

1995

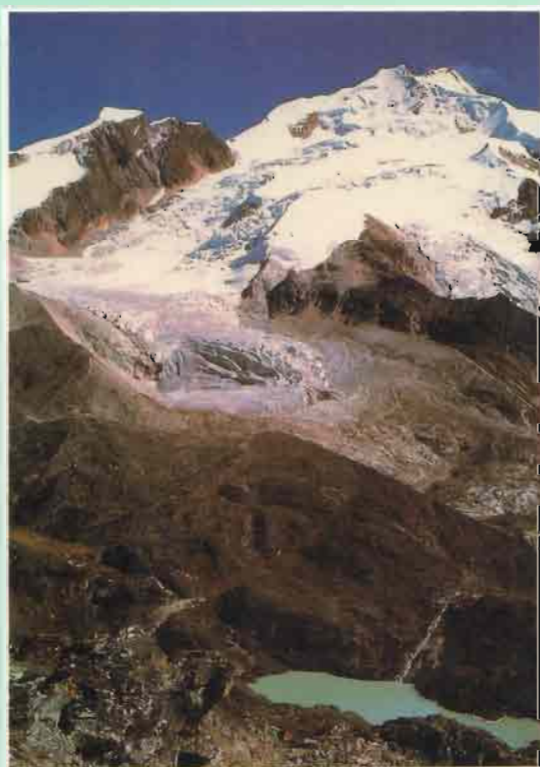
Tome 24
N° 3

LIMA - PÉROU

BULLETIN

de l'INSTITUT FRANÇAIS
d'ÉTUDES ANDINES

**EAUX, GLACIERS
& CHANGEMENTS CLIMATIQUES
DANS LES ANDES TROPICALES**



CRISTOM



IFEA

ÉDITEURS: P. RIBSTEIN, B. FRANCOU, A. COUDRAIN-
RIBSTEIN & P. MOURGUIART

Numéro thématique

**EAUX, GLACIERS
& CHANGEMENTS CLIMATIQUES DANS LES
ANDES TROPICALES**

**Institut Français d'Études Andines
Institut Français de Recherche Scientifique pour le
Développement en Coopération**

**Éditeurs : Pierre Ribstein, Bernard Francou, Anne
Coudrain-Ribstein, Philippe Mourguiart**

PRÉFACE

Ce numéro spécial du Bulletin publie en 31 textes une grande partie des communications faites lors du séminaire *Eaux, Glaciers et Changements Climatiques dans les Andes Tropicales* organisé à La Paz (Bolivie) les 13-16 juin 1995 sous la responsabilité de l'ORSTOM. L'objectif de cette rencontre, à caractère international puisqu'elle a réuni plus de 100 chercheurs appartenant à une vingtaine de nationalités, était de tenter une synthèse des connaissances actuelles existant sur le climat et son évolution dans les Andes tropicales, cordillères et Altiplano, et d'ébaucher des axes forts pour orienter les travaux futurs. Ce recueil reprend les 4 grands chapitres sous lesquels ont été regroupées les communications lors du séminaire :

1. Climat et hydrologie des Andes à l'Amazonie.
2. Les ressources hydriques de l'Altiplano.
3. Les longues séries climatiques dans les Andes Tropicales.
4. Glaciers tropicaux et variabilité climatique.

Nous avons retenu pour ces actes les communications les plus marquantes, souvent à l'issue d'une révision proposée aux auteurs. Nous avons demandé à des auteurs dont les posters présentaient un intérêt général et une information originale de les transformer en articles. Quelques textes apportent des idées qui n'ont pas entraîné l'adhésion de toute la communauté scientifique en présence et parfois même se sont révélés en contradiction avec des options développées dans d'autres articles par des auteurs différents. Nous avons préféré, dans l'esprit du séminaire, garder toute sa vigueur au débat et publier ces textes dans leur intégrité, sachant que les choix scientifiques sont laissés à l'entière responsabilité de leurs auteurs.

Nous remercions les institutions qui ont appuyé l'initiative conjointe de l'ORSTOM, de la *Universidad Mayor San Andrés* (UMSA, La Paz, Bolivie), du *Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología* (SENAMHI, Bolivie) et du *Comité Nacional para el Programa Hidrológico Internacional* UNESCO (CONAPHI, Bolivie) de réaliser ce séminaire : le Ministère français des Affaires Étrangères, l'UNESCO et la *Compañía Boliviana de Energía Eléctrica*. De même, nous tenons à remercier les personnalités qui, réunies aux côtés des Éditeurs au sein d'un comité organisateur, ont permis le bon déroulement de ce séminaire et orienté les choix pour la publication des actes, c'est-à-dire Jaime Argollo (UMSA), Freddy Camacho (UMSA), Carlos Díaz (SENAMHI), Jorge Quintanilla (UMSA) et Edgar Salas (CONAPHI).

Ce bulletin spécial est une coédition de l'Institut Français d'Études Andines (IFEA) et de L'Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM). Il a été élaboré par Anne-Marie Brougère (IFEA, Lima), avec le concours de María Cecilia González (ORSTOM, La Paz).

Les Éditeurs

**CLIMAT ET HYDROLOGIE DES
ANDES À L'AMAZONIE**

GEOGRAFÍA Y CLIMA DE BOLIVIA

Ismael Montes de Oca *

Resumen

Se describe con detalle las siete unidades fisiográficas en las que se divide el país: Cordillera Occidental, Cordillera Oriental, Altiplano, Subandino, Llanuras, Escudo Brasileño, Serranías Chiquitanas. El clima reinante en Bolivia es muy variado y depende fundamentalmente de la latitud, la altitud, la existencia de elevadas montañas, la presencia de zonas planas y sobre todo de la circulación de los alisios. La distribución de las precipitaciones se explica por el movimiento de las principales masas de aire activas en América del Sur. Las temperaturas se relacionan a tres regiones latitudinales climáticas: tropical, subtropical y templada. Dentro del contexto de la fisiografía y la climatología se remarca el uso que tiene actualmente la tierra en Bolivia, destacándose las tierras con bosques y su potencial productivo y las tierras cultivadas distribuidas en catorce zonas agroecológicas con su extensión y producción, sus riesgos de sequía y heladas. El clima juega un papel preponderante sobre todo en la agricultura de la región andina donde las heladas de origen estático y dinámico causan daños permanentes a las plantas.

Palabras claves: *Unidades fisiográficas, clima, alisios, tierras con bosques, tierras cultivadas, heladas.*

GÉOGRAPHIE ET CLIMAT DE BOLIVIE

Résumé

La Bolivie est divisée en sept unités physiographiques : la Cordillère Occidentale, la Cordillère Orientale, l'Altiplano, le Subandin, la Plaine, le Bouclier Brésilien, les *Serranías Chiquitanas*. Le climat en Bolivie est très varié et il est dépend essentiellement de la latitude, de l'altitude, de l'existence de montagnes élevées, de la présence de plaines et surtout de la circulation des alizés. La distribution des précipitations s'explique par le mouvement des principales masses d'air actives en Amérique du Sud. Les températures, selon la latitude, sont distribuées en trois régions : tropicale, subtropicale et tempérée. Dans le contexte de la physiographie et du climat, l'usage actuel de la terre en Bolivie est analysé en soulignant le potentiel productif des forêts, ainsi que des terres cultivées divisées en quatorze zones agroécologiques caractérisées par leur extension, leur production et le risque de sécheresse et de gelées. Le climat joue un rôle prépondérant surtout au niveau de l'agriculture de la région andine où les gelées d'origine statique et dynamique causent en permanence des dégâts aux plantes.

Mots-clés : *Unités physiographiques, climat, alizés, forêts, terres cultivées, gelées.*

* Academia de Ciencias, CP 5829 La Paz, Bolivia.

GEOGRAPHY AND CLIMATE OF BOLIVIA

Abstract

It is possible to consider seven different physiographic units: Cordillera Occidental, Cordillera Oriental, Altiplano, Subandino, Llanuras, Escudo Brasileño, Serranías Chiquitanas. The country presents a great variety of climates that depend mainly on the latitude, the altitude, the proximity of high mountains or flat zones and mostly the circulation of the trade winds. The distribution of the precipitations is explained by the movement of the main active air masses in South America. The temperatures are related to three latitudinal climatic regions: tropical, subtropical and temperate. Within the physiographic and climatic context, the land use in Bolivia is analysed, with emphasis on the forest and its economic potential, and on the cultivated areas which are distributed in 14 agroecological zones with their own extension, production, risk of drought and frosts. The climate plays an important role in the agriculture of the andean region where frosts with static and dynamic origins cause permanent damage to the plants.

Key words: *Physiographic units, climate, trade winds, forests, cultivated areas, frost.*

1. FISIOGRAFÍA

Bolivia es un país de gran variedad de paisajes geográficos y de climas. Teniendo en cuenta los factores morfológicos, climatológicos, de flora y fauna y la variedad de suelos, el país puede dividirse en dos unidades mayores: la región andina con la Cordillera de los Andes que constituye la columna vertebral y el rasgo orográfico más importante del país, con un área de 414 574 km², es decir el 38%, y la parte de los llanos por debajo de la cota 500 que abarca una extensa zona de 684 007 km², es decir el 62% de la superficie (Montes de Oca, 1989).

En estas dos unidades mayores, se desarrollan 7 unidades fisiográficas que se muestran en la figura 1 y que de oeste a este son:

1. Cordillera Occidental
2. Cordillera Oriental
3. Altiplano
4. Subandino
5. Llanuras
6. Escudo Brasileño
7. Serranías Chiquitanas

1. 1. Cordillera Occidental

Desde la costa sur del Perú y en dirección hacia Bolivia, se levanta imponente la cordillera de los Andes que se bifurca en dos grandes ramales en el límite fronterizo entre Perú y Bolivia, denominados Cordillera Occidental y Cordillera Oriental.

La Cordillera Occidental, más que una cordillera típica, puede considerarse como una sucesión discontinua de volcanes aislados y serranías formadas por potentes coladas de lavas. Esta Cordillera se subdivide en dos unidades menores: los volcanes y mesetas del norte y del sur del paralelo 21°. Al norte existen volcanes aislados y alineados, mientras al sur los volcanes se juntan con elevadas mesetas, que tienden a hacer desaparecer al Altiplano juntándose con la Cordillera Oriental de los Andes en su sector sur.

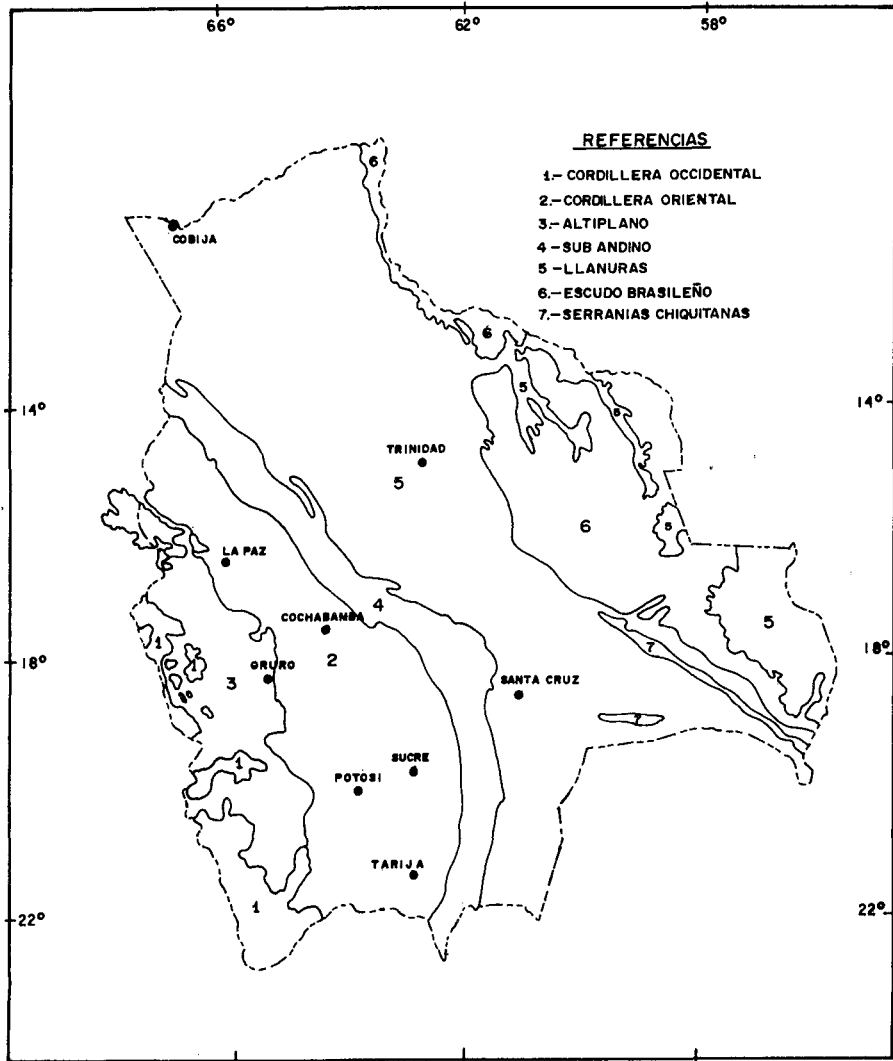


Fig. 1 - Unidades fisiográficas de Bolivia.

1. 2. Cordillera Oriental

La Cordillera Oriental atraviesa todo el país como un enorme stock de rocas que hace una notable inflexión en su centro. Tiene un eje central con rumbo N-NO a S-SE, hasta la serranía de Tapacarí $17^{\circ}30'$ y $66^{\circ}30'$ de donde tuerce su rumbo hacia el sur. La espectacularidad de este macizo tiene una influencia notable en diferentes aspectos, así constituye una barrera difícil de vencer para la comunicación vial entre el oeste y el este del país. El clima tendrá sus variaciones por este obstáculo. Debido a intensos procesos de erosión, sobre todo glaciárico, fluvio-glacial y fluvial en la Cordillera Oriental, se formaron valles de diversa profundidad, algunos de los cuales son conocidos como Yungas.

1. 3. Altiplano

El Altiplano boliviano es una unidad fisiográfica que se sitúa entre 3 500 y 4 000 m de altura en medio de las cordilleras Occidental y Oriental. Tradicionalmente se ha considerado Altiplano a una serie de llanuras con varias serranías, y cerros aislados y que tiene características de una cuenca cerrada. El Altiplano puede dividirse en una parte subhúmeda y otra árida. El Altiplano va decreciendo en humedad de norte a sur y cambiando en función de la sequedad en lago, laguna y salar. El lago Titicaca con casi 1 g l^{-1} de salinidad constituye un lago de agua dulce y da lugar a una zona subhúmeda. El lago Poopó con 25 g l^{-1} de salinidad con poca agua está prácticamente en el estado de salar y forma una zona semiárida. Concluye el ciclo con los salares de Uyuni y Coipasa que constituyen la zona árida y desértica del Altiplano. El Altiplano tiene un área de $136\,229 \text{ km}^2$, es decir el 12% del territorio nacional.

1. 4. Subandino

Entre la gran Cordillera de los Andes y los Llanos orientales existe una serranía paralela que puede considerarse como una montaña plegada y cortada transversalmente por ríos sobreimpuestos que recibe el nombre de Subandino situada a una altura de 500 a 2 000 m. Esta unidad fisiográfica se halla formada por serranías paralelas entre sí que coinciden con grandes alineamientos anticlinales. En medio de estos cordones hay valles sinclinales angostos y anchos; los ríos que atraviesan estos valles dan lugar a estrechos cañones.

1. 5. Llanuras

Las Llanuras o Llanos constituyen toda la región tropical situada al este de los contrafuertes cordilleranos a alturas menores a 500 m. Esta unidad fisiográfica está formada por la acumulación de cientos de metros de sedimentos finos. Tomando en cuenta los factores climatológicos, las Llanuras se pueden dividir en dos grandes unidades; las Llanuras húmedas del norte o Llanos del Beni y las Llanuras secas del sur o Llanos del Chaco.

Producto de los desbordes de los ríos Beni y Mamoré, se forma una amplia planicie que puede alcanzar una superficie inundada de más de $100\,000 \text{ km}^2$ llena de meandros y lagos en media luna, con sábanas en las que se destacan algunos lugares altos a manera de islas donde se concentra la vegetación arbórea y donde se establecen las poblaciones ganaderas y agrícolas. En esta región se destacan grandes lagos y lagunas rectangulares de fondo plano y paredes verticales de poca altura, con tamaños que varían de 300 m a 18 km de largo. Probablemente sus formas se deben a diaclasas y fracturas de basamento.

Al sur del paralelo 16° se extiende una inmensa llanura con clima seco conocida como el Chaco. El paisaje se caracteriza por una vegetación xerofítica con arbustos raquíuticos y espinosos dando lugar a un bosque ralo y bajo. El suelo es predominantemente arenoso y poco apto para muchos cultivos. Los ríos no son frecuentes y se infiltran en los arenales.

1. 6. Escudo Brasileño

A lo largo de la frontera con el Brasil, existe una zona con afloramientos de rocas muy antiguas principalmente granitos y basaltos que la erosión ha bisectado formando un penepalano que se lo designa con el nombre de Escudo Brasileño.

1. 7. Serranías Chiquitanas

En el oriente del país, existe una zona más elevada que forma la última unidad fisiográfica denominada Serranías Chiquitanas. Se trata de cadenas bajas de montañas que forman hileras paralelas. Se destacan en el paisaje los cerros altos de El Portón, Chochis, etc.

2. CONDICIONES CLIMÁTICAS

A pesar de la gran extensión del país, 1 098 581 km², la actividad humana y agrícola se concentra en una superficie reducida debido a la escasa población (6 412 000 habitantes: Censo de 1992) y a las condiciones fisiográficas y climáticas adversas. El clima reinante en Bolivia es muy variado y depende fundamentalmente de la latitud, la altitud, su ubicación entre los trópicos, la existencia de elevadas montañas, la presencia de zonas planas, y sobre todo de la circulación de los alisios. Bolivia es uno de los pocos países donde existen todos los climas de la zona intertropical y a medida que se asciende se encuentra una gama de climas hasta el clima polar.

2. 1. Distribución de las precipitaciones

En general, se puede indicar que el país tiene un clima tropical caracterizado por la alternancia de una estación de lluvias en verano, de corta duración, y una larga estación seca coincidente con el otoño, invierno y primavera. Esta alternancia está en relación con el desplazamiento de grandes masas de aire.

Existe un gradiente norte sur de precipitaciones. En los llanos del norte las cantidades anuales varían desde 2 000 mm en Pando hasta 600 mm en el Chaco según isoyetas en forma de canal. En la Cordillera Oriental existen zonas aisladas con lluvias inferiores a 500 mm como en la región de Cochabamba. En la cuenca del lago Titicaca (cuenca vertiente 56 270 km²), las isoyetas son globalmente concéntricas al lago, en cuyo centro se observan precipitaciones superiores a 1 000 mm. Esta variación se debe a la gran superficie de aguas libres (superficie media del lago: 8 400 km²). En dirección al sur, las lluvias disminuyen desde el centro del lago hasta el salar de Uyuni donde la pluviometría se torna inferior a 200 mm. El sur del Altiplano es la zona más seca del país donde a veces no llueve durante todo el año. En las cimas de la Cordillera Occidental, las precipitaciones alcanzan valores de 300 a 500 mm.

También existe un gradiente oeste este. Llueve más en el Escudo Brasileño y, sobre los primeros contrafuertes de los Andes, se observan las máximas del país, con más de 6 000 mm por año y llueve menos en el Altiplano porque la zona altiplánica está abrigada de los vientos húmedos por la Cordillera Oriental, y la capacidad higrométrica del aire frío es menor a la del aire caliente. El cruce de la cordillera por 400 km conduce al desierto chileno y peruano donde la precipitación disminuye rápidamente con menos de 1 mm a lo largo de la costa del océano Pacífico (Roche, 1993).

2. 2. Precipitaciones y movimiento de las masas de aire

La distribución de las lluvias se explica por el movimiento de las principales masas de aire activas en América del Sur, y por el rol orográfico de los Andes. A Bolivia llegan

vientos del este, oeste y sur. La cuenca amazónica es un centro de bajas presiones con respecto a los anticiclones del Pacífico Sur y del Atlántico y donde hay una circulación de los alisios que son vientos lentos y espesos que vienen cargados de humedad, desde el Atlántico y de la Amazonía. Los alisios que circulan en los dos hemisferios se encuentran en la Zona Intertropical de Convergencia (ZITC), zona de ascensión constante de las masas de aire caliente y húmedo.

En el invierno austral, la ZITC alcanza las Antillas y los anticiclones tropicales meridionales retornan a sus latitudes más al sur, vecinas a la cuenca amazónica de Bolivia produciéndose la estación seca, caracterizada por una mejor estabilidad del aire y una menor disponibilidad de vapor de agua. Durante el verano austral, la ZITC oscila sobre la Amazonía boliviana, con una notable inflexión hacia el sur extendiendo ampliamente las bajas presiones tropicales dando lugar a la estación lluviosa.

Los vientos alisios del sector noreste se desvían a lo largo de los Andes según la inflexión sur-sureste de la cadena. Aportan sobre Bolivia la humedad originada en el Atlántico, al norte del Ecuador, ampliada con la evapotranspiración de la foresta y de las zonas inundadas. Estas últimas, solamente en la llanura boliviana, cubren unos 100 000 km² al finalizar la estación lluviosa. Los alisios del sector sureste contribuyen al aporte de humedad directamente desde el este y el sureste (Roche, 1993).

En el norte del Altiplano, el aire húmedo rebasa periódicamente las cumbres de la Cordillera Oriental, situadas entre 4 500 m y más de 6 400 m, principalmente en la estación lluviosa. Los alisios aportan agua al sistema hidrológico de los lagos Titicaca, Poopó y a los salares, si bien en menor cantidad en la vertiente del Altiplano, que en el flanco oriental amazónico. La convección diurna de esta humedad, tanto en la llanura como en los Andes, es responsable de gran parte de las precipitaciones (Roche, 1993).

2. 3. Surazos

En otoño y en invierno llegan desde el sur del Pacífico, masas de aire polar que penetran al continente sudamericano y canalizadas por los Andes, se desplazan hacia el norte y llegan a Bolivia. Este aire polar, frío y pesado, conocido como surazo, levanta el aire tropical caliente y liviano que hay en el país, generando un frente frío caracterizado por una fuerte nubosidad. El efecto más importante de un surazo, es el descenso de temperatura de un día a otro que puede alcanzar 10° C en las temperaturas diurnas de Santa Cruz y Tarija y da lugar a lluvias (Ronchail, 1985). El efecto térmico de los surazos es fuerte en los llanos hasta Trinidad, y también en el valle de Tarija abierto a las influencias del sur. La caída térmica es intensa, de corta duración durante el día y más débil en la noche, porque la nubosidad mantiene el calor cerca del suelo. En Santa Cruz, llueve cerca de 8 mm en un 50% de los casos cuando se produce un surazo. El efecto pluviométrico disminuye hacia el norte, cerca de 3 mm en un 25% de los casos en Cobija. En Tarija y Sucre, el aire es demasiado seco en invierno para producir lluvia. La acción de los surazos es nula en el Altiplano, aunque se puede observar alguna relación entre las nevadas pacañas y los surazos en el llano. En verano, las masas de aire húmedo de origen amazónico, afectan a todo el país y los frentes fríos ligados a los surazos provocan picos de lluvia en todos los lugares, salvo en el Altiplano donde las precipitaciones quedan constantes haya o no haya surazo (Ronchail, 1985).

2. 4. La masa de aire pacífico

La vertiente occidental de los Andes está sujeta a condiciones de estabilidad atmosférica más constantes por la presencia permanente del anticiclón sudpacífico y por la corriente fría de Humboldt asociada al mismo. Si bien la humedad atmosférica en los primeros 1000 m es muy elevada, una permanente subsidencia del aire y una inversión en la estratificación térmica de la troposfera en los 1300 m, impiden el ascenso del aire húmedo y las precipitaciones (Roche, 1993).

2. 5. Temperaturas

Existen tres regiones latitudinales climáticas: tropical, subtropical y templada. Por la latitud, Bolivia debería tener mayormente un clima tropical tal como se presenta en el oriente del país pero la altura hace que se produzcan grandes modificaciones climáticas, así se tiene un clima templado y seco en el Altiplano y frío en las Cordilleras.

En el país, la isoterma de 26 °C, correspondiente a la división entre la región latitudinal tropical y subtropical, se encuentra en el norte del país, variando entre 11° y 12° de latitud sur. Es decir que, exceptuando unos 51 866 km² (4,7% del territorio nacional) en el extremo norte, Bolivia no cuenta con áreas verdaderamente tropicales a cualquier elevación sobre el nivel del mar. La región subtropical, 560 747 km² (51%), se encuentra entre los 12° de latitud al norte y los 16° a 18° al sur; mientras que la región templada, 485 968 km² (44,3%), llega en su extremo norte en la frontera con Brasil, a los 15°40' de latitud, desde donde baja hasta los 18° al sureste de Santa Cruz y hasta poco menos de 19° al sur de Oruro. La división entre la región subtropical y la templada, no se basa en la temperatura media anual, sino que coincide con el límite de la presencia de escarcha o temperaturas típicamente bajas durante algún tiempo del año.

2. 6. Variaciones estacionales de las temperaturas

La temperatura máxima se presenta en octubre o noviembre, cuando la nubosidad es menos intensa que en pleno verano donde se produce la máxima precipitación. La temperatura mínima es en el invierno, al fin de la noche y poco depende de la duración de las horas de sol. Las mayores temperaturas medias anuales se sitúan al centro de las llanuras, con valores que sobrepasan ligeramente los 27 °C. Al pie de la Cordillera Oriental de los Andes, la temperatura es de 20 °C, y decrece con la altura hasta alcanzar 0 °C hacia los 5 100 m.

En el Altiplano, las temperaturas medias anuales están comprendidas entre 7 °C y 10 °C. En los alrededores del lago, son superiores a los 8 °C. El lago atempera el clima, pero no parece ocasionar en su perímetro una elevación de la temperatura media anual mayor a 2 °C. Aunque el lago Titicaca tiene un tamaño suficiente como para ejercer una influencia moderada en la temperatura de las tierras aledañas, sin embargo, una estación meteorológica situada en Tiquina registró solamente 10 meses sin temperaturas de congelamiento durante un período de 4 años. Las irregularidades de las lluvias y de las temperaturas de congelamiento, aún alrededor del lago Titicaca, se dice que son las culpables de la pérdida casi total de las cosechas en un promedio de una cada cinco años.

Las temperaturas medias decrecen desde el eje del Altiplano hasta las cimas de la Cordillera Occidental. Al pie de los conos volcánicos, la temperatura media puede alcanzar valores inferiores a 4 °C a los 4 500 m.

El gradiente regional de las temperaturas medias anuales en función de la altitud, es de 0,46 °C por cada 100 m. Sin embargo, para la zona comprendida entre 3 800 y 4 000 m, la relación entre temperatura y altitud muestra una gran dispersión debido a los efectos de exposición, de abrigo y de distancia al lago (Roche, 1993).

3. USO ACTUAL DE LA TIERRA

3. 1. Definición de las categorías de información

Dentro del contexto de la fisiografía y climatología es necesario remarcar el uso que tiene actualmente la tierra en Bolivia en función de estos parámetros. El mayor nivel de información representa una clasificación jerárquica de los grandes paisajes del país en ocho categorías.

Cuadro 1 - Unidades de Cobertura y Uso Actual de la Tierra. Las cifras con * fueron corregidas por Montes de Oca (según GEOBOL, 1978).

	Nivel I	Superficie en km ²	Porcentaje
1.	Tierras con pastos y/o arbustos	353 101*	32,14%
2.	Tierras con bosques	564 684	51,40%
3.	Tierras cultivadas	14 000*	1,27%
4.	Tierras húmedas y/o anegadas	24 201	2,21%
5.	Cuerpos de agua	14 197	1,29%
6.	Tierras eriales	126 101	11,48%
7.	Nieves y hielos permanentes	2 148	0,20%
8.	Rasgos culturales	149	0,01%
	Total	1 098 581	100,00%

3. 1. 1. Tierras con pastos y/o arbustos

Áreas naturales e influenciadas por el hombre, donde predominan gramíneas, especies herbáceas, forrajeras y/o arbustos. Constituyen zonas que, en parte, pueden habilitarse en el futuro, para tierras cultivadas.

3. 1. 2. Tierras con bosques

Bosques naturales y/o artificiales, que proporcionan productos forestales y cumplen funciones intangibles para la conservación, investigación y protección del medio ambiente. Los bosques naturales constituyen uno de los recursos más valiosos del país tanto por su enorme contenido de biomasa, como por su carácter renovable. Existen alrededor de 57 millones de hectáreas de bosques naturales, en su gran mayoría en estado primario. De

este total, alrededor de 46 millones de hectáreas, un 42% del país, son bosques húmedos, muy húmedos y pluviales. Unos 29 millones de hectáreas de estos bosques húmedos ubicados en tierras de baja y mediana altitud, tienen un elevado potencial productivo para rendimiento sostenido de maderas y otros productos forestales.

3. 1. 3. *Tierras cultivadas*

Áreas empleadas en agricultura, incluyen cultivos, plantaciones, huertas, tierras en descanso y/o barbecho.

3. 1. 4. *Tierras húmedas y/o anegadas*

Comprenden áreas cubiertas por agua temporal o permanente, con diferencias de drenaje, generalmente con vegetación hidrofítica (curiches, bañados y bajíos).

3. 1. 5. *Cuerpos de agua*

Cuerpos de agua naturales o artificiales incluyen lagos, lagunas, ríos y reservorios.

3. 1. 6. *Tierras eriales*

Tierras muy limitadas o inaptas para la agricultura, cubiertas algunas veces con pocas especies vegetales nativas. Se destacan: salares, tierras salinas, depósitos arenosos, afloramientos rocosos, mal país (*bad lands*).

3. 1. 7. *Nieves y hielos permanentes*

Acumulaciones de nieve en la alta montaña que por temperatura y presión se transforman en hielo permanente.

3. 1. 8. *Rasgos culturales*

Corresponden a todas las manifestaciones constituidas por la actividad humana, ciudades, pueblos, aldeas, caminos, etc.

3. 2. **Tierras cultivadas en el país**

La información sobre superficie cultivada en el país no es muy precisa. Las estadísticas de la Secretaría de Agricultura establecen sólo alrededor de 14 000 km² la frontera agrícola del país.

En el cuadro N° 2, se muestran las extensiones geográficas de cada una de las 14 regiones agroecológicas, la superficie cultivada real y su producción (Montes de Oca, 1992).

Cuadro 2 - Superficie Cultivada en Bolivia (TM: Toneladas Métricas).

Región	Superficie	Sup. Cultivada	Producción
Altiplano Norte	13 600 km ²	700 km ²	200 000 TM
Altiplano Central	91 079 km ²	1650 km ²	450 000 TM
Altiplano Sud	73 983 km ²	200 km ²	15 000 TM
Valles Cerrados	21 970 km ²	650 km ²	225 000 TM
Valles del Norte	46 351 km ²	1900 km ²	715 000 TM
Valles Centrales	35 275 km ²	1700 km ²	380 000 TM
Valles del Sud	44 041 km ²	1400 km ²	380 000 TM
Yungas del Norte	29 565 km ²	900 km ²	390 000 TM
Yungas del Sud	21 445 km ²	300 km ²	350 000 TM
Llanos de Santa Cruz	33 421 km ²	2700 km ²	2400 000 TM
Llanos del Chaco	122 445 km ²	900 km ²	225 000 TM
Escudo Chiquitano	238 100 km ²	300 km ²	120 000 TM
Llanos de Cobija (Amazonía)	120 470 km ²	300 km ²	180 000 TM
Pampas de Moxos	206 836 km ²	400 km ²	290 000 TM
Total	1098 581 km²	14 000 km²	6320 000 TM

Sobre la superficie total del país de 1 098 581 km², sólo el 1,27% es decir 14 000 km² están cultivados.

Existen dos patrones socioeconómicos fundamentales. La agricultura moderna en el Oriente y la agricultura tradicional en el Occidente del país. Las unidades agrícolas comerciales establecidas en el Oriente se caracterizan por la utilización de técnicas modernas y permiten un aumento de bienes agrícolas para el consumo de la población, aunque su orientación principal es hacia el mercado exterior. En el Oriente se cultivan 4 600 km² con una producción de 3 215 000 TM. La producción agrícola de esta zona ha avanzado rápidamente en la última década y tiene todas las condiciones como para convertirse en líder de todo el país ya que puede producir tubérculos, cereales, forrajes, frutas, industriales, etc. En el Oriente prevalecen condiciones climáticas favorables, temperaturas y precipitaciones apropiadas para una agricultura intensiva durante todo el año.

La agricultura tradicional, con un sistema minifundista de producción, predomina en el Occidente. Este tipo de estructura absorbe a la mayoría de la población rural del país y se encuentra insertado principalmente en el Altiplano, valles y Yungas. Constituye el nudo gordiano de la vida rural, porque se encuentra en creciente crisis hasta alcanzar niveles de extrema pobreza, tanto en términos de su estructura de tenencia parcelaria de la tierra como por su incipiente desarrollo tecnológico, inadecuados flujos comerciales y distorsión de sus relaciones socioculturales que consolidan su irracional funcionamiento, baja productividad de la mano de obra, con un amplio margen de subempleo y bajo rendimiento agrícola. Si se analizan las cifras de superficie cultivada y producción de la región occidental del país donde se practica la agricultura tradicional, se tiene que el Altiplano (Norte - Central - Sud), los

Valles (Cerrados - del Norte - Centrales - del Sud) y los Yungas (Norte y Sud) comprende un 67% de toda la superficie cultivada, es decir unos 9 400 km². La producción que alcanza unas 3 105 000 toneladas métricas, abastece para la alimentación de toda la población occidental.

Se destaca la importancia de los Valles donde la superficie cultivada alcanza a 5 650 km², con una producción de 1 700 000 TM y dentro de éstos, los Valles del Norte ocupan el primer lugar con perspectivas de seguir avanzando. El Altiplano tiene grandes limitaciones climatológicas en relación a las bajas temperaturas que producen constantes heladas y al déficit de precipitaciones que en muchos años llegan a manifestarse como sequías. El Altiplano sólo tiene una superficie cultivada de 2 550 km² y una producción de 665 000 TM. Sus perspectivas al futuro son de transformarse en una zona pecuaria ya que existen posibilidades de aprovechar su vocación ganadera principalmente en el Altiplano Norte y Central. Los Yungas del Norte, seguirán siendo un abastecedor de frutas y estimulantes. Los Yungas del Sud, Chapare, confrontan una problemática de producción de coca con fines ilícitos y mientras no cambie esta perspectiva, es difícil predecir su comportamiento futuro.

4. AGROCLIMATOLOGÍA DE LA REGIÓN ANDINA

Para finalizar esta visión panorámica del país, se harán algunas consideraciones sobre la influencia del clima en la agricultura de la región andina. La radiación y la luz, la temperatura del aire y la disponibilidad de agua constituyen las principales exigencias de las plantas para su crecimiento y desarrollo. Si la lluvia anual constituye un dato importante, su distribución a lo largo del año, para garantizar un suministro adecuado durante el ciclo evolutivo de la planta, resulta absolutamente fundamental.

Las temperaturas del aire y del suelo varían como resultado de las diferencias de radiación solar recibidas durante las distintas estaciones del año. La aparición de escarcha entre altitudes de 2 500 a 3 800 m, durante buena parte del año, limita el ciclo de crecimiento de las plantas a los períodos de ausencia de dicho fenómeno; este período de ausencia de escarcha se reduce aún más al aumentar la latitud.

Por otra parte, la falta de lluvia durante el invierno representa probablemente un factor limitativo de por lo menos igual importancia. En las montañas bolivianas la distribución monomodal de la lluvia, caracterizada por la única estación lluviosa, limita la posibilidad de las faenas agrícolas a una sola estación. En general, la disponibilidad de agua constituye una de las principales limitaciones para la producción agrícola en las montañas andinas situadas por encima de 2 000 metros (Frere *et al.*, 1978).

4. 1. Duración del día

En Bolivia meridional existe una diferencia de más de dos horas en la longitud de los días entre el verano y el invierno, la cual es suficiente para originar diferencias de comportamiento en relación al desarrollo de determinadas especies de cultivo.

4. 2. Heladas

La temperatura de congelación, especialmente si se prolonga en el tiempo, constituye uno de los principales factores limitativos de la agricultura, ya que reduce drásticamente la duración del ciclo vegetativo de los cultivos anuales así como su número por encima de

determinada altitud crítica que para Bolivia puede estimarse aproximadamente en 2 500 m. El Altiplano que constituye una amplia zona propia para la agricultura de gran altitud, experimenta graves problemas de heladas. Existen extensas zonas altiplánicas, principalmente en el sureste, sometidas a más de 300 días de heladas al año. La posición geográfica del Altiplano, origina también marcadas diferencias estacionales que se reflejan en amplias fluctuaciones de temperatura entre el verano y el invierno.

4. 3. Origen de las heladas

En las zonas montañosas se reconocen dos tipos de heladas: las de origen estático y las de origen dinámico (Frere *et al.*, 1978). Las primeras tienen su origen en el enfriamiento nocturno de la superficie de la tierra, favorecido por el cielo despejado y el aire en calma, que dan como resultado elevados valores de radiación efectiva. En estas condiciones, la temperatura de la tierra se enfría y absorbe calorías del aire circundante, lo que motiva la aparición sobre el terreno de un estrato de aire de poco espesor con una temperatura por debajo de 0 °C y a dicho estrato se le superpone una capa de aire cálido. Estas heladas reciben el nombre de heladas blancas. Las heladas de origen dinámico se deben al descenso de temperatura que resulta de la invasión de masas de aire frío que dependen del movimiento de los frentes polares sobre la región que se estudia. Esta invasión de las masas de aire polar, durante el invierno austral, resulta posible debido a la recesión hacia el norte de la Zona Intertropical de Convergencia y a la penetración de los frentes de aire polar en el interior del cinturón tropical. Contrariamente a las heladas blancas, las heladas dinámicas causan fuertes descensos de temperatura muy por debajo de 0 °C, lo cual constituye un obstáculo definitivo para la agricultura. Los daños experimentados por los cultivos son de carácter mecánico y se deben a la destrucción de los tejidos internos de las plantas causada por la dilatación de cada una de las células al congelarse el agua que contiene. El riesgo de las heladas a grandes altitudes persiste durante gran parte del año, siendo las más peligrosas, desde luego, las que se producen al iniciarse la época de crecimiento en la que las plantas todavía son pequeñas y susceptibles de permanecer completamente dentro de la delgada capa de aire frío que llega hasta pocos decímetros por encima del suelo. Es muy probable que estos períodos de heladas se hallen al principio y al final de la estación de crecimiento.

Referencias citadas

- FRERE, M., RIJKS, J.Q. & REA, J., 1978 - *Estudio agroclimatológico de la zona andina*, 325p., Ginebra: Nota Técnica 161, Organización Meteorológica Mundial, Geneva.
- GEOBOL, 1978 - *Mapa de cobertura y uso actual de la tierra, Bolivia*, 116p., Memoria Explicativa, La Paz: Programa ERTS-Bolivia, Mapa.
- MONTES DE OCA, I., 1989 - *Geografía y recursos naturales de Bolivia*, 574p., La Paz.
- MONTES DE OCA, I., 1992 - *Sistemas de riego y agricultura de Bolivia*, 236p., La Paz.
- ROCHE, M.A., 1993 - El Clima de Bolivia. Actas del Seminario PHICAB (M.A. Roche, J. Bourges, E. Salas & C. Diaz eds.): 81-93; La Paz: SENAMHI, IHH, ORSTOM, CONAPHI.
- RONCHAIL, J., 1985 - *Situations météorologiques et variations climatologiques en Bolivie*, 60p., La Paz: Publicación PHICAB (SENAMHI-IHH-ORSTOM-CONAPHI).

VARIABILIDAD INTERANUAL DE LAS PRECIPITACIONES EN BOLIVIA

Josyane Ronchail *

Resumen

La variabilidad interanual de las lluvias en Bolivia presenta dos aspectos: por un lado, se observa en todo el país un modo pluridecenal, con sequía relativa durante los años 1950 y 1960 y excesos relativos después. Por otro lado, a esta variación pluridecenal, se suma una variación anual ligada al ENSO: se confirma la existencia de una estación de lluvia más seca de lo normal, en los Andes, durante una fase negativa del ENSO y que es seguida por un período húmedo en todo el país. Los cambios de la temperatura de superficie de los océanos, sus efectos sobre la circulación atmosférica y las interacciones entre circulaciones tropical y polar que caracterizan a Bolivia, podrían explicar estas variabilidades.

Palabras claves: *América del Sur, Andes, Bolivia, ENSO, variabilidad pluviométrica.*

LA VARIABILITÉ INTERANNUELLE DES PRÉCIPITATIONS EN BOLIVIE

Résumé

La variabilité interannuelle des précipitations en Bolivie prend deux aspects : d'une part, on observe dans tout le pays un mode de variation pluridécennal, avec une sécheresse relative dans les années 1950 et 1960 et des pluies en excès ensuite. D'autre part, une variabilité annuelle liée à l'ENSO s'ajoute à la précédente : le déficit de la saison des pluies dans les Andes est confirmé durant une phase négative de l'ENSO ; il est suivi par une période pluvieuse dans tout le pays. Les changements de la température de surface des océans, leurs effets sur la circulation atmosphérique et les interactions, en Bolivie, entre circulations tropicale et polaire pourraient expliquer ces variabilités.

Mots-clés : *Amérique du Sud, Andes, Bolivie, ENSO, variabilité pluviométrique.*

INTERANUAL VARIABILITY OF RAINFALL IN BOLIVIA

Abstract

Interannual rainfall variability in Bolivia presents two main characteristics. On one side, a multi-decade variability is observed in the whole country, with a relative dryness during the 50' and 60' and exceeding rainfalls after. On the other side, the ENSO is responsible for a yearly variability; it is confirmed that a negative phase of ENSO is associated with dryness in the Andes during the rainy season. And this negative phase of ENSO is followed by a wet period in the whole country. These variabilities may be explained by changes in sea surface temperatures of the oceans and their atmospheric consequences and by the interactions between tropical and polar circulations in Bolivia.

Key words: *South America, Andes, Bolivia, ENSO, rainfall variability.*

* Département de Géographie, Université Paris 7, Place Jussieu, 75005 Paris, France Laboratoire de Météorologie Dynamique, CNRS, École Polytechnique, 91128, Palaiseau, France.

INTRODUCCIÓN

En este documento se presentan dos resultados sobre la variabilidad interanual de las lluvias en Bolivia.

Por un lado, la evolución de las precipitaciones en Bolivia está focalizada a escala pluridecenal. Todavía es poco conocida, pero es de gran interés para el conocimiento del "cambio climático global", a largo plazo; además sigue siendo un problema para la predicción a mediano plazo porque interfiere con la variabilidad anual (Hastenrath, 1995).

Por otro lado, se estudia la variabilidad de las lluvias a escala anual durante la fase negativa de "El Niño-Southern Oscillation (ENSO)"; este estudio podría llevar a predicciones a mediano plazo.

Varios estudios a nivel mundial y en particular a nivel del continente sudamericano, han permitido conocer el comportamiento pluviométrico durante una fase negativa de la Oscilación Austral del Pacífico, de ciertas regiones: costa peruana, nordeste del Brasil y cuenca amazónica, sudeste del Brasil y noreste de Argentina (Caviedes, 1973; Hastenrath, 1976; 1991; Kayano & Moura, 1986; Ropelewski & Halpert, 1987; Aceituno, 1988; Rogers, 1988; Kiladis & Díaz, 1989; Moron *et al.*, 1995).

La reacción de otras regiones es todavía poco conocida, como la de los Andes del llano de Bolivia.

Por este motivo, queremos complementar estudios que mostraron una relación positiva entre sequía en los Andes y fase negativa del ENSO (evento caliente en el Pacífico oriental y central), utilizando datos de acumulación de nieve en los glaciares (Thompson *et al.*, 1984), de precipitaciones (Francou & Pizzaro, 1985) o de variación de nivel del Lago Titicaca (Antúnez de Mayolo, 1992).

1. VARIABILIDAD PLURIDECENAL DE LAS PRECIPITACIONES

Los totales anuales de lluvia (en año hidrológico de octubre a septiembre) de 29 estaciones bolivianas (Fig. 1) fueron procesados por el período 1952/1953-1984/1985, con el fin de destacar las principales estructuras espacio-temporales de tal conjunto de datos. Por eso se eligió el método del Análisis de Componentes Principales (ACP).

Los datos proceden de los servicios meteorológicos de Bolivia (SENAMHI y AASANA) y fueron controlados con la prueba de las dobles acumuladas.

1. 1. Estructura pluridecenal en toda Bolivia

El modo principal de variación de las precipitaciones (eje 1 del ACP: 31% de la variación total) señala una oposición temporal, en toda Bolivia, entre los años 1952-1972 que fueron más secos de lo normal y los años posteriores que fueron más húmedos (Fig. 2).

Esta tendencia pluridecenal podría deberse a una estructura pluridecenal y dipolar Norte-Sur de la temperatura de superficie (TSO) del Océano Atlántico extratropical con:

- TSO bajas en el Atlántico Norte y elevadas en el Atlántico Sur que están ligadas a una subsidencia fuerte y a un déficit de lluvia en el Sahel africano y, por el contrario, a una convección fuerte y excesos de lluvia en el Nordeste de Brasil (y en Bolivia) durante los años 1970-1980,

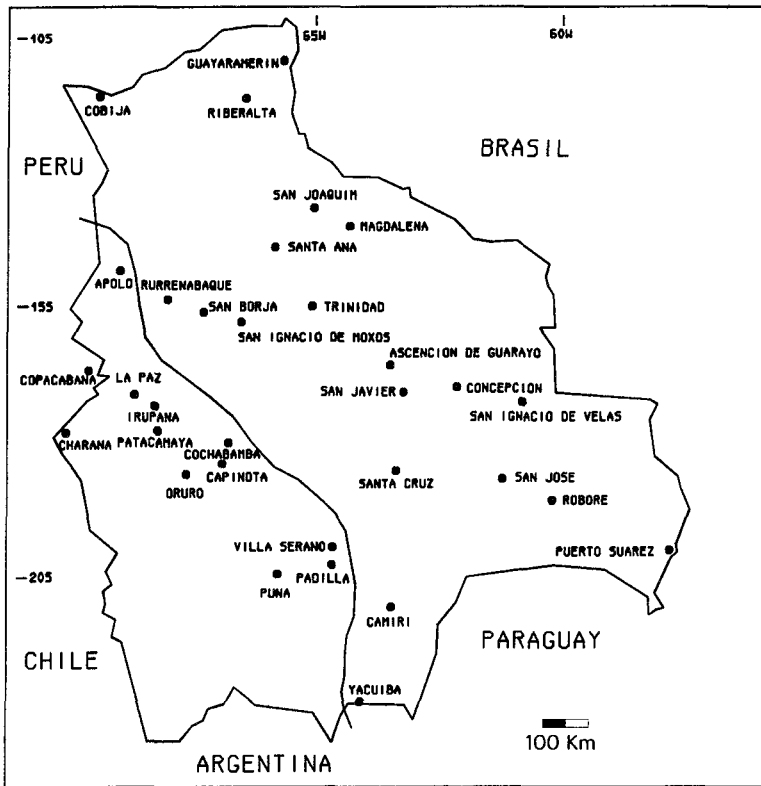


Fig. 1 - Mapa de las estaciones.

Las estaciones andinas están a la izquierda de la curva.

En el capítulo 1, fueron utilizadas todas las estaciones del Llano (20) y las estaciones andinas, menos Irupana, Puna y Villa Serrano que tienen varios datos anuales ausentes.

En el capítulo 2, fueron utilizadas todas las estaciones andinas (12) (los datos de los años ENSO generalmente están disponibles), y las estaciones del Llano central (15). Las estaciones del Llano norte (Cobija, Guayaramerín, Riberalta) y sur (Camiri y Yacuiba) tienen un comportamiento distinto al de la mayoría del Llano; por eso fueron eliminadas de este estudio.

- TSO elevadas en el Atlántico Norte y bajas en el Atlántico Sur que están relacionadas a los fenómenos opuestos durante los años 1950-1960 (Folland *et al.*, 1986; Lamb *et al.*, 1986; Roucou *et al.*, 1995).

1. 2. Estructura pluridecenal en los Andes y en el Llano: comparación

El mismo análisis realizado sobre las lluvias anuales de 20 estaciones del Llano por un lado y 9 estaciones de los Andes por otro lado, dan resultados bastante parecidos en cuanto a la variación general. Sin embargo, aparecen algunas particularidades:

a) En los Andes, la estructura temporal principal es muy marcada; el primer eje hace un resumen de casi 50% de la variación total. Se debe al hecho de que este eje contiene una doble señal: la tendencia pluridecenal ya vista y, también, la variación interanual ligada al ENSO negativo. Así por ejemplo, durante los últimos años con exceso de

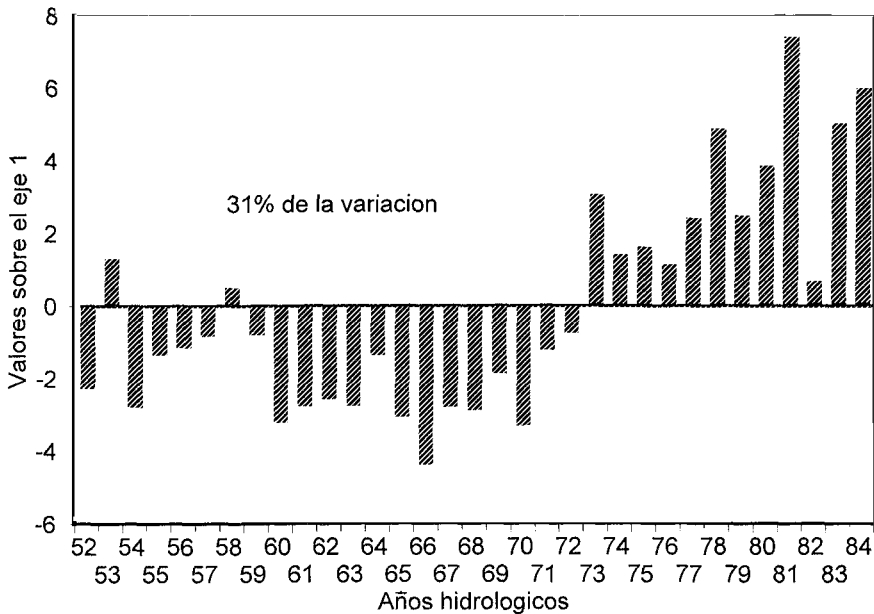


Fig. 2 - Primer eje temporal de un Análisis de Componentes Principales realizado sobre las lluvias anuales (octubre-septiembre) de 29 estaciones bolivianas (1952/1953 - 1984/1985).

lluvias, se encuentra un déficit de lluvia en 1976/1977 y en 1982/1983; durante los años 1950-1960, se encuentran excesos en los años que siguen a los ENSO de 1952/1953 y 1957/1958 (Fig. 3A). Esos resultados son coherentes con los del párrafo 2. 2.

b) En el llano, la tendencia pluridecenal es bien marcada y no aparece una variabilidad ligada al ENSO (Fig. 3B).

Esta diferencia entre los dos conjuntos de datos anuncia las diferencias regionales en la reacción al fenómeno ENSO.

2. FASE NEGATIVA DEL ENSO Y VARIABILIDAD DE LA LLUVIA

2. 1. Método

El estudio de la organización espacio-temporal de los efectos de la fase negativa de la Oscilación Austral (Ronchail, 1994) se realiza por medio de análisis compuestos que permiten reconstituir un comportamiento promedio a partir de un conjunto de eventos observados (5 hasta 8 ENSO, según las estaciones). Estos análisis toman en cuenta los desvíos estandarizados en las lluvias mensuales, durante 20 meses: 4 del año de inicio del ENSO (ENSO-1) y los 16 meses siguientes (años ENSO y ENSO+1).

Los eventos retenidos son los "moderados" y "fuertes" de la clasificación de Quinn (1993): 52-53, 57-58, 65-66, 72-73, 76-77, 82-83, 86-87 y 91-92.

Se hicieron dos análisis compuestos, uno con 12 estaciones andinas y el otro con 15 estaciones del Llano central (Fig. 1). No se tomaron en cuenta estaciones del Llano sur y norte porque son pocas y no tienen comportamientos coherentes con las del Llano central.

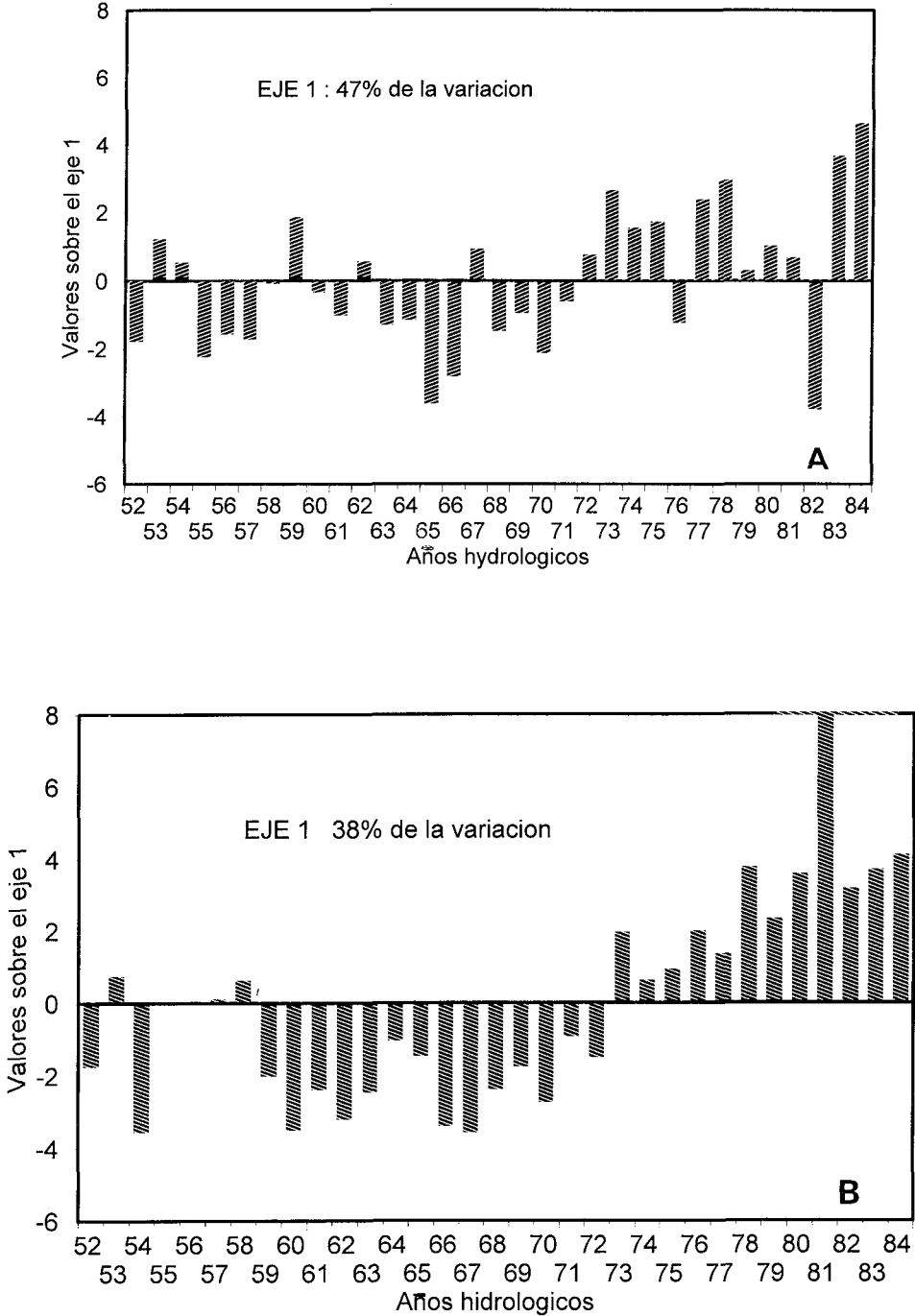


Fig. 3 - Como para la figura 2 pero sobre A) 9 estaciones de los Andes, B) 20 estaciones del Llano.

En la descripción de los resultados se tomaron en cuenta solamente los desvíos a la normal más fuertes para tener una señal bien marcada.

2. 2. Andes y Llano: comportamientos distintos durante la estación húmeda ENSO y comportamientos parecidos después

Se verifica la existencia de una sequía durante la estación húmeda ENSO (octubre ENSO-1/marzo ENSO), la que es muy marcada en octubre y febrero (Fig. 4A). El porcentaje de agua que falta es de 10 hasta 20% de lo normal, es decir menos de 60 a 80 mm en seis meses en las estaciones más secas del Altiplano.

En los Andes, en mayo y julio y durante la estación húmeda siguiente, sobre todo en febrero y marzo, se encuentran excesos de lluvia.

Se puede notar que la señal pluviométrica durante las estaciones húmedas ENSO y ENSO+1 es bastante fuerte en los Andes y es tomada en cuenta por el primer eje del ACP realizado sobre datos anuales (ver párrafo 1. 2).

En el Llano central, las anomalías son menos marcadas (Fig. 4B) y generalmente son positivas desde el mes de marzo ENSO hasta el mes de abril ENSO+1. La anomalía más fuerte ocurre en mayo.

Entonces, en el Llano central, las lluvias son casi normales durante la estación húmeda ENSO, mientras que los Andes padecen de sequía (Fig. 5a). Al principio del invierno (Fig. 5b) y durante la estación húmeda siguiente (Fig. 5c), se encuentran lluvias en exceso en ambas partes de Bolivia.

2. 3. Elementos de explicación-discusión

Por un lado, las lluvias en Bolivia dependen de los alisios que llevan aire húmedo del Atlántico y de la cuenca amazónica, y de dos mecanismos:

- la convección dentro de la ZCIT (Zona de Convergencia Intertropical) más activa en verano (diciembre, enero, febrero),
- los frentes fríos de latitud alta, más activos en invierno (desde mayo hasta septiembre).

Ambos mecanismos actúan y interactúan en las partes bajas (Oliveira & Nobre, 1985; Ronchail, 1989). En cambio, el Altiplano depende más de la ZCIT para obtener lluvias; pero en invierno los frentes fríos pueden atravesar el obstáculo que constituyen los Andes y producir nevadas.

Por otro lado, Bolivia queda cerca de dos zonas cuyas reacciones a la fase negativa del ENSO son conocidas y que son las siguientes:

- el Norte de Sudamérica padece una sequía que se debe a anomalías en el Atlántico Tropical ligadas a la Oscilación del Sur Pacífico (temperatura de superficie del océano baja, nivel de vapor de agua bajo, subsidencia acentuada) (Aceituno, 1988; 1989; Marengo & Hastenrath, 1993; Moron *et al.*, 1995).
- el Sudeste de Brasil y el Nordeste de Argentina padecen excesos de lluvia ligados a interacciones entre el "South Tropical West Jet (STWJ)", las advecciones y los frentes fríos y la "South Atlantic Convergence Zone (SACZ)" que se intensifican (Kousky *et al.*, 1984; Aceituno, 1988; Hastenrath, 1991).

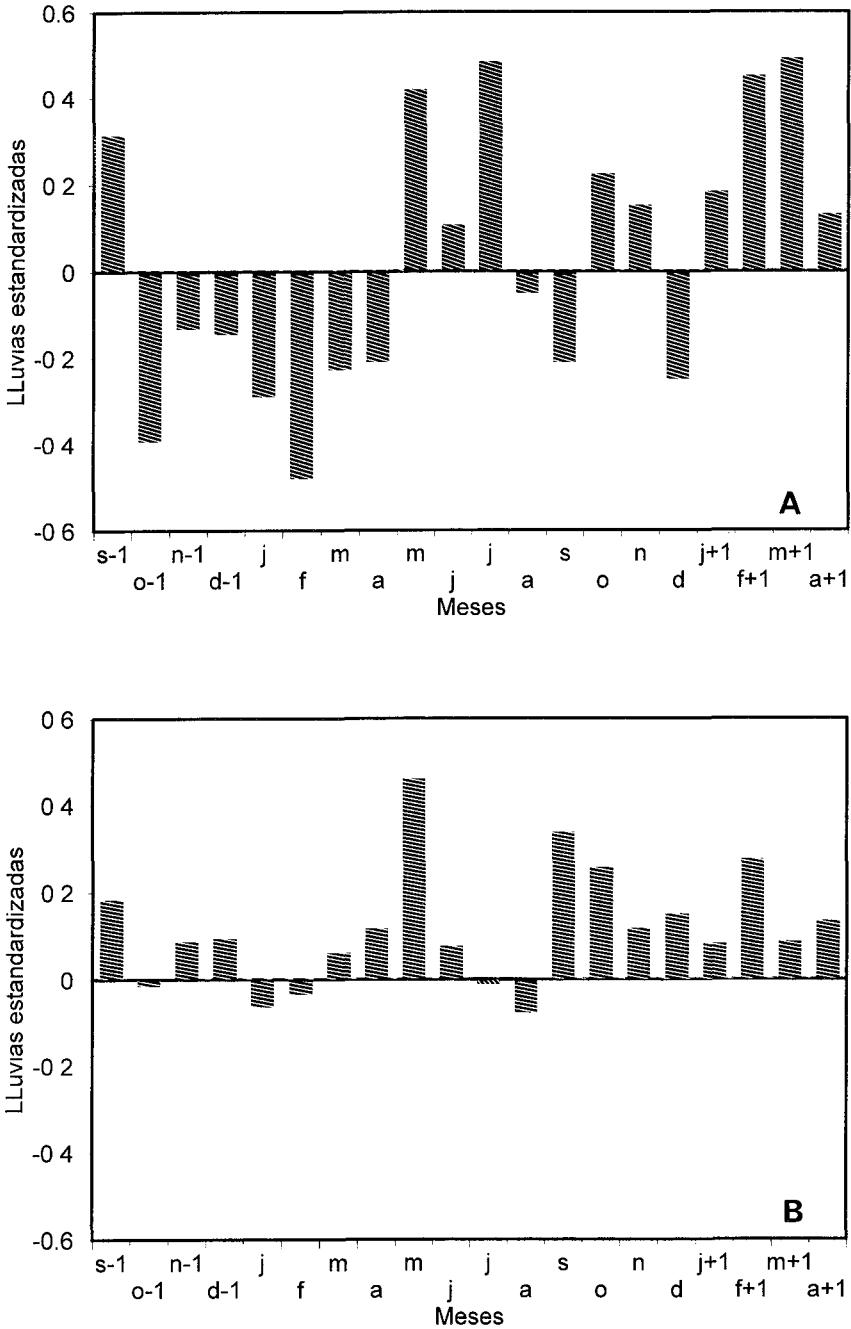


Fig. 4 - Lluvias mensuales estandarizadas y compuestas (5 hasta 8 eventos ENSO durante el período 1952-1992) desde el mes de septiembre ENSO-1, año de inicio del evento ENSO, hasta el mes de abril ENSO+1, para A) 12 estaciones andinas, B) 15 estaciones del Llano central.

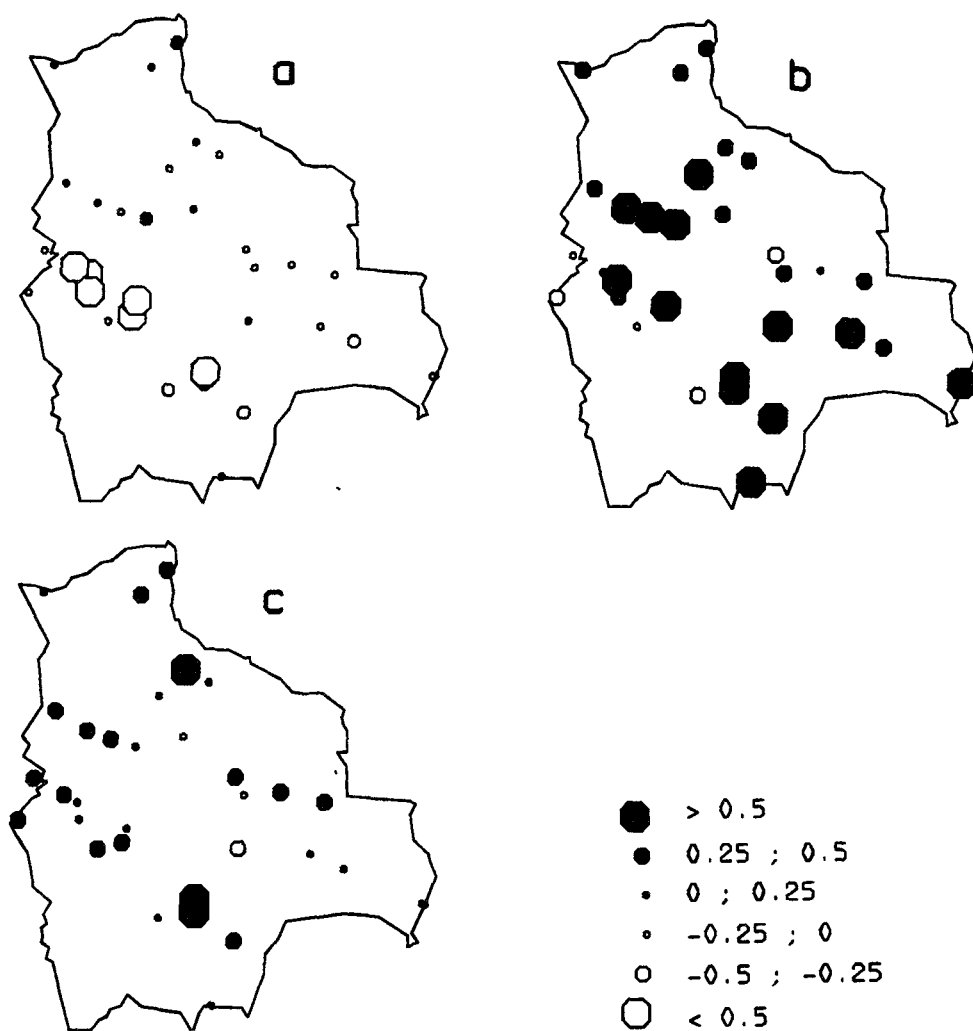


Fig. 5 - Lluvias estandarizadas y compuestas (5 hasta 8 eventos ENSO durante el período 1952-1992) durante a) los meses de enero-febrero ENSO, b) el mes de mayo ENSO, c) los meses de enero-febrero ENSO+1.

Por estas razones, la sequía de estación húmeda en los Andes podría deberse a las mismas anomalías en el sistema océano-atmósfera, que llevan sequía en el norte de Sudamérica.

Las lluvias casi normales del Llano durante la estación húmeda ENSO serían el resultado de los efectos negativos de la circulación tropical y de los efectos positivos de la circulación de los frentes fríos.

El refuerzo de los frentes fríos sería responsable de los excesos generalizados del principio del invierno ENSO.

Los excesos de la estación húmeda ENSO+1 aún no tienen explicación. Solamente se puede suponer que corresponden a anomalías opuestas a las del verano ENSO en el sistema oceano-atmósfera.

Estas hipótesis de explicación deben ser verificadas utilizando por ejemplo los datos del Centro Europeo Para la Previsión Meteorológica a Mediano Plazo, que permitirían un análisis más adecuado para Bolivia. En efecto, parece que las explicaciones que dependen solamente del sistema océano - atmósfera son poco apropiadas para las zonas alejadas de los océanos, donde los efectos locales / sinópticos son probablemente muy importantes para explicar la variabilidad de las lluvias. Esto se verificó ya en la Amazonía y en África Central (Moron *et al.*, 1995).

3. CONCLUSIÓN

La variabilidad interanual de las precipitaciones en Bolivia toma al menos dos aspectos. Existe una variabilidad pluridecenal que permite oponer los años 1950-1960, más secos, y los años 1970-1980, más húmedos, en toda Bolivia. Se debe verificar si está ligada a una variabilidad pluridecenal y dipolar en la temperatura del Atlántico, lo que podría explicar la oposición de fase entre, por ejemplo, Bolivia y el Sahel Africano.

Asimismo, es interesante notar que aunque haya una anomalía positiva de lluvia durante los años 1970-1980, se observó un retroceso de los glaciares en los Andes. Es consistente con el hecho que este retroceso no está relacionado solamente con variaciones de lluvia sino también con variaciones de temperatura (Ribstein *et al.*, 1995).

Existe una variabilidad ligada a la fase negativa del ENSO. Durante la estación húmeda ENSO, Llano y Andes tienen comportamientos distintos, con sequía en la parte alta del país y lluvias casi normales en el Llano. Se supone que en el Llano el efecto positivo sobre las lluvias de los frentes fríos de latitudes altas podría compensar el efecto negativo de la anomalía de subsidencia tropical. El refuerzo de esos frentes podría explicar los excesos de lluvia en ambas partes de Bolivia en mayo. Pero, bajo este esquema que debe ser verificado, quedan muchas preguntas sobre la variabilidad de las respuestas pluviométricas a los diversos eventos ENSO y sobre particularidades locales.

Agradecimientos

Mis agradecimientos van a los siguientes servicios:

- Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) y Administración de Aeropuertos y Servicios Auxiliares a la Navegación Aérea (AASANA) de Bolivia, por los datos brindados.
- "Laboratoire de Météorologie Dynamique" del "Centre National de la Recherche Scientifique", el "Laboratoire d'Analyse Spatiale" y el "Laboratoire de Géographie Physique" de la Universidad Paris 7, por los medios de tratamiento de los datos.
- "Département Eaux Continentales (DEC/ORSTOM)", por la participación en este congreso.

Referencias citadas

- ACEITUNO, P., 1988 - On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate. *Monthly Weather Review*, **116**: 505-524.
- ACEITUNO, P., 1989 - On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part II: Upper-air circulation. *Journal of Climate*, **2**: 341-355.
- ANTÚNEZ de MAYOLO, S., 1992 - Recurrencia de el fenomeno El Niño y el Titicaca. in: "Paleo-ENSO Records" *International Symposium Extended Abstracts* (L. Ortlieb & J. Macharé eds.): 15-20; Lima: ORSTOM-CONCYTEC.
- CAVIEDES, C.N., 1973 - Secas and El Niño: two simultaneous climatological hazards in South America. *Proceedings of the Association of American Geographers*, **5**: 44-49.
- FOLLAND, C.K., PALMER, T.N. & PARKER, D.E, 1986 - Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901-1985. *Nature*, **320**: 602-607.
- FRANCOU, B. & PIZARRO, L., 1985 - El Niño y la sequía en los altos Andes Centrales: Perú y Bolivia. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, **14**(1-2): 1-18.
- HASTENRATH, S., 1976 - Variations in low-latitude circulation and extreme climatic events in Tropical Americas. *Journal of Atmospheric Sciences*, **33**: 202-215.
- HASTENRATH, S., 1991 - Climate anomalies in the Tropical Americas: diagnostics and predictability. *La Météorologie*, **37**: 22-30.
- HASTENRATH, S., 1995 - Recent advances in Tropical Climate Prediction. *Journal of Climate*, **8**: 1519-1532.
- KAYANO, M.T.M. & MOURA, A.D., 1986 - O el Niño de 1982-1983 e a precipitacao sobre a America do Sul. *Revista Brasileira de Geofisica*, **4**: 201-214.
- KILADIS, G. & DIAZ, H., 1989 - Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, **2**: 1069-1091.
- KOUSKY, V.E., KAYANO, M.T.M. & CAVALCANTI, I.F.A., 1984 - A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus*, **36A**: 490-504.
- LAMB, P.J., PEPPLER, R.A. & HASTENRATH, S., 1986 - Interannual variability in the tropical Atlantic. *Nature*, **322**: 238-240.
- MARENGO, J.A. & HASTENRATH, S., 1993 - Case studies of extremes climatic events in the Amazon Basin. *Journal of Climate*, **6**: 617-627.
- MORON, V., BIGOT, S. & ROUCOU, P., 1995 - Improvement of the knowledge on rainfall variability in subequatorial America and Africa and relationships with the main SST modes (1951-1990). *Journal of Climatology*, **15**: 1297-1322.
- OLIVEIRA de, A.S. & NOBRE, C.A., 1985 - Meridional penetration of frontal systems in South America and its relation to organized convection in the Amazon, 3p., Sao Jose dos Campos: INPE-3407-PRE/676.
- QUINN, W. H., 1993 - The large-scale ENSO event, the El Niño and other important regional features. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, **22**(1): 13-34.
- RIBSTEIN, P., TIRIAU, E., FRANCOU, B. & SARAVIA, S., 1995 - Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia. *Journal of Hydrology*, **165**: 221-234.
- ROGERS, J., 1988 - Precipitation variability over the Carribean and Tropical Americas asociated with the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, **1**: 172-182.
- RONCHAIL, J., 1989 - Advections polaires en Bolivie: mise en évidence et caractérisation des effets climatiques. *Hydrologie Continentale*, **4**: 49-56.
- RONCHAIL, J., 1994 - La variabilité des précipitations dans les Andes de Bolivie et la phase négative de l'ENSO. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, **7**: 455-460.
- ROPELEWSKI, C.F. & HALPERT, M.S., 1987 - Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, **115**: 1606-1626.
- ROUCOU, P., MORON, V. & FONTAINE, B., 1995 - On the time evolution of relationships between sea surface temperature and Nordeste-Sahel seasonal rainfall. (Submitted to Geophysical Research Letters)
- THOMPSON, L.G., MOSLEY-THOMPSON, E.P. & ARNAO, B.M., 1984 - El Niño - Southern Oscillation events recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice-cap, Peru. *Science*, **226**: 50-53.

SPATIAL AND TEMPORAL VARIABILITY OF STABLE ISOTOPE COMPOSITION OF PRECIPITATION OVER THE SOUTH AMERICAN CONTINENT

Kazimierz Rozanski, Luis Araguás Araguás**

Abstract

The International Atomic Energy Agency (IAEA), in collaboration with the World Meteorological Organization (WMO) is conducting a world-wide survey of the isotope composition of precipitation. At present, around 60 stations are providing information on the stable isotope composition of precipitation over the South American continent. During the recent years, several national monitoring networks have been initiated (Argentina, Brazil, Chile, Ecuador, Peru). They provide a valuable contribution to the global IAEA/WMO database. The paper is focussed on spatial and temporal variability of the stable isotope composition of precipitation, observed over the South American continent. The relationship between isotopic signature of precipitation and climatically relevant parameters, such as surface air temperature or amount of precipitation is discussed in some detail.

Key words: *South America, stable isotope, precipitation.*

VARIABILIDAD ESPACIAL Y TEMPORAL DE LA COMPOSICIÓN DE ISÓTOPOS ESTABLES DE LA PRECIPITACIÓN EN EL CONTINENTE SUDAMERICANO

Resumen

El Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA), en colaboración con la Organización Meteorológica Mundial (OMM), está llevando a cabo un estudio a escala global de la composición isotópica de la precipitación a partir de muestras mensuales de lluvia recogidas en estaciones meteorológicas. En la actualidad alrededor de 60 estaciones proporcionan información sobre la composición isotópica de la precipitación en el continente sudamericano. Durante los últimos años se han establecido en la región varias redes de control con carácter nacional (Argentina, Brasil, Chile, Ecuador, Perú). Los datos aportados por estas redes representan una valiosa contribución a la red mundial del OIEA/OMM. Este trabajo se centra en el estudio de la variabilidad espacial y temporal de la composición de isótopos estables de la precipitación a escala del continente. En este estudio se examina con cierto detalle la relación aparente entre la composición isotópica de la precipitación en la región y algunos parámetros climáticos tales como la cantidad de precipitación y la temperatura del aire.

Palabras claves: *América del Sur, isótopo estable, precipitación.*

VARIABILITÉ SPATIALE ET TEMPORELLE DE LA COMPOSITION EN ISOTOPES STABLES DE LA PRÉCIPITATION SUR LE CONTINENT SUDAMÉRICAIN

Résumé

L'Agence Internationale de l'Énergie Atomique, en coopération avec l'Organisation Météorologique Mondiale, exploite un réseau mondial de stations pour la prise d'échantillons mensuels de précipitation. Actuellement, à peu près 60 stations fournissent des informations sur la composition

* Isotope Hydrology Section, International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria.

isotopique de la précipitation sur le continent sudaméricain. Ces dernières années plusieurs réseaux d'échantillonnage d'un caractère national (Argentine, Brésil, Chili, Équateur, Pérou) ont été initiés. Les données apportées par ces réseaux contribuent au réseau mondial de l'AIEA/OMM. Ces travaux se concentrent sur l'étude de la variabilité spatiale et temporelle de la composition isotopique stable de la précipitation sur le continent. Dans cette étude, est examinée en détail la relation entre la composition isotopique de la précipitation dans la région et quelques paramètres climatiques, tels que la quantité de précipitation et la température de l'air.

Mots-clés : *Amérique du Sud, isotope stable, précipitation.*

INTRODUCTION

The International Atomic Energy Agency (IAEA), in collaboration with the World Meteorological Organization (WMO), is conducting a world-wide survey on the isotope composition of monthly precipitation. The programme was launched with the primary objective of providing systematic data on isotope composition of precipitation on a global scale, characterizing their spatial and temporal variability and, consequently, providing basic isotope data for the use of environmental isotopes in hydrological investigations. It soon became apparent that the collected data is very useful also in other water-related fields such as oceanography, hydrometeorology and climatology. The isotope and meteorological data gathered by the network is published regularly by the IAEA in the form of data books (IAEA 1969; 1970; 1971; 1973; 1975; 1979; 1983; 1986; 1990; 1994) and is also available on floppy disks. Basic statistical treatment of the data accumulated till 1987 is available as a separate volume (IAEA, 1992).

At present, around 60 stations are providing information on the stable isotope composition of precipitation over the South American continent (Fig. 1). During the recent years, several national monitoring networks have been initiated (Argentina, Brazil, Chile, Ecuador, Peru). They provide a valuable contribution to the global IAEA/WMO database.

Already the first review of the IAEA/WMO database revealed that the observed distribution of deuterium and oxygen-18 in global precipitation can be related to a number of environmental parameters characterizing the given sampling site, such as latitude, altitude, distance to the coast, amount of precipitation and surface air temperature (Dansgaard, 1964). The reviews which followed (Yurtsever & Gat, 1981; Gonfiantini, 1985; Rozanski *et al.*, 1993) essentially confirmed the early findings of Dansgaard. It was soon realized that the above mentioned empirical relationships (so called "effects") can in fact be considered as a measure of the average degree of rain-out of moisture from the given air mass, on the way from the source region to the site of precipitation.

The paper reviews the available data on spatial and temporal distribution of deuterium and oxygen-18 content in precipitation over the South American continent. This distribution is governed by four major factors: (i) the influence of three major sources of atmospheric moisture (Atlantic and Pacific oceans and the Caribbean Sea), (ii) the mountainous chain of Andes blocking free air flow and leading to enhanced condensation of moisture along the slopes due to orographic uplift of air masses and the associated depletion of rainfall in the heavy isotopes, (iii) the presence of the world largest continental evaporative basin (Amazon Basin), and (iv) the seasonal movement of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) over the central and northern part of the continent.

The isotope data available for a number of stations located both in the Andean region and in the lowland are also examined from the point of view of their linkage to the surface

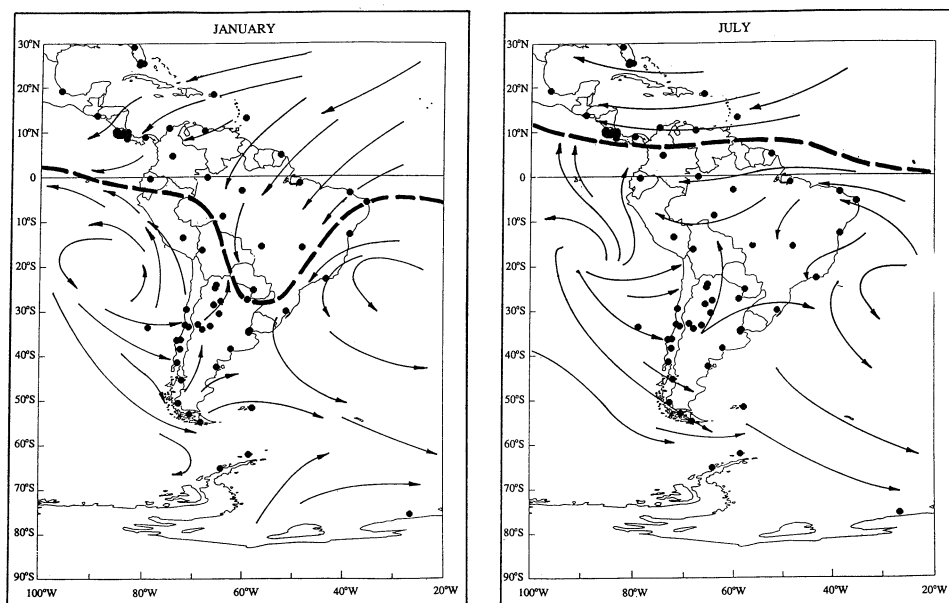


Fig. 1 - Location of the stations collecting monthly precipitation for isotope analyses on the South American continent and in adjacent regions. The prevailing directions of surface winds and the position of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) during the austral summer (January) and winter (July) are also marked (after Frère *et al.*, 1978; Graedel & Crutzen, 1993).

air temperature and/or amount of precipitation. The role of atmospheric circulation in controlling isotopic composition of precipitation in the region is discussed in some detail.

1. SPATIAL VARIABILITY

The maps presented in figure 1 show the distribution of stations on the South American continent and adjacent regions, for which isotope and meteorological data are available. The prevailing directions of surface winds and the approximate position of ITCZ during the austral summer (January) and winter (July) are also marked. The seasonal movement of ITCZ over the central and northern part of the continent controls to a large extent the amount of rainfall in this region and its isotopic composition (see discussion below).

Table 1 summarizes the selected isotope and meteorological data for the stations having a continuous record of observations longer than about four years. The stations are grouped into four regions exhibiting specific patterns in the seasonal distribution of the heavy isotope composition of precipitation. A large range of altitudes is being covered: from a few meters above sea level to more than 3 000 meters. Also, the range of mean annual rainfall is quite broad: between 400 and 4 000 mm per annum. The mean annual surface air temperature varies for the stations located in the equatorial region and in the tropics between ca. 20 and 27 °C. The gradual reduction of the mean annual temperature and the increase of its seasonal amplitude is observed for the stations located at mid and high southern latitudes.

Table I - Summary of isotope and meteorological data for selected stations in the region, with continuous record of observations longer than four years.

Station	Longitude [°]	Latitude [°]	Altitude [m]	Annual precip [mm]	Oxygen-18		Deuterium		Deuterium excess ^(*)		Mean annual temp [°C]	$\Delta\delta^{18}\text{O}$ ^(**) [‰]
					‰	n	‰	n	‰	n		
Veracruz, Mexico	96.13 W	19.20 N	16	1574	-3.96	172	-26.8	139	6.1	136	25.4	1.20
San Salvador (Ilopango), El Salvador	89.12 W	13.70 N	615	1702	-6.86	98	-46.7	74	9.4	73	23.2	0.36
Barbados (Seawell Airport), Barbados	59.29 W	13.04 N	50	1255	-1.35	228	-5.2	230	7.6	212	26.6	0.23
Barranquilla, Colombia	74.78 W	10.88 N	14	789	-5.13	99	-33.8	91	8.1	89	27.3	0.49
Maracay, Venezuela	67.65 W	10.25 N	442	806	-4.06	64	-27.9	48	4.5	48	24.5	0.15
Howard AFB, Panama (Canal Zone), USA	79.60 W	8.92 N	13	1725	-5.82	192	-37.6	177	9.4	165	27.1	1.12
Bogotá, Colombia	74.13 W	4.70 N	2547	795	-9.36	144	-63.9	137	10.9	136	13.2	0.96
Cayenne, French Guiana, France	52.37 W	4.83 N	8	3728	-2.05	91	-10.0	60	10.0	60	25.5	0.38
Sao Gabriel, Brazil	67.08 W	0.13 S	87	2814	-4.66	100	-28.9	101	9.1	89	25.5	0.27
Izobamba, Ecuador	78.55 W	0.37 S	3058	1408	-11.12	138	-78.3	129	10.1	128	11.1	0.43
Belem, Brazil	48.48 W	1.43 S	24	2845	-2.66	233	-13.8	201	9.0	189	26.0	0.89
Manaus, Brazil	60.02 W	3.12 S	60	2211	-5.50	183	-33.6	156	11.6	152	26.8	0.96
Fortaleza, Brazil	38.55 W	3.72 S	27	1759	-2.64	126	-11.9	97	8.2	97	26.4	0.82
Ceara Mirim, Brazil	35.20 W	5.80 S	8	1337	-2.29	148	-9.0	115	10.9	113	25.7	0.71
Porto Velho, Brazil	63.92 W	8.77 S	105	2295	-6.79	86	-42.6	73	11.3	72	25.3	1.06
Salvador (Ondina), Brazil	38.52 W	13.00 S	45	2222	-1.71	169	-2.8	118	11.4	112	25.2	0.27
Cuiaba, Brazil	56.10 W	15.60 S	165	1323	-5.32	203	-31.5	190	10.1	187	25.7	1.25
Brasilia (Airport), Brazil	47.93 W	15.85 S	1061	1483	-4.92	136	-29.2	122	11.3	118	20.6	0.85
Rio de Janeiro, Brazil	43.17 W	22.90 S	26	1206	-4.50	182	-25.8	135	12.0	132	23.8	0.69
Los Molinos, Argentina	65.19 W	24.11 S	1300	1043	-6.66	71	-27.9	53		47	18.8	2.25
Isla de Pascua (Pacific O.), Chile	109.43 W	27.17 S	41	1020	-3.37	54	-17.2	45	9.7	41	20.6	0.43
Porto Alegre, Brazil	51.18 W	30.08 S	7	1305	-4.70	200	-25.2	175	12.5	172	19.5	0.08
La Suela, Argentina	64.58 W	30.58 S	900	667	-5.45	57	-32.8	49	10.1	48	18.2	-0.28
Mendoza, Argentina	68.85 W	32.88 S	827	267	-5.71	53	-43.2	46	3.2	45	16.5	-0.26
Ciudad Universitaria (Buenos Aires), Argentina	58.28 W	34.38 S	5	1129	-5.10	137	-29.8	120	8.1	118	17.8	0.21
Bahia Blanca, Argentina	62.16 W	38.47 S	5	520	-5.68	54	-38.5	66	7.5	54	15.0	0.31
Puerto Montt (La Chamiza), Chile	72.93 W	41.47 S	13	1836	-6.42	70	-43.3	57	10.2	57	10.0	0.22
Stanley, Falkland Islands (Atlantic O.), UK	57.87 W	51.70 S	51	605	-8.09	95	-58.2	94	6.4	92	5.7	0.10
Ushuaia, Argentina	68.28 W	54.78 S	10	445	-10.98	108	-84.3	104	3.0	99	6.0	-0.02
Argentine Island (Antarctic), UK	64.27 W	65.25 S	5	379	-10.76	334	-85.1	316	1.8	315	-3.8	0.23

(*) - Deuterium excess defined as: $d = \delta^2\text{H} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$

(**) - Difference between the long-term arithmetic and weighted means of $\delta^{18}\text{O}$ (weighing by the amount of precipitation)

Over the major part of the continent, except of the Andean region where altitude effect is dominating, the oxygen-18 isotope composition of precipitation varies within a relatively narrow range: between ca. -2 ‰ and -7 ‰. The long-term means of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ closely follow the Global Meteoric Water Line: $\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$, although locally significant deviations can be observed. For instance, the stations Maracay, Mendoza, Ushuaia and Argentine Island reveal a reduced deuterium excess value ($d = d^2\text{H} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$) when compared with other stations in the region. The specific feature of spatial distribution of the isotopic composition of precipitation over the South American continent is a small inland gradient of both $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ across the lowlands open to the Atlantic Ocean and the relatively low $\delta^{18}\text{O}$ and $d^2\text{H}$ values observed along the equatorial Pacific coast. The small isotopic gradient has its origin in intense recycling of moisture over the Amazon and Orinoco river basins (Victoria *et al.*, 1991) and seasonally varying circulation patterns of the lower atmosphere over the central and northern part of the continent. Relatively depleted isotopic values on the Pacific coast of the Central America result from dominance of westward circulation transporting moisture from the tropical Atlantic and the Caribbean Sea.

2. ALTITUDE EFFECT

Spatial distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ in the Andean region is dominated by the altitude effect. The mountainous chain of Andes stretching from 10°N to 50°S is blocking free air flow and leads to enhanced condensation of moisture along the slopes due to orographic uplift of air masses and the associated depletion of rainfall in the heavy isotopes. The magnitude of this effect is illustrated in figure 2 showing gradual depletion of ^{18}O in the Andean

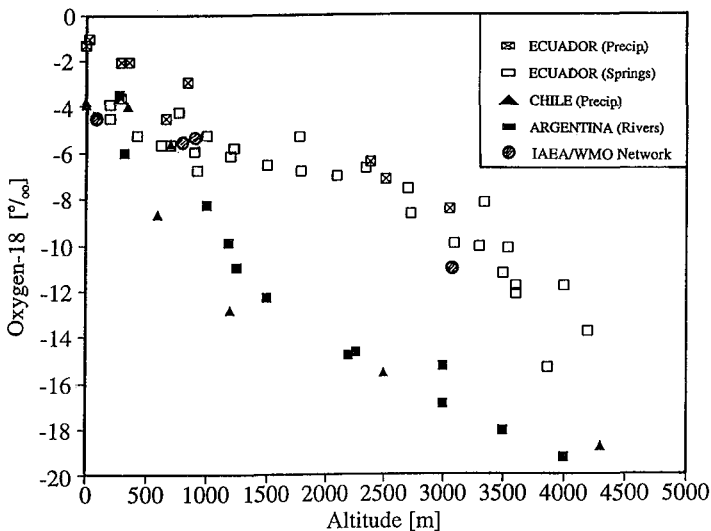


Fig. 2 - The $\delta^{18}\text{O}$ of precipitation, springs and small rivers as a function of the altitude of the sampling site. The samples have been collected along two W-E sections in the Andes: close to the equator and around 33°S . Sources of data: precipitation and springs in Ecuador (F. Villalba, personal communication), precipitation in Chile (Moser *et al.*, 1975), small rivers in Argentina (Vogel *et al.*, 1975) and the IAEA/WMO database (long-term mean $\delta^{18}\text{O}$ values for stations Sao Gabriel, Izobamba, La Suela and Mendoza, *cf.* Table 1).

precipitation, springs and small rivers, with the increasing elevation of the sampling site, collected along two cross-sections: close to the equator and around 33°S.

There are remarkable differences between these two profiles. In the equatorial region, the average decrease of $\delta^{18}\text{O}$ with elevation (up to 3 000 m a.s.l.) amounts to about 0.2 ‰/100 m. Slightly smaller isotope gradient is observed for springs, in agreement with a general tendency towards a reduced catchment area of springs with increasing elevation. Above approximately 3000 m, $\delta^{18}\text{O}$ drops more rapidly with elevation (ca. 0.5 ‰/100 m). The isotope profile across the Andes at ca. 33°S reveals an opposite trend: up to the elevation of approximately 1 500 m, $\delta^{18}\text{O}$ decreases with the average slope of 0.6 ‰/100 m, whereas substantially smaller slope (~0.2 ‰/100 m) is observed at higher altitudes. The altitude effect in the Andean region will be discussed in detail elsewhere.

3. SEASONAL VARIABILITY

The seasonal fluctuations of precipitation amount and its isotopic composition over the major part of South and Central America (north of 30°S) are controlled by seasonal displacement of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and the associated changes in the circulation patterns and moisture transport across the continent. Figure 1 shows schematically the position of ITCZ during austral winter (July) and summer (January). During its maximum northern extent in July, the ITCZ occupies a narrow band around 8°N, parallel to the equator. During the austral summer, its position over the continent extends till about 30°S, between 50°W and 60°W, whereas over the ocean and coastal regions it moves down only to about 5°S.

3. 1. Northern tropics

The region north of about 10°N. Three stations (Barbados, Howard and San Salvador) were chosen to illustrate typical patterns of seasonal changes of $\delta^{18}\text{O}$ of precipitation in this region. These stations receive moisture from the tropical Atlantic (summer) and the Caribbean Sea (winter). Although beyond the direct reach of ITCZ, they respond to its vicinity by prolonged rainy period (June–November), with precipitation substantially depleted in the heavy isotopes (Fig. 3a). This depletion, slightly marked over the source region (Barbados) is amplified along the prevailing routes of moisture transport from the Atlantic ocean (Maracay, Barranquilla, Howard, San Salvador).

3. 2. Equatorial region

This region is represented by three selected stations located in the Amazon Basin (Belem, Manaus, Sao Gabriel) and one station located on the Pacific slope of Andes (La Concordia - 79.25°W, 0.21°S). The region east of Andes is characterized by a relatively high rainfall throughout a year, with a distinct maximum between January and May. The isotopic composition of precipitation reveals several interesting features: (i) a relatively constant isotope shift between Belem and Manaus throughout a year (around 2 ‰), vanishing further inland, (ii) a distinct minimum of $\delta^{18}\text{O}$ occurring in April at the coastal regions and in May over the central part of the continent, most probably linked with the northward passage of ITCZ and the associated enhanced convective activity of the air column, and (iii) relatively

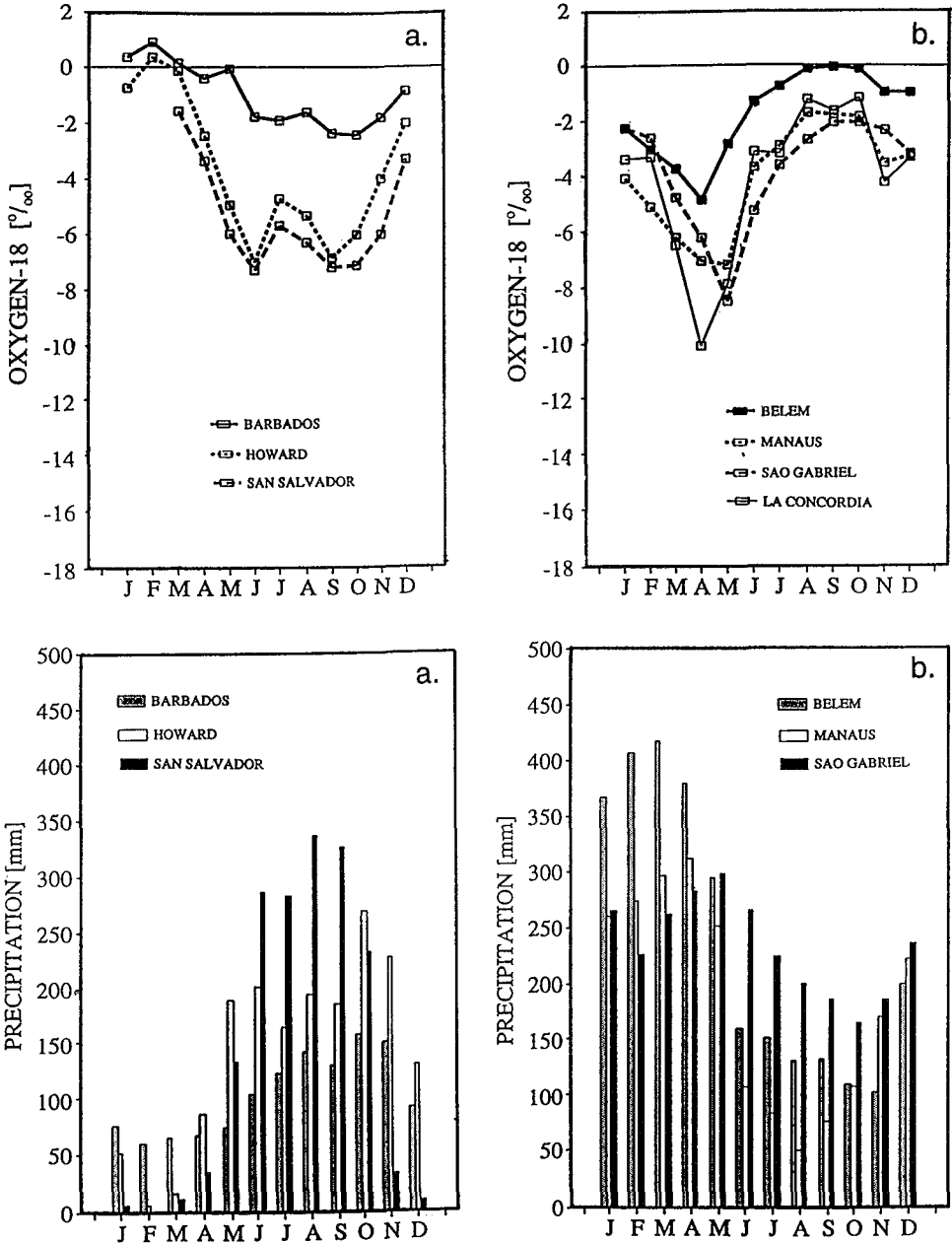


Fig. 3 - Seasonal distribution of rainfall and its isotopic composition for selected stations of the IAEA/WMO global network, representing northern tropics (Fig. 3a - San Salvador 89.12°W, 13.70°N; Barbados 59.29°W, 13.04°N; Howard 79.60°W, 8.92°N) and the equatorial region (Fig. 3b - Belem 48.48°W, 1.43°S; Manaus 60.02°W, 3.12°S; Sao Gabriel 67.08°W, 0.13°S; La Concordia 79.25°W, 0.21°S). The long-term mean monthly values of $\delta^{18}\text{O}$ and precipitation amount are shown for the selected stations.

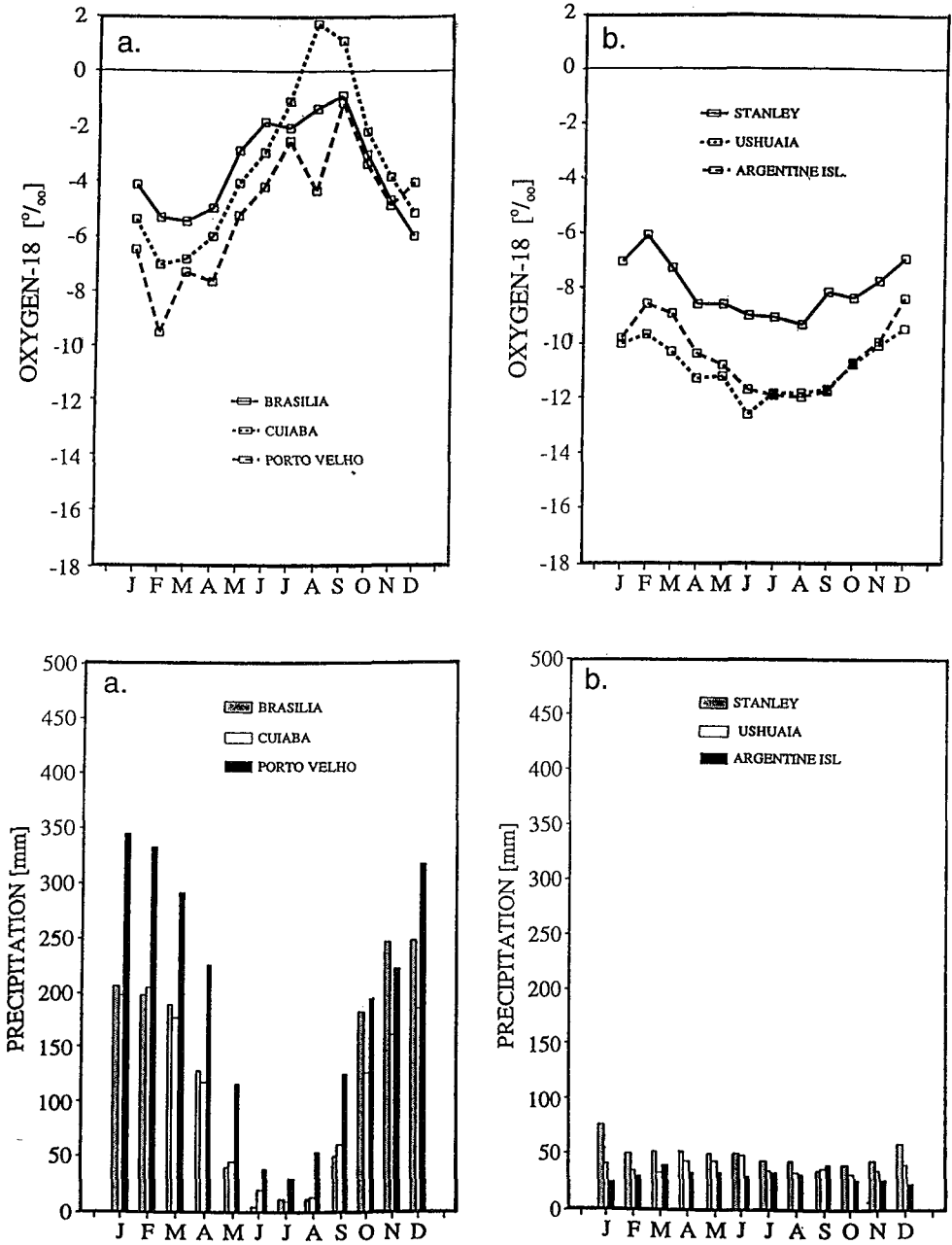


Fig. 4 - Seasonal distribution of rainfall and its isotopic composition for selected stations of the IAEA/WMO global network, representing the southern tropics (Fig. 4a - Brasilia 47.93°W, 15.85°S; Cuiaba 56.10°W, 15.60°S; Porto Velho 63.92°W, 8.77°S) and the mid latitude region (Fig. 4b - Stanley 57.87°W, 51.70°S; Ushuaia 68.28°W, 54.78°S; Argentine Island 64.27°W, 65.25°S). The long-term mean monthly values of δ¹⁸O and precipitation amount are shown for the selected stations.

enriched and uniform $\delta^{18}\text{O}$ values across the continent observed from August to October (Fig. 3b). Interestingly, the return of ITCZ to its southernmost position does not lead to another rainfall maximum and negative $\delta^{18}\text{O}$ values over the basin, although the second maximum is observed for instance in Bogotá. This apparent assymetry in the behaviour of the system is probably associated with thermal inertia of the continent. The extensive low pressure system which develops over the continent during austral summer, results in an unrestricted flow of moisture from the northern tropical Atlantic (*cf.* Fig. 1) and abundant rainfall across the basin, north of ITCZ. On the other hand, during the austral winter and spring (August to October) the supply of maritime moisture is substantially reduced and the relatively scarce rainfall during this time of the year is produced mostly from vapour of local origin. It should be noted that the isotopic depletion of precipitation associated with the northward passage of ITCZ is observed already at the entrance to the Amazon Basin (Belem) and is propagated further eastward.

3. 3. Southern tropics

The region extends from about 10°S to about 30°S . The characteristic patterns of the seasonal distribution of rainfall and its isotopic composition are illustrated in figure 4a by the data of three stations: Porto Vehlo, Cuiaba and Brasilia. Like in the equatorial region, overwhelming presence of ITCZ over the central part of the continent induces a broad maximum of rainfall characterized by depleted isotopic values during the austral summer (November-March). During this time period, the $\delta^{18}\text{O}$ vary over the lowlands east of Andes between -4‰ and -10‰ , whereas in the Altiplano it can reach even -20‰ (Aravena *et al.*, 1989). The austral winter (June-September) brings only very limited precipitation, characterized by relatively enriched isotopic composition. In the case of Porto Velho, even positive $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values are observed during August and September (*cf.* Fig. 4a). Such enrichment points to recycled moisture of local origin as a source for summer rainfall, most probably derived from evapotranspiration and/or evaporation from open water bodies.

The summer precipitation depleted in ^{18}O and ^2H when compared with winter months, observed in the southern central part of the continent, is mainly linked to the amount effect, associated with the presence of ITCZ. Further south, winter rainfall becomes more depleted in ^{18}O and ^2H since temperature becomes the main factor controlling the isotopic composition of precipitation. The difference between mean $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^2\text{H}$) of summer and winter precipitation reveals an abrupt change around 30°S . For instance, summer precipitation at stations Corrientes (27°S) and Salta (25°S) is depleted in ^{18}O by $\sim 6\text{‰}$ when compared to winter rainfall, while at the stations located south of 30°S winter precipitation is more depleted (up to 12‰ in Mendoza, located 32°S). This dramatic shift in seasonal distribution of ^{18}O and ^2H in precipitation provides an independent evidence of the actual extent of the ITCZ over the southern central part of the continent.

3. 4. Southern Temperate Zone

The seasonal distribution of rainfall changes radically south of about 30°S , towards a distinct rainy period during the austral winter within the latitude band 30°S to 40°S , and a gradual change towards a more uniform distribution further south. Like in the northern

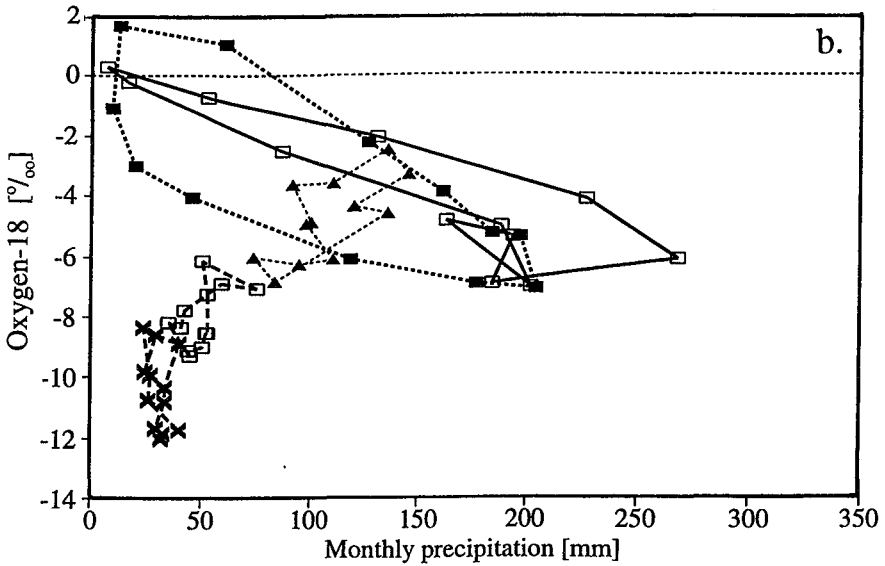
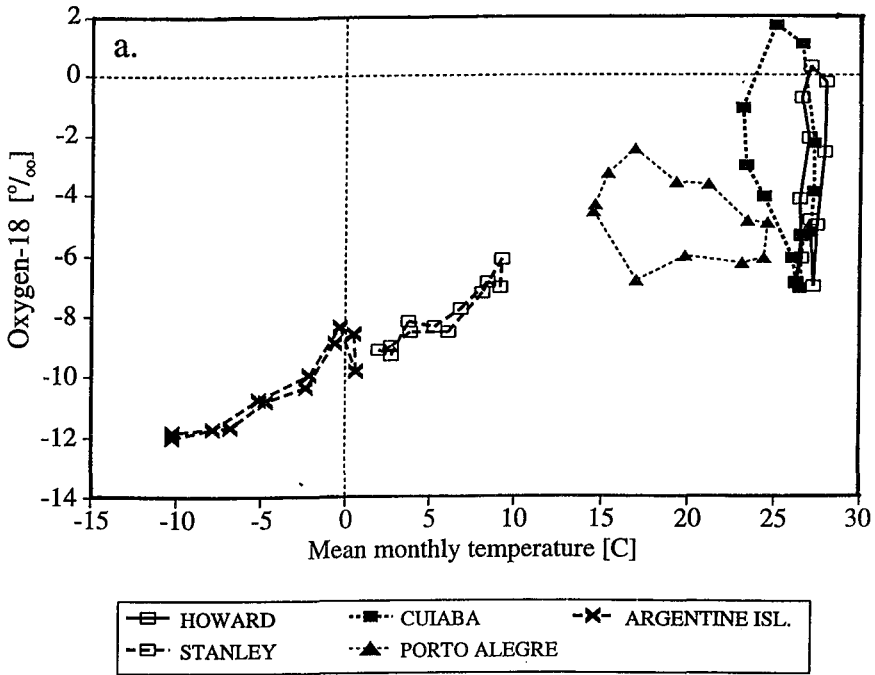


Fig. 5 - The relationship between long-term mean $\delta^{18}\text{O}$ of monthly precipitation, mean monthly surface air temperature (a) and mean monthly precipitation (b) for selected stations of the region (Howard 79.60°W, 8.92°N; Cuiaba 56.10°W, 15.60°S; Porto Alegre 51.18°W, 30.08°S; Stanley 57.87°W, 51.70°S; Argentine Island 64.27°W, 65.25°S). The lines connect data points representing consecutive months.

temperate zone, the isotopic composition of precipitation is controlled mainly by seasonal changes of temperature, with a maximum of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ during the austral summer and a minimum during winter (Fig. 4b). Also the range of absolute values for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ is similar to those observed at comparable latitudes of the northern hemisphere, which is related to the relative position of these regions with respect to major sources of water vapour in the tropics.

4. ISOTOPIC SIGNATURE OF RAINFALL AND CLIMATIC PARAMETERS

The apparent relationship between the isotopic composition of precipitation and some climatically relevant parameters, such as surface air temperature or amount of precipitation, provides a basis for numerous studies aimed at extracting palaeoclimatic information from records of isotopic composition of ancient precipitation preserved in various environmental archives. Whereas for mid- and high latitudes the link between isotope signature of precipitation and climate is apparent mainly through a strong correlation between the isotopic composition of precipitation and temperature, in tropics the major controlling parameter is usually the amount of precipitation. This double linkage is illustrated in figure 5 showing the relationship between the long-term monthly means of $\delta^{18}\text{O}$, surface air temperature and precipitation amount for five stations in the region, covering the latitude band from 10°N to 65°S . Whereas for the stations located south of 40°S (Stanley and Argentine Island) the seasonal changes of $\delta^{18}\text{O}$ are strongly linked to variations of surface air temperature, in the transition region to the tropics (Porto Alegre) both temperature and amount of precipitation are important. In the tropics (Howard and Cuiaba), precipitation amount clearly dominates. Worth of noting is an apparent hysteresis of the seasonal isotope signal, especially pronounced in the tropics.

References Cited

- ARAVENA, R., PEÑA, H., GRILLI, A., SUZUKI, O. & MORDECKAI, M., 1989 - Evolución isotópica de las lluvias y origen de las masas de aire en el Altiplano chileno. *in: Technical Document IAEA-TECDOC-502*: 129-143; Vienna: International Atomic Energy Agency.
- DANSGAARD, W., 1964 - Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, **16**: 436-468.
- FRERE, M., RIJKS, J.Q. & REA, J., 1978 - Estudio agroclimatológico de la zona Andina. *Technical Report No. 506*, 253p., Geneva: World Meteorological Organization.
- GONFIANTINI, R., 1985 - On the isotopic composition of precipitation in tropical stations. *Acta Amazonica*, **15**: 121-139.
- GRAEDEL, T.E. & CRUTZEN, P.J., 1993 - *Atmospheric change: An Earth system perspective*, 446p., New York: W.H. Freeman and Company.
- IAEA, 1969, 1970, 1971, 1973, 1975, 1979, 1983, 1986, 1990, 1994 - World Survey of Isotope Concentrations in Precipitation. *Technical Report Series Nos. 69, 117, 129, 147, 165, 192, 226, 264, 331, 371*, Vienna: International Atomic Energy Agency.
- IAEA, 1992 - Statistical treatment of data on environmental isotopes in precipitation. *Technical Series No. 331*, 720p., Vienna: International Atomic Energy Agency.

- MOSER, H., SILVA, C., STICHLER, W. & STOWHAS, L., 1975 - Variation in the isotopic content of precipitation with altitude in the Andes. *Final Report IAEA Research Contract No. 813/RB*, Vienna: International Atomic Energy Agency.
- ROZANSKI, K., ARAGUÁS-ARAGUÁS, L., & GONFIANTINI, R., 1993 - Isotopic patterns in modern global precipitation. in: *Climate Change in Continental Isotopic Records. Geophysical Monograph 78*: 1-36, Americal Geophysical Union.
- VICTORIA, R.L., MARTINELLI, L.A., MORTATTI, J. & RICHEY, J., 1991 - Mechanism of water recycling in the Amazon Basin: isotopic insights. *Ambio*, 20: 384-387.
- VOGEL, J.C., LERMAN, J.C. & MOOK, W.G., 1975 - Natural isotopes in surface and groundwater from Argentina. *Hydrological Sciences Bulletin*, 20: 203-221.
- YURTSEVER, Y. & GAT, J.R., 1981 - Atmospheric waters. In: *Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle. Technical Report Series No. 210*: 103-142, Vienna: International Atomic Energy Agency.

REGIMEN ESPACIAL Y TEMPORAL DE LAS PRECIPITACIONES EN LA CUENCA DE LA PAZ

Edson Ramírez, Javier Mendoza **, Edgar Salas *, Pierre Ribstein ****

Resumen

El presente artículo muestra los resultados de un análisis de series históricas (la del pluviógrafo de San Calixto, en la cuenca de La Paz) a diferentes grados de discretización temporal, que van desde el nivel anual hasta el horario, incluyendo un análisis de precipitaciones extremas. Este estudio permite la determinación de coeficientes de discretización de precipitaciones diarias para transformarlas en horarias. En una segunda parte, en la cuenca se analiza un grupo selecto de tormentas con el objeto de establecer tendencias sobre la variabilidad espacial de la precipitación en La Paz, realizándose al final un análisis de la relación existente entre variables topográficas de la cuenca (altitud, orientación y distancia a la cadena montañosa) con los valores de precipitación anual media definiendo de esta manera, la influencia del relieve sobre la variabilidad de las precipitaciones.

Palabras claves: *Índice de discretización horaria, correlogramas, variogramas, distancia de descorrelación.*

RÉGIME SPATIO-TEMPOREL DES PRÉCIPITATIONS DANS LE BASSIN DE LA PAZ

Résumé

Cet article présente les résultats de l'analyse de séries historiques (celle du pluviographe de La Paz - San Calixto) à différents degrés de discrétisation horaire, qui va du niveau horaire, incluant une analyse des précipitation extrêmes. Cette étude permet de déterminer des coefficients de discrétisation de précipitations journalières pour les transformer en horaires. Dans la deuxième partie, on analyse dans le bassin un groupe sélectionné d'orages dans le but d'établir des tendances de la variabilité spatiale des précipitations à La Paz, en réalisant pour terminer une analyse de la relation existant entre les variables topographiques du bassin (altitude, orientation et distance à la chaîne de montagne) et la valeur des précipitations annuelles moyenne, définissant de cette manière l'influence du relief sur la variabilité des précipitations.

Mots-clés : *Indice de discrétisation horaire, corrélogrammes, variogrammes, distance de décorrélation.*

SPATIAL AND TIME VARIABILITY OF THE PRECIPITATION REGIME IN THE LA PAZ BASIN

Abstract

The results from an analysis of an hystoric series (San Calixto's pluviograph in La Paz basin) shows a different degrees of time discretization, from anual to hour level, including the analysis of

* Instituto de Hidráulica e Hidrología (IHH-UMSA), CP 699 La Paz, Bolivia

** Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI), CP 10993 La Paz, Bolivia

*** Misión ORSTOM, CP 9214 La Paz, Bolivia.

extreme precipitation. This study allows the determination of coefficients of discretization of daily precipitation to transform them in hourly precipitations. In a second part, a select group of storms is analysed in order to establish tendencies on the spatial variability of precipitations in the basin. Finally, an analysis of the relation between topographic variables of the basin (altitude, orientation and distance to the mountainous chain) and the values of the relief over the precipitation variability.

Key words: *Coefficient of discretization, correlogram, variogram, decorrelation distance.*

1. MARCO GEOGRÁFICO

La cuenca del río La Paz (Fig. 1) forma parte como subcuenca de la cuenca amazónica y es del tipo exorreica.

La cuenca del río La Paz, por encontrarse en el Altiplano boliviano y colindante a la Cordillera Oriental, presenta características muy especiales en su régimen de precipitaciones tanto a nivel temporal como a nivel espacial, a consecuencia de su conformación orográfica principalmente. Se encuentra ubicada al N.E. del altiplano boliviano, al pie de la cordillera Oriental, extendiéndose sobre una superficie de 508 km², hasta el punto de control ubicado en la estación hidrométrica de Aranjuez (Ahenke, 1992). Los principales ríos que drenan la cuenca son: el río Choqueyapu, el río Orkojahuirá, el río Irpavi y el río Achumani. Topográficamente el valle de la cuenca del río La Paz presenta una orientación Norte-Sur, separada por cordones montañosos, alcanzando en su parte más elevada una altitud de 5 392 m.s.n.m. y en su parte más baja a la salida en Aranjuez una altitud de 3 175 m.s.n.m. El río principal de la misma es el Choqueyapu, que nace en las faldas del nevado Chacaltaya; este río tiene una longitud aproximada de 35 km hasta la salida en el punto de control, dando lugar a que la cuenca tenga una pendiente promedio de 7% que caracteriza la predominancia de una topografía de cabecera de valle.

2. VARIABILIDAD TEMPORAL DE LA PRECIPITACIÓN

Para este estudio se empleó la información del Observatorio de San Calixto que cuenta con información desde principios de siglo. El análisis se realizó a diferentes niveles de discretización, desde el anual hasta el horario.

La figura 1 muestra las isohietas medias anuales para el período 1976-1991 cada 20 mm de lluvia. La distribución espacial a nivel anual presenta un crecimiento gradual de la precipitación en el sentido sur-norte.

2. 1. Nivel anual y mensual

Se considera el año hidrológico de octubre a septiembre. Para la serie anual de la estación de San Calixto se encontró que para 70 datos analizados en el período 1920-1991 se tiene una media de 571 mm, una desviación standard de 95 mm y un sesgo de -0,103, lo que indica que se tiene un ligero sesgo a la izquierda.

Se ha encontrado que para la estación de San Calixto existe una acentuada variabilidad de la precipitación anual para el período analizado tal como se observa en la figura 2, donde además se indican con líneas segmentadas el valor de la precipitación media y los valores de la misma más y menos la desviación standard.

- 101 San Calixto
- 111 Aasana
- 131 Laikakhota
- 141 Incachaca
- 161 Hampaturi
- 181 Palcoma
- 185 Achachucala
- 191 Chucaru
- 121 Millipunku
- 195 Achumaru
- 202 Mallasa
- 205 Chuquaguillo
- 211 V. Copacabana
- 217 Puente Negro
- 218 Huayna Potosí
- 219 Alto Obrajes
- 223 Alto Achachucala
- 225 Achocalla
- 233 Vino Tinto
- 236 Plaza Villaroel
- 240 Alto Seguencoma
- 244 El Tejar
- 245 Villa Adela
- 247 V. Nueva Pasankeri
- 259 Río Seco
- 266 SENAMHI Central

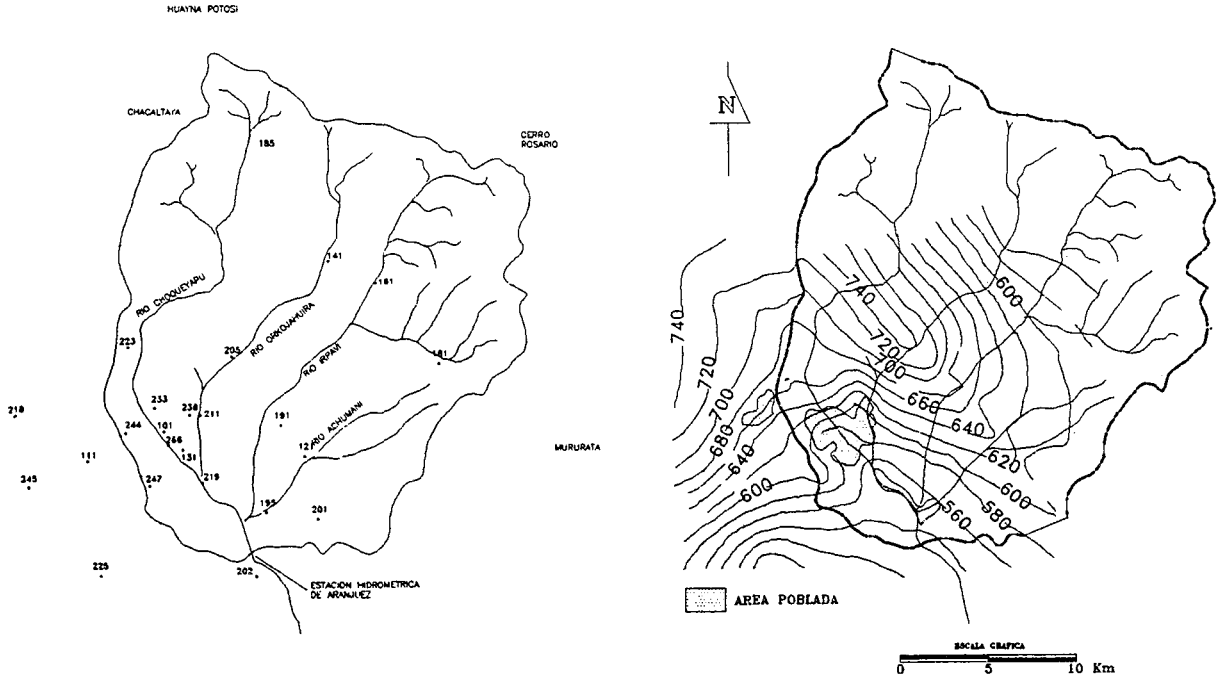


Fig. 1 - Cuenca del río La Paz, código de estaciones e isohietas (período 1976-1991).

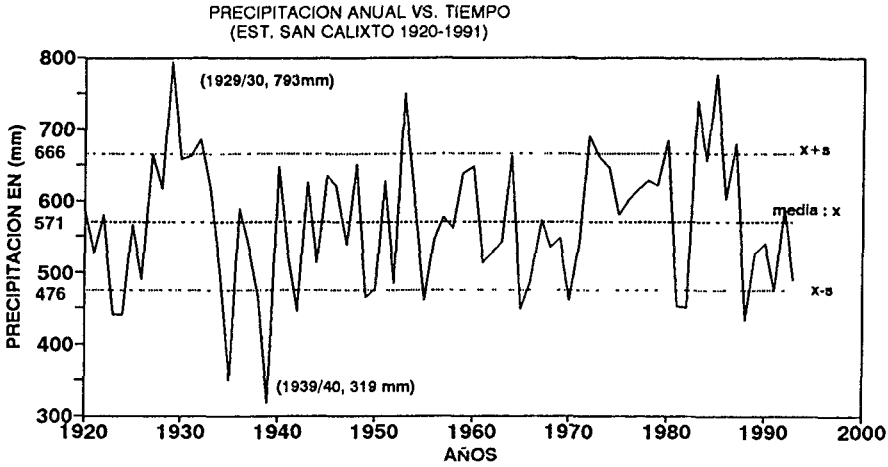


Fig. 2 - Precipitación anual vs. tiempo (San Calixto 1920-1991).

Se tiene por otra parte que a nivel mensual, el mes de enero es el más lluvioso y los meses de junio y julio los más secos. La época de lluvias empieza en octubre y la época seca en abril; dentro de la época de lluvias los meses de diciembre, enero, febrero y marzo son los más lluviosos aportando en promedio alrededor del 67% de la precipitación anual. En la época seca los meses de mayo, junio, julio y agosto son los más secos aportando en promedio alrededor del 8% de la precipitación total anual, tal como se observa en la figura 3, la cual muestra la distribución mensual de la precipitación en la estación de San Calixto para el período 1920-1991.

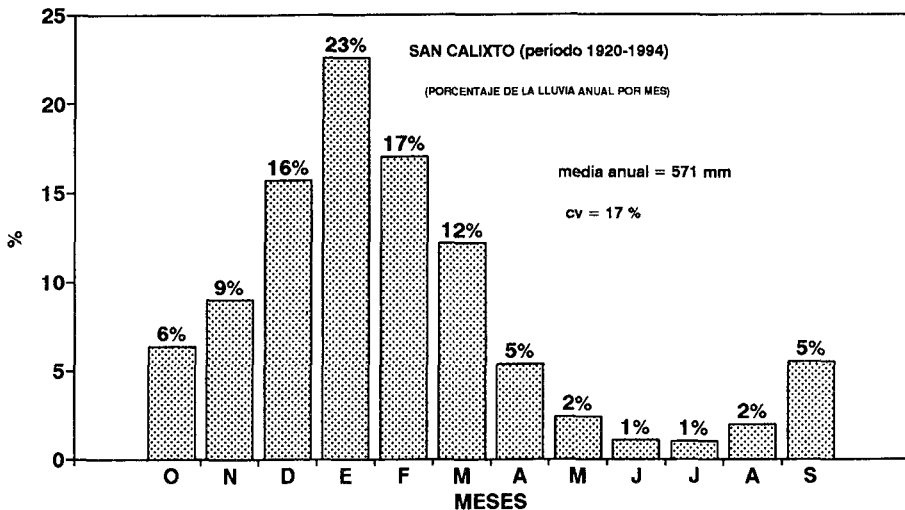


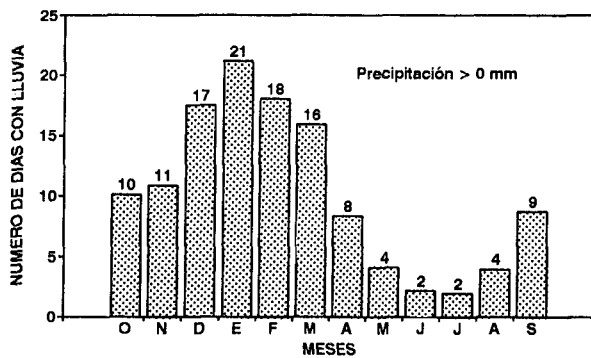
Fig. 3 - Distribución mensual de la lluvia en San Calixto (período 1920-1991).

2. 2. Nivel diario (estación de San Calixto)

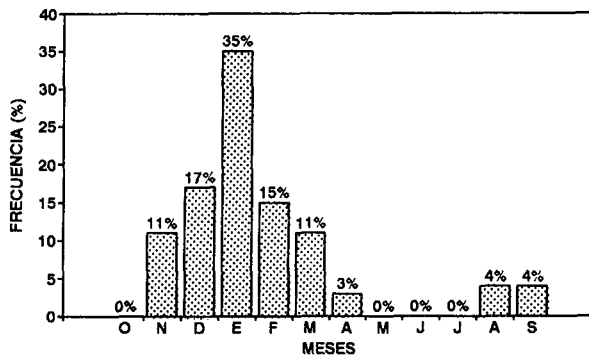
Los resultados encontrados se muestran en la figura 4 donde se observa: (a) el número de días de lluvia por mes para el período 1920-1991. Esta gráfica es característica del régimen pluviométrico estacional que presenta la cuenca, siendo el mes de enero, en promedio, el mes con mayor número de días de lluvia y los meses de junio y julio con menor número de días con lluvia.

En la figura 4(b) se observa en cada mes la frecuencia con la que se presentan las precipitaciones diarias máximas anuales. El mes de enero presenta un 35% de frecuencia, es el mes en que se produjeron la mayor cantidad de precipitaciones máximas y los meses de mayo, junio, julio y octubre los meses en que no se registró ninguna precipitación diaria máxima. La máxima precipitación diaria producida durante el período observado en la estación San Calixto fue la del 28 de diciembre de 1976 con 50,1 mm.

Realizando el test de ajuste probabilístico a cuatro funciones de probabilidad, se escogió la ley de Gumbel (Benjamín & Cornell, 1981) para el ajuste de la serie de precipitaciones



(a)



(b)

Fig. 4 - a) Número de días lluvia y b) Frecuencia con la que se presentan las precipitaciones máximas anuales en cada mes en San Calixto (período 1920-1991).

diarias máximas anuales. De este ajuste se obtuvieron los valores de precipitación máxima para períodos de retorno de 10, 50, 100 y 500 años respectivamente los cuales se muestran a continuación: $x_{10}=39,9$ mm, $x_{50}=49,4$ mm, $x_{100}=53,4$ mm y $x_{500}=63,0$ mm.

2. 3. Nivel horario (estación San Calixto)

En esta sección se presenta la expresión (índice de discretización horaria), deducida para la información pluviográfica de la estación de San Calixto, que relaciona la precipitación para una duración cualquiera P_d con la precipitación del pluviómetro (precipitación de 24 h) P_{24} . El análisis y selección de cerca a 150 tormentas registradas por el pluviógrafo de San Calixto en el período 1960-1991 (Mendoza, 1994), ha permitido obtener una función que relaciona el índice de discretización horaria P_d/P_{24} con el período de retorno T y la duración d . La mencionada función permite estimar las máximas precipitaciones para duraciones menores a la de 24 h, a partir del dato diario de precipitación. Si bien la función ha sido desarrollada con la información pluviográfica de la estación de San Calixto, puede ser utilizada para discretizar precipitaciones diarias en otras estaciones de la cuenca. La figura 5 (a) muestra las curvas obtenidas a partir de la referida función, para diferentes períodos de retorno. En ella se muestra asimismo la función resultante del análisis realizado.

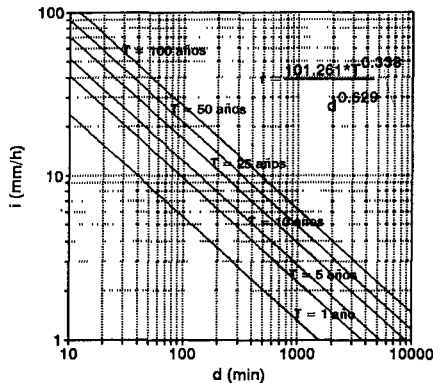
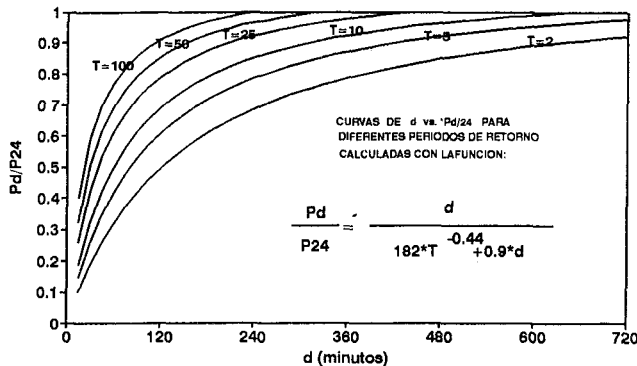


Fig. 5 - a) Curvas P_d/P_{24} vs. duración d para diferentes períodos de retorno (San Calixto), b) Curvas intensidad - duración - frecuencia, San Calixto (período 1960-1991).

Con la información pluviográfica de la estación de San Calixto, para el período 1960-1991, se determinaron las curvas intensidad, duración y frecuencia IDF, expresadas a través de la siguiente ecuación (Mendoza, 1994):

$$i = (101,261 * T_0^{338}) / (d^{0,629})$$

donde: i intensidad en (mm h-1), T período de retorno (años), d duración (min)

3. VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA PRECIPITACIÓN

Para el estudio de la variabilidad espacial, la metodología empleada partió con la extracción de la información básica a través de la base de datos pluviométricos y pluviográficos creada mediante el paquete PLUVIOM de la ORSTOM, consistente en tormentas registradas que alcanzaron valores mayores o iguales a los 30 mm en 24 h (pluviometría) al menos en una cantidad mínima de pluviómetros. De esta forma se seleccionaron 20 eventos extremos, cada uno con información de alrededor de 30 pluviómetros dispuestos sobre la cuenca y alrededor de la misma.

Posteriormente se realizó una complementación de la información con mapas sinópticos y registros de superficie obtenidos principalmente de la estación meteorológica del aeropuerto de la ciudad de La Paz (AASANA-El Alto).

3. 1. Movimiento de las masas de aire húmedo

Interesantes estudios se realizaron relacionados a las masas de aire que circulan por el territorio boliviano principalmente en el oriente (Ronchail, 1986), pero poco se estudió sobre las masas de aire húmedo que se presentan en el Altiplano, especialmente en la cuenca del río La Paz; sin embargo, se utilizó la misma clasificación de situaciones meteorológicas empleada por Ronchail en sus estudios, considerando como base de la clasificación la distribución y forma de las zonas de baja presión y las de alta presión atmosférica (anticiclones) que se producen sobre Bolivia.

