

LA SALINITE DE LA RESSOURCE EN EAU SOUTERRAINE DE L'ALTIPLANO CENTRAL

A. COUDRAIN-RIBSTEIN¹, B. PRATX², J. QUINTANILLA³, G. ZUPPI⁴,
CI. JUSSERAND⁵ et D. CAHUAYA⁶

Resumen - El balance hídrico de un acuífero del Altiplano central boliviano fue estudiado para entender la dinámica de la salinidad que es variable en el espacio. Un modelo de 2 dimensiones fue calibrado con datos de geología y de hidrogeología. En la parte oeste, la salinidad es baja (0,3 mS cm⁻¹). Este corresponde a una zona de infiltración de escurrimiento. En la parte este, la salinidad es más fuerte de 2 a 6 mS cm⁻¹. Aguas arriba de esta zona, la salinidad corresponde a la recarga por el Desaguadero (2 mS cm⁻¹). En base a datos de cloruro, de conductividad eléctrica y de isótopos (¹⁸O, ²H, ³H y ¹⁴C), y de un muestreo de la zona no saturada, la mayor salinidad de aguas abajo debe corresponder a la antigua recarga por paleo lagos.

Abstract - The aquifer under investigation is situated on the central Bolivian Altiplano and covers 1000 km². Perforated wells ranging in depth from 20 m to 80 m produce water whose electrical conductivity increases from upstream (0.5 mS cm⁻¹) to downstream (6 mS cm⁻¹). Hydrogeological modelling and interpretation of isotopic data (mainly ¹⁸O with some ²H, ³H, ¹⁴C) has been conducted on data collected over three years from groundwater, rain, the Río Desaguadero and a core from the unsaturated zone. The aquifer presents two systems. The western low salinity zone is a consequence of infiltration from mountain runoff. Flow is northwards towards the Desaguadero and also south-eastwards parallel to the mountains. The eastern zone of higher salinity may result from recharge by ancient quaternary lakes which dried up during a drier hydrological regime between 8000 and 1500 years BP.

INTRODUCTION

L'Altiplano bolivien est une zone géographique hors du commun avec, au nord, la plus grande étendue d'eau à une altitude de plus de 3800 m et, au sud, la plus grande croûte salée sur Terre (Fig. 1). Depuis le début du Quaternaire, ce large bassin endoréique voit croître et se réduire ses étendues lacustres en fonction de bilans que les scientifiques s'attachent à comprendre. La question est simple : évolution à différentes échelles de temps (mensuelle à millénaire) du rapport précipitation/évaporation sur l'ensemble du bassin? Les éléments de réponses sont pourtant complexes à décrypter. Cette zone, entre 16° et 20° de latitude sud, est balayée par la Zone de Convergence Intertropicale qui induit des saisons de pluies bien marquées. Des battements de plusieurs dizaines de mètres des niveaux des lacs au cours du quaternaire ont pu être la conséquence du déplacement de cette ZCIT (Messerli *et al.*, 1993). L'Altiplano est ainsi le lieu

¹ URA 1367 CNRS, France, adresse actuelle: ORSTOM-C.P. 9214-La Paz, Bolivie

² ORSTOM-La Paz

³ IQ-UMSA-La Paz

⁴ Université d'Orsay-France

⁵ Univ. Paris VI-Thonon

⁶ ONG YUNTA, Bolivie

privilégié de rencontres d'approches scientifiques diverses : géologie du quaternaire, paléoclimatologie, glaciologie, hydrologie et hydrogéologie.

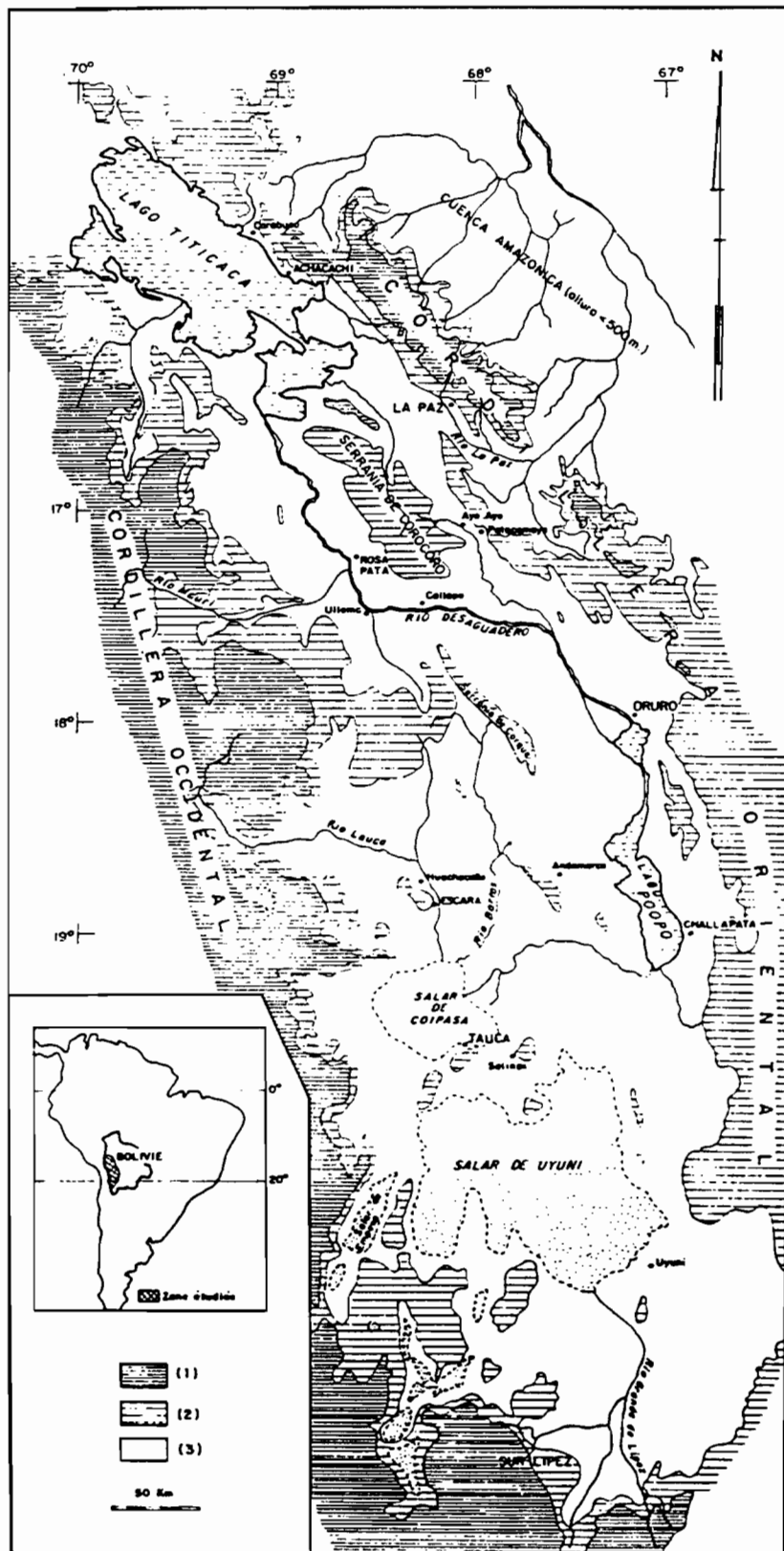


Figure 1 - Croquis de l'Altiplano bolivien d'après Servant et Fontes (1978). (1) altitude supérieure à 4500 m ; (2) altitude comprise entre 4000 et 4500 m ; (3) altitude comprise entre 3600 et 4000 m. La zone d'étude se situe entre les longitudes 67°30' et 68° O et les latitudes 17°15' et 18° S.

L'objet de cette étude est de comprendre la dynamique de la salinité d'une nappe d'eau souterraine dans la zone centrale de l'Altiplano bolivien. Le premier objectif est d'apporter des recommandations quant à l'utilisation de la ressource en eau souterraine pour cette région, la plus peuplée de Bolivie (Montes de Oca, 1982), qui présente des conditions de vie très difficiles (gelées, sécheresse, salinité de l'eau). Le second objectif est de décrypter des témoins de phases climatiques passés et de leurs conséquences sur le cycle de l'eau de cette région. Pour y répondre, ce travail présente une étude du bilan hydrogéologique actuel et de la dynamique des éléments chimiques transportés par l'eau souterraine.

METHODE

Collecte de données de 1991 à 1995

Une étude géologique et 24 sondages électriques verticaux avec une ouverture maximale de 1 km ont été menés pour reconnaître l'étendue et l'épaisseur des aquifères.

Le présent travail a pu prendre corps grâce aux puits perforés (20 à 80 m) et équipés de pompe à main par l'ONG bolivienne YUNTA. Le nivellement de 53 puits à partir de bornes nivelées existant le long du Desaguadero a permis d'obtenir une précision de l'ordre de 20 cm sur leur niveau d'eau. Plus de 200 mesures de niveau d'eau ont été effectuées sur 100 puits, et dans le présent article, sont incluses quelques mesures de puits de la rive gauche tirées de Camacho et Quintanilla (1994).

Il existe trois pluviomètres du service national SENAMHI dans la zone d'étude (Patacamaya, Eucalyptus et Huaylla Marca au nord-ouest de Papel Pampa, cf. Fig. 2). Quatre pluviomètres à lecture journalière et cinq totalisateurs ont été placés. Deux stations limnimétriques du SENAMHI existent dans la zone sur le Desaguadero : Eucalyptus et Umala. Les échelles d'Eucalyptus ont été remises en place et une station a été installée à Chilahuala.

