GLA-324  
V. 1 C. 1

## JORNADAS DE HIDROLOGIA DE NIEVES Y HIELOS EN AMERICA DEL SUR

## VOLUMEN I

- x I.1 Estudio de las zonas nevadas de Chile entre los paralelos 28° - 42° Lat. Sur. Andrés Benítez G., Fernando Vidal J.
- I.2 Régimen de variabilidad del escurrimiento superficial de los ríos andinos. María I. Menegazzo de García, Juan L. Minetti, Marta C. Carletto
- I.3 Producción de sedimento en cuencas andinas de Chile. Luis Ayala R., Alejandro López A., Kricar Bzdigian K.
- I.4 El marco criogénico para la hidrología cordillerana (Aspectos hidrológicos del detrito cordillerano). Arturo E. Corte, Enrique M. Buk.
- I.5 Zonificación latialtitudinal del clima en la zona andina y su relación con el límite inferior del hielo perenne (LIHP) y del límite inferior Geocriogénico (LIG). Juan L. Minetti, Arturo E. Corte
- I.6 Inventario de Glaciares. Andes de Chile Central (32° - 35° Lat. S.) Hoyas de los ríos Aconcagua, Maipo, Cachapoal y Tinguiririca. Pedro Valdivia H.
- I.7 Inventario de Glaciares y Morenas entre los 29° y 35° de Lat. Sur - Argentina. Lydia Espizúa, Carlos Aguado.
- I.8 Glaciological and hydrological features of soler and San Rafael Glaciers in the Patagonia Northern Icefield, 1983-84. Renji Naruse, Masamu Aniya, Shunichi Kabayashi, Takashi Saito, Siro Kohshima, Gino Casassa and Chataro Nakajima.

- I.9 Meteorological characteristics in the Patagonia Northern Icefield in the summer season. Tetsuo Ohata, Shun'ichi Kobayashi, Hiroyuki Enomoto, Hiroshi Kondo. Takashi Saito. Renji Naruse, and Chotaro Nakajima.
- I.10 Inventario de nieves y hielos de Bolivia. Freddy Camacho Villegas, José Luis Montaña, Normando Guzmán.
- x ? I.11 Análisis de una crecida por vaciamiento de una represa glacial. Humberto Peña Torrealba, Fernando Escobar Cáceres.
- x I.12 Caracterización del manto nival y mediciones de ablación y balance de masa en Glaciar Echaurren Norte. Humberto Peña T., Fernando Vidal J., Fernando Escobar C. ✓
- I.13 Crecidas de Deshielo. Ludwig Stowhas B.
- x I.14 Balance radiativo del manto de nieve en la alta cordillera de Santiago. Humberto Peña T., Fernando Vidal J., Carlos Salazar M. ✓
- x I.15 ✓ Análisis de relaciones entre variables meteorológicas y la fusión de la nieve. Alta Cordillera de Santiago. Humberto Peña T., Carlos Salazar M. ✓
- I.16 Simulación y maximización de tasas de derretimiento de nieves. Ludwig Stowhas B.
- I.17 Balances de masa de los glaciares del Cajón del Rubio. Nacientes del Río de las Cuevas. Andes Argentinos 1982/84. Gabriel A. Cabrera
- I.18 Glaciología, Inventario de glaciares y obras de seguridad en las lagunas de origen glaciar del Perú. César Portocarrero Rodríguez, Alcides Ames Márquez.

PROGRAMA HIDROLOGICO INTERNACIONAL

JORNADAS DE HIDROLOGIA DE NIEVES Y HIELOS EN AMERICA DEL SUR

VOLUMEN II

- II.1 Mediciones nivológicas en la Cordillera de Los Andes entre 36° 41' S y 41° 10' S. República Argentina. Guillermo V. Malinow.
- X II.2 Aplicación de estaciones automáticas vía satélite en mediciones de nieve. Javier Narbona N., Heinz Martens L., Francisco Verni M.
- X II.3 Resultados y confiabilidad de las rutas de nieve. Andrés Benítez G.
- III.1 Análisis Crítico de los errores de pronóstico para el río Limay en Paso Limay. Sergio A. Menajovsky
- X ? III.2 Pronóstico de Deshielo. Andrés Benítez G., Catalina Bobenrieth M.
- III.3 Algunos avances en métodos predictivos para el escurrimiento superficial de ríos andinos centrales en la República Argentina. Juan Leonidas Minetti  
( JUAN LEONIDAS MINETTI )
- III.4 Consideraciones acerca de pronósticos de deshielo. Humberto Peña T., Brahim Nazarala G.
- III.5 Representatividad de la ruta de nieve como predictor del derrame Primavera-Verano para el río Neuquén. República Argentina. Guillermo V. Malinow, Marta Isabel Bourilhon, Juan C. Roca.
- IV.1 Las cartas de pendientes como complemento de los atlas de avalanchas. René E. León.
- IV.2 Las avalanchas de nieve. Su estudio y prevención en los Andes de Mendoza  
JUAN CARLOS LEIVA Juan Carlos Leiva.
- IV.3 Avalanchas. Gonzalo Ugarte Gabrielli.

PROGRAMA HIDROLOGICO INTERNACIONAL  
JORNADAS DE HIDROLOGIA DE NIEVES Y HIELOS  
EN AMERICA DEL SUR

ESTUDIO DE LAS ZONAS NEVADAS DE CHILE ENTRE LOS  
PARALELOS 28° Y 42° LAT. SUR.

Andrés Benítez G. (1)

Fernando Vidal (2)

RESUMEN

En este trabajo se entrega una visión general de la climatología, pluviometría e hidrología de la cordillera de Los Andes entre los 27° y 42° lat. Sur.

El estudio se realiza utilizando relaciones entre los parámetros mas característicos de la precipitación y escorrentía en función de la latitud y la altitud.

(1) Ingeniero Civil. Jefe División Estudios Hidrológicos ENDESA

(2) Meteorólogo del Subdepto. de Estudios Hidrológicos de la DGA.

## 1. INTRODUCCION

Para la realización de este trabajo se utilizó como fuente principal el "Balance hídrico nacional" realizado por IPLA-DGA.

El período utilizado en este balance fue el comprendido entre el año 1951/52 y el año 1980/81, el que fue realizado de acuerdo a las "Guía Metodológica para la elaboración del balance hídrico de América del Sur", producto de un Grupo de Trabajo creado para tal fin por la Oficina Regional de Ciencia y Tecnología de la UNESCO para América Latina y el Caribe (ROSTLAC), editada en 1982.

Este estudio representa un esquema de las características generales de las zonas de la cordillera de Los Andes, lado chileno, en las cuales se producen generalmente precipitaciones sólidas y gran acumulaciones de nieve y hielo, que alimentan los ríos en verano que coincide con la época de riego de las zonas cultivadas. De aquí la gran importancia que tiene su estudio para la economía del país.

## 2. CLIMATOLOGIA GENERAL

Los factores más relevantes que inciden en la caracterización climática de Chile son los que se relacionan con su ubicación geográfica y las particularidades de su relieve.

Respecto a su ubicación geográfica es evidente la variación climática respecto a la latitud y la proximidad del mar, cuya incidencia se refleja en el régimen de viento, de temperatura y de la interacción del Anticiclón del Pacífico con los desplazamientos Norte-Sur del Frente Polar.

Respecto a las particularidades del relieve, la singularidad más importante la constituye el macizo andino, que se extiende de Norte a Sur a lo largo de todo el país y cuyas cumbres más altas superan los 5.000 m.s.n.m en el sector Norte y Central del país. Otras singularidades son la Cordillera de la Costa y las cordilleras que delimitan los valles transversales en el sector central.

La variedad climática que definen los elementos del clima, temperatura y precipitación principalmente, en la zona del macizo andino, van desde una gama de Clima Desértico Marginal de Altura en el extremo norte del país, a un Clima de Tundra, en el extremo sur; esto es entre los 18° S a los 55°S.

El Clima Desértico Marginal de Altura se extiende desde los 18°S a los 30°S y comprende la pendiente andina; sus características están dadas por una extraordinaria estabilidad atmosférica, interrumpida ocasionalmente por precipitaciones convectivas al norte del paralelo 24 y precipitaciones frontales al sur. En ambos regímenes se acusa un aumento con la altura.

En la zona altiplánica, comprendida entre los 18° S y 25° S y sobre los 4.000 m.s.n.m. se genera un Clima de Estepa de Altura donde las precipitaciones convectivas se acentúan y las temperaturas descienden en sentido O-E. Al sur de los 30° se generan variedades climáticas de Estepa con gran sequedad atmosférica, templado cálido con lluvias invernales y estación seca prolongada, hasta aproximadamente los 33°. Estas variedades reflejan la transición entre las variedades desérticas y templados cálidos con estación seca menos prolongada; las características están definidas por el descenso de las temperaturas en sentido O-E y N-S y el aumento de las precipitaciones frontales en ambos sentidos.

Entre los 33° y 43° S se presentan variedades climáticas templadas cálidas con estación seca de 5 meses a lluvioso durante todo el año. El régimen térmico no acusa una alteración importante; sin embargo, el régimen de precipitación experimenta un aumento en sentido N-S, especialmente en los meses estivales.

Entre los 43° S y 52° S el clima dominante es del tipo templado frío lluvioso, donde predomina un régimen de altas precipitaciones durante todo el año y un descenso importante de las temperaturas. El cordón andino pierde expresión en cuanto a altura, pero genera una entrega fría en la vertiente oriental.

El Clima de Tundra que domina al sur de los 52° S y en la vertiente

occidente del cordón andino que ya se presenta muy desmembrado.

### 3. ESTUDIO DE LAS PRECIPITACIONES

#### 3.1 DISTRIBUCION DE LA PRECIPITACION EN FUNCION DE LA LATITUD.

La precipitación varía de acuerdo a los factores climatológicos que imperen en el lugar, cuyo resumen se entrega en el punto 2.

En Chile existen dos factores climatológicos que, debido a su longitud tienen gran influencia en las precipitaciones. Al norte de los  $27^{\circ}$  la ausencia de precipitaciones se debe a encontrarse sometida durante todo el año al régimen de los vientos alisios. Dirigiendonos hacia el sur empieza a tener influencia el régimen ciclónico, alcanzando en algunas ocasiones la cola de los frentes polares en estas zonas. La frecuencia con que estos frentes cubren el territorio chileno aumenta al dirigirnos al sur.

Hacia el oriente, la parte norte de la cordillera de Los Andes queda sometida al "Frente ecuatorial" al desplazarse éste hacia el sur, produciéndose en ella precipitaciones de tipo convectivo, que corresponden al llamado "Invierno Boliviano" y que se producen en el período Noviembre-Marzo.

A todos estos factores, que podríamos denominar de posición, debe agregarse el gran efecto orográfico que produce la cordillera de Los Andes y que funciona como una gran pantalla, cuya importancia, al perder altitud, va disminuyendo conforme nos dirigimos al sur, especialmente a partir de los  $38^{\circ}30'$  lat. sur. aproximadamente.

En resumen las grandes influencias sobre la magnitud de las precipitaciones son, el régimen de los vientos alisios o anticiclónico, el régimen ciclónico proveniente del Pacífico, el relieve, y hacia el N-E el régimen ecuatorial

La influencia de estos factores queda manifestada en los tres parámetros más importantes que definen la precipitación.

- la magnitud de la precipitación
- la distribución de la precipitación a lo largo del año.
- la regularidad interanual de la precipitación anual.

Los dos primeros van íntimamente ligados y su variación es paulatina en función de la latitud cuando toda la región está sometida a un mismo régimen ciclónico de precipitaciones. Suponiendo que no existe efecto orográfico, se puede observar que el aumento de la precipitación hacia el sur va unido al incremento del número de días con lluvia, lo que refleja que esa zona es barrida más frecuentemente por los frentes polares, esto tiene gran influencia en la distribución mensual de la precipitación anual.

El efecto orográfico, no aumenta sustancialmente el número de días con lluvia sino la intensidad de la misma. En la lámina N° 2 se ha dibujado en forma esquematizada la variación de los perfiles pluviométricos en función de la latitud.

La regularidad interanual de la precipitación depende básicamente de la latitud y tiene cierta relación con la magnitud de la precipitación; depende de su cercanía o alejamiento del centro de altas presiones o vientos alisios.

Si la precipitación es baja significa que sólo algunos frentes polares alcanzan esos lugares, y por lo tanto pueden existir años lluviosos por aumento en el número de frentes que pasan por ese lugar o bien por ser cubiertos por un frente cuyo centro depresionario pasó más al norte que lo normal. También pueden pasarse años sin que sean alcanzados por los frentes polares o lo sean por las colas de los frentes, en cuyo caso las precipitaciones son escasas. En estas regiones se tienen años lluviosos y años muy secos, y por lo cual las precipitaciones son muy diferentes de un año a otro.

Al dirigirnos hacia el sur, o sea al alejarnos de la zona de vientos alisios y acercarnos a la zona de bajas presiones, la frecuencia de las lluvias aumenta, hasta llegar a regiones en las cuales las precipitaciones se producen todo los años con bastante intensidad, por lo cual la diferencia entre la precipitación de un año seco y un año húmedo es pequeña.



A continuación se analizarán cada uno de estos parámetros en la zona de la cordillera de Los Andes.

### 3.2 VARIACION DE LA PRECIPITACION ANUAL EN FUNCION DE LA LATITUD.

En la lámina N° 3 se ha dibujado un gráfico que en ordenadas tiene la precipitación media anual y en abscisas la latitud.

La precipitación considerada corresponde a la precipitación media de subcuencas cordilleranas de los rios que en él se indican. Estas precipitaciones medias han sido extraídas del "Balance hidrológico nacional" indicado en la bibliografía.

Se observan las siguientes peculiaridades :

- 1° En la cuenca cordillerana del rio Copiapó la precipitación media es bastante alta para estar tan cerca de la región de los vientos alisios (28° lat. S). Se debe por una parte, al efecto orográfico y por otra a que estas cuencas son alcanzadas, durante el verano, por los frentes ecuatoriales procedentes del NE. En la costa a esa altura, la precipitación media anual es de 10.1 mm/año.
- 2° En la cuenca cordillerana del rio Bio-Bio, incluido la del rio Laja se produce una especie de quiebre de la tendencia, producida, posiblemente, a que el rio corre de sur a norte y tener un cordón montañoso alto que lo separa de las cuencas del rio Imperial, en los cuales pierde su humedad la atmósfera.
- 3° La magnitud de la precipitación en la cuenca del rio Chamiza, es sumamente alta por encontrarse con una atmósfera muy saturada al estar muy cerca del mar.

En general las precipitaciones son muy superiores a lo estudiado anteriormente, por dos motivos.

1. Los estudios de isoyetas realizados anteriormente, solo tomaban en cuenta las precipitaciones medidas en los valles y sub estimaban el efecto orográfico.

2° En este caso la precipitación de una cuenca se estimó como

$$\langle \bar{P} \rangle = \langle \bar{R} \rangle + \langle \bar{ETR} \rangle$$

donde

- $\langle \bar{P} \rangle$  = precipitación media anual de la cuenca (mm)  
 $\langle \bar{R} \rangle$  = escorrentía media anual de la cuenca (mm) obtenida a partir del caudal medio anual a la salida de la cuenca.  
 $\langle \bar{ETR} \rangle$  = evapotranspiración de la cuenca, utilizando el método de Turc. Cualquier método que se use en esta zona da un valor de ETR igual a  $500 \pm 100$  mm/año, que no influye en  $\langle P \rangle$

### 3.3 VARIACION DE LA PRECIPITACION MENSUAL

En la lámina N° 4 se han dibujado los pluviogramas de las precipitaciones porcentuales medias mensuales, como relación entre  $P_m / P_a$ , de estaciones pluviométricas cordilleranas.

Se observan varios hechos al dirigirnos de norte a sur.

- 1° Potrero Grande, en la cuenca del río Copiapó ( $27^{\circ}06'$  lat. sur), presenta precipitaciones los meses de Febrero, Marzo y Abril, debido al desplazamiento del frente ecuatorial o Invierno Boliviano en esa época.
- 2° Al desplazarnos hacia el sur, empiezan a ser más importantes las precipitaciones durante el estiaje (Octubre-Marzo).
- 3° A partir de los  $39^{\circ}$  lat. S. aumenta la importancia de la precipitación del período Octubre-Marzo, hasta llegar a Punta Arenas ( $53^{\circ}10'$  lat.S) donde llueve todo el año en forma continua, pero su magnitud es pequeña (439 mm/año).

Otra forma de analizar la importancia de la precipitación del período pluvial respecto a la precipitación anual es estableciendo la relación

$$\frac{SE}{\frac{P_{AB}}{P_{año}}}$$

En la lámina N° 5 se ha dibujado esta relación en función de la latitud.

Se pueden realizar algunas observaciones interesantes. -

1. En las estaciones altas del río Copiapó esta relación es pequeña, entre 0,6 y 0,7, debido a la precipitación caída durante el período Octubre-Marzo, por efecto del Invierno Boliviano.
2. Entre los 30° y 33° lat. sur, se produce el mayor porcentaje de la precipitación invernal.
3. A partir de los 33° lat. sur, adquiere mayor importancia relativa la precipitación del período de deshielo o estiaje.

#### VARIACION INTERANUAL DE LA PRECIPITACION ANUAL.

En la lámina N° 6 se han dibujado en papel log-normal las relaciones

$$\frac{P_{\text{máxima anual}}}{P_{\text{mínima anual}}} \quad \frac{P_{\text{máxima anual}}}{\overline{P}_{\text{anual}}} \quad \frac{P_{\text{mínima anual}}}{\overline{P}_{\text{anual}}}$$

Se observa claramente lo indicado anteriormente, o sea

- 1° A una latitud de 30°, la precipitación máxima anual registrada en el período 51/52-80/81 es 33 veces superior a la mínima anual observada y 2,7 veces la media anual y la precipitación mínima es el 10% de la media anual.
- 2° Estas relaciones disminuyen paulatinamente al dirigirnos hacia el sur, donde los valores descienden a 1,8 entre la máxima anual y la mínima anual y a 1,27 respecto al promedio. A su vez la precipitación mínima anual desciende a ser el 70% de la precipitación media anual.

Esto está indicando que de un clima de desierto marginal que se tiene en el norte, se llega a los 41° lat. sur con un clima húmedo.

#### 4. ESTUDIO DE LOS CAUDALES

##### 4.1 VARIACION DE LOS CAUDALES ESPECIFICOS EN FUNCION DE LA LATITUD

La variación de los caudales específicos (l/s km<sup>2</sup>) de norte a sur presentan la misma tendencia de las precipitaciones ya que son consecuencia de ellas, o sea lo expresado en el punto 3 puede aplicarse a los caudales es pecíficos o escorrentía.

En la lámina N° 7 se ha dibujado un gráfico que en ordenadas lleva el cau dal específico de las cuencas cordilleranas y en ordenadas la latitud.

Se observa :

1° el caudal específico varía de 0,51 l/s km en el rio Pulido en vertedero (R. Copiapó) a 145,5 l/s km de los afluentes al lago Chapo, rio Chamiza.

2° en el rio Bio-Bio, los caudales específicos se salen de la tendencia, siendo mas bajos que lo que les corresponde de acuerdo a la latitud.