De los 20 eventos extremos seleccionados (Ramírez, 1995), se encontró información referente a mapas sinópticos de únicamente 15 eventos, distribuidos de la siguiente manera: DatAat (5), VDat (1), Dat (4), VDanAat (1), Dan (2), DanDat (1), DatApn (1). Este análisis muestra que la situación meteorológica Depresión Atlántica (Dat) que se caracteriza por la presencia de una zona de baja presión en el Atlántico y otra sobre territorio boliviano con la presencia de un frente que une ambas zonas, se presenta en la mayoría de los casos. Por otra parte, de estos mismos mapas sinópticos, se observó que cuando se presenta un evento extremo en La Paz, ocurre similar situación en el resto del continente, lo que muestra que un evento de este tipo es un fenómeno generalizado de tipo regional vinculado a efectos del tipo frontal.

Para conocer el comportamiento de las masas de aire a nivel de la cuenca de estudio, se analizaron tres estaciones meteorológicas en especial: AASANA-El Alto, San Calixto y Central La Paz, las cuales son las únicas en la cuenca de La Paz que cuentan con registros sobre direcciones de viento. Este análisis se lo realizó en función a que a lo largo del estudio se observó que existían comportamientos diferentes entre AASANA (El Alto) y San Calixto (ciudad de La Paz). Realizando una comparación entre los valores de dirección de viento y cantidad de precipitación se encontró que en los eventos en los que se registró mayor

precipitación en AASANA y menor en el centro de la ciudad, existía una combinación predominante de las direcciones de viento de N para AASANA y SE para San Calixto. En los eventos en que se presentaban menores precipitaciones en AASANA y mayores en el centro de la ciudad (San Calixto), se apreció una predominancia de vientos con la combinación de E para AASANA y SE para San Calixto. De este último caso se considera que los eventos que afectan de manera uniforme a toda la cuenca tienen una predominancia de vientos que provienen del este. Por otra parte, un detalle interesante encontrado, fue que en el caso de eventos extremos, las precipitaciones tienen un recorrido sur a norte y en el caso de precipitaciones de más baja magnitud, su recorrido es de norte a sur, es decir, desde la parte alta de la cuenca a la parte baja.

3. 2. Correlogramas

Para tener una idea de la variabilidad de la lluvia se utilizó el correlograma, el cual muestra el coeficiente de correlación existente entre estaciones respecto a la variable distancia. Para la construcción de estos correlogramas se empleó la ecuación lineal de correlación simple, observándose una distancia de descorrelación entre estaciones alrededor de los 9 a 10 km (Fig. 6a). Se entiende como distancia de descorrelación a la distancia hasta la cual una estación tiene representatividad.

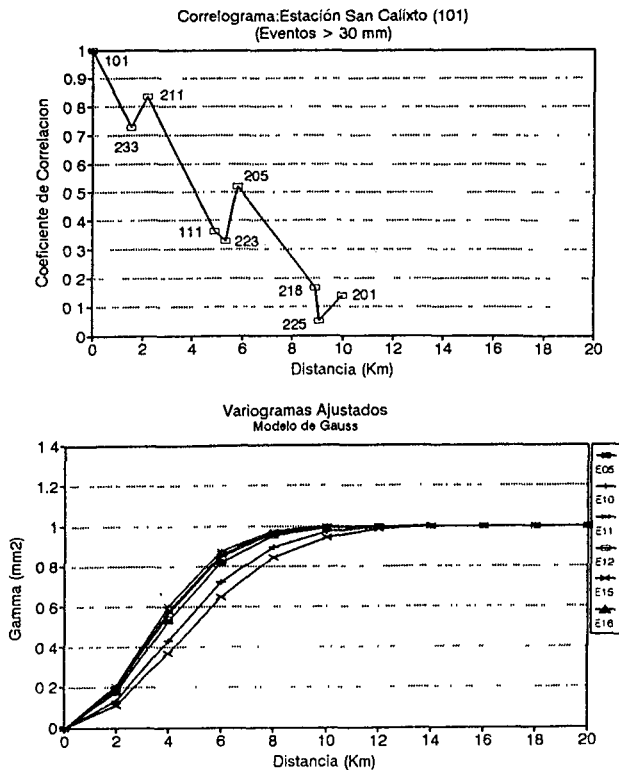


Fig. 6 - a) Correlograma para la estación San Calixto b) Variogramas ajustados para varios eventos en la cuenca de La Paz.

3. 3. Variogramas

Los variogramas permiten relacionar los valores de varianza de estimación de un grupo de datos observados en función a una variable que corresponde a la distancia. De manera similar a los correlogramas, los variogramas permiten estimar el grado de representatividad de las estaciones en el espacio y obtener la mencionada distancia de descorrelación (punto en el cual la curva se estabiliza).

La ventaja de los variogramas es que éstos pueden ser ajustados a modelos matemáticos preestablecidos, los cuales son empleados en el proceso de regionalización para la posterior obtención de campos de precipitación permitiendo relacionar a cada punto de una malla, una varianza de estimación.

De los 20 eventos seleccionados, se construyeron sus respectivos variogramas y se escogieron aquellos que presentaron mayor confiabilidad por la calidad de su información.

Para la elección del modelo más adecuado se empleó el denominado "test de validación cruzada" que consiste en ir calculando el valor teórico de un punto en el espacio mediante el modelo elegido sin considerar el valor observado del punto en cuestión y compararlos entre sí de tal forma de ir determinando sus errores en la estimación. Este tipo de validación al igual que la modelación de los variogramas, se realizó empleando el paquete GEOSTAT de la ORSTOM (Boivin, 1990) a través del cual se encontró que el modelo que mejor se ajustaba a los eventos seleccionados fue el de Gauss, cuya ecuación tiene la forma:

$$G(h) = w[1 - e^{-(h/a)^2}]$$

De acuerdo a este modelo, se ha encontrado que la distancia de descorrelación se encuentra entre los 9 y 10 km igual a lo encontrado en el estudio de los correlogramas (Fig. 6b). Para otras estaciones que la de San Calixto, se observa la misma distancia de descorrelación.

3. 4. Variables topográficas

Para conocer la relación del relieve con la precipitación, se construyeron gráficas de la precipitación media anual en función a variables topográficas como ser la altura, la distancia respecto al eje de la cordillera y la orientación de las subcuencas respecto a la dirección del viento predominante. Habiéndose encontrado que principalmente estos tres parámetros o variables, pueden ser consideradas como predictoras de la precipitación, observándose que a mayor altitud, mayor es la precipitación. De igual manera mientras más cerca se encuentra la estación del eje de la cordillera, mayor es la precipitación. Finalmente, mientras más paralela es la dirección del eje de la subcuenca respecto a la dirección de viento predominante (Este) en barlovento, mayor es la cantidad de precipitación.

Este análisis se basó en estudios realizados para varios continentes (Basist & Bell, 1994).

Con estos tres parámetros considerados como predictores de la precipitación, se realizó un análisis multivariable habiendo encontrado la siguiente expresión que provee un coeficiente de ajuste R^2 de 0,76 para 18 estaciones de análisis.

$$P = -164,2063 + 0,2421(ALT) + 0,3524(ORI) - 6,0457(EXP)$$

donde: P = precipitación media anual (mm)

ALT = altura de la estación (m.s.n.m.)

ORI = orientación del valle de la cuenca (grados)

EXP = distancia de la estación al eje de la cordillera (km)

En los gráficos siguientes se observan la relación entre la precipitación y los parámetros topográficos seleccionados.

4. CONCLUSIONES

De acuerdo a los estudios realizados, se concluye que las precipitaciones que se producen al interior de la cuenca de La Paz, son producto de los rebalces de las masas húmedas que provienen de la Amazonía que logran atravesar la cordillera Oriental. Este efecto hace que las precipitaciones inviertan su gradiente una vez atravesada la cordillera, descargando su humedad a lo largo de su recorrido desde la parte alta de la cuenca hasta la salida de la misma, a menor altitud. El efecto orográfico es notorio por el hecho que debido a la orientación de las subcuencas y la disposición de ciertos picos nevados sobre la cordillera,

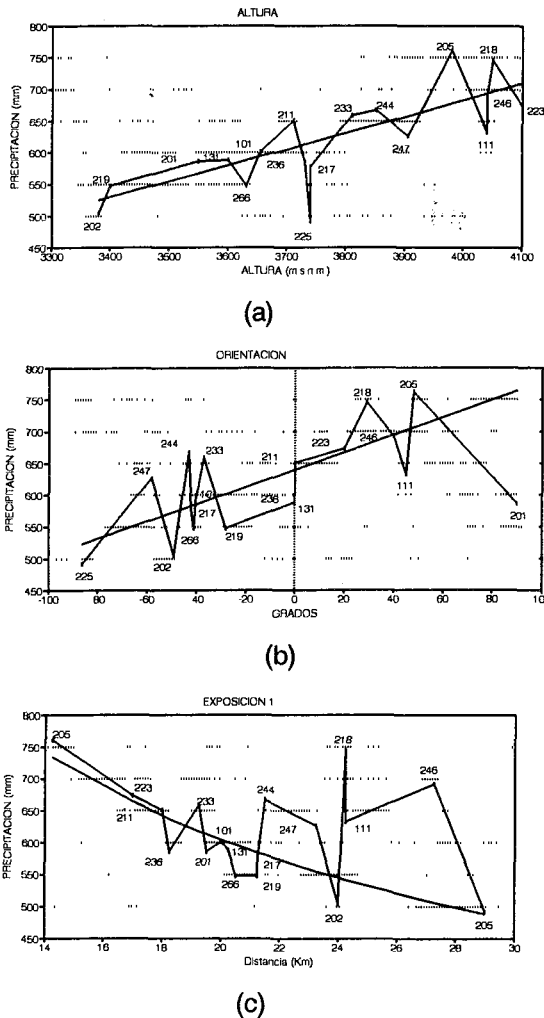


Fig. 7 - a) Precipitación vs. altura, b) Precipitación vs. orientación, c) Precipitación vs. exposición.

la cual sigue una orientación NE a SE (Fig. 7) induce a que se produzcan dos sectores pluviométricamente distintos los cuales son Choqueyapu-Orkojahuira e Irpavi-Achumani a consecuencia de la forma en que estas masas húmedas de aire provenientes del Este (E) interceptan a la cadena montañosa.

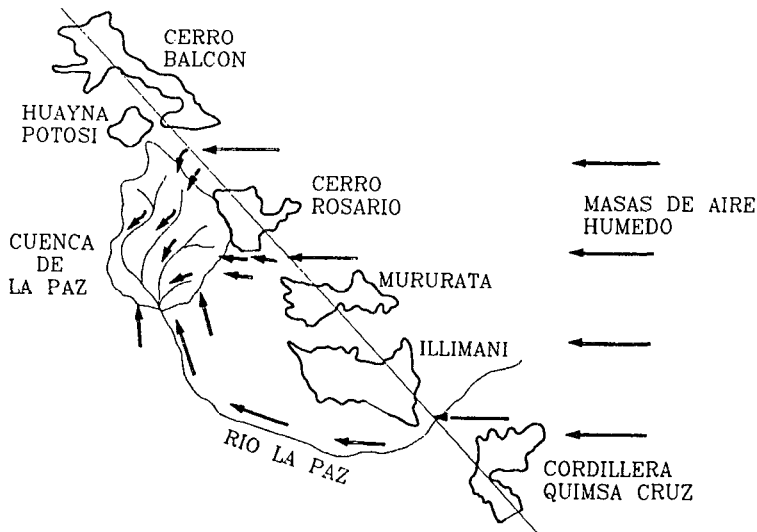


Fig. 8 - Forma en que se desplazan las masas húmedas de aire a través de la cordillera oriental y la definición de los dos sectores pluviométricos (Choqueyapu-Orkojahuira e Irpavi-Achumani).

Referencias citadas

- AHENKE, J.L., 1992 - Test de diversos modelo matemáticos para análisis de crecidas aplicado a la cuenca del río La Paz. Tesis de Grado UMSA, Bolivia.
- BASIST, A. & BELL, G., 1994 - Statistical Relationships between Topography and Precipitation Patterns. *Journal of Climate*, Volume 7, september 1994: 1305-1315.
- BENJAMIN, J. & CORNELL, A., 1981 - *Probabilidad y Estadística en Ingeniería Civil*, 400p.
- BOIVIN, P., 1990 - *GEOSTAT-PC*. Logiciel Interacrif pour le calcul geostatistic, 68p., París : ORSTOM.
- MENDOZA, J., 1994 - Estudio del Régimen Pluviométrico en la cuenca del río La Paz, Tesis de Grado, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, Bolivia.
- RAMÍREZ, E., 1995 - Influencia del Relieve sobre la Variabilidad Espacial y Temporal de las precipitaciones: Cuenca del río La Paz, Tesis de Grado, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, Bolivia.
- RONCHAIL, J., 1986 - Situations atmosphériques et précipitations comparées sur l'Altiplano et l'Amazonie, Bolivie, 43p., La Paz: Publ. PHICAB.

OLAS PULSANTES EN RÍOS CANALIZADOS DE LA REGIÓN DE LA PAZ

Jorge Molina* , Julia Marangani*, Pierre Ribstein**, Jacques Bourges ***
Jean-Loup Guyot****, Carlos Dietze*****

Resumen

Se analiza la formación espontánea de olas pulsantes (*roll waves* en inglés) durante crecidas, en ríos canalizados ubicados dentro del área urbana de la ciudad de La Paz. Las olas, con velocidades de hasta 10 m s^{-1} , causan graves daños a las obras hidráulicas y a las zonas urbanas adyacentes al canal, y no se presentan en cauces naturales. Este fenómeno, que se asocia al concepto de inestabilidad del flujo, fue estudiado según el método de Montuori para aguas claras, que sorprendentemente predijo la no formación de olas en los ríos objeto de estudio. Posteriormente se incorporó al análisis el efecto de los sedimentos en suspensión, debido a que en crecidas se han registrado concentraciones superiores a 190 g l^{-1} . Se encontró que este efecto es mínimo. La presencia de olas está directamente relacionada a las características hidráulicas de los canales, pero existe algún factor aún no determinado.

Palabras claves: *Olas pulsantes, crecida, área urbana, canal, sedimentos, Bolivia.*

ÉCOULEMENT ONDULATOIRE DANS DES COURS D'EAU AMÉNAGÉS DE LA RÉGION DE LA PAZ

Résumé

La formation spontanée de trains d'ondes est analysée dans les écoulements de crues de cours d'eau aménagés situés dans la zone urbaine de la ville de La Paz. Les vagues, déferlant à des vitesses pouvant atteindre 10 m s^{-1} , provoquent des dégâts importants à la structure même des canaux et aux constructions situées à proximité. Il n'y a pas de vagues dans les tronçons non aménagés des cours d'eau. L'écoulement ondulatoire, lié à l'instabilité du flux, a été étudié en appliquant la théorie de Montuori valable pour des eaux claires. D'une manière surprenante, cette méthode ne prédit pas la formation de vagues pour les cours d'eau étudiés. Lors des crues, des concentrations supérieures à 190 g l^{-1} ont été mesurées pour les sédiments en suspension. En incorporant l'influence de ces sédiments dans l'analyse théorique, on note que l'effet est négligeable. On en conclut que l'écoulement ondulatoire est lié aux caractéristiques hydrauliques des canaux mais qu'il reste un facteur non encore déterminé.

Mots-clés : *Écoulement ondulatoire, crue, zone urbaine, canal, sédiments, Bolivie.*

* Instituto de Hidráulica e Hidrología, Casilla 699, La Paz-Bolivia.

** ORSTOM-Bolivia: CP 9214, 00095 La Paz.

*** ORSTOM-Francia: 213, rue Lafayette, 75480 Paris Cedex 10.

**** ORSTOM-Brasil: SHIS QI 11, CJ 04, Casa 19, 71625-240, Brasilia DF.

***** HAM-GTZ: CP 9206 La Paz, Bolivia.

ROLL WAVES IN CANALISED RIVERS IN THE AREA OF LA PAZ

Abstract

Spontaneous formation of roll waves is reported during floods in small canalised rivers, located within the urban area of the city of La Paz. The waves, with velocities up to 10 m s^{-1} , cause serious damages to canal structures and nearby streets and houses. The phenomenon, which is commonly associated with the concept of flow instability, was analysed using the Montuori method for clear water. Surprisingly, the Montuori method predicted no waves formation in the rivers of interest. As concentrations over 190 g l^{-1} had been registered in one of the rivers, the effect of suspended sediments was incorporated to the analysis. It was found that this effect is almost negligible. Roll waves are related with some canal characteristics, but there is some factor still not determined.

Key words: *Roll waves, flood, urban area, canal, sediments, Bolivia.*

INTRODUCCIÓN

Para permitir la extensión de la ciudad de La Paz, la Municipalidad ha emprendido desde tiempo atrás programas de aprovechamiento de los fondos de valle de varios ríos y torrentes, que han sido canalizados para ganar tierras urbanizables. Sin embargo, esto ha modificado el régimen hidráulico en algunos casos, formándose olas (*roll waves* en inglés) en aguas altas. Este fenómeno es abordado en el presente artículo a partir de estudios realizados por ORSTOM a petición de la Municipalidad de La Paz, y de mediciones complementarias hechas por el Instituto de Hidráulica e Hidrología (IHH) de la Universidad Mayor de San Andrés.

1. EL MEDIO FÍSICO

Se han estudiado tres ríos: Huayllani, Kellumani y Jillusaya, pertenecientes todos a la cuenca del río Achumani (Fig. 1), un pequeño afluente del río La Paz, que a su vez se une al Amazonas a través de los ríos Beni y Madera.

El río Achumani se forma por la confluencia de los ríos Huayllani y Kellumani, con áreas de drenaje de $20,0$ y $18,0 \text{ km}^2$, respectivamente. El río Jillusaya se une al Achumani varios kilómetros aguas abajo de dicha confluencia, y drena una cuenca de $18,9 \text{ km}^2$. Toda la cuenca de Achumani tiene una superficie de $64,8 \text{ km}^2$, y presenta una altitud máxima de $4\,975 \text{ msnm}$.

El relieve es muy escarpado: más del 30% de la cuenca de Achumani presenta una pendiente superior a $0,35$. Las pendientes más fuertes se sitúan en la parte intermedia, entre vertientes convexas y poco inclinadas río arriba y una parte inferior que comprende los interfluvios de débil inclinación y valles alargados, en parte rellenados por los materiales desprendidos de las zonas altas.

La red de drenaje se extiende sobre formaciones sedimentarias del Pliocuaternario, muy erosionables (Díaz *et al.*, 1990). La vegetación es poco densa, con una manta herbácea esparcida en algunas vertientes convexas río arriba y algunos cultivos en el fondo de los valles. Pendientes muy fuertes cercanas a los exutorios, y suelos erosionables son las principales características que explican el régimen hidrológico de estos ríos y los problemas planteados a los acondicionamientos.

2. EL CONTEXTO HIDROLÓGICO

El régimen de las precipitaciones es conocido gracias a los datos de la estación pluviográfica de Millipunku (señalada con la letra M en la Fig. 1), en la cuenca de Huayllani, a una altura de aproximadamente 3 800 m. Las observaciones de esta estación son similares a las de San Calixto, estación en el centro de La Paz, que funciona desde 1921 (señalada como SC en la Fig. 1).

De 1989 a 1994, para el estudio del escurrimiento, fueron monitoreadas dos estaciones hidrométricas, que permitieron la observación de dos cuencas, la del Huayllani y del Achumani superior, que drenan áreas de 17,5 y 38,9 km², respectivamente. Las estaciones (señaladas como A y H en la Fig. 1) se encuentran a 3 580 y a 3 620 msnm. En las dos estaciones se instalaron limnógrafos. El que se instaló en la estación de Huayllani fue reemplazado en 1992 por un limnógrafo electrónico con sensor de presión y toma de medición cada minuto. La medición de los niveles de agua y los aforos se desarrollan en condiciones difíciles a causa de las fuertes velocidades en aguas altas, y de las importantes concentraciones de sedimentos en suspensión y de arrastre de fondo.

La precipitación media anual es del orden de 640 mm, con un 70% que cae entre diciembre y marzo, época de aguas altas en la cuenca del río La Paz. Los coeficientes de escurrimiento anual son importantes, entre 22 y 32%. A pesar de un relieve favorable para la evacuación rápida de los escurrimientos superficiales, al parecer la permeabilidad de algunas zonas altas de la cuenca juega un rol importante: en efecto, con menos de 30 mm de

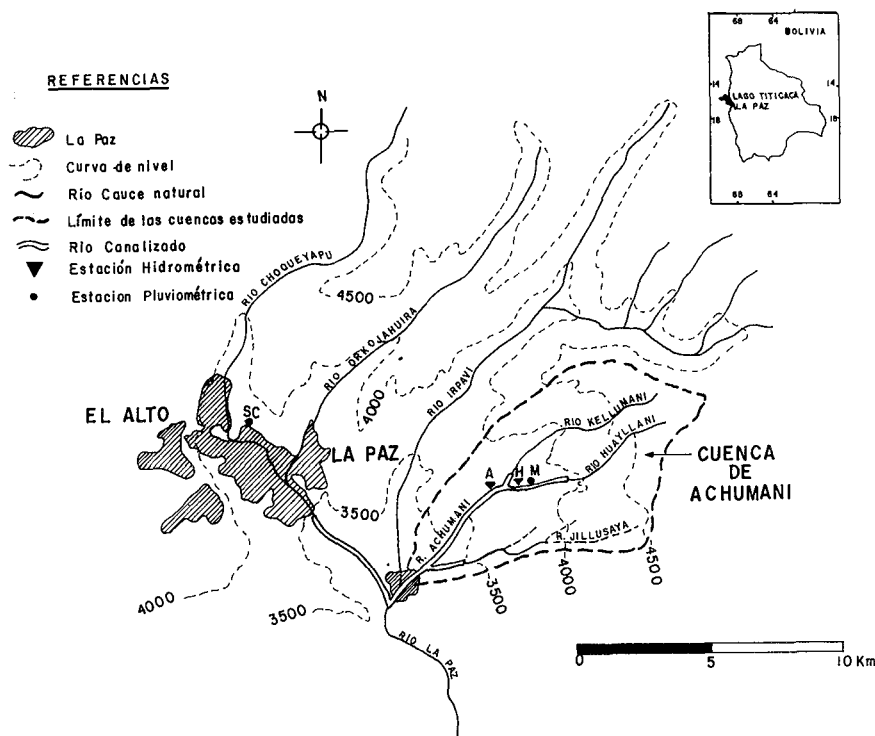


Fig. 1 - Plano de ubicación de la cuenca de Achumani.

lluvia en un mes, el escurrimiento mensual es prácticamente nulo, mientras que una vez pasado el límite de 30 mm, el escurrimiento representa en promedio el 60% de la precipitación (Bourges *et al.*, 1992). Esta influencia de las zonas permeables es acentuada por las bajas intensidades de las precipitaciones: en San Calixto, los valores decenales de lluvia son de 40 mm a nivel diario y de 17 mm a nivel horario (Mendoza, 1994).

En enero de 1993, un período de lluvias abundantes generó fuertes crecidas y olas de gran magnitud (ver siguientes capítulos). En un mes cayeron 262,9 mm en Millipunku, valor mensual que nunca fue alcanzado en 75 años en San Calixto. Del 21 al 27 de enero, en 7 días, Millipunku recibió 131,5 mm, con una lluvia de 46,2 mm el último día (valor diario que tiene un período de retorno de 50 años aproximadamente). Los suelos estaban saturados de agua el 26 de enero y la lluvia del 27 de enero fue especialmente intensa en la cuenca de Achumani, dos condiciones que explican la violencia de los fenómenos de crecida observados.

Los hidrogramas obtenidos sobre estas cuencas siempre son dentados, no permitiendo fácilmente individualizar crecidas (Bourges *et al.*, 1995). Esto se explica por el relieve escarpado y la fuerte heterogeneidad espacial de las lluvias. Los registros de las olas se superponen a estas crecidas en múltiples puntas que terminan en un hidrograma difícil de interpretar (Fig. 2, ejemplo de la crecida del 25 de enero de 1993).

3. LAS OBRAS HIDRÁULICAS

Los cursos principales tienen una gran anchura en relación al caudal: el cauce del río Achumani supera los 200 m de ancho, y el del Huayllani se acerca a 100 m. El flujo en condiciones naturales ocupa sólo una pequeña parte de esta anchura. Las obras de canalización consisten principalmente en muros longitudinales combinados con caídas (Fig. 3). El fondo

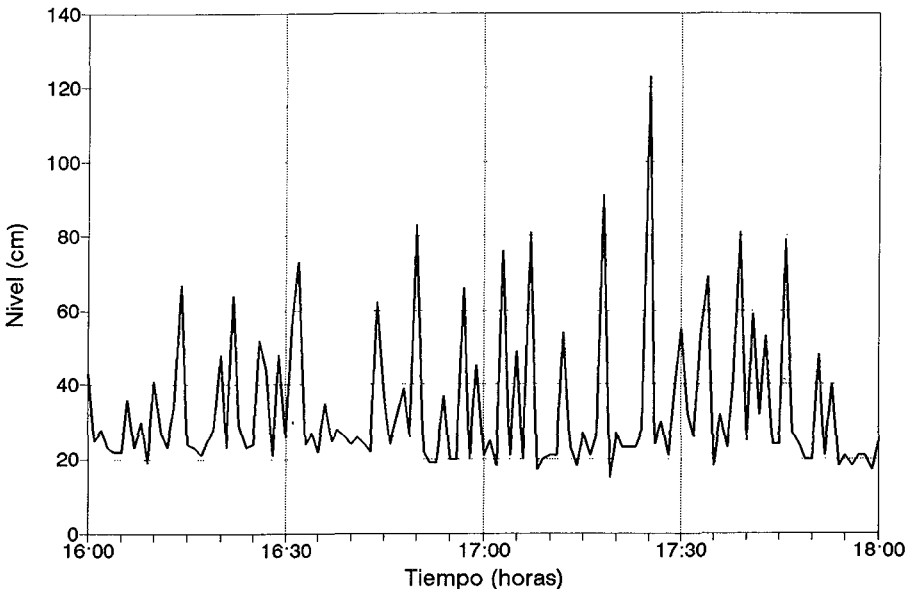


Fig. 2 - Río Huayllani, limnigrama complejo debido a una sucesión de olas durante el 25 de enero de 1993 (16:00 a 18:00).

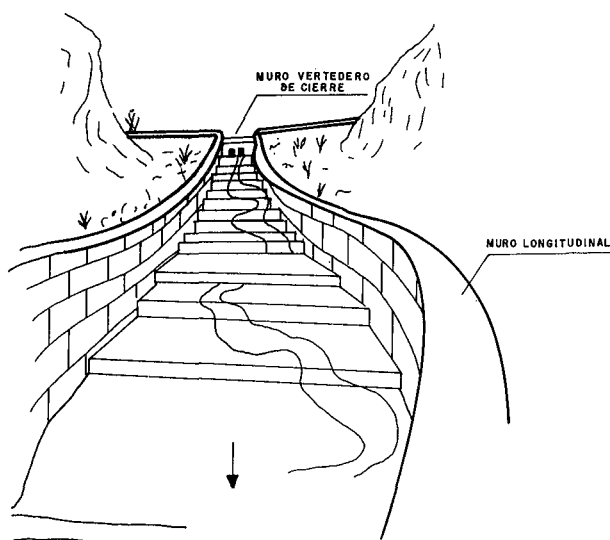


Fig. 3 - Obras de canalización.

del canal no está revestido, y se mantiene fijo solamente en el borde superior de las caídas y en algunas obras transversales.

Los canales de los ríos Huayllani, Kellumani, Jillusaya y Achumani tienen un ancho de 5,0, 5,0, 3,9 y 8,0 m, respectivamente, y son de forma rectangular. La principal diferencia entre las obras de canalización de estos ríos y las construidas en otros ríos que atraviesan la ciudad, es que en las primeras las caídas son de menor altura y se suceden a intervalos cortos, al menos en el tramo superior. Así por ejemplo la gran mayoría de las caídas del río Huayllani tienen una altura de 0,50 m, a intervalos de 10 m. El cuadro 1 muestra la longitud y pendiente de los tramos canalizados. St es la pendiente total como si no existiesen en caídas, y Sm es la pendiente modificada por efecto de las caídas. Los datos se obtuvieron de un levantamiento topográfico efectuado en agosto de 1993 por el Instituto de Hidráulica e Hidrología.

Cuadro 1 - Longitud L y pendiente S .

Río	$L(m)$	$St(\%)$	$Sm(\%)$
Jillusaya	411.1	6.72	2.9
Kellumani	438.8	9.17	3.5
Huayllani	1806.0	9.01	3.8

Debido a la deposición de material al pie de las caídas, es probable que el valor original de Sm sea aún menor que el consignado en el cuadro 1. En el caso del Jillusaya se estudió solamente el tramo superior donde las caídas se suceden a intervalos cortos. Para el Huayllani, el cuadro 1 muestra la longitud de la canalización hasta el último puente vehicular. Más abajo de éste, se ha instalado una estructura que amortigua las olas.

Al comienzo del canal y con el objeto de dirigir las aguas hacia éste, el cauce del río se cierra mediante un muro (Fig. 3). Con frecuencia, las pequeñas quebradas situadas aguas arriba tienen pendientes superiores a 20%, y aportan grandes cantidades de material de arrastre, que puede depositarse en los tramos canalizados donde la pendiente disminuye o hay obstáculos importantes, elevando el nivel del lecho y contribuyendo al riesgo de desbordes e inundaciones.

El cauce de los ríos está formado por materiales gruesos (gravas y piedras), provenientes de las zonas altas, entre los cuales se depositan elementos más finos. Existe una buena concordancia entre el tamaño del material transportado por acarreo y el del cauce (Guyot, 1992). Sin embargo existen variaciones significativas de una época a otra, e incluso entre crecidas. Así por ejemplo, una campaña de muestreo entre agosto y septiembre de 1993, al finalizar la época de estiaje, dio los siguientes diámetros promedio (en mm) del material del cauce de los ríos: Achumani ($d_{50}=13,0$, $d_{90}=38,0$), Kellumani ($d_{50}=12,3$, $d_{90}=40,0$), Huayllani ($d_{50}=17,0$, $d_{90}=54,7$), Jillusaya ($d_{50}=9,0$, $d_{90}=40,6$). En cambio, datos de Guyot (1992) muestran que el tamaño medio de los sedimentos de fondo del río Huayllani en febrero de 1991 (época lluviosa) fue: $d_{50}=32,0$ mm, $d_{90}=82,0$ mm. Para el Kellumani, se obtuvieron los siguientes diámetros en época lluviosa: $d_{50}=28,4$, $d_{90}=69,2$ mm.

4. DESCRIPCIÓN DEL FENÓMENO

Para una cierta profundidad "crítica" en el canal, el flujo cambia de continuo a pulsante. Al alcanzar este estado, se observa que el flujo permanece inalterado en el tramo superior del canal, y que las olas son aparentes sólo a una cierta distancia del inicio. Esto está de acuerdo con referencias previas (Montuori, 1961; Liggett, 1975).

Las olas se presentan como mezclas de agua, aire y sedimentos, acompañadas del sonido de piedras rodando por el fondo. En ocasiones la amplitud de las olas ha superado la altura de los muros del canal, provocando desbordes. El agua desbordada se va acumulando aguas abajo, creando un flujo de agua paralelo al canal. Este flujo puede erosionar las fundaciones de los muros laterales y causar inundaciones en las viviendas próximas. En algunas caídas de mayor altura (2-3 m), los esfuerzos provocados por las olas han llegado a socavar y destruir los muros laterales del canal, provocando que parte del caudal del río se desvíe por los sectores destruidos, lo que a su vez ha causado inundaciones graves.

El fenómeno se presenta en forma de trenes de ondas. El intervalo entre un tren de ondas y el siguiente es variable, así como entre las ondas que forman un mismo tren, aún para caudales casi constantes, por lo que el fenómeno puede considerarse no periódico. Los intervalos medidos entre ondas varían de pocos segundos hasta 2 minutos.

El cuadro 2 muestra algunas mediciones de olas que se presentaron en el río Huayllani.

Cuadro 2 - Mediciones de olas en el río Huayllani.

Fecha	Hora	y_m (m)	v ($m s^{-1}$)	y_{max} (m)	v_{ola} ($m s^{-1}$)
28/1/93		0.26	2.40	0.45	6.1
25/1/93	16:25	0.30	3.66	0.70	7.9
29/1/93	11:05	0.35	2.77	0.60	-
28/1/93		0.35	3.08	0.70	8.0
28/1/93		0.42	3.60	1.50	9.8

y_m = profundidad media del flujo sin olas, v = velocidad media del flujo sin olas, y_{max} = altura máxima media de olas, v_{ola} = velocidad media de olas. Tanto y_m como y_{max} se miden desde el fondo del canal.

Los datos de alturas y profundidades del cuadro 2 son aproximados debido a las lógicas dificultades al realizar las mediciones. La primera línea y las dos últimas del cuadro 2 corresponden en cada caso a valores promedio del tren de ondas. Un aspecto a destacar es la gran magnitud de las velocidades y alturas de olas. Por ejemplo la velocidad de una pequeña onda gravitatoria (Ljatkher, 1968) estará dada por: $v_{ola} = v + (g \cdot y_m)^{0.5}$. Para las mediciones consignadas en las dos últimas líneas del cuadro 2, se obtendrían velocidades de 4,9 y 5,6 $m s^{-1}$, muy inferiores a los valores medidos de 8,0 y 9,8 $m s^{-1}$, respectivamente.

Las olas pulsantes se han observado solamente en tramos canalizados, con diferentes magnitudes y frecuencia según el caso. En el río Jillusaya son de menor altura y sólo se han observado en enero de 1993. En el río Kellumani, en el tramo superior del Achumani, y en particular en el Huayllani, las observaciones son mucho más frecuentes, y las olas alcanzan cierta espectacularidad por su magnitud (Bourges *et al.*, 1995).

Por contraste, jamás se han observado olas pulsantes en los tramos de cauce natural de los ríos objeto de análisis. Las velocidades de flujo en crecida son menores en cauces naturales (del orden de 2 $m s^{-1}$), así como las profundidades.

5. OLAS PULSANTES E INESTABILIDAD DEL FLUJO

Este tipo de fenómeno fue reportado ya a principios de siglo, y algunos años después fue relacionado con el concepto de inestabilidad del flujo, desarrollado teóricamente por varios autores. Según esta teoría, cuando la velocidad de flujo supera un valor límite, cualquier perturbación, por pequeña que ésta sea, tiende a acentuarse y no a atenuarse como sería la situación normal. Fue Vedernikov (1946) el primer investigador que desarrolló una expresión general que se puede aplicar a canales de cualquier forma de sección en flujo turbulento. Usando las ecuaciones de Saint-Venant con el término de fricción expresado en la forma monomía: $J = v^p / (K^2 R^{2m})$, (v = velocidad media del flujo, R = radio hidráulico, K = coeficiente de rugosidad, p, m = exponentes), el autor halló que el flujo será inestable si el llamado número de Vedernikov Ve supera el valor de 1. Ve está dado por la expresión:

$$Ve = \frac{2m}{p} M Fo \quad (1)$$

M = Coeficiente de forma dado por: $M = 1 - R dP / dA$. (P = perímetro, A = Área mojada).

Fo = Número de Froude del flujo no perturbado: $Fo = v^*(gy)^{-0.5}$ (v = velocidad media, g = gravedad, y = profundidad media).

Los exponentes p y m dependen de la ecuación usada para el término de fricción. Así para la ecuación de Chezy $p=2, m=1/2$, y para la de Manning $p=2, m=2/3$. Por otro lado, en el caso de canales rectangulares $M = b / (b + 2y)$. (b = ancho del canal). Usando estas relaciones y la ecuación de Manning, la ecuación (1) se puede escribir de la siguiente manera para canales rectangulares:

$$Ve = \frac{2}{3} \frac{b}{b+2y} Fo \quad (2)$$

Tomando en cuenta que el valor de $Ve=1$ representa el límite entre flujo estable e inestable, existe una forma alternativa de la ecuación 1. Definiendo:

$$F^* = \frac{P}{2m M} \quad (3)$$

El flujo será inestable cuando Fo supere el valor límite F^* . Para un canal de ancho infinito ($M=1$), los valores de F^* son, respectivamente:

$$F^* = 2 \quad (\text{Chezy})$$

$$F^* = 3/2 \quad (\text{Manning})$$

El hecho de que el valor de F^* dependa de la ecuación usada para el término de fricción, muestra las limitaciones de la teoría. Para canales rectangulares, con la ecuación de Manning, la ecuación (3) puede escribirse así:

$$F^* = 3/2 (1+2y/b) \quad (4)$$

Las ecuaciones (3) y (4) ponen en evidencia que la inestabilidad se produce más fácilmente en canales anchos (F^* es menor en estos casos), y que el flujo debe ser supercrítico.

En base a un proceso teórico-experimental muy interesante, Montuori (1961) llega a introducir el concepto de distancia de formación de onda pulsante. Si bien varios autores habían observado que las ondas pulsantes se hacían perceptibles sólo a una cierta distancia del principio del canal, es este autor quien por primera vez analiza teóricamente el problema. Las ecuaciones y gráficas resultantes permiten determinar la posibilidad de formación de ondas en base al número de Vedernikov y la variable adimensional Mo definida por el autor, que incluye la longitud L del canal:

$$Mo = \frac{gS}{v^2} L \quad (5)$$

donde: S = Pendiente del canal (se recomienda usar la pendiente de fricción S_f)

v = Velocidad del flujo no perturbado (sin ondas)

Montuori se vio forzado a determinar una constante empírica para resolver sus ecuaciones. Una solución más general y completa de estas ecuaciones se puede encontrar en el trabajo de Liggett (1975). Sus resultados son estrictamente aplicables sólo al caso en que el flujo no perturbado sea uniforme. Ljatkher (1968) proporcionó una interesante hipótesis sobre la formación de ondas pulsantes, atribuida por el autor a la resonancia de las oscilaciones de la superficie con los vórtices turbulentos del fondo.

Todo lo anterior se aplica a flujo turbulento y aguas claras. Más recientemente Berlamont y Vanderstappen (1981), Julien & Hartley (1986) y otros autores han ampliado la teoría de inestabilidad a flujo laminar, mostrando que en este tipo de flujo la inestabilidad y las ondas pulsantes se pueden formar para números de Froude tan bajos como 0,5, es decir en velocidades subcríticas. El flujo laminar puede presentarse en casos de escurrimiento poco profundo. Engelund y Wan (1984) reportaron por primera vez la presencia de oscilaciones superficiales en torrentes naturales en China, con concentraciones altísimas de sedimentos en suspensión (superiores a 50% en volumen). Trowbridge (1987) asoció esas oscilaciones a la teoría de inestabilidad, ampliándola para incluir comportamientos plásticos, mostrando que en éste último caso la inestabilidad se presenta hasta $Fo=0,25$.

6. ANÁLISIS Y RESULTADOS

La figura 4 muestra la variación de los números de Froude y Vedernikov (usando la ecuación de Manning) con la profundidad, para el tramo del río Huayllani donde se encuentra la estación. Las velocidades se calcularon en base a una curva de calibración obtenida en base tanto a aforos con molinete (hasta una profundidad de 0,19 m) como a aforos superficiales con flotador. Se usó una relación v_s/v igual a 1 (v_s =velocidad superficial, v =velocidad media en la sección). Se puede observar que el número de Vedernikov Ve supera ligeramente el valor de 1 sólo para profundidades superiores a 0,35 m. Se obtuvieron gráficas similares para los otros ríos.

Las figuras 5 y 6 muestran los resultados obtenidos con la ecuación de Montuori, aplicada a lo largo de los canales del Kellumani y el Huayllani (éste último en un tramo de 1695 m de longitud) para caudales que corresponden aproximadamente a una profundidad de 0,30 m, para la que sí se observaron olas. Para el cálculo de S_f se usó la curva de calibración. De acuerdo a Montuori, la inestabilidad se presenta si los puntos caen por encima de la curva. Como se puede observar, el método no predice la formación de olas en ningún caso, lo que está en contradicción con las observaciones.

Como las ecuaciones de Montuori se desarrollaron para flujo turbulento en canales de lecho fijo y transportando aguas claras, y en el río Huayllani se han registrado concentraciones de sedimentos en suspensión de hasta 190 g l^{-1} (Bourges *et al.*, 1995), se decidió incluir este efecto en el análisis. Para ello se usaron las ecuaciones citadas por Trowbridge (1987) para el cálculo de la densidad, la viscosidad y el número de Reynolds $Re=v^*R/u$ (v =velocidad media del flujo, R =radio hidráulico, u =viscosidad cinemática) de la mezcla.

Para una concentración C_s de 200 g l^{-1} y una temperatura del agua de 15°C , el peso específico γ aumenta en 12,5% respecto al agua clara y la viscosidad dinámica μ en un 24%. La viscosidad cinemática $u=\mu/r$ aumenta en sólo un 10% y en esa misma proporción disminuye el número de Reynolds. El flujo permanece completamente turbulento, con $Re>500\ 000$ para profundidades de 0,30 m.

Con la ecuación de Trowbridge, empleando la ecuación de Colebrook-White para evaluar las derivadas parciales, se muestra que F^* varía en menos de 0,5% para $C_s=200 \text{ g l}^{-1}$, por lo que el efecto de los sedimentos en suspensión es despreciable.

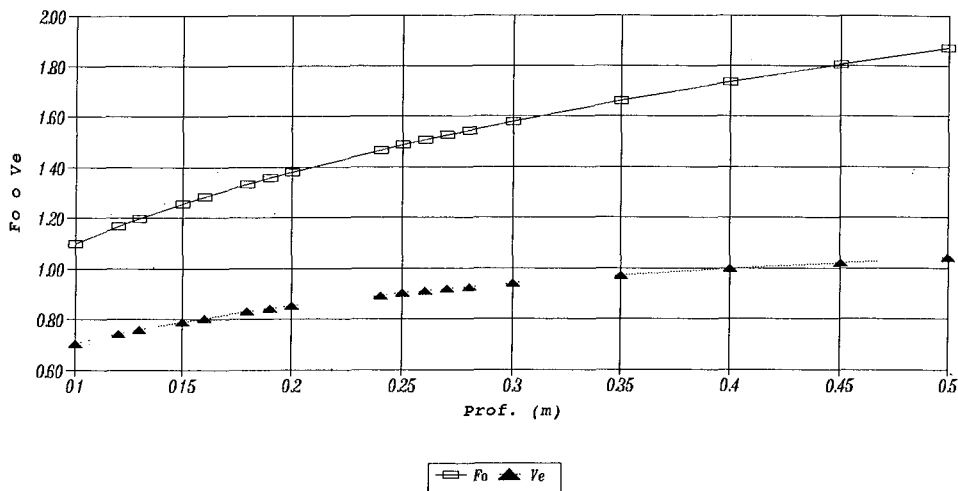


Fig. 4 - Fo y Ve según profundidad - Canal Huayllani.

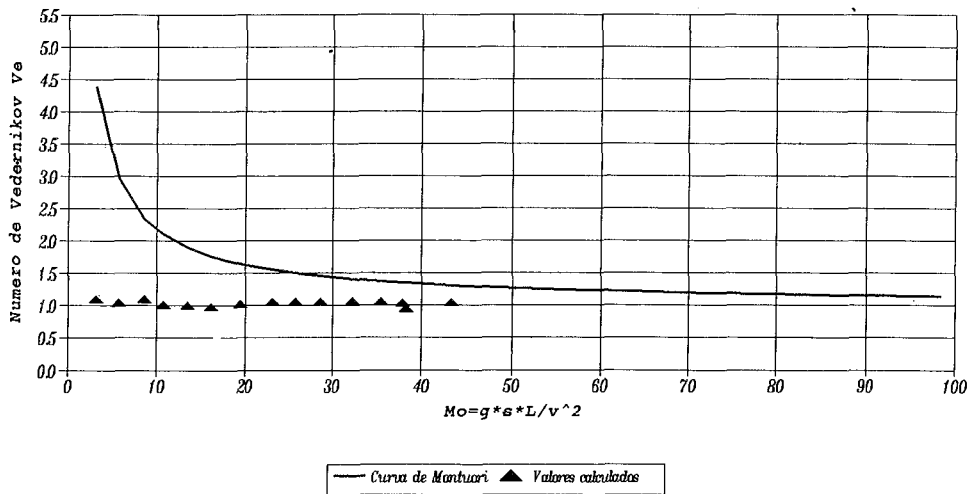


Fig. 5 - Estabilidad según Montuori - Canal Kellumani.
Prof. $y_m = 0.30$ m

7. CONCLUSIONES

El método de Montuori no predijo la formación de olas en ninguno de los tres torrentes. Al mismo tiempo se encontró que la influencia de los sedimentos en suspensión es mínima.

Queda como hipótesis la posibilidad de que las caídas no funcionen adecuadamente para disipar la energía en exceso, y que el canal trabaje como si la pendiente estuviese

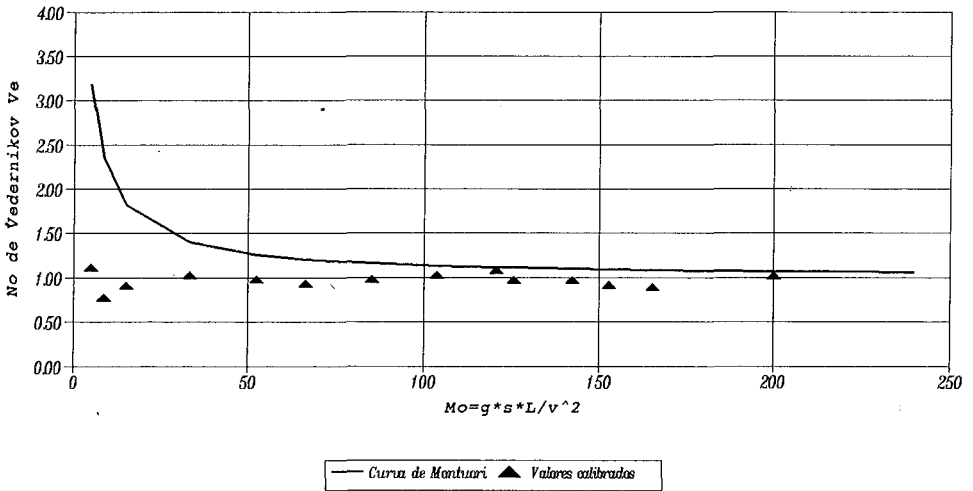


Fig. 6 - Estabilidad según Montuori - Canal Huayllani.
Prof. $y_m=0.30$ m

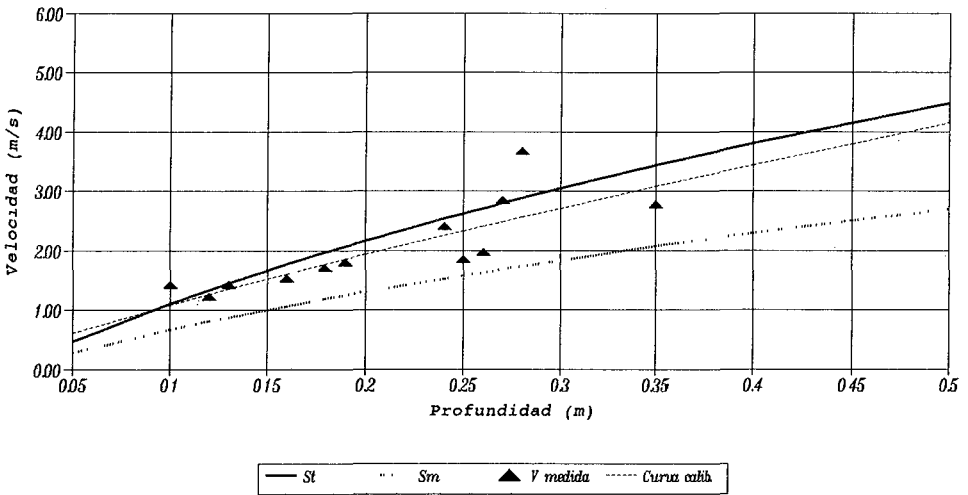


Fig. 7 - Velocidades calculadas y medidas, Canal Huayllani.

próxima a la pendiente total St . En apoyo de esta hipótesis la figura 7 muestra las velocidades medias en la sección, calculadas para el canal Huayllani con la ecuación de Aguirre *et al.* (1990) de flujo macrorugoso, para los dos casos de pendiente St y Sm , así como la curva de calibración y algunos valores registrados. Se observa que la curva de calibración se aproxima a la calculada para St con la ecuación de Aguirre.

Sin embargo, la hipótesis anterior es insuficiente para explicar completamente el fenómeno, tal como lo demuestran las figuras 5 y 6. Existen algunos factores aún no determinados, que podrían ser:

- Que el efecto de resonancia entre los vórtices turbulentos del fondo y las oscilaciones superficiales, mencionado por Ljatkher (1968), sea amplificado por las obras transversales (caídas y obras de fondo) que se presentan a distancias regulares en los ríos estudiados .

- Que ese mismo efecto de resonancia sea influenciado por el transporte de sedimentos gruesos por el fondo de los canales.

Aparte del interés científico del fenómeno, su análisis es de importancia para la planificación y diseño urbano. Esto es aún más relevante debido a que es de esperar que las olas pulsantes se presenten en todas aquellas obras de canalización que se construyan con características similares a las obras estudiadas.

Referencias citadas

- AGUIRRE, J., FUENTES, R. & OLIVERO, M.L., 1990 - Fricción y Movimiento incipiente en ríos de Montaña. *in: Memorias del XIV Congreso Latinoamericano de Hidráulica*: 1549-60; Montevideo
- BERLAMONT, J.E. & VANDERSTAPPEN, N., 1981. - Unstable Turbulent Flow in Open Channels. *Journal of Hydraulics Division, ASCE*, 107: 427-449.
- BOURGÉS, J., RIBSTEIN, P., DIETZE, C., GUYOT, J.L. & HOORELBECKE R., 1995 - Flux et crues singulières d'un petit cours d'eau andin, ou les effets pervers de l'urbanization *Revue de Géographie Alpine*, 1: 111-126.
- BOURGÉS, J., RIBSTEIN, P., HOORELBECKE, R., DIETZE, C. & CORTEZ, J., 1992 - Precipitaciones y escurrimiento de una pequeña cuenca en zona de montaña: El río Achumani (La Paz, Bolivia). *in: Los recursos hídricos en Bolivia y su dimensión Ambiental* (Ricaldi, V., Flores, C. y Anaya, L. eds.): 303-312, AGID Geoscience, 20, Cochabamba.
- DIAZ, A., MAZO, F., PASTEN, V. & STACHE, R., 1990 - Estudio geológico - geomorfológico de las cuencas Irapavi-Achumani, La Paz. *Revista Técnica de YPF*, 2-3: 243-258, La Paz.
- ENGELUND, F. & WAN, Z., 1984 - Instability of hyperconcentrated flow. *Journal of Hydraulic Engineering, ASCE*, 110: 219-233.
- GUYOT, J.L., 1992 - Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne. Thèse de doctorat, Géologie-Géochimie, Université de Bordeaux I, 362 p.
- JULIEN, P.Y. & HARTLEY, D.M., 1986 - Formation of roll waves in laminar sheet flow. *Journal of Hydraulic Research*, 24(1): 5-17.
- LIGGETT, J.A., 1975 - Stability, Chapter 6 *in: Unsteady Flow in Open Channels* (Mahmood, K. & Yevjevich, V., ed.): 259-282, Fort Collins.
- LJATKHER, B.M., 1968 - Sobre las condiciones del flujo turbulento a superficie libre, Reporte HIDROPROJEKT, N° 16. Moscú.
- MENDOZA, J., 1994 - Estudio del régimen pluviométrico en la cuenca del río La Paz, Tesis UMSA, La Paz, 146p.
- MONTUORI, C., 1961 - La formazione spontanea dei treni d'onde su canali a pendenza molto forte. *L'Energia Elettrica*, 2: 127-141.
- TROWBRIDGE, J. H., 1987 - Instability of concentrated free surface flows. *Journal of Geophysical Research*, 92(9): 9523-9530.
- VEDERNIKOV, V V., 1946 - Characteristic features of a liquid flow in a open channel, *USSR Academy of Sciences*, 52: 623-628.

LES FLUX DE MATIÈRES DISSOUTES ET PARTICULAIRES DES ANDES DE BOLIVIE VERS LE RIO MADEIRA EN AMAZONIE BRÉSILIENNE

Jean Loup Guyot^{}, Jorge Quintanilla^{**}, José Cortés^{***}, Naziano Filizola^{****}*

Résumé

Le Rio Madeira est le principal affluent méridional de l'Amazone et le deuxième tributaire andin du bassin. L'utilisation des données obtenues en Bolivie par le PHICAB (1), et au Brésil sur le réseau du DNAEE (2), a permis de suivre l'évolution des flux de matières dissoutes et particulaires, depuis les Andes jusqu'à l'Amazone. Les flux de matières en solution [$36 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ à Villabella (3)] augmentent progressivement d'amont en aval avec les débits. Les flux de matières en suspension diminuent du piedmont andin jusqu'à Villabella ($258 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$) du fait d'une forte sédimentation. Ensuite, les différences notables observées au Brésil posent clairement le problème des modes d'échantillonnage et de calcul des flux sédimentaires.

Mots-clés : *Andes, Amazone, hydrologie, Bolivie, Brésil, Madeira, matières en suspension, matières dissoutes.*

LOS FLUJOS DE MATERIA DISUELTA Y PARTICULAR DESDE LOS ANDES DE BOLIVIA HASTA EL RÍO MADEIRA EN EL AMAZONAS DE BRASIL

Resumen

El río Madeira es el principal afluente meridional del Amazonas, y el segundo tributario andino de la cuenca. La utilización de los datos obtenidos en Bolivia por el PHICAB (1), y en el Brasil sobre la red del DNAEE (2) permite conocer la evolución de los flujos de materia disuelta y particular, desde los Andes hasta el Amazonas. Los aportes en materia disuelta [$36 \cdot 10^6 \text{ t año}^{-1}$ en Villabella (3)] aumentan progresivamente de aguas arriba para aguas abajo, con el caudal. Los flujos de materias en suspensión disminuyen desde el Piedemonte hasta Villabella ($258 \cdot 10^6 \text{ t año}^{-1}$) por causa de una fuerte sedimentación.

* ORSTOM, CP 09747, CEP 70001-970 Brasília DF, Brasil

** IIQ-UMSA, CP 303, La Paz, Bolivia.

*** SENAMHI, CP 10993, La Paz, Bolivia.

**** DNAEE-CGRH, SGAN 603, 70830-030 Brasília DF, Brasil

(1) Programa Climatológico e Hidrológico de la Cuenca Amazónica de Bolivia : ORSTOM (Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération), SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología de Bolivia), UMSA (Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, Bolivia).

(2) Departamento de Aguas e Energia Elétrica do Brasil

(3) Petite ville située à la frontière boliviano-brésilienne, à la confluence des rios Béni et Mamoré.

Después, las diferencias notables observadas en el Brasil colocan claramente el problema de los tipos de muestreo y de cálculo de los flujos de sedimentos.

Palabras claves: *Andes, Amazonas, hidrología, Bolivia, Brasil, Madeira, materias en suspensión, materias disueltas.*

THE DISSOLVED AND SEDIMENT YIELDS FROM THE ANDES OF BOLIVIA TO THE MADEIRA RIVER IN THE BRAZILIAN AMAZON

Abstract

The Madeira river is the main Southern tributary of the Amazon, and the second Andean tributary of the drainage basin. The use of Bolivian data from the PHICAB (1), and Brazilian data from the DNAEE (2), allow to estimate the dissolved and sediment yields evolution, from the Andes to the Amazon river. Dissolved yield [$36 \cdot 10^6 \text{ t yr}^{-1}$ at Villabella (3)] increase progressively from upstream to downstream, like the discharge. Sediment yields decrease from the piedmont to Villabella ($258 \cdot 10^6 \text{ t yr}^{-1}$) because strong sedimentation occurs in the floodplain. Then, significative differences observed in Brazil are probably linked with sediment load sampling technique and calculation method.

Key words: *Andes, Amazon, hydrology, Bolivia, Brazil, Madeira, sediment yield, dissolved yield.*

INTRODUCTION

Avec un bassin de plus de 6 millions de km^2 et un module de $209 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Molinier *et al.*, 1994), l'Amazone est le premier fleuve de la planète. Les apports de matières à l'océan Atlantique par l'Amazone sont estimés à $270 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ pour les matières dissoutes (Martinelli *et al.*, 1989) et de $1 \cdot 100$ à $1 \cdot 300 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ pour les matières particulaires (Meade *et al.*, 1979 ; 1985; Richey *et al.*, 1986; Meade, 1994).

Issu de la Cordillère Orientale des Andes du Pérou et de Bolivie, le Rio Madeira, qui draine un bassin de $1,4 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, fournit à l'Amazone un débit moyen de $31,2 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Molinier *et al.*, 1993). Les travaux précurseurs de Gibbs (1967) indiquaient pour le Rio Madeira à l'endroit où il rejoint l'Amazone, des flux de matières dissoutes et particulaires respectivement de $59 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ et $217 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$. Les travaux ultérieurs, produits notamment par les programmes ALPHA-HELIX (4), puis CAMREX (5) en Amazonie brésilienne, allaient montrer que les résultats de Gibbs (échantillonnage de surface) sous-estimaient largement les flux sédimentaires. Les apports du Rio Madeira à l'Amazone ont alors été estimés à $37\text{-}45 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ pour les matières en solution, et à $550 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ pour les matières en suspension (Ferreira *et al.*, 1988; Martinelli *et al.*, 1989 ; 1993). En Bolivie, les résultats obtenus de 1983 à 1990 par le programme PHICAB sur le haut bassin du Rio Madeira, montrent qu'à Villabella (confluence des rios Beni et Mamore à l'amont de Porto Velho), le Rio Madeira reçoit un flux de matières dissoutes de $35\text{-}40 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$, et un flux de matières particulaires de $223 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$ (Roche & Fernández, 1988 ; Guyot, 1993).

Si les résultats concernant les flux de matières dissoutes sont cohérents d'une étude à l'autre, il n'en est pas de même pour les matières en suspension : le flux sédimentaire observé à l'aval (près de la confluence avec l'Amazone) est le double de celui observé à

(4) Alpha Helix Amazon Expedition : US Geological Survey (Denver, USA), University of California (USA), CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico do Brasil), INPA (Instituto Nacional de Pesquisas da Amazonia, Manaus, Brasil).

(5) Carbon Amazon Modelling Experiment : University of Washington (Seattle, USA), CENA (Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Piracicaba, Brazil), INPA (Instituto Nacional de Pesquisas da Amazonia, Manaus, Brazil).

Villabella. Pourquoi ? Pour tenter de répondre à cette question, une étude critique des données du PHICAB a été réalisée, avec une mise à jour des informations de Bolivie (étalonnage des stations, données de l'année 1990) et l'utilisation des données du DNAEE pour le bassin brésilien du Rio Madeira.

1. LE BASSIN DU RIO MADEIRA

Le bassin du Rio Madeira, qui s'étend sur 3 pays (Bolivie, Brésil et Pérou), représente 23% de la totalité du bassin amazonien, 29% du bassin de l'Amazonie à Obidos, et draine 35% de la chaîne andine comprise dans le bassin amazonien. Les 3 grandes unités morpho-structurales observées sur l'ensemble de l'Amazonie sont présentes, mais avec cette particularité que le bouclier brésilien coupe la plaine amazonienne en deux ensembles distincts : la plaine amont et la plaine aval. Si la plaine aval fait partie intégrante de la vaste plaine amazonienne, la plaine amont est isolée par les affleurements précambriens du socle brésilien. Ceux-ci jouent le rôle de seuil hydraulique pour les tributaires andins du Rio Madeira, dont l'une des conséquences sera l'existence de vastes zones d'inondation au-dessus de 100 mètres d'altitude, à l'amont de ce seuil. Entre Guayaramerin (GM, Rio Mamoré) ou Cachuela Esperanza (CE, Rio Béni) et Porto Velho (PVL), le Rio Madeira traverse le bouclier brésilien sur plus de 350 km où une douzaine de rapides (Cachuelas ou Cachoeiras) lui font franchir environ 50 m de dénivelé (Fig. 1).

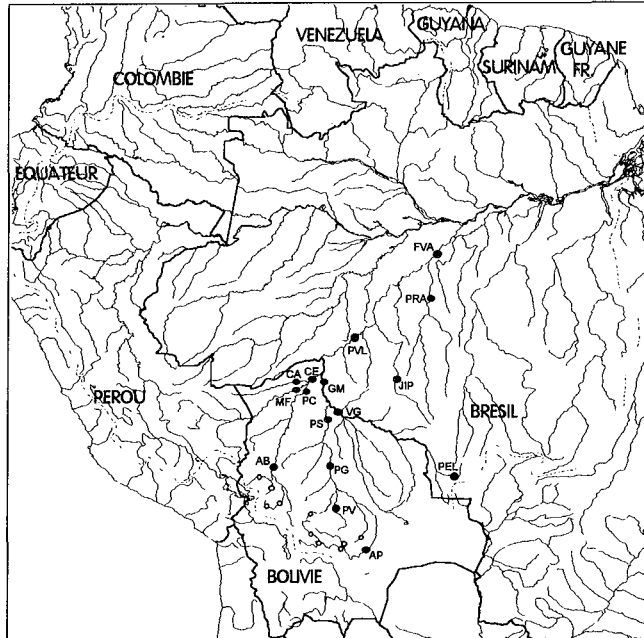


Fig. 1 - Le bassin de l'Amazonie.

[● : station hydrométrique du PHICAB en Bolivie, station sédimentométrique du DNAEE au Brésil, ○ : quelques stations sédimentométriques dans les Andes de Bolivie]. Le nom des stations repérées par leur code est donné dans le tableau 1.

Dans les Andes de Bolivie, les bassins versants étudiés sont extrêmement contrastés. Leur distribution va des bassins de zone semi-aride creusés dans les sédiments quaternaires de l'Altiplano (vallée du Rio La Paz), jusqu'aux bassins hyper-humides, à forêt tropicale, creusés dans les séries paléozoïques de la Cordillère Royale. Les précipitations varient suivant les bassins de 500 à 5 000 mm an⁻¹. Dans la plaine, cette distribution est plus uniforme avec une valeur moyenne annuelle de 1 800 mm pour la Bolivie (Roche *et al.*, 1992) et de 1 950 mm pour la partie brésilienne (DNAEE-ORSTOM, 1994).

Le régime hydrologique observé sur l'ensemble des cours d'eau du bassin du Rio Madeira à Villabella (VB = CE + GM) est de type pluvial tropical austral, caractérisé par l'alternance brutale entre sécheresse de saison froide et surabondance des pluies en saison chaude. Dans les Andes et leur piedmont, les hydrogrammes à multiples crues se fondent vers l'aval pour donner naissance à la grande crue annuelle de type tropical, précédée ou suivie de petites crues bien différenciées. La crue annuelle apparaît ainsi de moins en moins dentelée de l'amont vers l'aval des grands fleuves. Elle est davantage régularisée et aplatie sur le Rio Mamoré et le Rio Itenez en raison de trajets plus longs et surtout de l'extension de vastes zones d'inondation sur ces deux bassins (Bourges *et al.*, 1993).

2. LES FLUX DES MATIÈRES PARTICULAIRES

Les données utilisées, concernant 41 bassins emboîtés (Tableau 1), proviennent de plusieurs réseaux hydrométriques et correspondent à des périodes et des méthodes d'échantillonnage différentes. La comparaison de ces résultats est donc délicate. Les données des bassins andins de Bolivie, provenant des réseaux de ENDE (6), du SENAMHI et du SEARPI (7), correspondent à un échantillonnage sur plusieurs verticales dans la section de mesures, réalisé à l'aide d'échantillonneurs intégrateurs de différents modèles suivant la taille des cours d'eau. Les échantillons du bassin du Rio Achumani (petit cours d'eau andin d'altitude) ont été réalisés en surface au centre de la section, ainsi que quelques mesures de transport de fond [HAM (8)-PHICAB]. L'échantillonnage réalisé par le programme PHICAB était basé sur des prélèvements de surface décennaires (détermination des MES) et journaliers (détermination de la turbidité) réalisés par des observateurs recrutés à cet effet. Les valeurs obtenues étaient ensuite corrigées par une relation $[MES]_{\text{section}} = f([MES]_{\text{surface}})$. Dans la pratique, après avoir exploré la distribution des teneurs en MES dans la section à l'aide d'un échantillonneur intégrateur (USD-49, et de fabrication locale), lors de 61 jaugeages réalisés de 1986 à 1988, cette équation est devenue : $[MES]_{\text{section}} = 1,10 * [MES]_{\text{surface}}$. Les données provenant du bassin brésilien (réseau DNAEE) correspondent à des échantillons prélevés par des entreprises brésiliennes [CPRM (9) et/ou HIDROLOGIA/SA], à l'aide d'échantillonneurs intégrateurs de type USD-49.

Pour les cours d'eau boliviens, les flux de matières particulaires (QS) ont été calculés simplement de la façon suivante :

(6) Empresa Nacional de Electricidad (Cochabamba, Bolivie).

(7) Servicio de Encauzamiento de las Aguas del río Pirai (Santa Cruz de la Sierra, Bolivie).

(8) Honorable Alcaldía de La Paz (Bolivie)

(9) Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais do Brasil.

Tableau 1 - Caractéristiques des bassins étudiés et résultats des flux de matières en suspension (MES) et dissoutes (MD).

Code	Rio	Alt. m	Sup. km2	Période	Organisme	Débit m3.s-1	Nb. éch.		MES mg.l-1	QS 103 t.an-1	Ts t.km-2.an-1	MD		QD 103 t.an-1	Td t.km-2.an-1	
							MES	Turb.				MD	Cond.			
AQM	Mapiri à Angosto Quercano	500	9400	75-79	SENAMHI	420	351		2960	36800	3920					
SRC	Coroico à Santa Rita de Buenos Aires	440	4700	76-77	SENAMHI	260	49		870	7100	1510					
ACM	Aceró Marca à Unduavi	2960	61	87-88	ORSTOM	2.8	36		11	1	16	36	39	3.4	22	
UNV	Unduavi à Unduavi	2940	66	87-88	ORSTOM	3.0	38		21	2	30	38	33	3.1	21	
SIR	Unduavi à Sirupaya	1640	270	80-86	SENAMHI / ENDE	12	194		5990	2120	7850					
TAM	Tamampaya à Puente Villa	1185	950	75-85	SENAMHI / PHICAB	52	320		1270	2480	2610	8	986	39	64	35
VBA	Tamampaya à Villa Barnentos	1050	1900	75-84	SENAMHI	67	353		3160	7820	4120					
HUL	Huayllani à Achumani	3620	17	88-92	HAM / PHICAB	0.11	554	1039	18460	61	3590	9	807	91	0.3	12
ACH	Achumani à Achumani	3580	38	90-92	HAM / PHICAB	0.19	130		22490	140	3680					
LUR	Luribay à Luribay	2550	810	87-88	ORSTOM	10	39		20300	6400	7900	39	920	290	270	
POR	Porvenir à Porvenir	2500	240	87-88	ORSTOM	3	36		8400	790	3300	36	420	40	90	
CAJ	La Paz à Cajetillas	760	6500	73-75	SENAMHI	99	332		36340	118600	18250					
AIN	Alto Beni à Angosto Inucua	400	29900	75-83	SENAMHI	840	157		4800	115200	3850					
AB	Béni à Angosto del Bala	280	67500	69-90	SENAMHI / PHICAB	1990	456	541	3380	211700	3140	60	1077	83	5210	41
PC	Béni à Portachuelo	130	119000	83-90	PHICAB	3070	91	745	1260	121600	1020	48	916	84	8150	34
MF	Madre de Dios à Miraflores	130	124200	83-90	PHICAB	5210	226	1085	430	70900	570	71	1850	66	10900	40
CA	Orthon à Caracoles	125	32300	83-90	PHICAB	470	112	483	120	1770	55	35	1062	57	850	15
CE	Béni à Cachuela Esperanza	120	282500	83-90	PHICAB	8810	174	1043	690	190600	680	63	1937	71	19700	34
LOC	Santa Isabel à Locotal	1700	200	71-75	ENDE	15	1000		1430	670	3340					
PPA	Esperitu Santos à Palmar Pampa	600	160	71-74	ENDE	22	970		15450	10700	66600					
PV	Ichilo à Puerto Villarroel	170	7600	83-90	PHICAB	750	118	857	370	8710	1150	83	1211	52	1220	110
BER	Bermejo à Bermejo	900	480	77-83	SEARPI	4.2	2220		4530	600	1250					
ANG	Piray à Angostura	650	1420	76-85	SEARPI	10	3027		9360	2950	2080					
TAR	Piray à Taruma	600	1590	76-83	SEARPI	7.6	2264		5600	1340	840					
ELV	Elvira à Elvira	650	64	77-83	SEARPI	0.5	2162		1880	30	460					
EPS	Espejos à Espejos	550	203	77-83	SEARPI	2.6	2186		5070	420	2070					
LBE	Piray à La Belgica	350	2880	77-82	SEARPI	13	1684		5560	2280	790					
PEI	Piray à Puente Eisenhover	280	4160	77-82	SEARPI	20	1519		1690	1070	260					
AMO	Caine à Angosto Molineros	1850	9200	71-74	SENAMHI	66	580		51390	106300	11560					
HUR	Chayanta à Huayrapata	1600	11200	76-82	SENAMHI	112	282		6680	23600	2110					
ARC	Grande à Puente Arce	1500	23700	69-74	SENAMHI	127	868		33840	135700	5730					
PNA	Grande à Puesto Nava	950	31200	71-75	SENAMHI	250	938		25680	203400	6520					
MIZ	Mizque à Puesto Nava	950	10800	71-75	SENAMHI	70	897		11970	26300	2440					
PAZ	Azero à Puente Azero	1080	4360	75-82	SENAMHI	33	557		2020	2080	480					
AP	Grande à Abapo	450	59800	76-90	SENAMHI / PHICAB	330	851	876	12910	138200	2310	58	1549	458	4830	48
SAN	Parapeti à San Antonio	550	7500	76-83	SENAMHI	91	642		6770	19400	2590					
PG	Mamoré à Puerto Varador	140	159100	83-90	PHICAB	2970	120	643	680	63600	400	72	1059	95	8940	28
PS	Mamoré à Puerto Siles	130	216200	83-90	PHICAB	5080	148	883	290	47100	220	101	1141	87	13900	31
PEL	Guaporé à Pontes e Lacerda	300	2500	79-93	DNAEE	54	30		23	39	16					
VG	Itenez à Vuelta Grande	130	354300	83-90	PHICAB	2320	241	696	23	1700	5	116	1357	37	2740	4
GM	Mamoré à Guayaramerin	120	599400	83-90	PHICAB	7550	219	1236	280	66200	110	54	2103	69	16500	13
VB	Madeira à Villabella (CE+GM)	115	881900	83-90	PHICAB	16360			500	256800	290			70	36200	15
PVL	Madeira à Porto Velho		954300	78-93	DNAEE	20100			483	306100	320					
JIP	Jiparana à Jiparana		33000	81-93	DNAEE	690			55	1190	36					

1. QS_{mi} (du mois i) = $1/k * \sum Q_j * [MES]_j$
avec k = nombre de mesures journalières (j) dans le mois i
2. $QS_{mensuel}$ = $1/n * \sum QS_{mi}$
avec n = nombre d'années avec des valeurs de QS_{mi}
3. QS_{moyen} = $1/12 * \sum QS_{mensuel}$

Cette méthode simple a été utilisée pour l'ensemble du Brésil (Bordas *et al.*, 1988) en utilisant les données des stations du DNAEE ayant un nombre suffisant d'échantillons. Elle est préférable à celle des courbes de type : $QS = f(Q)$, du fait de la grande dispersion des points de cette relation (Fig. 2). Toutefois, ces courbes d'étalonnage ont été nécessaires pour le calcul des flux sédimentaires des stations du DNAEE sur le Rio Madeira au Brésil (PVL, JIP, PRA, FVA), compte tenu du très petit nombre (< 40) d'échantillons (Fig. 3). Cette méthode a également été employée par Martinelli *et al.* avec les données du programme CAMREX (1993). Pour les stations du réseau PHICAB en Bolivie, les données de turbidité ont permis de compléter les observations de MES, après avoir établi la relation : $[MES] = f(\text{Turbidité})$ pour chaque station hydrométrique. La concentration en MES indiquée dans le tableau 1 correspond à la valeur moyenne pondérée par les débits : $[MES] = QS/Q$.

Les résultats de 46 stations du bassin sont reportés dans le tableau 1. Pour la partie brésilienne, ces résultats sont provisoires car la banque de données du DNAEE est en cours de restructuration, et toutes les informations ne sont pas encore saisies (Filizola & Guyot, 1994). Les données des bassins andins de Bolivie peuvent présenter quelques différences avec les publications précédentes. En effet, la critique des courbes de tarage de ces cours d'eau a été revue récemment. Enfin, les données du réseau PHICAB ont été actualisées (ajout de l'année 1990) et les débits corrigés. Dans les Andes de Bolivie, les taux de transport de MES (T_s) sont très variables d'un bassin à l'autre, moins de $50 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ sur des petits bassins d'altitude de la Cordillère Royale (ACM, UNV) à plus de $50 \cdot 10^3 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ dans la région hyper-humide du Chaparé (PPA). Cette variabilité est liée aux caractéristiques biogéographiques des bassins. Malgré les différences de période d'observation et de méthodologie, les résultats sont cohérents de l'amont vers l'aval. La comparaison des données du SENAMHI (69-82) et du PHICAB (83-90) aux deux stations du piedmont andin montre qu'à Abapo, les résultats sont similaires, alors qu'à Angosto del Bala, ceux du PHICAB sont nettement plus faibles. Cette différence peut provenir de la technique

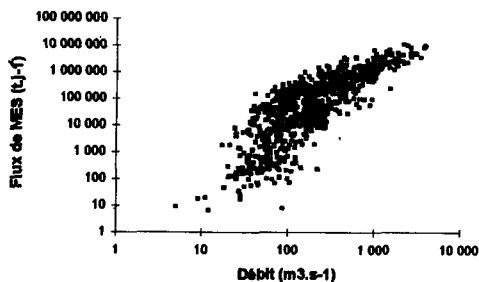


Fig. 2 - Flux de MES vs. débit Rio Grande à Abapo.

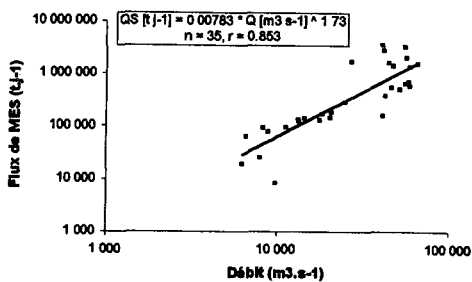


Fig. 3 - Courbe d'étalonnage $QS = f(Q)$ pour le calcul des flux de MES au Brésil, Rio Madeira à Fazenda Vista Alegre.

d'échantillonnage, comme de la fiabilité de l'observateur. Des phénomènes de sédimentation sont perceptibles le long des vallées, comme sur le Rio Grande entre PNA et AP (Guyot *et al.*, 1994). Le flux total de MES exportées par les bassins andins de Bolivie est estimé à environ $500-600 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$, ce qui correspond à un taux de transport moyen de la chaîne andine voisin de $3 \cdot 200 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$. Lors de la traversée de la plaine amazonienne de Bolivie (Llanos), le flux de MES tend à décroître progressivement (43% sur le Rio Béni entre AB et PC, 54% sur le Rio Mamoré entre AP et PG), traduisant d'importants phénomènes de sédimentation dans la plaine inondable (Guyot *et al.*, 1988). Dans les Llanos, les données des apports de différents affluents sont cohérents avec ceux observés à l'aval ($PC+MF+CA \approx CE$, $PG+VG \approx GM$). Une anomalie est toutefois observée sur le Rio Mamoré entre PG et PS. Les données observées sur le Rio Orthon à CA donnent un aperçu des taux de transport ($55 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$) affectant les séries sédimentaires tertiaires de la plaine amazonienne. Pour le bouclier brésilien, ce taux varie de 16 à $36 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ suivant les stations (PEL, JIP, PRA), ce qui est du même ordre de grandeur que les observations antérieures (Bordas *et al.*, 1988 ; Mortatti *et al.*, 1989 ; 1992). La très faible valeur mesurée à l'exutoire (VG) du Rio Itenez-Guaporé ($5 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$) traduit une forte sédimentation dans le cours du fleuve principal des matières exportées du bouclier. Ce phénomène est nettement visible en Amazonie brésilienne sur les cours inférieurs des rios Negro, Tapajós et Xingu (Sioli, 1984). D'après les données du PHICAB, le flux de MES du Rio Madeira à Villabella ($VB=CE+GM$) est de l'ordre de $250-300 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$. Cette valeur est compatible avec celle observée un peu plus à l'aval à Porto Velho (PVL, DNAEE), bien que correspondant à des périodes, des techniques d'échantillonnage et des modes de calcul différents. Près de la confluence avec l'Amazone, le flux de MES du Rio Madeira à FVA est estimé à la moitié. Cette différence est-elle due à des phénomènes de sédimentation dans le cours aval du Rio Madeira, ou reflète-t-elle seulement des erreurs d'estimation liées au faible nombre d'échantillons ? Enfin, ces résultats obtenus dans la partie brésilienne sont largement inférieurs à ceux publiés par CAMREX (Ferreira *et al.*, 1988 ; Martinelli *et al.*, 1993). Quelle peut en être la raison ? Cette différence majeure est-elle liée aux techniques d'échantillonnage ou de calcul des flux sédimentaires ?

3. LES FLUX DE MATIÈRES DISSOUTES

Pour les flux de matières dissoutes, les données proviennent uniquement de 6 stations andines de Bolivie (ACM, UNV, TAM, HUL, LUR, POR), et des 11 stations du réseau PHICAB en plaine amazonienne (Tableau 1). Tous les échantillons ont été prélevés en surface, la distribution des matières dissoutes dans la section de mesure étant très homogène.

Le calcul des flux de matières dissoutes a été réalisé suivant la même méthodologie que celui des MES (voir chapitre précédent). La relation : Salinité = $f(\text{Conductivité})$ a été établie pour chacune des 11 stations de la plaine amazonienne. L'équation obtenue a été utilisée pour le calcul des flux de matières dissoutes. La concentration en matières dissoutes (MD) indiquée dans le tableau 1 correspond à la valeur moyenne pondérée par les débits : $[MD] = QD/Q$. Le taux de transport en solution (Td) ou 'érosion chimique', a été calculé en tenant compte de la part des apports atmosphériques.

Les résultats du tableau 1 peuvent différer des précédentes publications, du fait de la modification des débits, mais aussi du fait que la concentration en MD affichée correspond à la moyenne pondérée par les débits. Dans les Andes boliviennes, les taux de transport en

solution (Td), étudiés dans le bassin de l'Alto-Béni, varient de 12 à 270 t km⁻² an⁻¹ (HUL, LUR), en fonction de la nature lithologique des bassins. Les deux principaux cours d'eau andins, le Rio Alto-Béni à Angosto del Bala (AB) et le Rio Grande à Abapo (AP), exportent des Andes la même quantité de MD (5 10⁶ t.an⁻¹), alors que les concentrations sont beaucoup plus élevées pour le Rio Grande. La faible pluviométrie observée sur ce bassin compense le plus fort indice de solubilité des roches affleurantes. En utilisant les résultats de ces deux stations (AB et AP) qui drainent 74% du domaine andin du bassin, le flux de MD exporté des Andes de Bolivie a été estimé à 14 10⁶ t an⁻¹, ce qui correspond après correction des apports atmosphériques, à un taux de transport en solution moyen de 40 t km⁻² an⁻¹, soit 80 fois plus faible que le taux de transport en suspension (Guyot, 1993). Les données du Rio Itenez-Guaporé (VG) suggèrent que le taux de transport en solution du bouclier brésilien est de l'ordre de 4 t km⁻² an⁻¹, ce qui est légèrement plus faible que les résultats obtenus sur des petits bassins du Rondonia : 10 t km⁻² an⁻¹ pour le Rio Jiparana, et 8 t km⁻² an⁻¹ pour le Rio Jamari (Mortatti *et al.*, 1992). Les résultats obtenus en Bolivie sont cohérents de l'amont vers l'aval (PC+MF+CA=CE, PS+VG=GM). Le flux calculé pour le Rio Madeira à Villabella (36 10⁶ t an⁻¹) est compatible avec les observations réalisées au Brésil près de la confluence avec l'Amazone (Martinelli *et al.*, 1989).

4. CONCLUSION

Les résultats obtenus dans les Andes de Bolivie montrent l'existence d'une forte hétérogénéité régionale, tant au niveau de la production de matières particulaires que de matières dissoutes. Le long des deux principaux transects (Rios Béni et Mamoré), le flux de matières dissoutes est conservatif, avec une augmentation progressive d'amont en aval liée à l'augmentation des débits. Par contre le même suivi d'amont en aval des flux de matières en suspension, montre l'existence de phénomènes de dépôts dans la partie aval des vallées andines, mais surtout dans les Llanos. Si les flux de matières dissoutes observés en Bolivie et au Brésil sont concordants, il n'en est pas de même pour le flux des matières particulaires. La diminution d'un facteur 2 peut vraisemblablement être imputée aux méthodes et à la fréquence de l'échantillonnage, ainsi qu'au mode de calcul des flux. Pour l'avenir, il faudrait définir une méthodologie commune, afin de pouvoir comparer les résultats, et être ainsi en mesure d'apprécier la variabilité amont-aval des flux sédimentaires.

Références citées

- BORDAS, M.P., LANNA, A.E. & SEMMELMANN, F.R., 1988 - Évaluation des risques d'érosion et de sédimentation au Brésil à partir de bilans sédimentologiques rudimentaires. *in: Sediment Budgets* (M.P. Bordas & D.E. Walling eds.) : 359-368 ; IAHS Publ. 174.
- BOURGES, J., HOORELBECKE, R., CORTEZ, J. & CARRASCO, L.M., 1993 - Los regímenes hidrológicos de la cuenca amazónica de Bolivia *in: Seminario sobre el PHICAB* (M.A. Roche, J. Bourges, E. Salas & C. Diaz eds) : 125-134; La Paz: ORSTOM/ SENAMHI/UMSA.
- DNAEE-CGRH/ORSTOM, (1994) - Mapa de disponibilidad hídrica da Bacia Amazônica do Brasil. Publ. DNAEE-CGRH Brasília.
- FERREIRA, J.R., DEVOL, A.H., MARTINELLI, L.A., FORSBERG, B.R., VICTORIA, R.L., RICHEY, J.E. & MORTATTI, J., 1988 - Chemical composition of the Madeira river: seasonal trends and total transport. *Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, Scope/Unep Sonderband* 66: 63-75.

- FILIZOLA, N. & GUYOT, J.L., 1994 - The DNAEE sedimentometric network, Amazon region, Brazil. in: *Sediment quality monitoring and assessment*: 26-31; Buenos Aires: GEMS.
- GIBBS, R.J., 1967 - The Geochemistry of the Amazon River System. Part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geological Society of America Bulletin*, 78: 1203-1232.
- GUYOT, J.L., 1993 - Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne, 261 p., Collection Études & Thèses, ORSTOM, Paris.
- GUYOT, J.L., BOURGES, J. & CORTEZ, J., 1994 - Sediment transport in the Rio Grande, an Andean river of the Bolivian Amazon drainage basin. in: *Variability in stream erosion and sediment transport* (R.J. Olive & D. Loughran eds.): 223-231; Canberra: IAHS Publ. 224.
- GUYOT, J.L., BOURGES, J., HOORELBECKE, R., ROCHE, M.A., CALLE, H., CORTES, J. & BARRAGAN, M.C., 1988 - Exportation de matières en suspension des Andes vers l'Amazonie par le Rio Beni, Bolivie. in: *Sediment Budgets* (M.P. Bordas & D.E. Walling eds.): 443-451; Porto Alegre: IAHS Publ. 174.
- MARTINELLI, L.A., DEVL, A.H., FORSBERG, B.R., VICTORIA, R.L., RICHEY, J.E. & RIBEIRO, M.N., 1989 - Descarga de sólidos disueltos totales do Rio Amazonas e seus principais tributários. *Geochim. Brasil.*, 3(2): 141-148.
- MARTINELLI, L.A., FORSBERG, B.R., VICTORIA, R.L., DEVL, A.H., MORTATTI, J., FERREIRA, J.R., BONASSI, J. & DE OLIVEIRA, E., 1993 - Suspended sediment load in the Madeira river. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, Sonderband* 74: 41-54.
- MEADE, R.H., 1994 - Suspended sediments of the modern Amazon and Orinoco rivers. *Quaternary International*, 21: 29-39.
- MEADE, R.H., DUNNE, T., RICHEY, J.E., SANTOS, U.M. & SALATI, E., 1985 - Storage and Remobilization of suspended Sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science*, 228: 488-490.
- MEADE, R.H., NORDIN, C.F., CURTIS, W.F., COSTA RODRIGUES, F.M., DO VALE, C.M. & EDMOND, J.M., 1979 - Sediment loads in the Amazon River. *Nature*, 278: 161-163.
- MOLINIER, M., GUYOT, J.L., CALLÈDE, J., OLIVEIRA, E. de, GUIMARÃES, V., CUDO, K.J. & AQUINO, M. de, 1993 - Hidrología de la cuenca amazónica brasilera: HIBAM. Primeros resultados sobre la cuenca del Río Madeira. in: *Seminario sobre el PHICAB* (M.A. Roche, J. Bourges, E. Salas & C. Diaz eds.): 155-164; La Paz: ORSTOM/SENAMHI/ UMSA.
- MOLINIER, M., GUYOT, J.L., OLIVEIRA, E. de, GUIMARÃES, V. & CHAVES, A., 1994 - Hidrologia da Bacia do Rio Amazonas. *A Água em Revista*, 2(3): 31-36.
- MORTATTI, J., FERREIRA, J.R., MARTINELLI, L.A., VICTORIA, R.L. & TANCREDI, A.C.F., 1989 - Biogeochemistry of the Madeira river basin. *Geofournal*, 19(4): 391-397.
- MORTATTI, J., PROBST, J.L. & FERREIRA, J.R., 1992 - Hydrological and geochemical characteristics of the Jamari and Jiparana river basins (Rondonia, Brazil). *Geofournal*, 26(3): 287-296.
- RICHEY, J.E., MEADE, R.H., SALATI, E., DEVL, A.H., NORDIN, C.F. & DOS SANTOS, U., 1986 - Water Discharge and Suspended Sediment Concentrations in the Amazon River. *Water Resources Research*, 22(5): 756-764.
- ROCHE, M.A. & FERNÁNDEZ, C., 1988 - Water Resources, Salinity and Salt Yields of the Rivers of the Bolivian Amazon. *Journal of Hydrology*, 101: 305-331.
- ROCHE, M.A., FERNÁNDEZ, C., ALIAGA, A., PEÑA, J., SALAS, E. & MONTAÑO, J.L., 1992 - Balance hídrico de Bolivia, 16 p., La Paz: Publ. PHICAB.
- SIOLI, H., 1984 - The Amazon and its main affluents : Hydrography, morphology of the river courses, and river types. in: *The Amazon* (H. Sioli ed.): 127-165; W. Junk, Dordrecht.

ANDEAN CONTRIBUTIONS TO THE BIOGEOCHEMISTRY OF THE AMAZON RIVER SYSTEM

*Michael E. McClain **, *Jeffrey E. Richey **, *Reynaldo L. Victoria ***

Abstract

Contributions from Andean rivers may play a significant role in determining the basin-wide biogeochemistry integrated into the mainstem Amazon River of Brazil. Concentration data for organic C, NO_3^- , and PO_4^{3-} in Andean rivers are highly variable and reveal no clear spatial or altitudinal patterns. Concentrations measured in Andean rivers are similar to those reported in the mainstem Amazon river and its major tributaries. Explanations of processes which alter Andean-derived particulates and solutes as they exit the Cordillera are only speculative at this time, but their net effect is to diminish Andean signals through decomposition and dilution by lowland inputs. The ^{13}C of particulate and dissolved organic matter in the mainstem Amazon provides evidence that some fraction of Andean derived material persists within the river system, ultimately to be discharged to the Atlantic Ocean. In 1994 a new collaborative research program was launched to further characterize the biogeochemistry of Andean rivers.

Key words: *Amazon, biogeochemistry, Andean rivers.*

LA CONTRIBUTION ANDINE À LA BIOGÉOCHIMIE DE L'AMAZONE

Résumé

Les fleuves andins ont vraisemblablement un rôle déterminant sur la biogéochimie de l'Amazone au Brésil. Les données disponibles sur le C organique, le NO_3^- et le PO_4^{3-} des fleuves andins montrent des concentrations très variables et ne révèlent aucune relation avec leur altitude ou leur position dans le bassin. En général, les concentrations des fleuves andins sont semblables à celles du chenal principal et de ses principaux affluents. L'explication des phénomènes d'altération du matériel provenant des Andes ne peut être que spéculative. Cependant, l'atténuation du signal andin est liée à la décomposition et à l'ajout de matériel en aval des Andes. Les analyses de ^{13}C sur la matière organique particulaire ou soluble du chenal principal de l'Amazone mettent en évidence qu'une fraction andine persiste dans le système fluvial qui se jette dans l'océan Atlantique. En 1994, un nouveau programme international de recherche a commencé pour mieux caractériser la biogéochimie des fleuves andins.

Mots-clés: *Amazon, biogéochimie, tributaires andines.*

CONTRIBUCIÓN ANDINA A LA BIOGEOQUÍMICA DEL RÍO AMAZONAS

Resumen

Los ríos andinos podrían ejercer una influencia significativa sobre la biogeoquímica del Río Amazonas. Las concentraciones en C orgánico, NO_3^- y PO_4^{3-} de los ríos andinos son altamente variables y no presentan claros patrones geográficos o altitudinos. En general, las concentraciones presentan

* University of Washington, School of Oceanography, Box 357940, Seattle, Washington 98195-7940, USA.

** Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, 13400 Piracicaba, SP Brasil.

valores similares a aquéllos observados en el Río Amazonas. Actualmente sólo existen explicaciones especulativas de los procesos que modifican el material de origen andino; sin embargo, la atenuación de la señal andina es una consecuencia del proceso de descomposición y de la añadidura de materiales provenientes de las planicies bajas. El contenido de ^{13}C en el material orgánico del Río Amazonas constituye una evidencia concreta de que cierta fracción del material andino persiste y es transportado hacia el Atlántico. Un nuevo programa colaborativo de investigación se inició en 1994 con el propósito de caracterizar de una manera más completa la biogeoquímica de los ríos andinos.

Palabras claves: *Amazonas, biogeoquímica, ríos andinos.*

INTRODUCTION

As the source for many of the important rivers of the Amazon basin, the Andean Cordillera significantly influences the overall biogeochemistry of the river system. Moreover, in light of the predominant role played by the Amazon river in transfers of bioactive elements from continents to the ocean, the contributions of the Andes may be felt globally. But what is the role of Andean ecosystems and rivers in the basin-wide biogeochemistry integrated into the mainstem Amazon river? How far down-stream are Andean signals recognizable, and how do Andean-derived materials interact with lowland materials to produce the dissolved and particulate load exported to the Atlantic Ocean? These questions reflect upon a central question for all studies of large river systems, that is, *How does the river system obtain and subsequently modify its biogeochemical composition?* The overall question can be divided into parts:

- (1) *How is the biogeochemical signature which persists through the river system imparted by the (aggregated) land surfaces?*
- (2) *How is the land-derived signature modified through transit within the river system?*

For the Amazon basin, we do not yet completely understand where particular materials enter the river system, nor do we completely understand the nature of processes regulating the input of these materials. Our previous observations along a 1 800 km reach of the mainstem Amazon in Brazil reveal minimal changes in bioactive element compositions and concentrations, indicating that the largest reaches of the river system are effectively transporting a complex compositional fingerprint which is imprinted somewhere up-stream. Especially for constituents such as dissolved and particulate organic material (DOM and POM), it is necessary to seek out these up-stream "set points" in order to explain the resulting compositional fingerprints exported to the ocean.

Hence, the importance of understanding sediment and water generation and biogeochemical processes in the Andean portion of the basin is crucial to understanding the dynamics of the overall system. We expect that while erosion is great in the high Andes (>4000 m), organic matter input is low. In mid-altitude zones where high organic matter availability is coupled with moderate to high erosion, input of POM should dominate over DOM. After the transition to low relief, a significant amount of POM of upland origin is stored in river bars and floodplains, where it "ages" and further degrades before remobilization by erosion. In low relief terra firme areas where erosion is minimal, organic matter input should be dominated by low molecular weight, highly degraded DOM, especially in regions of highest groundwater flow through soils of minimal particle surface area (*i.e.* areas of campina forest over spodosols).

In this paper we examine what is currently known of the biogeochemistry of the Andean rivers and what Andean signals are detectable in the mainstem of the river. We also describe a recently launched collaborative research effort to improve our understanding and test our emerging hypotheses.

1. THE AVAILABLE DATA

Of the 6 million km² encompassed by the Amazon basin, roughly 10% lies at greater than 500 m in the Andes. This small fraction of the basin gives birth to four of the major tributaries to the mainstem; the Amazonas (Peru), Madeira, Içá, and Japurá. The Amazonas and Madeira are major rivers in their own right, accumulating the flows of other important tributaries such as the Napo, Marañón, and Ucayali in the case of the Amazonas, and the Madre de Dios, Beni, and Mamoré in the case of the Madeira. The Andes are distinct from other regions of the Amazon basin; they are geologically young (Neogene) and tectonically active. The region is characterized by extremes of temperature and precipitation, factors which when combined with the steep relief and young geology produce intense regimes of physical and chemical erosion. Alpine tundra dominates at higher altitudes, but as elevations drop, tundra is replaced by rugged montane forests.

Biogeochemical data for Andean rivers are limited, especially with regard to C, N, and P. The one exception is the organic C dataset generated by the PHICAB program in Bolivia (Guyot, 1992). This dataset, along with inorganic N and P data from Stallard & Edmond (1983) and Patrick *et al.* (1966), constitutes the currently available data on the biogeochemistry of C, N, and P in Andean rivers draining to the Amazon basin.

1.1. Headwaters of the Madeira River

The Madeira river receives the majority of its flow (~60%) from the Beni and Mamoré rivers, which originate in the Bolivian Andes. The remainder of its flow (~40%) comes from the Madre de Dios, which originates in the Southern Andes of Peru and merges with the Beni approximately 150 km up-stream of the Beni/Mamoré confluence. The combined flow of these rivers, and thus the flow of the Madeira as it enters Brazil, is approximately 17 500 m³ s⁻¹ (Aliaga, 1992) (Fig. 1). The total drainage area of the Madeira up-stream of this point is 8.5 x 10⁵ km² or just under 15% of the total Amazon drainage basin.

The biogeochemistry of carbon in Andean rivers of the Bolivian Amazon was investigated as part of the PHICAB Program (Programa Hidrológico y Climatológico de la Cuenca Amazónica de Bolivia) (Guyot, 1992; PHICAB, 1992). During the years 1983 to 1991, a total of 395 Bolivian rivers were sampled at least once, while 12 permanent stations of the PHICAB network were sampled between 35 and 105 times each (Guyot *et al.*, 1992). Samples were analyzed primarily for geochemical parameters such as major cations and anions, but dissolved and particulate organic carbon were also analyzed for 48 stations (Guyot & Wasson, 1994). No data are available for organic and inorganic N and P, and inorganic C was found to be dominated by geochemical reactions (Guyot, 1992).

Particulate organic carbon (POC) concentrations determined by Guyot (1992) were highly variable; at 18 stations above 500 m POC ranged from 0,1 to 36,1 mg l⁻¹, with an average of 8,6 mg l⁻¹ (SD = 10,4). Similarly, POC concentrations at 30 stations below 500 m ranged from

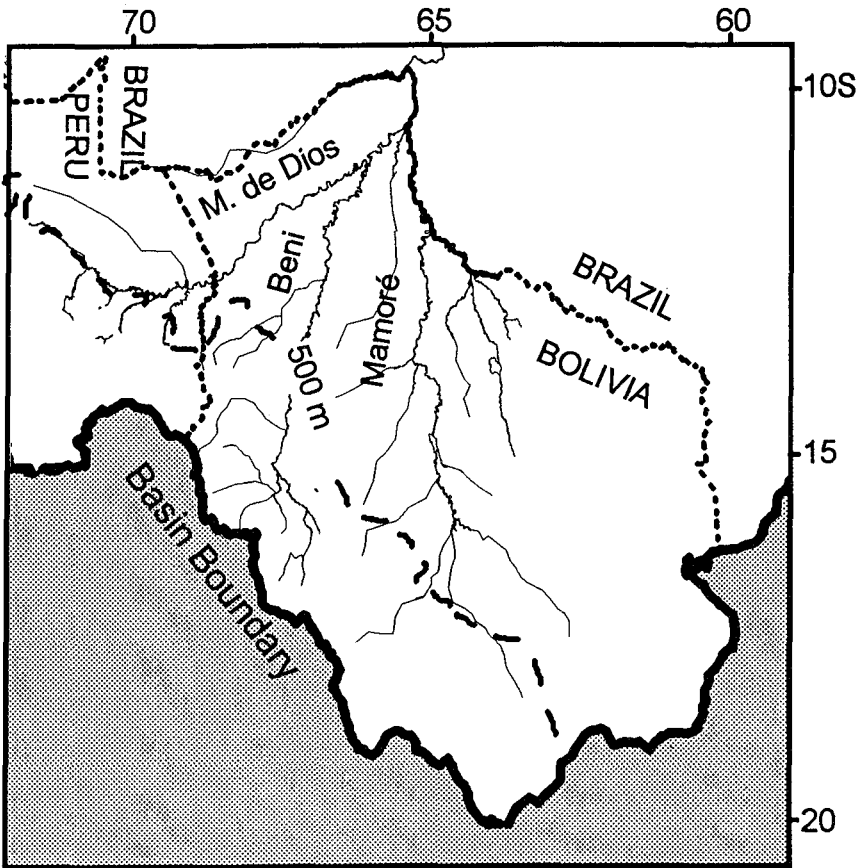


Fig. 1 - Map of the upper drainage basin of the Madeira river. The shading delineates the boundary of the basin.

0,0 to 68 mg l^{-1} , with an average of 6,2 mg l^{-1} (SD = 15,2). Guyot (1992) also examined the relationship between POC and suspended sediment, concluding that, in the Andean portions of the basin, both POC and suspended sediment derive from the massive erosion of hillslopes in the valleys. As in the mainstem (Richey *et al.*, 1990), POC concentrations averaged near 1% of total suspended solids and varied inversely with total suspended solids concentrations (Fig. 2). In the Llanos (lowlands) beyond the Andes, additional POC of lowland origin is added to the suspended load of Andean origin (Guyot, 1992).

Guyot & Wasson (1994) investigated the patterns of dissolved organic carbon (DOC) at the same 48 river stations of the Bolivian Amazon and, unlike POC, there were clear differences in the DOC content of upland and lowland rivers. DOC in 18 Andean rivers sampled above 500 m ranged from 1,2 to 6,5 mg l^{-1} , with an average of just 1,9 mg l^{-1} (SD = 1,1), while at 30 stations sampled at less than 500 m DOC ranged from 1,3 to 7,4 mg l^{-1} , with an average of 4,3 mg l^{-1} (SD = 1,9)(Fig. 3).

Stallard (1980) sampled six river stations in the headwaters of the Mamoré basin and analyzed for NO $_3^-$ and PO $_4^{3-}$ in addition to a suite of geochemical parameters. He found NO $_3^-$

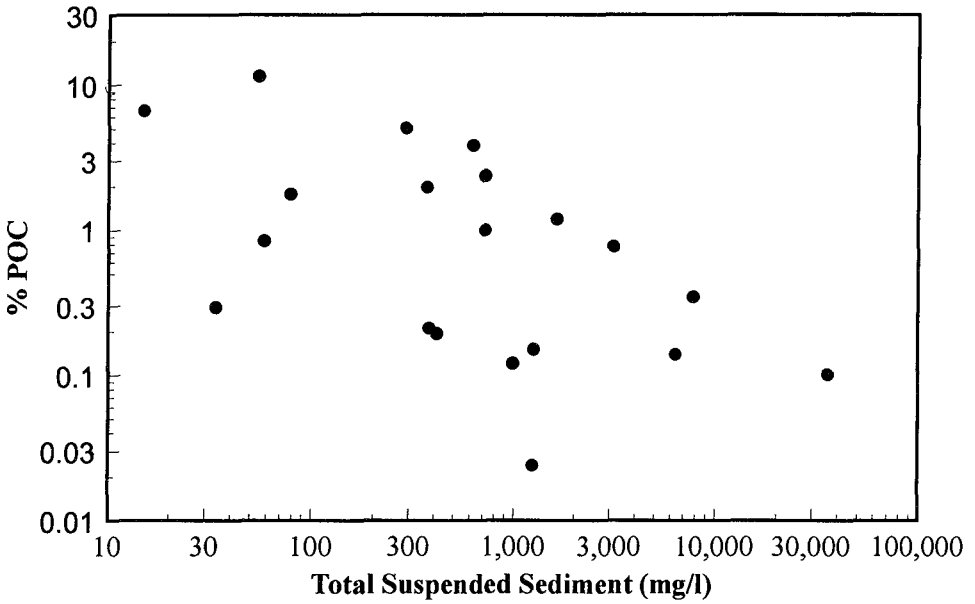


Fig. 2 - Plot of percent particulate organic carbon (POC) versus total suspended sediment (TSS) concentration for Bolivian river stations at or above 500 m altitude (data from Guyot, 1992).

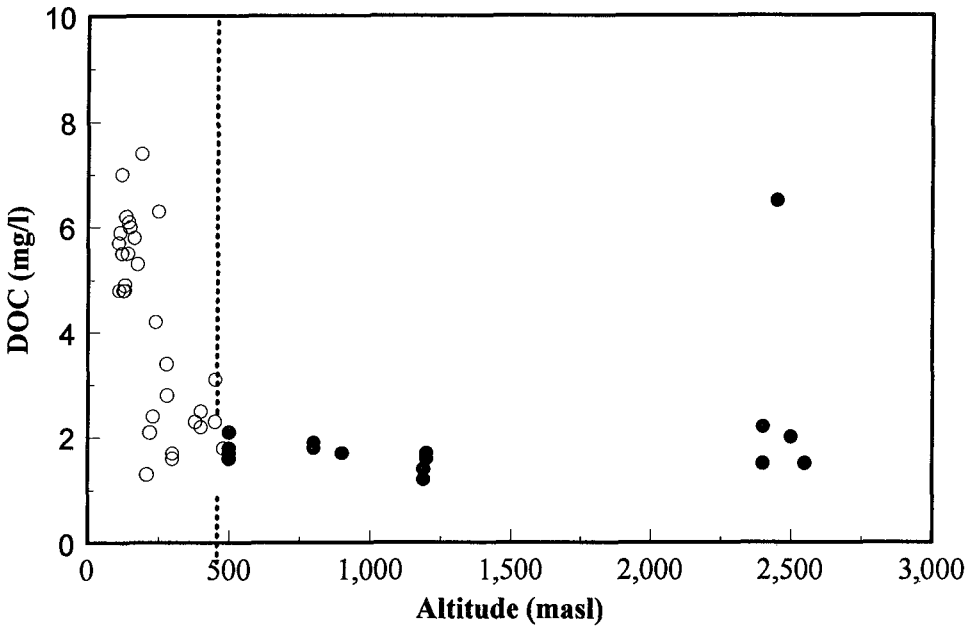


Fig. 3 - Plot of dissolved organic carbon (DOC) concentration versus altitude for Bolivian river stations (data from Guyot & Wasson, 1994).

concentrations ranging from 6,3 to 61 μM , with an average of 29,0 μM (SD = 24,9). PO_4^{3-} concentrations determined at five of these stations ranged from 0,09 to 1,9 μM , with an average of 0,8 μM (SD = 0,7). The NO_3^- values were considerably higher than the 3,4 μM measured in the Mamoré near its confluence with the Beni (Stallard, 1980). Stallard (1980) did not report PO_4^{3-} concentrations for the lowland Mamoré, so no comparisons were possible.

1. 2. Headwaters of the Amazonas River

Peru and Ecuador contain the headwaters of the Amazonas river, which becomes the mainstem (Solimões-Amazonas) as it flows eastward. The Amazonas is formed by the convergence of the Ucayali and Marañón rivers. The Napo flows out of Ecuador, joining the Amazonas just down-stream of the City of Iquitos (Fig. 4). The resulting combined flow is on the order of 50 000 m^3s^{-1} . The total drainage area of the Amazonas as it enters Brazil is slightly less than 1 million km^2 , or just over 15% of the total Amazon drainage basin.

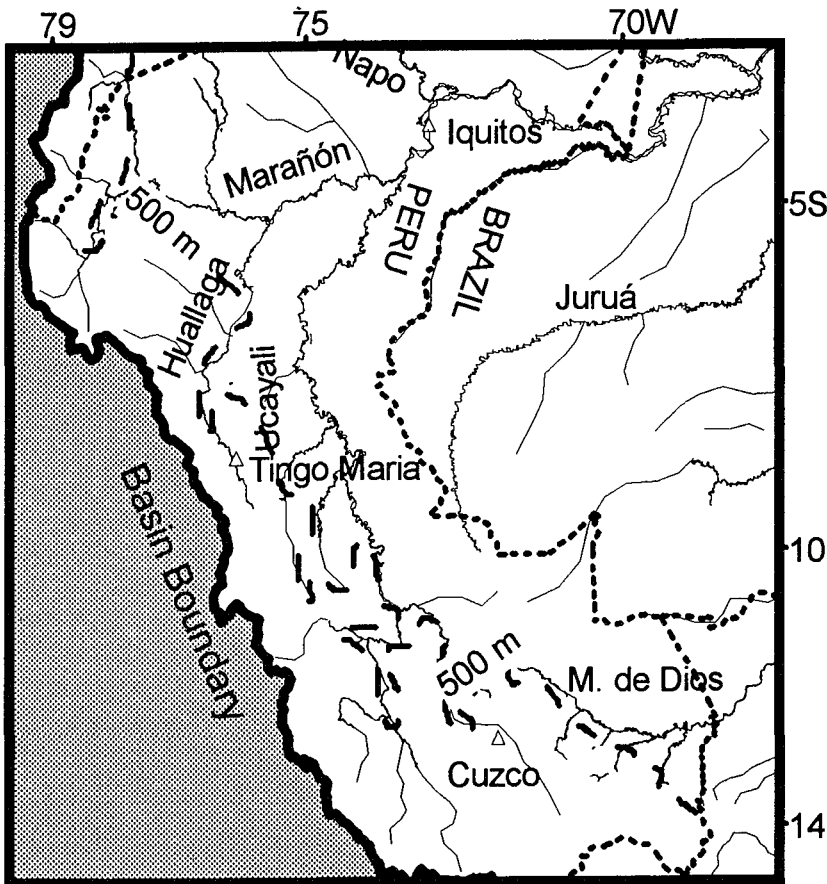


Fig. 4 - Map of the upper drainage basin of the Amazonas river in Peru. The shading delineates the boundary of the basin.

Biogeochemical data for the Andean headwaters of the Amazonas are more limited than those of the Madeira in that no data are available concerning organic C, N, or P. During a mid-1960's expedition of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia, four rivers were sampled in the Huallaga basin near Tingo Maria (Fig. 4). Analyses of inorganic nitrogen yielded an average concentration of $26,3 \mu\text{M}$ ($\text{SD} = 5,1$), with NH_3 being the dominant species (Patrick *et al.*, 1966). Phosphate analyses of these samples averaged $0,6 \mu\text{M}$ ($\text{SD} = 0,4$). The dominance of NH_3 is surprising given that O_2 levels were high in the rivers. Stallard sampled a total of 30 river stations in the Marañón and Ucayali drainages. NO_3^- concentrations reported for 28 of these stations ranged from 1,2 to $46 \mu\text{M}$, with an average of $13,3 \mu\text{M}$ ($\text{SD} = 10,7$). PO_4^{3-} concentrations reported for 7 stations ranged from 0,5 to $1,1 \mu\text{M}$, with an average of $0,8 \mu\text{M}$ ($\text{SD} = 0,2$). These headwater averages for NO_3^- and PO_4^{3-} were slightly higher than concentrations measured at Iquitos in the lowlands, but the difference was not statistically significant. It is also interesting to note that Stallard's average concentration for NO_3^- in Peruvian river stations ($13,3 \mu\text{M}$) is only half that of his Bolivian stations ($29,0 \mu\text{M}$), however, the large variability about these averages makes this difference insignificant also. Inorganic carbon in these rivers is strongly correlated with geochemical weathering processes (Stallard & Edmond, 1983).

1. 3. Headwaters of the Içá and Japurá Rivers

Colombia occupies only 6% of the Amazon basin, but it contains the headwaters of two of the mainstem's major tributaries. The Rio Putumayo originates in the border region of Colombia and Ecuador. Its course defines the borders of Colombia/Ecuador and Colombia/Peru before cutting the narrow panhandle of Colombia and entering Brazil (Fig. 5). In Brazil

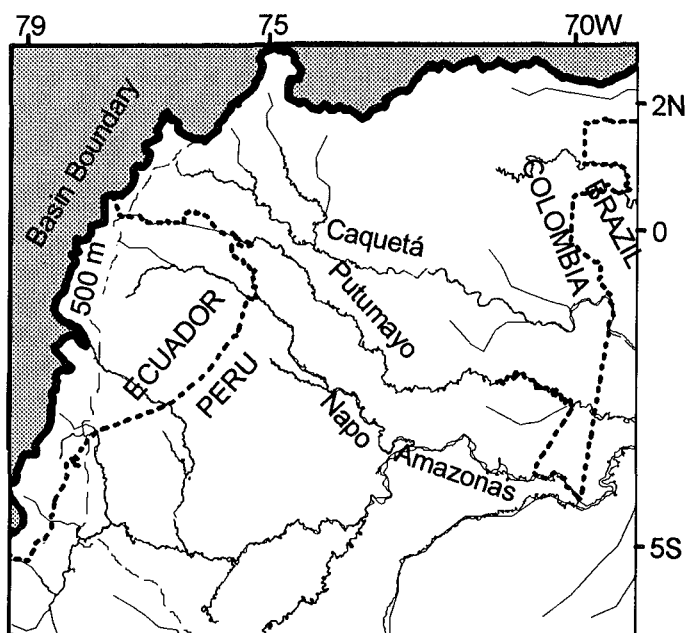


Fig. 5 - Map of the upper drainage basin of the Putumayo and Caquetá rivers. The shading delineates the boundary of the basin.

its name changes to Içá. The Rio Caquetá also originates in the southern portion of Colombia, traversing the Colombian Amazon plain to the Brazilian border, where its name changes to Japurá. North of the Caquetá, Colombian rivers feed into the Orinoco Basin. The annual combined flow of the Içá and Japurá to the mainstem is on the order of $22\,000\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$, or just over 10% of the mainstem discharge at Obidos (Fig. 6) (Richey *et al.*, 1986).

To our knowledge there are no biogeochemical data available for the headwaters of these rivers. Data are available for the mouths of the Içá and Japurá where they intersect the mainstem, but signals there are most likely highly altered by processes operating in the lowland areas which comprise the majority of the Içá and Japurá basins.

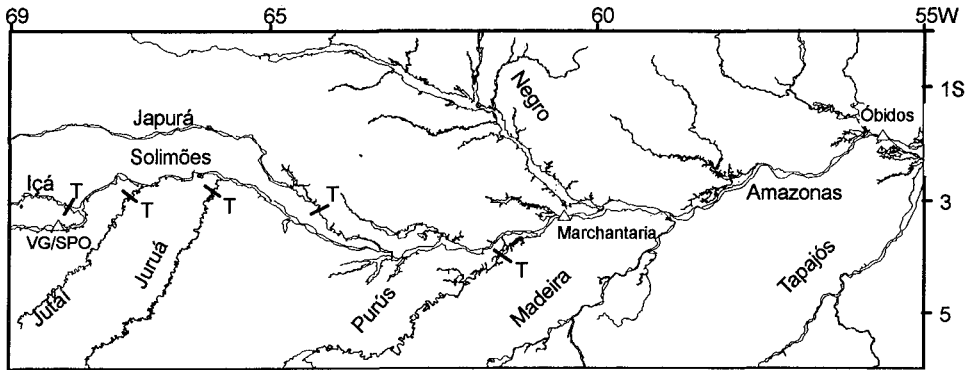


Fig. 6 - Map of the mainstem Amazon river of Brazil and its major tributaries. VG/SPO is Vargem Grande - São Paulo de Olivença, two stations which lie in close proximity to one another and mark the upstream limit of the mainstem reach studied by the CAMREX Project. Obidos marks the downstream limit of the reach. Marchantaria is a time-series station which has been sampled regularly since 1983. T's and bars mark the approximate locations of tributary discharge measurements.

1. 4. Andean Signals in the Mainstem Amazon River of Brazil

For more than a decade the CAMREX (Carbon in the AMazon River EXperiment) Project has investigated the hydrology and biogeochemistry of the mainstem Amazon river and its major Brazilian tributaries (Fig. 6). To date, the project has conducted 13 major cruises over a 1 800 km reach of the mainstem extending from Vargem Grande (350 km east of the Peru/Brazil border) down-stream to Obidos. Cruises were arranged to sample the river at various stages of the annual hydrograph. In addition, in 1983 the project established a time-series station on the mainstem at Marchantaria, near Manaus (Fig. 6). This station was sampled at approximately monthly intervals between 1983 and 1992, and it is still sampled today, although less frequently. Routine measurements include pH, alkalinity, O_2 , NO_3^- , PO_4^{3-} , SiO_2 , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , total N, total P, fine suspended sediment, and coarse suspended sediment.

Along the mainstem Amazon of Brazil, tributaries originating in the Andes are distinct from those of lowland origin. The most dramatic distinction is certainly sediment load, as more than 90% of sediment carried by the mainstem is derived, in roughly equal proportions, from the Solimões and Madeira (Meade, 1985; 1994). Andean tributaries are also

distinct in their geochemistry, as they carry significantly higher concentrations of total cations, reflecting the more active weathering regime of the Andes (Gibbs, 1967; Stallard & Edmond, 1983). CAMREX's Marchantaria time-series station has provided some new insight into Andean controls on the seasonal patterns of several components of the river load (Devol *et al.*, 1995). Using 20 years of discharge data provided by DNAEE (Brazilian Departamento Nacional de Agua e Energia Eléctrica), Devol *et al.* estimated the relative percent contributions of flow from *Andean* (defined as discharge at São Paulo de Olivença), *tributary* (the combined flows of the Içá, Japurá, Jutai, Juruá, and Purús), and *local* (the difference between total flow at Marchantaria and the sum of *Andean* and *tributary* flows) sources (Fig. 7). They then regressed a suite of chemical variables against these sources, as well as river slope and stage. The resulting regression equations revealed that, as would be expected, concentrations of fine suspended sediment, alkalinity, and calcium, correlated best with percent *Andean* water. An unexpected finding was that silica and potassium correlated best with percent *local* water, revealing the importance of silicate mineral weathering in the regions bordering the mainstem and on the floodplain. Bioactive compounds such as O_2 , CO_2 , and NO_3^- correlated best with river stage, suggesting that their concentrations are more strongly controlled by in-channel processes and not percent contribution of any one source. Phosphorus is one bioactive element that did not follow this pattern, as its total concentration correlated strongly with fine suspended sediment and thus percent *Andean* water (Devol *et al.*, 1995).

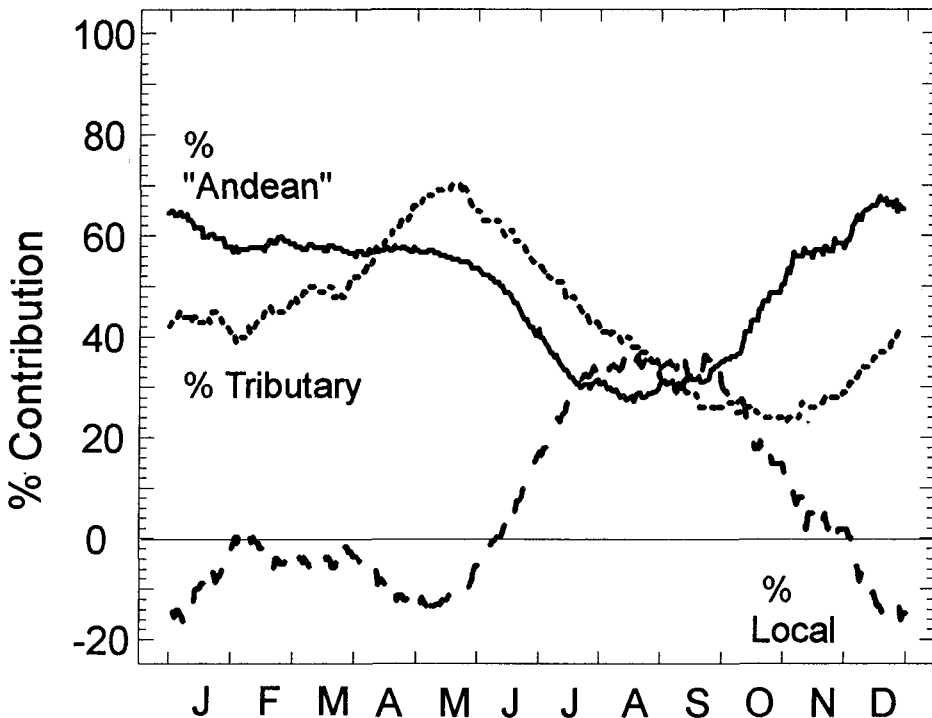


Fig. 7 - Relative contributions of *Andean*, *tributary*, and *local* water sources to the total discharge at the Marchantaria time-series station. Source measurements are described in more detail in the text.

The origins and decompositional state of organic matter carried by the mainstem have been partially elucidated through combined molecular, elemental, and isotopic characterizations (Ertel *et al.*, 1986; Hedges *et al.*, 1986a; 1986b; 1994). Of these characterizations, the most diagnostic tracer of Andean sources is the ^{13}C content of the organic material (Quay *et al.*, 1992). Plants grown at high altitudes are enriched in ^{13}C relative to lowland plants (Korner *et al.*, 1988), thus comparisons of ^{13}C concentrations in organic matter from lowland *versus* Andean tributaries provides a means of estimating magnitudes of Andean contributions. As expected, organic matter in tributaries of Andean origin is consistently enriched in ^{13}C relative to that in lowland tributaries (Table 1). Using a two end-member mixing approach, Quay *et al.* (1992) estimated that roughly 65% of the fine particulate organic matter (FPOM) carried by the mainstem at Obidos derived from Andean tributaries. This is not to say, however, that 65% of the FPOM at Obidos derived from the Andes, as lowland derived organic matter in the Madeira and Solimões basins is also factored into these calculations. If one substitutes the maximum ^{13}C measured by Cai *et al.* (1988) (-24.5 ‰) in the Peruvian headwater rivers for the average ^{13}C content at the mouths of Andean tributaries, the proportion of Andean-derived FPOM at Obidos decreases to roughly 27%. The true value for Andean-derived FPOM at Obidos probably lies somewhere between 27 and 65%, which is quite significant given that Andean headwaters may be several thousand kilometers upsteam.

The ^{13}C content of mainstem DOM follows the same general pattern as FPOM, with higher concentrations reported in DOM from Andean tributaries (Quay *et al.*, 1992). The data were insufficient to quantify the Andean contribution to DOM fluxes at Obidos, but the simple recognition of Andean DOM input to the mainstem is somewhat remarkable.

2. DISCUSSION

From the findings presented in the preceding sections, one may begin to construct a general picture of the biogeochemistry of Andean rivers draining to the Amazon basin. Overall, concentrations of inorganic N and P lie mostly within the ranges reported for the mainstem Amazon and its major tributaries, while total organic carbon concentrations are slightly higher and much more variable (Richey *et al.*, 1990; Richey & Victoria, 1993). Within the cordillera no clear spatial or altitudinal patterns in concentrations were discernable from the available data. Insights into the dynamics of POC at the lowland margin of the Andes can be drawn from the data of Guyot (1992). As Andean rivers exit the Cordillera, they carry suspended loads of POC and mineral matter. Once in the lowlands, however, tributaries contribute POC with little associated mineral matter (Guyot, 1992). One would anticipate, then, an increase in percent POC of the suspended load as rivers move across the lowlands. This increase does not appear in the data of Guyot (1992), nor is there any clear correlation between percent POC and altitude. Barring unrepresentative data, two fates are possible for the pool of POC introduced in the lowlands: (1) it may be quickly remineralized in the system and thus lost, or (2) it may replace remineralized POC of Andean origin. There may be some precedent for option 2, at least with respect to Andean soil-derived POC. Andean soils tend to accumulate organic matter because decomposition rates are slowed by the cold temperatures typical of higher elevations (Alexander & Pichott, 1979). As these soils are eroded and transported down-stream, they are exposed to increasing temperatures and the associated organic matter becomes unstable. Thus Andean soil-derived POC is to some degree

Table 1 - $\delta^{13}\text{C}$ of fine particulate organic matter from the major tributaries to the mainstem Amazon river of Brazil (Quay *et al.*, 1992). The highest per mil (‰) concentrations occur in rivers with the largest Andean drainage (Solimões and Madeira), while the lowest concentrations occur in rivers with entirely lowland drainage (Negro and Jutai).

Category	River	$\delta^{13}\text{C}$ FPOC (‰)
Andean whitewater	Solimões (Vargem Grande)	-26.8 \pm 0.3
	Madeira (above confluence with Solimões)	-26.8 \pm 0.5
Andean whitewater (with large lowland drainage)	Içá	-28.3 \pm 0.7
	Japurá	-28.2 \pm 1.1
	Juruá	-28.9 \pm 0.8
	Purús	-28.8 \pm 0.9
Lowland blackwater	Negro	-28.2 \pm 0.9
	Jutai	-30.1 \pm 2.6

predisposed to remineralization in lowland environments, while lowland-derived POC may be more stable in the ambient conditions. The question of the extent to which Andean POC is replaced by lowland POC is an interesting topic of current research, with repercussions for the role of Andean-derived POC in the biogeochemistry of the mainstem.

DOC concentrations at lowland stations are significantly higher than concentrations in cordillera stations. Guyot & Wasson (1994) attribute this to DOC input from wetlands in the lowlands. As with POC there is a question as to what proportion of DOC in the lowland rivers is of Andean origin and what is its likely fate in the lowland environments?

Stallard & Edmond (1983) offered no explanation for their observed concentration patterns of NO_3^- and PO_4^{3-} beyond stating that, because they did not correlate with geology, they reflect biologically driven production and consumption of nutrients. Stallard & Edmond (1983) consistently reported higher concentrations of NO_3^- in their Andean stations than in their lowland stations, suggesting that there may be a dilution of Andean inputs by nutrient depleted lowland waters.

The Andes are indisputably the ultimate source of most of the sediment load discharged by the mainstem Amazon river, but their role as a source for organic material and inorganic nutrients remains uncertain. Data from Marchantaria clearly link total P concentrations to fine suspended sediment loads, suggesting that the Andes may also be the primary source of P carried by the mainstem. In contrast, NO_3^- concentrations were linked primarily to inchannel processes of organic N mineralization. The Andes are therefore unlikely to be the source of this NO_3^- but they may still play a role by supplying some fraction of the organic N which is remineralized. Isotopic evidence suggests that Andean derived organic matter is included in the FPOM and DOM pools of the mainstem (Quay *et al.*, 1992). For FPOM, the fraction of Andean-derived material may be quite significant (27-65%). This suggestion raises the very interesting question of how Andean organic matter survives the long transport (including storage time) through the river system to the mainstem? This material is clearly already highly refractory, but additional preservation mechanisms such as adsorption-linked protection from decomposition may also prove important.

3. NEW RESEARCH DIRECTIONS IN ANDEAN RIVER BIOGEOCHEMISTRY

Much remains to be done in characterizing the biogeochemistry of Andean rivers, both from a local and basin-wide perspective. In order to improve our present understanding, a new phase of the CAMREX project was launched in 1994. This research effort is being carried out in collaboration with researchers from Universidad Mayor de San Andres (UMSA - La Paz), Universidad Nacional Agraria La Molina (UNALM - Lima), and ORSTOM (La Paz, Brasilia, Montpellier). Field activities presently consist of a series of sampling expeditions along selected river transects beginning at elevations above 3 000 m and descending to the lowlands below 200 m. The objectives of the larger collaboration are multifaceted, but with regard to issues relevant to this manuscript, CAMREX's objectives may be summarized as follows.

1. Determine the C, N, and P composition, both organic and inorganic, of particulate and dissolved phases in Andean rivers along altitudinal gradients so as to identify where exported signals originate.
2. Identify and explain processes impacting Andean material as it exits the headwater regions and moves across lowland plains.

In this manner, the research initiated here may be linked to our mainstem database. Objective 1 seeks not only to delineate the Andean "signal"; it also seeks to identify specific source regions within the Cordillera. Objective 2 then follows this signal into the lowlands and traces its subsequent modification. Processes of primary concern here are those acting on suspended material deposited in the Andean foreland basin and later resuspended by the meandering course of the river. These deposits are quickly colonized by vegetation (Puhakka *et al.*, 1993) and subjected to processes of soil formation and the addition of new, lowland-derived organic matter. These processes will be investigated by examining sediments deposited in the foreland basin, as well as material transported in to and out of the basin by rivers. The dissolved and particulate loads of the rivers will be concentrated through ultrafiltration. Organic matter from these fractions will be analyzed for a set of molecular, elemental, and isotopic characteristics which identify source materials and reflect pathways and extent of degradation. With regards to inorganic N and P, the turnover rates of these nutrients must be determined in order to estimate the distance to which Andean signals may propagate down-stream.

Acknowledgements

We thank Anne Coudrain, Laurence Maurice, Sheryl Wilhelm, and Emilio Mayorga for their careful reviews. We also thank Miles Logsdon for assistance with figures and area calculations. Publication number 76 of the CAMREX Project.

References cited

- ALEXANDER, E. B. & PICHOTT, J. H., 1979 - Soil organic matter in relation to altitude in equatorial Colombia. *Turrialba*, 29: 183-188.
- ALIAGA, A., 1992 - Balance hídrico de Bolivia. *in: Actas del Seminario sobre el PHICAB*: 107-116; La Paz: SENAMHI/IHH/ORSTOM/CONAPHI.

- CAI, D. L., TAN, F. C. & EDMOND, J. M., 1988 - Sources and transport of particulate organic carbon in the Amazon river and estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 26: 1-14.
- DEVOL, A. H., FORSBERG, B. R., RICHEY, J. E. & PIMENTEL, T. P., 1995 - Seasonal variations in chemical distributions in the Amazon (Solimões) River: A multi-year time series. *Global Biogeochemical Cycles*, 9: 307-328.
- ERTEL, J., HEDGES, J. I., RICHEY, J. E., DEVOL, A. H. & DOS SANTOS, U., 1986 - Dissolved humic substances of the Amazon River System. *Limnology and Oceanography*, 31: 739-754.
- GIBBS, R. J., 1967 - The geochemistry of the Amazon river system: Part 1. The factors that control the salinity and the composition and concentration of suspended solids. *Geological Society of America Bulletin*, 78: 1203-1232.
- GUYOT, J. L., 1992 - Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne. Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux, 362 p.
- GUYOT, J. L., QUINTANILLA, J., CALLIDONDE, M. & CALLE, H., 1992 - Distribución regional de la hidroquímica en la cuenca Amazónica de Bolivia. in: *Seminario sobre el PHICAB*: 135-144; La Paz: SENAMHI/IHH/ORSTOM/CONAPHI.
- GUYOT, J. L. & WASSON, J. G., 1994 - Regional pattern of riverine dissolved organic carbon in the Bolivian Amazonian drainage basin. *Limnology and Oceanography*, 39: 452-458.
- HEDGES, J. I., CLARK, W. A., QUAY, P. D., RICHEY, J. E., DEVOL, A. H. & SANTOS, U. d. M., 1986 - Compositions and fluxes of particulate organic material in the Amazon River. *Limnology and Oceanography*, 31: 717-738.
- HEDGES, J. I., COWIE, G. L., RICHEY, J. E., QUAY, P. D., BENNER, R. & STROM, M., 1994 - Origins and processing of organic matter in the Amazon River as indicated by carbohydrates and amino acids. *Limnology and Oceanography*, 39: 743-761.
- HEDGES, J. I., ERTEL, J. R., QUAY, P. D., GROOTES, P. M., RICHEY, J. E., DEVOL, A. H., FARWELL, G. W., SCHMIDT, F. W. & SALATI, E., 1986 - Organic carbon-14 in the Amazon river system. *Science*, 231: 1129-1131.
- KORNER, C., FARQUHAR, G. D. & ROKSANDIC, Z., 1988 - A global survey of carbon isotope discrimination in plants from high altitude. *Oecologia*, 74: 623-632.
- MEADE, R. H., 1985 - *Suspended sediment in the Amazon River and its tributaries in Brazil during 1982-84*, 39 p., No. Open-File Report 85-492. U.S. Geological Survey.
- MEADE, R. H., 1994 - Suspended sediments of the modern Amazon and Orinoco Rivers. *Quaternary International*, 21: 29-39.
- PATRICK, R. & nine others, 1966 - The Catherwood Foundation Peruvian-Amazon expedition: Limnological and systematic studies, Monogr. of the Acad. of Natural Sciences of Philadelphia, n° 14, Lancaster: Fulton Press.
- PHICAB 1993 - *Actas del Seminario sobre el PHICAB*, 198 p., La Paz.
- PUHAKKA, M., KALLIOLA, R., SALO, J. & RAJASILTA, M., 1993 - La sucesión forestal que sigue a la migración de ríos en la selva baja peruana. in: *Amazonia Peruana - Vegetación Húmeda Tropical en el Llano Subandino* (R. Kalliola, M. Puhakka, & W. Danjoy eds.): 167-201; Amazonia Project Turku University.
- QUAY, P. D., WILBUR, D. O., RICHEY, J. E., HEDGES, J. I., DEVOL, A. H. & MARTINELLI, L. A., 1992 - Carbon cycling in the Amazon River: Implications from the ¹³C composition of particulate and dissolved carbon. *Limnology and Oceanography*, 37: 857-871.
- RICHEY, J. E., MEADE, R. H., SALATI, E., DEVOL, A. H., NORDIN, C. F., JR. & DOS SANTOS, U., 1986 - Water discharge and suspended sediment concentration in the Amazon River. *Water Resources Research*, 22: 756-764.
- RICHEY, J. E., HEDGES, J. I., DEVOL, A. H., QUAY, P. D., VICTORIA, R. L., MARTINELLI, L. & FORSBERG, B. R., 1990 - Biogeochemistry of carbon in the Amazon river. *Limnology and Oceanography*, 35: 352-371.
- RICHEY, J. E. & VICTORIA, R. L., 1993 - C, N, and P export dynamics in the Amazon river. in: *Interactions of C, N, P, and S Biogeochemical Cycles and Global Change* (R. Wollast, F. T. Mackenzie & I. Chou eds.): 123-139; NATO ASI Series, vol. 14, Berlin: Springer Verlag.
- STALLARD, R. F., 1980 - Major element geochemistry of the Amazon river system. Ph.D Thesis, Woods Hole Oceanographic Institute, 367p.
- STALLARD, R. F. & EDMOND, J. M., 1983 - Geochemistry of the Amazon: 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load. *Journal of Geophysical Research*, 88: 9671-9688.

**LES RESSOURCES HYDRIQUES
DE L'ALTIPLANO**

RECURSOS HÍDRICOS EN LOS ANDES: LAGO TITICACA

*Jaime Taborga *, Julio Campos **

Resumen

Las regresiones estudiadas de cambios de nivel en el lago Titicaca contra precipitaciones y aportes en su cuenca, aunque relativamente bajas, muestran un efecto de persistencia en las proximidades del lago que decrece conforme las estaciones se alejan de éste. Lo que evidencia que la inercia del lago se manifiesta en el período siguiente (lag uno) en los afluentes del lago y obviamente en el propio lago, fenómeno que parece confirmar la presencia de un mecanismo de retroalimentación (efecto boomerang). Este comportamiento muestra la fragilidad del lago frente a un aprovechamiento consuntivo excesivo.