Environ 500 mesures de conductivité électrique de l'eau ont été effectuées sur des échantillons d'eau souterraine, de surface et de pluie. Les chlorures ont été analysés par le Laboratoire de Géologie Appliquée (Univ. Paris VI), le laboratoire de l'ORSTOM en France et l'Institut de Chimie de l'Université de La Paz sur 270 échantillons.

L'oxygène-18 a été principalement analysé au laboratoire de Thonon (France). Le laboratoire d'Orsay (France) a analysé 18 échantillons en deutérium et en ^{18}O . Le total des mesures en ^{18}O s'élève à près de 150. Six analyses de tritium et cinq de ^{14}C et de ^{13}C ont été effectuées à Thonon.

Modélisation mathématique

Des simulations ont été effectuées avec un modèle hydrogéologique de l'*US Geological Survey* (Bredehoeft, 1990) pour préciser les termes du bilan en eau actuel de l'aquifère sur la rive droite où les données sont les plus abondantes. De plus, le modèle de distribution de l'oxygène 18 de l'eau en zone non saturée (Barnes et Allison, 1983) a été utilisé pour évaluer l'évaporation à partir de la nappe.

GEOLOGIE

L'Altiplano central bolivien est une région complexe de bassins limités à l'ouest par des stratovolcans de la Cordillère Occidentale et par une séquence paléozoïque de la Cordillère Orientale. Dans la zone d'étude, l'aquifère est limité par le flanc d'un synclinal tertiaire qui culmine à 4500 m, la Serranía de Corque (Fig. 1). A l'est de cette formation, la zone est remarquablement plate, constituée de sédiments quaternaires largement lacustres (GEOBOL,

1967-1985) surmontant cette même série tertiaire et le Paléozoïque. Des accumulations de 3000 m ont été déposées pendant l'oligocène terminal et pendant le miocène (Baby *et al.*, 1990). Des sondages électriques (Jiménez et Coudrain-R., 1995) ont permis de retrouver des horst et grabens limités par des failles de direction N80 et N130 avec des décalages d'environ 100 m affectant l'Oligocène et le Quaternaire. Le quaternaire lacustre ou fluvio-lacustre peut atteindre plus de 100 m (Jiménez et Coudrain-R., 1995). Proche de la surface, il présente une alternance de couches sableuses et de passées argileuses. L'aquifère est limité à l'est par des affleurements paléozoïques. Une coupe est-ouest de la zone d'étude est présentée dans Coudrain-R *et al.* (1995). Ces résultats confirment ceux de l'étude de Lavenu (1986) et la faille décrite par Younger (1992) à l'est de la Serranía de Corque.

CLIMAT

Le climat est semi-aride avec une saison des pluies bien marquée en été (décembre à février). La pluie moyenne à Patacamaya entre 1951 et 1990 est de 409 mm, avec 80% entre Novembre et Mars. A partir des mesures de stations météorologiques proches, on peut estimer que la précipitation moyenne annuelle est de l'ordre de 350 mm dans le sud. L'évaporation potentielle annuelle est de l'ordre de 1,4 à 1,7 m par an (Vacher *et al.*, 1988 et Herbas et Hufty, 1992). L'agriculture est difficile avec de fréquentes gelées et sécheresses et à cause de la salinité des sols et de l'eau (Ledezma, 1995).

Dans la zone étudiée, le Río Desaguadero constitue le seul écoulement permanent. Son débit moyen à la sortie du lac Titicaca est de l'ordre de $16 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pour la période de 1956 à 1983 mais dépasse $110 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pour les 5 années les plus pluvieuses (Gutierrez, 1991). Il faut noter que pendant les années déficitaires vers 1970 et 1940, le flux d'eau s'inversait parfois vers le lac Titicaca. Pendant nos années d'observations, on a pu noter dans la zone d'étude que le niveau du Río est peu variable, avec moins d'un mètre de battement, en dehors de rares crues de courte durée.

PIEZOMETRIE

De la carte piezométrique (Fig. 2), on peut déduire qu'il y a alimentation sur les piémonts à l'ouest, tel que proposé dans les études précédentes (GEOBOL-NNUU, 1973 ; Gumiel, 1988). Le Río Desaguadero draine la nappe dans la zone amont jusqu'à la coordonnée horizontale de 115 km (Fig. 2) et à l'inverse soutient la nappe plus à l'aval. Une liaison entre le Desaguadero et l'eau souterraine dans cette même zone avait déjà été suggérée par une étude stochastique des débits du Desaguadero (Llamas *et al.*, 1994). Le gradient hydraulique souterrain varie de l'amont à l'aval de 10^{-3} à $0,6 \cdot 10^{-3}$. Les niveaux piézométriques sont compatibles avec l'hypothèse que l'aquifère est continu sur la zone, captif à l'ouest et semi-captif à l'est.

BILAN HIDROGEOLOGIQUE

Le bilan hydrogéologique actuel a été approché par des simulations en régime permanent. La zone modélisée est l'aquifère rive droite, sur 60 par 60 km, qui correspond à la Province Villarroel. La description de cette modélisation est donnée dans Coudrain-Ribstein *et al.* (1995). La différence entre les piézométries mesurée et simulée est inférieure à 1 m.

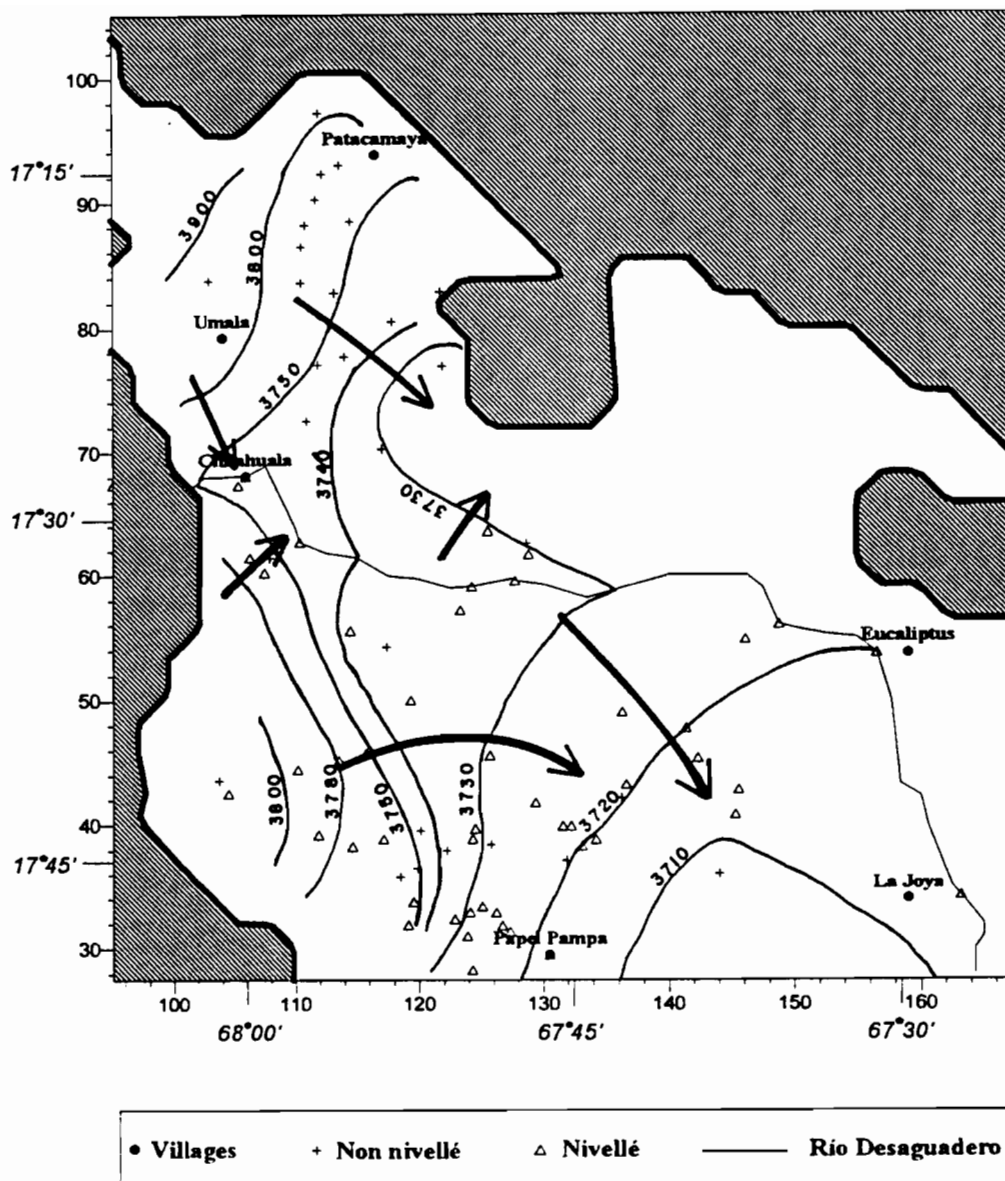


Figure 2 - Limites de l'aquifère (hachures), piézométrie en m s.n.m. et direction d'écoulement.

Les bilans de cette simulation sont les suivants. L'infiltration dans la zone de piémont varie de 35 à 190 mm par an. Cette dernière valeur, assez forte, correspond à l'infiltration à partir du ruissellement de divers petits ruisseaux temporaires qui se perdent dans cette zone. L'infiltration totale est estimée à $18 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$. L'alimentation de la nappe par le Río Desaguadero, qui a été considéré comme une limite à potentiel imposé, est de $29 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$. La modélisation indique une évaporation de 10 à 40 mm par an dans la zone nord est de l'aquifère ($X > 110 \text{ km}$, $Y > 50 \text{ km}$, Fig. 2), avec une évaporation totale sur l'ensemble de la zone simulée de $25 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$. Ce résultat est conforté par la présence de sel en surface, bien visible tant sur le terrain que sur les photos LANDSAT (juin 91) et SPOT (octobre 91) et par l'étude de la zone non saturée (*cf. infra*). Un autre résultat intéressant est l'estimation de la vitesse de pore à 2 à 5 m par an.

