

# EL CLIMA DE BOLIVIA

*Michel-Alain ROCHE*

*ORSTOM, B.P. 5045, 34032 Montpellier, Francia*

## INTRODUCCION

Las condiciones climáticas reinantes en Bolivia son muy variadas según las regiones, en razón de una orografía poco común y de una situación intertropical. Estas condiciones regulan la distribución de los recursos renovables, y representan para el país un factor de riqueza excepcional para numerosos sectores del desarrollo, pero también un factor limitante en ciertos casos. Aunque ello puede ser válido para cualquier país, más aún en Bolivia, las relaciones entre el clima y los volúmenes de agua disponibles aparecen, por tanto, como un conocimiento esencial para el aprovechamiento nacional (Fernández-Jáuregui et al., 1987; Roche, 1988).

El Programa Hidrológico y Climatológico de Bolivia (PHICAB) ha presentado, desde el principio, resultados climatológicos sintéticos en forma de mapas a escala de las grandes cuencas y del país. Aseguró la interpretación de éstos en relación con la dinámica de las masas de aire. Asimismo, la relación de los términos climatológicos con los recursos hídricos, que nunca había sido realizada en esta misma escala, fue llevada a cabo en el marco de la elaboración del balance hídrico.

La investigación sintética sobre la climatología se ha hecho entonces en este sentido, tratando, en prioridad a nivel nacional, los términos relativos a las precipitaciones, las temperaturas y la evapotranspiración. Pareció esencial entender los grandes mecanismos que determinan las variaciones en el espacio y el tiempo, y disponer de valores en cualquier punto o cuenca. Fueron llevados a cabo estudios detallados del conjunto de los términos climáticos, así como un análisis estadístico más profundizado, en dos grandes cuencas amazónicas, en los Andes y los Llanos, en régimen húmedo y semiárido.

El relieve tiene un rol importante en la distribución de las precipitaciones sobre Bolivia y el funcionamiento hidrológico de las cuencas. Por tanto, ha parecido útil disponer, en la misma escala que la de los otros mapas, de un mapa orográfico, que fue trazado sobre la base del fondo topográfico IGM al 1/1.000.000

Ocho grandes cuencas hidrográficas, que cubren la casi totalidad del país fueron estudiadas en forma individual, siendo cada una de ellas objeto de tesis de grado preparadas en el marco del PHICAB y presentadas a la UMSA. Esta memoria constituye la síntesis de estos resultados producidos por Abasto (1987), Arellano (1988), Cruz (1987), Espinoza (1985), Frías (1989), García (1985), Lozada (1985), Mariaca (1985). En algunos casos se introdujeron modificaciones mínimas con vistas a la armonización de los resultados entre cuencas. Algunos trabajos complementarios de Roche y Rocha (1985); Benavidez (1988); Herbas (1987); Roche et al. (1986, 1990, 1991) contribuyeron a los estudios de detalle o de síntesis de esta memoria. Ronchail (1985, 1986, 1989) ha estudiado también la estadística de las situaciones meteorológicas y sus efectos sobre las precipitaciones y temperaturas. Se dio una atención particular a la intrusión de los frentes fríos en Amazonia.

A fin de respetar normas únicas para el conjunto del continente, la metodología utilizada fue la preconizada por la UNESCO (1982).

## LAS PRECIPITACIONES

### Distribución estacional de las precipitaciones

La similitud de los hietogramas mensuales interanuales de toda Bolivia, tal como figuran en la carta pluviométrica, muestra la pertenencia de toda esta región a un mismo régimen pluviométrico.

La estación lluviosa se centra en el verano con un máximo en enero y en segundo lugar en febrero. Se inicia generalmente en diciembre para concluir en marzo. La estación seca es en invierno, con un mínimo de mayo a julio. Dos períodos de transición separan estas dos épocas, uno en abril y otro de septiembre a noviembre.

En el conjunto del país, un total de 60 a 78% de las precipitaciones ocurren durante los cuatro meses más lluviosos, y de 0 a 15% durante los cuatro meses más secos. El período seco es tanto más severo cuanto más reducido es el total anual. En la cuenca del lago Titicaca, según la subcuenca, 65 a 78% de la precipitación anual se acumula durante los cuatro meses de la estación seca. Los dos períodos intermedios corresponden a una precipitación de 18 a 29%. En el conjunto de la cuenca, estos valores respectivos son de 70% y 25%, ya que el período seco no acumula más que un 5%.

Tomando períodos plurianuales, la influencia del fenómeno de El Niño se traduce en una tendencia seca durante los episodios más acentuados (Molion, 1991, Roche et al., 1990).

### Distribución espacial de las precipitaciones

A partir de las regiones amazónicas del pie de monte de los Andes marcadamente bañados (6000 a 7000 mm año<sup>-1</sup>), el cruce de la cordillera por 400 Km conduce al desierto chileno y peruano, uno de los más extremos del mundo con menos de 1 mm año<sup>-1</sup> a lo largo de la costa del océano Pacífico. En Bolivia, las precipitaciones mínimas se sitúan al sudoeste del salar de Uyuni, con valores del orden de 100 mm año<sup>-1</sup> (Roche et al., 1990, Aquize, 1980). La carta de isoyetas muestra la distribución espacial de las precipitaciones medias interanuales del conjunto de la región hidrológica tomada en cuenta.

**En la llanura** adyacente a los Andes, los valores crecen desde 600 mm año<sup>-1</sup> en el sur hasta 2000 mm año<sup>-1</sup> al norte, según isoyetas en forma de canal cuyo eje se ubica sobre los ríos Pilcomayo, Parapeti, Negro, Iténez y Mamoré. La lluvia aumenta así en dirección al Escudo Brasileño y los Andes. Un poco antes o sobre el primer relieve de los Andes se observan las máximas del país, con más de 6000 mm año<sup>-1</sup>.