En este caso se han individualizao con una cruz, aquellas cuencas cuya salida se encontraba sobre los 1.000 m.s.n.m observándose en general que pa ra una misma cuenca, las cuencas mas altas tienen mayor caudal específico, debido al efecto orográfico.

##### 4.2 DISTRIBUCION DEL CAUDAL MEDIO ANUAL

En general las cuencas cordilleranas tienen régimen nivo-pluvial, dependiendo la componente nival de la altura de la cuenca.

En la lámina N° 8 se han dibujado algunos hidrogramas mensuales.

Se pueden realizar las siguientes observaciones:

de la latitud.

$\frac{Q\ 20\%}{Q\ 80\%}$	$\frac{Q\ 20\%}{Q\ 50\%}$	$\frac{\bar{Q}}{Q\ 50\%}$	$\frac{Q\ 80\%}{Q\ 50\%}$	$\frac{Q\ 95\%}{Q\ 50\%}$
---------------------------	---------------------------	---------------------------	---------------------------	---------------------------

Los puntos representativos de las cuencas, presentan bastante dispersión, habiéndose trazado unas curvas suavizadoras de las cuales puede concluirse

- 1° Las cuencas cordilleranas que presentan una mayor dispersión respecto al caudal medio anual de probabilidad 50% son las de los rios Elqui y Limarí ( 30° y 31° lat. sur.)
- 2° Las cuencas mas al norte presentan menores dispersiones, debido posiblemente, a la influencia de un año en la escorrentía del año siguiente y en la precipitación que se genera a causa del Invierno Boliviano.
- 3° A partir de los 31° lat. sur la dispersión disminuye hasta que la razón entre los caudales medios anuales de probabilidad 28 y 80% es igual a 1,20 % y la razón entre caudales medio anual de probabilidad 50 y 95% es igual a 0,66 %.
- 4° Las distribuciones de frecuencia de los caudales medios anuales son asimétricas hasta aproximadamente los 34° lat. sur, ya que :

$$\frac{\bar{Q}}{Q\ 50} > 1,06$$

pero a partir de los 34° lat. sur, la distribución es simétrica o sea

$$\bar{Q} \approx \bar{Q}\ 50\%$$

- 5° Las cuencas cordilleranas del rio Maule presentan un cambio en la tendencia general de los caudales medios anuales de probabilidades altas.

Como conclusiones principales se tiene que :

- En el norte, entre los paralelos 28° y 34° lat. sur, los caudales medios

- 1° El río Pulido (R. Copiapó), presenta régimen nival con una recesión que abarca el período pluvial debido a encontrarse a una latitud muy baja y tener temperaturas altas, y posiblemente, al aporte subterráneo o de las zonas nevadas de la parte alta.
- 2° Al dirigirnos hacia el sur el régimen es nival entre los 31° y 37° lat. sur aproximadamente, con una pequeña componente pluvial.
- 3° Ya en el río Bio-Bio en Pichipehuenco se presenta una componente pluvial mas fuerte no teniéndose una onda nival muy marcada.
- 4° A partir de los 39°30' lat. sur el régimen es netamente pluvial, con una pequeña componente nival, debido a que su altitud media es muy baja. Por otra parte los caudales de Octubre-Marzo están influenciados por las lluvias de ese período.

La importancia de la componente nival sobre la pluvial, puede apreciarse en la lámina N° 9. Entre los 28° a los 31° lat. sur la componente nival es relativamente pequeña debido a que por estar en una latitud baja solo se acumula nieve en las partes mas altas de la cuenca. Por otra parte al tener clima semi desértico, las grandes precipitaciones que se producen en un año, tienen influencia y generan escorrentia durante el invierno siguiente y aun en todo el año siguiente.

A partir de los 32° el régimen es netamente nival. En el período Octubre-Marzo escurre el 86% del total anual, y a partir de esta latitud disminuye la componente nival hasta los 37°30' lat. sur en que el régimen hídrico es nivo-pluvial neto (50% - 50%).

Hacia el sur en promedio el caudal escurrido en el período Abril-Septiembre es superior al escurrido en Octubre-Marzo, debido a que el régimen hídrico se transforma en pluvial.

#### VARIACION INTERANUAL DEL CAUDAL MEDIO ANUAL

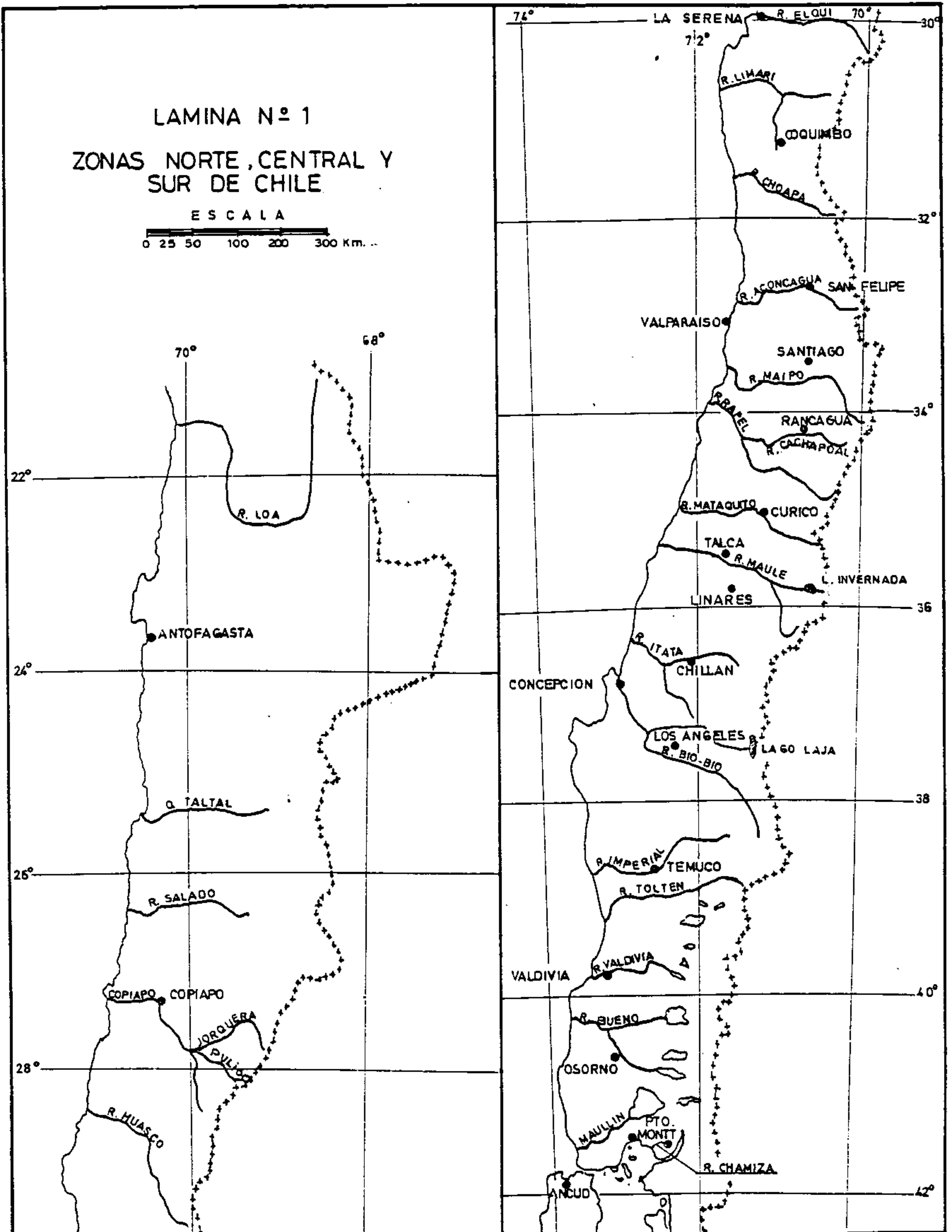
En la lámina N° 10 se han dibujado los siguientes parámetros en función

anuales son muy variables, por lo cual para satisfacer una demanda relativamente constante son necesarios embalses reguladores inter-anuales, aprovechando los años húmedos.

- En la zona sur los caudales medios anuales presentan una gran regularidad interanual, no teniéndose años excesivamente húmedos ni años sumamente secos, en forma relativa.
- La zona central se presenta como una transición entre el Norte árido y el Sur húmedo.

# LAMINA N° 1 ZONAS NORTE, CENTRAL Y SUR DE CHILE

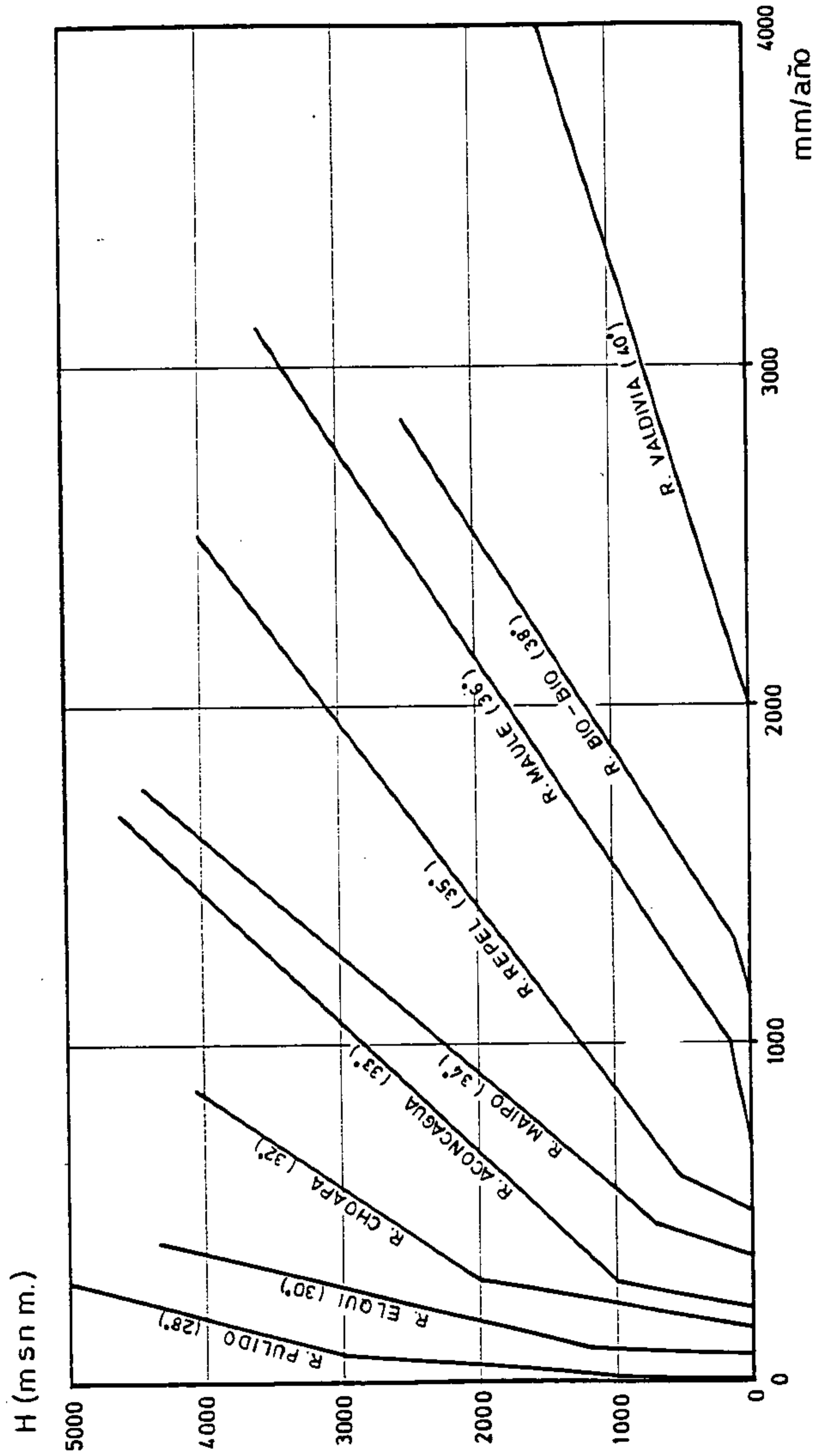
ESCALA  
0 25 50 100 200 300 Km.