Palabras claves: *Lago Titicaca, área lacustre, precipitación, efecto boomerang.*

RESSOURCES EN EAUX DANS LES ANDES : LAC TITICACA

Résumé

Une analyse par régression a été menée entre les variations de niveau du Lac Titicaca et les entrées du système (apports des affluents et précipitations). Les coefficients de corrélation, quoique relativement faibles, montrent aux abords du lac un effet de persistance qui diminue lorsque les stations sont éloignées du plan d'eau. L'inertie du lac se manifeste l'année suivante pour les affluents du lac et évidemment pour le lac lui-même. Ces résultats confirment la présence d'un mécanisme de rétroalimentation (effet boomerang). Cela montre que le système du Lac Titicaca est fragile, face à une utilisation excessive de ses eaux.

Mots-clés : *Lac Titicaca, zone lacustre, précipitation, effet boomerang.*

WATER RESOURCES IN THE ANDES: LAKE TITICACA

Abstract

The studied regressions of the level changes in the Lake Titicaca versus the rainfall and the runoff in the basin, even being relatively low, show an effect of persistence in the proximity of the lake which decreases as we go away from it. This makes evident that the lake inertia manifests itself the following period (lag one) in the lake tributaries and obviously in the lake itself, phenomenon which seems to confirm the presence of a feedback mechanism (boomerang effect). This behaviour shows the fragility of the lake against the excessive consumptive uses of the waters in its basin.

Key words: *Lake Titicaca, lake area, precipitation, feedback effect.*

* Autoridad Autónoma Lago Titicaca, C P 12957 La Paz, Bolivia.

1. ÁMBITO GEOGRÁFICO

La cuenca del lago Titicaca tiene como divisorias a las Cordilleras Oriental y Occidental. En el espacio comprendido entre ambos ramales está la región altiplánica, con el lago Titicaca como el elemento hidrológico más importante (Fig. 1); al sur del lago está su desembocadura natural, el río Desaguadero.

Lago Titicaca: cuenca vertiente 56 270 km²; espejo 8 400 km² de superficie media; nivel medio 3810 m.s.n.m.; volumen medio de 937 km³; profundidad media 100 m. La mayor parte de los aportes al lago (afluentes y precipitación directa sobre el espejo de agua) se evaporan dejando fluir el caudal excedente, generalmente débil, por el río Desaguadero; este caudal está correlacionado con el nivel del lago.

El balance hídrico del lago Titicaca efectuado por Roche *et al.* (1991) muestra los siguientes resultados:

Unidades	Pluvial	Fluvial	Efluente	Evaporación	Almacenam.
Lámina	880	1002	160	1628	94
mm	7,47	8,51	1,36	13,82	0,80
Vol. 10 ⁹	46,8	53,2	8,9	91,1	
m ³					

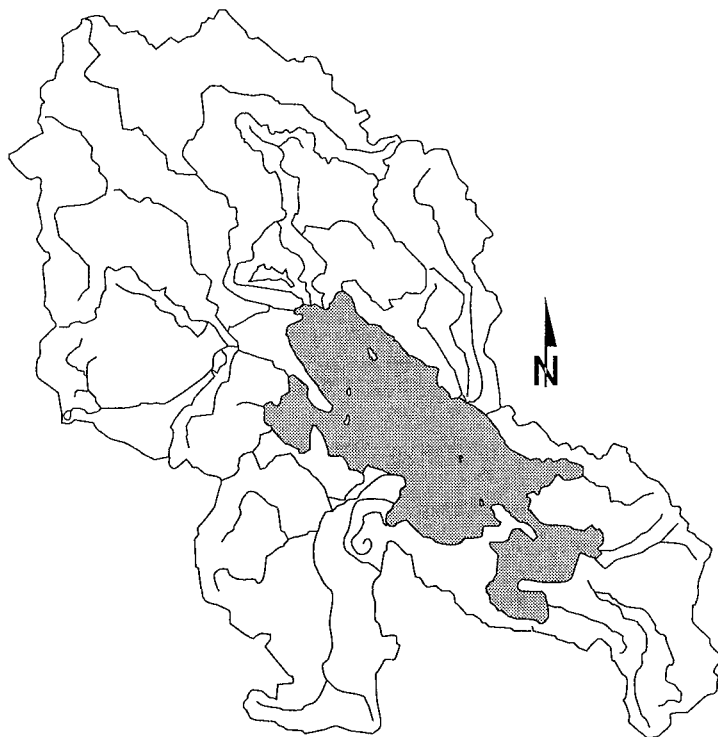


Fig. 1 - Cuenca del lago Titicaca.

La ecuación del balance hídrico del lago:

$$dH = Pr - Ev + Lin - Lout,$$

H: Variación de nivel en el lago (mm)

Pr: Precipitación (mm)

Ev: Evaporación desde el lago (mm)

Lin: Lámina generada por los afluentes (mm)

Lout: Lámina generada por el efluente (mm).

Los aportes y las infiltraciones subterráneos son despreciables, de acuerdo a los estudios de referencia.

Se ha observado que las variaciones entre el aporte neto y el máximo nivel alcanzado por el lago, es de tres meses (enero a abril).

2. CLIMATOLOGÍA DEL ALTIPLANO Y DEL LAGO TITICACA

Las masas de aire sobre América del Sur determinan la variación estacional en la región. Existe un cambio regular entre la época seca (invierno) y la época de lluvias (verano) que tiene como principal causa el fuerte calentamiento terrestre que produce una depresión térmica, que obliga a la Zona de Convergencia Inter-Tropical (ZCIT) a descender aproximadamente hasta el paralelo 15°S. Otro factor que produce precipitaciones es la invasión de masas marítimas frías de aire polar, que atraviesan los Andes en el Sur de Chile y llegan a la cuenca (Montes de Oca, 1989).

La época seca se origina por la dislocación hacia el norte de la Zona de Convergencia Inter-Tropical, ocasionando a comienzos de abril un movimiento de aire, caracterizado por su capa estable y por su gran sequedad. Desde el punto de vista climatológico, la región tiene una estación húmeda (noviembre a marzo), otra seca (junio a agosto) y dos períodos de transición entre ambas (septiembre - octubre y abril - mayo).

El balance hídrico del lago Titicaca, muestra que éste desempeña un papel particular en el Altiplano, y constituye una reserva de agua considerable, de gran inercia térmica que regula parcialmente el clima y por consiguiente la precipitación.

En la distribución de la precipitación en la región, los valores varían de 600 a 1300 mm (Fig. 2). Los más altos se registran sobre el lago Titicaca (800 a 1300 mm), explicables por la alta radiación, los vientos generalmente más fuertes que a niveles más bajos, originan una intensa evaporación del lago, favoreciendo la formación de masas de nubes que precipitan en el propio lago o en zonas próximas.

La Cordillera Oriental presenta una pronunciada disminución de su altura, lo que permite un mayor paso de masas tropicales portadoras de más humedad hacia el noroeste de la cuenca.

A mayor distancia del lago, se produce una disminución progresiva de la precipitación, que varía de 800 a 600 mm. Los vientos de superficie en la cuenca son especialmente el resultado de comportamientos locales (los obstáculos topográficos grandes tales como colinas y valles tienden a canalizar los vientos en direcciones específicas). En la zona del lago

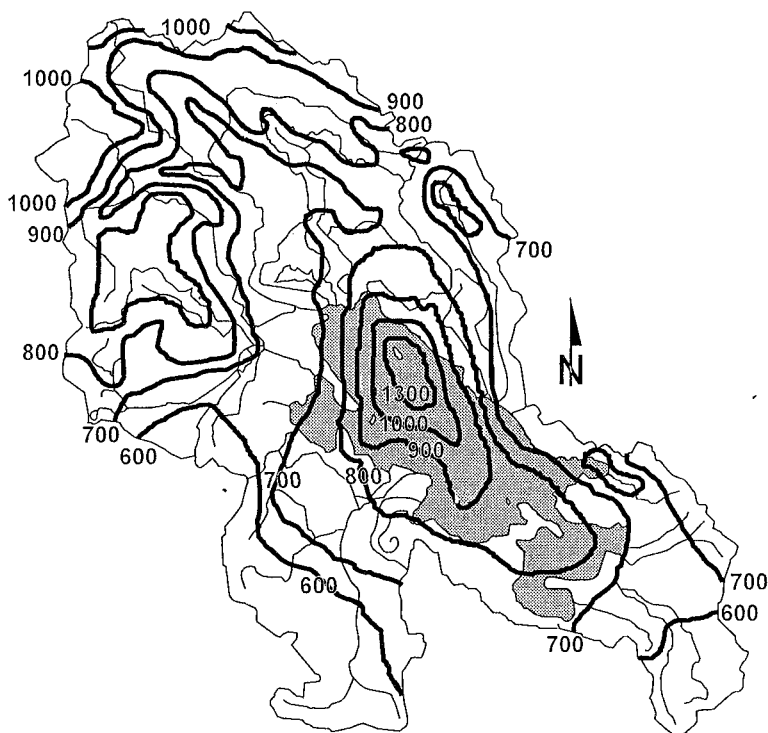


Fig. 2 - Precipitación media anual (1960-1990).

se producen brisas lago-tierra-lago. Durante el día, el aire se desplaza desde el lago hacia las Pampas (invirtiéndose de sentido durante la noche), efecto semejante al que se produce en el litoral marítimo.

La cuenca del lago Titicaca, presenta diferentes tipos climáticos, que varían desde el lluvioso y Polar (BF'), en altitudes mayores a los 5 000 m.s.n.m. y que corresponde a todas las zonas cubiertas de nieve y hielo durante gran parte del año. La temperatura media anual es inferior a 0 °C. La precipitación total anual, ya sea en forma líquida o sólida, aunque esta última no está suficientemente determinada, está por encima de los 600 mm. El tipo climático lluvioso y semifrío, con Otoño, Invierno y Primavera Secos (B(o,i,p)D'), ocurre en altitudes entre 4 400 y 5 000 m.s.n.m., en las cabeceras al norte de la cuenca del Titicaca. La temperatura media anual, varía entre 5 y 2 °C y las mínimas medias son inferiores a - 4 °C. La precipitación oscila entre 700 y 1 000 mm.

El área circunlacustre, aproximadamente hasta los 4 200 m.s.n.m. queda incluida dentro del tipo climático lluvioso y frío, con Otoño, Invierno y Primavera Secos (B(o,i,p)C'). Las precipitaciones totales anuales están entre 700 y 1 000 mm. Durante los meses de abril a noviembre, la Evapo Transpiración Potencial (ETP) supera a la precipitación, razón por la cual Otoño, Invierno y Primavera son secos. Los promedios de temperatura anual varían de 8 °C en las cercanías del lago Titicaca, hasta los límites superiores, con valores próximos a 6 °C.

El tipo climático semilluvioso y frío con Otoño, Invierno y Primavera Secos (C(o,i,p),C') corresponde a la parte baja de los afluentes del noroeste y la zona sur de la cuenca del lago. En esta subzona, la precipitación disminuye y varía entre 600 y 800 mm. La ETP es superior a la precipitación durante los meses de abril a diciembre, razón por la cual Otoño, Invierno y Primavera son secos. La temperatura media ambiente en esta zona es de 7 a 8 °C y la temperatura mínima media anual es superior a 0 °C, debido a que todavía se deja sentir la influencia termoreguladora del lago.

El tipo climático semilluvioso y frío, con todas las estaciones secas (C(d)C'), corresponde a una estrecha franja en la parte meridional de la región, especie de transición entre el tipo de clima semilluvioso y clima árido. En esta zona la precipitación sigue disminuyendo y varía entre 600 y 400 mm al año. La ETP es superior a la precipitación a lo largo de todo el año, por lo que todas las estaciones son consideradas como secas. Las temperaturas medias anuales están entre 5 y 8 °C. Las mínimas medias anuales están por debajo de 0 °C, pudiendo alcanzar a - 4 °C. Los anteriores párrafos han sido parcialmente extractados del anexo sobre "Climatología" preparado por el Consorcio Intecsa / AIC Progetti / CNR (1993).

3. LA RELACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN Y DEL CAUDAL CON LA DIFERENCIA DE NIVELES EN EL LAGO

El análisis de la regresión entre la precipitación y el aporte neto al lago, contra los cambios de nivel del lago se ha efectuado de la manera que a continuación se señala.

Se ha utilizado, como variable el espejo de agua debido a que se ha establecido una regresión lineal entre espejo y niveles del lago.

La precipitación registrada en 71 estaciones durante 30 años hidrológicos (julio - junio, 1960/1961 - 1989/1990), contra los cambios de nivel del lago Titicaca al final del año hidrológico correspondiente (primero de julio) presenta un razonable coeficiente de correlación, distribuido de la siguiente manera (ver gráfico de isolinéas, Fig. 3):

- Zona circunlacustre: $r > 0,7$.
- Cordillera suroccidental: $r > 0,7$.
- Cordillera Oriental: $r = 0,3$.
- Zonas bajas de afluentes: $r = 0,6$ a $r = 0,7$.
- Zona comprendida entre la cordillera Oriental y las rinconadas: $r = 0,3$ a $r = 0,6$.
- Zona Suroriental: $r = 0,3$ a $r = 0,5$.

La regresión de los aportes superficiales netos (aportes de afluentes menos efluente), para 25 años hidrológicos (julio - junio, 1965/1966 - 1989/1990), en los cuales también se ha calculado la correlación entre cada año hidrológico contra la diferencia de niveles del lago al final del año hidrológico correspondiente da un coeficiente de correlación de $r = 0,96$.

4. INFLUENCIA DE LOS NIVELES DEL LAGO EN LA PRECIPITACIÓN Y EN EL CAUDAL

El análisis inverso, de la correlación entre los cambios de nivel del lago como variable independiente (mayor o menor espejo lacustre, 1959/1960 - 1989/1990, donde la media de los cambios de nivel es de 0,033 m, el desvío estándar de 0,505 y el coeficiente de asimetría

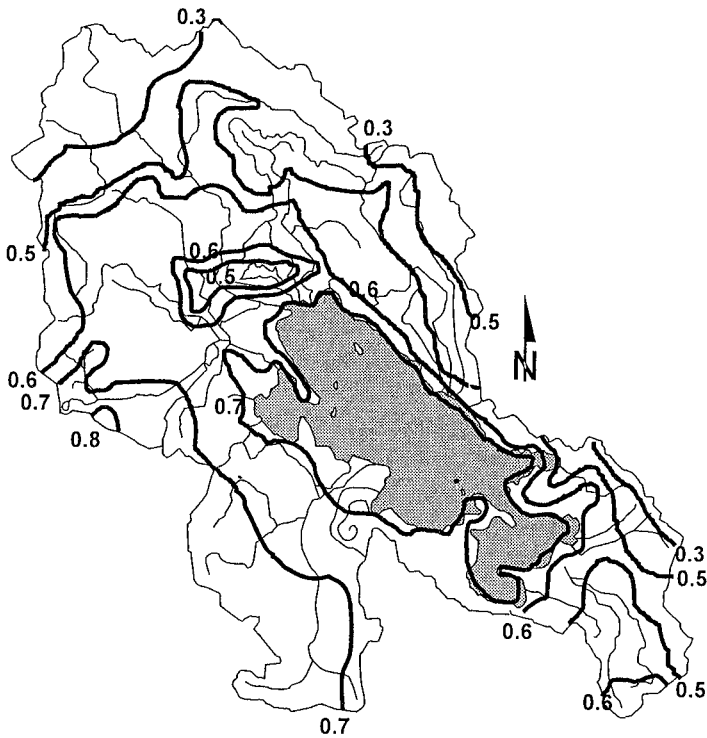


Fig. 3 - Isolíneas de la correlación entre la precipitación con la diferencia de niveles en el lago.

de - 0,009) contra la precipitación y el aporte neto al lago en conjunto como variable dependiente, se ha efectuado de la manera siguiente:

La regresión entre los cambios de nivel al inicio de cada año hidrológico contra las precipitaciones posteriores, para los mismos períodos indicados para el caso inverso, ha permitido determinar los siguientes resultados (ver gráfico de isolíneas, Fig. 4):

- Zona circunlacustre: $r = 0,1$ a $r = 0,3$.
- Cordillera noroccidental: $r < 0,0$.
- Cordillera suroccidental: $r > 0,3$.
- Cordillera oriental: $r \geq 0,2$.
- Zona bajas de afluentes: $r = 0,1$ a $r = 0,2$.
- Zona comprendida entre la cordillera Oriental y las rinconadas: $r > 0,2$.

La regresión entre los cambios de nivel al inicio de cada año hidrológico contra los aportes superficiales netos posteriores (afluentes menos efluente), para 25 años hidrológicos tiene un coeficiente de correlación de $r = 0,32$. La autocorrelación de los aportes superficiales al lago es de $r = 0,30$.

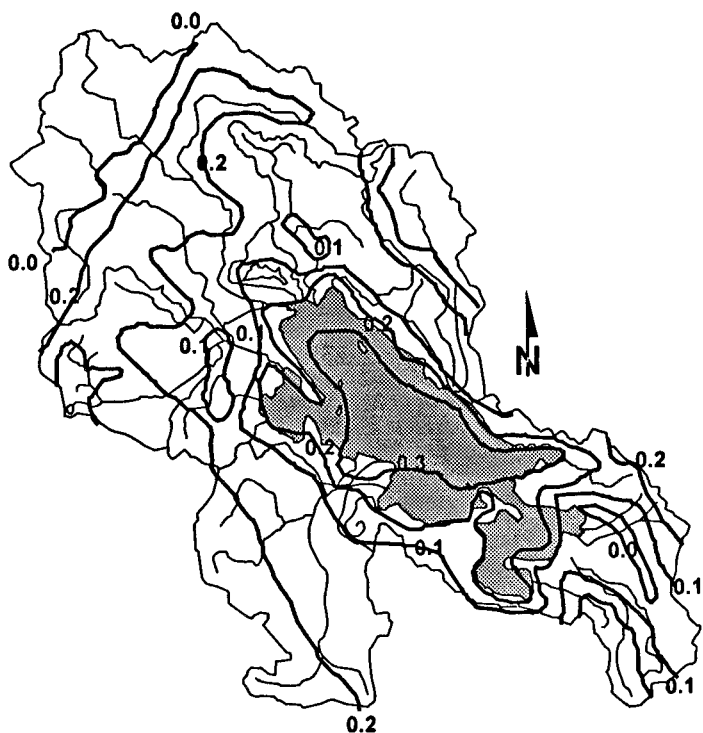


Fig. 4 - Isocorrelación de la influencia de la diferencia de niveles del lago con la precipitación.

Las regresiones y la autocorrelación arriba descritas, aunque relativamente bajas, posiblemente debido a que las variaciones del espejo del lago para las series históricas utilizadas (tanto para 31 como 25 años) tienen un rango de variación del 16,7% (cota mínima 3808,901, máxima 3812,108), sin embargo, muestran un efecto de persistencia en las proximidades del lago que decrece conforme las estaciones se alejan de éste. Hecho que evidencia que la inercia del lago se manifiesta en el período siguiente en los afluentes del lago y obviamente con modificaciones del nivel en el propio lago, este fenómeno parece confirmar la presencia de un mecanismo de retroalimentación (efecto boomerang). Este comportamiento muestra la fragilidad del lago en frente de aprovechamiento consuntivos descontrolados.

El hecho de que la precipitación en la parte central del lago, es superior a la precipitación en el resto de la cuenca, es un argumento más para afirmar la presencia de un efecto boomerang (ver isohietas, Fig. 2), que obviamente crece o disminuye con el aumento o reducción del espejo del lago. A lo anterior se añade que estudios semejantes al presente, sobre la retroalimentación, han sido efectuados por Pouyaud (1985) y Savenije (1995) en el Sahel de África, y también por Molion (1990) y Victoria *et al.* (1991) sobre la Amazonía.

Agradecimientos

Al Ing. Leonardo Prudencio, por su cooperación en la preparación de los mapas.

Referencias citadas

- CONSORCIO INTECSA / AIC PROGETTI / CNR, 1993 - Estudio de Climatología, Anexo 4 del *Plan Director Global Binacional de Protección - Prevención de Inundaciones y Aprovechamiento de los Recursos del lago Titicaca, río Desaguadero, lago Poopó, y lago Salar de Coipasa (Sistema T.D.P.S.)*, 44p., La Paz: PELT.
- MOLION, L.C.B., 1990 - Climate variability and its effects on amazonian hydrology. *Interciencia*, 15(6): 367-372.
- MONTES DE OCA, I., 1989 - *Geografía y Recursos Naturales de Bolivia*, 574p., La Paz.
- POUYAUD, B., 1985 - L'évaporation, composante majeure du cycle hydrologique. in: *Climat et Développement*: 130-139, Paris : Colloques et Séminaires, ORSTOM.
- ROCHE, M.A., BOURGES, J., CORTES, J. & MATTOS, R., 1991 - Climatología e hidrología de la cuenca del lago Titicaca. in: *El lago Titicaca. Síntesis del conocimiento limnológico actual* (C. Dejoux & A. Iltis eds.): 83-104; La Paz: ORSTOM-HISBOL.
- SAVENJE, H.H.G., 1995 - New definitions for moisture recycling and the relationship with land-use changes in the Sahel. *Journal of Hydrology*, 167: 57-78.
- VICTORIA, R.L., MARTINELLI, L.A., MORTATTI, J. & RICHEY, J., 1991 - Mechanism of water recycling in the Amazon Basin: isotopic insights. *Ambio*, 20: 384-387.

SIMULACIÓN DE CRECIDAS EN LA CUENCA DEL RÍO DESAGUADERO

*Jaime Gárfias **, *Cécile André **, *Hilario Llanos ***, *Iñaki Antigüedad ***

Resumen

Un estudio hidrológico del río Desaguadero, efluente del lago Titicaca (3 810 m.s.n.m.) y tributario del Lago Poopó (3 686 m.s.n.m.), ha sido realizado en base a una modelación precipitación-caudal. Un análisis de los modelos existentes permitió retener dos modelos (HEC-1 y RORB), como los más adecuados a los datos disponibles y a las características de esta región. El análisis y simulación de las crecidas, muestran la existencia de pérdidas en el tramo Ulloma-Chuquiña, como efecto de una interacción compleja de la evaporación y de la infiltración. Este elemento ha inducido a introducir un coeficiente de pérdidas dentro el proceso de modelación, a fin de mejorar la simulación. En una segunda etapa, la componente estocástica ha sido adicionada al proceso, estableciendo de esta manera un modelo mixto, permitiendo la obtención de residuos independientes con una varianza constante.

Palabras claves: *Modelación hidrológica, Río Desaguadero, modelo mixto, crecidas.*

SIMULATION DE CRUES DANS LE BASSIN DE LA RIVIÈRE DESAGUADERO

Résumé

Une étude hydrologique de la rivière Desaguadero, effluent du lac Titicaca (3 810 m.s.n.m.) et tributaire du lac Poopó (3 686 m.s.n.m.), basée sur la modélisation pluie-ruissellement, a été réalisée en deux étapes. Tout d'abord, l'analyse des modèles existants a permis la sélection des deux modèles HEC-1 et RORB comme étant les mieux adaptés aux données disponibles et aux caractéristiques de la région. L'analyse et la simulation des crues montrent l'existence de pertes entre Ulloma et Chuquiña, interprétée comme résultat de l'interaction complexe entre l'évaporation et l'infiltration. L'introduction d'un coefficient de pertes, lors de la modélisation, a amélioré la simulation. Comme seconde étape, une composante stochastique a été ajoutée pour établir ainsi un modèle mixte qui a permis d'obtenir des résidus indépendants avec une variance constante.

Mots-clés : *Modélisation hydrologique, rivière Desaguadero, modèle mixte, crues.*

* Centro Interamericano de Recursos del Agua. U.A.E.M. Toluca, México

** Departamento de Geodinámica. Universidad del país Vasco. Bilbao, España.

SIMULATION OF FLOODS IN THE RIVER DESAGUADERO BASIN

Abstract

A hydrological study of the Desaguadero river, effluent of the lake Titicaca (3810 m.s.n.m.) and tributary of the Lake Poopó (3686 m.s.n.m.), has been carried out on a rainfall - runoff modelation. An analysis of the existing models allowed to select two models (HEC-1 and RORB), which are the most adequate for the available data and the characteristics of this region. The analysis and the simulation of the floods, show the existence of losses between Ulloma and Chuquiña, as a result of a complex interaction between the evaporation and the infiltration. These features lead to introduce a coefficient for loss within the process of modelation, in order to improve the simulation. In a second stage, the stochastic component has been added to the process, thus establishing a hybrid model, permitting the residuals to be independent with a constant variance.

Key words: *Hydrologic modelling, river Desaguadero, hybrid model, floods.*

INTRODUCCIÓN

La necesidad de encontrar soluciones óptimas en la previsión de desastres naturales es realmente urgente. La severidad de estos problemas ha sido reconocida ampliamente, dando lugar a numerosas investigaciones, con el objeto de mitigar los impactos que ocasionan los fenómenos naturales. La cuenca del río Desaguadero, no ha podido sustraerse a este tipo de problemas, donde se observan, problemas de sequías, salinidad de las aguas e inundaciones. En efecto, a lo largo de los últimos años el Altiplano ha sufrido el rigor de los fenómenos naturales debido a los desbordes del río Desaguadero y a las fluctuaciones de nivel del lago Titicaca.

El Altiplano boliviano, en donde el río Desaguadero es el curso de agua más importante, ha sido el sujeto de un gran número de trabajos de investigación a lo largo de los últimos años. También el lago Titicaca ha dado lugar a numerosos estudios limnológicos (Iltis *et al.*, 1992) desde hace 50 años. Sin embargo, el río Desaguadero y el lago Poopó siguen siendo poco conocidos desde el punto de vista hidrológico. En lo que concierne al lago Poopó, ciertas investigaciones han sido efectuadas en temas referentes al balance hidroquímico (Carmouze *et al.*, 1978) e hídrico (Mariaca, 1985), así como investigaciones hidrobiológicas (Iltis *et al.*, 1990). Herbas & Hufty (1992), utilizando una base de datos más reciente, han efectuado un diagnóstico de la evapotranspiración potencial y real del Altiplano utilizando para ello el modelo "WREVAP".

Desde el punto de vista de modelación, los modelos hidrológicos actuales no consideran los fenómenos particulares como aquellos encontrados en el Altiplano boliviano. Dadas estas circunstancias, esta investigación considera la influencia de procesos tales como los aportes subterráneos. En nuestro conocimiento, no existe un modelo que permita explicar estos fenómenos, por el hecho que no existen indicaciones precisas sobre la influencia de estas variables sobre el sistema. Además, el comportamiento hidrológico del río Desaguadero, no ha sido analizado con suficiente detalle a causa de un sinnúmero de limitaciones, sobre todo de orden económico. Así, el objetivo principal de este artículo es establecer un modelo hidrológico que tenga en cuenta las características particulares del Altiplano boliviano, de manera que con un cierto número de hipótesis realistas, se puedan simular los valores de caudal necesarios para analizar y prevenir los eventos extremos (crecidas). El objetivo

particular intenta profundizar el conocimiento de la calibración de los modelos hidrológicos basada en la complejidad hidrodinámica del medio, considerando la componente estocástica de la modelación hidrológica.

1. DESCRIPCIÓN DE LA REGIÓN DE ESTUDIO

El Altiplano boliviano está situado entre dos cadenas de montañas: la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental con picos que sobrepasan los 6 000 m de altitud. La región se encuentra a 64° y 23° de longitud Oeste y 16° y 23° de latitud Sur (Fig. 1). Esta región es

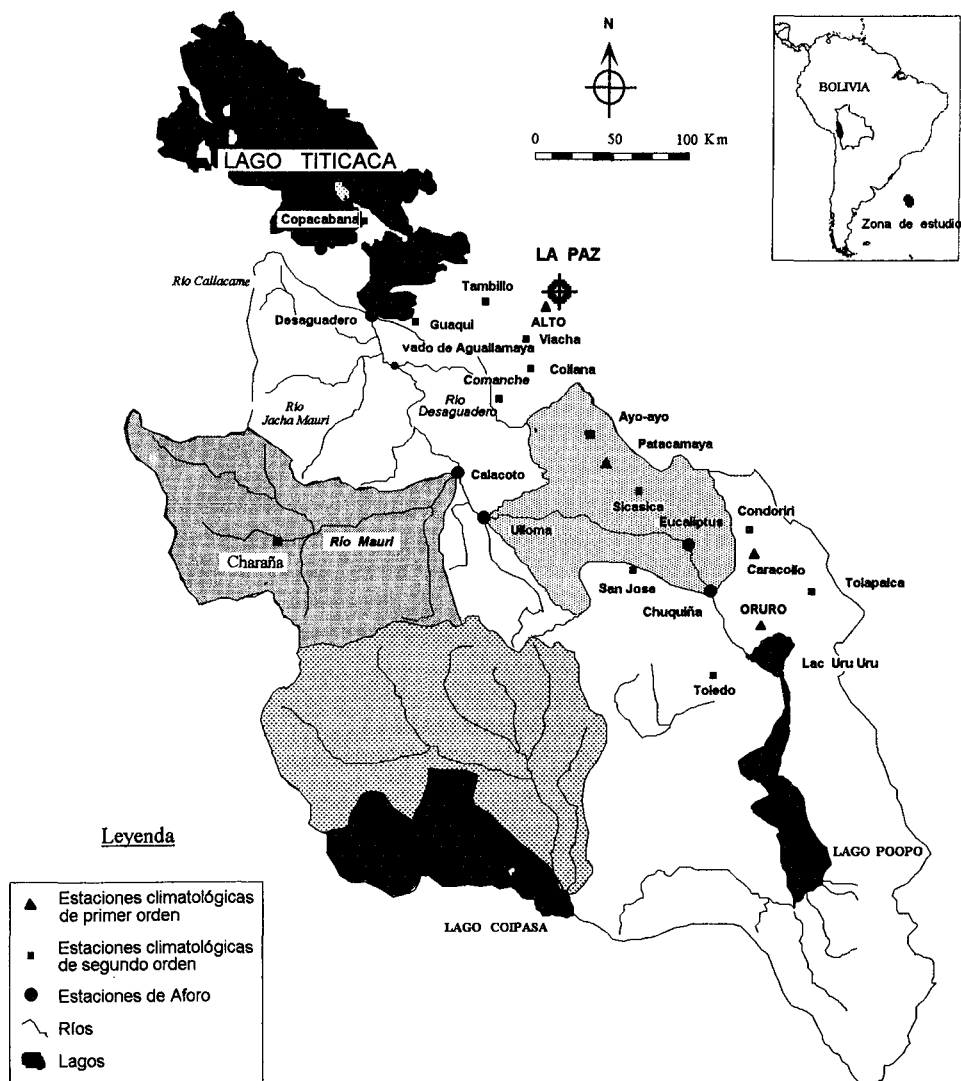


Fig. 1 - Mapa de la cuenca del río Desaguadero.

drenada por el río Desaguadero, exutorio del lago Titicaca (3 810 m) y tributario del lago Poopó (3 686 m). Luego de un recorrido de aproximadamente 270 km, el río Desaguadero se separa en dos brazos (después de Chuquiña), para finalmente alimentar los lagos Uru Uru y Poopó, que se comunican entre ellos, a una altura de 3 670 m. La región sureste de la cuenca está sometida a inundaciones durante la estación de lluvias, en razón de la reducida pendiente (0,04%) de este sistema fluvio lacustre. El sistema hidrológico en estudio es un sistema cerrado con varias entradas, pero sin efluentes hacia otras cuencas.

La cuenca de estudio ha sido elegida en razón de los datos disponibles y se extiende a partir de la estación Desaguadero al norte del sistema, hasta la estación Chuquiña al sur del sistema estudiado. La cuenca modelizada se extiende sobre una superficie de 32 059 km². La conceptualización del sistema, comprende 4 subcuencas, con 4 estaciones hidrométricas. Para fines de simulación, el sistema ha sido subdividido en dos subsistemas: el sistema I, que se extiende desde el punto más bajo del lago Titicaca (Desaguadero, Fig. 1) hasta la estación Ulloma (24 491 km²) y el sistema II que se extiende desde la estación Ulloma hasta la estación Chuquiña (7 633 km²). La red meteorológica utilizada para la simulación comprende 14 estaciones situadas al interior o a proximidad y tres estaciones hidrométricas (Fig. 1) situadas a la salida del lago Titicaca (Desaguadero); otra al medio de la cuenca (Ulloma) y en la parte final del sistema (Chuquiña). Los datos utilizados tienen una frecuencia diaria y el período de análisis se extiende de 1976 a 1983, período para el cual se pudo obtener la mayor cantidad de información.

2. CARACTERÍSTICAS HIDROLÓGICAS DEL SISTEMA

Una etapa de análisis y de depuración de los datos disponibles (Llamas *et al.*, 1994), ha permitido detectar la presencia de una componente residual que dio lugar a la propuesta de la hipótesis de interacción entre las aguas superficiales y las aguas subterráneas, en la región comprendida entre las estaciones Ulloma y Chuquiña. Estas observaciones encuentran puntos de coincidencia con investigaciones realizadas por Coudrain-Ribstein *et al.* (1995). Asimismo, se han analizado las diferencias de caudal entre las estaciones Ulloma y Chuquiña para los años hidrológicos 1980-1981 y 1977-1978. La figura 2 permite constatar los efectos del flujo subterráneo o de la evaporación, así se puede observar que para el año hidrológico 1980-1981 la diferencia de caudal es positiva, contrariamente a la del año hidrológico 1977-1978 donde la diferencia es negativa para ciertos períodos. Esto implica indudablemente que para diferencias positivas la existencia de aportes superficiales hacia el río Desaguadero y cuando se observan diferencias negativas, un efecto de la evaporación asociado a aportes hacia el acuífero.

En materia de inundaciones, la principal característica hidrológica de casi toda la cuenca es la fuerte capacidad de retención superficial en razón de la reducida pendiente. El contenido de agua de la capa subterránea y la frecuencia de las precipitaciones asociadas al nivel del Lago Titicaca constituyen factores importantes por su relación directa con los valores de los caudales pico. Las condiciones de humedad del suelo, así como la recarga de la capa subterránea, constituyen igualmente factores muy importantes dentro de la hidrodinámica del río Desaguadero. La casi totalidad de las crecidas de la región se inician el mes de diciembre hasta el final del mes de mayo. Sin embargo, hay que distinguir dos tipos de crecidas, aquellas causadas por la precipitación (diciembre-marzo) y las crecidas asociadas a las fluctuaciones de nivel del lago Titicaca (abril-mayo).

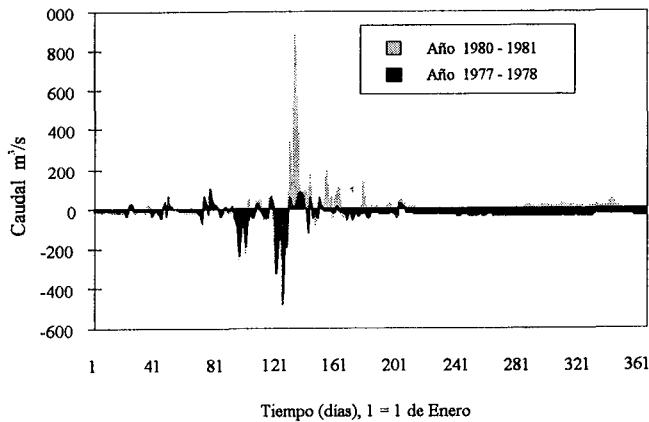


Fig. 2 - Diferencia de caudal entre las estaciones Chuquiña y Ulloma.

3. SELECCIÓN DE UN MODELO PARA EL ALTIPLANO BOLIVIANO

El examen de la literatura muestra que una gran parte de las técnicas de calibración tienen un defecto común: éstas no garantizan que el mínimo obtenido sea un mínimo global antes que un mínimo local (Cormary & Guilbot, 1971; Sorooshian, 1987). Los estudios publicados sobre el sujeto se extienden desde la búsqueda de un algoritmo de optimización eficaz (Sorooshian & Dracup, 1980; Isabel, 1983; Duan *et al.*, 1992; Sorooshian *et al.*, 1993) hasta la búsqueda de una función objetivo (Sorooshian & Dracup, 1980; Kuczera, 1988; Bates & Townley, 1988; Gárfias, 1994). Los trabajos que se presentan aquí se inscriben en esta última corriente.

En virtud de un análisis de las diferentes estructuras de modelos y un balance de la cantidad de información necesaria, la primera comprobación que se impone es que el análisis debe ser limitado a los modelos por eventos. La influencia del flujo subterráneo, la percolación rápida a las zonas profundas y los fuertes valores de evaporación, explican el porqué la cuenca del Altiplano Boliviano no guarde en memoria las precipitaciones anteriores. Los principales procesos que gobiernan la dinámica de las crecidas no son conocidos actualmente con suficiente detalle para permitir la aplicación de modelos complejos. Además, las propiedades pluviométricas e hidrodinámicas están sujetas a una fuerte variabilidad espacial y a la precisión de los datos disponibles. Por consiguiente, esto conlleva a dudar de la pertinencia de aplicar un modelo hidrológico sofisticado para evaluar los caudales de crecida del Altiplano boliviano.

Finalmente, el problema que hay que resolver es el que se refiere al modelo de pérdidas de escorrentía. La atención de la mayor parte de los modelos está concentrada en la utilización de datos horarios, pero los datos existentes son diarios. Entonces el modelo que mejor puede evaluar las pérdidas de escorrentía (Ford *et al.*, 1980; Melching *et al.*, 1990) es el modelo de pérdidas iniciales y la relación de pérdidas continuas disponibles en los modelos HEC-1 (U.S. Army Corps of Engineers, 1990) y RORB (Laurenson & Mein, 1992).

4. ESTRATEGIA DE CALIBRACIÓN

En una primera etapa, se aplicó un análisis sobre los datos con el objeto de verificar los errores de medida y las inconsistencias, para posteriormente elegir un modelo hidrológico conveniente (Gárfias *et al.*, 1995a). Posteriormente, y a partir de un análisis basado en 8 años de observación (enero 1976 a diciembre 1983), ha sido posible identificar 10 eventos de crecidas. La elección de los eventos ha sido realizada siguiendo dos criterios: el caudal pico (Melching *et al.*, 1990) debe ser mayor que $90 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ para provocar daños y Laurenson & Mein (1992) especifican que los eventos producto de una intensidad de precipitación de 10 mm o menos, deben ser eliminados. En efecto, este elemento dificulta la calibración principalmente por la variabilidad del evento y a causa de las grandes diferencias en el tiempo de la distribución de la precipitación que tienen una influencia negativa en el submodelo de pérdidas en el escurrimiento.

En la segunda etapa, las hipótesis consideran los residuos sin correlación y con una varianza constante; posteriormente, estas hipótesis deben ser verificadas, utilizando para ello técnicas de diagnóstico. Si se constata la violación de estas hipótesis, entonces dos correcciones pueden ser aplicadas para modificar los parámetros. Si la validez de la hipótesis de independencia es puesta en duda, ésta puede ser verificada por medio de tests no paramétricos y del periodograma acumulado (Box & Jenkins, 1976). La modificación más apropiada, en caso de dependencia, es utilizar un modelo autoregresivo de media móvil sobre los residuos del error transformado. Este modelo de error está basado en el concepto de perturbación aleatoria generada por un proceso ARMA(p,q) (Box & Jenkins, 1976). Finalmente, para satisfacer la hipótesis de varianza constante de los residuos, se integró al modelo HEC-1 la transformación de Box-Cox, para poder estabilizar la varianza de los residuos.

5. RESULTADOS

Una primera etapa ha consistido en evaluar la posibilidad de aplicar dos modelos, el modelo RORB definido como semidistribuido y el modelo HEC-1 definido como un modelo conceptual. Lamentablemente, no ha sido posible la aplicación del modelo semidistribuido. Esto se debe principalmente a limitaciones relacionadas a la estructura del modelo, así como al banco de datos disponibles (Gárfias, 1994). Inevitablemente se ha constatado que el modelo RORB no es aplicable a las condiciones del Altiplano boliviano donde se cuenta con una pendiente muy reducida, este aspecto también puede ser atribuible a la sensibilidad del modelo frente a las características de los datos disponibles, así como a las diferencias de volumen en el tramo comprendido entre las estaciones Ulloma y Chuquiña (sistema II).

En una etapa posterior se ha constatado que el criterio más interesante para la calibración ha sido introducir las pérdidas de caudal en el tramo comprendido entre las estaciones Ulloma y Chuquiña. De esta manera, en lugar de considerar solamente el aporte superficial, se propone la adición de una función de pérdidas de caudal. Las pérdidas introducidas comprenden el ajuste de dos parámetros, un coeficiente constante de pérdidas que afecta todo el tramo (QLOSS) en $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$. El segundo (CLOSS) es una relación que expresa el caudal perdido en todo el tramo. Cada ordenada del hidrograma de entrada (cuando QLOSS es aplicado) es multiplicado por el parámetro (1-CLOSS) expresado en porcentaje. Esta operación representa una fracción del caudal que se escurre hacia la capa subterránea.

En las figuras 3a y 3b se han representado los hidrogramas observados y simulados para la crecida del mes de febrero de 1980: el primero sin la función de pérdidas de caudal y el segundo con la función de pérdidas. Por otra parte, la figura 3b ilustra el mismo evento, pero considerando la interacción, entre las aguas de superficie y las aguas subterráneas. Por lo tanto, el modelo está en medida de reproducir los hidrogramas observados considerando las pérdidas sobre el tramo en conflicto (figura 3b). La figura 4 compara la aplicación de cuatro criterios de ajuste para el caso de dos eventos de crecida, donde los valores de los cuatro criterios son menores luego de la utilización de la función de pérdidas. El cuadro 1 presenta los valores de los parámetros y los coeficientes de validación de los eventos, de una parte sin corrección y por otra parte con corrección, de esta manera se observa una mejora de la simulación que se traduce por los diferentes coeficientes de ajuste.

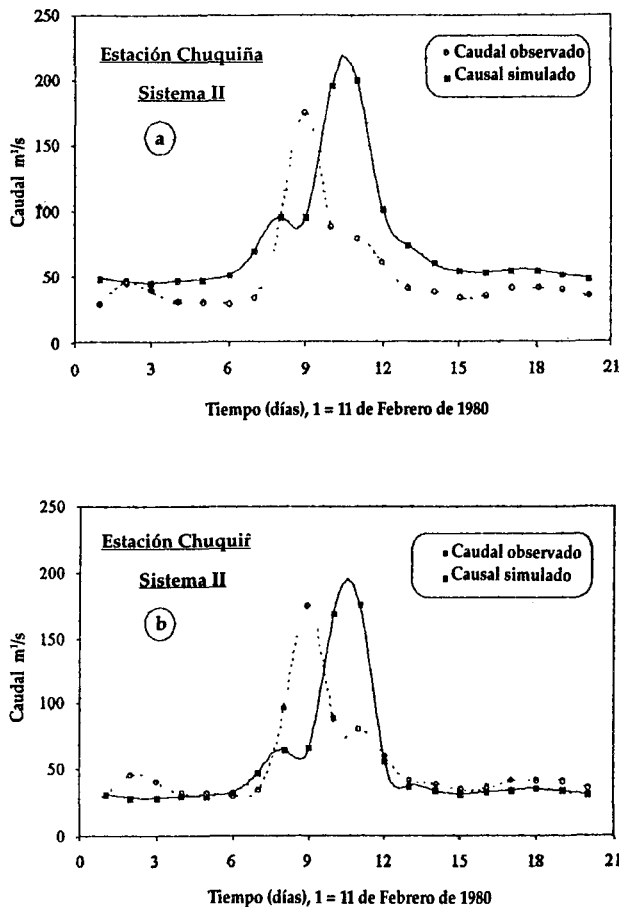


Fig. 3 - Simulación de la crecida de 1980: a) sin coeficiente de pérdidas; b) con coeficiente de pérdidas.

Cuadro 1 - Comparación de pérdidas del sistema II.

Fecha Caudal pico	TC [h]	SR [h]	IL [mm]	CL [mm /h]	Volumen /día observado simulado		Error			
							(1)	(2)	(3)	(4)
Sin corrección										
9/4/78	32	20	0.16	0.11	3157	4449	40.9	22	22	43.2
11/02/80	24	15	0.36	0.26	2469	3357	36.0	27	17	39.4
Con corrección										
9/04/78	32	20	0.16	0.11	3157	3095	1.96	6	3	4.5
11/02/80	24	15	0.36	0.26	2469	2177	11.8	23	11	21.8

(1) Diferencia en % (2) Error estandard (3) Error medio absoluto (4) Error medio absoluto en %.

La etapa siguiente, consiste en considerar los resultados precedentes y utilizar la misma estructura de modelación (Gárfias *et al.*, 1995a). En esta etapa se procede con un análisis de los residuos, para definir las modificaciones que deberán ser aportadas ulteriormente, a fin de obtener residuos más coherentes a las hipótesis e implícitamente introducir la componente estocástica al proceso de modelación. En la figura 5a se muestran los residuos estandarizados en función de la previsión para la crecida del mes de abril de 1978, donde se observa que los residuos son dependientes del tiempo. Este hecho se patentiza sobre todo si se analiza el sector inicial, donde la autocorrelación es más significativa. Por otra parte, la figura 5b muestra la representación de los residuos estandarizados en función del tiempo, para el caso de la crecida del mes de abril de 1978. Este ejemplo pone de manifiesto un elemento importante de la modelación, donde se nota que la propagación de los residuos

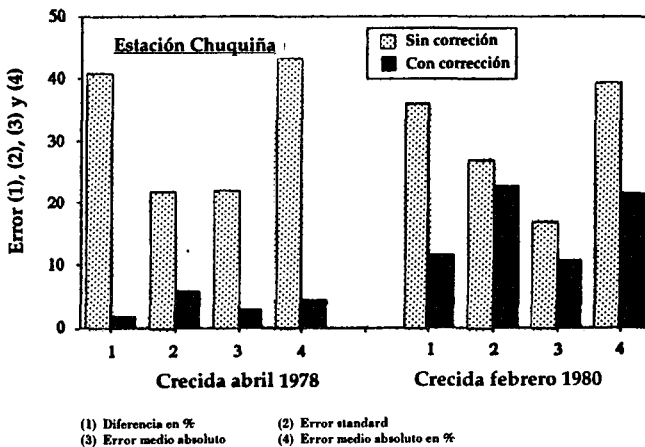


Fig. 4 - Aplicación de criterios de ajuste.

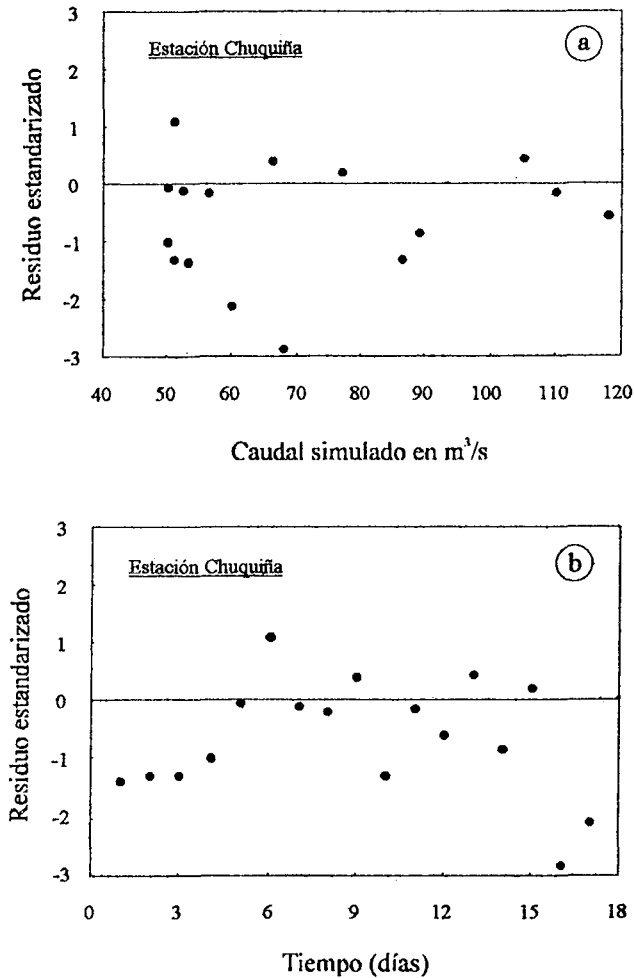


Fig. 5 - Residuos de la crecida de abril de 1978: a) en función del caudal simulado; b) del tiempo.

aumenta en función del tiempo del caudal simulado. Este aspecto es sin duda un punto débil de la modelación hidrológica y la causa probable es la falta de conocimiento antecedente de los errores, que posteriormente son propagados en el modelo.

Como consecuencia de estas observaciones, se ha procedido a una serie de modificaciones con el objeto de mejorar la calidad de los resultados. El primer objetivo ha consistido en encontrar los valores de la transformación de Box-Cox, de manera tal que el valor del caudal transformado tenga una varianza independiente de la respuesta simulada. El segundo objetivo ha consistido en definir un modelo autoregresivo que permita eliminar la dependencia temporal (Gárfias *et al.*, 1995b y c). Las figuras 6a y 6b muestran la aplicación de esta modificación. Si se comparan la figura 5a con la figura 6a, se constata que las modificaciones han permitido estabilizar la variabilidad de los residuos transformándolos

estadísticamente independientes. La figura 6b muestra la variación de los residuos en función del tiempo, examinando esta figura, se constata que la dependencia de la figura 5b ha sido significativamente disminuida por la aplicación de un modelo ARMA(1,0).

6. CONCLUSIONES

El tratamiento general de los diversos datos integrados a la modelación ha permitido obtener una primera síntesis de las crecidas que aquejan esta región. En virtud de los resultados obtenidos, existe una disminución importante de caudal en el caso de algunas crecidas en el tramo comprendido entre las estaciones Ulloma y Chuquiña, que dependen de las condiciones de humedad antecedente, de las características geológicas de la región y de las tasas de evaporación. Dos hipótesis concluyen esta observación: la primera hipótesis sostiene que existe una neta influencia de la recarga hacia la capa subterránea y la segunda supone una combinación de esta última con la evaporación.

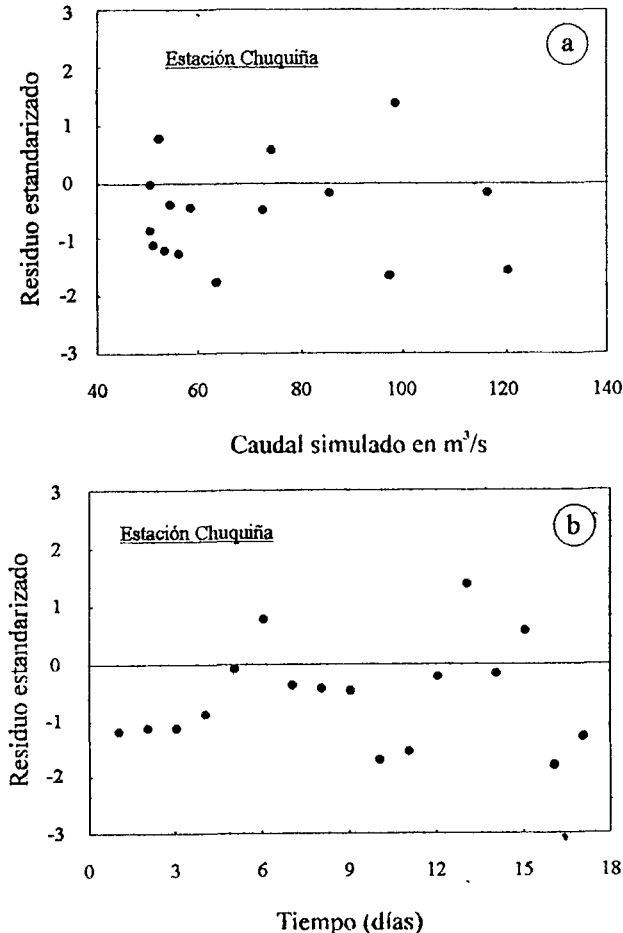


Fig. 6 - Residuos de la crecida de abril de 1978: a) en función del caudal simulado; b) del tiempo.

Por otra parte, se propuso una metodología en el marco de esta investigación que ha permitido establecer un modelo mixto. Este modelo considera la inclusión de la componente estocástica para eliminar la heterocedasticidad y la dependencia de los residuos para mejorar los resultados del proceso de calibración. Por consecuencia, esta modelación matemática ha conducido a un doble resultado: por una parte, establecer un modelo de previsión de crecidas, y por otra parte, obtener un balance de ciertas características hidrológicas de la región, que constituye evidentemente un avance importante en el conocimiento de la dinámica del Río Desaguadero y de su cuenca. Indudablemente, aún quedan varias incógnitas por resolver, sobre todo en lo que se refiere a las condiciones de ciertas interacciones (flujo subterráneo) y de ciertos afluentes (Río Mauri). Sin embargo, los resultados proporcionan un punto inicial para orientar los futuros estudios hidrológicos del río Desaguadero.

Agradecimientos

Los autores expresan su más profundo agradecimiento por el apoyo en la realización de este trabajo al Centro de Investigaciones para el Desarrollo Internacional (CRDI), a la Universidad Laval (Canadá), a las Universidades de San Andrés y Técnica de Oruro (Bolivia).

Referencias citadas

- BATES, B. C. & TOWNLEY, L. R., 1988 - Nonlinear, discrete flood event models, 1. Bayesian estimation of parameters. *Journal of Hydrology*, Vol. 99: 61-76.
- BATES, B. C., 1992 - Improved Methodology for Parameter Inference in Nonlinear, Hydrologic Regression Models. *Water Resources Research*, 28(1): 89-96.
- BOX, G. E. P. & JENKINS, G. M., 1976 - Time Series Analysis: Forecasting and Control. rev. ed., Holden-Day, San Francisco, Calif.
- CARMOUZE, J. P., ARCE, C. & QUINTANILLA, J., 1978 - Circulación de materia (agua-sales disueltas) a través del sistema fluvio-lacustre del Altiplano: la regulación hídrica e hidroquímica de los lagos Titicaca y Poopó. *Cahiers de l' ORSTOM, série Géologie*, 10(1): 49-68.
- CORMARY, Y. & A. GUILBOT, 1971 - Ajustement et réglage des modèles déterministes, méthode de calage des paramètres. *La Houille Blanche*, No 2: 131-140.
- 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, USA.
- DUAN, Q., SOROOSHIAN, S. & GUPTA, V. K., 1992 - Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 28(4): 1015-1031.
- FORD, D. T., MORRIS, E. C. & FELMAN, A.D., 1980 - Corps of Engineers' experience with automatic calibration of a precipitation-runoff model. in: *Water and Related Land Resources Systems* (Y. Haimes & J. Kindler, eds.), Pergamon Press, New York.
- GÁRFIAS, J., 1994 - Établissement d'un modèle Mixte pour des conditions hydrologiques complexes. Thèse de Doctorat, Université Laval, 215p.
- GÁRFIAS, J., VERRETTE, J.-L., ANTIGÜEDAD, I. & ANDRÉ, C., 1995a - Choix d'un modèle pluie-ruissellement pour des conditions hydrologiques complexes. *Journal of Hydrology*, in press.
- GÁRFIAS, J., VERRETTE, J.-L., ANTIGÜEDAD, I. & ANDRÉ, C., 1995b - Estimation des paramètres d'un modèle hydrologique mixte appliqué à la région du haut plateau Bolivien. *Journal of Hydrology*, in press.
- GÁRFIAS, J., VERRETTE, J.-L., ANTIGÜEDAD, I. & LLAMAS, J., 1995c - Analyse d'incertitude d'un modèle mixte pluie-ruissellement dans la région andine Bolivienne. *Journal of Hydrology*, in press.

- HERBAS, C. & HUFTY, A., 1992 - L'évaporation du haut plateau bolivien. *Le climat*, 10(1): 31-56.
- ISABEL, D., 1983 - Utilisation des méthodes numériques d'optimisation et analyse de sensibilité dans la calibration des modèles hydrologiques analytiques. Thèse de Maîtrise, INRS-Eau, 154p.
- ILTIS A., DEJOUX, C. & WASSON, J. G., 1990 - Datos hidrobiológicos referentes al lago Poopó (Bolivia). Convenio UMSA-ORSTOM, informe No 21, ORSTOM publ., La Paz, 19p. Multigr.
- ILTIS, A., CARMOUZE, J.P. & LEMOALLE, J., 1992 - Physico-Chemical properties of the water. in: *Lake Titicaca, a synthesis of limnological knowledge*. (C. Dejoux & A. Iltis eds.): 89-97, London: Kluwer Acad. Publ.
- KUCZERA, G., 1988 - On the validity of First-Order Prediction Limits for conceptual hydrologic Models. *Journal of Hydrology*, Vol. 103: 229-247.
- LAURENSEN, E. M. & MEIN, R. G., 1992 - RORB-Version 4 Runoff Routing Program User Manual. Dep. Civ. Eng., Victoria, Australia: Monash University.
- LLAMAS, J., VERRETTE, J.-L., GÁRFIAS, J. & ANTIGÜEDAD, I., 1994 - Reconstitution stochastique des données hydrologiques de la région andine Bolivienne. *Journal of Hydrology*, Vol. 158: 363-379.
- MARIACA, J. J., 1985 - Balance hídrico superficial de la cuenca del Lago Poopó y los salares de Uyuni y Coipasa, Bolivia. PHICAB: IHH-UMSA, ORSTOM, SENAMHI. TESIS UMSA, La Paz, 203p.
- MELCHING, C. S., YEN, B. C. & WENZEL, H. G., 1990 - A Reliability Estimation in modeling Watershed Runoff With Uncertainties. *Water Resources Research*, 26(10): 2275-2286.
- SOROOSHIAN, S., DUAN, Q. & GUPTA, V., 1993 - Calibration of Rainfall-Runoff Models: Application of Global Optimization to the Sacramento Soil Moisture Accounting Model. *Water Resources Research*, 29(4): 1185-1194.
- SOROOSHIAN, S., 1987 - The impact of catchment modeling on hydrologic reliability. in: *Engineering Reliability and Risk in Water Resources* (L. Duckstein & E. J. Plate ed.): 365-389, martinus Nijhoff, Dordrecht, The Netherlands.
- SOROOSHIAN, S. & DRACUP, J. A., 1980 - Stochastic parameter estimation procedures for hydrologic rainfall-runoff models: Correlated and Heteroscedastic error cases. *Water Resources Research*, 16(2): 430-442.
- U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS, 1990 - *HEC-1 Flood Hydrograph Package: User's Manual*. California: The Hydrologic Engineering Center, Davis.

HIDROQUÍMICA DE LAS AGUAS DEL ALTIPLANO DE BOLIVIA

Jorge Quintanilla *, Anne Coudrain-Ribstein **,
Johnny Martinez *, Vladimiro Camacho *

Resumen

Se muestrearon 36 lugares de agua superficial en la cuenca que incluye el lago Titicaca, río Desaguadero y los lagos Uru-Uru y Poopó (Sistema TDPS). En agua subterránea se analizaron 37 pozos del sistema TDPS y 33 pozos en la provincia Aroma. La presente evaluación se refiere a un período de déficit pluviométrico entre 1989 y 1993. El contenido en sales aumenta de norte a sur y es grave en los lagos Uru-Uru y Poopó. Al sur de la cuenca, se nota una contaminación natural por arsénico, sílice, cloruros, sulfatos, sodio, calcio y boro. La contaminación antrópica está al origen de una polución de tipo bacteriológico en el área de Oruro y con wolfram, estaño, cobalto, cadmio, níquel, antimonio y plomo en el área rural. En general, las aguas superficiales presentan riesgos para el consumo humano, animal y para riego. En cambio, las aguas subterráneas muestran mejores características fisicoquímicas.

Palabras claves: *Hidroquímica, contaminación, Altiplano, Bolivia.*

HYDROCHIMIE DES EAUX DE L'ALTIPLANO BOLIVIEN

Résumé

Les eaux de surface ont été échantillonnées sur 36 points de mesure du bassin endoreïque qui inclut le lac Titicaca, le rio Desaguadero et les lacs Uru-Uru et Poopó (bassin TDPS). Pour les eaux souterraines, des échantillons ont été prélevés dans 37 puits du bassin TDPS et dans 33 puits de la province Aroma. La présente étude concerne la période de 1989 à 1993 qui est déficitaire en précipitation. La salinité augmente du nord au sud ; c'est un problème grave pour les lacs Uru-Uru et Poopó. Au sud du bassin versant, il y a une pollution naturelle par arsenic, silice, chlorures, sulfates, sodium, calcium et bore. L'influence anthropique est à l'origine d'une pollution bactériologique dans la région d'Oruro et aussi d'une pollution par le wolfram, l'étain, le cobalt, le cadmium, le nickel, l'antimoine et le plomb dans les zones rurales. En général, les eaux de surface présentent un risque pour les populations ainsi que pour les animaux et l'irrigation. En revanche les eaux souterraines montrent de meilleures caractéristiques physico-chimiques.

Mots-clés : *Hydrochimie, pollution, Altiplano, Bolivie.*

* Instituto de Investigaciones Químicas-Universidad Mayor de San Andrés (UMSA), C.P. 303 La Paz Bolivia.

** ORSTOM y URA 1367, Lab. Géol. Appl, Univ. P. M. Curie, 4 place Jussieu, Paris, Francia.

CHEMICAL COMPOSITION OF THE WATERS IN THE BOLIVIAN ALTIPLANO

Abstract

Surface waters were sampled from 36 points in the basin that includes Lake Titicaca, Desaguadero river and lakes Uru-Uru and Poopo (TDPS basin). Groundwaters were sampled from 37 wells in the TDPS basin and from 33 wells in the Aroma province. The present evaluation refers to a period of precipitation deficit, between 1989 and 1993. The salinity increases from north to south, being very serious in the lakes Uru-Uru and Poopo. In the southern part, there is a natural pollution by arsenic, silica, chloride, sulfate, sodium, calcium and bore. Human influence is related to a bacteriological contamination in the area of Oruro and also to a contamination by wolfram, tin, cobalt, cadmium, nickel, antimony and lead in the rural area. In general, groundwaters present better physico-chemical characteristics than surface waters which present risks for human and animal consumption and for irrigation.

Key words: *Hydrochemistry, contamination, Altiplano, Bolivia.*

INTRODUCCIÓN

La región del Titicaca hasta el salar de Coipasa (Fig.1), que ha sido denominada Sistema TDPS, tiene una superficie de 143 900 km². La pluviometría media anual varía de 800 mm año⁻¹ en el lago Titicaca a menos de 300 mm año⁻¹ en el salar de Coipasa (Mariaca, 1985). El presente artículo muestra resultados de un estudio que tiene como meta final la elaboración de un Plan Director Global Binacional de Protección - Prevención de inundaciones y aprovechamiento de los recursos del Sistema TDPS (Quintanilla *et al.*, 1993). Además, son discutidos los análisis de agua de 33 pozos de la provincia Aroma en Bolivia (Camacho & Quintanilla, 1994).

Los análisis químicos de las muestras de agua se efectuaron mediante espectrometría UV-Visible, colorimetría, electrometría, espectrometría de absorción atómica y con generador de hidruros, además de un espectrofotómetro HACH-DREL 2000 para los análisis de campo (Golterman, 1969; Mackereth *et al.*, 1978).

1. DATOS FISICOQUÍMICOS DE PARÁMETROS REPRESENTATIVOS

Los resultados comprenden el período 1989 - 1993 (Quintanilla & Lorini, 1994 y Quintanilla *et al.*, 1993).

1. 1. Aguas Superficiales

Se realizaron 648 muestras y más de 21 000 análisis en 36 puntos de muestreo (Fig. 1 y Tabla 1), con una frecuencia bimensual.

1. 1. 1. Salinidad, TDS

Se observan bajas concentraciones de TDS en afluentes al lago Titicaca, Puente Internacional y río Mauri (0,3 a 0,9 g l⁻¹). Hay un incremento hacia el sur desde Calacoto (1,8 g l⁻¹), hasta el lago Poopó con valores extremos de 107 g l⁻¹ en primavera.

1. 1. 2. Ión Sodio

En los afluentes del Titicaca, en el Desaguadero a la salida del lago y en el Mauri, las concentraciones están entre 40 a 240 mg l⁻¹. En el lago Poopó, la concentración varía de 4,1 a

30 g l⁻¹, sin embargo se nota una ligera disminución a la salida del lago Poopó (río Lacajahuira).

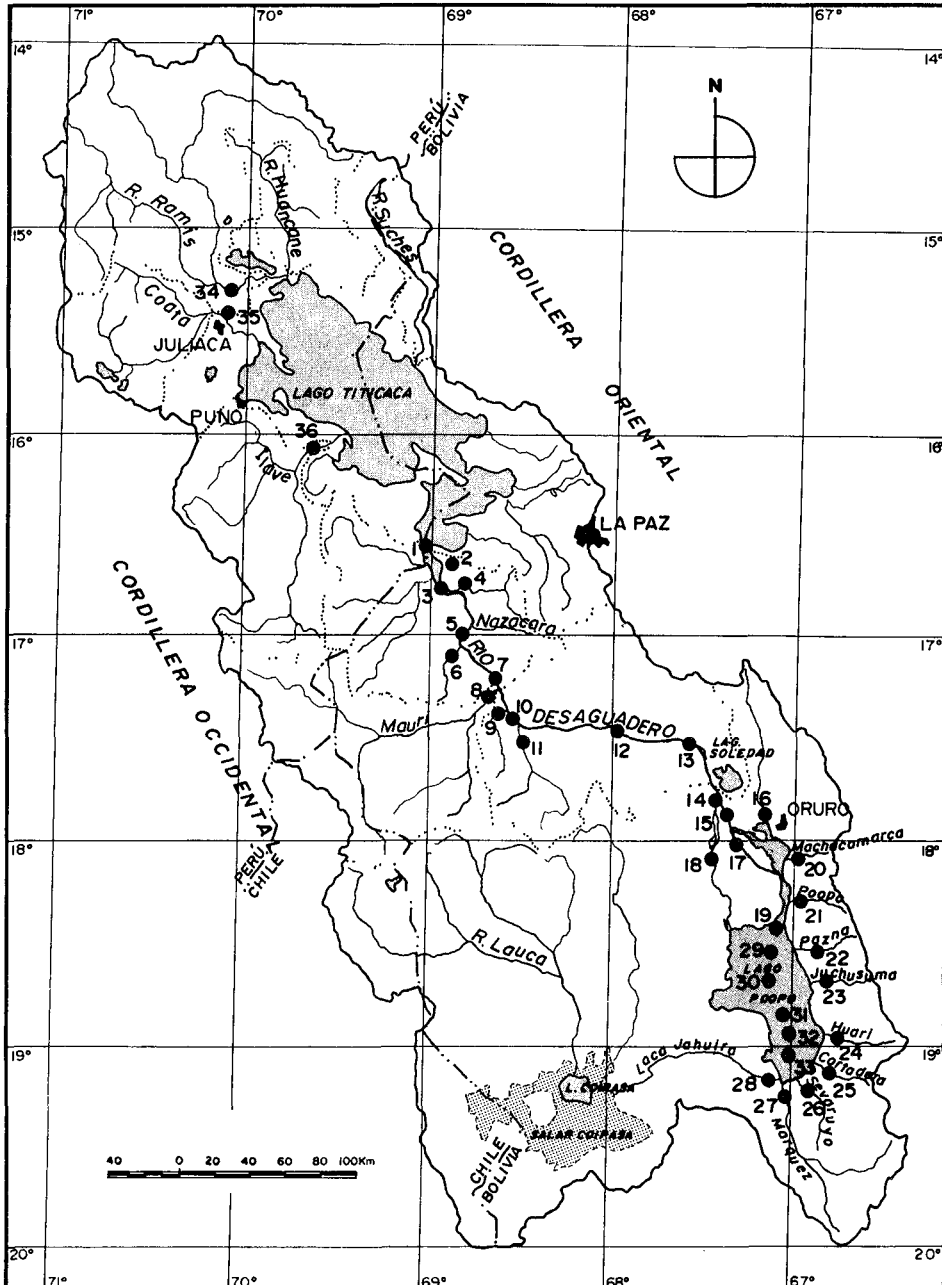


Fig. 1 - Ubicación de puntos de muestreo de aguas superficiales.

Tabla 1 - Puntos de muestreo de aguas superficiales.

Punto de Muestreo	Región o Zona de Ubicación	Nombre del Río y / o Lago
1	PUENTE INTERNACIONAL	DESAGUADERO
2	VADO	LUCUCHATA
3	AGUALLAMAYA	DESAGUADERO
4	CHUTOKHOLLO	JACHA JAHUIRA
5	NAZACARA	DESAGUADERO
6	COPA PUJO PAMPA	KHILLHUIRI
7	CALACOTO-DESAGUADERO	DESAGUADERO
8	CALACOTO-MAURI	MAURI
9	VHITIPAMPA	CAÑUMA
10	ULLOMA	DESAGUADERO
11	ULLOMA	CARANGUILLA
12	CALLAMPA(PUENTE JAPONES)	DESAGUADERO
13	EUCALIPTUS	DESAGUADERO
14	CHUQUIÑA	DESAGUADERO
15	LA JOYA	DESAGUADERO
16	PUENTE ESPAÑOL	DESAGUADERO
17	SIRCA PATA	DESAGUADER (PUENTE DESAGUADERO)
18	TOLEDO DESAGUADERO	
19	POOPO	DESAGUADERO
20	MACHACAMARCA	HUANUNI
21	POOPO	POOPO
22	PAZÑA	ANTEQUERA
23	HUAÑA KHAVA	JUCHUSUMA
24	HUARI	AZANAQUES
25	JALANTAÑA PAMPA	CORTADERA
26	QUILLACAS	SEVARUYO
27	QUILLACAS	MARQUES
28	SAN MIGUEL DE PAMPA	LACAJAHUIRA AULLAGAS
29	PAZÑA-CHACAKOLLO	LAGO POOPO
30	HUANCANE-PENINSULA	LAGO POOPO
31	HUAÑA KAWA-CERRO	LAGO POOPO GLORIA PATA
32	CHALLAPATA-PATAMANTA	LAGO POOPO
33	HUARI-HUAÑA PAMPA	LAGO POOPO
34	PERU 1	RAMIS
35	PERU 2	COATA
36	PERU 3	ILAVE

1. 1. 3. Ión Cloruro

En los afluentes del Titicaca se hallan concentraciones que en promedio se sitúan entre 25 a 350 mg l⁻¹. Sin embargo, en el río Desaguadero los valores se incrementan aguas abajo del Puente Internacional, alcanzando en primavera sus máximas concentraciones en el lago

Poopó (20 a 30 g l⁻¹); notándose también una disminución a la salida del Poopó, por el río Lacajahuira, debido posiblemente a una sedimentación en el lago de este elemento (sus concentraciones varían en función del tiempo desde 7 a 18 g l⁻¹) según Carmouze *et al.* (1978).

1. 1. 4. *Ión Sulfato*

En los afluentes al Titicaca, y en los puntos del Puente Internacional, río Mauri, Puente Japonés, Chuquiña y Puente Español se presentan valores entre 40 y 300 mg l⁻¹. En el lago Poopó la concentración es 10 veces mayor que en el río Desaguadero, alcanzando en primavera y verano sus máximas concentraciones (8 a 19 g l⁻¹); evolucionando desde 2 a 6 g l⁻¹ en su composición media.

1. 1. 5. *Otros Iones*

La evolución del sistema tiende al incremento en las concentraciones de norte a sur de la cuenca, especialmente en la región del Poopó, con valores superiores a los límites permisibles, en los siguientes iones: calcio, magnesio, potasio y boratos.

1. 1. 6. *Hierro y Manganeso*

Al norte de la cuenca los valores están dentro de los rangos normales (en promedio de 0,1 mg l⁻¹). Hay contaminación por estos elementos en la mayoría de los afluentes del lago Poopó, pero en el mismo hay una disminución sensible en sus concentraciones.

1. 1. 7. *Zinc, Cobre, Plata, Cianuros y Níquel*

No hay contaminación por estos elementos.

1. 1. 8. *Estaño*

Todos los valores en el área de estudio (0,1 a 0,8 mg l⁻¹) se hallan por encima del límite apto para consumo humano que es de 0,02 mg l⁻¹, según OPS/OMS (1984).

1. 1. 9. *Wolfram*

En todos los puntos muestreados se registraron valores superiores al límite permisible para consumo humano (0,05 mg l⁻¹). Los valores van de 0,3 a 7,2 mg l⁻¹, y aparentemente su presencia se considera natural en el sistema TDPS.

1. 1. 10. *Plomo*

Los valores al norte de la cuenca, río Desaguadero, Calacoto, Puente Japonés, Chuquiña, Puente Español al sur de la ciudad de Oruro y el río Mauri están normales (0,02 - 0,03 mg l⁻¹). Pero las cuencas de los lagos Uru-Uru y Poopó registran valores superiores para cualquier consumo de 0,15 a 0,30 mg l⁻¹, sin presentar riesgo para riego.

1. 1. 11. *Antimonio*

Sólo el lago Poopó presenta concentraciones ligeramente superiores a los límites para consumo humano (0,5 mg l⁻¹) con valores que se sitúan entre 0,7 a 0,8 mg l⁻¹.

1. 1. 12. Bismuto

No se encontró información referente a los límites permisibles para cualquier uso, los valores se encuentran entre 0,3 a 0,4 mg l⁻¹.

1. 1. 13. Arsénico

En los puntos de Eucaliptus, Chuquiña, Puente Español y en los lagos Uru-Uru y Poopó, las concentraciones elevadas (0,6-0,8 mg l⁻¹) hacen que el agua no sea apta para ningún consumo (Quintanilla *et al.*, 1994).

1. 1. 14. Cadmio

En la parte norte hasta La Joya, incluido el río Mauri, registran valores inferiores a 0,009 mg l⁻¹. Pero al sur del Puente Español en los lagos Uru-Uru y Poopó, las concentraciones son altas llegando a niveles de 0,20 mg l⁻¹, que inhabilitan las aguas superficiales para cualquier uso.

1. 1. 15. Cobalto

Tiene el mismo comportamiento que el cadmio, desde el norte de la cuenca hasta La Joya. En cambio las concentraciones en los lagos Uru-Uru y Poopó son elevadas, llegando a niveles de 0,50 mg l⁻¹, que hacen el agua no apta para ningún uso, según los límites de la OPS (1985), Ayers & Westcot (1984) y OPS (1987).

1. 2. Aguas Subterráneas

Se analizaron 37 muestras distribuidas en el Perú y Bolivia (Fig. 2 y Tabla 2) dentro del proyecto binacional (Quintanilla *et al.*, 1993). Además son discutidos los análisis de 33 pozos (perforados y excavados) de la provincia Aroma del departamento de La Paz (Camacho & Quintanilla, 1994), de los cuales son citados tres en la tabla 2.

1. 2. 1. Conductividad y TDS

De los 37 puntos muestreados, sólo en el río Coata, Illpa y San Miguel de Llanga, se observan valores elevados que hacen que las aguas no sean aptas para cualquier uso.

En el sector de Aroma sólo los pozos de Kollpa Pampa, Umala y río Kheto tienen aguas no aptas para ningún uso.

1. 2. 2. pH

Los pozos están dentro del rango normal para todo uso (6,6-8,6).

1. 2. 3. Dureza

Las aguas muestreadas son blandas o semiduras con valores inferiores a 30 °d, salvo en las cuencas de los ríos Coata e Illpa donde las aguas son duras.

1. 2. 4. *Alcalinidad Total*

Considerando el valor límite para todo uso de 610 mg l⁻¹, la mayoría de los puntos de muestreo están por debajo del mismo, excepto en las cuencas de Coata e Illpa y para Aroma en algunos pozos.

1. 2. 5. *Sulfatos*

De toda la cuenca, incluyendo Aroma, sólo en 2 pozos (Illpa y Coata, en Perú) presentan valores superiores al límite para consumo humano (400 mg l⁻¹).

1. 2. 6. *Cloruros*

Sólo siete pozos de toda el área de estudio presentan valores superiores al límite permisible para agua potable (250 mg l⁻¹), uno en la cuenca de Illpa, dos en Aroma (Kollpa Pampa y Quebrada Sevencani). Los otros cuatro con valores superiores al límite para riego (400 mg l⁻¹) están en Illpa, Coata, San Miguel de Llanga y Sora Sora.

1. 2. 7. *Boratos*

Sólo 5 pozos de los 37 superan el límite para cualquier uso (11 mg l⁻¹). Tres en la cuenca del río Ramis, uno en la del río Coata y uno en la del río Desaguadero (San Miguel de Llanga). En Aroma cuatro pozos no son aptos para ningún uso, uno de los cuales es Kollpa Pampa.

1. 2. 8. *Calcio*

Sólo dos análisis presentan concentraciones superiores al límite para consumo humano (200 mg l⁻¹), uno en Coata y otro en Aroma.

1. 2. 9. *Magnesio*

De los 37 pozos (TDPS), sólo uno en la cuenca de Coata presenta valores superiores al límite de consumo y riego (200 mg l⁻¹).

1. 2. 10. *Sodio*

En 7 muestras se encontraron valores superiores a la norma para consumo humano (120 mg l⁻¹). Dos en el área de Illpa, uno en Coata, San Miguel de Llanga y Javita Pampa. Dos están en Aroma incluyendo el de Quebrada Sevencani. De éstas, por sus elevadas concentraciones, cuatro no son aptas para ningún uso.

1. 2. 11. *Potasio*

En todos los pozos muestreados, el potasio está por debajo de 1000 mg l⁻¹ (límite para consumo humano).

1. 2. 12. *Hierro*

Su concentración se encuentra por encima de la norma para agua potable (0,30 mg l⁻¹) en pozos tanto en Perú como en Bolivia (cuenca río Ilave e Illpa, Achacachi ,

Tiwanacu y 11 pozos de Aroma incluyendo Quebrada Sevencani). Además, 10 pozos presentan valores superiores a 1,00 mg l⁻¹, no siendo aptos para ningún tipo de consumo.

2. DIAGNÓSTICO HIDROQUÍMICO

2. 1. Aguas Superficiales

Una consideración general que emerge de los análisis de aguas superficiales es que la cuenca puede dividirse en 5 tramos: (1) el lago Titicaca y sus afluentes, con aguas de salinidad discreta; (2) entre el puente Internacional y Calacoto, en el Desaguadero con aguas un poco más salinas; (3) la zona de la confluencia del río Desaguadero con el río Mauri, con aguas menos salinas; (4) la zona aguas abajo de la confluencia del Desaguadero y Mauri hasta el Puente Español, con aguas salinas; (5) la zona del extremo sur, del río Desaguadero con aguas cada vez más salinas hasta llegar al máximo en el lago Poopó y Salar de Coipasa.

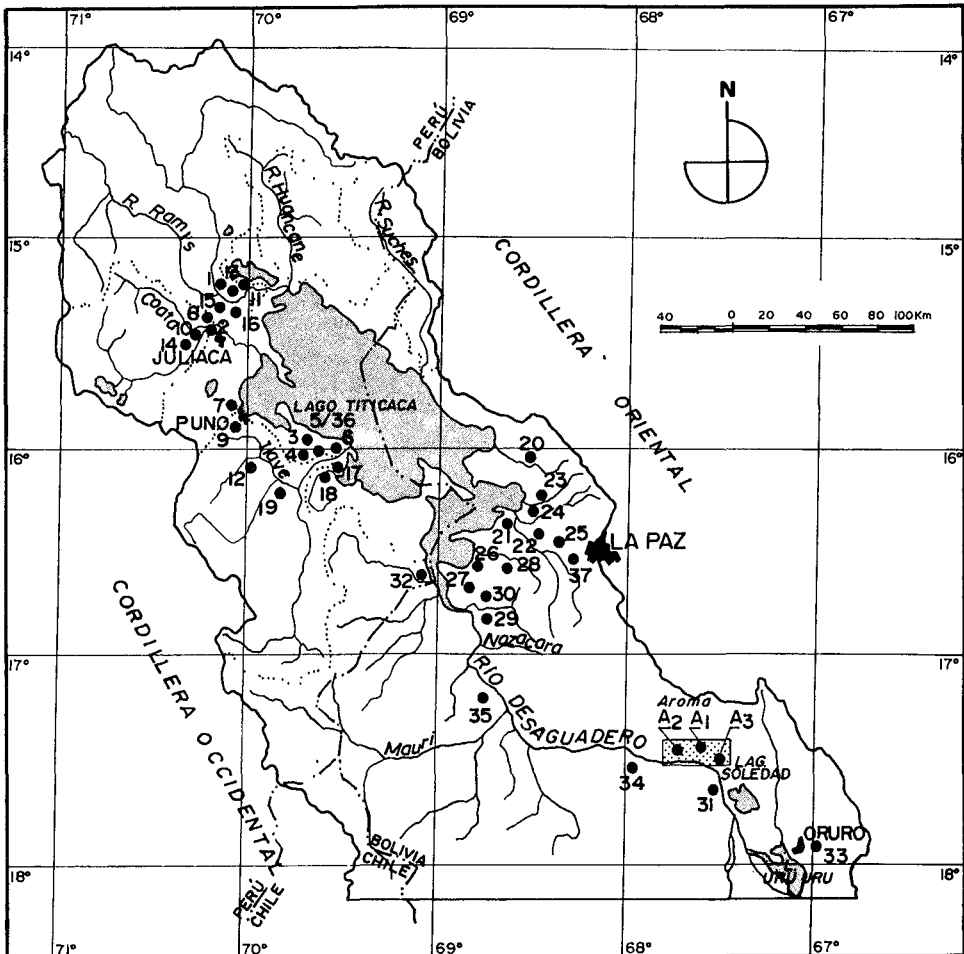


Fig. 2 - Ubicación de puntos de muestreo de pozos (A. subterráneas).

Punto de Muestreo	Nombre	Ordenados por Cuenca / sector
1	SUCAPAYA	RAMIS
11	SAN PEDRO DE CALLAMPA	RAMIS
13	COLLANA	RAMIS
15	SACASO	RAMIS
16	CAMINACA	RAMIS
2	JULIACA	COATA
8	CORISUYO	COATA
10	COATA	COATA
14	RANCHO	COATA
3	MULLACANI	ILAVE
4	LUPACA	ILAVE
5	JAYU-JAYU	ILAVE
6	ANCCACA	ILAVE
12	CALLAMPA	ILAVE
17	ROSACANI	ILAVE
18	CALLATA	ILAVE
19	CHIJICHAVA	ILAVE
36	JAYU-JAYU	ILAVE
7	ILLPA-ATUNCOLLA-I	ILLPA
9	ILLPA-ATUNCOLLA-II	ILLPA
20	PARIRI	KEKA
23	ESTACION BELEN	ACHACACHI
24	ACHACACHI NORTE	ACHACACHI
21	ILATA CENTRO CATARI	CATARI
22	SAN ANTONIO	CATARI
25	LACAYA	CATARI
37	TILATA	CATARI
26	P.C. JAHUIRA PAMPA	TIWUANACU
27	P.C. JAHUIRA PAMPA	TIWUANACU
28	KHASA ACHUTA	TIWUANACU
29	ESTRODI	DESAGUADERO
30	JESUS DE MACHACA	DESAGUADERO
31	SAN MIGUEL DE LLANGA	DESAGUADERO
32	SANTA CRUZ DE CUMI	DESAGUADERO
34	PUERTO CHILA HUALA	DESAGUADERO
35	ESTANCIA HUMACHUCO	DESAGUADERO
33	JAVITA PAMPA	DESAGUADERO
A1	QUEBRADA SEVENCANI	AROMA
A2	KOLLPA PAMPA	AROMA
A3	SORA SORA	AROMA

Tabla 2 - Puntos de muestreo de aguas subterráneas.

El análisis de la conductividad de las aguas superficiales se realizó durante el período 1976-1992 que incluye una época con poca lluvia (1976-1979), una época con lluvia abundante

(1983 a 1986) y una época de sequía (1988 a 1992). De esto se puede concluir que las concentraciones tienen un comportamiento inverso respecto a la pluviometría (Illtis, 1987; Beveridge, 1983; Quintanilla, 1987; Quintanilla & Lorini, 1994).

Los siguientes puntos no son aptos para riego ya que sus aguas evolucionan de C3 S3 a C4 S4: ríos Jacha Jahuirá y Cañuma (afuentes al río Desaguadero norte), río Desaguadero aguas abajo de Calacoto. Y más aún los lagos Uru-Uru y Poopó en sus afuentes: ríos Poopó y Cortadera.

En función de la evolución de la conductividad y TDS es importante subrayar el papel regulador del río Mauri sobre la evolución de la salinidad de la cuenca sur del sistema TDPS.

Hay contaminación por wolfrán y estaño en toda la cuenca TDPS, por arsénico, cobalto y níquel desde Chuquiña hasta los lagos Uru-Uru y Poopó. También por plomo, antimonio, manganeso y cromo desde Eucaliptus al sur y ésta se torna dramática en la región de los lagos Uru-Uru y Poopó. En las aguas superficiales no se observan concentraciones elevadas (contaminación) por cianuros, hierro, cobre, mercurio, plata o zinc.

En el Puente Internacional se observa una disminución en las concentraciones de oxígeno disuelto, si se las compara con valores tomados en la misma época en años anteriores.

Esto se debe a un incremento de la contaminación doméstica provocada por el hombre (aumento de la población estable y flotante en las cercanías del río Desaguadero) que provocan el desarrollo de la flora saprófita anormal que consume una mayor cantidad de oxígeno disuelto por la degradación bacteriana del material orgánico. En los lagos Uru-Uru y Poopó existe una deficiencia permanente de oxígeno disuelto que se está incrementando a causa de la disminución progresiva del espejo de agua. La región que presenta mayor transporte de sedimentos está situada entre el Puente Japonés y Chuquiña, sobre el río Desaguadero. El río Mauri es el principal aportador de sílice disuelta a la cuenca sur del Desaguadero hasta 81 mg l^{-1} . Esto se explica por la presencia de series eruptivas en la cabecera de la cuenca del río.

Existen bajas concentraciones de fosfatos y nitratos, debido posiblemente a la pobreza de estos elementos en los suelos (Salm & Gehler, 1989) y al déficit pluviométrico, ya que la lluvia es el principal aportador de nitrógeno (Carmouze *et al.*, 1984).

Las aguas superficiales del sistema TDPS no son aptas para consumo humano desde un punto de vista fisicoquímico. Las aguas de los lagos Poopó y Uru-Uru no son aptas para ningún uso. Para consumo animal sólo es aconsejable el río Ilave. Las aguas de mejor calidad se encuentran en Huari, sobre el río Azanaques.

2. 2. Aguas Subterráneas

Los pozos no aptos para riego son los de Illpa, Coata, San Miguel de Llanga en el sistema TDPS y los de Quebrada Sevencani, Kollpa Pampa y Sora Sora en Aroma.

En la parte boliviana, de 17 pozos muestreados, 16 son aptos para consumo general y sólo uno no es apto para ningún consumo: San Miguel de Llanga. En la parte peruana, de 20 pozos muestreados 17 son aptos para este fin. Tres pozos no son aptos para ningún uso en las regiones de Illpa y Coata. Los tipos de aguas subterráneas predominantes son

cálcicas-magnésicas-sódicas sulfatadas y/o cloruradas; cálcicas y/o magnésicas cloruradas y/o sulfatadas sódicas.

La mayoría de los pozos de la provincia Aroma estuvieron dentro de las categorías de salinidad media con peligro de adsorción de sodio bajo (C2S1) y salinidad alta con bajo peligro de adsorción de sodio (C3S1). Sin embargo, se nota un incremento en la concentración de sales disueltas en las aguas hacia el sur de la provincia, llegando a niveles de salinidad alta o muy alta y peligro de adsorción de sodio alto o muy alto (C3S3 a C4S4).

Referencias citadas

- AYERS, R.S. & WESTCOT, D.W., 1984 - *Calidad del agua para la agricultura*, 85p., Roma-Italia: estudio FAO de riego y drenaje N°29, Agricultura y Alimentación.
- BEVERIDGE, M., 1983 - Un estudio de los niveles de metales pesados en el lago Poopó, Bolivia, 40p., University of Stirling, Escocia, Stirling, K94LA: Institute of Aquaculture.
- CAMACHO, V. & QUINTANILLA, J., 1994 - Estudio Preliminar de las Aguas Subterráneas de la Provincia Aroma del Departamento de La Paz, 83p., La Paz: Informe Final IIQ-UMSA.
- CARMOUZE, J., ARCE, C. & QUINTANILLA, J., 1978 - Circulación de materia (agua y sales disueltas) a través del sistema fluvio-lacustre del Altiplano. *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, X (1): 49-68.
- GOLTERMAN, H.L., 1959 - *Methods of chemical analysis of freshwaters*, 165p., IBP Handbook 8, Blackwell Scientific Publication Oxford and Edinburgh.
- ILTIS, A., 1987 - Datos sobre la temperatura, pH, conductividad eléctrica y la transparencia de las aguas superficiales del lago Titicaca, Bolivia, 1985-1986, 19p., La Paz - Bolivia: Informe Convenio UMSA - ORSTOM N°3.
- MACKERETH, F.J.H., HERON, J. & TALLING, J.F., 1978 - *Water Analysis, some revised methods form limnologists*, 120p., Ambleside - Cumbria, LA 220 LP Inglaterra: Freshwater Biological Association, Scientific Publication 36.
- MARIACA CARRASCO, J., 1985 - Balance hídrico de la cuenca del lago Poopó y los salares Uyuni y Coipasa, 203p., La Paz: Informe PHICAB.
- ORGANIZACIÓN PANAMERICANA DE LA SALUD, OPS, 1984 - *Estañó y Compuestos Orgánicos del Estañó*, 119p., Washington, EUA: Publ. Cient. 467 OPS/OMS/PNUMA, Criterios de Salud Ambiental 15.
- OPS, 1985 - *Guías para la calidad del agua potable 1; recomendaciones*, 136p., Washington, EUA: Publicación Científica 481.
- OPS, 1987 - *Guías para la calidad del agua potable 2; criterios relativos a la Salud y otra información de base*, 350p., Washington, EUA: Publ. Cient. 506.
- QUINTANILLA, J. & LORINI, J. (Editores), 1994 - *Altiplano Hydrological System*, Tomo I, 174p., CIID-U. LAVAL (Canadá), IIQ-UMSA (Bolivia) La Paz: documento técnico de Hidroquímica y Contaminación.
- QUINTANILLA, J., SALM, H. & ESPINOZA I., 1993 - *Estudio de Hidroquímica y contaminación*, 130p., La Paz: Consorcio Intecsa-AIC Progetti-CNR, informe final 8.
- QUINTANILLA, J., 1987 - *La Química del Lago Titicaca y su Relación con el Plancton*, 321p., Lima Perú: Documento de pesca N° 004, Oldepesca, convenio CAF/UMSA/IMARPE.
- CARMOUZE, J.P., ARCE, C. & QUINTANILLA, J., 1984 - Le lac Titicaca: Stratification Physique et Métabolisme Associé, *Rev. Hydrobiol. Trop.*, 17(1): 3-12.
- SALM, H. & GEHLER, E., 1989 - Suelos Salinos en el Altiplano Central de Bolivia y su relación con el Crecimiento de las Plantas. *Revista Boliviana de Química*, 8(1): 3-10, La Paz-Bolivia.

RECURSOS HÍDRICOS PARA RIEGO EN LA PROVINCIA VILLARROEL, ALTIPLANO BOLIVIANO

*Rubén D. Ledezma **, *Alberto Jiménez **,
*Sophie Moreau **, *Anne Coudrain-Ribstein ****

Resumen

El riego a partir del río Desaguadero se practica por gravedad desde hace 30 años en la zona baja de la provincia. El estudio muestra que a pesar de una conductividad eléctrica del agua de aproximadamente 2 mS cm^{-1} y gracias a un riego que es solamente de tipo suplementario, esta practica ha permitido la habilitación de algunos suelos salinos. Cerca del pie de monte, no es posible acceder a este tipo de riego, por lo cual se inició el riego a partir de agua subterránea que en esta zona es dulce. Antes de ampliar la explotación del recurso subterráneo hay que evaluar su volumen, su dinámica y su cualidad. En base a una prospección geoelectrica se elaboró un mapa del espesor del acuífero (40 a 140 m) y se ha estimado la evolución de la salinidad del agua subterránea.

Palabras claves: *Riego, recurso hídrico, suelos salinos, Altiplano central, sondeos geoelectricos.*

RESSOURCES HYDRIQUES POUR L'IRRIGATION DANS LA PROVINCE VILLARROEL, ALTIPLANO BOLIVIEN

Résumé

L'irrigation à partir du rio Desaguadero est pratiquée par gravité depuis près de 30 ans dans la zone basse de la province. Cette étude a montré que malgré une conductivité électrique de l'eau d'environ 2 mS cm^{-1} et grâce à une irrigation seulement de type supplémentaire, cette pratique a permis la réhabilitation de certains sols salés. Vers le piedmont, non accessibles à cette méthode d'irrigation, ce travail a initié l'irrigation à partir d'eau souterraine qui dans cette zone est douce. Avant d'amplifier l'exploitation de la ressource souterraine il faut évaluer son volume, sa dynamique et sa qualité. Une prospection géo-électrique a permis d'établir une carte de l'épaisseur de l'aquifère (40 à 140 m) et d'estimer l'évolution de la salinité de l'eau souterraine.

Mots-clés : *Irrigation, ressource hydrique, sols salés, Altiplano central, sondages géo-électriques.*

HYDRAULIC RESOURCES FOR IRRIGATION IN THE VILLARROEL PROVINCE, BOLIVIAN ALTIPLANO

Abstract

Irrigation by gravitation from the rio Desaguadero has been in operation for about 30 years in the lower part of the province. This study shows than even with an electric water conductivity of

* ONG YUNTA, CP 14529, Tel-Fax: (591 2) 35 35 26, La Paz, Bolivia.

** ABTEMA, Asociación Boliviana de Teledetección para el Medio Ambiente, CP 10993 La Paz, Bolivia.

*** ORSTOM y URA 1367 CNRS, Lab. Géol. Appl., Univ. P. M. Curie, 4 place Jussieu, Paris, Francia.

approximately 2 mS cm⁻¹ and as a consequence of irrigation being used only as a supplementary resource, this practice has allowed the rehabilitation of some saline soils. Near the piedmont, which is not accessible by this method, YUNTA has initiated irrigation with groundwater which is not saline in this zone. Before increasing the exploitation of groundwater resources, it is necessary to evaluate their volume, its dynamics and its quality. Geo-electrical prospecting was carried on to draw a map of the aquifer thickness (40 to 140 m) and estimate the evolution of groundwater salinity.

Key words: *Irrigation, hydraulic resource, saline soils, Altiplano central, geo-electric prospecting.*

INTRODUCCIÓN

Los campesinos del Altiplano Central tienen que enfrentar períodos alternativos de sequía con frecuentes heladas, que han sido muy severos durante las últimas décadas. En la provincia Villarroel, ubicada en el sector meridional del departamento de La Paz, la precipitación promedio anual alcanza a 380 mm, concentrada de diciembre a marzo y la evapotranspiración potencial anual es de 1,5 m. Las necesidades de agua de los cultivos no son satisfechas, inclusive el abastecimiento para consumo no se puede garantizar y la falta de agua es una de las principales limitaciones para el desarrollo socioeconómico. En esta provincia, los campesinos empezaron hace 32 años el riego a partir del río Desaguadero que constituye la única fuente permanente de agua superficial del lugar.

Después de una grave sequía, la ONG boliviana YUNTA empezó en el año 1985 unos trabajos sobre el recurso hídrico en la provincia Villarroel. Se han definido tres metas: estudio de los suelos salinos de la zona baja y de los riesgos de la salinización ligada al riego ya practicado, evaluación de la posibilidad de riego a partir del acuífero y análisis de la potencialidad del recurso subterráneo en base a una prospección de sondeos eléctricos.

1. RIESGOS DE SALINIZACIÓN Y/O SODIFICACIÓN POR RIEGO CON EL DESAGUADERO

En primer lugar para el estudio de los riesgos de salinización y/o sodificación de los suelos ligados al riego se estudiaron los sistemas de riego. Los campesinos empezaron a regar la zona baja de la provincia con agua del Desaguadero en el año 1963. El riego es por gravedad porque el lecho del Desaguadero es más alto en comparación a la planicie de la zona llamada baja. Este permite regar cultivos de alfalfa, cebada, haba y quinua, mediante canales de tierra de hasta 23 km de largo (Fig. 1). Cada usuario tiene de 1 a 3 ha bajo riego con una lámina aplicada por año de 100 a 400 mm (Ledezma, 1995). Se riegan de 2 a 4 veces por año dependiendo del cultivo entre los meses de agosto y de noviembre con una duración de 8 a 24 h. El método de riego es por superficie con una uniformidad baja, aplicando láminas de riego altas (15 a 20 cm) con fracciones de lixiviación mayores a 0,5. El caudal medio del Desaguadero es del orden de 20 m³ s⁻¹ y se pudo notar entre 1991 y 1994 que su nivel es poco variable, alrededor de un metro, con la excepción de raras crecidas de corta duración durante la época de lluvia. La salinidad del Desaguadero es clasificada como C3-S2 de acuerdo a Allison (1974) y con restricciones medias a severas de acuerdo a Ayers & Wescot (1987). La conductividad eléctrica media es de 1,8 ± 0,5 mS cm⁻¹ (Coudrain-Ribstein *et al.*, 1994). A pesar de la alta salinidad del Desaguadero, dos elementos son favorables. El riego es de tipo suplementario, es decir solamente antes de la época de lluvias, y su efecto es a priori menor (FAO, 1992). Los cultivos practicados son tolerantes a ciertos niveles de salinidad.

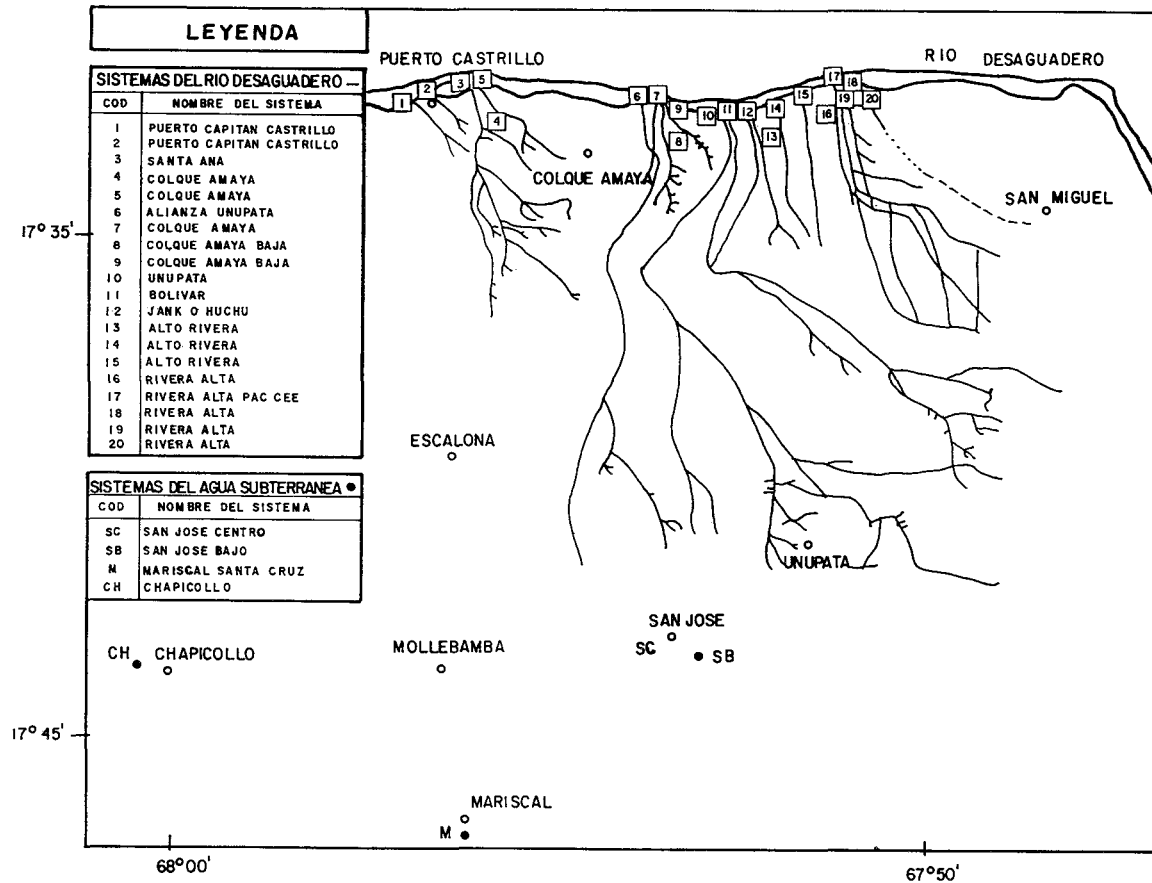


Fig. 1 - Mapa de ubicación de los sistemas de riego que actualmente funcionan a partir del Desaguadero en la zona baja y de los pozos de riego en la zona de pie de monte.

En segundo lugar se estudiaron los suelos. Para esto, se abrieron 12 calicatas y se tomaron 39 muestras con barreno. Los análisis de suelos se realizaron en los laboratorios del IBTEN, los cuales incluyen textura, pH, CEe (1) cationes intercambiables (Ca, Mg, K, Na), suma de bases CIC, cationes solubles (Ca, Mg, K, Na), y aniones solubles (SO_4 , Cl, CO_3 , HCO_3 y boratos). El sistema de clasificación para suelos por grado de salinidad y/o sodicidad adoptado es una adecuación de los parámetros internacionales para fines convenientes del estudio (Moreau, 1989). Además, se ha utilizado un Sistema de Información Geográfico y una imagen satélite Landsat TM para caracterizar los límites de las unidades clasificadas.

En el área de estudio se tienen formaciones lacustres, fluvio-lacustres y aluviales. Las formaciones lacustres presentan texturas finas que dificultan el lavado de las sales por su baja permeabilidad. Las formaciones fluvio-lacustres, mezclas de textura fina con gruesa a lo largo del perfil, presentan mejor drenaje. Las formaciones aluviales con textura media a gruesa normalmente no tendrían problemas de drenaje. En el área de estudio la mayoría de los suelos son de textura media a fina y deben tener una capacidad de retención del orden de 150 mm m^{-1} según FAO (1992). Los suelos de la llanura presentan diferente grado de salinidad y/o sodicidad. En algunos casos los suelos presentan problemas de infiltración y de drenaje que constituyen una limitación para el riego. Se han definido para la zona cuatro tipos de suelos descritos abajo.

Los suelos normales (tonos oscuros en Fig. 2) presentan una textura superficial entre franco arenosa y franco arcillosa, CEe entre 0 y 4 mS cm^{-1} y PSI (2) inferior a 15%. La cobertura vegetal es caracterizada por la presencia de la thola (*Parastrephia lepidophylla*) y el chiji (*Distichilis humilis* y *Muhlenbergia fastigiata*) en algunos casos también se presenta la paja brava (*Stipa hichu*).

Los suelos salinos (tonos claros en Fig. 2) presentan una textura superficial de franco arcillo limosa a franco arcillosa, CEe entre 4 y 15 mS cm^{-1} y PSI inferior a 15%. La cobertura vegetal es caracterizada por el chiji.

Los suelos salino-sódicos (tonos claros en Fig. 2) presentan una textura superficial que varía desde franco arcillo limosa a arcillosa, CEe de 15 mS cm^{-1} y PSI superior a 15%. La cobertura vegetal escasa, es caracterizada por la presencia de la Khota (*Junellia minima*). Estos suelos presentan texturas superficiales pesadas.

Los suelos altamente salino-sódicos (tonos claros en Fig. 2) presentan también una textura superficial que varía desde franco arcillo limosa a arcillosa, aunque aparentemente presentan características de textura limosa por la floculación de las sales en su superficie, CEe superior a 15 mS cm^{-1} y PSI superior a 15%. La cobertura vegetal característica de estos suelos es la khota, la cual es muy reducida e inclusive en algunos casos se encuentra en estado de descomposición. La diferencia de estos suelos con los anteriores solamente se puede hacer en el terreno en base a la cobertura vegetal y las características de los suelos.

Para evaluar los efectos del riego se han evaluado parcelas regadas durante 5, 6, 12, 15 y 20 años cultivadas con alfalfa, comparadas con terrenos adyacentes como testigos. También se evaluaron los métodos de riego para determinar las láminas de riego aplicadas, las frecuencias entre riegos y la eficiencia de aplicación de riegos. En la figura 3, se presenta el perfil de un suelo altamente salino sódico, de textura arcillosa a arcillo limosa, regado durante 5 años con aguas del Desaguadero, con fracciones de lixiviación mayores a 0,5. En este perfil se puede observar que el efecto del lavado de sales disminuye la CEe del suelo de

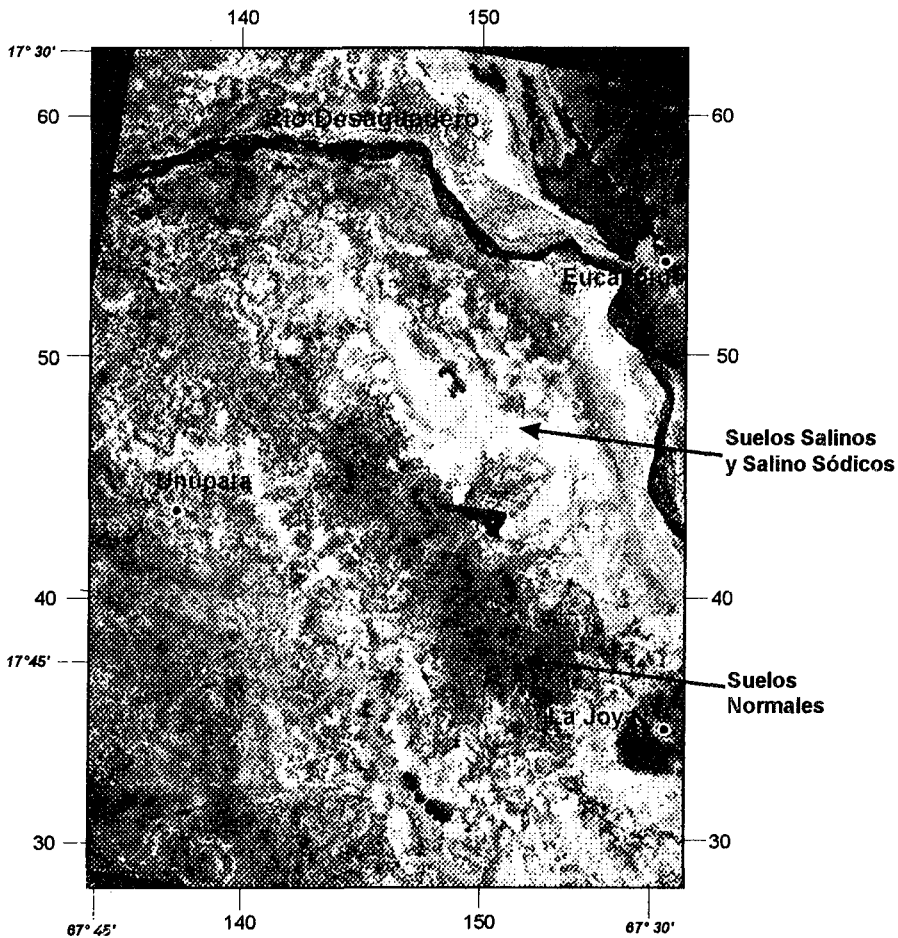


Fig. 2 - Mapa de los suelos salinos según una Imagen Landsat y trabajo de campo.

más de 50 mS cm^{-2} , hasta menos de 5 mS cm^{-1} en el primer horizonte y a lo largo del perfil, lo cual ya es tolerable para el cultivo de alfalfa y cebada. También se observa que el PSI disminuye en el perfil, hasta niveles que no son perjudiciales para la permeabilidad del suelo y por ende de los cultivos.

En conclusión, la importancia de estos sistemas de riego radica en que el uso de estas aguas, además de no tener costo y de estar disponible en tiempo seco, sirve para la recuperación de suelos con problemas de salinidad. Éstos, que normalmente presentan escasa cobertura vegetal, actualmente con el riego sirven para cultivar plantas forrajeras como la alfalfa y la cebada (Ledezma, 1995) que son tolerantes a los grados de salinidad obtenidos con el riego. Además es interesante rescatar que a partir del inicio, se ha mejorado el manejo del agua y de los cultivos, especialmente gracias a la experiencia adquirida por los mismos campesinos en sus migraciones temporales a Chile. Sin embargo, el riego no alcanza a las zonas alejadas del río y es peligroso para algunos tipos de suelos donde el drenaje interno es muy limitado, por lo cual es necesario recurrir a otras alternativas.

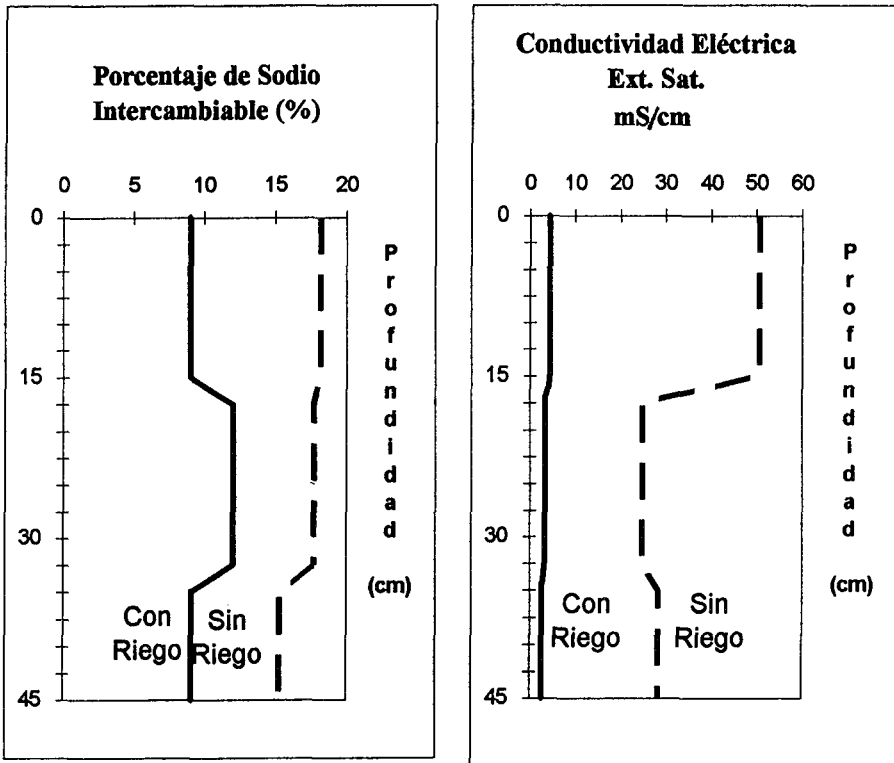


Fig. 3 - Perfil de un suelo Altamente Salino Sódico, que muestra la disminución de sales debido a la irrigación.

2. RIEGO CON AGUA SUBTERRÁNEA

En las áreas donde el agua del río Desaguadero no llega por gravedad, YUNTA ha ejecutado entre los años 1989-1994, cuatro sistemas de micro riego con aguas subterráneas (Fig. 1) que sirven para el cultivo de alfalfa. Éstos ofertan entre 4 y 18 l s⁻¹, 8 horas por día y tienen la capacidad de regar 2 a 6 ha. Los costos de inversión son aproximadamente de 1 500 US\$ por ha que es relacionado al costo de la perforación del pozo y de la compra de la bomba con motor. El riego de una ha de alfalfa se realiza en 20 a 40 horas, una a seis veces por año. El método de riego parcelario practicado es por superficie, en tabloncillos con áreas de 500 a 750 m², con eficiencias de almacenamiento y uniformidad de distribución bajas, la lámina aplicada en cada riego es entre 7 y 12 cm. El estudio hidrogeológico de este acuífero (Coudrain-Ribstein *et al.*, 1995) muestra que la carga del escurrimiento temporal ocurre en esta zona donde la conductividad eléctrica del agua es de 0,4 a 1,1 mS cm⁻¹. Las organizaciones de los sistemas están conformados por 14 a 34 usuarios, representados por un comité de riego, quienes coordinan la gestión del sistema. Se ha notado que los sistemas operan en mayor grado cuando existe una propiedad individual dentro del sistema, que significa realizar trabajos y obtener beneficios de su propio sacrificio.

En comparación a la zona baja, la salinidad de los suelos y del agua subterránea en el pie de monte es mucho más baja y los riesgos de salinización de los suelos son a priori

menores. Desde hace tres años se ha notado un mejoramiento de los ingresos de las familias involucradas en estos sistemas de riego. Esto proviene de un incremento en el rendimiento de la alfalfa, en períodos de sequía. Por ejemplo, en el sistema de San José Bajo, el primer corte de la presente gestión se mejoro de 5 000 a 17 000 kg de materia verde por ha.

3. PROSPECCIÓN GEOELÉCTRICA

Antes de ampliar el uso del recurso subterráneo en la zona alta de la provincia, uno debe evaluar el volumen del acuífero y la dinámica de los flujos de agua y de las sales disueltas. Se uso la prospección geoelectrica como una herramienta de aproximación del espesor del acuífero y de la calidad del agua. Se realizaron 24 sondeos eléctricos verticales (SEV) de una abertura máxima de electrodos de un km, utilizando una configuración tetraelectrónica de tipo Schlumberger.

La resistividad de las rocas depende del volumen de sus poros, de su distribución y de la resistividad del agua que las rellena según la relación:

$$r_t = r_a f_m$$

r_t = resistividad del terreno ; r_a = resistividad del agua ; f_m = factor de formación dependiente de la porosidad w y de la tortuosidad T según la relación : $T^2 w^{-1}$. En sectores donde se tiene un conocimiento exhaustivo de la geología y de la posición de los niveles saturados, se puede deducir la porosidad del terreno y la calidad del agua que rellena los poros de una manera cualitativa y aproximada.

Las curvas SEV obtenidas fueron interpretadas por el programa Schlumberger Analysis Data System que permite introducir los datos y en base a hipótesis de partida optimada la solución da una distribución de resistividades y espesores probables (Fig. 4).

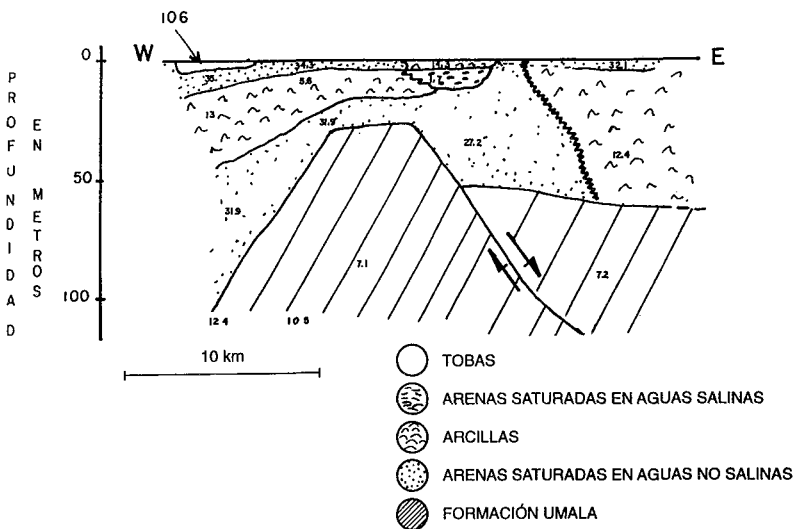


Fig. 4 - Corte geológico en base a cuatro curvas SEV en una latitud aproximada de 17°35'. Las resistividades reales deducidas se muestran en la vertical del centro SEV correspondiente y a la profundidad interpretada.

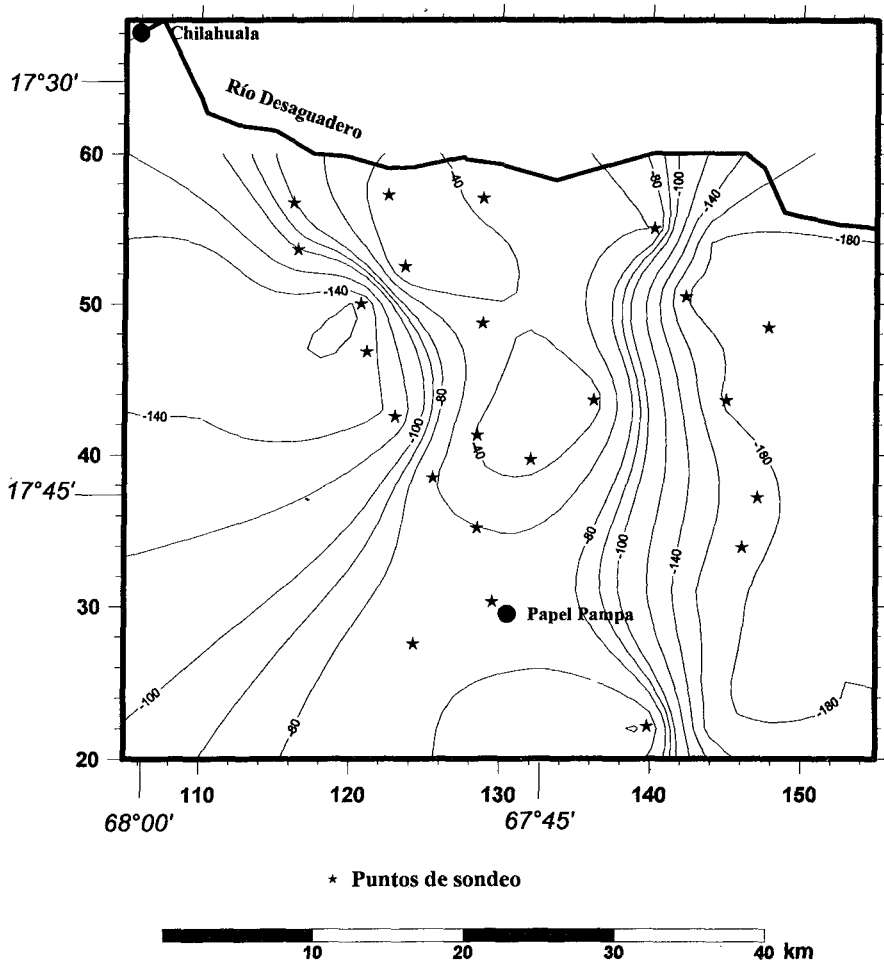


Fig. 5 - Mapa de la profundidad del substrato del acuífero según los sondeos geoelectricos.

Una vez obtenidas las soluciones de cada curva SEV, se interpretaron de nuevo en función de la posible variación horizontal y vertical de la salinidad, tras lo que se correlacionaron todos los puntos SEV mediante perfiles asignado a cada resistividad una litología posible. La correlación de estos perfiles permitió obtener la morfología del techo del basamento (Fig. 5). Este basamento podría corresponder a la formación Umala impermeable afectada por varios juegos de fracturas normales. Las fallas han independizado horsts y gravens con direcciones principales de extensión reinantes durante el Plioceno y el Cuaternario (Lavenu, 1986). La fractura que limita al graven más occidental por el este fue descrita en superficie por Younger (1992).

En conclusión, el acuífero cubre unos 2 000 km² de la provincia. La prospección geoelectrica se ha revelado como una modalidad barata y eficaz para delimitar tres sectores en función de sus comportamientos geoelectricos, que han coincidido con sectores de distinta

salinidad que habían sido determinados en un estudio hidrogeológico (Coudrain-Ribstein *et al.*, 1994). Además ha permitido evaluar la profundidad del sustrato del acuífero que es de 40 a 140 m.

4. CONCLUSIÓN

Debido a innumerables dificultades, los resultados de un buen porcentaje de proyectos fueron negativos (MACA-CII, 1991; Montes de Oca, 1992) en el Altiplano. El presente estudio ilustra la buena complementariedad entre diversos aprovechamientos de recursos hídricos para la irrigación en una zona difícil. Por una parte, la experiencia desarrollada por los habitantes desde hace más de 30 años en cuanto al riego y al cultivo en suelos salinos, recopilada por una ONG que pudo mostrar sobre bases científicas los efectos benéficos y los riesgos relacionados con la irrigación a través del río (Ledezma, 1995). Por otro lado, al enfoque empírico de intento de irrigación a partir del agua subterránea pudieron añadirse estudios geológicos e hidrológicos (Coudrain *et al.*, 1994).

Las principales conclusiones son:

- El riego de suelos salinos y salino sódicos con aguas del río Desaguadero en la zona baja, en la mayor parte de los casos permite su habilitación para cultivo, bajo la forma de manejo de aguas y suelos actual.
- Es posible la irrigación con el agua dulce subterránea en la zona de pie de monte.
- La prospección geoelectrica es útil para evaluar el espesor del acuífero y delimitar las zonas de agua con diferentes salinidades.
- Antes de desarrollar programas de riego de mayor amplitud, se requiere necesariamente llevar a cabo estudios sobre los efectos que ocasionaría una modificación en el manejo de suelos y aguas.

Referencias citadas

- ALLISON, L.E., 1974 - Diagnostico y rehabilitación de suelos salinos y sodicos, Informe USDA, México.
- AYERS & WESCOT, 1987 - La calidad del agua en la agricultura. Roma: Informe FAO, *Riego y drenaje* n°29.
- 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. *in: Models for assessing and monitoring groundwater quality* (B.J. Wagner, T.H. Illangasekare & K.H. Jensen, eds): 11-9, Publ. AISH, 227.
- COUDRAIN-RIBSTEIN, A., OLIVE, P., QUINTANILLA, J., SONDAG, F. & CAHUAYA, D., 1994 - Salinity and isotopic dynamics of the groundwater resources on the Bolivian Altiplano. *in: Application of Tracers in Arid Zone Hydrol.*, Sem. agosto 94, Vienna, Austria: Publ. AISH.
- FAO, 1992 - The use of saline waters for crop production, Rome: FAO Irrigation and Drainage paper 48.
- LAVENU, A., 1986 - Étude néotectonique de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale des Abdes Boliviennes. Thèse ès Sciences, Université Paris Sud-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, 275p.
- MACA-CIIR, 1991 - *Inventario y diagnostico de proyectos de riego y propuesta de lineamientos de una estrategia de manejo de recursos hídricos con fines de riego*, 9 t., Cochabamba, Bolivia: Ed. Montes de Oca.

- MONTES DE OCA, I., 1992 - *Sistemas de riego y agricultura en Bolivia*, 235p., La Paz: MACA-CIIR-Hisbol.
- MOREAU, S., 1989 - The teledetection and delination of saline/alkali soil in Cochabamba Department, Bolivia, a comparison of field survey methods with remote sensing using Landsat MSS data. Tesis de maestría, Montreal, Canadá.
- YOUNGER, P.L., 1992 - Quaternary geology and hydrogeology: the value of an interdisciplinary approach. *Geoscientist*, 2: 24-27.

SALINIDAD DEL RECURSO HÍDRICO SUBTERRÁNEO DEL ALTIPLANO CENTRAL

Anne Coudrain-Ribstein *, Bruno Pratx **, Jorge Quintanilla ***,
Gian Maria Zuppi ****, David Cahuaya *****

Resumen

El balance hidrológico actual del acuífero del Altiplano central boliviano (6 000 km²) muestra una alimentación anual de 50 10⁶ m³ por el río Desaguadero y por infiltración cerca de los montes. Las pérdidas son por evaporación y por flujo hacia los salares. Cerca de los montes, el agua subterránea es dulce (<0,5 mS cm⁻¹) y empobrecida, como la lluvia del verano, en isótopos pesados ($\delta^{18}O < -14\%$). En el área de influencia del Desaguadero, el agua subterránea tiene características salinas y isotópicas similares a las del río (2 mS cm⁻¹ y $\delta^{18}O \approx -10\%$). Aguas abajo, una zona salina (3-6 mS cm⁻¹) tiene una señal isotópica de agua evaporada y una edad (¹⁴C y modelo hidráulico) de aproximadamente 3 500 años. Podría ser relacionada al lago Tauca, anterior a 8 000 años, o a un paleolago más reciente.

Palabras claves: Acuífero, Altiplano central, salinidad, isótopos, balance hidrológico.

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

Résumé

Le bilan hydrologique actuel de l'aquifère de l'Altiplano central bolivien (6 000 km²) montre une alimentation annuelle de 50 10⁶ m³ par le rio Desaguadero et par infiltration près des piedmonts. Les sorties sont l'évaporation et l'écoulement vers les salars. Près des piedmonts, l'eau souterraine est douce (<0,5 mS cm⁻¹) et pauvre en isotopes lourds comme la pluie de la saison humide ($\delta^{18}O < -14\%$). Près de la zone de recharge par le Desaguadero, l'eau souterraine a des caractéristiques proches de la moyenne de celles du rio (2 mS cm⁻¹ et $\delta^{18}O \approx -10\%$). Plus à l'aval, une zone plus salée (3-6 mS cm⁻¹) présente un signal isotopique d'eau évaporée et un âge (¹⁴C et modèle hydraulique) d'environ 3 500 B.P. Elle pourrait être liée au lac Tauca, antérieur à 8 000 ans, ou à un paléolac plus récent.

Mots-clés : Aquifère, Altiplano central, salinité, isotopes, bilan hydrogéologique.

SALINITY OF THE GROUNDWATER ON THE CENTRAL ALTIPLANO

Abstract

Present hydrological balance of the aquifer on the central Bolivian Altiplano (6 000 km²) shows an input of 50 10⁶ m³ by the Rio Desaguadero and by infiltration of rainfall runoff close to the piedmonts. The losses are due to evaporation and flow to the Salars. Close to the piedmont, groundwater is fresh and

* ORSTOM y URA 1367 CNRS, Lab Géol. Appl., Univ P M Curie, 4 place Jussieu, 75252, Paris, Francia

** ORSTOM, CP 9214 La Paz, Bolivia.

*** IIQ, UMSA, CP 303 La Paz, Bolivia

**** Lab. d'Hydrolog. Géoch. Isotop., Univ Paris-Sud, 91405 Orsay, Francia

***** ONG Yunta, CP 14529 La Paz, Bolivia.

depleted in heavy isotopes like the rain of humid season ($<0.5 \text{ mS cm}^{-1}$; $\delta^{18}\text{O} < -14\text{‰}$). Close to the recharge zone by the Desaguadero, groundwater has similar characteristics to the mean values of the Rio (2 mS cm^{-1} and $\delta^{18}\text{O} \approx -10\text{‰}$). Downstream, a more saline zone (3-6 mS cm^{-1}) presents an isotopic signal of evaporated water and an age of around 3 500 B.P. (^{14}C and hydraulic model). It could be bound to the Tauca lake, prior to 8000 years, or to a more recent paleolake.

Key words: *Aquifer, Altiplano central, salinity, isotopes, hydrogeological balance.*

INTRODUCCIÓN

El Altiplano boliviano es una zona geográfica muy peculiar por la existencia de la mayor extensión de agua a una altura de más de 3 800 m y de la costra salada más grande sobre la Tierra (Fig. 1). Desde el principio del Cuaternario, esta cuenca endorreica ve unas veces crecer y otras veces reducirse su extensión lacustre en función de balances que los científicos se dedican a comprender. La pregunta es simple ¿Cuál es la evolución en diferentes escalas de tiempo (mensual a milenaria) de la relación precipitación/evaporación en el conjunto de la cuenca? Los elementos de respuesta son, sin embargo, difíciles de describir. Esta zona, entre 16° y 20° de latitud sur, es barrida por la Zona de Convergencia Inter-Tropical (ZCIT) que induce temporadas bien marcadas de lluvias. Según varios estudios discutidos en Grosjean *et al.* (1995) las variaciones de niveles de los lagos durante el Cuaternario pudieron ser la consecuencia del desplazamiento de la ZCIT.

El objeto de este estudio es comprender la dinámica de la salinidad del acuífero (6 000 km^2) del Altiplano central boliviano. El primer objetivo es delinear recomendaciones en cuanto a la utilización del recurso hídrico subterráneo para esta región con condiciones de vida muy difíciles (heladas, sequía y salinidad del agua). El segundo objetivo es obtener información de fases climáticas pasadas y de sus consecuencias sobre el ciclo del agua de esta región. Este trabajo presenta el balance hidrogeológico actual y un análisis de la evolución espacial de la geoquímica del agua subterránea.

1. MÉTODOS

Para reconocer la extensión y el espesor del acuífero, en este estudio se realizaron sondeos eléctricos verticales. El presente trabajo pudo tomar cuerpo gracias a los pozos perforados (20 a 80 m) y equipados de bomba a mano por la ONG boliviana YUNTA. La nivelación de 53 pozos ha permitido mejorar la precisión de altura del nivel de agua de 20 m, según los mapas topográficos, hasta menos de 20 cm. Más de 200 mediciones de nivel del agua fueron efectuadas en 100 pozos, y se incluyen mediciones de la margen izquierda de Camacho & Quintanilla (1994).

A los tres pluviómetros del servicio nacional SENAMHI en la zona de estudio, se añadieron cuatro de lectura diaria y cinco totalizadores. En el Desaguadero, a la estación hidrométrica de Ulloma, se añadió una en Eucaliptus y una en Chilahuala.

Se efectuaron unas 500 mediciones de conductividad eléctrica en muestras de agua subterránea, de superficie y de lluvia. Los cloruros fueron analizados en 270 muestras por tres laboratorios (Geología Aplicada - Univ. París, Orstom - Francia e IIQ - UMSA). El oxígeno 18 fue principalmente analizado en el laboratorio de Thonon (Francia). El laboratorio de Orsay (Francia) analizó 18 muestras para deuterio y ^{18}O . Los seis análisis de tritio y los cinco de ^{14}C y ^{13}C fueron efectuados en Thonon.

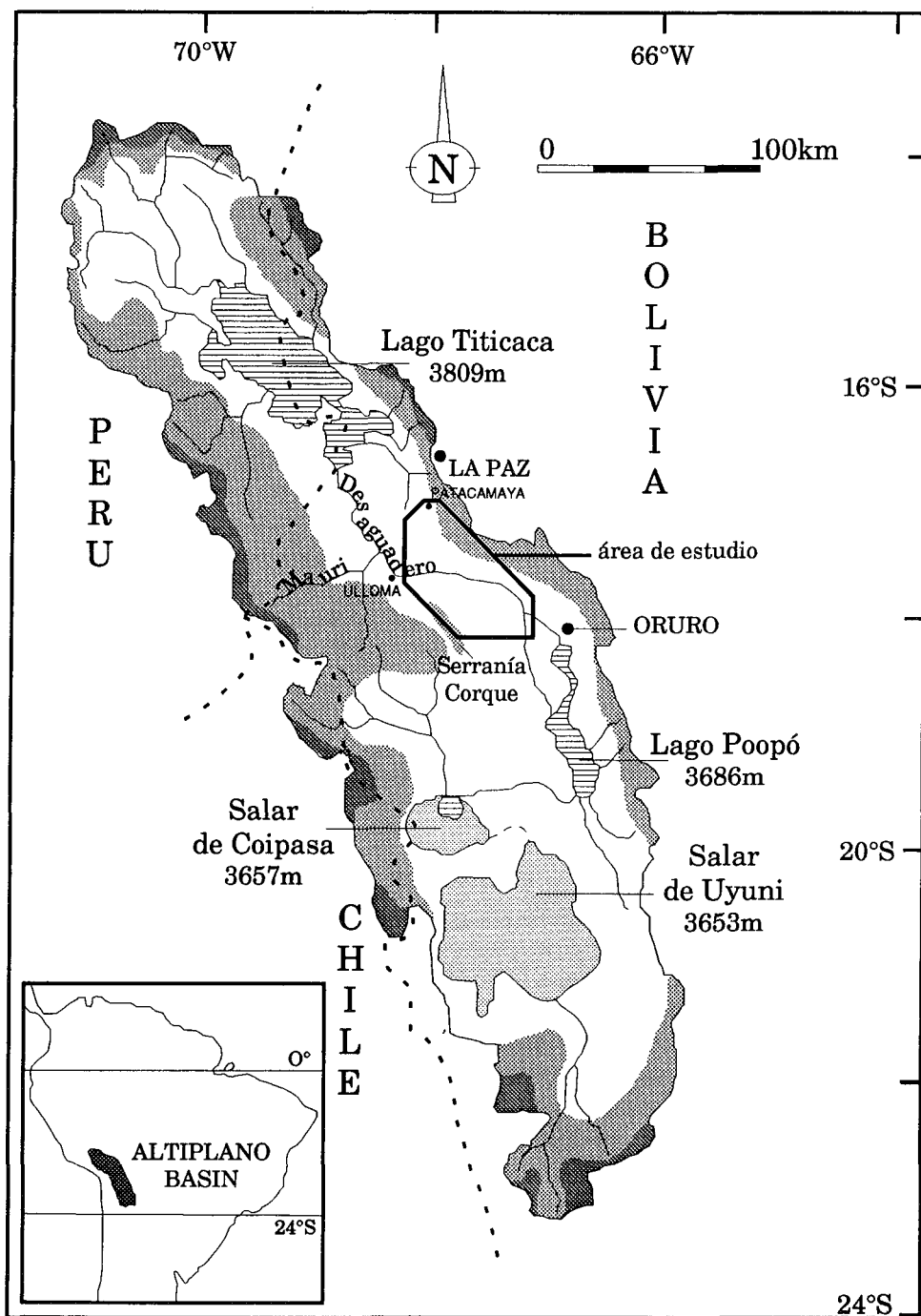


Fig. 1 - Croquis del Altiplano con la zona de estudio. Gris oscuro: altura superior a 5 000 m, gris claro altura entre 5 000 y 4 000 m, en blanco: altura entre 4 000 y 3 600 m.