**En la cordillera oriental** se encuentran también zonas aisladas con lluvias inferiores a 500 mm año<sup>-1</sup>, como en la región de Cochabamba. Es el caso general en el sur de la cadena donde se identifican mínimos de 300 mm año<sup>-1</sup>. Las precipitaciones son allí más elevadas en la parte situada al noroeste de Santa Cruz que en la que se extiende al sur, si bien se observan concentraciones de fuerte precipitación todavía en los primeros relieves de la cadena.

**La vasta meseta del Altiplano** recibe precipitaciones superiores a 500 mm año<sup>-1</sup> al norte de la latitud de La Paz. En la cuenca del lago Titicaca las isoyetas son globalmente concéntricas al lago, en el centro del cual se observan precipitaciones superiores a 1000 mm año<sup>-1</sup>. Las lluvias tienden a disminuir a medida que aumenta la distancia del lago, hasta mínimas de 600 a 500 mm año<sup>-1</sup>, así como hacia el oeste, donde sobre la cuenca alta del río Coata, en Perú, las máximas pueden sobrepasar los 1000 mm año<sup>-1</sup>. 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 año<sup>-1</sup>.

**Las cimas de la Cordillera Occidental** corresponden a un ligero aumento de las precipitaciones hasta valores de 300 a 500 mm año<sup>-1</sup>. Sobre la vertiente pacífica chilena la precipitación disminuye rápidamente, con valores inferiores a 1 mm año<sup>-1</sup> al borde

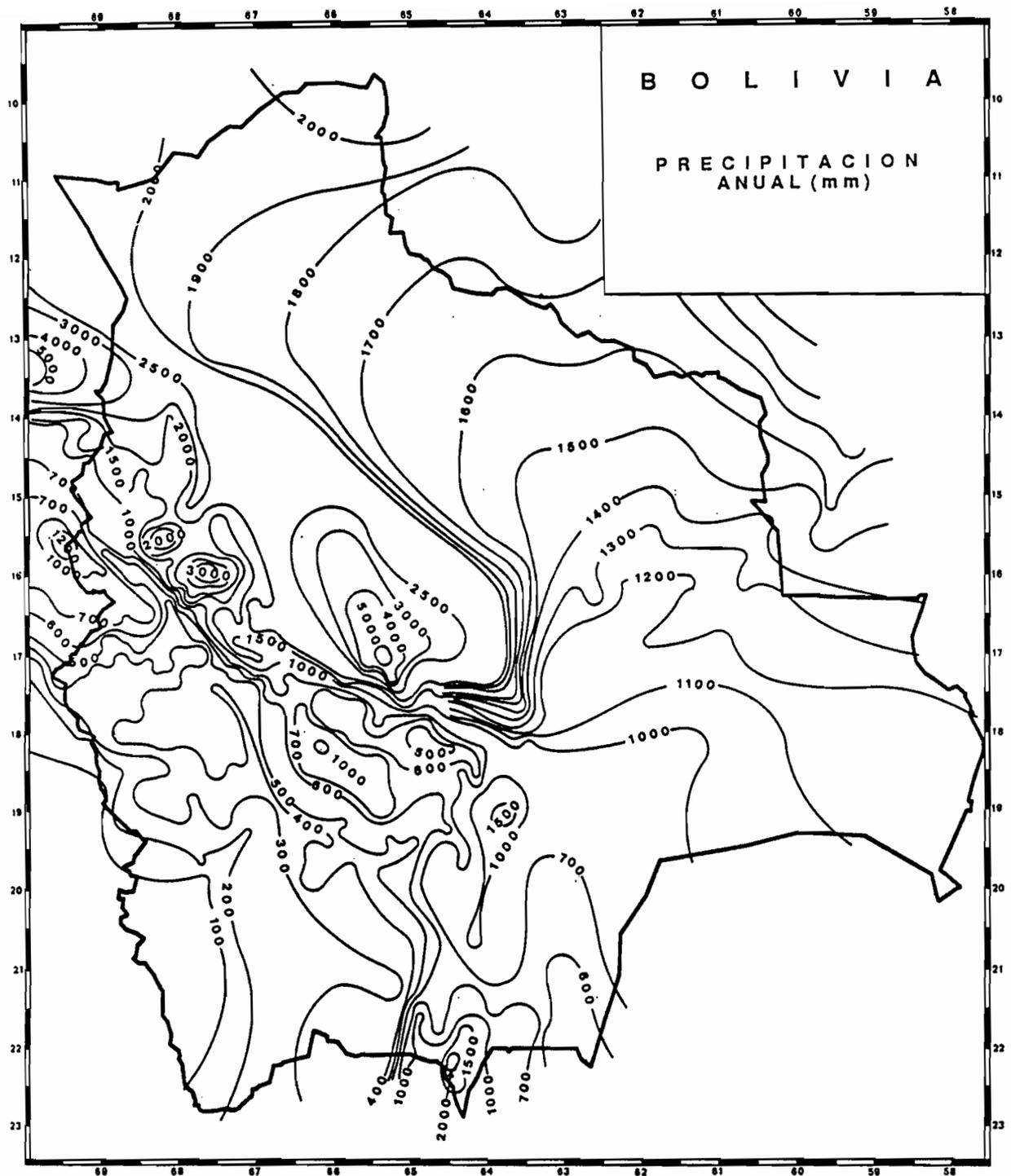


Fig. 1 : Mapa de las precipitaciones interanuales (1968-1982) en Bolivia

del mar.

### **Precipitaciones y dinamica de las masas de aire**

La distribución de las lluvias se explica por la dinámica de las principales masas de aire activas en esta parte de América del Sur, y por el rol orográfico de los Andes, tanto a escala continental como a escala del valle (Roche et al., 1990)

### Las masas de aire atlántico y amazónico

La cuenca amazónica es generalmente un centro de bajas presiones con respecto a los anticiclones del Pacífico Sur y del Atlántico. La dinámica del conjunto está regulada esencialmente por la inclinación aparente del sol que determina la oscilación estacional de la Zona Intertropical de Convergencia (ZITC) y de los citados anticiclones (Roche, 1988).