LAMINA Nº 2

ESQUEMA DE LOS PERFILES PLUVIOMETRICOS EN FUNCION DE LA LATITUD

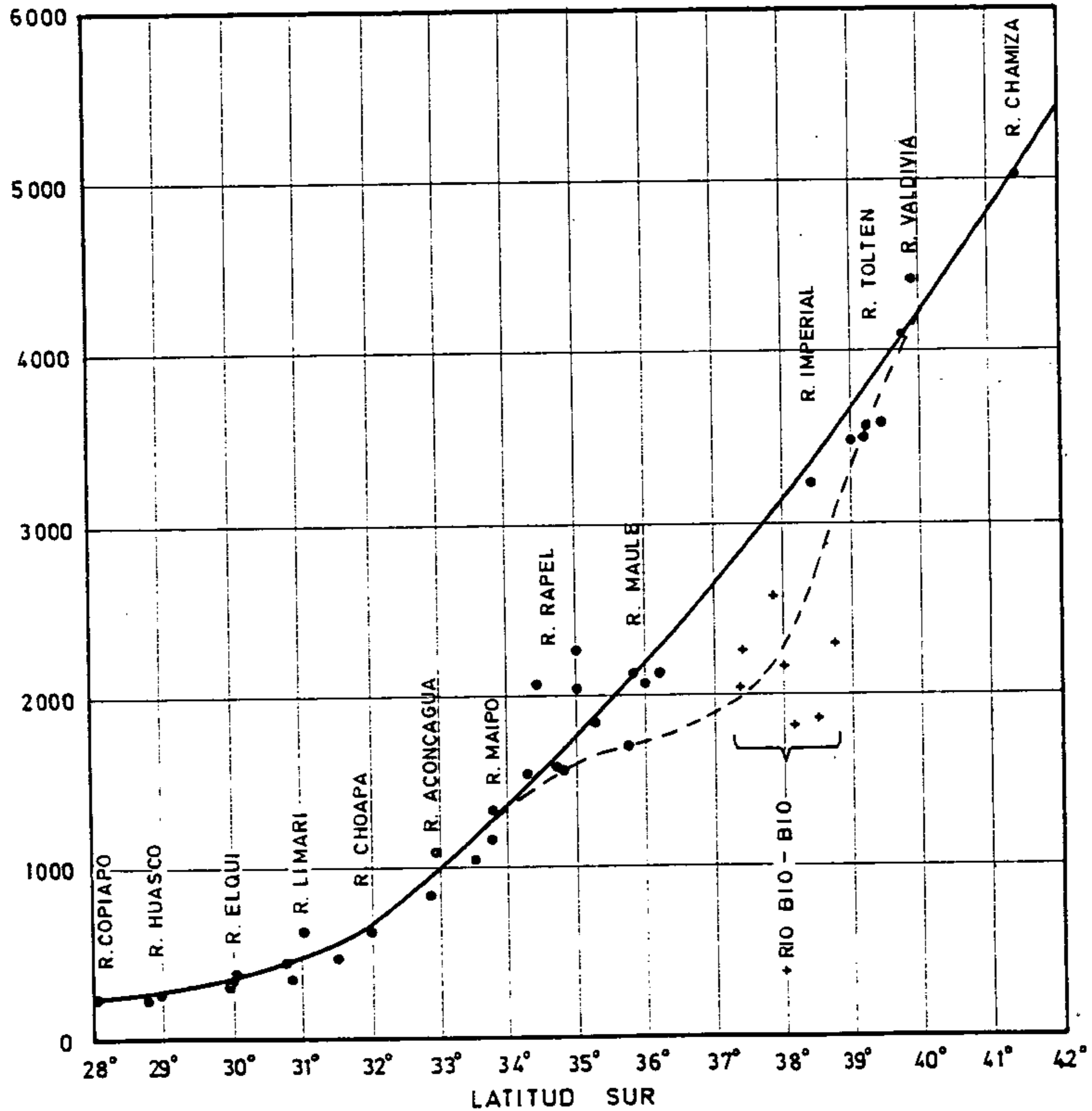


LAMINA Nº 3

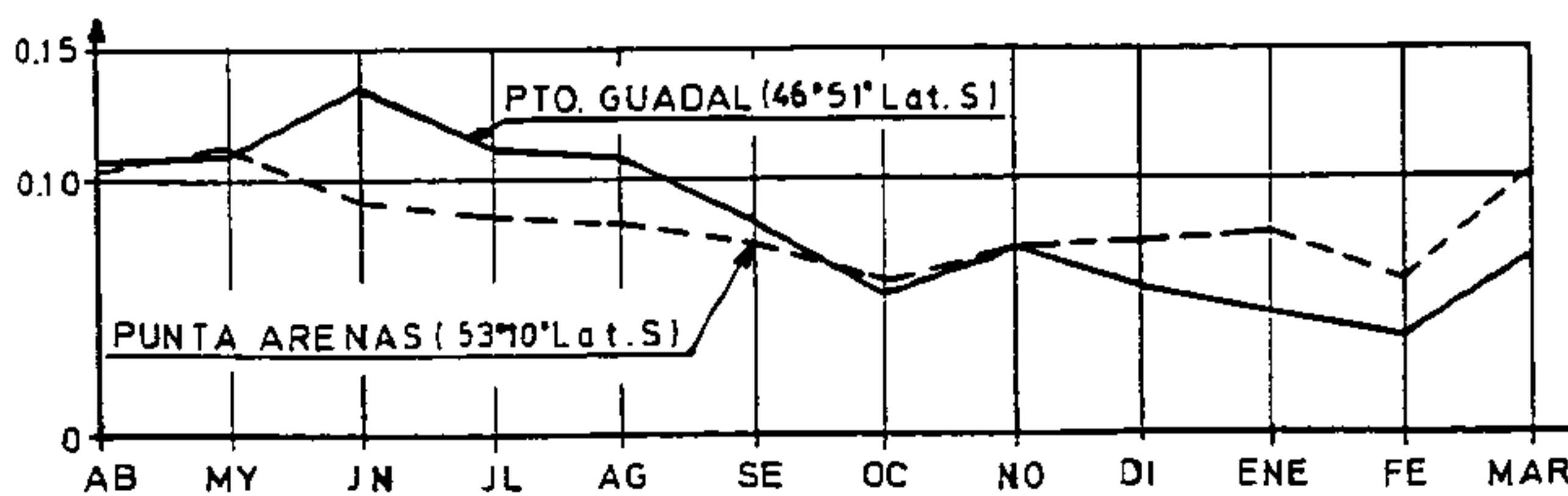
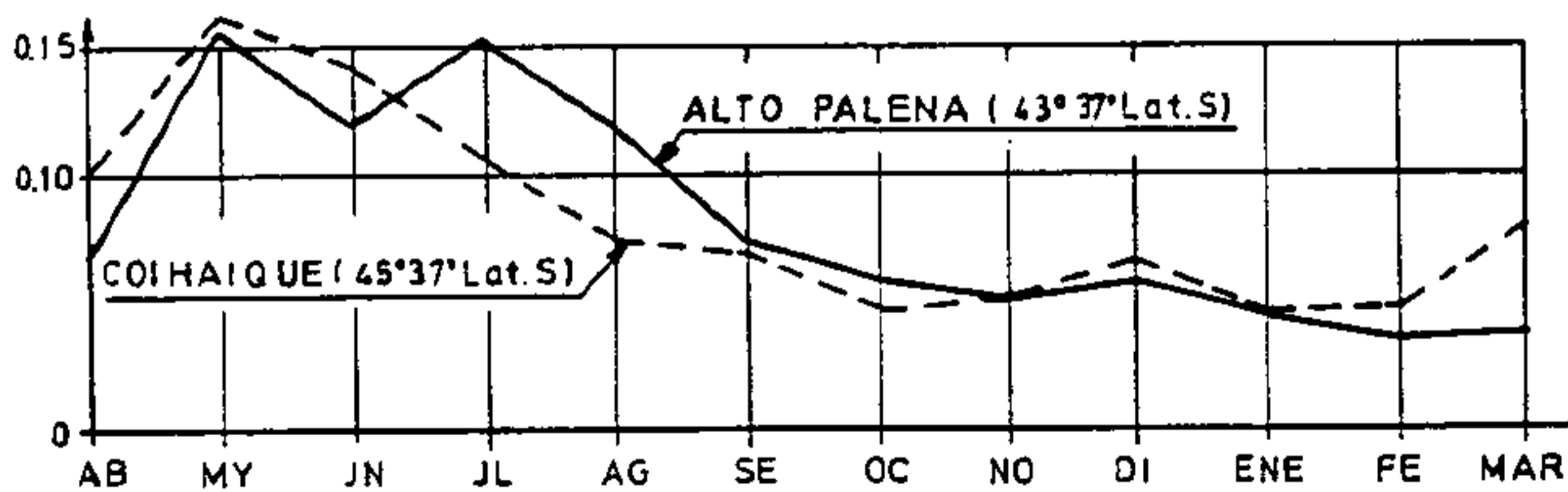
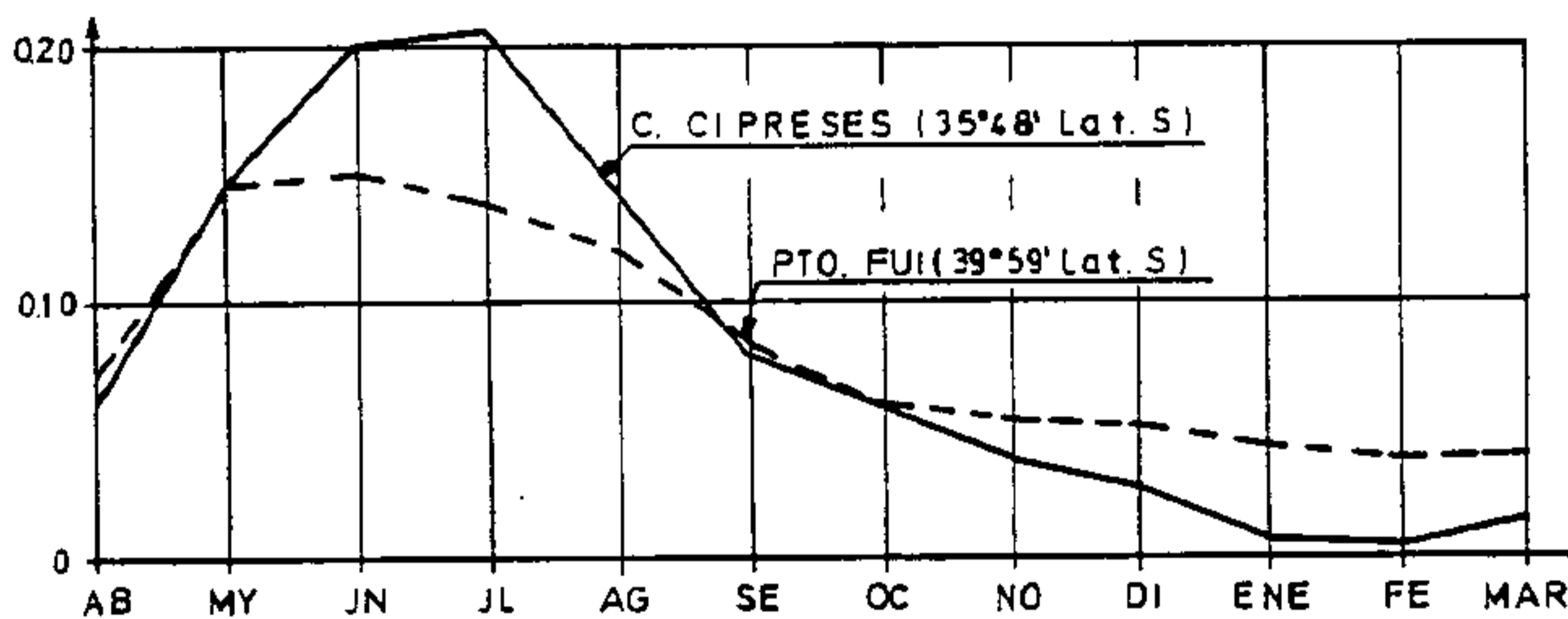
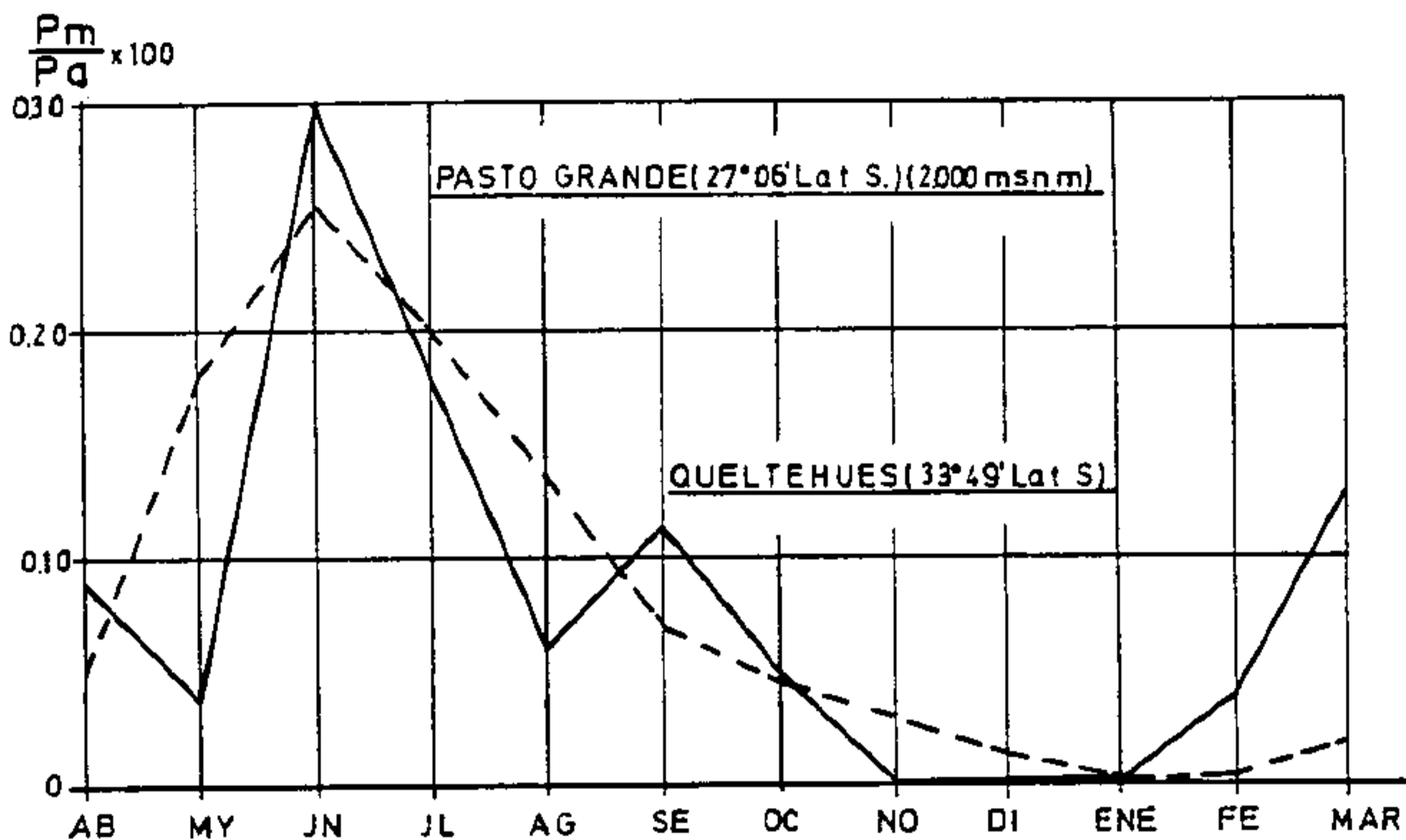
CUENCAS CORDILLERANAS

VARIACION DE LA PRECIPITACION MEDIA DE LAS CUENCAS EN FUNCION DE LA LATITUD

$\bar{P}$  (mm/año)

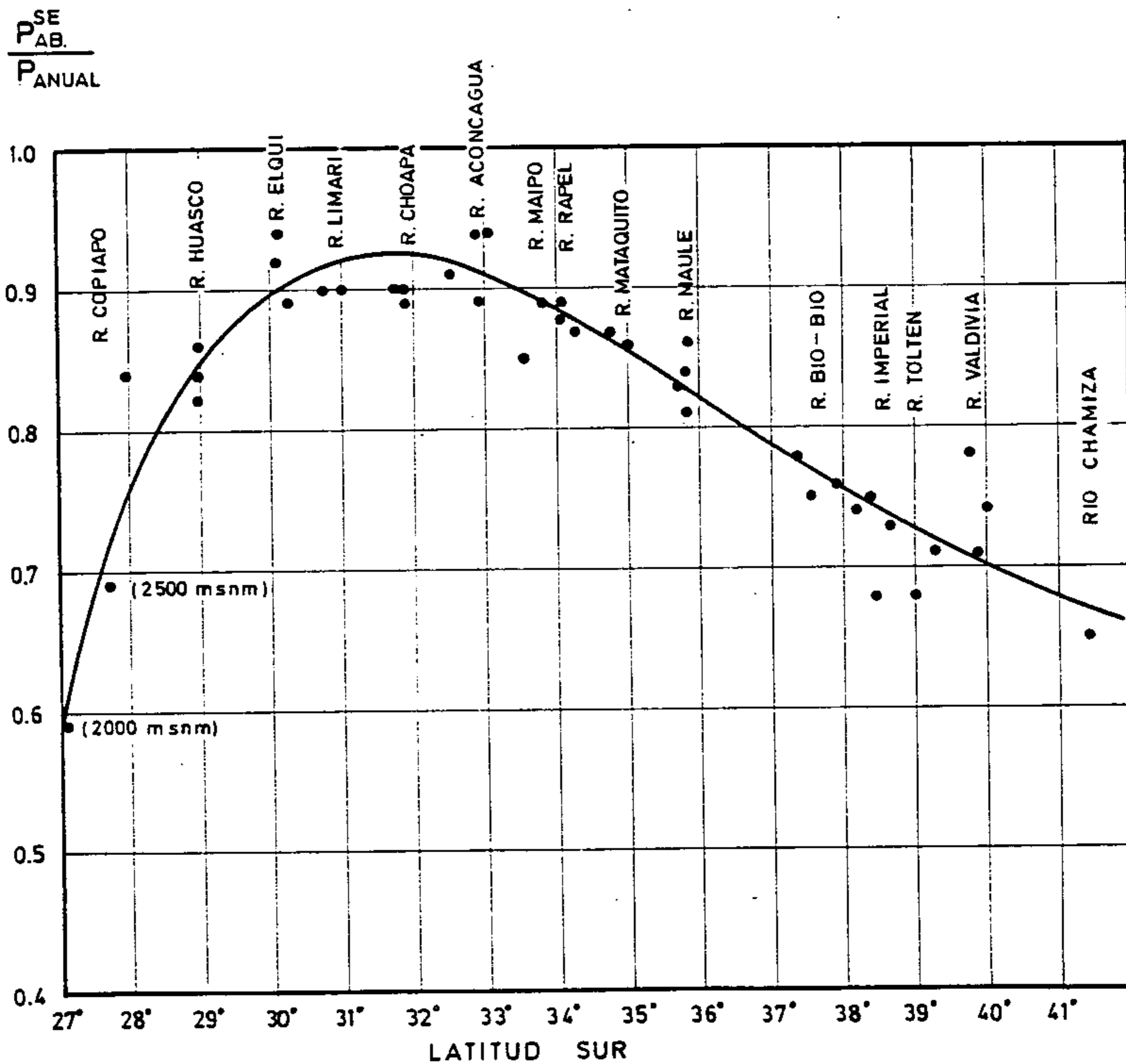


VARIACION PORCENTUAL DE LA PRECIPITACION ANUAL

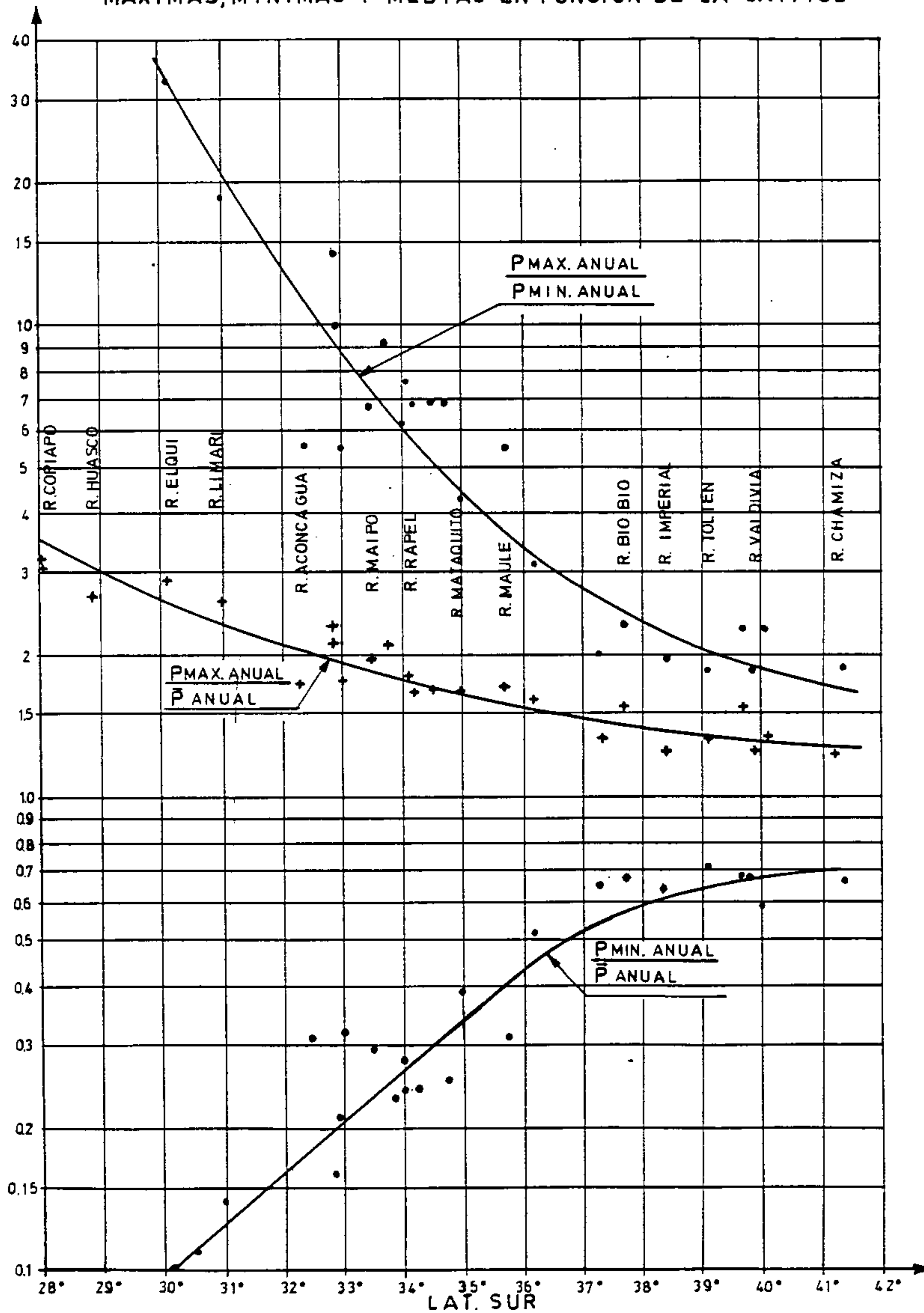


# LAMINA Nº 5 CUENCAS CORDILLERANAS

PORCENTAJE DE LA PRECIPITACION DEL PERIODO PLUVIAL RESPECTO  
LA PRECIPITACION ANUAL



LAMINA Nº 6  
 CUENCAS CORDILLERANAS  
 RELACIONES ENTRE LAS PRECIPITACIONES ANUALES  
 MAXIMAS, MINIMAS Y MEDIAS EN FUNCION DE LA LATITUD

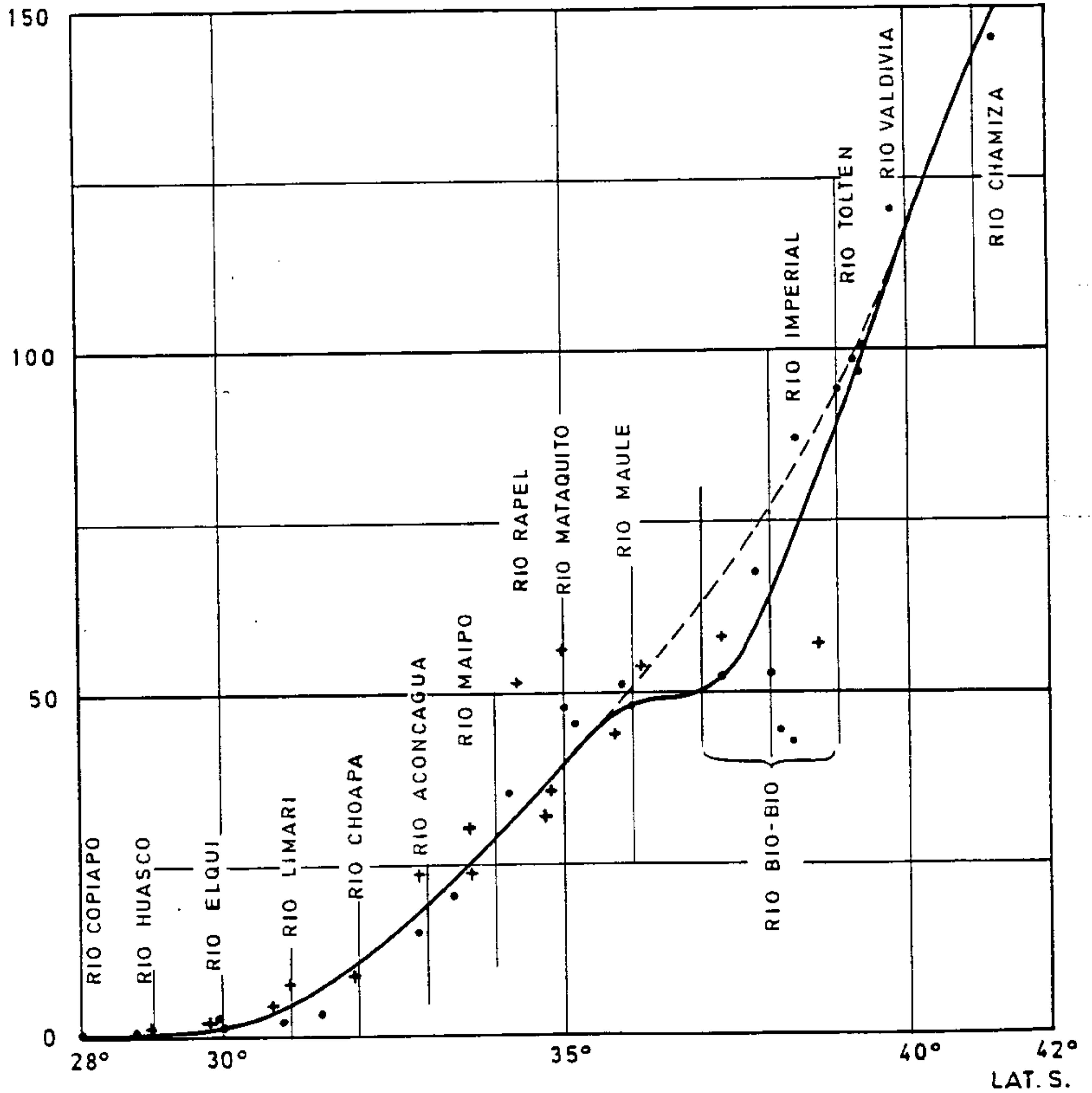


# LAMINA N° 7

## CUENCAS CORDILLERANAS

### VARIACION DEL CAUDAL EN FUNCION DE LA LATITUD

$q$   
(l/s/Km<sup>2</sup>)