CONDUCTIVITE ELECTRIQUE ET CHLORURES

La moyenne de 23 mesures de conductivité électrique de la pluie est de $0,22 \text{ mS cm}^{-1}$ (Tab. 1). Cependant en ne retenant que six mesures correspondant à la saison des pluies la moyenne est de $0,04 \text{ mS cm}^{-1}$. Les concentrations moyennes en chlorures sont respectivement de l'ordre de $0,13 \text{ meq l}^{-1}$ et de $0,08 \text{ meq l}^{-1}$.

La conductivité du lac Titicaca est d'environ 1,4 mS cm⁻¹ (Fontes *et al.*, 1979) et la concentration en chlorures est de l'ordre de 7 meq l⁻¹ (Itlis *et al.*, 1992). Pour le Desaguadero dans notre zone d'étude, la moyenne de 55 mesures, s'étalant entre 3,3 et 0,7 mS cm⁻¹, est de 1,8 mS cm⁻¹. La concentration moyenne en chlorures est de 12 meq l⁻¹, ce qui est en bon accord avec d'autres campagnes de mesures (Quintanilla *et al.*, 1993). On peut seulement remarquer une concentration particulièrement importante en août 92 de 25 meq l⁻¹.

Label	X km	Y km	H m snm	K en mS/cm			Cl en me/l		
				N	M	Ec.Type	N	M	Ec.Type
P1	127.3	31.4	3727.2	4	1.1	0.10	2	3.2	0.40
P2	114.7	38.3	3803.6	13	0.4	0.02	9	0.1	0.08
P3	105.3	67.6	3750.2	12	1.6	0.34	6	12.0	3.71
P4	99.4	65.5	3745.0	6	9.0	0.91	3	40.9	6.13
P5	146.2	41.2	3721.5	21	4.2	0.86	16	30.8	8.49
P6	123.3	57.2	3734.6	5	1.8	0.28	4	10.5	0.81
P7	106.3	61.5	3780.2	6	0.6	0.03	2	0.5	0.00
P8	117.2	38.9	3779.5	7	0.3	0.02	2	0.23	0.38
P9	124.3	38.9	3736.0	9	0.5	0.10	7	0.6	0.37
P10	119.1	31.9	3785.8	6	0.5	0.02	2	1.0	0.19
P11	132.3	40.2	3724.5	15	0.7	0.04	11	1.4	0.30
P12	145.9	54.9	3725.6	17	3.2	0.29	12	22.4	2.17
P13	110.5	44.7	3803.8	16	0.3	0.02	8	0.1	0.03
P14	128.8	62.4	3735.5	6	2.7	0.16	1	14.9	
L1	105.9	68.1	3748.2	T23	0.22	0.74	T16	0.13	0.15
L2	127.7	59.6	3734	H6	0.04		H5	0.08	0.05
R1	105.9	68.1	3748.4	55	1.81	0.48	20	12.4	4
R2	127.7	59.6	3733						
R3	156.6	53.8	3722.9						
R4 (Lizarazu et al., 1987)				1	1.72				
T1 (Fontes et al., 1979)									
T2 (Fontes et al., 1979)				74	1.41	0.051			
T3 (Fontes et al., 1979)									

Table 1 - Coordonnées (X, Y cf. Fig. 2), altitude (H), conductivité électrique (K) et chlorures P1 à P14 : puits, L1 et L2 pluviomètres, R1 à R4 : points d'échantillonnage du Río Desaguadero, T1 à T3 : campagnes d'échantillonnage sur le lac Titicaca. N : nombre de mesures, M : moyenne, Ec. Typ. : écart type. Pour la pluie, il y a 23 mesures de conductivité dont 6 en saison humide (décembre, janvier et février) et 16 analyses de chlorures dont 5 en saison humide. Pour le Desaguadero, il y a 55 mesures de conductivité et 20 analyses de chlorures.

Pour la conductivité électrique de l'aquifère, on peut définir trois zones (Coudrain-Ribstein *et al.*, 1994). La première ($K < 0,5$ mS cm⁻¹) recouvre les piémonts. La seconde ($K \approx 2$ mS cm⁻¹) recouvre la zone d'alimentation par le Desaguadero. La troisième ($3 < K < 6$ mS cm⁻¹) est dans la zone sud-est ($135 < X < 145$; $40 < Y < 50$). Ces trois mêmes zones sont respectivement caractérisées par $[Cl] < 2$ meq l⁻¹, $2 < [Cl] < 20$ meq l⁻¹ et $[Cl] > 20$ meq l⁻¹.

En conclusion, vers les piémonts, la conductivité et la concentration en chlorures sont faibles, proches de celle de pluie. Dans les zones proches de l'alimentation par le Desaguadero, la conductivité électrique et la concentration en chlorures sont équivalents aux moyennes du Desaguadero. Il reste à comprendre l'origine de la salinité dans la zone nord est de la rive droite ($K > 3$ mS cm⁻¹ et $[Cl] > 20$ meq l⁻¹).

OXYGENE 18 ET DEUTERIUM

Les échantillons de pluie montrent une large distribution de $\delta^{18}\text{O}$ de -4 à -22‰ SMOW. Il n'y a pas d'effet d'altitude sur les cinq pluviomètres situés entre 3720 et 4220 m s.n.m. Par contre, la variation saisonnière est très marquée. Tous les échantillons des mois de décembre, janvier et février, dont la pluviométrie moyenne mensuelle est supérieure à 60 mm, ont une valeur de $\delta^{18}\text{O}$ comprise entre -11 et -22‰ . Les autres échantillons ont un rapport compris entre -4 et -10‰ sauf un échantillon de neige du mois d'août qui a donné une valeur de -16‰ . La moyenne de l'ensemble des 30 échantillons analysés est de -13‰ (Tab. 2). En se limitant aux trois mois les plus pluvieux, la moyenne de 15 échantillons est $-16,6\text{‰}$. Rozanski *et al.* (1993) indiquent qu'une fluctuation saisonnière de ce type, mais seulement d'une amplitude de 4‰ , existe dès la station de Belém près de l'océan Atlantique au Brésil et qu'elle se propage vers l'ouest. D'après Matsui *et al.* (1983) les faibles valeurs à Belém sont associées au passage de la Zone de Convergence Intertropicale. Sur le graphique du deutérium en fonction de l'oxygène-18 (Fig. 3), on remarque que nos deux points de mesure de pluie (de février et d'avril) se situent entre la droite mondiale des précipitations (Craig, 1961) et la droite de pente 7,7 proposée par différents auteurs pour des régions voisines (Aravena *et al.*, 1989 ; Alpers et Whittemore, 1990 et Stimson *et al.*, 1993).

Label	Date Ech	^{18}O	^3H U.T.	Date Ech	^{18}O	Deuter.	^{14}C	^{13}C	^{18}O N	M	Ec.Ty
							pCm				
P1				Mai-94	-14.6	-111.9			1	-14.6	
P2	Nov-93	-16.8	<2						7	-16.9	0.2
P3				Fév-94	-15.2	-123.8			2	-15.5	0.3
P4				Fév-94	-17.7	-134.9			3	-17.1	0.9
P5	Nov-93	-10.8	<2	Mar-94	-10.7	-96.8	37.1	-9.9	11	-13.4	2.5
P6				Jul-94	-8.6	-77.6			3	-8.7	0.2
P7				Fév-94	-15.4	-120.9			1	-15.5	
P8				Avr-94	-16.1	-122.5	75.2	-11.7	1	-16.1	
P9	Nov-93	-14.4	<2	Avr-94	-15.3	-120.4	89.7	-10	3	-14.7	0.5
P10				Mar-94	-14.8	-118.2			3	-14.4	0.9
P11	Nov-93	-16.0	<2	Avr-94	-16.2	-126.9	63.8	-11.2	6	-16.3	0.1
P12				Mar-94	-8.7	-83.8	58.9	-7	8	-8.9	0.2
P13	Nov-93	-17.2	5						6	-17.6	0.2
P14				Jul-94	-11.0	-93.1			3	-10.5	0.5
L1				Avr-94	-6.8	-41.9			T30	-13.0	9.1
L2				Fév-94	-16.7	-121.6			H15	-16.6	10.3
R1				Fév-94	-18.4	-129.4			15	-10.7	3.6
				Avr-94	-11.2	-97.2					
R2	Nov-93	-8.8	3	Jul-94	-8.4	-78.8					
R3				Avr-94	-11.2	-96.9					
R4 (Liz.)				Oct-85	-5.3	-59.6			1	-5.3	
T1 (Fon.)	Jun-76	-4.3	8	Jun-76	-4.3	-46.5			35	-4.3	0.11
T2 (Fon.)				Sep-76	-4.4				74	-4.42	0.18
T3 (Fon.)				Mar-77	-3.8	-50.0			38	-3.76	0.4

Table 2 - Analyses en ^{18}O , ^3H , ^2H , ^{14}C , ^{13}C . Voir légende Tab. 1. Pour le Desaguadero (R1 à R3), il y a 15 mesures d'oxygène-18 dans le cadre de ce travail entre Chilahuala et La Joya et un point d'échantillonnage R4 vraisemblablement un peu plus à l'aval analysé à l'AIEA (Lizarazu *et al.*, 1987).