Durante el invierno austral, la ZITC alcanza las Antillas y los anticiclones tropicales meridionales retornan a sus latitudes más septentrionales, vecinas a la cuenca amazónica de Bolivia. Es 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 Amazonia boliviana, donde su notable inflexión hacia el sur extiende ampliamente las bajas presiones tropicales. Tiene lugar entonces la estación lluviosa, que determina finalmente la distribución espacial de las precipitaciones, teniendo en cuenta la importancia relativa de la lámina precipitada durante este período.

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 lo esencial del vapor precipitable originario del Atlántico al norte del Ecuador, pero que se ha reciclado ampliamente a partir de la evapotranspiración de la selva y de las vastas zonas inundadas. Estas últimas, solamente en la llanura boliviana, cubren unos 100.000 km<sup>2</sup> al finalizar la estación lluviosa. Los alisios del sector sudeste contribuyen al aporte de humedad directamente desde el este y el sudeste. Los alisios del hemisferio norte, que barren todo el "Mar Amazónico" durante la estación lluviosa, tienen una incidencia pluviogénica mucho mayor que los alisios del hemisferio sur que ya han atravesado los relieves del borde atlántico. Por esta razón, el sur de Bolivia es menos lluvioso que el norte.

En el norte del Altiplano, el aire húmedo rebasa periódicamente las cumbres de la Cordillera Oriental, situadas entre 4500 m y más de 6400 m, principalmente en la estación lluviosa. Los alisios, sobre todo el del sector noreste, aportan de esta forma el agua al sistema hidrológico de los lagos Titicaca y Poopo, así como a los salares, si bien en inferior cantidad en la vertiente del Altiplano, que en el flanco oriental amazónico. La convección diurna de esta humedad, tanto en la planicie como en los Andes, es responsable de gran parte de las precipitaciones. Corresponde por lo tanto, al reciclaje de vapor de agua transportado por los alisios (Villa Nova et al, 1976; Fränzel, 1979; Jordan y Jevveldop, 1981; Salati et al., 1984).

### Las masas de aire meridional

El sistema anteriormente descrito, se ve perturbado con frecuencia por la intrusión, en la planicie adyacente a los Andes, de aire más frío y seco proveniente del sur (Surazo), con la formación de un frente frío por contacto con las masas de aire húmedo y generalmente más cálido, que ocupan la región. La progresión de las masas de aire frío ha sido explicada por Leroux (1987) según el mecanismo de anticiclones móviles poco espesos que se separan del anticiclón antártico y avanzan hasta las bajas latitudes apartando las restantes masas de aire oriental y amazónico. La distribución pluvial en la llanura, según una inflexión de isoyetas en canal y un fuerte incremento de los valores de sur (600 mm año<sup>-1</sup>) a norte (2000 mm año<sup>-1</sup>), denota la interferencia de las dos masas de aire. El aire seco

proveniente del sur se ve canalizado por la depresión topográfica (500 a 150 m), situada entre los Andes y el Escudo Brasileño (1500 m). El descenso de las temperaturas que acompaña los frentes fríos puede alcanzar 10°C de un día para otro, y las caídas de las lluvias son notables en las mayores intrusiones del invierno, más allá de los 10° de latitud sur en la planicie y el sur de los Andes bolivianos (Ronchail, 1989). Estas masas de aire frío atraviesan frecuentemente los Andes del sur de Chile, perdiendo su humedad, y siguiendo luego por el borde oriental de la cordillera.

Las oscilaciones de la ZITC y de los alisios asociados, y las perturbaciones del sistema por los frentes fríos provocados por la intrusión de aire frío meridional, son los grandes mecanismos que interesan el sur de los Andes y toda la llanura oriental.

Según Ronchail (1988), el Altiplano no sería afectado por estas masas de aire frío cuyo espesor es inferior a la altura de la meseta. Parece, de hecho, que el rebasamiento de los flujos alisios húmedos sobre las líneas de las crestas estaría determinada por su espesor. Este se debería a la importancia de las bajas presiones y a la convección producida en la llanura y en la vertiente oriental, así como por la elevación eventual por el aire meridional subyacente. En este caso, las intrusiones del sur juegan un papel con respecto a las precipitaciones sobre el Altiplano.

### La masa de aire pacífico

En forma opuesta a las zonas precedentes, la vertiente occidental de los Andes está sujeta en estas latitudes a condiciones de estabilidad atmosférica cada vez más fuertes, desde la cresta que la separa del Altiplano. Estas condiciones son engendradas 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. En invierno, una capa de estratocúmulos, poco espesa (200 a 300 m), se establece por encima de esta inversión, acompañada de neblinas durante la noche y temprano en la mañana. En invierno esta neblina desaparece frecuentemente al mediodía y se vuelve casi inexistente en verano. En esta vertiente las isoyetas siguen las curvas topográficas. Aunque se puede concebir, como se señala en Perú, una ascensión diurna del vapor del Pacífico a lo largo de las vertientes a causa del calentamiento del suelo, en el paisaje chileno no se ven efectos marcados de este fenómeno.

La barrera de la Cordillera Occidental constituye así el límite de la influencia atmosférica del sector atlántico. Sin embargo, el régimen de precipitaciones estivales por encima de la isohieta 10 mm año<sup>-1</sup>, sensiblemente por encima de los 1200 m, y con una pluviometría creciente hasta la cresta (200 a 500 mm año<sup>-1</sup>) como continuación de las precipitaciones del Altiplano, indica un rebasamiento de los alisios orientales sobre esta vertiente. Estos se ven afectados entonces por una subsidencia forzada que hace disminuir las lluvias rápidamente hacia el oeste. En la costa, las escasas lluvias observadas se producen generalmente en invierno. En el extremo sur de la zona considerada, más allá de los 22°S, la incursión accidental de los Westerlies en invierno puede ocasionar lluvias sobre la vertiente occidental de la cordillera, lo que es frecuente a partir de los 27°S.