Para precisar los términos del balance actual de agua, se efectuaron simulaciones con un modelo hidrogeológico del *US Geological Survey* (Konikow & Bredehoeft, 1984). El modelo de distribución del oxígeno 18 del agua en zona no saturada (Barnes & Allison, 1983) fue utilizado para evaluar la evaporación a partir de la capa acuífera.

2. GEOLOGÍA Y CLIMA

El Altiplano central boliviano es una región de cuencas limitadas al oeste por estratovolcanes de la Cordillera Occidental y por una secuencia paleozoica de la Cordillera Oriental. Al oeste, el acuífero es limitado por el flanco de un sinclinal terciario que culmina a 4 500 m, la Serranía de Corque (Fig. 1). Al este de esta formación, la zona es notoriamente plana, constituida de sedimentos cuaternarios principalmente de origen lacustre sobrepasando la serie terciaria y del Paleozoico. Sondeos eléctricos permitieron detectar que el cuaternario lacustre o fluvio-lacustre puede alcanzar más de 100 m (Jiménez & Coudrain-Ribstein, 1995). Cerca de la superficie, se presenta una alternación de capas arenosas y de pasados arcillosos. El acuífero es limitado al este por afloramiento paleozoico. Un corte este-oeste de la zona de estudio es presentado en Coudrain-Ribstein *et al.* (1995).

El clima es semiárido, con una época de lluvia bien marcada en verano (diciembre a febrero). A partir de mediciones de estaciones meteorológicas cercanas, se puede estimar que la precipitación media anual de la zona es del orden de 350 mm con 80% entre noviembre y marzo. La evaporación potencial anual es del orden de 1,5 m por año (Herbas & Hufty, 1992). La agricultura es difícil por las frecuentes heladas y sequías y a causa de la salinidad de los suelos y del agua (Ledezma, 1995).

En la zona estudiada, el río Desaguadero constituye el único escurrimiento permanente. Su caudal medio entre los años 1991 a 1994 es del orden de $20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y se pudo notar que su nivel es poco variable, alrededor de un metro, con excepción de raras crecidas de corta duración.

3. PIEZOMETRÍA Y BALANCE HIDROGEOLÓGICO

Del mapa piezométrico (Fig. 2) se puede deducir que hay alimentación en el pie de los montes al oeste, como se planteó en los estudios anteriores (GEOBOL-NNUU, 1973; Guyot & Gumiel, 1990). En esta zona, el Desaguadero drena el acuífero hasta la coordenada horizontal de 115 km (Fig. 2) y a la inversa lo sostiene aguas más abajo. Un vínculo entre el Desaguadero y el acuífero en esta misma zona ya había sido sugerido por un estudio estocástico de los caudales del Desaguadero (Llamas *et al.*, 1994).

El balance hidrogeológico actual fue establecido por medio de simulaciones en régimen permanente. La descripción de las condiciones de simulación es proporcionada en Coudrain-Ribstein *et al.* (1995). Los términos del balance computado son los siguientes. La infiltración total en la zona cerca de los montes es estimada en $18 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$. La alimentación desde el Desaguadero, considerado como un límite con potencial impuesto, es estimada en $33 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ por año. La evaporación desde el acuífero, ligada a la profundidad del nivel freático, es de 6 a 25 mm año^{-1} en la zona este del acuífero ($X > 120 \text{ km}$, Fig. 2), con un valor total de $33 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$. Este resultado es reforzado por la presencia de sal en la superficie, bien visible tanto en el campo como en las fotos LANDSAT (junio 91) y SPOT (octubre 91) y por el estudio

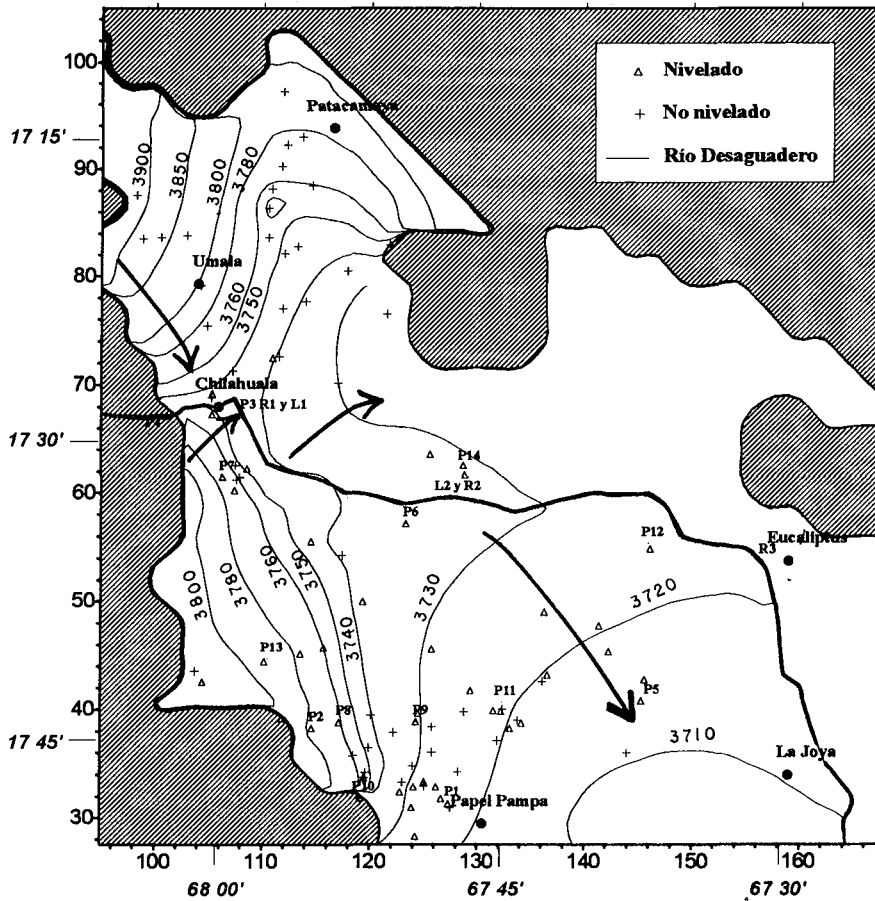


Fig. 2 - Límites del acuífero (sombreado), piezometría en m.s.n.m. y dirección de flujo.

de la zona no saturada (*cf. infra*). El último término de este balance, $18 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$, corresponde a las salidas hasta el Desaguadero ($X < 120$ en Fig. 2) y hacia el sur ($Y < 30$ en Fig. 2). La velocidad de poro fue estimada de 2 a 5 m por año.

4. CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA Y CLORUROS

El promedio de la conductividad eléctrica de la lluvia es de $0,22 \text{ mS cm}^{-1}$ (Cuadro 1) y, seleccionando las mediciones de época húmeda, el promedio es de $0,04 \text{ mS cm}^{-1}$. Respectivamente, las concentraciones promedio en cloruro son de $0,13 \text{ meq l}^{-1}$ y de $0,08 \text{ meq l}^{-1}$.

Cuadro 1 - Coordenadas (X, Y cf. Fig. 2), altura (H), conductividad (K) y cloruro. P1 a P14: pozos. L1 y L2: lluvia con 23 mediciones de K (T23), 6 de las cuales en época húmeda (H6) y 16 análisis de Cl (T16), 5 de los cuales en época húmeda (H5). R1 a R4: río Desaguadero con 55 mediciones de K y 20 de Cl. T2: lago Titicaca. N: número de mediciones, X: promedio, σ : desviación estandar.

Punto	X km	Y km	H msnm	K en mS cm ⁻¹			Cl en meq l ⁻¹		
				N	X	σ	N	X	σ
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	3,71
P4	99,4	65,5	3745,0	6	9	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
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	0,1	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	0,3
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	3734,0	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 ^L				1	1,72				
T2 ^F				74	1,41	0,51		7 ^I	

^L Lizarazu *et al.* (1987)

^F Fontes *et al.* (1979)

^I Iltis *et al.* (1979)

La conductividad del lago Titicaca es de aproximadamente de 1,4 mS cm⁻¹ (Fontes *et al.*, 1979) y la concentración en cloruros es del orden de 7 meq l⁻¹ (Iltis *et al.*, 1992). Para el Desaguadero en nuestra zona de estudio, el promedio de 55 mediciones es de 1,8 mS cm⁻¹, con un rango entre 3,3 y 0,7 mS cm⁻¹. La concentración promedio en cloruros es de 12 meq l⁻¹.

Según la conductividad eléctrica (K), se pueden definir tres zonas del acuífero (Coudrain-Ribstein *et al.*, 1994). La primera con K inferior a 0,5 mS cm⁻¹ incluye la zona de pie de monte. La segunda (K ≈ 2 mS cm⁻¹) corresponde a la zona de alimentación por el Desaguadero (P6, P14). La tercera, incluyendo los puntos P5 y P12, con K de 3 a 6 mS cm⁻¹, es la zona sudeste (135 < X < 145; 40 < Y < 50). Estas tres zonas se caracterizan respectivamente por [Cl] < 2 meq l⁻¹, 2 < [Cl] < 20 meq l⁻¹ y [Cl] > 20 meq l⁻¹. Así, en el pie de monte, la conductividad y la concentración de cloruros son bajas, cercanas a las de la lluvia. En las zonas cercanas a la alimentación por el Desaguadero, la conductividad eléctrica y la concentración de cloruros son equivalentes al promedio del Desaguadero. Falta comprender el origen de la salinidad en la zona sudeste (K > 3 mS cm⁻¹ y [Cl] > 20 meq l⁻¹).

5. OXÍGENO 18 Y DEUTERIO

Las muestras de lluvia tienen una amplia distribución de $\delta^{18}\text{O}$ de -4 a -22‰. Limitándose a los tres meses más lluviosos de diciembre a febrero, el promedio de 15 muestras es de -16,6‰ (Cuadro 2). Para los otros meses el $\delta^{18}\text{O}$ varía de -4 a -10‰. Esta fluctuación estacional podría ser asociada al paso de la ZCIT desde Belem, cerca del océano Atlántico en Brasil (Rozanski *et al.*, 1993). En el gráfico de $\delta^2\text{H}$ en función de $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 3) se observa que los puntos de lluvia se sitúan sobre la recta mundial de precipitaciones ($\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$).

Cuadro 2 - Datos de ^{18}O , ^2H , ^{14}C , ^{13}C (cf Leyenda Cuadro 1). L1 y L2: lluvia con 30 análisis de ^{18}O (T30), 15 de los cuales en época húmeda (H15).

Punto	Fecha	^{18}O ‰	^2H UT	Fecha	^{18}O ‰	^2H ‰	^{14}C pCm	^{13}C ‰	^{18}O		
									N	X	σ
P1	Nov 93	-16,8	<2	May 94	-14,6	-111,9			1	-14,6	
P2				Feb 94	-15,2	-123,8			7	-16,9	0,2
P3	Nov 93	-10,8	<2	Feb 94	-17,7	-134,9			2	-15,5	0,3
P4				Mar 94	-10,7	-96,8	37,1	-9,9	3	-17,1	0,9
P5	Nov 93	-14,4	<2	Jul 94	-8,6	-77,6			11	-13,4	2,5
P6				Feb 94	-15,4	120,9			3	-8,7	0,2
P7	Nov 93	-16,0	<2	Abr 94	-16,1	-122,5	75,2	-11,7	1	-16,1	
P8				Mar 94	-14,8	-118,2			3	-14,7	0,5
P9	Nov 93	-17,2	5	Abr 94	-15,3	-120,4	89,7	-10	3	-14,4	0,9
P10				Mar 94	-16,2	-126,9	63,8	-11,2	6	-16,3	0,1
P11	Nov 93	-17,2	5	Mar 94	-8,7	-83,8	58,9	-7	8	-8,9	0,2
P12				Jul 94	-11	-93,1			6	-17,6	0,2
P13									3	-10,5	0,5
P14											
L1				Abr 94	-6,8	-41,9			T30	-13,0	9,1
L2				Feb 94	-16,7	-121,6			H15	-16,6	10,3
R1	Nov 93	-8,8	3	Feb 94	-18,4	-129,4			15	-10,7	3,6
R2				Abr 94	-11,2	-97,2					
R3	Nov 93	-8,8	3	Jul 94	-8,4	-78,8			1	-5,3	
R4L				Abr 94	-11,2	-96,9					
T1F	Jun 76	4,3	8	Oct 85	-5,3	-59,6			35	-4,3	0,1
T2F				Jun 76	-4,3	-46,5			74	-4,4	0,2
T3F				Sep 76	-4,4				38	-3,8	0,4
				Mar 77	-3,8	-50,0					

^L Lizarazu *et al.* (1987) -^F Fontes *et al.* (1979)

En cuanto a las aguas de superficie, se observa en la figura 3 que el Desaguadero tiene una señal isotópica confundida con la de la lluvia durante la crecida de febrero. En época seca, desde abril hasta octubre, su composición se enriquece en isótopos pesados aproximándose a la del lago Titicaca que proporciona la mayor parte de su caudal de base. En nuestra zona,

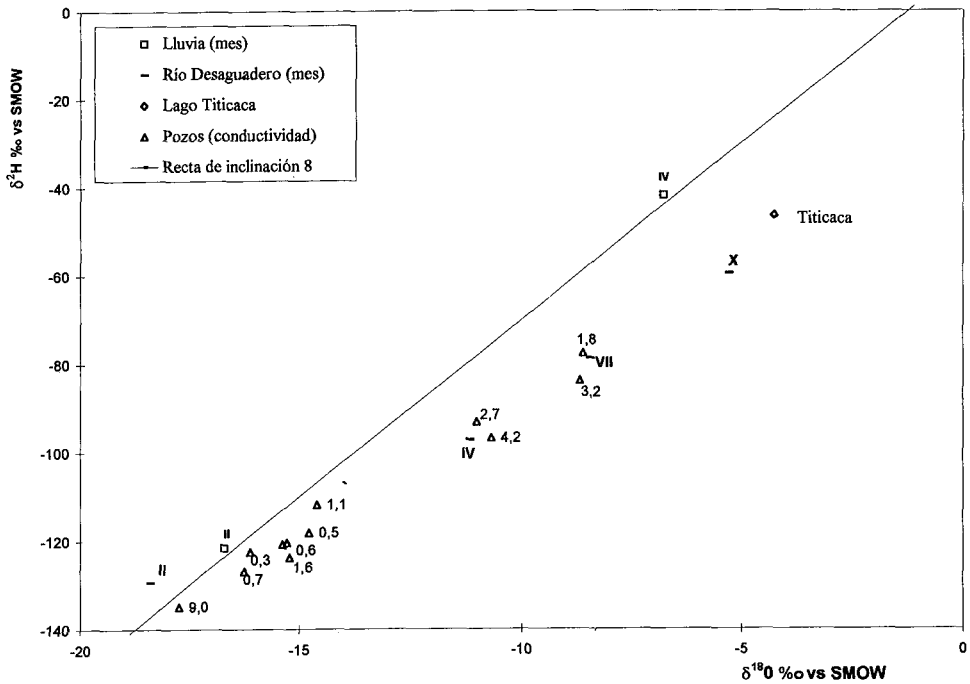


Fig. 3 - Deuterio vs Oxígeno 18 en ‰. La recta de pendiente 8 es la recta mundial de las precipitaciones. Para los puntos de lluvia y del Desaguadero las cifras romanas indican el mes de la muestra. Para los pozos, la anotación da K en mS cm^{-1} . El punto del Titicaca da el promedio de mediciones de junio 1976 (Fontes *et al.*, 1979), el punto del Desaguadero de octubre se obtuvo de Lizarazu *et al.* (1987).

el promedio en $\delta^{18}\text{O}$ del Desaguadero es de $-10,7\text{‰}$. Es posible que la diferencia en época seca entre los valores más elevados del Desaguadero (-5‰) y del Titicaca (-4‰) tenga como origen el aporte de agua subterránea en zonas de pie de monte (-15‰ en nuestra zona).

El agua subterránea presenta un $\delta^{18}\text{O}$ entre $-17,9\text{‰}$ y $-8,4\text{‰}$ que se distribuye según las mismas tres zonas geográficas de la conductividad. En la parte oeste, los valores son inferiores a -15‰ . En la zona de alimentación por el Desaguadero, los valores son cercanos a -10‰ . Y al sudeste ($135 < X < 145$ y $40 < Y < 50$), los valores varían entre -13 y -8‰ . En la figura 3, los puntos próximos de la recta mundial de las precipitaciones (P1, P3, P4, P7, P8, P9, P10 y P11) son pozos poco salados excepto P4 situado al oeste de Chilahuaya, cuya salinidad corresponde a la disolución de yeso. Los otros cuatro pozos de la zona salada ($X > 140$) muestran un comportamiento de agua evaporada.

Por lo tanto, los datos en ^{18}O y en ^2H corroboran los dos tipos de recarga, es decir, la infiltración a partir de escurrimiento, que dura generalmente unas horas, en el pie de monte y recarga por el Desaguadero aguas más abajo. Además, estos datos muestran que las aguas saladas al sudeste tienen como origen aguas que han debido sufrir evaporación y que probablemente se han estancado cierto tiempo en superficie.

6. TRITIO, CARBONO 14 Y ZONA NO SATURADA

Los datos en tritio y carbono 14 (Cuadro 2), discutidos en Coudrain-Ribstein *et al.* (1994), indican que hay recarga moderna al oeste (P13 y P9) y que la infiltración del agua de la zona este es anterior a 1950 (P2, P5, P9 y P11). Para los tres puntos más al este (P5, P11 y P12), suponiendo que no hay recarga cercana, el tiempo de recorrido puede ser estimado por la ecuación presentada en Mook (1980) en función de la relación de actividad en ^{14}C de dos puntos. Esto da 3 820 años de norte a sur para una distancia de 13,9 km, y 4 480 años de oeste a este para una distancia de 14,1 km. Estas cifras son equivalentes a una velocidad de poro de aproximadamente $3,5 \text{ m año}^{-1}$. Así, con la hipótesis de no alimentación entre los puntos P12 y P5, el modelo hidráulico y los datos de ^{14}C permiten estimar una edad del agua cerca del punto P5 de unos $4\,000 \pm 500 \text{ años}^{-1}$.

En el punto P5 se realizó una perforación hasta el nivel freático (6 m). Las muestras de agua extraídas por destilación al vacío muestran que $\delta^{18}\text{O}$ decrece desde $1,9\%$ cerca de la superficie a -10% a 2,8 m de profundidad, luego permanece estable hasta el nivel saturado cuyo tenor era de $-10,8\%$. El perfil es característico de un acuífero sometido a evaporación. La aplicación del modelo desarrollado por Barnes & Allison (1983) para el régimen permanente en condición isoterma permitió calcular una evaporación del orden de 7 mm año^{-1} corroborando los resultados del balance del acuífero. El análisis de las soluciones procedentes de la lixiviación de las muestras, enseña que la concentración en cloruros del agua del suelo crece exponencialmente desde 2 g l^{-1} a 6 m hasta 73 g l^{-1} en superficie. Tal acumulación indica que el último lavado de la zona no saturada es por lo menos de varias centenas de años.

7. PALEO MEDIOAMBIENTE

La transgresión lacustre más recientemente conocida es la del Tauca con un lago que cubría los actuales salares Uyuni y Coipasa. Según los últimos trabajos (Rondeau, 1990; Servant *et al.*, 1995), este lago alcanzó 3 760 m alrededor de 11 000 B.P. Su salinidad fue estimada en 80 g l^{-1} (Risacher & Fritz, 1991) disolviendo el conjunto de la costra de sal de los salares y suponiendo un nivel de 3 720 m. La reconstrucción de las fluctuaciones del lago Titicaca sobre los últimos 7 500 años (Mourguiart *et al.*, 1992) indica que el nivel de agua alcanzó su mínimo hacia los 7 500 años y que hasta 1 500 B.P. el nivel quedó por debajo del umbral así que el Desaguadero no era alimentado por el lago. Trabajos de geoquímica sobre el salar de Uyuni (Risacher & Fritz, 1992) muestran una fase de una extrema aridez durante esta temporada seca por lo cual la salinidad de la parte sur del Titicaca alcanzó 30 g l^{-1} (Mourguiart & Roux, 1990). Sin embargo, entre 3 900 y 2 400 años hubo un episodio más húmedo durante el cual el nivel del lago subió pero quedándose todavía por debajo del umbral.

Se puede deducir de estos estudios que de 11 000 años a aproximadamente 8 000 años, el lago Tauca cubría el acuífero que estudiamos. Luego, y hasta cerca de 1 500 años, la alimentación por el Desaguadero, ocurría a lo mejor durante unos días al año y no permanentemente como ahora. Sin embargo, no es imposible que hayan existido unas lagunas o un lago cubriendo las depresiones de nuestra cuenca entre 3 900 y 2 400 B.P. Finalmente, durante los últimos 1 500 años el régimen hidrológico ha debido ser igual en promedio al actual.

8. DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN

Los cálculos de balance de agua del acuífero por medio de una modelación del régimen actual muestran que los tres términos, infiltración al oeste, alimentación por el Desaguadero y evaporación a partir del acuífero, son del orden de unas decenas de millones de metros cúbicos al año. Esto demuestra que todo cambio en la explotación del recurso subterráneo o del Desaguadero debe tener en cuenta el vínculo que existe entre estos dos y también la antigüedad de las aguas subterráneas en la parte sudeste del acuífero.

Los datos de química y de oxígeno 18 permiten corroborar las zonas de alimentación actual por infiltración desde ríos temporales en el pie de monte y por el Desaguadero más al este. Aguas más abajo ($X > 140$, $Y < 50$), donde la salinidad del agua es claramente más fuerte ($3-6 \text{ mS cm}^{-1}$), su señal isotópica indica un agua que ha sufrido evaporación, y las mediciones de ^{14}C como el modelo hidráulico indican una edad superior a 3 500 años. Guyot & Gumiel (1990) propusieron explicar la salinidad de los pozos en la zona oeste de Oruro por infiltración de las aguas saladas a partir de las zonas que sufren inundaciones después de unas fuertes lluvias. El estudio isotópico de las aguas subterráneas de Oruro (Lizarazu *et al.*, 1987) y el presente estudio muestran, por el contrario, que no hay recarga a partir de las zonas de inundación. La fuerte salinidad de estas aguas antiguas de la zona sudeste del acuífero de Villarroel no puede tener como origen el Desaguadero que existe con un flujo permanente solamente desde unos 1 500 años. La primera hipótesis es que esta zona podría ser una reminiscencia de aguas del Tauca. En este caso, la edad demasiado pequeña ($4\,000 \pm 500$ años y no 8 000 años) podría deberse a una mezcla por dispersión con aguas más recientes. La segunda hipótesis es que estas aguas antiguas y salinas podrían ser un testigo de una fase climática más húmeda que habría permitido la estadia de un paleolago o de lagunas entre 3 900 y 2 400 años.

Agradecimientos

Los autores agradecen al SENAMHI por los datos de lluvia y la ayuda proporcionada para la nivelación, al Proyecto de Estudio del Lago Titicaca por las cotas niveladas a lo largo del Desaguadero y a Ramón Aravena por su crítica constructiva de este texto.

Referencias citadas

- BARNES, C.J. & ALLISON, G.B., 1983 - The distribution of deuterium and ^{18}O in dry soils. Theory. *Journal of Hydrology*, 60: 141-56.
- CAMACHO, M.V.M. & QUINTANILLA, J.A., 1994 - Estudio preliminar de las aguas subterráneas de la provincia Aroma del departamento La Paz, La Paz: Informe IIQ-UMSA.
- 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. in: *Models for assessing and monitoring groundwater quality* (B.J. Wagner, T.H. Illangasekare & K.H. Jensen, eds): 11-9, Publ. AISH 227.
- COUDRAIN-RIBSTEIN, A., OLIVE, P., QUINTANILLA, J., SONDAG, F. & CAHUAYA, D., 1994 - Salinity and isotopic dynamics of the groundwater resources on the Bolivian Altiplano. in: *Application of Tracers in Arid Zone Hydrol.*, Seminario. agosto 94, Vienna, Austria: Publ. AISH.

- 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: 207-29*, Vienna, Austria: OIEA.
- GEOBOL & NN UU, 1973 - Los recursos de agua del Altiplano norte y del área de Oruro, La Paz: Informe PNUD.
- GROSJEAN, M. & SCHOTTERER, U., 1995 - Late-glacial and early Holocene lake sediments, groundwater formation and climate in the Atacama Altiplano 22-24°S. *Journal of Paleolimnology*, 280.
- 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. & HUFFY, A., 1992 - L'évaporation du haut plateau bolivien. *Le Climat*, 10(1): 31-56.
- ILTIS, A., CARMOUZE, J.P. & LAMOALLE, J., 1992 - Physico-Chemical properties of the water. *in: Lake Titicaca, a synthesis of limnological knowledge* (C. Dejoux & A. Ilitis, eds): 89-97, London / Kluwer: Academic Publishers.
- JIMÉNEZ, M. A. & COUDRAIN-RIBSTEIN, A., 1995 - Determinación de aguas salinas en acuíferos mediante exploración geoelectrica en el Altiplano central. *in: Aguas, Glaciares y Cambios climáticos en los Andes* (P. Ribstein & B. Francou, eds.): 253-254, La Paz, 13-16 junio: ORSTOM-UMSA-SENAMHI-CONAPHI.
- KONIKOW, L.F. & BREDEHOEFT, J.D., 1984 - Computer model of two-dimensional solute transport and dispersion in ground water. *in: US Geological Survey Book*, 90p., Book 7, Chapter C2.
- LEDEZMA, R.D., 1995 - Influencia del riego en los procesos de salinización y sodificación en suelos de la provincia G. Villarreal. Tesis de grado, UMSA, La Paz.
- LIZARAZU, J., ARANYOSSY, J.F., ORSAG, V. & SALAZAR, J.C., 1987 - Estudio isotópico de la cuenca del Oruro-Caracollo (Bolivia). *in: Isotope techniques in water resources development: 301-14*, Vienna: OIEA.
- LLAMAS, J., VERRLETTE, J.-L., GARFIAS, J. & ANTIGÜEDAD, I., 1994 - Stochastic simulation of hydrological data in the Bolivian highlands. *Journal of Hydrology*, 158: 363-79.
- MOOK, W.G., 1980 - Carbon-14 in hydrogeological studies. *in: Handbook of environmental isotope geochemistry*. (P. Fritz & J.Ch. Fontes, eds): 49-74, Amsterdam-Oxford-New York: Elsevier Scientific Publishing Company.
- 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. *Comptes Rendus, Académie des Sciences*, 315(II): 875-80, Paris.
- RISACHER, F. & FRITZ, B., 1991 - Quaternary geochemical evolution of the salars of Uyuni and Coipasa, Central Altiplano, Bolivia. *Chemical 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. *Comptes Rendus, Académie des Sciences*, 314(II): 1371-7, Paris.
- 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. Geophysical Monograph*, 78: 1-36.
- SERVANT, M., FOURNIER, M., ARGOLLO, J., SERVANT-VILDARY, S., SYLVESTRE, F., WIRRMANN, D. & YBERT, J.P., 1995 - La dernière transition glaciaire/interglaciaire des Andes tropicales sud (Bolivie) d'après l'étude des variations des niveaux lacustres et des fluctuations glaciaires. *Comptes Rendus, Académie des Sciences*, 320 (II): 729-36, Paris.

ISOTOPE HYDROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF NORTHERN CHILE GROUNDWATERS

Ramón Aravena*

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. 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.

Key words: *Groundwater, Northern Chile, isotopes, geochemistry.*

HYDROLOGIE ISOTOPIQUE ET GÉOCHIMIE DES EAUX SOUTERRAINES DU NORD CHILI

Résumé

Cet article est un résumé des études de caractérisation d'aquifères situés dans la *Pampa del Tamarugal* et du *Salar de Atacama* au nord du Chili à l'aide d'isotopes. Les objectifs principaux de ces études étaient d'obtenir de l'information sur l'origine et le temps de résidence des eaux souterraines, la qualité des eaux, les taux d'évaporation des salars et la relation entre les inondations et la recharge des aquifères. Les principales conclusions de ces études sont les suivantes: a) la majorité de l'eau souterraine est de bonne qualité à l'exception des zones situées près des salars; b) un système multi-aquifère a été identifié dans le bassin de la *Pampa del Tamarugal* en relation avec des zones de recharges situées à différentes altitudes et c) une importante portion des eaux souterraines dans les aquifères de la Pampa devraient être considérées comme une ressource non renouvelable.

Mots-clés : *Eau souterraine, Nord Chili, isotopes, géochimie.*

HIDROLOGÍA ISOTÓPICA Y GEOQUÍMICA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS DEL NORTE DE CHILE

Resumen

En este trabajo se presenta un resumen de estudios que se han realizado en el Norte de Chile, en acuíferos localizados en la Pampa del Tamarugal y en 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 acuíferos. Las principales conclusiones de estos estudios fueron las siguientes: a) la mayoría del agua subterránea es de buena calidad, con la excepción de las áreas cercanas a los salares; b) se identificó en la cuenca de la Pampa del Tamarugal un sistema de multiacuífero

* Waterloo Centre For Groundwater Research, Department of Earth Sciences, University of Waterloo, Waterloo, Ontario, N2L 3G1 Canada

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.

Palabras claves: Agua subterránea, Norte de Chile, isótopos, geoquímica.

INTRODUCTION

Northern Chile is one of the most arid regions of the world. Annual precipitation is nil at lower elevations and reaches about 200 mm yr^{-1} above an altitude of 3 500 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 & Hojas, 1975; PNUD, 1978; Karzulovic & 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.*, 1978; 1981; Peña *et al.*, 1989; Grilli *et al.*, 1989; Magaritz *et al.*, 1989, 1990; Aravena & Suzuki, 1990). 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 (Fig. 1). Most studies have been conducted in the Pampa del Tamarugal basin.

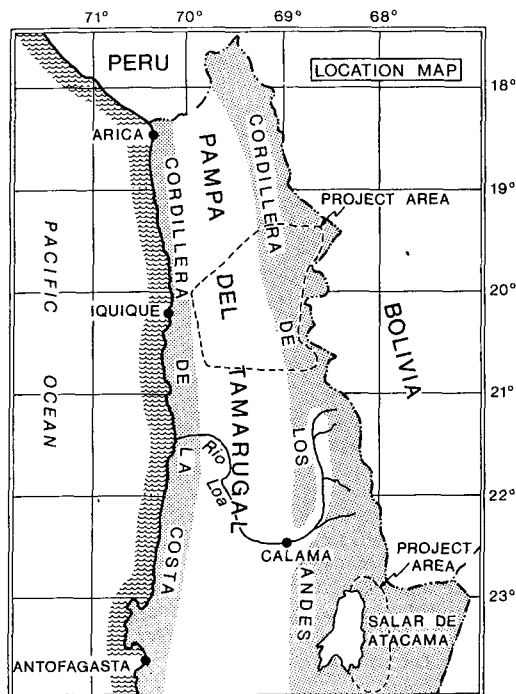


Fig. 1 - Study sites, Northern Chile.

1. STUDY SITES

1. 1. Pampa del Tamarugal Basin

This region is the northern extension of the Atacama Desert. It is a north-south plain at 1 000-1 200 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 has a 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 & 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 (Fig. 2). This flow model assumes that the main groundwater flow

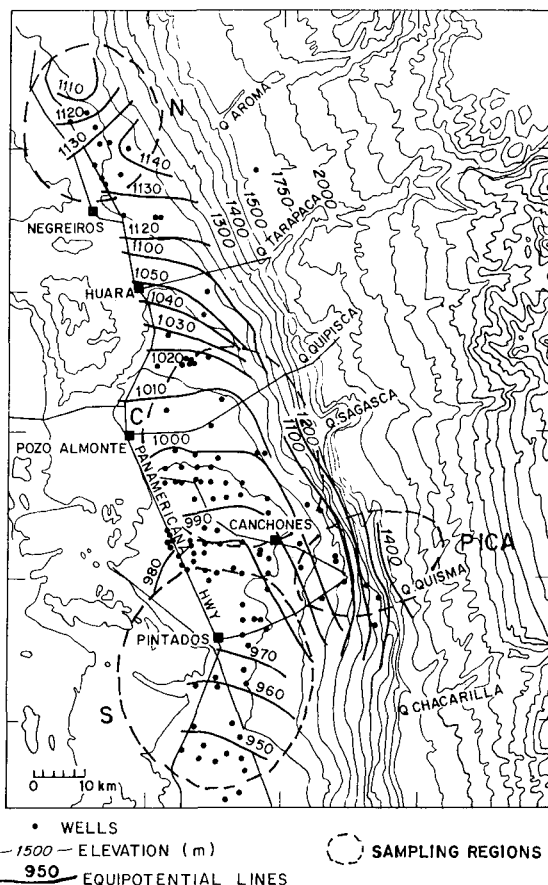


Fig. 2 - Regional potentiometric contours and sampling locations in the Pampa del Tamarugal.

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 μS . One of the major obstacles for the groundwater resource development in the *Pampa del Tamarugal* region is the annual 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.

1. 2. *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.*, 1978).

2. 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.

One of the characteristics of the groundwater in the *Pampa del Tamarugal*, is their wide range in isotopic composition which varies between -13.4 and -3.8 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -105 and -28 ‰ for $\delta^2\text{H}$ (Fig. 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 -105 and -30 ‰ for $\delta^2\text{H}$ (Fritz *et al.*, 1981; Aravena *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 (Fig. 3). 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 (Fig. 4) (Fritz *et al.*, 1981; Magaritz *et al.*, 1989).

Most of the groundwaters are located on a different line than the LMWL. Fritz *et al.* (1981) suggested that this pattern could indicate that the groundwaters were recharged under different climatic conditions than today. Further studies, specifically on springs in the higher part of the basin discard this hypothesis, since recent groundwaters exhibits the same

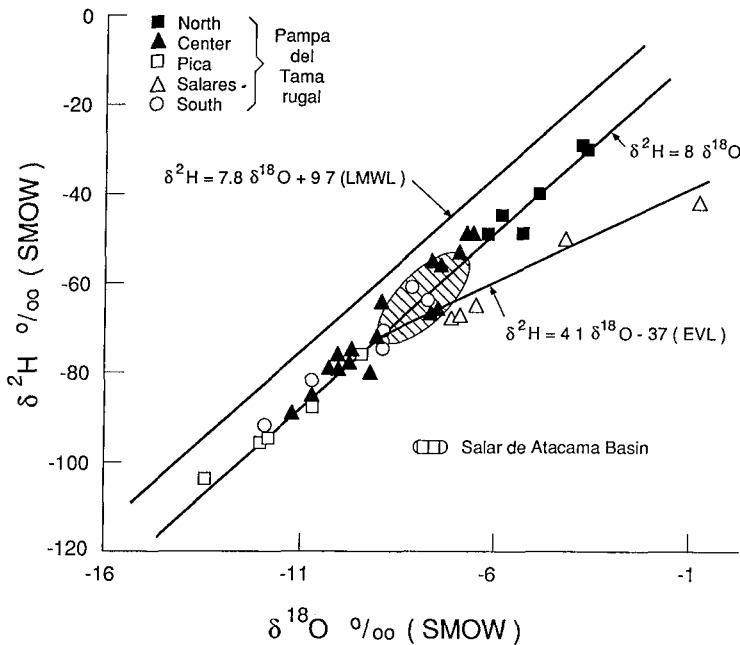


Fig. 3 - Isotopic composition of groundwater in the Pampa del Tamarugal and Salar de Atacama Basins.
(LMWL = Local meteoric water line; EVL = Evaporation line)

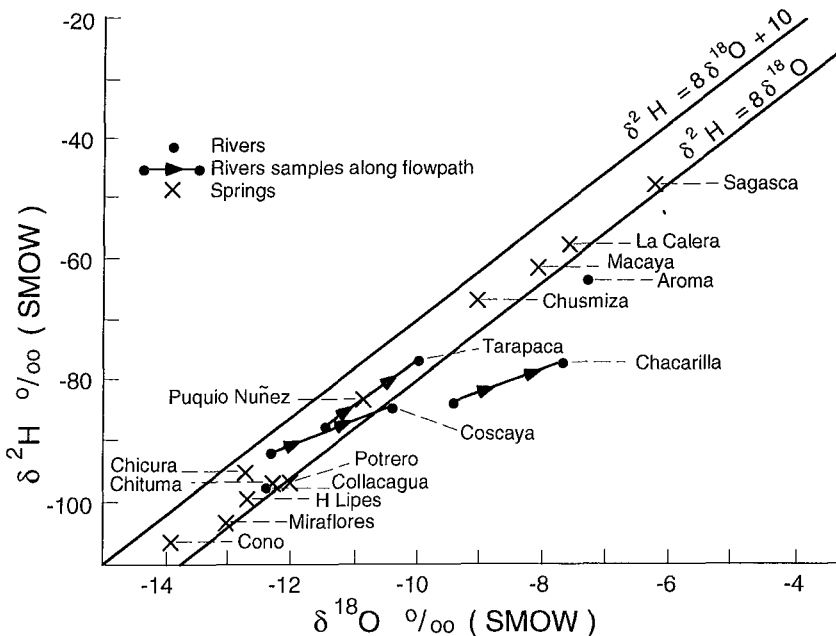


Fig. 4 - Isotopic composition of springs and river water in the Pampa del Tamarugal Basin
(modified from Magaritz et al., 1989).

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 $\delta^{18}\text{O}$ indicates that these waters were recharged at altitudes no higher than 2700 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.*, 1978) show a small isotopic range (-7.0 and -8.5 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -55 and -65 ‰ for $\delta^2\text{H}$) indicating that they have a similar recharge area (Fig. 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 & 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 (Fig. 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.

2. 1. 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 μS , increasing to values as high as 8,600 μS 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 also play a role in the chemistry of surface water in northern Chile. This is clearly observed in the *Río 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 & Suzuki, 1990).

Groundwaters in the northern Chile aquifers are characterized by low salinity (300 to 4,500 μS), except for the groundwater in the Salares which range from 20 to 105 ms cm^{-1} . 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 μS 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.

2. 2. 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 & Panarello, 1981). Tritium data collected in precipitation in northern Chile, in 1984 range between 3.3 and 9.9 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 & Suzuki, 1990).

In the *Pampa de Tamarugal* aquifers, the ¹⁴C concentration in groundwater ranges from 105 to 14.3 pmc (percent of modern carbon) (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 in the aquifer, because water is recirculated due to agricultural practices. The higher ¹⁴C values are due to isotopic exchange between DIC of the irrigated water and soil CO₂ present in the unsaturated areas (Aravena & Suzuki, 1990).

The lower ¹⁴C 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 ¹⁴C concentration decreased along the direction of the groundwater flow system, however, there is evidence in the central Pampa that shows ¹⁴C concentration similar or higher than groundwater located upflow. These waters are also not part of the overall geochemical evolution pattern. It has been postulated that 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 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.*, 1981). The role of volcanic CO_2 in the carbon cycle of groundwater is well documented in the area north of *Salar de Atacama* (Aravena & Suzuki, 1990).

3. 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 as a non-renewable water resource. Most of the surface water that has inundated the *Pampa* during very wet years in the past 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 with the influence of geothermal fields. More studies are required to evaluate the hydrology of the closed basins located in the *Altiplano* region. These basins are part of the recharge areas for the aquifers located in the lower basins, and contains 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.

Acknowledgement

The isotope studies presented in this paper were sponsored and supported by the *Dirección General de Aguas*, the *Comision 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. Magaritz. This paper is dedicated to M. Magaritz and C. Fontes, two important isotope colleagues that died recently.

References Cited

- ALBERO, M.C. & PANARELLO, H.O., 1981 - Tritio e isótopos estables en aguas de precipitaciones en América del Sur. *in: Proc. Interamerican Symposium on Isotope Hydrology*: 91-109; Bogotá: Instituto de Asuntos Nucleares.
- ARAVENA, R., PEÑA, H., GRILLI, A., SUZUKI, O. & MAGARITZ, M., 1989 - Evolución isotópica de las lluvias y origen de las masas de aire en el Altiplano Chileno. *in: Seminar Isotope Hydrology Investigations in Latin America*: 129-142; México: IAEA-TECDOC- 502.
- ARAVENA, R., SUZUKI, O., FRITZ, P., PEÑA, H. & RAUERT, W., 1987 - Isotopic evolution of aqueous sulfate in northern Chile waters. *in: Proc: International Symposium on the Use of Isotope Techniques in Water Resources Development*: 715; Vienna, Austria: International Atomic Energy Agency.
- ARAVENA, R. & SUZUKI, O., 1990 - Isotopic evolution of rivers water in northern Chile region. *Water Resources Research*, 26: 2887-2895.
- CAMPILLO, R. & HOJAS, A., 1975 - *Hidrogeología de la Pampa del Tamarugal*, 61p., Santiago: Iren-Corfo.
- CORFO-UNIVERSIDAD DE CHILE, 1973 - Estudios de recursos hídricos de la cuenca del Loa, report, May; Santiago, Chile: Dept. de Recursos Hídricos.
- FONTES, C.H., 1983 - Dating of groundwater. *in: Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology*: 285-317; International Atomic Energy Agency, Technical Reports Series, 91.
- FRITZ, P., SILVA, C., SUZUKI, O. & SALATI, E., 1978 - Isotope hydrology in northern Chile. *in: Proceeding of the Symposium Isotope Hydrology*: 525-543; Vienna, Austria: International Atomic Energy Agency.
- FRITZ, P., SILVA, C., SUZUKI, O. & SALATI, E., 1981 - Isotope Hydrology of groundwater in the Pampa del Tamarugal, Chile. *Journal of Hydrology*, 53: 161-184.
- GALLI, O.C. & DINGMAN, J.R., 1962- Geología de los cuadrángulos Pica, Alca, Matilla, y Chacarilla. *in: Carta Geológica de Chile, v3, n° 2-5, 125p*, Instituto de Investigaciones Geológicas.
- GRILLI, A., VIDAL, F. & GARIN, C., 1986 - *Balance Hidrológico Nacional, I Región*, Santiago, Chile: Dirección General de Aguas, M.O.P.
- GRILLI, A., POLLASTRI, A., ORTIZ, J. & AGUIRRE, E., 1989 - Evaluación de tasas de evaporación desde salares, utilizando técnicas isotópicas. *in: Seminar Isotope Hydrology Investigations in Latin America*: 155-168, Mexico: IAEA-TECDOC- 502.
- ICC-CONIC., 1982- *Estudio de las precipitaciones en la región de Tarapacá*, Santiago, Chile: Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas.
- KARZULOVIC, J & GARCIA, F., 1979- *Evaluación de los recursos hídricos de la Provincia de Iquique*, 205 p., Informe DGA, Iquique: Intendencia Reg. Serplac.
- MAGARITZ, M., ARAVENA, R., PEÑA, H., SUZUKI, O. & GRILLI, A., 1989- Water chemistry and isotope study of streams and springs in Northern Chile. *Journal of Hydrology*, 108: 323-341.
- MAGARITZ, M., ARAVENA, R., PEÑA, H., SUZUKI, O. & 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. & RAUERT, W., 1989- Estudio de Hidrología Isotópica en el área del Salar de Llamara, Desierto de Atacama, Chile. *in: Seminar Isotope Hydrology Investigations in Latin America*: 113-125, Mexico: IAEA-TECDOC- 502.
- PROGRAMA NACIONES UNIDAS PARA EL DESARROLLO (PNUD), 1978- Desarrollo de los recursos de agua en el Norte Grande, Chile, Julio.

EXISTENCIA DE AGUA EN LA II REGIÓN DE CHILE: INTERROGANTES E HIPÓTESIS

*Pierre Pourrut * , Alex Covarrubias ***

Resumen

A pesar de la aridez de sus condiciones climáticas y del fuerte incremento de las extracciones, no se observa ninguna disminución del recurso agua explotado en la II Región de Chile. Los resultados de nuevos estudios, en especial aquellos referente a posibles modificaciones climáticas, permiten explicar en parte esta aparente antinomia.

Palabras claves: *Aridez, incremento demanda, recarga natural, formaciones detríticas, cambios climáticos.*

LA PRÉSENCE D'EAU DANS LA IIÈME RÉGION DU CHILI : QUESTIONS ET HYPOTHÈSES

Résumé

Malgré l'aridité du climat et l'accroissement accéléré de l'extraction, on n'observe pour l'instant aucune diminution notable des quantités d'eau exploitées dans la IIème Région du Chili. Les résultats d'études récentes, particulièrement celles relatives à de possibles modifications climatiques, permettent dans une certaine mesure d'apporter quelques éclaircissements à cette apparente contradiction.

Mots-clés : *Aridité, demande en hausse, recharge naturelle, formations detríticas, changements climatiques.*

THE PRESENCE OF WATER IN THE IInd REGION OF CHILE: QUESTIONS AND HYPOTHESIS

Abstract

In spite of arid climatic conditions and the increasing human withdrawal of water, no diminution of the manageable water resources of the IInd Region of Chile is yet to be observed. Results from recent studies, particularly those relative to possible climatic changes, allow to some extent to cast a new light upon this paradoxical phenomenon.

Key words: *Arid conditions, increasing demand, natural recharge, detritic formations, climatic changes.*

* ORSTOM, DEC-UR 21, Casilla 34, Correo 2, Antofagasta, Chile.

** Universidad Católica del Norte, grupo UNIRHI, Casilla 1280, Antofagasta, Chile.

INTRODUCCIÓN

Frente a la extrema escasez de precipitaciones que impera en todo el espacio comprendido entre la franja litoral y la puna andina, en la II Región de Chile, la procedencia del agua usada por los distintos sectores de desarrollo constituye una incógnita preocupante: "*¿Cómo se forma?, ¿de dónde viene?, ¿cómo circula? y ¿cuánto tiempo demora en su tránsito hasta los sitios donde se la puede captar?*". Otra interrogante fundamental es la siguiente: "*A pesar del aumento acelerado de las extracciones, que han pasado de 5 000 a 8 000 l s⁻¹ en los últimos veinte años, ¿por qué no se ha identificado todavía ningún descenso notable de la producción de aguas?*".

La presente comunicación pretende responder, parcial y preliminarmente, a las preguntas arriba planteadas. Geográficamente, el estudio se limita a las zonas de explotación de las aguas, que se sitúan por sobre los 2 500 m de altura, en las cuencas altas y en el piedemonte andino, a unos 250 km de la capital regional.

Después de describir brevemente los grandes rasgos geográficos que condicionan la formación del agua en la zona y una vez analizada la información disponible al respecto, se presentarán algunos aspectos de las investigaciones más novedosas con el propósito de formular algunas hipótesis, en especial aquellas basadas en una interpretación de las condiciones climáticas vigentes en épocas del pasado.

1. FACTORES NATURALES CONDICIONANTES DE LAS RESERVAS DE AGUA

El ámbito pluvioclimático y el contexto geodinámico son los agentes del entorno geográfico que condicionan más directamente la formación, localización, importancia y calidad del potencial hídrico. En efecto, de estas dos variables dependen las cantidades y las características del tránsito de las aguas en el sistema hidrológico superficial y subterráneo.

1. 1. Entradas de agua al sistema hidrológico - Marco pluviométrico

La región es extremadamente seca, con muy escasas precipitaciones. Son tres las causas principales de la aridez.

1 - Las características específicas de la circulación general de la atmósfera: la región se encuentra casi permanentemente bajo la influencia del Anticiclón del Pacífico Sur, alimentado por el descenso de masas de aire frío y seco originado en latitudes ecuatoriales; como consecuencia, el tiempo es muy estable y caracterizado por altas presiones barométricas y cielos despejados;

2 - La proximidad de la Corriente de Humboldt, con aguas frías procedentes de la Antártica, disminuye la evaporación de las aguas superficiales del océano. Cuando ingresan al continente, las escasas masas así generadas, constituidas de aire relativamente frío y poco húmedo, no encuentran los requisitos termodinámicos de enfriamiento requeridos para precipitar y no se producen lluvias. Un caso especial ocurre en ciertas condiciones topográficas y de exposición de las vertientes, asociadas con condiciones de inversión térmica, bajo las cuales se forman neblinas llamadas *camanchacas* cuyo impacto es localizado;

3 - Las alturas elevadas de la Cordillera de los Andes contribuyen para aislar su vertiente pacífica del resto del continente suramericano puesto que van obstaculizando el

ingreso de las masas de aire de la vertiente atlántica, excepto durante la época correspondiente al verano austral, caracterizada por la posición más al sur del sol y una elevadísima radiación solar. En este período, entre diciembre y abril, las masas ascendentes generadas en el Chaco paraguayo argentino y el centro activo de altas presiones del Atlántico coinciden para empujar, hacia el oeste, masas de aire atlántico húmedo y caliente que provocan precipitaciones y tormentas. Las cúspides andinas se ven entonces cubiertas por el manto de nieve característico del *invierno boliviano* o *invierno altiplánico*.

La figura 1 presenta la situación general de la zona estudiada y las líneas de igual precipitación anual. Se debe notar que todo el territorio ubicado bajo los 3 000 m de altura está con lluvias inferiores a 10 mm y que las isoyetas 200 y 300 mm, en la zona altiplánica, resultan de extrapolaciones.

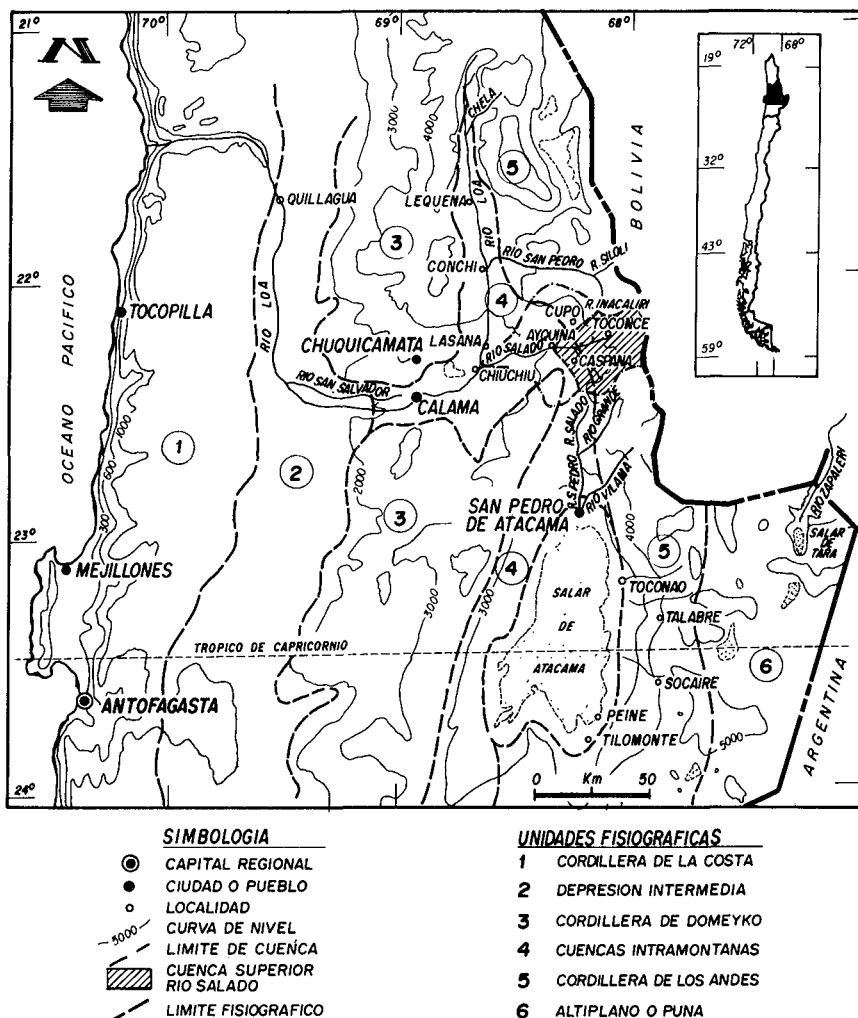


Fig. 1 - Mapa de ubicación.

1. 2. Transferencia y almacenamiento de las aguas - Contexto geodinámico

Las condiciones geológicas y la morfotectónica definen los distintos grados y tipos de permeabilidad: porosidad derivada de la litología, microfracturamiento y macrofallamiento. En el marco geotectónico global, la convergencia dinámica de la placa oceánica Nazca y del continente sudamericano es responsable de la notable actividad sísmica y del volcanismo activo que caracteriza la región oriental. Se ve también traducida en importantes fallamientos paralelos de orientación aproximada norte-sur que definen diferentes bloques alzados y fosas de hundimiento. Es posible distinguir seis compartimientos morfoestructurales de orientación norte-sur (Boric *et al.*, 1990), ubicándose los dos primeros y gran parte del tercero fuera de los límites del perímetro estudiado: - 1) la *Cordillera de la Costa* - 2) la *Depresión Intermedia* - 3) la *Cordillera de Domeyko* (Precordillera) - 4) las *Cuencas Intramontanas*, depresiones que separan la Precordillera de la Cordillera de los Andes; las principales son la cuenca superior del río Loa, la de su afluente el río Salado y la del Salar de Atacama; 5) la *Cordillera de los Andes*, cordón volcánico activo con estrato-volcanes cuyas altitudes frecuentemente sobrepasan 6 000 m de altitud; 6) el *Altiplano* (Puna), relieve relativamente suave con una altitud variable entre 4 000 y 4 400 m de altura y un sistema hidrográfico endorreico; está sólo presente en el extremo oriental de la región y se extiende hacia el este en territorio argentino y boliviano.

Ya que la gran mayoría de las rocas aflorantes, plutones y volcanitas, son de origen ígneo relativamente reciente, se da énfasis al período que abarca desde el Terciario Medio hasta el Cuaternario, cuando el frente magmático pasa a ocupar la posición actual y forma un cordón volcánico del que nació la Cordillera Principal de los Andes. Es importante citar

“... durante este período [Terciario Medio hasta el Cuaternario], imperó un clima hiperárido, con escasa erosión, aunque se formaron extensas cubiertas aluviales y algunos depósitos lacustres y salinos, que constituyen las actuales planicies (pampas) y salares localizados en la Depresión Intermedia y Cuencas Intramontanas” (Boric *et al.*, 1990).

1. 3. Conclusiones previas deducidas de las características del entorno ambiental

De lo que ha sido expuesto, se puede deducir que:

- las entradas de agua al sistema, tanto las actuales como aquellas de un pasado relativamente remoto, tienen que ser mínimas ya que las precipitaciones conocidas son muy escasas y que el ámbito desértico, según Boric *et al.* (1990), impera desde hace varios millones de años;

- en lo que se refiere al almacenamiento y a la circulación de las aguas en el medio subterráneo, las posibilidades aparentes son reducidas. En efecto, la secuencia estratigráfica publicada muestra muy pocas formaciones detríticas, quizás porque los trabajos geológicos han tenido un enfoque esencialmente minero, o quizás porque los resultados de los sondeos han sido mantenidos confidenciales. Además, pese a tener claro el panorama estructural a escala regional, los mapas no indican numerosas evidencias de fallamientos locales, en especial con un rumbo este-oeste.

En conclusión, las condiciones climáticas no parecen propicias para conformar escorrentías o infiltraciones de consideración ya que los parámetros de sublimación y

evapotranspiración son los más favorecidos. De igual manera, al referirse a la información geológica existente, tampoco parece que las condiciones son favorables para conformar capas acuíferas y facilitar su tránsito.

2. EVALUACIÓN DE LOS PARÁMETROS DEL BALANCE DE AGUA

Debido a su interés por la producción de agua, las cuencas hidrográficas del río Siloli y del río Salado (de esta última se están extrayendo 1560 l s⁻¹ para el agua potable y la gran minería) tienen instaladas antiguas redes de observación hidroclimatológica.

Con el fin de establecer su balance hídrico, se ha analizado en detalle (Kohnenkamp, 1993; Pourrut & Covarrubias, 1994; Covarrubias *et al.*, 1994) la información existente desde 1968 en el río Salado. La hoya (Fig. 2) se ubica sobre los 3 100 m de altitud y la zona de interés que controla el sistema cordillerano de producción de agua (estación de Ayquina) tiene una superficie de 784 km². El total pluviométrico anual aumenta con la altura y varía entre 50 mm y alrededor de 200 mm, siendo elevadísima la irregularidad interanual. Un 90% de las precipitaciones ocurre entre diciembre y marzo, con lluvias diarias que raras veces pasan de 40 mm. Del 13 al 26 de febrero de 1977 se ha registrado un evento de frecuencia rara: 239 mm en Toconce, 223 mm en Linzor y 160 mm en Caspana, generando un pico de crecida de 370 l s⁻¹ km².

Entre 1975 y 1990, los módulos específicos anuales fluctúan alrededor de 2 l s⁻¹ km², con extremos mensuales entre 25 y 1,5 l s⁻¹ km². La lámina escurrida es poco variable, con valores alrededor de 50 a 60 mm anuales, excepto cuando ocurren eventos anómalos, tal como en febrero del año 1977: en regla general, la lámina parece independiente de las precipitaciones que caen en la cuenca.

El cuadro 1 presenta los valores anuales de los parámetros del balance de agua, lo que permite evidenciar un resultado poco común: la lámina escurrida de los años secos es proporcionalmente elevada, hasta igualar o superar el valor de las precipitaciones.

Cuadro 1 - Balance hídrico en la hoya superior del río Salado (S = 784 km²).

Año híd.	Precipitación (mm)	Escorrentía (mm)	Déficit (mm)	Coeff. Esc. (%)
75-90	134	70	64	52,2
75-76	215	62	153	28,8
76-77	277	120	157	43,3
77-78	64	56	8	87,5
78-79	94	51	43	54,3
79-80	48	55	- 7	114,6
80-81	120	60	60	50,0
81-82	37	54	- 17	145,9
82-83	87	55	32	63,2
83-84	294	62	232	21,1
84-85	172	60	112	34,9
85-86	129	55	74	42,6
86-87	239	58	181	24,3
87-88	53	53	0	100,0
88-89	132	59	73	44,7
89-90	41	54	- 13	131,7

Mientras tanto, *¿Seguirán así o se agotarán las fuentes? ¿Cuáles son los argumentos que podrían explicar la realidad presente y, sobre todo, que permitirían augurar el futuro hídrico en la región?*

4. APORTE DE ESTUDIOS RECIENTES

Por distintas razones (incremento de la producción regional o interés científico), muchos son los estudios que sobre el tema se están desarrollando en la actualidad. Sería presuntuoso pretender establecer aquí la lista de todas las instituciones participantes y ofrecer un panorama completo del estado de avance de las distintas investigaciones, que abarcan campos y técnicas tan diversas como las de análisis isotópicos y de radiocarbón, palinología, paleolimnología, hidrología, arqueología antropológica, teledetección, etc.

Entre los resultados ya obtenidos, la mayoría con carácter provisional, algunos vienen a fortalecer la idea de un recurso de agua con poca esperanza de futuro, otros dibujan un cuadro más optimista y aportan valiosos elementos de comprensión. Esta diferencia en las expectativas constituye el guión de la presentación que se hace a continuación, atribuyéndose a todos los resultados un igual grado de confianza.

4. 1. Expectativas pesimistas

4. 1. 1. Fracción de tritio en las aguas

Es de subrayar que los análisis isotópicos efectuados en el marco de los estudios UCN/ORSTOM demuestran la casi ausencia de tritio (menor de 2 UT) en toda la red hidrográfica regional (confirmado por Messerli *et al.*, 1993), particularmente en el sistema de drenaje del río Loa y en las fuentes altas que dan nacimiento a sus principales afluentes. Por ende, la edad de las aguas supera los 50 años y su origen tiene que ser esencialmente subterráneo. Este resultado parece reflejar una muy escasa o nula infiltración con ausencia de recarga natural. Parece también indicar que las aguas son *fósiles* y que su tiempo de tránsito es muy elevado. Esta afirmación conlleva un sinnúmero de problemas para la explotación futura del recurso.

4. 1. 2. Procesos de cambio climático actual y/o reciente

a) En el transcurso de los últimos 20-30 años, se ha evidenciado, en el Chile Central, un cambio de los regímenes térmicos (incremento de las temperaturas) y de precipitaciones (disminución de los totales anuales y del número de días con lluvia), traduciéndose en la elevación del límite de las nieves en alrededor de doscientos metros. Dicha afirmación (Reinaldo Börgel, comunicación personal) se ve en gran parte comprobada por las imágenes satelitales del último decenio: ellas muestran que las cubiertas de nieve ocupan actualmente un espacio geográfico menor durante un menor tiempo. En el Norte, pese a la ausencia de registros, algunas apreciaciones cualitativas (Baron & Reinhard, 1981) permiten adelantar lo mismo.

b) Los mecanismos de la circulación atmosférica podrían en realidad ser más complejos (¿habrán cambiado ellos?) que el esquema tradicional presentado en el primer párrafo de la introducción. En efecto, pese a ser resultados preliminares, ciertos análisis isotópicos (Deuterio y Oxígeno 18) efectuados en precipitaciones líquidas y sólidas, parecen

indicar que la influencia oriental no se limita únicamente al período del invierno boliviano y que es preponderante en relación con la influencia pacífica, aparentemente restringida.

COMENTARIO: *En conjunto, todos los resultados arriba indicados apuntan hacia una neta disminución de la alimentación de los sistemas hídricos superficiales y subterráneos.*

4. 2. Expectativas optimistas

El concepto ampliamente admitido de la vigencia de la hiperaridez desde el Mioceno (Boric *et al.*, 1990), en gran parte se ha sustentado en el hecho que los sistemas de drenaje, controlados por el nivel de la Depresión Intermedia, no han tenido la capacidad para abrirse un camino hasta el océano a través de la barrera topográfica de la Cordillera de la Costa. Nuevas interpretaciones de las condiciones climáticas del pasado no coinciden con esta teoría; abogan a favor de la existencia de condiciones mucho más húmedas que en el presente en dos períodos distintos no tan remotos. Vale subrayar que su impacto es doble:

a) a nivel de la existencia de procesos de erosión hídrica que concurren hacia la constitución de potentes formaciones detríticas, mecanismo favorecido por las distintas fases del levantamiento de los Andes. De esta manera, quedaron constituidos grandes reservorios subterráneos, a veces intercalados entre estratos volcánicos impermeables;

b) a nivel de la posibilidad de alimentar dichos reservorios y constituir reservas de agua.

4. 2. 1. Condiciones pluvioclimáticas a partir del Terciario Medio

Apoyándose en evidencias de terreno, se propone aquí una modificación en cuanto al inicio de las condiciones áridas. En efecto, se posterga sustancialmente esta fecha ya que ha sido posible evidenciar, en dos épocas posmiocénicas distintas, la presencia de potentes series detríticas originadas en procesos de erosión hídrica. El marco geodinámico de esta hipótesis está brevemente expuesto a continuación.

El Oligo Mioceno Inferior marca una reducción en la intensa actividad volcánica del período anterior. Se reactivan los procesos de erosión-sedimentación, con la depositación de secuencias continentales como conglomerados, brechas, areniscas y limolitas, producto de mecanismos de abrasión y de transporte fluvial, excepcionalmente de corrientes de barro. La reanudación de procesos de este tipo es el producto de dos fenómenos simultáneos: alzamiento del nivel de referencia y presencia de un potente agente erosivo. El levantamiento se explica por resultar de la fase orogénica Incaica, a principios del Oligoceno; contribuye en la formación del sistema de fallas y bloques alzados de la Cordillera de Domeyko y coincide con un solevantamiento paulatino de la región oriental y su inclinación hacia el oeste, lo que Reinaldo Börgel llama "peneplanicie terciaria" (comunicación personal, 1993). La potencia de las formaciones depositadas en relación con el tiempo, al igual que la amplitud y extensión de los sistemas hidrográficos, si bien se explica en parte por la búsqueda del perfil de equilibrio de la red de drenaje y divagación lateral de los cauces en el momento de los reajustes tectónicos, también implica necesariamente la existencia de un clima notablemente lluvioso. Este episodio queda bien evidenciado por el intenso fallamiento (interface Mioceno Inferior-Plioceno) que recorta antiguos sistemas de drenaje y grandes valles, dejando al descubierto distintos niveles de terrazas. Esta tectónica desarrolla también pilares y fosas

tectónicas en compresión (Maksaev, 1979) y, beneficiándose de condiciones climáticas suficientemente húmedas, estas fosas dan paso a la formación de lagos, como lo muestra la presencia de potentes capas de calizas, areniscas calcáreas y diatomitas en numerosos puntos de la región. Posteriormente, se afirma que la sedimentación detrítica no es muy importante (Boric *et al.*, 1990), y es verdad que el mayor evento de la época es la reanudación de la actividad volcánica cuyos productos, ignimbritas, piroclastos y estrato-volcanes, corresponden a las unidades más extensas.

Por último, la concomitancia entre actividad volcánica y glaciaciones resulta ser un rasgo primordial. Está reflejada en la existencia de numerosos flujos de lodo y explica la gran heterogeneidad (formas y tamaños de los bloques) así como la amplia extensión de los depósitos con características aluviales o aluvio laháricas. Es también probable que este fenómeno haya generado aguas sobresaturadas en sales: su almacenamiento en cuencas endorreicas de origen tectónico y su posterior evaporación (ya empieza el clima árido) podría ser uno de los procesos de formación de los *salares*.

Para argumentar esta interpretación, dos trabajos de tesis de grado han identificado nuevas y potentes series detríticas. Una de ellas, ubicada en el sector de los cerros de Ayquina, es mio-pliocénica y la constituyen gravas, areniscas y conglomerados (Calderón, 1994). La otra, intercalada entre dos flujos de lava en el cauce superior del río Loa, es de edad pliocénica y se compone de areniscas y grauvacas (González, 1995).

De esta manera, quedan constituidos sistemas hidrogeológicos capaces de almacenar las aguas.

4. 2. 2. Condiciones climáticas del Tardiglacial al Holoceno

Fundamentándose principalmente en evidencias palinológicas y paleolimnológicas (Markgraf, 1989; Messerli *et al.*, 1993; Grosjean & Núñez, 1994), así como paleoceanográficas (Ortlieb, 1994), importantes descubrimientos paleoecológicos han sido efectuados. A grandes rasgos, el modelo es el siguiente:

a) después del último paroxismo glacial (18 ka B.P.), durante el cual las temperaturas son muy inferiores a las actuales, el período tardiglacial (17-10 ka B.P.) evidencia niveles lacustres más altos (de 5 a 10 m) en relación con los de hoy día. La modelización de las condiciones climáticas muestra también que las precipitaciones anuales eran significativamente superiores (hasta 300 ó 400 mm, quizás más);

b) el Holoceno inferior (10 a 7 ka B.P.) se caracteriza por tener temperaturas más altas y condiciones mucho más húmedas. Se puede citar

"The early Holocene (11-7 kyr B.P.) experienced wetter conditions and summer temperatures ... together with significant groundwater recharge" (Messerli *et al.*, 1993).

c) las condiciones de hiperaridez son relativamente recientes: *"After about 3000 B.P. conditions became drier"* (Messerli *et al.*, 1993)".

Queda establecido que existieron condiciones climáticas propicias para alimentar las rocas-reservorios.

COMENTARIO: *En conjunto, los resultados presentados en este subcapítulo muestran que las características climáticas fueron favorables para conformar importantes reservorios subterráneos y para alimentarlos, en una época no tan remota.*

5. DISCUSIÓN, CONCLUSIONES Y VISIÓN A FUTURO

Los argumentos presentados son antinómicos y pueden dar lugar a interpretaciones opuestas. Respecto al potencial de la recarga y a los procesos del tránsito subterráneo, piezas claves para contemplar el futuro del recurso agua, los autores ratifican la validez de tres hipótesis (Pourrut & Covarrubias, 1994).

1 - *La mala estimación de las precipitaciones*: existiría una recarga actual, procedente de la infiltración consecutiva a la fundición de las nieves. El agua se almacenaría en los estratos fracturados superiores y, después de un tiempo de tránsito por el momento desconocido, contribuiría en renovar las reservas.

2 - *La existencia de aportes externos*: la cuenca hidrogeológica de alimentación de la estribación andina-pacífica podría ser mucho más amplia que la hoya topográfica definida por las líneas divisorias de agua. Al respecto, estudios isotópicos (Giggenbach, 1978) han demostrado que las aguas termales del campo geotérmico de El Tatio se derivan de precipitaciones caídas en el sector oriental. Existen también evidencias de que, en la ladera andina oriental, las condiciones geológicas son muy favorables a la infiltración. Por ejemplo, se ha observado que fuertes crecidas han sido totalmente infiltradas después de un corto recorrido (François Risacher, comunicación personal, 1994). Dichas condiciones favorables han sido comprobadas por los autores en las cuencas altas de los ríos Inacaliri y Siloli, donde abundan sedimentos clásticos y tobas poco o nada consolidadas que dan nacimiento a manantiales importantes bajo las ignimbritas riolíticas de cobertura. Otro factor positivo conocido es la mayor abundancia de nieve en el lado oriental.

3 - *La descarga de potentes acuíferos*: la interestratificación de los estratos-reservorios entre capas impermeables del complejo volcánico (véase 4. 2) significa un grado más o menos elevado de aislamiento y bloqueo, en consecuencia, una cierta limitación y regulación de las salidas. Gracias a la acumulación de agua hasta altitudes elevadas, las reservas se encuentran entonces en carga hidráulica. Pueden circular en coladas volcánicas, a través de la red de fisuras producidas por el enfriamiento rápido de lavas relativamente ácidas (dacitas por ejemplo), o descargar directamente a los sistemas hidrográficos un flujo, quizás limitado, pero continuo e independiente de las precipitaciones.

El presente trabajo espera haber contribuido a aclarar algunos conceptos relativos a la existencia de agua en la II Región de Chile. Desde luego, falta todavía mucho antes de conocer toda la cadena que, a partir de la fuente original de vapor de agua, conduce a su redistribución en cada uno de los parámetros que conforman el ciclo hidrológico. Los estudios y tesis en curso, al igual que las investigaciones futuras, intentarán rellenar los principales vacíos en el conocimiento de una realidad compleja, constituyéndose el entendimiento cabal de los mecanismos en un complemento indispensable para la localización de los recursos de agua con miras a su racional aprovechamiento.

Finalmente, a la luz de los resultados mostrados, *¿podría ocurrir un colapso hídrico en la II Región?* Los autores, cuyo criterio personal ha sido ya develado, dejan la respuesta a libre interpretación.

Referencias citadas

- BARON, A. M. & REINHARD, J., 1981 - Expedición arqueológica al volcán Licancabur. *Revista de la Corporación para el Desarrollo de la Ciencia*, No 1(4), Santiago.
- BORIC, R., DÍAZ, F. & MAKSAEV, V., 1990 - Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. *SERNAGEOMIN CHILE*, Boletín No 40.
- CALDERON, M., A., 1994 - *Relación entre las rocas volcánicas y el flujo y almacenamiento de agua subterránea, sector Vegas de Turi, II Región*, taller de título, convenio UCN-ORSTOM, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, UCN.
- COVARRUBIAS, A., POURRUT, P. & KÖHNENKAMP, J., 1994 - *Características y problemática hidrológica en los altos Andes septentrionales de Chile*, Congreso Nacional de Aguas Subterráneas, Santiago.
- GIGGENBACH, W., 1978 - The isotopic composition of waters from El Tatio geothermal field, Northern Chile, in: *Geochimica et Cosmochimica Acta*: 979-988, Vol. 42.
- GONZÁLEZ, H., 1995 - *Hidrogeología de la cuenca superior del río Loa*. Informe de avance de tesis de grado, inédito.
- GROSJEAN, M. & NUÑEZ, L., 1994 - Lateglacial, Early and Middle Holocene environment, Human occupation and Resource use in the Atacama (Northern Chile). *Geoarchaeology: An Internat. Journal*, Vol. 9, No 4: 271-286.
- KÖHNENKAMP, G. J., 1993 - *Balance y caracterización de los recursos de agua superficiales de la cuenca del río Salado*. Memoria al título de ingeniero civil, convenio UCN-ORSTOM, Antofagasta.
- MAKSAEV, V., 1979 - *Las fases tectónicas Incaica y Quechua en la Cordillera de los Andes del Norte Grande de Chile*, Actas del Congreso Geológico Chileno, No 2, Vol. 1, Arica.
- MARKGRAF, V., 1989 - Paleoclimates in Central and South America since 18,000 B.P. Based on Pollen and Lake-level records. *Quaternary Science Reviews*, 8: 1-24.
- MESSERLI, B., GROSJEAN, M., BONANI, G., BURGI, A., GEYH, M., GRAF, K., RAMSEYER, K., ROMERO, H., SCHOTTERER, U., SCHREIER, H. & VUILLE, M., 1993 - Climate change and natural resource dynamics of the Atacama Altiplano during the last 18,000 years: a preliminar synthesis. *Mountain Research and Development*, Vol. 13, No 2: 117-127.
- ORTLIEB, L., 1994 - Evolución de la aridez en el desierto de Atacama durante el cuaternario: nuevas perspectivas. in: *7º Congreso Geológico Chileno, vol. I*: 351-355, Universidad de Concepción.
- POURRUT, P. & COVARRUBIAS, A., 1994 - High mountain basins in Northern Chile: water balance problems in volcanic complex. in: *Conference on Assessment of hydrological temporal variability and changes*: 129-140, Barcelona.

**LES LONGUES SÉRIES CLIMATIQUES
DANS LES ANDES TROPICALES**

EVENTOS EL NIÑO Y EPISODIOS LLUVIOSOS EN EL DESIERTO DE ATACAMA: EL REGISTRO DE LOS ÚLTIMOS DOS SIGLOS

Luc Ortlieb *

Resumen

En la costa pacífica de América del Sur los eventos El Niño se caracterizan por excesos de precipitación en el norte de Perú y en Chile central, mientras que se observan déficits de pluviometría en el Altiplano del sur del Perú y de Bolivia. En el norte de Chile las precipitaciones son extremadamente escasas, y hasta ahora se consideraba que no tenían una relación clara con eventos El Niño. En este trabajo se compilan los datos disponibles (registro instrumental e informaciones anecdóticas) para los últimos dos siglos sobre las precipitaciones en el Desierto de Atacama y más generalmente en la región costera que se extiende entre Arequipa y Coquimbo. El análisis de los datos reunidos muestra que la mayoría de los episodios lluviosos registrados en el Norte Grande (Desierto de Atacama) son coincidentes con eventos El Niño, pero sin que la intensidad del fenómeno El Niño influya directamente sobre la magnitud de las precipitaciones.

Palabras claves: *El Niño, ENSO, lluvia, Norte Grande de Chile, anomalía climática.*

ÉVÉNEMENTS EL NIÑO ET ÉPISODES PLUVIEUX DANS LE DÉSERT D'ATACAMA : LA CHRONIQUE DES DEUX DERNIERS SIÈCLES

Résumé

Le long de la côte Pacifique de l'Amérique du Sud, les événements El Niño se manifestent par de fortes précipitations dans le nord du Pérou et le Chili central, alors que l'Altiplano du sud du Pérou et de Bolivie est soumis à des sécheresses catastrophiques. Dans le nord du Chili, les précipitations sont particulièrement rares, et jusqu'à présent ne semblaient pas étroitement liées à des événements El Niño. Dans cet article sont compilées les données disponibles (données instrumentales et informations de caractère anecdotique), pour les deux derniers siècles, sur la pluviométrie dans le désert d'Atacama et, plus généralement, dans la région s'étendant entre Arequipa et Coquimbo. L'analyse de ces données montre que la plupart des épisodes pluvieux se produisent durant des événements El Niño, mais sans que l'on puisse établir de corrélation entre l'intensité des événements El Niño et l'importance des averses.

Mots-clés : *El Niño, ENSO, pluies, Nord-Chili, anomalies climatiques.*

EL NIÑO EVENTS AND RAINFALL EPISODES IN THE ATACAMA DESERT: THE RECORD OF THE LAST TWO CENTURIES

Abstract

Along the Pacific coast of South America, El Niño events are characterized by rainfall excesses in northern Peru and in central Chile, while the Altiplano of southern Peru and Bolivia experiment

* ORSTOM-Chile, Univ. de Antofagasta & Univ. de Chile, Casilla 1190, Antofagasta, Chile.

dramatic droughts. In northern Chile rainfall are particularly scarce, and up to now the rainy episodes were not viewed as closely related to El Niño events. In this paper are compiled available data (instrumental record and anecdotic information) on rainfall from the Atacama Desert and, more generally from the area extending from Arequipa to Coquimbo, during the last two centuries. The analysis of the gathered data shows that most of the rainy episodes registered in the Norte Grande (Atacama Desert) are coeval with El Niño events, although no direct relationship was found between the intensity of the individual El Niño events and the amount of precipitation.

Key words: *El Niño, ENSO, rainfall, Northern Chile, Climatic anomalies.*

1. LA EXTREMA ARIDEZ DEL DESIERTO DE ATACAMA Y LAS INTERACCIONES OCEANO-CLIMÁTICAS

El Desierto de Atacama y, más generalmente, la región costera del norte de Chile y sur del Perú, son conocidos por su extrema aridez. La combinación del efecto barrera de la alta Cordillera de los Andes, de la permanencia del anticiclón del Pacífico Suroriental y la existencia del sistema Corriente de Humboldt-surgencia costera explica que esta región no reciba las masas de aire húmedo del Atlántico y que la poca humedad que se evapora del Pacífico quede bloqueada bajo la forma de "camanchaca" en una estrecha franja al pie de la Cordillera de la costa (fenómeno de inversión térmica). Las precipitaciones son prácticamente nulas, tanto en la costa como en la Cordillera de la Costa y en la depresión central, al oeste de la Cordillera de los Andes. Los valores de pluviometría anuales, que son del orden de unos cuantos milímetros, son calculados en base a promedios interanuales que abarcan varios decenios. En el Desierto de Atacama, las lluvias son tan escasas que pueden pasar varios años, y hasta decenios, sin que se registren "precipitaciones" de más de unos cuantos milímetros. En Arica y en Iquique, durante la primera mitad de este siglo, el promedio interanual fue de 0,6 mm y 1,9 mm respectivamente, con máximos anuales de 10 mm (en 1918) en Arica, y 20 mm (en 1940) en Iquique (Almeyda, 1948).

En el Desierto de Atacama, excelente ejemplo de las interacciones océano-atmosféricas, resulta interesante analizar la relación que puede existir entre las muy escasas lluvias que llegan a caer y la anomalía océano-climática ENSO (El Niño-Southern Oscillation) en una serie de tiempo lo más larga posible. Sin embargo el carácter de "despoblado" que tenía la región situada al norte de Copiapó, y que tras la Guerra del Pacífico iba a llamarse el "Norte Grande" de Chile, no permite disponer de un registro histórico de lluvias que se extienda más allá del principio del siglo XIX.

2. COMPILACIÓN DE DATOS HISTÓRICOS

El conjunto de documentos históricos relativos a anomalías de precipitaciones en Perú y Chile en los pasados siglos (Quinn & Neal, 1983; Quinn *et al.*, 1987; Hocquenghem & Ortlieb, 1990; 1992; Ortlieb, 1994), sugiere que la región al sur de Lima hasta el Norte Grande de Chile registró anomalías climáticas desfasadas con respecto a las demás en Perú y Chile central. Esta región parece comportarse de manera distinta, atípica, en cuanto a lluvias excepcionales. Una búsqueda específica de documentos y relatos sobre la zona comprendida entre Moquegua y Arequipa, al norte, y La Serena-Coquimbo, al sur, confirma que el clima de esta región limítrofe con el Norte Chico de Chile, el Altiplano boliviano y el Perú central, está parcialmente controlado por el sistema ENSO, pero de una manera particular que ameritaba mayores estudios.

Tabla 1 - Recopilación de datos históricos e instrumentales sobre la pluviometría del Desierto de Atacama (= Norte Grande, 24°-18°S) durante los dos últimos siglos, y comparaciones con datos del Sur de Perú, del Norte Chico de Chile (28°-24°S) y de Chile central. En negritas, se indican los eventos lluviosos más fuertes.

(1): sólo se consideran los años caracterizados por anomalías climáticas entre el sur de Perú y el Norte Chico (los datos de Chile central no son completos, y sólo sirven de referencia);

(2): en negritas, los episodios lluviosos más destacados, y en *itálicas* indicaciones de sequía; datos según Almeyda, 1948 (= A.), Billingham, 1886 (= Bil.); Bollaert, 1860 (= Bol.); Bowman, 1924 (=Bow.); Dir. Gral. de Aguas, 1993 (=DGA); Gaete, 1974 (=G.); Klohn, 1972 (=K.); Labarthe, 1914 (=Lab.); Minaya, 1994 (= M.); Romero, 1985 (= R); Urrutia & Lanza, 1993 (=U. & L.); Vicuña Mackenna, 1877 (1970) (=BVM) y otros autores mencionados;

(3): compilación de datos según Rutllant & Fuenzalida (1991) y Ortlieb (1994).

Pluviometría y anomalías climáticas				
Año (1)	Sur del Perú (2)	Norte Grande de Chile (Desierto de Atacama) (2)	Norte Chico de Chile (2)	Chile central (3)
1796			Fuertes precipitaciones en Copiapó (Bow., fig.53).	(normal)
1819		Inundación en Pampa del Tamarugal (Bil., p.36 y Bol., p.263; in: Bow., p.42 y fig.53).		Lluvioso
1823		Inundación en Pampa del Tamarugal (Bil., p.36, in: Bow., p.42 y fig.53).		(seco?)
1825			Fuertes pp. en Copiapó (Bow., fig.53).	(normal?)
1827			El 9.6.1827, "Avenida Grande de La Serena" (BVM, p.137). Lluvias muy fuertes en Copiapó (Bow., fig. 53; U. & L., p.83-84).	Muy lluvioso
1829			Fuertes precipitaciones en Copiapó (Bow., fig. 53).	Muy lluvioso
1833			En agosto, aguaceros con desbordes de ríos (U. & L., p.87). Abundantes pp. en la región de Huasco (K.,p.153).	Muy lluvioso
1844			Fuertes precipitaciones en Copiapó, (Bow., fig.53).	(normal?)
1851			Lluvias abundantes en Coquimbo (BVM, p.236) y Copiapó (Bow., fig.53).	Lluvioso
1852		Inundación en Pampa del Tamarugal (Bil., p.36 y Bol., p.263; in Bow., p.42 y fig. 53).		(normal?)

1856		En marzo, temporal (80 h de lluvias) en Coquimbo y crecidas de ríos (U. & L., p. 99; BVM, p.169-170, 244-248). En La Serena, 300 mm de pp. (A., p. 107).	Lluvioso
1857	« Avenidas considerables en los ríos del sur [del Perú], especialmente en Moquegua » (Lab., p.315)	En marzo, temporales e inundaciones en Vicuña (U. & L., p. 100).	(normal)
1859	Inundación en Pampa del Tamarugal (Bil., p.36; in: Bow., p.42 y fig.53).	En La Serena, 299 mm de pp. (A., p.107).	(normal?)
1860	Fuertes lluvias en el sur de Perú (Ica, Moquegua, Arequipa) (Lab., p. 315-316) y nieve en el Cerro Huaracani (Moquegua) (Lab., p.318).	En el Norte, bajaron los ríos por última vez antes de 1877 (BVM, p. 170). Lluvias abundantes en Copiapó (Bow., fig. 53).	Lluvioso
1868	Inundación en Pampa del Tamarugal (Bil., p. 36, Larrain, 1974, p. 143).		Muy lluvioso
1877	Inhabitual fenómeno de « desierto florido » en la costa sur del Perú (BVM, p.361).	« Copiosa lluvia » en Caracoles el 1.8.1877 (BVM, p.361). Aguaceros en julio, con inundaciones entre Chañaral y Coquimbo (U. & L., p. 121; BVM, p. 212 y 355-361). Sólo 181 mm de pp. en La Serena (A., p.107).	Excepcionalmente lluvioso
1878	Inundación en Pampa del Tamarugal (Bil., p.36; in: Bow., p.42 y fig.53).		Lluvioso
1880		En invierno, crecidas de ríos (U. & L., p. 126). Fuertes pp. en La Serena (366 mm) y Coquimbo (196 mm) (A., p.107-111).	Muy lluvioso
1882	Aguacero de hasta 4 horas en junio, en la Pampa del Tamarugal (Guzmán, 1919, in: K., p.83).	Año lluvioso en Copiapó según Bow. (Fig.53) (pero A., p. 95, registra sólo 14 mm).	(normal)

1884	En el sur del Perú, lluvias excepcionales en febrero e inundaciones entre Ica y Tacna; nieve en el Cerro Huarcani (Moquegua) (Lab., p.317-318).	Avenidas torrenciales en la Quebrada de Quisma e inundaciones en la Pampa del Tamarugal (Bil., p.36; in: Bow., p.42 y fig. 53; U. & L., p.128). Gran crecida del río Loa (Chacance) (K., p.103). En la cordillera del Norte Grande, 30 días seguidos de lluvia (Niemeyer, 1967, in: K., p.103).	(normal)
1885		Fuertes pp. en enero y febrero en San Pedro de Atacama (durante 40 días ?) (Bow., p.43).	(normal)
1887		Gran crecida del río Huasco (Montero, 1919, in: K., p.12).	Lluvioso?
1888		Desbordes de ríos (U. & L., p. 131). Pp. abundantes en Copiapó (67 mm), La Serena (412 mm) y Coquimbo (375 mm) (A., p.95-107; Bow., p.44).	Muy lluvioso
1891		En julio, numerosas inundaciones (U. & L., p.136). En La Serena, 263 mm de pp. (A., p.95-107), pero <i>sequía en Coquimbo (26 mm) y Copiapó (8 mm)</i> (Bow., p.44).	Muy lluvioso
1898	Fuertes lluvias e inundaciones en el sur del Perú, entre Ica e Ilo (Chincha, Camaná, Vitor, Majes, Tambo) (Lab., p. 319-320).		
1899		Temporales de invierno, desde Iquique hacia el sur. En agosto, pp. abundantes (185 mm) en La Serena (A., p.107), pero en Copiapó año normal (31 mm; A., p.95).	Excepcionalmente lluvioso
1900	Inundaciones en el sur de Perú (Moquegua y Torata) (Lab., p.320).	En Copiapó, 87 mm de pp. (= 4 veces el promedio interanual) (Bow., p.44; A., p.95).	Excepcionalmente lluvioso

1902			Fuerte temporal e inundaciones en Coquimbo (183 mm) y Copiapó (59 mm) (U. & L., p. 149; A., p. 95-107; Bow., p.47)	Lluvioso?
1903		Inundación en Pampa del Tamarugal (Bow., p.42 y fig.53).		(seco)
1904		0 mm de pp. en Arica e Iquique, y 7,5 mm en Antofagasta (A., p.85, 90, 92).	49 mm de pp. en Copiapó (Bow., p.44, fig.53).	Muy lluvioso
1905			En mayo, inundaciones y nieve en la alta cordillera (U. & L., p. 153); en julio, lluvias fuertes (Bow., p. 115-116) en: Copiapó (51 mm), La Serena (308 mm) y Coquimbo (330 mm) (A. p.95, 107, 111).	Lluvioso?
1906		En enero, espesa neblina en Iquique (U. & L., p. 157). Fuertes lluvias y nevazón en la alta cordillera, inundación en Pampa del Tamarugal (Bow., p. 63).	<i>Deshielos en enero</i> (U. & L., p. 157). <i>Sequía en Copiapó (6mm) y Caldera (13 mm)</i> (A., p. 95 y 97).	(normal)
1911	En Tacna, desborde del río (Bow., p.42).	En febrero, aguaceros en Pampa del Tamarugal (gran laguna formada entre Huara y Pozo Almonte) (Bow., p.42, U. & L., p.174), pero ninguna pp. en Arica e Iquique (A., p.85, 90). En junio, lluvia en Antofagasta y nieve en Calama (Bow., p.43, U. & L., p. 175): entre junio y julio, A. (p.92) registró 100 mm de pp. en Antofagasta (error de imprenta? DGA, tabla A3.4 indica: 10 mm). En julio, nevazones en San Pedro de Atacama (hasta 35 cm de nieve) (Bow., p.43).	El límite sur del temporal de junio parece haber sido Coquimbo (U. & L., p.175). <i>Déficit de pp. en Caldera (16 mm), Copiapó (13 mm), La Serena (33 mm)</i> (A. p. 95, 97, 107).	(seco)
1912		Fuerte temporal y lluvia el 18 de mayo en la región de Cobija; aluvión en la mina de Gatico (U. & L., p.178). En Antofagasta, 64 (error de imprenta?) mm (A., p. 92), ó: 6,4 mm (DGA, tabla A3.4) de pp. repartidos entre mayo, julio y octubre		(normal)

1914	En Tacna, A. (p.86) registró 36 mm de pp.	<i>Año seco en el Norte Grande: 0 mm en Arica, Iquique y Calama, 14 mm en Taltal (A., p.93).</i>	Lluvias muy abundantes en Elqui (616 mm), La Serena (254 mm) y Ovalle (312 mm) (A., p.103, 107, 116). En Copiapó, un solo aguacero de 27 mm (Bow., p.113; A.,p.95).	Muy lluvioso
1918	Fenómeno de « desierto florido » en la costa sur de Perú (Murphy, 1926, p. 120-121).	En Arica, 10 mm de pp. en enero (= max. inter-anual entre 1903 y 1948) (A., p.85).	Fuerte lluvia e inundaciones en Chañaral en mayo (U. & L., p.185).	(normal)
1919		<i>Año seco en el Norte Grande (sin pp. registrada en Iquique y Antofagasta, y menos que el promedio en Taltal (A., p.90, 92, 93).</i>	Fuertes pp. en Elqui (470 mm), La Serena (228 mm-307 mm), Coquimbo (279 mm), Tongoy (392 mm), (A., p.103-116)	Muy lluvioso
1925	Pp. notables en el extremo sur de Perú (Tacna: 70 mm) (A., p 86).	Pp. relativamente abundantes en el Norte Grande: Iquique (8 mm), Tocopilla (9 mm), San Pedro (135 mm), y Antofagasta (29 mm) (A., p. 90-93).	<i>Pp. deficitarias en el Norte Chico (entre Caldera y Ovalle); en mayo y julio, nevazones en la cordillera y crecida del río Copiapó (Bow., p.115, 116).</i>	(normal?)
1926	Garúa en la costa sur del Perú (Murphy, 1926, p. 114).	<i>En el Norte Grande, déficit de pp. en Iquique, Tocopilla, San Pedro, Antofagasta (A., p 90-93). Sin embargo Murphy (1926, p. 114) menciona una fuerte lluvia en 1926 en Antofagasta.</i>	Pp. excepcionales en el sur del Norte Chico: Ovalle (347 mm = max. entre 1906 y 45) y Combarbalá (594 mm = max. entre 1918 y 48) (A., p.111, 116)	Muy lluvioso
1927		En el Norte Grande pp. notables en Tocopilla (6 mm), Antofagasta (13 mm, DGA, p.6-26) y Taltal (72 mm)(A., p.91-93)	Pp. abundantes en Copiapó (95 mm) (A., p.96).	(normal)
1929		El junio, "huracán" (?) en Iquique, Antofagasta y Chañaral (según U. & L., p.211); A. (p.93) menciona pp. sólo en Taltal (29 mm en junio y 40 mm anual).	Pp. abundantes en: Chañaral (43 mm) y Copiapó (85 mm) (A., p. 94-96).	(normal)
1930		En agosto, viento y lluvias en Calama, Antofagasta, Taltal y Chañaral, y nieve en La Pampa, Pueblo Hundido y Catalina (U. & L., p.213-214; A., p.92-93) Aluvión en Antofagasta (27 mm), el 19.8.30 (DGA, p. 6-26). Pp. en Tocopilla: 15 mm y Taltal: 72 mm (A., p.85-123).	Pp. muy abundantes en el Norte Chico: Chañaral (81 mm), Copiapó (78 mm), Vallenar (131 mm, =máx. entre 1911 y. 48), La Pampa (228 mm, =máx. entre 1917 y 48), Elqui (213 mm) y Ovalle (275 mm) (A., p.85-123).	Lluvioso?

1932	Pp. invernales notables en la costa: Antofagasta (20 mm), Taltal (39 mm), Chañaral (48 mm) (A., p.90-94).	(normal)	
1933	En San Pedro de Atacama, <i>Sequía</i> (U. & L., p. 166 mm de pp. en febrero y marzo (A., p.91).	(normal)	
1939	En San Pedro de Atacama, 228 mm de pp. en enero y febrero (= max. entre 1917 y 1946) (A., p.91), y fuerte déficit de pp. en Visviri (sólo 88 mm)(G., p. 180). 8 mm en Antofagasta (A., p. 92).	(normal)	
1940	En junio violento temporal en Taltal (40 mm A., p. 94), y aluvión en Antofagasta (38 mm, DGA., p. 6-24) (U. & L., p.237). Con otra lluvia en julio, total de pp. anual de 57 mm en Antofagasta (A., p. 92). En julio, aluviones cerca de Tocopilla (Loayza, 1974), y nevadas en la cordillera (U. & L., p. 237-238). En Iquique: 20 mm de pp. (=máx. entre 1899-1947) (A., p. 90). Gran déficit de pp. en Parinacota (85 mm, A., p. 86)	Precipitaciones abundantes en el Norte Chico: Chañaral (40 mm), Copiapó (74 mm), Combarbalá (340 mm) (A., p. 90-123).	(normal)
1941	Precipitaciones en Antofagasta: 19 mm (A., p. 92).	Pp. abundantes en: Copiapó (38 mm), Vallenar (98 mm-131 mm) y Elqui (312 mm) (A., p.92-103).En agosto, frente de mal tiempo llega del sur hasta Coquimbo (U. & L., p. 240-241).	Muy lluvioso
1944	Avenidas en las quebradas Tarapacá y Aroma e inundaciones en Toconao y San Pedro de Atacama; aluvión (?) en Arica (U. & L., p. 247-248), pero A. (p.85) no registró lluvia en Arica en febrero (1,7 mm de pp. anual) ni en Antofagasta (A., p.92)	Fuertes pp. en Coquimbo (184 mm, A., p. 111).	Lluvioso?

1948		Según U. & L. (p. 256-257), en mayo, un "gigantesco ciclón" barrió las costas de Chile de norte a sur. Para el altiplano del Norte Grande, Gaete (p.180) reporta lluvias excepcionales (425 mm) en Visviri.	<i>Pp. muy deficitarias en Copiapó (7 mm), La Serena (73 mm), Coquimbo (53 mm), y Ovalle (62 mm) (A., p. 96-118).</i>	(normal)
1953	Fuertes lluvias en el sur de Perú (Schweigge, 1964, p.149): 113 mm en Tacna y 248 mm en Arequipa (M.)	En febrero, lluvias en el valle de Arica (Schweigge, 1964, p. 149).		Lluvioso
1954	59 mm de pp. en Tacna (M.)	En febrero, aluvión en Guatacondo e inundaciones en Tarapacá, Chusmiza y Maniña. En julio, « tornado » en Antofagasta (U. & L., p. 275), pero sin pp. (DGA, tabla A3.4).	Crecida del río Copiapó (U. & L., p. 274).	(normal)
1957	En Tacna, mayores precipitaciones de los últimos 40 años (114 mm, M).	<i>Ninguna pp. en Antofagasta (DGA, Tabla A3.4).</i>	En mayo, fuerte temporal en el Norte Chico, con inundaciones en Coquimbo, La Serena, Vicuña (U. & L., p.279).	(normal)
1965		En agosto, temporal del sur hasta Antofagasta (U. & L., p.327-328), y aguacero en Pampa del Tamarugal (Lecarpentier, 1973). <i>Déficit de pp. en Arica y Antofagasta (R., p.146-148).</i>	En el Norte Chico frente de mal tiempo en julio. En agosto, fuertes lluvias en La Serena, Coquimbo y Ovalle (U. & L., p.327-328).	(normal)
1967		En agosto, temporal con nieve cerca de Antofagasta (Sierra Vicuña Mackenna) y otro frente de mal tiempo entre Iquique e Isluga (U. & L., p. 332-333), pero sólo 6,5 mm en Antofagasta. <i>En el altiplano de Arica, déficit de pp.: 98 mm en Visviri (G., p. 180).</i>	En el Norte Chico, temporal y lluvias en agosto, <i>pero también sequía</i> y fuertes heladas (U. & L., p. 333).	(seco?)
1969		<i>Déficit de pluviometría en Parinacota (260 mm), pero algunas pp. (8 mm) en Antofagasta (R., p.152, DGA tabla A3.1).</i>	<i>Sequía (U.& L., p. 337-340).</i>	(seco?)

1972	Fuertes pp. en el sur de Perú: 81 mm en Tacna y 253 mm en Arequipa (M.).	Lluvias torrenciales y aluviones en febrero en las provincias de Tarapacá, Antofagasta y Atacama: 495 mm de pp. en Parinacota (R., p. 152) y 438 mm en Visvirí (G., p. 180), desborde del río San José (Arica), aluvión en Sagasca, crecida mayor del río Salado.	Inundaciones en Chañaral (más de 600 casas destruidas) (U. & L., p.356-357).	Lluvioso
1973	Mayor crecida del río Majes de los últimos 40 años (M.).	En enero, fuertes lluvias en el altiplano de Arica: 422 mm en Parinacota (R., p.152) y 341 mm en Visvirí (G., p. 180), desbordes del río San José (U: & L., p. 359).		(seco?)
1975		Inundaciones en Pampa del Tamarugal (Camiña y Pedro de Valdivia) (U. & L., p. 364).	<i>Sequía</i> (U. & L., p. 363).	(seco?)
1976	Año normal en Arequipa (112 mm) y « lluvioso » en Tacna (53 mm) (M.).	En enero, fuertes lluvias entre Arica y La Serena con desbordes del río San José (U. & L., p.365). En Antofagasta 15 mm de pp. (R., p. 152, DGA, tabla A3.1).	En mayo, fuerte temporal en Guayacán (U. & L., p. 366).	(seco?)
1980		En febrero, fuertes precipitaciones (y tormentas eléctricas) entre Calama y Puyehue (U. & L., p. 371).	En febrero, chubascos en La Serena y en mayo y junio, frentes de mal tiempo provenientes del sur (U. & L., p. 371-372).	(normal)
1982		A fines de mayo, lluvias, vientos y nevazones en la II región (Calama, Chuquicamata) pero sólo 8 mm de pp. en Antofagasta (DGA, tabla A3.3). , p. 375-376).	A mediados de julio un frente de mal tiempo se extendió desde La Serena al sur (U. & L., p. 375-376).	Muy lluvioso
1983	<i>Déficit de pp en Arequipa y mayor estío del río Majes en últimos 40 años (M.).</i>	En junio, lluvia y nieve (Chuquicamata) en la IIa región. En julio, varios frentes del mal tiempo (lluvia en Iquique, Calama, Chuquicamata, María Elena, Sierra Gorda, Antofagasta, Taltal). Gran déficit de pp. en Parinacota (48 mm, R., p. 147). En Antofagasta: 13 mm (DGA, tabla A3.2)	A fin de julio, temporal en Taltal, La Serena, Coquimbo y Combarbalá (U. & L., p. 376-377).	(normal)

1986	Fuertes precipitaciones en Arequipa (237 mm) y crecida del río Majes (M.).	<i>Sequía (U. & L., p. 382-383).</i>	(normal)
1987	Pp. notables en Antofagasta (24 mm DGA, tabla A3.3) y Taltal (64 mm, DGA, tabla A3.6). Temporal en el altiplano (U. & L., p. 383).		Muy lluvioso
1991	El 18 de junio, aluvión en Antofagasta (U. & L., p. 390-391). Pp. caída en 3 horas: entre 14 mm (aeropuerto Cerro Moreno) y 42 mm (Univ. Catól. del Norte) (Chong <i>et al.</i> , 1991; DGA, p. 6-13).	Intensas lluvias en Chañaral (41 mm), Taltal, Copiapó (32 mm), Vallenar (18 mm), Huasco y La Serena; nieve en El Salvador (U. & L., p. 390-391).	Lluvioso
1992	Temporal a fines de mayo de 1992: lluvias en Arica, Antofagasta y Tocopilla. En Parinacota, fuertes heladas (U. & L., p.394). Intensas lluvias en la precordillera al este de Arica (U. & L., p.399-400).		Lluvioso

Aquí se sintetizan, pues, las evidencias de anomalías positivas de pluviometría tanto en el Desierto de Atacama como en las regiones circundantes. Las principales fuentes de información están indicadas en la leyenda de la figura 1. Por razones de espacio y de concisión, se condensó la información anexa, y se descartaron, en este trabajo, los datos sobre las anomalías de orden oceanográfico (aunque éstos llegan a ser útiles indicadores de condiciones El Niño).

No se han tomado en cuenta, de manera sistemática, las indicaciones de sequía en las áreas estudiadas. De hecho esta información es mucho más relevante en las zonas limítrofes como el Norte Chico de Chile que en el árido Desierto de Atacama. Tampoco se ha estudiado de manera precisa las relaciones climáticas entre la región altiplánica (inclusive el suroeste de Bolivia) y el Desierto de Atacama. En un futuro cercano se pretende estudiar este tema, apoyándose en trabajos sobre la climatología actual del Altiplano chileno (P. Aceituno, com. pers., 1994) y sobre un análisis de datos históricos de Bolivia.

3. CORRELACIONES REGIONALES

En la Tabla 1 se aprecia la distribución regional de las anomalías de precipitación entre el sur de Perú y Chile central y se observan ciertas correlaciones entre episodios lluviosos centrados en el Sur de Perú-Norte Grande de Chile, y otros ubicados entre el Norte Chico y Chile central. El análisis de estas relaciones geográficas permite precisar ciertas características de las situaciones meteorológicas que originan las lluvias en el Desierto de Atacama.

En el lapso de los dos últimos siglos, sólo en dos oportunidades (1877 y 1972) se produjeron excesos de lluvia generalizados en el conjunto de las regiones estudiadas. En algunos casos, los episodios lluviosos en el Norte Grande se correlacionan con excesos de precipitación en el Norte Chico y el centro de Chile (1930, 1944, 1982?, 1991) (Tabla 1). En otras ocasiones se registraron episodios lluviosos, o frentes de mal tiempo individuales, que fueron aparentemente limitados a las áreas del Norte Chico y el Norte Grande, sin excesos de lluvias en Chile central (1859, 1882, 1927, 1940, 1965, 1980, 1983). También se dieron casos en los que solamente se tiene registro de lluvias en el Norte Grande, sin indicaciones de anomalías en el Norte Chico o en el sur de Perú (1819, 1823, 1852, 1868, 1878, 1885, 1903, 1906, 1911, 1912, 1932, 1933, 1939, 1948?, 1954, 1967?, 1975, 1976).

Por otro lado, en pocas oportunidades (1884, 1918?, 1925), se detectaron episodios lluviosos en el Norte Grande que parecen más directamente ligados a anomalías positivas de pluviometría en el sur del Perú, porque no se registró ningún exceso de precipitaciones coetáneo en el Norte Chico y Chile central. En 1884 como en 1925, se producían en toda la costa peruana severos trastornos climáticos relacionados con eventos El Niño de fuerte intensidad.

Estas distintas correlaciones geográficas sugieren varios tipos de mecanismos meteorológicos. La relación más estrecha y común es la que une el Norte Grande al Norte Chico. Se infiere que la mayor parte de las precipitaciones que caen en el Norte de Chile reflejan situaciones que son propias de la zona, o que manifiestan una extensión hacia el norte de anomalías pluviométricas de Chile central. Muy raras veces corresponden a anomalías que provienen del Perú.

La relación que existe entre excesos de precipitación en Chile central y la situación El Niño ha sido anteriormente estudiada por diversos autores (Quinn & Neal, 1983; Romero & Garrido, 1985; Rutllant, 1985; Hamilton & García, 1986; Aceituno, 1987; Quinn et al., 1987; Quintana Arana, 1990; Rutllant & Fuenzalida, 1991; Ortlieb, 1994). El problema central examinado aquí es determinar si una parte significativa de las anomalías pluviométricas del Desierto de Atacama es correlacionable con eventos El Niño. Pero antes de abordar este aspecto, es necesario notar que para la región del Norte Grande, se incluyeron en la Tabla 1 datos que corresponden a los márgenes del propio Desierto de Atacama, refiriéndose al altiplano del extremo norte chileno.

El área ubicada a más de 3000 m de altura al este de Arica (y de Iquique) está sometida a un régimen climático particular, que tiene similitudes con el altiplano boliviano y que difiere con el de la costa norte y de la Pampa del Tamarugal. El (mal) llamado "invierno boliviano" o "invierno altiplánico" designa un sistema de precipitaciones de verano, alimentadas por humedad de origen amazónico, que llegan a ser, en ciertos años, muy abundantes. Los excesos de precipitación del "invierno altiplánico" no deben ser confundidos, o asimilados, a anomalías de pluviometría en el Desierto de Atacama. Como se aprecia en la Tabla 2 (donde fueron mencionados algunos datos de precipitación y de crecidas subsecuentes del río San José de Arica, entre los años 1955 y 1962), las lluvias fuertes del altiplano ocurren más bien durante episodios de sequía en el resto del Norte chileno. A lo inverso, los mayores déficits de precipitación en el altiplano se correlacionan con episodios lluviosos en el Desierto de Atacama (p.e., en 1940, 1967, 1983, cf. Tabla 1). Estas observaciones sugieren una correlación relativamente estrecha entre los excesos de precipitaciones altiplánicas y

situaciones anti-El Niño (llamadas, a veces "La Niña"). De esta manera, la sequía que caracteriza la situación El Niño en las áreas altiplánicas del sur de Perú, de Bolivia y de Chile, sería normalmente coincidente con la ocurrencia de precipitaciones en el Desierto de Atacama.

Tabla 2 - Comparación de datos pluviométricos entre el extremo Norte de Chile y el resto del Norte Grande, el Norte Chico, el sur de Perú y Chile central, entre 1955 y 1962. Se observa que las anomalías de precipitación en el altiplano de Arica coinciden con sequía en las áreas vecinas (menos en la precordillera del sur del Perú). Leyenda y notas: ver Tabla 1.

Pluviometría y anomalías climáticas				
Año (1)	Sur del Perú (2)	Norte Grande de Chile Desierto de Atacama (2)	Norte Chico de Chile (2)	Chile central (3)
1955	Crecida del río Majes. Fuertes pp. en Arequipa (466 mm, =5 veces el promedio interanual) y en Tacna (78 mm) (M.).	Crecidas del río San José (Arica) (Kleiman & Torres, 1960, in K., p.59)	(Sequía generalizada) (U. & L., p. 276).	(seco?)
1959		Crecidas repetidas del río San José y Tignamar en febrero y marzo (Kleiman & Torres, 1960, y Karzulovic, 1968, in K., p.59). 310 mm registrados en Parinacota (G., p. 180).		(normal)
1960		Crecida de la parte alta del río San José en enero (Kleiman & Torres, 1960, in K., p.59).	Sequía en el Norte Chico (U. & L., p. 305-307).	(normal)
1961	87 mm de pp. en Tacna (M.)	Mayor crecida en 20 años del río San José entre el 24. 1 y el 3.3 (Kleiman & Torres, 1960, in K., p.59).	Sequía en el Norte Chico (U. & L., p. 305-307).	(normal)
1962		Fuertes lluvias en el altiplano de Arica (352 mm en Visvirí (G., p. 180).	Sequía en el Norte Chico (U. & L., p. 305-307)	(normal)
1963	58 mm de pp. en Tacna (M.)	Crecida del río San José en febrero y marzo (Salas et al., 1966, in K., p.59) y 336 mm en Visvirí (G., p. 180). Déficit de pp. en Arica y Antofagasta (R., p.146-148).		normal ?

4. EVENTOS REGIONALES EL NIÑO Y EVENTOS GLOBALES ENSO

Para estudiar las relaciones que pueden existir entre las precipitaciones en el Desierto de Atacama y el fenómeno El Niño en un pasado reciente, es lógico averiguar las co-

ocurrencias de lluvias y de eventos El Niño en el transcurso de las últimas décadas o de los últimos siglos. Sin embargo la cronología de los eventos El Niño y la intensidad relativa de los mismos no han sido establecidas de una manera suficientemente precisa aún.

La primera cronología histórica de eventos El Niño fue elaborada por Quinn y colaboradores (1987). Esta secuencia que cubre los últimos cuatro siglos y medio fue elaborada en base a un amplio conjunto de documentos que mencionan lluvias fuertes e inundaciones en la costa de Perú, y en algunos casos en Chile central. Tras una revisión de estos documentos referenciados por Quinn y colaboradores (1987), Hocquenghem & Ortlieb (1990; 1992) expresaron algunas dudas sobre la ocurrencia (y/o intensidad) de ciertos eventos históricos tales como fueron identificados por Quinn *et al.* (1987). Uno de los principales problemas destacados por Hocquenghem & Ortlieb (1992) era la definición de eventos El Niño en base a aisladas indicaciones de lluvias en el sur del Perú sin que se tenga alguna información sobre excesos de precipitación en la costa norte de Perú.

Ulteriormente, Quinn (1993) publicó una nueva secuencia cronológica, en la cual distinguió eventos "regionales" El Niño y eventos "globales" ENSO. Por eventos regionales se refería a eventos identificados en las costas occidentales de América del Sur (Ecuador, Perú y Chile), mientras los eventos globales serían definidos por anomalías climáticas en áreas como Egipto, India, Indonesia, China y Australia.

En lo que concierne a Chile central, después de Quinn & Neal (1983), Rutllant & Fuenzalida (1991) analizaron la correlación entre anomalías pluviométricas en la región de Santiago y los eventos El Niño en el último siglo. Estos autores utilizaron y modificaron las cronologías de eventos El Niño propuestas por Kiladis & van Loon (1988) y Quinn & Neal (1983). Finalmente, en un trabajo más reciente, Ortlieb (1994) extendió a los siglos XVI-XIX el análisis de las anomalías de pluviometría en Chile central respecto a las cronologías El Niño de los autores anteriores. Una de las conclusiones de este último trabajo era que todavía existen numerosas discrepancias en la definición de los eventos El Niño de los siglos de la Colonia, según se consideraba los datos históricos de Chile (central) o los del Perú. Ultimamente, Ortlieb y colaboradores (1995) destacaron la necesidad de revisar, de una manera más detallada y sintética, el conjunto de elementos paleoclimáticos de los últimos siglos en América del Sur para lograr un consenso en la serie cronológica de eventos El Niño, al menos a nivel macrorregional. Al reunir elementos históricos sobre las regiones costeras entre Arequipa y Coquimbo, el presente trabajo pretende contribuir a dicha síntesis regional a gran escala de las anomalías climáticas recientes en el oeste del continente suramericano.

En definitiva, en la Tabla 3, se indican, para los últimos dos siglos, las cronologías de eventos ENSO de Quinn (1993) y de Whetton & Rutherford (1994) y las cronologías de eventos El Niño según Quinn (1993), Hocquenghem & Ortlieb (1992), y Rutllant & Fuenzalida (1991) (esta última completada por Ortlieb, 1994).

5. LAS RELACIONES ENTRE EVENTOS EL NIÑO Y LAS ANOMALÍAS DE PRECIPITACIÓN EN EL NORTE GRANDE DE CHILE

Los datos históricos de precipitación sobre el Desierto de Atacama están representados, en las Tablas 1 y 3, por las columnas "Norte Grande". Los datos de las áreas vecinas ("Norte

Tabla 3 - Síntesis de los registros de lluvias en el centro de Chile, el Norte Chico, el Norte Grande y el sur de Perú, y comparación con diversas cronologías de eventos El Niño/ENSO (según Hoquenghem & Ortlieb, 1992; Quinn, 1993 y Whetton & Rutherford, 1994) durante los dos últimos siglos. Los datos sobre Chile central fueron compilados a partir de los trabajos de Rutllant & Fuenzalida, 1991, y Ortlieb, 1994. Los datos sobre el Norte de Chile y Sur de Perú están detallados en la Tabla 1.

Cronología ENSO en el Pacífico oriental	Cronología global ENSO	Cronología regional El Niño	Cronología El Niño en el norte de Perú	Lluvias anómalas en Chile central	Años lluviosos en el norte de Chile (desierto de Atacama)		Años lluviosos en el sur de Perú	Correlación lluvias Desierto de Atacama vs. El Niño /ENSO
					Norte Chico	Norte Grande		
Whetton & Rutherford, 94	Quinn, 1993	Quinn, 1993	Hocquenghem & Ortlieb, 1992	R. & F., 1991 Ortlieb 1994				
	1794-97 m+ 1799 m				1796			
1803	1802-04 F+ 1806-07 m 1810 m 1812 m+	1803-04 F+ 1806-07 m 1810 m 1812 m+	1803-04 m no ! no !					
1814	1814 F	1814 F	1814 m					
1817	1817 m+	1817 m+	1817 m	1817				
	1819 m+	1819 m+	1819 m	1819		1819		+
	1821 m	1821 m	1821 m	1820 1821		1823		?
1824-25	1824-25 F 1827-28 F+	1824 m+ 1828 MF	1824 m 1828 F	1827-28 1829	1825 1827 1829			
1832	1830 m 1832-33 F+ 1835-36 m	1830 m 1832 m+	1832 m	1833	1833			
1837	1837-39 F	1837 m+	1837 m	1837 1841 1843				
1846	1844-46 MF	1844-46 F	1844-45 m	1845	1844			
1850	1850 F	1850 m	1850 d	1850 1851				
	1852-53 m	1852 m				1852		+
	1854-55 F	1854 m	1854 d	1855 1856	1856			
	1857-59 m+	1857-58 m	1857 d	1858	1857/59	1859	1857	+
1860	1860 m	1860 m	?	1860	1860		1860	
1862	1862 m-	1862 m-	1862 d					
1864	1864 F+	1864 F	1864 m	1864				
1866	1865-66 m+	1866 m+	1866 d					
1867-68	1867-69 F+	1867-68 m+	1867-68 d	1868		1868		+

Chico" y "Sur del Perú") permiten apreciar la extensión y el tipo de las anomalías pluviométricas. La escasez de datos relativos al siglo XIX respecto a la cantidad de información disponible para el siglo XX es interpretada como un producto de la carencia de observaciones adecuadas. Obviamente esto introduce un sesgo (inevitable) en las comparaciones de datos.

La coincidencia de eventos El Niño (según una u otra fuente) y de lluvias en el Norte Grande está subrayada en la Tabla 3 (filas sombreadas). La mayoría de los episodios lluviosos de los siglos XIX (6 de 8) y XX (15 de 24) registrados en el Norte Grande de Chile ocurrieron durante años El Niño. Sólo unos cuantos episodios lluviosos ocurrieron en años normales (no El Niño). En estos últimos casos, no se descarta que existiera alguna relación entre las precipitaciones y situaciones El Niño ocurridos durante el año inmediatamente anterior (o posterior) (1823, 1903, 1906, 1954, 1967?, 1975).

Es importante observar que la correlación entre lluvias en el Norte Grande y eventos El Niño se verifica en un sólo sentido: un número importante de eventos El Niño, en particular en el siglo XIX, no coincidieron con lluvias (registradas) en el Desierto de Atacama. Durante numerosos eventos El Niño clasificados, por unos u otros autores, como "fuertes" (FoF+) o "muy fuertes" (MF) (1814, 1824-25, 1827-1828, 1832-33, 1837-39, 1844-46, 1850, 1854-55, 1864, 1887-89, 1891, 1899-1900, 1901-02, 1904-05, 1913-15, 1957-58) no se registró lluvia en el Norte Grande (Tabla 3). Sólo durante los episodios El Niño fuertes o muy fuertes de 1877-78 (MF), 1884-85 (F), 1918-20 (F+?), 1925-26 (F), 1940-41 (MF), 1972-73 (F+), 1982-83 (MF) y 1991-92 (F) se observa una coincidencia con precipitaciones en el Desierto de Atacama. Estas observaciones tienden a indicar que las condiciones climáticas El Niño son necesarias pero no suficientes para la ocurrencia de lluvias en esta región.

De cierta relevancia podría ser la constatación que una proporción importante de los episodios lluviosos en el Norte Grande de Chile se produjeron durante eventos El Niño clasificados como de intensidad moderada (por unos u otros autores, Tabla 3): 1796 (?), 1819, 1852, 1859, 1868 (?), 1911, 1918 (?), 1929-30, 1932, 1939, 1944, 1976, 1980, 1987. Se puede agregar que esta coincidencia con eventos moderados El Niño involucra episodios poco o muy lluviosos (1911-12, 1929-30, 1944). Sin tratar de interpretar esta relación, debe destacarse que durante los eventos El Niño de intensidad moderada, existe una mayor probabilidad de lluvia en el Desierto de Atacama.

Finalmente, llama la atención el hecho de que no parece existir relación entre la intensidad de los eventos El Niño y la de las lluvias acaecidas en el Desierto de Atacama. En esto, el registro de lluvias históricas en el Norte Grande de Chile no puede ser de gran utilidad para reconstituir, como ha sido el caso en Chile central o en el norte de Perú, la intensidad de los eventos El Niño a partir de la intensidad de las lluvias.

6. CONCLUSIÓN

El fenómeno El Niño y su componente global denominado ENSO ("El Niño-Southern Oscillation") han sido reconocidos como la primera causa de la variabilidad climática interanual. La influencia del modo de circulación atmosférica que caracteriza la fase negativa de la Oscilación del Sur, o sea durante los eventos El Niño, es particularmente nítida en el oeste del continente sudamericano. Una de las regiones en la cual no se había examinado la relación que podría existir entre lluvias anómalas y eventos El Niño, en una perspectiva

histórica, era el Desierto de Atacama. Esto se debía a la gran escasez de datos pluviométricos en esta área inhóspita y despoblada hasta mediados del siglo XIX, y también al hecho que parecía no haber relaciones directas entre la alteración casi-cíclica del sistema climático y los aguaceros que caen esporádicamente y en áreas restringidas del más árido desierto del mundo.

La compilación de datos disponibles sobre las precipitaciones de los últimos dos siglos en el Norte Grande de Chile pone de manifiesto que las relaciones pluviometría-El Niño existen y son complejas. La gran mayoría de los episodios lluviosos en el Desierto de Atacama ocurrieron durante años El Niño. Pero no llueve sistemáticamente durante los eventos El Niño. En una serie de casos, estas lluvias se relacionan con excesos pluviométricos en el Norte Chico y, eventualmente, con excesos de lluvias en Chile central, pero no siempre. En casos excepcionales, se observa una extensión limitada hacia el norte (sur del Perú) de las anomalías de pluviometría. A diferencia de lo observado en Chile central y en la costa Norte del Perú, la intensidad de las lluvias no parece tener relación con la intensidad de los eventos El Niño.

Agradecimientos

Este trabajo fue efectuado en el marco de Convenios científicos ORSTOM-Universidad de Chile (Depto. de Geofísica), y ORSTOM-Universidad de Antofagasta (Facultad de Recursos del Mar) con financiamiento de UR 12 (programa AIMPACT) de ORSTOM. El autor agradece la ayuda técnica brindada por Nury Guzmán (Fac. de Recursos del Mar, Univ. de Antofagasta, Antofagasta) y Miriam Soto (IFEA, Lima).

Referencias citadas

- ACEITUNO, P., 1987 - On the interannual variability of South American climate and the Southern Oscillation. PhD thesis, University of Wisconsin, Madison, 128p.
- ALMEYDA, E., 1948 - *Pluviometría de las zonas del desierto y estepas cálidas de Chile*, 167p., Santiago (Chile): Editorial Universitaria S.A.
- BILLINGHURST, G.E., 1886 - *Estudio sobre la geografía de Tarapacá*, Santiago: Imprenta "El Progreso".
- BOLLAERT, W., 1860 - *Antiquarian, ethnological and other researches in New Granada, Ecuador, Perú and Chile, with observations on the pre-incarial, incarial and other monuments of Peruvian nations*, London: Trübner & Co.
- BOWMAN, I., 1924 - *Desert trails of Atacama*, 362p., American Geographical Society, Special Publication, 5.
- CHONG, G., PEREIRA, M., GONZÁLEZ, G. & WILKE, H., 1991 - Los fenómenos de remoción en masa ocurridos en la región de Antofagasta en junio de 1991. *Vertiente*, 7: 6-13.
- DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS, 1993 - *Crecidas súbitas y corrientes de detritos ocurridas el 18 de junio de 1991 en Antofagasta*, Santiago: Ministerio de Obras Públicas.
- GAETE, A.A., 1974 - Análisis estadístico del comportamiento de las precipitaciones en el altiplano de Arica, Provincia de Tarapacá (1932-1973). *Norte Grande*, 1(2): 169-181.
- GUZMAN, V., 1919 - La irrigación en Chile (Manuscrito inédito), Departamento de Riego, Santiago, (Citado por W. Kohn, 1972).
- HAMILTON, K. & GARCÍA, R.R., 1986 - El Niño-Southern Oscillation events and their associated midlatitude teleconnections, 1531-1841. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 67: 1354-1361.
- HOCQUENGHEM, A.M. & ORTLIEB, L., 1990 - Pizarre n'est pas arrivé au Pérou durant une année El Niño. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 19(2): 327-334.

- HOCQUENGHEM, A.M. & ORTLIEB, L., 1992 - Eventos El Niño y lluvias anormales en la costa del Perú: siglos XVI-XIX. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 21(1): 197-278.
- KARZULOVIC, J., 1968 - *Estudio hidrogeológico de la región de Arica*. Dirección de Obras Sanitarias, Santiago, (Citado por W. Klohn, 1972).
- KILADIS, G.N. & van LOON, H., 1988 - The Southern Oscillation. Part VII: meteorological anomalies over the Indian and Pacific sectors associated with the extremes of the oscillation. *Monthly Weather Review*, 116: 120-128.
- KLEINMAN, P. & TORRES, J., 1960 - El agua subterránea en el Valle de Azapa. Informe preliminar (manuscrito inédito). Dirección de Riego, Santiago, (Citado por W. Klohn, 1972).
- KLOHN, W., 1972 - *Hidrografía de las zonas desérticas de Chile*, 188p., Santiago: Programa de Naciones Unidas para el Desarrollo.
- LABARTHE, P.A., 1914 - Las avenidas extraordinarias en los ríos de la costa. *Informes y Memorias de la Sociedad de Ingenieros del Perú*, 16(11-12): 301-329.
- LARRAIN, H., 1974 - Análisis de las causas de despoblamiento entre las comunidades indígenas del Norte de Chile, con especial referencia a las hoyas hidrográficas de las quebradas Aroma y Tarapacá. *Norte Grande*, 1(1): 125-154.
- LECARPENTIER, C., 1973 - Géomorphologie et eaux souterraines : Présentation de la carte géomorphologique de la Pampa del Tamarugal (Désert nord-chilien). *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 11(2): 29-57.
- LOAYZA, A., 1994 - Caleta Buena, breve episodio del salitre. in: *Tarapacá, una aventura en el tiempo*: 49-50, Iquique: Edic. Camanchaca.
- MINAYA, N.A., 1994 - El Niño/Oscilación del Sur y las precipitaciones en la costa central y sur del Perú, 118p., Informe (inédito), Instituto Geofísico del Perú, mayo 1994.
- MONTERO, A., 1919 - Regadío de Huasco (Manuscrito inédito), Departamento de Riego, Santiago, (Citado por W. Klohn, 1972).
- MURPHY, R.C., 1926 - Fenómenos oceánicos y climáticos en la costa occidental de Sur-América durante el año 1925. *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima*, t. XLIII: 87-125.
- NIEMEYER, H., 1967 - Estudio de la contaminación del río Loa (Manuscrito inédito). Dirección de Riego, Santiago, (Citado por W. Klohn, 1972).
- ORTLIEB, L., 1994 - Las mayores precipitaciones históricas en Chile Central y la cronología de eventos "ENSO" en los siglos XVI-XIX. *Revista Chilena de Historia Natural*, 67: 463-485.
- ORTLIEB, L., HOCQUENGHEM, A.M. & MINAYA, A., 1995 - Toward a revised historical chronology of El Niño events registered in western South-America. XIV International Congress of INQUA (Berlin, 1995). *Terra Nostra*, 2/95: 113.
- QUINN, W.H., 1993 - The large-scale ENSO event, the El Niño, and other important features. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 22(1): 13-34.
- QUINN, W.H. & NEAL, V.T., 1983 - Long-term variations in the Southern Oscillation, El Niño, and Chilean subtropical rainfall. *Fishery Bulletin*, 81(2): 363-374.
- QUINN, W.H., NEAL, V.T. & ANTÚNEZ de MAYOLO, S.E., 1987 - El Niño occurrences over the past four and a half centuries. *Journal of Geophysical Research*, 92(C13): 14449-14461.
- QUINTANA ARANA, J., 1990 - Indicadores meteorológicos de "El Niño" y su aplicación al litoral norte y central de Chile. *La Meteorología en el mundo iberoamericano*, 1: 11-20.
- ROMERO, H., 1985 - *Geografía de los climas*, 243p., Santiago: Instituto Geográfico Militar, t. XI.
- ROMERO, H. & GARRIDO, A.M., 1985 - Influencias genéticas del fenómeno El Niño sobre los patrones climáticos de Chile. *Investigación Pesquera*, 32: 19-35, Chile: Instituto de Fomento Pesquero.
- RUTLLANT, J., 1985 - Algunos aspectos de la influencia climática, a nivel mundial y regional, del fenómeno El Niño. *Investigación Pesquera*, 32: 9-17, Chile: Instituto de Fomento Pesquero.
- RUTLLANT, J. & FUENZALIDA, H., 1991 - Synoptic aspects of the Central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*, 11: 63-76.
- SCHWEIGGER, E.H., 1964 - *El litoral peruano*, 414p., Lima: Universidad Nacional Federico Villarreal, 2da ed.
- URRUTIA de HAZBUN, R. & LANZA LAZCANO, C., 1993 - *Catástrofes en Chile 1541-1992*, 440p. Santiago: Editorial la Noria.
- VICUÑA MACKENNA, B., 1877[1970] - *El clima de Chile*, 399p., Buenos Aires: Editorial Francisco de Aguirre.
- WHETTON, P.H. & RUTHERFURD, I., 1994 - Historical ENSO teleconnections in the eastern hemisphere. *Climatic Change*, 28: 221-253.

ANDEAN GLACIAL LAKES AND CLIMATE VARIABILITY SINCE THE LAST GLACIAL MAXIMUM

Geoffrey O. Seltzer *, Donald T. Rodbell **, Mark Abbott ***

Abstract

Sediment cores from glacial lakes in the tropical-subtropical Andes provide a nearly continuous record of late glacial and Holocene paleoclimates. Basal radiocarbon dates from lakes and peats suggest that the last glacial maximum significantly predated the global maximum at 18 ¹⁴C kyr BP. Most lakes have basal radiocarbon ages of <13 ¹⁴C kyr BP, implying that there was a late-Pleistocene phase of glaciation that may have culminated about 14 ¹⁴C kyr BP. Late glacial advances are recorded in several sediment records from lakes and by 10 ¹⁴C kyr BP glaciers had retreated to within their modern limits. Mid-Holocene aridity is recorded in the stratigraphy from a number of lakes including Lago Titicaca. This phase of aridity was followed by rising lake levels and neoglaciation in the late Holocene.

Key words: *Paleoclimate, Glaciation, Lakes, Andes, Late Glacial, Holocene.*

LAGOS GLACIARES ANDINOS Y VARIABILIDAD CLIMÁTICA DESDE EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL

Resumen

Testigos de sedimentos de los lagos glaciares en los Andes tropicales/subtropicales proporcionan registros continuos de los paleoclimas del último glacial superior y del Holoceno. Dataciones del radiocarbón de los sedimentos profundos en los lagos y de las turberas indican que el máximo del último glacial fue antes del máximo glacial global con una fecha de 18 ¹⁴C ka BP. La mayoría de los lagos tienen una antigüedad menor de 13 ¹⁴C ka BP, lo que significa que hubo una fase de glaciación del Pleistoceno superior culminada alrededor de 14 ¹⁴C ka BP. Los avances durante el glacial superior son indicados en varios testigos de sedimentos de los lagos y, después de 10 ¹⁴C ka BP, los glaciares quedaron dentro de sus límites actuales. Una sequía durante el Holoceno medio está registrado en la estratigrafía de varios lagos, incluyendo el Lago Titicaca. Los niveles de los lagos estaban subiendo y había neoglaciación en el Holoceno superior después de la fase de sequía en el Holoceno medio.

Palabras claves: *Paleoclima, glaciación, lagos, Andes, Ultimo Glacial, Holoceno.*

* Dept of Earth Sciences, 204 Heroy Geology Laboratory, Syracuse University, Syracuse, New York 13244 USA, e-mail: goseltze@mailbox.syr.edu, FAX 315-443-3363.

** Dept of Geology, Union College, Schenectady, New York 12308, USA.

*** Limnological Research Center, 220 Pillsbury Hall, 320 Pillsbury Drive SE, Minneapolis, Minnesota 55455, USA.

LES LACS GLACIAIRES ET LA VARIABILITÉ CLIMATIQUE DANS LES ANDES DEPUIS LE DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE

Résumé

Des carottages réalisés dans des lacs glaciaires des Andes tropicales et subtropicales ont fourni des registres paléoclimatiques continus couvrant le Dernier Maximum Glaciaire et l'Holocène. Des datations ^{14}C sur sédiments lacustres et sur tourbes indiquent que le maximum de la dernière glaciation s'est produit antérieurement au Dernier Maximum Glaciaire Global (18 ka BP). La plupart des lacs ont un âge inférieur à 13 ka BP, ce qui signifie que l'avancée des glaciers correspondant au Pleistocène terminal aurait culminé aux alentours de 14 ka BP. Des avancées durant le Tardi-glaciaire sont enregistrées dans plusieurs sites lacustres. À partir de 10 ka BP, les glaciers ont reculé au-delà de leurs limites actuelles. La sécheresse de l'Holocène moyen est repérée dans la stratigraphie de nombre de lacs, y compris le lac Titicaca. Cette phase d'aridité est suivie par une remontée des niveaux lacustres et une réavancée des glaciers à la fin de l'Holocène.

Mots-clés : Paléoclimat, glaciation, lacs, Andes, Dernier Maximum Glaciaire, Holocène.

INTRODUCTION

The glacial record of the tropical-subtropical Andes has primarily been established through the mapping of moraines and the radiometric dating of associated organic material (recent reviews provided by Clapperton, 1993a; Seltzer, 1990; 1992). This is an inherently discontinuous record that is biased towards maximum phases of glaciation. Moraines from periods of less extensive glaciation are destroyed by subsequent and more extensive glacial advances. As a proxy for paleoclimatic conditions these data only provide insight for the time period over which the maximum-phase moraines formed. However, for these time periods the glacial evidence alone cannot provide a unique climate solution (Seltzer, 1994a).

Several important issues in the Quaternary paleoclimatology of the Andes can be addressed with lacustrine records from glacial lakes including: minimum age estimates for the timing of the last glacial maximum, the presence or absence of late-glacial climatic fluctuations that match similar events in the Northern Hemisphere, and the extent of mid-Holocene aridity. The timing of the last glacial maximum is significant when discussing the magnitude of snowline depression and the associated temperature reduction in the Andes. Recent work on low-latitude temperature change (Guilderson *et al.*, 1994; Stute *et al.*, 1995) for the last glacial maximum (defined as 18 ^{14}C kyr BP by Imbrie *et al.*, 1984) appears to be overturning the hypothesis derived from the CLIMAP (1981) data that tropical-subtropical temperatures did not change significantly during the last glacial-to-interglacial transition. These new records of paleotemperature, which are based on the Sr/Ca ratio in corals and the noble gas content of continental groundwater, provide both more precise estimates of paleotemperature and better dated sequences. The climatic interpretations for late-Pleistocene snowline depression in the Andes have varied between reductions in mean annual temperature of $10^\circ \pm 1.9^\circ \text{C}$ (Fox & Bloom, 1994) to $3.5^\circ \pm 1.6^\circ \text{C}$ (Seltzer, 1992) with intermediate values of about $5^\circ\text{--}6^\circ \text{C}$ (Seltzer, 1987; Rodbell, 1992a). All of the snowline studies have implicitly assumed that the maximum extents of glaciers were time synchronous throughout the region. What has been lacking is a precise definition of when the last glacial maximum occurred in the Andes. This timing is critical, however, in order to determine the nature of the discrepancy that exists among proxy records of paleoclimate (Seltzer, 1994b).