Pour ce qui est de l'oxygène-18 des eaux de surface, les données sont les suivantes. Une étude de 147 échantillons du lac Titicaca collectés entre 1976 et 1977 de la surface jusqu'à 250 m de profondeur montrent des valeurs qui s'étalent entre -4,42‰ et -3,76‰ (Fontes *et al.*, 1979). Dans notre zone, les valeurs du Desaguadero s'étalent entre -18,4‰ pendant une crue et -5,3‰ (Lizarazu *et al.*, 1987) pendant la saison sèche, la valeur moyenne étant de -10,7‰. D'après le graphique du deutérium en fonction de l'oxygène-18 (Fig. 3), on remarque que le Desaguadero a un signal isotopique confondu à celui de la pluie pendant la crue (mois 2) et montre, en saison sèche, un comportement d'évaporation avec enrichissement en isotopes lourds (mois 4, 7 et 10). Par rapport au lac Titicaca qui fournit le débit de base, le Desaguadero est appauvri en isotopes lourds. Ceci indique que, aux apports du lac, doivent être ajoutées d'autres contributions, plus faibles en isotopes lourds, telles que celle du Río Mauri (Fig. 1) et celle d'apports souterrains (cf. Fig. 2, X < 115km).

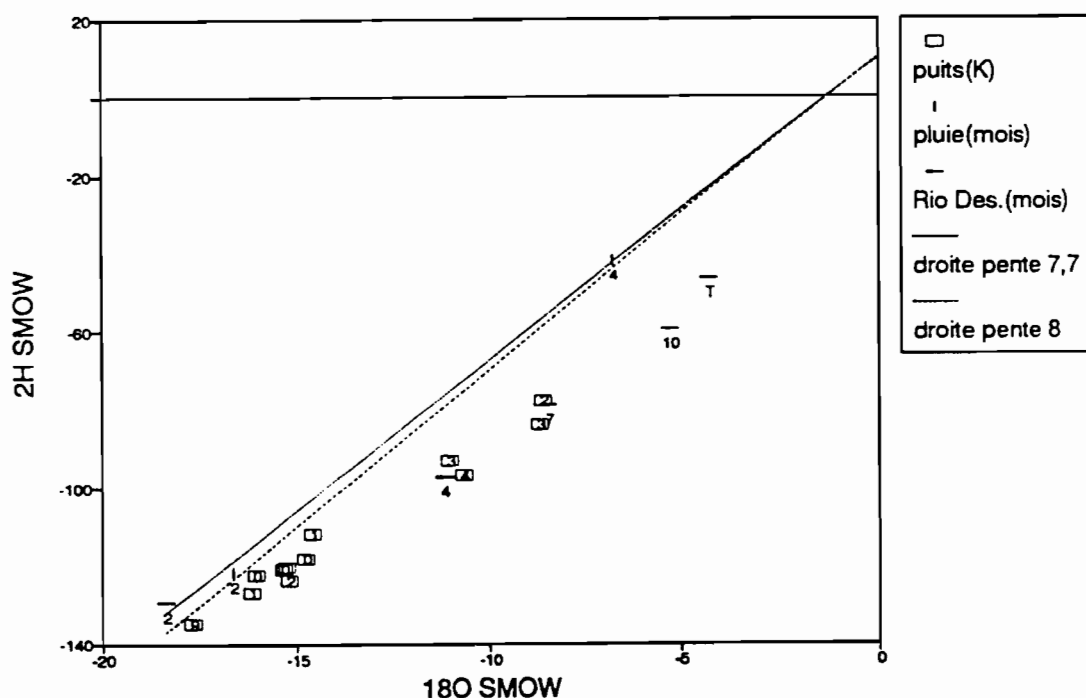


Figure 3 - Deutérium vs Oxygène 18 en ‰ SMOW (Standard Mean Ocean Water). La droite de pente 8 correspond à la droite mondiale des précipitations ($\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$). Les carrés correspondent à des analyses de puits, l'annotation dans les carrés donne la conductivité électrique. Le label donné au-dessous des traits verticaux, pour les pluies, et des traits horizontaux, pour le Río Desaguadero, donne le mois du prélèvement de l'échantillon. L'indice T indique la moyenne de plusieurs mesures effectuées en juin 1976 sur le lac Titicaca (Fontes *et al.*, 1979), le point du Desaguadero avec l'indice 10 est tiré de Lizarazu *et al.* (1987).

L'eau souterraine présente une large plage de variation de l'oxygène 18, entre -17,9‰ et -8,4‰ (Tab. 2), distribuée selon les trois mêmes zones géographiques que la conductivité et les chlorures. Dans la partie ouest, les valeurs sont inférieures à -15‰. Dans la zone d'alimentation par le Desaguadero, les valeurs sont proches de -10‰. Et au sud-est ($135 < X < 145$ et $40 < Y < 50$), les valeurs varient entre -13 et -8‰. Tous les puits ayant une conductivité électrique inférieure à 2 mS cm^{-1} montrent un $\delta^{18}\text{O}$ inférieur à -14‰. Tous les puits ayant une conductivité électrique supérieure à 2 montrent en moyenne un $\delta^{18}\text{O}$ supérieur à -14‰, sauf le puits P4 situé à l'ouest très près du Desaguadero et dont la salinité ($K = 9 \text{ mS cm}^{-1}$) provient de la dissolution de gypse. Douze mesures de deutérium ont été faites sur l'eau souterraine (Fig. 3). Les six points proches sur la droite mondiale des précipitations, avec un $\delta^{18}\text{O}$ inférieur à -14‰ sont des puits peu salés. Les quatre autres puits de la zone salée ($X > 140$) montrent un comportement d'eau évaporée.

Donc, les données en ^{18}O et en ^2H corroborent les deux types de recharge, c'est-à-dire l'infiltration d'eau de ruissellement dans les piémonts et recharge par le Desaguadero plus à l'aval. Elles montrent de plus que les eaux salées au sud est doivent avoir pour origine des eaux ayant subi une évaporation et ayant donc séjourné un certain temps en surface.

TRITIUM ET CARBONE 14

Les données en tritium, discutées dans Coudrain-Ribstein *et al.* (1994), indiquent que l'eau souterraine de Villarroel est plus ancienne que 1950 sauf dans la zone de recharge à l'ouest (P13 dans Tab. 2). De plus, elles suggèrent, par comparaison avec d'autres données (Aravena *et al.*, 1989 ; Stimson, 1991 ; AIEA, 1992 ; Fontes *et al.*, 1979 ; Lizarazu *et al.*, 1987), que les teneurs ont diminué depuis les années 1980.

Les cinq mesures de carbone ^{14}C et ^{13}C sur les eaux souterraines, ont aussi été discutées dans Coudrain-Ribstein *et al.* (1994). Il y a recharge moderne pour le point P9. Pour les trois points plus à l'est (P5, P11 et P12), en supposant qu'il n'y a pas de recharge, le temps de parcours peut être estimé par l'équation présentée dans Mook (1980) en fonction du rapport des activités en ^{14}C . Ceci donne 3820 ans du Nord au Sud pour une distance de 13,9 km et 4480 ans de l'ouest à l'est pour une distance de 14,1 km. Ces chiffres sont équivalents à une vitesse de pore d'environ $3,5 \text{ m an}^{-1}$ et donc du même ordre que celle estimée par le modèle hydraulique.

ZONE NON SATURÉE

Un carottage jusqu'à la nappe (6 m) a été effectué au point P5. Les échantillons d'eau extraits par centrifugation montrent que $\delta^{18}\text{O}$ décroît de 1,9‰ à proximité de la surface à -10‰ à 2,8 m de profondeur, puis reste stable jusqu'à la nappe, dont la teneur était de -10,8‰ le jour du carottage. Le profil obtenu est caractéristique d'une zone non saturée alimentée par une nappe et soumise à évaporation. Le modèle développé par Barnes et Allison (1983) pour le régime permanent en condition isotherme semble bien adapté aux mesures. Son application a permis de calculer une évaporation comprise entre 5,2 et 8,6 mm par an en prenant des tortuosités extrêmes (0,4 pour des argiles et 0,66 pour du sable).

L'analyse des solutions issues de la lixivation des échantillons montre que l'eau du sol est sursaturée par rapport aux sulfates, et révèle la présence de gypse. La concentration de l'eau du sol en chlorures croît exponentiellement entre 2 g l^{-1} à 6 m et 73 g l^{-1} en surface. Une telle accumulation, par évaporation depuis la nappe, indique que le dernier lessivage de la zone non

saturée, date de plusieurs centaines d'années. Un tel lessivage n'est d'ailleurs pas envisageable sous les conditions climatiques actuelles.

PALEO ENVIRONNEMENT

Pendant le Quaternaire, plusieurs transgressions lacustres ont existé (Servant et Fontes, 1978). La plus récente connue est celle du Tauca contemporaine d'une période de déglaciation (Seltzer, 1993). Ce lac a atteint 3740 m vers 11 000 ans BP (Rondeau, 1990). Sa salinité a été estimée à 60-90 g l⁻¹ (Risacher et Fritz, 1991) en dissolvant l'ensemble de la croûte de sel des salars Coipasa et Uyuni et en supposant un niveau de 3720 m. La régression du lac aurait été rapide vers 8000 ans BP. La reconstruction des fluctuations du lac Titicaca sur les derniers 7000 ans (Mourguiart *et al.*, 1992) indique que le niveau d'eau a atteint son minimum vers 7500 ans. Jusqu'à 1500 ans BP, le niveau est resté en dessous du seuil du Río Desaguadero qui donc n'était pas alimenté par le lac. Des travaux de géochimie sur le salar d'Uyuni (Risacher et Fritz, 1992) montrent une phase d'une extrême aridité pendant cette période. Enfin à cette époque, la salinité de la partie sud du lac Titicaca a atteint 30 g l⁻¹ (Mourguiart et Roux, 1990).