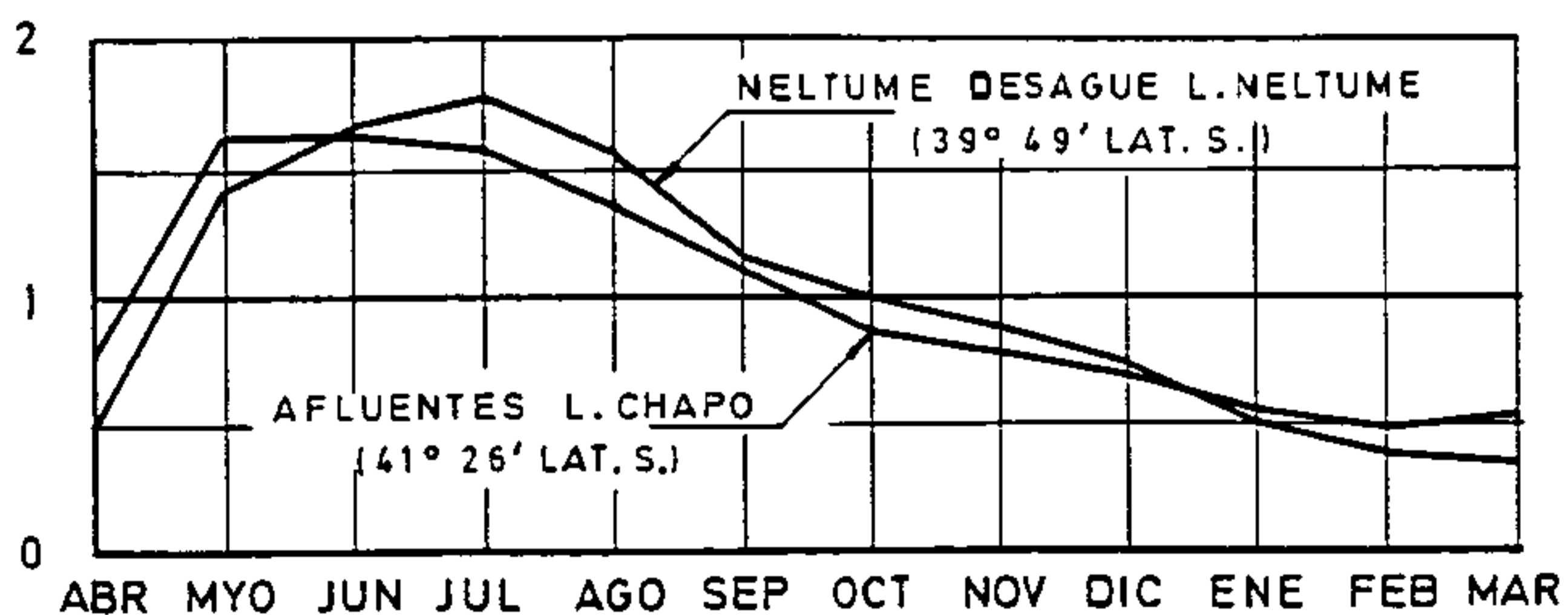
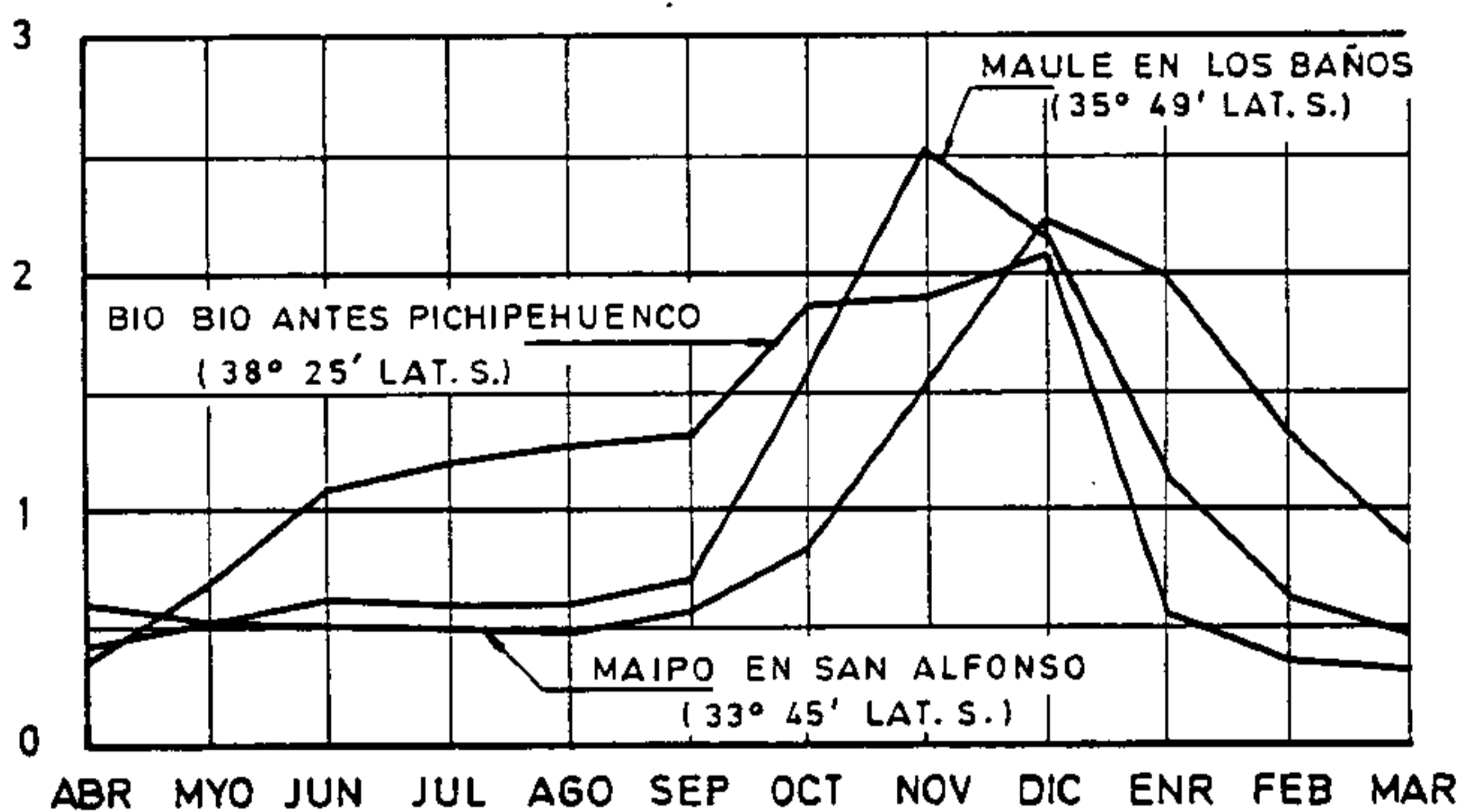
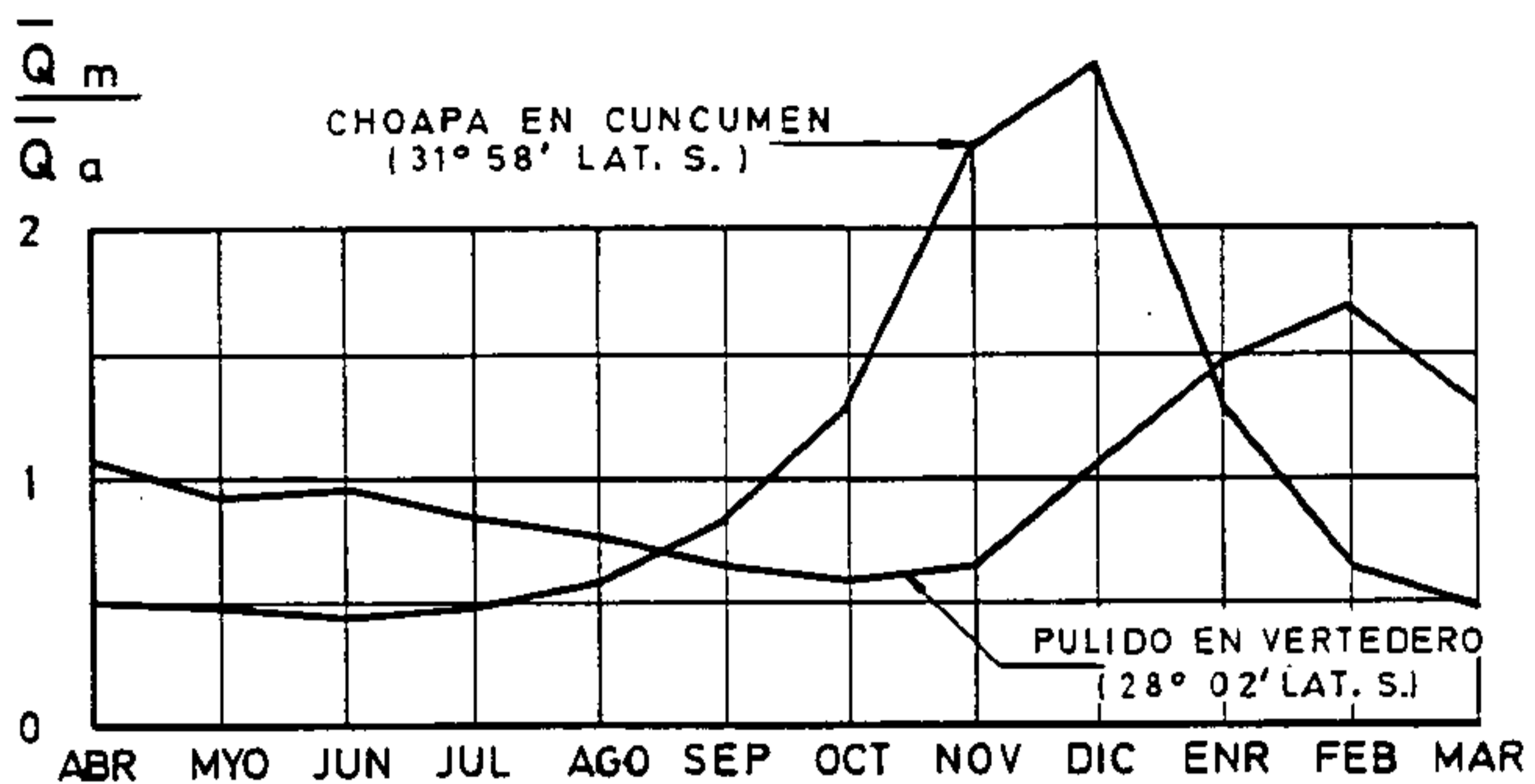


- + ESTACION CON H  $\geq$  1000 m.s.n.m.
- ESTACION CON H  $<$  1000 m.s.n.m.

# LAMINA N° 8

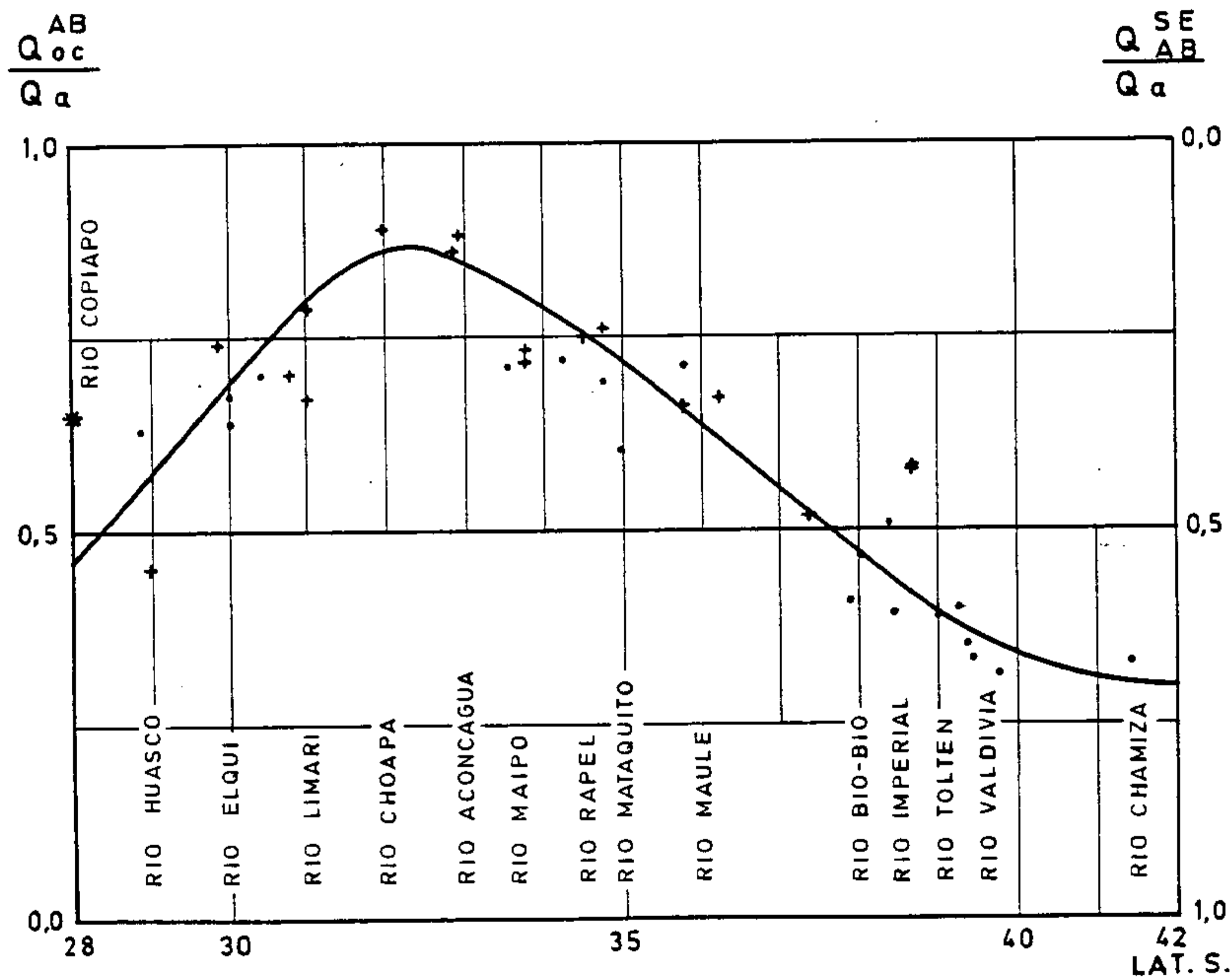
## CUENCAS CORDILLERANAS

VARIACION PORCENTUAL DEL CAUDAL MEDIO ANUAL EN FUNCION DE LA LATITUD



## LAMINA N° 9 CUENCAS CORDILLERANAS

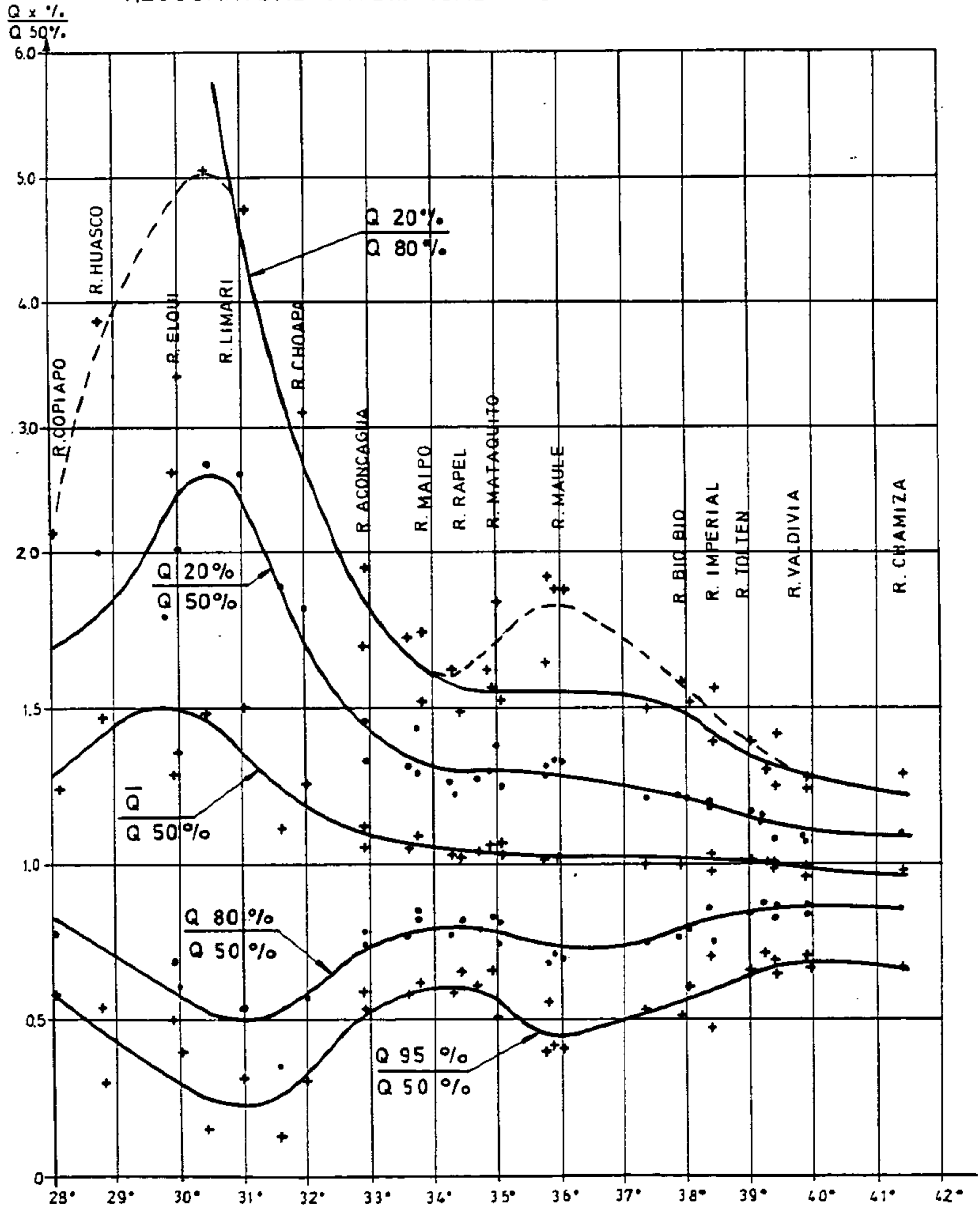
PORCENTAJE DEL VOLUMEN ESCURRIDO EN EL PERIODO  
PLUVIAL (AB-SE) Y EN EL ESTIAJE Y/O DESHIELO (OCT.-MZO.)



