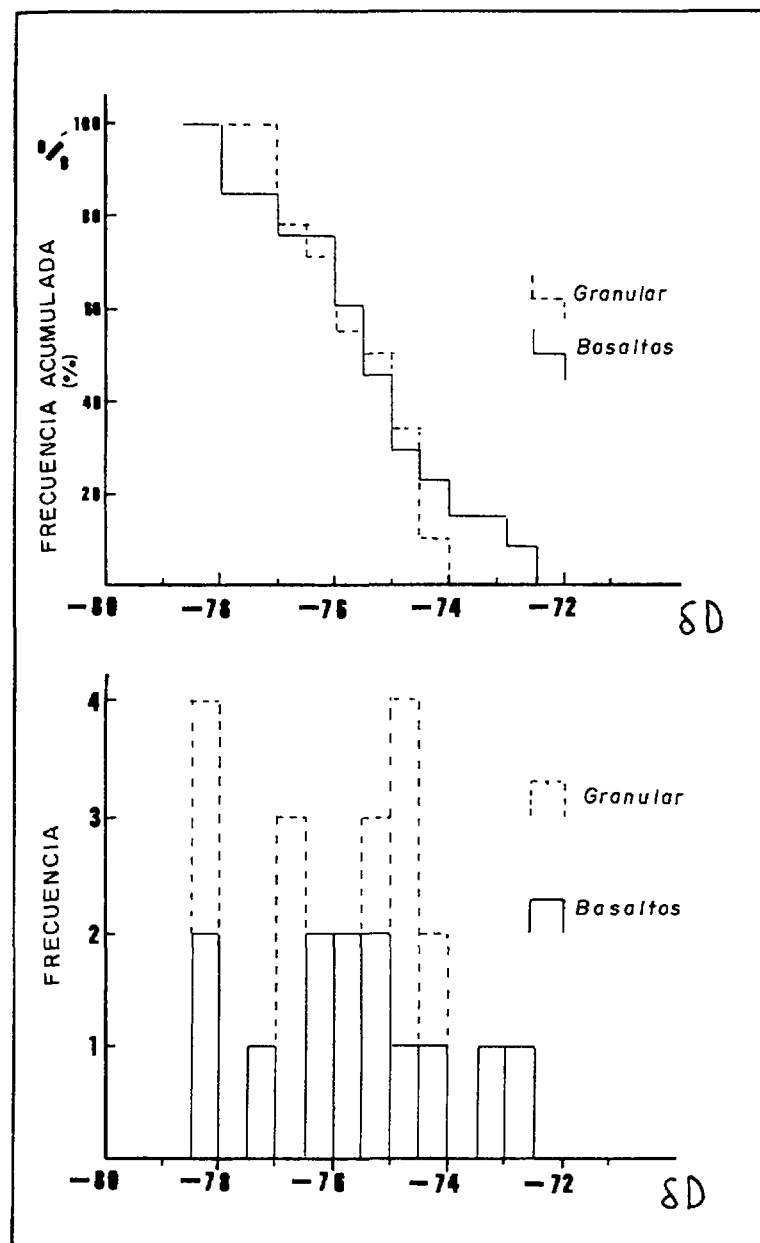


Figura 6 Histograma de las muestras de agua de la zona noroeste del Estado de Morelos (datos 1986)

ii) En forma general los valores promedio del contenido de tritio por zonas de 1979 corresponden al doble de los valores de 1986 y son congruentes con inyecciones de tritio del orden de 65 U.T. en 1963 (valores de la red del OIEA en Veracruz [15]).

iii) En la zona de Tepoztlán, las aguas muestran los contenidos de tritio más altos, lo que sugiere una infiltración más reciente, siendo este resultado congruente con su posición geográfica cercana a la sierra.

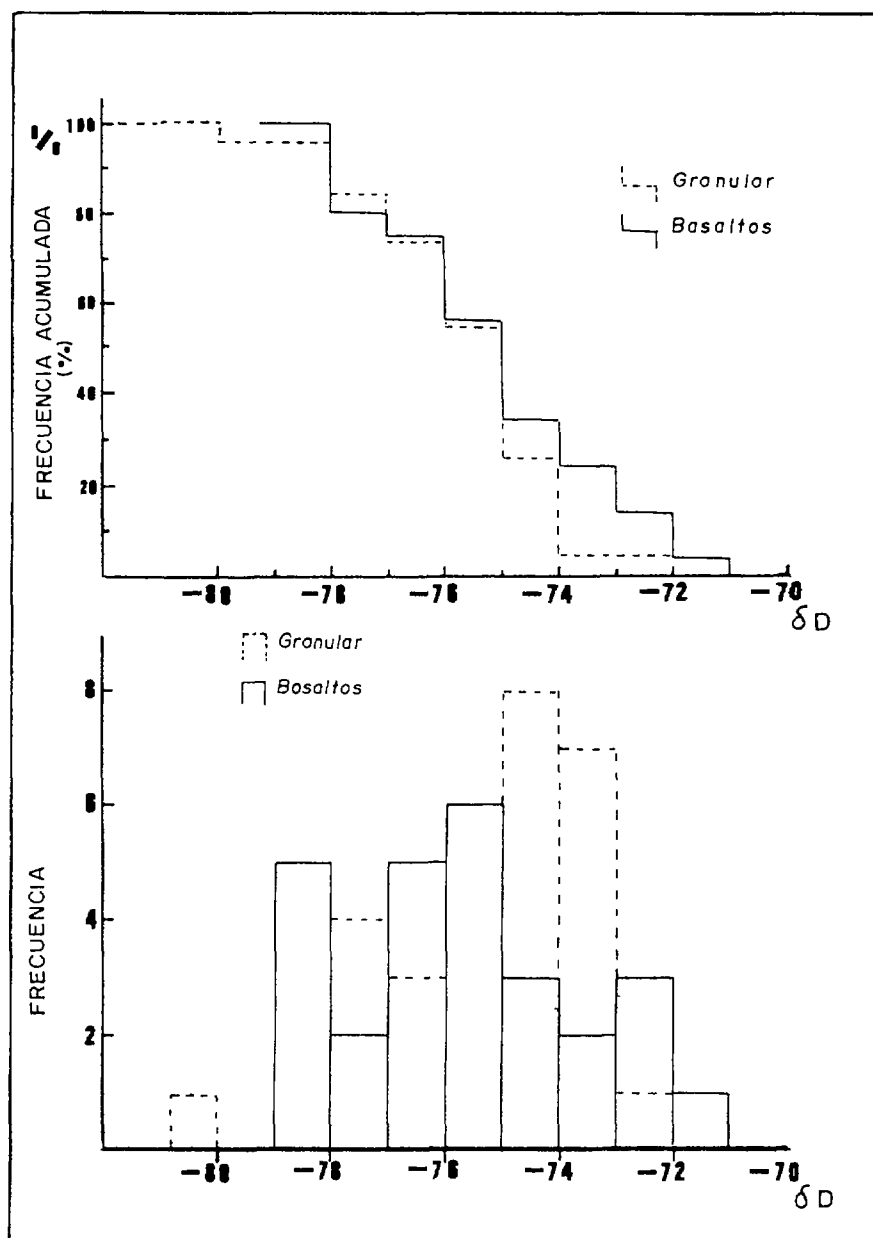


Figura 7 Histograma de las muestras de agua de la zona noroeste del Estado de Morelos (datos 1981 y 1986)

6. RESULTADOS DE ANALISIS GEOQUIMICOS

En las tablas I y II se reportan los resultados de los análisis geoquímicos de las aguas que fueron muestreadas en 1981 y 1986. En la figura 9 se graficaron algunos de ellos utilizando el diagrama de Durov expandido [16]. En ella se observa que las aguas se pueden clasificar dentro de la familia cálcica-magnesiana-carbonatada y que solo en tres pozos se presenta un intercambio iónico que modificó su clasificación a sódicas-cálcicas-magnesianas.

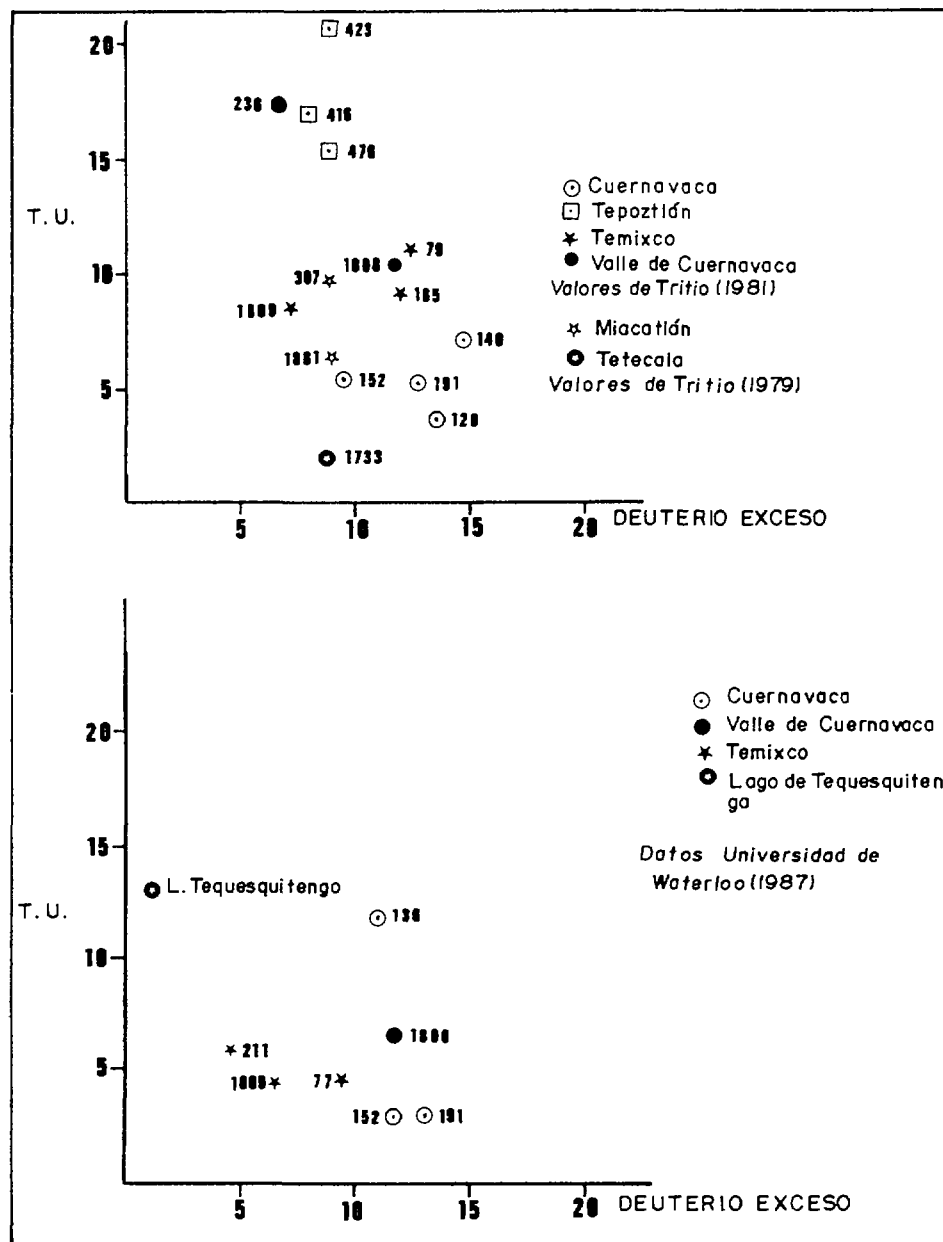


Figura 8 Valores de contenido de tritio contra exceso de deuterio para muestras de agua del Valle de Cuernavaca

Los valores de contenidos de sólidos totales disueltos (STD), en general son bajos mostrando los valores más bajos al norte, cercanos al punto de recarga; aumentando este número a medida que nos movemos en dirección sur. Esta es otra evidencia del flujo subterráneo dirección norte-sur.

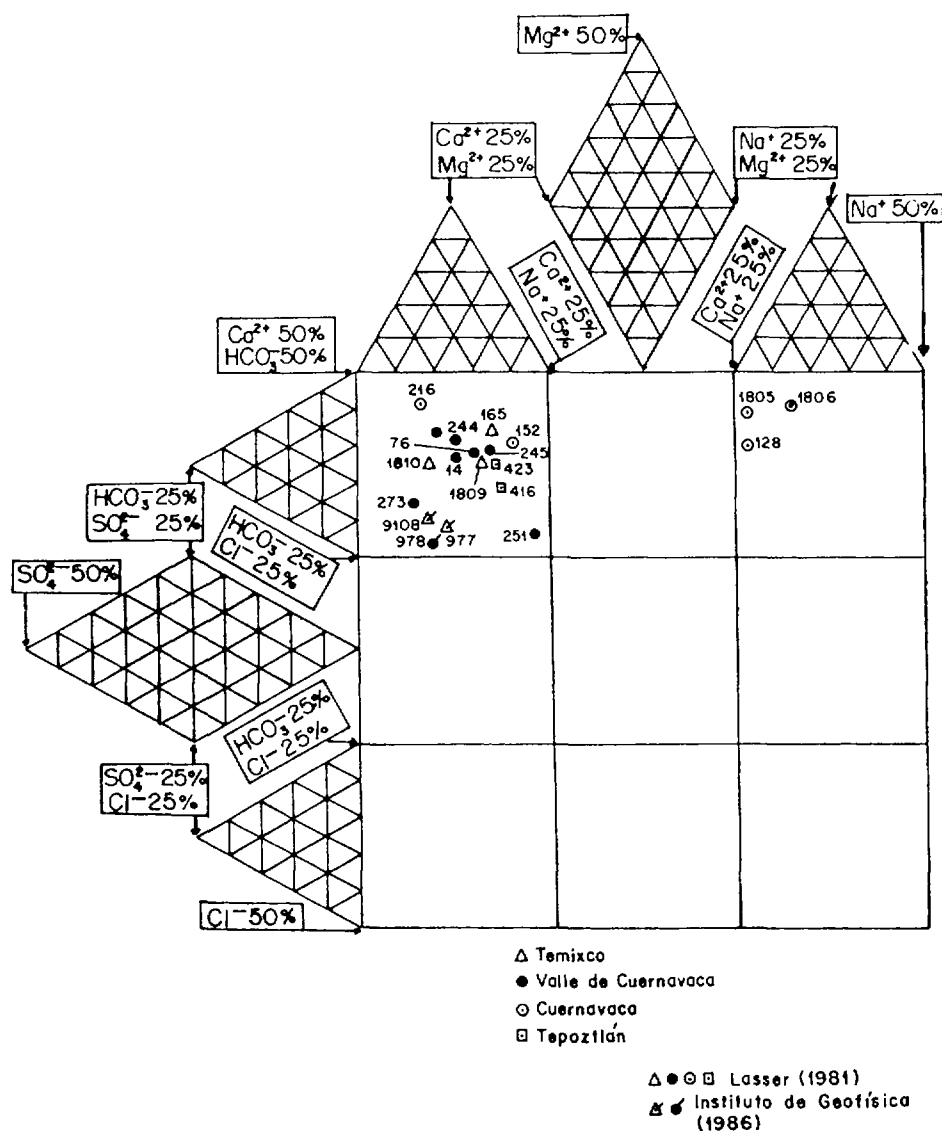


Figura 9 Diagrama de Durov expandido de las muestras de agua del Estado de Morelos

7. CONCLUSIONES

1.- El agua subterránea de la parte central del Valle de Cuernavaca tiene su origen en el agua de lluvia infiltrada en la Sierra de Chichinautzin a alturas comprendidas entre 2600 y 3500 m.s.n.m., cuya característica isotópica es de $S^{18}O = -110/00$ y $SD = -770/00$.

2.-Las aguas almacenadas en los acuíferos basáltico y granular de la parte central del Valle de Cuernavaca, son isotópicamente indistinguibles, lo que sugiere una buena interconexión entre ellos, y un origen común. Debido a la interdigitación de las unidades geológicas y al alto grado de fracturamiento de los basaltos, el acuífero basáltico es el que recarga al acuífero granular.

3.- El flujo del agua tanto superficial como subterránea en el área de estudio, tiene dirección norte-sur. Datos piezométricos, geológicos, geoquímicos y de contenido de tritio confirman esta conclusión. Los resultados isotópicos muestran una infiltración mayor de aguas locales precipitadas a menor altura junto con aguas de retorno de riego a medida que nos dirigimos hacia el sur del valle.

4.- El agua contenida en los materiales granulares de la Formación Cuernavaca, que aflora al oeste del Valle de Cuernavaca forma un sistema independiente que puede ser caracterizado por las aguas de los pozos de Miacatlán.

5.- Las unidades geológicas del área de Tepoztlán, conforman un pequeño acuífero colgado independiente del sistema regional.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Salvador Ramos por los análisis isotópicos al Ing. Juan Manuel Lesser por sus útiles comentarios así como a Martha Zauceda por la captura, edición y procesamiento del presente trabajo.

REFERENCIAS

- [1] LESSER, J.M., "Estudio geohidrológico premiliminar del Valle de Cuernavaca en el Estado de Morelos". TACSA (1980).
- [2] CORTES, A., et.al. "Análisis de flujo del agua subterránea del Valle de México mediante trazadores isotópicos". CAVM. SARH. IGFUNAM (1987).
- [3] WINOGRAD, I.J., FRIEDMAN, I., Deuterium as a tracer of regional groundwater flow, southern Great Basin, Nevada and California. Geol.Soc.Am.Bull. v.83, (1972) 3691.
- [4] RAISZ, E., Landforms of México (mapa) Cambridge, Mass. (1959).
- [5] LOPEZ, E., "Geología de México". Edición Escolar (1969).
- [6] MAZARI, M., "Bosquejo histórico del Estado de Morelos". Universidad Autónoma del Estado de Morelos. Cuernavaca, Mor. (1966).

- [7] FRIES, C., "Resumen de la Geología de la Hoja Cuernavaca, Estados de Morelos, México, Guerrero, Puebla". Instituto de Geología UNAM. (1961). Hoja Cuernavaca 14Q-h(8).
- [8] COLEMAN, M., SHEPHERD, T., Reduction of water with zinc for hydrogen isotopic analysis. Anal. Chem. 54(1982), 993.
- [9] EPSTEIN, S., MAYEDA, T.K., Variations of the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in natural waters. Geochim.Cosmochim.Acta 4 (1963) 213.
- [10] CRAIG, H., Standard for reporting concentration of deuterium and oxygen-18 in natural waters. Science 133 (1961 a) 1833.
- [11] CORTES, A., FARVOLDEN, R., "Investigaciones Hidrológicas aplicando Isótopos ambientales en la Sierra de las Cruces, México .Seminario de Hidrología Isotópica, Salazar, México.(1988).
- [12] CASTILLO, R., MORALES, P., RAMOS, S., El oxígeno-18 en las aguas meteóricas de México. Rev.Mex.Fís. 31 (1985) 637.
- [13] MILLER, R.L., KAHN, J.S., "Statistical Analysis in the Geological Sciences". John Wiley and Sons, Inc. (1982).
- [14] DAVIS, G.H., CHANG, K. Geohydrologic interpretation of a volcanic island from environmental isotopes. Water Res. Resch. vol.6,1(1970) 99.
- [15] IAEA. "Environmental isotope data. World survey of isotopic concentration in precipitation". IAEA Tech.Rep.Ser. 1,2,3,4,5,6,7.
- [16] BURDON, D.J., MAZBUN, S." Some chemical types of groundwater from Syria". UNESCO Symp. Teheran (1958) 73.

CARACTERIZACION HIDROGEOQUIMICA E ISOTOPICA DEL AGUA SUBTERRANEA EN LA REGION DE VILLA AHUMADA-SAMALAYUCA, ESTADO DE CHIHUAHUA, MEXICO

R.F. VILLEGAS, S.A. FLORES

Departamento de Geohidrología,
Comisión Federal de Electricidad

P. MORALES

Instituto de Física,
Universidad Nacional Autónoma de México

México, D.F., México

Resumen-Abstract

CARACTERIZACION HIDROGEOQUIMICA E ISOTOPICA DEL AGUA SUBTERRANEA EN LA REGION DE VILLA AHUMADA-SAMALAYUCA, ESTADO DE CHIHUAHUA, MEXICO.

La región de Villa Ahumada - Samalayuca está localizada en la Provincia de Cuencas y Sierras del Estado de Chihuahua, México. El clima es árido y semi desértico, con una precipitación promedio anual de 258 mm. Su geología se caracteriza por la presencia de: areniscas, lutitas y calizas, de la edad Cretácica-Jurácica; presenta un relleno de gravas, arenas, limos, arcillas y yesos, del Terciario-Cuaternario. Los datos químicos de los iones mayoritarios confirman que el flujo del agua subterránea, en la región es en la dirección Sur-Noroeste; el contenido de los isótopos estables del agua subterránea somera y profunda es homogéneo, lo que predice la existencia de un sólo sistema acuífero y con una recarga del mismo origen.

GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC FEATURES OF GROUNDWATER IN THE VILLA AHUMADA-SAMALAYUCA REGION, STATE OF CHIHUAHUA, MEXICO.

The Villa Ahumada - Samalayuca region is located in the Basins and Ranges Province of the Chihuahua State, México. It's climate is arid and semidesertic, with a mean annual precipitation of 258 mm. The geology is characterized for the presence of sandstons, shales and limestons, from Cretassic-Jurassic; exist a sttufing of gravel, sand, silt, clay and gypsum, from Terciary-Quaternary. The major ions of chemical data support that the groundwater flow, in the region, is S-NW direction; the content of stable isotopes from the shallow and deep groundwater is homogeneous, that wich supports the occurrence of one aquifer system, with a recharge from same origin.

INTRODUCCION.

1.1.- LOCALIZACION DE LA REGION.

La región en estudio se localiza en el Estado de Chihuahua, México. Se encuentra limitada: al Norte con Ciudad Juárez (frontera entre México y los Estados Unidos de Norte América), al Sur por el poblado de Villa Ahumada, al Este por las Sierras Presidio y La Alcaparra, al Oeste por las Si

rras de San Blas, La Nariz, El Chilicote y San Miguel, entre otras. Queda ubicada dentro de los paralelos $30^{\circ}50'$ y $31^{\circ}50'$ de latitud Norte, y $106^{\circ}20'$ y $106^{\circ}50'$ de longitud Oeste del meridiano de Greenwich. [1] Fig. No. 1.

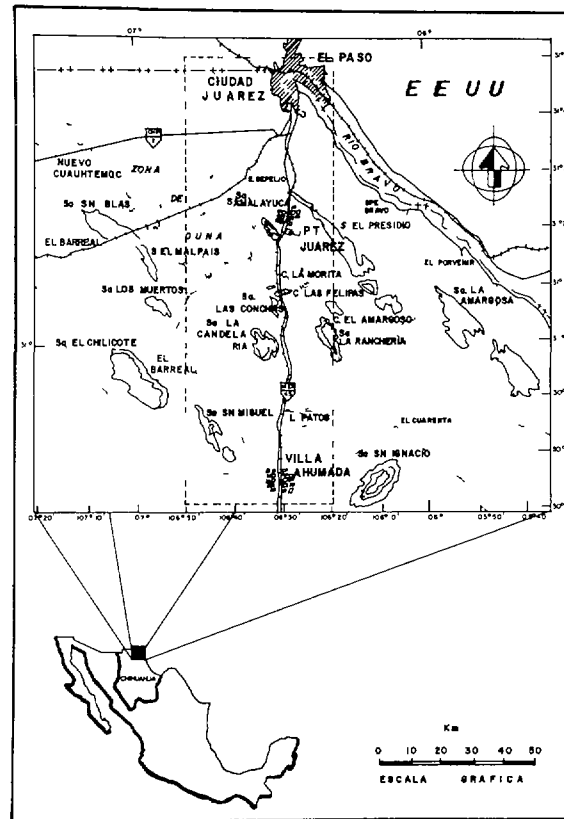


Fig. No. 1.- Localización de la Región en Estudio.

1.2.- CLIMATOLOGIA.

Esta zona árida y semidesértica (Villa Ahumada-Samalayuca) del Estado de Chihuahua, presenta precipitaciones de tipo orográfico durante los meses de junio a octubre; debido a que las altas temperaturas registradas en las planicies producen evaporaciones que generan masas de aire caliente húmedo, que al ascender en forma convectiva originan lluvias aisladas de alta intensidad y corta duración; del mes de noviembre al mes de marzo inclusive, se generan precipitaciones frontales ocasionadas por masas de aire frío provenientes del Norte, que al incidir con las masas de aire caliente existentes en la región, dan lugar a lluvias de baja intensidad, larga duración y amplia extensión, éstas al precipitar en las planicies se infiltran y recargan al sistema acuífero. La temperatura media anual es de 17°C , la máxima ha sido de 31°C y la mínima de 4°C ; de noviembre a marzo la temperatura media es alrededor de 9°C . La precipitación media anual es de 252 mm en el área de Samalayuca y de 264 mm en el área de Villa Ahumada. [2] y [3].

1.3.- GEOHIDROLOGIA.

La región de Villa Ahumada - Samalayuca, Chihuahua, está comprendida en la Provincia de Cuenas y Sierras (Fig. No. 2) constituídas por relleno y basamento rocoso del tipo sedimentario, ígneo y metamórfico, correspondientes a las eras Paleozoica, Mesozoica y Cenozoica. Investigaciones geofísicas

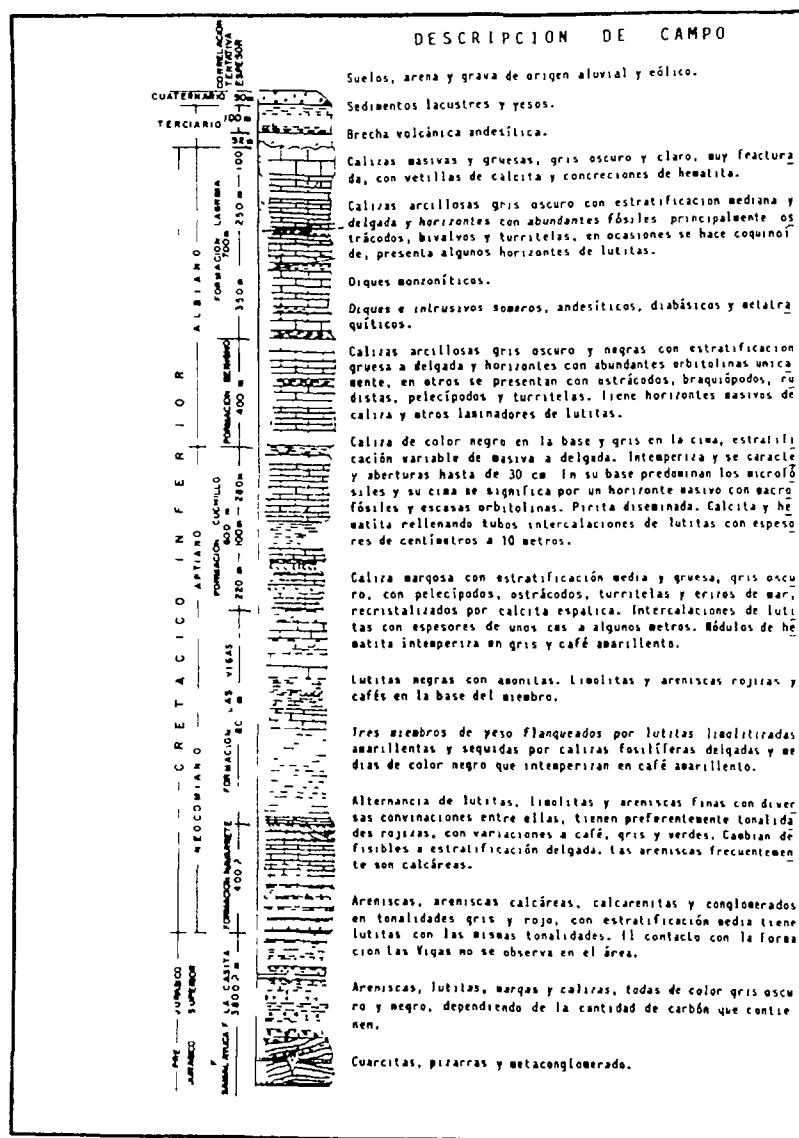


Fig. No. 3.- Columna Estratigráfica, Sierras Samalayuca y Presidio.

La piezometría de los pozos someros monitoreados y muestreados de 1979 a 1981 [6], y por observaciones del mismo carácter, efectuadas a los pozos profundos de C.F.E., y someros de uso agrícola de 1982 a 1986, demuestran que la dirección del flujo principal del agua subterránea en la región es de S-NW. La geología superficial indica que el agua se transporta en un acuífero granular libre, y la geofísica con la hidrología establecen que en el área comprendida entre las sierras Samalayuca y Presidio (lugar donde está instalada la Central Termoeléctrica) la constituyen dos acuíferos, uno somero de tipo granular libre y el otro profundo en medio rocoso semiconfinado, donde se han perforado alrededor de 28 pozos profundos. Actualmente son 9 los pozos (1T, 2T, 3T, 4T, 5T, 5A, 7A, 9A y SAM XIII) que abastecen de agua a la Central Termoeléctrica que tiene un consumo aproximado de 4.0 a $5.0 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$. Han surgido incertidumbres por el abatimiento observado en los niveles estáticos de ciertos pozos, donde éste ha variado de 10 a 15 metros, por lo que C.F.E., requiere de una política de explotación a 20 años y abastecer de agua subterránea a la Central Termoeléctrica, sin afectar en lo posible al consumo de carácter agrícola de la región en estudio.

1.4.- PLANTEAMIENTO DE LOS PROBLEMAS.

- Mostrar la posible relación del agua subterránea proveniente de la zona de Villa Ahumada con el área de Samalayuca.

La Geología estructural de la región en estudio establece que la deformación, fallamiento y metamorfismo, de las unidades mesozoicas intrudidas por la macroestructura batolítica, constituyeron los factores que actualmente controlan el flujo principal del agua subterránea en la región por gradiente hidráulico, con dirección preferente del S-NW, recorriendo una distancia no menor a los 80 kilómetros y no de S-N como se mencionó en 1981 [7]. Sin embargo, hay evidencias de que dicho flujo regional adquiere dos tendencias al salir de las sierras Candelaria y Ranchería. Esto podrá mostrarse al efectuar la caracterización hidrogeoquímica e isotópica del agua subterránea, mediante un muestreo de carácter regional.

- Comprobar la posible existencia de un sólo acuífero regional, o si el área en estudio posee más acuíferos.

Existen evidencias claras de que el flujo somero del agua subterránea con dirección Sur-Noroeste de la región, circula a través de un medio constituido por abanicos aluviales, depósitos de talud, dunas y médanos. Sin embargo los 28 pozos perforados por la Comisión Federal de Electricidad (C.F.E.) en el área comprendida entre las sierras de Samalayuca y Presidio, con profundidades que van desde los 70 a los 500 metros, permiten predecir la existencia de otro acuífero de carácter confinado e independiente al acuífero somero regional.