Besides the timing of the last glacial maximum the recognition of millennial-scale climatic changes in the Southern Hemisphere has also become important in the development

of our understanding of the global nature of such events (e.g. Denton & Hendy, 1994; Broecker, 1994). If the Younger Dryas and other short-lived climate reversals such as the Heinrich Events (Bond *et al.*, 1992, 1993; Bond & Lotti, 1994) were global in extent, then the mechanisms that could link such changes between the hemispheres are not well understood. Given the time scales involved the mechanisms are unlikely to be associated with the orbital hypothesis for glaciation. Possible teleconnections may be related to the thermohaline circulation of the oceans (Broecker & Denton, 1989), an atmospheric dust veil (Clapperton, 1993a), or changes in the greenhouse gas content of the atmosphere (Sowers & Brook, 1995). Late-glacial readvances of glaciers in the Andes have been identified previously at the Quelccaya Ice Cap (Mercer, 1984), in central Peru (Rodbell, 1993), and in Ecuador (Clapperton, 1993b). What is lacking are well dated records that come from a number of sites to determine if these were synchronous advances responding to a common forcing or if they are random events that occurred in the late glacial (e.g. Markgraf, 1991).

Recent work on sediment cores from Lago Titicaca indicates that there was an extended phase of aridity in the mid-Holocene with a maximum decrease in lake levels of 50 m about 7250 ¹⁴C yr BP (Wirrmann *et al.*, 1988). In Lago Huiñaimarca recent sedimentological studies show that many sediment cores have basal radiocarbon dates of about 3.6 ¹⁴C kyr BP (Binford, pers. comm.), implying that much of the small southern basin of Lago Titicaca was dry until the late Holocene. Modern lake levels are closely tied to changes in precipitation in the region. A prolonged mid-Holocene drought could be related to changes in advected moisture associated with the easterly circulation.

1. METHODS

Minimum ages for deglaciation from various moraine stages have been obtained by coring lakes and peatlands that developed after glaciers retreated. Because of the dry climate of the high Andes and the limited vegetation it is difficult to find organic material buried beneath moraines to provide maximum limiting ages for glacial advances. Glacial lakes and peatlands in the Andes formed following deglaciation as end moraines dammed the drainage of high valleys. Basal dates from cores obtained at these sites provide minimum age estimates for deglaciation.

A square-rod piston corer (Wright *et al.*, 1984; Wright, 1991) was used from either a floating platform or peat surfaces to obtain continuous cores 5 cm in diameter. The cores typically penetrated the organic sediments of the Holocene and bottomed in inorganic silts and gravels indicative of glaciofluvial and glacial-lacustrine sedimentation. A radiocarbon date from the basal contact of the organic material provides a minimum age for the moraine that occupies the position immediately downvalley from the lake or peatland. Such a date also provides a minimum age for deglaciation of the site. Materials dated include bulk organic carbon, macrofossils, and humin and humic acid extracts (e.g. Seltzer, 1994c). Measurements that were made on these cores include: organic and inorganic carbon by loss-on-ignition (Dean, 1974) and coulometry (Engleman *et al.*, 1985), magnetic susceptibility, bulk density, and X-ray mineralogy.

2. RESULTS

The oldest glacial lake that we have located is Laguna Kollpa Kkota in the eastern cordillera of Bolivia (Fig. 1; Seltzer, 1994c). This is a small, closed-basin lake, that contains

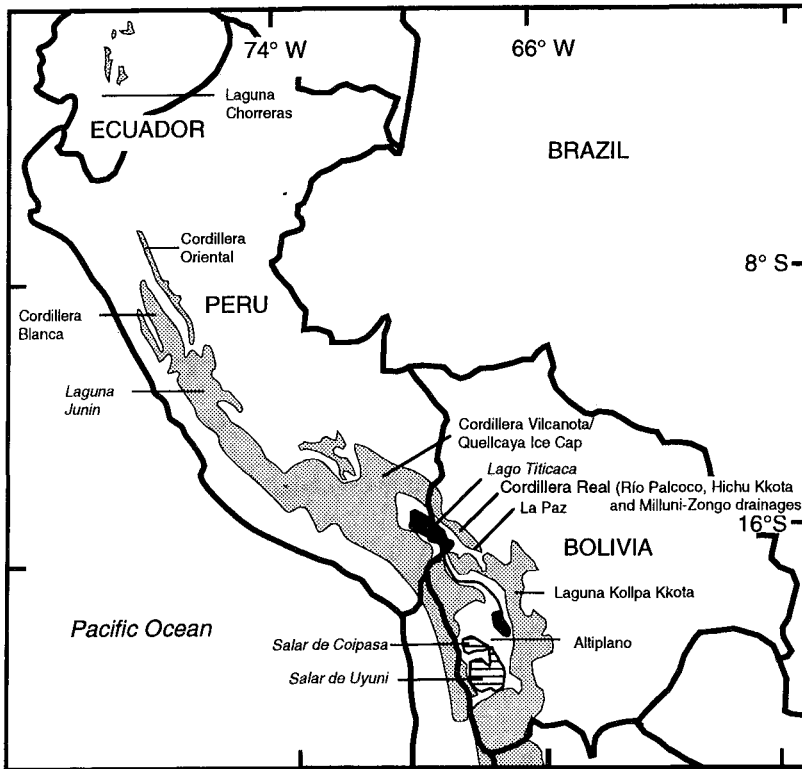


Fig. 1 - Map showing the location of sites mentioned in the text. The shaded area is >4 000 m a.s.l.

approximately 7-m of post-glacial sediment. Radiocarbon dates from the base of the sediment cores indicate that the site was deglaciated more than 20 ^{14}C kyr BP. The lake probably survived subsequent phases of glaciation because of the low elevation of the valley headwall (Fig. 2). Although other lakes that occupy such an altitudinal position have been identified, additional radiocarbon chronologies are lacking. At the Laguna Kollpa Kkota site no glacial features are found downvalley from the lake suggesting that the last glacial maximum is marked by the moraines that dam the lake.

Cross sections from the Río Palcoco and Milluni drainages in the Cordillera Real of Bolivia show the basal ages of peats nearly adjacent to the modern ice fronts are 9 to 10 ^{14}C kyr BP (Fig. 3). Thus, most of the moraines in these glacial valleys formed in the late glacial between 14 and 10 ^{14}C kyr BP, although their precise ages are unconstrained. Many of these late-glacial moraines may have been deposited during stillstands in an overall retreat of the glaciers, however, there is evidence that some of the moraines formed during glacier readvances.

Glacial lakes that have a continuous sediment record that spans the last glacial-to-interglacial transition (*ca.* 14 to 10 ^{14}C kyr BP) are critical for determining the climate response in this time interval. Laguna Chorreras in southern Ecuador is located at 3 700 m in a valley that has a maximum headwall elevation of 4 200 m (Fig. 1). The lake was deglaciated by

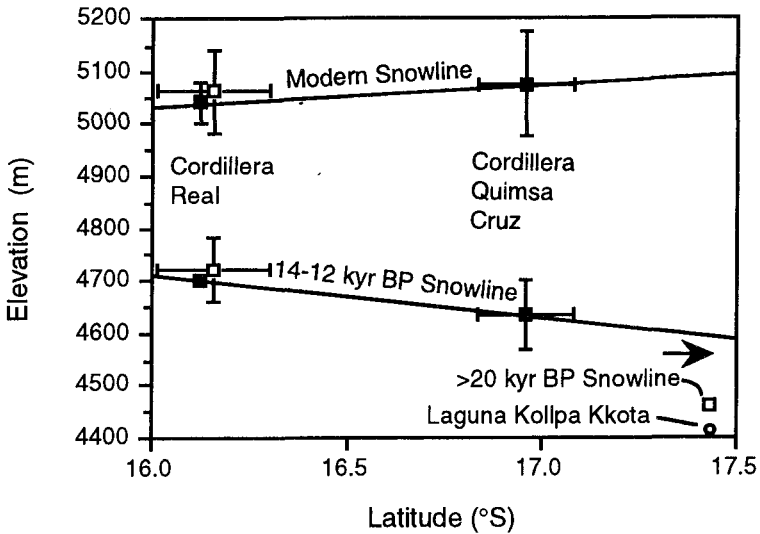


Fig. 2 - Modern and late-Pleistocene snowlines for the western slope of the Eastern Cordillera, Bolivia. The horizontal and vertical bars represent the latitudinal range of the sites and the variation in estimates of snowline, respectively. Snowline estimates are based on the accumulation area ratio (solid squares, AAR = 0,77) and the toe to headwall ratio (open squares, THAR = 0,37) methods (Müller, 1985; Seltzer, 1992). The arrow indicates the elevation of the crest of the headwall above Laguna Kollpa Kkota (after Seltzer, 1994c).

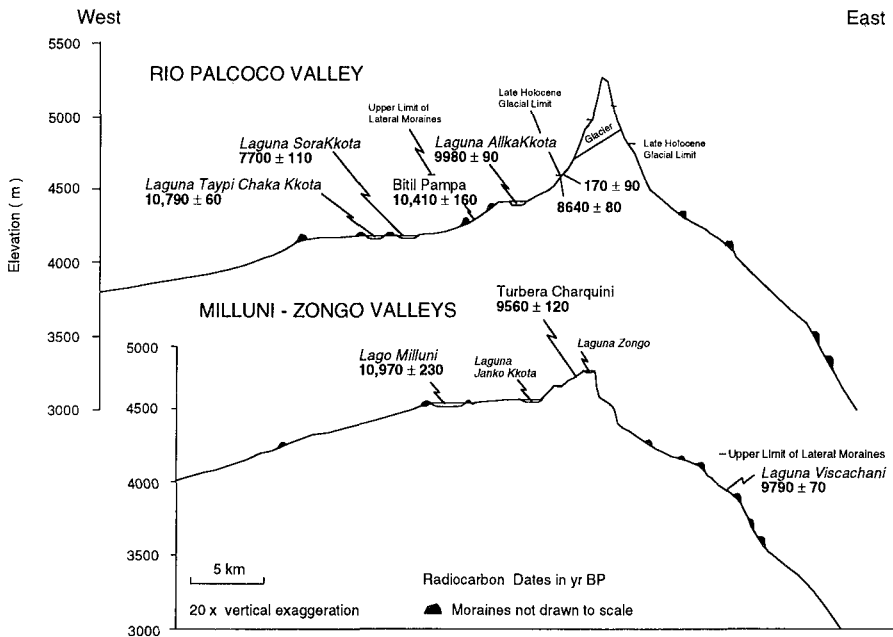


Fig. 3 - Longitudinal profiles of the Río Palcoco and Milluni-Zongo valleys with basal radiocarbon dates from lakes and peats.

12.5 ^{14}C kyr BP when organic-rich sediments began to accumulate (Fig. 4). There is a distinct inorganic interval, however, that dates to between 12,5 and 10,9 ^{14}C kyr BP. We believe that one mechanism that might produce this inorganic layer is glaciofluvial deposition during reoccupation of the cirques above the lake. A similar sediment stratigraphy in several lakes in the Cordillera Oriental of Peru has also been interpreted in this manner (Rodbell, 1993). If we assume the modern snowline in southern Ecuador is near the mean 0°C isotherm, then reoccupation of the cirques today would require a snowline depression of ~ 1000 m. Such a snowline depression is 70% of the maximum snowline depression recorded for the area by the outermost moraines.

Most glacial lakes in the Andes have a continuous stratigraphy that spans the Holocene. In the Cordillera Real of Bolivia, Lago Taypi Chaka Kkota in the Río Palcoco drainage has a basal age of about 11 ^{14}C kyr BP (Fig. 5). A striking aspect of the stratigraphy in this lake and others like it is the initial rise in organic content of the sediment followed by an abrupt drop in the mid-Holocene. This general stratigraphy is reproduced in Laguna Viscachani on the eastern side of the cordillera. It is also prevalent in other lakes in the Hichu Kkota and Río Palcoco valleys (Fig. 6). The relevance of these stratigraphic changes in organic carbon is uncertain given the number of processes involved in the production and preservation of organic carbon in the limnic environment. Factors that can influence the organic carbon content of the sediments include terrestrial and aquatic organic productivity and oxidation of the organic matter in the sediments. The timing of these changes corresponds with the arid phase as interpreted from sediment cores from Lago Titicaca (Wirrmann *et al.*, 1988).

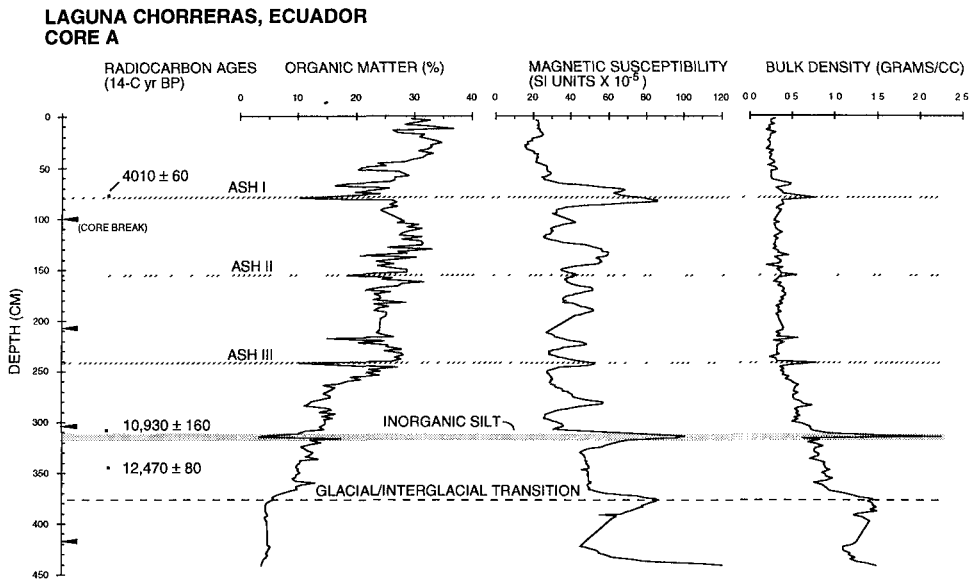


Fig. 4 - Sediment stratigraphy from Laguna Chorreras (3 700 m), Ecuador.

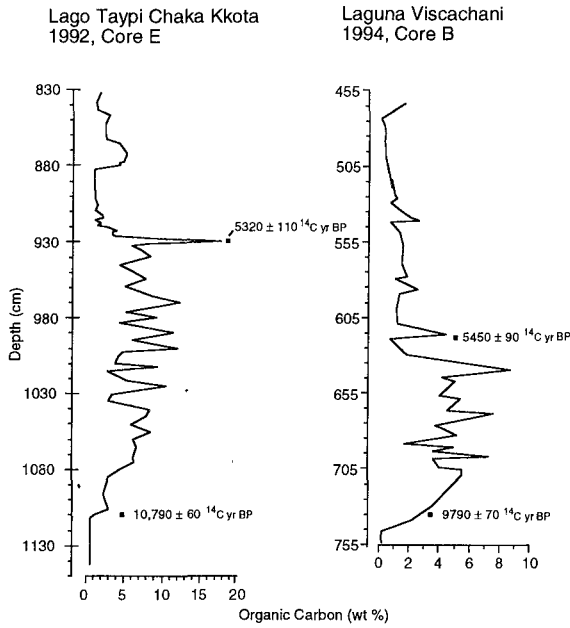


Fig. 5 - Organic carbon stratigraphy from L. Taypi Chaka Kkota and L. Viscachani, Cordillera Real, Bolivia.

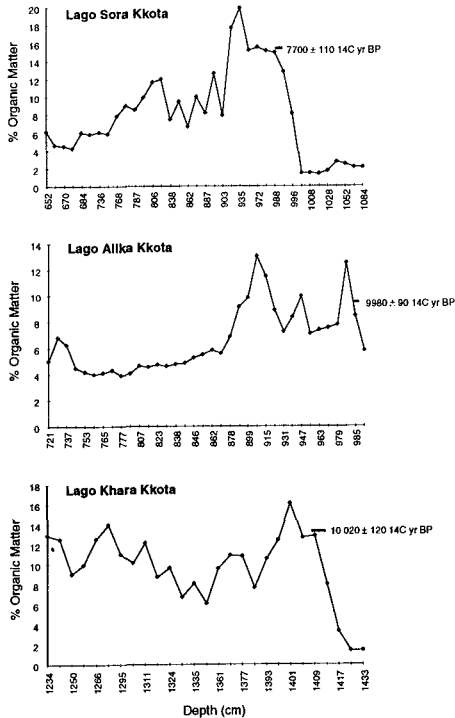


Fig. 6 - Organic matter profiles from lakes in the Cordillera Real, Bolivia.

3. DISCUSSION

The timing of the last glacial maximum in the tropical-subtropical Andes is constrained at relatively few localities (Table 1).

Table 1 - Select radiocarbon dates that provide minimum age estimates for the last glacial maximum in the tropical-subtropical Andes.

Location	Radiocarbon Control (¹⁴ C yr BP)	Reference
Sierra Nevada del Cocuy, Colombia	> 20,840 ± 140	van der Hammen <i>et al.</i> , 1981
High Plain of Bogotá, Colombia	> 23,090 ± 270	Helmens, 1988
Junín Plain, Perú	23,980 ± 320 to 12,010 ± 110 or > 42,000	Wright, 1983
Cordillera Vilcanota, Perú	> 27,540 ± 970	Mercer, 1984
Cordillera Real, Bolivia	> 33,520 ± 460 and 33,650 ± 500	Argollo, 1980; 1982
Laguna Kollpa Kkota, Bolivia	> 20,140 ± 160	Seltzer, 1994c

The results from Laguna Kollpa Kkota suggest that the last glacial maximum clearly predated 20 ¹⁴C kyr BP in Bolivia. However, other records from the region suggest that the last glacial maximum may be significantly older. Snowline reconstructions that are based on maximum moraine or cirque positions are probably sampling landforms that are late-Pleistocene and earlier in age. Certainly they predate the last global glacial maximum, which is defined as 18 ¹⁴C kyr BP. Thus any temporal correlation between the CLIMAP results and the snowline proxy could be in serious error (Seltzer, 1994b). However, the geomorphic record of glaciation is inherently biased towards maximum phases of glacial advance. Records of less extensive glaciations are destroyed unless they occurred since the latest deglaciation. There may have been a glacial phase coincident with 18 ¹⁴C kyr BP that was less extensive than late glacial advances of glaciers in the region. The geomorphic record of glaciation is inadequate for assessing climatic conditions at times other than relative glacial maxima for which there is no evidence at 18 ¹⁴C kyr BP.

Late glacial advances of glaciers have now been documented at several sites. The correlation of these advances to events such as the Younger Dryas in the North Atlantic region remains uncertain. Mercer (1984) emphasized that the late glacial advance that is inferred from the sediment stratigraphy at Quelccaya predates the onset of the Younger Dryas at 11 ¹⁴C kyr BP. This is similar to the observation that has been made at Laguna Chorreras in Ecuador. Given the limited data it is difficult to determine the regional extent of these events and current work is attempting to extend these data. The pollen record in Peru is also equivocal, where high resolution studies have been conducted only one site located near an ecotone records a vegetation change coincident with a potential late-glacial advance of glaciers (Hansen & Rodbell, in press; Hansen *et al.*, 1994). In contrast, in Colombia the El Abra stadial is clearly delineated in pollen spectra and is interpreted to be Younger Dryas in age (Kuhry *et al.*, 1993).

The signal for an extended period of mid-Holocene aridity can now be found in a number of lacustrine records. Most phases of neoglaciation in the Peruvian and Bolivian

cordillera occurred during the late Holocene (Rodbell, 1992b; Seltzer, 1990, 1992; Seltzer & Wright, 1991; Gouze *et al.*, 1986), which supports the concept that the mid-Holocene was a relatively arid period with little glacial activity. It has also been suggested that the aridity restricted the development of raised-field agriculture around Lago Titicaca, which was important to the Tiwanaku Culture (Binford, pers. comm.).

4. CONCLUSION

Andean glacial lakes provide information on both the timing of glacial events and the nature of post glacial climate changes. Although the precise timing of most phases of glaciation remains uncertain it is clear from several basal radiocarbon dates that 18 ¹⁴C kyr BP was not a maximum phase of glaciation in the Andes. There is also abundant geomorphic and stratigraphic evidence for glacier advances in the late-glacial. Whether these were random oscillations in the glacial-to-interglacial transition or a coherent signal across the region has profound implications for our understanding of the Younger Dryas. Finally, mid-Holocene aridity may have been associated with complete deglaciation of the valleys followed by renewed glacier activity and rising lake levels in the late Holocene.

Acknowledgements

This research has been funded by the US National Science Foundation and the National Geographic Society. G. Seltzer would like to thank Ing. H. Perez, Servicio Geológico de Bolivia, Dr. J. Argollo, Universidad Mayor de San Andrés, and the familia Ando of Obrajés, La Paz.

References Cited

- ARGOLLO B., J., 1980 - Los Pie de Montes de la Cordillera Real entre los Valles de La Paz y de Tuni, Estudio Geológico, Evolución Plio-Cuaternaria. Tesis de Grado, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, Bolivia.
- ARGOLLO B., J., 1982 - Evolution du Piédmont Ouest de la Cordillère Royale (Bolivie) au Quaternaire. Thèse 3ème Cycle d'Enseignement Supérieur, Université d'Aix - Marseille II, Faculté des Sciences de Luminy.
- BOND, G. C. & LOTTI, R., 1995 - Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation. *Science*, **267**: 1005-1009.
- BOND, G., BROECKER, W., JOHNSEN, S., McMANUS, J., LABEYRIE, L., JOUZEL, J. & BONANI, G., 1993 - Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, **365**: 143-147.
- BOND, G., HEINRICH, H., BROECKER, W., LABEYRIE, L., McMANUS, J., ANDREWS, J., HUON, S., JANTSCHICK, R. S. C., SIMET, C., TEDESCO, K., KLAS, M., BONANI, G. & IVY, S., 1992 - Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. *Nature*, **360**: 245-249.
- BROECKER, W. S., 1994 - Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, **372**: 421-424.
- BROECKER, W. S. & DENTON, G. H., 1989 - The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**: 2465-2501.
- CLAPPERTON, C., 1993a - Quaternary Geology and Geomorphology of South America, 779p., Amsterdam: Elsevier.
- CLAPPERTON, C., 1993b - Glacier readvances in the Andes at 12500-10000 yr BP: implications for mechanism of late-glacial climatic change. *Journal of Quaternary Science*, **8**: 197-215.

- CLIMAP, 1981 - Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. *Geological Society of America*, Geological Society of America Map and Chart Series, MC-36.
- DEAN, W. E., Jr., 1974 - Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, **44**: 242-248.
- DENTON, G. H. & HENDY, C. H., 1994 - Younger Dryas age advance of Franz Josef Glacier in the Southern Alps of New Zealand. *Science*, **264**: 1434-1437.
- ENGLEMAN, E. E., JACKSON, L. L. & NORTON, D. R., 1985 - Determination of carbonate carbon in geological materials by coulometric titration. *Chemical Geology*, **53**: 125-128.
- FOX, A. N. & BLOOM, A. L., 1994 - Snowline altitude and climate in the Peruvian Andes (5-17°S) at present and during the latest Pleistocene glacial maximum. *Japanese Journal of Geography*, **103**: 867-885.
- GOUZE, P., ARGOLLO, J., SALIEGE, J.-F. & SERVANT, M., 1986 - Interprétation paléoclimatique des oscillations des glaciers au cours des 20 derniers millénaires dans les régions tropicales : exemple des Andes boliviennes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, Série II*, **303**: 219-223.
- GUILDERTON, T. P., FAIRBANKS, R. G. & RUBENSTONE, J. L., 1994 - Tropical temperature variations since 20,000 years ago: modulating interhemispheric climate change. *Science*, **263**: 663-665.
- HAMMEN Van Der, T., BARELDS, T., DE JONG, H. & DE VEER, A. A., 1981 - Glacial sequence and environmental history in the Sierra Nevada Cocuy (Colombia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **32**: 247-340.
- HANSEN, B. S., SELTZER, G. O. & WRIGHT, H. E., 1994 - Late-Quaternary vegetation change in the central Peruvian Andes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **109**: 263-285.
- HANSEN, B. S. & RODBELL, D. T., (in press) - A late-glacial to Holocenepollen record with sedimentological data from the eastern Andes of northern Peruvian Andes. *Quaternary Research*.
- HELMENS, K. F., 1988 - Late Pleistocene glacial sequence in the area of the high plain of Bogota (eastern cordillera, Colombia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **67**: 263-283.
- IMBRIE, J., HAYS, J. D., MARTINSON, D. G., MCINTYRE, A., MIX, A. C., MORLEY, J. J., PISIAS, N. G., PRELL, W. L. & SHACKLETON, N. J., 1984 - The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine del-180 record. in: *Milankovitch and Climate* (A. L. Berger *et al*, eds.): 269-305, Part I. D., Reidel Publishing Co.
- KUHRY, P., HOOGHIEMSTRA, H., VAN GEEL, B. & HAMMEN Van Der, T., 1993 - The El Abra stadial in the eastern cordillera of Colombia (South America). *Quaternary Science Reviews*, **12**: 333-344.
- MARKGRAF, V., 1991 - Younger Dryas in southern South America? *Boreas*, **20**: 63-69.
- MERCER, J. H., 1984 - Late Cainozoic glacial variation in South America south of the Equator. in: *Late Cainozoic Paleoclimates of the Southern Hemisphere* (J. C. Vogel ed.): 45-58, A. A. Balkema, Rotterdam.
- MULLER, R., 1985 - Zur Gletschergeschichte in der Cordillera Quimsa Cruz. Ph. D. thesis, Zurich.
- RODBELL, D. T., 1992a - Late Pleistocene equilibrium-line altitude reconstructions in the northern Peruvian Andes. *Boreas*, **21**: 43-52.
- RODBELL, D. T., 1992b - Lichenometric and radiocarbon dating of Holoceneglaciation, Cordillera Blanca, Perú. *The Holocene*, **2**: 19-29.
- RODBELL, D. T., 1993 - The timing of the last deglaciation in Cordillera Oriental, northern Peru based on glacial geology and lake sedimentology. *Geological Society of America Bulletin*, **105**: 923-934.
- SELTZER, G. O., 1987 - Glacial history and climatic change in the central Peruvian Andes. M.S. thesis, University of Minnesota.
- SELTZER, G. O., 1990 - Recent glacial history and paleoclimate of the Peruvian-Bolivian Andes. *Quaternary Science Reviews*, **9**: 137-152.
- SELTZER, G. O., 1992 - Late Quaternary glaciation of the Cordillera Real, Bolivia. *Journal of Quaternary Science*, **7**: 87-98.
- SELTZER, G. O., 1994a - Climatic interpretation of alpine snowline variations on millennial time scales. *Quaternary Research*, **41**: 154-159.
- SELTZER, G. O., 1994b - Andean snowline evidence for cooler subtropics at the last glacial maximum. in: *Long Term Climate Variations* (J. C. Duplessy and M. T. Syridakis eds.): 371-378, NATO ASI Series, I 22, Berlin: Springer-Verlag.
- SELTZER, G. O., 1994c - A lacustrine record of late-Pleistocene climatic change in the subtropical Andes. *Boreas*, **23**: 105-111.
- SELTZER, G. O. & WRIGHT, H. E., 1991 - La regresión del Hielo en Perú y en Bolivia desde el Pleistoceno tardío. *Boletín de la Sociedad Geológica Boliviana*, **26**: 13-32.

- SOWERS, T. & BROOK, E., 1995 - Ice core and terrestrial climate records during stage 3: the methane connection. *Eos*, 76: S170, Transactions, American Geophysical Union.
- STUTE, M., CLARK, J. F., SCHLOSSER, P., BROECKER, W. S. & BONANI, G., 1995 - A 30,000 yr continental paleotemperature record derived from noble gases dissolved in groundwater from the San Juan Basin, New Mexico. *Quaternary Research*, 43: 209-220.
- WIRRMANN, D., MOURGUIART, P. & DE OLIVEIRA ALMEIDA, L. F., 1988 - Holocene sedimentology and ostracod repartition in Lake Titicaca-paleohydrological interpretations. In: *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 6 (J. Rabassa ed.): 89-127, Rotterdam: A.A. Balkema.
- WRIGHT, H. E., Jr, MANN, D. H. & GLASER, P. H., 1984 - Piston corers for peat and lake sediments. *Ecology*, 65: 657-659.
- WRIGHT, H. E., Jr., 1983 - Late-Pleistocene glaciation and climate around the Junín Plain, central Peruvian Andes. *Geografiska Annaler*, 65A: 35-43.
- WRIGHT, H. E., Jr., 1991 - Coring tips. *Journal of Paleolimnology*, 6: 37-49.

PALEOHIDROLOGÍA DE LOS ÚLTIMOS 25 000 AÑOS EN LOS ANDES BOLIVIANOS

*Jaime Argollo *, Philippe Mourguiart ***

Resumen

En base a datos geomorfológicos, sedimentológicos, palinológicos y el análisis de fauna de ostrácodos, se ha determinado (1), de manera semicuantitativa, la temperatura así como (2) los cambios cuantificados de las variaciones de los niveles lacustres desde el final del Pleistoceno (25 000 años BP). Los principales resultados obtenidos son los siguientes: de 25 000 a 18 000 años BP, las temperaturas atmosféricas son bajas así como los niveles de los lagos; entre 18 000 y 15 000/14 000 años BP, una fase climática seca es definida por la presencia de una laguna de sedimentación; durante el Tardi-Glacial (15 000/14 000 a 10 500 años BP), los lagos (fase Tauca) y los glaciares se extendieron; de 10 500 a 8 000 años BP, los lagos y los glaciares retroceden muy rápidamente mientras que la temperatura global media aumenta; el Holoceno medio (8 000-3 900 años BP) corresponde generalmente a un clima seco; alrededor de 3 900 años BP, el nivel del lago Titicaca sube considerablemente; luego se instalan condiciones relativamente húmedas; durante la Pequeña Edad de Hielo (siglos XVI y XIX), prevalecen condiciones frías y húmedas.

Palabras claves: *Paleoclima, Lagos, Glaciares, edades ¹⁴C, Cuaternario terminal.*

PALÉOHYDROLOGIE DES DERNIÈRES 25 000 ANNÉES DANS LES ANDES BOLIVIENNES

Résumé

Nous présentons une reconstruction climatique de haute résolution de l'Altiplano bolivien (Andes Centrales) basée sur des données géomorphologiques, sédimentologiques, palynologiques et provenant de l'analyse des faunes d'ostracodes. Nous avons déterminé (1), de manière semi-quantitative, la température ainsi que (2) de façon quantitative, les variations des niveaux lacustres depuis la fin du Pléistocène (25 000 ans BP). Les principaux résultats obtenus sont les suivants: de 25 000 à 18 000 ans BP, les températures atmosphériques sont basses ainsi que les niveaux des lacs; entre 18 000 et 15 000/14 000 ans BP, la présence d'une lacune de sédimentation est indicatrice d'une phase climatique sèche; pendant le Tardi-Glaciaire (15 000/14 000 - 10 500), les lacs (phase Tauca) et les glaciers se sont étendus; de 10 500 à 8 000 ans BP, les lacs et les glaciers reculent très rapidement pendant que la température globale moyenne augmente; à l'Holocène moyen (8 000-3 900 ans BP), le climat régional est globalement de type sec ; autour de 3 900 ans BP, le niveau du lac Titicaca monte fortement; des conditions relativement humides s'installent alors et se maintiennent par la suite; pendant le Petit Âge de la Glace (16^{ème}-19^{ème} siècles), des conditions froides et humides prévalent.

Mots-clés : *Paléoclimats, Lacs, Glaciers, Âges ¹⁴C, Quaternaire terminal.*

* Universidad Mayor de San Andrés, Instituto de Investigaciones Geológicas, CP 12198 La Paz, Bolivia.

** UR12, Programme AIMPACT, Mission ORSTOM, CP 9214 La Paz, Bolivia.

25,000 YR BP PALEOHYDROLOGY OF THE BOLIVIAN ANDES

Abstract

We report a high-resolution climate reconstruction for the Bolivian Altiplano (Central Andes) based on geomorphological, sedimentological, palynological, and analysis of lacustrine ostracod shells. We determine (1) semi-quantitative changes in temperature and (2) quantitative changes in lake-levels from the late Pleistocene (25,000 yr BP) to the present. The principal results are the following ones: from 25,000 to 18,000 yr BP, temperatures decreased as lake-levels lowered; between 18,000 and 15,000/14,000 yr BP, a sedimentary hiatus indicates very low Lake Titicaca levels; during the last deglaciation (15,000/14,000, 10,500 yr BP), lake levels (Tauca phase) and glaciers were consistently wide in the Altiplano and cordilleras; from 10,500 to 8000 yr BP, lake levels declined and glaciers receded as global temperature increased; during the mid-Holocene (8000-3900 yr BP) a dry climate generally prevailed; by 3900 yr BP, the lake level rose markedly and relatively moist conditions were established and persisted after; during the Little Ice Age (16th-19th centuries), moist and cold conditions prevailed.

Key words: *Paleoclimate, Lakes, Glaciers, ¹⁴C Ages, Late Quaternary.*

INTRODUCCIÓN

El Último Máximo Glaciar es, sin duda alguna, uno de los períodos más estudiados de la historia de la Tierra (ver por ejemplo Wright *et al.*, 1993). En cambio, en los Andes tropicales, muy pocos sondeos alcanzaron este lapso de tiempo (Markgraf, 1993). A nivel de los Andes Centrales, sólo un registro continuo ha proporcionado cierto número de informaciones (Hansen *et al.*, 1984). Pero existe una multitud de datos fragmentarios más o menos fechados y corresponden ya sea a depósitos glaciares o a secuencias lacustres (líneas de riberas, incrustaciones calcarias de origen biológico, etc.).

El Altiplano (altiplanicies enmarcadas por dos cordilleras montañosas de los Andes) forma parte de las zonas más antiguamente estudiadas (Steinmann *et al.*, 1904; Bowman, 1909; Servant & Fontes, 1978). Estos autores diferenciaron así 3 grandes extensiones lacustres (Ballivián, Minchin y Tauca) puestas en relación con 3 importantes avances glaciares (Sorata, Choqueyapu I y Choqueyapu II). Estas informaciones tienen por el momento el inconveniente de apoyarse en un control cronológico débil, incluso inexistente.

En este trabajo nos proponemos hacer el punto en el último evento mayor (fechado del Tardi-Glaciar) y en condiciones paleohidrológicas y paleoclimáticas que lo precedieron y siguieron, es decir los 25 últimos milenios. Esta reconstrucción se realiza en base a los últimos datos provenientes de tres medios de sedimentación: el lago Titicaca, los salares de las cuencas del sur, así como los valles de la Cordillera Oriental.

1. ZONA DE ESTUDIO

El Altiplano de Bolivia, situado a 3 650-3 900 m de altura aproximadamente, se encuentra en el corazón de los Andes (66-71° de longitud Oeste y 14-22° de latitud Sur) entre las Cordilleras oriental y occidental que culminan a más de 6 000 m (Fig. 1). Tres grandes cuencas lacustres caracterizan a esta vasta depresión en vías de terraplenamiento desde el Terciario (Lavenue, 1992):

- la cuenca del lago Titicaca, al norte
- la cuenca del lago Poopó, al centro, y,
- las cuencas de los salares de Coipasa y de Uyuni, al sur.

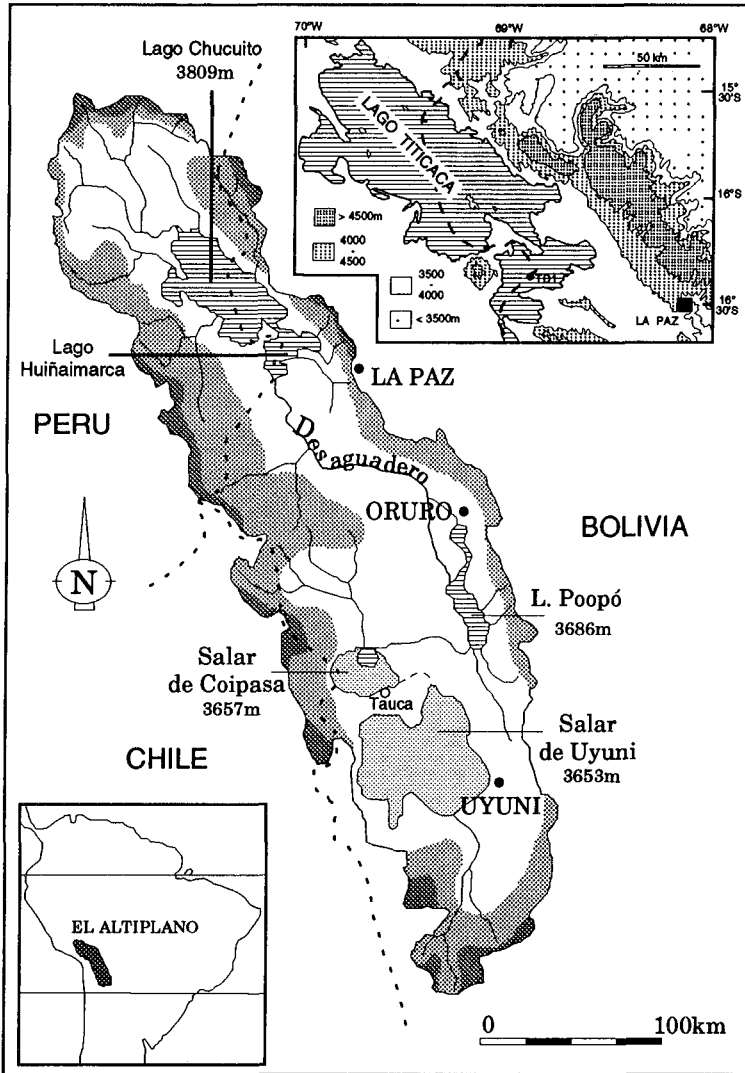


Fig. 1 - Situación de las principales cuencas lacustres del Altiplano. Localización de los sondeos y sitios estudiados.

Desde el final del Terciario hasta el actual, una alternancia de depósitos, generalmente imputables a cambios climáticos, rellenan las cuencas del Altiplano. Los sedimentos son variados y están constituidos por depósitos arcillosos, limosos a arenosos incluso pedregosos de origen lacustre, eólico o fluvial, de depósitos carbonatados de origen biogénico... Esta variedad prueba condiciones de sedimentación muy diferentes. En particular los cambios que intervinieron en el régimen pluvial ocasionaron precipitaciones de yeso hace aproximadamente 8 000 años BP en el lago Titicaca (Wirrmann & Oliveira Almeida, 1987) o, por el contrario, se señalan por líneas de paleoribera datadas de 13 790 años BP a alturas de

3 770-3 780 m, es decir alrededor de 120-130 m arriba el nivel actual de los salares de Coipasa y Uyuni (Bills *et al.*, 1994).

Hoy en día, las extensiones lacustres s. l. (Titicaca, Poopó, Coipasa y Uyuni) son el reflejo del gradiente pluviométrico muy marcado que existe entre el noreste (Cordillera oriental, cuenca del lago Titicaca) y el suroeste del Altiplano (Cordillera occidental, cuenca del salar de Uyuni); las precipitaciones pasan de más de 800 mm por año a menos de 200 mm por año, mientras que la evaporación estimada pasaría de valores cercanos a 1 500 mm por año en el norte, a 2 000 mm por año en el sur (Roche *et al.*, 1992; Grosjean, 1994). Así, el nivel del lago Poopó está íntimamente ligado al del lago Titicaca vía el caudal del río Desaguadero. Estos gradientes climáticos son la consecuencia del desplazamiento en latitud, en dirección del sur, de la Zona de Convergencia Intertropical o ZCIT que alcanza los Andes durante los meses de verano austral de diciembre a marzo. Los vientos del sector Este y la anomalía térmica caliente que constituye el Altiplano en esta estación favorecen las penetraciones frecuentes del aire húmedo proveniente de la Amazonía. Esto ocasiona precipitaciones de carácter tempestuoso, cada vez más episódicas a medida que se aleja hacia el sur de la cuenca. Opuestamente, durante la estación seca (invierno austral), la ZCIT se desplaza hacia el norte. Las fluctuaciones de los vientos del oeste permiten solamente penetraciones esporádicas del aire húmedo amazónico, que provoca precipitaciones aisladas y de baja intensidad (Taljaard, 1972).

2. MÉTODOS

Con el objeto de reconstruir escenarios paleohidrológicos de un pasado relativamente reciente (< 25 000 años BP), hemos analizado varios tipos de registros provenientes de grandes unidades geomorfológicas del Altiplano: el lago Titicaca, las cuencas sur y los valles de la Cordillera de los Andes.

El lago Titicaca ha proporcionado el registro más completo sobre los últimos 25 000 años BP. El sondeo TD1, de 5,40 m de longitud, fue extraído por debajo de 19 m de altura de agua en el lago Huiñaimarca (Fig. 1). La sedimentología (Wirrmann & Oliveira Almeida, 1987), la palinología (Ybert, 1992) así como el estudio de los ostrácodos (Mourguiart & Roux, 1990; Mourguiart *et al.*, 1992) permitieron la reconstrucción de la paleohidrología de esta cuenca lacustre. De una manera sintética, las distintas facies sedimentarias se reparten en el lago Titicaca en función de la dinámica litoral, de la actividad biológica y de la altura de agua (Boulangé *et al.*, 1981; Wirrmann & Rodrigo, 1992). Los pólenes y las esporas tienen una distribución que depende de la batimetría pero también de la temperatura atmosférica o, más exactamente, de la altura (Ybert, 1992). La repartición de los ostrácodos, organismos esencialmente bénticos, dependen en el lago Titicaca, de la naturaleza del sustrato, de la repartición de las macrófitas, de la energía, del tenor en oxígeno disuelto de la interfase agua-sedimento, etc., términos estrechamente relacionados a la profundidad de agua (Mourguiart & Carbonel, 1994). Si bien los estudios sedimentológicos y palinológicos permitieron reconstruir cualitativamente (incluso semicuantitativamente), las variaciones de los niveles del lago Titicaca y de la temperatura atmosférica desde hace 25 000 años BP (Wirrmann *et al.*, 1992; Ybert, 1992), los ostrácodos sirvieron de trama para un enfoque cuantificado del problema planteado por las reconstrucciones paleohidrológicas (Mourguiart & Roux, 1990; Mourguiart *et al.*, 1992; Mourguiart & Carbonel, 1994).

Las cuencas del Sur proporcionan registros sedimentarios radicalmente diferentes, tal vez por su carácter discontinuo. Los depósitos estudiados que se reparten en el perímetro de las 3 cuencas principales (Poopó, Coipasa y Uyuni), más que todo en el sur del salar de Coipasa y norte del salar de Uyuni (región de Tauca, Fig. 1), se presentan esencialmente en forma de sedimentos carbonatados (costras microcristalinas induradas, biohermas vegetales impropriadamente llamados "estromatolitos", horizontes ricos en Characeae, en moluscos, etc.), arcillosos o limosos (diatomitas, niveles limosos a arenosos) (Fig. 2).

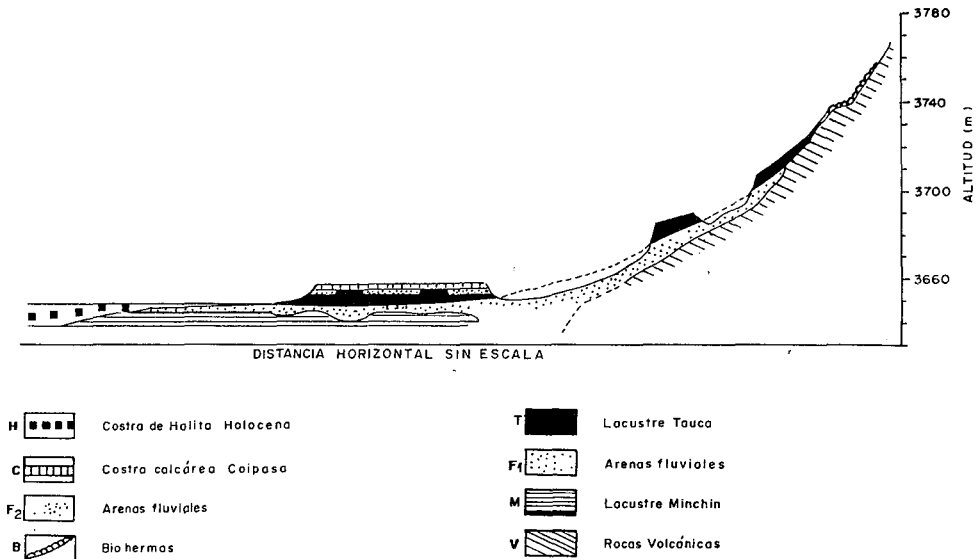


Fig. 2 - Corte esquemático de los depósitos sedimentarios del fin del Pleistoceno y del Holoceno al borde del salar de Coipasa.

Los valles andinos conservan la huella de las glaciaciones antiguas y de los diferentes tipos de escurrimientos que se sucedieron a través del tiempo. Dataciones ^{14}C permitieron precisar la edad de los acontecimientos. Así, en los casos más favorables, edades máximas y mínimas permiten estimar la edad en que apareció una morrena frontal correspondiente al máximo avance de un glaciar o el de un episodio de sedimentación detrítica espesa posterior.

3. RESULTADOS

3. 1. El Lago Titicaca

Los resultados del estudio del sondeo TD1 se encuentran en la figura 3. Dos tipos de información fueron obtenidos y corresponden a las estimaciones relativas a la temperatura y a la altura del agua en el momento del depósito del sedimento. Las tendencias evolutivas mayores fueron fechadas con la ayuda de 7 dataciones ^{14}C (una convencional, laboratorio de Orsay, Francia, y 6 AMS, laboratorio Beta Analytic, Miami, Estados Unidos; Wirmann & Mourguiart, 1995).

La parte inferior del testigo (540-200 cm) se caracteriza por bajos niveles lacustres. El lago Huiñaimarca tiene un nivel que oscila entre 3 790 y 3 795 m de altura (Fig. 3), valores que deben compararse con el nivel actual de 3 809 m. La temperatura media atmosférica

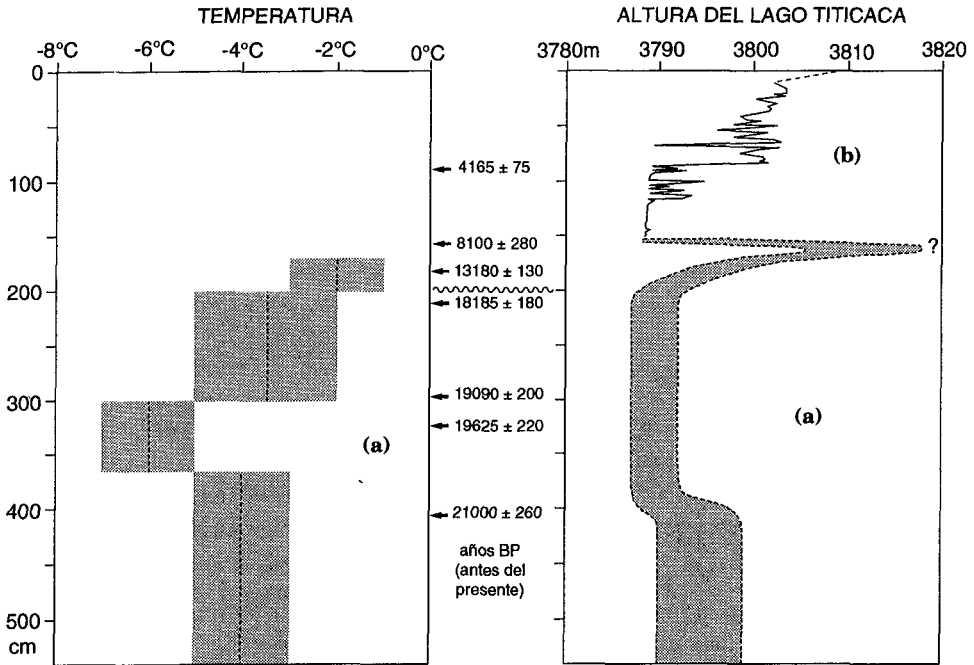


Fig. 3 - Paleotemperaturas y paleoniveles lacustres reconstruidos a partir de datos a) palinológicos (Ybert, 1992) y b) ostracodológicos (según Mourguiart *et al.*, 1992) del testigo TD1. La edad de la base de la columna sedimentaria (nivel 537,5 cm) está estimado en *ca.* 25 000 años BP.

reconstruida también a partir de los datos palinológicos es en promedio 3,5 a 4 °C inferior a la temperatura actual con un período de enfriamiento intenso (- 6 °C) entre 20 000 y 19 000 años BP (Ybert, 1992; niveles 360-330 cm de la figura 3).

A 200 cm de la muestra, existe un importante hiato de sedimentación, poco visible a la observación de la litología pero evidente tomando en cuenta las edades obtenidas para ambas partes. Aproximadamente 3 ó 4 milenios parecen faltar, entre 18 000 y 15 000/14 000 años BP. Esta laguna sedimentaria es indicativo de una sequía muy marcada.

De 200 a 155 cm (15 000/14 000 - 8000 años BP), el nivel medio del lago Huiñaimarca se eleva. La palinología así como el bajo índice de sedimentación no permiten precisar el nivel máximo alcanzado por el lago durante esta fase húmeda ni delimitar su edad radiométrica, que se sitúa alrededor de 13 180 ± 130 años BP. Este acontecimiento es aparentemente sincrónico de la fase llamada "Tauca" bien caracterizada en el sur del Altiplano (Servant & Fontes, 1978; *cf. infra*). El inicio de este episodio lacustre está marcado por temperaturas más bajas que actualmente (-2 °C). Más allá, la palinología proporciona poca información respecto a las temperaturas medias atmosféricas porque, probablemente, las variaciones fueron tan débiles que no ocasionaron más cambios significativos en la vegetación local. El fin del episodio está marcado por el desecamiento del lago Huiñaimarca, desecamiento que se tradujo a nivel sedimentológico en un depósito de yeso (Wirrmann & Oliveira Almeida, 1987; Wirrmann *et al.*, 1988).

De 155 a 10 cm, las paleoprofundidades son reconstruidas a partir de una función de transferencia ostrácodos/batimetría (Mourguiart *et al.*, 1992; Fig. 3). De 155 a 85 cm, los niveles lacustres permanecen muy bajos con oscilaciones en la cima de esta ecozona. Alrededor de los 85 cm (3 900 años BP) aumenta enormemente el nivel del lago Huiñaimarca; luego, el nivel va a mantenerse relativamente alto con, no obstante, breves episodios secos, uno de los cuales muy marcado, que ha sido fechado de 2 300 años BP (Mourguiart *et al.*, 1992).

De 10 cm al tope del testigo TD1, la ausencia de ostrácodos no permite reconstruir cuantitativamente la evolución de los niveles del lago Huiñaimarca. La ausencia de ostrácodos caracteriza hoy en día las zonas profundas del lago, como el sitio de extracción de la muestra TD1. No obstante, podemos concluir que el lago apenas ha alcanzado su nivel actual recientemente.

3. 2. Las cuencas del sur

En la figura 4 aparecen las relaciones edades/altura de muestreo. Las edades fueron establecidas a partir de organismos fosilizados y de depósitos carbonatados (moluscos, biohermas vegetales y costras microcristalinas). No tomamos en cuenta el efecto de reservorio; es decir que además las edades dadas deben ser consideradas como edades máximas. No obstante, debe observarse que al nivel del lago Titicaca existe una diferencia del orden de 4 siglos entre las edades obtenidas en carbonatos y las de materia orgánica (Curtis *et al.*, 1993).

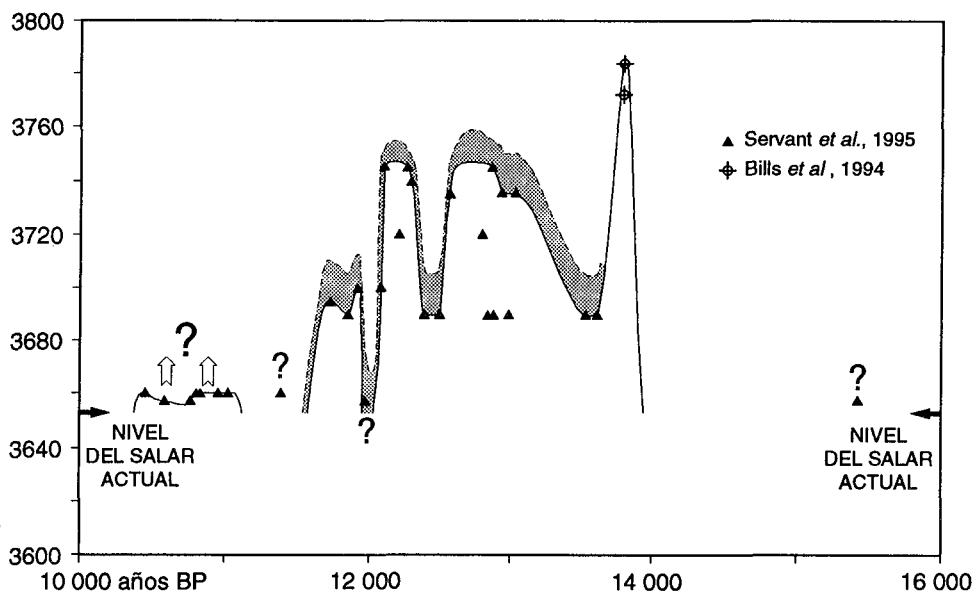


Fig. 4 - Proyección de las edades ^{14}C en función de su altura de recolección (según los datos de Servant *et al.*, 1995 y de Bills *et al.*, 1994). El trazo entero corresponde a un nivel mínimo alcanzado por el paleolago en el tiempo t ; el trazo discontinuo a su nivel máximo (ver texto para mayores detalles).

A partir de numerosas edades obtenidas, es posible reconstruir la evolución de los niveles del lago Tauca. Sin embargo, la curva deducida representa un mínimo, ya que los depósitos y organismos carbonatados se depositaron forzosamente en alturas de agua variables. Con excepción de las edades que datan de una línea de ribera (Bills *et al.*, 1994; Fig. 4) y las obtenidas a partir de costras microcristalinas induradas (Servant *et al.*, 1995; edades < 11 500 años BP de la figura 4), la mayoría de las dataciones ^{14}C fueron obtenidas en macrófitas (Characeae o biohermas indiferenciados). En el sistema hidrológico actual del Altiplano, la extensión de la zona eufótica, que evidentemente depende de la transparencia de las aguas, varía del norte al sur como sigue: hasta 15-17 m en el lago Chucuito, hasta 7,5-8 m en el lago Huiñaimarca y 3-3,5 m en el lago Poopó (Collot *et al.*, 1983; Iltis & Mourguiart, 1992). Por consiguiente, es posible proporcionar una curva para la evolución de ciertos niveles del lago Tauca considerando como máximo la profundidad de 15-17 m susceptible de ser colonizada por vegetales fijados (Fig. 4).

La fase lacustre Tauca parece más compleja en su evolución de lo que habían supuesto los primeros autores (Servant & Fontes, 1978). Los niveles alcanzados por los paleolagos Poopó, Coipasa y Uyuni en el máximo acontecimiento húmedo eran también más elevados.

En resumen, la fase lacustre Tauca se extendió de 14 000 a 10 500 años BP (no tomamos en cuenta aquí la única edad obtenida alrededor de 15 000 años BP por Servant *et al.*, 1995, edad que según nosotros requiere ser confirmada). En el transcurso de este acontecimiento húmedo, se produjeron oscilaciones de gran magnitud, en términos de balance hídrico.

3. 3. Los valles de la Cordillera Oriental

Los acontecimientos glaciares de fines del Cuaternario están bien conservados en la morfología de los valles andinos por la presencia de numerosos grupos de morrenas. La cronología de estos depósitos fue establecida por dataciones ^{14}C en material orgánico (turbas). Fue posible identificar 4, incluso 5, grupos de morrenas (Fig. 5).

- Un primer grupo de morrenas M1a se sitúa aproximadamente a 20 km de los glaciares actuales. La posición cronológica de este conjunto es imprecisa pero parece posterior a 23 000 años BP.
- Un segundo complejo llamado M1b, situado a aproximadamente 2-3 km río arriba de la M1a, está datado de 14 300 años BP. En algunos valles, el avance glaciar que corresponde a esta fase re trabajó de nuevo los depósitos anteriores (morrena M1a), lo que demuestra la gran amplitud de este acontecimiento. Actualmente, este episodio es considerado en los Andes Centrales como el Último Máximo Glaciar (Gouze *et al.*, 1986; Argollo *et al.*, 1987; Clapperton, 1993a; Seltzer, 1994).
- Otro grupo de morrenas llamada M2, presente en la mayoría de los valles, se sitúa a 7-8 km del anterior es decir a aproximadamente 10 km río abajo de los glaciares actuales. La posición cronológica de esta morrena no es conocida con precisión.
- Las morrenas llamadas M3 están situadas cerca de los anteriores (2-3 km río arriba) y están datadas anteriores a 10 500 - 10 000 años BP. Existen fuertes conjeturas respecto a si este acontecimiento, también localizado en Perú, es

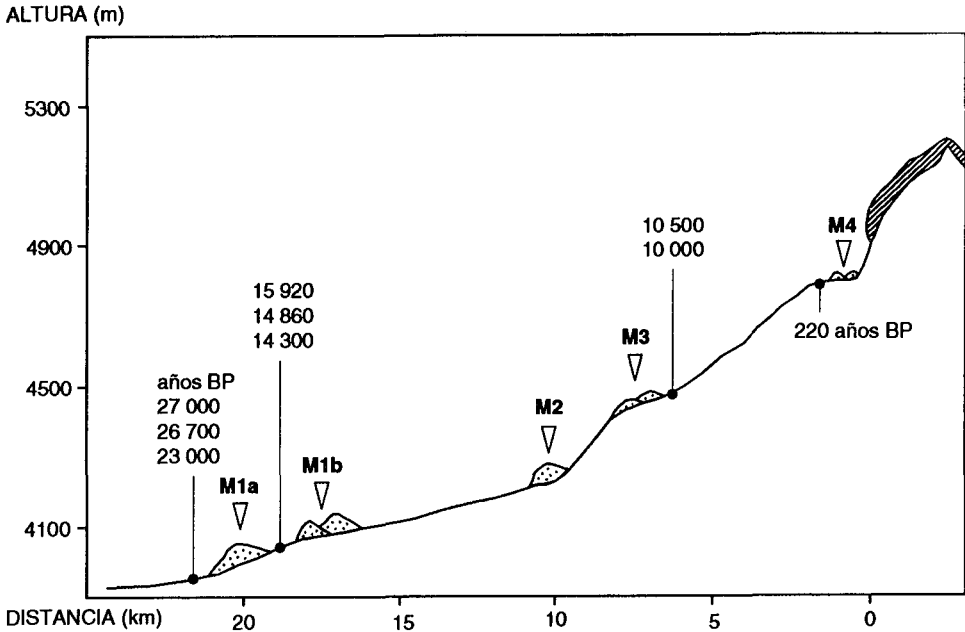


Fig. 5 - Diagrama sintético indicando la posición de morrenas en relación con el frente del glaciar actual y su edad estimada (según datos publicados por Gouze *et al.*, 1986 e inéditos). Las distancias sólo son dadas a modo indicativo.

sincrónico del Dryas reciente o *Younger Dryas* (Clapperton, 1993b; Francou *et al.*, 1995).

- Un último paquete de morrenas está presente a solamente 0,5-1 km de los glaciares actuales. Corresponde al período llamado Pequeña Edad de Hielo o *Little Ice Age*, período que data de los siglos XVI y XIX (Thompson *et al.*, 1986).

Por otro lado, el estudio de los depósitos fluviales que se sitúan río abajo de las secuencias morrénicas, muestra que las precipitaciones evolucionaron durante los últimos 30 milenios, entre un régimen torrencial favorable a la erosión y un régimen más regular favorable a la acumulación de sedimentos finos en las partes profundas. Así, fueron identificadas 3 fases de erosión generalizada y fechadas cerca de 17 000-13 500 años BP, de 7 500-6 000 años BP y posteriormente a 1 500 ó 500 años BP (Servant & Fontes, 1984).

4. DISCUSIÓN

Los datos obtenidos son difícilmente comparables entre ellos, y esto por diferentes razones:

- la sedimentación es muy diferente de un sitio a otro; a nivel del lago Titicaca, tenemos un registro casi completo mientras que los otros datos tienen un carácter eminentemente fragmentario;

- las dataciones ^{14}C fueron obtenidas en material carbonatado y en materia orgánica de diversos orígenes; las edades deducidas no son forzosamente compatibles entre ellas;

- la complejidad de las situaciones hidrológicas así como la magnitud de los fenómenos climáticos.

No obstante, es posible sacar ciertas conclusiones. Parece que la fase lacustre "Tauca" (Servant & Fontes, 1978), bien documentada a nivel de las cuencas del sur (paleolagos Poopó, Coipasa y Uyuni), es sincrónica de una oscilación positiva de los balances en agua del lago Titicaca (Fig. 3). Con referencia al esquema hidroclimático actual, es totalmente legítimo pensar que el lago Titicaca ha fluctuado de manera importante entre 15 000/14 000 y 10 500 años BP a semejanza de las cuencas del sur (Fig. 4). Por otra parte, la limitación impuesta por la precisión relativa de las edades radiométricas no permite correlacionar los acontecimientos lacustres de la fase Tauca (Fig. 4) a las pulsaciones de los glaciares de la Cordillera Oriental de los Andes de Bolivia (Fig. 5). Sin embargo, los 2 tipos de registros revelan historias complejas; asimismo, es razonable pensar, contrariamente a lo que había sido adelantado por Servant & Fontes (1978), una simultaneidad entre avance de los glaciares y oscilaciones positivas de los lagos. En todo caso, es el esquema que parece haber prevalecido durante la Pequeña edad de Hielo (Thompson *et al.*, 1986). Mientras que los glaciares progradaban de 0,5 a 1 km, el lago Titicaca (y probablemente los niveles de los lagos de las cuencas del sur) se elevaban algunos metros (Wirmann & Oliveira Almeida, 1987; Mourguiart, datos no publicados). Es lo que confirman también las informaciones recientes obtenidas a partir de los balances hidrológicos de los glaciares (Ribstein *et al.*, 1995): durante un año seco (año El Niño), los glaciares retroceden fuertemente así como el lago Titicaca, e inversamente.

5. CONCLUSIÓN

La evolución paleoclimática, deducida de la paleohidrología (Fig. 3, 4 y 5), del Altiplano boliviano desde aproximadamente 25 000 años BP, parece ser mucho más compleja de lo que supusieron los primeros autores. Puede ser resumida como sigue:

- de 25 000 a 18 000 años BP, desecamiento progresivo del lago Huiñaimarca; este acontecimiento correspondería al final de la fase Minchin localizada en las cuencas del sur (Steinmann *et al.*, 1904; Servant & Fontes, 1978); avance glaciario hacia los 19 000 años BP? (morrena M1a?);
- de 18 000 a 15 000/14 000 años BP, ninguna información disponible, ni al norte, ni al sur del Altiplano; fase climática seca;
- de 15 000/14 000 (o 14 500) a 10 500 años BP, fase lacustre Tauca y avances glaciares (morrenas M1b, M2 y M3);
- de 10 500 a 8 000 años BP, nuevo desecamiento del lago Huiñaimarca acompañado de un retroceso rápido de los glaciares;
- de 8 000 a 3 900 años BP, mejoramiento muy ligero de los balances en agua del Lago Huiñaimarca;
- de 3 900 años BP a ?, ascenso sensible de los niveles del Lago Huiñaimarca, sin embargo, con fases secas breves pero importantes;
- de ? a 0 años BP, la pequeña Edad de Hielo (morrena M4) y el período actual están marcados por una evolución conjunta de los lagos y de los glaciares.

Por regla general, parece que, en el conjunto del período pasado, las tendencias evolutivas de los lagos y de los glaciares han sido paralelas. Asimismo, habrá que considerar

las cuantificaciones de los paleobalances hidrológicos y climáticos (Hastenrath & Kutzbach, 1985; Kessler, 1988) ya que los niveles lacustres alcanzados durante el paroxismo de la fase Tauca fueron más importantes que los dados anteriormente (Servant & Fontes, 1978). Las nuevas evaluaciones deberán aproximarse a las estimaciones dadas por Grosjean (1994) para el extremo sur del Altiplano (salar de Atacama).

Referencias citadas

- ARGOLLO, J., GOUZE, P., SALIEGE, J. F. & SERVANT, M., 1987 - Fluctuations des glaciers de Bolivie au Quaternaire récent. *Géodynamique*, 2(2): 103-104.
- BILLS, B.G., de SILVA, S.L., CURREY, D.R., EMERGER, R.S., LILLQUIST, K.D., DONNELLAN, A. & WORDEN, B., 1994 - Hydro-isostatic deflection and tectonic tilting in the central Andes: Initial results of a GPS survey of Lake Minchin shorelines. *Geophysical Research letters*, 21(4): 293-296.
- BOULANGÉ, B., VARGAS, C. & RODRIGO, L.A., 1981 - La sédimentation actuelle dans le lac Titicaca. *Revue d'Hydrobiologie tropicale*, 14(4): 299-309.
- BOWMAN, I., 1909 - The Physiography of the central Andes. *American Journal of Sciences*, 4(28): 373-402.
- CLAPPERTON, C.M., 1993a - *The Quaternary Geology and Geomorphology of South America*, 779p., Amsterdam: Elsevier.
- CLAPPERTON, C.M., 1993b - Glacier readvance in the Andes at 12,500-10,000 yr BP: implications for mechanism of late glacial climatic change. *Journal of Quaternary Science*, 8(3): 197-215.
- COLLOT, D., KORIYAMA, F. & GARCÍA, E., 1983 - Repartitions, biomasses et productions des macrophytes du lac Titicaca. *Revue d'Hydrobiologie tropicale*, 16(3): 241-261.
- CURTIS, J.H., HODELL, D. A., BRENNER, M. & BINFORD, M.W., 1993 - Little Ice Age Recorded in sediments from Lake Titicaca, Bolivia. in: *Eos, Fall meeting*: 118-119.
- FRANCOU, B., MOURGUIART, P. & FOURNIER, M., 1995 - Phase d'avancée des glaciers au Dryas récent dans les Andes du Pérou. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 320, série IIa: 593-599.
- GOUZE, Ph., ARGOLLO, J., SALIEGE, J.F. & SERVANT, M., 1986 - Interprétation paléoclimatique des oscillations des glaciers au cours des 20 derniers millénaires dans les régions tropicales; exemple des Andes boliviennes. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences Paris, série II*, 303(3): 219-224.
- GROSJEAN, M., 1994 - Paleohydrology of the laguna Lejía (north Chilean Altiplano) and climatic implication for late glacial times. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109: 89-100.
- HANSEN, B.C.S., WRIGHT, H.E., Jr. & BRADBURY, J.P., 1984 - Pollen studies in the Junin area, central Peruvian Andes. *Bulletin of the Geological Society of America*, 95: 1454-1465.
- HASTENRATH, S. & KUTZBACH, J., 1985 - Late Pleistocene climate and water budget at the South American altiplano. *Quaternary Research*, 24: 249-256.
- ILTIS, A. & MOURGUIART, P., 1992 - Higher plants: Distribution and biomass. in: *Lake Titicaca. A Synthesis of Limnological Knowledge* (C. Dejoux & A. Ilitis eds): 241-252, Monogr. Biol., 68, Kluwer Academic Publishers.
- KESSLER, A., 1988 - Die Schwankungen des Wasserhaushaltes de südamerikanischen Altiplano and las Weltklima. *Jahrbuch der Geographischen gesellschaft zu Hannover*: 139-159
- LAVENU, A., 1992 - Formation and geological evolution. in: *Lake Titicaca. A syntesis of limnological Knowledge* (C. Dejoux & A. Ilitis eds): 3-15, Monogr. Biol., 68, Kluwer Academic Publishers.
- MARKGRAF, V., 1993 - Climatic History of Central and South America since 18,000 yr B.P.: Comparison of Pollen Records and Model Simulaitons. in: *Global Climates since the Last Glacial Maximum* (H.E. Wright, Jr., J.E. Kutzbach, T. Webb III, W.F. Ruddiman, F.A. Street-Perrott & P.J. Bartlein eds.): 357-385, Minneapolis, London: University of Minnesota Press.
- MOURGUIART, P. & CARBONEL, P., 1994 - A quantitative method of palaeolake-level reconstructions using ostracod assemblages: an example from the Bolivian Altiplano. *Hydrobiologia*, 288: 183-193.
- MOURGUIART, P. & 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): 151-165.

- MOURGUIART, P., WIRRMANN, D., FOURNIER, M. & SERVANT, M., 1992 - Reconstruction quantitative des niveaux du petit lac Titicaca au cours de l'Holocène. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, série II*, 315: 875-880.
- RIBSTEIN, P., TIRIAU, E., FRANCOU, B. & SARAVIA, R., 1995 - Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia. *Journal of Hydrology*, 165: 221-234.
- ROCHE, M.A., BOURGES, J., CORTES, J. & MATTOS, R., 1992 - Climatology and Hydrology of the lake Titicaca basin. in: *Lake Titicaca. A Synthesis of Limnological Knowledge* (C. Dejoux & A. Iltis eds.): 63-68, Monogr. Biol., 68, Kluwer Academic Publishers.
- RODRIGO, L.A. & WIRRMANN, D., 1992 - General aspects of present day sedimentation. in: *Lake Titicaca. A synthesis of Limnological Knowledge* (C. Dejoux & A. Iltis eds): 23-28, Monogr. Biol., 68, Kluwer Academic Publishers.
- SELTZER, G.O., 1994 - A lacustrine record of late Pleistocene climatic change in the subtropical Andes. *Boreas*, 23: 105-111.
- SERVANT, M. & FONTES, J.C., 1978 - Les lacs quaternaires des hauts plateaux des Andes boliviennes; premières interprétations paléoclimatiques. *Cahiers ORSTOM, série Géologie*, 10(1): 9-23.
- SERVANT, M. & FONTES, J.C., 1984 - Les basses terrasses fluviales du quaternaire récent des Andes boliviennes. Datations par le ^{14}C . Interprétation paléoclimatique. *Cahiers ORSTOM, série Géologie*, 1(1): 15-28.
- SERVANT, M., FOURNIER, M., ARGOLLO, J., SERVANT-VILDARY, S., SILVESTRE, F., WIRRMANN, D. & YBERT, J.P., 1995 - La dernière transition glaciaire / interglaciaire des Andes tropicales sud (Bolivie) d'après l'étude des variations des niveaux lacustres et des fluctuations glaciaires. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, série IIa*, 320: 729-739.
- STEINMANN, G., HOK, H. & BISTRAM, A., 1904 - Zür Geologie des Suedestland Bolivien. *Zentralblatt für Mineralogie*, 5: 1-4.
- TALJAARD, J.J., 1972 - Synoptic meteorology of the southern hemisphere. in: *Meteorology of the Southern Hemisphere*, (Newton, C.W. ed.): 139-213, Meteorol. Monogr., 13.
- THOMPSON, L.G., MOSLEY-THOMPSON, E.P., DANSGAARD, W. & GROOTES, P.M., 1986 - The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the Quelcaya ice cap. *Science*, 234: 361-364.
- WIRRMANN, D. & MOURGUIART, P., 1995 - Late Quaternary spatio-temporal limnological variations in the Altiplano of Bolivia and Peru. *Quaternary Research*, 43: 344-354.
- WIRRMANN, D., MOURGUIART, P. & de OLIVEIRA ALMEIDA, L.F., 1988 - Holocene sedimentology and ostracodes repartition in lake Titicaca; Paleohydrological interpretations. in: *Quaternary of South America and Antartic Peninsula* (Rabassa, J. ed.): 89-127, 6, Rotterdam: Balkema.
- WIRRMANN, D. & de OLIVEIRA ALMEIDA, L.F., 1987 - Low Holocene level (7 700 to 3 650 years ago) of lake Titicaca (Bolivia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 59: 315-323.
- WIRRMANN, D., YBERT, J.P. & MOURGUIART, P., 1992 - A 20 000 years paleohydrological record from Lake Titicaca. in: *Lake Titicaca. A synthesis of Limnological Knowledge* (C. Dejoux & A. Iltis eds.): 40-48, Monogr. Bio., 68, Kluwer Academic Publishers.
- WRIGHT, H.E., Jr., KUTZBACH, J.E., WEBB III, T., RUDDIMAN, W.F., STREET-PERROTT, F.A. & BARTLEIN, P.J., (eds.), 1993 - *Global Climates since the Last Glacial Maximum*, 569p., Minneapolis, London: University of Minnesota Press.
- YBERT, J.P., 1992 - Ancient lake environments as deduced from pollen analysis. in: *Lake Titicaca. A Synthesis of Limnological Knowledge* (C. Dejoux & A. Iltis eds.): 49-60, Monogr. Biol., 86, Kluwer Academic Publishers.

THE LAST GLACIAL CYCLE AND PALAEOLAKE SYNCHRONY IN THE SOUTHERN BOLIVIAN ALTIPLANO: CERRO AZANAQUES CASE STUDY

Jamie D. Clayton *, Chalmers M. Clapperton *

Abstract

In the Cordillera Oriental at Cerro Azanaques 18° South in Bolivia, glacial moraines and sediments, palaeolake shorelines, deltas and stromatolites are preserved, indicating significantly different climatic conditions in the past. The culmination of the last Lijunimani glacial advance has been radiocarbon dated to 13.3 kyr BP, indicated by a glacio-tectonized peat horizon. This distinct bouldery diamict forms an ice-marginal fan-delta, which indicates that glaciers and palaeolakes systems were in an expanded state synchronously. The detailed stratigraphic study at Cerro Azanaques provides strong evidence that glacier and palaeolake fluctuations represent a response to a climatically driven signal and lakes were not a simple result of deglaciation in the Cordilleras.

Key words: *Bolivian Altiplano, moraines, palaeolakes, geomorphology, stratigraphy.*

SINCRONISMO ENTRE EL ÚLTIMO CICLO GLACIAL Y LA EXTENSIÓN DE LOS PALEOLAGOS EN EL SUR DEL ALTIPLANO BOLIVIANO: CASO DEL CERRO AZANAQUES

Resumen

En la Cordillera Oriental, a la altura del Cerro Azanaques (18°S, Bolivia) aparecen preservadas morrenas y sedimentos glaciares, líneas de costa paleolacustres, deltas y estromatolitos, lo que revela condiciones climáticas pasadas significativamente diferentes. La culminación del último avance del glaciar Lijunimani ha sido fechada mediante radiocarbono a 13 000 años BP a partir de sedimentos glaciares que han desplazado un horizonte orgánico de turba. La cartografía de esta particular diamictita arcillosa revela un delta en forma de abanico con hielo en sus márgenes lo que indica que los glaciares y los sistemas paleolacustres sufrieron un proceso expansivo simultáneo. El minucioso estudio estratigráfico llevado a cabo en Cerro Azanaques aporta pruebas concluyentes de que las fluctuaciones glaciares y paleolacustres constituyen una respuesta a un estímulo climático y que los lagos no resultaron del mero deshielo de las cordilleras.

Palabras claves: *Altiplano boliviano, morrenas, paleolagos, geomorfología estratigráfica.*

* Department of Geography, University of Aberdeen, Aberdeen AB9 2UF, Scotland, UK.

SYNCHRONISME ENTRE LE DERNIER CYCLE GLACIAIRE ET L'EXTENSION DES PALÉOLACS DANS LE SUD DE L'ALTIPLANO BOLIVIEN : EXEMPLE DU CERRO AZANAQUES

Résumé

Dans la Cordillère Orientale, au niveau du Cerro Azanaques (18°S, Bolivie), des moraines, des sédiments glaciaires, des rivages paléolacustres, des deltas et des stromatolites qui se sont préservés, révèlent des conditions climatiques fortement différentes dans le passé. La culmination de la dernière avancée du glacier Lijunimani a été datée par la méthode du radiocarbone à 13 000 ans BP à partir de sédiments glaciaires ayant remanié un horizon organique de tourbe. La cartographie de cette diacmitite argileuse particulière révèle un delta en forme de cône bordé par un glacier ; cela montre que les glaciers et les anciens systèmes lacustres font partie d'un processus d'expansion simultanée. L'étude stratigraphique détaillée réalisée au Cerro Azanaques fournit de fortes évidences allant dans le sens d'une réponse commune des glaciers et des lacs à un signal piloté par un changement climatique ; les lacs ne sont donc pas le simple résultat de la fonte des glaciers des cordillères.

Mots-clés : *Altiplano bolivien, moraines, paléolacs, géomorphologie, stratigraphie.*

INTRODUCTION

In Bolivia, the Andes divide to form two distinct mountain chains, the Cordillera Oriental and Occidental, separated by an extensive intermontane plateau, the Altiplano. Moraines and glaciogenic sediments in the eastern Cordillera indicate that Andean glaciers were formerly much more extensive and that the Equilibrium Line Altitude (ELA) was depressed by 1 000 m in places, thereby documenting significant climate change. The glacial chronology, however is still only skeletal and relies on minimum radiocarbon dates. These indicate that glaciers advanced prior to 20 kyr BP and again at *ca* 14-10 kyr BP, according to analogy with dated moraines in southern Peru (Seltzer, 1992).

Past climatic changes in Bolivia are also documented by evidence of palaeolakes that formed in the endoreic basin of the Altiplano, defined by the Cordilleras. The Altiplano can be subdivided into a northern basin occupied by Lake Titicaca, and the southern basin which contains the sub-basins of Uyuni, Coipasa and Poopó, which are currently extensive salt flats (Fig. 1a). The low seasonal precipitation falling in the southern Altiplano soon evaporates to leave salt crust, except in part of the Poopó basin, which is filled with a shallow hyper-saline lake fed by overspill drainage from Lake Titicaca via the Río Desaguadero.

The former existence of large lakes, periodically occupying the southern Altiplano of Bolivia in the recent Quaternary was first hypothesised by Minchin (1882). While Troll (1927) noted that one of the palaeolakes seemed to have existed while glaciers in adjacent mountains expanded, Moon (1939) proposed the lakes originated as meltwater released by receding Pleistocene glaciers flooded the Altiplano. Such an origin for the palaeolakes was supported by Servant & Fontes (1978) who proposed two lake phases 'Minchin' 27,5 to 26,3 kyr BP and 'Tauca', 12,3 and 10,6 kyr BP, obtained by radiocarbon dating shells. Four lake levels were attributed to stages of the Minchin lake, at 3 760, 3 740, 3 720 and 3 700 m altitude, while the subsequent lake 'Tauca' apparently stabilised at 3 720 and 3 660 m (Servant & Fontes, 1978). It was not made clear how the Minchin and Tauca phases were distinguished except through dating; however no discussion of the problems of secondary contamination of carbon were considered.

Modelling of palaeolake and glacier water budgets by Hastenrath & Kutzbach (1985) suggests that insufficient water was stored in glacier ice in the Cordilleras to account for the

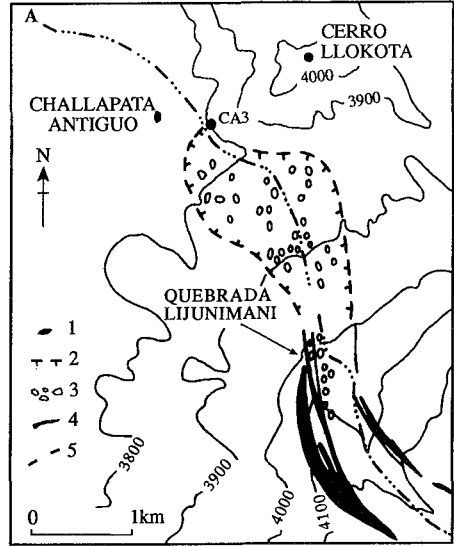
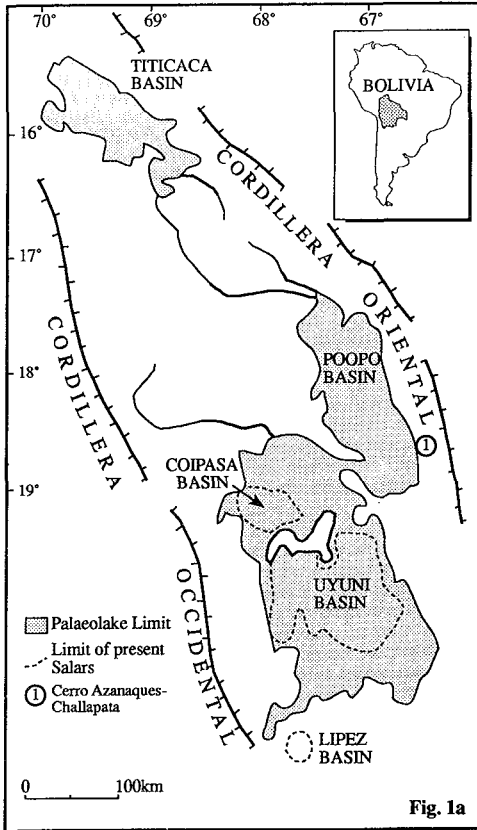


Fig. 1b

Fig. 1 - Map of the Bolivian Altiplano showing modern Lake Titicaca, salars and maximum extent of palaeolake limits, and Cerro Azanaques field site.
1. Moraine ridges; 2. Drift limit; 3. Glacial erratic boulders; 4. 100 m contour; 5. River.

size of the palaeolakes. Their conclusions estimated that effective precipitation during the Minchin and Tauca palaeolake phases had been *ca* 300 and 200 mm yr⁻¹ above the modern values respectively, and glaciers and palaeolakes formed synchronously.

In view of the conflict in understanding the origin of late Quaternary palaeolakes in the Bolivian Altiplano and, in particular, their timing and significance in assessing the nature of past climatic changes at the end of the last glacial cycle, the project discussed here was designed to reconstruct glacier and palaeolake fluctuations and investigate their synchrony. If relationships could be observed, this would indicate a fundamental change in effective moisture supply to this currently semi-arid region of South America during the last glacial cycle.

1. FIELD SITES AND METHODOLOGY

A fundamental requirement of the project was to find sites where mountains which were glaciated during the last glacial cycle are contiguous with the margins of late Quaternary

palaeolakes in the southern Altiplano. On the eastern edge of Lake Poopó, the Cerro Azanaques case study provides a glaciated massif where moraines, glacial sediments, and well developed erosional shorelines and stromatolite crusts are preserved on the lower slopes.

Vertical air photographs for the site were studied stereoscopically to make preliminary maps of the glacial features on the mountain, and to identify the position of palaeoshorelines. The focus of the project centred on lithostratigraphic sediment associations at the glacial-palaeolake interface in conjunction with field mapping to establish the altitude of strandlines and algal reefs associated with the former lakes. Heighting was undertaken using an aneroid barometer accurate to ± 5 m, which was checked by surveyed triangulation points (on topographic maps) and/or at the margin of the salar surfaces.

2. CERRO AZANAQUES CASE STUDY

Cerro Azanaques ($66^{\circ}55'W$, $18^{\circ}30'S$) is located 100 km south of Oruro and lies on the eastern side of the Poopó basin (Fig. 1a). The massif is a complex of early Miocene leucite-granite and late Miocene siliceous tuffs emplaced in Silurian shales and sandstones of the Cordillera Oriental. Much of the massif forms a plateau above 4 000-4 500 m, and culminates in peaks exceeding 5 000 m; Cerro Azanaques (5 140 m) is the highest. Valleys radiating from this massif have evidence of glacial erosion and depositional landforms. In this study examination of glacial features were made on the lower northwest of the massif, and palaeolacustrine deposits in the vicinity of Challapata village.

2. 1. Glacial Features

Quebrada Lijunimani: The valley begins in a cliffed semi-circular valley-head on the northwest side of Cerro Azanaques at about 4 800 m altitude, the valley walls are heavily polished by glacial erosion (Fig. 1b). The valley maintains this classic U-shaped form until it opens out onto the flanks of the massif below 4 200 m. At this point prominent lateral moraines form descending to an altitude of ca 3 900 m, below which hummocky morainic deposits mantle the lower slopes above the village of Challapata Antiguo. The deposits of at least five glacial advances have been distinguished by field mapping and the interpretation of vertical air photographs.

2. 1. 1. Advance 1

The most extensive and lowest glacial deposits have no morphological expression and are only sparingly exposed. The best evidence are clusters of exfoliated glacial erratic and roche moutonnées on the slopes outside the morainic limits of younger advances (2 and 3) and are interpreted as the deposits of a glacier which formerly descended to the Altiplano from the Azanaques massif.

2. 1. 2. Advance 2

The most striking moraines on Cerro Azanaques exist as smooth-crested lateral ridges with outer slopes more than 100 m high (Fig. 1b). Beginning at 4 200 m altitude, the

left lateral moraine of Quebrada Lijunimani forms an impressive rampart descending to ca 3 900m, where it appears to have been truncated by a younger advance, the glacier terminus probably having extended some tens or hundreds of metres lower. The moraine is extremely blocky, with surface boulders commonly more than 1-2 m³ in size, the exposed surfaces of these have become extensively degraded by exfoliation weathering.

2. 1. 3. Advance 3

During a later advance, the moraines of the Lijunimani glacier were confined within the slopes of the large lateral moraine of Advance 2. They form two smaller distinctly sharp-crested pairs of laterals which lie on both sides of the valley, forming ridges 20-40 m high. While the lateral ridges stop at ca 3 850 m, the morainic deposits continue farther down slope as a series of discontinuous ridges and mounds, forming a fan shaped deposit terminating at an altitude of ca 3 770 m (Fig. 1b). A distinctive characteristic of this morainic drift is the remarkable scatter of surface striated and polished blocks of granite, commonly 2-5 m in size; the largest observed measures 20 m by 15 m. Since the dense assemblage of blocks is confined to the Advance 3 moraine, it presumably originated during this particular phase of glaciation, and suggest that the reduced ice cover in the catchment exposed many more rock faces which shed large rockfalls onto the glacier.

A river bank section at ca 3 780 m exposes 2-3 m of loosely consolidated diamict and erratic boulders associated with this advance. The diamict of Advance 3 can be traced downstream along the foot of Cerro Llokota to 3 770 m altitude. In 1993, a fresh stream cut exposed the stratigraphy shown in Figure 3, indicating that the diamict was deposited by a glacier which advanced into a basin filled with peat and alluvium, tectonizing the sediments. The diamict ends here, from where a deposit of coarse outwash gravels extends further downstream as a distinct terrace at 3 770 - 3 760 m. Samples of peat from this site were submitted for radiocarbon dating, the result of which is discussed in the section on chronology.

2. 1. 4. Advance 4 and 5

Two younger moraines are present in the Lijunimani valley, at altitudes of ca 4 200 m and ca 4 540 m. They were not examined in detail during this study, but are assumed to represent small-scale re-advances or stillstands during recession of the Lijunimani glacier from its Advance 3 limit. Since moraines exist in similar relative positions in other valleys on the Azanaques massif, but represent a climatic signal causing glaciers to stabilise and deposit the Advance 4 and 5 moraines. Relict rock glacier deposits in some corries may have formed during this interval.

2. 2. Palaeolake Features

At Challapata Antiquo the moraine deposit of Advance 3 terminates at a prominent terrace of outwash gravels, as mentioned above. The ice-proximal limit of this feature borders the moraine for about 1 000 m and its even surface slopes towards the Altiplano with a gradient estimated (clinometer) to be less than 0.5°. After about 500-600 m, the terrace surface steepens over a few tens of metres at ca 3 760 m altitude before declining with a gradient of 1-2° to its terminus at ca 3 740 m. A stream cut in the south side of the terrace shows that it is underlain by at least 10 m of sediment. As there is no continuous vertical section, the

stratigraphy illustrated in Figure 2b is composite, summarising the principal sedimentary units observed at the southern and northern edges.

The sediments underlying the terrace are outwash sands and gravels deposited at the edge of a lake. Fossilised reeds in some sandy layers, and laminated clay and silt below the gravels, suggest that sedimentation into a lake controlled the build-up of the fan-delta to form foreset and bottomset beds at 3 740 and 3 760 m altitude. The sequence of depositional events begins at the basal unit of coarse gravels and cobbles, presumed to be outwash from the expanded Lijunimani glacier (Advance 2), a subsequent rise in lake level is indicated by the overlying laminated clay and silt. The laminated deposits and low angle bedded sands indicate a low energy environment with rhythmic sedimentation. These are overlain by a prograding sequence of low-angle coarse sands and gravels, suggesting an increase in sediment input to a deltaic environment. This increase may reflect an advancing glacier margin as it forms part of a sediment-assemblage continuum that extends in sequence up-delta (Fig. 2b); alternatively, the coarser deposits could indicate the onset of rapid glacier recession. The top of this delta sequence is composed of a higher assemblage of lake sediments, representing a final high stage of lake sedimentation at 3 760 m. The fan-delta became dissected as lake level and sediment input declined.

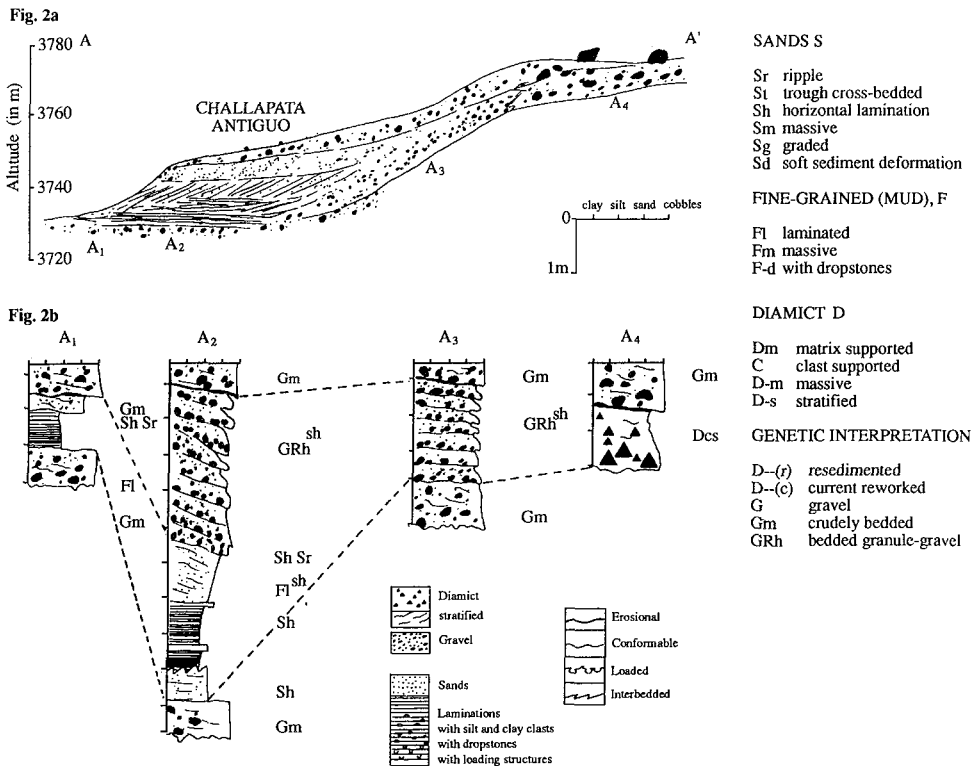


Fig. 2 - Lithofacies logs and diagrammatic sketch of lithostratigraphy in Challapata Antiguo delta (facies codes follow Eyles *et al.*, 1983).

2. 3. Glacier-Palaeolake relationships

Direct stratigraphic relationships between morainic and lacustrine deposits are uncertain as sections showing such links have not been found. However, a sediment-landform assemblage indicates a continuum of ice-marginal environments extending from a palaeo-glacier margin at 3 770 m to a glacio-fluvial outwash surface at 3 760 m, and down a delta surface declining from 3 740 m. The vertical logs of lithofacies across the delta indicate the change of depositional environments, reflecting decreased energy of the systems with increasing distance from the glacier margin (Fig. 2a and 2b). The sequence stratigraphy indicates the synchronous deposition of glacial sediments and finer sediments transported in meltwater to the palaeolake fan-delta at Challapata.

3. DISCUSSION

3. 1. Glacial Chronology

The task of establishing a chronology of glacier fluctuations in Bolivia is in its infancy, and few constraining dates are available. Radiocarbon dated sediments from basins within glacial valleys in the Eastern Cordillera suggest that the most extensive advance of the last glaciation occurred before 20,000 yr BP (Seltzer, 1992). Regional correlation of moraine size, morphological freshness and weathering characteristics on boulders suggest that the moraines of Advance 2 at Cerro Azanaques correspond to this advance, potentially that of Choqueyapu 1 (Servant, 1977), although no dates are available.

Seltzer also inferred from the ages of basal sediments in bogs within 'fresh' morainic arcs, and by analogy with moraine dates in Peru (Mercer & Palacios, 1977) that the latest advance of the last glaciation occurred between 14,000 - 12,000 yr BP. The present study obtained radiocarbon dates from peat layers interbedded with sediments of glacial origin. At this site the basal age of peat into which glacial boulders have been bulldozed is $14,015 \pm 95$ yr BP, while the top of a peat layer is $13,300 \pm 90$ yr BP (Fig. 3). This suggests that the Lijunimani glacier culminated its most extensive last advance soon after *ca* 13,300 yr BP.

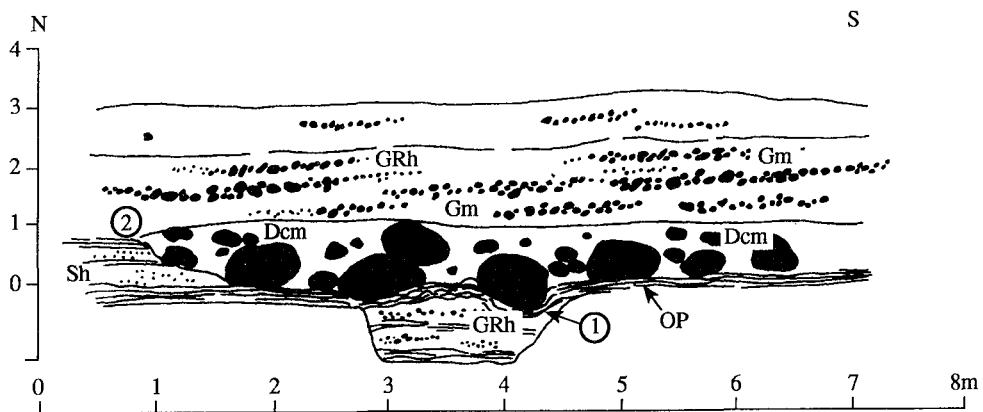


Fig. 3 - Exposure in river section section at CA₃ and composition of sediments unit. Radiocarbon dates 1. $14,015 \pm 95$ yr BP and 2. $13,300 \pm 90$ yr BP.

3. 2. Palaeolake chronology

The pioneer work by Servant & Fontes (1978) concluded that palaeolake 'Minchin' rose to an altitude of 3 720 m in the southern Altiplano sometime between *ca* 27,500 - 26,300 yr BP, although it had reached a level of 3 760 m previously. Around the Coipasa and Poopó basins palaeolake 'Tauca' levels at 3 720 m and 3 660 m were dated to the intervals *ca* 12,360 - 10,340 yrs BP and 10,380 - 10,020 yr BP respectively. Bills *et al.* (1994) obtained two dates of 13,790 yr BP from gastropod shells collected from sediments at the highest palaeolake level in the Uyuni basin, measured at 3772-3784 m. This correlates with evidence of a palaeolake highstand at 3 760 m on the lower slopes of Cerro Azanaques. The lithostratigraphic continuum of glacially deposited sediments at, or close to, the palaeolake margin suggest that the palaeolake was in existence *ca* 13,300 yr BP, at the culmination of glacier Advance 3. A date of 14,015 yr BP on the basal peat (site CA3) would indicate increasing moisture on the Altiplano allowing soil development, and thus significant climatic change.

In summary, it seems that a palaeolake high stand of the Minchin phase had commenced by 31,000 yr BP, whether or not a substantial lake had formed earlier is not known, but it seems that the basin may have contained water until at least *ca* 26 kyr BP with possible fluctuations in surface level. Whether or not a substantial palaeolake had formed earlier in the Quaternary is not known, but it seems that the basin may have contained water. All the basins in the southern Altiplano may have become dry during the coldest and driest interval of the last global glaciation maximum (LGM) at *ca* 22 - 15 kyr BP (Clapperton, 1993). The more humid conditions which returned by *ca* 14 kyr BP are suggested by appearance of lakes in the southern basins and by development of peat horizons on the lower slopes of Cerro Azanaques. This led not only to the filling up of the Altiplano with the Tauca palaeolake, possibly to a level similar to that of the Minchin phase, but also to an extensive advance of glaciers in the adjacent mountains. The interval lasted until *ca* 10 kyr BP, and was characterised by fluctuations in both lake level and glacier position.

4. SUMMARY CONCLUSIONS

The main aim of this preliminary study was to reconstruct glacier advances and palaeolake highstands in the southern Altiplano, and investigate whether or not they were coeval at the end of the last glacial cycle, and from this, to make palaeoclimatic inferences. Evidence from the Cerro Azanaques field site discussed above suggests the following:

1. Most massifs rising above *ca* 4 500 m in the Cordillera Oriental, such as Cerro Azanaques, were extensively glaciated during the last glacial cycle. Regional correlation of weathering characteristics and the scale of glacial scouring of the oldest glacial stage (advance 1) suggest that large pediment glaciers descended from the Azanaques massif prior to the LGM.
2. The next two advances identified on Cerro Azanaques (Advance 2 and 3) saw glaciers from the largest catchments descending to altitudes at or below the levels reached by palaeolakes during the Minchin and Tauca phases. Advance 2 is tentatively correlated with the Choqueyapu 1 glaciation identified by previous authors (Servant, 1977).

3. The culmination of the Lijunimani glacier Advance 3 has been radiocarbon dated to < 13,3 kyr BP. The presence of two pairs of lateral moraines associated with this advance suggests at least two significant glacier fluctuations during this stage.

4. The Lijunimani glacier terminated close to the highstand of an early palaeolake "Tauca" highstand, depositing a fan-delta sequence of sediments into the lake at 3 740-3 760 m. The stratigraphic correlations between these sediments indicate that the glacier and palaeolake expanded synchronously, although they may have been fluctuating close to their maximal extents at different times.

5. The stratigraphic clarification of palaeolake and glacier systems expanding synchronously would indicate that they were responding to climatic forcing and were not a simply result of deglaciation in the Cordilleras.

Acknowledgments

We thank Dr. J. Argollo, Dr. C. Marden and Dr. D.I. Benn for stimulating field discussion. Mr. N. Everett and Mr. D. Payne provided helpful comments on a draft of this paper. Funding for this research project was provided by University of Aberdeen and the Carnegie trust. Logistical support was given by Mintec of La Paz, Bolivia.

References Cited

- BILLS, G.B., DE SILVA, S.L., CURREY, D.R., EMERGER, R.S., LILLQUIST, K.D., DONNELLAN, A. & WORDEN, B., 1994 - Hydro-isostatic deflection and tectonic tilting in the central Andes: Initial results of a GPS survey of Lake Minchin shorelines. *Geophysical Research Letters*, **21**: 293-296.
- CLAPPERTON, C.M., 1993 - Nature of environmental changes in South America at the last glacial maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **101**: 189-200.
- EYLES, N., EYLES, C. H. & MIALL, A.D., 1983 - Lithofacies Types and Vertical Profile Models: An alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial and diamictite sequences. *Sedimentology*, **30**: 393-410.
- HASTENRATH, S. & KUTZBACH, J., 1985 - Late Pleistocene Climate and Water Budget of the South American Altiplano. *Quaternary Research*, **24**: 249-256.
- MERCER, J.H. & PALACIOS, O., 1977 - Radiocarbon dating the last glaciation in Peru. *Geology*, **5**: 600-604.
- MINCHIN, J., 1882 - Notes on a journey through part of the Andean tableland of Bolivia. *Proceeding of the Royal Geographical Society*, **4**: 67.
- MOON, H.P., 1939 - The Geology and physiography of the altiplano of Peru and Bolivia. *Transactions of the Linnean Society*, **1**: 27-43, London.
- SELTZER, G.O., 1992 - Late Quaternary glaciation of the Cordillera Real, Bolivia. *Journal of Quaternary Science*, **7**: 87-98.
- SERVANT, M., 1977 - Le cadre stratigraphique du Plio-Quaternaire de l'Altiplano des Andes Tropicales en Bolivie. *Recherches Françaises sur le Quaternaire, Bulletin AFEQ*, **50**: 324-327.
- SERVANT, M. & FONTES, J.C., 1978 - Les lacs Quaternaires des hauts plateaux des Andes boliviennes. Premières interprétations paléoclimatiques. *Cahiers ORSTROM, Série Géologie*, **14**: 15-28.
- TROLL, C., 1927 - Forschungsreisen in den zentralen Anden von Bolivia und Peru. *Petermans Mitteilungen*, **73(41-43)**: 218-222.

EVOLUCIÓN PALEOHIDROLÓGICA DE LA CUENCA DEL LAGO TITICACA DURANTE EL HOLOCENO

*Philippe Mourguiart **, *Jaime Argollo ***, *Denis Wirrmann ****

Resumen

La utilización de una función de transferencia ostrácodos/batimetría permitió, a partir de los resultados de 3 sondeos, reconstruir la paleohidrología del lago Titicaca desde hace 8 000 años BP. Los resultados obtenidos revelan una evolución compleja de las cuencas lacustres. De una manera general, el conjunto del Holoceno se caracteriza por niveles bajos, especialmente entre 8 000 y 3 900 años BP.

Palabras claves: *Paleohidrología, Lago Titicaca, Ostrácodos, Función de Transferencia, Holoceno.*

ÉVOLUTION PALÉOHYDROLOGIQUE DU BASSIN DU LAC TITICACA DURANT L'HOLOCÈNE

Résumé

L'utilisation d'une fonction de transfert ostracodes/bathymétrie a permis, à partir des résultats de 3 sondages, de reconstruire la paléohydrologie du lac Titicaca depuis 8 000 ans BP. Les résultats obtenus révèlent une évolution complexe des bassins lacustres. D'une manière générale, l'ensemble de l'Holocène est caractérisé par des bas niveaux, et plus particulièrement entre 8 000 et 3 900 ans BP.

Mots-clés : *Paléohydrologie, Lac Titicaca, Ostracodes, Fonction de Transfert, Holocène.*

LAKE TITICACA PALEOHYDROLOGICAL EVOLUTION DURING THE HOLOCENE

Abstract

A transfer function based on ostracod faunas was used to estimate past water depths of Lake Titicaca during the last 8 000 yrs BP. The results obtained on 3 cores revealed a complex evolution of the lacustrine basins. In general terms, the Holocene was characterized by low water levels, especially between ca. 8 000 and 3 900 yrs BP.

Key words: *Paleohydrology, Lake Titicaca, Ostracods, Transfer Function, Holocene.*

* UR12, programme AIMPACT, mission ORSTOM, CP 9214 La Paz, Bolivia.

** Universidad Mayor de San Andrés, Inst. Inv. Geológicas, CP 11152, La Paz, Bolivia.

*** ORSTOM, BP 1857, Yaoundé, República del Camerún.

INTRODUCCIÓN

Desde hace algunos años, los estudios que tratan sobre las reconstrucciones de los paleoniveles lacustres se han multiplicado en la zona intertropical. Clásicamente, estas reconstrucciones se apoyan ya sea en datos geomorfológicos relacionados con antiguas líneas de ribera, o en el estudio de los sedimentos lacustres. A nivel del Altiplano de Bolivia, las dos metodologías fueron utilizadas por diferentes autores desde comienzos del siglo. Así, las grandes tendencias evolutivas de los lagos del Altiplano fueron definidas para el Pleistoceno terminal (Steinmann *et al.*, 1904; Bowman, 1909; Servant & Fontes, 1978; Wirrmann *et al.*, 1992). Recientemente, se probó un nuevo eje de investigación sobre los entornos lacustres del lago Titicaca durante el Holoceno, que se refiere a las reconstrucciones cuantitativas realizadas a partir de una función de transferencia Ostrácodos / Bathymetría (Mourguiart & Roux, 1990; Mourguiart *et al.*, 1992; Mourguiart & Carbonel, 1994). En este artículo nos proponemos, a partir de datos antiguos y nuevos, dar una síntesis de la evolución del lago Titicaca (lagos Chucuito y Huiñaimarca) desde 8 000 años BP.

1. PRESENTACIÓN GENERAL

El Altiplano es un vasto conjunto endorreico (aproximadamente 190 000 km²) situado en el corazón de los Andes de Perú, de Bolivia y de Chile. Desde el punto de vista climático, es un sistema que presenta un fuerte gradiente Noreste/Suroeste tanto en lo que respecta a la temperatura media anual como a las precipitaciones (Roche *et al.*, 1992). La distribución de las precipitaciones (y de la evaporación) explica, en particular, el porqué se encuentra al norte un gran lago permanente, el lago Titicaca, al centro un lago semipermanente, el lago Poopó y, al sur, los salares de Coipasa y de Uyuni (Fig. 1). El hidrosistema en su globalidad parece ser sensible a las variaciones interanuales del clima: en 1983, el lago Poopó se secó mientras que en 1986, solamente 3 años más tarde, el mismo lago cubrió una superficie de aproximadamente 4 000 km².

Durante el Cuaternario el clima de la Tierra sufrió una alternación de períodos glaciares e interglaciares. El Altiplano boliviano conservó, en estos depósitos sedimentarios, una memoria de estas oscilaciones de gran amplitud. Siguiendo los trabajos de Steinmann *et al.* (1904) y de Bowman (1909), Servant & Fontes (1978) propusieron un modelo de evolución de los grandes sistemas lacustres acoplado a las variaciones de extensión de los glaciares de la cordillera oriental de Bolivia. Esquemáticamente, el final del Cuaternario está marcado por 3 grandes oscilaciones positivas de los balances de agua de los lagos tanto en las cuencas Norte (lago Titicaca) como en las cuencas Sur (lagos Poopó, Coipasa y Uyuni). La fase "Ballivián", que es la más antigua, no está fechada pero las dos siguientes sí lo están con >27 000 años BP la fase "Minchin" y con 12,5-10,5 ka BP la fase "Tauca" (Servant & Fontes, 1978). Para estos autores, estas tres fases lacustres mayores fueron alimentadas por el deshielo de los glaciares y corresponden a las glaciaciones Sorata, Choqueyapu I y Choqueyapu II, desde la más antigua hasta la más reciente. Posteriormente, Hastenrath & Kutzbach (1985), Kessler (1988) y Seltzer (1992) volvieron a poner en tela de juicio esta hipótesis. En efecto, según estos autores, el deshielo de los glaciares no puede ser responsable de la creación de los inmensos lagos Minchin y Tauca (63 000 km² y 43 000 km², respectivamente, según Hastenrath & Kutzbach, 1985). Su afirmación está basada en un cálculo aproximado del volumen de hielos y, consecuentemente, de aguas, almacenado en los glaciares en el máximo

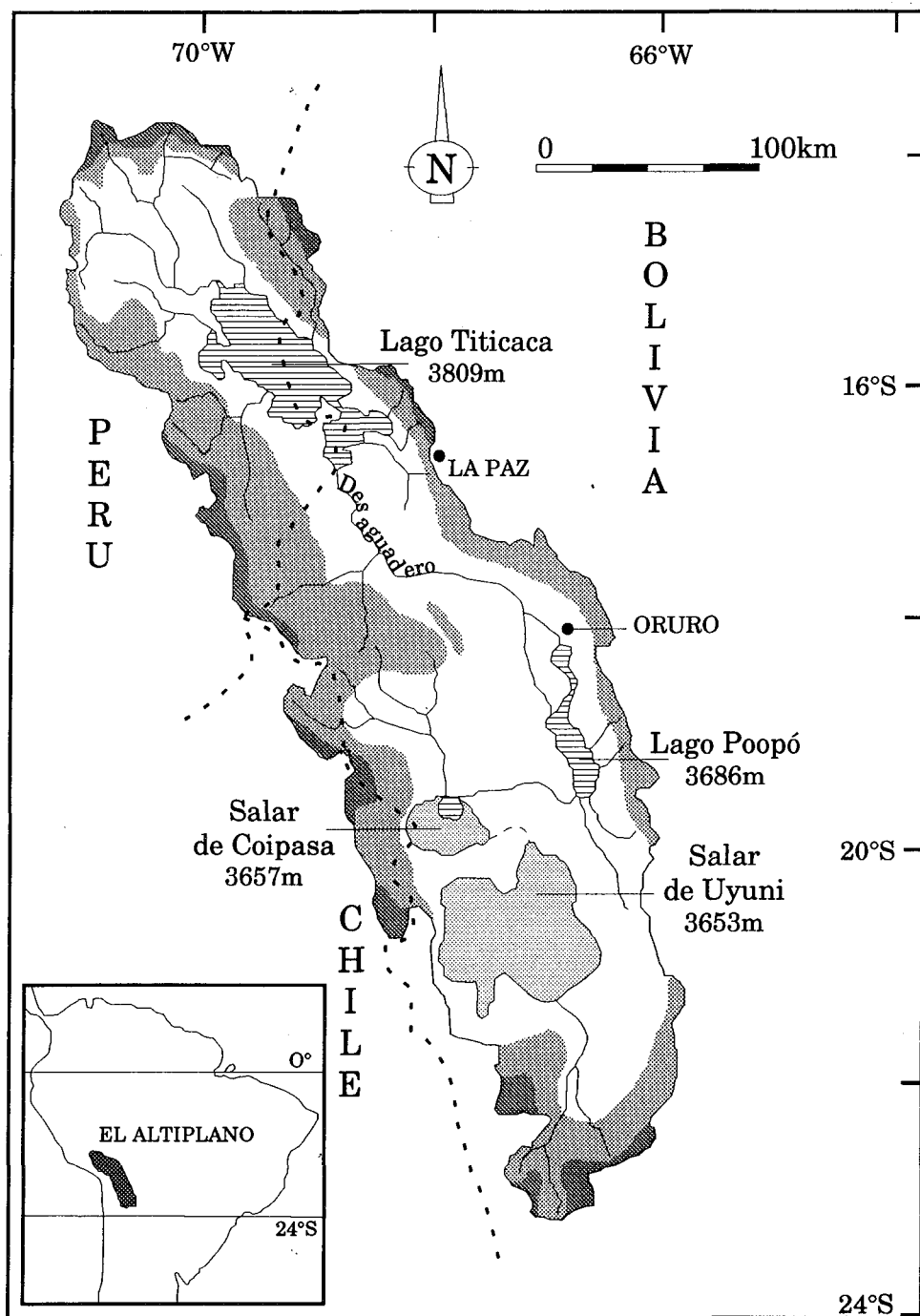


Fig. 1 - El Altiplano. Situación de las principales cuencas lacustres.

de su avance. El aporte mayor de agua correspondería a una fase climática húmeda que ocasionó un aumento de las precipitaciones del orden de 30% en relación a los valores actuales.

En cambio, los autores anteriormente citados no abordaron las reconstituciones paleohidrológicas durante el Holoceno. Algunos estudios sedimentológicos realizados sobre testigos sacados en el lago Titicaca mostraron que el Holoceno se caracterizaba por niveles lacustres inferiores al nivel del plano de agua actual (Wirrmann & Oliveira Almeida, 1987; Wirrmann *et al.*, 1988; 1992). En el norte chileno también se descubrió esta larga fase seca (Messerli *et al.*, 1993; Grosjean, 1994).

En el presente artículo, nos proponemos hacer el balance de los últimos resultados paleohidrológicos obtenidos en el lago Titicaca. Las reconstituciones propuestas se apoyan en datos establecidos a partir de una función de transferencia Ostrácodos / Batimetría, y conciernen 3 testigos extraídos en las 3 grandes unidades morfológicas del lago Titicaca: el lago Chucuito al norte, el lago Huíñaimarca al sur con sus dos cuencas, la fosa de Chúa al noreste y la depresión de Guaqui-Taraco al suroeste (Fig. 2).

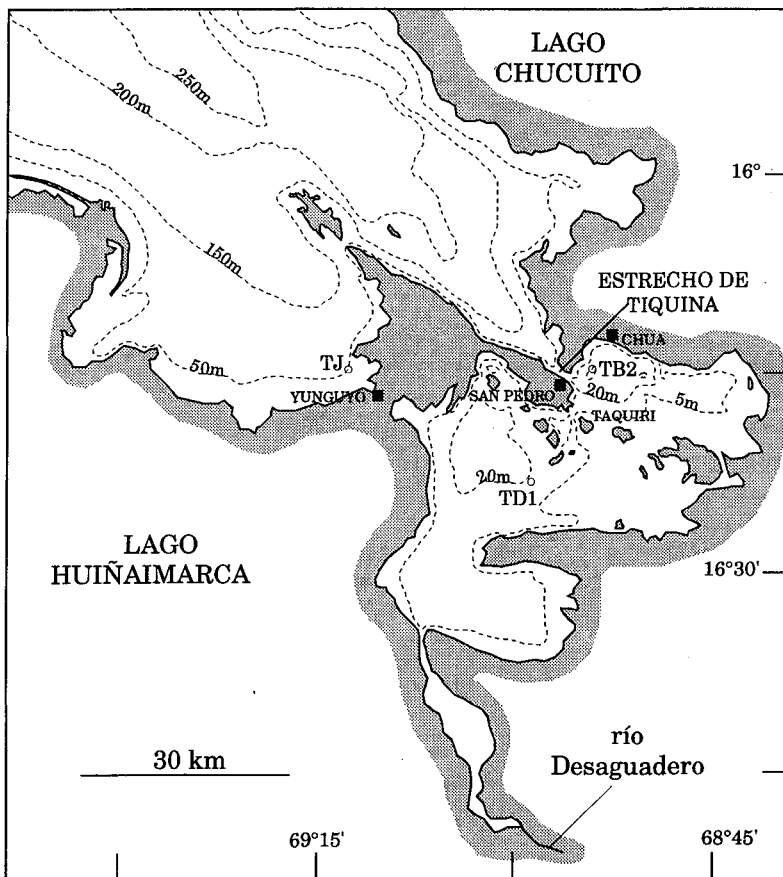


Fig. 2 - Posición de los 3 testigos (TD1, TB2 y Tj) en el lago Titicaca.

2. LA FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA OSTRÁCODOS/BATIMETRÍA

En el lago Titicaca, los ostrácodos bénticos y epifitos tienen una repartición muy estrechamente correlacionada a la profundidad de agua (Mourguiart & Carbonel, 1994). Esto no solamente se explica por una cobertura macrofital dependiente de la altura de agua (Collot *et al.*, 1983), sino también por niveles de energía (por lo tanto por naturalezas variables de sustrato), de índices de oxigenación en la interfase agua-sedimento y de recursos alimenticios vinculados con este mismo parámetro batimétrico (Fig. 3).

Hay diferencias a nivel de la zonificación batimétrica de las poblaciones de ostrácodos entre el lago Huiñaimarca y el lago Chucuito. Esto explica las diferencias a nivel de la transparencia de las aguas entre las dos cuencas. Las aguas del lago Chucuito, más claras, permiten una colonización más profunda de los macrofitos y en particular de las *Characeae* (Iltis & Mourguiart, 1992). Por esta razón, las asociaciones de ostrácodos están desplazadas hacia abajo en relación a las encontradas en el lago Huiñaimarca (Mourguiart, 1992). Los análisis estadísticos efectuados sobre las faunas de ostrácodos toman en cuenta estas diferencias entre cuencas.

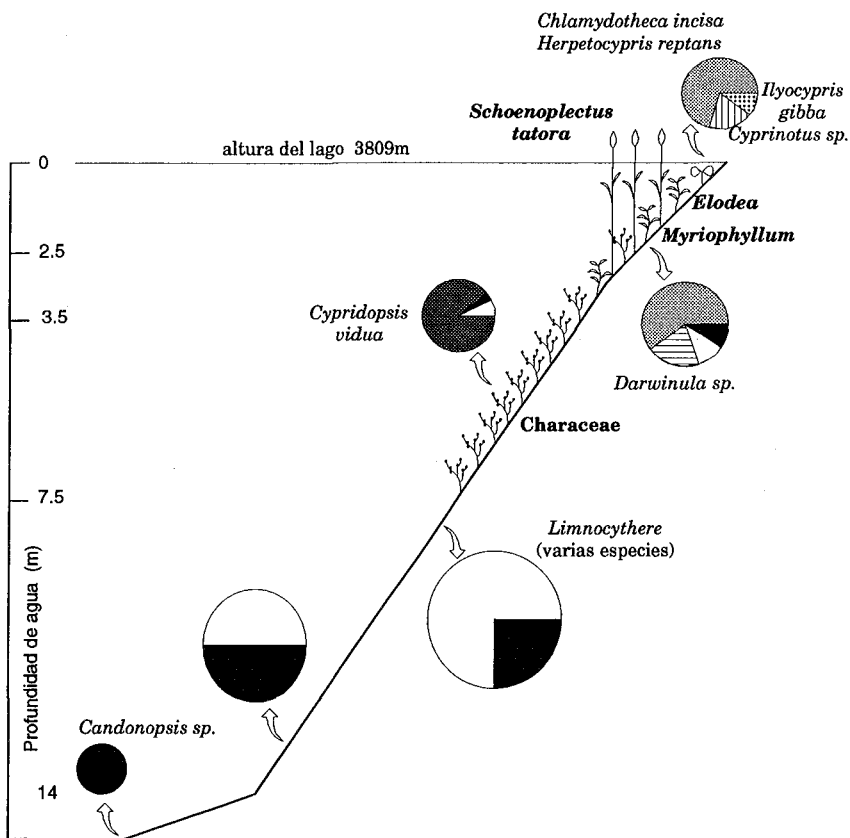


Fig. 3 - Repartición batimétrica de las faunas de ostrácodos en el lago Huiñaimarca (según Mourguiart & Carbonel, 1994).

Se efectuó un análisis factorial de correspondencias (AFC) en base a 115 muestras actuales que incluyen por lo menos una especie de ostrácodos. La repartición espacial de esta referencia fue dada en otra fuente (Mourguiart & Roux, 1990; Mourguiart & Carbonel, 1994). Esta base de datos constituye un cuadro de 28 líneas o especies y 17 columnas o clases medioambientales. Este fichero es sometido a un AFC después de añadir dos cuadros adicionales tratados en elementos pasivos (*sensu* Benzécri, 1973) que contenían el conjunto de las listas faunísticas actuales (115 muestras) y fósiles (número variable, que corresponde al de las muestras extraídas en cada testigo y que comprende por lo menos una especie de ostrácodo). Este tratamiento estadístico permite obtener no solamente las coordenadas factoriales de las clases medioambientales en un sistema de ejes en n dimensiones sino también las de muestras actuales y fósiles en el mismo espacio vectorial. Este sistema de representación es particularmente cómodo. En efecto, permite visualizar instantáneamente la posición de las muestras fósiles en relación con las listas actuales o, en otros términos, verificar la existencia, en cada asociación faunística fosilizada, de por lo menos un análogo actual. A manera de discusión, en la figura 4 damos una proyección en el plano de los dos primeros ejes de los montajes actuales (Fig. 4a) y fósiles del testigo TD1 (Fig. 4b).

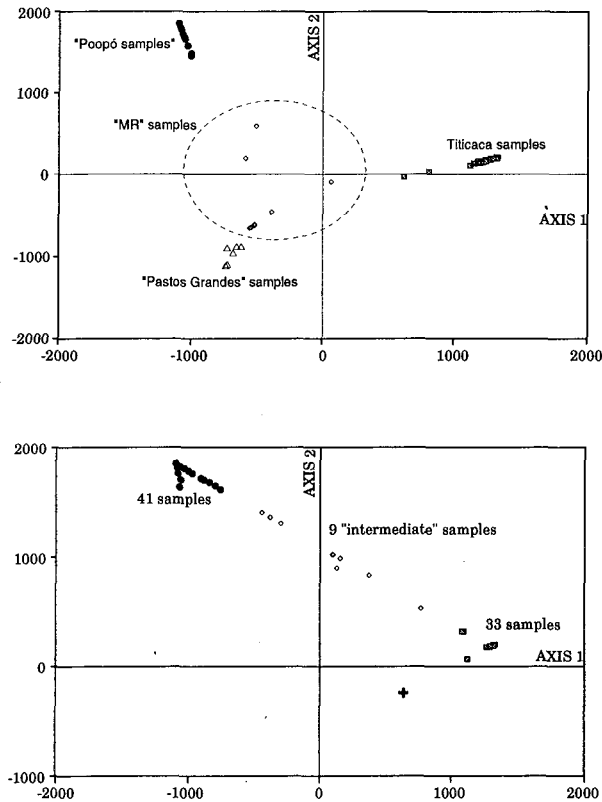


Fig. 4 - El análisis factorial de correspondencias (según Mourguiart & Carbonel, 1994): 4a - proyección sobre los dos primeros ejes de las muestras actuales (115 en total); 4b - proyección sobre los dos primeros ejes de las muestras fósiles del testigo TD1 (84 en total).

Al final de este AFC, se efectúa una regresión múltiple sobre el parámetro medioambiental tomado en cuenta, aquí la altura de agua (Fig. 5).

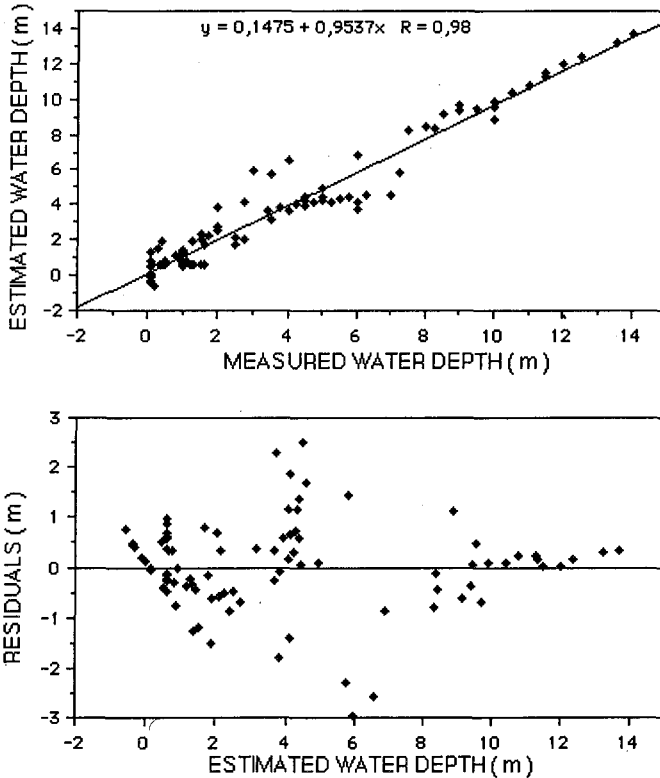


Fig. 5 - La regresión lineal múltiple obtenida en el parámetro "altura de agua" (según Mourguiart & Carbonel, 1994).

3. LOS TESTIGOS

Se extrajeron 14 testigos en el lago Titicaca con ayuda de un sacatestigo Mackereth; la mayor parte de éstos estaban constituidos de sedimentos de edad holocena. Tres testigos (TD1, TB2 y TJ, en particular), fueron objeto de un tratamiento estadístico. Fueron recolectados en 1983 en los lagos Huiñaimarca y Chucuito, en la parte boliviana. Dos sondeos (TD1 y TB2) alcanzaron el Pleistoceno superior. Lamentablemente, los sedimentos más antiguos no contienen ostrácodos. La mayoría de las especies fósiles encontradas viven actualmente en el lago Titicaca o en otros entornos lacustres como el lago Poopó o en las innumerables lagunas que jalonan el Altiplano boliviano (Mourguiart, 1987; Mourguiart & Roux, 1990; Mourguiart & Carbonel, 1994). El testigo TD1, de 5,50 m de longitud, fue extraído a 19 m de profundidad al centro de la depresión oeste ($16^{\circ}20'00''S$ y $68^{\circ}57'45''O$) del Pequeño Lago Titicaca (Fig. 2). Únicamente los 155 cm superiores contienen ostrácodos (Mourguiart *et al.*, 1992). El testigo TB2 es de 481 cm de longitud pero solamente los 266 cm superiores contienen ostrácodos. Dicho testigo fue extraído en el centro de la fosa de Chua ($16^{\circ}12'18''S$ y

68°46'36"O) por 39 m de altura de agua (Fig. 2). El testigo TJ, de 4,06 m de longitud, fue extraído por 50 m de altura de agua en la bahía de Yunguyo (16°12'30"S y 69°07'00"O) al suroeste del Gran Lago Titicaca (Fig. 2). El sedimento, de tipo organo-carbonatado ligeramente detrítico, encierra una ostracofauna rica y diversificada (Mourguiart, 1987) a excepción de 12 cm más profundos (niveles 406-394 cm) constituidos de un depósito de yeso luego de un nivel arenoso y finalmente de un lecho de espículas de esponjas.

La cronología de estos tres sondeos se realizó a partir de dataciones ^{14}C : 2 en TD1, 8 en TJ y 3 en TB2 (Cuadro 1).

Cuadro 1 - Recapitulativo de las edades en carbonatos o en Carbono Orgánico Total (C.O.T.) para los sondeos TD1, TJ y TB2.

edad ^{14}C	material fechado	muestra	sondeo	n° laboratorio
4165 ± 75	C.O.T.	88-89 cm	TD1	Beta-32216
8100 ± 280	carbonatos	157-158	(-19 m)	Orsay
3870 ± 80	carbonatos	20-21	TJ	Beta-32221
3930 ± 490	carbonatos	32-39	(-50 m)	OB DY-560
5300 ± 50	carbonatos	77-83		OB DY-835
5350 ± 40	carbonatos	83-90		OB DY-826
5970 ± 70	carbonatos	152-157		OB DY-822
5890 ± 45	carbonatos	195-200		OB DY-821
6360 ± 70	carbonatos	295-300		OB DY-559
7710 ± 180	carbonatos	390-393		OB DY-104
1240 ± 150	C.O.T.	107-112	TB2	OB DY-830
3330 ± 550	C.O.T.	172-175	(-39 m)	OB DY-828
3840 ± 80	C.O.T.	244-250		OB DY-829

3. RESULTADOS-DISCUSIÓN

Para verificar la validez de una función de transferencia y su grado de fiabilidad, son muchos los instrumentos estadísticos pero tienen el inconveniente que sólo hacen intervenir las muestras actuales introducidas en el AFC como tales (Fig. 5). Además, hemos integrado once muestras actuales como elementos pasivos. La regresión dio en diez de éstas un valor inferior al error standard en el parámetro profundidad. Sin embargo, estos tests no dan cuenta de la aplicabilidad de la función de transferencia a faunas fósiles.

Un medio de verificación indirecto se da comparando los resultados de varios testigos. Es lo que hemos realizado introduciendo en el AFC las faunas fósiles de los 3 testigos, TD1, TB2 y TJ.

La comparación de las evoluciones paleobatimétricas establecidas para los 3 testigos (Fig. 6a) indica claramente que las 3 grandes cuencas del lago Titicaca funcionaron de manera independiente durante la casi totalidad del Holoceno (Mourguiart & Roux, 1990). En efecto, la fase seca del inicio del Holoceno terminó con el desecamiento completo (o casi completo) del lago Huiñaimarca (Wirrmann & Mourguiart, 1995). El mejoramiento climático que sigue a esta fase de aridez permite el llenado de las cuencas. Sin embargo, algunas diferencias de

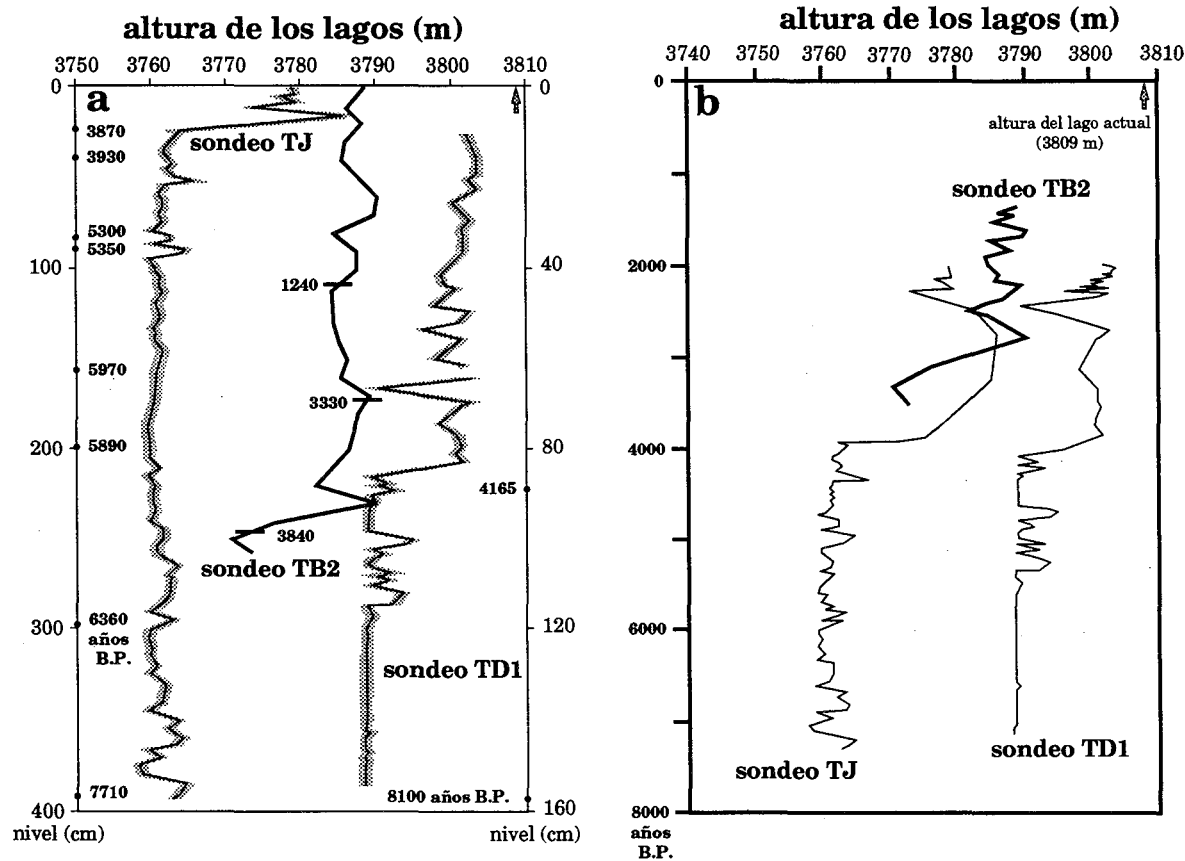


Fig. 6 - Evoluciones paleobatimétricas de los testigos TJ, TB2 y TD1 reconstruidas a partir de la función de transferencia ostrácodos / batimetría: 6a - resultados niveles/altura de agua obtenidos directamente luego de la regresión; 6b - resultados edades ^{14}C /altura de agua obtenidos por interpolación lineal entre dos fechas; estos valores no toman en cuenta un posible efecto reservorio.

niveles de agua se explican por diferencias de altitud y de morfología entre las dos cuencas. La cuenca de Guaqui-Taraco es muy plana (poco profunda y con una gran superficie evaporítica); ésta reacciona inmediatamente al mínimo cambio hidrológico. La fosa de Chúa es de pequeña dimensión pero relativamente profunda con una superficie evaporítica reducida. En cuanto al lago Chucuito, este sigue siendo un gran lago con profundidades importantes. A pesar de estas dificultades, es posible poner en paralelo las grandes tendencias propias de cada registro (Fig. 6). Se observa enseguida que hay convergencia de varios puntos y que la función de transferencia permite correlaciones. Así, los testigos TJ y TD1 registraron una sensible mejoría del balance paleohidrológico alrededor de los 8 000 años BP (entre $8\ 100 \pm 280$ y $7\ 710 \pm 180$ años BP), mejoría que sigue a una importante fase climática seca que caracterizó el comienzo del Holoceno y se concretó por medio de depósitos de yeso localizables en las columnas sedimentarias de los dos testigos (Wirrmann *et al.*, 1988, 1992).