- + ESTACION CON  $H \geq 1000$  m.s.n.m.
- ESTACION CON  $H < 1000$  m.s.n.m.



LAMINA N° 10  
 CUENCAS CORDILLERANAS  
 REGULARIDAD INTERANUAL DEL CAUDAL MEDIO ANUAL



## B I B L I O G R A F I A

---

1. H. Fuenzalida P.- Climatología de Chile. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas U. de Chile. 1971.
2. IPLA-DGA.- Balance hidrológico nacional desde la III a la X Región. 1983 y 1984.
3. Asociación de Ingenieros de ENDESA. Los Recursos de Agua en Chile y su utilización en la generación de energía eléctrica 1974.
4. L.Court, A.Benítez, C.Maturana. El problema del agua en Chile 1971.

REGIMEN DE VARIABILIDAD DEL ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL  
DE RIOS ANDINOS

María I. Menegazzo de García \*  
Juan L. Minetti \*  
Martha C. Carletto \*\*

\* Centro de Investigaciones Regionales de San Juan (CIRSAJ)  
\*\* Universidad Nacional de San Juan (UNSJ)

RESUMEN

En este trabajo se analiza la variabilidad interanual de los escurrimientos superficiales de ríos andinos en función de la latitud. Se discuten también las posibles causas de la desigualdad de ésta en cuencas vecinas, donde a veces, se observan comportamientos netamente diferenciados.

Bajo la suposición de que las actividades antropogénicas no hayan afectado al sistema de la cuenca, la variabilidad interanual de los caudales sería una función intrínseca de la variabilidad climática en forma directa o indirecta. Por ello se menciona un esquema conceptual de variabilidad de los caudales como función de las condiciones naturales y antropogénicas.

Debido a que la fluctuación, a lo largo del tiempo, de la criósfera como función climática, actúa regulando el régimen aperiódico de los caudales de ciertos ríos de la zona andina, en este estudio se infieren también algunos efectos de interacción indirecta del clima, a través de la criósfera, sobre los caudales en situaciones anormales de sequía en el piso superior de la cordillera.

## ABSTRACT

The latitudinal variation of the runoff interannual variability of andean rivers is analyzed.

The well differentiated behaviour of nearby basins is discussed.

The variability is supposed to be function of natural and antropogenic conditions. If the basin has not been affected by antropogenic activity, the runoff interannual variability is considered as caused by climatic variations.

The indirect effect of the climate, though the criosphere on the runoff during abnormal situations, as a drought on the upper mountain range, is analyzed.

## REGIMEN DE VARIABILIDAD DEL ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL DE LOS RIOS ANDINOS

María I. Menegazzo de García, Juan L. Minetti (CIRSAJ)  
Martha C. Carletto (UNSJ)

### INTRODUCCION

El análisis de la variabilidad interanual aperiódica de los escurrimientos superficiales, es de considerable importancia, no sólo a los efectos del planeamiento del uso y regulación del agua (Consejo Federal de Inversiones, 1969), sino también a los efectos del estudio de la variabilidad climática sobre la región andina. Esto se debe a que la falta de información climatológica en la región hace que se utilice el caudal de los ríos como un parámetro integrador de las condiciones climáticas de una región (Menegazzo de García y Radicella, 1982) (Minetti y otros, 1984).

Todo proyecto del uso del recurso hídrico cordillerano debería incluir un análisis de esta naturaleza que puede enfocarse desde el punto de vista probabilístico como en este estudio (Benítez y King, 1977) (Yevjevich, 1972), o analizando las series temporales de los caudales como el resultado de un proceso estocástico (Yevjevich, 1972).

El análisis de la variabilidad de los ríos andinos en una transecta Norte-Sur sobre el sector chileno, fue presentado por Benítez y King (1977), en tanto que un análisis de la variabilidad de las precipitaciones invernales en una transecta Norte-Sur en la República de Chile, íntimamente vinculado con los procesos nivales del piso superior de la cordillera (Menegazzo de García y Radicella, 1982) fue analizado por Frick (1977).

Otros autores, Hoffmann (1969), Vargas, Colqui, Benítez, Madril y Vallejos (1977), hacen consideraciones sobre la componente de la variabilidad de largo

período en trabajos anteriores, con motivo de la aguda crisis que ocasionó en la región andina la sequía del período 1968-72.

Suponiendo que las actividades antropogénicas no hayan afectado significativamente en forma directa al sistema de la cuenca, la variabilidad interanual de los escurrimientos superficiales sería una función intrínseca de la variabilidad climática (Vargas, 1977).

En este estudio se analiza la variabilidad interanual de los caudales de la región andina central y se buscan las causas de los distintos comportamientos en las diferentes cuencas de la región (Menegazzo de García y otros, 1983).

## MATERIALES Y METODOS

Los datos utilizados del escurrimiento superficial mensual y anual, corresponden a las estadísticas fluviométricas de la República Argentina (Agua y Energía Eléctrica, 1981) de la cual se seleccionaron las series temporales más extendidas, aptas para la investigación hidroclimatológica (Minetti y Radicella, 1983) de la zona andina delimitada en la figura 1 del trabajo anterior (Menegazzo de García y otros, 1983).

TABLA I

Río	Est.de Aforo	Lat.	Long.	Altura s.n.m (m)	Años con Observaciones
JACHAL	Pachimoco	30°13'	68°50'	1160	1921-80 {sin ob. 1928-35
SAN JUAN	La Puntilla	31°31'	68°38'	715	1909-1980
DE LOS PATOS	La Plateada	31°53'	69°41'	1900	1909-1980
MENDOZA	Usina Cacheuta	33°01'	69°07'	1238	1909-1980
TUNUYAN	Valle de Uco	33°47'	69°15'	1200	1909-80 {sin ob. 1923-26
DIAMANTE	Los Reyunos	34°34'	68°34'	850	1917-77 {sin ob. 1926-37
ATUEL	La Angostura	35°01'	68°52'	1200	1906-1980
COLORADO	Pichi Mahuida	38°50'	64°50'	122	1918-1980
NEUQUEN	Paso de los Indios	38°32'	69°25'	500	1903-1980
LIMAY	Paso Limay	40°32'	70°26'	538	1903-1980

A las series de cuencas vecinas se las ha sometido a un análisis de homogeneidad relativa (W.M.O., 1979) antes de obtener los estadísticos usados en el

análisis. Se utilizó también la información pluviométrica de la República de Chile (CORFOP, 1969), para un análisis similar al realizado con los caudales.

TABLA II

Estación	Lat.	Long.	Años con Observaciones
ANTOFAGASTA	23°26'	70°28'	1904-1968
POTRERILLOS	26°30'	69°27'	1919-1968
COPIAPO	27°21'	70°21'	1987-1968
CHAÑARAL	26°21'	70°42'	1926-1968
LA SERENA	29°54'	71°15'	1869-1968
ILLAPEL	31°76'	71°11'	1914-1965
SAN FELIPE	32°45'	70°44'	1881-1968
SAN FERNANDO	34°35'	71°00'	1886-1967
TALCA	35°26'	71°40'	1869-1963
CHILLAN	36°36'	72°26'	1884-1968
CONTULMO	38°02'	73°13'	1901-1968
PUERTO OCTAY	40°59'	72°52'	1919-1968
ISLA GUAFO	43°34'	74°45'	1908-1968
CABO RAPER	46°50'	75°35'	1914-1968

Los parámetros estadísticos coeficiente de variación, sesgo, coeficiente de variabilidad y deciles utilizados son los mismos que fueron obtenidos en Menegazzo de García y otros (1983). Se estimaron además, en el caso de la variabilidad de las precipitaciones pluviales en una transecta Norte-Sur en la República de Chile, los mejores ajustes de ésta con la latitud.

Por otra parte se ha usado un ajuste cuadrático para la relación entre los caudales de los ríos San Juan y Mendoza y se ha analizado la marcha estacional de los caudales clasificados en situaciones de sequía para ambos ríos, partiendo de la clasificación de extremos sugerida por Bolognese (1971).

## RESULTADOS Y DISCUSION

Se ha partido de los resultados obtenidos por Benítez (1977), sobre la variación latitudinal de la variabilidad interanual de los caudales medios anuales de los ríos andinos, en Chile, figura 1.

En la misma se observa un aumento de la variabilidad y del sesgo en las dis

tribuciones de frecuencia de los flujos en la dirección Sur-Norte, al pasar de la región de clima húmedo hacia la de clima árido, correspondiente a los climas de bosque templado y desierto, respectivamente (Walter , 1977).

Se realizó el mismo tipo de análisis en la vertiente oriental de la cordillera sobre el sector argentino, utilizando los valores de los caudales de los ríos de la región, como se muestra en la figura 2. En ella se han graficado, en la parte inferior, las relaciones interdecílicas como coeficientes adimensionales, y en la parte superior, a los estadísticos: coeficiente de variación, sesgo y coeficiente de variabilidad, estimados según los detalles del cuadro adjunto a la figura. Se puede apreciar un aumento de la variabilidad y de sesgo, en la dirección Sur-Norte, para los caudales de los ríos andinos en la vertiente oriental, idéntica a la encontrada por Benítez (1977) para la occidental, con algunas singularidades. Estas son que, en la vertiente argentina no se observa una brusca disminución de la variabilidad entre los caudales de los ríos de Mendoza y de Neuquén, como ocurre en esas mismas latitudes en la vertiente occidental (fig. 1).

En la vertiente oriental se observa una brusca disminución del sesgo entre los ríos Diamante y Atuel, conservándose luego hasta el río Neuquén, para cambiar de signo (de positivo a negativo) en el río Limay. Esto hace que la relación adimensional entre los deciles tres y uno, comparados con el decil cinco, fig. 2 parte inferior, produzca una diferencia notable con lo observado en la fig. 1.

En la parte superior de la fig. 2 puede notarse que, si bien el coeficiente de variabilidad interanual definido como  $\frac{Q_{\text{máx}} - Q_{\text{mín}}}{\bar{Q}}$  crece gradualmente de Sur a Norte, la mayor diferencia entre cuencas vecinas está dada entre las del río Mendoza y San Juan, pasando de una relación de 1.81 en el primero a 3.14 en el segundo, si se toman para éste los valores que corresponden a la estación de aforo de La Puntilla (3.20 para el km 47 y 3.58 para La Plateada).

Esta alta variabilidad interanual del escurrimiento superficial, es la típica respuesta de los ríos cuyas cuencas pertenecen a un régimen de clima desértico. Comparativamente, en la Argentina, sólo el 13% de los ríos medidos responden a este tipo de variabilidad, incluyéndose en este porcentaje el San Juan y el Jáchal. En el análisis de la fig. 2 se ha excluido a este último por tener una serie de datos muy interrumpida. Debido a este carácter del régimen de los ríos San Juan y Jáchal, cuya variabilidad interanual (coeficiente de variabilidad) es prácticamente el doble que la del Mendoza, se hace imprescindible regular el escurrimiento de los primeros por medio de adecuadas obras hidráulicas.



El elemento climático de mayor peso en la variabilidad del escurrimiento superficial es, fundamentalmente, la precipitación sólida invernal, que cae en el piso superior de la cordillera (Hoffmann y Ereño, 1976). Esta se convierte en agua líquida, para el escurrimiento superficial, en el período cálido de primavera-verano, por medio de la energía útil del sistema (balance de radiación, calor sensible, etc.) (Menegazzo de García y otros, 1984), de cuya variabilidad depende, también, la del escurrimiento superficial. De la interacción de variabilidad de estos dos elementos (precipitación y energía útil) tenemos como resultado la principal variabilidad del escurrimiento superficial.

Existen otras componentes geofísicas que contribuyen a la variabilidad, que se deben a la fluctuación con el tiempo de la criósfera, a la variación de los aportes de agua subterránea y a otros procesos de menor orden de magnitud.

Existen además, dos componentes de varianza que pueden ser importantes. Una debida a la acción antropogénica en la cuenca, mediante la realización de obras hidráulicas que producen regulación y/o modificación del espectro de la variabilidad, uso de la tierra, etc. Otra, que es consecuencia de errores en la medición o en los métodos de observación en el período considerado para el análisis y a variaciones que responden a causas no previstas. Se estima que el efecto antropogénico en las series tratadas no es relevante.

Un análisis previo de homogeneidad relativa, realizado entre todos los ríos de cuencas vecinas y con énfasis en los de mayor variación longitudinal de la variabilidad, como son los ríos San Juan y Mendoza, destaca que los errores probables en la medición o métodos de observación no afectan significativamente a las series.

Para buscar una explicación sobre el aumento de variabilidad de los caudales de los ríos andinos en la dirección Sur-Norte, como se observa en ambas pendientes cordilleranas (figs. 1 y 2) se analiza el comportamiento de la variabilidad de las precipitaciones de régimen mediterráneo en Chile, para una misma transecta. Para ello se usaron los resultados de Menegazzo de García y Radicella, 1982, donde se muestra la homogeneidad que existe entre la pluviosidad de las dos vertientes.

Las figuras 3 y 4 muestran la variación latitudinal del coeficiente de variabilidad, sesgo, coeficiente de variación y relación interdecílica adimensional de las series de precipitación en la República de Chile, en una transecta Norte Sur. En ellas se confirman resultados anteriores (Barry y Chorley, 1972) (Mintti y Sierra, 1983) sobre el aumento de variabilidad y sesgo, en las distribuciones de frecuencia, cuando se explora una transecta en la dirección de los climas perhúmedos a los semiáridos y áridos. De estas figuras se infiere, que es

altamente probable un comportamiento similar en los caudales, debido a la varia bilidad de su componente principal, la precipitación.

Este hecho, sin embargo, no explica el brusco cambio del coeficiente de va- riabilidad en los escurrimientos superficiales para cuencas vecinas, como lo son las de los ríos Mendoza y San Juan.

Para analizar este fenómeno se han relacionado los caudales anuales de ambos, según se observa en la figura 5, ajustándolos mediante una relación cuadrática, según se ve en la misma. Si bien este ajuste no mejora sensiblemente el lineal, responde mejor al problema planteado.

De la fig. 5 puede observarse que para caudales elevados del río Mendoza ( $Q_{Mza} = 92 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) el río San Juan escurre un 63% más de agua ( $Q_{San Juan} = 150 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ )

Esto, en principio, se debería al tamaño de la cuenca colectora del río San Juan, ya explicado por Madril (1977) y Menegazzo de García y otros (1983).

Para caudales medianos ( $Q_{San Juan} = 47.1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) la relación  $\frac{Q_{San Juan}}{Q_{Mendoza}} = 1$  Para caudales relativamente bajos ( $Q_{Mza} = 32 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) el río San Juan escurre un 38% menos ( $Q_{San Juan} = 20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ). Los  $12 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  de módulo medio anual de diferen- cia, en situaciones críticas de escaso escurrimiento, contrastan con la rela- ción invertida en escurrimientos elevados.

En la fig. 5 se adjuntan los caudales clasificados para el río San Juan, in- feriores al decil 1 (10% extremo inferior de la serie) con su correspondiente caudal del río Mendoza, utilizando la clasificación de Bolognese (1971).

En ella se puede observar que, en forma permanente, las situaciones críti- cas de escurrimiento superficial del río San Juan han tenido como contraparti- da, escurrimientos mayores en el río Mendoza con una diferencia media de  $10.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ año}^{-1}$ .

La relación curvilínea de la fig. 5, donde se muestra la variación de rela- ción cuando se agotan los caudales del río San Juan frente a los de Mendoza y la permanente diferencia para situaciones críticas del cuadro adjunto con la no- table disminución de la variabilidad interanual del caudal del río Mendoza com- parado con el San Juan, lleva a inferir la probable existencia de cuerpos gla- ciados que obran de reguladores (Benítez y King, 1977). Esta inferencia no ex- cluye la presencia de cuerpos glaciados importantes en la cuenca del río San Juan, pero sí confirma que la efectividad de los mismos en la regulación inter- anual de los caudales es considerablemente mayor en la cuenca del río Mendoza. Ello estaría indicando la extrema sensibilidad de la cuenca del río San Juan a las fluctuaciones del clima, por la ausencia de una importante criósfera para

la regulación de los caudales en situaciones críticas (Menegazzo de García y otros, 1983).

Como complemento de esta hipótesis se presentan los caudales anuales clasificados por debajo del primer decil para el río San Juan en forma de marcha estacional (en la parte inferior de la figura 6) y su correspondiente del río Mendoza (parte superior de la figura 6). En ella se ha graficado la curva mediana de todas las situaciones, mostrando que en situaciones críticas para el río San Juan, los caudales estacionales del río Mendoza responden en forma semejante a la marcha estacional de la temperatura, infiriéndose con esto que, en forma permanente, existen campos de hielo como nieve o cuerpos glaciados para la licuación; esto se manifiesta hasta en las situaciones más críticas, lo que no ocurre en el río San Juan. En este último caso no sólo está muy atenuada la onda estacional, sino que los caudales estivales son tan bajos que hasta se nota un crecimiento invernal, producto del retardo del escurrimiento subterráneo. Este crecimiento invernal llega a ser, en orden de magnitud de alrededor del 50% de la amplitud de la onda estival y puede deberse a la licuación de hielo en el permafrost o una capa parcial (delgada) de nieve sobre la superficie, por un aumento de la energía disponible del sistema en una cobertura donde no intervino o es escasa la nieve que modifica el albedo (Buck, 1983).

Las figuras 7 y 8 muestran los caudales clasificados y graficados en la fig. 6, como caudales acumulados en un ciclo hidrológico, para los ríos San Juan y Mendoza. En los mismos se han graficado los caudales medianos acumulados (A) y los caudales medianos acumulados para las situaciones extremas (B) y la envoltura crítica inferior, a los efectos de ser tenido en cuenta por los proyectistas.

De la comparación de éstas figuras se puede apreciar que los escurrimientos superficiales acumulados del río Mendoza, no se apartan tan significativamente de la situación mediana normal como lo hacen los del río San Juan. Esto muestra la importancia de situaciones extremas para el segundo.

La curva mediana que modela las situaciones críticas del río Mendoza, conserva en la figura la forma de un sigmoide, típico de la acumulación estacional en el verano. Esta situación está muy atenuada en el río San Juan, de tal manera que el comportamiento acumulado más extremo en función de los meses, es casi una recta. Se aprecia la ausencia de la marcha estacional de la temperatura (calor sensible) como el elemento determinante de la fusión de campos de hielo, infiriéndose con esto, la escasez relativa de los mismos (criósfera) en la cuenca del río San Juan.