- Identificar la posible recarga o recargas a los acuíferos existentes en el área.

El área comprendida entre las sierras Samalayuca y Presidio es considerada la de mayor interés para C.F.E., por ser donde está instalada la Central Termoeléctrica "Benito Juárez", y se requiere que la recarga al acuífero o acuíferos sea identificada, estableciendo si es de carácter local o regional, y posteriormente cuantificar la recarga antes dicha por métodos directos para poder programar una política de extracción del agua subterránea que asegure el abastecimiento a la Central Termoeléctrica, durante un mínimo de 20 años.

2.- METODOLOGIA.

2.1.- DESCRIPCION DEL MUESTREO Y ANALISIS.

En noviembre de 1985 se realizó un muestreo local en el área comprendida entre las sierras de Samalayuca - Presidio de 7 pozos profundos, perforados por la Comisión Federal de Electricidad; éste incluyó 4 pozos de la Batería No. 3 (1T, 3T, 4T y 5T) situados en el interior de la Central Termoeléctrica "Benito Juárez", y 3 pozos de la Batería No. 2 (3A y 7A, incluyendo el pozo 109 SARH) (Tabla No. 1). Al año siguiente durante el mes de junio de 1986, se llevó a cabo un segundo muestreo de carácter regional, cubriendo el área de estudio desde 20 kilómetros al Sur de Villa Ahumada hasta 20 kilómetros al Norte de Samalayuca; se colectó agua de 22 pozos profun-

dos de las Baterías de pozos de C.F.E., de 4 manantiales, de 24 pozos someros de uso agrícola y 6 muestras de agua de precipitación pluvial de tipo orográfico ocurridas del 17 de junio al 12 de julio del mismo año. Todas las muestras fueron analizadas en Deuterio, Oxígeno-18 y en cationes y aniones mayoritarios a excepción de las muestras de lluvia que únicamente se analizó su composición isotópica. Los análisis físico-químicos fueron realizados en el Laboratorio de Química del Departamento de Geohidrología de C.F.E., de acuerdo a las técnicas establecidas por Marvin W. S., y Otros [8]; los resultados se organizaron aplicando un programa de selección de análisis y clasificación geoquímica del agua subterránea. Las determinaciones de las relaciones isotópicas para Deuterio y Oxígeno-18, se efectuaron en el Instituto de Física de la Universidad Nacional Autónoma de México; en el análisis del Oxígeno-18 se aplicó la técnica conocida de Epstein y Mayeda [9] basada en el análisis del dióxido de carbono obtenido de la reacción de intercambio isotópico entre este gas y la alícuota de muestra problema $[H_2O^{18}(l) + CO^{16}O(g) \longrightarrow H_2O^{16}(l) + CO^{18}O(g)]$, y para el análisis de Deuterio se aplicó la técnica de Bigeleisen [10] que consiste en reducir el agua en presencia de zinc $[H_2O(l) + Zn \xrightarrow{420^\circ C} ZnO(s) + H_2(g)]$, comparando cierto número de análisis con la técnica de Friedman [11] que utiliza Uranio en la reacción de reducción. Se usó el Espectómetro de Masas de colector triple (Variant Mat 250) para ambas determinaciones. Los resultados son expresados en las unidades Delta ($\delta = \%$) convencionales. El error analítico permitido en los valores de Oxígeno-18 es de $\pm 0.2 \%$ y de $\pm 2.0 \%$ para el Deuterio. Los valores de las mediciones de campo, así como los resultados isotópicos y de los iones mayoritarios, se expresan en las Tablas I y II. La Fig. No.4 representa la localización de los pozos, manantiales y norias muestreados en la región. Con los datos Obtenidos de la investigación se procedió a:

- Representar los análisis físico-químicos por métodos gráficos, construyendo los diagramas de Shoeller-Berkalof, Piper-Hill, modificados de Stiff y Barras de Collins.
- Construir las gráficas del contenido de Oxígeno-18 y Deuterio, de cada zona de la región, y compararlas con la gráfica de la Línea Meteorica Mundial. Correlacionando valores isotópicos contra otros parámetros físico-químicos.
- Analizar las gráficas obtenidas y establecer las conclusiones correspondientes.

TABLA 1.- PUNTOS MUESTREADOS, RESULTADOS ISOTOPICOS Y FISICO-QUIMICOS

(Muestreo efectuado a pozos profundos, los días 14, 15 y 16 de Octubre de 1985).

No. Ord.	Prof. T. (m)	pH	C.E. U mols/cm	Tot	S O-18 o/oo	S D o/oo	Ca++ mg/l	Mg++ mg/l	Na+ +K+ mg/l	Cl- mg/l	SO4= mg/l	HCO3- mg/l
1	70	6.70	1,425	22.5	-6.22	-50.41	135.00	23.00	107.00 4.60	81.70	500.00	124
2	66	7.05	500	22.5	-6.43	-52.29	68.60	13.00	21.40 2.40	34.20	136.00	113
3	71	7.05	1,900	23.0	-6.14	-49.76	310.00	36.50	40.50 4.00	85.00	803.00	114
4	70	7.05	900	22.0	-6.48	-52.24	59.00	13.20	107.00 3.20	53.20	275.00	98
5	200	7.30	600	23.0	-6.47	-53.32	68.70	11.80	26.40 2.50	26.60	150.00	111
6	100	8.70	600	22.0	-6.42	-53.94	65.00	16.70	31.80 2.10	28.50	156.00	128
7	115	7.60	575	23.5	-6.33	-55.06	56.00	16.20	35.80 2.20	28.50	162.00	94

*DUREZA TOTAL en los 7 pozos profundos en operación.

Mínima 206.70 - Máxima 925 mg/l como CaCO3.

TABLA 2.- PUNTOS MUESTREADOS, RESULTADOS ISOTOPICOS Y FISICO-QUIMICOS

(muestreo efectuado en la region de Villa Ahumada-Samalayuca, del 9 al 16 de junio de 1986).

No. Ord.	Prof. T. (m)	pH	C.E. U mols/cm	Tot	S O-18 o/oo	S D o/oo	Ca++ mg/l	Mg++ mg/l	Na+ +K+ mg/l	Cl- mg/l	SO4- mg/l	HCO3- mg/l
1	200	7.10	550	24.0	-6.17	-52.68	68.00	11.50	26.60 2.40	9.50	150.20	116
2	300 (a10m)	7.23	900	25.0	-6.28	-50.68	64.00	23.00	79.00 4.50	19.40	215.00	217
3	402	8.74	900	20.0	-6.43	-50.66	73.00	8.80	110.00 4.10	19.10	365.00	56
5	CON	PRE	SEN	CIA	DE	ACEI	TE	MO	ANA	LI	ZADA	
6	40	7.56	150	21.0	-6.11	-54.78	11.40	1.77	14.00 0.88	8.00	3.30	68
7	40	6.90	170	21.0	-5.91	-55.89	12.90	1.80	23.80 .80	9.60	10.80	80
8	40	7.84	300	20.0	No se hon	pudo bear	29.30	7.80	20.40 3.10	19.60	27.60	110
9	20	6.98	300	20.0	-6.31	-59.45	32.60	4.64	19.10 2.10	22.60	26.30	110
10	40	6.90	180	22.5	-6.28	-58.47	9.30	1.80	20.10 .70	11.00	8.90	69
11	40	7.64	650	24.0	-5.50	-58.80	30.90	8.10	87.00 2.50	19.10	135.00	178
12	40	7.38	300	20.0	-6.10	-56.31	22.00	3.10	29.60 1.60	9.50	23.00	109
13	40	7.46	2,400	20.0	-3.32	-36.93	133.00	23.20	335.00 27.30	47.80	730.00	448
14	50	7.22	1,700	21.5	-6.50	-52.38	154.00	45.60	125.00 2.40	160.00	422.00	221
15	50	7.90	1,310	19.0	-6.56	-50.51	78.00	41.30	122.00 3.00	105.20	280.00	237
16	50	7.07	1,200	19.0	-6.45	-51.36	129.00	33.40	60.00 4.90	69.50	280.00	260
17	30-40	7.43	1,250	24.0	-6.77	-51.31	110.00	35.70	65.00 1.50	38.30	330.00	234
186	20	7.15	1,680	23.0	-6.42	-49.97	160.00	57.80	100.00 1.90	109.00	510.00	227
19	3	7.08	3,200	22.5	-6.62	-48.20	310.00	82.40	165.00 5.10	47.80	1214.00	169
20	355 (a150m)	6.79	3,250	21.5	-5.99	-48.46	216.00	43.30	433.00 8.20	574.00	741.00	108
21	315 (a150m)	7.72	1,580	32.0	-6.03	-48.33	135.00	36.50	150 7.10	76.50	596.00	104
22	340 (a120m)	8.40	625	21.5	-6.23	-51.08	69.00	6.50	37.40 6.60	9.50	148.00	141
23	500 (a300m)	7.27	18,000	25.0	-6.75	-52.07	680.00	172.00	2850.00 2.40	4481.00	2093.00	137
24	305 (a200m)	7.91	1,350	21.0	-6.48	-51.84	49.00	11.10	210.00 3.90	57.80	445.00	100
25	500 (a250m)	8.86	3,000	21.0	-6.45	-51.18	62.00	3.80	570.00 21.40	386.00	770.80	122
26	200	7.52	1,100	20.0	-5.93	-48.39	127.00	16.80	72.00 3.20	9.60	465.00	51
27	345	7.73	3,200	23.5	-6.28	-49.56	126.00	39.60	210.00 5.90	97.70	650.00	152
28	115	7.67	600	23.0	-6.35	-51.73	71.00	14.80	22.00 2.10	9.60	175.50	104
29	295.00	7.64	825	22.0	-6.26	-51.47	110.00	15.30	24.80 2.60	19.10	240.00	148
30	60-70	7.55	3,000	24.0	-7.93	-59.82	69.60	14.40	540.00 10.00	421.00	549.00	332
31	50-60	7.31	3,800	38.0	-8.04	-60.17	108.00	14.30	672.00 17.40	507.00	830.00	296
32	60-70	7.30	2,400	26.00	-7.98	-60.32	60.00	15.00	367.00 9.10	310.00	364.00	241
33	60-70	7.49	2,600	23.0	-7.87	-58.67	73.00	13.70	490.00 9.60	448.60	402.00	303
34	60-70	7.84	3,700	28.0	-7.41	-61.17	60.70	11.70	650.00 7.30	480.00	605.00	304
35	60-70	7.46	2,300	23.0	-7.96	-58.32	59.00	12.40	390.00 9.60	310.00	410.00	246
36	60-70	7.51	2,500	23.0	-8.17	-58.56	68.00	11.10	370.00 11.70	268.00	398.00	310
37	60-70	8.20	2,700	28.0	-7.92	-59.24	13.90	1.74	470.00 11.70	287.00	389.00	301
38	40-50	7.56	9,100	39.0	-7.54	-56.02	85.00	8.80	1320.00 20.80	1210.00	1147.00	306
39	60-70	7.42	2,600	34.0	-7.02	-53.83	65.00	7.30	365.00 23.60	220.00	478.00	250

TABLA 2. (cont.)

No. Ord.	Prof. T. (m)	pH	C.L. U mhos/cm	Tot	S 0-18 o/oo	S 0 o/oo	Ca++ mg/l	Mg++ mg/l	Na+ +K+ mg/l	Cl- mg/l	SO4- mg/l	HCO3- mg/l
40	60-70	7.36	1,800	23.0	-6.85	-52.70	153.00	19.40	174.00	48.78	640.00	163
41	350	7.48	2,800	32.0	-5.94	-48.87	106.00	17.50	11.60 250.00	134.50	560.30	140
42		7.18	1,200	25.0	-5.97	-53.25	90.60	15.60	9.40 44.00	19.10	262.00	111
43		7.19	1,200	25.0	-6.20	-52.14	160.00	14.20	2.00 33.00	9.60	437	64
44	311	6.87	900	25.0	-6.08	-48.43	326.00	30.60	2.00 87.00	10.00	994.00	103
45		7.18	680	25.0	-6.10	-50.48	82.00	11.00	3.50 20.00	9.60	188.00	109
46	204	6.76	2,400	25.0	-6.23	-50.99	435.00	19.50	2.00 24.60	9.60	1056.00	115
47	100	7.07	2,400	28.0	-6.18	-51.41	201.00	20.70	2.85 20.50	9.60	497.00	131
48	345	7.32	600	26.0	-6.24	-55.14	160.00	41.20	2.70 228.00	105.30	780.00	146
49		7.26	600	20.0	-5.08	-44.60	73.00	8.00	9.00 17.80	9.60	126.90	123
50	40-50	7.24	1,950	19.0	-5.99	-54.25	194.00	19.40	2.50 133.00	38.30	667.40	119
51	240	7.46	3,900	31.0	-7.18	-56.33	435.00	15.00	4.00 389.00	76.60	1467.00	467
52	40-60	7.43	10,000	26.0	-7.86	-64.13	480.00	70.00	14.80 1304.00	1685.00	1820.00	130
53	70	7.38	2,300	23.0	-6.43	-50.41	345.00	49.50	42.80 135.00	67.00	1119.00	114
54	66	7.78	660	23.0	-6.04	-53.30	87.00	12.70	6.50 28.70	19.00	204.70	107
55	70	7.78	960	23.0	-6.04	-51.38	108.00	11.40	2.80 71.00	28.70	325.00	111
56	80	8.17	1,140	25.0	-4.90	-42.82	15.70	1.50	3.70 241.00	114.00	158.00	240
57	110-120	7.84	2,240	25.0	-8.04	-54.19	28.20	5.00	3.21 480.00	245.00	395.00	436
58	60-70	7.80	1,500	23.0	-7.47	-53.96	60.00	20.60	3.40 267.00	140.50	301.60	390

3.- INTERPRETACION DE RESULTADOS HIDROGEOQUIMICOS.

Descripción de los diagramas hidrogeoquímicos por zonas, siguiendo la dirección del flujo principal del agua subterránea de la región motivo de estudio.

3.1.- Area Sur-Central y Norte de Villa Ahumada.- Comprendida del Rancho El Aguila (muestra 58, 20 kilómetros al Sur de V. A.) hasta las sierras La Candelaria y Ranchería (muestras 56 y 57, 20 kilómetros al Norte de V. A.) Fig. No. 4; presenta un patrón hidrogeoquímico homogéneo, donde se observa la dominación alternante de los aniones $\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{Cl}^-$ y de los cationes $\text{Na}^+ \rightarrow \text{Ca}^{++} \rightarrow \text{Mg}^+$, característica de un agua de circulación regional [12]. La concentración de Sólidos Disueltos Totales (S.D.T.) se incrementa de 1,250 a 2,485 mg/l, la excepción la presenta la muestra 38 (R. Juan Carlos) con un contenido alto de S.D.T., de 3,940 mg/l, y la más alta Conductividad específica equivalente a 6,300 $\mu\text{mhos/cm}$. Las características hidrogeoquímicas que presenta el agua subterránea en esta área se atribuyen a su contacto con un medio granular asociado con rocas volcánicas sedimentarias, y a sedimentos de origen lacustre y evaporítico [13]. Los pozos de esta área son de carácter agrícola y de poca profundidad. Ver. Tabla II, y Fig. No. 4.

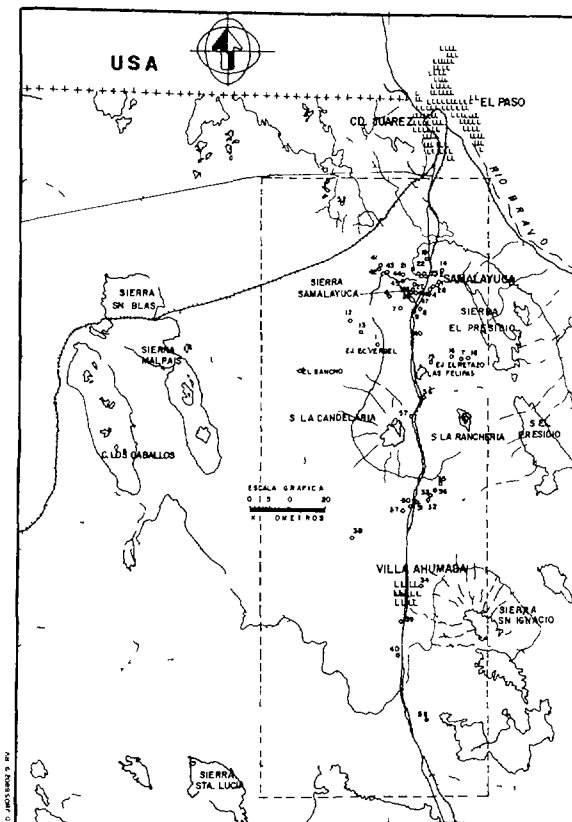


Fig. No. 4.- Localización de pozos, manantiales y norias muestreados en la región.

3.2.- Zona Sur-Central y Norte de Samalayuca.- Comprende desde los ejidos

El Vergel y El Retazo, localizados 20 kilómetros al Sur del poblado de Samalayuca (identificados por las muestras: 11, 12, 13, 14 y 15; 16, 17 y 18 respectivamente) hasta el pozo Rancho Los Argüelles (muestra 52, 30 kilómetros a su Noroeste); dentro de estos límites está considerada la parte central de la zona, la cual se identifica por las muestras 6, 7, 8, 9, 10, 14, 19 y 50, que también corresponden a pozos someros, y por las muestras 42, 43, 45 y 49, correspondientes a los manantiales de dicha zona. Presenta un patrón hidrogeoquímico heterogéneo, los Sólidos Disueltos Totales no incrementan su concentración en la dirección del flujo regional, como se observa en el área Sur-Central y Norte de Villa Ahumada, mas bien presentan una dispersión que permite predecir que dicho flujo adquiere una doble tendencia con direcciones distintas, precisamente después de las sierras Candelaria y Ranchería, diferenciadas por las características hidrogeoquímicas siguientes:

- a). Una de ellas con sentido Noroeste pasa atrás de la sierra Samalayuca, se identifica por las muestras 11, 10, 13, 12, 9, 8, 7, 6, 56 y 52 inclusive; en esta dirección el agua subterránea somera presenta una dilución iónica muy marcada (muestras: 6, 7, 8, 9, 10, 12 y 11 inclusive), donde la concentración de S.D.T., varía de 137 a 386 mg/l. Este comportamiento puede ser explicado por la influencia de una recarga local por agua de precipitación, ya que el contenido iónico en aguas meteoricas de la zona es muy bajo [14]. El incremento en el contenido de S.D.T., 882, 1,794 y 5,579 mg/l, en las muestras 56, 13 y 52 respectivamente, predicen la dirección S-NW de dicha tendencia.

- b). La otra tendencia sigue en dirección hacia el Norte, pasa a través de la cuenca comprendida entre las sierras Samalayuca y Presidio, la identifican las muestras 57, 15, 17, 18, 50, 14, 19, 49, 45, 43 y 42. El contenido de S.D.T., tiende a incrementarse en promedio de 878 mg/l (muestras: 15, 16 y 17) a 1,390 mg/l (muestras: 18, 19, 46, 50 y 57), a excepción de los cuatro manantiales que presentan un valor promedio de 528 mg/l. La hidrogeoquímica de esta tendencia predice que, a partir del ejido El Retazo es posible identificar a la recarga de mayor potencial para la Cuenca de Samalayuca, donde está situada la C. T.

3.3.- Area comprendida entre las Sierras Samalayuca y Presidio.- Se muestrearon 22 pozos profundos de 28 que en conjunto forman las tres Baterías controladas por la C.F.E., los cuales explotan el acuífero profundo del área. Las investigaciones geológicas, geofísicas y geohidrológicas, realizadas en dicha área, establecen que este acuífero se localiza en un medio rocoso y fracturado, constituido por rocas sedimentarias metamorfasadas, acompañadas de yeso, dolomita y halita. Las propiedades hidrogeoquímicas del agua subterránea profunda (identificada por las muestras 1, 2, 4, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 41, 44, 46, 47, 48, 51, 53, 54 y 55) en general son muy semejantes con la somera; las concentraciones promedio del agua profunda varían de 610 a 1,760 mg/l; en ambas predomina la familia Sulfatada Cálcica; la excepción es la muestra 23 que tiene un contenido de S.D.T., equivalente a 10,435 mg/l, y por su contenido de ión Cloro y ión Sodio, corresponde a la familia Clorurada Sódica.

4.- INTERPRETACION DE CORRELACIONES ISOTOPICAS.

4.1.- CONTENIDO ISOTOPICO DE LA REGION, VILLA AHUMADA - SAMALAYUCA.

La Fig. No. 5 presenta el contenido de Oxígeno-18 y Deuterio de todas las muestras colectadas en la región en estudio. Para efectos de discusión de los datos isotópicos se usó como referencia la pendiente de la Línea Meteorica Mundial ($\delta D = 8 \delta O^{18} + 10$, Craig, 1961) [15]. La línea trazada a tra

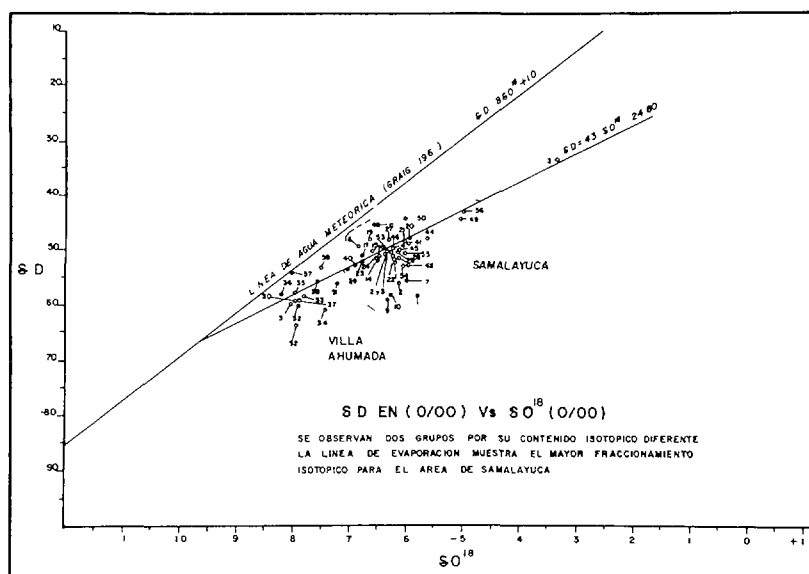


Fig. No. 5.- Muestra el contenido de Oxígeno-18 y Deuterio del agua subterránea, de la región Villa Ahumada-Samalayuca.

vés del contenido medio de la región mencionada, se relaciona con la ecuación ($\bar{S}D = 4.3 \bar{S}O^{18} - 24.8$), se observa que las muestras correspondientes al área Sur-Central y Norte de Villa Ahumada están más empobrecidas en isótopos pesados que las del área Sur-Central y Norte de Samalayuca. Los Valores de $\bar{S}O^{18}$ y $\bar{S}D$ promedio para cada área son los siguientes:

Area Sur-Central y Norte de Villa Ahumada.

$$\bar{S}O^{18} = -7.70 \pm 0.40 \quad \bar{S}D = -57.75 \pm 2.85$$

Area Sur-Central y Norte de Samalayuca.

$$\bar{S}O^{18} = -5.90 \pm 0.74 \quad \bar{S}D = -51.52 \pm 5.62$$

El contenido isotópico en la zona de Villa Ahumada marca un recorrido no mayor a los 50 Km. (muestra 58 hasta 56 y 57) del agua subterránea en la dirección S-NW, mostrando una frontera a la altura de las sierras Candelaria y Ranchería. La composición isotópica promedio del área Sur-Central y Norte de Samalayuca corresponde a dos zonas o tendencias del agua subterránea, identificadas por la diferencia de su contenido isotópico promedio; la tendencia con dirección S-NW que pasa atrás de la sierra Samalayuca contiene $\bar{S}O^{18} = -5.55 \pm 1.02$ y $\bar{S}D = -52.30 \pm 8.62$ debido posiblemente a una fuerte evaporación, y para la otra comprendida entre las sierras Samalayuca y Presidio el contenido isotópico es de $\bar{S}O^{18} = -6.24 \pm 0.46$ y $\bar{S}D = -50.76 \pm 2.62$; esta diferencia isotópica pone de relieve que no existe relación del agua subterránea en la región en estudio; es decir, no puede considerarse un flujo regional con dirección S-NW, sino más bien que se trata de un flujo zonal independiente.

4.2.- COMPROBACION DE LA EXISTENCIA DE UN SOLO ACUIFERO, EN EL AREA COMPREDIDA ENTRE LAS SIERRAS SAMALAYUCA Y PRESIDIO.

El contenido isotópico de las muestras de agua subterránea somera con la profunda, correspondientes a los pozos localizados en el área de mayor interés de este estudio. (La Fig. No. 6), manifiesta una dispersión insignificante del contenido de isótopos pesados; los valores promedio de Oxígeno-18 y Deuterio, para los dos supuestos acuíferos son:

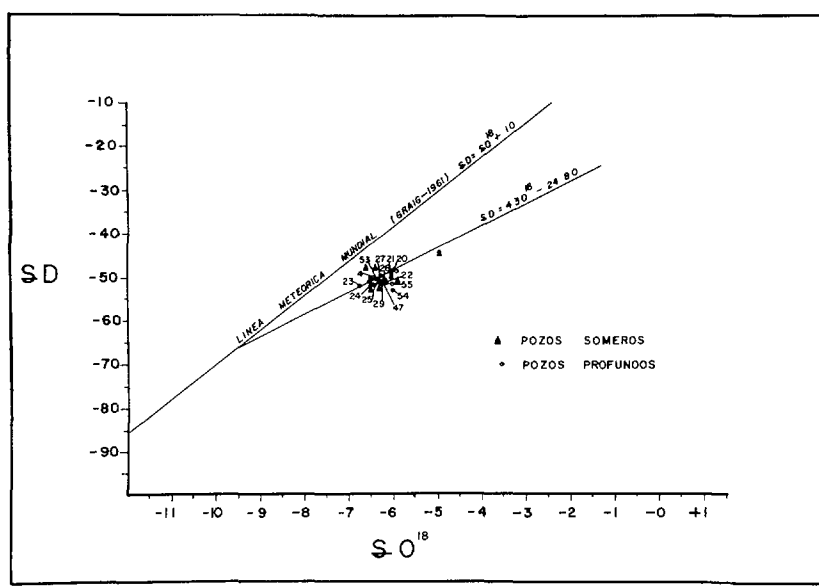


Fig. No. 6.- No se observan diferencias significativas del contenido isotópico del agua subterránea somera y profunda.

Acuífero somero: $\bar{\delta}O^{18} = -6.24 \pm 0.46$ y $SD = -50.80 \pm 2.62$
(Medio granular)

Acuífero profundo: $\bar{\delta}O^{18} = -6.27 \pm 0.27$ y $SD = -51.09 \pm 2.04$
(Medio rocoso)

El contenido de isótopos estables es una relación homogénea, lo cual predice que se trata de una equivalencia isotópica característica de agua subterránea del mismo origen, que corresponde a la misma recarga local y con circulación subterránea a través de un sólo sistema acuífero.

La variación del contenido de Oxígeno-18 con respecto a la profundidad (Fig. No. 7) muestra también una relación homogénea del isótopo estable, deduciendo que la profundidad en el área no influye, pero si mantiene la diferencia de un área a otra.

Esto tiene relación con la dispersión del patrón hidrogeoquímico del flujo, observado en el área de Samalayuca.

4.3.- IDENTIFICACION DE LA POSIBLE RECARGA O RECARGAS A LOS ACUIFEROS EXISTENTES EN LA REGION.

Considerando la Climatología de la región [3], se establece que la recarga a los acuíferos existentes en las áreas de estudio ocurre por las precipitaciones locales; siendo más apreciable dicha recarga en los meses de noviembre a marzo inclusive, debido a las precipitaciones del tipo frontal que son de baja intensidad, larga duración y amplia extensión.

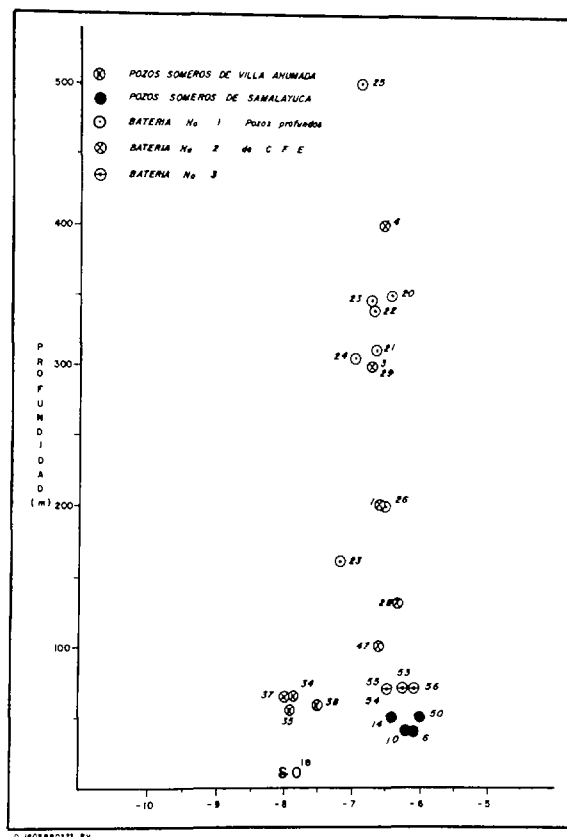


Fig. No. 7.- En el área de Samalayuca - Presidio la profundidad no influye en el contenido isotópico del agua subterránea.

Sin embargo, también se identifican estas recargas estimando el efecto de altitud, a partir de las concentraciones de Oxígeno-18 y Deuterio de muestras de agua de precipitación, colectadas esporádicamente en los años 1981 y 1986. El contenido promedio de Oxígeno-18 equivalente a $\delta O^{18} = -5.4$ ‰, indica una altitud de recarga de 175 m; este valor corresponde a zonas con alturas de 1,400 msnm aproximadamente; lo que permite inferir que las zonas de recarga efectiva en la región se localizan en elevaciones mayores a los 1,300 msnm. Para el área de Samalayuca se predice que tales zonas de recarga corresponden a los flancos occidentales y orientales de la sierra El Presidio, cerros Las Felipas y sierras Samalayuca y Ranchería, respectivamente; en el área de Villa Ahumada éstas se localizan en los flancos occidentales de las sierras San Ignacio y Alcaparra, que presentan la mayor elevación del área.

5.- CONCLUSIONES.

5.1.- La caracterización hidrogeoquímica del agua subterránea somera de la región, indica que la dirección del flujo es principalmente de S-NW, con otra tendencia mínima en sentido S-N identificada 5 kilómetros al Norte de las sierras Candelaria y Presidio.

5.2.- La caracterización isotópica de la región indica que el agua subterránea del área de Samalayuca es de carácter independiente a la del área de Villa Ahumada; marcando una frontera hidrogeológica a la altura de las sierras Candelaria y Presidio.