On peut donc déduire de ces études que le lac Tauca couvrait l'aquifère que nous étudions. Ensuite, de 8000 jusque vers 1500 ans BP, l'infiltration par la pluie et le ruissellement de surface était plus faible que maintenant et l'alimentation par le Río Desaguadero était impossible.

CONCLUSION

La pluie a une composition isotopique très largement variable avec les saisons. Les trois mois pluvieux susceptibles de recharger la nappe ont un $d^{18}O < -14\text{‰}$. Le Río Desaguadero a également une composition très variable. Pendant les crues d'été, sa composition chimique et isotopique est très proche de celle de la pluie. En saison sèche, elle évolue peu à peu vers celle du lac Titicaca qui lui fournit son débit de base, les eaux sont alors plus salées et ont un signal isotopique d'eau évaporée.

Les calculs de bilan en eau de l'aquifère rive droite par une modélisation hydrogéologique du régime actuel montrent que les trois termes : infiltration à l'ouest, alimentation par le Desaguadero et évaporation à partir de la nappe sont du même ordre de grandeur (20 10⁶ m³ an⁻¹). Ce régime hydrogéologique est nécessairement différent de celui prévalent entre 8000 et 1500 ans BP période beaucoup plus sèche pendant laquelle le Desaguadero n'était pas alimenté par le lac Titicaca, et de celui antérieur où le lac Tauca recouvrait largement l'aquifère (15 000-9000 ans BP).

La piézométrie, la modélisation hydrogéologique et les données de chimie et d'oxygène 18 permettent de proposer le schéma de fonctionnement actuel suivant. Dans la zone ouest, il y a infiltration à partir d'écoulements temporaires après la pluie, la composition de l'eau souterraine ($K < 0,5 \text{ mS cm}^{-1}$, $[Cl] < 2 \text{ meq l}^{-1}$, $\delta^{18}O < -15\text{‰}$, $\delta^2H < -110\text{‰}$) est proche de celle de la pluie des mois les plus pluvieux. De cette zone, le flux se dirige vers le nord alimentant le Desaguadero, et aussi vers le sud-est parallèlement à la Serranía Corque. Plus à l'aval ($X > 115 \text{ km}$, Fig. 2), le Desaguadero alimente la nappe dont la composition est alors égale à la moyenne de celle du Río ($K = 2 \text{ mS cm}^{-1}$, $[Cl] = 20 \text{ meq l}^{-1}$, $\delta^{18}O = -10\text{‰}$). Encore plus à l'aval, dans la zone de convergence de ces deux flux de l'ouest et du nord, la salinité de l'eau est nettement plus forte ($3 \text{ mS cm}^{-1} < K < 6 \text{ mS cm}^{-1}$, $[Cl] > 20 \text{ meq l}^{-1}$), son signal isotopique est celui d'une eau ayant subi de l'évaporation et les mesures de ¹⁴C indiquent un âge supérieur à 4500 ans. Guyot et Gumiel

(1990) ont proposé d'expliquer la salinité des puits sur la zone ouest d'Oruro par infiltration des eaux salées à partir des zones d'inondations. L'étude isotopique des eaux souterraines d'Oruro (Lizarazu *et al.*, 1987) et la présente étude montrent au contraire qu'il n'y a pas de recharge à partir des zones d'inondation. La forte salinité des eaux fossiles de la zone sud-est de l'aquifère de Villarroel doit plutôt être liée à la succession des différentes phases climatiques qui se sont succédées depuis que le lac Tauca recouvrait la zone.

Remerciements - Les auteurs remercient le SENAMHI pour les données de pluie et l'aide apportée pour le nivellement, et le Projet d'Etude du Lac Titicaca pour les données des bornes nivelées le long du Desaguadero.

BIBLIOGRAPHIE

- AIEA (1992) Statistical treatment of data on environmental isotopes in precipitation. *Tech. Report ser.* 331.
- Alpers Ch. N. & Whittemore D. O. (1990) Hydrogeochemistry and stable isotopes of ground and surface waters from two adjacent closed basins, Atacama Desert, northern Chile. *Appl. Geochem.* 5, 719-34.
- Aravena R., Peña H., Grilli A., Suzuki O., Mordeckai M. & Suzuki O. (1989) Evolución isotópica de las lluvias y origen de las masas de aire en el Altiplano Chileno. In : *Estudios de Hidrología isotópica en América Latina*, México, AIEA, 129-42.
- Baby P., Sempere T., Oller J., Barrios L., Herail G. & Marocco R. (1990) Un bassin en compression d'âge ologo-miocène dans le sud de l'Altiplano bolivien. *C.R.Acad. Sci. Paris sér. II* 311, 341-7.
- Barnes C.J. & Allison G.B. (1983) The distribution of deuterium and ^{18}O in dry soils. *Theory. J. Hydrol.* 60, 141-56.
- Bredehoeft J. (1990) Microcomputer codes for simulating transient groundwater flow in two and three space dimensions. *US Geological Survey Open-File Report* 90-559.
- Camacho M.V.M. & Quintanilla J.A. (1994) Estudio preliminar de las aguas subterráneas de la provincia Aroma del departamento de La Paz. Rapport IIQ-UMSA, La Paz.
- Coudrain-Ribstein A., Loosemore T., Rochat P., Quintanilla J. & Younger P. (1995) Use of a groundwater model in assessing possible sources of salinity on the central Bolivian Altiplano. Actes coll. AISH *Models for assessing and monitoring groundwater quality*, UIGG-XXI Ass. Gén., Juill. 2-14, Boulder, Etats Unis.
- Coudrain-Ribstein A., Olive P., Quintanilla, Sondag F. & Cahuaya D. (1994) Salinity and isotopic dynamics of the groundwater resources on the Bolivian Altiplano. Actes Articles Sélectionnés, Sémin. Int. AISH TRACARID, août 94, Vienne, Autriche.
- Craig H. (1961) Standard for reporting concentration of deuterium and oxygen 18 in natural waters. *Sciences* 133, 1833-4.
- Fontes J.C., Boulange B., Carmouze J.P. & Florkowski T. (1979) Preliminary oxygen-18 and deuterium study of the dynamics of lake Titicaca. In : *Isotopes in lake studies*, Vienne, Autriche, AIEA, 207-29.
- GEOBOL (1967-1985) Cartes géologiques de Umala, Eucaliptus, Huayllamarca et Corocoro 1/50 000. La Paz.
- GEOBOL & NNUU (1973) Los recursos de agua del Altiplano norte y del área de Oruro. *Rapp. PNUD*, La Paz.
- Gumiel (1988) Prospección hidrogeológica del área Altiplánica. *Rapp. PMPR II-CEE-CORDEPAZ*, La Paz.
- Gutierrez R. (1991) Sub-programma estudios Titicaca-Desaguadero-Poopo-Salar (TDPS). PELT, Pérou.
- Guyot J.L. & Gumiel D. (1990) Premières données sur l'hydrogéologie et l'hydrogéochimie du Nord de l'Altiplano bolivien. *Hydrogéologie* 3, 159-64.
- Herbas C. & Hufty A. (1992) L'évaporation du haut plateau bolivien. *Le Climat* 10(1), 31-56.
- Iltis A., Carmouze J.P. & Lemoalle J (1992) Physico-Chemical properties of the water. In : *Lake Titicaca, a synthesis of limnological knowledge*. (ed. by C. Dejoux & A. Iltis), 89-97, Kluwer Acad. Publ., London.
- Jiménez M. A. & Coudrain-Ribstein A. (1995) Determinación de aguas salinas en acuíferos mediante exploración geoelectrica en el Altiplano central. *Sem. Aguas, Glaciares y Cambios climáticos en los Andes*, La Paz, 13-16 juin.
- Lavenu A. (1986) Etude néotectonique de l'Altiplano et de la cordillère orientale des Andes boliviennes. Th. D. ès Sci., Univ. Paris-Sud, centre d'Orsay.