### **Rol de la orografía de los Andes**

#### Los efectos del pie de monte de los Andes

Los factores orográficos juegan un rol preponderante en la distribución espacial de las precipitaciones. La desviación de los alisios provenientes de la Amazonia a una dirección sur-sureste por la barrera de los Andes orientales cuyas altas cumbres se escalonan de 4500 a 6400 m, presenta una amplitud regional. Las masas de aire húmedo, aprisionadas con frecuencia entre el aire meridional más seco y el macizo

andino, barren longitudinalmente esta vertiente perdiendo su humedad. Se observan máximas de 5000 a 7000 mm año<sup>-1</sup> en el Chapare al este de Cochabamba y en la cuenca del Madre de Dios en Perú, en altitudes bajas en relación a las de la cadena. En efecto, la primera máxima señalada se produce entre los 400 y 800 m de altura, aunque no aparece ningún relieve marcado. El epicentro de la segunda se localiza a 620 m.

Debe señalarse que zonas de mayores precipitaciones, de 2000 a más de 4000 mm año<sup>-1</sup>, ocurren a lo largo de los Andes, desde Colombia hasta Bolivia, con alturas muy bajas comprendidas entre 150 y 700 m. Estos sitios en Bolivia corresponden a la acentuación del gradiente de temperatura, negativo de la planicie hacia la montaña. Sin embargo, la variación es escasa, las isotermas (1,50 m del suelo) evolucionan de 23°C a 21°C en el epicentro. En el sur de Bolivia, el mapa presenta igualmente zonas de precipitaciones máximas de 1500 a 2200 mm año<sup>-1</sup> en los primeros relieves orientales, a alturas de 400 a 900 m.

Se hace notar que las precipitaciones se producen en el límite de los Andes, en "bahías" de relieve con partes cóncavas hacia la llanura, mientras que las partes convexas reciben precipitaciones menores. La disposición cóncava podría favorecer a la convección al abrigo del viento, o un torbellino local ciclónico.

### Los efectos de fondos de valles

Algunas extremidades de los valles abiertos al viento de la llanura, en particular el nordeste de La Paz, reciben, a alturas muy superiores a las precedentes (3000 m), fuertes precipitaciones del orden de 2000 a 4000 mm año<sup>-1</sup>. Se trata de un fenómeno ligado también a la orografía. El perfil longitudinal de estos valles, que termina a menudo río arriba en verdaderos acantilados (ejemplo de un desnivel de 3500 m en 35 Km), obliga a los flujos de las masas de aire a una rápida ascensión que provoca intensas precipitaciones.

### Los efectos de pantalla de la Cordillera Oriental

A partir de las zonas de pie de monte, la pluviometría tiende generalmente a disminuir. El frecuente bloqueo del aire oriental por la cordillera pone al abrigo vastas zonas al interior de los Andes, mientras que las nubes forman un techo al este por debajo de la línea de las crestas. El efecto de pantalla y de abrigo bajo el viento, asegurado por las más altas cumbres, se distingue muy particularmente. La masa de aire húmedo amazónico queda entonces frecuentemente bloqueada detrás de éstos, mientras que ésta sobrepasa a menudo las crestas menos elevadas del resto de la cuenca.

En la cuenca del lago Titicaca, la zona de Suchez, abrigada por la Cordillera de Apolobamba cuya altitud alcanza los 6000 m, resulta por ello escasamente bañada. Los mínimos de precipitación sobre la cuenca tienen lugar entonces al sudoeste del Illampu, que es la cumbre más alta de la cordillera (Escoma: 507 mm año<sup>-1</sup>, Belen: 452 mm año<sup>-1</sup>).

### Los efectos de las depresiones topográficas

Las depresiones topográficas provocan una subsidencia del aire oriental que llega lateralmente después de haber perdido una gran parte de su humedad sobre el flanco este del macizo. A medida que disminuye la altura, la presión y la temperatura del aire aumentan, permitiendo una disminución de la humedad relativa. Las precipitaciones disminuyen del mismo modo.

Es el caso del Altiplano, pero también de toda la mitad sur de los Andes en Bolivia, surcada de amplios valles y zonas deprimidas de origen tectónico. Estas zonas semiáridas (600 a 400 mm año<sup>-1</sup>) se desarrollan aún más hacia el sur donde la humedad original del aire que alcanza los Andes es menor que en el norte y la influencia pacífica es más frecuente. Los valles de Cochabamba, del Río Grande y del Pilcomayo, del Río La Paz y de Luribay son netamente semiáridos