5.3.- Para el área comprendida entre las sierras Samalayuca y El Presidio, el contenido isotópico homogéneo del agua subterránea somera y profunda predice: que es agua del mismo origen, que hay interconexión del medio granular con el medio rocoso y que ambos se comportan hidráulicamente como un sólo sistema acuífero.

5.4.- La tendencia del flujo S-N recarga al área antes mencionada. Corresponden a dicha tendencia zonas de recarga por precipitación local, con altitudes mayores a los 1,300 msnm.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Ing. J. Antonio Maza Alvarez por la disposición para la realización y publicación del estudio; al personal del Centro de Cálculo y Laboratorio de Química del Departamento de Geohidrología (C.F.E.) por su cooperación. También agradecen de manera especial al Dr. Peter Fritz por su motivación para presentar este trabajo; y al M. en C. Ramón Aravena por sus comentarios y correcciones del manuscrito.

REFERENCIAS

- | 1| DIRECCION DE ESTUDIOS DEL TERRITORIO NACIONAL, "Planos Topográficos" H 13-1, H 13-14 (1976) S. P. y P. de México.
- | 2| COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD, "Estudio Geohidrológico del Area Ciudad Juárez - Samalayuca y Alternativas Regionales para Exploración de Agua Subterránea en el Edo. de Chihuahua" (1979) (Inédito).
- | 3| COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD, "Estudio Geohidrológico Regional. C. T. Benito Juárez" (1987), Cap. 4. (Inédito).

- | 4| COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD, "Estudio Geohidrológico Regional. C. T. Benito Juárez" (1987), Cap. 3. (Inédito).
- | 5| COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD, "Estudio Geohidrológico Regional. C. T. Benito Juárez" (1987), Cap. 9. (Inédito).
- | 6| COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD, "Estudio Geohidrológico Regional. C. T. Benito Juárez" (1987), Cap. 5. (Inédito).
- | 7| I.F.U.N.A.M. - C.F.E., "II Informe Sobre el Estudio Geohidrológico de la Zona Valle Desierto de Samalayuca" (1981).
- | 8| MARVIN W. S., MARVIN J. F., LINDA C. F., DAVID E. E. AND SAUNDRA S. D. "Methods for Determination of Inorganic Substances in Water and Fluvial Sediments" U.S. G. Printing Office, Washington (1979).
- | 9| EPSTEIN S., MAYEDA T. Variation of O^{18} Content of Waters from Natural Sources, *Geochim, Cosmochim Acta* 4,89 (1953).
- |10| BIGELEISEN J., PERLMAN M. L., PROSSER H. C. Conversion of Hydrogenic Materials of Hydrogen for Analysis, *Anal. Chem.* 24, 1356 (1952).
- |11| FRIEDMAN I. Deuterium Content of Natural Waters and other Substances, *Geochim, Cosmochim. Acta* 4,89 (1953).
- |12| CUSTODIO E., LLAMAS R., "Hidrología Subterránea" Cap. 10, pag. 181. (1976).
- |13| JOHN D. HEM. "Study and Interpretation of Chemical Characteristics of Natural Water". (G.S W-S pp. 1473 (1978).
- |14| JUNGE C. E., and WERBY R. T. , The Concentration of Chloride, Sodium, Potassium, Calcium and Sulfate in Rain Water over The United States: *Jolly Meteorology*, v. 15, pp. 417-572 (1958).
- |15| CRAIG H., Standard for Reporting Concentration of Deuterium and Oxygen-18, in *Natural Waters Science*. 133, 1833.
- |16| CASTILLO R., CORTES A., VILLEGAS R. A Survey of Groundwater flow Using Deuterium and Oxygen-18 as Tracers in the Samalayuca Dunes Northern, Mexico. *Rev. Mex. Fis.* 30 No. 4 (1984) 647.655.
- |17| ZUPPI G. M., FONTES AL LETOLLE R., Isotope Techniques in Groundwater Hydrology 1, I.A.E.A. Viena, pp. (1974).

COMPORTAMIENTO DEL SISTEMA ACUIFERO DEL AREA DE SANTA CATARINA, CIUDAD DE MEXICO

R.D. ARIZABALO, R. RODRIGUEZ, A. CORTES

Instituto de Geofísica,
Universidad Nacional Autónoma de México,
México, D.F., México

P. FRITZ

Institut für Hydrologie,
Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung mbH,
Neuherberg, República Federal de Alemania

Resumen-Abstract

COMPORTAMIENTO DEL SISTEMA ACUIFERO DEL AREA DE SANTA CATARINA, CIUDAD DE MEXICO.

En el Sureste de la Ciudad de México existe una línea de 14 pozos para explotación de agua potable que abastece a varios poblados del área. La distancia media entre un pozo y otro es de aproximadamente 400 metros con una profundidad media de 400 m. Los resultados de sondeos eléctricos verticales llevados a cabo en la zona, en estudios geofísicos coordinados con el presente, señalan la existencia de una capa de agua mineralizada a una profundidad aproximada de 200 metros, sobreyaciendo a una capa de agua dulce, en material granular y en los derrames basálticos relacionados con la Sierra de Santa Catarina y Chichinautzin. Para determinar con mayor precisión el origen y tiempo de residencia de las diferentes clases del agua subterránea inferidos en los estudios geofísicos, se llevó a cabo un programa de monitoreo geoquímico e isotópico que incluye Oxígeno-18, Deuterio, Tritio, Azufre-34 y Carbono-14, encontrándose valores no-homogéneos en la distribución de resultados químicos e isotópicos. La evidencia química, isotópica y geofísica se conjuntó para proponer un modelo cualitativo de funcionamiento hidrogeológico e hidrogeoquímico del sistema acuífero en el que está emplazado el ramal de pozos de Santa Catarina.

BEHAVIOUR OF THE GROUNDWATER SYSTEM IN THE SANTA CATARINA AREA, MEXICO CITY.

In the southeast area of Mexico City a line of 14 wells exist and are used as a potable water supply for surrounding towns. The average distance between each well is approximately 400 m. Each well was drilled to an approximate depth of 400 m. The results of vertical electrical soundings, performed as part of another study, indicated the presence of mineralized water down to a depth of approximately 200 m. with potable water beneath. The granular aquifer is bounded by basaltic flows related to the Sierras de Santa Catarina in the north and the Chichinautzin in the south. To aid in the determination of the age and origin of the different groundwaters indicated by the geophysics, a geochemical and isotopic monitoring program was completed. Geochemical analysis was limited to the major ions.

Isotopic analysis included ^{18}O , ^2H , ^3H , ^{34}S and ^{14}C . Geochemical and isotopic data was significantly varied within the well field. The geochemical, isotopic and geophysical data was combined to produce a hydrogeological and hydrogeochemical qualitative model for the aquifer that exists around the Santa Catarina well field.

1. INTRODUCCION

La zona de Santa Catarina se localiza en la parte suroriental de la Cuenca de México y está limitada al norte por el volcán "La Caldera" y por la sierra de Santa Catarina, al sur por la Sierra Chichinautzin, al oriente por el volcán Xico y al occidente por las principales poblaciones de la Delegación Tláhuac (Fig. 1). En el área afloran algunas de las erupciones volcánicas más recientes, como Chichinautzin y Xico, que contribuyeron a la formación de la frontera sur de la cuenca.

Las Culturas Precolombinas vieron esta planicie cubierta por el Lago de Chalco, uno de los seis principales que en ese tiempo constituían el sistema de lagos de la cuenca. Se considera que en temporada de lluvias este lago alcanzaba hasta los 20 metros de profundidad y dada la gran precipitación, se unían todos los lagos entre sí hasta formar uno solo, con una extensión comparable a la cuarta parte de la cuenca. Durante más de 400 años se realizaron esfuerzos para disminuir el volumen de los lagos hasta llegar a la expresión mínima que se tiene en nuestros días.

Actualmente, el drenaje profundo y el Tajo de Nochistongo participan activamente en el desagüe general de la cuenca hacia el norte de la misma.

La sobreexplotación del acuífero de Chalco, debida a las crecientes demandas de agua potable de la Ciudad de México, ha hecho que este acuífero pueda aceptar recargas verticales e incluso recargas con agua mineralizada de los sedimentos lacustres, con riesgo de contaminación.

Los sondeos eléctricos verticales llevados a cabo en la zona [1-2] señalan que los depósitos lacustres ricos en arcilla asociados al antiguo lago de Chalco tienen un espesor de aproximadamente 200 m, bajo la cual existe a lo menos hasta los 400 m el acuífero en explotación, pudiendo ser un espesor aún mayor.

Existen varias fuentes potenciales de contaminación del agua subterránea en el área de Santa Catarina, entre las cuales podemos señalar en un orden prioritario hipotético: el basurero

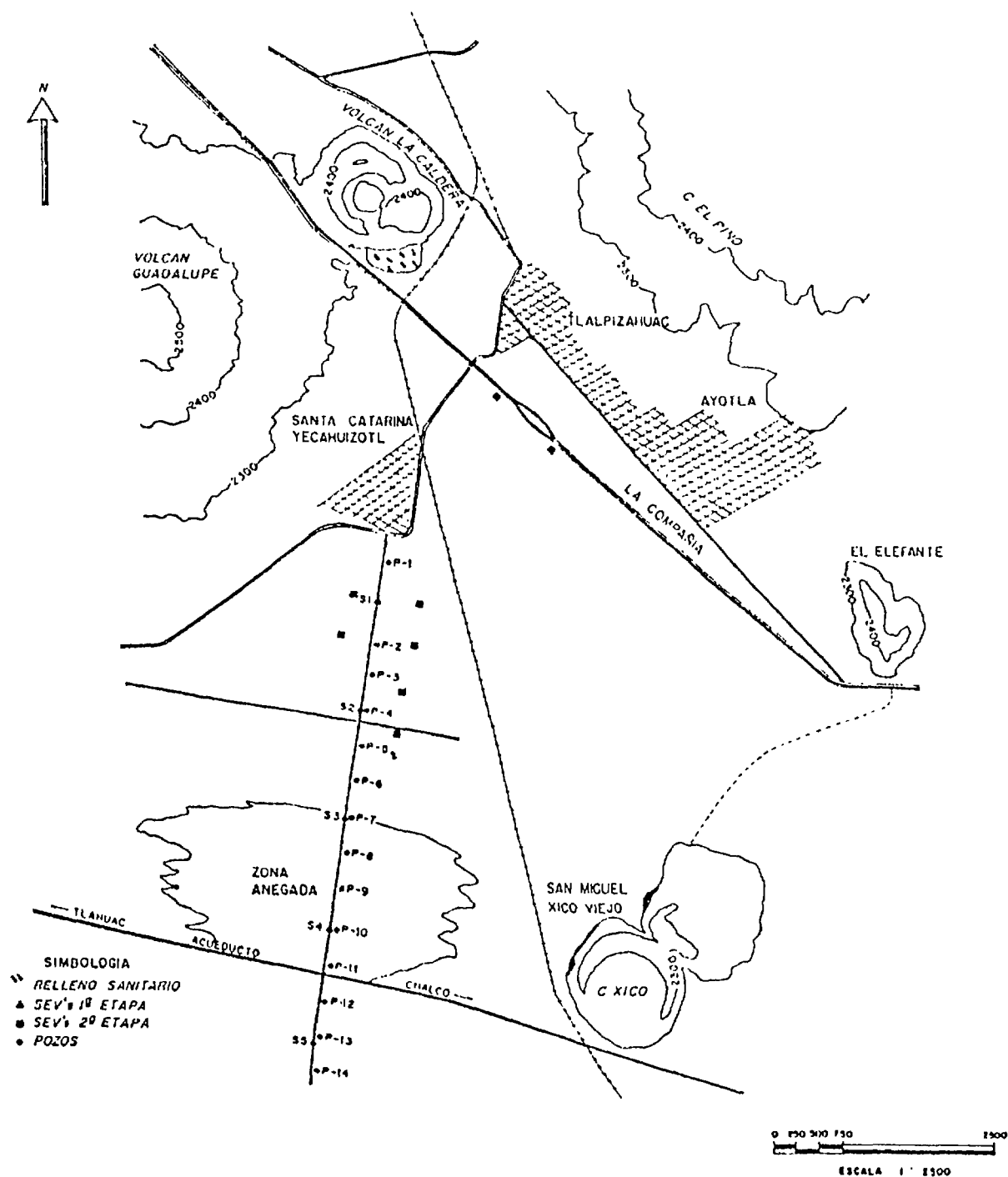


Figura 1 Plano de localización de la línea de pozos de Santa Catarina en la Delegación Tláhuac de la Ciudad de México.

municipal y los tiraderos locales clandestinos, el canal inactivo de desagüe, que en época de lluvias llega a tener estancadas un volumen considerable de aguas negras, el agua mineralizada formacional de la arcilla y los lodos de perforación utilizados en la construcción de la línea de pozos. Sin embargo, existen diferentes procesos de purificación, físicos y químicos, relacionados a la importante recarga proveniente de la Sierra Chichinautzin y también, a menor grado, de la Sierra de Santa Catarina. (Fig. 1).

El objetivo del presente estudio, contempla la búsqueda del origen de fuentes contaminantes encontrados en algunos pozos del ramal de Santa Catarina, en donde se observó un enriquecimiento en las medidas de los isótopos estables del hidrógeno y oxígeno, en particular en los pozos relativamente cercanos al basurero municipal "Santa Catarina" el cual fue inaugurado oficialmente en 1982 captando desde entonces cerca del 30% de los desechos orgánicos e inorgánicos de la Ciudad de México por lo que es posible que al inicio de su construcción la arcilla tuviera un comportamiento de capa impermeable pero que al llegar a su saturación en poco tiempo debido a las altas concentraciones de contaminantes vertidos indiscriminadamente en él, se tuviera un carácter permeable y se localiza aproximadamente a 3 km del primer pozo de la línea. Cercano también a los primeros pozos, se encuentra el canal de desagüe (3km) que hasta hace una decena de años era el río de "La Compañía".

Los datos hidroquímicos (Tablas I-VII) señalan que uno de estos pozos (pozo-3) tiene un contenido anormalmente alto de minerales y de gases disueltos (H_2S) detectados por olor. Paralelamente, estudios bacteriológicos practicados a los tres primeros pozos, muestran que el pozo-3 tiene también una cantidad anormalmente alta de colonias (por centímetros cúbico), muy por encima de la norma comúnmente aceptada para agua potable.

Estos procesos que contribuyen a la recuperación de la calidad del agua, involucran básicamente, dilución por infiltración o mezcla con otra agua subterránea.

2. ASPECTOS GEOLOGICOS

El área de estudio se ubica en la Subcuenca de Chalco, localizada en la parte sur de la Cuenca de México. Está delimitada al norte por la Sierra de Santa Catarina (rocas volcánicas del Cuaternario), al sur por la Sierra Chichinautzin (basaltos y andesitas del Cuaternario), al oriente por la Sierra Nevada y al occidente colinda con el lago de Xochimilco.

Las unidades inferidas de los cortes litológicos de los pozos, permiten observar, en la parte inferior, andesitas fracturadas del Mioceno de alta permeabilidad (con agua de buena calidad). Cubriendo a esta unidad se tienen materiales piroclásticos pliocénicos que constituyen un acuífero granular de permeabilidad media. Sobre estos materiales descansan algunos derrames basálticos cuaternarios muy permeables procedentes de la Sierra de Santa Catarina al norte y del volcán Xico al oriente. Finalmente, cubriendo a los derrames y en algunas partes estratificadas con estos, se tienen depósitos de sedimentos lacustres compuestos por una intercalación de horizontes piroclásticos y arcillas bentoníticas [3]. Las arcillas presentan contenidos variables de sales debido a la evaporación de las aguas de los antiguos lagos, ya que las arcillas se depositaron en un medio lacustre.

3. RESULTADOS

Se realizaron análisis isotópicos de Oxígeno e Hidrógeno en once de los 14 pozos que constituyen el ramal de Santa Catarina, dos análisis de Azufre-34 en los pozos extremos, uno para Tritio en el pozo 7 y un análisis para Radiocarbono en el pozo 14. Paralelamente a los análisis isotópicos, se llevaron a cabo análisis fisicoquímicos del agua como temperatura, conductividad, pH y los iones principales Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , K^+ , Cl^- , HCO_3^- y $\text{SO}_4=$ para cada pozo del ramal durante 1986 y 1987 en diferentes épocas del año. Los análisis de Deuterio y Oxígeno-18 se corrieron en el Laboratorio de Espectrometría de Masas del Instituto de Física, UNAM, con un error analítico de 0.2 ‰ y 2 ‰ para ^{18}O y ^2H con el estándar VIENNA-SMOW respectivamente. Los datos fisicoquímicos se realizaron en el Laboratorio de Química Analítica del Instituto de Geofísica, UNAM.

Dado que éste campo de pozos pertenece a la Comisión de Aguas del Valle de México (CAVM), fue posible comparar sus datos fisicoquímicos con los nuestros obteniéndose algunas variaciones en éstos parámetros dependiendo de la época o de la estación del año. Sin embargo, en este trabajo se considera únicamente a los iones Cl^- , $\text{SO}_4=$ y NH_4^+ por considerarlos relevantes en los procesos de mezcla del sistema, así también, los sólidos totales disueltos se incluyen para cada pozo del ramal (Tablas I a VII). De este modo, la Tabla I agrupa valores isotópicos y químicos y aunque algunos aparecen como no determinados en los isotópicos, se encuentra una tendencia general en las columnas de datos mostrando valores isotópicos más ligeros desde el pozo 14 cercano a la Sierra Chichinautzin (recarga) a más pesados hacia el área poblada (pozos 1 a 4),

Tabla I Isótopos estables y química del agua en el ramal de pozos de Santa Catarina en junio-1986.

Pozo No.	d18O ‰	dD ‰	Cl- mg/l	SO4= mg/l	NH4+ mg/l	TDS mg/l
1	-9.8	-65	200.4	0.0	0.72	651
2	ND	ND	41.6	0.2	1.68	707
3	-10.1	-69	472.5	22.9	15.0	1916
4	ND	ND	156.6	2.1	12.59	901
5	ND	ND	48.5	0.0	1.35	341
6	ND	ND	42.2	0.0	0.60	304
7	-10.3*	-76*	48.5	0.0	3.05	317
8	ND	ND	31.6	1.5	1.55	257
9	-10.6	-69	31.6	4.6	1.12	229
10	ND	ND	31.6	3.0	7.48	246
11	-10.6	-66	33.8	0.0	5.10	261
12	ND	ND	31.6	0.0	4.98	226
13	ND	ND	38.0	0.0	10.80	283
14	-11.0	-70	27.4	0.0	4.50	202

NOTA: TDS = Sólidos Totales Disueltos calculados ND = No Determinado

* = analizado en la U. of Waterloo, Ont., Canadá

Los datos químicos son de la Comisión de Aguas del Valle de México (Octubre)

Tabla II Isótopos estables y radioactivos en el ramal de Santa Catarina en 1986 y 1987.

Pozo No.	d18O o/oo 1986	dD o/oo 1986	d18O o/oo 1987	dD o/oo 1987	T U.T. 1986	C-13 o/oo 1987	C-14 pmc 1987
1	-9.8	-65	ND	ND	20 +/- 8*		
2	ND	ND	-10.2	-67			
3	-10.1	-69	-5.8	-36			
4	ND	ND	ND	ND			
5	ND	ND	ND	ND			
6	ND	ND	-10.3	-70			
7	-10.3*	-76*	-10.3	-69			
8	ND	ND	-10.3	-70			
9	-10.6	-69	-10.6	ND			
10	ND	ND	-10.4	-71			
11	-10.6	-66	-10.2	-69			
12	ND	ND	-10.4	-71			
13	ND	ND	-10.3	-70			
14	-11.0	-70	-10.4	-72		-1.4*	8.0*

NOTA:

* = analizado en la U. of Waterloo, Ont., Canadá ND = No Determinado.

Tabla III Isótopos estables y química del agua en el ramal de pozos de Santa Catarina en 1987.

Pozo No.	d18O o/oo	dD o/oo	Cl- mg/l	SO4= mg/l	NH4+ mg/l	TDS mg/l
1	ND	ND	63.3	0.9	0.84	512
2	-10.2	-67	65.7 (40.0)	0.3 (3.4)	1.40	516
3	-5.8	-36	92.0 (1480)	0.0 (58.5)	0.15	815
4	ND	ND	ND	ND	ND	ND
5	ND	ND	50.2	0.0	0.96	415
6	-10.3	-70	39.4 (35.0)	2.1 (2.9)	0.76	371
7	-10.3	-69	41.8	0.0	2.95	370
8	-10.3	-70	55.0 (32.0)	1.5 (5.9)	1.60	209
9	-10.6	ND	28.7	2.1	1.16	253
10	-10.4	-71	33.5	0.0	5.70	291
11	-10.2	-69	37.0	0.0	6.40	327
12	-10.4	-71	29.9 (25.0)	0.9 (2.8)	5.14	273
13	-10.3	-70	45.4	0.0	13.00	347
14	-10.4	-72	23.9 (22.0)	0.0 (4.8)	4.80	217

NOTA: TDS = Sólidos Totales Disueltos calculados

ND = No Determinado

Los datos químicos son de la Comisión de Aguas del Valle de México (Mayo). Valores entre paréntesis son datos analizados en el Inst. de Geofísica (Agosto)

observándose aproximadamente el mismo comportamiento de concentraciones menores a mayores en los Sólidos Totales Disueltos (Tabla I). En la Tabla II se reportan los valores isotópicos estables e inestables del área. La Tabla III permite comparar los iones Cl⁻ y SO4= para los meses de Mayo y Agosto de la temporada de lluvias y se puede ver que en particular el Cloruro disminuye en Agosto, cuando la temporada húmeda está más avanzada respecto a las concentraciones de Mayo en los pozos donde se cuenta con información (pozos 2, 6, 8, 12 y 14) a diferencia del pozo 3 que incrementó notablemente la concentración (Tabla III).

Tabla IV Evolución del Cloruro en el sistema de Santa Catarina (1983-1987).

Pozo			Cl- (mg/l)		
No.	1983 Ene	1984 Ene	1985 Ene	1986 (May) Oct	1987 May (Ago)
1	48.5	ND	53.5	(52.0) 200.4	63.3
2	ND	56.4	ND	41.6	65.7 (40.0)
3	61.6	244.5	ND	(42.0) 472.5	92.0 (1480)
4	ND	69.6	ND	156.6	ND
5	48.5	46.3	49.7	48.5	50.2
6	44.8	45.1	ND	42.2	39.4 (35.0)
7	46.7	ND	45.8	(41.0) 48.5	41.8
8	36.2	43.7	51.6	31.6	55.0 (32.0)
9	36.3	38.2	ND	(23.0) 31.6	28.7
10	ND	35.2	26.7	31.6	33.5
11	41.1	39.2	36.3	(31.0) 33.8	37.0
12	34.1	39.2	22.9	31.6	29.9 (25.0)
13	ND	45.1	36.2	38.0	45.4
14	ND	38.9	ND	(24.0) 27.4	23.9 (22.0)

NOTA: valores entre paréntesis son datos analizados en el Instituto de Geofísica ND = No Determinado.

Tabla V Evolución del Sulfato en el sistema de Santa Catarina (1983-1987).

Pozo			SO4=	(mg/l)	
No.	1983 Ene	1984 Ene	1985 Ene	1986 (May) Oct	1987 May (Ago)
1	3.0	ND	0.0	(24.0) 0.0	0.9
2	ND	2.1	ND	0.2	0.3 (3.4)
3	3.6	0.0	ND	(19.2) 22.9	0.0 (58.5)
4	ND	3.6	ND	2.1	ND
5	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0
6	0.0	1.2	ND	0.0	2.1 (2.9)
7	3.0	ND	0.0	(6.7) 0.0	0.0
8	1.5	2.4	2.1	1.5	1.5 (5.9)
9	4.6	3.3	ND	(6.7) 4.6	2.1
10	ND	0.4	0.3	3.0	0.0
11	0.0	0.0	0.6	(2.4) 0.0	0.0
12	1.2	0.0	0.0	0.0	0.0 (2.8)
13	ND	0.0	0.0	0.0	0.0
14	ND	2.1	ND	(0.0) 0.0	0.0 (4.8)

NOTA: valores entre paréntesis son datos analizados en el Instituto de Geofísica ND = No Determinado.

Los datos isotópicos que corresponden también a Agosto, señalan un comportamiento aproximadamente uniforme en Hidrógeno y Oxígeno en los pozos 2 y 6 al 14. El pozo 3 se desvía totalmente de este comportamiento y muestra valores muy pesados en éstos isótopos. Al observar la evolución del cloruro en el ramal, desde 1983 a 1987 (Tabla IV), de nuevo se tiene que la mayoría de los pozos presentan cierta estabilidad en el tiempo, a diferencia de los pozos 1 y 3 que muestran un incremento variable dependiendo de la época del año que se trate. Esta tendencia se encuentra de nuevo para los sulfatos (Tabla V) aun cuando se tienen concentraciones muy bajas en éste ión.

Tabla VI Valores de Amonio en el sistema de Santa Catarina en 1986 y 1987.

Pozo	NH ₄ ⁺	(mg/l)
No.	1986 Oct	1987 May
1	0.72	0.84
2	1.68	1.40
3	15.00	0.15
4	12.59	ND
5	1.35	0.96
6	0.60	0.76
7	3.05	2.95
8	1.55	1.60
9	1.12	1.16
10	7.48	5.70
11	5.10	6.40
12	4.98	5.14
13	10.80	13.00
14	4.50	4.80

ND = No Determinado.

Tabla VII Sólidos Totales Disueltos Santa Catarina (1983-1987).

Pozo	SOLIDOS	TOTALES	DISUELTOS	(TDS)	(mg/l)
No.	1983 Ene	1984 Ene	1985 Ene	1986 Oct	1987 May
1	527.7	ND	526.8	651	512
2	ND	550.5	ND	707	516
3	587.7	1248.4	ND	1916	815
5	442.3	451.6	454.2	341	415
6	400.1	427.7	ND	304	371
7	430.4	ND	426.8	317	370
8	361.2	378.7	344.8	257	209
9	370.2	312.7	ND	229	253
10	ND	327.8	271.2	246	291
11	326.2	327.8	356.1	261	327
12	315.0	304.1	265.8	226	273
13	ND	357.0	360.3	283	347
14	ND	318.0	ND	202	217

NOTA: Datos de la Comisión de Aguas del Valle de México. ND = No Determinado.

En cuanto al contenido de amonio (Tabla VI), los pozos 3, 4 y 13 aparecen con valores relativamente altos para Octubre 1986 (final de lluvias) y para mayo 1987 (final de estiaje) el valor del pozo-3 decae por un factor de diez, mientras que los pozos restantes permanecen con valores aproximadamente estables con el tiempo.

Finalmente, la evolución de los sólidos totales disueltos (1983-1987), se graficaron con respecto al tiempo en la Fig. 2.

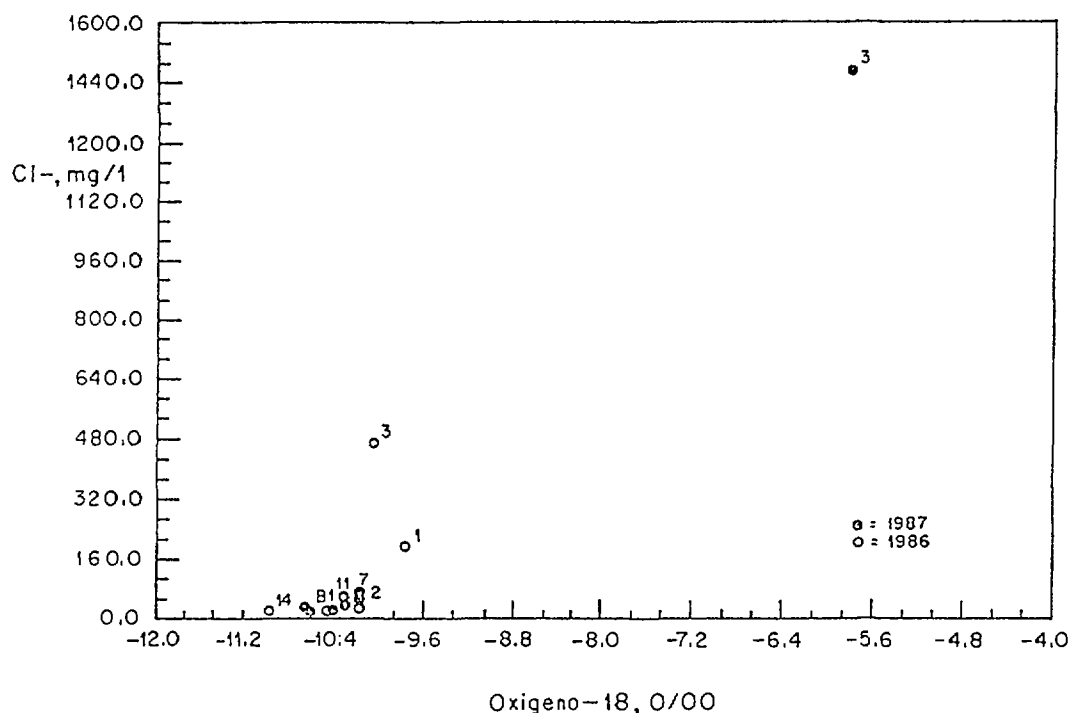


Figura 2 Cloruros vs delta de oxígeno-18 en los pozos del sistema de Santa Catarina en 1986 y 1987.

Por otra parte, las correlaciones de Oxígeno-18 con los datos químicos han demostrado gran utilidad en la descripción de los procesos de dilución de contaminantes con respecto a las fuentes potenciales de contaminación.

4. DISCUSION DE RESULTADOS

Como se puede deducir de los valores de las tablas III, IV y V, en las que se señalan los resultados isotópicos y fisicoquímicos para los 14 pozos de la línea, el pozo-3 resulta ser notoriamente sensible a los procesos de infiltración en la temporada de lluvias, es decir, los valores de cloruros y sulfatos cuantificados en el mes de Mayo (inicio de la temporada húmeda) son relativamente menores que los observados al término de las lluvias, con concentraciones diez veces mayores en dichos iones. Este fenómeno se produce en el pozo-1 pero no tan notoriamente. En los demás aprovechamientos es casi nulo este efecto. Esto puede deberse a una aportación considerable del agua mineralizada de las arcillas.

Por otro lado, los análisis isotópicos realizados en la arcilla del ex-lago de Texcoco, muestran valores de $S^{18}O = +2.1$, $SD = -31$ partes por mil y Tritio = 14 U.T. [4]. Además, Quijano, L. [5], reporta valores en ese lugar en los intervalos $S^{18}O = +1.7$ a $+3.5$ y $SD = -7.5$ a $+2.6$ partes por mil. Desafortunadamente hasta este momento no se tienen datos isotópicos de la arcilla de Santa Catarina, pero se espera que no divergan demasiado de los anteriores, ya que al lago de Chalco se le considera salino.