Esto podría ser explicado por la disminución de ciertos cuerpos glaciados importantes en este período por retracción glaciaria (Feruglio, 1957), desde los últimos períodos nivales importantes 1914-1926 y 1941-1944.

## CONCLUSIONES

1. En el análisis de los estadísticos utilizados se ha encontrado una semejanza entre el aumento de la variabilidad y del sesgo en los escurrimientos superficiales de los ríos de ambas vertientes cordilleranas. Esta semejanza no es absoluta ya que en la vertiente argentina no se observa una brusca disminución de la variabilidad entre los caudales de los ríos Mendoza y Neuquén, como ocurre en esas mismas latitudes en Chile.
2. El régimen de variabilidad y sesgo de la precipitación en una transecta norte-norte en la República de Chile tiene, en términos generales, el mismo comportamiento que la marcha de la variabilidad de los escurrimientos superficiales en ambas vertientes cordilleranas. Por este motivo, no se justifica el cambio brusco de variabilidad entre las cuencas del río San Juan y Mendoza, de no intervenir otras componentes geofísicas que la regulen.
3. En forma permanente para situaciones críticas de escurrimiento por debajo del primer decil en el río San Juan, el río Mendoza tiene mayor escurrimiento, en promedio  $10.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ año}^{-1}$ . Por el análisis comparativo de la marcha de situaciones clasificadas críticas para los ríos San Juan y Mendoza, se infiere que el aporte de cuerpos glaciados (para la regulación del escurrimiento interanual) en la cuenca del primer río es considerablemente menos efectivo que en la del segundo.
4. En situaciones críticas de bajo escurrimiento estival del río San Juan se observa una onda de crecida invernal retardada (escurrimiento de base) cuya amplitud es del 50% de la crecida estival.
5. Los comportamientos estacionales de los ciclos hidrológicos de los años 1968-1969, 1970-1971 y 1971-1972 se muestran marcadamente diferentes del resto de las situaciones extremas inferiores, debido, probablemente, al agotamiento de algunos cuerpos glaciados tras una prolongada sequía.

## REFERENCIAS

1. AGUA Y ENERGIA ELECTRICA, 1981  
"Estadística Hidrológica hasta 1981", Tomo I: Fluyiometría.  
Buenos Aires, Argentina.
2. BARRY, R.G. y CHORLEY, R.J., 1972  
"Atmósfera, tiempo y clima".  
Ediciones Omega S.A., Casanova 220, Barcelona 11, España.

3. BENITEZ, A.G., 1977  
"Análisis probabilístico de la variación de la precipitación de Santiago a lo largo del tiempo".  
Jornadas del Agua y el futuro regional de Mendoza, Mendoza, Argentina.
4. BENITEZ, A.G. y KING, F.H., 1977  
"El ecosistema chileno: comportamiento del ciclo hidrológico en el centro de Chile".  
Jornadas del Agua y el futuro regional de Mendoza, Mendoza, Argentina.
5. BOLOGNESE, E.C.C., 1971  
"Análisis de criterios para clasificar totales mensuales de precipitación aplicados a series de la República Argentina".  
METEOROLÓGICA, Vol.II, N°1, 2 y 3, Buenos Aires, Argentina.
6. COLQUI, B.S., 1977  
"Consideraciones glaciológicas sobre la zona andina cuyana".  
Jornadas del Agua y el futuro regional de Mendoza, Mendoza, Argentina.
7. CONSEJO FEDERAL DE INVERSIONES - CEPAL, 1969  
"Los recursos hidráulicos en Argentina", 1° Parte.  
Buenos Aires, Argentina
8. CONSEJO FEDERAL DE INVERSIONES - CEPAL, 1969  
"Los recursos hidráulicos en Argentina", 2° Parte.  
Buenos Aires, Argentina.
9. COORPORACION DE FOMENTO DE LA PRODUCCION (CORFOP), 1969  
Departamento de Recursos Hidráulicos, Chile.
10. FRICK, G., 1977  
"Distribución de las lluvias en Chile durante los últimos 46 años".  
Jornadas del Agua y el futuro regional de Mendoza, Mendoza, Argentina.
11. HOFFMANN, J., 1969  
"Pronósticos del tiempo a largo plazo". 2° Parte.  
Primeras Jornadas de Nivoglacialogía, Mendoza, Argentina.
12. HOFFMANN, J. y EREÑO, E., 1976  
"Régimen de precipitaciones de la Cordillera Central".  
Departamento de Geografía, UBA, Buenos Aires, Argentina.
13. MADRIL, F.R., 1977  
"La probable causa de la disminución de caudales en los ríos cuyanos".  
Jornadas del Agua y el futuro regional de Mendoza, Mendoza, Argentina.
14. MENEGAZZO de GARCIA, M.I. y RADICELLA, S.M., 1982

- "Variación climático-hidrológica en la región cordillerana andina".  
METEOROLOGICA, Vol.13, N°1, julio 1982, Buenos Aires, Argentina.
15. MENEGAZZO de GARCIA, M.I., MINETTI, J.L. y CARLETTO, M.C., 1983  
"Régimen estacional del escurrimiento superficial de los ríos andinos",  
Parte I.  
Inédito.
16. MINETTI, J.L., RADICELLA, S.M., MENEGAZZO de GARCIA, M.I. y SAL PAZ, J.C.,  
1983  
"La actividad anticiclónica y las precipitaciones en Chile y en la zona  
cordillerana central".  
Revista GEOFISICA, IPGH (OEA), México.
17. MINETTI, J.L. y RADICELLA, S.M., 1983  
"Información hidroclimatológica de la zona árida argentina".  
Informe Técnico N°2, Centro de Investigaciones Regionales de San Juan  
(CIRSAJ)(CONICET), San Juan, Argentina.
18. MINETTI, J.L. y SIERRA, E.M., 1983  
"La expansión agrícola en el Este de Tucumán y el diagnóstico climático".  
1° Simposio de la "Meteorología en el Ambito Agrario", Sociedad Científica  
Argentina, noviembre 1982, Buenos Aires, Argentina.
19. VALLEJOS, R.M., 1977  
"Estudios nivológicos en Los Andes cuyanos".  
Jornadas del Agua y el futuro regional de Mendoza, Mendoza, Argentina.
20. VARGAS, W.M., 1977  
"Variaciones aperiódicas de las precipitaciones en período largo".  
Jornadas del Agua y el futuro regional de Mendoza, Mendoza, Argentina.
21. WALTER, H., 1977  
"Zonas de vegetación y clima".  
Ediciones Omega S.A., Casanova 220, Barcelona, España.
22. WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (W.M.O.), 1979  
"Climate change".  
Nota Técnica N°79, Ginebra, Suiza.
23. YEVJEVICH, V., 1972  
"Probability and Statistics in Hydrology".  
Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado, USA.
24. YEVJEVICH, V., 1972  
"Stochastic Processes in Hydrology".  
Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado, USA.

Figura 1

REGULARIDAD INTERANUAL DE LOS CAUDALES MEDIOS ANUALES EN FUNCION DE LA LATITUD.  
(SEGUN A. BENITEZ G.)

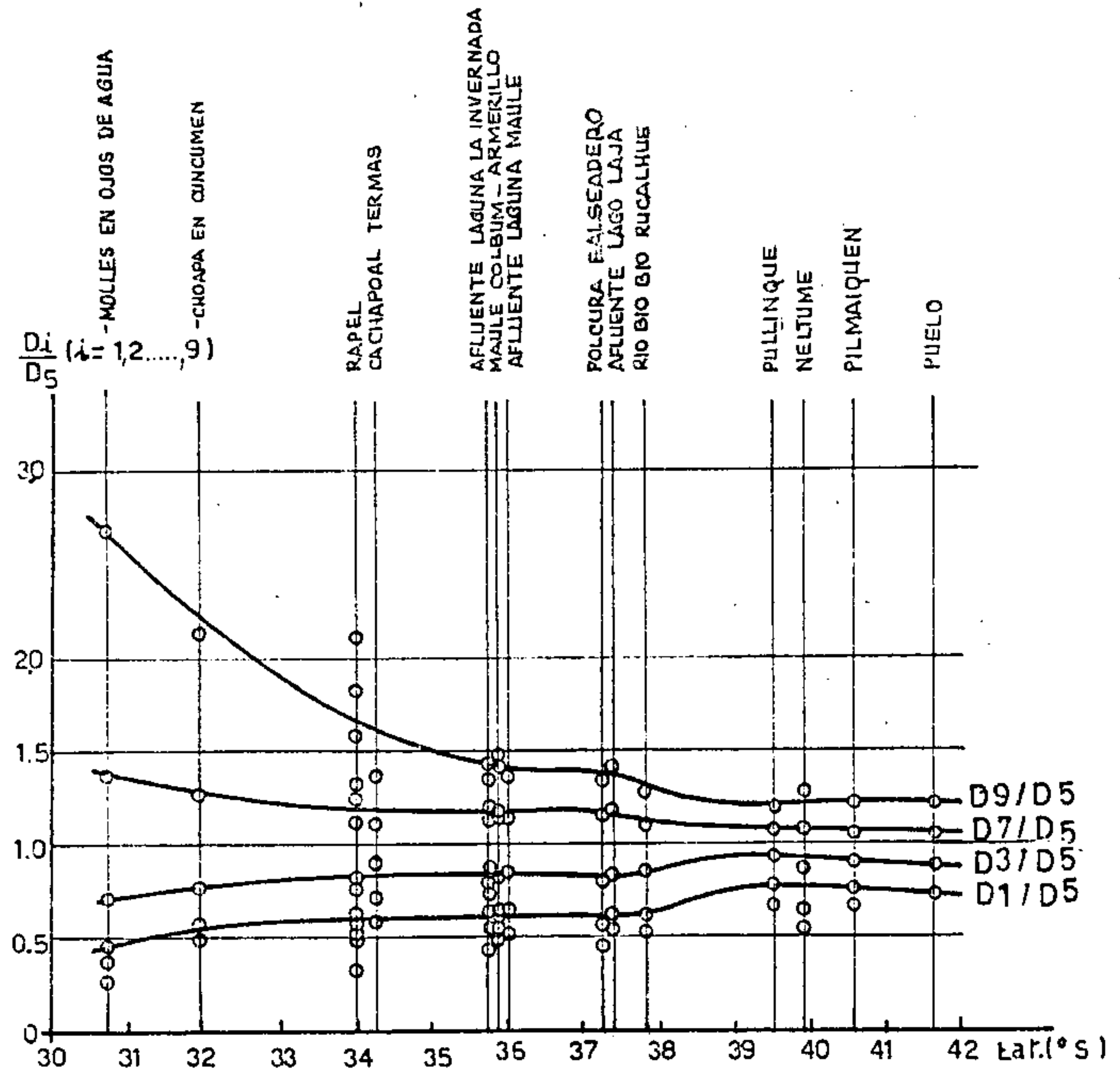


Figura 2

Comportamiento de la variabilidad y sesgo (arriba), ajustado con rectas y distribución de frecuencias (abajo), de los escurrimientos superficiales anuales de ríos andinos en una transecta sur-norte (a mano alzada)

$$\text{coef. variabilidad} = \frac{Q_{\text{MAX}} - Q_{\text{MIN}}}{\bar{Q}}$$

$$\text{coef. variación} = \frac{S}{\bar{Q}}$$

$$\text{sesgo} = \frac{E^3}{S^3}$$

REFERENCIAS

x -----

• —————

• - - - - -

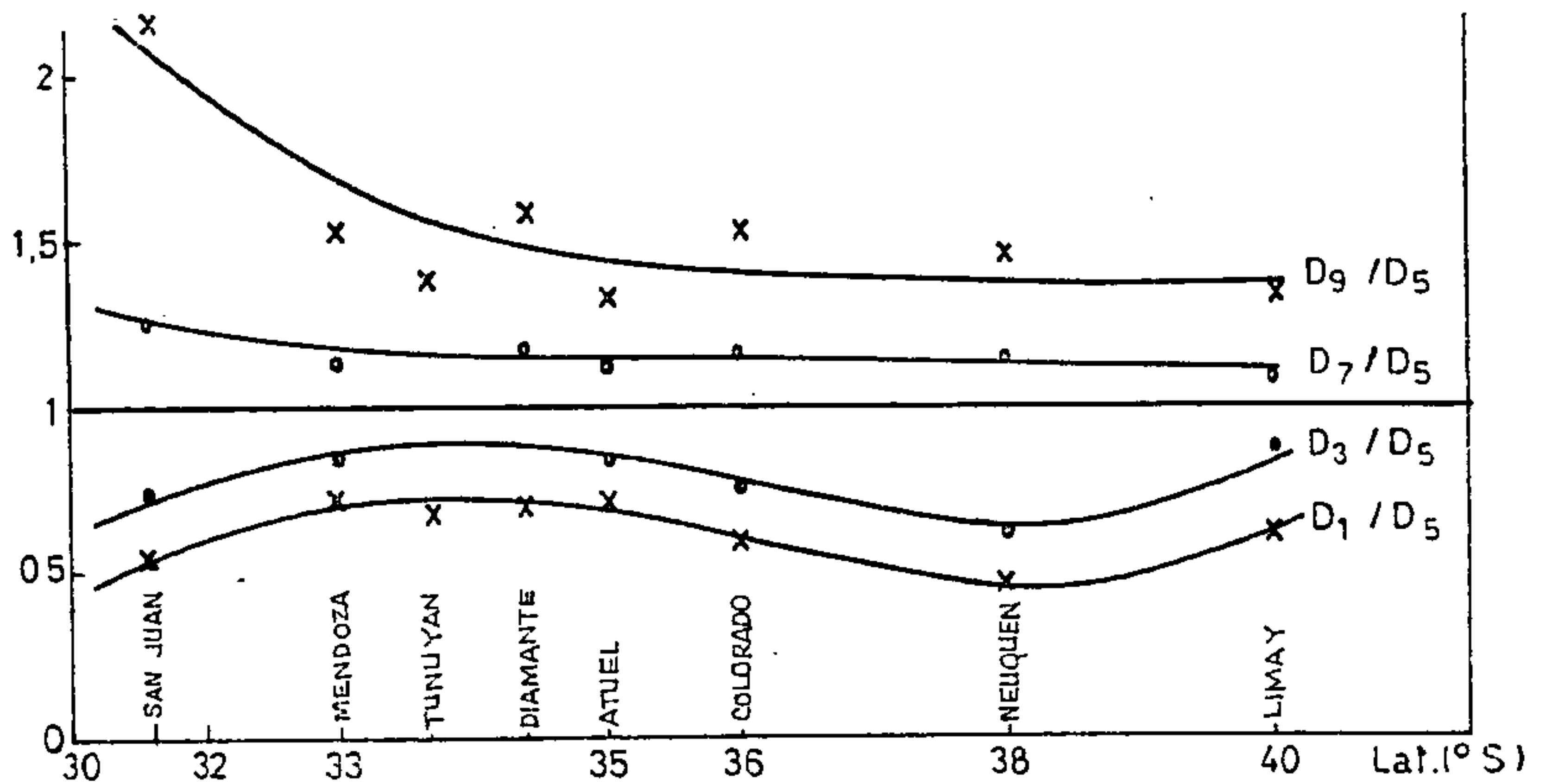
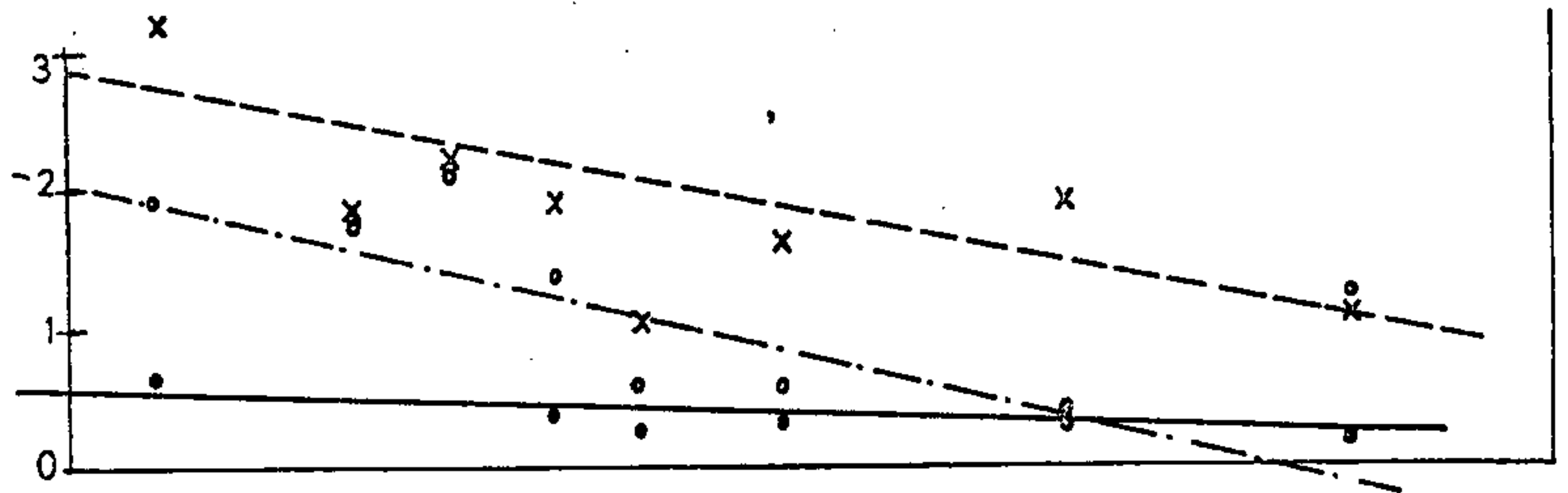