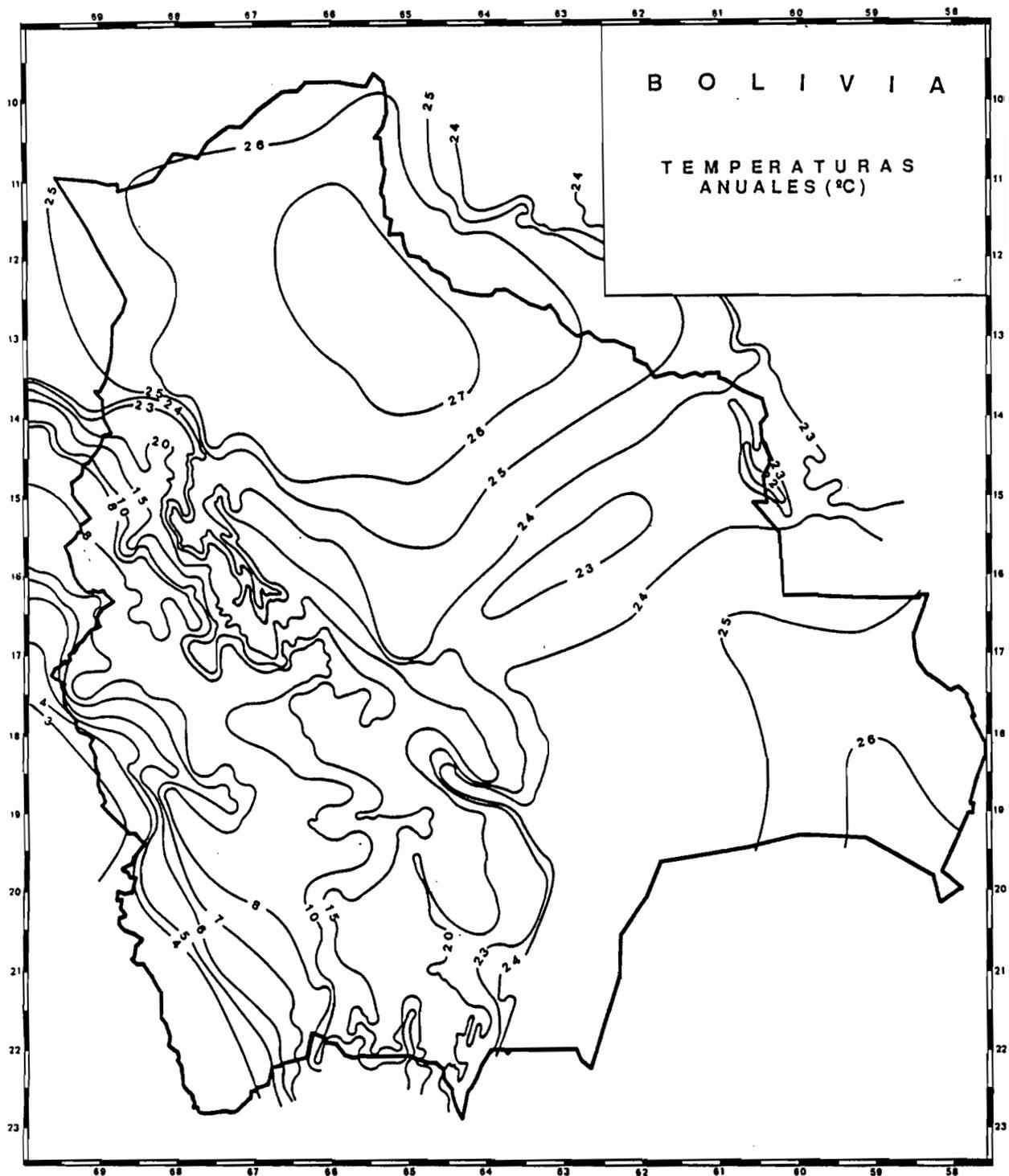


Fig. 2 : Mapa las temperaturas medias interanuales (1968-1982) en Bolivia

Surge entonces que no puede existir en los Andes, salvo en forma muy localizada, una relación general entre la precipitación y la altitud. La heterogeneidad de las precipitaciones sobre la cordillera de los Andes vuelve pues inútil la búsqueda de correlaciones entre la altitud y el escurrimiento para las grandes cuencas.

#### **Influencia de las extensiones de agua y de sal sobre las precipitaciones**

La influencia de los grandes espejos de agua y las extensiones de sal resalta igualmente sobre la carta pluviométrica.

**El lago Titicaca** da origen a un fuerte incremento concéntrico de las lluvias, superiores a los 800 mm año<sup>-1</sup> en las orillas, hasta más de 1000 mm año<sup>-1</sup> en la parte céntrica.

Los valores disminuyen de 1200 mm año<sup>-1</sup> en el centro a 700 mm año<sup>-1</sup> a unas decenas de kilómetros de sus orillas. Esta influencia se debe a la vasta superficie de aguas libres ligada a un volumen importante a causa de las grandes profundidades. La gran capacidad de absorción de las radiaciones solares lleva a temperaturas del agua netamente más elevadas (10 a 14°C) que las del aire sobre las tierras circundantes. La restitución térmica de las aguas es entonces progresiva, favoreciendo una evaporación más elevada que en las zonas periféricas así como la convección.

Al pasar sobre el lago, el aire se recalienta enriqueciéndose en vapor de agua. Sufre una ascensión, más fuerte durante la noche en que el contraste de temperatura se acentúa. Esta convección provoca precipitaciones de tipo tormentoso relativamente más fuertes sobre el lago que sobre el territorio.

El aire húmedo del Lago Mayor puede atravesar el istmo de Yunguyo-Copacabana o el estrecho de Tiquina, para pasar sobre el Lago Menor, provocando precipitaciones elevadas sobre la parte occidental de este último, tal como en el Desaguadero (797 mm año<sup>-1</sup>) o Tiquina (1050 mm año<sup>-1</sup>). A la inversa, en la parte sudeste del lago, los vientos de NE no barren el Lago Mayor en forma absoluta o suficiente. Estos son desviados parcialmente por el macizo del Illampu o sufren una subsidencia en su flanco oeste. Igualmente, las partes sudeste de los lagos Mayor y Menor son relativamente secas.

**El lago Poopo**, de superficie más reducida (3600 km<sup>2</sup>) y fluctuante, no provoca más que un leve aumento de las lluvias (400 mm año<sup>-1</sup>).

Con respecto a los salares de Uyuni (9100 km<sup>2</sup>) y de Coipasa (2000 km<sup>2</sup>), por el contrario, las vastas extensiones de sal corresponden a una disminución de las precipitaciones que no sobrepasa los 200 mm año<sup>-1</sup>. La misma constatación se hace para el salar de Atacama en Chile (25 mm año<sup>-1</sup>). Los balances de energía y de la evaporación de los lagos son muy diferentes a los de los salares. Contrariamente a los salares, el lago Titicaca permite la convección y el reciclaje del vapor de agua.

## **TEMPERATURAS DEL AIRE**

### **Variaciones estacionales de las temperaturas**

La carta en curvas isotermas muestra los histogramas de temperaturas medias mensuales para las grandes estaciones climatológicas de la región.