Los resultados isotópicos correspondientes a Agosto de 1987 (época de lluvias) son muy diferentes si los comparamos con los muestreos de Mayo (1986 y 87) [6] en particular para el pozo-3 que señala un enriquecimiento isotópico notable tanto en oxígeno como en hidrógeno (Tabla I). Si suponemos particularmente fuerte la hipótesis de contaminación por lixiviados, Fritz et al [7], proponen cuatro mecanismos principales de enriquecimiento isotópico en agua subterránea sujeta a contaminación por un basurero:

- a).- Evaporación dentro del basurero
- b).- Producción de agua isotópicamente enriquecida durante la descomposición de materia orgánica.
- c).- Intercambio de oxígeno entre el agua y el dióxido de carbono.
- d).- Diferencias en la composición isotópica del agua de recarga.

Sin embargo, dado el alejamiento del basurero a la línea de pozos, no podemos asociar a priori ninguno de éstos mecanismos a nuestro caso particular, sino solamente adoptar la idea involucrada en el cuarto punto, ya que nos permite suponer la existencia de mezcla local en el pozo 3.

Las Tablas IV y V muestran la evolución hidroquímica del sistema en los iones Cl^- y $\text{SO}_4^{=}$. Los resultados para los pozos 5 al 14 señalan una estabilidad en la concentración iónica en el transcurso del tiempo (1983-1987) y el mismo comportamiento se observa para el pozo-2, sin embargo, nuevamente los pozos 1 y 3 presentan anomalías en sus contenidos, siendo éstos mayores a los demás.

Se refleja, tanto la dependencia del P-3 con la precipitación como su conexión hidráulica con una fuente de contaminación posiblemente local.

Actualmente se cuenta con un solo dato de Tritio, tomado del pozo-7 en Julio de 1986 con un valor de 20 ± 8 U.T., lo que indica la presencia hacia esta zona de agua reciente siendo el origen principal de la recarga la Sierra Chichinautzin. La comunicación hidráulica se da entonces por los derrames basálticos fracturados, los piroclastos y material granular de origen volcánico que se continúan a profundidad bajo los depósitos lacustres.

Se tomaron dos muestras para ser analizadas en Azufre-34 en los pozos extremos del ramal, sin embargo, no se pudo detectar este isótopo, ya que la baja concentración de sulfatos no permitió aplicar el método de determinación normalmente utilizado (Tabla V).

Se realizó también un muestreo para Carbono-14 en el último pozo del ramal, obteniéndose un valor de 8.0 pmc, lo que significaría a primera instancia un agua relativamente antigua, sin embargo, el valor correspondiente para $S^{13}C$ es de -1.4 ‰ que aunado a un contenido de tritio alto, permite deducir un origen de tipo volcánico [8] (Tabla II), lo que confirma la hipótesis de que el mecanismo de recarga se da a través de las rocas volcánicas de la Sierra Chichinautzin, ya que el CO_2 magmático se deriva en general de calcita y por lo tanto no contiene ^{14}C [11]. Los resultados obtenidos de Carbono-14 se deben tomar con las reservas del caso, ya que existen en el área diversas fuentes de Carbón Inorgánico Disuelto, lo que no permite emitir juicios con respecto a la edad relativa del agua.

Por otra parte, se tomaron muestras para análisis isotópicos (Deuterio y Oxígeno-18) y fisicoquímicos en los canales de los alrededores inmediatos del pozo-3 (no reportados), sin embargo, estos resultados no reflejan evidencias para ser considerados fuentes potenciales de contaminación, ya que incluso uno de ellos mostró tener menor cantidad de sólidos totales disueltos que en particular el P-3.

Se investigó además, la posibilidad de que una planta hidratadora de leche (Liconsá) cercana al pozo-1 contribuyera localmente a la contaminación del agua subterránea a través del agua utilizada en el proceso de hidratación, ya que sus desechos involucran reactivos como sosa, ácido láctico, etc. [9]. Sin embargo, ésta agua de deshecho no presenta altos contenidos en elementos contaminantes y es vertida en un canal que alimenta al gran canal de aguas negras de "La Compañía". Este hecho, aunado a su reciente puesta en marcha en Febrero de 1985, hace poco factible su posibilidad como foco contaminante.

Anteriormente, las aguas del canal "La Compañía" fueron analizadas, tomándose las muestras en un punto cercano al basurero, encontrándose que isotópicamente y fisicoquímicamente no se correlacionan con el agua subterránea de la zona, por lo tanto no pueden ser consideradas como fuente contaminante del sistema acuífero regional.

Se analizaron las relaciones entre cloruros y delta de oxígeno-18 para todos los pozos del ramal de Santa Catarina con los datos disponibles de 1986 y 1987 (Figura 2), y se encontró, dadas las notables concentraciones, que no puede afirmarse la existencia de una línea de mezcla, sino más bien

de dos tipos bien diferenciados de agua. Por otra parte, en la Figura 3 se muestra la evolución en el tiempo de los Sólidos Totales Disueltos desde 1983 a 1987 muestreados en diferentes épocas del año. Aun cuando no se tienen datos de 1985 se observa la tendencia del pozo-3 hacia valores más altos en mg/l respecto a los otros desde la perforación de estos pozos en 1983 (Fig. 3).

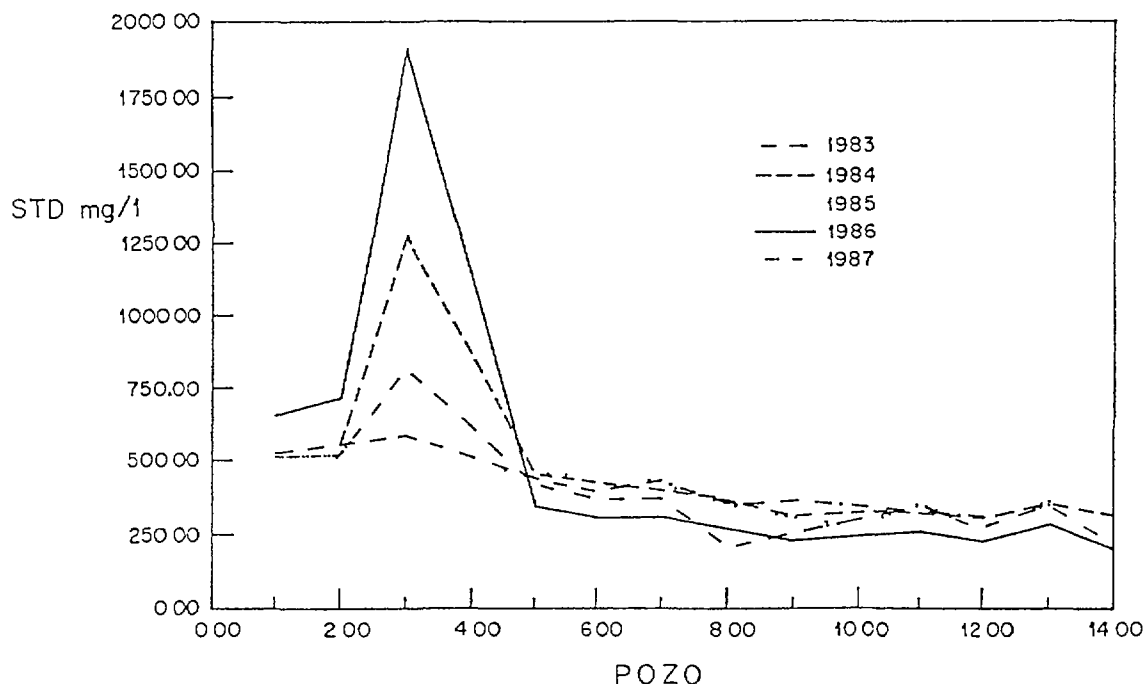


Figura 3 Evolucion de los Sólidos Totales Disueltos para la linea de pozos en el período 1983-1987.

Se encontró que el contenido isotópico en hidrógeno y oxígeno en el pozo-3 corresponde aproximadamente a los valores isotópicos promedio de la precipitación en el Valle de México. Este valor promedio, para $S^{18}O$ es de -6.7 ‰ en la estación climatológica del Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM [10]. Mientras que el agua de lluvia colectada en el período 27 Agosto a 11 de Noviembre 1987 en la localidad del pozo-14 de Santa Catarina, muestra valores promedios pesados de $S^{18}O = -5.6$ y $SD = -35$ partes por mil, muy similares a los encontrados en el agua subterránea del pozo-3.

5. CONCLUSIONES

La utilización de los isótopos estables Deuterio y Oxígeno-18, permitió inducir las diferencias en la composición isotópica del agua de mezcla. Asimismo, se observaron características del agua mineralizada del ex-lago de Chalco tanto química como isotópicamente. Por otro lado, el contenido de Tritio muestreado en el pozo-7, de 20 ± 8 U.T. indica recarga reciente, subrayando la importancia de las Sierras aledañas, principalmente la Chichinautzin como origen de la recarga.

El monitoreo químico e isotópico realizado en la zona no incluyó datos in situ del basurero, por lo que, con los datos analizados hasta el presente, no es posible discernir si el tiradero de basura, asentado en las faldas del volcán "La Caldera" contribuye mediante sus lixiviados, a la contaminación química y bacteriológica de los pozos de la red de agua potable de Santa Catarina, debido a que el incremento en la contaminación es dependiente de la temporada de lluvias al menos en el pozo-3. Sin embargo, aunado al hecho de que el basurero tiene alrededor de 6 años de captar un porcentaje considerable de los desechos de la Ciudad de México (la cual actualmente cuenta con cerca de 20 millones de habitantes) es posible inferir que en los inicios del basurero la arcilla efectivamente actuaba como capa impermeable a los lixiviados, sin embargo, al paso del tiempo esta misma capa arcillosa se convirtiera en permeable debido a su saturación con sustancias químicas orgánicas e inorgánicas contaminantes.

Los valores de $S^{13}C$ y la actividad de ^{14}C de -1.4 o/oo y 8 pmc respectivamente, encontrados en el sistema, corroboran que el agua circula preferencialmente por rocas de origen volcánico.

Los dos muestreos para análisis de ^{34}S no dieron resultados correctos debido a la escasés de los sulfatos. Es posible que haya existido reducción bacteriana, ya que en los primeros pozos, y de sobremanera en el P-3, hay evidencias de producción de H_2S dado posiblemente a través de este mecanismo.

AGRADECIMIENTOS

Los autores hacen manifiesto su agradecimiento al I.D.R.C. de Canadá por el financiamiento del Proyecto Aquifer Development, del cual se derivó este trabajo en el Instituto de Geofísica, a Fis. Isabel Casar y Quim. Salvador Ramos del IFUNAM y Martha Zauceda del IGFUNAM por su ayuda en el análisis de las muestras de oxígeno-18 y deuterio. Al Ing. Ricardo Jaimes del IGF por la revisión de los aspectos geológicos. A los M.Sc. Ramón Aravena y Robert Drimmie del Laboratorio de Isótopos Ambientales de la Universidad de Waterloo por su apoyo en la realización de este trabajo y al M.Sc. Ian Macdonald de la U. de Waterloo y Water and Earth Science Associates Ltd. por la revisión final del manuscrito.

REFERENCIAS

- [1] RODRIGUEZ, R., Consideraciones preliminares, basadas en resultados geoelectrónicos sobre la interfase agua mineralizada-agua dulce en el área de Santa Catarina Yecahuitzol, Distrito Federal, México. Geofísica Internacional, Vol.26-4, (1987). 573-583.

- [2] RODRIGUEZ, R., "Perfiles Geofísicos al Sur del Valle de México". Reporte Técnico. Comisión de Aguas del Valle de México, SARH. Instituto de Geofísica, UNAM. (1986).
- [3] SCHLAEPFER, C., "Hoja México". 14Q-H(5), con resumen de la Hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos, UNAM. Inst. de Geología, Carta Geológica México. Serie 1 :100 000. (1968).
- [4] RUDOLPH, D., U. de Waterloo, datos no publicados. (1987).
- [5] QUIJANO, L., "Comentario sobre el muestreo isotópico de las aguas subterráneas de la zona de Texcoco". Reporte Técnico (IAEA-SARH). (1978).
- [6] CORTES, A., ARIZABALO, R.D., VAZQUEZ, E., JAIMES, R., FRITZ, P., "Análisis de Flujo del Agua Subterránea del Valle de México Mediante Trazadores Isotópicos" CAVM.SARH. Instituto de Geofísica, UNAM. (1987).
- [7] FRITZ, P., MATTHES, G., BROWN, R.M., "Deuterium and Oxygen-18 as indicators of leachwater movement from a sanitary landfill". En: Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical data in Grounwater Hydrology. IAEA, Vienna, (1976).
- [8] DEINES, P., "The Isotopic Composition of Reduced Organic Carbon". En: Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Vol.1. P. Fritz and J. Ch. Fontes, Eds. Elsevier, (1980).
- [9] MARTINEZ, M. J., Liconsá, Comunicación personal.(1987).
- [10] CASTILLO, R., MORALES, P., RAMOS, S., MATA, I., VIVALDO, O. El oxígeno-18 en las aguas meteóricas de México. Revista Mexicana de Física. 31. (1985) 637.
- [11] MOOK, W.G., "Carbon-14 In Hydrogeological Studies". En: Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Vol. 1. P.Fritz and J.Ch. Fontes, Eds. Elsevier, (1980).

COMPOSICION ISOTOPICA DE LAS AGUAS TERMALES DE LA PARTE CENTRAL DE MEXICO

J.L. QUIJANO

Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos,
Comisión Federal de Electricidad,
Morelia, México

Resumen-Abstract

COMPOSICION ISOTOPICA DE LAS AGUAS TERMALES DE LA PARTE CENTRAL DE MEXICO.

Se presentan resultados químicos e isotópicos de manantiales fríos y --
termales de la parte central de México. Los primeros están asociados a acu--
feros de rápida circulación y caracterizan isotópicamente a la precipitación
moderna. Se ajustan bien a la línea de Craig, mostrando en algunos casos ex--
cesos de deuterio de hasta 4‰. Los manantiales termales están asociados a
fallas o fracturas regionales. Su composición isotópica está caracterizada
por un corrimiento del ^{18}O y un rango de δD ‰ notoriamente menor que el de -
los manantiales fríos.

Se concluye que no existe una relación directa entre aguas geotérmicas
y aguas meteóricas modernas. Si bien las aguas geotérmicas son en último --
término de origen meteórico, su evolución isotópica y química antes de incor--
porarse a los sistemas hidrotermales convectivos es poco conocida.

ISOTOPIC COMPOSITION OF THERMAL WATERS IN CENTRAL MEXICO.

We report chemical and isotopic results of cold and
thermal springs of central Mexico. Cold springs are fed by
aquifers with fast circulation of water having the isotopic
composition of modern precipitation. The isotopic values obey
Craig's relationship, with in some cases a deuterium excess of
4 ‰. Thermal springs are associated with faults and
fractures. Their isotopic composition is characterised by a
 ^{18}O shift and a δD value lower than that of cold springs.

We conclude that there is not a direct relationship
between modern meteoric waters and geothermal waters.
Although geothermal water is eventually of meteoric origin,
little is known of its isotopic and chemical history before
reaching the hydrothermal convective systems.

1. INTRODUCCION

En este trabajo se presentan nuevos resultados isotópicos y una inter--
pretación revisada de los datos publicados por Issar et al. [1].

El rasgo más característico de la parte central de México es la Faja --
Neovolcánica Mexicana (FNM). Algunos autores [2] consideran que este vulca--
nismo se inició hace 4.5 a 3 m.a. al aparecer un evento de tectónica distensi--
va. El basamento relativo de la FNM lo constituye el vulcanismo andesítico
de la Sierra Madre Occidental de edad miocénica. La FNM está limitada al NE
y SE por rocas sedimentarias mesozoicas, predominantemente calizas, y al NW
por la Sierra Madre Occidental.

2. CARACTERIZACION GEOHIDROLOGICA Y GEOQUIMICA

En la parte central del país abundan los manantiales en rocas volcánicas fracturadas o calizas carstificadas, cuya cota de descarga se encuentra por encima del nivel piezométrico de los acuíferos en los valles intramontanos. Estos manantiales están asociados a acuíferos colgantes, donde el agua circula rápidamente por efecto combinado de una alta permeabilidad y un alto gradiente hidráulico. Las temperaturas de estos manantiales varían de 14 a 22°C. El agua es de tipo bicarbonatada (60 a 180 ppm), con concentraciones bajas de cloruros (<20 ppm) y de sulfatos (<18 ppm; en la mayoría no se detectan) (Figura 1).

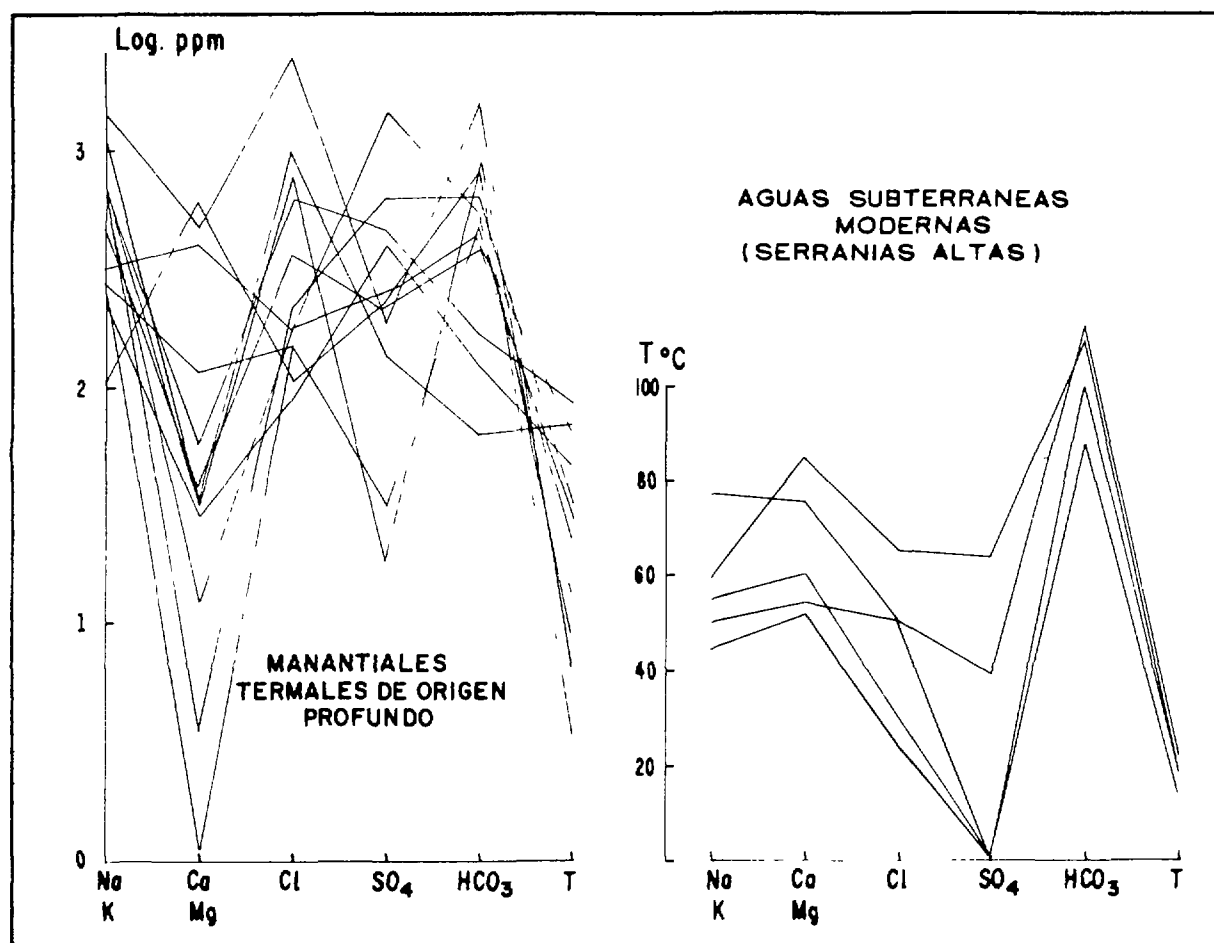
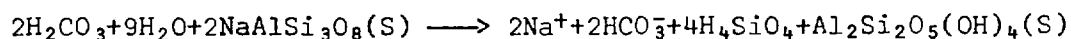


Figura 1. Diagrama logarítmico de la composición química de los manantiales y fríos de la parte central de México.

El carácter bicarbonatado de los manantiales fríos es el resultado de la reacción ácido-base entre el CO₂ disuelto y la roca. A manera de ejemplo se muestra la reacción CO₂ albita y CO₂ calcita:



y su salinidad depende básicamente de la cantidad de CO₂ disuelto al infiltrarse al subsuelo.

La abundancia también de manantiales termales evidencia el flujo anómalo de calor característico de FNM. Los manantiales muestreados están asociados a sistemas de fallas o fracturas de carácter regional y, algunos de ellos, a sistemas hidrotermales magmáticos. Las temperaturas varían de 27°C a 96°C, aunque la mayoría son superiores a 50°C. La temperatura máxima corresponde al punto de ebullición a la altura promedio de FNM. La concentración de sulfatos varía de 18 a 1445 mg/l y la de cloruros de 87 a 2400 mg/l. Predominan los tipos sulfatado-cálcicos, sulfatado-clorurado-sódico-potásicos y los clorurado-sódico-potásicos. Estos últimos están relacionados con sistemas hidrotermales magmáticos (Figura 1).

La mayor salinidad de los manantiales termales se debe a la interacción agua roca y al aporte de elementos volátiles de origen magmático. Estos últimos hacen agresiva al agua, elevando su temperatura y disminuyendo su pH.

La composición isotópica de los manantiales se muestra en la figura 2.

Destaca el hecho de que los manantiales fríos se ajustan a la línea meteorológica mundial definida por Craig. Algunos de ellos presentan un exceso de deuterio de hasta 4‰. Puede afirmarse que por sus características geohidrológicas, químicas e isotópicas, estos manantiales representan la composición isotópica de la precipitación moderna en la FNM.

Los manantiales y pozos termales, a su vez, muestran un corrimiento del ^{18}O típico de sistemas de alta temperatura. El contenido de deuterio de los pozos varía en 11‰ ($\delta\text{D}\%$ de 58 a 69) y el de los manantiales en 10‰ ($\delta\text{D}\%$ de 62 a 72). Este rango de variación en deuterio es apreciablemente menor que el rango de variación correspondiente a los manantiales fríos.

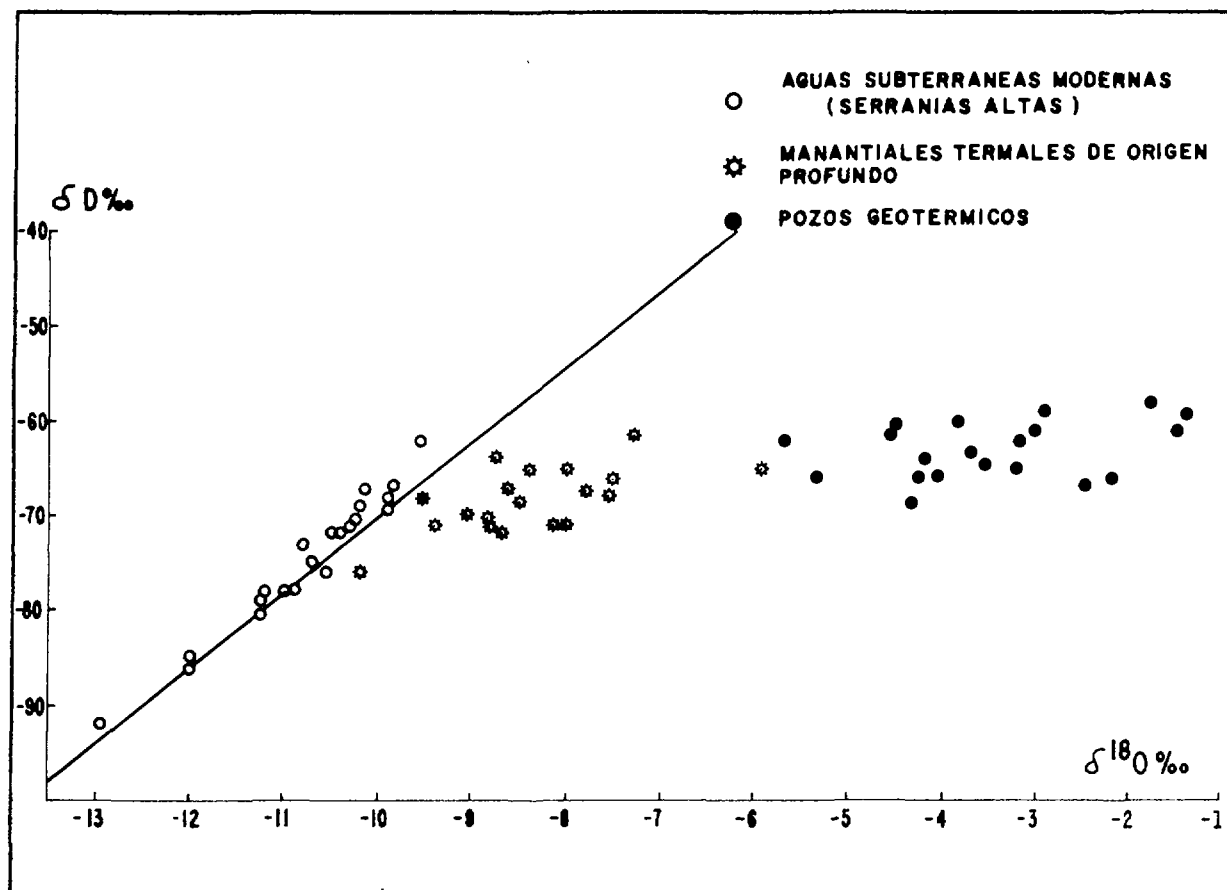


Figura 2. Composición isotópica de los manantiales termales y fríos de la parte central de México.

Es un hecho aceptado en la literatura científica que las aguas geotérmicas son de origen meteórico, con posibles componentes menores de aguas -- congénitas o magmáticas. Cabe aclarar que las aguas congénitas y magmáticas fueron probablemente de origen meteórico, pero debido a su prolongada -- residencia en la corteza han modificado sus propiedades químicas e isotópicas.

Los resultados isotópicos mostrados en la figura 2 indican que no hay una relación directa entre las aguas meteóricas modernas y las aguas geotérmicas.

3. DISCUSION GENERAL

Si se acepta que los sistemas geotérmicos tiene raíces profundas en la corteza (>3 Km), es razonable suponer que el agua termal ha permanecido largo periodos de tiempo en el subsuelo y, por tanto, son aguas meteóricas -- muy antiguas. Se considera que la edad promedio de un sistema hidrotermal es del orden de unos pocos miles a máximo un millón de años [3]. No se excluye la posibilidad de aportes importantes de aguas congénitas o metamórficas.

Afirmar que las aguas geotérmicas son de origen meteórico es una aseveración cierta pero demasiado genérica, que requiere de mayor investigación acerca de los mecanismos mediante los cuales las aguas meteóricas se incorporan, bajo condiciones no perturbadas, al sistema convectivo hidrotermal. De cualquier manera, la diferencia isotópica entre aguas geotérmicas y modernas es útil para comprender los mecanismos de infiltración de estas últimas, cuando son explotados los reservorios geotérmicos.

REFERENCIAS

- [1] ISSAR, A., QUIJANO, J.L., GAT, J.R. and CASTRO, M., The isotope hydrology of the groundwaters of Central Mexico, J of Hydrology, 71(1984) - 201-224.
- [2] GARDUÑO, V.H. y GUTIERREZ NEGRIN, L., Migración y hiatus volcánicos - en la Faja Neovolcánica Mexicana, en preparación.
- [3] SKINNER, B.J., The many origins of hydrothermal ore deposits, Geochemistry of hydrothermal ore deposits, John Wiley and Sons, New York --- (1979).

DETERMINACION DEL TRANSPORTE DE FONDO EN EL ALTO RIO LERMA MEDIANTE IRIDIO 192

L. GONZALEZ HITIA

Subcoordinación de Hidráulica,
Coordinación de Investigación,
Instituto Mexicano de Tecnología del Agua,
México, D.F., México

Resumen-Abstract

DETERMINACION DEL TRANSPORTE DE FONDO EN EL ALTO RIO LERMA MEDIANTE IRIDIO 192.

El alto río Lerma descarga un caudal medio de $29 \text{ m}^3/\text{s}$ en la presa Solís, una de las más importantes del altiplano mexicano. Esta presa riega una superficie de 10^5 ha y presenta problemas de azolvamiento, estimándose pérdidas en su volumen útil del orden de $4,8 \times 10^6 \text{ m}^3$ por año. Por sus características hidráulicas el río es de tipo torrencial; durante la estación de lluvias se registran variaciones en su caudal de $15 \text{ m}^3/\text{s}$ a $70 \text{ m}^3/\text{s}$ casi instantáneamente, presentándose inclusive gastos que alcanzan de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ a $300 \text{ m}^3/\text{s}$ durante algunas horas. Dado que los trazadores radiactivos han de mostrado una gran utilidad para estudiar el transporte de fondo en este tipo de ríos, se utilizó un kilogramo de vidrios activados con $0,685 \text{ Ci}$ de iridio 192 para determinar la cantidad de material sólido que arrastre esta corriente hacia la presa Solís. El intervalo granulométrico del trazador inyectado ($0,84 \text{ mm}$ a $1,10 \text{ mm}$) se determinó del modelo matemático de la distribución de tamaños de los sedimentos del lecho. La fase experimental tuvo una duración de 232 días y cubrió totalmente el período de avenidas (junio a octubre). A través de la integración espacial del trazador se estimó un gasto sólido unitario de $2,25 \pm 0,66 \text{ t/m.d.}$ Como una forma de comparación se aplicaron diversas fórmulas semiempíricas (Einstein, Meyer-Peter-Müller, Schoklitsch, Kalinske, etc.) para calcular el transporte, encontrándose concordancia entre algunos de sus resultados y los obtenidos con el radiotrazador.

DETERMINATION OF RIVER-BED TRANSPORT WITH IRIIDIUM-192 IN THE UPPER REACHES OF THE RIVER LERMA.

The upper reaches of the river Lerma discharge at an average rate of $29 \text{ m}^3/\text{s}$ into the Solís barrage, which is one of the largest in the Mexican high plateau. This barrage covers an area of 10^5 ha and is subject to problems of sedimentation, which result in an estimated reduction in useful volume of about $4.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ per year. Its hydraulic characteristics are those of a torrential river; during the rainy season, almost instantaneous variations in its flow rate of $15 \text{ m}^3/\text{s}$ to $70 \text{ m}^3/\text{s}$ are recorded, and during some hours the flow rate even reaches $100 \text{ m}^3/\text{s}$ to $300 \text{ m}^3/\text{s}$. Since radioactive tracers have proved very useful in studying river-bed transport in this type of river, one kilogramme of glasses labelled with 0.685 Ci of ^{192}Ir was used to determine the quantity of solid material carried by the river to the Solís barrage. The grain size of the tracer injected was determined from a mathematical model for size distribution of the river-bed sediment. The experiment lasted

232 days and covered the whole floodwater period. A unit solid flow rate of 2.25 ± 0.66 t/m.d was estimated on the basis of the spatial integration of the tracer. For the purpose of comparison, various semi-empirical formulae (Einstein, Meyer-Peter-Müller, Schoklitsch, Kalinske, and others) were used to calculate river-bed transport. Agreement was found between some of these results and those obtained using the radiotracer.