Más tarde, y hasta alrededor de 3 900 años BP, los dos planos de agua que corresponden a los dos testigos (lago Chucuito y bahía de Guaqui-Taraco) evolucionaron alrededor de un nivel bajo relativamente estable. Enseguida, la brusca crecida de los planos de agua, cuya edad está estimada en alrededor de 3 900 años BP, es particularmente localizable a nivel de las 3 series (testigos TJ, TB2 y TD1) pero también en otros registros como el testigo TE (Mourguiart *et al.*, 1992). A partir de 3 900 años BP y hasta una fecha reciente no delimitada con precisión ($< 1\ 000$ años BP), los 3 planos de agua (lago Chucuito, fosa de Chua y bahía de Guaqui-Taraco) van a permanecer a alturas inferiores al nivel actual de 3 809 m. Los niveles son relativamente estables a excepción de eventos excepcionales como la fase seca fechada alrededor de 2 300 años BP. Esta situación climática particular se marca en términos de paleohidrología por un gran retroceso de los niveles de agua (*cf.* testigos TJ y TD1, Fig. 6).

5. CONCLUSIÓN

Se desarrolló una función de transferencia a partir de faunas de ostrácodos encontradas en el Altiplano boliviano. Es posible reconstruir con precisión la evolución paleobatimétrica de un sistema lacustre como el lago Titicaca durante el Holoceno. La introducción en el análisis factorial de correspondencias de varios testigos extraídos en este último medio, nos permitió evidenciar una evolución compleja, marcada principalmente por niveles de planos de agua inferiores al actual. Nuestros datos confirman la circunstancia de una fase climática seca durante el Holoceno.

Referencias citadas

- BENZECRI, J.P., 1973 - *L'analyse des données*, tome 2: l'analyse des correspondances, 1248p., Paris: Dunod.
- BOWMAN, I., 1909 - The physiography of the Central Andes. *American Journal of Sciences*, 4(28): 373-402.
- COLLOT, D., KORIYAMA, F. & GARCÍA, E., 1983 - Répartitions, biomasses et productions des macrophytes du lac Titicaca. *Revue d'Hydrobiologie tropicale*, 16(3): 241-261.
- GROSJEAN, M., 1994 - Paleohydrology of the Laguna Lejía (north Chilean Altiplano) and climatic implications for late-glacial times. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109: 89-100.

- HASTENRATH, S. & KUTZBACH, J., 1985 - Late Pleistocene climate and water budget of the South American altiplano. *Quaternary Research*, 24: 249-256.
- ILTIS, A. & MOURGUIART, P., 1992 - Higher plants: Distribution and biomass. in: *Lake Titicaca. A synthesis of Limnological Knowledge* (C. Dejoux & Ilitis eds.): 241-252, Monographiae Biologicae 68, Kluwer Academic Publishers.
- KESSLER, A., 1988 - Die Schwankungen des Wasserhaushaltes de südamerikanischen Altiplano and Welklima. *Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft zu Hannover*: 139-159.
- MESSERLI, B., GROSJEAN, M., BONANI, G., BÜRGI, A., GEYH, M.A., GRAF, K., RAMREYER, K., ROMERO, H., SCHOHERER, U., SCHREIR, H. & VUILLE, M., 1993 - Climate change and dynamics of natural resources in the Altiplano of northern Chile during Late Glacial and Holocene time. First Synthesis. *Mountain Research and Development*, 13(2): 117-127.
- MOURGUIART, P., 1987 - Les ostracodes lacustres de l'Altiplano bolivien - Le polymorphisme, son intérêt dans les reconstructions paléohydrologiques et paléoclimatiques de l'Holocène. Thèse Université de Bordeaux I, inédit, 263p.
- MOURGUIART, P., 1992 - The Ostracoda. in: *Lake Titicaca. A synthesis of Limnological Knowledge* (C. Dejoux & A. Ilitis eds.): 337-345, Monographiae Biologicae 68, Kluwer Academic Publishers.
- MOURGUIART, P. & CARBONEL, P., 1994 - A quantitative method of palaeolake-level reconstructions using ostracod assemblages: an example from the Bolivian Altiplano. *Hydrobiologia*, 288: 183-193.
- MOURGUIART, P. & 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): 151-165.
- MOURGUIART, P., WIRRMANN, D., FOURNIER, M. & SERVANT, M., 1992 - Reconstruction quantitative des niveaux du petit lac Titicaca au cours de l'Holocène. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 315, Série II: 875-880.
- ROCHE, M.A., BOURGES, J., CORTES, J. & MATTOS, R., 1992 - Climatology and hydrology of the Lake Titicaca basin. in: *Lake Titicaca. A synthesis of Limnological Knowledge* (C. Dejoux & A. Ilitis eds.): 63-88, Monographiae Biologicae 68, Kluwer Academic Publishers.
- SELTZER, G.O., 1992 - Late Quaternary glaciation of the Cordillera Real, Bolivia. *Journal of Quaternary Science*, 7: 87-98.
- SERVANT, M. & FONTES, J.C., 1978 - Les lacs quaternaires des hauts plateaux des Andes boliviennes. Premières interprétations paléoclimatiques. *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 10(1): 9-23.
- STEINMANN, G., HOK, H. & BISTRAM, A., 1904 - Zür Geologie des suedestland Bolivien. *Zentralblatt für Mineralogie*, 5: 1-4.
- WIRRMANN, D. & MOURGUIART, P., 1995 - Late Quaternary spatio-temporal limnological variations in the Altiplano of Bolivia and Peru. *Quaternary Research*, 43: 344-354.
- WIRRMANN, D., MOURGUIART, P. & de OLIVEIRA ALMEIDA, L.F., 1988 - Holocene sedimentology and ostracodes repartition in Lake Titicaca. Paleohydrological interpretations. in: *Quaternary of South America and Antartic Peninsula*, 6 (Rabassa, J. ed.): 89-127, Balkema, Rotterdam.
- WIRRMANN, D. & OLIVEIRA ALMEIDA, L.F., 1987 - Low Holocene level (7700 to 3650 years ago) of Lake Titicaca (Bolivia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 59: 315-323.
- WIRRMANN, D., YBERT, J.P. & MOURGUIART, P., 1992 - A 20,000 years paleohydrological record from Lake Titicaca. in: *Lake Titicaca. A synthesis of Limnological Knowledge* (C. Dejoux & A. Ilitis eds.): 40-48, Monographiae Biologicae 68, Kluwer Academic Publishers.

HOLOCENE ENVIRONMENTAL CHANGES IN THE ATACAMA ALTIPLANO AND PALEOCLIMATIC IMPLICATIONS

Martin Grosjean *, Bruno Messerli *, Caspar Ammann *, Mebus A. Geyh **, Kurt Graf ***, Bettina Jenny *, Klaus Kammer *, Lautaro Nuñez A. ****, Hans Schreier *****, Ueli Schotterer *****, Antje Schwalb *****, Blas Valero-Garcés *****, Mathias Vuille *

Abstract

Strengthened summer monsoon brought tropical/continental moisture as far south as 25°S during late-glacial and early Holocene times. Precipitation rates in the Altiplano of the western Andes (24°S) increased to 500 mm yr⁻¹ compared to <200 mm yr⁻¹ today. There is evidence of dramatically decreasing lake levels between 8 400 and about 3 000 yr B.P., and conditions drier than today were established. This arid period was interrupted by low-frequency but heavy storms. The monsoon precipitation belt advanced once again in several stages to its current position (200 mm yr⁻¹ isohyeta at 24°S) around 3 000 yr B.P. The reasons for these changes are not known: the variable circulation in the E-Pacific, teleconnections to the northern hemisphere, environmental changes in the source area of the moisture (*i.e.* tropical continent), or internal forcing due to changes in the radiation budget of the Altiplano are considered as possible explanations.

Key words: *Climatic changes, Monsoon, Northern Chile, Late-Glacial, Holocene.*

CAMBIOS MEDIOAMBIENTALES DURANTE EL HOLOCENO EN EL ALTIPLANO DE ATACAMA E IMPLICACIONES PALEOCLIMÁTICAS

Resumen

Estudios pluridisciplinarios han permitido reconstruir los cambios extremos en el balance hídrico experimentados en el Altiplano de Atacama durante el Holoceno. La intensificación del monzón de verano (*invierno boliviano*) aumentó la precipitación de origen continental en la región hasta los 25°S durante el Tardiglacial/Holoceno temprano. La precipitación en la región de los Andes occidentales (24° S) se incrementó hasta 500 mm por año en comparación con los 200 mm anuales de la actualidad. Durante el período entre 8 400 y 3 000 BP aproximadamente, la extrema aridez y la escasa precipitación

* Department of Physical Geography, University of Bern, 12 Hallerstrasse, CH-3012 Bern.

** State Geological Survey Lower Saxony, Hannover-Buchholz, D-3000 Hannover 51.

*** Department of Geography, University of Zürich, CH-8057 Zürich.

**** Instituto de Investigaciones Arqueológicas y Museo, San Pedro de Atacama, Chile.

***** Resource Management Science, University of British Columbia, Vancouver BC V6T 1Z3.

***** Department of Environmental Physics, University of Bern, CH-3012 Bern.

***** Limnological Research Center, University of Minnesota, Minneapolis MN 55455, USA.

dominada por tormentas muy intensas pero esporádicas fueron responsables de un descenso dramático del nivel de los lagos. A partir de los 3 000 a BP, el cinturón de lluvia tropical volvió a desplazarse hacia el norte en varias fases hasta su posición actual (isoyeta de 200 mm anuales a 24° S). Diversos factores se consideran para explicar esta evolución paleoclimática: teleconexiones con el hemisferio norte, cambios en la circulación oceánica en el Pacífico oriental, cambios ambientales en la cuenca amazónica donde se origina el vapor de agua, o diferencias en albedo y cubierta de nubes en la región de Atacama.

Palabras claves: *Cambios climáticos, Monzón, Norte de Chile, Tardiglacial, Holoceno.*

CHANGEMENTS DANS L'ENVIRONNEMENT HOLOCÈNE DE L'ALTIPLANO D'ATACAMA ET IMPLICATIONS PALÉOCLIMATIQUES

Résumé

Une mousson renforcée a transporté l'humidité continentale vers l'Altiplano chilien pendant le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène. Les précipitations étaient de l'ordre de 500 mm par an, valeur à comparer aux moins de 200 mm actuels. Les conditions climatiques ont été plus arides que de nos jours entre 8 400 et 3 000 ans BP environ. À partir de cette dernière date, le climat moderne, caractérisé par une réintensification des pluies tropicales, s'est établi. Les raisons des changements du climat pendant l'Holocène sur l'Altiplano ne sont pas connues. Divers facteurs peuvent expliquer ces changements paléoclimatiques : des variations de la circulation dans l'Océan Pacifique, des téléconnexions avec l'hémisphère Nord ou bien avec les basses terres du Continent Américain, ou bien des changements dans le bilan radiatif sur l'Altiplano.

Mots-clés : *Changements climatiques, Mousson, Nord Chili, Tardiglaciaire, Holocène.*

INTRODUCTION

The Holocene is known as the most stable climatic period during the last 150,000 years (e.g. Lorius & Oeschger, 1994). This view is based on $\delta^{18}\text{O}$ records in the high-latitude ice cores from the northern and southern hemisphere, and refers mainly to temperature changes. New evidence from tropical areas balances this view of the 'stable' Holocene. Here, the changes reflect dramatic variations in the effective moisture regime. In the tropical areas of the northern hemisphere, the early Holocene pluvial is attributed to strengthened summer monsoon, primarily forced by increasing summer insolation (Kutzbach & Street-Perrott, 1985). Evidence for abrupt moisture changes during the last 10,000 years has also been found in the tropical part of the Central Andes, *i.e.* in the area of lake Titicaca and in the Bolivian/Peruvian Andes (Martin *et al.*, 1993; Thompson *et al.*, 1985, and others), in Central Brazil (e.g. Ledru, 1993), and in the winter precipitation belt of Central Chile between 30°S and 32°S (Villagrán & Varela, 1990; Veit, 1994). It has been speculated that the ENSO played a major role in controlling the precipitation pattern in the tropical/subtropical Andes. However, little is known about the causes of such large-scale and long-term moisture changes, and the flickering switch of the Humboldt current in this area.

The Atacama Altiplano in Northern Chile (Fig. 1) is presently located in the extremely arid area where the tropical summer rainfall belt and the extratropical winter precipitation belt converge and sometimes overlap. The Altiplano between 19°S and 27°S is so arid that no glaciers can survive today. But this area is highly sensitive to changes in effective moisture, and is therefore one of the key sites for studying shifts and/or changing intensities of the tropical and westerly circulation belts, and thus for addressing the phenomenon of moisture changes in the tropical Andes during the Holocene.

Most of the paleoclimatic evidence from the Atacama Altiplano documents the spectacular late-glacial humid Tauca phase. The lake surfaces between 21–24°S increased dramatically and large freshwater bodies were established in the Altiplano between ca 15,000 to < 10,400 yr B.P. Energy and water budget models suggest that the precipitation rates increased up to 500 mm yr⁻¹ compared to < 200 mm yr⁻¹ today (Grosjean, 1994; Grosjean *et al.*, 1995). But little is known about the Holocene, since most lake sediments were destroyed. Other archives like glacial deposits were not datable, peat bogs did not cover the entire period of time, or the environmental changes had to be inferred from the history of human occupation and resource use (Grosjean & Nuñez, 1994).

First, we shall describe data from new archives that provide insight into the Holocene environmental conditions in the Atacama Altiplano. Secondly, we shall briefly discuss spatial relations with the environment in the surrounding areas. Thirdly, we shall review modern climatic patterns in order to find analogue situations that match spatially with the multi-proxy data set in the past. Can we explain past conditions by varying the statistical frequency of modern patterns? Finally, we shall speculate about the possible forcing mechanisms for the observed moisture changes during the late-glacial and Holocene period.

1. EVIDENCE FOR CHANGES DURING THE HOLOCENE

1. 1. The end of the humid Tauca phase

The end of the humid Tauca phase was the first major environmental change in the Holocene. Conventional radiocarbon ages on stromatolites, total C_{org} and carbonate fractions of laminated lake sediments were the only available data so far. It has been suggested that the high lake levels and the humid late-glacial climate persisted longer than 10,400 yr B.P. (Grosjean, 1994). Conditions as arid as those today were established around 8 400 yr B.P., leaving a rather long window of time open for the transition. This is partly due to difficulties

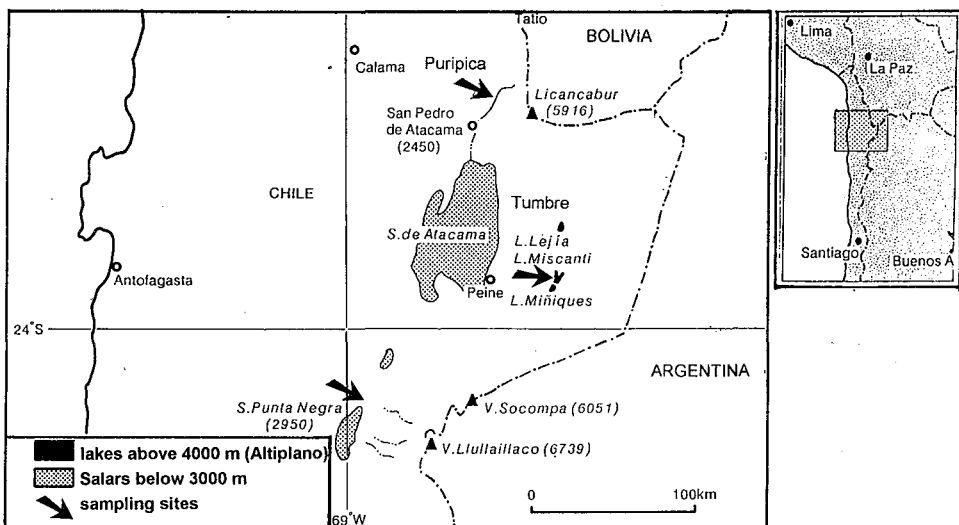


Fig. 1 - Map of the research area.

with the material we had to use for radiocarbon dating ('reservoir effect', see Grosjean *et al.*, 1995). New radiocarbon dates for peat in the Salar Punta Negra cover the period from 10,290 \pm 90 yr B.P. ($\delta^{13}\text{C} = -25.5\text{‰}$, Hv-19692), 9 885 \pm 300 yr B.P. ($\delta^{13}\text{C} = -26.5\text{‰}$, Hv-19694) to 8 450 \pm 765 yr B.P. ($\delta^{13}\text{C} = -27.2\text{‰}$, Hv-19693; Messerli *et al.*, forthcoming). Our 120 cm deep sediment profile (Fig. 1, 24°25'S / 68°54'W, 2980 m) consists of alternating beds with peat and shallow-water deposits (mainly diatomites and clay) suggesting ponds with open water, high river runoff from the Llullaillaco area, and generally quite humid conditions. The fact that such conditions reached far into the Holocene (as recent as 8 500 yr B.P.) makes the period of transition from the humid 'Tauca mode' to the fully arid 'mid Holocene mode' of the climate rather short, and abrupt changes are likely to have taken place. This finding would strongly support the hypothesis that the regional hiatus in human occupation (*Silencio Arqueológico*) between 8 500 to 4 800 yr B.P. was initiated by a dramatic decrease in resources due to arid climatic conditions (Grosjean & Nuñez, 1994). However, the time shortly before 8 200 yr B.P. seems to be an increasingly important date for the world climate (*e.g.* Schotterer & Oeschger, 1994).

1. 2. Mid Holocene aridity and floods

Multi-proxy data for the extremely arid mid Holocene period (8 400 to around 3 000 yr B.P.) are scarce. The lake levels were extremely low, most basins were completely dry, and the sediments were eroded by wind and destroyed. The sediment and pollen profile in Tumbre (Graf, 1992) is the only available archive so far. We found a sandy matrix low in organic matter for the time between 7 500 to 3 900 yr B.P. Peat becomes dominant after 3 900 yr B.P. New lake sediment data from Laguna Miscanti and fluvio-lacustrine sediments in the Quebrada Puripica give a detailed record of environmental and climatic conditions for the mid Holocene time (Fig. 1 and 2).

The accumulation of mid Holocene fluvio-lacustrine sediments in the Puripica valley is interpreted as evidence of increasing aridity, when the vegetation cover was poor, erosion control was very weak, and rainfall was highly variable. The sediments provide evidence of low-frequency, heavy storms (return period about 1 000 to 500 years) at 5 080 yr B.P., shortly prior to 3 800 yr B.P. and around 3 300 yr B.P. Three periods of sedimentation are distinguished. Between 6 200 and 5 100 yr B.P., there are no indicators of big torrential events. Fluvial sand and lacustrine deposits were dominant. The accumulation of sediments and the lack of erosive surfaces suggest low levels of free energy in the river. This would be characteristic for a generally arid climate with minor episodic storms, when debris flows plugged the river course and gave rise to short-term lacustrine sedimentation. The storm activity was at a maximum between 5 100 and 3 800 yr B.P.: sediments of torrential events were dominant, fluvial sand and lake deposits were scarce. We identified sediments of at least 12 small storms (maximum size of particles 10 cm), more than 20 moderate (particles 10-20 cm) and 2-4 big storms (particles > 20 cm). The general environmental conditions probably reached the peak of aridity during this time period. Between 3 800 and 3 100 yr B.P., the lacustrine deposits became dominant, although interrupted by episodic torrential events (small, moderate and one big storm). Generally dry conditions with sediment accumulation prevailed until 3 100 yr B.P. Although the number and the frequency of the events listed here are purposely conservative and probably underestimated, they give an idea about dramatic floods and morphodynamics in an extremely arid environment.

Further evidence of conditions much drier than those today was found in mid Holocene erosive surfaces and the facies with subaerial exposure in the sediments of Laguna Miscanti (Fig. 2), suggesting a lake level up to 10 m lower than today (Valero-Garcés *et al.*, forthcoming).

1. 3. The establishment of the modern climate

The transition from mid-Holocene extremely dry conditions to a modern slightly more humid climate with less than 200 mm yr⁻¹ precipitation is best seen in the sediments of Laguna Miscanti (Valero-Garcés *et al.*, forthcoming, Fig. 2).

The lake sediments at depths between 180 and 145 cm show the change from a shallow, highly saline, and aragonite precipitating environment to modern conditions with a 9 m-deep, relatively freshwater environment (6.4 mS cm⁻²), magnesian calcite precipitation, and abundant diatom opal. We emphasize the 'flickering switch'-nature of this transition, suggesting that the changes in the lake were probably forced by several moisture impulses back and forth, and were not due to a steady one-way vector. The timing of this transition in the sediments of Laguna Miscanti is uncertain. Given the current stage of knowledge, we interpret the transitions as synchronous to the mid to late Holocene transition in the Quebrada Puripica. There, the milieu in the river switched from the mid Holocene

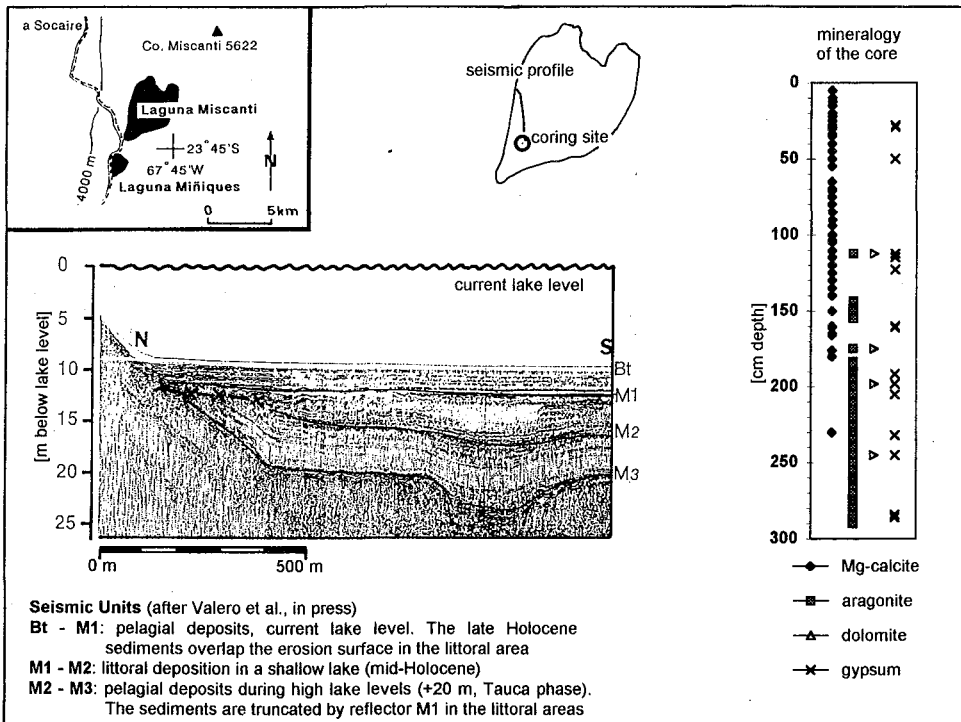


Fig. 2 - Seismic profile and mineralogy of the sediment core of Laguna Miscanti. The core reached with the lower section the seismic unit M1-M2.

accumulation mode (fully arid climate) to the late Holocene erosion mode (somewhat more humid) shortly after $3\,110 \pm 70$ yr B.P. (Beta-63361). This in turn is interpreted as a significant change in the hydrological regime of the river: we suggest higher runoff, better erosion control on the adjacent slopes due to denser vegetation, higher free energy in the river, and consequently, linear erosion in the river bed. A generally more humid climate with modern rainfall (< 200 mm yr⁻¹) and a somewhat smoother precipitation regime is postulated. However, the erosive potential of the Rio Puripica is surprising: more than 16 m of sediments were cut through within the last 2 000 years. Obviously, a remarkable amount of water was required, and we can speculate if the current precipitation and runoff would be sufficient.

2. THE SPATIAL PATTERN OF THE HOLOCENE CLIMATIC CHANGES

The Holocene climatic history from three different areas at different latitudes along the Andes is shown in figure 3: the area of Lake Titicaca at 16°S in the tropical precipitation regime (Martin *et al.*, 1993), the Atacama Altiplano at 24°S in the arid zone, and the coastal area of Central Chile at 32°S in the westerly winter rainfall belt (Villagrán & Varela, 1990).

The Atacama Altiplano at 24°S shows an environmental history similar to that in the tropical area of Lake Titicaca. The preliminary results show that completely arid conditions were established slightly earlier in the Atacama Altiplano at 24°S than at 16°S, while the switch from the most arid mid Holocene to a modern climate was probably somewhat later

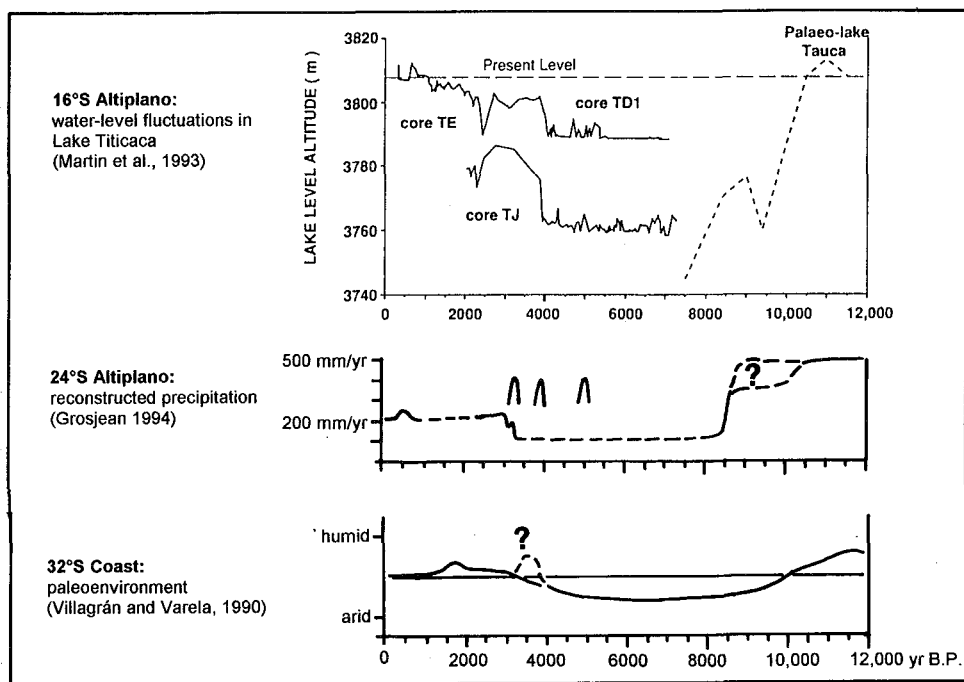


Fig. 3 - Moisture changes in the Altiplano at 16°S, at 24°S and on the Chilean coast at 32°S during the last 12,000 yr B.P.

at 24°S than in the Titicaca basin. It is suggested that receding and re-advancing tropical moisture would explain such a humidity pattern. However, the mechanisms and the timing have yet to be better documented. The increase in aridity in the winter rainfall area at 32° around 10,000 yr B.P. occurred some 2 000 years earlier than in the tropical areas (Villagrán & Varela, 1990). Therefore, this seems to be a phenomenon of the termination of the Pleistocene, related to poleward shifts in the westerly circulation belt. The increase in moisture around 3 000 yr B.P. is synchronous with what happened at 24°S. The same effect was also found in the Argentinean Andes between 32-35°S (Markgraf, 1983).

3. THE MODERN PRECIPITATION PATTERN: A USEFUL ANALOGUE?

The current precipitation pattern will be briefly reviewed in order to evaluate potential mechanisms for explaining the moisture changes in the Atacama Altiplano at 24°S. There are three mechanisms to transport moisture into this area: i) frontal rain from the westerly circulation, mainly during winter; ii) tropical summer rainfall (invierno Boliviano, summer monsoon), here usually related to a high-elevation anticyclonic flow pattern; and iii) drops of cold polar air masses (cut-offs) that travel into low-latitude areas, collide with warm/moist tropical air, and trigger precipitation during winter, spring and fall (Fuenzalida & Rutllant, 1986; Messerli *et al.*, forthcoming). Cut-off events activate precipitation in isolated cells in low-latitude areas, and the precipitation of the analyzed case studies showed a continental isotopic signal.

Frontal winter rain from the westerlies does not match the paleoenvironmental data set for the late-glacial/early Holocene Tauca phase in the Atacama at 24°S. A southward increase in the precipitation rates would be expected, but this contrasts with the N-S moisture gradients as inferred from equilibrium lines of former glaciations and late-glacial lake deposits between 18° and 29°S (Messerli *et al.*, 1993; Messerli *et al.*, forthcoming). Increased winter precipitation would also suggest environmental changes in the lower elevation areas towards the coast of the Atacama desert. According to our current knowledge, the paleodata indicate that the moisture changes happened exclusively in the high elevation areas in the Altiplano while fully arid conditions prevailed in the lower elevation areas.

Increased tropical summer precipitation matches the paleoenvironmental data set for the late-glacial/early Holocene time: the expected northward increase in moisture is observed in the gradient of former lake levels and equilibrium lines of reconstructed glaciers in this area (Messerli *et al.*, forthcoming). However, synchronicity of the maximum glaciation in this area with the Tauca phase is most likely, but could not yet be documented. The humid Tauca phase hit exclusively the higher elevation areas in the Andes, while the low elevation areas below 3 500 m were touched by higher runoff at most. This situation is typical for summer precipitation, giving additional evidence that strengthened summer monsoon played the major role during that period of time. Given the stage of knowledge about current climatic conditions, the tropical continent is the dominant source for moisture (Aravena *et al.*, 1989; Grosjean *et al.*, 1995). In this sense, the modern summer precipitation pattern, although intensified, could be an analogous model for early Holocene circulation as well. The continental origin of the moisture further implies that we would have to consider changing moisture regimes in the source area of the water vapor to explain varying moisture transport into the Atacama Altiplano. Indeed, the environmental history of the tropical low-lands (*e.g.*

in Central Brazil; Ledru, 1993) strikingly matches the environmental changes in the Altiplano. It follows that we emphasize the role of past vegetation cover, runoff regimes and evapotranspiration rates (i.e. recycling of the water vapor) in continental South America in order to explain past moisture changes in the Atacama Altiplano.

The cut-off events are interesting synoptic features and deserve close consideration. The drops of NE traveling polar air masses trigger precipitation in the tropical areas when colliding with warm/humid air, while dry conditions persist in the subtropical areas to the south. This synoptic pattern would match the N-S moisture gradients as found in the paleodata (Messerli *et al.*, forthcoming). However, little is known about the statistical significance and the frequency of such events. The Tauca phase climate was most likely quite stable on a centennial scale with regard to precipitation (Grosjean *et al.*, 1995), and it is not known if cut-offs could provide the Altiplano with such a smooth, constant and low-variability precipitation supply. But superimposed on the tropical summer precipitation, they may play a major role in some areas. We speculate that the low-frequency heavy storms found in the mid-Holocene section of Quebrada Puripica might have been triggered by such cut-off events.

We conclude that strengthened summer monsoon brought tropical/continental moisture as far south as 24°S during late-glacial and early Holocene times. The tropical precipitation belt (e.g. the 400 mm yr⁻¹ isohyeta) retreated around 8 400 yr B.P. from 24°S to further north than 16°S (Lake Titicaca), giving rise to a pronounced arid period in the Atacama Altiplano during mid Holocene times. The transition took place probably within a short time and led to a dramatic drop in the lake levels and to an abrupt establishment of completely dry conditions. This arid period was interrupted by low-frequency but heavy storms. The monsoonal precipitation belt re-advanced in several steps back and forth to its current position around 3 000 yr B.P. We found no evidence so far that westerly frontal precipitation played a dominant role north of 29°S during the last 10,000 years. However, we must still allow for the possibility of surprises that are well documented with field data.

5. UNANSWERED QUESTIONS

What forced the monsoonal precipitation belt to move back and forth in the Atacama Altiplano? External and internal mechanisms or even a combination of both are under consideration, though the answer is not known so far.

The Milancovitch parameters are believed to have strengthened the summer monsoon in the northern hemisphere tropical areas during early Holocene times (Kutzbach & Street-Perrott, 1985). In contrast to the northern hemisphere, summer insolation was minimal in the low-latitude areas of the southern hemisphere during this period of time. We found evidence that the Tauca phase lasted longer into the early Holocene than had previously been believed, and might, therefore, be related to some extent to the early Holocene pluvial in tropical areas of the northern hemisphere. A teleconnection to the northern branch of the tropical Hadley cell might be considered, at least for a limited period of time.

A second kind of external forcing might be found in the ocean circulation along the South American coast. Since the early Holocene SE Pacific was warmer than today (Rollins *et al.*, 1986), the SE Pacific anticyclone was likely destabilized and ultimately less powerful

in its moisture-blocking effect. Villagrán & Varela (1990) concluded that the increasing influence of the SE Pacific anticyclone caused mid Holocene arid conditions in Central Chile.

We must also consider internal forcing of the Tauca phase paleomonsoon due to variations of the surface characteristics and due to changes in the radiation budget of the Altiplano itself. Large-scale reduction of surface albedo is expected due to larger surfaces of the former lakes (albedo white salt pan = 0.7, lake = 0.1), while significantly larger glacier surfaces and snow cover at the same time would markedly increase the overall albedo of a certain area. The net difference in surface albedo between the positive and negative effects has yet to be evaluated in case study areas, where the paleoenvironmental changes in time are well known.

All three arguments - the variable ocean, the teleconnection with the northern hemisphere and the continental lowlands in South America, and the internal changes in surface characteristics - are worth debating, since they all provide a framework for rapid changes (Lorius & Oeschger, 1994; Street-Perrott, 1994). However, one of the most variable and powerful elements of the radiation budget, and thus of climate, is the clouds. Grosjean (1994) pointed to the high sensitivity of the water budget in the Altiplano with respect to cloud cover. Cess *et al.* (1995) impressively demonstrate that the traditional working assumptions for the radiation budget of clouds have to be revised. And paleo-cloudiness? All we know is that it is very important, and we cannot deal with it.

Acknowledgments

This study was financed with grants from the Swiss National Science Foundation (NF 20-36382.92) project "Climate Change in the Arid Andes" and FONDECYT No 1930022. We wish to thank Willi Egli, Marcela Espinoza N. (DIFROL) and CONAF for logistical support and for granting permission to conduct research.

References Cited

- ARAVENA, R., PEÑA, H., GRILLI, A., SUZUKI, O. & MORDECKAI, M., 1989 - Evolución isotópica de las lluvias y origen de las masas de aire en el Altiplano chileno. *IAEA-TECDOC*, 502: 129-142.
- CESS, R.D., ZHANG, M.H., MINNIS, P., CORSETTI, L., DUTTON, E.G., FORGAN, B.W., GARBER, D.P., GATES, W.L., HACK, J.J., HARRISON, E.F., JING, X., KIEHL, J.T., LONG, C.N., MORCRETTE J.-J., POTTER, G.L., RAMANATHAN, V., SUBASILAR, B., WHITLOCK, C.H., YOUNG, D.F. & ZHOU, Y., 1995 - Absorption of Solar Radiation by Clouds: Observations versus Models. *Science*, 267: 496-503.
- FUENZALIDA, H. & RUTLLANT, J., 1986 - Estudio sobre el origen del vapor de agua que precipita en el invierno altiplánico. Informe final, 51p., Santiago: Universidad de Chile.
- GRAF, K., 1992 - Pollendiagramme aus den Anden. Eine Synthese zur Klimageschichte und Vegetationsentwicklung seit der letzten Eiszeit. *Physische Geographie*, 34: 1-138.
- GROSJEAN, M., 1994 - Paleohydrology of Laguna Letia (North Chilean Altiplano and Climatic Implications for Late-glacial Times). *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109: 89-100.
- GROSJEAN, M. & NUÑEZ, L., 1994 - Lateglacial, Early and Middle Holocene Environments, Human Occupation and Resource Use in the Atacama (Northern Chile). *Geoarchaeology*, 9: 271-286.
- GROSJEAN, M., GEYH, M.A., MESSERLI, B. & SCHOTTERER, U., 1995 - Late-glacial and early Holocene lake sediments, groundwater formation and climate in the Atacama Altiplano 22-24°S. *Journal of Paleolimnology*, 14: 241-252.

- KUTZBACH, J.E. & STREET-PERROT, F.A., 1985 - Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 kyr BP. *Nature*, **317**: 130-134.
- LEDRU, M.-P., 1993 - Late Quaternary Environmental and Climatic Changes in Central Brazil. *Quaternary Research*, **39**: 90-98.
- LORIUS, C. & OESCHGER, H., 1994 - Paleo-perspectives: Reducing Uncertainties in Global Change. *Ambio*, **23/1**: 30-36.
- MARKGRAF, V., 1983 - Late and postglacial vegetational and paleoclimatic changes in subantarctic, temperate, and arid environments in Argentina. *Palynology*, **7**: 43-70.
- MARTIN, L., FOURNIER, M., MOURGUIART, P., SIFEDDINE, A., TURCO, B., ABSY, M.L. & FLEXOR, J.-M., 1993 - Southern Oscillation Signals in the Altiplano of Northern Paleoclimatic Data of the Last 7000 Years. *Quaternary Research*, **39**: 338-346.
- MESSERLI, B., GROSJEAN, M., BONANI, G., BÜRGI, A., GEYH, M.A., GRAF, K., RAMSEYER, K., ROMERO, H., SCHOTTERER, U., SCHREIER, H. & VUILLE, M., 1993 - Climate Change and Dynamics of Natural Resources in the Altiplano of Northern Chile during Late Glacial and Holocene Time. First Synthesis. *Mountain Research and Development*, **13**(2): 117-127.
- MESSERLI, B., AMMANN, C., GEYH, M.A., GROSJEAN, M., JENNY, B., KAMMER, K., & VUILLE, M., forthcoming - Current precipitation, late Pleistocene snow line, and lake level changes in the Atacama Altiplano (18°S - 28°30'S): the problem of the "Andean Dry Diagonal". *Bamberger Geographische Schriften*.
- ROLLINS, H.B.III, RICHARDSON, J.B. & SANDWEISS, D.H., 1986 - The birth of El Niño: Geoarchaeological evidence and implications. *Geoarchaeology*, **1**: 17-28.
- SCHOTTERER, U. & OESCHGER, H., 1994 - The Stability of the Climate System in Light of Recent Ice Core Measurements. in: *Integrative Assessment of Mitigation, Impacts, and Adaptation to Climate Change* (N. Nakicenovic et al. eds.): 75-86; Laxenburg: IIASA.
- STREET-PERROTT, F.A., 1994 - Paleo-perspectives: Changes in Terrestrial Ecosystems. *Ambio*, **23/1**: 37-43.
- THOMPSON, L.G., MOSLEY-THOMPSON, E.P., BOLZAN, J.F. & KOCI, B.R., 1985 - A 1500 year record of tropical precipitation recorded in ice cores from the Quelccaya ice cap, Peru. *Science*, **229**: 971-973.
- VALERO-GARCÉS, B., GROSJEAN, M., SCHWALB, A., GEYH, M.A., MESSERLI, B., & KELTS, K., forthcoming - Late Holocene environmental Change in the Atacama Altiplano: Limnogeology of Laguna Miscanti, Chile. *Journal of Paleolimnology*.
- VEIT, H., 1994 - *Jungquartäre Landschafts- und Klimaentwicklung am Südrand der Atacama (Norte Chico, Chile)*, 261p., Bayreuth: University of Bayreuth.
- VILLAGRÁN, C. & VARELA, J., 1990 - Palynological Evidence for Increased Aridity on the Central Chilean Coast during the Holocene. *Quaternary Research*, **34**: 198-207.

PERTURBACIONES DEL RÉGIMEN DE LAS LLUVIAS Y CONDICIONES DE TIPO EL NIÑO EN AMÉRICA DEL SUR TROPICAL DESDE HACE 7 000 AÑOS

*Louis Martin **, *Jacques Bertaux **, *Marie-Pierre Ledru **, *Philippe Mourguiart ***,
*Abdelfettah Sifeddine **, *François Soubiès **, *Bruno Turcq ****

Resumen

Algunos registros sedimentarios provenientes de tres regiones de América del Sur, geográficamente y climáticamente diferentes, permitieron reconstruir la evolución del régimen, de las lluvias durante los últimos 7 000 años. En Amazonía del sudeste, los análisis palinológicos y sedimentológicos de testigos obtenidos de los lagos de la región de Carajás (6° S) permitieron evidenciar la existencia de varios períodos de incendios del bosque tropical húmedo en relación con fases secas de corta duración (algunas decenas de años). Asimismo, en el Brasil central los análisis palinológicos y sedimentológicos de dos testigos obtenidos de la región de Salitre (19° S) y de Boa Vista (27° S) permitieron poner en evidencia variaciones sincronas pero de sentidos opuestos de la vegetación. Finalmente, en los Andes centrales, algunas reconstrucciones paleobatimétricas efectuadas en el lago Titicaca (14-17° S) también permitieron evidenciar perturbaciones importantes del régimen de las lluvias en fase con las registradas en Carajás y en Salitre. Estas perturbaciones son del mismo tipo que las provocadas hoy en día por los importantes eventos El Niño.

Palabras claves: *El Niño, Brasil, Amazonía, lago Titicaca, Holoceno, Paleoclimas.*

PERTURBATIONS DU RÉGIME DES PLUIES ET CONDITIONS DE TYPE EL NIÑO EN AMÉRIQUE DU SUD TROPICALE DEPUIS 7 000 ANS

Résumé

Des enregistrements sédimentaires provenant de trois régions d'Amérique du Sud, géographiquement et climatiquement très différentes, ont permis de reconstruire l'évolution du régime des pluies au cours des 7 000 dernières années. En Amazonie du sud-est, les analyses palynologiques et sédimentologiques de carottes prélevées dans des lacs de la région de Carajás (6° S) ont permis de mettre en évidence l'existence de plusieurs périodes d'incendies de la forêt tropicale humide en liaison avec des phases sèches de courtes durées (quelques dizaines d'années). De même, dans le Brésil central, les analyses palynologiques et sédimentologiques de deux carottes prélevées dans la région de Salitre (19° S) et de Boa Vista (27° S) ont permis de mettre en évidence des variations synchrones mais de sens opposés de la végétation. Enfin, dans les Andes centrales, des reconstructions paléobathymétriques

* UR12, Programme AIMPACT, ORSTOM, 32 Avenue H. Varagnat, 93143 Bondy, France.

** UR12, Prog. AIMPACT, Mission ORSTOM, CP 9214 La Paz, Bolivia.

*** UR12, Prog. AIMPACT, Prog. Geoquímica, Inst. Química, Univ. Fed. Fluminense, 24020-007 Niteroi, Brasil.

effectuées sur le lac Titicaca (14-17° S) ont également permis de mettre en évidence des perturbations importantes du régime des précipitations en phase avec celles enregistrées à Carajás et à Salitre. Ces perturbations sont du même type que celles provoquées de nos jours par les importants événements El Niño.

Mots-clés : *El Niño, Brésil, Amazonie, lac Titicaca, Holocène, Paléoclimats.*

DISTURBANCE OF RAINFALL REGIME AND EL NIÑO-LIKE CONDITIONS IN TROPICAL SOUTH AMERICA DURING THE LAST 7000 YEARS

Abstract

Sedimentary records from three geographically and climatically distinct South American areas allowed the reconstruction of the rainfall regime during the last 7 000 yrs. In south-eastern Amazonia, palynological and sedimentological analyses from cores retrieved in lakes of Carajás region (6° S) demonstrated the existence of several periods during which tropical rainforest fires were related to short-term (a few decades) dry periods. Likewise, in central Brazil, palynological and sedimentological analyses from two cores taken in the Salitre area (19° S) and in the Boa Vista region (27° S), revealed strong synchronous though opposite variations in the vegetation. Finally, on the northern Bolivian Altiplano, paleobathymetric reconstructions performed in Lake Titicaca (14-17° S) also point out to large variations in the precipitation pattern, which can be related to those recorded at Carajás and Salitre. Such variations are similar to those presently related to strong El Niño events.

Key words: *El Niño, Brazil, Amazonia, Lake Titicaca, Holocene, Paleoclimates.*

INTRODUCCIÓN

Para conocer la naturaleza del clima de América del Sur tropical durante los últimos 7 000 años, el régimen de las lluvias y las características de la circulación atmosférica fueron reconstruidos a partir de datos proporcionados por registros sedimentarios provenientes de tres lugares, localizados en regiones geográficamente y climáticamente diferentes (Amazonía del sureste, Brasil centro-este y norte del Altiplano boliviano). Las reconstrucciones paleoclimáticas efectuadas permitieron evidenciar la existencia de varias perturbaciones climáticas de corta duración (algunas decenas de años) cuyos efectos fueron muy comparables a los generados hoy en día por los fuertes eventos El Niño. Sin embargo, dado que estas perturbaciones no pueden ser consideradas como paleo-El Niño a causa de su duración más larga, fueron designadas con el nombre de "condiciones de tipo El Niño".

1. PERTURBACIONES ATMOSFÉRICAS MEDIAS EN AMÉRICA DEL SUR TROPICAL

1. 1. Condiciones normales

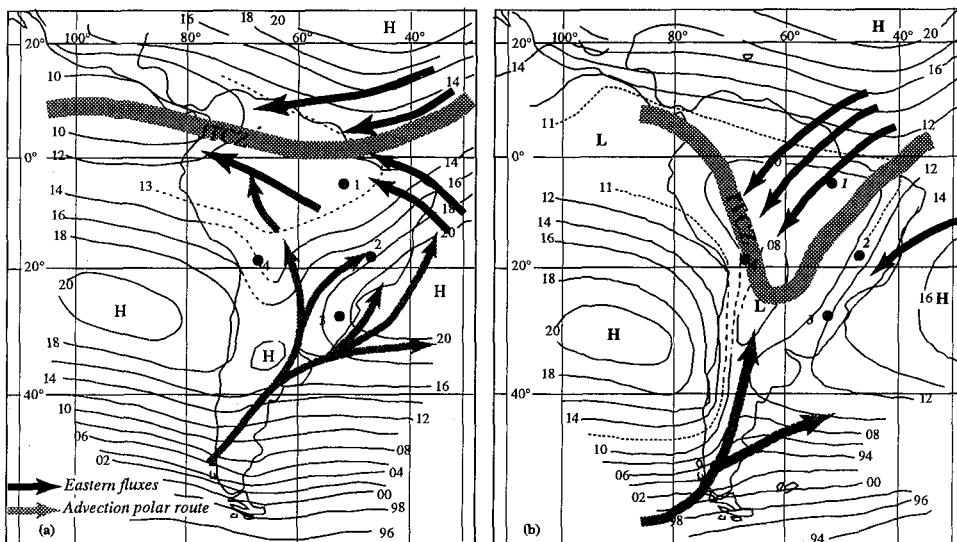
En invierno austral (Fig. 1a), la Zona de Convergencia InterTropical (ZCIT) está situada al norte del ecuador; los anticiclones pacífico y atlántico son reforzados y este último se extiende sobre una parte del continente sudamericano. En los Andes centrales, los grandes flujos de oeste, que circulan arriba de los 4 000 m de altura, se extienden hasta cerca de 10° S e impiden la penetración de las masas de aire amazónico. Estas condiciones están en el origen de la estación seca más o menos larga que afecta la Amazonía oriental, el Brasil central y los Andes centrales. Además, algunas masas de aire polar, cuyas trayectorias son canalizadas por el relieve, penetran profundamente en el continente sudamericano. Estas masas de aire polar marítimo se mezclan con el aire tropical que cirula en los flancos oeste y suroeste de las

altas presiones atlánticas. La zona de contacto entre estas dos masas de aire está marcada por frentes fríos que se desplazan del suroeste al noreste.

Durante el verano austral, la ZCIT se encuentra en posición sur (Fig. 1b). El anticiclón sudatlántico está debilitado y se desplazó hacia el centro del Atlántico. La Amazonía oriental y el Brasil central son dominados por las masas de aire continental ecuatorial en el origen de importantes precipitaciones convectivas. A nivel de la cadena andina, los flujos de oeste se desplazaron hacia el sur, lo que permite la penetración del aire tropical húmedo amazónico. Es un flujo continuo, cálido, húmedo y convectivo que provoca precipitaciones tempestuosas. El aire polar marítimo penetra en Bolivia generalmente antecedido de un fuerte frío que, levantando el aire polar, provoca abundantes precipitaciones.

1. 2. Perturbaciones en relación con los fuertes eventos El Niño

En situación "normal", las aguas de superficie del Pacífico ecuatorial oriental son notablemente frías para ser una región tropical. Sin embargo, esta situación puede ser fuertemente perturbada durante eventos El Niño que se producen durante las fases bajas de la Oscilación Austral. Este fenómeno se traduce en el reemplazo de las aguas oceánicas frías por aguas más calientes (Philander, 1983; Enfield, 1989). En una gran parte de América del Sur tropical, esta modificación ocasiona importantes perturbaciones del régimen de lluvias y de vientos que son generados por dos tipos de mecanismos:



1: Carajas 2: Salitre 3: Boa Vista 4: Lake Titicaca

Fig. 1 - (a) Presión atmosférica a nivel del mar: Situación media de tres meses de invierno (junio, julio y agosto), 96=996 mbar (según Schwerdtfeger, 1976); Posición de la ZCIT y de los flujos de este; Trayectorias de las advecciones polares; (b) Presión atmosférica a nivel del mar: Situación media de los 3 meses de verano (diciembre, enero y febrero), 20=1020 mbar (según Schwerdtfeger, 1976); Posición de la ZCIT y de los flujos del este; Trayectorias de las advecciones polares.

- el desplazamiento hacia el oeste de la zona de convección normalmente centrada en la Amazonía (Wyrski, 1982) que ocasiona abundantes lluvias en el norte del Perú y un déficit de las precipitaciones en Amazonía Oriental;
- el fortalecimiento del chorro subtropical (Kousky *et al.*, 1984), que ocasiona la formación de una zona de bloqueo. Este bloqueo provoca: (a) lluvias anormalmente abundantes en la zona de bloqueo; (b) un déficit de las precipitaciones al norte de ésta; (c) la interrupción de la penetración del aire amazónico en los Andes centrales.

2. INCENDIOS Y CORTOS PERÍODOS SECOS EN AMAZONÍA ORIENTAL

La Serra Dos Carajás (6°20' S y 50°25' W) es una estrecha planicie acorazada de aproximadamente 800 m de altura que emerge del bosque amazónico. El clima es tropical húmedo (1 500 a 2 000 mm año⁻¹) con dos estaciones contrastadas. Este régimen puede ser fuertemente perturbado (Fig. 2) por algunos importantes eventos El Niño.

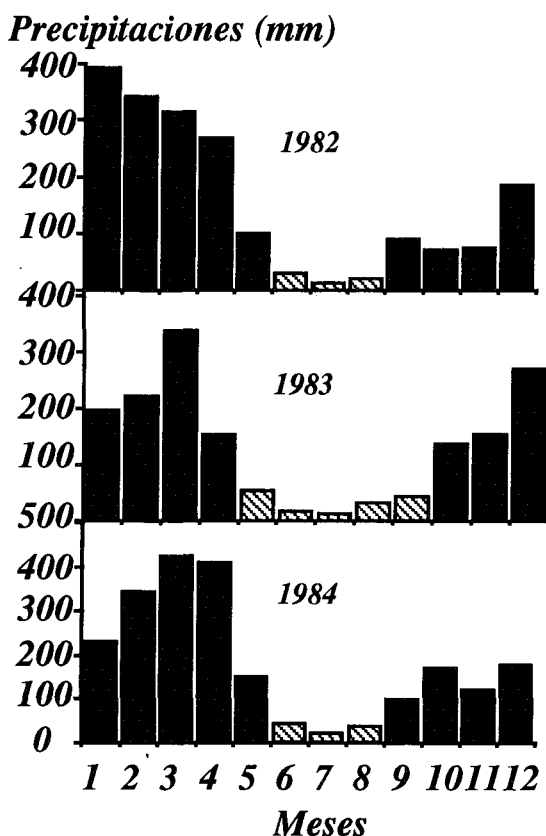


Fig. 2 - Duración de la época seca en la región de Carajás en años "normales" como en 1982 y 1984 en año "El Niño" como en 1983 (datos DNAEE).

Estudios sedimentológicos (Sifeddine *et al.*, 1994 a y b) y palinológicos (Absy *et al.*, 1991) realizados en dos testigos lacustres, permitieron evidenciar la existencia de varias circunstancias desecamiento-llenado de agua de los lagos y regresión-transgresión del bosque alrededor de la planicie durante los últimos 60 000 años. Desde el punto de vista palinológico, los períodos de llenado de agua que suceden a largos períodos de desecamiento se caracterizan por un bajo porcentaje de pólenes arbóreos, lo que indica la existencia de una vegetación abierta alrededor de la planicie; en cambio, los períodos de niveles lacustres altos y permanentes se caracterizan por fuertes porcentajes de pólenes arbóreos, lo que indica la existencia de una vegetación forestal alrededor de la planicie. Desde el punto de vista sedimentológico, los períodos de desecamiento se caracterizan por lagunas de sedimentación, los períodos de llenado de agua siguientes por una sedimentación fuertemente detrítica y los períodos de altos niveles lacustres permanentes por una sedimentación esencialmente orgánica. En este trabajo, únicamente los datos sedimentológicos y palinológicos correspondientes a los últimos 8 000 años fueron tomados en consideración.

El porcentaje de los pólenes arbóreos, que estaba máximo en los espectros polínicos al comienzo del Holoceno, disminuye fuertemente a partir de los 8 000 años BP hasta los alrededores de 6 500 años BP (Absy *et al.*, 1991). Paralelamente, abundantes microcarbonos de madera y numeras espículas de espongiarios aparecen en los sedimentos. La presencia de estos microcarbonos prueba la existencia de incendios repetidos cuyo carácter regional es confirmado por el descubrimiento de carbonos fechados de la misma época en los suelos de bosque en superficies muy grandes (Soubiès, 1980; Saldarriaga & West, 1986). Es evidente que estos incendios, cual sea el origen de su desencadenamiento (espontáneo o antrópico), no pudieron producirse sino en condiciones de stress hídrico del bosque, en relación con períodos secos. El hecho que las esponjas sean esencialmente del género *Corvomeyenia* en la fase juvenil indica que los planos de agua eran poco profundos y efímeros. El clima se caracterizaba entonces por una fuerte sequía o un aumento de la duración de la estación seca. Desde el punto de vista palinológico, el período comprendido entre 6 500 y 4 000 años BP se caracteriza por la existencia de un porcentaje anormalmente elevado (40%) de pólenes de *Piper* (arbusto pionero) (Absy *et al.*, 1991). El mantenimiento de una vegetación de tipo pionero durante más de 2 000 años sólo puede explicarse por la existencia de incidentes sucesivos que impiden la instalación definitiva del bosque. Paralelamente, la abundancia de microcarbonos y de espículas de esponjas muestra que estos incidentes eran incendios que se producían en épocas de bajos niveles lacustres y por lo tanto condiciones climáticas secas. La alternación carbonos/espículas y la permanencia de pólenes de *Piper* indican que estos períodos secos eran frecuentes y de corta duración. Por lo tanto se puede pensar que el período 6 500-4 000 años BP se caracterizó por condiciones globalmente húmedas frecuentemente interrumpidas por cortos períodos secos. Después de los 4 000 años BP, el fuerte porcentaje de pólenes arbóreos y la ausencia de los micro-carbonos en los sedimentos lacustres prueban la instalación definitiva del bosque alrededor de la planicie y de la interrupción de los incendios. No obstante, entre los 2 700 y 1 500 años BP, se observa la reaparición esporádica de los microcarbonos y de las espículas de esponjas. En un estudio preciso se evidenció la presencia de algunos lechos de microcarbonos y de espículas de 1 a 2 mm de espesor sumergidos dentro de una materia orgánica bien preservada. Todo indica que durante algunos períodos de varias decenas de años las circunstancias de las épocas secas anormalmente largas fueron muy parecidas.

3. CORTOS PERÍODOS DE BLOQUEO DE LAS ADVECCIONES POLARES EN EL BRASIL CENTRAL

La evolución de la cobertura vegetal de dos sitios, localizados al norte de la zona de bloqueo de las advecciones polares (Salitre) y la otra en la propia zona de bloqueo (Boa Vista) (Fig. 3), ofrece una buena base de comparación.

El sitio de Salitre ($19^{\circ}00' S$ y $46^{\circ}46' W$) está localizado a 1 050 m de altura en una región de transición entre el bosque mesófilo y el "cerrado" (sabana arbórea) (Ledru, 1993; Sondag *et al.*, 1993). La repartición de las precipitaciones, del orden de 1 600 a 2 000 mm año⁻¹, está controlada por los desplazamientos estacionales de la ZCIT. Sin embargo, las lluvias frontales de invierno, en relación con la penetración por el valle del Paraná de masas de aire polar, ocasiona una disminución de la amplitud de la estación seca (Fig. 3a). No obstante, el bloqueo de las advecciones polares durante fuertes eventos El Niño, eliminando las lluvias de invierno, ocasionan un aumento de la duración de la estación seca (Fig. 3b). Estudios palinológicos y sedimentológicos que se refieren a la parte superior de un testigo de 6 m de longitud, permitieron reconstruir la evolución de la vegetación y de las precipitaciones y sobre todo de la amplitud de la época seca en la región (Ledru, 1993; Ledru *et al.*, 1994; en prensa; Bertaux *et al.*, en prensa). El período comprendido entre 8 000 y 6 500 años BP está marcado por un fuerte porcentaje de pólenes arbóreos y, sobre todo, por la ausencia de *Araucaria*. El reemplazo del bosque de *Araucaria* que existía antes de 8 000 años BP, en provecho de un bosque mesófilo semidecídúo indica el establecimiento de condiciones climáticas menos húmedas y menos frías que las que existían al comienzo del Holoceno. El período comprendido entre 6 500 y 4 000 años BP se caracteriza por una disminución progresiva de la frecuencia de los taxones arbóreos. El porcentaje de las Cyperaceae disminuye; los taxones de los medios húmedos y las Ericaceae desaparecen. Este conjunto polínico indica condiciones climáticas caracterizadas por una estación seca superior a menos

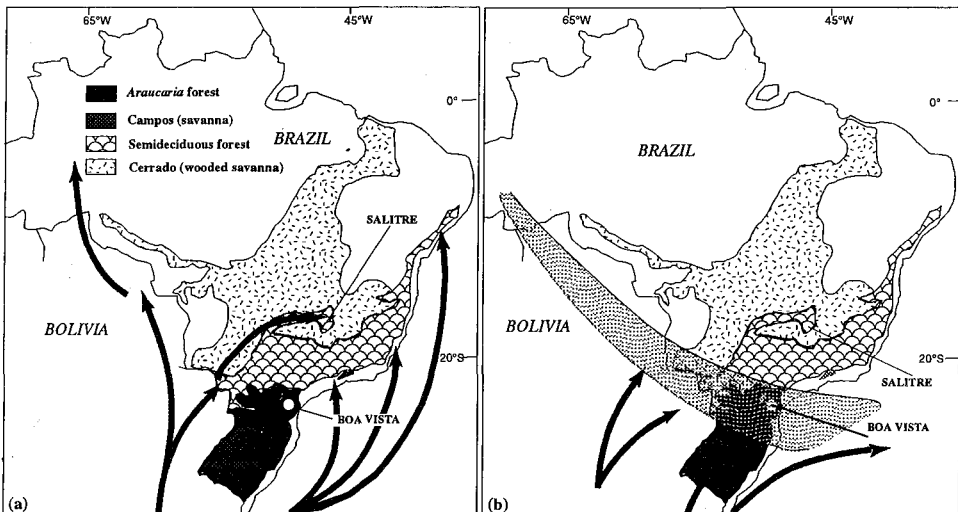


Fig. 3 - Localización de diferentes tipos de vegetación en Brasil central y trayectoria de las advecciones polares (a) en situación "normal" y (b) en situación "El Niño".

de 4 meses y temperaturas invernales superiores a 15 °C. Por otro lado, la existencia de estas condiciones climáticas secas es confirmada por la presencia de numerosos carbones de madera en los suelos de vertientes de la depresión (Vernet *et al.*, 1994). Después de 4 000 años BP, el porcentaje de los pólenes arbóreos aumenta y la asociación polínica corresponde a la del bosque mesófilo semidecídúo, caracterizado por una época seca de 2 a 3 meses y temperaturas invernales comprendidas entre 10° y 15 °C (Ledru, 1993). Si bien el registro no es completo después de 3 000 años BP, dos ligeras disminuciones del porcentaje de los pólenes arbóreos parecen indicar la existencia de al menos dos períodos más secos.

El sitio de Boa Vista (27° 42' S y 49°30' W, Fig. 3), corresponde a una turbera situada a 1 160 m de altura en un enclave de "Campos" en medio del bosque de *Araucaria* (Behling, 1993). Las precipitaciones anuales son del orden de 1 500-1 800 mm y las temperaturas medias invernales son inferiores a 10 °C. Estas condiciones climáticas, inusuales para una región tropical, son las consecuencias del rol esencial jugado por los ascensos de aire polar en el clima regional. Durante eventos importantes El Niño, esta región se sitúa en la zona de bloqueo de los frentes fríos (Fig. 3b) y en consecuencia las precipitaciones son en este lugar anormalmente abundantes. Un estudio palinológico efectuado en un testigo obtenido de una turbera (Behling, 1993) muestra que a partir de 7 000 años BP, el espectro polínico, hasta ahora dominado por las Poaceae, se vuelve característico del bosque en *Weinmannia*. El máximo de los taxones del bosque en *Weinmannia* se registra hasta cerca de los 5 000 años BP. Hacia los 3 500 años BP éstos comienzan a disminuir fuertemente y son reemplazados por los taxones del bosque de *Araucaria*.

4. CORTOS PERÍODOS SECOS EN EL NORTE DEL ALTIPLANO BOLIVIANO

El Altiplano es un vasto conjunto endorreico situado entre 3 650 y 3 900 m de altura en el corazón de los Andes (14°-22° S y 66°71° W) entre las Cordilleras Oriental y Occidental. Desde un punto de vista climático, el Altiplano se caracteriza por la existencia de un fuerte gradiente norte-sur, tanto en lo que concierne a las temperaturas como a las precipitaciones (Roche *et al.*, 1992). Este gradiente norte-sur está vinculado al desplazamiento de la ZCIT que, en su movimiento hacia el sur en veranos, alcanza los Andes de diciembre a marzo. En base a un registro diario de más de 80 años, parece que el nivel del lago Titicaca desciende en promedio 0,75 m por año durante la época seca y vuelve a subir a una altura equivalente durante la estación de las lluvias. Sin embargo, algunas variaciones interanuales mucho más importantes (3 a 4 m) fueron registradas (Künzel & Kessler, 1986; Roche *et al.*, 1992). Sobre la duración de este registro fue posible mostrar que las variaciones anormales eran piloteadas por el fenómeno ENSO (Francou & Pizarro, 1985).

En el lago Titicaca, el estudio de la ostracodofauna, gracias a una función de transferencia, permitió llegar a una reconstrucción batimétrica precisa (Fig. 4) para los últimos 7 000 años (Mourguiart *et al.*, 1992; Mourguiart & Carbonel, 1994). Alrededor de 8 000-7 000 años BP, el nivel del lago, que había descendido mucho después de 10 000 años BP, cesó de descender sin, no obstante, volver a subir. Esto muestra que el balance hídrico mejoró claramente. Por otro lado, la evidenciación, entre 7 000 y 4 000 años BP, de numerosas oscilaciones del nivel del lago (claramente superiores a las oscilaciones estacionales) indica que el descenso era frecuentemente interrumpido por períodos secos de corta duración. Hacia 3 900 años BP, se registró un ascenso rápido del nivel del lago. Es probable que este

ascenso sea la consecuencia de la desaparición de cortos períodos secos. Después de haber alcanzado un nivel ligeramente inferior al nivel actual, el lago Titicaca sufrió algunos breves e importantes períodos de descenso traduciendo la existencia de cortos episodios secos, uno de los cuales, claramente marcado, fue datado alrededor de 2 300 años BP.

5. COMPARACIONES DE TRES REGIONES Y NATURALEZA DE LAS PERTURBACIONES

Es posible evidenciar tres períodos principales, durante los cuales, estas tres regiones respondieron simultáneamente a una misma perturbación del sistema climático.

Período 7 000-4 000 años BP

- **Amazonía oriental:** existencia de períodos secos de corta duración repitiéndose frecuentemente.
- **Brasil Central:**
 - **Región de Salitre:** aumento de la duración de la época seca y por lo tanto ausencia de lluvias frontales de invierno;
 - **Región de Boa Vista:** disminución de la duración de la época seca y por lo tanto refuerzo de las lluvias frontales de invierno, sin que no obstante las temperaturas medias invernales sean inferiores a 10 °C;

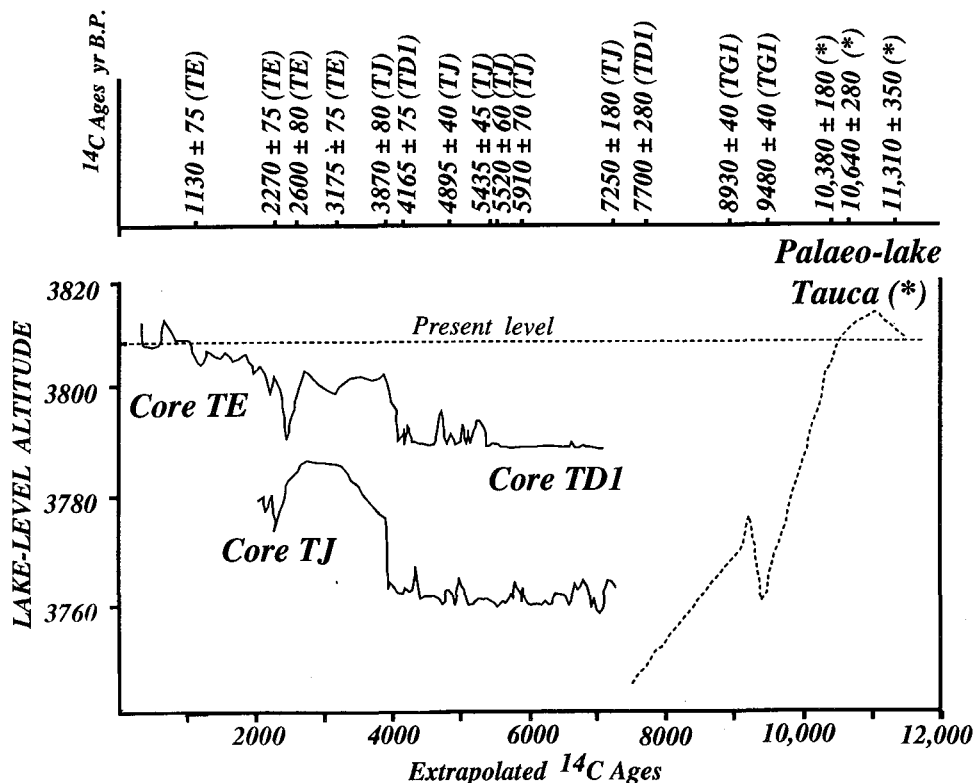


Fig. 4 - Fluctuaciones del lago Titicaca durante los últimos 12 000 años (según Martín et al., 1993).

-Región norte del Altiplano: neto mejoramiento del balance hídrico pero existencia de períodos deficitarios que se repiten frecuentemente.

Período alrededor de 4 000 años BP:

- Amazonía oriental: desaparición de cortos períodos secos.

- Brasil central:

-Región de Salitre: disminución de la duración de la época seca y por lo tanto existencia de lluvias formales de invierno;

-Región de Boa Vista: comienzo del establecimiento progresivo de las condiciones actuales;

- Región norte del Altiplano: desaparición de cortos períodos secos.

Período posterior a 3 500 años BP:

- Amazonia oriental: coyuntura de algunos cortos períodos secos.

- Brasil central:

- Región de Salitre: evidencia de dos períodos cortos secos;

- Región de Boa Vista: mantenimiento de las condiciones actuales;

- Región norte del Altiplano: evidencia de algunos breves períodos secos.

Parece que durante los últimos 7 000 años las tres regiones consideradas sufrieron perturbaciones del régimen de las lluvias de algunas decenas de años, muy comparables a las que actualmente son provocadas por los fuertes eventos El Niño. Es importante observar que, dados los fuertes eventos El Niño que tienen duraciones de algunos meses y las perturbaciones registradas que tuvieron duraciones de varias decenas de años, no es posible relacionar estas últimas al paleo-El Niño *sensu stricto*. Es mucho más lógico referirse a condiciones de tipo El Niño. Éstas corresponden probablemente a períodos de varias decenas de años durante las cuales las circunstancias de los eventos El Niño eran más parecidas que durante los períodos "normales" o más simplemente a períodos durante los cuales la Oscilación Austral era negativa.

6. CONCLUSIONES

Actualmente, las anomalías de la temperatura de las aguas de superficie del Pacífico ecuatorial en relación con el fenómeno El Niño ejercen un poderoso control sobre el régimen de las precipitaciones de América del Sur tropical. Reconstrucciones muy diferentes (paleoincendios del bosque tropical húmedo, tipos de vegetación y niveles lacustres) efectuados en tres regiones diferentes mostraron que, durante los últimos 7 000 años, algunas perturbaciones del régimen de las lluvias, totalmente comparables a las registradas durante fuertes eventos El Niño, se produjeron repetidas veces. Estos datos concuerdan con la evidencia, en la parte central del litoral brasileño, de períodos de inversión del sentido del transporte litoral de varias decenas de años de duración (Martin & Suguio, 1992; Martin *et al.*, 1993) a continuación de un bloqueo de las advecciones polares como se produce durante importantes eventos El Niño. Estos períodos de inversión fueron frecuentes entre 5 000 y 4 000 años BP (antes de 5 000 años BP, no había registros), ausentes entre 4 000-3 600 y 2 800-2 500 años BP y poco frecuentes después de 2 800-2 500 años BP (Martin *et al.*, 1993).

Agradecimientos

Estas investigaciones fueron realizadas en Brasil dentro del marco del convenio ORSTOM/CNPq (Consejo Nacional de la Investigación) y en Bolivia dentro del convenio ORSTOM/UMSA (Universidad Mayor de San Andrés). Dichas investigaciones fueron llevadas a cabo gracias al apoyo de nuestras diferentes contrapartes.

Referencias citadas

- ABSY, M.L., CLEEF, A.L.M., FOURNIER, M., MARTIN, L., SERVANT, M., SIFEDDINE, A., SILVA, M. F.F., SOUBIES, F., SUGUIO, K., TURCQ, B. & HAMMEN Van Der, T., 1991 - Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le Sud-est de l'Amazonie au cours des 60 000 dernières années. Premières comparaisons avec d'autres régions tropicales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **312**, 2: 673-678.
- BEHLING, H., 1993 - Untersuchungen zur spätpeistozänen und holozänen Vegetations und Klimmageschichte der tropischen Küstenwälder und der Araukarienwälder. in: *Santa Catarina Sûdbrasilien Dissertationes Botanicae*, 149p; Band 206, Berlin, Stuttgart: J. Cramer.
- BERTAUX, J., LEDRU, M.-P., SONDAG, F. & SOUBIES, F., (in press) - Application of quantitative mineralogy to palaeoenvironmental reconstructions: the case studied of the "Lagoa Campestre" lake, Salitre, Minas Gerais, Brazil. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*.
- ENFIELD, B.E., 1989 - El Niño, past and present. *Review of Geophysics*, **27**: 159-187.
- FRANCOU, B. & PIZARRO, L., 1985 - EL Niño y la sequía en los Altos Andes Centrales (Perú y Bolivia). *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, **14**: 48-54.
- KOUSKY, V.E., KAGANO, M.T. & CAVALCANTI, I.F.A., 1984 - A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus*, **36A**: 490-504.
- KUNZEL, F. & KESSLER, A., 1986 - Investigation of level changes of Lake Titicaca by maximum entropy spectral analysis. *Archiv für Meteorologische Geographische Bioklimatologie*, **36**: 219-227.
- LEDRU, M.-P., 1993 - Late Quaternary environmental and climatic changes in Central Brazil. *Quaternary Research*, **39**: 90-98.
- LEDRU, M.-P., BEHLING, H., MARTIN, L. & SERVANT, M., 1994 - Localisation de la forêt d'Araucaria du Brésil au cours de l'Holocène. Implications paléoclimatiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, **317**, Sciences de la vie: 517-521.
- LEDRU, M.-P., SOARES-BRAGA, P.I., SOUBIES, F., FOURNIER, M., MARTIN, L., SUGUIO, K. & TURCQ, B., (in press) - The last 50 000 yr BP in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*.
- MARTIN, L. & SUGUIO, K., 1992 - Variation of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in beach-ridge plains associated with river mouths: example from the central Brazilian coast. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **99**: 119-140.
- MARTIN, L., ABSY, M.L., FLEXOR, J.-M., FOURNIER, M., MOURGUIART, P., SIFEDDINE, A. & TURCQ, B., 1993 - Southern Oscillation Signal in South American Palaeoclimatic data of the last 7000 years. *Quaternary Research*, **39**: 338-346.
- MOURGUIART, P. & CARBONEL, P., 1994 - A quantitative method of paleolake-level reconstructions using ostracod assemblages: an example from the Altiplano. *Hydrobiologia*, **288**: 183-193.
- MOURGUIART, P., WIRRMANN, D., FOURNIER, M. & SERVANT, M., 1992 - Reconstruction quantitative des niveaux du petit lac Titicaca au cours de l'Holocène. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, **315**, 2: 875-880.
- PHILANDER, S.G.H., 1983 - El Niño Southern Oscillation Phenomena. *Nature*, **302**: 295-301.
- ROCHE, M.A., BOURGES, J., CORTES, J. & MATTOS, R., 1992 - Climatology and hydrology of the late Titicaca basin. in: *Lake Titicaca. A synthesis of Limnological Knowledge* (C. Dejoux & Á. Itlis, eds.): 63-88; Monographiae Biologicae, 68, Kluwer Academic Publishers.
- SALDARRIAGA, J.G. & WEST, D.C., 1986 - Holocene fires in the northern amazon basin *Quaternary Research*, **26**: 358-366.
- SCHWERDTFEGGER, W., 1976 - The atmospheric circulation over Central and South America. in: *Climates of Central and South America* (W. Schwerdtfeger, ed.): 1-12, World survey of climatology 12, Elsevier Scientific Publishing Company.

- SIFEDDINE, A., FRÖHLICH, F., FOURNIER, M., MARTIN, L., SERVANT, M., SUGUIO, K. & TURCO, B., 1994a - La sédimentation lacustre indicateur de changement des paléoenvironnements au cours des 30 000 dernières années (Carajas, Amazonie, Brésil). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, **318**, 2: 1645-1652.
- SIFEDDINE, A., BERTRAND, P., FOURNIER, M., MARTIN, L., SERVANT, M., SUGUIO, K. & TURCO, B., 1994b - La Sédimentation organique lacustre en milieu tropical humide (Carajas, Amazonie orientale, Brésil): relation avec les changements climatiques des 60 000 dernières années. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **165**, 6: 613-621.
- SONDAG, F., SOUBIES, F., LEDRU, M.-P. & DELAUNE, M., 1993 - Geochemical markers of paleo-environments: relations between climatic changes, vegetation and geochemistry of lake sediments, southern Brazil. *Applied Geochemistry*, Suppl. Issue, 2: 165-170.
- SOUBIES, F., 1980 - Existence d'une phase sèche en Amazonie brésilienne datée par la présence de charbons dans les sols (6000-3000 ans BP). *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, **11**, 1: 133-148.
- VERNET, J.-L., WENGLER, L., SOLARI, M.-E., CECCANTINI, G., FOURNIER, M., LEDRU, M.-P. & SOUBIES, F., 1994 - Feux, climats et végétations au Brésil central durant l'Holocène: les données d'un profil de sol à charbons de bois (Salitre, Minas Gerais). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, **319**, 2: 1391-1397.
- WYRTKI, K., 1982 - The Southern Oscillation ocean-atmospher interaction and El Niño. *Marine Technological Society Journal*, **16**: 3-10.

MODERN AND LAST GLACIAL MAXIMUM SNOWLINE IN PERU AND BOLIVIA: IMPLICATIONS FOR REGIONAL CLIMATIC CHANGE

Andrew G. Klein, Bryan L. Isacks*, Arthur L. Bloom**

Abstract

Modern and last glacial maximum (LGM) snowlines in the central Andes (5°-23° S) have been mapped using remote sensing techniques and geographical information system technology. The general configuration of the snowline during the LGM was similar to present with the snowline rising from east to west in response to decreasing precipitation. LGM snowline depression in the region deviates considerably from the 1000 m depression often assumed for low latitudes. A snowline depression model (Kuhn, 1989) was used to investigate the temperature and precipitation changes necessary to cause the observed LGM snowline depression. Increased precipitation during the LGM is required to explain a portion of the observed 800-1200 m depression in the western Cordillera. Snowline depression of ≥ 1200 m along the eastern Andean slopes is the best proxy for the temperature depression experienced in the region during the LGM and can be explained by a cooling of approximately 5 to 7.5 °C.

Key words: *Snowlines, Modern, Last Glacial Maximum, Peru, Bolivia.*

LÍMITES DE NIEVE ACTUAL Y DURANTE EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL EN PERÚ Y EN BOLIVIA: IMPLICACIONES EN TÉRMINOS CLIMÁTICOS REGIONALES

Resumen

El límite de nieve perenne actual y la correspondiente a la de la última máxima glaciación (UMG) de los Andes Centrales (5°-23° S) han sido mapeadas utilizando técnicas de sensores remotos y sistema de información geográfica. La configuración general del límite de nieve perenne durante la UMG era similar a la actual, elevándose de este a oeste en respuesta a la disminución de las precipitaciones. La depresión del límite de nieve perenne durante la UMG difiere considerablemente de los 1000 m generalmente asumidos para bajas latitudes. Se utilizó el modelo de depresión del límite de nieve perenne (Kuhn, 1989) para investigar los cambios de temperatura y precipitación necesarios para causar la depresión del límite de nieve perenne durante la UMG. Se requiere un aumento en la precipitación durante la UMG para explicar la depresión de 800-1200 m de la Cordillera Occidental. La depresión ≥ 1200 m del límite de nieve perenne a lo largo de las pendientes orientales andinas es la mejor aproximación para explicar la disminución de la temperatura ocurrida en esta región durante la UMG y puede ser explicada mediante un enfriamiento aproximado entre 5 y 7,5 °C.

Palabras claves: *Límites de nieve, Actual, Último Máximo Glacial, Perú, Bolivia.*

* Department of Geological Sciences, Snee Hall, Cornell University, Ithaca, New York, 14853, USA.

**LIMITES DES NEIGES ACTUELLE ET DURANT LE DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE
AU PÉROU ET EN BOLIVIE : IMPLICATIONS EN TERMES DE CHANGEMENTS
CLIMATIQUES RÉGIONAUX**

Résumé

Dans les Andes centrales (5°-23°S), le front actuel des neiges éternelles et celui datant du dernier maximum glaciaire (DMG ou LMG) ont été cartographiés par télédétection et par un système utilisant une technologie basée sur des informations géographiques. La configuration générale du front des neiges éternelles du DMG est semblable à la configuration actuelle. Ce front s'élève d'est en ouest suivant des précipitations décroissantes. La limite des neiges éternelles du DMG dans la région s'écarte considérablement des 1 000 m souvent rencontrés dans les zones de basse latitude. Un modèle décrivant l'abaissement du front des neiges éternelles (Kuhn, 1989) a été utilisé afin de déterminer les changements de températures et de précipitations responsables de l'abaissement du front des neiges DMG. L'abaissement du front des neiges éternelles à 800-1 200 m dans la cordillère occidentale durant le DMG s'explique en partie par une augmentation des précipitations. Sur les flancs de la cordillère orientale, l'abaissement du front neigeux supérieur à 1 200 m est ce qui révèle le mieux le refroidissement subi par la région pendant le DMG. Il correspond à une baisse d'environ 5 à 7,5 °C.

Mots-clés : *Limites des neiges, Actuel, Dernier Maximum Glaciaire, Pérou, Bolivie.*

INTRODUCTION

The geomorphology and stratigraphy of the central Andes record at least two major late Pleistocene glacial advances, one of which occurred before 20 ka BP and the other just prior to deglaciation at 14 ka BP (Seltzer, 1990; 1994a). These advances left a clear mark on the landscape in the form of cirques, moraines, and U-shaped cross-valley profiles that are well suited for mapping at regional scales using remote sensing techniques. This mapping allowed determination of the elevation difference between modern glaciers and those of the late Pleistocene glacial maxima on a regional scale to which we refer collectively as the LGM snowline depression.

Snowline depression can be theoretically linked to climatic perturbations (Kuhn, 1989; Ohmura *et al.*, 1992) and has been used by numerous authors to infer climatic change in the central Andes. However, most of these studies suffer from two major shortcomings: (1) the limited number of snowline observations that form the basis of the paleoclimatic interpretations and (2) extrapolation of results from a single site to a larger region. We addressed these shortcomings by compiling a detailed picture of the snowline elevation at present and during the LGM between 5° and 23° S. The compilation is based upon thousands of snowline measurements and was accomplished by combining previously published information (Nogami, 1976; Jordan, 1991; Fox, 1993; Fox & Bloom, 1994) with additional mapping of modern and LGM snowlines based on Landsat Thematic Mapper (TM) imagery in a geographical information system (GIS). Coupling of this mapping with knowledge of present climatic variables and a snowline depression model enabled us to relate the observed snowline depression to changes in temperature and precipitation.

1. METHODOLOGY

A comprehensive mapping of the present state of central Andean perennial snow and glacier cover (Fig. 1) and the maximum limit of glacier extent during the late Pleistocene (Fig. 2) served as the foundation of this study. In order to undertake such comprehensive

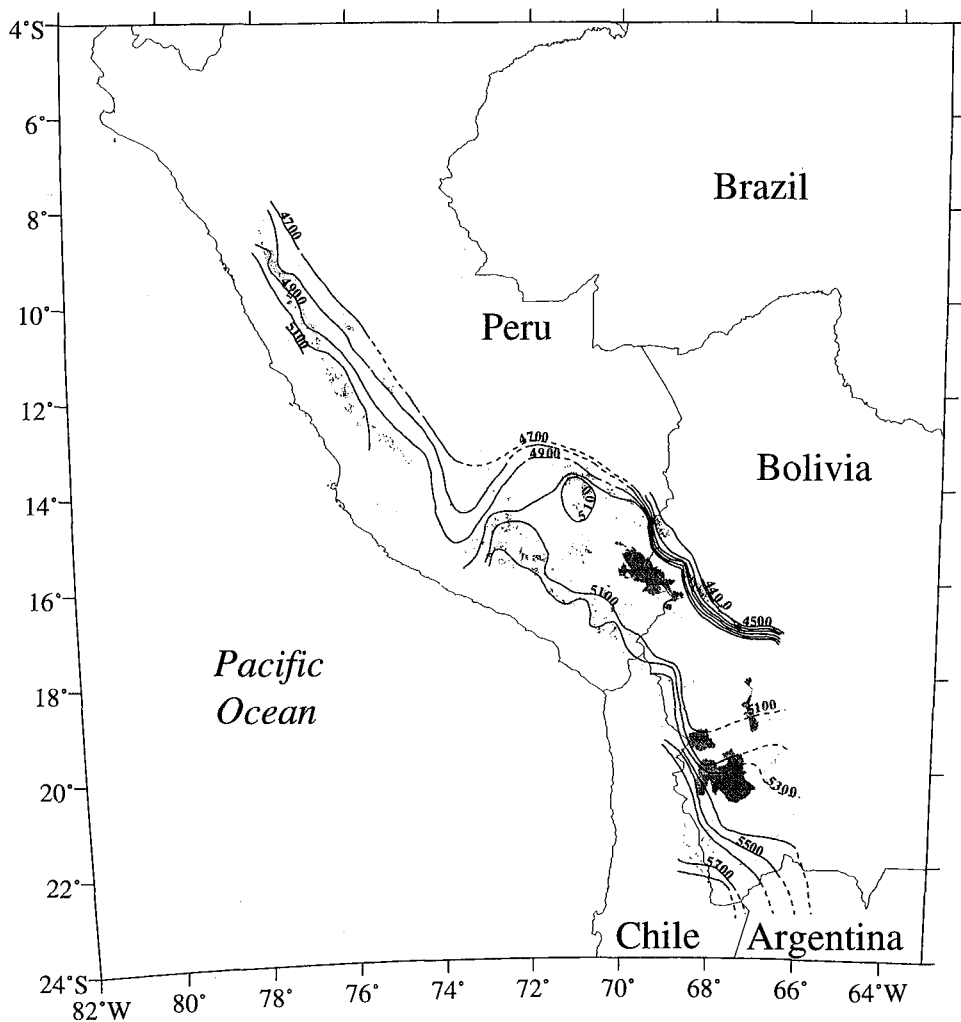


Fig. 1 - Present snowline elevation in the central Andes. Each point represents a snowline observation.

mapping two simplifying assumptions were necessary. First, all the geomorphic features used to define the past state of glaciation are assumed to form contemporaneously during what we refer to as the Last Glacial Maximum or LGM. The timing of the LGM is assumed to be coincident with time period represented by the CLIMAP (1981) reconstructed sea-surface temperatures. The validity of this assumption is discussed in Seltzer (1994b). Secondly, several different methodologies are employed to determine snowline elevation which necessitated the assumption that all of the methods yield equivalent snowline elevations. While not strictly true, the average elevational difference among the various methods employed here is only approximately 200 m. Some 14,000 points were used to define

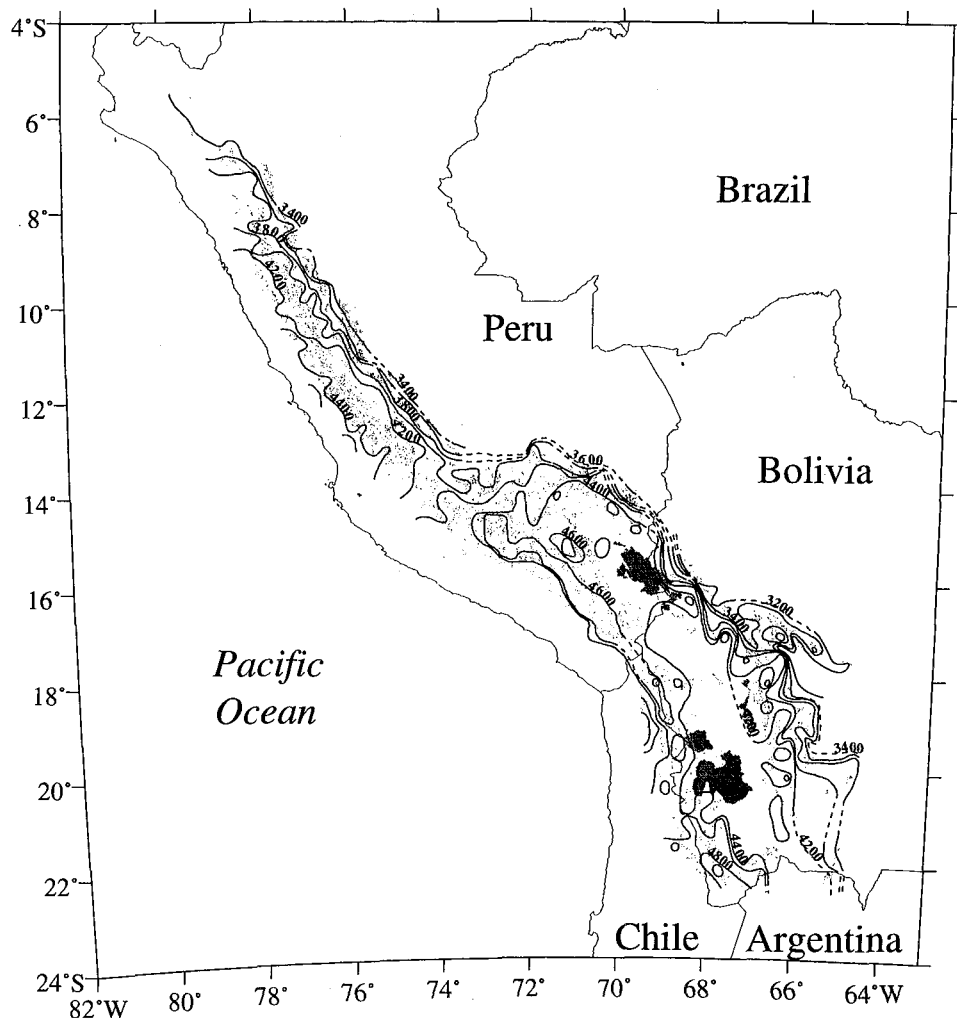


Fig. 2 - Snowline elevation in the central Andes during the Last Glacial Maximum (LGM). Each point represents a snowline observation.

the modern snowline and 21,800 points were used to infer the LGM snowline. Regional snowline maps were constructed by averaging elevations within 15' latitude x 15' longitude cells to eliminate local variability. The averaged elevations were then contoured to produce the snowline maps. The procedures used in the snowline compilations are described below.

The modern snowline is defined to be the orographic snowline, which is the lower limit of perennial snowcover (Flint, 1971: 64). In Peru, the modern snowline was taken as the lower limit of modern snowcover recorded on the Peruvian 1:100,000 map series published by the Instituto Geográfico Militar, Lima, Peru (Fox, 1993; Fox & Bloom, 1994). Snowline elevations were recorded at distances of 1 to 2 km along the lower edge of snowcover.

Construction of the regional snowline utilized the mean rather than the minimum in each 15' x 15' cell to minimize the variability caused by the effect of non-permanent snow. In southern Peru, Bolivia, and northern Chile, a similar approach was taken utilizing TM imagery rather than topographic maps. Computer classification was used for snowcover determination, allowing an objective assessment of snowcovered areas. We rejected elevations of probable non-permanent snowcover shown on the satellite imagery. In the eastern Cordilleras of Bolivia, the glacial inventory of Jordan (1991) was also used. Although the Equilibrium Line Altitudes (ELAs) used in Jordan's survey are a better estimation of the modern snowline altitude than the orographic snowline used here and by others, our orographic snowline is lower on average than the ELAs by only a small mean distance of 159 m in the Cordillera Real and Tres Cruces (Quimsa Cruz) regions for the 15' x 15' cells in which both measurements were made.

As with the modern snowline, two methods were employed to determine the LGM snowline in the central Andes. Over most of Peru, comprehensive TM coverage was not available and cirque floor altitudes were used as an approximation of the regional snowline (Fox & Bloom, 1994). In Bolivia, Chile, and portions of Peru where TM coverage was available, the former extent of each glacier was mapped using the position of a terminal moraine, or in a few valleys, an abrupt change in valley form. To calculate a snowline altitude that is comparable to the cirque floors used in Peru the toe-to-headwall THAR method (Meierding, 1982) was used. The toe (minimum) and headwall (maximum) elevation for each glacier were determined and the ELA was calculated as 0.45 of the vertical distance from the toe to the headwall (*i.e.* it has a toe-to-headwall altitude ratio or THAR value of 0.45). The selection of a THAR of 0.45 was based upon analysis of the THARs calculated for the modern glaciers mapped by Jordan (1991). Adjustment of the THAR ratio by ± 0.10 caused an average elevational change of only ± 50 m in our dataset.

From the regional snowline elevation of both the modern and LGM snowlines, LGM snowline depression was calculated by simply subtracting the two contoured surfaces. The resulting surface was then smoothed with a low-pass filter to produce the snowline depression map (Fig. 3).

2. SNOWLINE OBSERVATIONS

Both the modern and LGM snowlines increase in elevation from east to west across the Andes. The modern snowline rises from as low as 4 300 to 4 400 m on the eastern Andes in Bolivia to $\geq 5 800$ m in southwest Bolivia. The LGM snowline rises from between 3 200 and 3 600 m along the eastern slopes in Peru and Bolivia to 4 900 m in southwest Bolivia. A similar gradient has been described previously (Satoh, 1979; Fox & Bloom, 1994; Seltzer, 1994b). Because the modern snowline rise closely parallels the east to west precipitation decrease, snowline elevation exhibits a strong response to decreasing precipitation. The east to west rise of both the modern and LGM snowlines demonstrates that the source of precipitation to the glaciers in the central Andes during the LGM was generally similar to that at present, the Amazon Basin.

The most important result of this study is that the assumption of a uniform 1 000 m snowline depression the tropics during the LGM (Broecker & Denton, 1989) is an oversimplification of the actual depression observed in the central Andes. For instance, areas

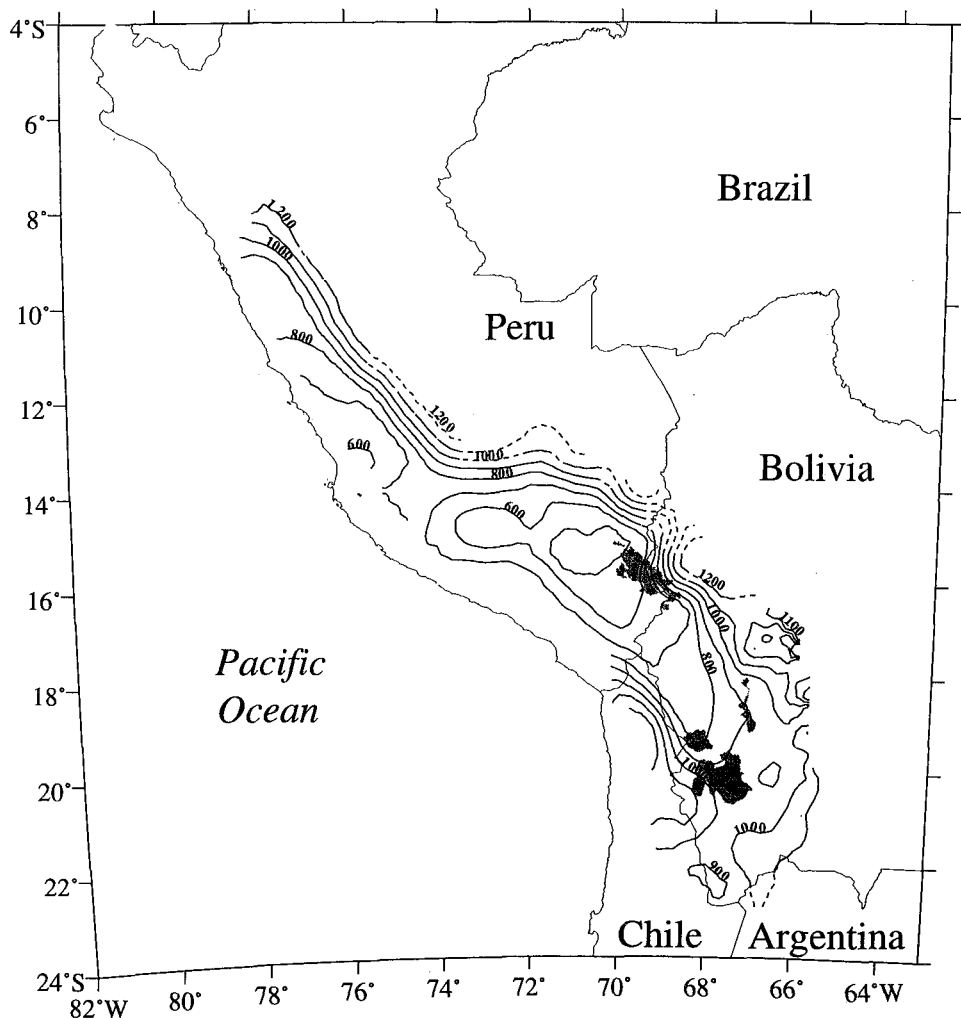


Fig. 3 - Snowline depression in the central Andes between the present and the Last Glacial Maximum (LGM).

in southeastern Peru experienced only 500 m of LGM snowline depression. Snowline depression was greatest along the humid eastern cordilleras where it consistently equaled or exceeded 1 200 m. A small region of snowline depression in excess of 1 200 m occurred on the western cordillera in northern Chile. While some areas of the central Andes, in particular the eastern slopes of the Andes, experienced a snowline lowering of 1 000 m or more, this cannot be considered typical for most of the Altiplano.

3. PALEOCLIMATIC INTERPRETATIONS

Lowering of snowline elevations during the LGM were the result of a changing glacial mass balance in response to perturbations in temperature, precipitation, and radiation

(Kuhn, 1989; Ohmura, 1992). The snowline depression in the central Andes during the LGM could be due solely to a perturbation in one of these factors, but more likely was caused by simultaneous perturbations in all three. We investigated lowering of snowline elevation in the context of the snowline depression model of Kuhn (1989), focusing on the effects of temperature and precipitation. At the altitude of the glacial equilibrium line, which is inferred to be the altitude of the snowline, the mass balance is zero and annual net accumulation equals annual net ablation. Changes in the equilibrium line altitude, or in this case snowline depression, can be calculated as changes in these quantities. In this model (equation 1), snowline depression (Δh) was calculated as a function of the length of the ablation season (τ), the latent heat of fusion (L), and perturbations and vertical gradients, respectively, of temperature ($\delta T_a, \partial T_a / \partial z$), accumulation ($\delta c, \partial c / \partial z$) and net radiation ($\delta Q_r, \partial Q_r / \partial z$). We also note that this equation assumes that melting is the only form of ablation.

$$\Delta h = \frac{\tau}{L} (\delta Q_r + \alpha(\delta T_a)) - \delta c - \frac{\partial c}{\partial z} - \frac{\tau}{L} \left[\frac{\partial Q_r}{\partial z} + \alpha \frac{\partial T_a}{\partial z} \right] \tag{1}$$

Monthly mean climate data from the Goddard Earth Observing System Office General Circulation Model (GEOS-1) for 1986 are used in this study. GEOS-1 is a multi-year global atmospheric data set on a 2.5° x 2.0° grid and with 18 vertical pressure levels in the atmosphere (Schubert *et al.*, 1993). Values for $\tau, \partial T_a / \partial z$, and $\partial Q_r / \partial z$ were derived from these data and $\partial c / \partial z$ and α (a bulk turbulent transfer coefficient for sensible heat) were taken from Kuhn (1979; 1989). The GEOS-1 assimilation model data show that considerable variations in $\tau, \partial T_a / \partial z$, and $\partial Q_r / \partial z$ occur throughout the central Andes. The values used in the following discussion (listed in Table 1) represent the calculated average values of these variables for the entire region.

Table 1 - Values used for parameterizing Kuhn's (1989) snowline model for the central Andes.

variable	value	units
τ	180	day
$\partial T / \partial z$	-0.006	°C m ⁻¹
$\partial Q_r / \partial z$	0.001	MJ day ⁻¹ m ⁻¹ m ⁻²
α	1.7	MJ day ⁻¹
$\partial c / \partial z$	1	mm m ⁻¹
δT	variable	°C
∂Q_r	0	MJ day ⁻¹ m ⁻²
δc	0	mm
L	330,000	J kg ⁻¹

This simple snowline depression model, coupled with the observed LGM snowline depression (Fig. 3), is used to address two paleoclimatic questions. The first concerns the effect of precipitation on snowline depression in the central Andes during the LGM, which

has been the source of disagreement. Hastenrath (1967; 1971) and later Wright (1983) argued that increased precipitation is the primary cause of LGM snowline depression in the arid western Cordillera. However, Fox and Bloom (1994) argued the opposite view; snowline lowering was caused solely by a temperature decrease. In fact, they argued that precipitation decreased over much of the Altiplano during the LGM thereby causing less snowline depression than would otherwise have occurred. The second question we address is reconciling the consistent $\geq 1\,200$ m snowline depression observed in the eastern Cordillera with a relatively minor (2–3 °C) decrease inferred for low-latitude sea-surface temperature during the LGM (CLIMAP, 1981).

In the tropics and subtropics, season variations in temperature are small and the elevation of the glacier equilibrium line is primarily controlled by the elevation of the 0° isotherm where precipitation is not a limiting factor. As snowline rises above the elevation of the zero degree isotherm in response to decreasing precipitation, the duration of the ablation season (τ) decreases. From equation (1) it can be seen that a decreasing τ will diminish the effects that temperature and net radiation changes will have on snowline lowering. In the limiting case where the duration of the ablation season is zero, temperature and net radiation changes have no effect on snowline lowering and snowline will only respond to changes in accumulation. In the western cordilleras where snowlines are well above the annual 0° isotherm, precipitation increases will have a large effect of snowline lowering. This observation is not new and has been pointed out previously (*e.g.* Hastenrath 1967; 1971). Equally important, and often overlooked, is the observation that a temperature decrease will have the greatest effect on snowline lowering in the eastern Cordilleras of Peru and Bolivia where snowlines are the lowest and melt duration is the longest.

This simple analysis has two important implications. First, to invert a snowline depression to a temperature depression, it is best to use the snowline depression observed along the eastern Cordilleras where the ablation season (τ) is the longest. The longer the ablation period, the smaller is the effect that uncertainties in knowledge of τ will have on the estimated temperature change. Second, if the ablation season is indeed very short at high elevations, as the GEOS-1 data indicates, then temperature alone cannot be responsible for the 800–1 000 m LGM snowline depression found along the western Cordillera in southern Peru and northern Chile.

To investigate how a given cooling will impact snowline lowering as a function of the length of the ablation season, the effect of a 7.78° C cooling on snowline depression was calculated for varying ablation duration (Tab. 2). It is clearly the case that as the duration of ablation season decreases, the magnitude of the snowline depression also decreases dramatically. We add that this simple approach neglects sublimation, an important ablation process in the arid western Cordillera. If sublimation becomes an important ablation processes then the energy available for melting is dramatically reduced and the sensitivity of a snowline depression to a temperature cooling is further decreased. This simple analysis suggests that LGM snowline depressions in areas of the central Andes where snowlines are well above the 0° isotherm must have been caused by increased precipitation during the LGM. It is unlikely that snowline would have experienced a ~1 000 m depression under the dramatically drier (80% \pm 25%) conditions for the LGM hypothesized by Fox & Bloom (1994). Because of present uncertainties in the actual duration of the ablation season (τ), the vertical

gradient of accumulation ($\partial c/\partial z$), and the importance of sublimation, quantitative estimates of the precipitation changes necessary to produce the observed snowline depression are not attempted.

Table 2 - Effect of varying duration of ablation season (τ) on snowline depression (Δh) for a cooling (δT_a) of -7.78 °C. All other variables are as listed in Table 1.

τ (days)	0	15	30	45	60	90
Δh (m)	0	-424	-655	-800	-900	-1 028

As discussed above, to assess potential temperature depressions during the LGM accurately, the $\geq 1\ 200$ m snowline depression observed along the eastern Cordilleras should be used. Solving equation (1) for δT_a using the parameterizations from Table 1 reveals that a 7.78 °C cooling is sufficient to cause the observed snowline depression. This is in agreement with the 6.6 - 8.4 °C cooling inferred by numerous authors (including ourselves) by simply multiplying the $1\ 200$ - $1\ 400$ m snowline depression with the observed atmospheric lapse rates of 5.5 to 6.0 °C km^{-1} .

However, the modeled temperature change is strongly dependent on the assumed vertical gradient of accumulation ($\partial c/\partial z$). In the analysis so far we have assumed $\partial c/\partial z$ to be $1\ \text{mm}\ \text{m}^{-1}$, an average value for conditions encountered in the Alps (Kuhn, 1989). Several lines of evidence suggest, however, that this may not be representative of conditions on the eastern slopes of the Andes. In the central Andes regions of maximum precipitation occur on the eastern slopes at elevations much lower than present snowline. Ribstein *et al.* (1995) also found a slightly negative precipitation gradient at elevations $3\ 500$ - $4\ 700$ m near the Zongo Glacier in the Cordillera Real, Bolivia. If during LGM times, the precipitation that presently falls as rain had been converted to snow, our assumed accumulation gradient in these areas would be too high, and in fact could be of the wrong sign. Satoh (1979) also suggested that during the LGM maximum precipitation would have been on the eastern midslopes rather than at the highest elevations. The effect of lowering the accumulation gradient was tested by decreasing $\partial c/\partial z$ from 1.0 to $-1.0\ \text{mm}\ \text{m}^{-1}$ in at various increments and recalculating the temperature change required to produce the observed depression (Tab. 3). If the vertical gradient of accumulation ($\partial c/\partial z$) was near or slightly negative along the eastern Cordilleras during the LGM, the modeled temperature depression required to explain the observed $1\ 200$ meter snowline depression is between 5 to 7.5 °C.

Table 3 - Effect of changing accumulation gradient ($\partial c/\partial z$) on modeled temperature depression (δT) for a duration of melting (τ) of 90 and 180 days. All other variables are as listed in Table 1.

$\partial c/\partial z$ (mm m ⁻¹)	temperature depression (°C) $\tau=90$ days	temperature depression (°C) $\tau=180$ days
1.0	9.0	7.8
0.5	7.8	7.14
0.25	7.1	6.87
0.1	6.6	6.62
0	6.75	6.49
-0.1	6.23	6.36
-0.25	5.9	6.17
-0.5	5.2	5.85
-1.0	3.9	5.2

4. CONCLUSIONS

Remote sensing and geographical information systems (GIS) technologies enabled construction of detailed modern and LGM snowline maps and calculation of the LGM snowline depression in the central Andes. The general configuration of the snowline during the LGM was similar to that of the present. Both snowlines show a strong rise from east to west in response to decreasing precipitation across the Andes. LGM snowline depression over much of the Altiplano was much less than the 1000 m often assumed for low latitudes. The short ablation season duration in the western Cordillera, especially in southwestern Bolivia, requires that snowline lowering was caused in part by increased precipitation during the LGM. The magnitude of the increase is not presently known. Snowline depression on the humid eastern margin of the Andes is the best proxy for the temperature depression experienced in the region. A LGM temperature depression of approximately 5 to 7.5 °C is adequate to explain the observed eastern snowline depression of ≥ 1 200 m.

Acknowledgments

Support for this work was provided by the US National Aeronautical and Space Administration (NASA) through EOS grant NAGW-2638 and SIR-C grant 958475. The first author has also received support from the US Department of Energy Graduate Fellowships for Global Change Program. A. Klein would like to thank Dr. Ribstein, Dr. Francou and S. Moreau who have provided valuable assistance. INSTOC contribution 221.

References Cited

- BROECKER, W. S. & DENTON, G. H., 1989 - The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(10): 2465-2501.
- CLIMAP, 1981 - Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. *Geological Society of America Map and Chart Series*, MC-36.
- FLINT, R.F., 1971 - *Glacial and Quaternary Geology*, 892p., New York / London / Sydney / Toronto: John Wiley & Sons, Inc.
- FOX, A. N., 1993 - Snowline altitude and climate in the Central Andes (5°-28°S) at present and during the Late Pleistocene Glacial Maximum. Unpublished Ph.D. Thesis, Cornell University.
- FOX, A.N. & BLOOM, A.L., 1994 - Snowline altitude and climate in the Peruvian Andes (5°-17° S) at present and during the latest Pleistocene Glacial Maximum. *Journal of Geography (Japanese)*, 103(7): 867-885.
- HASTENRATH, S., 1967 - Observations on the snowline in the Peruvian Andes. *Journal of Glaciology*, 6 (46): 541-550.
- HASTENRATH, S., 1971 - On the Pleistocene snow-line depression in the arid regions of the South American Andes. *Journal of Glaciology*, 10(59): 225-267.
- JORDAN, E., 1991 - *Die Gletscher der Bolivianischen Andean*, 365p., Eurasburg, Germany: Franz Steiner Verlag Stuttgart.
- KUHN, M., 1979 - On the computation of heat transfer coefficients from energy-balance gradients on a glacier. *Journal of Glaciology*, 22(87): 263-272.
- KUHN, M., 1989 - The response of the equilibrium line altitude to climate fluctuations: Theory and observations. in: *Glacier Fluctuations and Climatic Change* (Oerlemans, J. ed): 407-417; Dordrecht: Kluwer Academic.
- MEIERDING, T. C., 1982 - Late Pleistocene glacial equilibrium-line altitudes in the Colorado Front Range: a comparison of methods. *Quaternary Research*, 18: 289-310.
- NOGAMI, M., 1976 - Altitude of the modern snowline and Pleistocene snowline in the Andes. *Tokyo Metropolitan University Geography Reports*, 11: 71-86.
- OHMURA, A., KASSER, P. & FUNK, M., 1992 - Climate at the equilibrium line of glaciers. *Journal of Glaciology*, 38(130): 397-411.
- RIBSTEIN, P., TIRIAU, E., FRANCOU, B. & SARAVIA, R., 1995 - Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia. *Journal of Hydrology*, 165: 221-234.
- SATOH, H., 1979 - On the Snow-line Altitude in the Central and Southern Andes of the Modern Age and the Diluvial Epoch. in: *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene 7* (S. Horie ed.): 387-415.
- SCHUBERT, S. D., PFAENDTNER, J. & ROOD, R., 1993 - An assimilated data set for Earth Science applications. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74: 2331-2342.
- SELTZER, G. O., 1990 - Recent Glacial History and Paleoclimate of the Peruvian-Bolivian Andes. *Quaternary Science Reviews*, 9: 137-152.
- SELTZER, G.O., 1994a - A lacustrine record of late Pleistocene climatic change in the subtropical Andes. *Boreas*, 23: 105-111.
- SELTZER, G.O., 1994b - Andean snowline evidence for cooler subtropics at the last glacial maximum. in: *NATO ASI Series - Long Term Climate Variations* (J. C. Duplessy and M. T. Spyridakis eds.): 371-378; Berlin/ Heidelberg: Springer-Verlag.
- WRIGHT, H. E., 1983 - Late-Pleistocene Glaciation and Climate Around the Junin Plain, Central Peruvian Highlands. *Geografiska Annaler*, 65A: 35-43.

LATE HOLOCENE ICE CORE RECORDS OF CLIMATE AND ENVIRONMENT FROM THE TROPICAL ANDES, PERU

Lonnie G. Thompson *

Abstract

A 1 500-year history of climatic and environmental variations from the Quelccaya ice cap (13°56'S, 70°50'W, 5 670 m a.s.l.) is compared to a similar 3 000-year ice core record from the col of Huascarán (9°06'S, 77°36'W, 6 048 m a.s.l.). The parameters which are presented are oxygen isotopic ratios ($\delta^{18}\text{O}$), considered to be indicative of temperature, insoluble dust, and (for Huascarán only) nitrate concentrations (NO_3^-) which is indicative of vegetation fluctuations in the Amazon rainforest. The Huascarán $\delta^{18}\text{O}$ and NO_3^- profiles for the most recent 3 000 years show that there has been a general decrease in temperature along with a decrease in biological activity in the Amazon Basin, with the lowest values occurring during the "Little Ice Age" (LIA), 200 to 500 yrs BP. This was followed by an abrupt change in $\delta^{18}\text{O}$, which increased to the levels of 3 000 years ago. This abrupt warming has dominated the last two centuries in the records from both sites. NO_3^- levels in Huascarán have also increased during this time, albeit less dramatically. There is evidence for slight isotopic enrichment (warming) between 1 150 and 900 yrs BP, which may be related to the "Medieval Warm Period". The Huascarán dust concentration record shows a fairly constant background level over the last 3 000 years, which was interrupted by a dust event between 2 000 and 1 800 years BP (0-200 A.D.) and centered on 1 900 years BP (100 A.D.). A less intense peak occurred from 1 400 to 1 600 years BP (400 to 600 A.D.) and 1300 to 1030 years BP (700 to 960 A.D.). Examination of the dust associated with this event indicates that it is wind-blown material which is very similar in composition to the granodiorite of which the Cordillera Blanca massif is composed. The more recent peaks are temporally correlative with the much greater 400 to 620 A.D. dust event in the Quelccaya ice core, thus suggesting that it may have been widespread. The more recent dust event in the Quelccaya record from 830 to 960 A.D. is recorded at lower concentrations in the Huascarán ice cores, which gives support to the linkage of the early part of the Quelccaya dust record to prehistoric agriculture activity in the Late Titicaca basin (Thompson *et al.*, 1988).

Key words: *Ice core, Late Holocene, Quelccaya, Huascarán, Peru, Andes.*

DATOS CLIMÁTICOS Y MEDIOAMBIENTALES DEDUCIDOS DE TESTIGOS DE HIELO DE LOS ANDES TROPICALES (PERÚ) EN EL HOLOCENO RECIENTE

Resumen

Se compara la historia del clima y del medio ambiente reconstruida a partir de los testigos de hielo obtenidos del casquete de hielo de Quelccaya (13°56'S, 70°50'W, 5 670 m.s.n.m) y de la "Garganta" del Huascarán (9° 06'S, 77°36'W, 6 048 m s.n.m). Los parámetros analizados son el ratio isotópico del oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) considerado como un indicador de las temperaturas, el polvo insoluble, y, solamente en Huascarán, la concentración en nitratos (NO_3^-), que es un indicador de las fluctuaciones de la

* Byrd Polar Research Center and the Department of Geological Sciences, The Ohio State University, Columbus, Ohio 43210 USA.

vegetación en la selva amazónica. Los perfiles del $\delta^{18}\text{O}$ y del NO_3^- en el Huascarán para los últimos 3 000 años muestran que hubo un descenso general de las temperaturas acompañado por una disminución de la actividad biológica en la cuenca amazónica, con valores mínimos durante la Pequeña Edad de Hielo, de 200 a 500 años BP. Después hubo un rápido aumento del $\delta^{18}\text{O}$, que alcanzó los niveles de 3 000 años BP. Este recalentamiento rápido dominó durante los dos últimos siglos en ambos sitios. Los niveles del NO_3^- en el Huascarán aumentaron también durante este lapso de tiempo, aunque menos rápidamente. Existe la evidencia de un pequeño enriquecimiento isotópico (recalentamiento) entre 1 150 y 900 años BP, que podría estar relacionado con el "Optimum Medieval". El registro de polvo del Huascarán, de nivel constante durante los 3 000 años, fue interrumpido por un evento de alta concentración de polvo entre 2 000 y 1 800 años BP (0-200 A.D.) centrado en los años 1 900s BP (100 A.D.). Picos menos marcados se observan de 1 400 a 1 600 años BP (400 a 600 A.D.) y de 1300 a 1030 años BP (700 a 960 A.D.). El análisis del polvo asociado a este evento indica un material acumulado por los vientos de misma composición que la roca que constituyen la Cordillera Blanca (granodiorita). Los más recientes picos son parcialmente sincrónicos con el mayor evento de 400 a 620 A.D. encontrado en Quelccaya, lo que sugiere que este evento fue muy extenso. El más reciente evento de alta concentración de polvo registrado en Quelccaya y fechado de 830 a 960 A.D. permite observar bajas concentraciones en el Huascarán; éste podría ser un argumento más para relacionar el principio de la emisión de polvo en Quelccaya con las actividades agrícolas en la cuenca del Titicaca (Thompson *et al.*, 1988).

Palabras claves: *Testigo de hielo, Holoceno Tardío, Quelccaya, Huascarán, Perú, Andes.*

DONNÉES CLIMATIQUES ET ENVIRONNEMENTALES DÉDUITES DES CAROTTES DE GLACE DES ANDES TROPICALES (PÉROU) À L'HOLOCÈNE RÉCENT

Résumé

On compare l'histoire du climat et de l'environnement reconstituée à partir des carottes extraites de la calotte de glace de Quelccaya (13°56'S, 70°50'O, 5 670 m) et de la "Garganta" du Huascarán (9°06'S, 77°36'O, 6 048 m s.n.m). Les paramètres analysés sont le rapport isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) considéré comme un indicateur des températures, les poussières non solubles et (pour le Huascarán seulement) la concentration en nitrates (NO_3^-), qui est un indicateur des fluctuations de la végétation dans la forêt amazonienne. Les profils du $\delta^{18}\text{O}$ et du NO_3^- au Huascarán pour les derniers 3 000 ans montrent qu'il y a eu une baisse générale des températures accompagnée par une diminution de l'activité biologique dans le bassin amazonien, avec des valeurs minimales atteintes pendant le Petit Age de Glace, de 200 à 500 ans BP. Il y a eu après une augmentation rapide du $\delta^{18}\text{O}$, qui a atteint les valeurs d'il y a 3 000 ans BP. Ce réchauffement rapide a dominé les deux derniers siècles sur les deux sites. Les niveaux de NO_3^- au Huascarán ont aussi augmenté pendant cette période, bien que moins rapidement. L'évidence d'un léger enrichissement isotopique (réchauffement) existe entre 1 150 et 900 ans BP, qui pourrait être mis en relation avec "l'Optimum Médiéval". Le niveau des poussières, constant depuis 3 000 ans, a été interrompu par un événement de fortes concentrations de poussières entre 2 000 et 1 800 ans BP (0-200 A.D.) centré sur les années 1 900 BP (100 A.D.). Des pics de moindre importance sont observés de 1 400 à 1 600 ans BP (400 à 600 A.D.) et entre 1300 et 1030 BP (entre 700 et 960 A.D.). L'analyse des poussières associées à cet épisode révèle un matériau déposé par les vents de même composition que celui qui affleure en Cordillère Blanche (granodiorite). Les pics les plus récents sont en partie synchrones de l'événement beaucoup plus important de 400 à 620 A.D. que l'on rencontre à Quelccaya, ce qui suggère pour celui-ci une grande extension. L'épisode de forte concentration de poussières le plus récent enregistré à Quelccaya et daté de 830 à 960 A.D. permet d'observer de faibles concentrations sur le Huascarán. C'est un argument de plus pour relier le début de cet épisode d'émission de poussières avec les activités agricoles préhistoriques du bassin du Titicaca (Thompson *et al.*, 1988).

Mots-clés : *Carottes de glace, Holocène récent, Quelccaya, Huascarán, Pérou, Andes.*

INTRODUCTION

The significance of recent climatic and environmental variations must be evaluated from a longer-term perspective that can be provided by proxy climate records. Ice sheets and ice caps serve as libraries of atmospheric history from which past climatic and environmental conditions may be extrapolated. Records recovered from low-latitude ice caps are of

particular interest as 50% of the Earth's surface lies between 30°N and 30°S and 75% of its population inhabits these climatically sensitive tropical lands (Barry & Chorley, 1992: 224). Awareness of the sensitivity of the tropics to global climate changes is essential for constraining the models which attempt to simulate how the Earth's climate system worked during glacial stages as well as for developing models simulating future temperature scenarios under enhanced greenhouse gas concentrations. This paper discusses the climate and environment in tropical South America for the last 3 000 years which has been obtained from an ice core record from Huascarán, and compares it to the 1 500-year record from the Quelccaya ice cap.

1. RECOVERY OF THE QUELCCAYA AND HUASCARAN RECORDS

Research programs were conducted on the Quelccaya ice cap (13°56'S, 70°50'W, 5 670 m a.s.l.) between 1974 and 1984. This ice cap covers an area of 55 km², has a mean annual temperature of -3 °C, a maximum summit thickness of 164 m with a flat bedrock topography, and receives 1,15 m (H₂O equivalent) annual accumulation. As Quelccaya receives 80-90% of its annual snowfall from November to April (Thompson *et al.*, 1985), a distinct seasonality in precipitation is preserved in the ice stratigraphy.

In 1983, a newly designed, portable, lightweight solar-powered drill was used to recover two ice cores (163,6 m to bedrock and 154,8 m) without contaminating the pristine environment or the core samples. This was the first major drilling project using solar power. The visible annual dust layers were counted and logged in the field, and the record of the longer core was determined to extend back 1 500 years. By measuring the layer thicknesses, a record of accumulation (net balance, or A_n) was obtained. The cores were cut into samples in the field (2 803 samples for the longer core, 2 782 samples for shorter), melted in plastic bags, and placed into bottles which were sealed with wax. From these samples, profiles were obtained of $\delta^{18}\text{O}$, microparticle concentrations and liquid conductivity which showed seasonal variations which allowed a very precise time scale to be established (Thompson *et al.*, 1985; 1986). Particles with diameters from 0,63 to 16,0 mm were measured in a Class 100 clean room with a Coulter Counter Model TAIL equipped with a 30 mm aperture tube.

Between 1990 and 1992 a survey of five glaciers located north-south along the Cordillera Blanca (Fig 1) was conducted to identify the best sites for acquiring long-term paleoclimatic and environmental records in this region. In addition, satellite-linked automatic weather stations (AWS) were established on two of the sites, Hualcán and Pucahirca, to record current meteorological conditions at the top of the Andes. The col of Huascarán (9°06'41"S; 77°36'53" W), the highest (6 048 masl) and coldest of the sites, was selected for drilling to bedrock as shallow cores from all five sites confirmed that it contained the best preserved stratigraphic records (Davis *et al.*, 1995). In 1993 two ice cores were drilled to bedrock using a portable, light-weight, solar powered thermal drilling system. Core 1 (C1), 160,4 m long, was cut in the field into 2 677 samples, which were melted and poured into bottles and sealed with wax. Core 2 (C2), 166,1 meters long, was returned frozen to The Ohio State University, where it was cut into 4 675 samples. Samples were analyzed for microparticle concentrations (dust) and chloride (Cl⁻), nitrate (NO₃⁻) and sulfate (SO₄²⁻) concentrations. These analyses were conducted in a Class 100 Clean Room, where the ice was washed with Milli-Q reagent-grade water to remove surface contaminants prior to melting. Dust concentrations were measured with a Coulter Counter Model TAIL, chemical analyses were

made with a Dionex 2010i ion chromatograph, and $\delta^{18}\text{O}$ was measured using a Finnigan Mat Delta E mass spectrometer.

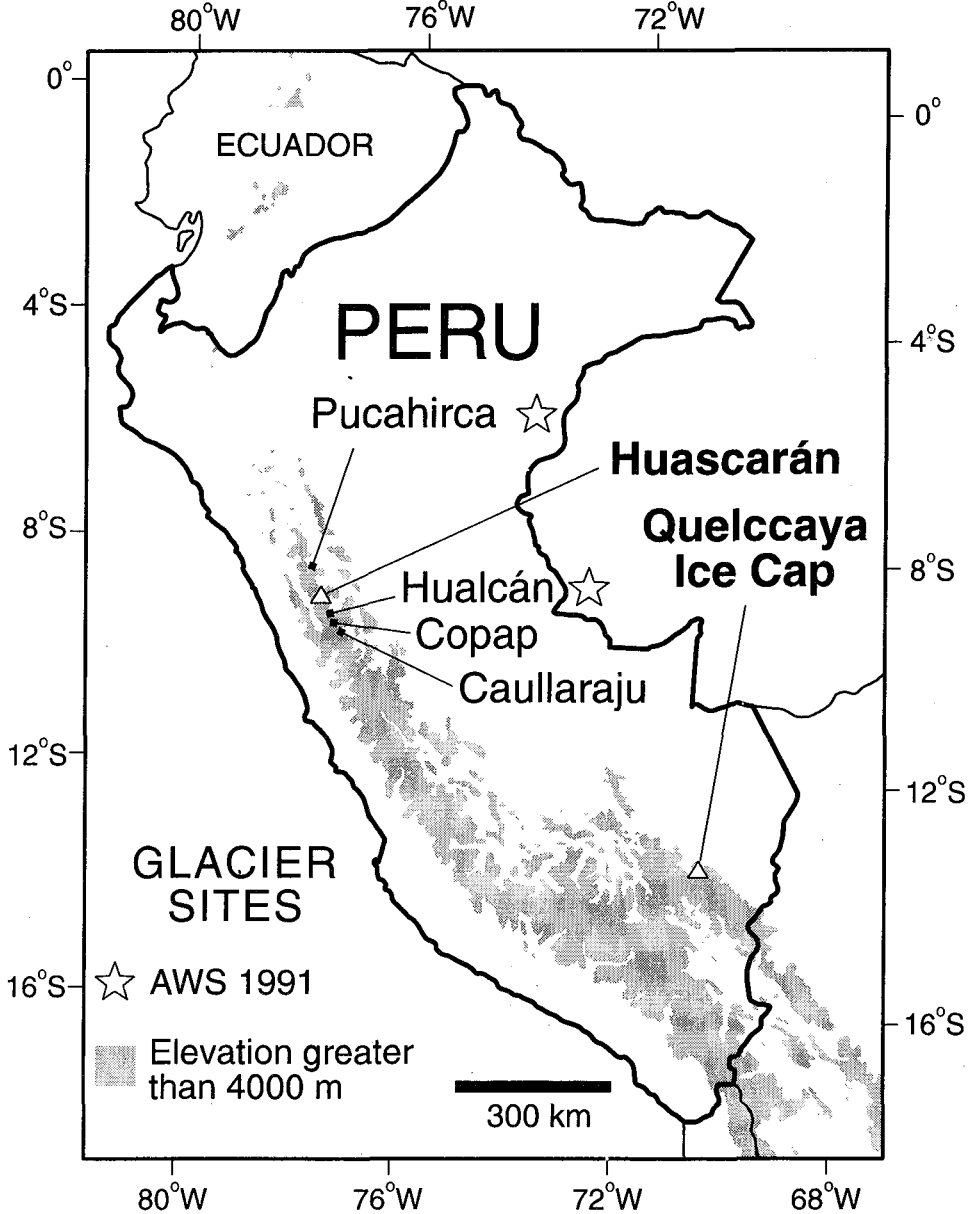


Fig. 1 - Deep drilling sites (Huascarán and Quelccaya) are shown along with the locations of shallow ice core recovery of ice thickness determinations. Sites of the automatic weather stations (AWS) installed in 1991 are marked by stars.

At high elevation in the Peruvian Andes, as on Quelccaya, 80-90% of the annual snowfall occurs in the austral summer and fall (November to April). A network of 15 stakes covering an area of 1,2 km by 2,3 km was established in September, 1991 on the col of Huascarán to measure snow accumulation and motion of the ice. In October, 1992 and July, 1993 the stake heights were remeasured and extended. The 1991/1992 average annual snow accumulation (A_n) was 3,3 m, or 1,3 m H_2O equivalent, consistent with the one year of snowfall contained in 3-meter snow pits excavated in July of 1993, one adjacent to each drill site.

Short-pulsed radar measurements showed that ice ranged from 127 m thick in the northeast to 218 m in the southwest corner of the col. Down-hole temperature measurements were difficult to obtain because an alcohol-water eutectic mixture was used to keep the hole open during drilling. The lowest borehole temperature (-5,2 °C) was measured at 82,5 m depth just before the borehole closed by freezing. These data, along with observations made during drilling, indicate that the ice 6 048 m high col of Huascarán is frozen to the bed.

2. RECORDS OF CLIMATE AND ENVIRONMENT FROM THE PERUVIAN ICE CORES

The Late Glacial Stage (LGS) and Holocene tropical ice core records from Huascarán are discussed in Thompson *et al.* (1995). The ice cores recovered from the col of Huascarán contain a paleoclimatic history extending well into the Late Wisconsinan (Wurm) Glacial Stage (LGS) and include evidence of the Younger Dryas (YD) cool phase within the deglaciation sequence (Thompson *et al.*, 1995). This ice core record is very significant in that it is the first of its kind to give evidence of glacial stage conditions in the tropics. Glacial stage conditions at high elevation in the tropics appear as much as 8-12 °C cooler, the atmosphere was 200 times dustier, and the Amazon Basin forest cover may have been much less extensive. Differences in both $\delta^{18}O$ (8 per mil) and deuterium excess (4,5 per mil) from the LGS to the Holocene are comparable with polar ice core records. This long time perspective allows better assessment of the significance of the changes in the Late Holocene.

To extract information about Holocene conditions in the Andes, we established a tentative time scale to facilitate comparison with other records. On Huascarán, as on Quelccaya, increased dust concentrations in the dry season result from reduced snow accumulation and more intense radiation receipt. The time-depth relationship for the upper 119,3 m of C2 was established using the well-preserved seasonal fluctuations of dust, NO_3^- and $\delta^{18}O$, which all show a maximum in the winter dry season (May to August). Four representative sections of Huascarán C2, each containing 5 years, illustrate in Figure 2 the seasonality of these constituents. The rapid reduction of annual layer thickness (l) with depth indicates that the lower third of the core contains most of the history. Annual variations in dust, NO_3^- and $\delta^{18}O$ could not be resolved below 119,3 m as l became too thin to allow for detailed sampling.

We dated the lower 47 m by assuming that the prominent dip in $\delta^{18}O$ at 164,1 m in C2 during the deglaciation is correlative with the YD (Thompson *et al.*, 1995). The mid-point of the YD was assigned an age of 12,250 years BP to be consistent with YD ages from layer counting in the GRIP and GISP2 cores in Greenland (Johnsen *et al.*, 1992; Taylor *et al.*, 1993). In addition, two horizons (1915 A.D. at 84,67 m and 1817 A.D. at 119,26 m), which were dated

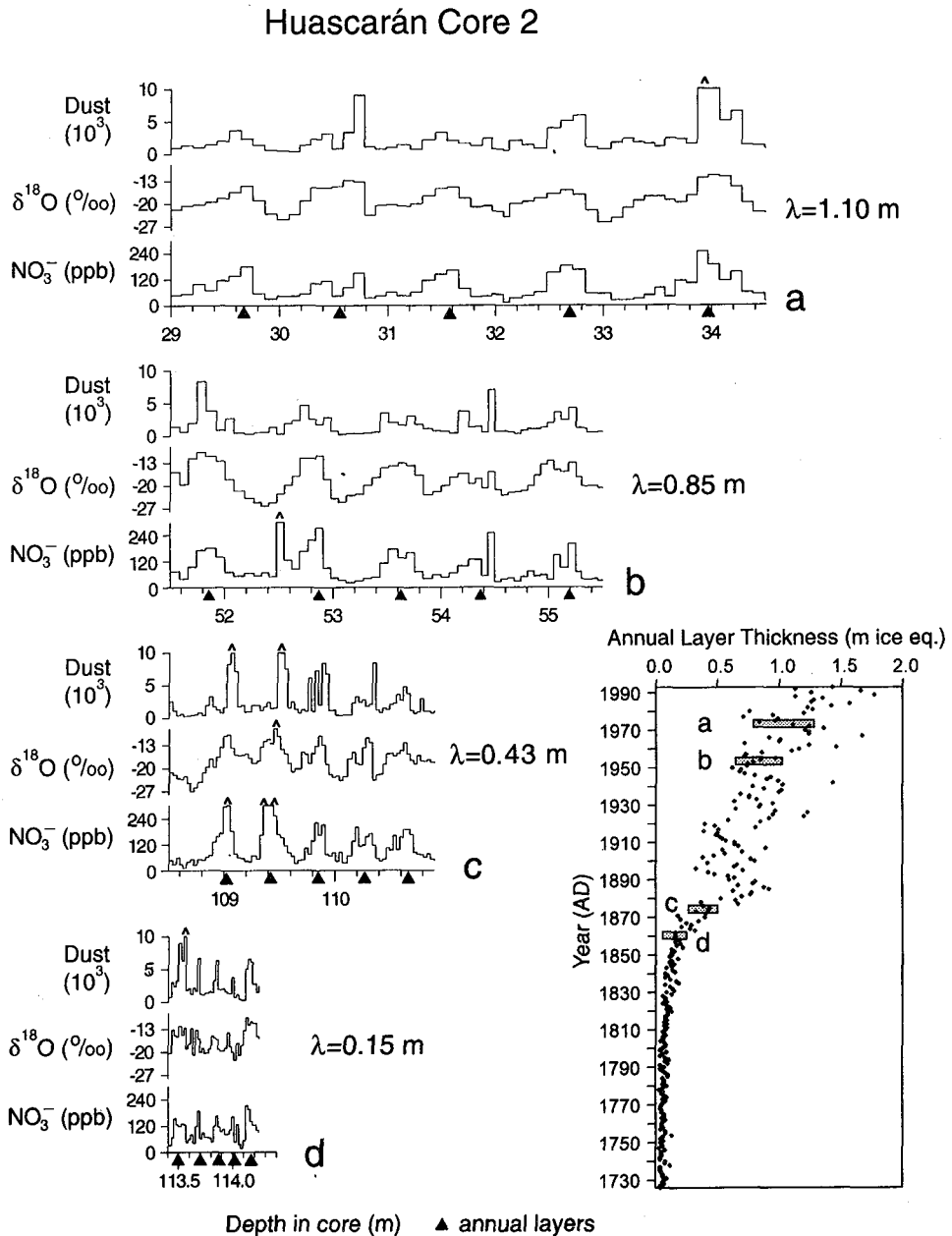


Fig. 2- Dust, $\delta^{18}\text{O}$ and NO_3^- concentrations are shown for four core sections, each containing five years, from the upper 114 meters of C2. The distinct seasonality of these parameters allowed layer counting in the upper 120 meters of the core. The rapid thinning of the annual accumulation layers (l) with depth is evident. The rectangles in the inset indicate the locations of the four core sections illustrated on the left. Dust concentrations are the number of particles with diameters $>2.0 \mu\text{m}$ and $<40.3 \mu\text{m}$ per ml of sample.

by counting annual cycles in dust, NO_3^- , and $\delta^{18}\text{O}$, were selected for interpolation. Assuming steady state conditions, the layer thinning with depth is estimated as a function of time using an empirical two-parameter function. The Holocene temperature history, inferred from the oxygen isotopic ratios ($\delta^{18}\text{O}$), shows that the warmest conditions throughout the entire record occurred from 8 400 to 5 200 years BP, followed by a long, persistent cooling trend culminating with the Little Ice Age, or LIA (200-500 years BP). LGS and Holocene nitrate concentrations (NO_3^-) show an association with temperature that suggests that fluctuations in NO_3^- may record changes in levels of biological activity in Amazon rain forest. Figure 3

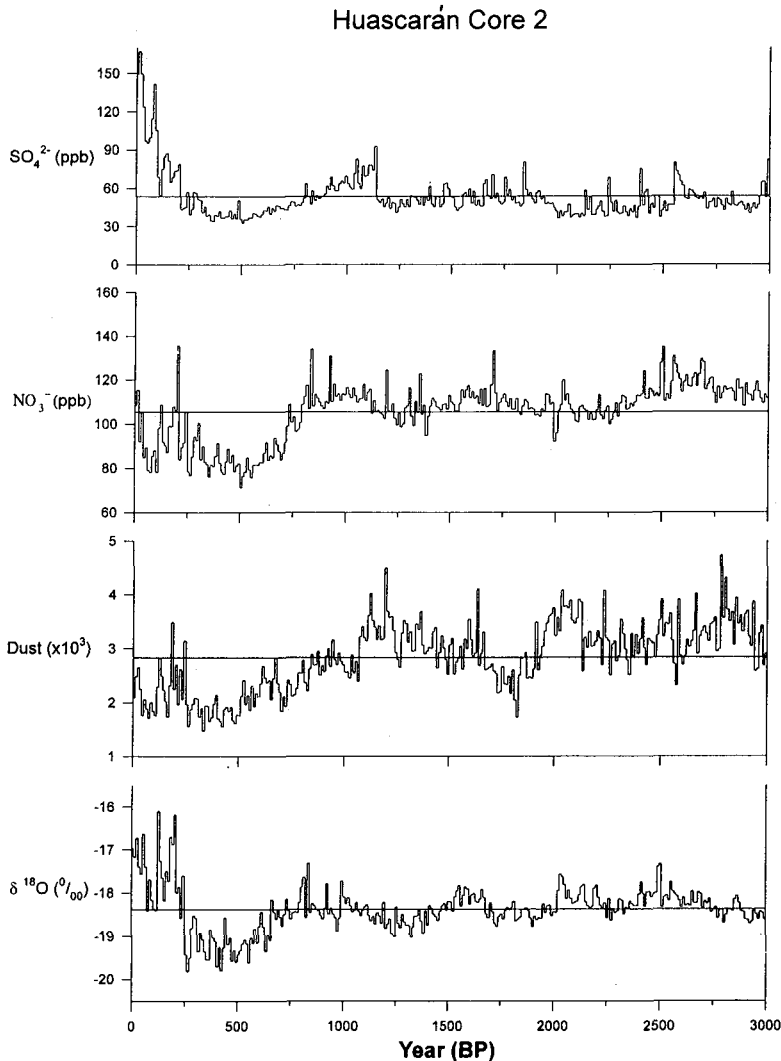


Fig. 3 - 10-year averages of $\delta^{18}\text{O}$, dust, NO_3^- and SO_4^{2-} from C2 are illustrated for the last 3 000 years. The records show a very marked Little Ice Age period from 200 to 500 yrs BP, a Medieval Warm Period from 1 200 to 800 yrs BP.

illustrates decadal values of $\delta^{18}\text{O}$, particle concentration, NO_3^- and SO_4^{2-} for the last 3 000 years for Huascarán C2. Both $\delta^{18}\text{O}$ and NO_3^- show general decreasing trends from 3 000 years to 200 years ago. The LIA is a prominent feature in the Huascarán cores which is characterized by more negative $\delta^{18}\text{O}$, lower concentrations of NO_3^- and SO_4^{2-} and little change in dust concentrations. There is a sharp increase in concentrations of SO_4^{2-} and (to a lesser extent) NO_3^- in the last 200 years. Oxygen isotopic ratios show a dramatic rise starting two hundred years ago and reach levels not seen since the beginning of the 3 000 year record, though they are exceeded by the early Holocene values between 8 400 and 5 200 yrs BP (Thompson *et al.*, 1995), with the maximum warming from 6 500 to 5 200 yrs BP.