Las temperaturas medias más bajas tienen lugar en julio, en pleno invierno, mientras que las más elevadas se sitúan de diciembre a marzo, centrándose frecuentemente en febrero. Las temperaturas medias mensuales tienen una distribución estacional similar a la de las precipitaciones, con, eventualmente, un mes de retraso para los valores extremos.

La temperatura máxima ocurre en octubre o noviembre, cuando la nubosidad es menos intensa que en pleno verano cuando se produce la máxima precipitación. Por esta misma razón, se observa una máxima secundaria en marzo-abril. A la inversa, la

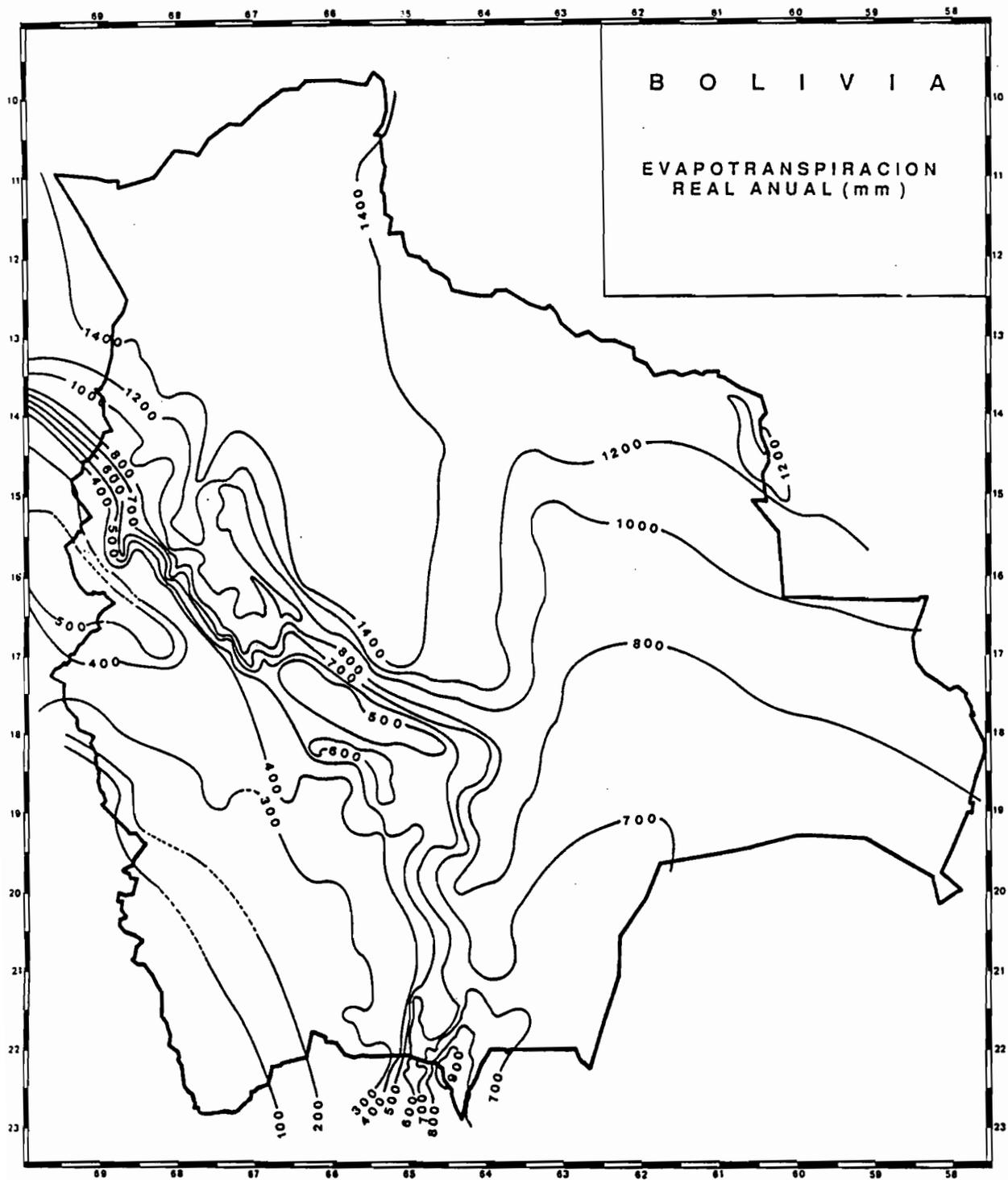


Fig. 3 : Mapa de la evapotranspiracion real interanual (1968-1982) en Bolivia

temperatura mínima se centra en el invierno dado que se produce al fin de la noche y, por lo tanto, poco depende de la duración de las horas de sol.

### **Distribución espacial de las temperaturas**

La carta en curvas de igual temperatura media interanual muestra la distribución espacial de los valores para el conjunto de la región.

Las mayores temperaturas medias anuales se sitúan al centro de los Llanos, con valores que sobrepasan ligeramente los 27°C. Valores igualmente elevados se encuentran en el sudeste de Bolivia. En esta llanura oriental, se observa una mínima del orden de 23°C en el flanco norte de la elevación del relieve que divide la llanura en dos. La escasa variación de la altura no parece explicar por sí sola la diferencia observada.

Al pie de la Cordillera Oriental de los Andes, la temperatura es del orden de 20°C, y decrece con la altura hasta alcanzar 0°C hacia los 5100 m.

En el Altiplano, en las zonas de altitud inferior a 4000 m, las temperaturas medias anuales están comprendidas entre 7 y 10°C. En los alrededores del lago, las mismas son superiores a los 8°C. Se observan temperaturas medias anuales igualmente cercanas a los 8°C en toda la mitad este del Altiplano y sobre el lago Poopo cuya influencia térmica es más reducida que la del lago Titicaca. Debe notarse también que las estaciones comprendidas entre 3900 y 4000 m en el extremo sur y norte de la región del lago Titicaca tienen temperaturas del orden de 7°C. El lago atempera el clima, sobre todo disminuyendo la amplitud, pero no parece ocasionar en su perímetro una elevación de la temperatura media anual mayor a 2°C. 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.