INTRODUCCION

La evaluación de los materiales sólidos transportados por las corrientes fluviales es de suma importancia para las ramas de la ingeniería vinculadas con la planeación, mantenimiento y manejo de obras de infraestructura hidráulica.

El conocer los volúmenes de tales materiales permite, por ejemplo, estimar los cambios que puede sufrir un río tanto en su configuración como en sus características hidráulicas, y por tanto prever dónde va a existir depósito, transporte o erosión de material sólido, lo que lleva a predecir y controlar el azolvamiento de lagos y presas.

El caudal de una corriente fluvial está integrado por el correspondiente de agua y en menor cuantía por el material sólido que lleva conjuntamente, ya sea en suspensión o en forma de carga de fondo.

La cantidad de los materiales transportados en suspensión se determina satisfactoriamente mediante el muestreo directo de la corriente en casi cualquier tipo de río. La evaluación de los volúmenes de sólidos arrastrados en el fondo implica un problema muy diferente al de sólidos en suspensión, ya que las mediciones puntuales pueden ser influenciadas por características de tipo local que ponen en duda la representatividad de los valores, además de involucrar problemas de aplicación práctica, como es el caso de las trampas de sedimentos. Las estimaciones de los acarreos se basan, por lo general, en modelos semiempíricos cuyas predicciones difieren ampliamente entre sí. Un estudio a fondo del transporte de sedimentos hace necesaria la medición directa del proceso, ya que es el único medio para analizar la validez y el rango de aplicación de las teorías y para proporcionar los datos para el ajuste de los modelos semiempíricos, todo esto adaptado a las características particulares del río o de la cuenca en estudio, en donde pueden influir factores locales tales como la geología o la capacidad de la cuenca para generar los sedimentos.

Con el propósito de disponer de un método experimental para estudiar esta segunda forma de transporte, se recurrió a los trazadores radiactivos, dado que han demostrado una alternativa de gran utilidad para describir el comportamiento de los cauces aluviales [1 y 2]. Con este fin se utilizaron vidrios activados con iridio 192 para estimar la cantidad de materiales sólidos que el alto río Lerma transporta por arrastre hacia la presa Solís. (Fig. 1).

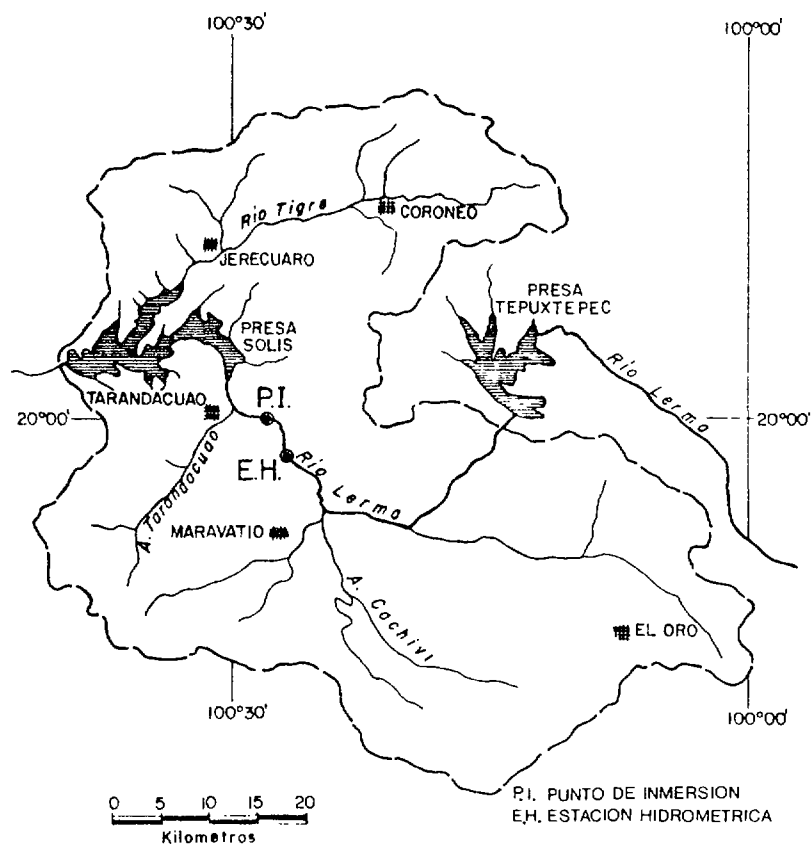


FIG.1. Plano de localización del área en estudio.

1. AREA DE ESTUDIO

La cuenca aportadora de la presa Solís tiene un área de 2328 Km², de los cuales 1608 Km² corresponden a la subcuenca del alto río Lerma y los restantes 720 Km² a la subcuenca del río Tigra (Fig. 1).

La presa riega anualmente una superficie de 10⁵ ha y presenta problemas de azolvamiento, estimándose pérdidas en su volumen útil del orden de $4,8 \times 10^6$ m³ por año.

El 92% de los escurrimientos captados por el vaso provienen del río Lerma, por lo que la mayor cantidad de sedimento la aporta esta corriente.

El río Lerma tiene un gasto medio de 29 m³/s y presenta características torrenciales durante la estación de lluvias (junio a octubre), registrándose variaciones en su caudal de 15 m³/s a 70 m³/s en intervalos de tiempo menores a ocho horas. Inclusive se pueden producir gastos que alcanzan de 100 m³/s a 300 m³/s durante algunas horas [3].

El estudio del transporte de fondo con el radiotrazador se llevó a cabo en un tramo de río localizado aproximadamente a 10 Km aguas arriba de la presa (Fig. 1).

2. EL METODO DE LOS TRAZADORES RADIATIVOS

El arrastre de fondo asociado a una corriente fluvial se define, en forma clásica, como el flujo de masa que atraviesa una superficie unitaria en la unidad de tiempo. De esta manera el gasto sólido unitario g_b queda expresado como:

$$g_b = \rho_s \cdot V \cdot E \quad (1)$$

Los parámetros determinantes del transporte son por tanto el espesor, E , de la capa de fondo y la velocidad, V_m , con la cual se mueve en el cauce; ρ_s es la densidad global del sedimento natural.

El empleo de un trazador radiactivo permite describir el comportamiento dinámico del lecho durante períodos largos de tiempo. La evolución de la nube radiactiva que forman los granos del trazador, bajo las condiciones hidráulicas que influyen en el fenómeno, determina cuantitativamente a los parámetros E y V_m . El método utilizado en el presente estudio para estimar tales parámetros es el que desarrollaron Courtois y Sauzay [4], recurriendo a un balance entre las actividades inyectada y recuperada.

Cuando se inyecta una actividad, A , de trazador radiactivo en un lecho arenoso, por ser éste un medio absorbente, se cumple que a mayor enterramiento de los granos radiactivos menor es la tasa de conteo que se recibe en un detector de radiación. Este efecto implica una relación entre el espesor de la cama móvil y la tasa de conteo.

En un punto X de la superficie del lecho habrá una tasa de conteo n producida por el trazador, la cual estará dada por:

$$n = \int_0^{e_x} f(z)c(z)dz \quad (2)$$

En esta expresión, e_x representa el espesor de la capa de sedimento en el punto x , $f(z)$ es la función que determina la respuesta del detector para una actividad unitaria distribuida uniformemente sobre una superficie unitaria a la profundidad z , y $c(z)$ es la actividad por unidad de volumen a la profundidad z .

La tasa de conteo total, N , integrada sobre toda la nube radiactiva, estará dada por la ecuación siguiente:

$$N = \int_S n \cdot ds \quad (3)$$

Expresando la ecuación (3) en forma múltiple, se representa la realidad física de las detecciones de campo:

$$N = \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} n(x,y) dx dy = \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} [n(x,y) dy] dx \quad (4)$$

La detección del trazador en el cauce se realiza dinámicamente mediante rastreos transversales a la dirección del flujo. El conteo N_i integrado en cada rastreo es función del tiempo [5] y se representa analíticamente de la siguiente manera:

$$N_i = \int_0^t F(t)dt = \int_0^t f(y(t))dt = \int_0^t f(x_0, a+vt)dt \quad (5)$$

en esta ecuación $y(t) = a+vt$, donde a es una constante, y v la velocidad de desplazamiento del detector sobre la superficie del lecho.

Si la velocidad del detector se mantiene constante en cada recorrido, el conteo correspondiente a cada rastreo, N_i , se representa como:

$$\int_0^t F(t)dt = \frac{1}{v} \int_{y_1}^{y_2} f(x_0, y)dy \quad (6)$$

sustituyendo este resultado en la ecuación (4), se puede representar la forma como se determina la tasa de conteo, N , sobre el lecho del río:

$$N = \int_{x_1}^{x_2} \left[v \int_0^t F(t)dt \right] dx \quad (7)$$

Por otro lado, la ecuación (3) puede reescribirse analíticamente de la manera siguiente:

$$N = \int_X \int_Y \int_Z f(z)c(x,y,z)dx dy dz \quad (8)$$

Esta ecuación fue resuelta por Courtois y Sauzay [4] recurriendo a una función $r(z)$ para representar la actividad existente en una capa de espesor dz a la profundidad z , que se extiende en toda la nube radiactiva. Así el valor de N se expresa como:

$$N = \int_0^E f(z) r(z)dz \quad (9)$$

Experimentalmente se encuentra que la función $f(z)$ varía exponencialmente según la forma $f(z) = f_0 e^{-\alpha z}$; siendo α un coeficiente característico del sedimento natural, del radioisótopo utilizado y de la geometría empleada durante la detección.

La ecuación de balance del radiotrazador, que relaciona las actividades inyectada y recuperada con el espesor del transporte, es:

$$\frac{\alpha N}{\beta f_0 A} E = 1 - e^{-\alpha E} \quad (10)$$

En la expresión β es un coeficiente que depende de E y varía según la forma de la función $r(z)$; el valor de N se obtiene de la ecuación (7).

La velocidad media del transporte V_m se determina experimentalmente a través del desplazamiento del centro de gravedad del trazador en función del tiempo: $\Delta X_g / \Delta t$. El espesor E se obtiene mediante la solución gráfica o por aproximaciones sucesivas de la ecuación (10).

3. DESARROLLO DEL METODO

3.1 Modelo granulométrico

Para introducir en el medio un trazador radiactivo se requiere que éste sea hidrodinámicamente idéntico al sedimento natural, y su representatividad para describir el comportamiento dinámico del lecho, depende del tamaño de las partículas que lo forman.

El análisis de los diámetros de los granos del lecho permite, además de definir el tamaño del trazador, conocer algunas de sus propiedades colectivas, tales como: porcentajes de gravas, arenas y finos; diámetros representativo y medio; etc.

El modelo matemático de la distribución de tamaños de los materiales del lecho se determinó a través de un análisis por mallas, de muestras de sedimento de diversas secciones del cauce, colectadas bajo las condiciones hidráulicas prevalecientes. El ajuste teórico en la curva granulométrica fue de tipo log-normal (Fig. 2).

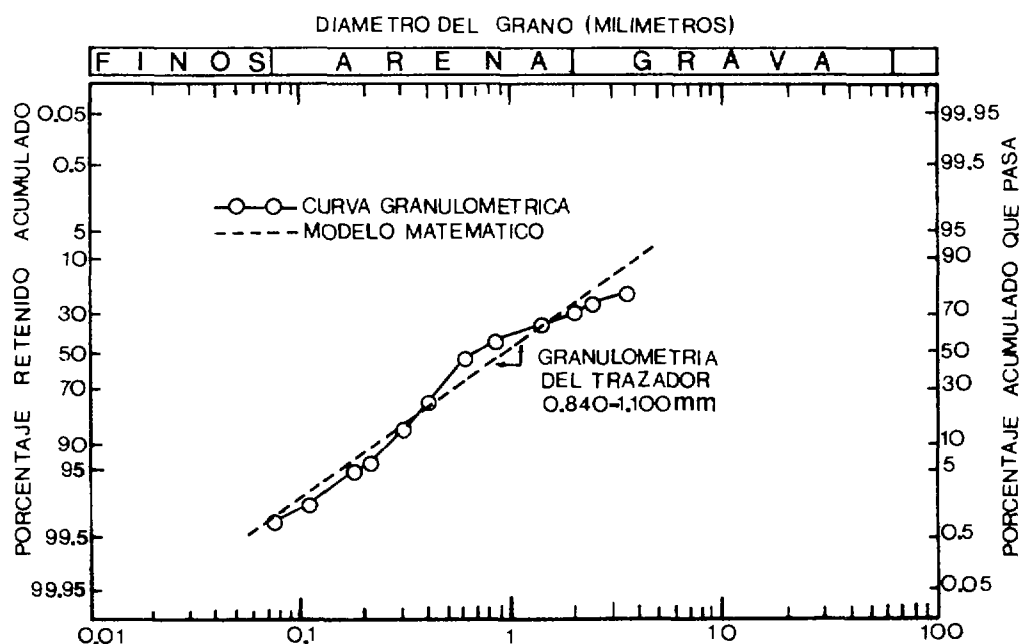


FIG.2. Gráficas granulométrica y modelo matemático del sedimento.

Este modelo permite seleccionar el intervalo granulométrico representativo del trazador y estimar los diámetros que se emplean en las fórmulas convencionales de la hidráulica para calcular el transporte de fondo.

De acuerdo con la distribución granulométrica, el cauce del río se clasificó como de tipo aluvial con sedimento de granulometría extendida [6]. Su diámetro mediano (D_{50}) resultó de 1,033 mm y su diámetro medio (D_m) de 1,935 mm.

3.2 Características del trazador

Cuando los materiales que forman el lecho de un río presentan una granulometría extendida, diversos autores (Shields, Straub, Zeller, Englund, etc.) consideran que el diámetro representativo del fondo es el que corresponde a D_{50} del modelo granulométrico [7] .

De acuerdo con este criterio, se eligió un diámetro de grano para el trazador comprendido entre 0,84 mm y 1,10 mm, intervalo que corresponde a los tamaños acotados por los valores D_{43} y D_{53} del modelo granulométrico (Fig. 2). Por otro lado, el emplear una distribución limitada y bien conocida simplifica la interpretación de los resultados debido a la proporcionalidad entre el diámetro y la actividad de cada grano [8] .

La cantidad de trazador inyectada fue de un kilogramo de vidrios activados con 0,685 Ci de iridio 192 ($T_{1/2} = 74,2$ días, $E = 0,34$ MeV). Los vidrios activados contienen una pequeña cantidad de elemento radiactivo (0,3%) distribuida uniformemente en su volumen y su densidad es de $2,70 \pm 0,5$ g/cm³.

Debido a que el río no presenta un régimen estable, la representatividad del intervalo granulométrico del trazador se verificó recurriendo a un análisis estadístico de los datos hidrométricos históricos (período 1971 - 1980) de la estación El Gigante, localizada a 5 Km aguas arriba del tramo estudiado [3] . Se encontró que el gasto más probable está comprendido en el intervalo de 23,0 m³/s a 26,0 m³/s; el gasto medio es de 29,1 m³/s y los gastos máximo y mínimo son de 366,5 m³/s y 2,0 m³/s respectivamente. Esta información, junto con las características hidráulicas del río donde se efectuó la inmersión, y el modelo granulométrico permitieron aplicar el criterio de Gessler, en la forma adimensional propuesta por Cruickshank y García [9,10] , para determinar la probabilidad que tendría de moverse el trazador. Para el gasto más probable ésta resultó del 94%.

3.3 Inmersión del trazador

La inmersión del trazador se realizó en una sección del río previamente determinada sobre una carta topográfica del cauce, aproximadamente a 10 Km aguas arriba de la presa Solís (Fig. 1). La inmersión se realizó en forma puntual e instantánea sobre el lecho, mediante un inyector mecánico operado remotamente desde la superficie.

3.4 Detección y localización

A partir del instante en que se libera el trazador, las fuerzas tractivas ejercidas por la corriente lo integran gradualmente en el lecho. Cuando alcanza un comportamiento dinámicamente similar al sedimento natural, proporciona información representativa del desplazamiento y del espesor del transporte.

El rastreo del trazador se realizó con un detector de centelleo ($\varnothing = 1,5$ pulg, $h = 1$ pulg) a velocidad constante, sobre trayectorias perpendiculares a la dirección de la corriente (transectos).

Simultáneamente a la detección se construyeron diagramas de distribución del trazador, mediante el vaciado de los datos de campo sobre una carta topográfica del cauce, para rediseñar el rastreo y no dejar secciones sin determinar: las áreas de alta concentración requieren de una densidad mayor de transectos que aquéllas donde la radiación es relativamente inferior.

Los valores de las detecciones periódicas, correspondientes a los 232 días que duró la campaña de observaciones, permitieron elaborar diez configuraciones del trazador. Estos valores ya corregidos por decaimiento, radiación de fondo y transformados mediante la ecuación (6), aparecen graficados en función de la distancia al punto de inyección en la figura 3. Dichas gráficas se denominan diagramas de transporte y describen el estado de movimiento que guarda el trazador en el momento de realizar la detección.

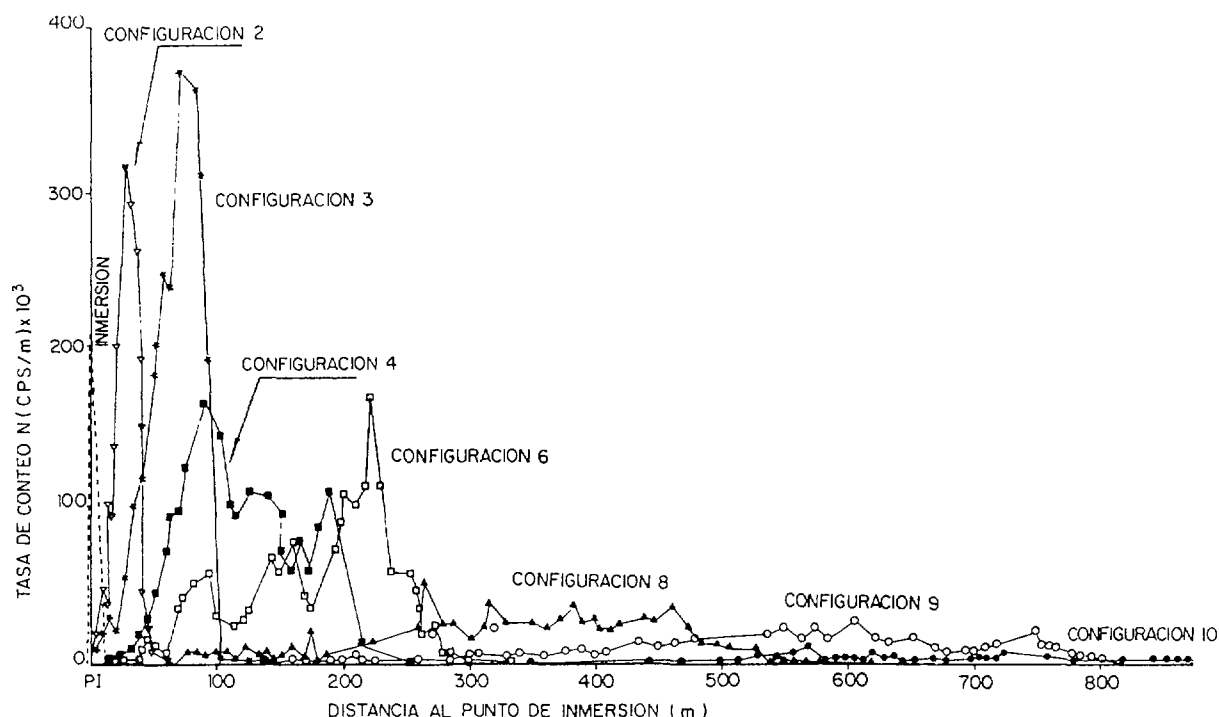


FIG 3 Diagramas de transporte del iridio 192 en el cauce del alto río Lerma, la gráfica de la configuración 10 se extiende a 1026 m.

3.5 Calibración de instrumental

El instrumental de detección utilizado se calibró en el laboratorio, simulando las condiciones hidráulicas y geométricas bajo las cuales se realizó el rastreo de campo. Los valores de los coeficientes de la función de calibración $f = f_0 e^{-\alpha z}$ para el radioisótopo utilizado, el tipo de sedimento y la geometría adoptada resultaron ser $f_0 = 23,4 \text{ cps.m}^2/\mu\text{Ci}$ y $\alpha = 0,155 \text{ cm}^{-1}$.

4. PRESENTACION DE RESULTADOS

4.1 Actividad recuperada

Los diagramas de transporte del trazador (Fig. 3) permiten deducir directamente los parámetros que caracterizan el trans-

porte de fondo resultante, bajo los efectos hidrodinámicos presentados durante la temporada de observaciones. Estos diagramas representan la distribución del trazador en función de la distancia al punto de inmersión, y permiten calcular la tasa de conteo, N , expresada por la ecuación (7), mediante la integración del área bajo la curva; así como, determinar la posición del centro de gravedad de la nube radiactiva.

Los porcentajes de actividad recuperada en función del tiempo están indicados en el Cuadro I. Cada porcentaje se determinó comparando las actividades inyectada, A , y recuperada, N/f_0 , mediante la relación $\frac{A}{f_0 A} \times 100$.

CUADRO I. RESULTADOS OBTENIDOS CON EL IRIDIO 192 EN EL ALTO RIO LERMA

Configuración	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Tiempo transcurrido (d)	Inmersion	1	3	6	9	14	45	50	106	232
Tiempo entre dos mediciones (d)	1	2	3	4	5	31	5	56	126	-
Actividad recuperada (%)	7,05	37,12	93,95	100,0	97,24	80,93	55,05	56,25	45,19	11,12 ^a
Dist. recorrida por el C G (m)		28,0	69,0	116,6	150,6	195,0	294,0	349,0	547,0	655,0
Dist. entre dos mediciones (m)		41,0	47,6	34,0	44,0	99,0	55,0	198,0	103,0	-
Vel. media V_m del C G (m/d)		28,0	23,0	19,43	16,73	13,93	6,53	6,98	5,16	2,82
Vel. del C G entre dos mediciones (m/d)		20,5	15,8	8,5	8,9	3,2	11,0	3,54	0,82	-
Espesor del transporte E (cm)		-	-	-	0,6	3,7	11,7	11,2	16,5	-
Gasto sólido gb(t/m.d)						1,37 (+0,41)	2,02 (+0,60)	2,07 (+0,61)	2,25 (+0,67)	

^aLa actividad del trazador ha decaído a 60 mCi y puede no ser representativa del transporte.

4.2 Espesor del transporte

El espesor del transporte E se determinó haciendo las siguientes suposiciones: a) la diferencia entre las actividades inyectada y recuperada se debió exclusivamente al enterramiento del trazador, y b) el valor de β varió de acuerdo con una distribución de la forma $r(z) = r_0(1 - z^2/E^2)$. Los espesores obtenidos al resolver la ecuación (10) para las configuraciones 5,6,7,8 y 9 se indican en el Cuadro I.

4.3 Velocidad media del transporte

La distancia efectiva recorrida por la nube radiactiva desde el punto de inmersión, está caracterizada por el centro de gravedad (C G) de los diagramas de transporte. La posición de este punto se localiza normalizando al 100% el área bajo la curva de los diagramas de transporte y graficando los porcentajes acumulados en función de la distancia al punto de inmersión (Fig. 4). Estas gráficas se denominan diagramas de transporte acumulado y permiten

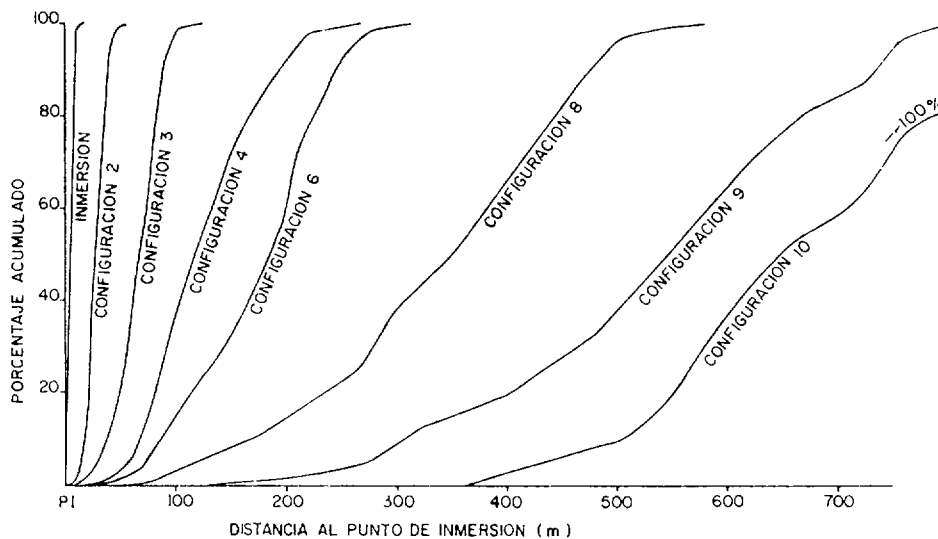


FIG.4. Diagramas de transporte acumulado del iridio 192 en el cauce del río.

analizar la distribución de los porcentajes del trazador en el lecho. El punto correspondiente al 50% de la actividad recuperada indica el desplazamiento ΔX_g del centro de gravedad en el intervalo de tiempo Δt (Fig. 4). La velocidad media del transporte queda entonces determinada por la relación $V_m = \Delta X_g / \Delta t$. Los resultados están indicados en el Cuadro I.

4.4 Gasto sólido unitario

El gasto sólido unitario g_b se calculó de acuerdo con la ecuación (1) asignando al sedimento una densidad igual a $2,65 \text{ g/cm}^3$ (véase el Cuadro I).

5. METODOS CONVENCIONALES

Dentro de los métodos convencionales de la hidráulica fluvial se cuenta con un número muy extenso de fórmulas semiempíricas para determinar el transporte de fondo en cauces aluviales. En su gran mayoría se han desarrollado a partir de evidencias experimentales, obtenidas en canales de laboratorio rectos y de poca profundidad y, en algunos casos, con flujos estacionarios y granulometrías uniformes [11]. Las fórmulas, por lo general, son muy sensibles a cambios en las características del flujo, por lo que pequeños errores en las mediciones introducen un gran error en el cálculo del transporte. Por este hecho su extrapolación a cauces naturales es dudosa y los resultados obtenidos varían notablemente entre sí [12].

Como un método de comparación de los resultados obtenidos con el radiotrazador, se emplearon algunas de las fórmulas que han mostrado mayor aplicabilidad al caso de corrientes con características parecidas a las del alto río Lerma [13,14].

En el Cuadro II se muestran algunas de las características hidráulicas correspondientes al gasto medio registrado durante

CUADRO II. CARACTERISTICAS HIDRAULICAS DEL RIO LERMA

Gasto líquido (m ³ /s)	Velocidad media de la corriente (m/s)	Radio hidráulico (m)
22,7 ± 5,4	0,75 ± 0,18	0,91 ± 0,17
24,5 ^a	0,77	1,17
29,1 ^b	0,82	1,26

^aValor más probable^bValor medio histórico

la temporada que duró el experimento y a los gastos históricos más probable y medio respectivamente.

Empleando la pendiente del cauce (0,00084) y los diámetros dados por el modelo granulométrico del sedimento en las fórmulas semiempíricas; se obtuvieron, para el gasto líquido medio registrado durante el experimento y los gastos líquidos más probable y medio históricos, los gastos sólidos que se muestran en el Cuadro III.

CUADRO III. VALORES DEL TRANSPORTE DE FONDO CALCULADOS MEDIANTE FORMULAS SEMIEMPIRICAS

Método	Gasto sólido unitario (t/m.d)
Straub-Zeller	122,77
Engelund	14,26
Kalinske	5,19
Meyer-Peter-Muller	3,49
Schoklitsch	3,11
Barekyan	2,56
Einstein	1,95
192 _{Ir}	2,25 ± 0,67

6. ANALISIS DE RESULTADOS

Los resultados del presente estudio permiten analizar, con cierto detalle, las diversas etapas de movimiento del trazador en el cauce del río. Los valores correspondientes a las primeras configuraciones indican que a partir del momento de la inmersión, el trazador, se dispersa superficialmente sobre el lecho hasta alcanzar, en la cuarta configuración, una distribución en la que se recupera el 100% de la actividad inyectada. Los porcentajes de actividad de las tres primeras configuraciones son menores al 100%, debido a que durante este período la actividad se encuentra concentrada en áreas relativamente pequeñas, ocasionando la saturación del equipo de detección. Los valores de las configuraciones subsiguientes (5 a 10) indican que el trazador se integra paulatinamente en el lecho. Este proceso se hace evidente por la forma en que decrecen, a medida que pasa el tiempo, tanto la actividad como la velocidad media del centro de gravedad de la nube y por el incremento

to gradual en el enterramiento del trazador. Para ilustrar este efecto, en la Fig. 5 se han graficado la velocidad media y el espesor del transporte en función del tiempo transcurrido.

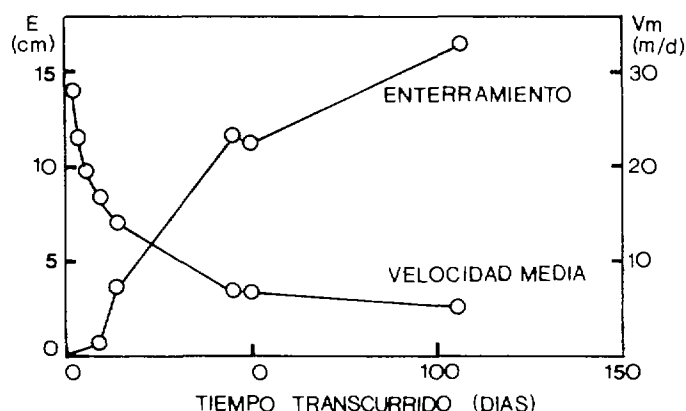


FIG.5. Evolución del centro de gravedad de la nube radiactiva en el lecho del río.

Los resultados de la última configuración no se tomaron en cuenta para calcular el gasto sólido, debido a que la actividad recuperada fue del 11%. Este porcentaje tan bajo podría deberse a que durante la última etapa del estudio, se registraron avenidas con gastos cercanos a $150 \text{ m}^3/\text{s}$, lo cual pudo ocasionar pérdidas significativas por suspensión del trazador. También debe tomarse en cuenta que la actividad original ha disminuido por decaimiento a 60 mCi, y dada la alta dispersión del trazador podría ya no ser representativa del transporte.