Figure 4 compares the Quelccaya record of decadal averages of $\delta^{18}\text{O}$ and dust with those from Huascarán C2. The depletion in the oxygen isotopic ratios of both cores during the LIA is the clearest similarity between them. Mean values over the last 1 500 years of $-17,79\text{‰}$ for Quelccaya at 5 670 m a.s.l. and $-18,33\text{‰}$ for the 6 048 m a.s.l. col of Huascarán which yields an isotopic depletion of $0,14\text{‰}$ per 100 meters in the tropical Andes of Peru. However, it is interesting to note that the difference has disappeared over the last two centuries. Both sites show a $0,92\text{‰}$ depletion of mean oxygen isotope values associated with the LIA. An isotopically warm period occurs from 1 150 to 900 yrs BP, in which isotopes are more enriched than at any time in the 200 to 1 500 yr BP interval. This period could represent a South American equivalent to the "Medieval Warm Period". This event, which may not be of global extent, shows considerable regional differences which may reflect changes in atmospheric circulation (Crowley & North, 1991; Hughes & Díaz, 1994)

Another important feature in the Huascarán record of the last 3 000 years is the abrupt peak in dust between 2 000 years BP and 1 800 years BP, centered on 1 900 years BP. A secondary peak occurs between 1 600 and 1 400 years BP. In the Quelccaya profile, there are significant dust peaks at 830 to 960 A.D. and 480 to 620 A.D. However, there are only minor dust peaks in the Huascarán records around the time of these Quelccaya dust peaks. We believe that this confirms our earlier interpretation of the Quelccaya dust events as having been related to prehistoric agriculture activity around Lake Titicaca on the Altiplano of southern Peru (Thompson *et al.*, 1988). Overall dust concentrations in the Huascarán core are more than 400% less than the concentrations measured on the Quelccaya ice cores. The reason for this is that Quelccaya at 14°S sits on the eastern edge of the high dry Peruvian-Bolivian Plateau, while Huascarán at 9°S is situated on a mountain that rises abruptly from an extremely low elevation to the lofty heights of the summit and thus is further removed from local dust sources.

3. CONCLUSIONS

Ice core records retrieved from the Quelccaya ice cap at 14°S and Huascarán at 9°S in the high elevations of the Peruvian Andes have yielded information on climate and environment in the Late Holocene in this tropical region. The cores from the col of Huascarán give the first evidence of this type of glacial stage conditions and the deglaciation interruption known as the Younger Dryas in the tropical latitudes. This long time perspective allows better assessment of the significance of the changes in the Late Holocene.

LGS and Holocene nitrate concentrations (NO_3^-) show an association with temperature that suggests that fluctuations in NO_3^- may record the expansion and contraction of

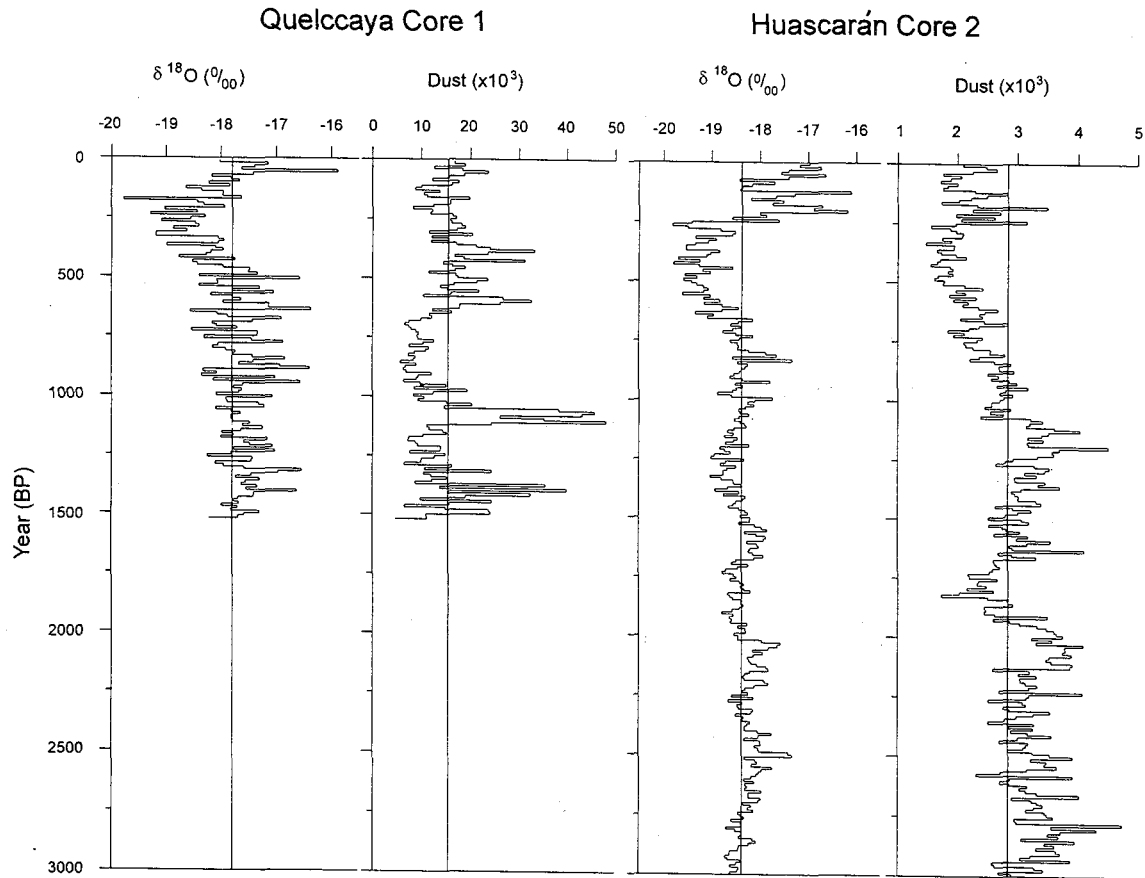


Fig. 4 - 10-year averages of $\delta^{18}\text{O}$ and dust for the Quelccaya C1 compared to those from Huascarán C2. Both cores show the Little Ice Age centered on 200 to 500 yrs BP. Dust concentrations on Quelccaya average five times higher than dust concentrations in the Huascarán core.

vegetation in the Amazon rain forest. The Huascarán $\delta^{18}\text{O}$ and NO_3^- profiles for the most recent 3 000 years show that there has been a general decrease in temperature along with a decrease in NO_3^- levels which may reflect a decrease in biological activity in the Amazon Basin under cooler conditions, with the lowest values occurring during the "Little Ice Age" (LIA). This was followed by an abrupt change in $\delta^{18}\text{O}$, which increased to the levels of 3 000 years ago. This abrupt warming has dominated the last two centuries in the records from both sites. The Huascarán dust concentration record shows an extremely large, 200-year long event centered on 1 900 years BP (100 A.D.). The particles associated with this peak are noted to be similar in composition minerals in the granodiorite of which the Cordillera Blanca massif is composed. Other dust peaks are temporally correlative with a much more intense 400 to 620 A.D. and 830 to 960 A.D. dust event in the Quelccaya ice core, thus suggesting that they may have been widespread. The lesser concentrations of dust in these events in the Huascarán ice cores compared with those in the Quelccaya records support an earlier theory that the early part of the Quelccaya dust profile shows indications of prehistoric agriculture activity in the Late Titicaca basin (Thompson *et al.*, 1988).

Acknowledgments

I wish to thank many scientists, engineers, technicians and graduate students from the Byrd Polar Research Center, Electroperú and *Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología* who participated in this program. Special thanks are extended to the mountain guides of the *Casa de Guías* and to those who spent 53 days on the col of Huasacaran in 1993. I wish to especially thank B. Koci, V. Mikhalenko, W. Tamayo and C. Portocarrero. I wish to thank M.E. Davis for comments on an early version of this manuscript and J. Nagy for preparation of the figures. This work was supported by the National Oceanic and Atmospheric Administration. This is contribution number 972 of the Byrd Polar Research Center, The Ohio State University.

References Cited

- BARRY, R.G. & CHORLEY, R.J., 1992 - *Atmosphere, Weather and Climate*, 392p., London: Routledge, 6th ed.
- CROWLEY, T.J & NORTH, G.R., 1991 - *Paleoclimatology*, 339p., Oxford: Oxford University Press.
- DAVIS, M.E., THOMPSON, L.G., MOSLEY-THOMPSON, E., LIN, P.-N., MIKHALENKO, V.N. & DAI, J., 1995 - Recent ice-core climate records from the Cordillera Blanca, Peru. *Annals of Glaciology*, 21: 225-230.
- HUGHES, M.K. & DIAZ, H.F., 1994 - Was there a 'Medieval Warm Period', and if so, where and when? *Climatic Change*, 26: 109-142.
- JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B., DANSGAARD, W., FUHRER, K., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C.U., IVERSON, P., JOUZEL, J., STAUFFER, B. & STEFFENSEN, J.P., 1992 - Irregular glacial interstadials recorded in a New Greenland ice core. *Nature*, 359: 311-313.
- TAYLOR, K.C., HAMMER, C.U., ALLEY, R.B., CLAUSEN, H.B., DAHL-JENSEN, D., GOW, A.J., GUNDESTRUP, N.S., KIPFSTUHL, J., MOORE, J.C. & WADDINGTON, E.D., 1993 - Electrical conductivity measurements from the Gisp2 and Grip Greenland ice cores. *Nature*, 366: 549-552.
- THOMPSON, L.G., MOSLEY-THOMPSON, E., BOLZAN, J.F. & KOCI, B.R., 1985 - A 1500 year record of tropical precipitation recorded in cores from the Quelccaya ice cap, Peru. *Science*, 229 (4717): 971-973.

- THOMPSON, L.G., MOSLEY-THOMPSON, E., DANSGAARD, W. & GROOTES, P.M., 1986 - The "Little Ice Age" as recorded in the stratigraphy of the Quelccaya ice cap. *Science*, 234: 361-364.
- THOMPSON, L.G., DAVIS, M.E., MOSLEY-THOMPSON, E. & LIU, K-B., 1988 - Pre-Incan agricultural activity recorded in dust layers in two tropical ice cores. *Nature*, 336: 763-765.
- THOMPSON, L.G., MOSLEY-THOMPSON, E., DAVIS, M.E., LIN, P-N., HENDERSON, K.A., COLE-DAI, J., BOLZAN, J.F. & LIU, K-B., 1995 - Late Glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science*, 269: 46-50.

**GLACIERS TROPICAUX ET
VARIABILITÉ CLIMATIQUE**

GLACIER RECESSON ON MOUNT KENYA IN THE CONTEXT OF THE GLOBAL TROPICS

Stefan Hastenrath*

Abstract

Glaciers began to retreat around the mid 1800's in the Ecuadorian Andes and New Guinea, but only towards the end of the 19th century in East Africa. Here the onset of the ice recession as well as the drop of lake levels were due to a change in the hydroclimatic conditions caused by circulation changes in the Indian Ocean sector. Pertinent to the onset of glacier retreat was a reduction of cloudiness accompanying the decrease of precipitation. Subsequently, a gradual warming and an increase in atmospheric humidity became the more prevalent forcings. The ice wastage appears accentuated in all of the tropics during the past two decades.

Key words: *Glacier, Kenya, recession, warming.*

RETROCESO DE LOS GLACIARES DEL MONTE KENYA EN EL CONTEXTO GLOBAL DE LOS TRÓPICOS

Resumen

El retroceso de los glaciares empezó, en los Andes del Ecuador y en Nueva Guinea, a mediados del siglo XIX más o menos, y sólo a fines de este siglo en África del Este. En esta zona, tanto el principio del retroceso de los glaciares como el descenso del nivel de los lagos, han sido provocados por un cambio de las condiciones hidroclimáticas debido a cambios en el sector del Océano Índico. Una reducción de la nubosidad acompañada por una disminución de las precipitaciones tuvieron el rol más importante en el proceso de desglaciación. Después, el progresivo recalentamiento y el aumento de la humedad atmosférica fueron los factores dominantes. La desglaciación es un fenómeno que se accentuó en todo el Trópico durante los dos últimos decenios.

Palabras claves: *Glaciar, Kenya, retroceso, recalentamiento.*

LE REcul DES GLACIERS DU MONT KENYA DANS LE CONTEXTE GLOBAL DES TROPIQUES

Résumé

Les glaciers ont commencé leur retrait autour de la moitié du XIXème siècle dans les Andes équatoriales et en Nouvelle-Guinée, mais il faut attendre la fin du XIXème siècle pour les voir entamer leur recul en Afrique de l'Est. Dans cette région, la déglaciation, comme la baisse du niveau des lacs, est due à des changements hydroclimatiques survenant à la suite de modifications de la circulation atmosphérique dans l'Océan Indien. La diminution des surfaces englacées est attribuée à une réduction de la nébulosité accompagnée d'une baisse des précipitations. Par la suite, un réchauffement progressif et une augmentation de l'humidité atmosphérique sont devenus les facteurs dominants. La déglaciation tend à s'accroître sous tous les Tropiques depuis deux décennies.

Mots-clés : *Glacier, Kenya, recul, réchauffement.*

* Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, University of Wisconsin, 1225 West Dayton Street, Madison, Wisconsin 53706 USA.

INTRODUCTION

Glaciers in the high mountains of the tropics are receiving increased attention in the context of global change and for their role in the regional water budget. Drawing on published results, the present note sketches the evolution of the tropical cryosphere since the past century with focus on the glaciers of Mount Kenya. Section 1 reviews the development in the three equatorial glacier regions, section 2 summarizes the history of ice retreat on Mount Kenya; the climatic causes of glacier recession are considered in section 3, and a synthesis is offered in section 4.

1. RETREAT OF TROPICAL GLACIERS

Glaciers near the Equator still exist in three regions of the World, namely the South American Andes, New Guinea, and East Africa. In all three of these regions glaciers have been retreating since the 19th century, but with remarkable differences in the onset of the ice recession.

The Central Ecuadorian Andes (Hastenrath, 1981) merit particular attention, because they have in the course of the past half millennium been visited more frequently than any other tropical high mountain region, and because there are in close proximity numerous peaks with a range of summit elevations, so that reports of the presence or absence of perennial snow offer definitive information on the equilibrium line altitude (ELA). The evaluation of the historical sources (Hastenrath, 1981) indicates a rise of the ELA since the middle of the 19th century.

The glaciers in the Irian Jaya part of New Guinea have not been reached until early in the 20th century. However, based on a numerical modeling experiment, Allison & Kruss (1977) concluded that the climatic forcing of the ice retreat began around the middle of the 19th century. Recent visits to this remote mountain region indicate an accelerated ice shrinkage over the past two decades (Allison & Peterson 1989; Quarles van Ufford, 1996), concordant with other regions.

In contrast to the South American Andes and New Guinea, the glaciers of East Africa began to recede only at the end of the 19th century, an issue to be discussed in section 3.

2. CHANGES OF MOUNT KENYA'S GLACIERS

Figure 1 and Table 1 provide an orientation on the glaciers of Mount Kenya. Remarkable is the largest ice extent in the southeastern sector of the mountain, both at the turn of the century and recently. This is due to the precipitation distribution, with largest amounts to the Southeast.

The variations in ice cover are summarized in Table 1, compiled from information in a series of earlier publications (Hastenrath, 1984; 1991; Kruss & Hastenrath, 1987; Hastenrath *et al.*, 1989; Rostom & Hastenrath, 1994). The progressive shrinkage is further illustrated in Fig. 2, for the largest ice body on the mountain, the Lewis Glacier, and for the mountain as a whole. The ice-covered area decreased to less than a third in the course of this century. During 1963-1987 the glaciers thinned uniformly by about 14 m, whereas during 1987-1993 the average decrease in thickness amounted to 5 m.

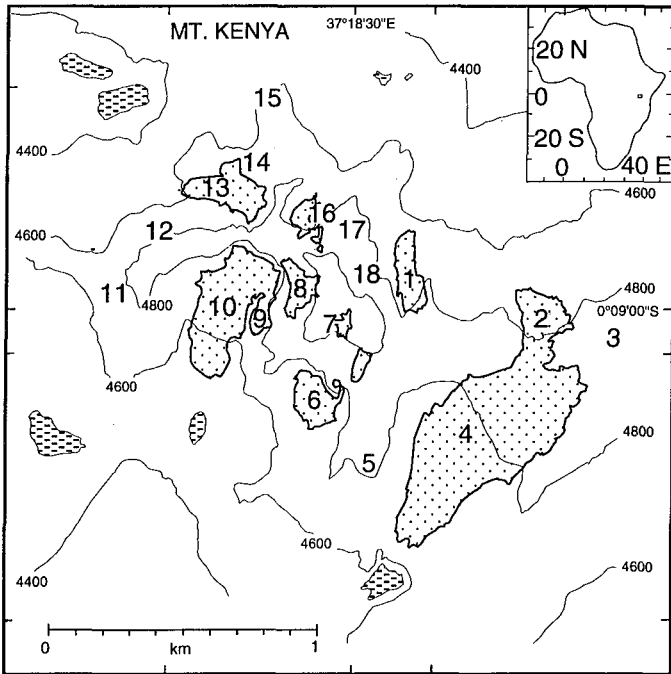


Fig. 1 - Orientation map of Mount Kenya's glaciers in 1987. Large numbers refer to Table 1. Height contours are at 200 m intervals. Inset map in upper right corner shows location of Mount Kenya within Africa.

Table 1 - Area changes of the glaciers on Mount Kenya, in 10³ m² (ref. Fig. 1).

Glacier	1899	1947	1963	1987	1993
1 Krapf	85	43	43	23	21
2 Gregory	290	94	91	45	35
3 Kolbe	100	0	0	0	0
4 Lewis	603	400	351	243	203
5 Melhuish	-	5	5	0	0
6 Darwin	90	40	42	26	23
7 Diamond	-	7	6	3	3
8 Forel	-	37	25	16	15
9 Heim	-	25	18	16	15
10 Tyndall	165	101	90	78	65
11 Barlow	6	0	0	0	0
12 NW Pigott	5	0	0	0	0
13 Cesar	100	49	40	24	18
14 Joseph	63	34	25	10	6
15 Peter	2	0	0	0	0
16 Northey	50	39	29	11	9
17 Mackinder	2	0	0	0	0
18 Arthur	2	0	0	0	0
Total	1563	874	765	495	413

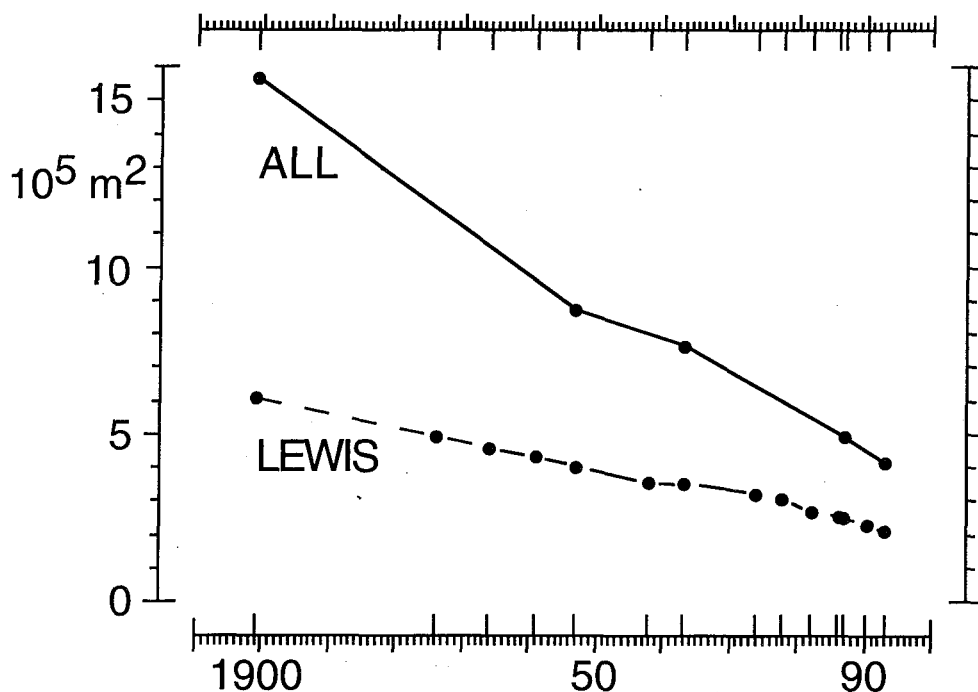


Fig. 2 - Variations of ice covered area, in 10^5 m^2 ; Lewis Glacier dashed, and all glaciers solid line.

The history of terminus retreat of Lewis Glacier could be reconstructed in considerable detail. This historical record along with measurements of net balance, ice surface flow velocity, and of bedrock topography, served as input to a numerical modeling experiment. From this, Kruss (1983) inferred an onset of climatic forcing from about 1880 to the turn of the century and onset of terminus retreat from the innermost large moraine of Lewis Glacier at 1890.

3. CLIMATIC FORCINGS

The onset of glacier recession on Mount Kenya must be seen in the context of the drastic drop in the water level of East African lakes from high stands up to 1880 and low stands after 1900 (Hastenrath, 1984; Kruss, 1983). The reduction of cloudiness accompanying the decrease in precipitation is of primary importance for the surface radiation budget of the glaciers.

In response to this first climatic forcing the glaciers of Mount Kenya could have stabilized in the early decades of the 20th century. By then a warming was underway, concentrated in the 1920's, which caused further retreat of the glaciers. However, the prevalent role of the forcing involving cloudiness and solar radiation changes is still evident from an evaluation over the period 1899 to 1963 (Kruss & Hastenrath, 1987).

Progressing further in time, an evaluation for the period 1963 to 1987 (Hastenrath & Kruss, 1992) showed that the diverse topographic shading of the various glaciers, and hence

cloudiness and solar radiation forcing, no longer dominated the ice wastage. Indeed, over this time span, the ice thickness decreased uniformly by about 14 m for all glaciers, regardless of topographic location. A sensitivity analysis indicated that warming alone would be insufficient to account for the observed ice wastage, and that a slight increase in atmospheric humidity was instrumental in this context.

As discussed above, the onset of glacier recession in East Africa occurred distinctly later than in the other two equatorial glacier regions, and was a consequence of a drastic change of hydroclimatic conditions from a pre-1880 wetter regime to a distinctly drier environment after the turn of the century. This drastic location of the regional climate appears to have been due to an acceleration of the westerly surface winds along the Indian Ocean Equator in boreal autumn (Hastenrath & Larson, 1993).

4. CONCLUDING REMARKS

In this brief review of published work during the past two decades, attention was called to the remarkable diversity in the timing and nature of the climatic forcing of the tropical glacier recession. Glaciers began to retreat in the mid 1800's in the Andes and New Guinea, but only towards the end of the 19th century in East Africa. Here, the onset of glacier recession as well as the drop of the lake levels from pre-1880 high to post-1900 low stands was due to the drastic change of the hydroclimatic conditions resulting from an acceleration of the boreal autumn equatorial westerlies over the Indian Ocean. Most pertinent for the onset of the ice recession was a reduction of cloudiness accompanying the decrease in precipitation. In the 20th century, the prevalent climatic forcings were a gradual warming and then a slight increase of atmospheric humidity. Glaciers in all of the tropics appear to share an accentuated ice wastage over the two most recent decades.

Acknowledgments

This study was supported by U. S. National Science Foundation Grant EAR-9217211.

References Cited

- ALLISON, I. & KRUSS, P. D., 1977 - Estimation of recent climatic change in Irian Jaya by numerical modeling of its tropical glaciers. *Arctic and Alpine Research*, 9: 49-60.
- ALLISON, I. & PETERSON, J., 1989 - Glaciers of Irian Jaya, Indonesia in: *Satellite image atlas of glaciers of the World*. (R. S. Williams and J. G. Ferrigno, eds.): H1-H20, U.S. Geological Survey Professional Paper 1386.
- HASTENRATH, S., 1981 - *The glaciation of the Ecuadorian Andes*, 166p., Rotterdam: Balkema.
- HASTENRATH, S., 1984 - *The glaciers of equatorial East Africa*, 353p., Boston, Lancaster: Reidel, Dordrecht.
- HASTENRATH, S., 1991 - *Glaciological studies on Mount Kenya, 1971-83-91*, 104p., Madison: Department of Meteorology, University of Wisconsin.
- HASTENRATH, S. & KRUSS, P. D., 1992 - The dramatic retreat of Mount Kenya's glaciers 1963-87: greenhouse forcing. *Annals Glaciology*, 16: 127-133.
- HASTENRATH, S. & LARSON, N., 1993 - Secular variation of circulation in the Indian Ocean and Western Pacific. in: *Proceedings of International Conference on Regional Environment and Climate Changes in East Asia*: 353-358, Nov-Dec 1993, Taipei, Taiwan.

- HASTENRATH, S., ROSTOM, R. & CAUKWELL, R. A., 1989 - Variations of Mount Kenya glaciers 1963-87. *Erdkunde*, **43**: 203-210.
- KRUSS, P. D., 1983 - Climatic change in East Africa: numerical modeling from the 100 years of terminus record of Lewis Glacier, Mount Kenya. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **19**: 43-60.
- KRUSS, P. D. & HASTENRATH, S., 1987 - The role of radiation geometry in the climate response of Mount Kenya's glaciers, part 1: horizontal reference surfaces. *Journal of Climatology*, **7**: 493-505.
- QUARLES VAN UFFORD, A., 1996 - Recession of the equatorial Puncak Jaya glaciers, Irian Jaya (Western New Guinea), Indonesia. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* (submitted).
- ROSTOM, P. & HASTENRATH, S., 1994 - Variations of Mount Kenya's glaciers 1987-93. *Erdkunde*, **48**: 174-80.

VARIABILIDAD CLIMÁTICA Y MODELIZACIÓN HIDROLÓGICA DEL GLACIAR ZONGO, BOLIVIA

*Pierre Ribstein **, *Bernard Francou **, *Pierre Rigaudière **, *Ronald Saravia ***

Resumen

Para simular los caudales diarios en el emisario del Glaciar Zongo (Cordillera Real, Bolivia), se elaboró un modelo hidrológico a partir de parámetros meteorológicos (temperatura, humedad, radiación, precipitación y viento). Este modelo se basa en un balance energético calculado en cada sector de la cuenca con glaciario. Un método automático de optimización no lineal permite calibrar los parámetros del modelo. Para el período de octubre 1993 a agosto 1994, el modelo explica más del 87% de varianza de los caudales diarios observados. Una vez calibrado, el modelo puede servir para el estudio de las consecuencias hidrológicas de un cambio global del clima sobre los glaciares andinos.

Palabras claves: *Bolivia, Andes, glaciar tropical, hidrología glacial, modelización hidrológica, balance energético.*

VARIABILITÉ CLIMATIQUE ET MODÉLISATION HYDROLOGIQUE DU GLACIER ZONGO, BOLIVIE

Résumé

Un modèle hydrologique a été mis au point pour simuler les débits journaliers à l'exutoire du Glacier Zongo (Cordillère Royale, Bolivie) à partir des paramètres météorologiques (température, humidité, radiation, précipitation, vent). Ce modèle se fonde sur un bilan énergétique calculé sur chaque secteur du bassin versant englacé. Une méthode automatique d'optimisation non linéaire permet de caler les paramètres du modèle. Pour la période de octobre 1993 à août 1994, le modèle explique plus de 87% de la variance des débits journaliers observés. Une fois calé, le modèle peut servir à l'étude sur les glaciers andins des conséquences hydrologiques d'un changement global du climat.

Mots-clés : *Bolivie, Andes, glacier tropical, hydrologie glaciaire, modélisation hydrologique, bilan énergétique.*

CLIMATIC VARIABILITY AND HYDROLOGICAL MODELLING ON ZONGO GLACIER, BOLIVIA

Abstract

The daily discharges at the outlet of Zongo Glacier (Cordillera Real, Bolivia) have been modeled using meteorological data (temperature, humidity, solar radiation, precipitation, wind). The hydrological model is based on the energy balance, estimated on each sector of the glacierized catchment. An automatic nonlinear method is used to calibrate the model parameters. From October 1993 to August 1994, the model explains more than 87% of the variance of the observed daily discharges. It is possible to use the model, once calibrated, to investigate the hydrological consequences of a global climate change on the Andean glaciers.

Key words: *Bolivia, Andes, tropical glacier, glacial hydrology, hydrological model, energy balance.*

* ORSTOM, CP 9214 La Paz, Bolivia.

** COBEE, CP 353, La Paz, Bolivia.

INTRODUCCIÓN

En los Andes Tropicales, la acumulación (precipitación) y la ablación (fusión, sublimación) son simultáneas durante el verano austral, época de lluvias al mismo tiempo que época de fuerte radiación. Esta especificidad climática tiene repercusiones notables en la hidrología y en los balances de masa de los glaciares de Bolivia. En relación a sus homólogos de latitudes medias, estos glaciares son muy sensibles y reaccionan muy rápidamente a las fluctuaciones climáticas, por el movimiento de los frentes y por la variabilidad de los balances de masa y de los balances hidrológicos.

Uno de los objetivos del estudio, realizado desde 1991 en el Glaciar Zongo en Bolivia, es la evidenciación de los procesos físicos que explican los caudales de fusión. Este objetivo impone una modelización hidrológica para comprender las relaciones entre parámetros meteorológicos y caudales que salen de la cuenca con glaciar. Una vez calibrado, el modelo debe servir para reconstituir las lagunas en las observaciones de caudales. Se lo utilizará también en la simulación de las consecuencias hidrológicas sobre los glaciares andinos de escenarios plausibles del cambio global del clima. En función de estos diferentes objetivos y de los datos disponibles, el intervalo de tiempo elegido para la modelización es de algunas horas, necesariamente inferior a un día.

Existen pocos modelos de cálculo de los caudales aplicables a cuencas fuertemente glaciizadas y no existe ningún trabajo de modelización de los caudales de glaciares en clima tropical. Es por ello que hemos desarrollado nuestro propio instrumento de modelización, basado en un balance energético puntual, extendido a toda la cuenca. El modelo elaborado, que tiene como objetivo la simulación de los caudales de fusión, es intermediario entre un modelo hidrológico conceptual, poco "físico", y un modelo energético preciso pero aplicable solamente a nivel puntual.

1. HIDROLOGÍA DE LOS GLACIARES TROPICALES Y MODELIZACIÓN

Para la modelización hidrológica del Glaciar Zongo, disponemos de datos meteorológicos sobre el glaciar a 5 150 m (temperaturas del aire a 180 y 30 cm encima del hielo, humedad, radiación global de cortas longitudes de onda de la atmosfera y del glaciar, balance neto de radiación, viento a 2 m), así como de mediciones complementarias de precipitación, temperatura, radiación global y niveles de agua en otros puntos de la cuenca. Aunque existen algunas mediciones desde 1991, nos limitaremos en el presente artículo al período de octubre 1993 a agosto de 1994, ya que es el período en cual disponemos de mayores datos. Otros artículos (Franco *et al.*, 1995; Rigaudière *et al.*, 1995a) presentan el sistema de mediciones.

La figura 1 ilustra la relación entre los caudales diarios que salen del Glaciar Zongo y dos parámetros meteorológicos observados a 5 150 m: la temperatura y la radiación global (cortas longitudes de onda). La fuerte estacionalidad del caudal se observa claramente, aproximadamente el 75% de los escurrimientos aparecen entre octubre y marzo, mientras que ninguna variación de la radiación global se manifiesta en función de la estación. La temperatura a 5 150 m presenta también una ligera estacionalidad con aumento de julio a diciembre y disminución de enero a junio, fluctuación estacional que desaparece completamente por las temperaturas observadas a 4 830 m o a 4 770 m.

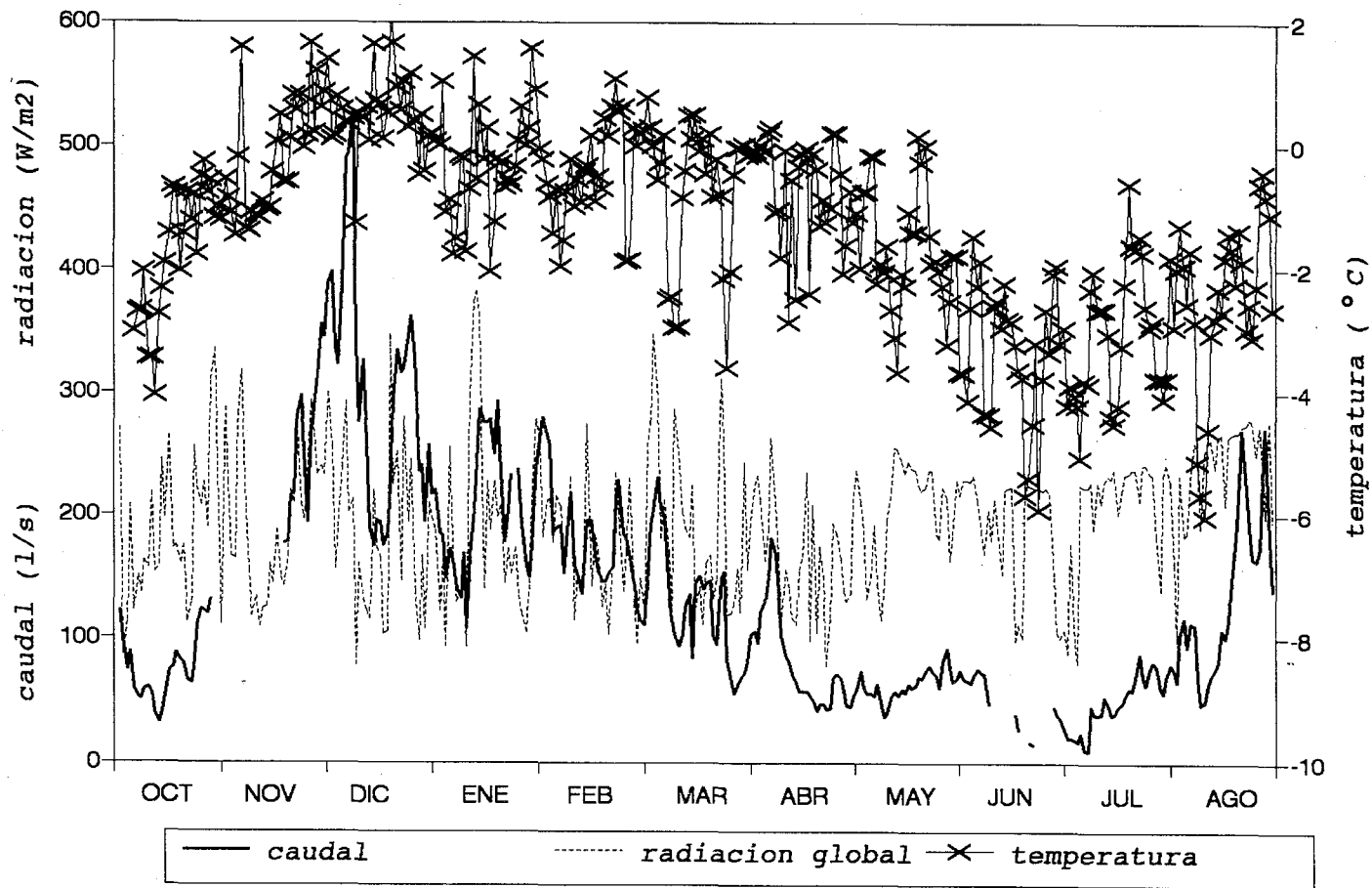


Fig. 1 - Período octubre 1993 - septiembre 1994, en el Glaciar Zongo. Valores diarios de temperatura y radiación global a 5 150 m y de caudal a 4 830 m.

Son las precipitaciones que presentan la mayor estacionalidad con 83% del valor anual entre octubre y marzo. A pesar de ello, la influencia de la lluvia es baja en los escurrimientos de la cuenca de Zongo. El coeficiente de correlación no es significativo entre caudales y lluvias ($r^2=0,06$, $n=296$) y los caudales más fuertes aparecen durante episodios de varios días sin lluvia en el curso de la estación húmeda (Ribstein *et al.*, 1995).

Existen muchos modelos hidrológicos aplicables a cuencas con nieve (ver inventario hecho por WMO, 1986). Las caídas de nieve se transforman rápidamente bajo los Trópicos debido a fuertes temperaturas y fuertes radiaciones. En los glaciares, la nieve fresca desaparece rápidamente o se vuelve neviza con una densidad que pasa aproximadamente de 0,1 a 0,4 después de algunos días de buen tiempo. Esta transformación viene acompañada de variaciones importantes y rápidas del albedo, entre 0,9 y 0,4 en menos de una semana (Rigaudière *et al.*, 1995a). Además las coberturas de nieve fuera del glaciar se funden en algunos días. En las cuencas fuertemente glaciadas bajo los trópicos, los modelos construidos a partir del deshielo de un stock nevoso no están adaptados.

Algunos modelos hidrológicos que toman en cuenta el deshielo de glaciares fueron repertoriados por Fountain & Tangborn (1985) y por Moore (1993). Muchos se inspiran en una correlación entre caudales y temperaturas (enfoque de tipo "temperature index" en inglés), es decir de una fórmula lineal $Q_d = b (T_d - T_{ref})$. Para el día d , el caudal diario Q_d está vinculado a la temperatura diaria T_d luego de sustracción de una temperatura de referencia T_{ref} , elegida generalmente igual a cero. Estos modelos "temperature index" fueron utilizados en hidrología de glaciares, en una forma a veces más sofisticada con variación estacional del parámetro b (Braun & Aellen, 1990). En el Glaciar Zongo, este tipo de modelo se aplica mal, la correlación entre temperaturas y caudales es baja ($r^2=0,39$, para 296 valores diarios). Esta baja correlación se explica por la transformación rápida de la nieve evocada más arriba. Y el término albedo es un término fundamental que hay que tomar en cuenta para la simulación de los caudales de los glaciares tropicales.

Los comentarios anteriores imponen por lo tanto la utilización de un balance energético para la simulación de los caudales en pequeños intervalos de tiempo. En cuencas fuertemente glaciadas como la del Glaciar Zongo (superficie de 3 km², 77% de glaciares), la variabilidad espacial importante no justifica un balance energético muy preciso sino que impone un modelo robusto que no necesita muchos datos de entrada. En un primer tiempo, no habrá que descuidar ninguno de los términos del balance energético, ya que nuestro objetivo es justamente determinar los términos preponderantes en la explicación de los caudales en clima tropical. Además, hay que sectorizar el glaciar por tramos de altura, dedicándose a definir sectores relativamente homogéneos en relación con el deshielo. Este enfoque espacializado de la modelización mejora considerablemente los resultados ya que integra una distribución altitudinal de las características meteorológicas (Braun *et al.*, 1994).

2. LOS FUNDAMENTOS DEL MODELO

La descripción detallada del modelo se encuentra en el informe de Rigaudière *et al.* (1995b). Presentamos en este capítulo el funcionamiento general subrayando ciertos aspectos originales. La ecuación del balance completo en la interfase aire y nieve/hielo aparece abajo (eq. 1).

$$(1 - a) R_g + R_{atm} - R_{suelo} + Q_{lat} + Q_{sens} - k \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_e + Q_p = L_f F + \int_0^e \rho c \frac{\partial T}{\partial t} dz$$

(1) (2) (3) (4) (5) (6) (7) (8) (9)

(1): balance de radiación de cortas longitudes de onda (en $W m^{-2}$)

a: albedo (sin unidad) y R_g : radiación global (en $W m^{-2}$)

(2): radiación atmosférica de grandes longitudes de onda (en $W m^{-2}$)

(3): radiación del suelo de grandes longitudes de onda (en $W m^{-2}$)

(4): flujo de calor latente (sublimación/condensación) (en $W m^{-2}$)

(5): flujo de calor sensible (en $W m^{-2}$)

(6): flujo de calor proveniente de capas inferiores (en $W m^{-2}$)

T: temperatura ($^{\circ}C$) y k: conductibilidad térmica (en $W m^{-1} ^{\circ}C^{-1}$)

(7): calor proporcionado por las precipitaciones (en $W m^{-2}$)

(8): energía disponible para la fusión (en $W m^{-2}$)

L_f: calor latente de fusión (en $J kg^{-1}$)

F: masa de agua de deshielo por unidad de superficie y de tiempo (en $kg s^{-1} m^{-2}$)

(9): recalentamiento o enfriamiento de la cobertura de nieve

r: masa específica de nieve o hielo (en $kg m^{-3}$)

c: capacidad calorífica de nieve o hielo (en $J kg^{-1} ^{\circ}C^{-1}$), T temperatura ($^{\circ}C$)

Esta ecuación corresponde a la conservación de la energía en la capa de intercambios térmicos de espesor e, para una unidad de superficie horizontal (ver Lliboutry, 1964: 341). Se supone que los flujos horizontales no son importantes en relación con los flujos verticales. El término (8) es el que tratamos de evaluar, por cálculo de todos los otros.

El término (9), recalentamiento o enfriamiento de la capa superior de hielo o nieve, impone la estimación de un perfil de temperaturas en cada intervalo de tiempo. Las únicas mediciones que disponemos sobre un período suficientemente largo son mediciones de temperatura del aire a 30 y 180 centímetros. Algunas temperaturas fueron medidas también en una capa de nieve/neviza de 1 m aproximadamente que condujeron a las siguientes hipótesis, procedentes de las observaciones:

- en la profundidad e, la capa está constituida por hielo (densidad superior a 0,6) de temperatura igual a $0^{\circ}C$ (e del orden de 1 m).

- en la profundidad e/l ($l > 1$), se pasa del hielo a la cobertura de nieve y este límite corresponde al mínimo de temperatura.

El perfil de temperaturas en cada intervalo de tiempo está compuesto de 4 valores, T_{alto} (medido), T_{bajo} (medido), T_{aire} (temperatura del aire a $+e/l$ encima de la superficie calculada por interpolación/extrapolación lineal de T_{alto} y T_{bajo}), T_{hielo} ($0^{\circ}C$, a la profundidad e, por hipótesis). Se calcula también la temperatura a la profundidad $-e/l$ ($T_{e/l}$) y a la interfase T_{suelo} por una resolución de la ecuación del calor, a partir de un esquema con diferencias finitas. La figura 2 ilustra el cálculo del perfil de temperaturas.

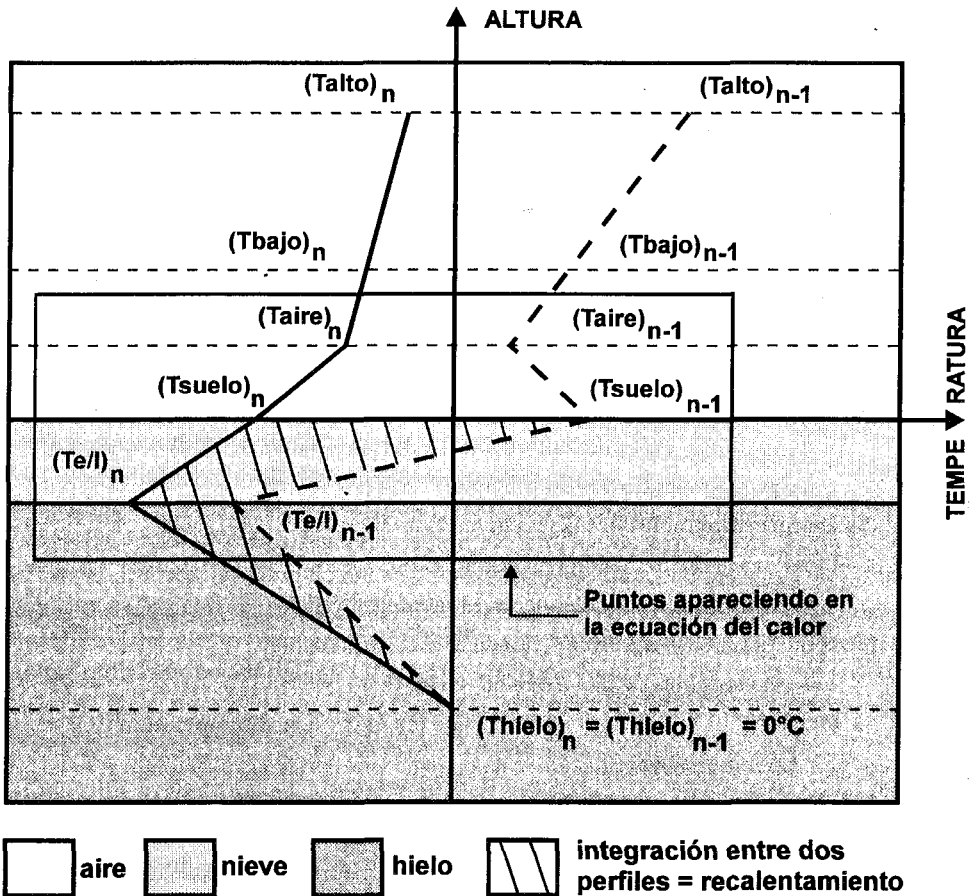


Fig. 2 - Perfiles de temperatura con resolución de la ecuación de calor en la interfase aire/nieve, entre los instantes n y $n-1$.

El funcionamiento general del modelo se basa en una evolución del perfil de las temperaturas para equilibrar el balance energético en cada intervalo de tiempo. Si el término de fusión (8) es positivo, la energía proporcionada sirve primero para recalentar la capa nieve/hielo hasta 0°C (se aumenta $T_{e/l}$), luego el agua percola. Si este término (8) es negativo, el agua de fusión del intervalo de tiempo anterior hiela de nuevo y la capa está fría (se disminuye $T_{e/l}$). Un proceso iterativo, en cada intervalo de tiempo, permite la estimación de $T_{e/l}$ y de T_{suelo} , así como el término de fusión para el sector considerado.

La radiación global es bastante homogénea a escala del glaciar (Rigaudière *et al.*, 1995a). No sucede lo mismo con la radiación reflejada, con el albedo o con la radiación neta. Por lo tanto no es posible extender al conjunto del glaciar las mediciones de radiación reflejada y de radiación neta hechas puntualmente a 5 150 m. En consecuencia, hemos integrado en el modelo un cálculo del albedo inspirado en los trabajos de Winther (1993). El esquema elegido considera que el albedo continúa estable si la temperatura es negativa,

reencuentra su valor máximo en caso de episodio nevoso y decrece exponencialmente si la temperatura es positiva según la suma de las temperaturas positivas acumuladas desde la última nevada.

Para los términos (2) y (3) de radiación de grandes longitudes de onda, aplicamos la ley de Stefan-Boltzmann.

$$R_{\text{suelo}} = \epsilon \sigma T_{\text{suelo}}^4 \quad R_{\text{atm}} = \epsilon \sigma T_{\text{aire}}^4$$

con ϵ emisividad y σ constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$).

Para el término (3) que representa la radiación de la capa superior nieve/hielo, la emisividad es tomada igual a 0,985. Para el término (2), la radiación de la atmósfera, la fórmula de Brutsaert (1975) permite estimar la emisividad, con una corrección debida a la altura y a la nebulosidad según Kustas *et al.* (1994). La nebulosidad es estimada en relación con la radiación extraterrestre, habiendo observado que, por tiempo perfectamente claro, la radiación global es igual al valor teórico de la radiación extraterrestre menos 80 W m^{-2} aproximadamente (Rigaudière *et al.*, 1995a). Este valor límite de la radiación global en atmósfera despejada se observa claramente en época seca en la figura 1, sabiendo que para los meses de mayo, junio, julio, agosto, la radiación extraterrestre es respectivamente de 334, 312, 321, 358 W m^{-2} .

Los aportes de la morrena son simplemente calculados a partir de un coeficiente de escurrimiento constante (proporcionalidad directa a la precipitación) y a partir del deshielo de un stock nevoso (proporcionalidad directa a la temperatura).

Los caudales (glaciar y morrena) a la salida de cada uno de los sectores modelizados son transferidos al exutorio de la cuenca por reservorios lineales. Cada sector alimenta 2 reservorios en paralelo, un reservorio "lento" y un reservorio "rápido" por analogía a los escurrimientos intraglaciario y subglaciario. Todos los reservorios de todos los sectores son puestos en paralelo para proporcionar el caudal total al exutorio.

Para pasar del balance energético a la energía de fusión calculada para cada sector, se introdujo cierto número de parámetros. Como algunos de estos parámetros toman valores diferentes de un sector al otro, el número de parámetros que hay que calibrar es importante. Por ello, el método automático de Rosenbrock (1960) fue utilizado para investigar el mínimo de una función relacionada con las diferencias entre caudales observados y calculados. Para conducir la optimización en buenas condiciones, se impusieron límites para cada parámetro a calibrar, para quedar dentro de los límites físicos razonables.

3. ALGUNOS RESULTADOS DEL MODELO APLICADO AL GLACIAR ZONGO

El número de sectores definidos en la cuenca con glaciar queda a elección del utilizador del modelo. En los resultados presentados en este capítulo, hemos optado por 8 sectores en el Glaciar Zongo, lo que permite tener superficies de sectores del mismo orden de magnitud y homogéneos desde el punto de vista morfológico (diferenciación de las zonas de "seracs" y de zonas de nevizas).

La figura 3 presenta los resultados obtenidos con el modelo aplicado en todo el período (octubre 93 - agosto 94). El intervalo de tiempo de cálculo es de 6 horas pero las comparaciones se hacen en los caudales diarios; el coeficiente de correlación r^2 , entre los valores observados y calculados, es de 0,87.

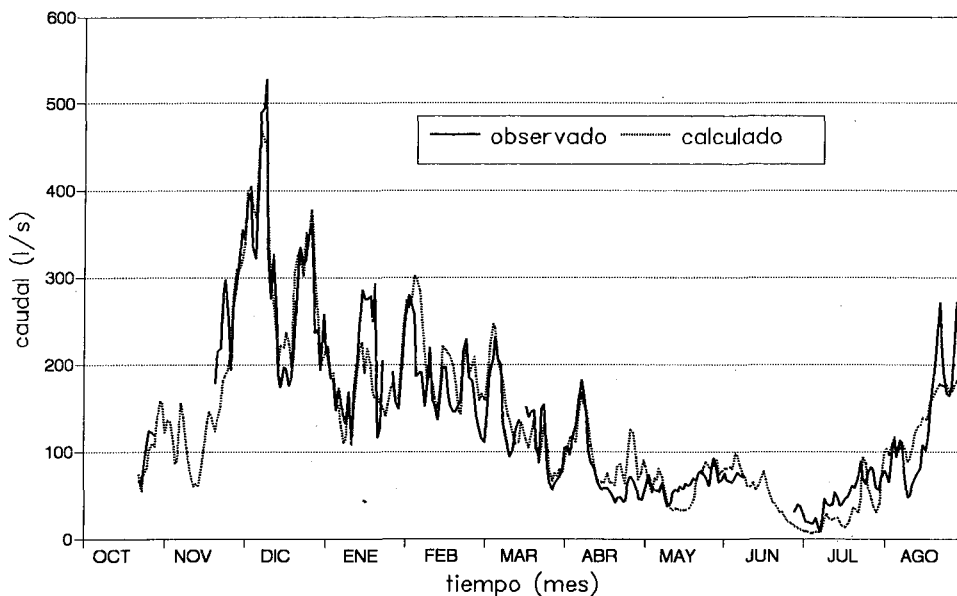


Fig. 3 - Caudales diarios observados y calculados por el modelo, por el período octubre 1993 a agosto 1994 (calibración con intervalo de tiempo de 6 horas).

Se realizó una calibración cruzada dividiendo el período observado en dos, antes y después de abril 1994. Los criterios en calibración no mejoraron sensiblemente y los resultados de validación siguen siendo aceptables.

La adaptación del modelo parece satisfactoria ya que toma muy en cuenta la diversidad de las situaciones hidrológicas del período de observación.

El funcionamiento del modelo también fue estudiado con un intervalo de tiempo de 2 horas para el período de mayor escurrimiento, del 20 de noviembre al 15 de diciembre 1993. Los resultados son correctos como lo muestra la figura 4.

Cualquiera que sea el intervalo de tiempo, el modelo conduce a resultados aceptables, aunque los períodos de fuerte escurrimiento parezcan mejor constituidos que los de bajo escurrimiento. Esto se debe a que los caudales bajos corresponden a períodos en que los fenómenos de helada de agua de fusión y de abastecimiento/desabastecimiento de energía en la capa de nieve/hielo tienen la mayor amplitud. Estos son los fenómenos más complejos que maneja el modelo.

Se puede resumir aquí un análisis detallado de los resultados realizado en Rigaudière *et al.* (1995b). En caudales específicos, el sector de abajo puede proporcionar hasta $0,500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, mientras que el aporte del sector de arriba es inferior a $0,01 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$. Pero el sector de arriba representa cerca de la mitad de la superficie de la cuenca y su contribución al escurrimiento global no es despreciable.

El balance de las longitudes cortas de onda (término (1) de la ecuación 1) explica por mucho la variabilidad en el espacio y en el tiempo del balance de radiación total. Este balance

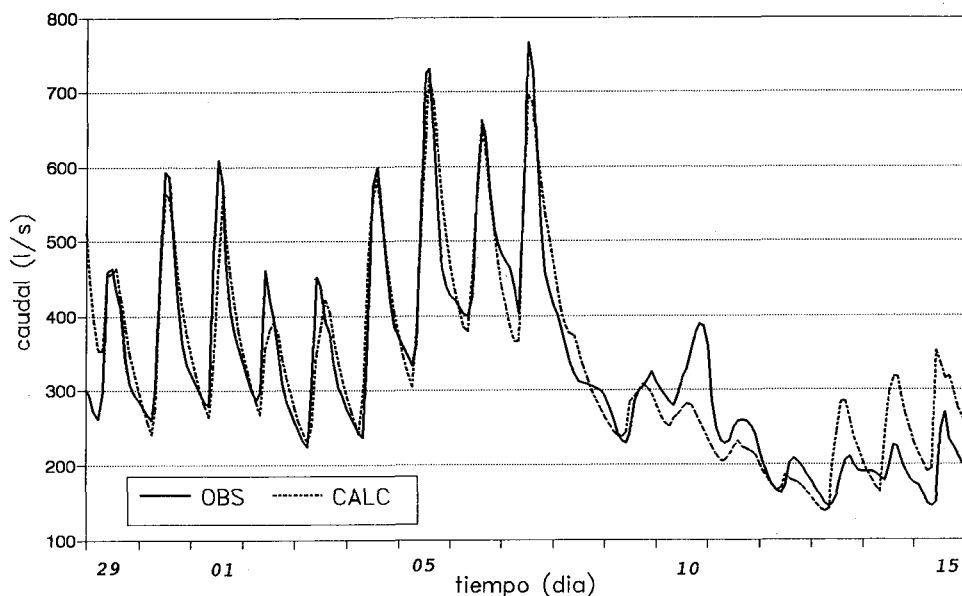


Fig. 4 - Caudales observados y calculados por el modelo por el período del 20 de noviembre al 15 de diciembre 1993 (calibración con paso de tiempo de 2 horas).

es mucho más excedentario en la parte baja del glaciar que en la parte alta y es más bien menos fuerte en invierno que en verano.

Se realizaron pruebas de sensibilidad del modelo al intervalo del tiempo de cálculo y al número de sectores. Un intervalo de tiempo de 6 horas y 8 sectores parecen ser la mejor opción pero los resultados siguen siendo próximos con un intervalo de tiempo de 12 horas o con solamente 3 sectores.

4. DISCUSIÓN

Se trata de un primer trabajo de modelización que utiliza las observaciones hechas sobre el Glaciar Zongo. La reconstitución de los caudales observados es satisfactoria para el período octubre 1993 - agosto 1994. Ahora se siguen diferentes direcciones para mejorar el modelo.

Por ejemplo, una validación realizada después sobre el período de septiembre 94 a enero 1995 dio resultados poco convincentes. Actualmente se lleva a cabo un estudio para conocer las razones. Parece que el número demasiado grande de parámetros del modelo explica estos malos resultados en validación: demasiados parámetros conducen a una pseudo-calibración que, aplicada en otras condiciones de funcionamiento, no es validado. Los estudios tratan ahora sobre la disminución del número de parámetros para aproximarse a la significación física de este modelo energético.

El flujo de calor latente (sublimación y condensación) parece mínimo en relación con los otros términos del balance, lo que confirma los primeros resultados obtenidos sobre el

Glaciar Zongo (Francoy *et al.*, 1995). No obstante, este resultado deberá ser confirmado con la instalación de otros sensores para conocer con precisión los gradientes de viento y de humedad en la superficie del glaciar.

Es difícil estimar la cantidad de precipitación debido a las dificultades de medición de la nieve a gran altura. Un error en este parámetro es compensado por los otros términos del balance pero toma una parte del significado físico de los resultados. Es por ello que, siguiendo el procedimiento recomendado por Braun & Aellen (1990), pensamos comparar los resultados sector por sector con las mediciones de balance de masa obtenidos por algunas balizas para las zonas correspondientes.

Sabemos que una de las principales críticas que pueden hacerse sobre el estado actual del modelo es no tomar en cuenta lugares del glaciar en las diferentes alturas en relación con la inclinación de la radiación global. Seguramente que esto serviría para introducir una estacionalidad sobre bases físicas proporcionadas por un Modelo Numérico de Terreno (MNT). Esta dirección de investigación será tomada en cuenta en las próximas versiones del modelo.

Se trata de un modelo en proceso de desarrollo pero cuyos primeros resultados parecen suficientemente correctos para permitir una primera utilización en simulación. Esto se hizo estudiando la sensibilidad del modelo en las entradas. Un aumento de 1 °C de la temperatura conduce a caudales calculados superiores al 62% en los caudales observados. Las lluvias, la humedad relativa y la radiación global parecen menos sensibles que las temperaturas. Pero hay que notar que este estudio de sensibilidad fue realizado fijando todas las entradas, menos una que varía de diferentes maneras. Una variación de varias entradas simultáneamente tal vez habría llevado a otras conclusiones. Por ejemplo, una disminución de las lluvias o de la humedad debe corresponder a cierto aumento de la radiación global, que induce a un aumento de las temperaturas. Se realizará un estudio más completo en simulación después de haber mejorado el significado físico del modelo como se señaló más arriba.

Referencias citadas

- BRAUN, L.N. & ELLEN, M., 1990 - Modelling discharge of glacierized basins assisted by direct measurements of glacier mass balance. in: *Hydrology in mountainous regions I - Hydrological measurements; the water cycle* (Lang H. & Musy A. ed.): 99-106, IAHS 193, Wallingford, UK.
- BRAUN, L.N., BRUN, E., DURAND, Y., MARTIN, E. & TOURASSE, P., 1994 - Simulation of discharge using different methods of meteorological data distribution, basin discretization and snow modelling. *Nordic Hydrology*, 25 (1/2): 129-144.
- BRUTSAERT, W., 1975 - On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, 11 (5): 742-744.
- FOUNTAIN, A.G. & TANGBORN, W., 1985 - Overview of contemporary techniques. in: *Techniques for prediction of runoff from glacierized areas* (Young G. ed.): 27-41, IAHS 155, Wallingford, UK.
- FRANCOU, B., RIBSTEIN, P., SARAVIA, R. & TIRIAU, E., 1995 - Monthly balance and water discharge of an intertropical glacier, the Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16 °S. *Journal of Glaciology*, 41 (137): 61-67.
- KUSTAS, W.P., RANGO, A. & UIJLENHOET, R., 1994 - A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. *Water Resources Research*, 30 (5): 1515-1527.

- LLIBOUTRY, L., 1964 - *Traité de glaciologie*, 1040p., Paris: Masson et Cie.
- MOORE, R.D., 1993 - Application of a conceptual streamflow model in a glacierized drainage basin. *Journal of Hydrology*, 150: 151-168.
- RIBSTEIN, P., TIRIAU, E., FRANCOU, B. & SARAVIA, R., 1995 - Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia. *Journal of Hydrology*, 165: 221-234.
- RIGAUDIÈRE, P., RIBSTEIN, P., FRANCOU, B., POUYAUD, B. & SARIASIA, R., 1995a - Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le Glacier Zongo. Année hydrologique 1993-94, 69p., Informe N°43, La Paz, Bolivia: ORSTOM.
- RIGAUDIÈRE, P., RIBSTEIN, P., FRANCOU, B., POUYAUD, B. & SARAVIA, R., 1995b - Un modèle hydrologique du Glacier Zongo, 90p., Informe N°44, La Paz, Bolivia: ORSTOM.
- ROSENBROCK, H.H., 1960 - An automatic method for finding the greatest or least of a function. *Computer Journal*, 3: 175.
- WINTHER, J.G., 1993 - Short- and long-term variability of snow albedo. *Nordic Hydrology*, 24: 199-212.
- WMO, 1986 - *Intercomparison of models of snowmelt runoff*, 436p., Operational Hydrology, Report N° 23, Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization.

SIMULACIÓN MATEMÁTICA DE LA FUSIÓN NIVAL Y PRONÓSTICO DE ESCURRIMIENTO

Jorge Maza *, Luis Fornero *, Hugo Yañez *

Resumen

Se presenta un estudio de simulación del escurrimiento producido por fusión nival en una cuenca de la región andina central de Argentina. El modelo matemático utiliza datos morfométricos de las cuencas, parámetros hidrometeorológicos y la variación temporal del área cubierta de nieve. Para la adquisición de tales datos se empleó un modelo digital de terreno, sensores hidrometeorológicos con teletransmisión e interpretación de imágenes satelitales seriadas.

Palabras claves: *Nieve, fusión, simulación, escurrimiento, imágenes, Andes argentinos.*

SIMULATION MATHÉMATIQUE DE LA FONTE DES NEIGES ET PRÉVISION D'ÉCOULEMENT

Résumé

Nous présentons une simulation d'écoulement produit par la fonte des neiges d'un bassin de la région central des Andes argentines. Le modèle mathématique utilise des données morphométriques du bassin, des paramètres hydrométéorologiques et la variation temporelle de la surface enneigée. Pour ce travail, nous avons utilisé un modèle digital de terrain, des capteurs hydrométéorologiques avec télétransmission et l'analyse multitemporelle des images satellitaires.

Mots-clés : *Neige, fonte, simulation, écoulement, images.*

SNOWMELT AND RUNOFF FORECAST MATHEMATICAL SIMULATION

Abstract

A runoff simulation study produced by snowmelt in a central andean basin of Argentina is presented in this paper. The mathematical model operates through the watershed morphometric data, hydrometeorological parameters and the snow covered area temporal variation. In order to obtain such data a digital terrain model, hydrometeorological sensors with teletransmission and interpretation of serial satellite images were applied.

Key words: *Snowmelt, simulation, runoff, images, Andes of Argentina.*

INTRODUCCIÓN

Cualquier estudio destinado al aprovechamiento o control del recurso hídrico en la zona andina no puede prescindir de considerar la contribución por fusión nival al escurrimiento superficial directo (70% en el año medio), y para ello deberá tener en cuenta una de las fases más importantes del ciclo hidrológico de la región: la fusión nival.

Es conocido que la mayoría de los métodos aplicados a la resolución de este fenómeno tienen una base empírica, debido a la gran variabilidad temporal y espacial que tienen tanto la cantidad y propiedades de la nieve precipitada como la gran cantidad de factores involucrados en los numerosos procesos que acompañan a la fusión nival.

Este trabajo ha tenido como objetivo vincular determinísticamente el escurrimiento por fusión nival con los factores meteorológicos, topográficos e hidrológicos en un intento de producir una metodología que permita pronosticar en el corto y mediano plazo el recurso hídrico disponible para las diversas actividades socioeconómicas (agricultura, agua potable, hidroenergía, recreación, etc.) de la región irrigada por el río Mendoza, Argentina, la cual tiene una población de 900 000 habitantes.

El área de estudio comprende la cuenca del río Tupungato (afluente del río Mendoza) que se ubica entre 69°45' y 70°10' de longitud Oeste y entre 32°35' y 33°21' de latitud Sur (Fig. 1). El límite oeste de la cuenca se halla recostado sobre la divisoria de aguas de la cordillera andina que es a su vez límite entre Argentina y Chile. La superficie de la cuenca Tupungato es de 1 858 km² y su altitud media es de 4510 m s.n.m. (Fig. 2).

La región andina mencionada tiene la particularidad de que prácticamente el escurrimiento superficial no tiene aportes de precipitación pluvial. El caudal base invernal está generado por el agua infiltrada y que aparece en las laderas de los cauces como aporte subsuperficial. El proceso de fusión nival comienza en la primavera (en la segunda quincena de setiembre o primeros días de octubre) y su finalización depende de la cobertura y espesor del manto nival, llegando en casos extremos a fines de febrero. Luego el hidrograma anual de escurrimiento está comprendido entre julio y junio del año siguiente produciéndose los caudales máximos a fines de diciembre o primeros días de enero.

1. ESTACIONES DE MEDICIÓN Y DATOS

Los estudios realizados se han basado en las mediciones hidrometeorológicas realizadas por la Empresa Agua y Energía Eléctrica (A.y E.E.) de Argentina en la localidad de Punta de Vacas (32°51' lat. S. y 69°46' Long. O.) a 2 450 m s.n.m.

Por su parte el INCYTH-Centro Regional Andino ha instalado en el ámbito del estudio, tres estaciones hidrometeorológicas (Fig. 1): 1) Estación Las Cuevas ubicada a 3 000 m s.n.m. Su sistema de transmisión de datos es vía satélite GOES. Mide equivalente agua nieve (EAN) y temperatura. 2) Estación Horcones ubicada a 2 750 m s.n.m. en un sitio cercano a la localidad Puente de Inca. Los datos que mide de equivalente agua nieve (EAN) y temperatura los transmite vía satélite GOES. 3) Estación Punta de Vacas ubicada a 2 500 m s.n.m. aguas abajo de la confluencia de los ríos Tupungato y Las Cuevas. Los datos medidos de nivel de agua en río y temperatura son transmitidos vía satélite GOES.

Los registros de las ondas diarias de nivel de agua en río y temperatura de la Estación Punta de Vacas permitieron definir el retardo existente entre la fusión y el escurrimiento.

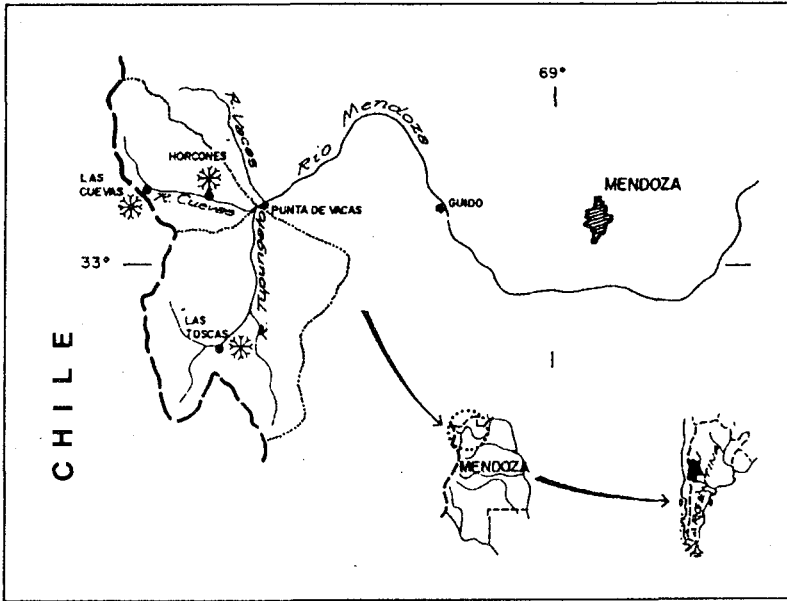


Fig. 1 - Mapa de ubicación.

Cuenca Rio Tupungato
Elevacion

- 2400 - 2600 ms.m.
- 2600 - 2800 ms.m.
- 2800 - 3000 ms.m.
- 3000 - 3200 ms.m.
- 3200 - 3400 ms.m.
- 3400 - 3600 ms.m.
- 3600 - 3800 ms.m.
- 3800 - 4000 ms.m.
- 4000 - 4400 ms.m.
- 4400 - 4800 ms.m.
- 4800 - 5200 ms.m.
- 5200 - 5600 ms.m.
- 5600 - 6000 ms.m.
- ELEV. > 6000 ms.m.

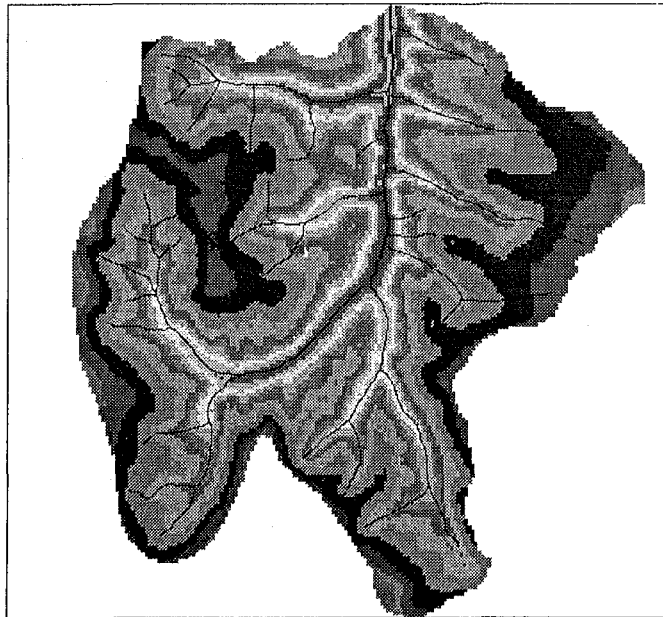


Fig. 2 - WODITEM hipsométrico.

2. CARTOGRAFÍA Y PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS

A partir de cartas planialtimétricas se confeccionó la base de datos mediante digitalización. Esto permitió disponer de las planialtimetrías de las cuencas, en cualquier escala, con una equidistancia de 250 m. La información en soporte magnético fue directamente utilizada por medio del Modelo Digital de Terreno WODITEM (Watershed Oriented Digital Terrain Model) (Cazorzi, 1991) para la determinación directa de las principales características morfométricas de las cuencas: hipsometría, exposición y pendiente (Figs. 2, 3 y 4), de aplicación en el modelo de fusión nival. WODITEM permite incorporar además otros temas como por ejemplo: red de drenaje, contornos de cuencas y subcuencas, cobertura vegetal o nival, etc. (Cazorzi *et al.*, 1986)

3. SENSORES REMOTOS APLICADOS A ÁREAS CUBIERTAS DE NIEVE

En este estudio se utilizaron imágenes papel en blanco y negro del sensor LANDSAT-MSS en banda 5 y en escala 1:500 000 (Fig. 5), las cuales fueron digitalizadas para determinar el área cubierta de nieve (Fig. 6). Las variaciones del área cubierta de nieve en los períodos de fusión de los años hidrológicos 1980-1981, 1981-1982 y 1983-1984 fueron evaluados a través de cuatro imágenes en cada período, evaluando el contraste entre los tonos blanco, gris y negro.

La precisión de esta determinación mejoraría si se efectuara un análisis digital de los valores de reflectancia en distintas bandas del MSS (Menenti, 1986), lo que facilitaría la

Cuenca Río Tupungato
Exposición

	0 - 30 deg.
	30 - 60 deg.
	60 - 90 deg.
	90 - 120 deg.
	120 - 150 deg.
	150 - 180 deg.
	180 - 210 deg.
	210 - 240 deg.
	240 - 270 deg.
	270 - 300 deg.
	300 - 330 deg.
	330 - 360 deg.

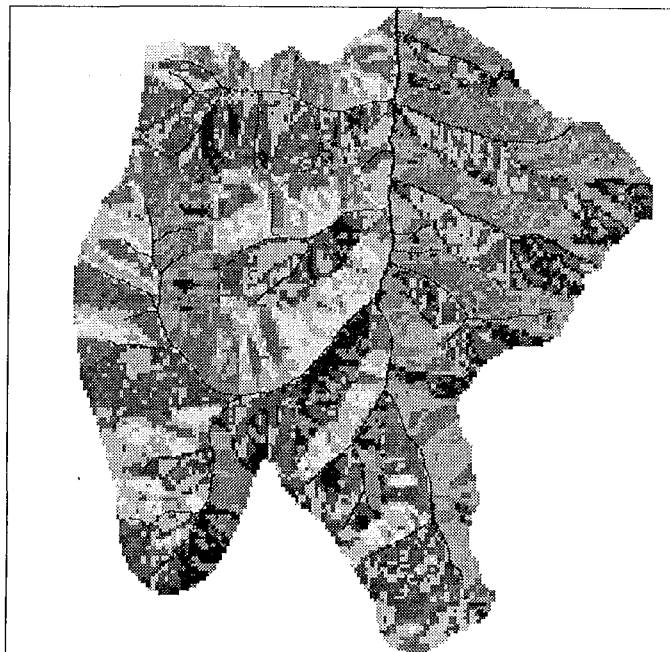


Fig. 3 - WODITEM exposición.

Cuenca Rio Tupungato
Pendiente

- 0 % - 5 %
- 5 % - 10 %
- 10 % - 20 %
- 20 % - 40 %
- 40 % - 60 %
- 60 % - 80 %
- 80 % - 100 %
- 100 % - 200 %
- 200 % - 500 %
- slope > 500 %

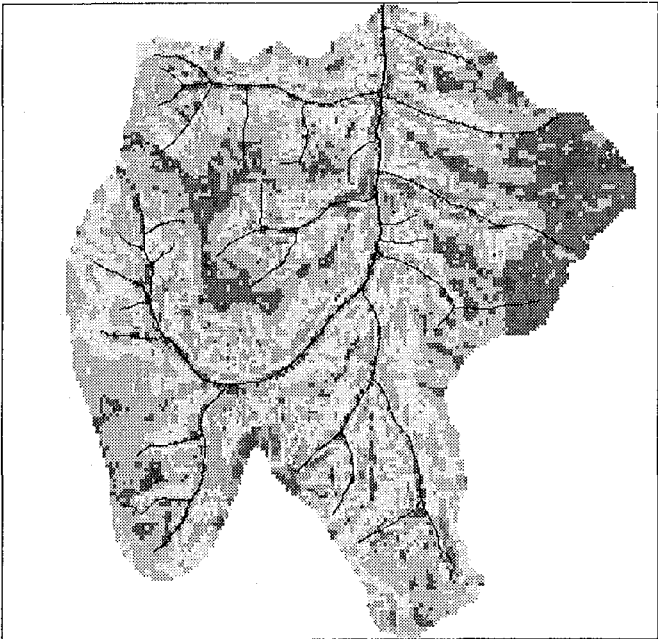


Fig. 4 - WODITEM pendiente.

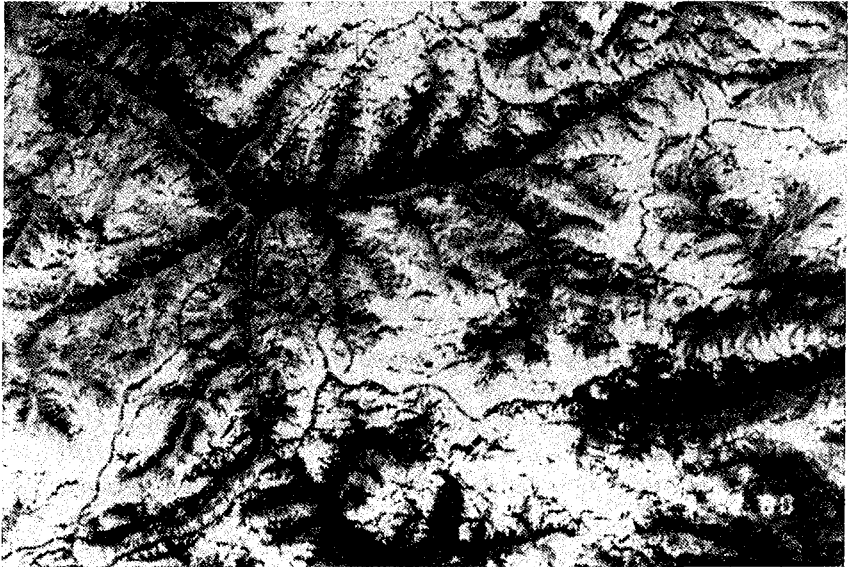


Fig. 5 - Imagen LANDSAT (1980-81).

Cuenca Rio Tupungato
Nieve

- Tierra
- 08/09/80
- 01/11/80
- 25/12/80
- 30/01/81

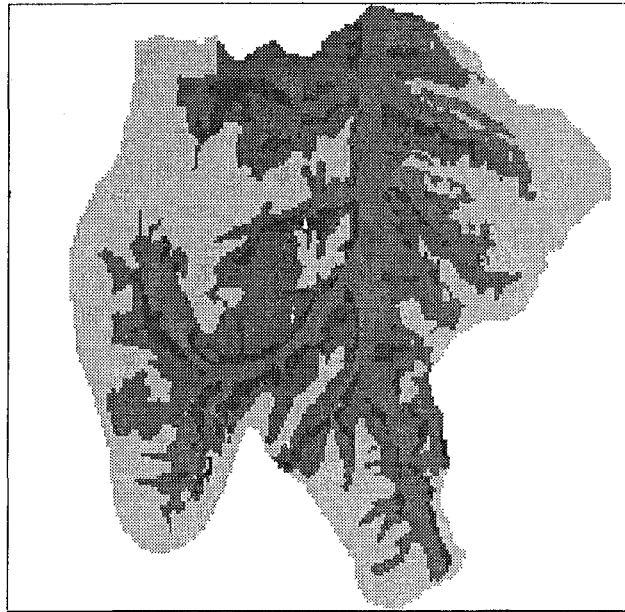


Fig. 6 - WODITEM líneas de nieve (1980-81).

distinción de las zonas nevadas respecto a las descubiertas, e incluso permitiría una cierta clasificación, por ejemplo hielo, nieve limpia, nieve sucia, etc. No obstante ello implicaría mayores costos por la necesidad de contar con las correspondientes imágenes en las distintas bandas, en soporte magnético.

La información de áreas cubiertas de nieve fue cruzada con el análisis morfométrico de las cuencas pudiéndose inferir la influencia topográfica en la fusión nival.

4. MODELO SNOWMELT RUNOFF MODEL (SRM)

El modelo SRM (Martinez *et al.*, 1994) es de tipo determinístico y de simulación continua. Sus parámetros pueden aplicarse en forma distribuida hasta en 8 zonas de diferente elevación. SRM produce el hidrograma de escurrimiento por fusión nival con caudales medios diarios calculados en base a un simple algoritmo:

$$Q_{n+1} = \sum_{z=1} c_{nz} [a_n (T_n + \Delta T_{nz}) S_{nz} + P_{nz}] \frac{A_z}{864000} (1 - K_{n+1}) + Q_n K_{n+1}$$

donde:

Q = caudal medio diario en m³ /s

c = coeficiente de escurrimiento

a = factor grado-día en cm/°C día

T = número de grados-día en °C día

DT = diferencia de temperatura debido a la diferencia en altitud entre la estación de medición y la altura media hipsométrica de la zona *z*.

S = proporción de área cubierta de nieve sobre el área total de la zona *z*

P = precipitación que contribuye al escurrimiento en cm

A = área de la zona en m²

K = coeficiente de recesión calculado como Q_{m+1} / Q_m durante un período de recesión

n = secuencia de días durante el período de cálculo. En la ecuación planteada los grados-día del día *n* corresponden a la descarga del día *n*+1. El modelo admite coeficientes de corrección cuando el retardo de la cuenca (lag) es distinto a éste.

z = suscripto que indica las zonas en la que está subdividida la cuenca (admite hasta 8 zonas).

En esta ecuación *T*, *S* y *P* son variables que se miden o determinan cada día, mientras que *c*, *a*, *K* y *DT* son parámetros que caracterizan a una determinada cuenca y/o clima y que son evaluados apriori por medio de datos reales, observaciones o por analogía con otras cuencas (Martínez & Rango, 1986). Además se requiere la curva área-elevación para determinar las diferencias en altitud y poder extrapolar temperatura.

El modelo puede operarse en modo de simulación, donde el escurrimiento calculado es comparado con el observado, o en modo pronóstico donde el escurrimiento calculado es ajustado cada día usando valores observados de escurrimiento.

SRM ha sido utilizado por varios institutos, universidades y agencias en más de 24 cuencas de 11 países variables en área desde 0,77 a 4 000 km² y en elevación desde 171 a 7 000 m s.n.m.

El manual del usuario de SRM recomienda subdividir la cuenca en zonas por bandas de elevación de 500 m cada una como máximo (Fig. 7). Esta limitación responde a la elevada sensibilidad del modelo frente a las variaciones del gradiente de temperatura. Sin embargo en una misma zona pueden coexistir distintas características fisiográficas o de uso del suelo que hagan inconveniente adoptar parámetros medios para toda la zona. En este sentido es apropiado el uso de modelos digitales de terreno y de sistemas de información geográfica.

5. CONCLUSIONES

Las simulaciones realizadas (Fig. 8) han evidenciado al modelo SRM como un eficaz pronosticador de escurrimientos por fusión nival. También se ha podido verificar la importancia de la variabilidad del área cubierta de nieve como variable hidrológica en el proceso de fusión (Cazorzi *et al.*, 1992). Finalmente se puede concluir que este modelo hidrológico determinístico basado en una sencilla ecuación de trabajo se presenta como un probable competidor de los modelos estadísticos actualmente en uso.

Lo más importante para que el modelo opere en modo de pronóstico es que sea posible adquirir el pronóstico de las principales variables de entrada: temperaturas, precipitación y cubierta de nieve durante el período de predicción.

Cococa Rio Inpungato
ZONAS DE NIEVE

- Calle
- ▨ Zona A
- ▩ Zona B
- Zona C
- ▨ Zona D
- ▩ Zona E

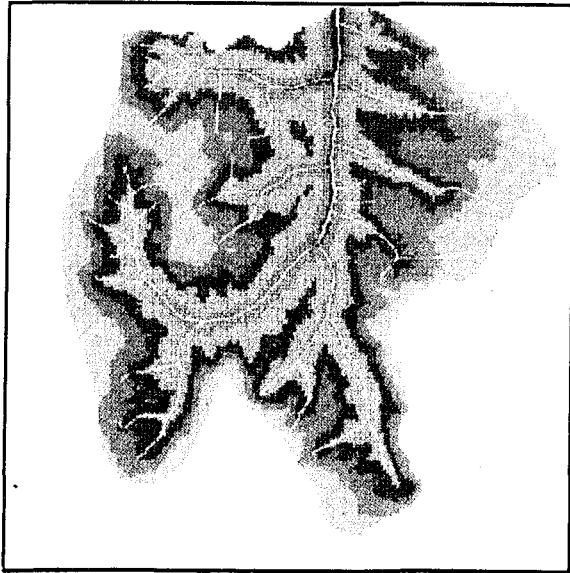


Fig. 7 - WODITEM zonas.

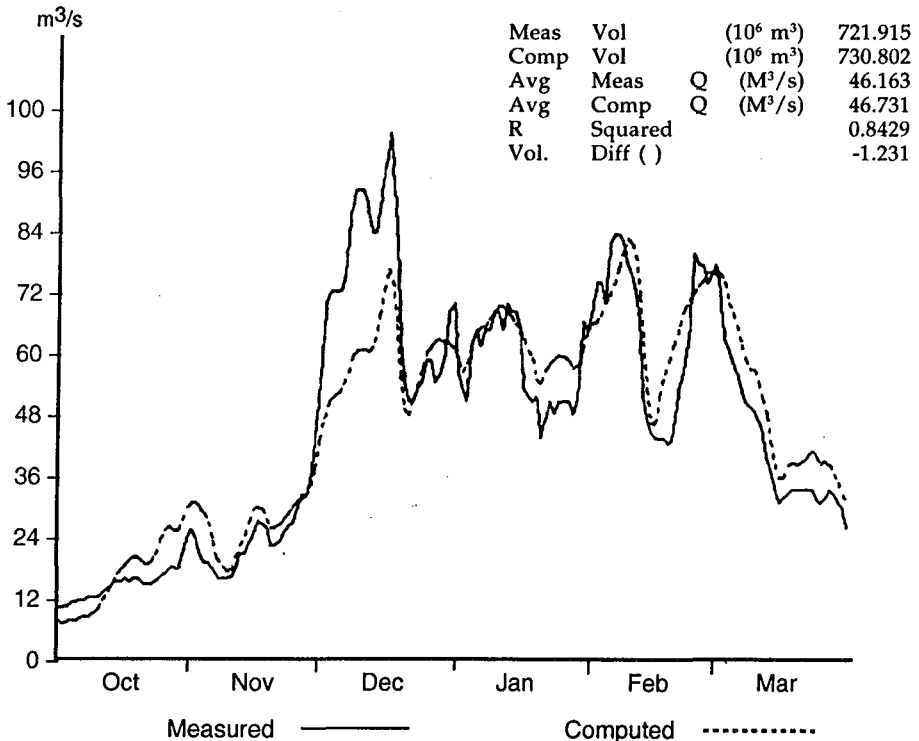


Fig. 8 - Q obs. - Q calc. (1980-1981).

El pronóstico de temperatura puede obtenerse para varios días hasta una o dos semanas, y es doblemente importante a causa del efecto de la temperatura en el decaimiento de la cubierta de nieve.

El uso de curvas depletivas de cubierta de nieve de años anteriores no es posible porque las mismas cambian año a año, y la curva real para un año dado no se conoce al comienzo de la estación de fusión nival. Para pronosticar la depletiva de cobertura nival es necesario primeramente modificar la curva relacionando el área cubierta de nieve (SCA) con los grados-día en vez del tiempo.

Cuando se utilizan las curvas depletivas standards (SCA vs día), no es posible detectar elevadas o bajas acumulaciones extremas de nieve. Además, un pronunciado decrecimiento de SCA puede reflejar un manto de nieve delgado o elevada tasa de fusión. Inversamente, un bajo decrecimiento resulta en una cubierta de nieve de gran espesor o en una baja tasa de fusión resultante de bajas temperaturas. Tales incertidumbres pueden eliminarse utilizando curvas depletivas modificadas (SCA vs grado-día).

Debido a que la densidad y el albedo del manto de nieve cambia a través de la estación de fusión, también lo hace el coeficiente de grado-día. Esto es tenido en cuenta si se reemplazan los grado-días acumulados con láminas acumuladas de fusión nival. Aunque diferentes, son curvas similares las que resultan dependiendo de las diferencias en EAN al comienzo del período. El desarrollo de una familia de tales curvas basadas en EAN permiten la estimación diaria de SCA a través del período de pronóstico.

Cuando se aplica el SRM en modo pronóstico algunos de los valores de parámetros del modelo deben considerarse como fijos de año a año. Ejemplos de esto son el coeficiente de recesión, la altitud hipsométrica de las zonas y el tiempo de retardo. Otros parámetros como el coeficiente de escurrimiento tienen que ser estimados en base a la similitud con otros años y experiencias.

Algunos otros parámetros cambian de año a año, pero deben determinarse para el período en cuestión en base a mediciones.

Referencias citadas

- CAZORZI, F., 1991 - *Watershed Oriented Digital Terrain Model. User's Manual*, 39 p., University of Padova.
- CAZORZI, F. & DALLA FONTANA, G., 1986 - *Allestimento di una banca de dati morfometricie nel Bacino Dell' Ansiet*, 77 p., Padova.
- CAZORZI, F., DALLA FONTANA & G., MAZA, J., 1992 - *Snow Hydrology Investigations in High Mountain Watersheds of Andes. EEC Program: S.T.D. Analysis of regional water resources and their management by means of numerical models and satellite remote sensing in Mendoza*, 38 p., Argentina.
- MARTINEC, J., RANGO, A. & MAJOR, E., 1994 - *Snowmelt-Runoff Model (SRM) User's Manual*, 65p., Univ. of Bern: M.F. Baumgartner. Geographica Bernensia P29.
- MARTINEC, J. & RANGO, A., 1986 - *Parameters values for Snowmelt-Runoff Modelling. Journal of Hydrology*, 84: 197-219.
- MENENTI, M., 1986 - *Hydrological Aspects of Mendoza-Argentina Satellite Images and Numerical Modelling*, 105p., ICW. Wageningen - The Netherlands.

BALANCES DE GLACIARES Y CLIMA EN BOLIVIA Y PERÚ: IMPACTO DE LOS EVENTOS ENSO

*Bernard Francou **, *Pierre Ribstein **, *Hubert Sémiond **,
*César Portocarrero ***, *Abel Rodríguez ***

Resumen

La reconstrucción del balance hidrológico a partir de datos hidrométricos del glaciar de Zongo (Cordillera Real de Bolivia), así como la aplicación del modelo lineal (Lliboutry) sobre los datos de balance de los glaciares Yanamarey y Uruashraju (Cordillera Blanca del Perú), ofrecen la posibilidad de disponer de series de 15-20 años de balance de masa. Analizando paralelamente los datos recogidos en estaciones meteorológicas cercanas, se puede evidenciar el rol de las temperaturas en la determinación de estos balances. La variabilidad de las temperaturas depende de una manera estrecha de los eventos ENSO (El Niño Southern Oscillation): durante estos eventos, las temperaturas máximas y mínimas aumentan sensiblemente y esto afecta el término ablación del balance de masa. Se verifica en estas series de 20 años que todos los años ENSO estén asociados a balances negativos. Durante la mayoría de los eventos ENSO, en el sur de Perú y en Bolivia, se produce una reducción de las precipitaciones, lo que contribuye a acentuar el efecto ENSO sobre los balances. Estos acontecimientos tienen una influencia importante sobre la evolución actual de los glaciares andinos, caracterizada por un retroceso rápido.

Palabras claves: *Glaciares, balance de masa, temperaturas, fenómeno ENSO, Andes tropicales.*

BILANS GLACIAIRES ET CLIMAT EN BOLIVIE ET AU PÉROU : IMPACT DES ÉVÉNEMENTS ENSO

Résumé

À partir d'une reconstruction faite pour le glacier de Zongo (Cordillère Royale, Bolivie) avec des données hydrologiques et de l'application du modèle linéaire (Lliboutry) sur les données des glaciers Yanamarey et Uruashraju (Cordillère Blanche, Pérou), on a pu disposer de séries de 15-20 ans de bilans de masse. En analysant parallèlement les données recueillies aux stations météorologiques proches, on met en évidence le rôle des températures dans la détermination de ces bilans. La variabilité des températures dépend de façon étroite des phénomènes ENSO (El Niño Southern Oscillation) : pendant ces épisodes, les températures maximales et minimales augmentent sensiblement, ce qui affecte le terme ablation du bilan de masse. On vérifie sur ces séries de 20 ans que toutes les années ENSO sont associées à des bilans négatifs. Pendant la plupart des épisodes ENSO se produit au sud du Pérou et en Bolivie une réduction des précipitations, ce qui contribue à accentuer l'effet ENSO sur les bilans. Ces événements ont une grande influence sur l'évolution actuelle des glaciers andins, caractérisée par un recul rapide.

Mots-clés : *Glaciers, bilan de masse, températures, phénomène ENSO, Andes tropicales.*

* Mission ORSTOM, CP 9214 La Paz, Bolivia.

** Oficina de Recursos Hídricos, Electroperú, Av. Confraternidad Internacional, 195, Huaraz, Perú.

GLACIER BALANCE AND CLIMATE IN BOLIVIA AND PERU: EFFECTS OF ENSO EVENTS

Abstract

Mass balance of Zongo Glacier (Cordillera Real, Bolivia) was reconstructed by using hydrological data. Moreover, the "linear model" (Lliboutry) was applied on the balance measurements from Yanamarey and Uruashraju ablation zone (Cordillera Blanca, Peru). Compared with temperature and precipitation data from reliable meteorological stations, these 15-20 yr time series of glacier balances allow us to point out temperature as the principal factor controlling mass balance evolution. Temperature variability strongly depends on ENSO (El Niño Southern Oscillation) events: a clear positive deviation of maxima and minima is generally observed during these events, which strongly increases the ablation. Consequently, a systematical negative mass balance is associated with ENSO events. In Southern Peru and in Bolivia, this tendency is enhanced by a frequent decrease in the precipitation, which modifies the accumulation term at high altitude. So, it is demonstrated that ENSO phenomena closely control the glacier mass balance variability and have a great influence in the rapid glacier retreat observed in this area of Tropical Andes.

Key words: *Glaciers, mass balance, temperatures, ENSO events, Tropical Andes.*

INTRODUCCIÓN

A partir del estudio de los glaciares en Bolivia y en Perú, surgen dos observaciones: 1) un retroceso generalizado, que se acelera desde el principio de los años 1980 (Hastenrath & Ames, 1995; Portocarrero, 1995; Ames & Francou, 1995); 2) una fuerte variación de los balances de masa según los años, como lo han demostrado los resultados alcanzados en el Glaciar de Zongo en Bolivia entre 1991 y 1993 (Francou *et al.*, 1995). Para conocer las razones de esta evolución, es necesario analizar la relación clima / glaciar. En este campo, existen dos métodos: 1) la modelación del balance del glaciar a partir de la medición en tiempo real de los diferentes componentes del balance energético: el enfoque físico se realiza actualmente en el glaciar de Zongo (Rigaudière *et al.*, 1995); 2) la correlación entre los balances de masa y los parámetros meteorológicos medidos en las estaciones cercanas del glaciar. El éxito de este enfoque estadístico depende de la existencia de series de datos recogidos sobre 15-20 años y de su calidad.

Este estudio utiliza los datos de balance de dos glaciares de la Cordillera Blanca del Perú acumulados durante un poco más de 15 años, y presenta paralelamente una serie de balances del Glaciar de Zongo reconstruidos a partir de datos hidrológicos. Además, se toman en cuenta los datos de balance de masa recogidos directamente en este mismo glaciar sobre una base mensual desde 1991. Se insistirá particularmente sobre la importancia de los eventos ENSO (El Niño Southern Oscillation) en la tendencia del balance.

1. GLACIARES ESTUDIADOS Y MÉTODOS DE DETERMINACIÓN DEL BALANCE

En la Cordillera Blanca, el Glaciar Yanamarey y el Glaciar Uruashraju son monitoreados para su balance desde 1977 (Ames, 1985). La ausencia de mediciones de acumulación en la parte superior del glaciar, la densidad muy variable según los años del sistema de balizas no permite una estimación del balance de masa. Pero para una aplicación como ésta donde se trata de apreciar la variabilidad climática a partir de un glaciar, se puede utilizar el modelo lineal aplicado por Lliboutry (1974) sobre los glaciares de los Alpes. Es así como el balance b_{μ} en el año μ , en el lugar μ , se descompone en 3 términos aditivos :

$$b_{jt} = \alpha_j + \beta_t + \epsilon_{jt} \quad (1)$$

α_j representa las particularidades del sitio, como la evolución del balance en función de la altitud; sobre los glaciares, esta curva tiene la misma forma (pendiente) cualquiera que sea el año en la zona de ablación; β_t es el balance en función del tiempo centrado sobre el período de medición T: es el desfase de la curva hacia los balances positivos o negativos según los años; ϵ_{jt} es un residuo aleatorio centrado. Prácticamente, el procedimiento ha sido el siguiente (Fig. 1): 1) se establece la pendiente de la curva balance/altitud en los años donde la red de balizas, entre el término y la línea de equilibrio (ELA) es óptimo, eliminando si es necesario las balizas que están muy descentradas del grupo principal; 2) se escoge la zona del glaciar más medida durante los años: en los dos glaciares, se trata del rango altitudinal 4650-4750 m; 3) se aplica la curva en este sector los años donde existen muy pocas mediciones y se anota como valor del balance el punto de intersección de la curva con la altitud 4700 m; 4) el β_t representa este valor centrado sobre la serie del período T; 5) este parámetro se correlaciona con las variables medidas del clima: se ha utilizado en esta cordillera las temperaturas y las precipitaciones de la estación de Querococha (4 000 m), ubicada en la cuenca del Glaciar Yanamarey, cuya confiabilidad ha sido comprobada con otras estaciones cercanas (Cahuish, Huaraz). En la Cordillera Real, se han utilizado los volúmenes de agua escurridos por el río saliendo del glaciar de Zongo como criterio de la intensidad de la ablación y del valor del balance (Ribstein *et al.*, 1995). El procedimiento es el siguiente: 1) tres lecturas de nivel de aguas han sido efectuadas diariamente desde hace 20 años (1973-1993) en la parte canalizada del río saliendo del glaciar que se vierte en el lago Zongo; dos argumentos permiten relacionar este dato con el balance del glaciar: i) la buena correlación existente entre los caudales y aquellos medidos en la estación limnigráfica entre 1991 y 1993 ($r=0,89$, $n=600$); ii) la buena concordancia entre balance medido a partir de la red de balizas, y balance estimado a partir de los volúmenes de agua escurridos en la estación (Francou *et al.*, 1995); 2) los datos faltantes (unos 15 meses) son reconstituidos con las temperaturas de la estación de La Paz-El Alto bien correlacionados con los caudales ($r=0,85$, $n=226$).

2. VARIABILIDAD DE LOS BALANCES Y EVENTOS ENSO

En la Cordillera Blanca, los balances (β) de los dos glaciares Uruashraju y Yanamarey son bien correlacionados ($r=0,89$, $n=16$), siendo los dos glaciares cercanos y con la misma exposición. Así se los puede procesar juntos. De los 16 años, se notan 4 períodos de balances muy negativos (Fig. 2), 1978-1980, 1982-1983, 1987-1988 y 1990-1992 y dentro de estos 4 períodos, 3 incluyen un fenómeno ENSO: 1982-1983, 1987-1988 y 1991-1992. Se nota también que durante 1979-1980, año no considerado como año ENSO, el SOI (Southern Oscillation Index) ha sido negativo. En la Cordillera Real, los años en que la ablación ha sido mayor corresponden a años ENSO, con la misma observación para 1979-1980 (Fig. 3). Señalamos que el evento ENSO 1982-1983 corresponde al año con el máximo de ablación, lo que no era el caso en la Cordillera Blanca. La interrogante que surge es la siguiente: ¿Cuál es la evolución de los parámetros temperaturas y precipitaciones en período ENSO?

3. TEMPERATURAS Y PRECIPITACIONES EN PERÍODO ENSO

En la Cordillera Blanca las temperaturas de Querococha muestran claramente una desviación positiva durante la fase negativa del SOI (Fig. 4a). La situación opuesta (fase

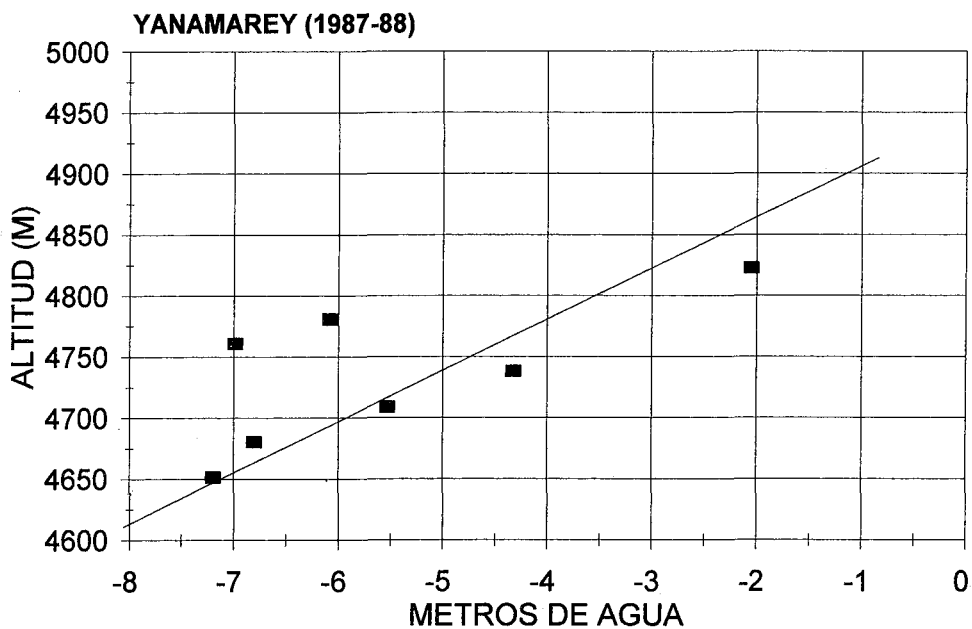
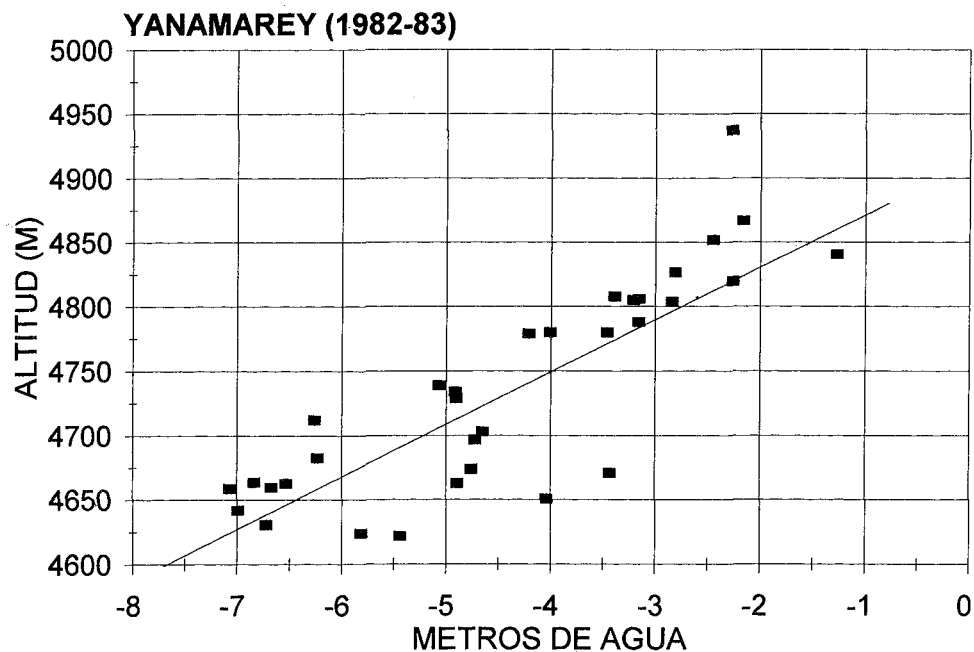


Fig. 1 - Glaciar de Yanamarey. Balance en función de la altitud: 1982-1983 y 1987-1988. Se ha aplicado en 1987-1988 el coeficiente determinado los otros años: $2,25 \text{ m } 100 \text{ m}^{-1}$.

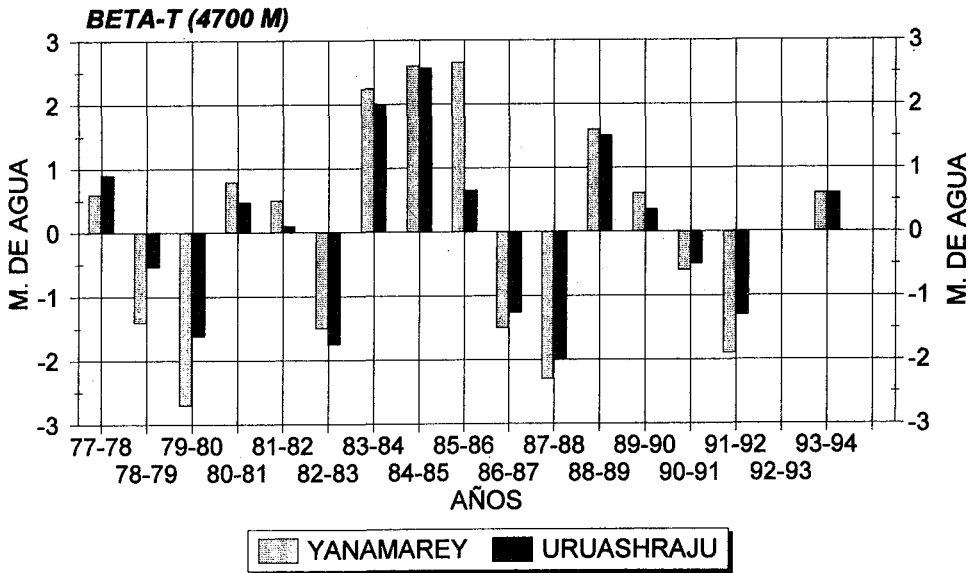


Fig. 2 - Valor del β_1 a 4 700 m de 1977 a 1994 en Yanamarey y Uruashraju. El SOI fue negativo en: 1979-1980, 1982-1983, 1986-1988 y 1991-1992 (valores en la Fig. 3).

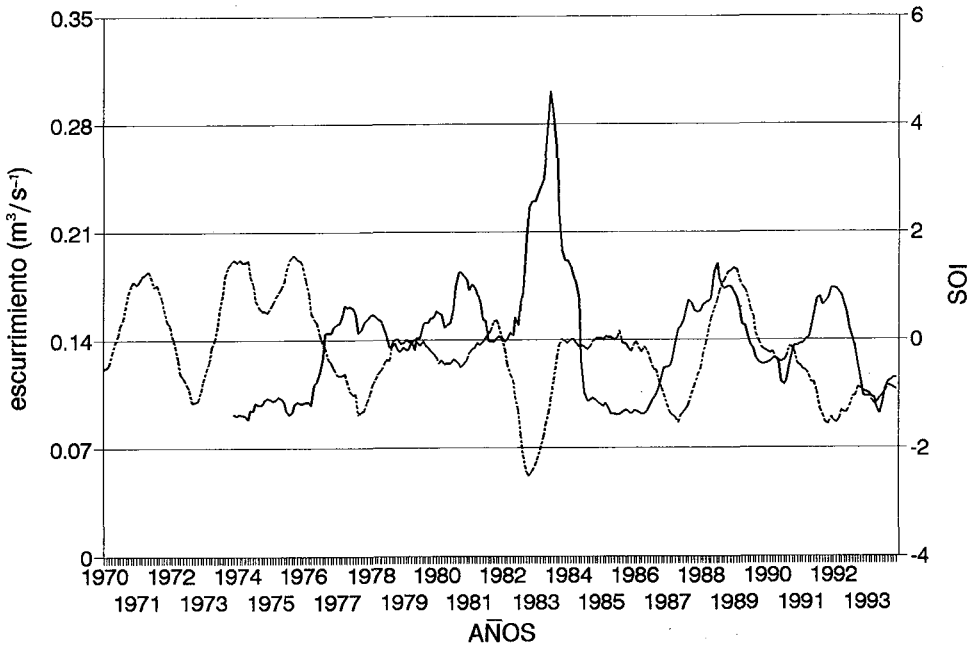


Fig. 3 - Volúmenes de agua escurridos por el río del Glaciar de Zongo (trazo continuo) e Índice de Oscilación Sur (SOI). Cada curva representa un promedio móvil calculado sobre 12 meses. El SOI representa la diferencia de presión al nivel del mar entre Tahiti y Darwin en valores normalizados.

positiva/temperaturas frías) se observa igualmente. De tal modo que aunque se trate de fenómenos no perfectamente sincrónicos y de intensidad proporcional, el coeficiente de correlación entre las dos series puede ser considerado como bastante alto ($r=0,64$, $n=144$). Por el contrario, las precipitaciones no muestran una tendencia clara en relación con los años ENSO, ya que ciertos años son deficitarios (1991-1992) mientras otros muestran un excedente (1992-1993) (Fig. 4b). En la Cordillera Real, las temperaturas de la estación de La Paz-San Calixto (LPSC) muestran la misma clara desviación positiva en período ENSO (Fig. 5a), tal como las estaciones cercanas de La Paz-El Alto y Chacaltaya no representadas aquí. Las precipitaciones de LPSC son generalmente deficitarias durante esos eventos (Fig. 5b), pero esto no es sistemático y puede aparecer con un desfase de unos 6 meses. En período ENSO se nota una clara disminución del número de días de precipitaciones. El déficit de precipitaciones en período ENSO sobre el Altiplano peruano-boliviano es un hecho ya mencionado (Franco & Pizarro, 1985; Ronchail, 1995) que afecta sobre todo los meses de verano, época en que se registra normalmente el máximo de lluvias (diciembre-marzo): según Thompson *et al.* (1984), esto se nota sistemáticamente por un déficit de acumulación en el Nevado Quelccaya a 5 600 m.s.n.m. Lo que evidenciamos aquí es la subida de las temperaturas que afecta directamente la ablación.

4. TEMPERATURAS Y PRECIPITACIONES EN EL BALANCE DE LOS GLACIARES

La comparación de años tipo permite observaciones interesantes (cuadro). Es así como los años 1982-1983 (ENSO) y 1983-1984 muestran en la Cordillera Blanca que con un exceso de precipitación igual ocurren balances muy contrastados. Por el contrario, un año seco puede tener un balance poco negativo si las temperaturas son frías (1984-1985). Sin embargo, muchas veces se ven balances fuertemente negativos que ocurren con años netamente deficitarios en precipitaciones y con temperaturas elevadas (1979-1980 y 1991-1992, este último fue un año ENSO). Bajando al nivel mensual, se ha notado que los años con balance negativo (ENSO incluidos) incluyen una parte (un mes o más) de la temporada de precipitaciones deficitaria. Como los meses húmedos corresponden al momento del año donde la radiación está en su nivel máximo encima de la atmósfera, una disminución de la nubosidad provoca un fuerte aumento de la temperatura en la superficie del glaciar. Esto fue observado en los glaciares de Zongo y de Chacaltaya durante el ENSO 1991-1992 donde las precipitaciones se concentraron sobre 4 meses en lugar de los 6-7 meses normales: resultó un

Años	Bal. Uruash (1)	Bal. Yana (2)	Prec (3)	Tmax (4)	Tmin (5)
1979-80	-6.72 m	-6.30 m	- 162 mm	0.77°C	- 0.15°C
1982-83	- 6.85 m	- 5.10 m	+ 288 mm	0.07°C	1.54°C
1983-84	- 3.10 m	- 1.36 m	+ 300 mm	- 1.47°C	- 0.52°C
1984-85	-2.54 m	- 1.00 m	- 43.7 mm	- 1.57°C	- 0.38°C
1991-92	-6.40 m	- 5.50 m	- 298 mm	0.60°C	- 0.33°C

- (1) Balance en Uruashraju a 4 700 m snm
- (2) Balance en Yanamarey a 4 700 m snm
- (3) Precipitaciones en Querococha (dev/promedio)
- (4) Temperatura máxima (dev/promedio)
- (5) Temperatura mínima (dev/promedio)

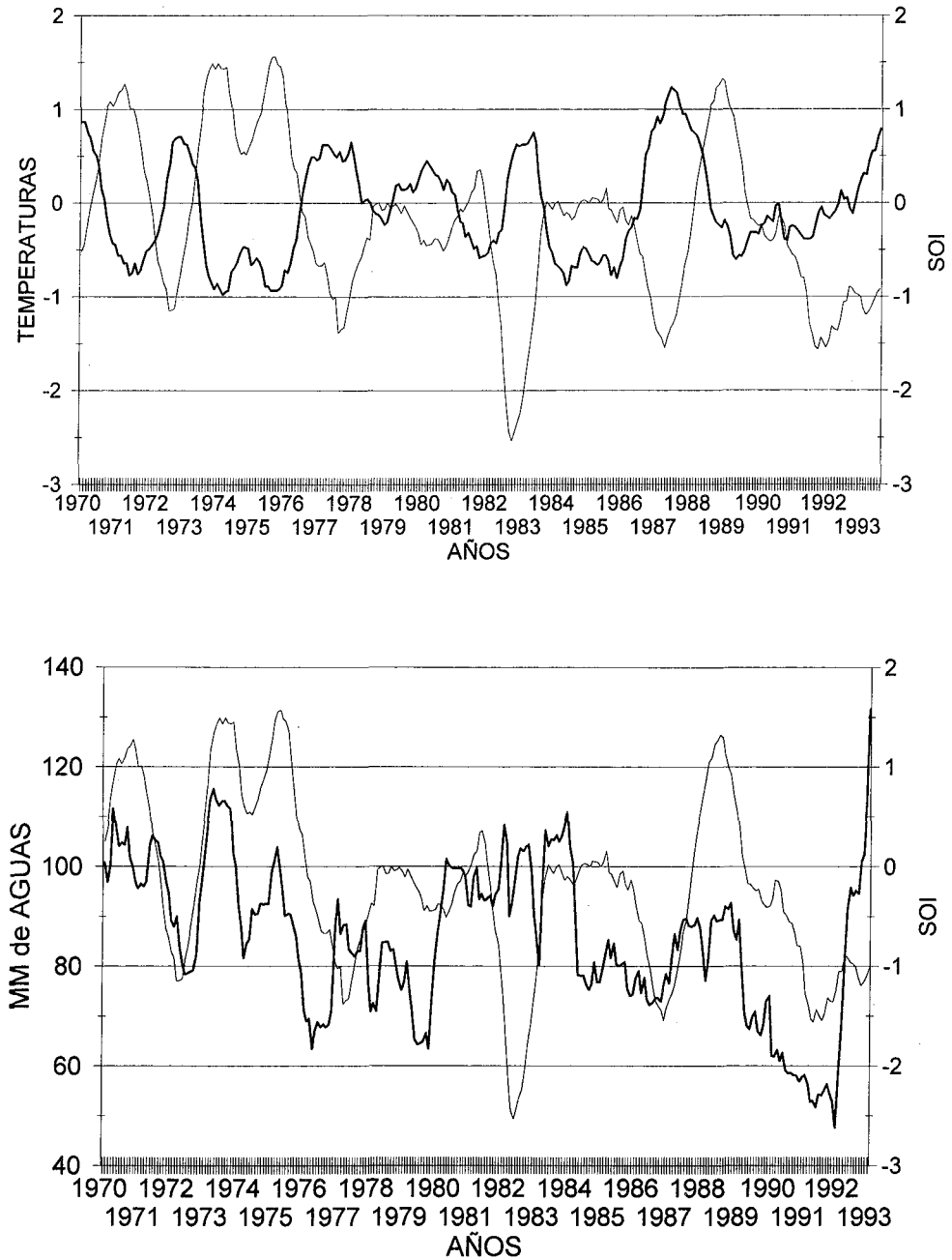


Fig. 4 - Estación de Querococha (Cordillera Blanca): (a) promedio de temperatura mensual en valores normalizados (trazo grueso), (b) total mensual de precipitaciones (trazo grueso) y Índice de Oscilación Sur (SOI) (trazos delgados). Promedios móviles calculados sobre 12 meses para todos los valores.

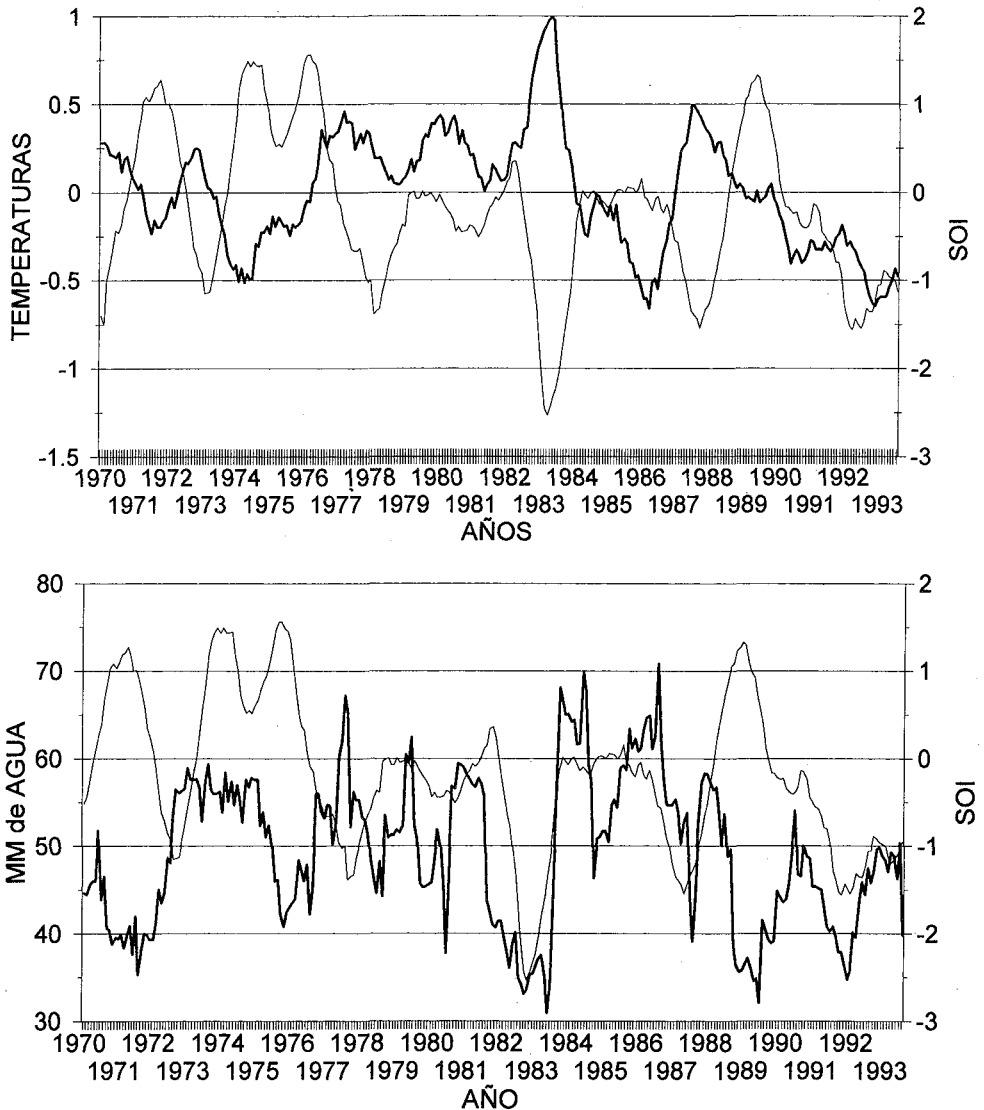


Fig. 5 - Estación de La Paz San Calixto (Bolivia): (a) promedio mensual de temperatura en valores normalizados (trazo grueso), (b) total mensual de precipitaciones (trazo grueso) e Índice de Oscilación Sur (SOI) (trazos delgados). Promedios móviles calculados sobre 12 meses para todos los valores.

balance de masa muy negativo con un total de precipitaciones anual poco diferente del promedio de 1 000 mm (Fig. 6). Así, un balance glaciar negativo es asociado en primer lugar a una temperatura de alto nivel. El rol de las precipitaciones es complejo y merece una evaluación a nivel mensual.

Utilizando las series disponibles en Bolivia y en el Perú, se pudo demostrar la correlación existente con las temperaturas:

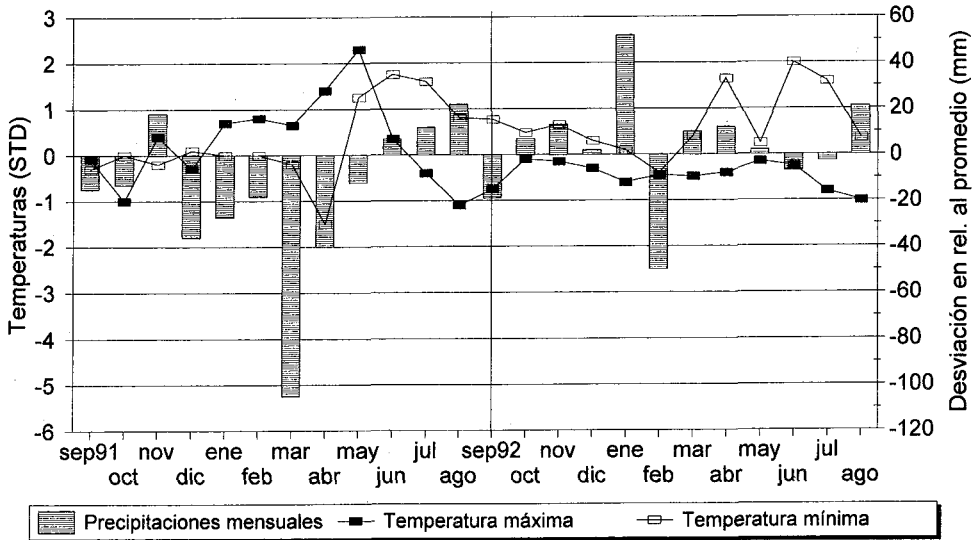


Fig. 6 - Temperaturas máximas y mínimas mensuales normalizadas de septiembre 1991 a agosto 1993 en Chacaltaya (serie 1953-1993), y desviación al promedio mensual de las precipitaciones en la Plataforma de Zongo (serie 1972-1993).

1) en el glaciar de Zongo, de 20 años, las temperaturas y escurrimiento están correctamente correlacionados (Ribstein *et al.*, 1995);

2) en la Cordillera Blanca, se ha calculado una correlación entre los balances b_i (y) de Uruashraju, las temperaturas máximas (T_x), mínimas (T_n) y las precipitaciones de Querococha durante el período 1977-1992 (el dato de 1992-1993, dudoso, no ha sido utilizado). La ecuación se escribe :

$$y = 25,273 - 1,959T_x - 2,192T_n \quad (2) \quad \text{con } r = 0,83, \quad n = 15$$

Las temperaturas solas explican 70% de la varianza (68% para Yanamarey), siendo las precipitaciones totales de poca importancia. Una red de balizas más densa y de mejor distribución sobre los glaciares en el período 1988-1993 hubiera mejorado esta correlación, que disminuye sensiblemente durante estos últimos años. Son resultados que confirman las observaciones hechas primero por Lliboutry *et al.* (1977), y por Kaser *et al.* (1990) en Cordillera Blanca sobre datos de pocos años.

5. CONCLUSIONES

1. Reconstruyendo los balances a partir de medidas hidrológicas en el glaciar de Zongo y utilizando el modelo lineal sobre los datos de los glaciares Uruashraju y Yanamarey, se dispone de series de 15-20 años de datos. 2. El análisis en paralelo de las temperaturas y de las precipitaciones de estaciones cercanas, permite evidenciar el rol de las primeras en el control del balance. 3. La variabilidad de las temperaturas es estrechamente dependiente de los eventos ENSO: las temperaturas aumentan durante la fase negativa del ENSO y explican la fuerte ablación medida durante esos acontecimientos. En el glaciar de Zongo, se ha notado una elevación de 200 m de la línea de equilibrio en período ENSO (1991-1992), en relación a

un año con balance equilibrado (1992-1993), y ciertos meses, el glaciar se ha encontrado totalmente en ablación del término hasta los 6 000 m. 4. Se esperan balances de masa negativos durante estos eventos, sobre todo si, como ocurre muchas veces en el sur de Perú y en Bolivia, al aumento de la ablación se suma la disminución de la acumulación en la altura por déficit de precipitaciones. 5. En la evolución actual de los glaciares andinos tropicales, marcada por un retroceso muy rápido, los eventos ENSO tienen sin duda alguna una influencia mayor. 6. La sensibilidad de los glaciares tropicales a las oscilaciones climáticas cortas y particularmente a las temperaturas refuerza su interés como indicadores del clima y de su evolución.

Referencias citadas

- AMES, A., 1985 - Estudio de mediciones glaciológicas efectuadas en la Cordillera Blanca por Electroperú S.A.: variaciones y balance de masas de los glaciares y su contribución en el caudal de las cuencas, 81p., Grenoble: Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, CNRS.
- AMES, A. & FRANCOU, B., 1995 - Cordillera Blanca. Glaciares en la Historia. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 24(1): 37-64.
- FRANCOU, B. & PIZARRO, L., 1985 - El Niño y la Sequía en los Altos Andes centrales (Perú y Bolivia). *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 14(1-2): 1-18.
- FRANCOU, B., RIBSTEIN, P., TIRIAU, E. & SARAVIA, R., 1995 - Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16 °S. *Journal of Glaciology*, 41, 37: 61-67.
- HASTENRATH, S. & AMES, A., 1995 - Recession of Yanamarey Glacier in Cordillera Blanca, Perú, during the 20th century. *Journal of Glaciology*, 41, 137: 191-196.
- KASER, G., AMES, A. & ZAMORA, M., 1990 - Glacier fluctuation and climate in the Cordillera Blanca, Peru. *Annales of Glaciology*, 14: 136-140.
- LLIBOUTRY, L., 1974 - Multivariate statistical approach of glacier annual balances. *Journal of Glaciology*, 13, 69: 371-392.
- LLIBOUTRY, L., MORALES ARNAO, B. & SCHNEIDER, B., 1977 - Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. III. Study of the moraines and mass balance at Safuna. *Journal of Glaciology*, 18, 79: 275-290.
- PORTOCARRERO, C., 1995 - Retroceso de glaciares en el Perú: consecuencias sobre los recursos hídricos y los riesgos geodinámicos. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 24(3): 697-706, Actes du Séminaire Eaux, Glaciers et Changements Climatiques dans les Andes Tropicales, Ed. Ribstein et al.
- RIBSTEIN, P., TIRIAU, E., FRANCOU, B. & SARAVIA, R., 1995 - Tropical climate and glacier hydrology; a case study in Bolivia. *Journal of Hydrology*, 165: 221-234.
- RIGAUDIÈRE, P., RIBSTEIN, P., FRANCOU, B., POUYAUD, B. & SARAVIA, R., 1995 - Un modèle hydrologique du Glacier de Zongo, 90p., Informe 44, La Paz : ORSTOM.
- RONCHAIL, J., 1995 - Variabilidad de las precipitaciones en Bolivia. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 24(3): 369-378, Actes du Séminaire Eaux, Glaciers et Changements Climatiques dans les Andes Tropicales, Ed. Ribstein et al.
- THOMPSON, L.G., MOSLEY-THOMPSON, E. & MORALES ARNAO, B., 1984 - El-Niño Southern Oscillation as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap, Peru. *Science*, 226: 50-52.

SOME NOTES ON THE BEHAVIOUR OF TROPICAL GLACIERS

Georg Kaser *

Abstract

The fact of a relatively immediate inference of tropical glacier fluctuations on a climate originating from relatively homogenous air masses makes glaciological investigations in the tropics particularly important. One peculiarity of tropical climate is the lack of any appreciable thermal seasonality. Under this general aspect, two characteristic features of the glacier - climate relationship, (a) the sensitivity of the equilibrium line altitude (ELA) on climatic perturbations and (b) the corresponding reaction of glacier tongues are discussed in comparison to the Alpine conditions. The discussion is based on a modelled vertical budget gradient (VBG). Compared to midlatitude glaciers, the ELA reacts generally less sensitively, but more strongly if forced by a change in temperature. The tongues as well as small glaciers react sensitively on increasing ablation. The reaction on long term dynamic forcing is weak.

Key words: *Tropical glaciers, tropical climate, equilibrium line, mass balance.*

OBSERVACIONES SOBRE EL COMPORTAMIENTO DE LOS GLACIARES TROPICALES

Resumen

El hecho de que se pueda llegar en los Trópicos a una conclusión casi inmediata sobre la evolución climática a partir de las fluctuaciones glaciares, debido al carácter relativamente homogéneo de las masas de aire, confiere a los estudios glaciológicos en esas regiones una grande importancia. Una de las características del clima tropical es la ausencia de variación térmica estacional significativa. Bajo este aspecto general, se trata de dos aspectos de la relación clima-glaciar: a) la sensibilidad de la altitud de la línea de equilibrio glaciar (ELA) a cambios climáticos y b) la reacción correspondiente de las lenguas glaciares. Ambos aspectos son discutidos en comparación con las condiciones existentes en los Alpes. Se establece la discusión sobre un modelo de gradiente vertical del balance de masa (VBG). Comparada con los glaciares de las latitudes medias, la ELA reacciona en general de una manera menos sensible, pero responde más fuertemente a cambios de temperaturas. Las lenguas así como los glaciares pequeños reaccionan de una manera sensible a una ablación creciente. La respuesta a las influencias dinámicas de largo plazo son poco significativas.

Palabras claves: *Glaciares tropicales, clima tropical, línea de equilibrio, balance de masa.*

* Geographical Institute, University of Innsbruck, Innrain 52, 6020 Innsbruck, Austria.