- Ledezma R. D. (1995) Influencia del riego en los procesos de salinización y sodificación en suelos de la provincia G. Villarroel. Tesis de grado, UMSA, La Paz.
- Lizarazu J., Aranyosy J.F., Orsag V. & Salazar J.C. (1987) Estudio isotópico de la cuenca de Oruro-Caracollo (Bolivia). *Isotope techniques in water resources development*, Vienne, AIEA, 301-14.
- Llamas J., Verrette J.-L., Garfías J. & Antigüedad I. (1994) Stochastic simulation of hydrological data in the Bolivian highlands. *J. Hydrol.* **158**, 363-79.
- Matsui E., Salati E., Ribeiro M.N.G., Reis M.C., Tancredi A.C. & Gat J.R. (1983) Precipitation in the central Amazon Basin : The isotopic composition of rain and atmospheric moisture at Belém and Manaus. *Acta Amazonica* **13**, 307-69.
- Messerli B., Bonani G., Bürgi H., Geyh M.A., Gral K., Grosjean M. *et al.* (1993) Climate change and natural resource dynamics in the Atacama Altiplano in the last 18 000 years. A preliminary synthesis. *Mount. Res. Dev.* **13**(2), 117-27.
- Montes de Oca I. (1982) *Geografía y recursos naturales de Bolivia*. La Paz.
- Mourguiart Ph. & Roux M. (1990) Une approche nouvelle du problème posé par les reconstructions des paléoniveaux lacustres : utilisation d'une fonction de transfert basée sur les faunes d'ostracodes. *Géodynamique* **5**(2), 151-65.
- Mourguiart Ph., Wirrmann D., Fournier M. & Servant M. (1992) Reconstruction quantitative des niveaux du petit lac Titicaca au cours de l'Holocène. *C.R. Acad. Sci. Paris sér. II*(315), 875-80.
- Quintanilla J.A., Calliconde M.A., Espinoza I.A., Gutiérrez G. V & Herrera J.C. (1993) Hidroquímica y contaminación. In : *Sistema hidrológico del Altiplano, cuenca Río Desaguadero*. Rapp. UMSA-SENAMHI- Univ. Laval Québec, La Paz, p. 86-170.
- Risacher F. & Fritz B. (1991) Quaternary geochemical evolution of the salars of Uyuni and Coipasa, Central Altiplano, Bolivia. *Chem. Geology* **90**, 211-31.
- Risacher F. & Fritz B. (1992) Mise en évidence d'une phase climatique holocène extrêmement aride dans l'Altiplano par la présence de la polyhalite dans le salar d'Uyuni. *C.R. Acad. Sci. Paris* **314**(II), 1371-7.
- Rondeau B. (1990) Géochimie isotopique et géochronologie des stromatolites lacustres quaternaires de l'Altiplano bolivien. Maîtrise, Univ. Québec, Montréal, Canada.
- Rozanski K., Araguás-Araguás L. & Gonfiantini R. (1993) Isotopic patterns in modern global precipitation. *Climate Change in Continental Isotopic Records*. A.G.U., *Geophysical Monograph* **78**, 1-36.
- Seltzer G.O. (1993) Late-quaternary glaciation as a proxy for climate change in the central Andes. *Mountain Res. Dev.* **13**, 129-38.
- Servant M. & Fontes J.C. (1978) Les lacs quaternaires des hauts plateaux des Andes boliviennes. Premières interprétations paléoclimatiques. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.* **X**(1), 9-23.
- Stimson J. (1991) Isotopic and geochemical evolution of groundwaters in Cochabamba Valley, Bolivia. MSc Thesis Waterloo Univ., Ontario, Canada.
- Stimson J., Frape S., Drimmie R., Rudolph D. & Farvolden R. (1993) Causes of groundwater salinization in a low-lying area of Cochabamba Valley, Bolivia. In : *Applications of Isotope techniques in studying past and current environmental changes in the hydrosphere and atmosphere* (Proc. Vienna, April), 18 p., IAEA.
- Vacher J., Atteia O., Metselaar K., Brasier E., Imaña E., Mendez A., Choquevilca J., Maldonado R., Eldin M. & Feddes R. (1988) Agroclimatología del Altiplano Boliviano. Rapp. **5** (tome I) ORSTOM, La Paz.
- Younger P.L. (1992) Quaternary geology and hydrogeology : the value of an interdisciplinary approach. *Geoscientist* **2**(5), 24-7.

ISOTOPE HYDROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF NORTHERN CHILE GROUNDWATERS

R. ARAVENA¹

Abstract - This paper reviews studies that applied isotope techniques in aquifers located in the Pampa del Tamarugal and the Salar de Atacama Basins in northern Chile. The main aims of these studies were to obtain information about the origin and residence time of groundwater, groundwater quality, evaporation rates from Salares, and the relationship between flooding and aquifer recharge. Some of the main conclusions of these studies that have implications for water resources management in this region are a) most of the groundwater is of good quality, with the exception of areas close to the Salares; b) a multiaquifer system was identified in the Pampa del Tamarugal basin, associated with recharge areas located at different altitudes and; c) a significant portion of the groundwaters in the Pampa aquifers should be treated as a non renewable water resource.

Resumen - En este trabajo se presenta un resumen de estudios que se han realizado en el Norte de Chile, en acufferos localizados en la Pampa del Tamarugal y el Salar de Atacama. Los principales objetivos de esos estudios fueron obtener información, sobre el origen y el tiempo de residencia del agua subterránea, calidad química del agua, tasas de evaporación desde los salares y evaluar la relación entre inundaciones y recarga a los acufferos. Las principales conclusiones de estos estudios son las siguientes: a) La mayoría del agua subterránea es de buena calidad, con la excepción en las áreas cercanas a los Salares; b) se identificó en la Pampa del Tamarugal región un sistema de multiacuífero relacionado a áreas de recargas localizadas en diferentes altitudes; c) Una parte importante del agua subterránea en la Pampa del Tamarugal tiene que ser tratada como un recurso no renovable.

INTRODUCTION

Northern Chile is one of the most arid region of the world. Annual precipitation is nil at lower elevations and reaches about 200 mm/yr above an altitude of 3500 m.a.s.l. The main source of the precipitation in this region is the Atlantic Ocean and most of rain falls between December and March (ICC-CONIC, 1982). This precipitation pattern is the main control of the hydrology in this region. Groundwater and surface water originating from the Andes Mountains are the main water resource for urban development and for agricultural and mining activities. The need for development and efficient management of these water resources has been the focus of several national and international projects in the region (Peña, 1970; Corfo, 1973; Campillo and Hojas, 1975; PNUD, 1978; Karzulovic and Garcia, 1979).

Several geochemical studies in northern Chile have applied environmental isotopes to provide information about the origin and residence time of the groundwater, evaporation rates from Salares, and influence of floods in aquifers recharge (Fritz *et al.*, 1979; 1981; Peña *et al.*, 1989; Grilli *et al.*, 1989; Magaritz *et al.*, 1989, 1990; Aravena and Suzuki, 1990).

¹ Waterloo Centre for Groundwater Research, Dept. of Earth Sciences, Univ. of Waterloo, Waterloo, Ontario, Canada.

This paper reviews isotope and geochemical studies carried out in two regions in northern Chile, the Pampa del Tamarugal and the Salar de Atacama drainage basins (Figure 1). Most studies have been conducted in the Pampa del Tamarugal basin.

STUDY SITES

Pampa del Tamarugal Basin

This region is the northern extension of the Atacama Desert. It is a north-south plain (22°18'S) at 1000-1200 m.a.s.l, located between the Cordillera de la Costa and the foot of the Cordillera de los Andes. This plain is a closed terminal basin formerly of a Tertiary-aged drainage system that had headwater in the Cordillera de los Andes. The Pampa del Tamarugal aquifers are within a sedimentary sequence that was deposited during the Tertiary and the Quaternary and have thicknesses of up to 900 m. The Quaternary sediments have a maximum thickness of 500 m and include a variety of alluvial, fluvial and lacustrine deposits. The upper 250 m are being tapped for groundwater exploitation. More information on the geology of this region can be found in Galli and Dingman (1962).

The main regional groundwater flow direction is from northeast to southwest although a component of flow in the east to west direction is also observed in some parts of the basin. Both components are directed toward the Salares, which are located in the western part of the basin (Figure 2). This flow model assumes that the main groundwater flow component is associated with the alluvial fans located in the eastern part of the basin. Groundwater is fresh in most parts of the basin except for the Salares, where salinity can reach values as high as 120 000 μmhos . One of the major obstacles for the groundwater resource development in the Pampa del Tamarugal region is the deficit of about 990 l s^{-1} between groundwater recharge and discharge (Grilli *et al.*, 1986). However, it is possible that this deficit is less, since there is some information that suggests additional recharge from a deep groundwater flow system could occur through fractures.

Salar de Atacama Basin

The Salar de Atacama basin is situated in a tectonic depression and is hydrologically closed. The average elevation of the Salar de Atacama is 2350 m.a.s.l. The groundwater flow system originates in mountains to the north and east and discharges in the Salar, which is typical for numerous closed basins that exist in the Altiplano. Most of the aquifers are found in alluvial fans inclined towards the Salar. Cemented ash layers within gravel and sand act as confining beds between aquifers. Groundwater is fresh in the shallow aquifer and becomes saline in the deeper aquifer close to the Salar (Fritz *et al.*, 1979).

DISCUSSION

In northern Chile, two of the most important findings of the application of isotope techniques in groundwater hydrology were the identification of the existence of aquifers associated with different recharge areas and that much of the groundwater in the Pampa del Tamarugal basin consisted of a non-renewable water resource. These contributions have significant implications for water resources management.

The approach used in the isotope studies consisted of the isotopic characterization (^{18}O , ^2H) of precipitation, groundwaters, springs and surface waters. The residence time of groundwater was estimated based on ^3H , ^{13}C and ^{14}C data.

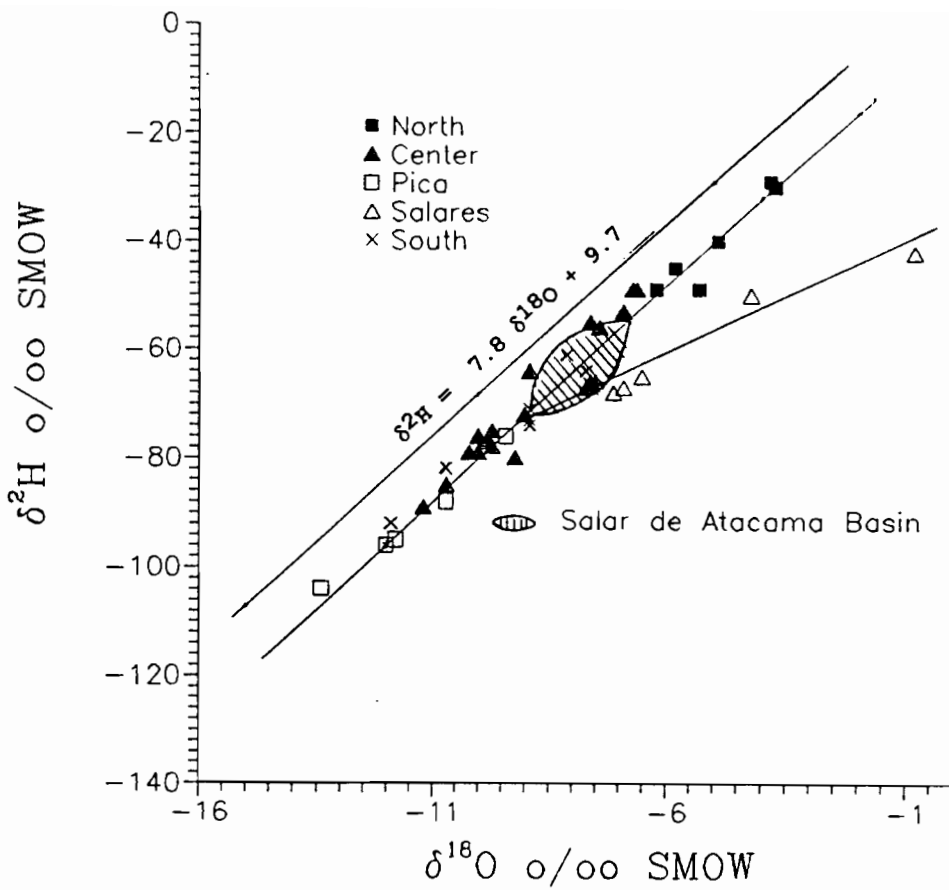


Fig. 3. Isotopic composition of the groundwater in the Pampa del Tamarugal and Salar de Atacama Basins.