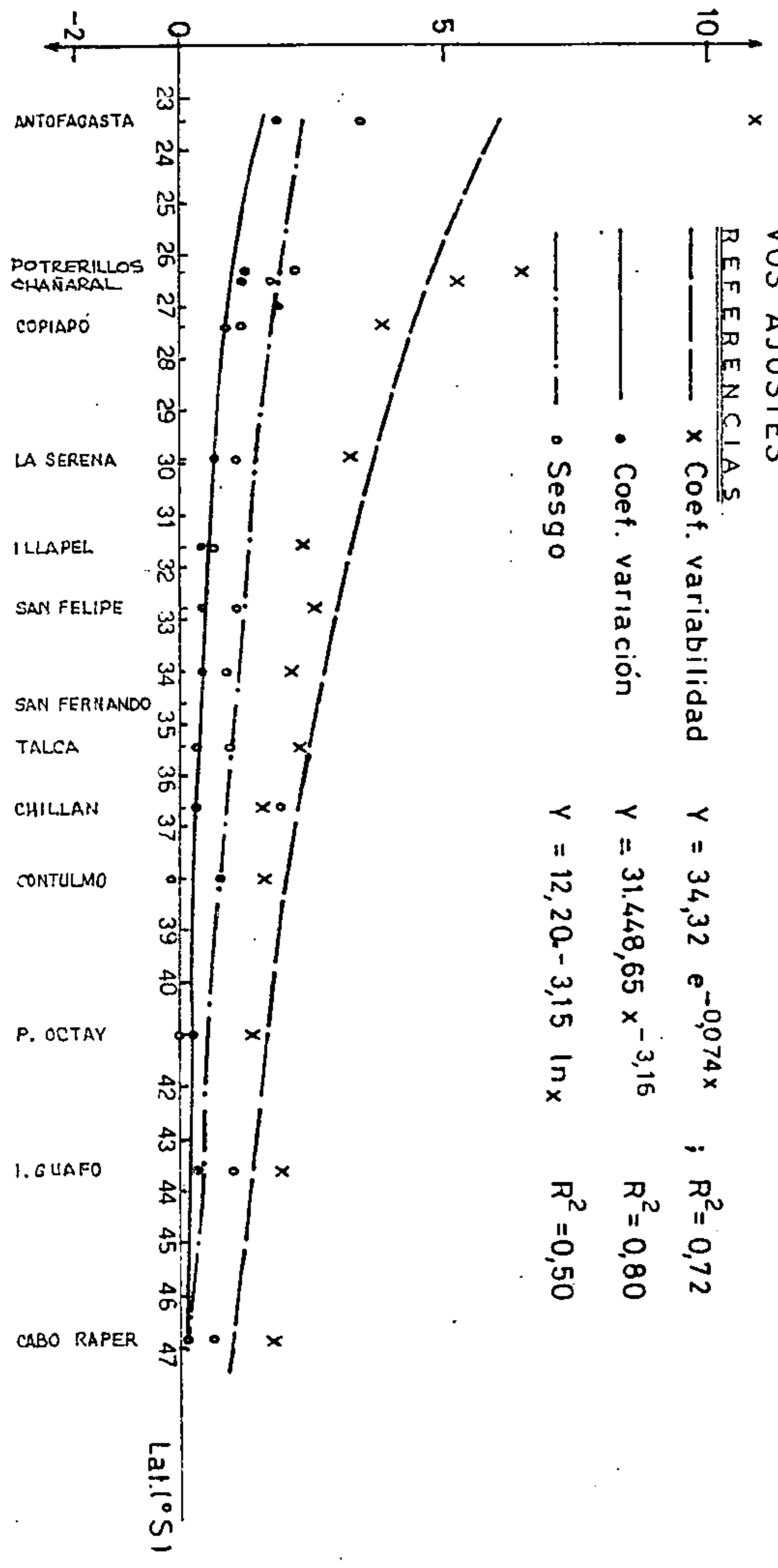


Figura 3

COMPORTAMIENTO DE LA VARIABILIDAD Y SESGO DE LAS PRECIPITACIONES ANUALES EN CHILE EN UNA TRANSECTA SUR-NORTE CON SUS RESPECTIVOS AJUSTES

REFERENCIAS

- x Coef. variabilidad  $Y = 34,32 e^{-0,074x}$  ;  $R^2 = 0,72$
- • Coef. variación  $Y = 31,448,65 x^{-3,16}$   $R^2 = 0,80$
- • Sesgo  $Y = 12,20 - 3,15 \ln x$   $R^2 = 0,50$



COMPORTAMIENTO DE LAS DISTRIBUCIONES DE FRECUENCIA DE LAS PRECIPITACIONES EN CHILE PARA UNA TRANSECTA SUR-NORTE

Figura 4

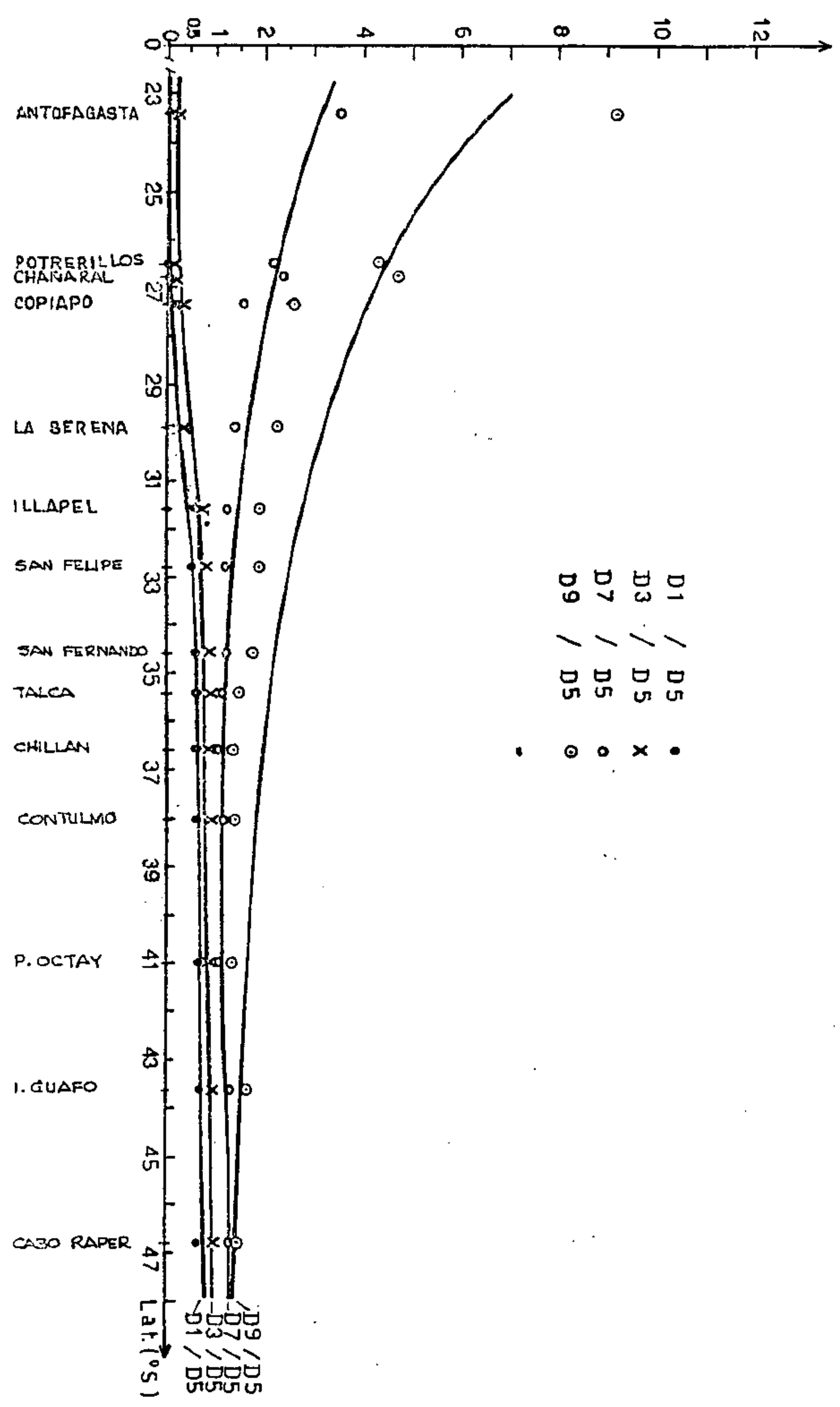


Figura 5  
 VINCULACION ENTRE LOS ESCURRIMIENTOS SUPERFICIALES ANUALES  
 DE LOS RIOS SAN JUAN Y MENDOZA

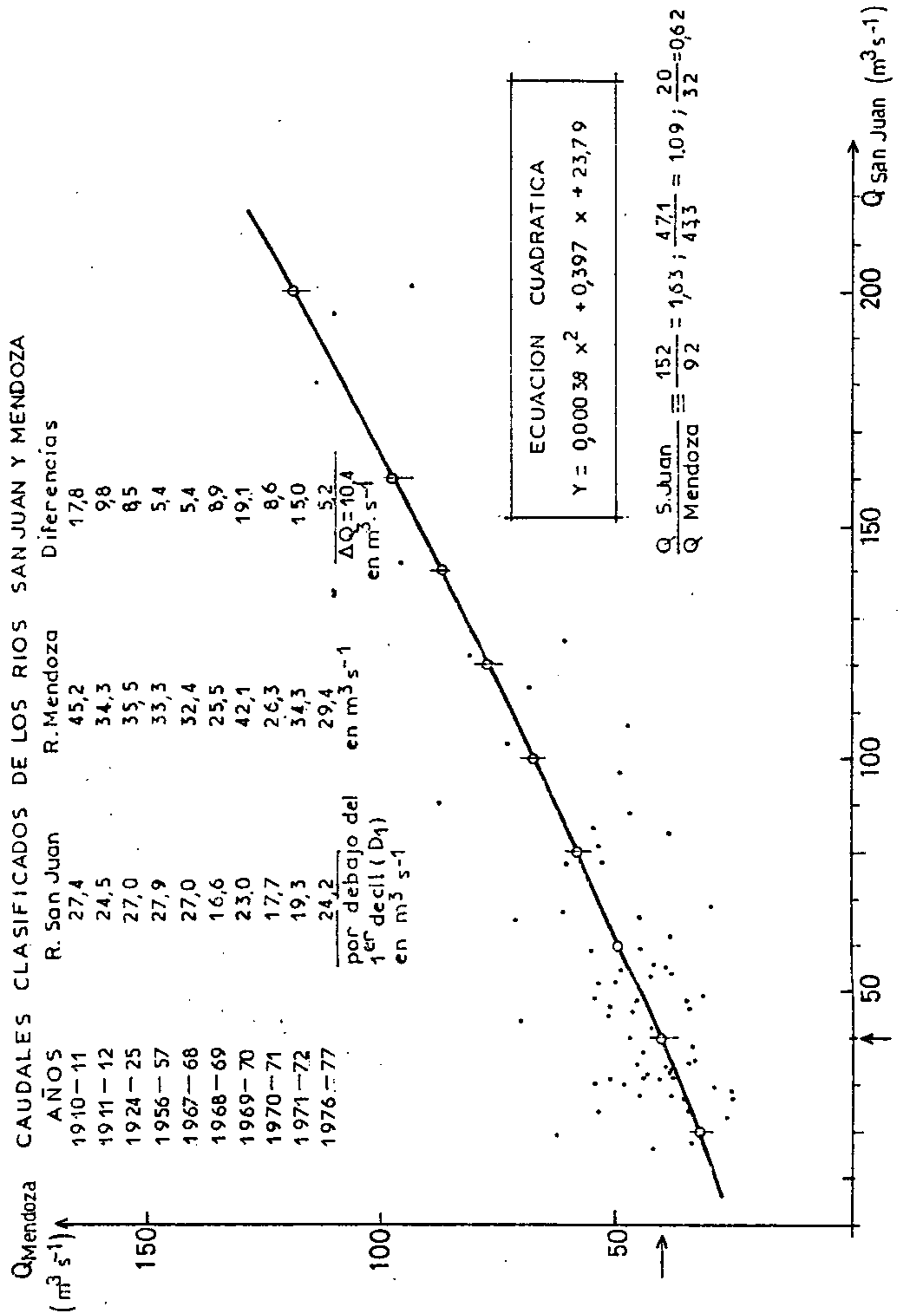


Figura 6

MARCHA ESTACIONAL DE CAUDALES CLASIFICADOS Y CONDICION MEDIANA DE LAS SITUACIONES EXTREMAS INFERIORES DEL RIO SAN JUAN POR DEBAJO DEL PRIMER DECIL DE LAS DISTRIBUCIONES DE FRECUENCIAS

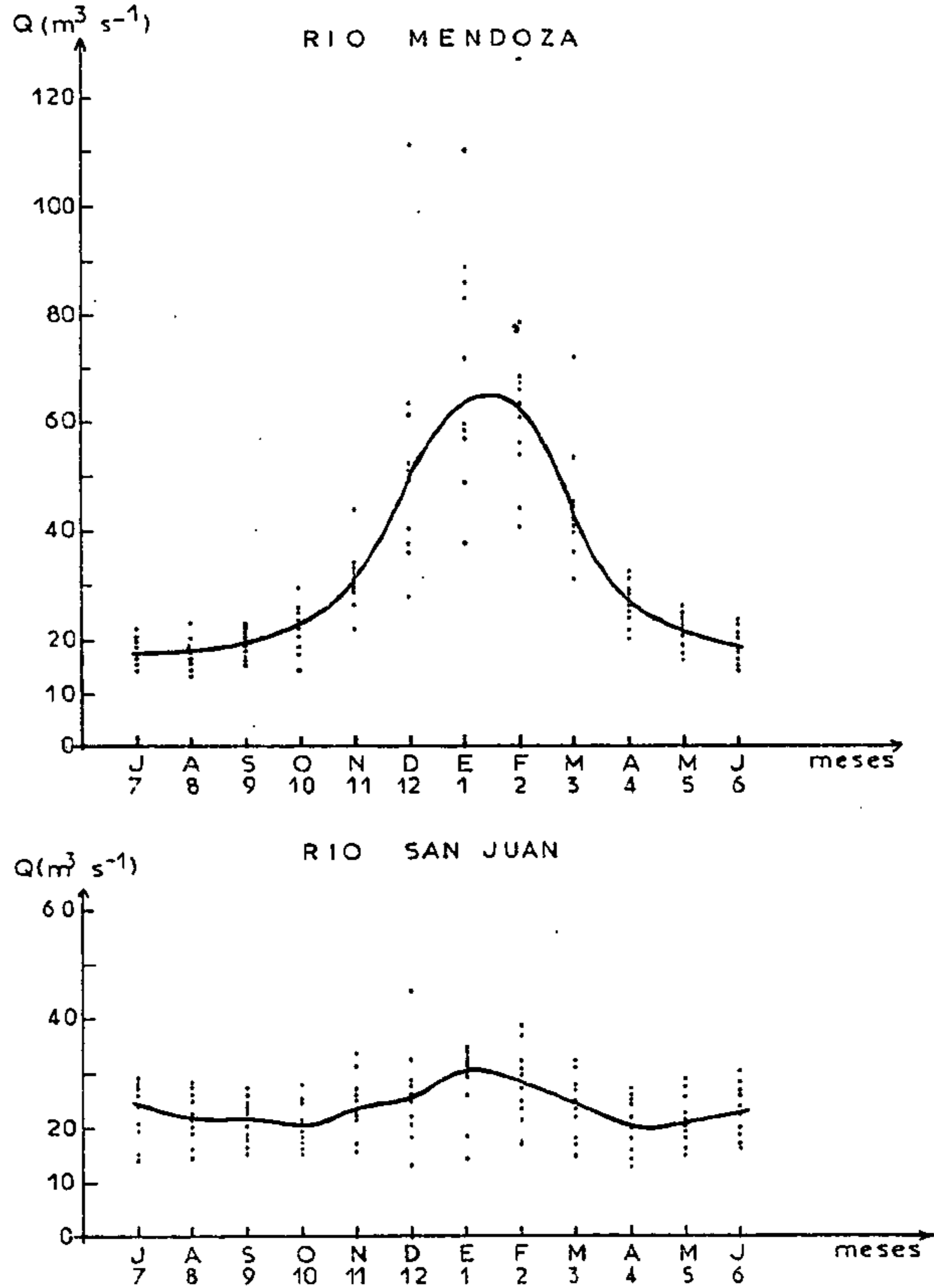


Figura 7

MARCHA ESTACIONAL DE DERRAMES MENSUALES CLASIFICADOS ACUMULADOS POR DEBAJO DEL 1<sup>er</sup> DECIL DE LAS DISTRIBUCIONES DE FRECUENCIAS DEL RIO MENDOZA PARA SITUACIONES EXTREMAS DEL RIO SAN JUAN

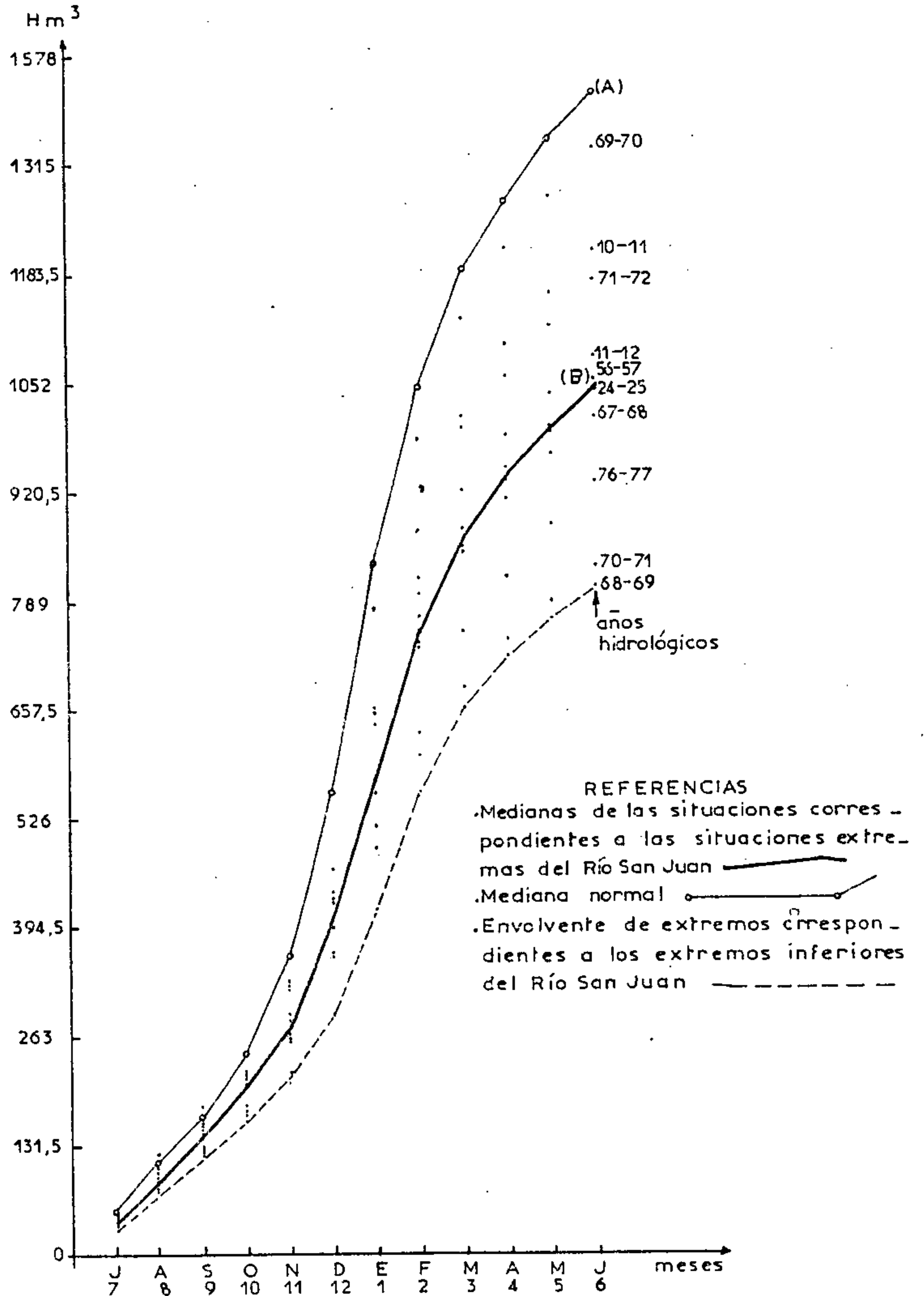
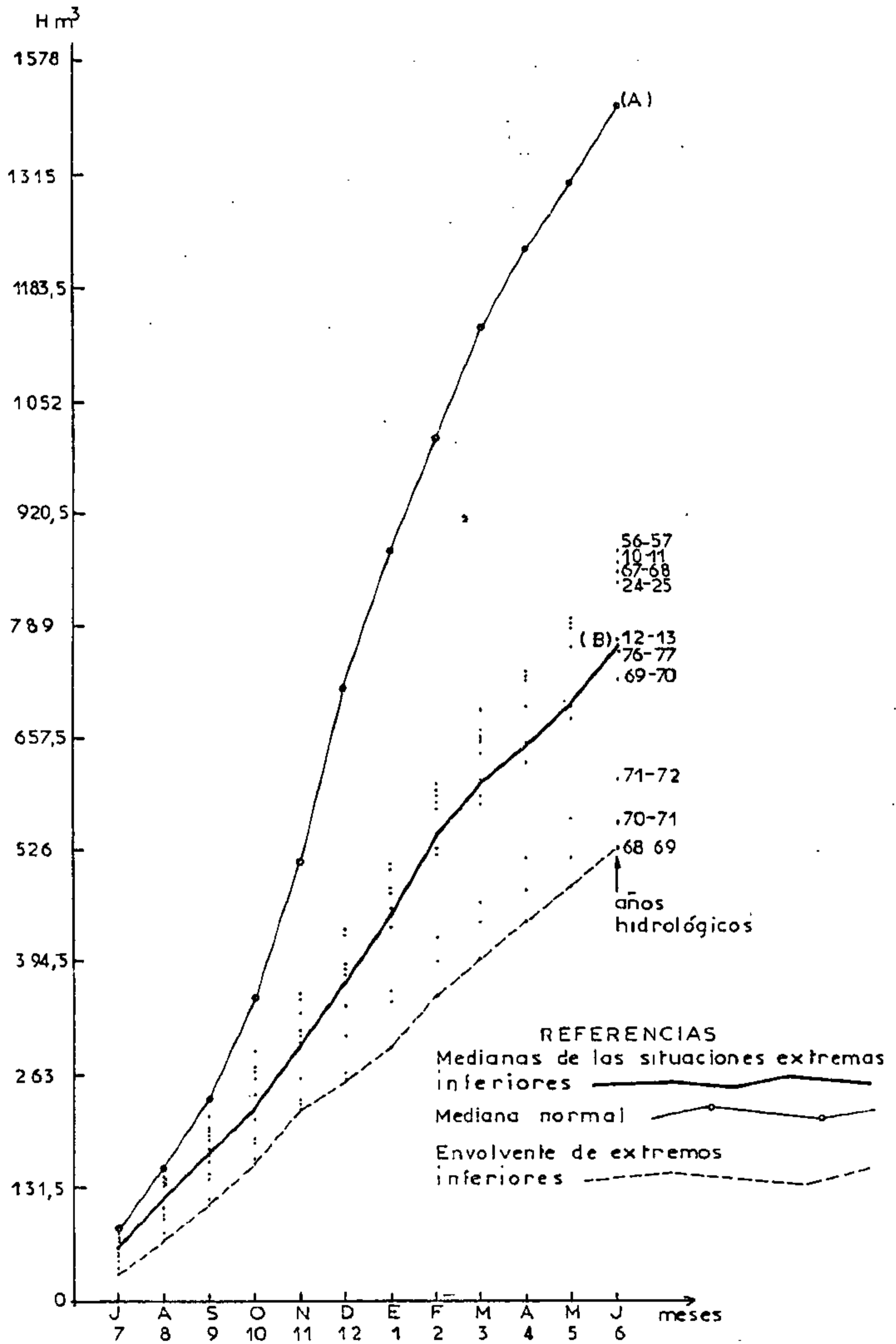