QUELQUES OBSERVATIONS SUR LE COMPORTEMENT DES GLACIERS TROPICAUX

Résumé

Le fait qu'il soit possible sous les Tropiques de tirer des conclusions quasi immédiates sur le climat à partir des fluctuations des glaciers, en raison du caractère relativement homogène des masses d'air, rend les recherches glaciologiques dans ces régions particulièrement importantes. Une des caractéristiques du climat tropical est l'absence de variations thermiques saisonnières significatives. En tenant compte de ce fait, on évoque la relation climat-glacier sous deux de ses aspects : a) la sensibilité de la ligne d'équilibre (ELA) aux variations climatiques, et b) la réponse correspondante des langues glaciaires. On discute de ces aspects par comparaison avec les conditions rencontrées dans les Alpes. La discussion est fondée sur un modèle de gradient vertical du bilan de masse (VGB). Comparée avec les glaciers des latitudes moyennes, la ELA réagit généralement de façon moins sensible, mais cependant plus fortement à un changement de température. Les langues, comme les petits glaciers réagissent de façon sensible à une ablation croissante. Les réponses à des influences dynamiques à long terme sont peu significatives.

Mots-clés : *Glaciers tropicaux, climat tropical, ligne d'équilibre, bilan de masse.*

INTRODUCTION

While climate in the midlatitudes is an average of travelling synoptic patterns of different air masses, climate in the tropics is determined by homogenous air mass characteristics, and this allows more immediate inferences of glacier fluctuations on climate. Thus, the study of tropical glaciers is of particular interest within the context of global change. Out of a number of differently defined climatological delimitations for the tropical regions, the lines where the amplitudes of diurnal and annual range of temperatures are equal (Troll, 1943) emphasize one peculiarity of tropical climate: the lack of any appreciable thermal seasonality. These lines encompass, of course, approximately the Tropics of Cancer and Capricorn. The seasonal shifting of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) is responsible for the tropical hygric conditions featuring precipitation all year round with a tendency for double peaks in the annual cycle, whereas in the outer tropics a pronounced dry season is characteristic (Kaser *et al.*, 1995b).

Glaciers still exist in Irian Jaya, East Africa, on the Mexican volcanoes and in the South American Andes. Their total area is estimated at about $2,5 \cdot 10^3$ km² (Kaser *et al.*, 1995b), corresponding to 4,6% of the mountain glaciers and to 0,16% of the total ice cover of the world (WGMS, 1989). More than 70% of this is found in the Peruvian Andes.

The tropical climatic setting has the following consequences for the glacier mass budget: (a) accumulation is concentrated in the wet season; (b) accumulation occurs only above the approximately constant limit of snowfall; (c) ablation persists throughout the year; (d) ablation occurs mainly in the (annual mean) ablation zone. In contrast to the clear separation between the accumulation and ablation seasons in the Alps, in the tropics ablation occurs during the entire year, while accumulation may be either confined to one wet season in the outer tropics or continue throughout the year in the inner tropics (Kaser *et al.*, 1995b).

Under these general aspects two characteristic features of the glacier - climate relationship, the sensitivity of the equilibrium line altitude (ELA) to climatic perturbations and the corresponding reaction of glacier tongues shall be discussed in comparison to the well studied Alpine conditions in order to explain observed peculiarities of tropical glaciers. Whereas the position of the ELA is an immediate result of the mass budget and, therefore,

of the weather and climatic situation, the extent and the position of a glacier tongue is caused by both the mass budget and the ice dynamics. Both aspects will be discussed by means of the vertical budget gradient VBG.

1. HOW DIFFERENT ARE TROPICAL FROM ALPINE GLACIERS?

Our knowledge of the behaviour of tropical glaciers is very limited compared with that of the midlatitude mountain glaciers in the Alps. Therefore, the possibilities for comparisons are limited.

Studies of the mass balance have a long series only on Lewis Glacier, Mt. Kenya (Hastenrath, 1984; 1991) and some short-time investigations have been done in different tropical mountain regions (Bergstrom, 1955; Whittow *et al.*, 1963; Hope *et al.*, 1976; Hastenrath, 1978; Kaser *et al.*, 1990; Hastenrath & Ames, 1995; Francou *et al.*, 1995a; 1995b; Kaser *et al.*, 1995b). Table 1 compares the specific mass balances of Lewis Glacier (0,25 km²) with those of Hintereisferner (9,05 km²) in the Austrian Alps. The year to year values are, of course, not synchronous but vary within the same order of magnitude with a tendency to higher values in both directions at the much smaller Lewis Glacier.

Table 1 - Specific mass balances in [mm we] of Lewis Glacier (L.G.), Mt. Kenya (Hastenrath, 1984; 1991) and of Hintereisferner (HEF), Austrian Alps (data base: Meteorological Inst., Univ. Innsbruck).

	78-79	79-80	80-81	81-82	82-83	83-84	84-85	85-86	86-87	87-88	88-89	89-90	90-91	mean
L.G.	-70	-1750	-1210	-370	-720	-900	-950	-680	-770	-2300	770	-1010	-810	-828
HEF	-219	-50	-173	-1240	-581	320	-574	-731	-717	-946	-636	-996	-1325	-605

Generally, long-term fluctuations of tropical glaciers were more or less synchronous with those of the midlatitude glaciers of both the northern and the southern hemisphere including the maximum extensions in the middle of the 19th and the beginning of the 20th century (*e.g.*: Messerli, 1980; Hastenrath, 1984; Grove, 1988). This tendency has also been proved for historical times by reconstructed and measured fluctuations of Lewis Glacier, Mt. Kenya (Patzelt *et al.*, 1984). Signs of thickening of the upper Lewis Glacier between 1963 and 1974 (Bhatt *et al.*, 1988) as well as small advances and stagnation of Ruwenzori glaciers in the 60s (Temple, 1968) and of glaciers in the Cordillera Blanca in the 70s (Kaser *et al.*, 1990) suggest even a certain synchronism with the last small advances of midlatitude glaciers.

Table 2 compares the relative recession in surface area of tropical and Alpine glaciers since the last maximum extents in the middle of the 19th and the beginning of the 20th century.

In the Cordillera Blanca (Perú) the smallest glaciers show a clearly stronger recession whereas the biggest glaciers lost much less area than Alpine glaciers of a comparable size. The reasons for the latter might be debris covered tongues and the difficulties to make out death ice on the airphotographs. The recession of Lewis Glacier, Mt. Kenya (East Africa) compares well with Alpine glaciers, the Irian Jaya (Indonesia) glaciers suffered from a generally higher recession, the recessions of Ruwenzori glaciers (East Africa) refer to a different period but indicate similar behaviour.

Table 2 - Relative loss of glacier surface area of tropical glaciers and the glaciers of the Austrian Alps.

classes ¹⁾ [km ²]	$\bar{O}A$ (n) ^{a)} 1850-1969 [%]	IJ (n) ^{b)} 1850-1972 [%]	Lewis (n) ^{c)} 1850-1974 [%]	$\bar{O}A$ ^{d)} 1920-1969 [%]	CB (n) ^{e)} 1920-1970 [%]	Lewis (n) ^{f)} 1920-1974 [%]	RU (n) ^{g)} 1906-1955 [%]
-0.15	67.8 (85)	78.2 (2)		45.3	73.4 (4)		58.0 (1)
-0.30	60.3 (70)	75.3 (2)		41.5	50.2 (3)		20.8 (1)
-0.50	55.5 (52)			36.8	35.7 (1)		14.8 (1)
-1.00	52.4 (76)	64.0 (1)	53.3 (1)	35.1	35.0 (4)	47.9 (1)	
-1.50	44.4 (25)			29.8	22.8 (2)		
-2.00	42.6 (17)	62.7 (1)		28.1			
-3.00	40.2 (14)			26.4	18.7 (6)		
-5.00	33.9 (23)	60.4 (1)		22.4	20.8 (3)		
-9.00	29.2 (6)			20.4	8.2 (4)		
>9.00	23.0 (6)			14.1			
total	40.8 (374)	64.2 (7)		26.2	18.0 (27)		

¹⁾ most recent extension, i.e. ca. 1970; (n) number of glaciers; ^{a)} Austrian Alps (Gross, 1987); ^{b)} Irian Jaya (Allison, 1976); ^{c)} Lewis Glacier, Mt Kenya (Patzelt *et al.*, 1984); ^{d)} Cordillera Blanca, Huascarán - Chopicalqui massif (Kaser *et al.*, 1995a); ^{e)} Moore, Elena and Speke Glacier, Ruwenzori (Kaser & Noggler, 1995).

Figure 1, showing the altitudinal extent between highest and lowest points of glaciers within three different tropical mountain ranges and one central Alpine catchment basin, draws the attention to a distinct difference between tropical and midlatitude glaciers.

Whereas Alpine glaciers show a clear symmetry between highest and lowest points, in the tropical Huascarán - Chopicalqui massif the different altitudes of glacier origins have almost no effect on the altitudes of the tongues. They end more or less all at the same elevation. Glaciers with small altitudinal extent (*i.e.* of course all small but also markedly flat glaciers like the two major Irian Jaya ice bodies) in both, the Alps and the tropics, scatter without any general trend. They reflect predominating local effects of relief, exposition and climate as discussed for example by Kruss & Hastenrath (1990) or Kaser & Noggler (1991).

The mean rise of the equilibrium line altitude in the Austrian Alps between 1850 and 1969 was $\Delta ELA = 94$ m (Gross, 1987). For the Huascarán - Chopicalqui massif a mean rise of $\Delta ELA = 95 \pm 5$ m between 1920 and 1970 was determined (Kaser *et al.*, 1995a). These values are well comparable since in the Cordillera Blanca the advance at the beginning of our century reached almost the same extension as the next previous maximum in the 19th century (Kinzl, 1942). Whereas these values were obtained by the accumulation area ratio (AAR) method, Allison & Kruss (1977) determined a well comparable value of $\Delta ELA = 96$ m between the maximum neoglacial extent (ca. 1850) and the 1970s for Carstenz Glacier, Irian Jaya, by numerical modelling.

However, the general fluctuations of tropical glaciers are not essentially different from those of Alpine glaciers, but in the tropics the tongues as well as the small glaciers and/or glaciers with a small altitudinal extension behave particularly different.

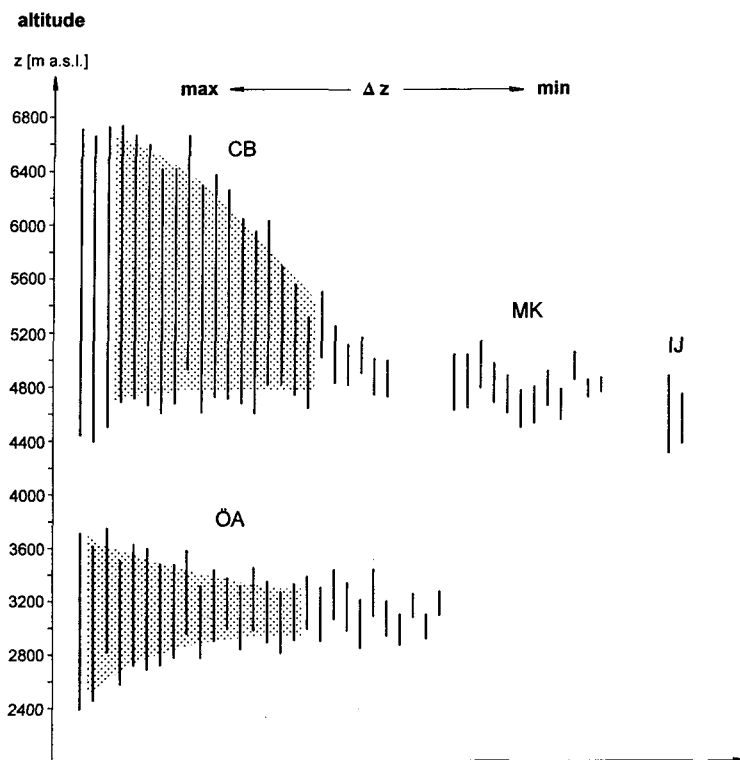


Fig. 1 - The altitudinal extension of glaciers between highest and lowest points within three different tropical mountain ranges [CB = Huascarán - Chopicalqui massif, Cordillera Blanca in 1970 (own analysis); MK = Mt. Kenya in 1963 (Hastenrath *et al.*, 1989); IJ = Meren and Carstensz Glacier, Irian Jaya in 1972 (Allison, 1976)] and a central Alpine catchment basin [ÖA = Niedertal- and Rofenache, Ötztal Alps in 1969 (Austrian glacier inventory, 1969)]. The altitudinal extensions of the single glaciers are arranged from the highest values on the left to the smallest on the right.

2. THE VERTICAL BUDGET GRADIENT (VBG)

Characteristic are much stronger vertical budget gradients ($VBG = db/dz$ [mm we m^{-1}]) for tropical glaciers than for mid- and highlatitude glaciers (Kuhn, 1979; 1984). This can also be seen from the measured VBGs of the Alpine Hintereisferner and of three tropical glaciers in Figure 2.

The tongues of tropical glaciers suffer from by far higher ablation amounts, and the weak inclinations of the tropical VBGs indicate, in a first view, little sensitivity of the ELA on climatic perturbations. The main reasons for the differences in the shape of midlatitude and tropical VBGs are shown by Kaser *et al.* (1995b) in a simple model (Figure 2). The synthetic VBG of Hintereisferner - which is based on mean climatological values assuming that the ablation at the summer 0°C -line occurs during 100 days per year - was shifted into simplified tropical conditions, *i.e.*: (a) the 0°C -line has no annual variations, and, therefore, (b) the ablation period lasts the whole year round *i.e.* 365 days per year; (c) the continuous ablation occurs on the entire ablation zone; (d) exclusively solid precipitation occurs only above the

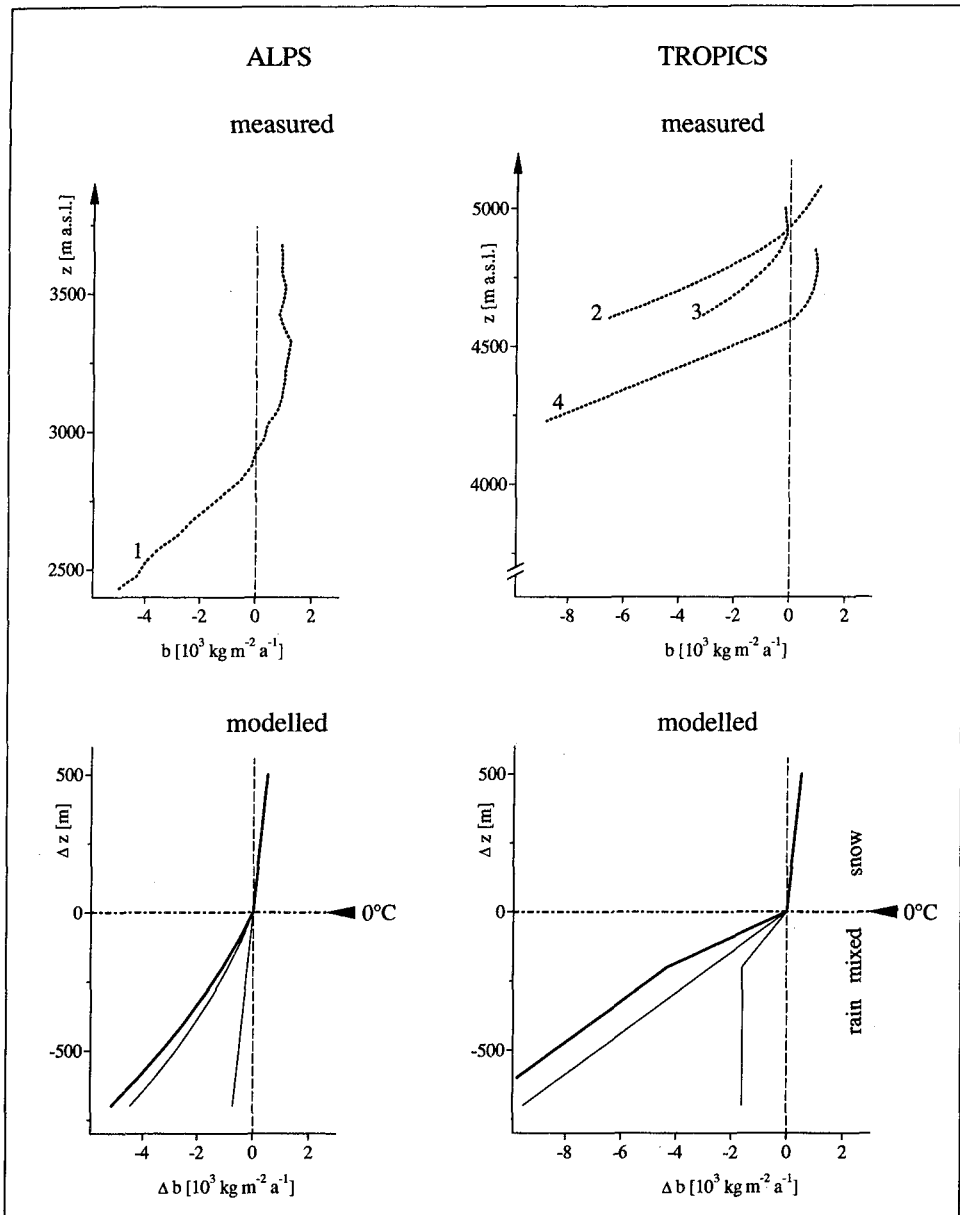


Fig. 2 - Measured and modelled vertical profiles of accumulation and ablation (thin lines) and the resulting vertical budget gradient (VBG) (thick line) of midlatitude (Alps) and tropical glaciers. 1 = Hintereisferner, Austrian Alps [1966/1967: mean specific net balance = $+20 \text{ kg m}^{-2}$ (Kuhn *et al.*, 1979)]; 2 = Glacier Yanamarey, Cordillera Blanca [1977 - 1988 (Hastenrath & Ames, 1995)]; 3 = Lewis Glacier, Mt. Kenya [1978 - 1986 (Hastenrath, 1989)]; 4 = Punjak Jaya, Irian Jaya [1972 (Allison, 1976)]. Details of calculation are given in the text and by Kaser *et al.* (1995b).

0 °C-line, while (e) mixed precipitation with a decreasing solid part is assumed until 200 m below the 0°C-line; (f) below all precipitation is liquid.

The resulting VBG is in good agreement with the general shape of the measured tropical gradients. Those of inner tropical Irian Jaya and Lewis Glacier show even clearly the bend toward the accumulation zone, whereas marked evaporation/ sublimation amounts and, therefore, less ablation as well as a pronounced vertical gradient of solid precipitation could explain the smoothed VBG at Glaciar Yanamarey of the outer tropical Cordillera Blanca. The strong gradient below the 0 °C isotherm results from the sensible heat transfer supposedly occurring 365 days per year plus the all year round constant transition from the solid into the mixed and fluid precipitation zone. The absolute position was not the aim. Nevertheless, the lack of a thermal seasonality causes mainly the characteristic shape of tropical VBGs.

3. THE SENSITIVITY OF TROPICAL ELA ON CLIMATIC PERTURBATIONS

Although the cause of a shift of the mean ELA has to be understood as an interactive combination of all climatic parameters involved, the sensitivity of ELA on separated single parameters can be discussed. A shifting of the equilibrium line along the synthetic Alpine VBG of $\Delta ELA = 100$ m could be caused by either a perturbation in accumulation of $dc = -430$ kg m⁻² a⁻¹ or in radiation balance of $dR = 1.44$ MJ m⁻² d⁻¹ or in air temperature of $dT_a = +0.9$ K. The sensitivity of ELA on climatic perturbations at tropical glaciers is twofold. If there is $ELA \leq 0$ °C-line - as it can be assumed for the tropical regions (Kuhn, 1980) - the above mentioned perturbations would cause $\Delta ELA (dc) = 35$ m, $\Delta ELA (dR) = 50$ m but $\Delta ELA (dT_a) = 120$ m. Whereas the little sensitive reaction of ELA on dc and dR is obvious from the small inclination of the lower VBG, the increased reaction of ELA on dT_a is caused by the combination of its immediate effect on ablation and the effect on accumulation due to the implied shift of the 0 °C-line. In the seasonally dry outer tropics, as supposedly also in the Cordillera Blanca, there is $ELA > 0$ °C-line. Therefore, its sensitivity on climatic perturbations is related to the upper VBG which depends mainly on the vertical gradient of accumulation.

4. THE REACTION OF GLACIER TONGUES ON CLIMATIC PERTURBATIONS

The position of the end of a glacier tongue is given where the downward increasing net ablation equals the downward decreasing mass flux from the upper glacier. The schematic model in Figure 3 points out the general characteristics of a tongue reaction on climatic perturbations as well as the respective differences between a tropical and a midlatitude situation. The inclination of the midlatitude VBG_m was chosen arbitrarily. The tropical VBG_t is subsequently 3,65 times the VBG_m. The available mass per unit area AM at any point of the glacier tongue is the result of the mass flux and the local mass budget. Its vertical gradient $VGM = dAM/dz$ was again chosen arbitrarily and was assumed to be equal for both the tropical and the Alpine glacier. Moreover, all gradients are assumed to be linear. All values have to be taken per horizontal square unit.

For a first equilibrium situation with ELA₁, the terminus elevation TE is much higher in the tropics than in the midlatitudes. Then, the equilibrium line is moved into a higher position ELA₂. Subsequently the balance curves rise parallel to their former position and

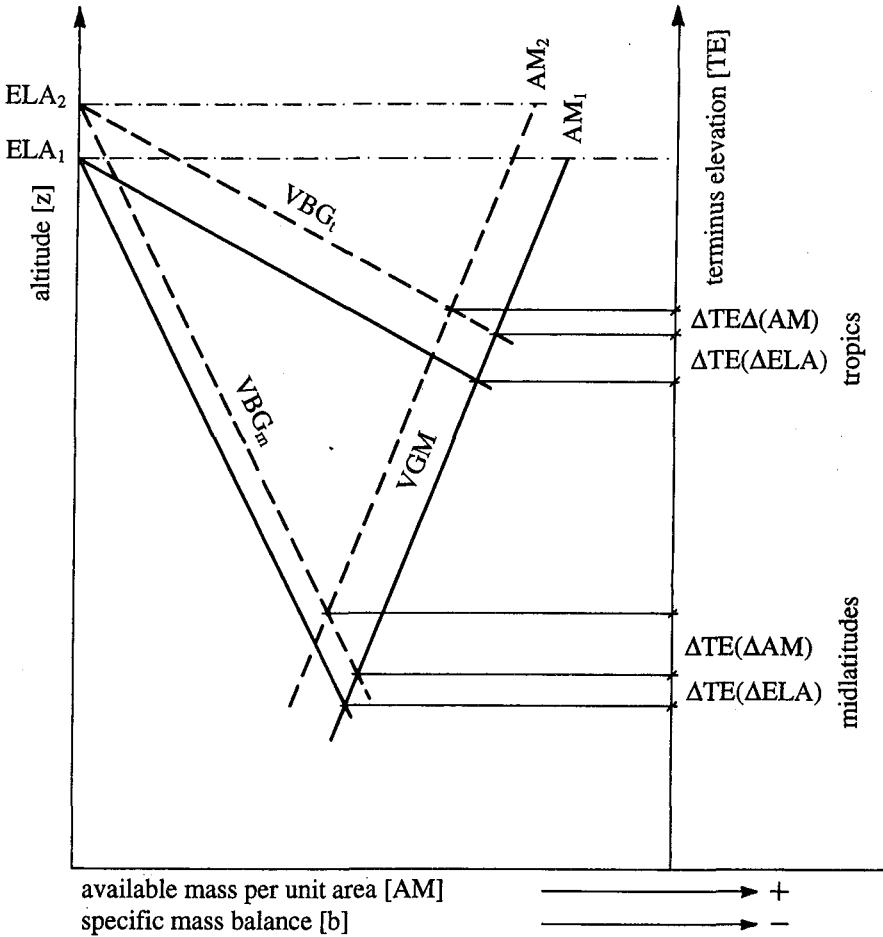


Fig. 3 - A simplified model of the vertical gradients of specific net mass balance VBG and available mass per unit area VGM in order to determine the elevation of a glacier terminus TE under different conditions. ELA = equilibrium line altitude, AM = available mass per unit area. The index t stands for tropics, m for midlatitudes, 1 for a first equilibrium condition and 2 for a second one.

cross the VGM in new elevations. The resulting rise of the terminus is obviously more sensitive in the tropics. Certainly, if the tropical VGM is assumed to be stronger than the midlatitude one, the differences in $\Delta TE(\Delta ELA)$ will become less and would disappear if the tropical VGM_t becomes 3,65 times the midlatitude VGM_m. In the same way $\Delta TE(\Delta ELA)$ would also have the same values for both cases if $VGM = 0$. These two cases are assumed to be the theoretical limiting values.

The next step simulates the lagging reaction of a decrease in mass flux ($AM_2 < AM_1$) which follows, consequently, a persistent higher ELA_2 . The resulting ΔTE (ΔAM) is in the tropics markedly smaller than ΔTE (ΔELA) and would become smallest with $VGM_1 = 3,65 VGM_m$. It would also remain smaller under the other limiting situation of $VGM = 0$. Moreover, exponential gradients within realistic values, too, would show the same tendency of (a) a higher sensitivity of tropical tongues on ΔELA compared to midlatitude tongues, (b) a markedly less sensitivity of tropical tongues on ΔAM than on ΔELA and (c) a less total response of tropical than of midlatitude tongues. If glaciers with a small altitudinal extension lose most or all of their accumulation area and the dynamic mass flux becomes stagnant, the recession of tropical glaciers is more pronounced due to a net ablation rate up to 3,65 times the midlatitude one.

This holds for recession conditions, whereas advances are in any case dominated by the dynamic forcing and, therefore, less sensitive in the tropics.

5. CONCLUSIONS

Pertinent climatic characteristics of the tropics are (a) the negligible annual range of temperatures and (b) the marked seasonality of precipitation, with the prevalence of double peaks in the year-round precipitation activity in the equatorial belt as compared to a single wet season and a pronounced dry season in the outer tropics.

The simple synthesized VBG of a midlatitude Alpine glacier and its shifting into tropical conditions demonstrates clearly that the shape of the tropical VBG is mainly related to the missing thermal seasons. A continuously constant sensible heat flux and a decreasing portion of solid precipitation below the 0°C line cause a strong gradient of the VBG in the ablation zone. The position of the 0°C -line marks a more or less sharp bend toward a weak VBG in the accumulation zone which is mainly controlled by the vertical gradient of solid precipitation. As a consequence, the sensitivity of the tropical ELA on climatic perturbations depends on its position relative to the 0°C -line, being more or less sensitive above, but generally weak on or below it. Yet, a perturbation in air temperature affects the ablation as well as the accumulation by a shift of the snowfall line in order to intensify the reaction of a tropical ELA 1,2 times that of a midlatitude ELA. Due to the ablation which is persistent all year round, the tropical tongues are kept much closer to the ELA which makes assume that the accumulation area ratio is in any case higher in the tropics than in the midlatitudes.

Compared to midlatitude glaciers, in summary, it has to be assumed that the response of tropical glaciers on climatic perturbations is more pronounced (a) in ΔELA if it is caused by a change in air temperature and (b) in immediate short-term tongue and, therefore, surface area reactions on disadvantageous climatic changes. This is most pronounced if the ELA shifts toward the top of small glaciers or glaciers with a small altitudinal extension. Thus, their sharp reaction as well as the "cutted" tongues of the huge Cordillera Blanca glaciers can be explained. Moreover, (c) the whole year round ablation reduces also the effectivity of the long-term dynamic forcing and predominates therefore the total reaction toward a smaller sensitivity. (This corresponds well with the simulated results which Kruss (1984) obtained for the Lewis Glacier, showing long term tongue reactions being independent on the amplitude of the applied mass balance fluctuation.) Since advances are predominated by the dynamic forcing they are subsequently weaker in the tropics. In detail, local

peculiarities of the energy balance can overlay the general regime causing particular reactions which are most obvious on small glaciers.

However, the comparatively scarce field evidence and the fact of a relatively immediate inference of tropical glacier fluctuations on a climate which originates from relatively homogenous air masses makes glaciological investigations in the tropics particularly important.

References Cited

- ALLISON, I., 1976 - Glacier Regimes and Dynamics. in: *The Equatorial Glaciers of New Guinea. Results of the 1971 - 1973 Australian Universities' Expeditions to Irian Jaya: survey, glaciology, meteorology, biology and paleoenvironments* (Hope, G.S., J.A. Peterson, U. Radok & I. Allison eds.): 39-59; Rotterdam, The Netherlands: A.A. Balkema.
- ALLISON, I. & KRUSS, P., 1977 - Estimation of Recent Climate Change in Irian Jaya by Numerical Modeling of its Tropical Glaciers. *Arctic and Alpine Research*, 9 (1): 49-60.
- AUSTRIAN GLACIER INVENTORY, 1969 - unpublished data base.
- BERGSTROM, E., 1955 - The British Ruwenzori Expedition, 1952. *Journal of Glaciology*, 2(17): 468-476.
- BHATT, N., HASTENRATH, S. & KRUSS, P., 1988 - Ice Thickness Determination at Lewis Glacier, Mount Kenya. *Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 16: 213-228.
- FRANCOU, B. RIBSTEIN, P., TIRIAU, E. & SARAVIA, R., 1995a - Monthly Balance and Water Discharge of an Inter-Tropical Glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16 S°. *Journal of Glaciology*, 41(137): 61-67.
- FRANCOU, B. RIBSTEIN, P., SEMIOND, H. & OFICINA DE RECURSOS HÍDRICOS, 1995b - Balances Glaciares y Clima en Bolivia y Perú. Impacto de los eventos ENSO. in: *Seminario Internacional Aguas, Glaciares y Cambios Climáticos en los Andes Tropicales* (P. Ribstein, B. Francou, eds.): 197-206, La Paz: 13-16 junio de 1995.
- GROSS, G., 1987 - Die Flächenverluste der Gletscher in Österreich 1850-1920-1969. *Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 23 (2): 131-141.
- GROVE, J.M., 1988 - *The Little Ice Age*. London - New York: Methuen.
- HASTENRATH, S., 1978 - Heat Budget Measurements on the Quelccaya Ice Cap, Peruvian Andes. *Journal of Glaciology*, 20: 85-97.
- HASTENRATH, S., 1984 - *The Glaciers of Equatorial East Africa*. Dordrecht-Boston-Lancaster: D. Reidel Publishing Company.
- HASTENRATH, S., 1989 - Ice Flow and Mass Changes of Lewis Glacier, Mount Kenya, East Africa: Observations 1974-86, Modelling, and Predictions to the Year 2000 A.D. *Journal of Glaciology*, 35 (121): 325-332.
- HASTENRATH, S., 1991 - *Glaciological Studies on Mount Kenya 1971-83-91*. University of Wisconsin, Madison.
- HASTENRATH, S., ROSTOM, R. & CAUKWELL, R.A., 1989 - Variations of Mount Kenya's Glaciers 1963-87. *Erdkunde*, 43: 202-210.
- HASTENRATH, S. & AMES, A., 1995 - Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier in the Cordillera Blanca of Peru. *Journal of Geophysical Research*, 100 (D3): 5105-5112.
- HOPE, G.S., PETERSON, J.A., RADOK, U. & ALLISON, I. (eds.), 1976 - *The Equatorial Glaciers of New Guinea. Results of the 1971-1973 Australian Universities' Expeditions to Irian Jaya*. Rotterdam, The Netherlands: A.A. Balkema.
- KASER, G., AMES, A. & ZAMORA, M., 1990 - Glacier Fluctuations in the Cordillera Blanca, Peru. *Annals of Glaciology*, 14: 136-140.
- KASER, G. & NOGGLER, B., 1991 - Observations on Speke Glacier, Ruwenzori Range, Uganda. *Journal of Glaciology*, 37 (127): 313-318.
- KASER, G. & NOGGLER, B., 1995 - Glacier Fluctuations in the Ruwenzori Range (East Africa) During the 20th Century. A Preliminary Report. Proceedings of the Glacier Mass Balance Conference, Innsbruck, Sept. 1994. *Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, in press.

- KASER, G., GEORGES, CH. & AMES, A., 1995a - Modern Glacier Fluctuations in the Huascarán-Chopicalqui Massif of the Cordillera Blanca, Perú. Proceedings of the Glacier Mass Balance Conference, Innsbruck, Sept. 1994. *Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, in press.
- KASER, G., HASTENRATH, S. & AMES, A., 1995b - Aspects of Mass Balance Studies on Tropical Glaciers. Proceedings of the Glacier Mass Balance Conference, Innsbruck, Sept. 1994. *Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, in press.
- KINZL, H., 1942 - Gletscherkundliche Begleitworte zur Karte der Cordillera Blanca, Perú. *Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 28 (1/2).
- KRUSS, P.D., 1984 - Terminus Response of Lewis Glacier, Mount Kenya, Kenya, to Sinusoidal Net-Balance Forcing. *Journal of Glaciology*, 30 (105): 212-217.
- KRUSS, P.D. & HASTENRATH, S., 1990 - The Role of Radiation Geometry in the Climate Response of Mt. Kenya's Glaciers, Part 3: The Latitude Effect. *International Journal of Climate*, 10: 321-328.
- KUHN, M., 1979 - Climate and Glaciers. in: *Sea Level, Ice and Climatic Change: 3-20*, Proceedings of the Canberra Symposium, Dec. 1979, IAHS, Publ. No. 131.
- KUHN, M., 1980 - Vergletscherung, Nullgradgrenze und Niederschlag in den Anden. *oJahresbericht des Sonnblickvereins 1978-80*: 1-13.
- KUHN, M., 1984 - Mass Balances as a Criterion for Climatic Classification of Glaciers. *Geografiska annaler*, 66A (3): 229-238.
- KUHN, M., KASER, G., MARKL, G., WAGNER, H.P., & SCHNEIDER, H., 1979 - 25 Jahre Massenhaushaltsuntersuchungen am Hintereisferner. Innsbruck, Institute für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck.
- MESSERLI, B., 1980 - Die afrikanischen Hochgebirge und die Klimageschichte Afrikas in den letzten 20.000 Jahren. in: *Das Klima. Analysen un Modelle, Geschichte und Zukunft*, Oeschger (H., Messerli, B. & Svilar, M. eds.): 64 -90, Berlin-Heidelberg-New York: Springer-Verlag.
- PATZELT, G., SCHNEIDER, E. & MOSER, G., 1984 - Der Lewis-Gletscher, Mount Kenya. Begleitworte zur Gletscherkarte 1983. *Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 20: 177-195.
- TEMPLE, P.H., 1968 - Further Observations on the Glaciers of the Ruwenzori. *Geografiska Annaler, Ser. A*. 50 (3): 136-150.
- TROLL, C., 1943 - Thermische Klimatypen der Erde. *Petermanns Geogr. Mitt.*, 43 (3/4): 81-89.
- WGMS, 1989 - *World Glacier Inventory, Status 1988*. IAHS (ICSI)-UNEP-UNESCO.
- WHITTOW, J.B., SHEPHERD, A., GOLDTHORPE, J.E. & TEMPLE, P.H., 1963 - Observations on the glaciers of the Ruwenzori. *Journal of Glaciology*, 4(35): 581-616.

VARIACIONES DE UN GLACIAR DE MONTAÑA EN LOS ANDES DE CHILE CENTRAL EN LAS ÚLTIMAS DOS DÉCADAS

*Fernando Escobar *, Gino Casassa **, Verónica Pozo **

Resumen

Se presentan resultados del balance de masa del glaciar Echaurren Norte, un glaciar de montaña de 0,4 km² ubicado a una altitud media de 3 750 m.s.n.m., en los Andes de Chile central, 50 km al este de Santiago. Los datos, recolectados como parte de un programa regular de la Dirección General de Aguas, Chile, cubren un período de 18 años, desde 1975 a 1993 y constituyen el único registro de balance de masa de un glaciar en Chile. La ablación durante el período de deshielo fue de 252 cm eq. en agua anuales en promedio, con una acumulación invernal promedio de 280 cm eq. en agua. El balance neto para el período es positivo, pero existe una gran variación interanual. El balance positivo del glaciar Echaurren Norte contrasta con el retroceso generalizado en otros glaciares de Chile central.

Palabras claves: *Glaciar, balance de masa, Chile central, fenómeno El Niño.*

VARIATIONS D'UN GLACIER DE MONTAGNE DANS LES ANDES DU CHILI CENTRAL AU COURS DES DEUX DERNIÈRES DÉCENNIES

Résumé

Les résultats du bilan de masse du glaciar Echaurren Norte sont présentés. Il s'agit d'un glaciar de montagne de 0,4 km² situé dans les Andes du Chili central, à 50 km à l'est de Santiago, à une altitude moyenne de 3 750 m. Ce programme de la Direction Générale d'Eaux du Chili a permis de recueillir régulièrement une information sur les bilans de masse pendant 18 ans, entre les années 1975 et 1993. C'est le seul registre de bilan de masse d'un glaciar au Chili. L'ablation pendant la période de fonte a été de 252 cm d'eau en moyenne annuelle, avec une accumulation hivernale moyenne de 280 cm d'eau. Le bilan net est positif pour la période, mais on observe une grande variation interannuelle. Le bilan positif du glaciar Echaurren Norte contraste avec le recul généralisé des autres glaciares du Chili central.

Mots-clés : *Glacier, bilan de masse, Chili central, phénomène El Niño.*

VARIATIONS OF A MOUNTAIN GLACIER IN THE CENTRAL CHILEAN ANDES DURING THE LAST TWENTY YEARS

Abstract

Mass balance results for Echaurren Norte Glacier are presented. This mountain glacier, with an area of 0,4 km², is located at a mean elevation of 3 750 m.a.s.l. in the Andes of central Chile, 50 km east

* Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas, Morande, 59, 8° Piso, Santiago, Chile.

** Universidad de Magallanes, Casilla 113-D, Punta Arenas, Chile.

of Santiago. The data have been collected as part of a regular program of Dirección General de Aguas, Chile, covering a period of 18 years, from 1975 to 1993, and constituting the only glacier mass balance record in Chile. The mean ablation during the melting season within the record period was 252 cm water equivalent, with a mean winter accumulation of 280 cm water equivalent. The net balance is positive for the 18-year period, but a great interannual variability is observed. The positive mass balance of Echaurren Norte Glacier contrasts with the generalized retreat of glaciers in central Chile.

Key words: *Glacier, mass balance, central Chile, El Niño events.*

INTRODUCCIÓN

El glaciar Echaurren Norte está ubicado en los macizos de la vertiente occidental de la Cordillera de los Andes, 50 km al este de Santiago, Chile. Las coordenadas geográficas son 33° 33' latitud Sur y 70° 08' longitud Oeste, en la cuenca del río Maipo (Fig. 1). La orientación del glaciar es SO, con una superficie de 0,4 km² que se extiende entre los 3 650 y 3 880 m.s.n.m. Su eje mayor tiene una longitud de 1,2 km, con un ancho medio cercano a los 0,4 km. La línea de equilibrio regional de los glaciares ocurre a una cota promedio de 4 350 m.s.n.m. en la zona (Lliboutry, 1956) y la isoterma 0 °C se encuentra a 3 500 m.s.n.m. obtenida del promedio anual de temperaturas (Escobar & Vidal, 1992). El glaciar Echaurren Norte, a pesar de encontrarse a una cota menor, subsiste gracias a que está ubicado en un circo glacial con pendiente suroriental, lo que resulta en la depresión de la línea de equilibrio local en varios centenares de metros con respecto a la línea regional. Este trabajo es un extracto de una publicación más extensa de la Dirección General de Aguas (DGA), Chile (Escobar *et al.*, 1995), donde se indica que las mediciones en los glaciares de la zona central de Chile, deben ser orientadas a determinar su influencia en el régimen hidrológico de los ríos. El monitoreo del glaciar Echaurren Norte se enmarca dentro del programa de la DGA y consiste en realizar balances de masa en glaciares representativos en Chile (Peña & Narbona, 1978; Casassa, en prensa).

El objetivo principal del presente trabajo es determinar el balance de masa en el glaciar Echaurren durante las temporadas comprendidas entre los años 1982 a 1993, complementando los resultados publicados anteriormente (Vidal, 1984; Peña *et al.*, 1984) para los años 1975 a 1981. En conjunto se obtiene una serie continua de 18 años. Los objetivos específicos son determinar la influencia glaciar en los ríos de la zona central de Chile, y sus aportes, especialmente en épocas de sequía. En particular el trabajo está orientado a: 1) calcular la distribución espacial y temporal de la acumulación y de la ablación de la nieve, su densidad y el balance anual; 2) evaluar el comportamiento del glaciar Echaurren en el largo plazo y comparar con las tendencias climáticas; 3) conocer los procesos físicos que gobiernan el balance de masa del glaciar Echaurren, lo cual servirá de base para la realización de un balance hidrológico, usando una cuenca controlada de 4,5 km²; 4) comparar el comportamiento de un glaciar de los Andes centrales de Chile con glaciares de otras latitudes y características, especialmente de países andinos; 5) incentivar la formación de una red básica de control de glaciares en cuencas andinas, incluyendo glaciares de distintas características, tales como: fríos y templados, cubiertos (detríticos) y descubiertos, de valle, de circo, de conos volcánicos, etc., cubriendo desde Venezuela por el norte hasta Tierra del Fuego en el extremo sudamericano.

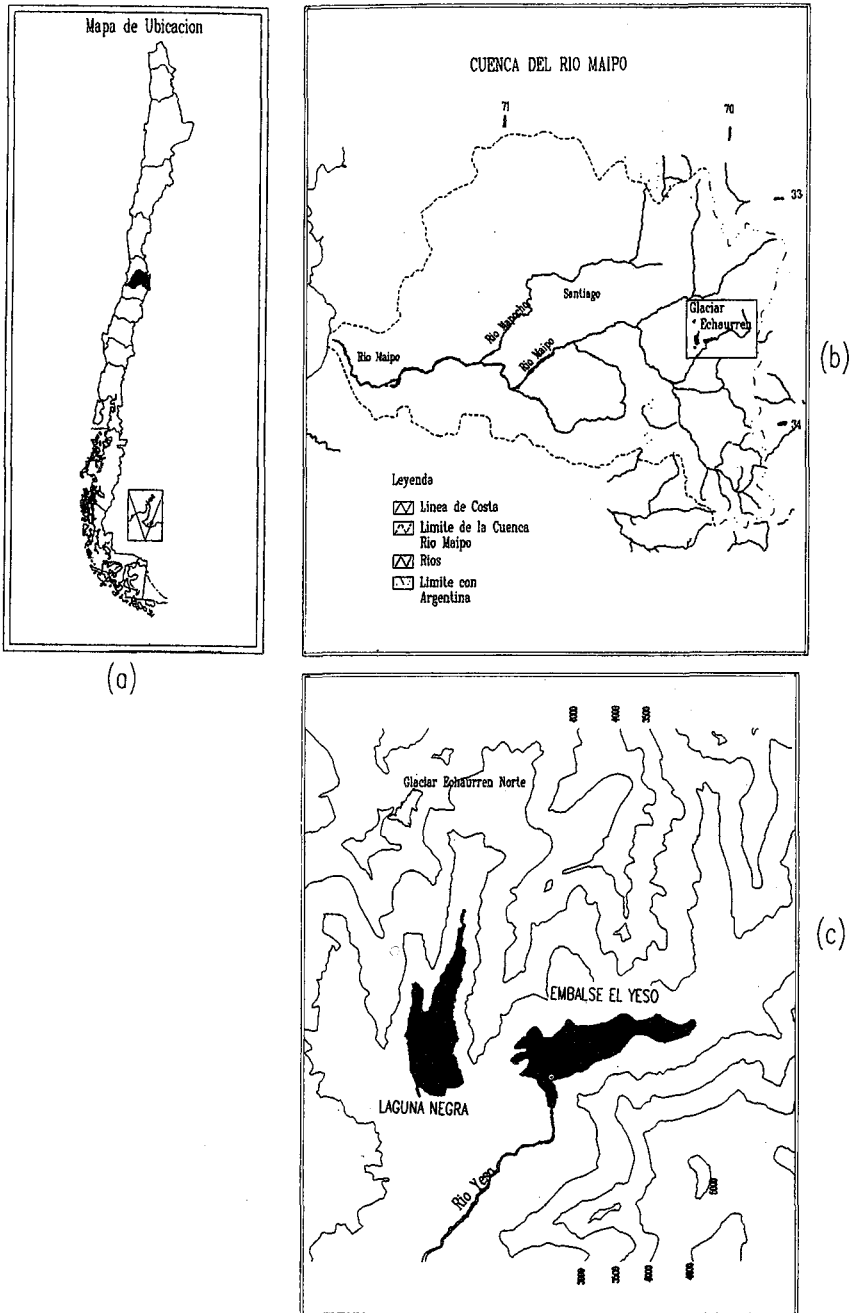


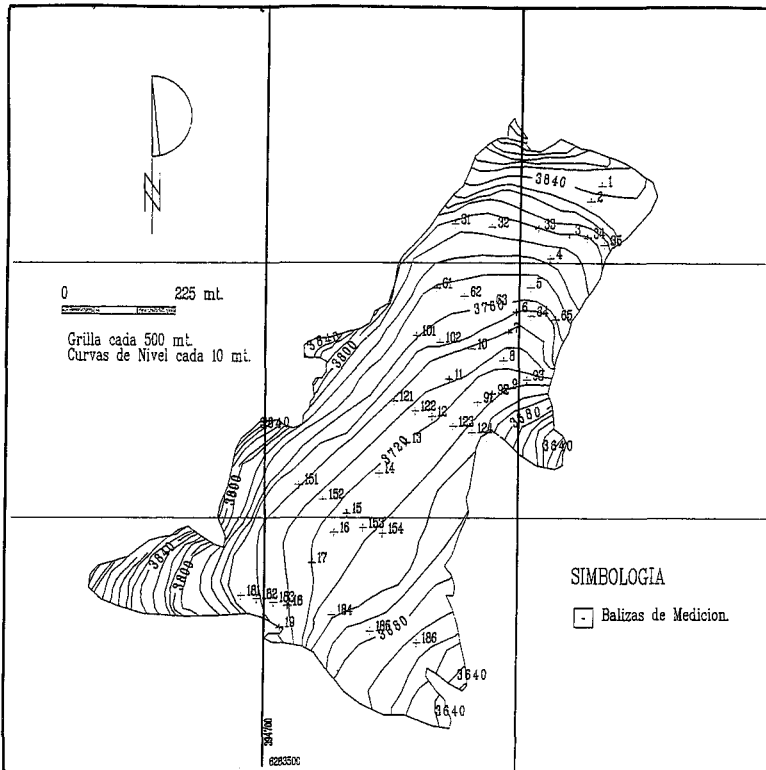
Fig. 1 - Área de estudio. a) Mapa de Chile, dividido en regiones. La Región Metropolitana (Santiago) se indica en negro. b) Cuenca del Río Maipo, Región Metropolitana, donde está ubicado el glaciar Echaurren Norte. c) Mapa topográfico de la zona del glaciar Echaurren Norte. El contorno del glaciar se indica con línea gruesa.

1. METODOLOGÍA

Los procedimientos usados son los siguientes:

1. 1. Mediciones en terreno

1) Instalación de una red de 48 balizas en forma anual para la medición de ablación; de acuerdo al área del glaciar, la cobertura media es de 80 m x 80 m por baliza (Fig. 2); 2) campañas periódicas para controlar la red de balizas, midiendo la densidad y el espesor del manto de nieve, durante el período de deshielo, cada 40 días aproximadamente; la época de deshielo ocurre normalmente entre octubre y marzo, y la época de acumulación, entre abril y septiembre; 3) excavación de un pozo estratigráfico al inicio de la temporada de deshielo, y en algunas ocasiones al final ; en él, se mide la densidad, la temperatura, la estratigrafía, el tipo y tamaño del grano de la nieve y la profundidad: esto se hace hasta la superficie del hielo o neviza del año anterior, registrándose también el estado y humedad de la nieve en el



MINISTERIO DE OBRAS PUBLICAS
 DIRECCION GENERAL DE AGUAS
 DEPARTAMENTO DE HIDROLOGIA
 SUBDEPARTAMENTO DE HIDROLOGIA APLICADA
 LABORATORIO DE S.L.G.
 AUTORES : V. POZO
 A. SALAZAR

Fig. 2 - Curvas de nivel (en metros) y balizas de medición (con cruces y número de identificación), glaciar Echaurren Norte.

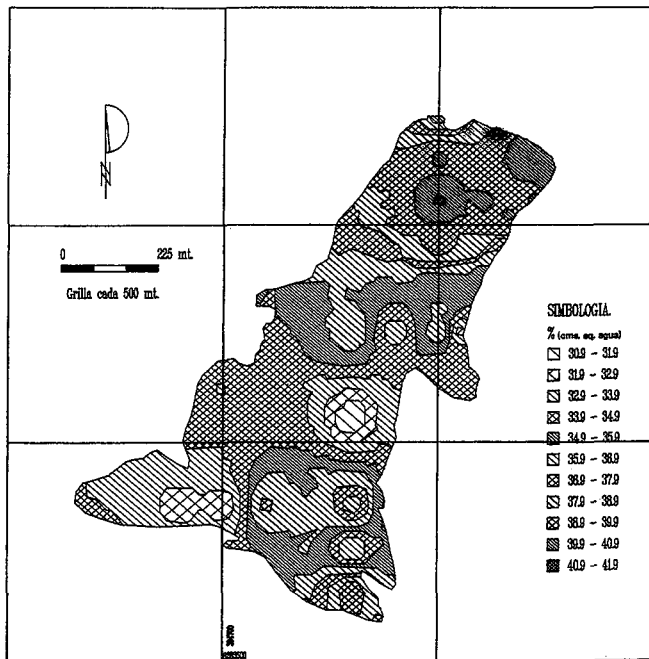
contacto con dicha superficie; 4) medición de la acumulación de nieve al inicio de la temporada de deshielo, por medio de sondeos realizados en los puntos de la red de balizas; con los datos de la profundidad y la densidad del manto al inicio del deshielo, obtenida del pozo estratigráfico, se calcula la acumulación invernal.

1. 2. Cartografía y procesamiento de datos

Se utilizan modelos digitales de terreno (MDT), obtenidos de la cartografía a escala 1: 10 000 y el uso de los Sistemas de Información Geográfica ARC/INFO e IDRISI; también se ocupan de las planillas de cálculo QUATTRO-PRO, EXCEL y el paquete estadístico STATGRAPHICS.

1. 3. Resumen de cálculos efectuados

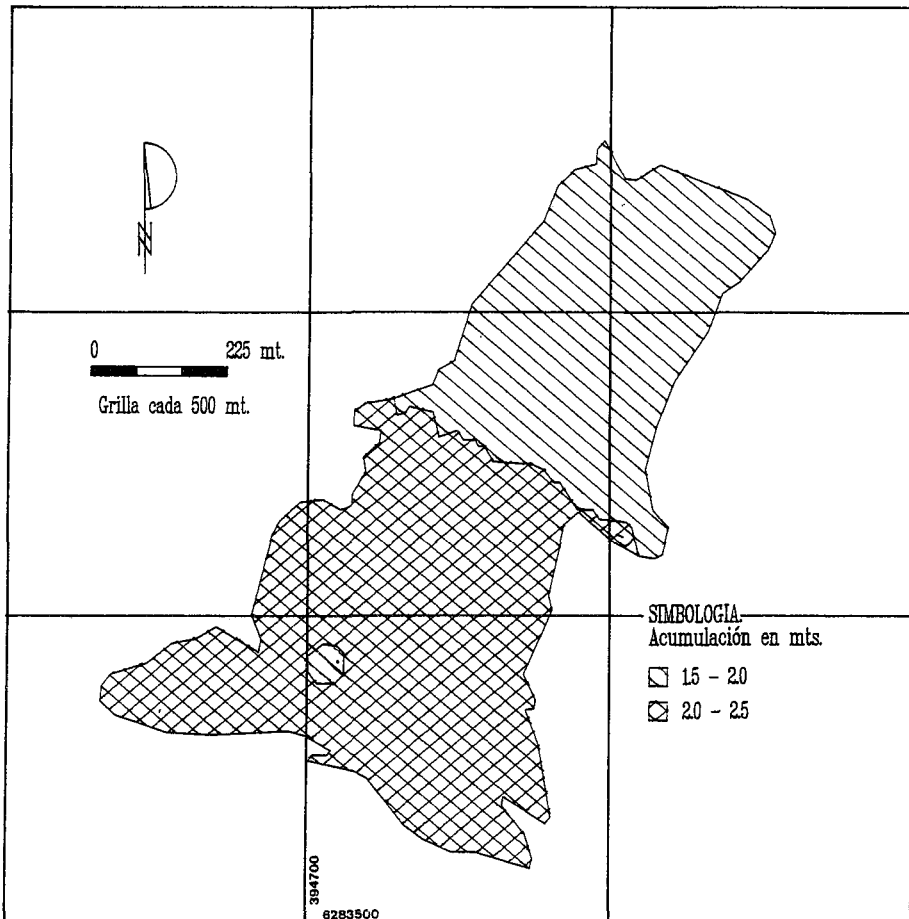
1) Determinación de la distribución espacial y temporal de la densidad de nieve en el glaciar, a partir de un muestreo detallado efectuado durante la temporada 1992/1993, usando una grilla de 50 m de dimensión, que cubre todo el glaciar excepto sus extremos (Fig.3); también se tienen algunos muestreos aislados que se usaron a manera de comprobación;



MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS
DIRECCION GENERAL DE AGUAS
DEPARTAMENTO DE HIDROLOGIA
SUBDEPARTAMENTO DE HIDROLOGIA APLICADA
LABORATORIO DE SIG.
AUTORES : V. POZO
A. SALAZAR

Fig. 3 - Distribución de la densidad en el glaciar Echaurren Norte, temporada 1992-1993.

2) determinación de la distribución espacial y temporal de la acumulación de nieve del glaciar (Fig. 4); con los valores de la densidad distribuida del año 1992/1993 y los valores anuales de los pozos, se obtuvo la densidad distribuida para todos los años a través de factores reales para cada baliza; 3) determinación de los rangos de acumulación, la acumulación total y por baliza, para cada temporada (cm. eq. en agua); 4) los datos de ablación fueron extraídos de los registros de la red de balizas (Fig. 5); durante los años 1987/1988, 1989/1990 y 1990/1991 se presentan muchos períodos y balizas sin información; para poder aprovechar



MINISTERIO DE OBRAS PUBLICAS
 DIRECCION GENERAL DE AGUAS
 DEPARTAMENTO DE HIDROLOGIA
 SUBDEPARTAMENTO DE HIDROLOGIA APLICADA
 LABORATORIO DE SIG
 AUTORES : V. POZO ^
 A. SALAZAR

Fig. 4 - Rangos de acumulación en el glaciar Echaurren Norte, temporada 1992-1993.

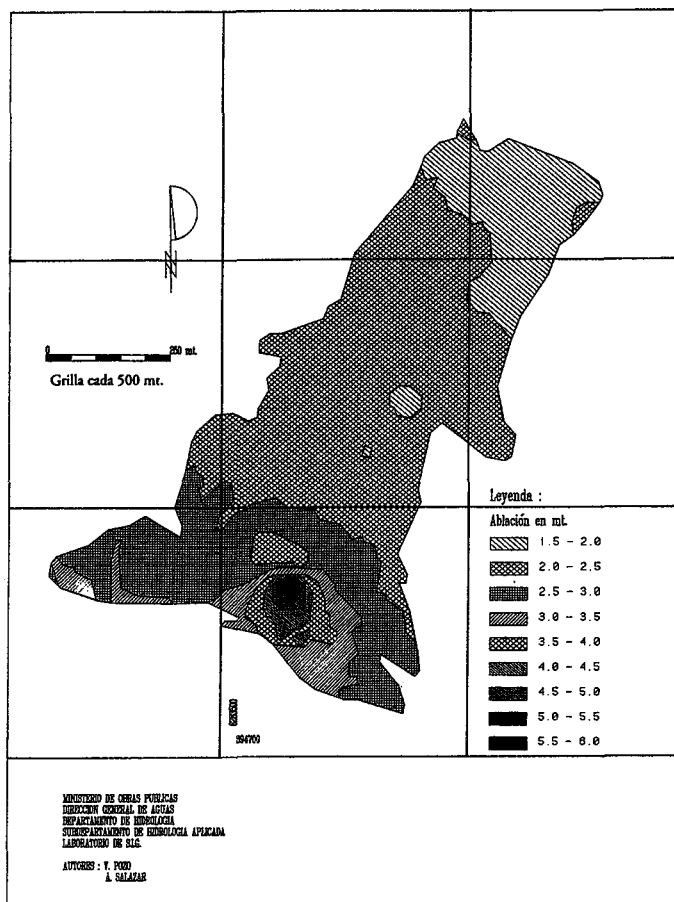


Fig. 5 - Rangos de ablación en el glaciar Echaurren Norte, temporada 1992-1993.

los datos disponibles, se hicieron correlaciones, obteniéndose un buen ajuste entre el balance y la acumulación ($R = 0,89$); 5) determinación de los rangos de ablación, la ablación total y por baliza, para cada temporada (cm. eq. en agua); 6) determinación del balance total y por baliza para cada temporada (cm. eq. en agua).

Algunas limitantes de este estudio son: 1) la variación interanual en la ubicación física de las balizas en terreno; 2) la carencia de mediciones durante algunos períodos; 3) la presencia de lentes de hielo y/o rocas confunde las mediciones de la profundidad del manto; 4) para determinar la distribución espacial de la densidad, la ablación y la acumulación, en algunos sectores de difícil acceso del glaciar donde no existen balizas, se debió extrapolar a partir de resultados de balizas próximas.

2. DENSIDAD, ACUMULACIÓN Y ABLACIÓN

Si hacemos un perfil longitudinal en el glaciar encontramos una buena correlación directa entre la densidad y la elevación, con valores que van desde $0,32 \text{ g cm}^{-3}$ (igual a 32 cm eq. agua) a $0,40 \text{ g cm}^{-3}$ en el sector sur, hasta $0,36 \text{ g cm}^{-3}$ a $0,42 \text{ g cm}^{-3}$ en el sector norte. Eligiendo un perfil extremo tenemos una densidad de $0,32 \text{ g cm}^{-3}$ a los $3\,750 \text{ m.s.n.m.}$ hasta $0,40 \text{ g cm}^{-3}$ a los $3\,850 \text{ m.s.n.m.}$, con un valor de $0,42 \text{ g cm}^{-3}$ a los $3\,800 \text{ m.s.n.m.}$ En un perfil transversal en el sector sur, podemos apreciar cierta correlación de la densidad con la elevación, pero en este caso, inversa. Las densidades van desde $0,32 \text{ g cm}^{-3}$ a los $3\,900 \text{ m.s.n.m.}$ hasta $0,40 \text{ g cm}^{-3}$ a los $3\,650 \text{ m.s.n.m.}$ En el sector norte y central las densidades tienden a variar poco en el sentido transversal. La distribución de la acumulación resultante nos muestra una mayor acumulación en el sector sur. En este sector se encuentran las áreas de menor elevación y más planas del glaciar. En el sector norte, el sector de más elevación, con fuertes pendientes y orientación sur, se presentan generalmente valores más bajos de acumulación. La ablación es menor en el sector norte, pero, en general, es relativamente homogénea en todo el glaciar. Hacia el sector sur la ablación aumenta, presentándose mayor diversidad de rangos de ablación. Aunque en ciertos sectores existe una tendencia a la disminución de la ablación con el aumento de la altura, no se puede considerar como regla general, debido a la influencia de otros factores tales como la insolación. En lo que se refiere a los valores anuales (tabla 1), es claro que tanto la acumulación como el balance son altos para años húmedos, presentan valores medios para años intermedios (normales) y son bajos para años secos. Los valores anuales extremos de acumulación son de $1,4$ y $5,8 \text{ m a}^{-1}$ eq. en agua. En el caso de la ablación, se observa menor variación interanual en comparación con la acumulación. Sin embargo, existe una tendencia a ocurrir menor ablación durante años húmedos. La ablación media para el período es de $2,5 \text{ m a}^{-1}$ eq. en agua, y los valores anuales varían entre $1,7$ y $4,0 \text{ m a}^{-1}$ eq. en agua.

Al analizar estos resultados queda claro que hay algunos parámetros o variables que tienen tanta o más importancia que la elevación en la variación espacial y temporal de la densidad de la nieve, la ablación y la acumulación. Un factor preponderante en la ablación es la radiación solar, que depende de la orientación e inclinación de la superficie, las horas de sol o de sombra (condicionadas por la topografía circundante) y la nubosidad. Existen otros factores como la velocidad y dirección del viento (influenciadas por la topografía local), variación de la temperatura con la elevación, avalanchas de nieve, distribución del albedo (dependiendo de la suciedad, humedad, tipo y tamaño del grano de la nieve, pendiente, orientación de la superficie, etc.). Un análisis detallado del balance energético en superficie de nieve en el glaciar Echaurren Norte ha sido realizado por Ruttlant (1978).

3. BALANCE DE MASA

En la tabla 1 y la figura 6a, se muestra el resultado del balance donde se agregan los años 1975/1976 a 1981/1982 obtenidos anteriormente (Vidal, 1984), mostrándose una serie ininterrumpida de 18 años, con valores promedio, desviación estándar, máximo y mínimo. La tabla 2, contiene los valores acumulados de la tabla anterior. La figura 6b muestra las anomalías de la temperatura de la superficie del Océano Pacífico Ecuatorial (Reynolds, 1988), desde el año 1976 hasta el año 1995 (Reynolds, 1988 y Aceituno, comunicación personal). Los valores marcadamente positivos indican la ocurrencia del fenómeno El Niño. El balance y la

Tabla 1 - Resultado del balance de masa. Glaciar Echaurren Norte. Año hidrológico: 1/abril al 31/marzo.

TEMPORADA	ACUMULACION (1/Abr-30/Sep) (cm Eq. Agua)	ABLACION (1/Oct-31/Mar) (cm Eq. Agua)	RENDIMIENTO (l/s/km ²)	BALANCE (cm Eq. Agua)
75/76	139	231	73	-92
76/77	189	319	101	-130
77/78	323	305	97	18
78/79	237	170	54	67
79/80	290	260	82	30
80/81	311	275	87	36
81/82	156	398	126	-242
82/83	581	211	67	370
83/84	189	313	99	-124
84/85	224	190	60	34
85/86	508	357	113	151
86/87	303	208	66	95
87/88	491	249 **	79	242 *
88/89	183	309	98	-126
89/90	161	272 **	86	-111 *
90/91	201	269 **	85	-68 *
91/92	345	171	54	174
92/93	205	234	74	-29
n	18	18	18	18
Promedio	280	252	84	16
Desviación	126	66	19	148
Máximo	581	398	126	370
Mínimo	139	170	54	-242

* Datos rellenados usando una correlación entre el Balance y la Acumulación ($r = 0,89$).

** Datos rellenados usando la ecuación: Ablación = Acumulación - Balance.

Notas: - Los valores de los años 75-76 al 81-82 se tomaron de Vidal (1984, inédito).

- En los años que se presentaron problemas para comenzar las mediciones al inicio de la temporada de ablación (fines del período de acumulación) se corrigieron los datos completando la temporada.

Tabla 2 - Resultado del balance de masa acumulado. Glaciar Echaurren Norte. Temporadas 75/76 a 92/93.

TEMPORADA	ACUMULACION (cm Eq. Agua)	ABLACION (cm Eq. Agua)	BALANCE (cm Eq. Agua)
75/76	139	231	-92
76/77	328	550	-222
77/78	651	855	-204
78/79	888	1025	-137
79/80	1178	1285	-107
80/81	1489	1580	-71
81/82	1645	1958	-313
82/83	2226	2169	57
83/84	2415	2482	-67
84/85	2639	2672	-33
85/86	3147	3029	118
86/87	3450	3237	213
87/88	3941	3486	455
88/89	4124	3795	329
89/90	4285	4067	218
90/91	4486	4336	150
91/92	4831	4507	324
92/93	5036	4741	295

acumulación muestran buena asociación con las anomalías de TSM (Temperatura Superficial del Mar), a excepción de los años 1983 y 1985. En cuanto a la ablación no se aprecia alguna dependencia (Escobar *et al.*, 1995). La figura 6a muestra los resultados del balance, incluyendo la acumulación y la ablación, en bloques montados. En cambio, la figura 8 indica la variación del balance de masa acumulado durante los 18 años de información de terreno. El balance neto promedio para el período es de +16 cm eq. en agua anuales, con un mínimo anual de -242 cm y un máximo de 370 cm eq. en agua anuales. De los 18 años, 10 tuvieron un balance positivo y 8 un balance negativo. La línea de equilibrio media obtenida alcanza una elevación de 3 800 m.s.n.m., existiendo 8 años en que sobrepasó los 4 000 m.s.n.m. y en 4 años quedó por debajo de los 3 600 m.s.n.m. Esto significa que en los años secos todo el glaciar entra en una etapa de ablación generalizada, y por el contrario en años con mucha precipitación la totalidad del glaciar acumula nieve. Es interesante mencionar que Lliboutry (1956) indica una cota media de la línea de equilibrio para los glaciares del nudo del Juncal (50 km al norte del Echaurren) de 4 350 m.s.n.m. En cambio, Marangunic (1979) para todos los glaciares del Maipo da una línea de equilibrio de 3 975 m.s.n.m. Más que una depresión a través de los años, la cota promedio de 3 800 m.s.n.m. de la línea de equilibrio del glaciar Echaurren Norte en comparación al valor medio de 4 350 m.s.n.m. de Lliboutry, es una consecuencia de la ubicación propia del glaciar en un circo relativamente protegido de la radiación solar y con una acumulación importante de nieve redistribuida por el viento. En la figura 6b, podemos ver que durante el período de 1975/1976 a 1992/1993, ocurrieron cuatro fenómenos El Niño: 1976/1977, 1982/1983, 1987/1988 y 1991/1992. Si comparamos con los resultados del balance que se muestran en la figura 6a, durante tres de dichos años se registraron los

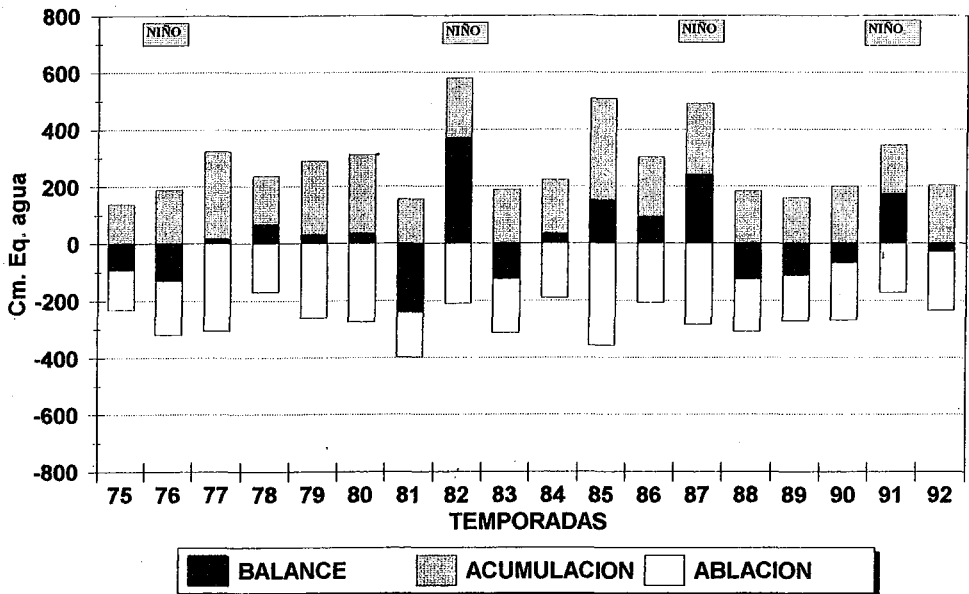


Fig. 6 - a) Balance neto, acumulación y ablación en el glaciar Echaurren. b) Anomalía de temperatura del océano en la zona El Niño 3.

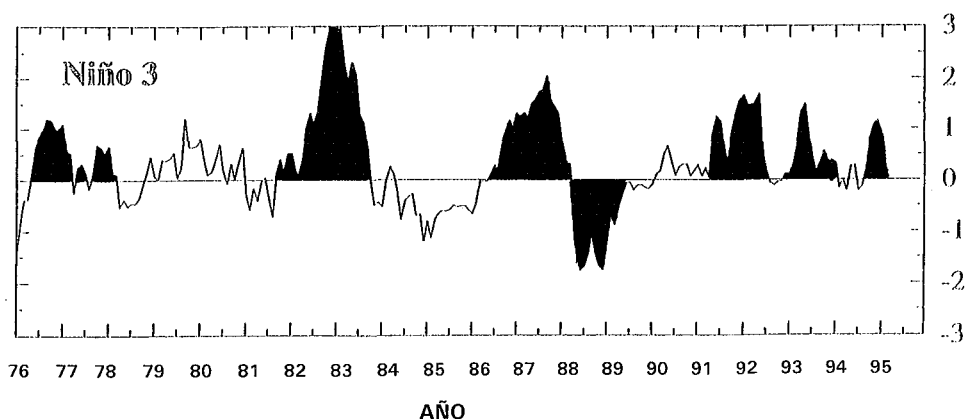


Fig. 7 - Anomalía de temperatura El Niño (Fuente: Reynolds, 1988; Patricio Aceituno).

balances máximos de todo el período (1982/1983, 1987/1988 y 1991/1992). La excepción es el año 1976/1977, que tiene un balance negativo. Esto se podría explicar en parte debido que ese año ocurrió un ENSO (El Niño-Southern Oscillation) tardío, no abarcando completamente el período 1976/1977. Como se mencionó anteriormente, se hicieron correlaciones entre el balance y la acumulación y ablación, al igual que con la precipitación y la temperatura medidas en el Embalse El Yeso. Se observa una buena correlación tanto con la acumulación como con la precipitación. En cambio, no se aprecia ninguna correlación de la ablación con la temperatura. En los años de ocurrencia del fenómeno El Niño, se aprecia un claro aumento de las precipitaciones (que afecta la acumulación), pero no se ve una clara influencia en la temperatura (que incide en la ablación). Un punto importante de mencionar es la diferencia que existe en las características del fenómeno ENSO entre el glaciar Echaurren, la Cordillera Blanca del Perú y la Cordillera Real de Bolivia. Mientras el fenómeno ENSO en el glaciar Echaurren se asocia a años de balances altamente positivos, en las cordilleras de Perú y Bolivia mencionadas se asocia el ENSO a balances francamente negativos, presentándose esta situación inversa en exactamente los mismos años (1982/1983, 1987/1988 y 1991/1992) (Francou *et al.*, 1995). La diferencia de los regímenes climáticos explica esta situación. Mientras en la cordillera de los Andes de Chile central, durante los fenómenos ENSO el factor predominante es la mayor frecuencia de actividad ciclónica del oeste, que origina un aumento de precipitaciones, afectando la acumulación. Por el contrario, en las cordilleras Blanca y Real, el fenómeno ENSO se caracteriza por un aumento de temperatura que afecta directamente la ablación, resultando en consecuencia en balances netos negativos.

4. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Se observa una gran variación interanual en el balance de masa del glaciar Echaurren Norte. Esta variación se debe mayormente a cambios anuales de la precipitación. La variación anual de la precipitación está afectada fuertemente por el fenómeno El Niño, que ocurre con una probabilidad de retorno de 4 años aproximadamente, asociado a altas precipitaciones en la zona central de Chile. El balance neto para el período es positivo, con

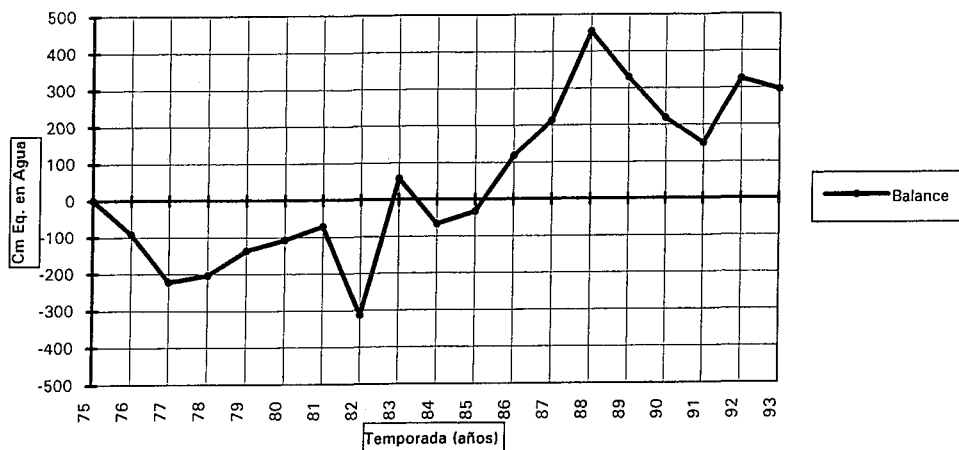


Fig. 8 - Gráfico acumulado de balance. Valores a fines de temporada de verano.

un valor promedio de 16 cm y un valor acumulado de 295 cm eq. en agua, en gran medida debido a la ocurrencia de varios eventos de El Niño dentro del período de medición de 18 años. El balance positivo para el período contrasta con el retroceso generalizado observado en los glaciares de la zona central de Chile. Esto se debe probablemente a la morfología particular del glaciar Echaurren Norte, ubicado en un circo de pequeñas dimensiones con orientación SO, vale decir relativamente protegido de la radiación solar, y ubicado a sotavento con respecto a la circulación atmosférica local, con un consiguiente aumento de acumulación de nieve por viento. Asimismo, el rango reducido de altura del glaciar Echaurren Norte, comprendido entre 3 650 y 3 880 m.s.n.m., se traduce en ausencia de ablación durante años húmedos (de preferencia años cuando ocurre El Niño), lo que favorece la acumulación neta en el período. Es muy valioso poder continuar con las mediciones de balance de masa del glaciar Echaurren Norte, especialmente considerando que es el único registro de balance de masa en Chile, y que se trata de una cuenca representativa a nivel local. Sin embargo, no es posible proyectar estos resultados de balance positivo a nivel regional, debiendo ser consideradas las condiciones especiales de este glaciar en cuanto a su pequeño tamaño y rango de altura, y orientación sur.

Referencias citadas

- CASASSA, G., 1995 - Glacier inventory in Chile: current status and recent glacier variations. *Annals of Glaciology*, 21, en prensa.
- ESCOBAR, F., POZO, V., SALAZAR, A. & OYARZO, M., 1995 - Balance de masa en el glaciar Echaurren Norte. 1975 a 1992. Resultados preliminares. *Dirección General de Aguas, H.A. y G.*, 95, 1: 103p.
- ESCOBAR, F. & VIDAL, F., 1992 - Experiencia sobre la determinación de la línea de nieve en cuencas de Chile central. *Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica*, 7, 2: 5-19.

- FRANCOU, B., RIBSTEIN, P., SEMIOND, H. & OFICINA DE RECURSOS HÍDRICOS, 1995 - Balances glaciares y clima en Bolivia y Perú. Impacto de los eventos ENSO. in: *Seminario Internacional Aguas, glaciares y Cambios Climáticos en los Andes Tropicales: 197-206*, La Paz 13-16 Junio 1995.
- LLIBOUTRY, L., 1956 - *Nieves y glaciares de Chile*, 471p., Santiago: Universidad de Chile.
- MARANGUNIC, C., 1979 - *Inventario de glaciares. Hoya del Río Maipo*, 65p., Dirección General de Aguas, M.O.P.
- PEÑA, H. & NARBONA, J., 1978 - Proyecto glaciar Echaurren Norte, 71p., Informe Preliminar, Chile: Dirección General de Aguas.
- PEÑA, H., VIDAL, F. & ESCOBAR, F., 1984 - Caracterización del manto nival y mediciones de ablación y balance de masa en glaciar Echaurren Norte. *PHI, UNESCO, Chile*, 1, 16: 1-12.
- REYNOLDS, R., 1988 - A real time global sea surface temperature analysis. *Journal of Climate*, 1: 75-86.
- RUTLLANT, J. & CLIM. DATA, 1978 - Mediciones micrometeorológicas para determinar el balance de energía del glaciar Echaurren Norte, 183p., Informe Dirección General de Aguas, Chile.
- VIDAL, F., 1984 - Balance de masa en el glaciar Echaurren Norte entre 1975 y 1981, 56p., Chile: Dirección General de Aguas, MOP (inédito).

RETROCESO DE GLACIARES EN EL PERÚ: CONSECUENCIAS SOBRE LOS RECURSOS HÍDRICOS Y LOS RIESGOS GEODINÁMICOS

César Portocarrero *

Resumen

Los Andes peruanos poseen todavía importantes masas glaciares entre los 4 500 y 6 700 msnm. En algunos glaciares representativos se ha medido estos últimos decenios un retroceso marcado, lo cual ha ocasionado, y actualmente continúa originando, la formación de nuevas lagunas, algunas de ellas con condiciones de peligrosidad latente. Por otro lado, si esta evolución permanece, puede provocar una disminución del recurso hídrico que abastece a los ríos, que sería muy sensible durante la época de estío. Se muestra en forma sucinta datos acerca del retroceso de algunos glaciares en la Cordillera Blanca. Con el conocimiento del fenómeno que viene ocurriendo se han tomado acciones relacionadas a disminuir o evitar los riesgos representados por las lagunas peligrosas. Al mismo tiempo, aprovechando estas reservas de agua, se construyen pequeños embalses para satisfacer la demanda de agua en diferentes actividades tales como la agricultura, el consumo humano, la energía y la industria.

Palabras claves: *Glaciar, retroceso, cambio climático, riesgos naturales, recursos hídricos, Cordillera Blanca, Perú.*

RECUIL DES GLACIERS AU PÉROU : CONSÉQUENCES SUR LES RESSOURCES EN EAU ET LES RISQUES GÉODYNAMQUES

Résumé

Les Andes du Pérou possèdent encore entre 4 500 et 6 700 m d'importantes masses glaciaires. Sur quelques glaciers représentatifs, on a mesuré un recul important ces dernières décennies, ce qui a provoqué et continue à provoquer la formation de nouveaux lacs glaciaires, certains d'entre eux constituant un danger permanent. D'autre part cette évolution, si elle persiste, aura tendance à diminuer l'alimentation des cours d'eau, ce qui va se marquer surtout pendant la période d'étiage. On apporte quelques données sur le recul des langues glaciaires en Cordillère Blanca. La connaissance du phénomène a permis d'entreprendre des actions visant à réduire, voire supprimer le danger que représentent ces lacs. Dans le même temps, on en a profité pour construire des retenues permettant de stocker l'eau et de répondre dans des meilleures conditions à la demande venant de divers secteurs, comme l'agriculture, la consommation domestique, l'énergie et l'industrie.

Mots-clés : *Glacier, recul, changement climatique, risques naturels, ressources en eau, Cordillère Blanca, Pérou.*

* Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos, Avenida Confraternidad Internacional, 167, Huaraz, Perú.

GLACIER RETREAT IN PERU: CONSEQUENCES ON WATER RESSOURCES AND GEODYNAMIC HAZARDS

Abstract

In the Andes of Peru, important glaciers masses still exist between 4 500 and 6 700 m asl. On some representative glaciers, a strong retreat at the terminus has been measured during the last decades. This explains the constant formation of new glacier lakes, some of them being dangerous. Moreover, continuation of this trend could limit water reSSources of the Cordillera, modifying runoff of streams, principally during the dry season. Some data about glacier retreat in Cordillera Blanca are presented. With a good knowledge of this evolution, it was possible to carry out works aiming at reducing or suppressing the risks coming from the lakes. In the same time, some lakes were converted into reservoirs to satisfy demand from agriculture, domestic consumption, energy and industry.

Key words: *Glacier, retreat, climatic change, natural hazards, water reSSources, Cordillera Blanca, Peru.*

INTRODUCCIÓN

El Perú posee 19 cordilleras nevadas comprendidas entre los 8°33' S, 77°53' W y los 14° 44' S, 69°13' W (Ames *et al.*, 1988). Dentro de ellas la mayor es la Cordillera Blanca con una extensión cercana a los 700 km². Estas masas han desempeñado un papel importante en la vida y desarrollo del país por cuanto han constituido los reservorios adicionales del recurso hídrico para consumo humano, agricultura, producción de energía y la industria. Refiriéndonos a la agricultura, actividad muy importante en los países andinos debe mencionarse que las tierras que no poseen sistemas de irrigación, son completamente vulnerables a las variaciones de precipitación; por lo tanto los períodos críticos golpean en forma inmediata y contundente a la producción y en consecuencia, afectan severamente a la economía de la población y del país en general. A partir de los datos obtenidos en los glaciares representativos se sabe que su retroceso es cada vez más acelerado y por lo tanto el recurso hídrico cada vez es más escaso. Pero estos glaciares en el caso del Perú, no solamente son importantes por su valor como recurso hídrico, sino también debido a que en algunos casos han ocasionado desastres muy grandes. El retroceso glaciar ha dejado tras de sí muchas lagunas (Morales *et al.*, 1979). En algunos casos cuando la pendiente del lecho rocoso es muy pronunciado, se tienen glaciares colgantes que estando en condiciones de inestabilidad han caído sobre las lagunas originando desembalses violentos inundando y destrozando grandes áreas de cultivo, zonas pobladas y obras de infraestructura (Liboutry *et al.*, 1977; Morales, 1979; Ames & Francou, 1995). Tenemos el caso del Huascarán (6 768 msnm) de cuyo pico norte se desprendieron en los últimos tiempos, en dos oportunidades (1962 y 1970) tremendas masas de glaciar y roca que se deslizaron a mucha velocidad por el valle inferior (Hofmann *et al.*, 1983). Se han adoptado medidas preventivas desde hace varias décadas por lo cual se ha disminuido o evitado la ocurrencia de tales fenómenos de aluvionamiento.

1. EL RETROCESO DE LOS GLACIARES

El retroceso glaciar medido como una disminución en la longitud de los glaciares ha sido registrado en varios glaciares de la Cordillera Blanca teniéndose los resultados en la figura 1. Como se puede observar, el glaciar Broggi, en el norte de la cordillera, en forma acumulada desde 1948 hasta 1992 ha disminuido en su longitud aproximadamente 720 metros. Así mismo el glaciar Uruashraju retrocedió alrededor de 420 metros en forma casi

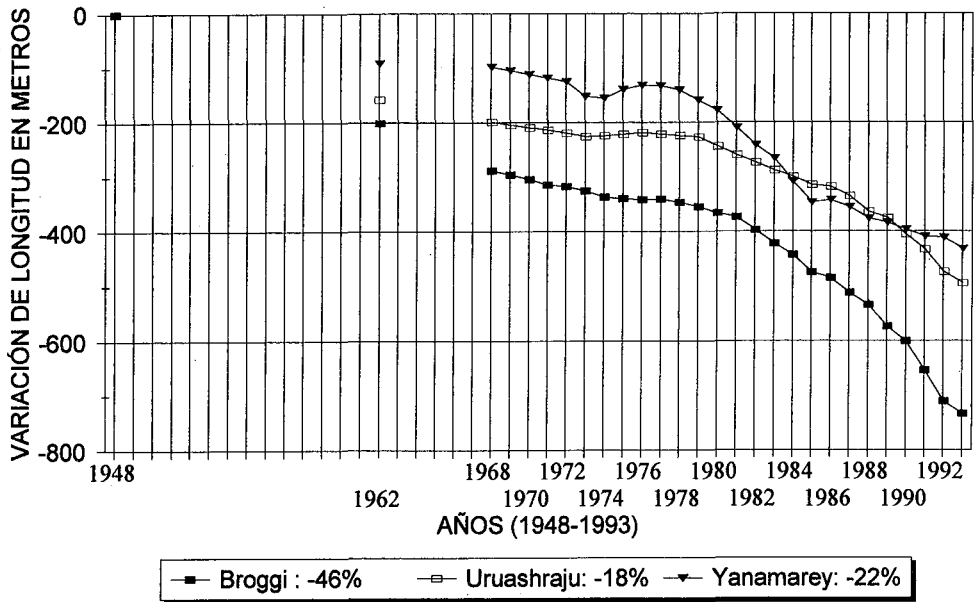


Fig. 1 - Comparación de retroceso de varios glaciares (1948-1992): Broggi, Uruashraju y Yanamarey. Pérdidas de longitud (en %) durante este período.

similar que Yanamarey. Se observa en la figura 2 que existe una estrecha relación entre este retroceso y las variaciones del balance que se ha medido en este glaciar: de igual manera los balances de masas son negativos desde hace varias décadas y sus mayores valores aumentan a mayor velocidad a partir de 1980.

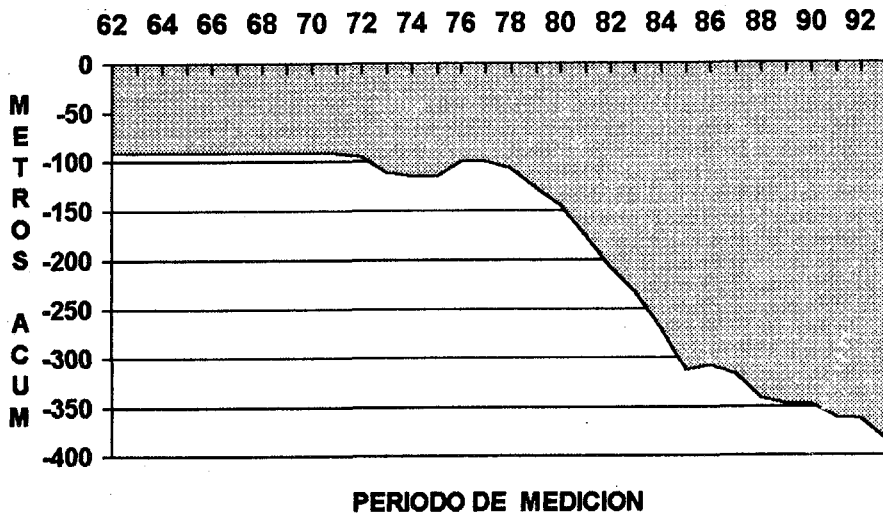


Fig. 2 - El balance del Glaciar Yanamarey, según una red de balizas colocadas en la zona inferior del glaciar (1962-1993).

Conociendo la sensibilidad de los glaciares tropicales a las variaciones de temperaturas, se puede relacionar, en primera hipótesis, esta evolución de los glaciares con un incremento de las temperaturas. Podemos apreciar en la figura 3, basándonos en la serie de 1965-1992 de Querococha, una estación cercana al glaciar Yanamarey, que en los promedios de temperaturas existe esta tendencia a partir de 1980.

El cambio de los patrones del clima influirá grandemente en el desarrollo de las actividades que están íntimamente relacionadas con el agua. Es así como el río Santa, principal captador de las escorrentías procedentes de la Cordillera Blanca, adicionalmente a la variabilidad anual que tiene, ya que mientras en la época de precipitaciones transporta más de $400 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, por el contrario en la época de estío transporta un mínimo entre 15 y $20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

2. LOS PROCESOS DE ALUVIONAMIENTO

La mayor parte de los glaciares de la Cordillera Blanca se hallan ubicados detrás de morrenas muy grandes y el proceso de recesión registrado desde 1932, en que se inician las primeras mediciones y mapeo por la expedición austro-alemana dirigida por el Kinzl (1940), ha sido muy considerable. Como resultado de tal retroceso glaciar, en principio se formaron pequeñas lagunas que luego fueron creciendo paulatinamente. Existen diferentes tipos de lagunas que se han formado en concordancia con la morfología del terreno o de la roca base. La clasificación que nos ha interesado ha sido fundamentalmente desde el punto de vista de peligrosidad y de un posible aprovechamiento como reservorio. En las cordilleras nevadas del Perú se han producido muchos fenómenos de aluvionamiento debido fundamentalmente a las siguientes causas: 1. por la caída de bloques de hielo o masa glaciar sobre las lagunas, 2. por el deslizamiento de los taludes interiores del vaso de la laguna, 3. por la caída de masas de roca sobre la laguna, y 4. por la caída de una mezcla de glaciar y roca sobre las lagunas.

Promedio móvil (5 años)

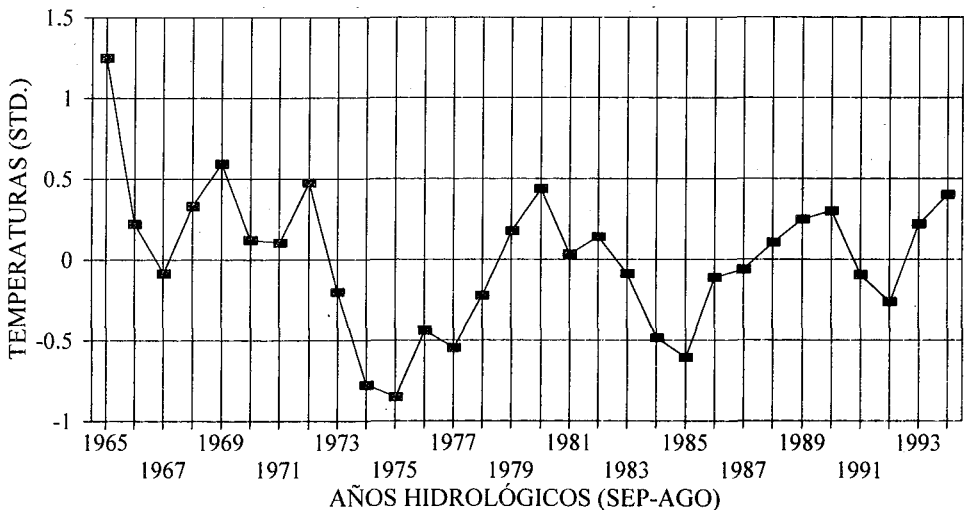


Fig. 3 - Temperaturas máximas promedio anuales de Querococha.

Históricamente se han registrado muchos aluviones entre los cuales podemos citar algunos (cuadro 1).

Cuadro 1 - Reportes conocidos de catástrofes glaciares en la Cordillera Blanca del Perú.

1.	Inundación de la ciudad de Huaraz hasta varias varas de altura (Publicación en la Crónica por el Padre Beltrán).	04 marzo 1702
2.	Sismo ocasiona avalanchas de hielo y ruptura de lagunas que destruyen Huaraz desapareciendo 1 500 personas quedando sólo 300 personas.	06 enero 1725
3.	El pueblo de Ancash sufrió un aluvión por una avalancha del nevado Huandoy sepultando a 1 500 personas; por dicho motivo en 1839 el Mariscal Agustín Gamarra puso el nombre de Ancash al departamento.	06 enero 1725
4.	Deslizamiento y aluvión en Monterrey-Huaraz	10 febrero 1869
5.	Aluvión en Macashca-Huaraz, procedente de la laguna Tambillo, murieron muchos pobladores. Ruptura de la laguna Solterococha (Cordillera Huaychuash), sobre Pacllón-Bolognesi.	24 junio 1883.
7.	Ruptura de la laguna Arteza, quebrada Buin Carhuaz-Ancash.	14 marzo 1932
8.	Ruptura laguna Magistral en Conchucos destruyendo 32 casas y 13 puentes.	20 enero 1938
9.	Ruptura de la laguna Suerococha en el Alto Pativilca.	1938
10.	Ruptura de las lagunas Palcacocha y Acoshcocha en la quebrada Cojup-Huaraz, murieron 5 000 personas; ocurrió a las 6.45 a.m.	20 abril 1941
11.	Ruptura de las lagunas Ayhuiñaraju y Carhuacocha destruyendo pueblo y ruinas de Chavín.	13 diciembre 1941
12.	Ruptura de la laguna Jancarurish, destruyendo instalaciones de la Hidroeléctrica Cañón del Pato, y ferrocarril Chimbote-Huallanca.	17 enero 1945
13.	Desborde de la laguna Artesoncocha sobre laguna Parón. (Dos oportunidades).	20 octubre 1950 16 julio 1951 y
14.	Ruptura laguna Millhuacocha, quebrada shinca-Paltay-Huaraz.	28 octubre 1951
15.	Aluvión proveniente del Huascarán norte destruyendo localidad de Ranrahirca y 9 pueblos pequeños. Murieron 4 000 personas.	06 noviembre 1952
16.	Avalancha del nevado San Juan sobre la laguna Tumarina-Huantar-Huari.	10 enero 1962
		19 diciembre 1965

- 17. Avalancha de roca, hielo y aluvión proveniente del Huascarán Norte, sepultó la ciudad de Yungay, Ranrahirca, malogrando la Central Hidroeléctrica Cañón del Pato y poblaciones del valle medio e inferior del río Santa; destrucción de la línea férrea Chimbote-Huallanca. 23 muertos.
Ocurrió después de un sismo de intensidad 7.9 (Escala Richter), que ocasionó 70 000 muertos y 50 000 heridos; 186 000 edificios destruidos, el área afectada fue de 180 000 kilómetros cuadrados. Se estima que el volumen que cayó de la cumbre norte del Huascarán fue de 50 millones de metros cúbicos incluyendo piedras, arena, tierra, roca y glaciario, y la velocidad del alud fue de aproximadamente 160 km/hora. La cima norte del Huascarán se considera a 6 663 metros sobre el nivel del mar y el valle de Yungay a 2 600 msnm. Se ha encontrado un bloque de roca en el valle que se presume pertenece al Huascarán y que tiene un peso de 15 000 toneladas, o sea un paralelepípedo regular de aproximadamente 17 metros de lado. 31 mayo 1970

- 18. Aluvión de la quebrada Paclliash-Paltay; sin consecuencias fatales o graves. agosto 1982

En la figura 4 se observa en forma esquemática el proceso de una avalancha o alud de glaciario sobre una laguna.

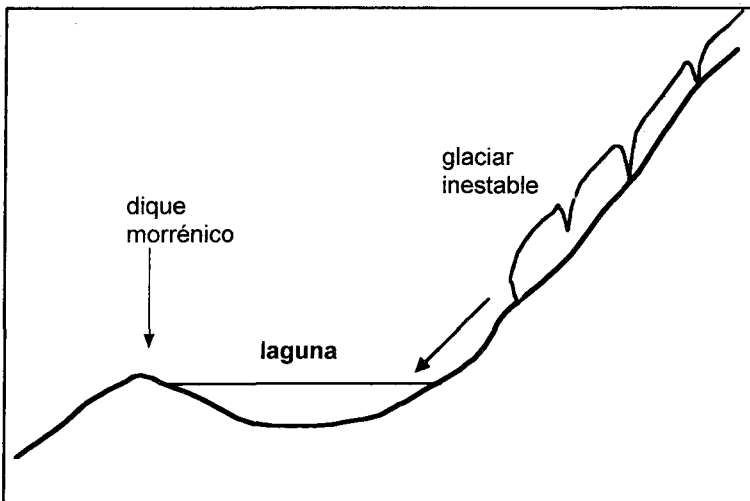


Fig. 4 - Peligro de avalanchas de glaciario sobre una laguna.

En todos los casos ha habido un factor común para la ocurrencia del fenómeno catastrófico y ese ha sido el volumen de agua contenida en la laguna; a mayor volumen, el peligro es mayor. Es por ese motivo que la tarea de mitigación del desastre, la disminución del poder destructivo de un fenómeno de aluvionamiento se ha orientado a la disminución de los volúmenes de las lagunas. Consiguientemente la solución del problema se ha concentrado en un aspecto netamente de ingeniería, por lo cual la metodología para la reducción de volúmenes o procesos de desagüe se ha realizado con los siguientes procedimientos: 1. por medio de cortes o tajos en los diques naturales; 2. por medio de túneles para efectuar conexiones subacuáticas, y 3. por medio de sifonamientos.

3. PROCEDIMIENTOS DE TRABAJO

Tal como se ha mencionado líneas arriba, se han aplicado varios procedimientos para disminuir o eliminar el peligro procedente de las lagunas de origen glaciar. Comenzaremos mencionando los siguientes:

3. 1. Cortes a tajo abierto en el dique natural

Este ha sido el procedimiento más antiguo que se ha empleado para desaguar parcialmente las lagunas. El método ha consistido en bajar el nivel de las aguas mediante un corte a tajo abierto en el dique natural en una magnitud y caudal seguros que no afecten la estabilidad ni las características físicas de la morrena y al mismo tiempo permitan un descenso continuo del nivel del espejo de las aguas. De esta forma se han efectuado descensos del nivel de las aguas desde 10 hasta 20 metros por debajo del nivel natural y en algunos casos hasta 25 metros. En vista de que un canal abierto de esta forma no elimina totalmente el peligro, pues quedan pendientes los glaciares colgantes que pueden caer en cualquier momento; por dicho motivo es que adicionalmente al desagüe en muchos casos ha sido necesario construir un conducto de rebose y luego restituir el dique para evitar un desagüe violento por efecto de las caídas de masas de glaciar que a su vez producen oleajes de gran altura. Estos diques artificiales nos permiten contrarrestar la acción destructora, erosiva de los oleajes. En la figura 5 se muestra esquemáticamente la forma en que se procede con los cortes en los diques naturales y luego la construcción de los conductos de rebose y restitución del dique artificial. Este tipo de procedimiento se emplea en diques naturales morrénicos cuyo material constitutivo no sea deleznable por lo tanto no existe el peligro de erosión regresiva. Se han presentado algunos casos en los que el dique natural no está suficientemente consolidado o posee mucha permeabilidad, no siendo por lo tanto seguro efectuar los desagües por el procedimiento de excavación. En esos casos es recomendable el procedimiento por el sistema de túneles subacuáticos. Se conoce que en algunos casos durante el proceso de apertura del corte de desagüe se produjeron fenómenos de aluvionamiento, por lo cual es estrictamente necesario que la dirección técnica de un proyecto de esta índole, debe en forma permanente estar en forma vigilante pues un mal manejo del procedimiento puede ocasionar una catástrofe de igual o peor magnitud de las que produce la naturaleza. Es importante tener en cuenta que la calidad constituyente del dique natural es un factor que incide notablemente en el procedimiento del desagüe, conociéndose que toda morrena es un material heterogéneo, sin embargo, la matriz principal o el elemento principal conformante de dicha morrena determinará su comportamiento durante el proceso de desagüe.

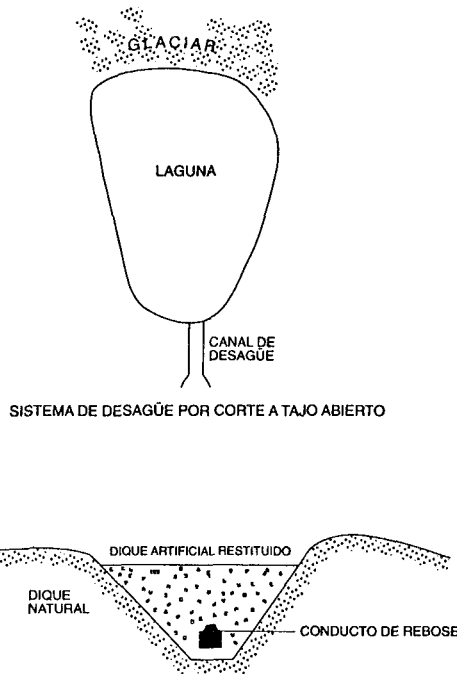


Fig. 5 - Procedimiento por medio de corte a tajo abierto.

3. 2. Procedimiento por medio de tuneles subacuáticos

Cuando las condiciones del dique natural no permiten efectuar excavaciones a cielo abierto y al mismo tiempo se tiene la posibilidad de encontrar una buena roca para la horadación de un túnel se recomienda este procedimiento. Se han efectuado algunas obras con este procedimiento. La mayor ha sido la efectuada en la laguna Parón, la más grande de la Cordillera Blanca, con una longitud mayor de 2,9 km y un ancho mayor de 0,6 km y una profundidad máxima de 67 m, con una capacidad máxima de 78 M m³. En esta laguna se ha horadado un túnel de 1 400 M de longitud haciendo la conexión subacuática a 60 m de profundidad. En el caso de la laguna Parón se ha combinado los conceptos de seguridad y aprovechamiento de tal manera que es posible obtener una regulación estacional de aproximadamente 50 M m³.

En la parte superior de la figura 6 se aprecia, en un dibujo en planta, la orientación que se dio al túnel, haciendo que el contacto túnel-laguna se efectúe en la zona más profunda. Luego de haber efectuado con éxito la conexión túnel laguna se procedió al desagüe del 80% de la laguna para verificar la estabilidad y comportamiento de los taludes naturales interiores del vaso de la laguna, y después de verificar sus buenas condiciones se instaló un sistema de regulación con dos compuertas, una de regulación y la otra de emergencia para poder manejar adecuadamente los volúmenes de la laguna dentro de los conceptos seguridad-aprovechamiento.

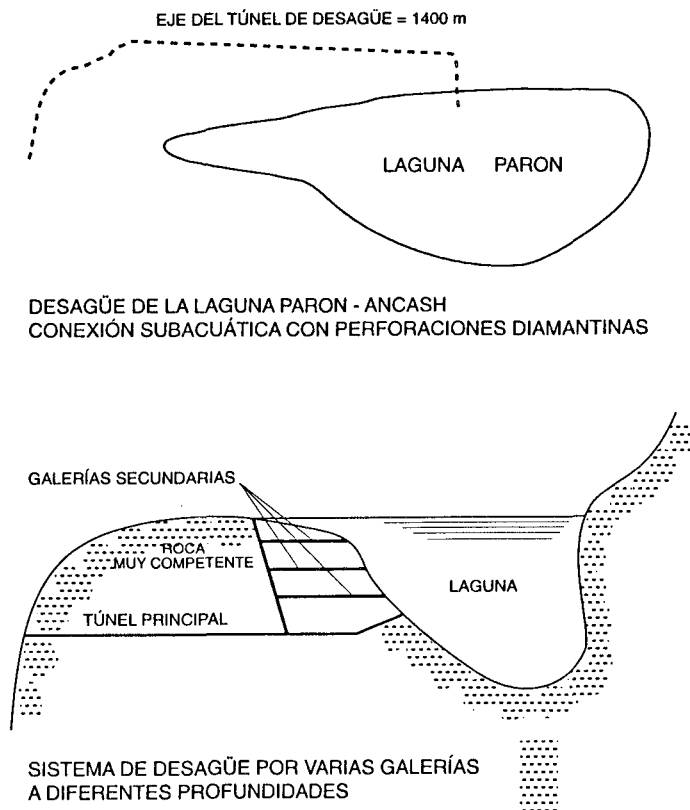


Fig. 6 - Túneles subacuáticos: ejemplo de la laguna Parón.

Otro ejemplo que se ha llevado a cabo exitosamente es el desagüe de Laguna 513 en la Cordillera Blanca mediante la horadación de varios túneles con el objeto de obtener un caudal seguro sin emplear elementos de regulación tales como válvulas o compuertas. Para la conexión del túnel con la laguna se perforaron con explosivos, agujeros de 0,90 m de diámetro, constituyendo cuatro disparos subacuáticos con una carga de agua de 5 m en cada caso, con lo que se obtuvo caudales seguros que no erosionaron el cauce del río.

Referencias citadas

- AMES, A. & otros ocho, 1988 - *Inventario de glaciares del Perú*, 105p., Huaraz: Hidrandina S.A., Unidad de Glaciología e Hidrología.
- AMES, A. & FRANCOU, B., 1995 - Cordillera Blanca. Glaciares en la Historia. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, **24(1)**: 23-36.
- HOFMANN, W., KÖRNER, H., SCHNEIDER, E., STADELMANN, G. & WELSCH W., 1983 - *Die Berg- und gletscherstürze vom Huascarán, Cordillera Blanca, Perú*, 110 p., Innsbruck: Patzelt G., ed., Universitätsverlag Wagner.
- KINZL, H., 1940 - Los glaciares de la Cordillera Blanca. *Revista de Ciencias*, **432**: 417-440, Lima.
- LLIBOUTRY, L., MORALES ARNAO, B., PAUTRE, A. & SCHNEIDER B., 1977 - Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. 1. Historical failure of morainic dams, their causes and prevention. *Journal of Glaciology*, **18**, **79**: 239-254.
- MORALES, B., ZAMORA, M. & AMES, A., 1979 - Inventario de Lagunas y Glaciares del Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, **62**: 63-82.
- MORALES, B., 1979 - Avalanchas y aluviones en el Departamento de Ancash. *Boletín Informativo, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico*, **2**: 2-9.

UN RÉSEAU D'OBSERVATION DES GLACIERS DANS LES ANDES TROPICALES

*Bernard Pouyaud *, Bernard Francou *, Pierre Ribstein **

Résumé

Par leur grande sensibilité au changement climatique, les glaciers tropicaux sont d'excellents indicateurs de l'évolution du climat et, en même temps, des objets hydrologiques susceptibles d'évoluer rapidement dans le futur. On montre que l'actuel recul accéléré des glaciers dans les Andes centrales et les conséquences qu'il peut avoir en matière hydrologique et de risques naturels rendent nécessaire un programme de surveillance de ces glaciers au niveau de toute la chaîne, ce que l'ORSTOM contribue à faire depuis 1991.

Mots-clés : *Glacier, Tropiques, Andes, changement climatique, ressources en eau, risques naturels.*

UNA RED DE OBSERVACIÓN DE LOS GLACIARES EN LOS ANDES TROPICALES

Resumen

Por su gran sensibilidad al cambio climático, los glaciares tropicales son excelentes indicadores de la evolución del clima, así como objetos hidrológicos susceptibles de una evolución rápida en el futuro. Considerando el actual retroceso acelerado de los glaciares en los Andes centrales y las consecuencias que puede tener a nivel hidrológico así como en el campo de los riesgos naturales, es necesario un programa de monitoreo de los glaciares a nivel de toda la cordillera, que es lo que ORSTOM contribuye a hacer desde 1991.

Palabras claves: *Glaciar, Trópicos, Andes, cambio climático, recursos hídricos, riesgos naturales.*

A GLACIER MONITORING NETWORK IN THE TROPICAL ANDES

Abstract

The high sensibility of Tropical glaciers to climatic forcing make it possible to use them as reliable indicators of climate evolution, as well as hydrological systems which could change rapidly in the future. Considering the present increase in glacier retreat in central Andes and the consequences induced by this evolution on water resources and natural hazards, a monitoring program at a large scale appears to be highly desirable. This has been the objective of ORSTOM since 1991.

Key words: *Glacier, Tropics, Andes, climatic change, water resources, natural hazards.*

1. POURQUOI SURVEILLER LES GLACIERS TROPICAUX ?

La sensibilité des glaciers de montagne aux variations climatiques est bien connue. On l'utilise comme un marqueur de l'évolution actuelle ou passée du climat. Particulièrement appropriée pour mettre en évidence des variations portant sur quelques décennies, voire quelques siècles, elle a permis de bien documenter le Petit Age de Glace, la dernière crue de grande ampleur survenue entre les XVI et XXème siècle. Sous les Tropiques, les glaciers étaient jusqu'à une période récente très peu connus. Des travaux publiés depuis peu (Thompson *et al.*, 1984 ; Thompson *et al.*, 1986 ; Hastenrath & Kruss 1992 ; Francou *et al.*, 1995 ; Ribstein *et al.*, 1995 ; Kaser, sous presse) ont montré qu'ils répondent avec une extrême sensibilité aux variations climatiques courtes, y compris à la variabilité interannuelle. Cette sensibilité est à mettre en relation avec deux de leurs caractéristiques : 1. Sous les basses latitudes, l'amplitude thermique annuelle est inférieure à 5 °C et les parties inférieures des langues glaciaires sont toute l'année en régime d'ablation, de telle sorte que l'évolution du bilan en fonction de l'altitude (coefficient d'activité) est de valeur élevée ; aussi, les glaciers sont-ils généralement d'une faible longueur (moins de 5 km) et les fronts réagissent-ils avec un délai bref par une avancée ou un recul en fonction de la tendance du bilan, surtout lorsque la zone d'accumulation est peu élevée et de taille réduite ; 2. Les précipitations étant liées au passage de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT), la saison d'accumulation survient pendant la période où le glacier reçoit le maximum d'énergie radiative, ce qui se traduit par une ablation maximale dans la zone basse du glacier ; de là on comprend que la variabilité des précipitations une année sur l'autre ait des conséquences importantes sur le bilan du glacier, à la fois en terme d'accumulation et d'ablation. La réponse des glaciers tropicaux aux variations du climat dépend cependant du milieu. Dans les régions humides où les précipitations dépassent 800/900 mm an⁻¹ et tombent en 6 mois et plus, une tendance à l'augmentation de la température agit à la fois par le flux de chaleur directement apporté par le rayonnement et le flux de chaleur sensible associé à l'élévation de la limite pluie/neige sur le glacier. On s'attend donc à une forte réaction des glaciers, ce qui est le cas au Pérou en Cordillère Blanche (Lliboutry *et al.*, 1977a). Par contre, dans les régions sèches avec des précipitations inférieures à 500 mm an⁻¹ tombant en moins de 4 mois, les précipitations sont le principal facteur limitant dans le bilan : les derniers glaciers ne se rencontrent qu'à plus de 5 500 m, c'est-à-dire à une altitude où l'augmentation simultanée du rayonnement et de la sublimation doit être compensée par les basses températures : c'est le cas en Bolivie au Sud du 19°S où les glaciers disparaissent au profit du permafrost.

Dans les Andes tropicales, la variabilité climatique la plus marquée est celle qui est associée aux événements ENSO (El Niño Southern Oscillation).

2. L'ENREGISTREMENT PAR LES GLACIERS DES ANDES TROPICALES DES PHÉNOMÈNES ENSO

Depuis le carottage réalisé dans la Calotte glaciaire de Quelccaya (Thompson *et al.*, 1984), on sait que les phases négatives de l'Oscillation Sud (phénomènes ENSO) se traduisent sur les glaciers du Sud du Pérou et de Bolivie par une diminution de l'accumulation à haute altitude. Observation cohérente avec les analyses faites sur les séries d'un échantillonnage de stations météorologiques du Pérou et de Bolivie montrant une baisse systématique, et plus ou moins marquée en fonction de l'intensité de ces événements, des précipitations en période

ENSO (Francou & Pizarro, 1985 ; Ronchail, 1996). Récemment, on a constaté sur des séries d'une vingtaine d'années, mesurées ou reconstituées, que les bilans des glaciers sont systématiquement négatifs lors de la phase négative de l'ENSO, ce qui a permis de bien mettre en évidence le rôle déterminant des températures dans le contrôle du bilan de masse (Ribstein *et al.*, 1995 ; Francou *et al.*, 1995) : en période ENSO, dans les hautes Andes du Pérou et de Bolivie, les températures varient positivement, d'une valeur minimum d'un écart-type lors des événements marquants (Francou *et al.*, 1996). Ce réchauffement concerne températures maximales et températures minimales et il est à mettre en relation avec l'anomalie chaude qui affecte l'océan et une grande partie de troposphère tropicale en phase négative de l'oscillation sud, particulièrement dans le Pacifique Est. Il est à noter cependant que la variabilité climatique associés aux événements ENSO n'explique pas à elle seule la tendance négative persistante des bilans depuis quelques décennies, et que d'autres facteurs sont à identifier.

La première question qui se pose est de cadrer l'extension géographique de l'influence de l'ENSO sur les glaciers de l'aire andine, c'est-à-dire de savoir si les bilans de masse négatifs qui lui sont associés se retrouvent dans les Andes du Nord, Équateur et Colombie, question jusqu'à présent sans réponse faute de données recueillies sur ces glaciers. Dans les Andes subtropicales du Chili, on sait par contre que les bilans glaciaires sont positifs en phase négative de l'ENSO, en relation avec l'activation de la cyclogénèse sous les latitudes moyennes du Pacifique qui "dope" les précipitations neigeuses d'hiver (Escobar *et al.*, 1996). La seconde question, c'est de savoir qu'elle est l'importance relative des événements ENSO dans le recul des glaciers des Andes tropicales qui est actuellement dans une phase accélérée depuis le début des années 1980.

3. LES GLACIERS ANDINS COMME MARQUEURS D'UN CHANGEMENT CLIMATIQUE EN COURS RAPIDE

On dispose de peu d'informations sur l'évolution de la longueur des glaciers andins tropicaux et de leur bilan sur une durée assez longue pour que la tendance soit considérée comme significative, c'est-à-dire une vingtaine d'années. Les données existantes sur les mouvements des fronts de glaciers de calotte ou de glaciers de taille modeste aussi bien au Pérou (Brecher & Thompson, 1993 ; Hastenrath & Ames, 1995 ; Ames & Francou, 1995 ; Portocarrero, 1996) qu'en Bolivie (Francou & Ribstein, 1995) montrent que les reculs se sont nettement accélérés depuis 1980 par rapport aux décennies précédentes. Le recul mesuré a été 3 fois plus rapide après 1980 que dans la décennie antérieure au Pérou ; sur le glacier de Chacaltaya en Bolivie, il a été 5 fois plus rapide après 1980 que pendant les 4 décennies qui ont précédé. La tendance semble identique sur les glaciers équatoriens d'après les premières données récemment recueillies sur l'Antisana (Francou, non publié). Certes, il y a eu dans la période récente une succession d'événements ENSO marquants (1982-1983, 1991-1992, 1987-1988) qui ont précipité le recul, mais on constate que les bilans mesurés ou reconstitués ont été presque toujours négatifs depuis le début des années 1980, à de rares exceptions près comme 1985-1986 (Ribstein *et al.*, 1995). De plus, cette même tendance est observable ailleurs sur les Tropiques, comme par exemple sur le glacier Lewis au Kenya (Hastenrath & Kruss, 1992). Comme l'indiquent les modèles réalisés au Kenya (Hastenrath, 1989 ; Hastenrath & Kruss, 1992), ou en cours en Bolivie sur le glacier Zongo (Ribstein *et al.*, 1996), la relation climat/glacier est complexe et le rôle des températures ne peut être saisi qu'au terme de la

réalisation d'un bilan énergétique complet à la surface du glacier associant aux flux radiatifs d'autres variables importantes, comme l'humidité.

4. UN PROGRAMME RÉGIONAL INTÉGRÉ VISANT À ESTIMER SUR LA DURÉE LES BILANS (GLACIOLOGIQUES/HYDROLOGIQUES) ET À COMPRENDRE LES PROCESSUS

On a déjà beaucoup insisté sur l'intérêt de disposer à l'échelle mondiale d'un système d'information sur les tendances des glaciers de montagne, bilans de masse et évolution des langues (Haerberli, 1995). Étendre les réseaux déjà existants en direction des Tropiques et de l'Hémisphère Sud est une priorité que s'est donné le Word Glacier Monitoring System (IAHS-ICSJ). Dans le cas d'une chaîne de montagne vaste et d'orientation méridienne comme les Andes, très sensible aux perturbations majeures induites par les événements ENSO, il y a un intérêt particulier à disposer d'un réseau de surveillance des glaciers de l'Équateur en direction des hautes latitudes. Ainsi l'ORSTOM a-t-il entrepris depuis 1991 la mise en place d'un programme intégré au niveau des Tropiques andins. L'équipement de glaciers-tests choisis pour leur situation représentative et leur intérêt hydrologique a commencé en Bolivie (Fig. 1). Un type d'équipement a été défini et mis en place sur le glacier de Zongo, un glacier de 2,1 km² situé en Cordillère Royale, servant à estimer le bilan de masse (Franco *et al.*, 1995) : un réseau de balises a été installé dans la zone d'ablation. Dans la partie haute du glacier, des balises, des puits à neige, et des carottages permettent d'estimer l'accumulation. Une mesure des vitesses superficielles de la glace sur la langue d'ablation à partir des balises de bilan est effectuée chaque année, en même temps qu'un relevé par topographie de la position du front. Ce dispositif dit *standard* est doublé d'un équipement permettant d'estimer le bilan hydrologique du glacier, avec un ensemble de pluviomètres totalisateurs dispersés à proximité du glacier jusqu'à l'altitude de la ligne d'équilibre et une station limnigraphique sur l'émissaire à proximité du front. Des stations météorologiques complètent le dispositif, qui comprennent des thermographes pour déterminer les gradients locaux. Un dispositif plus léger existe sur le Glacier de Chacaltaya, proche du précédent, dont la taille plus réduite permet un suivi glaciologique très fin (Franco & Ribstein, 1995).

L'ORSTOM a entrepris l'installation de dispositifs identiques sur des glaciers équatoriens comme l'Antisana 15(a) situé sous l'équateur (Fig. 1). Parallèlement des glaciers de la Cordillère Blanca sont peu à peu équipés du "dispositif standard", comme le glacier Artesonraju, un nouveau glacier situé dans le bassin versant très englacé de Parón, au Nord de la cordillère, ou les glaciers Yanamarey et Urushraju au Sud, équipés et suivis depuis 1977 par l'*Oficina de Recursos Hídricos de Huaraz* (Ames, 1985) (Fig. 1).

Localement, pour comprendre les processus et en liaison avec des applications hydrologiques, ont été mis en place des équipements plus lourds visant à déterminer un bilan énergétique à la surface du glacier et à aboutir sur cette base à une modélisation de l'écoulement des eaux de fonte (exemple sur le glacier de Zongo) (Rigaudière *et al.*, 1995 ; Ribstein *et al.*, 1996). Une fois mis au point, ces modèles aideront à préciser des scénarios possibles pour les utilisateurs de l'eau, en fonction de changements climatiques prévisibles affectant les volumes de glace en présence.

Comme modeste pendant de ce programme dans les zones arides andines sans glaciers, l'ORSTOM poursuit depuis 1992 dans la partie altiplanique de la deuxième région

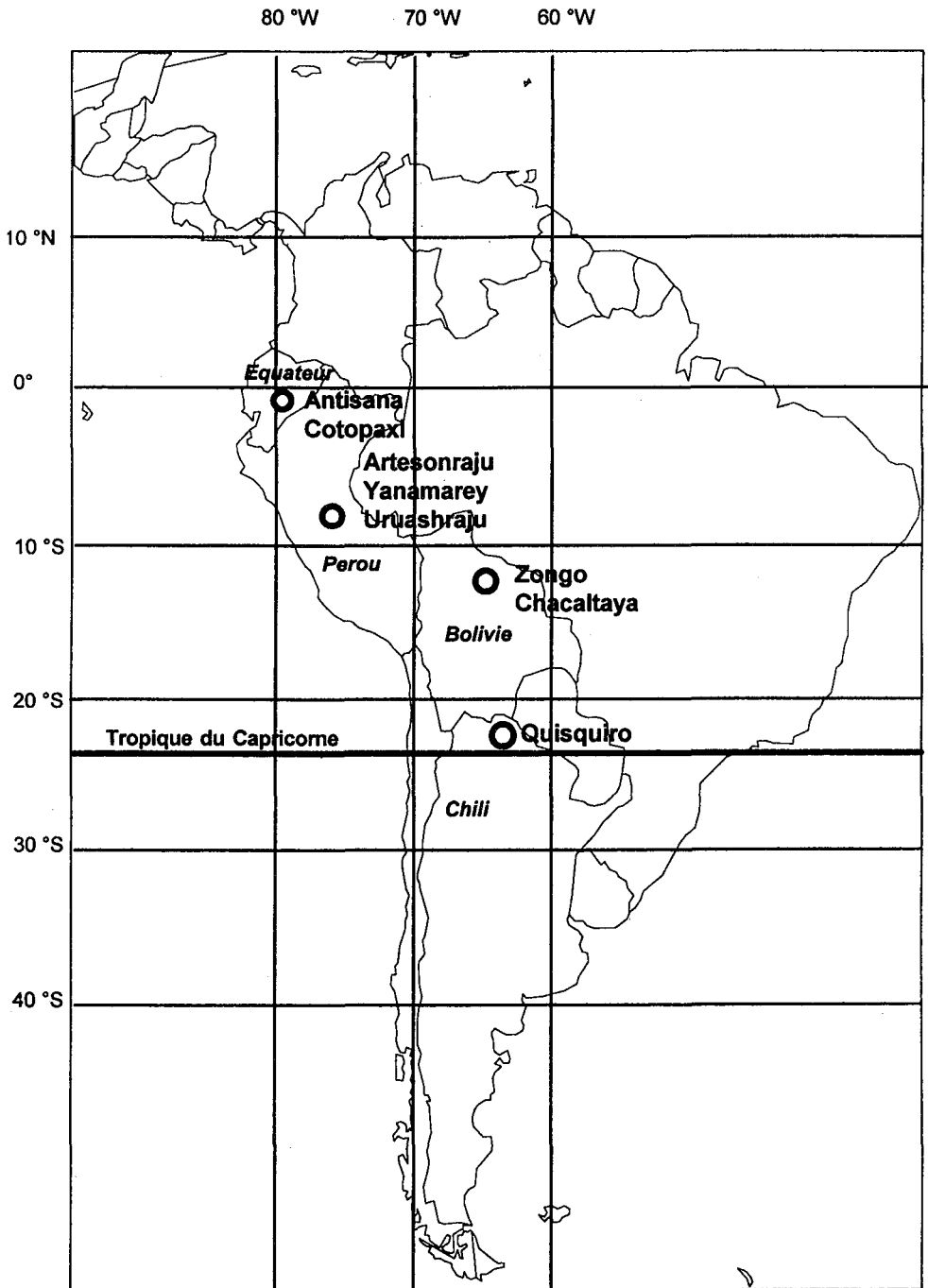


Fig. 1 - Sites étudiés par l'ORSTOM (en collaboration avec ses partenaires régionaux) dans le cadre de son programme d'étude des neiges et des glaciers tropicaux le long de l'axe andin.

chilienne une étude sur "Les neiges, les eaux souterraines et les changements climatiques de l'Altiplano nord-chilien". Des sources, représentatives des différents environnements géologiques et climatiques, ont été suivies sur plusieurs cycles annuels et caractérisées aux plans chimiques et isotopiques. Une étude isotopique simultanée des précipitations d'altitude, essentiellement neigeuses, montre que la réalimentation actuelle des nappes est en règle générale insignifiante, ce que confirment les datations faites sur les eaux de certains rios qui apparaissent anciennes (5 000 ans et plus). Des moraines, qu'il s'agit encore de dater mais qui paraissent relativement récentes, ont été trouvées à près de 5 000 m d'altitude dans d'anciens complexes volcaniques au voisinage de la frontière bolivienne. Enfin une station climatologique automatique a été installée à Quisquiro (Fig. 1), dans une zone d'altitude où manquaient les observations climatologiques fiables.

La gestion des équipements mis en place pour le long terme ne peut se faire que dans le cadre d'un partenariat étroit opérant sur place. Le choix s'est porté naturellement sur les gestionnaires de l'eau, universités, bureaux d'étude du secteur public ou privé, et sur les secteurs travaillant dans la prévention des risques naturels liés aux glaciers. D'où la nécessaire orientation de ce programme régional vers des objectifs appliqués.

5. LES APPLICATIONS DIRECTES : LA RESSOURCE EN EAU D'ORIGINE GLACIAIRE ET NIVALE, ET LES RISQUES NATURELS ASSOCIÉS AUX GLACIERS

De nombreux glaciers tropicaux ont un rôle déterminant dans le régime hydrologique des bassins versants en régularisant les débits, venant pallier ainsi l'irrégularité saisonnière des précipitations (soutien aux débits d'étiage) et la variabilité interannuelle des pluies (en partie liée aux situations ENSO dans une grande partie des Andes centrales). Il faut rappeler que 3 grandes capitales dépendent partiellement de ces apports glaciaires pour leur alimentation en eau (La Paz, Quito, Lima), et que sur le versant Pacifique des Andes ou à l'intérieur de la chaîne existent de vastes zones arides ou subarides qui doivent leur développement à des apports glacio-nivaux (plusieurs vallées centrales d'Équateur, le littoral du Pérou, les 3 régions nord du Chili). Dans ce contexte, tout programme glaciologique doit intégrer étroitement une recherche sur l'origine et l'évolution des ressources en eau. Dans les 4 secteurs où opère l'ORSTOM, des programmes visant à évaluer les apports glaciaires/nivaux dans les hauts bassins versants andins sont en cours de développement, venant en complément des études faites sur les glaciers eux-mêmes.

Les Andes étant dans beaucoup de secteurs une chaîne touchée par le risque sismique et volcanique, les glaciers jouent le rôle d'amplificateurs de ces risques naturels. En Cordillère Blanche, la multiplication des lacs proglaciaires depuis l'accélération du recul a accru les risques de vidanges catastrophiques par avalanches de glace ou éboulement rocheux dans ces lacs barrés le plus souvent par des digues morainiques fragiles (Lliboutry *et al.*, 1977b). Ces avalanches, accompagnées ou non de vidanges, ont provoqué des dégâts considérables et plusieurs dizaines de milliers de morts au cours de ce siècle. Ce sont elles qui ont suscité le début des études glaciologiques dans cette cordillère (Ames & Francou, 1995). Des travaux importants ont été réalisés pour assurer la sécurité de ces lacs, couplés récemment avec des équipements permettant leur utilisation comme réservoirs de stockage de l'eau pour régulariser le débit des rivières situées en aval (Portocarrero, 1996). Cette fonction nouvelle des lacs glaciaires rend encore plus nécessaire les programmes d'étude glaciohydrologiques,

et c'est dans cet esprit qu'a été choisi, comme nouveau programme, la surveillance du glacier Artesonraju dans le bassin versant de Parón. En Équateur, la calotte de l'Antisana est située sur le versant amazonien des Andes, mais ses eaux sont captées en direction de Quito pour l'approvisionnement en eau potable de la ville. Dans le même temps, il s'agit d'un volcan actif qui pourrait, une fois entré en éruption, émettre des lahars en direction des zones habitées, reproduisant un scénario comparable à celui de la catastrophe du Nevado del Ruiz en Colombie en 1985. Autre glacier susceptible de connaître ce type d'événement, le Cotopaxi, dont un glacier du versant nord a été également équipé d'un réseau de balises de bilan en 1994.

6. CONCLUSION

Les glaciers sont parmi les marqueurs du climat les plus sensibles. Sous les basses latitudes, même si les glaciers représentent des volumes de glace modestes, ils sont répartis sur les 3 grandes aires principales, Amérique, Afrique et Indonésie. Leur suivi offre la possibilité de disposer d'un diagnostic en temps réel de l'évolution climatique globale au niveau de la moyenne troposphère tropicale. L'intérêt de ce suivi est renouvelé par des études récentes montrant que la température de la zone tropicale a sans doute été, lors des grands changements climatiques, beaucoup moins stable qu'on le pensait il y a une quinzaine d'années, notamment lorsque s'est mis en place le Climate Mapping Project (CLIMAP). Les résultats obtenus récemment par Thompson *et al.* (1995) au Huascarán sont à citer parmi ceux qui montrent que les températures ont varié lors des grands événements glaciaires et depuis lors selon une amplitude tout à fait comparable à celle connue sous les moyennes et hautes latitudes. Si tel est le cas, il est probable que les Tropiques réagiront à un changement climatique futur par un réchauffement plus marqué que celui qui est prévu dans les modèles en cours, tendance que des marqueurs continentaux très sensibles comme les glaciers devraient être les premiers à enregistrer. Un recul rapide des glaciers, particulièrement s'il a lieu dans un contexte plus sec ou caractérisé par une variabilité plus grande des précipitations, aurait des conséquences importantes sur les ressources en eau, notamment dans les Andes et sur leur périphérie. Ces arguments renforcent l'intérêt d'un suivi glacio-hydrologique intégré au niveau de toute la zone tropicale.

Références citées

- AMES, A., 1985 - *Estudio de mediciones glaciológicas efectuadas en la Cordillera Blanca por ELECTROPERÚ S.A.: variaciones y balance de masas de los glaciares y su contribución en el caudal de las cuencas*, 81p., Grenoble: Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, CNRS.
- AMES, A. & FRANCOU, B., 1995 - Cordillera Blanca, Perú. Glaciares en la Historia. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 24(1) : 37-64.
- BRECHER, H.H. & THOMPSON, L.G., 1993 - Measurement of the retreat of Qori Kalis Glacier in the Tropical Andes of Peru by photogrammetry. *Photogrammetry Engineering and Remote Sensing*, 59, 6 : 1017-1022.
- ESCOBAR, F., CASASSA, G. & POZO, V., 1996. - Variaciones de un glaciar de montaña en los Andes de Chile en las últimas dos décadas. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 24(3) : 683-695, Actes du Séminaire Eaux, Glaciers et Changements Climatiques dans les Andes Tropicales, La Paz: Ed. Ribstein *et al.*

- FRANCOU, B. & PIZARRO, L., 1985 - El Niño y la sequía en los Altos Andes Centrales (Perú y Bolivia). *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, **14(1-2)** : 1-18.
- FRANCOU, B., RIBSTEIN, P., TIRIAU, E. & SARAVIA, R., 1995 - A Monthly balance and water discharge on an intertropical glacier. The Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S. *Journal of Glaciology*, **41**, **137**: 61-67.
- FRANCOU, B. & RIBSTEIN, P., 1995 - Glaciers et évolution climatique dans les Andes boliviennes. Glacier de Zongo et Glacier de Chacaltaya, Cordillère Royale, 16° Sud. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, **24(1)** : 23-36.
- FRANCOU, B., RIBSTEIN, P., SEMJOND, H., PORTOCARRERO, C. & RODRÍGUEZ, A., 1996 - Balances glaciares y clima en Bolivia y Perú. Impactos de los eventos ENSO. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, **24(3)** : 661-670, Actes du Séminaire Eaux, Glaciers et Changements Climatiques dans les Andes Tropicales, La Paz: Ed. Ribstein *et al.*
- HAEBERLI, W., 1995 - Glacier fluctuations and climate change detection - Operational elements of a worldwide monitoring strategy. *World Meteorological Organization Bulletin*, **44**, **1** : 23-31.
- HASTENRATH, S., 1989 - Ice flow and mass change of Lewis Glacier, Mount Kenya, East Africa: observations 1974-86, modelling, and prediction to the year 2000 A.D. *Journal of Glaciology*, **35**, **121** : 325-332.
- HASTENRATH, S. & KRUSS, P.D., 1992 - The dramatic retreat of Mount Kenya's glaciers between 1963 and 1987: greenhouse forcing. *Annales of Glaciology*, **16** : 127-134.
- HASTENRATH, S. & AMES, A., 1995 - Recession of Yanamarey Glacier in Cordillera Blanca, Peru, during the 20th century. *Journal of Glaciology*, **41**, **137** : 191-196
- KASER, G., 1996 - Some notes on the behaviour of Tropical Glacier. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, **24(3)** : 671-681, Actes du Séminaire Eaux, Glaciers et Changements Climatiques dans les Andes Tropicales, La Paz: Ed. Ribstein *et al.*
- LLIBOUTRY, L., MORALES ARNAO, B. & SCHNEIDER, 1977a - Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. III. Study of the moraines and mass balance at Safuna. *Journal of Glaciology*, **18**, **79** : 275-290.
- LLIBOUTRY, L., MORALES ARNAO, B., PAUTRE, A. & SCHNEIDER B.M., 1977b - Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. 1. Historical failure of morainic dams, their causes and prevention. *Journal of Glaciology*, **18**, **79** : 239-254.
- PORTOCARRERO, C., 1996 - Retroceso de glaciares en el Perú: consecuencias sobre los recursos hídricos y los riegos geodinámicos. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, **24(3)** : 697-706, Actes du Séminaire Eaux, Glaciers et Changements Climatiques dans les Andes Tropicales, La Paz: Ed. Ribstein *et al.*
- RIBSTEIN, P., TIRIAU, E., FRANCOU B. & SARAVIA, R., 1995 - Tropical climate and glacier hydrology. A case study in Bolivia. *Journal of Hydrology*, **165** : 221-234
- RIBSTEIN, P., FRANCOU, B., RIGAUDIÈRE, P. & SARAVIA, R., 1996 - Variabilité climatique et modélisation hydrologique du Glacier Zongo, Bolivie. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, **24(3)** : 639-649, Actes du Séminaire Eaux, Glaciers et Changements Climatiques dans les Andes Tropicales, La Paz: Ed. Ribstein *et al.*
- RIGAUDIÈRE, P., RIBSTEIN, P., FRANCOU, B., POUYAUD, B. & SARAVIA, R., 1995 - Un modèle hydrologique du Glacier de Zongo, 90p., ORSTOM-Bolivie: Rapport N° 44.
- RONCHAIL, J., 1996. Variabilidad de las precipitaciones en Bolivia. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, **24(3)** : 369-378, Actes du Séminaire Eaux, Glaciers et Changements Climatiques dans les Andes Tropicales, La Paz: Ed. Ribstein *et al.*
- THOMPSON, L.G., MOSLEY-THOMPSON, E. & MORALES ARNAO, B., 1984 - El Niño Southern Oscillation events recorded in the stratigraphy of the Tropical Quelccaya ice cap, Peru. *Science*, **22** : 50-53.
- THOMPSON, L.G., MOSLEY-THOMPSON, E., DANSGAARD, W. & GROOTES, P.M., 1986 - The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya Ice Cap. *Science*, **234** : 361-364.
- THOMPSON, L.G., MOSLEY-THOMPSON, E., DAVIS, M.E., LIN, P.N., HENDERSON, K.A., COLE DAI, J., BOLZAN, J.F. & LIU, B., 1995 - Late Glacial stage and Holocene Tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science*, **269** : 46-50.