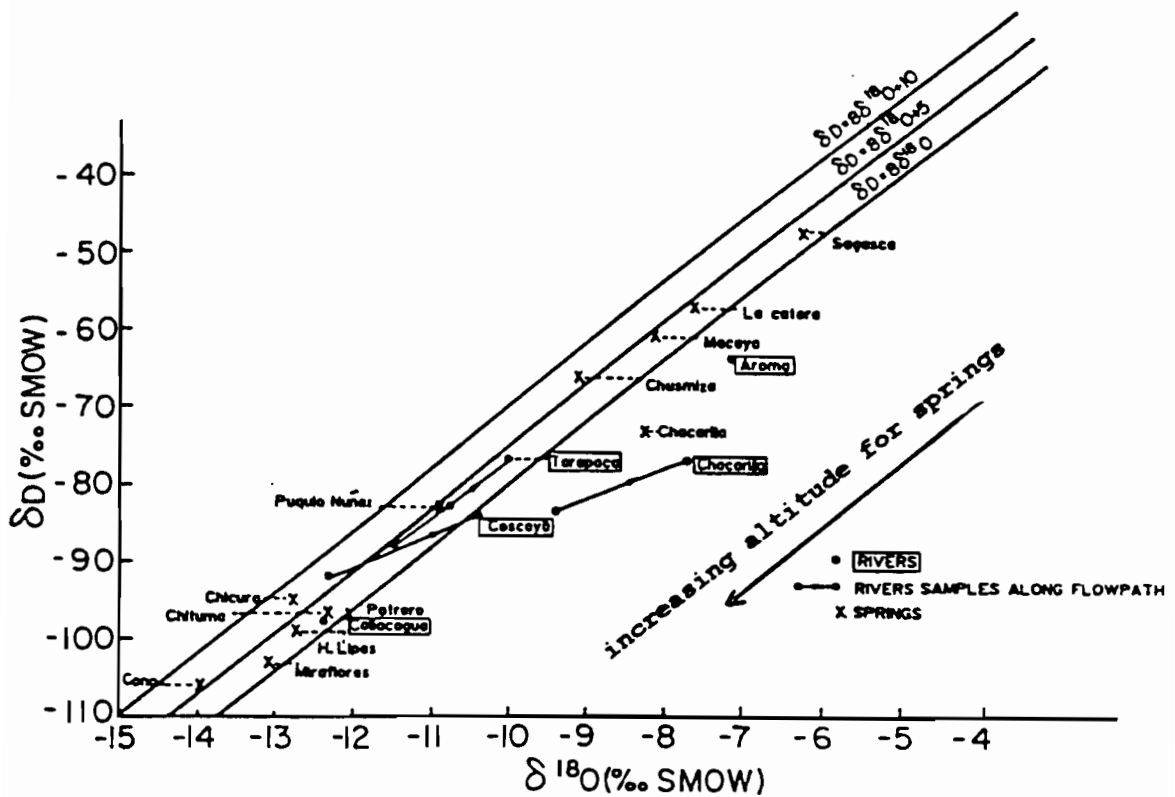


Fig. 4. Isotopic composition of springs and river water in the Pampa del Tamarugal Basin (from Magaritz et al., 1989).

One of the characteristics of the groundwater in the Pampa del Tamarugal, is their wide range in isotopic composition that varies between -13.4 and -3.8‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -140 and -28‰ for $\delta^2\text{H}$ (Figure 3). The most depleted waters are found in the Pica Region and the most enriched in the northern area of the Pampa (Fritz *et al.*, 1981; Magaritz *et al.*, 1989).

In general, the isotopic composition of the groundwater represents the weighted mean isotopic composition of the precipitation in the recharge areas. A detailed study of the isotopic composition of the precipitation in northern Chile showed a wide range in isotopic composition with values between -22 and -5‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -150 and -30‰ for $\delta^2\text{H}$ (Fritz *et al.*, 1981; Aravena *et al.*, 1989). These data also indicated that the most depleted isotopic values were observed at higher altitudes. This pattern was also observed in springs sampled at different altitudes (Figure 4) (Fritz *et al.*, 1981; Magaritz *et al.*, 1989).

The isotope data of precipitation in northern Chile defines a local meteoric water line (LMWL, $\delta^2\text{H} = 7.8 \delta^{18}\text{O} + 9.8$) that is very similar to the global meteoric water line (Figure 3). In general, groundwater is located on a different line than the LMWL. This pattern suggested that the groundwater were recharged under different climatic conditions than today (Fritz *et al.*, 1981). Further studies, specifically on springs in the higher part of the basin, indicated that recent groundwater exhibits the same isotopic pattern as the Pampa groundwaters (Magaritz *et al.*, 1989). The difference between the isotopic composition of the precipitation and groundwater is related to evaporation that affects the precipitation in the unsaturated zone of the recharge areas. This process enriches the isotope content of the recharge waters and is preserved in the groundwater.

The isotopic pattern of the groundwater, precipitation and springs at different altitudes, clearly indicates the existence of a multiaquifers system in the Pampa del Tamarugal. These aquifers have recharge areas located at different altitudes. These results are important in understanding the relationship between modern precipitation and groundwater recharge. For example, the existence of groundwater in the range of -3.5 to -7.0‰ for ^{18}O indicates that these waters were recharged at altitudes no higher than 2,700 m.a.s.l. The precipitation today at these altitudes is irrelevant, implying that these groundwaters were recharged during wetter periods characterized by higher precipitation at lower altitudes.

Groundwater in the aquifers located in the eastern part of the Salar de Atacama basin (Fritz *et al.*, 1979) show an smaller isotopic range (-7.0 and -8.5‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -55 and -65‰ for $\delta^2\text{H}$) than the Pampa del Tamarugal groundwater, indicating that they have a similar recharge area (Figure 3). More depleted waters are observed in the northern region of the Salar de Atacama, specifically in the Loa basin. Springs at higher altitudes show values of -11.4‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -81‰ for $\delta^2\text{H}$ (Aravena and Suzuki, 1990). Similar to the groundwater in the Pampa del Tamarugal basin, the groundwater in the Salar de Atacama also plot below the local meteoric water line, indicating that evaporation commonly affects the precipitation in the recharge areas of northern Chile.

In general, rivers and Salares show the effect of the evaporation in their isotopic composition (Figure 3 and 4). All the rivers disappear before reaching the alluvial fans, suggesting that part of their water is recharging the aquifers. Only during very wet years, high runoff events cause flooding of most of the lower basins. However, isotopic data measured from soils after flooding indicated that most of this water is lost by evaporation (Peña *et al.*, 1989). This is in agreement with a combination of low permeability sediments (clays) present in the lower basins, and extreme arid conditions in northern Chile.

Geochemistry

The water chemistry of surface and subsurface sources in northern Chile is mainly controlled by evaporation, interaction of meteoric water with volcanic rocks in the recharge areas and along the groundwater flow system, and interaction with evaporites in the aquifer sediments. Springs and streams in the higher part of the basins are characterized by low salinity in the range of 150 to 1,200 μmhos , increasing to values as high as 8,600 μmhos as rivers approach the alluvial fans located in the lower part of the basin (Magaritz *et al.*, 1989). Water type in the higher part of the basin is Na-SO₄, changing to Ca-SO₄ and finally to Na-Cl in areas close to the Salares. ³⁴S data in streams indicated that the main source of sulfate in these waters is sulfate minerals present in volcanic rocks (Aravena *et al.*, 1987).

Geothermal fields can also play a role in the chemistry of surface water in northern Chile (Giggenbach, 1978). This is clearly observed in the Rio Loa Basin, specifically in the Salado River, where Cl and Na concentrations are higher than 2,000 mg l⁻¹ and 1,000 mg l⁻¹, respectively (Aravena and Suzuki, 1990).

Groundwaters in the northern Chile aquifers are characterized by low salinity (300 to 4,500 μmhos), except for the groundwater in the Salares which range from 20,000 to 105,000 μmhos . The salinity increases from the alluvial fans toward the Salares. These areas are the terminal zone of the groundwater flow system. The water table in these areas is located very close to the surface, which links to high evaporation rates have produced extensive deposits of evaporites composed mainly of halite.