El gradiente regional de las temperaturas medias anuales en función de la altitud, determinado con un total de 165 estaciones, es de 0,46°C por cada 100 m. La temperatura ficticia a altitud cero es de 26,8°C. Este gradiente varía según las grandes cuencas. Para el conjunto Madre de Dios y Beni, es de 0,50°C en 100 m con un valor de origen de 27,5°C. En el conjunto Mamoré-Itenez, el gradiente es igualmente de 0,50°C en 100 m, con un valor de origen de 26,1°C. En el conjunto Pilcomayo-Bermejo, estos valores son de 0,37°C en 100 m y 25,1°C. En la cuenca del Altiplano, el gradiente térmico es de 0,76°C en 100 m. Sin embargo, para la zona comprendida entre 3800 y 4000 m, la relación entre temperatura y altitud muestran una gran dispersión debida a los efectos de exposición, de abrigo y de distancia al lago.

## **EVAPOTRANSPIRACION**

### **Distribución estacional de la ETR**

Las curvas de variación estacional de la evapotranspiración según Thornthwaite indican un mínimo de ETP y de ETR en mayo, junio y julio, en pleno invierno que corresponde asimismo a la época de menor lluvia. Existe en ese momento falta de agua para satisfacer la evapotranspiración. El máximo de ETP se sitúa de octubre a marzo o abril, en el verano. Lo mismo ocurre con la ETR dado que existe en ese momento la mayor disponibilidad de agua de todo el año. El mes de mayo corresponde generalmente a una caída severa de la ETR.

### **Distribución espacial de la ETR**

La disponibilidad de agua constituye el factor principal de la ETR, por supuesto, con influencia de otros factores climáticos a ser tomados en cuenta por las fórmulas de evaluación, en particular por la fórmula de Penman. La distribución espacial y temporal de la ETR se encuentra, por tanto, influenciada netamente por la de las precipitaciones. La baja de la ETR corresponde a la disminución general de las lluvias y de las

temperaturas.

La reserva de agua en el suelo contribuye a mantener una ETR elevada por un cierto tiempo después del período lluvioso. En las zonas de escasa pluviosidad, en las cuales las precipitaciones se detienen bruscamente, esta reserva se agota rápidamente. La caída de la ETR es entonces abrupta. Debe resaltarse que en el Altiplano los cultivos se realizan en verano, durante la época lluviosa, por razones de disponibilidad de agua pero sobre todo en razón de las heladas durante el invierno.

El mapa de curvas de igual evapotranspiración real media interanual muestra la distribución espacial de estos valores en la región. Los mayores valores de ETR se sitúan en la llanura amazónica, al oeste del río Beni, donde la lluvia y las temperaturas son más elevadas. Allí los valores sobrepasan  $1400 \text{ mm año}^{-1}$ , con un máximo de  $1460 \text{ mm año}^{-1}$  sobre el río Beni. La ETR disminuye enseguida desde el pie de monte de los Andes hasta el extremo sudoeste del Altiplano, donde los valores son inferiores a  $100 \text{ mm año}^{-1}$ .

## CONCLUSION

La heterogeneidad de los términos climatológicos en Bolivia se debe a la confluencia en esta región de grandes masas de aire cuya dinámica regula los intercambios atmosféricos meridianos y latitudinales del hemisferio sur. Sin embargo, las variaciones espaciales se ven aún más acentuadas por los efectos del relieve y de las vastas extensiones de agua y de sal constituidas por el lago Titicaca y los salares. Los Andes, por su orografía excepcional, contribuyen a provocar precipitaciones extremas, ya sea máximas como mínimas, según las zonas. No existe relación general entre las precipitaciones y la altura. La cadena montañosa pone fin a la influencia pluviogénica de las masas de aire tropical húmedo de origen atlántico y amazónico.

La experiencia de estos estudios permite, por otra parte, hacer hincapié sobre recomendaciones para el futuro. Las bajas densidades de estaciones de mediciones climatológicas e hidrométricas han sido factores limitantes de la precisión de las estimaciones. La densidad de la red debería ser incrementada si se realiza un nuevo diseño de la red básica. En particular, en zonas como el sudeste del Altiplano se debería aumentar el número de sus estaciones, y no únicamente en las zonas de baja densidad, tal como la llanura oriental, donde los equipos deben ser prioritarios. Es en realidad en los Andes, donde las estaciones son ya relativamente numerosas, que se siente la necesidad de aumentar la densidad de las estaciones, debido a las fuertes variaciones espaciales de las características climato-hidrológicas que hacen que ciertas zonas climáticas muy particulares y de extensión relativamente importante no están equipadas.

Resulta importante mencionar que, prioritariamente al aumento de la densidad de las redes, la calidad de las observaciones requiere en forma imperativa la realización de visitas periódicas de control sobre el terreno. Es imprescindible que el equipo cuente con un sistema eficiente de transmisión vía satélite.

Por otra parte, debe continuarse con la elaboración de herramientas informáticas específicas de tratamiento de la información climatológica. Gracias a esta primera experiencia de evaluación, llevada a cabo por el Programa PHICAB, se pudo perfeccionar varios programas informáticos que no existían al inicio del estudio, haciendo más rápida y racional la obtención de los términos del balance. Mencionaremos en particular la homogeneización de los datos por VECSPAT (Roche, 1988), el cálculo automático de la lámina de lluvia sobre la cuenca y la disponibilidad del paquete PLUVIOM.

Lo que mayormente deberá desarrollarse en el futuro es la búsqueda de métodos de teledetección para la evaluación regional del balance de radiaciones y de evapotranspiración, en relación con los parámetros climáticos.