Por tanto, se considera que los valores más representativos del transporte son los de la novena configuración; con estos datos se obtiene que el gasto sólido unitario transportado por el río durante la parte experimental ha sido de $2,25 \pm 0,67 \text{ t/m.d.}$

En el Cuadro III se puede observar que el valor de este gasto comparado con los resultados de los métodos semiempíricos es ligeramente inferior al de las fórmulas de Schoklitsch y Meyer-Peter-Müller. Los resultados de las fórmulas de Einstein y Barekyan caen en el intervalo del valor obtenido con el trazador. Los resultados correspondientes a las fórmulas de Engelund y Straub-Zeller son significativamente mayores debido a que el primero de ellos se recomienda para granulometrías uniformes y el segundo para rangos de partículas con diámetros menores a 0,5 mm [15].

7. CONCLUSIONES

El método de los trazadores radiactivos permitió estimar el transporte de la capa de fondo en el alto río Lerma; su valor, para el período observado, resultó de $2,25 \pm 0,67 \text{ t/m.d.}$

Los gastos sólidos calculados a través de las fórmulas semiempíricas mostraron cierta concordancia con los resultados del trazador, particularmente los de las fórmulas de Barekyan y Einstein.

Es evidente que el método ofrece amplias perspectivas para estudiar el movimiento de la capa de fondo en cauces naturales, especialmente si las características hidráulicas de la corriente son no estacionarias. Las mediciones obtenidas con el trazador, son la resultante de todos los procesos hidrodinámicos que influyen en el fenómeno; por tanto, medir los parámetros que caracterizan el transporte de fondo bajo las condiciones particulares de cada río y de su cuenca aportadora contribuirá a mejorar la planeación, manejo y conservación de las obras hidráulicas.

REFERENCIAS

- [1] LATORRE, C., ALVA, S., GONZALEZ, J., GONZALEZ, L., Trazadores radiactivos aplicados al estudio del arrastre de arenas en el río Amacuzac, Recursos Hidráulicos 6 2 (1977) 158.
- [2] CAILLOT, A., "Informe rendido de la misión a México", Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay, SAPRA, (1978).
- [3] SECRETARIA DE RECURSOS HIDRAULICOS, Boletín Hidrológico No. 50, Tomo I, Dirección de Hidrología, México (1981).
- [4] COURTOIS, G., SAUZAY, G., Les méthodes de bilan des taux de comptage de traceurs radioactifs appliquées a la mesure de débits massiques de charriage, Houille Blanche 21 3 (1966) 279.
- [5] GASPARD, E., ONCESCU, M., "Radioactive Tracers in Hydrology", Elsevier (1972) pp 343.
- [6] UPPAL, H.L., Sediment control in rivers and canals, Publication No. 79, Central Board of Irrigation and Power, India (1966).
- [7] GARCIA, M., MAZA, J.A., CAMARGO, J.E., GARCIA, J., Erosión y sedimentación en obras hidráulicas, División de Educación Continua, Facultad de Ingeniería, UNAM, México (1980).
- [8] CAILLOT, A., Observations concernant les mesures de radioactivité artificielle sur les fonds, Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay, SAPRA (1978).
- [9] GESSLER, J., Critical shear stress for sediment mixtures, Proc. IAHR París (1971).
- [10] CRUICKSHANK, C., GARCIA, M., Determinación del inicio del arrastre para material suelto con granulometría extendida, IV Congreso Nacional de Hidráulica, México (1976).
- [11] GRAF, W.H., "Hydraulics of Sediment Transport", McGraw-Hill (1971) pp 513.
- [12] CRICKMORE, J.M., Measurement of sand transport in rivers with special reference to tracer methods, Sedimentol. 8 (1967) 175.
- [13] GONZALEZ, L., TIENZA, M.B., Acarreo de fondo del arroyo arandacuao, Reporte Interno SITA/SARH, México (1980).
- [14] GONZALEZ, L., TIENZA, M.B., Integración espacial de un trazador radiactivo para cuantificar el transporte de la capa de fondo en ríos, X Congreso Latinoamericano de Hidráulica, México (1982).
- [15] MAZA, J.A., CAMARGO, J.E., GARCIA, M., MAGALLANES, J., MEJIA, R., Evaluación de los métodos para determinar la cantidad de azolve en las presas, Contrato SP-75-65, Instituto de Ingeniería, UNAM, México (1976).

DETERMINACION DE LA DISPERSION HIDRODINAMICA EN TRES ACUIFEROS

M.R. DELCORE

Department of Geological Sciences,
Michigan State University,
East Lansing, Michigan,
United States of America

Resumen-Abstract

DETERMINACION DE LA DISPERSION HIDRODINAMICA EN TRES ACUIFEROS.

Se describen aquí tres experimentos en los cuales tritio termonuclear se empleo como un trazador ideal para determinar la dispersividad de tres acuíferos libres. Los resultados indican que en los tres casos la dispersividad es menos que la que el tipo de material que forma el acuífero sugiere.

DETERMINATION OF THE HYDRODYNAMICAL DISPERSION IN THREE AQUIFERS.

This paper describes three relatively long lived (31 years) natural tracing experiments which suggest that for short travel distances (< 35 m) dispersivity values are in fact lower than expected based on the type of aquifer material. Naturally occurring bomb tritium was used to trace the vertical movement of recharging groundwater in 3 areas. The interphase between groundwater containing bomb tritium and groundwater containing no bomb tritium was used as an index of the amount of dispersión which has taken place after 31 years of groundwater flow.

1 INTRODUCCION

En la mayoría de las investigaciones hidrogeológicas de hoy en día se necesita emplear y resolver la ecuación de advección y dispersión en alguna de sus formas. Para el caso de flujo y transporte en una dimensión en un acuífero homogéneo e isótropo dicha ecuación toma la siguiente forma:

$$D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v \frac{\partial C}{\partial x} - \lambda C = \frac{\partial C}{\partial t} \quad (1)$$

En esta formulación, advección [$v \frac{\partial C}{\partial x}$] se refiere al transporte de un soluto a la velocidad media del agua, es decir a la velocidad Darcy, mientras que dispersión [$D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2}$] se refiere a las variaciones de velocidad alrededor de esta velocidad media [1-2]. La dispersión (o dispersión hidrodinámica como también se conoce) D es en realidad la suma de los resultados de dos procesos distintos e independientes. Esta índole de la dispersión hidrodinámica está mostrada en la ecuación 2.

$$D = D^* + \alpha v \quad (2)$$

En esta ecuación D^* se refiere a la difusión molecular del soluto, es decir al transporte que resulta solamente de las diferencias en las concentraciones del soluto. El segundo termino, αv se refiere al transporte por medio de la mezcladura mecánica que es un resultado de las variaciones en las velocidades actuales de partículas individuales y de la tortuosidad de las líneas de flujo [3]. v es la velocidad media del flujo (velocidad Darcy) mientras que α es la dispersividad.

Inicialmente, la dispersividad (α) fue definida como siendo una propiedad específica del tipo de material que constituye el acuífero, invariable en tiempo o espacio dentro del mismo tipo de material. Es decir la dispersividad de un acuífero compuesto de depósitos de arenas no consolidadas sería la misma en varios puntos del acuífero y a diferentes tiempos.

Reportamos aquí los resultados de tres experimentos los cuales sugieren que cuando las distancias de flujo no son muy grandes (menos de 50 metros), las dispersividades actuales son bastante menos que aquellas supuestas debido a los materiales que forman los acuíferos.

2 METODO

Tritio contenido naturalmente en las aguas subterráneas fue empleado como trazador del movimiento vertical de aguas recargantes. El tritio se produce naturalmente en la estratósfera por medio de la activación del nitrógeno y oxígeno por rayos cósmicos. El tritio así producido resulta en concentraciones de tritio en precipitación de entre 5 a 20 U.T. (Unidades de Tritio, 1 U.T. = $1 \text{ } ^3\text{H} / 10^{18} \text{ } ^1\text{H}$). Empezando en 1953-54 como resultado de las pruebas atmosféricas de bombas termonucleares, el contenido de tritio en precipitación subió dramáticamente hasta alcanzar valores de más de mil U.T. Como resultado de la desintegración del tritio (vida media 12.36 años) aguas subterráneas derivadas de precipitaciones que ocurrieron antes de 1953-54 se caracterizan hoy en día por tener valores de tritio de menos de 5 U.T., mientras que aquellas aguas subterráneas derivadas de precipitaciones que ocurrieron después de 1954 se caracterizan hoy en día por tener valores de tritio de más de 5 U.T.

En zonas dentro del acuífero donde el flujo de las aguas freáticas está orientado verticalmente hacia abajo, la superficie entre las aguas que contienen tritio termonuclear y las aguas sin tritio termonuclear se puede considerar como un frente el cual avanza a través del acuífero. La diseminación de tritio termonuclear enfrente de la posición del frente predicada por el transporte puramente advectivo sirve como un índice de la magnitud de la dispersión que ha ocurrido en 31 años de transporte. Puesto que el flujo y transporte de un soluto (tritio en este caso) se puede describir por medio de la ecuación (1), entonces la dispersividad actual del acuífero en cuestión se puede calcular directamente de la solución de esta

ecuación. El resultado así obtenido puede ser rápidamente verificado usando los datos obtenidos por medio del estudio isotópico aludido previamente (eg. la profundidad de penetración del tritio termonuclear).

3. SITIOS DE INVESTIGACION

Tres acuíferos fueron escogidos para este estudio. Los tres son acuíferos libres y están compuestos de depósitos no consolidados de sedimentos de origen glaciario. En el primer caso los depósitos son de arenas limpias homogéneas e isotropas, en el segundo caso los depósitos consisten de gravas de guijones, y en el tercer caso los depósitos son más heterogéneos y anisótropos y consisten de arenas, limos y arcillas interestratificadas. En los tres sitios áreas de flujo vertical hacia abajo fueron identificadas a base de piezómetros. Las aguas subterráneas en estas áreas fueron catadas a diferentes profundidades para recrear el perfil de la concentración de tritio en cada acuífero. Las muestras fueron analizadas y su contenido de tritio determinado usando un sistema de enriquecimiento electrolítico y un detector de centelleo.

4. RESULTADOS ISOTOPICOS

Las concentraciones de tritio encontradas en las aguas freáticas fluctuaron de 0 a 173 U.T. En los tres casos se observó claramente tritio termonuclear desde el nivel freático hasta una profundidad donde encontramos la presencia de tritio no termonuclear (figura 1). En otras palabras en los tres casos encontramos la superficie divisora entre aguas con tritio termonuclear y aguas sin tritio termonuclear. En el primer estudio esta superficie yace entre 26.8 y 27.4 m, en el segundo estudio la superficie yace entre 19.5 y 21.3 m, y en el tercer estudio la superficie yace entre 29.6 y 32.0 m de profundidad bajo el nivel freático.

5. RESULTADOS DE LAS SIMULACIONES NUMERICAS

Para obtener la dispersividad actual de cada acuífero la siguiente solución analítica de la ecuación (1) fue empleada [3]:

$$C(x,t) = C_0 \exp(-\beta t) \frac{\nu}{\nu+U} \exp \frac{x(\nu-U)}{2D} \operatorname{fec} \frac{x-Ut}{2(Dt)^{\frac{1}{2}}} \\ + \frac{\nu}{\nu-U} \exp \frac{x(\nu+U)}{2D} \operatorname{fec} \frac{x+Ut}{2(Dt)^{\frac{1}{2}}} + \frac{\nu^2}{2D(\lambda-\beta)} \\ \exp \left[-\frac{\nu x}{D} + (\lambda-\beta)t \right] \operatorname{fec} \frac{x + \frac{\nu t}{2}}{2(Dt)^{\frac{1}{2}}} \\ U = [\nu^2 + 4D(\lambda-\beta)]^{\frac{1}{2}}$$

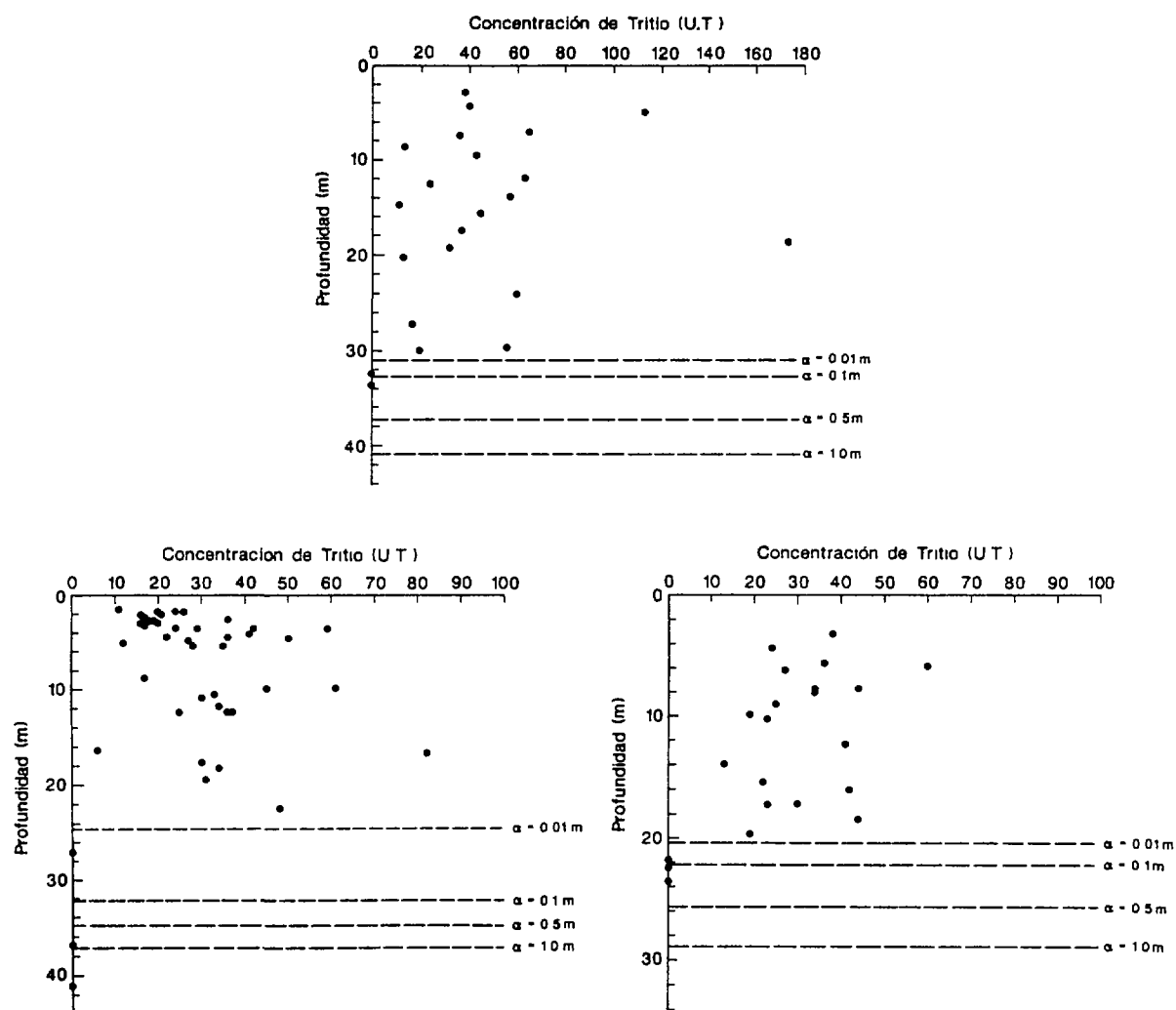


Figura 1. Concentración de tritio (círculos cerrados) en las aguas freáticas de los tres sitios investigados representada gráficamente como función de la profundidad de cada muestra bajo el nivel freático. Las líneas de puntos indican la profundidad máxima de tritio termonuclear predicada por el modelo dependiendo de la dispersividad (α) estipulada.

Donde C es la concentración del soluto que existe a la distancia x , C_0 la concentración inicial del soluto, D el coeficiente de dispersión hidrodinámica, t el tiempo, v la velocidad media o Darcy, x la distancia recorrida por el agua, β el desintegramiento de la fuente del soluto, λ el desintegramiento del soluto, $\exp$ la función exponencial, y fec es la función de error complementario.

Esta solución fue luego escrita en un código numérico para facilitar su solución por medio de una computadora. El programa específicamente calcula la profundidad a la cual la superficie que separa las aguas freáticas que contienen tritio termonuclear de aquellas aguas freáticas que no contienen tritio termonuclear ocurre dependiendo del valor de la dispersividad (α). En otras palabras, la profundidad a que dicha superficie yace es calculada como función de la dispersividad. Los resultados de las simulaciones numéricas están mostrados en la figura 1 junto con la concentración de

tritio actualmente encontrada en las aguas freáticas. La figura muestra claramente que en los tres sitios estudiados, para que la profundidad predicada por el programa iguale aquella que los datos señalan se necesita usar en la solución de la ecuación de advección y dispersión un valor para la dispersividad de menos de 0.01 m. Si incrementamos la dispersividad a 0.1 m vemos que el modelo predice que debiéramos encontrar aguas con tritio termonuclear a profundidades en las cuales los datos del campo nos muestran que las aguas a dicha profundidad no tienen tritio termonuclear. De este modo podemos constreñir el valor de la dispersividad a menos de 0.01 m.

6. DISCUSION

Las dispersividades obtenidas en estas investigaciones son ordenes de magnitud menor que aquellas generalmente asociada con acuíferos de la misma composición. Al mismo tiempo las dispersividades aquí presentadas están de acuerdo con la que fue determinada en otro estudio en un acuífero de composición similar en Canada ($\alpha = 0.0125$ a 0.08 m [4]). Los estudios aquí reportados y el del Canada tienen en común que las distancias de flujo, es decir la distancia que el frente a viajado son parecidas, 11 m en el estudio en Canada y entre 20 y 30 m en nuestros estudios. Estas distancias de flujo son por lo general un orden de magnitud menor que las distancias implicadas en los estudios que citan dispersividades entre 10 y 200 m [5]. Esto sugiere que la dispersividad es en alguna forma a función de la distancia de flujo y no solamente una función del tipo de material que constituye el acuífero.

7. CONCLUSION

La concentración de tritio en las aguas freáticas recargantes en tres acuíferos libres fue empleada para determinar la dispersividad de cada acuífero. Esto se logro por medio de un código numérico el cual soluciona la ecuación de advección y dispersión y calcula la profundidad teórica máxima alcanzada por el tritio termonuclear dada cierta dispersividad. En los tres sitios estudiados se necesita emplear una dispersividad de menos de 0.01 m para lograr que la profundidad máxima predicada por el modelo no exceda aquella mostrada por los datos actuales.

Los resultados de estas investigaciones sugieren que el valor de la dispersividad depende en alguna manera en la distancia de la trayectoria del agua.

REFERENCIAS

- [1] PICKENS, J.F., GRISAK, G.E., Scale dependant dispersion in a stratified granular aquifer. Water Resources Research 17(1981)1191.
- [2] DAVIS, S.N., CAMPBELL, D.J., BENTLEY, H.W., FLYNN, F.J., "Ground water tracers". National Water Well Association, Worthington, Ohio. (1985).
- [3] VAN GENUCHTEN, M.T., ALVES, W.J., Analytical solutions of the one-dimensional convective-dispersive solute transport equation. U.S. Dep. of Agric. Tech. Bull 1661(1982) 149.
- [4] SUDICKY, E.A., CHERRY, J.A., FRIND, E.O., Migration of contaminants in groundwater at a landfill: A case study. 4. A natural gradient dispersion test. J. of Hydrology, 63(1983)81.
- [5] ANDERSON, M.P., Using models to simulate the movement of contaminants through groundwater flow systems. Chem. Rubber Co. Crit. Rev. Environ. Control, 9(1979)97.

DETERMINACION DEL PROMEDIO ANUAL DE LA RECARGA A BASE DE LA PROFUNDIDAD DEL TRITIO THERMONUCLEAR EN LA ZONA SATURADA

M.R. DELCORE
Department of Geological Sciences,
Michigan State University,
East Lansing, Michigan,
United States of America

Resumen-Abstract

DETERMINACION DEL PROMEDIO ANUAL DE LA RECARGA A BASE DE LA PROFUNDIDAD DEL
TRITIO THERMONUCLEAR EN LA ZONA SATURADA.

El promedio anual de la recarga a tres acuíferos libres fue calculada empleando la profundidad máxima de penetración de tritio termonuclear junto con la porosidad de cada acuífero. En los tres casos el promedio de la recarga calculado por el método aquí descrito está de acuerdo con los promedios calculados previamente por métodos convencionales del balance hídrico.

DETERMINATION OF THE MEAN ANNUAL RECHARGE ON THE BASIS OF THERMONUCLEAR
TRITIUM DEPTH IN THE SATURATED ZONE.

The maximum depth of bomb tritium penetration into the saturated zone at groundwater divides was used with porosity data to calculate the rate of groundwater recharge to three unconfined aquifers. In all three cases the rates of groundwater recharge determined from the depth of bomb tritium penetration are in good agreement with rates previously determined by conventional water budget techniques.

1 INTRODUCCION

Tritio es el isótopo radioactivo de hidrógeno de masa atómica 3. Tritio siendo radioactivo se desintegra formando Helio-3 con una vida media de 12.36 años. Antes de 1953-54 tritio era producido únicamente en la estratósfera mediante la activación de los núcleos del nitrógeno y oxígeno por protones y neutrones provenientes de rayos cósmicos [1]. Una vez creado el tritio rápidamente reacciona y forma HTO y como tal entra en el ciclo hidrológico. El tritio así producido resulta en concentraciones de tritio en precipitación entre 5 y 20 U.T. (una Unidad de Tritio, U.T. es igual a 1 átomo de tritio por cada 10^{18} átomos de hidrógeno).

Las pruebas termonucleares que empezaron a fines de 1952 y continuaron hasta 1963 aumentaron las concentraciones de tritio medidas en precipitación. Por ejemplo una concentración de 10,000 UT fue medida en una lluvia en Canada (Edmonton) en 1963 [1].

La introducción del tritio termonuclear en la hidrósfera fue empleado para determinar la edad de aguas freáticas fluyentes verticalmente en tres acuíferos libres. Esta edad fue luego combinada con la porosidad de cada acuífero para calcular el promedio de la recarga anual. La ubicación de los tres acuíferos estudiados está señalada en la figura 1.

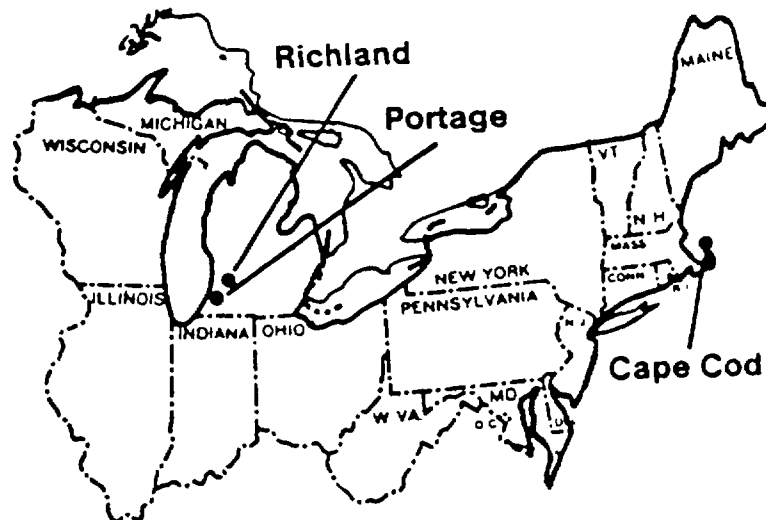


Figura 1. Ubicación de los tres acuíferos investigados.

2 METODOLOGIA

En general la concentración de tritio que entra a un acuífero por medio de la infiltración natural no es la misma que aquella que es medida en la precipitación, sino que es una función de la parte de la precipitación anual que en actualidad se infiltra, pasa por la zona no saturada y finalmente entra al acuífero como recarga [2]. La concentración de tritio en las precipitaciones recargantes está mostrada en la figura 2. Esta figura claramente muestra los niveles bajos de tritio en precipitación que se encontraban antes de 1953 y también la introducción de tritio termonuclear en 1953-54. La figura indica que aguas freáticas recargadas antes de 1953 se pueden caracterizar hoy en día por concentraciones de tritio menores de 5 UT, mientras que aquellas aguas recargadas después de 1953-54 se caracterizan hoy en día por concentraciones de tritio mayores de 5 UT. En un acuífero estratificado la ocurrencia más profunda de tritio termonuclear (> 5 U.T.) está asociada con la primera precipitación que tuvo tritio termonuclear, es decir las precipitaciones de 1953-54.

El régimen de flujo bajo las vertientes subterráneas de acuíferos homogéneos e isotrópicos aproxima el del tipo de pistón [3]. En estas zonas aguas meteóricas que están

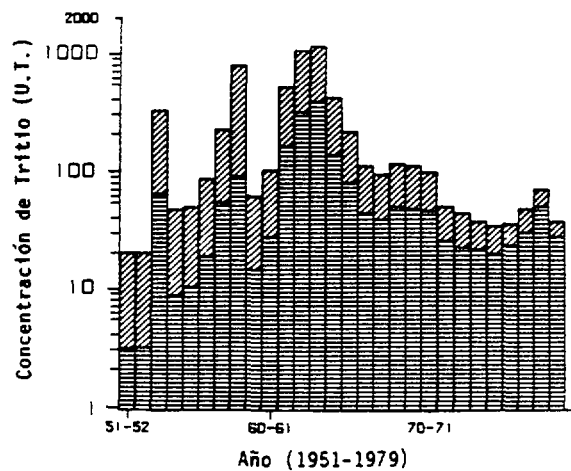


Figura 2. Concentración de tritio en precipitaciones recargantes.

recargando el acuífero fluyen verticalmente hacia abajo con un mínimo de dispersión resultando en un acuífero estratificado en el cual cada evento de recarga está situado entre los que ocurrieron previamente y los que ocurrieron posteriormente. Bajo estas condiciones de flujo la superficie entre las aguas que contienen tritio termonuclear y las aguas sin tritio termonuclear indica directamente la profundidad de penetración de las aguas recargantes que entraron en el acuífero en 1953.

3 HIDROGEOLOGIA

El acuífero de Cape Cod (Massachusetts, U.S.A.) fue escogido para el primer estudio porque represente en términos de la hidrogeología el caso más simple e ideal. El acuífero está compuesto de arenas limpias de origen glaciar las cuales descansan sobre un substrato de rocas cristalinas a una profundidad de más de 270 m bajo el nivel del mar [4]. El acuífero es similar a los que se encuentran en islas oceánicas y consiste de un lente de agua dulce proveniente de lluvias el cual flota en agua salina de origen marino [5]. El flujo del agua dulce es hacia abajo y hacia afuera de la vertiente subterránea como ha sido ilustrado en la figura 3. Los dos si-

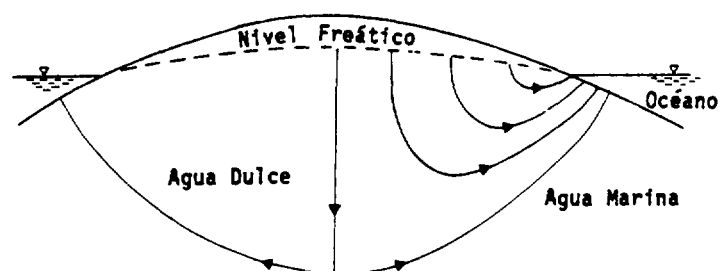


Figura 3. Flujo de agua subterránea bajo una isla oceánica recibiendo recarga sobre toda su superficie.

tios en Michigan representan acuíferos de mayor complejidad hidrogeológica. Aunque los dos acuíferos están situados en la llanura glacifluvial Galesburg-Vicksburg, los dos sitios son geológicamente bastante diferentes. El acuífero de Richland está compuesto de grava de guijones, mientras que el de Portage está compuesto de arenas, limos y arcillas interestratificadas [6]. Ambos sitios están situados sobre vertientes subterráneas como en el caso de Cape Cod.

En cada sitio pozos de diferentes profundidades fueron catados para recrear el perfil de la concentración de tritio en cada acuífero.

4 RESULTADOS ISOTOPICOS

Los resultados de las mediciones de tritio están representados gráficamente en la figura 4. El diagrama señala las concentraciones de tritio como función de la profundidad de cada muestra.

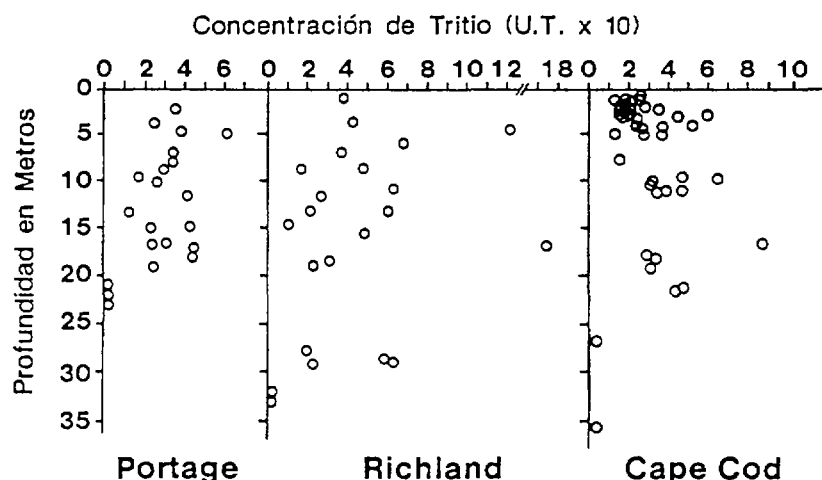


Figura 4. Concentración de tritio en los acuíferos representadas gráficamente como función de la profundidad de cada muestra.

En el estudio de Cape Cod tritio fue observado en muestras proveniente de 1 a 41 metros de profundidad y en concentraciones de 0 a 85 U.T. Tritio termonuclear fue identificado en 47 muestras obtenidas de 1 a 27 metros de profundidad mientras que las muestras provenientes de más de 27 metros de profundidad se caracterizan por la ausencia de tritio termonuclear.

En el estudio de Portage tritio fue observado en muestras provenientes de 2 a 23 metros de profundidad y en concentraciones de 0 a 60 U.T. Tritio termonuclear fue identificado en muestras obtenidas de 2 a 19 metros de profundidad mientras que las muestras provenientes de más de 21 metros de profundidad se caracterizan por la ausencia de tritio termonuclear.

En el estudio de Richland tritio fue observado en muestras provenientes de 1 a 33 metros de profundidad y en concentraciones de 0 a 173 U.T. Tritio termonuclear fue identificado en muestras obtenidas de 1 a 29 metros de profundidad mientras que las muestras provenientes de más de 29 metros de profundidad se caracterizan por la ausencia de tritio termonuclear.

Asumiendo flujo de tipo pistón, el volumen de agua que se encuentra sobre la superficie que separara agua con tritio termonuclear de agua sin tritio termonuclear representan aguas infiltrada después de 1953. Esto quiere decir que el promedio anual de la recarga se puede calcular usando la siguiente ecuación [7]:

$$R = (P * D)/T$$

Donde R es el promedio anual de la recarga, P la porosidad del acuífero, D la profundidad de la superficie separando las aguas con tritio termonuclear de las aguas sin tritio termonuclear, y T el tiempo en años desde que esta superficie entro en el acuífero. En el caso de Cape Cod la profundidad de dicha superficie esta entre 26.8 m y 27.4 m, en el caso de Portage esta entre 19.5 m y 21.3 m, y en el caso de Richland está entre 29.6 y 32.0 m.