Groundwater in the Pampa aquifers are Ca-SO₄ in the eastern part of the basin, near to the alluvial fans, evolving to Na-Cl toward the Salares. The main processes that control the chemistry of groundwater along the flow system are dissolution/precipitation of carbonate minerals and dissolution of evaporites (halite and gypsum). Less saline water with conductivities in the order of 300 μmhos are located in the Pica region and are Na-HCO₃. These waters are associated with a deep flow system through volcanic sediments of the Altos de Pica Formation.

Groundwater Residence Time

Tritium (³H) is a commonly used tracer in hydrology for determining relative ages of recent groundwaters. In general, groundwaters with ³H content higher than 2 TU represent waters that were recharged during the last 40 years. Fifty to sixty TU were the highest ³H concentrations measured in precipitation during the 1960's in the southern hemisphere at mid-latitudes. Values as high as 300 TU were measured in Antarctica (Albero and Panarello, 1981). Tritium concentrations in precipitation in northern Chile are about of 8 TU (Aravena *et al.*, 1989). Only a few springs located in the higher part of the basins in northern Chile have measurable levels of ³H. All groundwaters are devoid of ³H.

The other alternative that was used in the northern Chile studies to estimate residence time of groundwater was ¹⁴C. This approach requires an understanding of the main sources of dissolved inorganic carbon (DIC) and processes that can affect this carbon pool along the groundwater flow system (Fontes, 1983). Reaction of soil CO₂ with silicates and dissolution of carbonates appears to be the main sources of DIC in northern Chile. Volcanic CO₂ also contributes to the DIC pool in some areas in this region (Aravena and Suzuki, 1990).

In the Pampa de Tamarugal aquifers, the ¹⁴C concentration in groundwater ranges from 105 to 14.3 pmC (percent carbon modern) (Fritz *et al.*, 1981; Magaritz *et al.*, 1990). The higher ¹⁴C concentrations are observed in a shallow non-confined aquifer located in the Pica region.

However, this does not indicate recent recharge waters, because water is recirculated due to agricultural practices, into the aquifer. The higher ^{14}C values are due to isotopic exchange between DIC of the irrigated water and soil CO_2 present in the unsaturated areas (Aravena and Suzuki, 1990).

The lower ^{14}C values are observed in the western part of the basin, in the Canchones aquifer and deep aquifers in the Pica and Pintados areas. It seems that the ^{14}C concentration decreased along the direction of the groundwater flow system, however, there is evidence in the central Pampa that shows ^{14}C concentration similar or higher than groundwater located upflow. These waters are also not part of the overall geochemical evolution pattern. It has been postulated this groundwater is part of a faster groundwater flow system through fractures (Magaritz *et al.*, 1990), or perhaps, aquifers with different isotopic signatures occur in this area. More detailed work on the stratigraphy of the Pampa aquifers are required to have a better understanding of this geochemical pattern.

The ^{14}C data clearly document the presence of groundwater recharged during the Holocene in the central part of the Pampa. Application of the ^{13}C correction model by Fritz *et al.* (1981) suggested that radiocarbon ages for these groundwater range from recent to 10,000 yr, except for deep groundwater in the Pintados area, which date near 19,000 yr. These estimates represent minimum radiocarbon groundwater ages. There are some ^{14}C data on recent waters from the higher part of the basin that suggest that dissolution of carbonates in the recharge areas is occurring under partially open conditions (Magaritz *et al.*, 1989). Therefore, corrected radiocarbon ages taking this possibility into consideration will be much older than the corrected radiocarbon ages assuming closed system conditions. Correction models based on geochemical evolution of groundwater are currently being used to improve corrected radiocarbon data. Knowledge of the the residence time of the groundwater and recharge rates to the aquifer, indicated that a significant portion of the groundwater in the Pampa aquifers should be treated as a non-renewable water resource.

In case of the Salar de Atacama groundwaters, their ^{14}C content range between 12.2 and 3.2 pmC. A ^{13}C correction model was applied to these data, but there is evidence that volcanic CO_2 may be involved in the carbon cycle of these groundwaters (Fritz *et al.*, 1979). The role of volcanic CO_2 in the carbon cycle of groundwater is well documented in the area north of Salar de Atacama (Aravena and Suzuki, 1990).

SUMMARY

Application of environmental isotopes in northern Chile has provided valuable information for understanding the hydrology in this arid environment. These studies have shown the existence of a multiaquifer system in the Pampa del Tamarugal basin associated with recharge areas at different altitudes. Evaluation of the groundwater residence time in conjunction with hydrological data demonstrated that a large portion of the groundwater in the Pampa aquifers should be considered a non-renewable water resource. Most of the surface water that has inundated the Pampa during very wet years is not a source of recharge to the aquifers, because of the high rates of evaporation and low permeable clayey sediments. Geochemical studies have shown that most groundwater is fresh in northern Chile aquifers except for the groundwater near to the Salares. High salinity in surface water and groundwater in some areas is associated to the influence of geothermal fields. More studies are required to evaluate the hydrology of the closed basins located in the Altiplano region. This is part of the recharge areas for the aquifers located in

the lower basins and contain strategic water resources for the exploitation of the extensive mineral deposits that exist in northern Chile. One of the major challenges facing water resources managers today in this region is administering the distribution of a scarce resource between communities and mining companies without disturbing the delicate equilibrium that prevails in northern Chile ecosystems.

Acknowledgements - The isotope studies presented in this paper were sponsored and supported by the *Dirección General de Aguas*, the *Comisión Chilena de Energía Nuclear* and the International Atomic Energy Agency. The scientists involved in these studies were C. Silva, O. Suzuki, A. Pollastri, H. Peña, A. Grilli, P. Fritz, E. Salati, and M. Margaritz. This paper is dedicated to M. Margaritz and J.-Ch. Fontes, two important isotope colleagues that died recently.

REFERENCES

- Albero, M.C., and Panarello, H.O. (1981). Tritio e isótopos estables en aguas de precipitaciones en América del Sur. Proc. Interamerican Symposium on Isotope Hydrology. Instituto de Asuntos Nucleares, Bogota, pp 91-109.
- Aravena, R., Suzuki, O., Fritz, P., Peña, H., y Rauert, W. (1987). Isotopic evolution of aqueous sulfate in northern Chile waters. Proc. International Symposium on the Use of Isotope Techniques in Water Resources Development. IAEA, Vienna, Austria. p 715.
- Aravena, R., Peña, H., Grilli, A., Suzuki, O., and Margaritz, M. (1989). Evolución isotópica de las lluvias y origen de las masas de aire en el Altiplano Chileno. IAEA-TECDOC- 502. Seminar Isotope Hydrology Investigations in Latin America. Mexico. pp: 129-142.
- Aravena, R., and Suzuki, O. (1990). Isotopic evolution of rivers in Northern Chile, *Water Resources Research*, 26: 2887-2895.
- Campillo, R., and Hojas, A. (1975). Hidrogeología de la Pampa del Tamarugal. Iren-Corfo, Santiago, 61pp.
- Corfo-Universidad de Chile. (1973). Estudios de recursos hídricos de la cuenca del Loa, report, Dept de Recursos Hídricos, Santiago, Chile, May.
- Fontes, J.Ch. (1983). Dating of groundwater. In Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology. IAEA Technical Reports Series 91: 285-317.
- Fritz, P., Silva, C., Suzuki, O., and Salati, E. (1979). Isotope hydrology in northern Chile. In Proceeding of the Symposium Isotope Hydrology, International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria, pp 525-543.
- Fritz, P., Silva, C., Suzuki, O., and Salati, E. (1981). Isotope Hydrology of groundwater in the Pampa del Tamarugal, Chile. *Journal of Hydrology*, 53:161-184.
- Galli, O.C., y Dingman, J.R. (1962). Geología de los cuadrangulos Pica, Alca, Matilla, y Chacarilla. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geologica de Chile, 3 (2-5), 125p.
- Giggenbach, W.F. (1978). The isotopic composition of waters from the El Tatio geothermal field, northern Chile. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 42: 979-988.
- Grilli, A., Vidal, F., y Garin, C. (1986). Balance Hidrológico Nacional, I Región. Dirección General de Aguas, M.O.P.
- Grilli, A., Pollastri, A., Ortiz, J., y Aguirre, E. (1989). Evaluación de tasas de evaporación desde salares, utilizando técnicas isotópicas. IAEA-TECDOC- 502. Seminar Isotope Hydrology Investigations in Latin America. Mexico. pp: 155-168.
- ICC-CONIC. (1982). Estudio de las precipitaciones en la región de Tarapacá. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas.
- Karzulovic, J., y Garcia, F. (1979). Evaluación de los recursos hídricos de la Provincia de Iquique. Informe DGA, Intendencia Reg. Serplac Iquique, 205 pp.
- Margaritz, M., Aravena, R., and Peña, H., Suzuki, O., and Grilli, A. (1989). Water chemistry and isotope study of streams and springs in Northern Chile. *Journal of Hydrology*, 108: 323-341.
- Margaritz, M., Aravena, R., and Peña, H., Suzuki, O., and Grilli, A. (1990). Deep circulation of groundwater in the Andes: Source of groundwater in the deserts of Northern Chile. *Groundwater*, 28 : 513-517.

- Peña , H. (1970). Modelo hidrológico y de constitución química de la cuenca del Río Loa. tesis de grado, Ingeniería, Univ. Católica de Chile, Santiago.
- Peña , H., Grilli, A., Salazar, C., Orphanopoulos, D., Suzuki, O., Aravena, R., y Rauert, W. (1989). Estudio de Hidrología Isotópica en el área del Salar de Llamara, Desierto de Atacama, Chile. IAEA-TECDOC-502. Seminar Isotope Hydrology Investigations in Latin America. Mexico. pp: 113-125.
- Programa Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD). (1978). Desarrollo de los recursos de agua en el Norte Grande, Chile, Julio.