Es conveniente continuar las mediciones locales de evaporación. Los datos obtenidos en los tanques de evaporación son de difícil aprovechamiento en razón de la calidad de las observaciones y de la representatividad de las mediciones. Este parámetro es delicado de medir y poco representativo desde el punto de vista espacial. Las mediciones de radiación, salvo en algunas estaciones experimentales temporales, son inexistentes y además muy delicadas de obtener para un número considerable de estaciones. Por lo tanto, debe realizarse un esfuerzo para desarrollar y mejorar estas observaciones que permiten medir la evaporación, y de una forma general, el conjunto de datos climatológicos que sirven igualmente a la estimación del balance de radiaciones y al cálculo de la evaporación a través de fórmulas. Estas observaciones constituyen una necesidad absoluta para las nuevas técnicas de teledetección.

## REFERENCIAS

ABASTO N. (1987). Balance hídrico superficial de la cuenca del Río Madre de Dios, Amazonia, Bolivia-Perú. Publ. PHICAB. Tesis UMSA, La Paz, 295 p.

ARELLANO R. (1988). Balance hídrico superficial de la cuenca del Río Pilcomayo. Río de La Plata, Bolivia, Publ. PHICAB. Tesis UMSA, La Paz, 101 p.

BENAVIDEZ C.F. (1988). Influencia de los cambios en el uso del suelo sobre el escurrimiento y la erosión en la cuenca del Río Piraí. Amazonia andina, Bolivia. Publ. PHICAB. Tesis UMSA, La Paz, 241 p.

CRUZ C. (1987). Balance hídrico superficial de la Cuenca del Río Itenez, Amazonia, Bolivia, Brasil. Publ. PHICAB. Tesis UMSA, La Paz, 218 p.

ESPINOZA O. (1985). Balance hídrico superficial de la cuenca del Río Beni, Amazonia, Bolivia. Publ. PHICAB. Tesis UMSA, La Paz, 181 p.

FERNANDEZ-JAUREGUI C.A., ROCHE M.A., ALIAGA A. y PEÑA J. (1987). Los recursos hídricos en Bolivia. Publ. PHICAB, 20 p.

FRANZEL O. (1979). The Water balance of the tropical rain forest of Amazonia and the effects of human impact. Applied Sciences: 88-117.

FRIAS R. (1989). Balance hídrico superficial de la cuenca de los ríos Bermejo y Grande de Tarija, Río de La Plata, Bolivia. Publ. PHICAB. Tesis UMSA, La Paz, 263 p.

GARCIA R. (1989). Balance hídrico superficial de la cuenca del río Mamoré, Amazonia, Bolivia. Publ. PHICAB. Tesis UMSA, La Paz, 110 p.

HERBAS C. D. (1987). Climatología de la cuenca andina y amazónica del Río Grande, Bolivia. Publ. PHICAB. Tesis UMSA, La Paz, 240 p.

JOHNSON A.M. (1976). The climate of Peru, Bolivia and Ecuador. In World survey of Climatology, vol. 12, H. E. Landsberg (ed.), Elsevier, Amsterdam: 147-218.

JORDAN D.F. y JEUVELDOP J. (1981). The water budget of the amazonian rain forest. Acta Amazónica, 11, 1: 878-92.

LEROUX M. (1987). L'anticyclone mobile polaire, relais des échanges méridiens: son importance climatique. Géodynamique 2 (2): 161-167

LOZADA G.A. (1985). Balance hídrico superficial de la cuenca del Lago Poopó y los salares de Uyuni y Coipasa, Bolivia. Publ. PHICAB. Tesis UMSA, La Paz, 203 p.

MOLION L.C.B. (1991). Climate variability and its effects on amazonian hydrology. In Water Management of the Amazon basin, UNESCO-ROSTLAC, Montevideo: 261-274.

ROCHE M.A. (1986). Distribuciones espacio-temporales de los parámetros climatológicos sobre Bolivia. Premier Symposium de la Recherche Française en Bolivie, La Paz, sept." 29-32.

ROCHE M.A. (1988). CLIMAR2: Logiciel d'exploitation de données pour l'étude des variations climatologiques spatio-temporelles. Publ. PHICAB, La Paz, 102 p.

ROCHE M.A. y ROCHA N. (1985). Mapa pluviométrico de Bolivia y regiones vecinas, 1/4.000.000 Publ. PHICAB, 1 hoja offset color.

ROCHE M.A. (1988). Las aplicaciones del Proyecto PHICAB al desarrollo de Bolivia. Proc. Segundo Simposio de la Investigación Francesa en Bolivia, La Paz: 77-88.

ROCHE M.A., ALIAGA A., CAMPOS J., PEÑA J., CORTES J., ROCHA N. (1990). Hétérogénéité des précipitations sur la cordillère des Andes boliviennes. In Hydrology in Montaneous Regions, H. Lang y A. Musy (eds), IAHS, publ. 193: 381-388.

ROCHE M.A., BOURGES J., CORTES J., MATTOS R. (1991). Climatología e hidrología de la cuenca del lago Titicaca. In El lago Titicaca, Ed. Dejoux C. & Iltis A. HISBOL-ORSTOM, La Paz: 83-104. In english, In The Lake Titicaca, Kluwer Academic Publishers.

RONCHAIL J. (1985). Situations météorologiques et variations climatologiques en Bolivie. Publ. PHICAB, 60 p.

RONCHAIL J. (1986). Situations atmosphériques et précipitations comparés sur l'Altiplano et l'Amazonie, Bolivie. Publ. PHICAB, La Paz, 43 p.

RONCHAIL J. (1989). Advections polaires en Bolivie: mise en évidence des effets climatiques. Hydrol. Cont., 4, 1" 49-56.

SALATI E. y MARQUES J. (1984D). Climatology of the Amazon Region. In The Amazon, Sioli H. (ed.), W. Junk, Dordrecht: 85-126.

UNESCO (1982). Guía metodológica para la elaboración del balance hídrico de América del Sur. Estudios e informes en hidrología, Unesco-Rostlac, Montevideo, 130 p.

VILLA NOVA N.A., SALATI E., MATSUI, E. (1976). Estimativa da evapotranspiração na bacia amazônica. Acta Amazônica, 6: 215-288.