Usando esta formula y las profundidades previamente descritas el promedio de la recarga anual en Cape Cod es de 34 a 41 cm por año, el de Portage es de 18 a 28 cm por año, y el de Richland es de 30 a 32 cm por año. Los promedios aquí descritos están de acuerdo con promedios previamente calculados basados en el balance hídrico.

Las concentraciones de tritio medidas en los tres acuíferos son bastante menor que la concentración predicada por la función ilustrada en la figura 2. Esta función fue construida empleando datos sobre la concentración de tritio en la precipitación de Ottawa, Canada. Cape Cod está rodeado del mar Atlántico mientras que los otros dos sitios estudiados están situados cerca del lago Michigan. Cualquier intercambio de humedad entre estas aguas superficiales y la atmósfera resultaría en una reducción de la concentración de tritio en la atmósfera y en las lluvias subsecuentes lo cual podría explicar las bajas concentraciones de tritio medidas en los acuíferos.

5 CONCLUSION

La profundidad del contacto entre aguas con tritio termonuclear y aguas sin tritio termonuclear en tres acuíferos fue empleada para determinar el promedio anual de la recarga. En los tres casos el promedio determinado por el método aquí descrito está de buen acuerdo con el promedio anteriormente calculado por la técnica del balance hídrico.

REFERENCIAS

- [1] FERRONSKY, V.I., POLYAKOV, V.A., "Environmental Isotopes in the Hydrosphere", Wiley New York, N.Y. (1982).
- [2] RABINOWITZ, D.D., GROSS, G.W., HOLMES C.R., Environmental Tritium as a Hydrometeorologic Tool in the Roswell Basin, New Mexico, I. Tritium Input Function and Precipitation-Recharge Relation. Journal of Hydrology 32 (1977) 3.
- [3] TOTH, J., A Theoretical Analysis of Groundwater Motion in Small Drainage Basins in Central Alberta, Canada. J. Geophys Res., 67 (1962) 4375.
- [4] OLDALE, R.N., TUTTLE, C.R., Seismic Investigation on Cape Cod, Massachusetts. U.S. Geol. Surv., Prof. Pap 475D (1964).
- [5] GUSWA, J.H., LEBLANC, D.R., Digital Models of Groundwater Flow in the Cape Cod Aquifer System, Massachusetts, U.S. Geol. Surv., Open File Rep., 76-614 (1976).
- [6] MONAGHAN, G.W., LARSON, G.J., Selected Geologic Maps of Kalamazoo County, Michigan, Michigan Dept. of Natural Resources, Lansing, Michigan (1982).
- [7] ANDRES, G., EGGER, R., A new Tritium Interface Method for Determining the Recharge Rate to Deep Groundwater in the Bavarian Molasse Basin, Journal of Hydrology, 82 (1985) 27.

ENVIRONMENTAL ISOTOPE TECHNIQUES FOR STUDYING INFILTRATION FROM RIVERS TO GROUNDWATER

B.R. PAYNE

International Atomic Energy Agency,
Vienna

Abstract-Resumen

ENVIRONMENTAL ISOTOPE TECHNIQUES FOR STUDYING INFILTRATION FROM RIVERS TO GROUNDWATER.

The hydrological significance of the infiltration of surface water to groundwater is discussed, particularly in relation to the extent of mass transport of water. The basic principles of the use of environmental isotope techniques to this type of study are reviewed. A re-evaluation of a study in the Mexicali Valley is presented to illustrate the application. The revised evaluation indicates that groundwater is recharged by water infiltrating from the Colorado and Gila rivers and return irrigation water from the irrigation district Wellton Mohawk.

TECNICAS ISOTOPICAS AMBIENTALES EN EL ESTUDIO DE LA INFILTRACION DESDE LOS RIOS A LAS AGUAS SUBTERRANEAS.

El significado hidrológico de la infiltración desde aguas superficiales a aguas subterráneas es discutido, particularmente en relación al transporte del agua. Se reconsideran los principios básicos del uso de técnicas isotópicas ambientales en este tipo de estudios. Para ilustrar su aplicación, se presenta una re-evaluación de un estudio en el Valle Mexicali. La nueva evaluación indica que el agua subterránea es recargada por agua que se infiltra de los rios Colorado y Gila, y agua de regadío procedente del área irrigada de Wellton Mohawk.

1 INTRODUCTION

Environmental isotope techniques provide the hydrologist with a tool for proving the mass transport of water infiltrating from rivers to groundwater. This paper summarises the significance of the problem and reviews the basic principles of the method. These are illustrated by a re-evaluation of a study made in the Mexicali Valley some years ago (Payne et al. 1979).

2 SIGNIFICANCE OF PROBLEM

An indication of loss of river water to groundwater is provided by river discharge measurements at two cross sections when the flow at the downstream site is lower than that at the upper measurement site, provided of course that there is no

diversion from the river. When detailed groundwater levels in the vicinity of the river are available, the shape of the piezometric contours and the gradient estimated from them will also provide information on the potential loss from the river to the groundwater. However, there may be large variations in permeability which will make it difficult to interpret gradients in terms of actual mass transport of water and in particular the extent to which river water infiltrates to the groundwater away from the river. Clearly this is of importance when the water in the river may be polluted, albeit only temporarily as a result of a pollution accident.

The shape of piezometric contours may not be indicative of infiltration losses from a river, but the source of infiltrated surface water may indirectly be from the river where infiltration takes place from irrigation canals which are fed from the river. A study by Leontiadis et al. (1984) in northern Greece provides an example of such a situation.

Infiltration losses from rivers should also be considered in relation to other potential sources of recharge to the groundwater system. If recharge occurs as a result of infiltration of local precipitation, then the relative proportion of river water to recharge by precipitation will decrease going away from the river. The river is a point, or at most a linear, source of recharge, whereas recharge by infiltration of precipitation is a two dimensional source. An exception to this generalization occurs when the river is in a fractured rock environment where leakage may travel through confined flow paths over considerable distances from the river.

The use of isotope techniques for studying infiltration from rivers, is sometimes an indirect approach to confirming whether recharge by infiltration of precipitation does in fact occur. Payne and Sainz Ortiz (1979) made such a study in the Los Naranjos area S.S.W. of Veracruz where the mean annual precipitation is 1692 mm.

3 PRINCIPLES OF THE ISOTOPE METHOD

The stable isotopes deuterium and oxygen-18 of the water molecule are the primary tool for this type of problem, because they are the ideal tracers of water since they are part of the water molecule itself. Other environmental tracers such as tritium and carbon-14 may sometimes provide confirmatory information, but rarely is this deemed necessary.

If there are two potential sources of recharge to the groundwater system, namely, infiltration losses from the river and infiltration of local precipitation, then most probably the stable isotopic composition of these two sources will be different. This is due to the fact that the river water has its origin at higher elevations than the area under study and therefore due to the altitude effect it will have a more depleted stable isotopic composition than that of local recharge by precipitation. However, one cannot simply estimate this difference from the elevation of the study area and the maximum elevation of the river catchment. River systems are usually not a simple system, but rather they consist of the main river which during its course receives contributions from

tributaries at elevations from the maximum of the basin to the area of the study. Not only is it likely that the stable isotopic composition of each tributary is less depleted at lower elevations, but very often those tributaries at lower elevations contribute more water to the main stream. This will result in a bias of the overall stable isotopic composition towards that of local precipitation in the area under study.

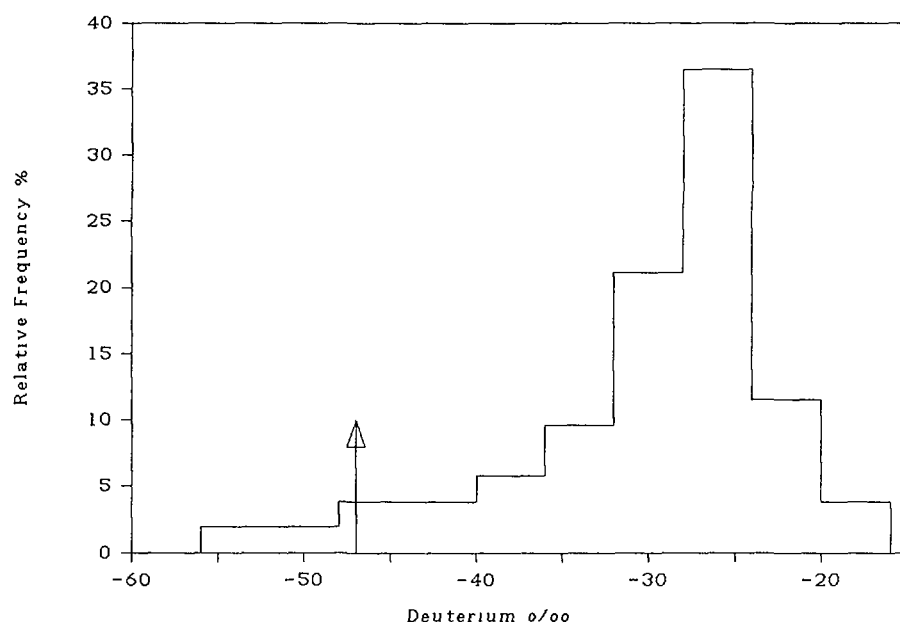


Fig 1. Relative frequency distribution (class interval of 4 o/oo) of 52 groundwater samples. Arrow indicates index of Chimbo River.

A study of infiltration from the Chimbo river in Ecuador by Payne and Schroeter (1979) provides a typical application of the method. The study area was located at an elevation of 320 m, while the maximum elevation of the basin of the Chimbo river extends to over 4,000 m. Assuming an altitude effect for ^{18}O of -0.25 o/oo per 100 m change in elevation one might expect a range in ^{18}O of about 9 o/oo. In fact the range observed in the groundwater values was only 5.3 o/oo.

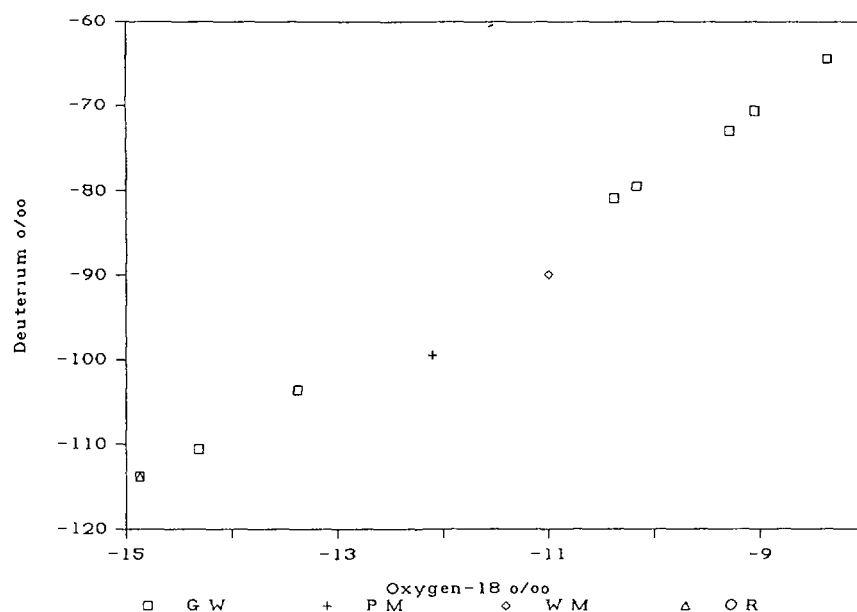
4 THE MEXICALI VALLEY STUDY

4.1 The Problem

The Mexicali Valley is situated in North-West Mexico where the climate is arid - the mean annual precipitation is 36 mm. Exploitation of groundwater commenced in the early 1950's which subsequently resulted in a decline of groundwater levels and the appearance of areas near the Colorado River where the groundwater had salinities greater than 2,200 ppm total dissolved solids. Areas in the north western part of the valley, where salinity problems already existed, became enlarged. The aim of the earlier isotope study was to identify the salinization mechanisms in different parts of the valley.

4.2 Mesa San Luis

The earlier study pointed to the well field to the north of the Mesa San Luis, close to the border with the U.S.A. as providing the key to the interpretation of the isotope data. The stable isotopic composition of groundwater is presented in Fig. 2. The sampled wells are in a general east to west direction which is roughly perpendicular to the direction of groundwater flow. It will be seen that the values become more enriched in the westerly direction. Furthermore it will be noted that the oxygen-18 values vary over a range of about 8 o/oo.



G.W.=groundwater P.M.=Presa Morelos W.M.=Wellton Mohawk
O.R.=Old River

Fig.2 groundwater in the Mesa San Luis

This indicated that the well field is situated at the confluence of two groundwater flow systems each differing greatly in their stable isotopic composition. The most positive value is in close agreement with the weighted mean stable isotopic composition (¹⁸O=-8.62 o/oo, D=-66.7 o/oo) of precipitation at Flagstaff, Arizona, which is located in the upper Gila River basin. The fact that piezometric contours indicate groundwater flow in a southerly direction to the Mesa San Luis supports the hypothesis based on isotope data that the groundwater on the easterly side of the well field is water infiltrated from the Gila River. With regard to the origin of the most depleted water it clearly must have been recharged at a much higher elevation and it was concluded that it represented water infiltrated from the Colorado River a number of decades previously (0.9 TU).

Close comparison of Fig.2 of the original paper with Fig.2 of this paper, which like all other figures has been plotted using a computer, indicates that the points are not

necessarily on a unique straight mixing line. A departure from a straight line would indicate that there may be more than two components contributing to the groundwater in the Mesa San Luis area. A plot of deuterium excess against oxygen-18 (Fig.3) shows that there is indeed no unique simple two component mixing model. Recognizing that the error on deuterium excess values is compounded from the errors on both deuterium and oxygen-18, there still remains a distinct systematic departure from the mixing line determined from a two component system. It seems most

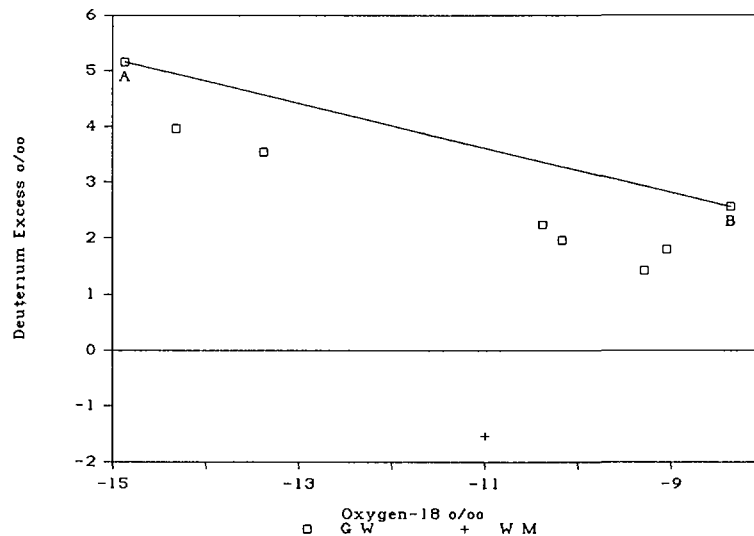


Fig.3 Plot of Deuterium Excess vs Oxygen-18. GW refers to groundwater samples and WM to the isotopic composition of return irrigation water from the Wellton Mohawk district.

probable that the third component is the return irrigation water from the Wellton Mohawk irrigation system which primarily affects groundwater in the eastern part of the Mesa San Luis well field. Support for this hypothesis is shown even more clearly from the plot of chloride against oxygen-18 (Fig.4). A similar picture to that of Fig.4 is obtained from a plot of sulphate against oxygen-18.

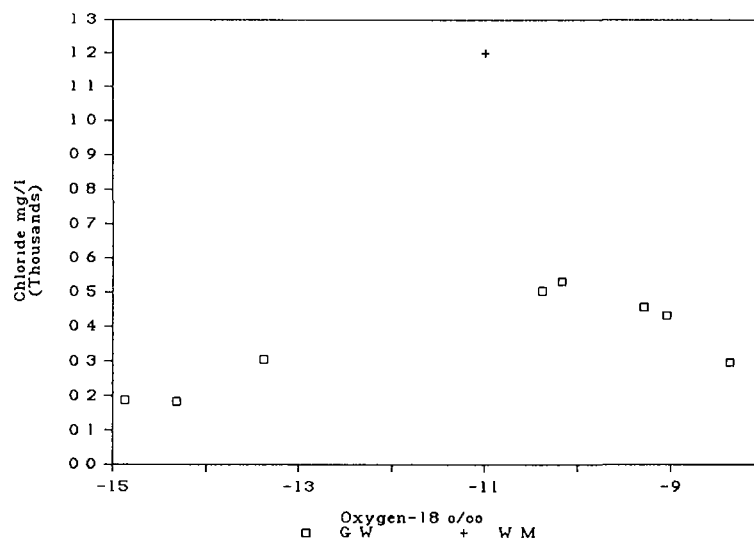


Fig.4 Plot of Chloride vs Oxygen-18. GW refers to groundwater samples and WM to the isotopic composition of return irrigation water from the Wellton Mohawk district.

5 CONCLUSION

Variations in the stable isotopic composition of groundwater provide an excellent method for demonstrating that infiltration from a river occurs and also the lateral extent of this infiltration. The example of part of the Mexicali Valley study also illustrates the possible characterization of different surface water sources.

REFERENCES

- Leontiadis, I.L., Payne, B.R., Letsios, A., Papagianni, N, Kakarelis, D., Chadjiagorakis, D., 1984. Isotope Hydrology Study of Kato Nevrokopi Dramas. Isotope Hydrology 1983, Proc. Sympos. Vienna, IAEA Vienna, STI/PUB/650.
- Payne, B.R., Quijano, L., Latorre D., C., 1979. Environmental Isotopes in a Study of the Origin of Salinity of groundwater in the Mexicali Valley. J. Hydrol., 41: 201-215.
- Payne, B.R., Sainz Ortiz, I., 1979. Determination of the Mechanism of Recharge in the Los Naranjos Area in Mexico Using Environmental Isotope Techniques. Water Resources Research, 15(1): 171-175.
- Payne, B.R., Schroeter, P., 1979. Importance of Infiltration from the Chimbo River in Ecuador to groundwater. Isotope Hydrology 1978, Proc. Sympos. Neuherberg, IAEA Vienna, STI/PUB/493.

**TECNICAS DE 'POZO UNICO' Y DE 'POZOS MULTIPLES'
CON TRAZADORES RADIOACTIVOS EN HIDROLOGIA
SUBTERRANEA — UNA REVISION CRITICA**

W. DROST, H. MOSER

Institut für Hydrologie,
Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung mbH,
Neuherberg, República Federal de Alemania

Resumen-Abstract

**TECNICAS DE 'POZO UNICO' Y DE 'POZOS MULTIPLES' CON TRAZADORES RADIOACTIVOS EN
HIDROLOGIA SUBTERRANEA — UNA REVISION CRITICA.**

La revisión crítica comienza planteando, en general, cuáles de los parámetros de la hidráulica de aguas subterráneas pueden ser medidos por métodos basados en el uso de trazadores y expone como estos parámetros pueden ser determinados por medio de otros métodos, distintos de los que usan trazadores, a saber, investigaciones del subsuelo, perforaciones exploratorias, testificación geofísica, mediciones del nivel de aguas subterráneas y ensayos de bombeo y de recarga. A continuación, se resumen los aspectos generales de las técnicas de trazadores, incluyendo los trazadores radiactivos. En particular, se destaca que las técnicas de pozo único (exploración por dilución, exploración direccional, mediciones fluxométricas y exploraciones pulsantes con pozo único) pasan a ser métodos provechosos usando trazadores radiactivos. En las consideraciones finales, la situación actual de las exploraciones con trazadores radiactivos es comparada con los métodos convencionales.

CRITICAL REVIEW OF SINGLE-WELL AND MULTI-WELL NUCLEAR TRACER TECHNIQUES.

The review starts with a general statement what kind of parameters in groundwater hydraulics can be measured by tracer methods and how these parameters can be determined by means of other methods than tracer methods, e.g. subsurface investigations, exploration drilling, geophysical borehole logging, groundwater level measurements and pumping/recharge tests. Afterwards the general outlines of tracer techniques including radioactive tracers are summarized and special nuclear tracer techniques are described. Especially the single well techniques (dilution logging, direction logging, flow meter measurements, and single well pulse logging) are pointed out as fruitful methods using radioactive tracers. Concluding remarks concern the state of application nuclear tracer logging in comparison with conventional methods.

1. INTRODUCTION

Desde hace unos 100 años los hidrólogos estudian sistemáticamente el comportamiento de numerosos productos utilizados como trazadores del agua. Como los trazadores pueden ser detectados con facilidad y siguen el movimiento de las aguas subterráneas, el estudio del movimiento de ellos permite seguir el flujo de las aguas. Han sido propuestas muchas técnicas de aplicación de trazadores. Además han sido desarrolladas técnicas nucleares con radionúclidos como trazadores, las cuales son fomentadas especialmente por el OIEA de Viena. La finalidad de esta breve revisión es comparar las técnicas con trazadores radiactivos con métodos tradicionales que aplican otros trazadores. Se comparan además con métodos clásicos que dan los mismos parámetros hidrológicos obtenibles con técnicas de trazadores.

2. QUE CLASE DE PARAMETROS, EN HIDRAULICA DE AGUAS SUBTERRANEAS, PUEDEN SER MEDIDOS CON METODOS DE TRAZADORES?

En principio, todos los parametros que describen directamente el movimiento de aguas subterráneas son accesibles a técnicas con trazadores. Pertenecen a estos parametros: la descarga específica o velocidad de filtración, la velocidad de flujo, la dirección de flujo y la dispersividad. A partir de los primeros tres parametros pueden deducirse fácilmente otras características importantes de un acuífero como pueden ser la conductividad hidráulica, la transmisividad y la porosidad efectiva. El cuarto parámetro, la dispersividad, es una medida de procesos de mezcla convectiva y depende de la variación de velocidades en el interior de los poros y, como tal, su valor depende de la escala elegida. Desarrollos recientes analizan la dispersividad longitudinal tratando la variancia espacial $\delta k/k$ de la conductividad hidráulica como un proceso estocástico que obedece a la proporcionalidad $\approx (\delta k/k)^2$.

3. EN QUE FORMA ESTOS PARÁMETROS PUEDEN SER DETERMINADOS POR MÉTODOS DISTINTOS A LOS BASADOS EN EL USO DE TRAZADORES RADIATIVOS?

Considerando los métodos que permiten determinar parámetros de aguas subterráneas y de acuíferos, debemos, ante todo, distinguir entre estudios superficiales y del subsuelo.

Investigaciones superficiales como la detección y mediciones geofísicas, son útiles para obtener conclusiones preliminares concernientes a la identificación de sitios favorables para la explotación de aguas subterráneas, pero no para una evaluación cuantitativa y detallada de los parámetros de aguas subterráneas, en el sentido arriba indicado.

Investigaciones del subsuelo comprenden la evaluación de registros de perforación y de muestras de roca, exploración geofísica de perforaciones, observaciones del nivel de aguas subterráneas, ensayos de bombeo y ensayos con trazadores convencionales. Sin duda las perforaciones exploratorias constituyen el acceso más directo para obtener información acerca de un almacenamiento de aguas subterráneas. Entregan una colección exacta de datos sobre espesor, profundidad y extensión de capas acuíferas y es por lo tanto el prerrequisito más importante para todos los ensayos que incluyen técnicas con trazadores. Sin embargo, debe destacarse que perforaciones adecuadas son muy costosas y demandan mucho tiempo. Muestras de roca, especialmente de acuíferos porosos, se usan para obtener datos acerca de la hidráulica del acuífero p.ej. evaluando la distribución del tamaño del grano y por medio de ensayos de laboratorio, se mide la conductividad hidráulica, la porosidad efectiva y la dispersividad. Pero todos los métodos de laboratorio tienen limitaciones porque las muestras están perturbadas y en muchos casos no son representativas del acuífero natural debido a las condiciones geológicas.

La exploración geofísica de perforaciones ha sido desarrollada a través de numerosas técnicas que permiten determinar:

resistividad, radiactividad natural o inducida, velocidad sísmica, temperatura, salinidad y movimientos de fluidos. En general, la exploración por medio de pozos permite identificar tipos de roca y la profundidad de los límites entre estratos. También permite realizar una evaluación cualitativa preliminar de la salinidad del agua, de la porosidad del acuífero y de la permeabilidad. El problema fundamental para la interpretación cuantitativa de las exploraciones geofísicas es, que resulta difícil analizar los factores ambientales que afecta a la respuesta. Además, la mayoría de los aparatos para explorar no miden directamente el parámetro hidrológico deseado, lo cual significa que deben aplicarse ecuaciones derivadas teóricamente y que contienen incógnitas que tienen que ser determinadas a partir de datos empíricos. Una salvedad es la exploración del movimiento de fluidos a lo largo de una perforación, una técnica que permite medir flujos tanto naturales como inducidos artificialmente.

A partir de mediciones del nivel de aguas subterráneas, tanto en acuíferos libres como en acuíferos confinados, puede construirse una red de flujo que consiste en líneas equipotenciales y líneas de flujo que muestran como se desplaza el agua. El método requiere muchos pozos próximos unos a otros, de elevado costo y la interpretación es difícil para pozos en agua subterránea estancada o contenida en diferentes estratos con varias alturas piezométricas. Las mismas limitaciones valen para ensayos de bombeo y de recarga. A pesar de existir evaluaciones sofisticadas de datos de ensayos de bombeo, la variabilidad de los acuíferos en tiempo y espacio, errores de medición y efectos extraños incontrolables en la piezometría se combinan todos ellos y producen incertidumbres en los resultados de los ensayos. Sin embargo, debe decirse que ensayos realizados cuidadosamente entregan buenos datos de las propiedades hidráulicas y complementan en forma valiosa los resultados obtenidos con trazadores.

4. GENERALIDADES DE TÉCNICAS CON TRAZADORES

Para cualquier sistema hidrológico a investigar, la elección del trazador depende: de la exactitud esperada, de la necesi-

dad de detección "in situ", de las fuentes disponibles, de consideraciones de seguridad y de salud y del comportamiento del trazador en el suelo del medio a estudiar. Las propiedades de un trazador dependen fundamentalmente de su constitución química y de su estabilidad bajo las condiciones de aplicación. Como las técnicas con trazadores radiactivos solo se distinguen de las técnicas con trazadores convencionales, por las sustancias usadas, las propiedades de los trazadores de ambos tipos deben considerarse en este sentido.

Los trazadores empleados para aguas subterráneas pertenecen a 4 tipos: colorantes fluorescentes, otras sustancias solubles no radiactivas, materias en suspensión y radionúclidos.

Colorantes fluorescentes han pasado a ser prominentes trazadores hidrológicos debido a su detectabilidad extremadamente alta con un límite de detección, dependiente del colorante y de la pureza del agua, que va de 0.002 a 0.05 ppb. La fluorescencia se detecta usualmente bien con fluorímetros de filtro o con espectrofluorímetros. Los últimos, incluso, permiten diferenciar espectralmente varios trazadores. Pero la detección selectiva de trazadores en mezclas fluorescentes es limitada debido al ancho de las bandas fluorescentes. En los acuíferos, los trazadores colorantes fluorescentes presentan diversos comportamientos de sorción, según su constitución química, la cual generalmente tiene carácter polar y a veces cambia de aniónica a catiónica con gran sorción en medios ácidos. Por otra parte la estabilidad química también depende de la calidad del agua particularmente del efecto de la actividad microbiana.

En comparación con colorantes fluorescentes, otros trazadores no nucleares, como ciertas sales, han adquirido solo importancia muy limitada. Materias en suspensión, como esporas, sólo llegaron a tener importancia en acuíferos kársticos. Aquí los efectos de filtración apenas cuentan.

Comparando con colorantes fluorescentes, que finalmente quedan en el agua, los trazadores radiactivos pueden elegirse

con una vida media comparable a la duración del trabajo de campo. Entonces, una vez terminados los ensayos, la sustancia trazadora, prácticamente, ha desaparecido por desintegración radiactiva.

Por otra parte, trazadores radiactivos pueden ser usados además en compuestos químicos que, a su vez, se seleccionan de acuerdo con su estabilidad en el ambiente químico del acuífero. Finalmente, los detectores de radiación son, en general, menos voluminosos que los fluorímetros, lo cual es una ventaja importante cuando deben instalarse en sondas para la exploración de perforaciones. La protección contra la radiación, sin embargo, hace necesario que en aplicaciones de campo con radiotrazadores se cuide que las exposiciones sean lo más bajas posibles. Consideraciones de gastos por el manejo seguro, el transporte y la decontaminación y los costos de cuidados especiales pueden restringir el uso en experimentos en gran escala. Pero a escala reducida, donde generalmente se opera con dosis pequeñas de radiotrazadores de corta vida media, el efecto sobre el medio ambiente es bajo y no crea problemas de seguridad sanitaria.

La tabla 1 muestra los radiotrazadores más usados en trabajos hidrológicos de acuerdo con los criterios mencionados. En esta lista el tritio ^3H ocupa un lugar especial, pues es el marcador ideal para agua, ya que es incorporado a la molécula misma. Sin embargo, a veces debe evitarse el uso de agua tritiada (la vida media es de 12,3 a) para no imposibilitar el empleo posterior de ^3H como trazador ambiental. Entre los trazadores de corta vida media, el ^{82}Br , en forma de bromuro, posee excelentes propiedades trazadoras para investigaciones que duran varios días. El ^{189}Au se usa como trazador para marcar sustancias especiales aprovechando su alta sorción. El uso de ^{131}I es limitado debido a su tendencia de ser adsorbido por materias orgánicas y de ser degradado por reacciones microbianas. Algunos radiotrazadores como ^{51}Cr y ^{60}Co , en forma de complejos con EDTA o con ion cianuro, han mostrado buena estabilidad trazadora, incluso para investigaciones de duración media y larga.

Tabla 1: Trazadores radiactivos para Hidrologia

	Vida Media	Comp. Quimico	Observaciones
^3H	12.3 a	$^3\text{H}^1\text{HO}$	no hay sorción, trazador ambiental
^{51}Cr	27.7 d	$^{51}\text{Cr-EDTA}$	trazador bueno para tiempos medianos
^{60}Co	5.27 a	$^{60}\text{Co K}_3(\text{CN})_6$	trazador bueno para tiempos largos; dificultades debido a protección contra radiacion
^{82}Br	35.3 h	$^{82}\text{BrNH}_4$	trazador excelente para tiempos cortos
^{131}I	8.04 d	$\text{Na } ^{131}\text{I}$	es sorbido por materia orgánica; reacción microbiana
^{198}Au	2.7 d	$^{98}\text{Au Cl}_3$	sorción fuerte; útil para marcar sustancias especiales

Un programa local con radioisótopos depende esencialmente de la disponibilidad de un reactor nuclear. En áreas de desarrollo, donde el costo del transporte desde el centro productor es alto, el abastecimiento con radiotrazadores de corta vida media puede ser difícil.

5. CUÁLES SON LAS CARACTERÍSTICAS GENERALES DE ESTAS TÉCNICAS EXPECIALES CON TRAZADORES NUCLEARES?

5.1 Técnicas de pozo único

Estas técnicas incluyen el uso de radionúclidos para exploración por dilución, exploración direccional, exploración para la medida del flujo vertical y exploración pulsatoria en pozo único, siendo esta última de menor importancia.

La exploracion por dilución se aplica para determinar la descarga específica. Para este fin se marca, con un trazador

radiactivo, la columna de agua de un tramo del pozo revestido con tubería filtrante y se cuida de mantenerla bien mezclada. Entonces el decrecimiento de la concentración de trazador c como función del tiempo t da la descarga específica q por medio de la ecuación:

$$q = \frac{\beta \pi r}{2 \alpha t} \ln \frac{c}{c_0} ,$$

α y β son factores de corrección de la distorsión de las líneas de flujo debido al pozo mismo y a la sonda en el pozo, r es el radio del pozo y c_0 es la concentración inicial del trazador. En principio, todas las velocidades de flujo de aguas subterráneas naturales pueden ser medidas por medio de la exploración por dilución. Cuando la descarga específica es muy baja ($q < 10^{-2}$ m/d), la difusión pasa a ser factor limitante. En caso de descargas altas, el flujo turbulento perturba la aplicabilidad del método. En la determinación de descargas específicas por dilución, los flujos verticales existentes dentro del pozo constituyen una dificultad seria. Con el propósito de evitar esos flujos, la altura del filtro en el pozo debe hacerse tan pequeña como sea posible. Diversos instrumentos han sido desarrollados con variadas instalaciones para aislar una sección del pozo e inyectar, mezclar y detectar el trazador, como muestra la fig. 1.

La duración de una exploración por dilución depende de la descarga específica y puede abarcar de minutos hasta varios días. El trazador más usado es ^{82}Br debido a su elevada sensibilidad de medida y a la posibilidad de ser medido "in situ". La pequeña cantidad usada como trazador no perturba las condiciones naturales de flujo. La exactitud de las técnicas por dilución es, en la mayoría de los casos, mejor del 5 %.

La exploración direccional exige un detector adecuado que registre un diagrama polar de la distribución del trazador, después que éste ha salido del pozo fluyendo por el acuífero.

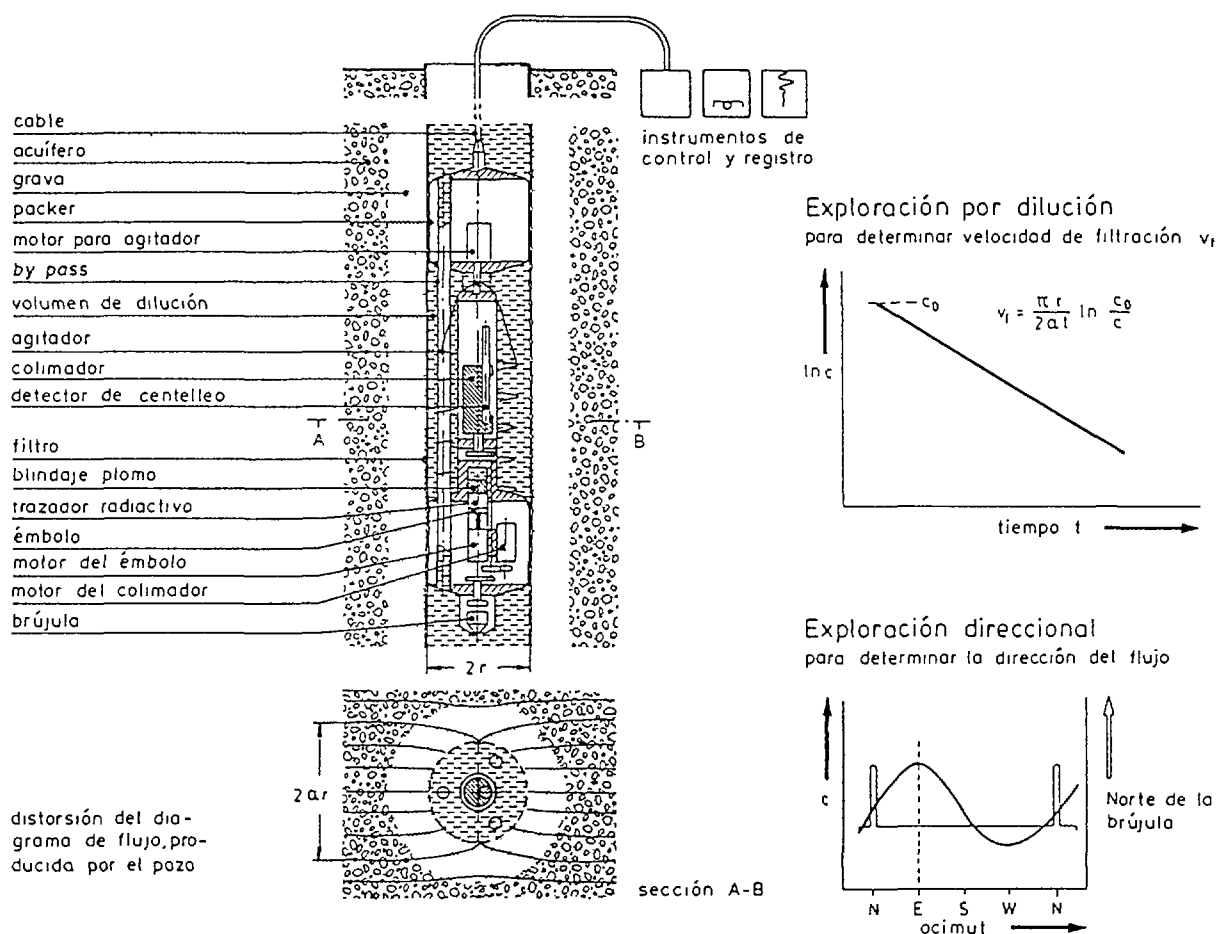


Fig. 1: Sonda para exploración por dilución y direccional (izq.) con un trazador radiactivo. Exploración por dilución (derecha arriba) da la velocidad de filtración v_f . Exploración direccional (derecha abajo) da la dirección de flujo del agua subterránea.

La sonda más común usa un detector colimado como muestra la fig. 1, que permite leer los datos del diagrama direccional. La exploración direccional requiere el uso de un trazador radiactivo pues los no radiactivos son incapaces de acusar su presencia, es decir, la distribución de trazador fuera del pozo. La exactitud depende de la nitidez de los valores extremos en el diagrama direccional. Una estimación grosera, basada en nuestra experiencia, indica una exactitud de alrededor de $\pm 20^\circ$.

Medida de flujos verticales. Tanto con métodos tradicionales, como con trazadores radiactivos, las medidas se realizan bajo condiciones de recarga o de descarga o bien bajo condiciones naturales, en las que el flujo vertical es causado por

diferencias de nivel piezométrico de aguas con distinto origen. De todas la técnicas para la medida de flujos verticales, las que operan con trazadores radiactivos abarcan la mayor gama de velocidades de flujo. La tasa de flujo vertical Q_v depende de la conductividad hidráulica k del acuífero que está en contacto con el pozo. Por lo tanto, este método también puede ser usado para una determinación de $k = (\Delta Q_v / \Delta H)(1/\Delta h)$; aquí ΔQ_v es el cambio de Q_v a lo largo del tramo ΔH y Δh es la diferencia de nivel piezométrico. Un dispositivo para medir el flujo dentro del pozo, por medio de trazadores radiactivos se presenta en la fig. 2. Para este método el trazador más usado es también ^{82}Br .

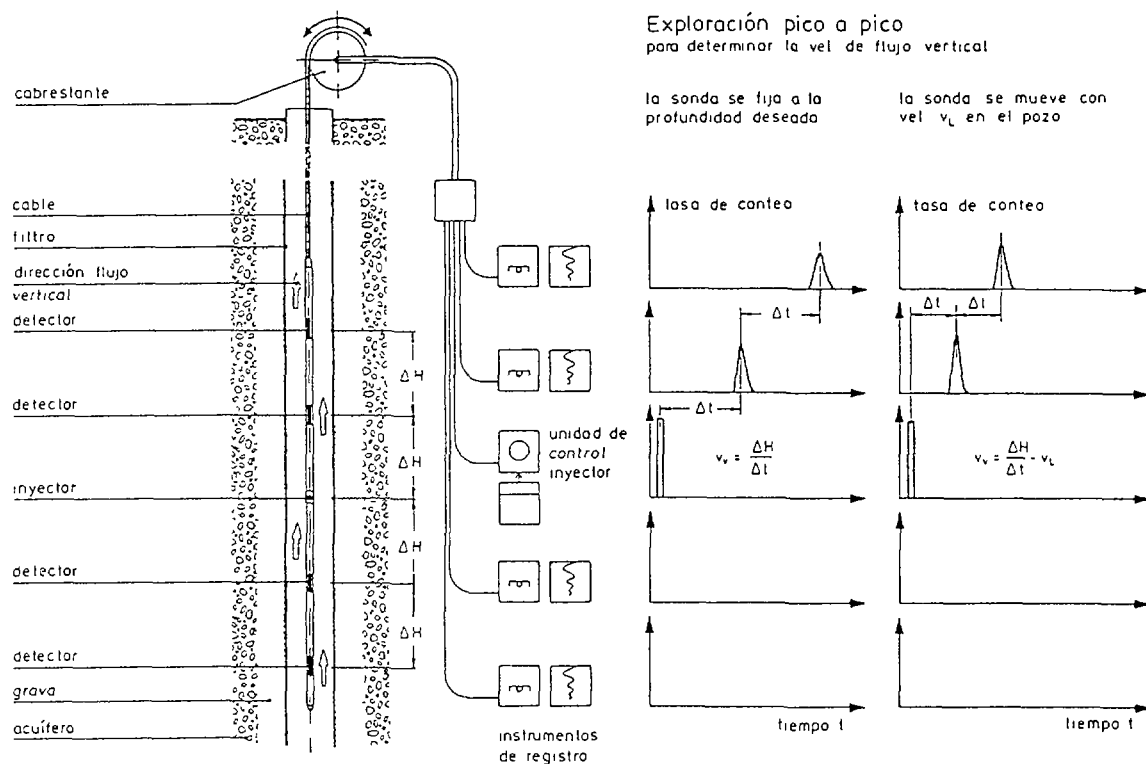


Fig. 2: Equipo para la medida de la velocidad de flujo vertical v_v con un trazador radiactivo (izq.) El método de medición pico a pico, se ilustra a la derecha.

Exploración pulsante de pozo único. Se usa para medir la velocidad del flujo subterráneo y la dispersividad. En estas mediciones, al trazador se le permite fluir desde un pozo, que penetra todo el acuífero, hacia el acuífero de espesor b y luego se recupera por bombeo a caudal constante en un volumen V .

De la ecuación $V = s^2 \cdot n_3$, en que s es la distancia que alcánzo el trazador, medida a partir del pozo, y n_3 es la porosidad efectiva. Puede eliminarse s realizando dos experimentos con diferentes escalas de tiempo y n_e puede ser deducido. Además, la nube de trazador al final se esparce por dispersión. Con ésto, la dispersividad longitudinal puede calcularse a partir de la distribución de datos concentración-tiempo del trazador recuperado. Este método fue desarrollado en los últimos años en una cooperación entre un grupo israelí y nuestro Instituto.

5.2 Técnicas de pozos múltiples

Comprenden todos los métodos de trazado de aguas subterráneas a lo largo de una distancia dada, en un acuífero de extensión moderada. Trazadores radiactivos usados en experimentos con pozos múltiples no dan ni más ni menos resultados que los trazadores convencionales, como colorantes fluorescentes. En la mayoría de los casos, se les emplea como trazadores de referencia para controlar las propiedades de trazadores no radiactivos o bien como un trazador más en experimentos de trazado múltiple, p.ej. en estudios del karst. Comparando con técnicas de pozo único, cabe mencionar que en pozos múltiples la cantidad de sustancia radiactiva necesaria puede crear problemas de protección contra la radiación.

6. LAS APLICACIONES EN EXPLORACIONES CON TRAZADORES RADIACTIVOS: COMO SE COMPARAN ACTUALMENTE CON LOS MÉTODOS CONVENCIONALES?

Ante todo cabe decir que, gracias al desarrollo de dispositivos analizadores sofisticados, está en franco aumento el uso de métodos que emplean trazadores radiactivos para determinar los parámetros tanto del flujo de aguas subterráneas como del acuífero mismo. Particularmente en Europa Central numerosas aplicaciones corresponden a problemas de ingeniería civil para estudios de factibilidad e investigaciones de localiza-

ción y de diseño. Otras aplicaciones son la delineación de zonas a proteger, que representa un importante aspecto en el desarrollo de suministros de agua.

La mayoría de las exploraciones con trazadores radiactivos han sido aplicaciones al estudio del flujo de aguas subterráneas en sedimentos bien permeables. El resultado de las exploraciones por dilución y por medio de ensayos de bombeo, en más de 20 acuíferos libres, es que las conductividades hidráulicas deducidas de las exploraciones por dilución K_D y de las de ensayos con bombeo K_P se ajustan a la línea de regresión $K_D = 1.15 K_P$ con una correlación $r^2 = 0.97$, de la cual el excedente de 15 % de los valores K_D se debe a las respuestas diferentes del acuífero frente a las dos técnicas: mientras las exploraciones por dilución involucran sólo flujos horizontales, el bombeo crea flujos horizontales y verticales dirigidos hacia el pozo. Además debe destacarse que los valores obtenidos en ensayos de bombeo representan propiedades hidráulicas promediadas sobre el espesor completo del acuífero, mientras los ensayos por dilución, bajo condiciones libres o exploraciones de flujo vertical bajo condiciones de confinamiento, pueden llegar a dar la variación de conductividad hidráulica en relación con la profundidad y extensión. Esto es importante, p.ej. para delinear zonas a proteger. La utilidad de ambas técnicas, ensayo por bombeo y exploración con trazadores radiactivos, depende por lo tanto del objeto del estudio a relizar. En la mayoría de los casos, una combinación entre ambos métodos optimiza los resultados.

En rocas consolidadas, la exploración por dilución se limita bastante debido a la falta de leyes que relacionen flujos horizontales dentro del pozo con flujos en fracturas y fisuras. Sin embargo, la técnica puede ser usada para seguir el desarrollo de una nube de trazador en dirección horizontal o vertical, p.ej. en pozos de materiales karsticos.

Resumiendo, las exploraciones de dilución y direccional con trazadores radiactivos resultan prometedoras cuando se las aplica en proyectos de estudios a escala de la pequeña in-

geniería. Para usar las técnicas en la determinación de acuíferos promedios deben realizarse tantas mediciones como sea posible, en pozos representativos, cuya ubicación debe cubrir toda la variabilidad espacial del acuífero. Entonces las heterogeneidades locales detectadas por mediciones en pozo único, integradas sobre el acuífero completo, debieran dar estimaciones confiables del valor medio y de la variabilidad (un procedimiento que, por lo demás, también debe aplicarse con métodos no nucleares, como el de la testificación de sondeos).

En la administración de aguas, el interés predominante se desplaza de cantidad de agua hacia calidad del agua. En consecuencia, la dispersividad a gran escala pasa a ser un parámetro importante, necesario para concebir modelos que, a su vez, pueden guiar decisiones. La medida de la variabilidad de la conductividad hidráulica en ensayos de pozo único, puede ser también un paso hacia la determinación de la dispersividad a gran escala.

Fuera de Europa, en el resto del mundo, se emplean poco los métodos con trazadores radiactivos a escala pequeña. Esto puede ser consecuencia de una administración de aguas que, en áreas de baja densidad de población, aún no da importancia a investigaciones a dicha escala o bien a que se trata de acuíferos, para los cuales dichas técnicas no son aplicables. Quizás esta deficiencia dependa también de cierta falta de información acerca de los métodos. Esperamos que esta revisión crítica contribuya a incrementar la información sobre el tema.

Literatura general

Brown, R.H.; Konoplyantsev, A.A.; Ineson, J.; Kovalevsky, V.S (Eds.): Groundwater studies. An international guide for research and practice. UNESCO (Studies and Reports in Hydrology), Paris, 1972.

IAEA: Tracer methods in isotope hydrology (IAEA-TecDoc 291), Vienna, 1982.

- IAEA: Guidebook on nuclear techniques in hydrology - 1983
Edition: (IAEA-Tec.Rep.Ser.No. 91), Vienna, 1983.
- IAEA: Isotope techniques in water resources development (IAEA-Proc. Symp. Vienna 1987), Vienna, 1987.
- Mandel, S.; Bugayevsky, M.; Bachmat, Y.; Drost, W.: Estimation of dispersivity and effective porosity by a single well tracer technique. In: Scientific Basis for Water Resources Management (Proc. Symp. Jerusalem 1985), IAHS, Wallingford, 1985, p. 219-229.
- Moser, H., Rauert, W.: Isotopenmethoden in der Hydrologie. Gebr. Bornträger, Berlin-Stuttgart, 1980.
- Moser, H.; Rauert, W.; Morgenschweis, G.; Zojer, H.: Study of groundwater and soil moisture movement by applying nuclear, physical and chemical methods. UNESCO (Techn. Doc in Hydrology), Paris, 1986.
- Plata Bedmar, A.: Isotopos in hidrologia. Editorial Alhambra, Madrid, 1972.
- Rodriguez, N.C.; Briceno de Monroy, C. (Eds.): Interamerican Symposium on isotope hydrology. IAN, Bogota, 1980.

LISTA DE PARTICIPANTES

ARGENTINA

M. Albero
Instituto de Geocronología
y Geología Isotópica
Pabellón Ingeis
Ciudad Universitaria
1428 Buenos Aires

H.O. Panarello
Instituto de Geocronología
y Geología Isotópica
Pabellón Ingeis
Ciudad Universitaria
1428 Buenos Aires

BRASIL

A.A. Kimmelman E. Silva
Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências
C.P. 20899
01498 São Paulo

L.A. Martinelli
Centro de Energia Nuclear
Av. Centenario S/N, C.P. 96
Piracicaba-SP
CEP 13400 Piracicaba, SP

A. Rebouças
Instituto de Geociências
Universidade de São Paulo
C.P. 20899
01498 São Paulo

J.S.F. Roldao
COPPE-UFRJ
Cidade Universitária
Bloco B - Sala 100
21944 Rio de Janeiro

M.M.F. Santiago
Universidade Federal de Ceará
Departamento de Física
Fortaleza

CANADA

R.J. Drimmie
University of Waterloo
Department of Earth Sciences
Environmental Isotope Laboratory
200 University Avenue
Waterloo, Ontario N2L 3G1

R.N. Farvolden
University of Waterloo
Institute for Groundwater Research
200 University Avenue
Waterloo, Ontario N2L 3G1

R. Aravena Cabrera
University of Waterloo
Department of Earth Sciences
Environmental Isotope Laboratory
200 University Avenue
Waterloo, Ontario N2L 3G1

CHILE

A. Grilli Dorna-Fernandez
Dirección General de Aguas
Ministerio de Obras Públicas
Morande 59, 8º Piso
Santiago de Chile

H. Peña Torrealba
Dirección General de Aguas
Estudios Hidrológicos
Morande 59
Santiago de Chile

COLOMBIA

L. Sánchez Rodríguez
Instituto de Asuntos Nucleares
Avenida el Dorado, Cra. 5Q
Apartado Aéreo 8595
Bogotá

J.E. Torres Quintero
Instituto de Asuntos Nucleares
Avenida el Dorado, Cra. 5Q
Apartado Aéreo 8595
Bogotá

CUBA

D. Arellano Acosta
Instituto de Hidroeconomía
Monserate 258
entre Neptuno y Anemas
La Habana

A.E. Gonzalez Báez
Instituto de Hidroeconomía
Monserate 258
entre Neptuno y Anemas
La Habana

DOMINICAN REPUBLIC

E. Bueno
Instituto Nacional de Recursos
Hidráulicos
Dirección de Hidrología
Apartado 1407, Av. Jiménez Moya
Centre de los Héroes
Santo Domingo

J.F. Febrillet
Instituto Nacional de Recursos
Hidráulicos
Dirección de Hidrología
Apartado 1407, Av. Jiménez Moya
Centre de los Héroes
Santo Domingo

ECUADOR

S. Maldonado
Comisión Ecuatoriana de
Energía Atómica
Av. Amazonas y Villalengua
Apartado Postal 606
Quito

M. Oleas Torres
Comisión Ecuatoriana de Energía Atómica
Av. Amazonas y Villalengua
Apartado Postal 606
Quito

EL SALVADOR

E. De Asturias
Laboratorio de Análisis Químicos
Comisión Hidroeléctrica
San Salvador

FRANCIA

L. Dever
Laboratoire d'hydrologie et de
géochimie isotopique
Université de Paris-Sud
F-92505 Orsay

REPUBLICA FEDERAL ALEMANA

P. Fritz
Institut für Radiohydrometrie
Gesellschaft für Strahlen- und
Umweltforschung
Ingolstädter Landstrasse 1
D-8042 Neuherberg

H. Moser
Institut für Radiohydrometrie
Gesellschaft für Strahlen- und
Umweltforschung
Ingolstädter Landstrasse 1
D-8042 Neuherberg

W. Rauert
Institut für Radiohydrometrie
Gesellschaft für Strahlen- und
Umweltforschung
Ingolstädter Landstrasse 1
D-8042 Neuherberg

P. Seiler
Institut für Radiohydrometrie
Gesellschaft für Strahlen- und
Umweltforschung
Ingolstädter Landstrasse 1
D-8042 Neuherberg

W. Stichler
Institut für Radiohydrometrie
Gesellschaft für Strahlen- und
Umweltforschung
Ingolstädter Landstrasse 1
D-8042 Neuherberg

GUATEMALA

R. Baldizón Marroquín
Instituto Nacional de Sismología,
Vulcanología e Hidrología
7a, Av. 14-57, Zona 13
Guatemala D.V.

E. Velázquez
Instituto Nacional de Sismología,
Vulcanología e Hidrología
7a, Av. 14-57, Zona 13
Guatemala D.V.

MEXICO

L.A. Aguilar Perez
Comisión Nacional de Seguridad Nuclear
y Salvaguardias
Insurgentes sur Num. 1806
Colonia Florida
01030 México D.F.

R.D. Albarrán y Beltrán
Comisión Federal de Electricidad
Gerencia de Laboratorio
Av. Apaseo Ote. S.N.
Ciudad Industrial
Irapuato, Guanajuato

G. Aranda
Departamento del Distrito Federal
Cuernavaca Num. 89-A
06140 México D.F.

M.A. Armienta
Instituto de Geofísica
Universidad Nacional de México
Ciudad Universitaria
04510 Mexico D.F.

A. Cortés Silva
Instituto de Geofísica
Universidad Nacional de México
Ciudad Universitaria
04510 México D.F.

C.E. Dominguez Anaya
Instituto Nacional de Investigaciones
Nucleares
Agricultura No. 21
Col. Escandon, Apartado 18-1027
11800 México D.F.

S. Flores Castro
Comisión Federal de Electricidad
Instituto de Física
Oklahoma No. 83, 3er Piso
Col. Nápoles
0310 México D.F.

F. Flores Herrera
Dirección General de Construcción y
Operación Hidraulica
División del Norte No. 3330
Colonia Ciudad Jardin
04370 Delegación Coyoacan D.F.

R.A. Flores Márquez
Comisión Federal de Electricidad
Av. Apaseo Oriente S/N
Colonia Industrial
Irapuato, Guanajuato

J.H. Flores Rúiz
Instituto Nacional de Investigaciones
Nucleares
Agricultura Num. 12
Colonia Escandón
11800 México D.F.

L. González Hita
Instituto Mexicano de la Tecnología
del Agua (SARH)
Cerrada de las Fuentes No. 10
62550 Jiutepec
Morelos

I. Mata Arellano
Instituto Mexicano de la Tecnología
del Agua (SARH)
Cerrada de las Fuentes No. 10
62550 Jiutepec
Morelos

P. Morales Puente
Instituto de Física
Universidad Nacional de México
Apartado Postal 20-364
01000 México D.F.

V. Ortiz Moreno
Instituto Mexicano de la Tecnología
del Agua (SARH)
Cerrada de las Fuentes No. 10
62550 Jiutepec, Morelos

F.R. Rodríguez Perez L.
Instituto Mexicano de la Tecnología
del Agua (SARH)
Cerrada de las Fuentes No. 10
62550 Jiutepec, Morelos

J. Ruelas Romo
Departamento del Distrito Federal
Cuernavaca Num. 89-A
06140 México D.F.

E. Vázquez Sánchez
Instituto de Geofísica
Universidad Nacional de México
Ciudad Universitaria
04510 México D.F.

R. Villegas Bolaños
Comisión Federal de Electricidad
Instituto de Física
Oklahoma No. 83, 3er Piso
Col. Nápoles
0310 México D.F.

J.M. Lesser Illiades
Departamento del Distrito Federal
Cuernavaca Num. 89-A
México 06140 D.F.

V. Marin
Departamento del Distrito Federal
Cuernavaca Num. 89-A
06410 México D.F.

J.D. Nieva Gómez
Instituto de Investigaciones Eléctricas
Interior Internado Palmira S/N
62490 Cuernavaca, Morelos

J.L. Quijano León
Oficina de Geoquímica
Comisión Federal de Electricidad
Gerencia de Proyectos
Geotermoeléctricos
58290 Morelia, Michoacán

R. Rodríguez Castillo
Instituto de Geofísica
Universidad Nacional de México
Ciudad Universitaria
04510 México D.F.

A. Saucedo Lizarraga
Instituto de Geofísica
Universidad Nacional de México
Ciudad Universitaria
04510 México D.F.

M.P. Verma
Instituto de Investigaciones Eléctricas
Interior Internado Palmira S/N
62490 Cuernavaca, Morelos

NICARAGUA

A. López Guzmán
Representante Regional del PNUD en
Nicaragua
Instituto Nicaraguense de
Estudios Territoriales
Apartado Postal 2110
Managua

PERU

O. Angulo
Instituto Peruano de Energía Nuclear
Av. Canadá No. 1470
Apartado 1687
Lima 13

J.C. Rúa González
Universidad Nacional de Ingeniería
Av. Velasco Astete 1940
Lima 33

REINO UNIDO

W.G. Darling
British Geological Survey
McLean Building
Crowmarsh, Gifford
Wallingford, Oxon OX10 85B

B.R. Payne
Khevenhüllerstrasse 15/I/6
A-1180 Viena
Austria

URUGUAY

J.L. Bozzo
Comisión Nacional de Energía Atómica
Casilla de Correo 970
Montevideo

ESTADOS UNIDOS

M.R. Delcore
Department of Geological Sciences
Michigan State University
East Lansing, Michigan 48824

VENEZUELA

J.J. García
Laboratorio Nacional de Hidráulica
Apartado 2035
Caracas

OIEA

J.F. Aranyossy
División de Ciencias Físicas y
Químicas
Sección de Hidrología Isotópica
Wagramerstrasse 5, P.O. Box 100
A-1400 Viena, Austria

R. Gonfiantini
División de Ciencias Físicas y Químicas
Sección de Hidrología Isotópica
Wagramerstrasse 5, P.O. Box 100
A-1400 Viena, Austria

A. Plata-Bedmar
División de Ciencias Físicas y
Químicas
Sección de Hidrología Isotópica
Wagramerstrasse 5, P.O. Box 100
A-1400 Viena, Austria

HOW TO ORDER IAEA PUBLICATIONS

 An exclusive sales agent for IAEA publications, to whom all orders and inquiries should be addressed, has been appointed in the following country:

UNITED STATES OF AMERICA UNIPUB, 4611-F Assembly Drive, Lanham, MD 20706-4391

 In the following countries IAEA publications may be purchased from the sales agents or booksellers listed or through major local booksellers. Payment can be made in local currency or with UNESCO coupons.

ARGENTINA	Comisión Nacional de Energía Atómica, Avenida del Libertador 8250, RA-1429 Buenos Aires
AUSTRALIA	Hunter Publications, 58 A Gipps Street, Collingwood, Victoria 3066
BELGIUM	Service Courrier UNESCO, 202, Avenue du Roi, B-1060 Brussels
CHILE	Comisión Chilena de Energía Nuclear, Venta de Publicaciones, Amunategui 95, Casilla 188-D, Santiago
CHINA	IAEA Publications in Chinese: China Nuclear Energy Industry Corporation, Translation Section, P.O. Box 2103, Beijing IAEA Publications other than in Chinese: China National Publications Import & Export Corporation, Deutsche Abteilung, P.O. Box 88, Beijing
CZECHOSLOVAKIA	S.N.T.L., Mikulandska 4, CS-116 86 Prague 1 Alfa, Publishers, Hurbanovo námestie 3, CS-815 89 Bratislava
FRANCE	Office International de Documentation et Librairie, 48, rue Gay-Lussac, F-75240 Paris Cedex 05
HUNGARY	Kultura, Hungarian Foreign Trading Company, P.O. Box 149, H-1389 Budapest 62
INDIA	Oxford Book and Stationery Co., 17, Park Street, Calcutta-700 016 Oxford Book and Stationery Co., Scindia House, New Delhi-110 001
ISRAEL	Heiliger & Co. Ltd. 23 Keren Hayesod Street, Jerusalem 94188
ITALY	Libreria Scientifica, Dott. Lucio de Biasio "aeiou", Via Meravigli 16, I-20123 Milan
JAPAN	Maruzen Company, Ltd, P.O. Box 5050, 100-31 Tokyo International
PAKISTAN	Mirza Book Agency, 65, Shahrah Quaid-e-Azam, P.O. Box 729, Lahore 3
POLAND	Ars Polona-Ruch, Centrala Handlu Zagranicznego, Krakowskie Przedmiescie 7, PL-00-068 Warsaw
ROMANIA	Illexim, P.O. Box 136-137, Bucharest
SOUTH AFRICA	Van Schaik Bookstore (Pty) Ltd, P.O. Box 724, Pretoria 0001
SPAIN	Díaz de Santos, Lagasca 95, E-28006 Madrid Díaz de Santos, Balmes 417, E-08022 Barcelona
SWEDEN	AB Fritzes Kungl. Hovbokhandel, Fredsgatan 2, P.O. Box 16356, S-103 27 Stockholm
UNITED KINGDOM	Her Majesty's Stationery Office, Publications Centre, Agency Section, 51 Nine Elms Lane, London SW8 5DR
USSR	Mezhdunarodnaya Kniga, Smolenskaya-Sennaya 32-34, Moscow G-200
YUGOSLAVIA	Jugoslovenska Knjiga, Terazije 27, P.O. Box 36, YU-11001 Belgrade

 Orders from countries where sales agents have not yet been appointed and requests for information should be addressed directly to:



**Division of Publications
International Atomic Energy Agency
Wagramerstrasse 5, P.O. Box 100, A-1400 Vienna, Austria**