Figura. 8  
 MARCHA ESTACIONAL DE DERRAMES MENSUALES CLASIFICADOS  
 ACUMULADOS POR DEBAJO DEL 1er DECIL DE LAS DISTRIBUCIONES  
 DE FRECUENCIAS DEL RÍO SAN JUAN



PROGRAMA HIDROLOGICO INTERNACIONAL  
JORNADAS DE HIDROLOGIA DE NIEVE Y HIELOS  
EN AMERICA DEL SUR

PRODUCCION DE SEDIMENTO  
EN CUENCAS ANDINAS DE CHILE

Luis Ayala R., Ph.D. (1)

Alejandro López A. (1)

Kricor Bzdigian K. (2)

RESUMEN

En el presente trabajo se estudia y caracteriza la producción de sedimento en cuencas andinas haciendo uso de la información existente en estaciones sedimentométricas que controlan las hoyas superiores del territorio continental de Chile, comprendido entre las latitudes 26° y 37° Sur.

Los resultados del estudio permitieron caracterizar la producción de sedimentos en cuencas de régimen nival y mixto, poniendo de manifiesto la incidencia del deshielo en la producción sedimentológica, la relación existente entre gastos y caudales líquidos, y la influencia de parámetros fisiográficos, como la altura nival media, en el fenómeno en estudio.

- 
- (1) Profesores e Investigadores. Centro de Recursos Hidráulicos, Depto. Ing. Civil. U. de Chile.
- (2) Memorista. Centro de Recursos Hidráulicos, Depto. Ing. Civil, U. de Chile.

## 1. Introducción

La caracterización sedimentológica y la evaluación de la producción de sedimento en una cuenca, reviste importancia tanto en los aspectos particulares relacionados con la ingeniería civil como con aquellos de carácter más amplio, asociados con el manejo y preservación de recursos naturales.

Para la cuantificación de las cargas de sedimento producto de los procesos de erosión de cuencas, es necesario disponer de información sedimentométrica y fluviométrica en diversos puntos de control en las mismas. La información básica la constituye el muestreo de sedimento en suspensión en estaciones o puntos de control sedimentométrico, y el análisis de filtrado y calcinado de las muestras en laboratorio.

En Chile existe una red sedimentométrica que data en su mayor parte de mediados y fines de la década del 60 la cual cubre una importante proporción de la zona central del territorio continental. Las estaciones que conforman esta red se concentran de preferencia en la cabecera de los valles y controlan cuencas que se desarrollan en parte en la Cordillera de Los Andes y en parte en el Valle Central. Operan esta red, la Dirección General de Aguas del Ministerio de Obras Públicas (DGA-MOP) y la Empresa Nacional de Electricidad (ENDESA).

A través del tiempo de operación de la red nacional se ha ido conformando un banco de datos sedimentométricos que configura un valioso antecedente el cual ha sido utilizado generalmente sólo en estudios o proyectos específicos, llevados a cabo a nivel local en cada cuenca. Hasta ahora no se ha intentado hacer uso integral de esta información para caracterizar los fenómenos sedimentológicos a nivel regional.

El trabajo que a continuación se expone resume parte de las actividades de investigación desarrolladas en el Cen



tro de Recursos Hidráulicos en el área de la Hidráulica del Transporte de Sedimentos, y más específicamente, del proyecto de caracterización de fenómenos sedimentológicos y de producción de sedimento de cuencas. El objetivo de este proyecto de investigación consiste en cuantificar la producción de sedimentos en cuencas que poseen controles sedimentométricos y en el caso particular de este trabajo, se aborda aquellas cuencas cuyo desarrollo compromete principalmente el área andina comprendida entre las latitudes 26° y 37° Sur.

## 2. Ambito Geográfico del Estudio

### 2.1 Descripción general de la zona

La zona que abarca el presente estudio se extiende dentro de las regiones administrativas del país denominadas III, IV, V, Región Metropolitana, VI y VII.

Este extenso territorio presenta una diversidad de condiciones naturales estrechamente ligadas al clima y a las características del relieve impuestas por la Cordillera de Los Andes. En él se presentan los climas árido y semi-árido característicos de la III y IV Región, y templado tipo mediterráneo en las restantes regiones, lo que determina un marcado aumento de las precipitaciones de norte a sur. En cuanto al relieve, se encuentran aquí presentes las más altas cumbres de la cordillera lo que incide también sobre el régimen y tipo de precipitaciones, y sobre la cobertura vegetal y fisiografía de las cuencas. En relación a este último aspecto cabe hacer especial mención de las pronunciadas pendientes de las laderas y de las redes de drenaje lo cual favorece la remoción y transporte de sedimento y en consecuencia, la producción de sedimento que se detecta en los ríos.

La hidrografía de la zona está representada por cursos de agua que nacen en la alta cordillera y que escurren en direcciones dominantes oriente-poniente; los principales desembo-

can directamente en el Océano Pacífico, y sus superficies drenantes conforman hoyas hidrográficas que abarcan áreas que se extienden a todo lo ancho del territorio nacional, desde la Cordillera al mar. Las principales hoyas hidrográficas de este tipo incorporadas al presente estudio aparecen indicadas en la Tabla 1.

TABLA 1 HOYAS HIDROGRAFICAS DEL ESTUDIO

Región	Hoya	Area Drenada Km <sup>2</sup>	Afluentes Principales
III	Río Copiapó	18407	Jorquera, Pulido y Menflas
	Río Huasco	9890	Tránsito y del Carmen
IV	Río Elqui	9660	Claro y Turbio
	Río Limarí	11700	Hurtado y Grande
	Río Choapa	8000	Illapel
V	Río Aconcagua	7500	Blanco, Colorado, Putaendo
Metropolitana	Río Maipo	14600	Volcán, Yeso, Colorado y Mapocho
VI	Río Rapel	14200	Cachapoal y Tinguiririca
VII	Río Mataquito	5200	Teno y Lontué
	Río Maule	20300	Melado, Claro y Loncomilla

## 2.2 Cuencas seleccionadas

Las cuencas seleccionadas en el presente estudio corresponden a las áreas drenantes de cabecera de las hoyas indicadas en la Tabla 1. Para su selección se tuvo en consideración dos aspectos : (1) disponibilidad de información sedimentométrica y (2) régimen hidrológico de tipo nival o nivo-pluvial.

En la Tabla 2 se presentan las características principales de las cuencas y estaciones sedimentométricas, indi -

**TABLA 2 CARACTERISTICAS GENERALES DE LAS CUENCAS ESTUDIADAS**

Hoya	Cuenca y Estación Sedimentométrica	Area Km <sup>2</sup>	Altura m.s.n.m.	Latitud	Línea de Nieve m.s.n.m.	Area Nival Km <sup>2</sup>	Altura Media Area Nival m.s.n.m.
Río Copiapó	Río Jorquera en Vertedero	4193	1230	28° 03'	3500	3115	4500
	Río Pulido en Vertedero	2806	1340	28° 06'	3500	1133	4700
	Río Copiapó en Pastillo	7555	1170	28° 05'	3500	4878	4350
Río Huasco	Río Huasco en Santa Juana	7382	545	28° 40'	3500	3800	4290
Río Elqui	Río Turbio en Huanta	2284	1195	29° 51'	3500	1302	4170
	Río Claro en Montegrande	1223	1120	30° 06'	3468	465	3970
Río Limarí	Río Hurtado en Embalse	2228	410	30° 28'	3348	413	4200
	Río Grande en Puntilla Sn. Juan	3512	420	30° 42'	3272	975	4100
Río Choapa	Río Illapel en las Burras	597	1079	31° 30'	3012	358	3390
Río Aconcagua	Río Blanco en Río Blanco	382	1420	32° 55'	2552	344	3740
	Río Aconcagua en Río Blanco	875	1420	32° 55'	2552	761	3700
	Río Putaendo en Resguardo de los Patos	927	1218	32° 31'	2682	528	3210
Río Maipo	Río Colorado en Colorado	743	2520	32° 50'	2552	535	3550
	Río Colorado en Desembocadura	1627	890	33° 27'	2379	1302	3650
	Río Maipo en B.T. Queltehues	1487	1527	33° 54'	2232	1413	3350
Río Rapel	Río Cachapoal en Pte. Termas	2367	710	34° 15'	2120	530	3040
Río Mataquito	Río Teno en los Queñes	832	900	35° 01'	1875	675	2200
	Río Claro en los Queñes	350	900	35° 02'	1875	109	2200
Río Maule	Río Maule en los Baños	1226	962	35° 49'	1610	1100	2100
	Río Melado en la Lancha	2200	650	35° 51'	1610	1875	2250
	Río Maule en Armerillo	5454	450	35° 42'	1610	4034	2200

cándose algunos parámetros fisiográficos que las caracterizan. Para la ubicación de la línea de nieves y determinación de la superficie y cota media del área nival que aparece indicada en la tabla se hizo uso de los antecedentes aportados en el trabajo de Peña y Garín (1981).

En cuanto a la información sedimentométrica disponible en las estaciones de la Tabla 2, hay que indicar que los registros abarcan períodos de muy distinta extensión, comprendidos en general entre los años 1966 y 1981. Una importante proporción de los registros de mayor longitud presenta frecuentes intervalos con datos incompletos o sin datos, lo cual obliga a trabajar con registros sustancialmente más cortos que los correspondientes al período de operación nominal de la estación.

La ubicación de las 21 estaciones que en definitiva se incorporaron al estudio aparece indicada en el plano de la Fig. 1.

### 3. Cuantificación de la Producción de Sedimento

#### 3.1 Información utilizada

La fase inicial del estudio comprendió la recopilación y análisis de la información sedimentométrica y fluviométrica disponible en las estaciones seleccionadas. Los datos se obtuvieron de los registros procedentes directamente de la DGA-MOP y ENDESA, instituciones que como se señaló anteriormente, tienen a su cargo el control y operación de la red sedimentométrica nacional. También se hizo uso de los datos consignados en el estudio de Ayala y Alfaro (1980).

La información utilizada corresponde a concentraciones y gasto sólido en suspensión medios diarios, y a caudales líquidos medios diarios en los períodos concurrentes. Esta información se encuentra procesada y fue utilizada directamente

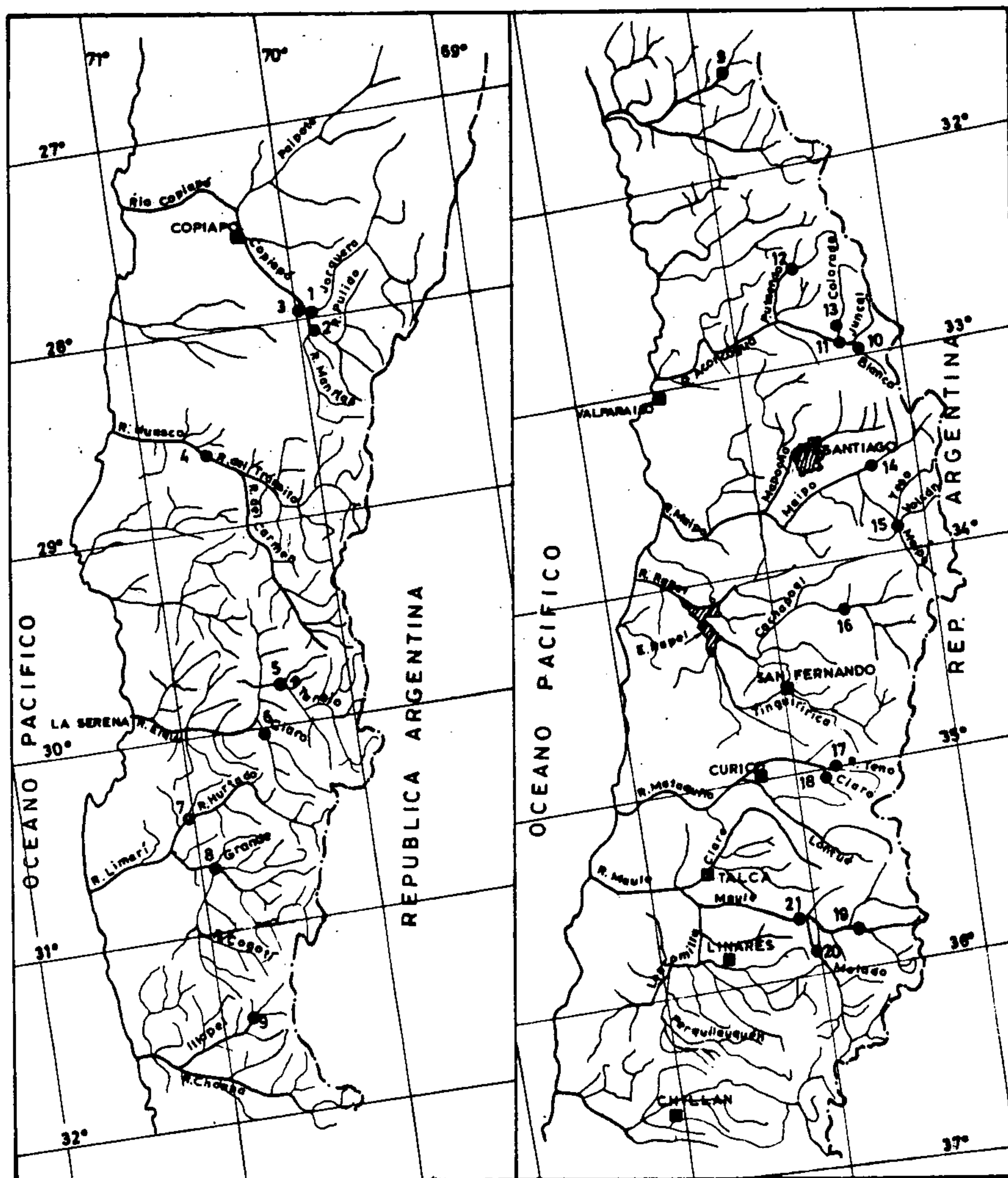


FIG. 1 PLANO DE UBICACION DE CUENCAS Y ESTACIONES SEDIMENTOMETRICAS

en el presente trabajo, salvo en aquellos casos en los cuales existía certeza que dicha información adolecía de errores o su origen confería a los registros un carácter heterogéneo.

En relación a lo último es preciso indicar que en ciertas estaciones la determinación de las concentraciones no ha sido efectuada a partir del método tradicional de filtrado-calcinado, sino que se ha usado turbidímetros como método alternativo. Este tipo de determinación conduce a valores de la concentración poco confiables y en general no comparables con los obtenidos mediante el método clásico. En esta situación se encuentran algunas estaciones pertenecientes a las hoyas de los ríos Aconcagua y Maipo, razón por la cual debieron ser excluidas del estudio.

En lo que respecta a la extensión de los registros, ésta quedó determinada en primer lugar por la disponibilidad de datos y en segundo lugar por la definición de un período común para las distintas cuencas integrantes de cada hoya. La elección de un período común tuvo por finalidad facilitar la comparación directa del comportamiento sedimentológico de cuencas semejantes o que forman parte de un mismo sistema de drenaje.

En la Tabla 3 se indica el período de análisis adoptado para cada hoya.

TABLA 3 PERIODO DE ANALISIS

HOYA	PERIODO	Nº AÑOS
Río Copiapó	1968 - 1972	5
Río Huasco	1964 - 1979	15
Río Elqui	1975 - 1981	7
Río Limarí	1967 - 1977	11
Río Choapa	1966 - 1972	7
Río Aconcagua	1966 - 1976	11
Río Maipo	1977 - 1982	6
Río Rapel	1975 - 1982	8
Río Mataquito	1976 - 1982	7
Río Maule	1967 - 1981	15

### 3.2 Características Generales del Régimen Sedimentológico Nival

El régimen sedimentológico nival se caracteriza por la fuerte incidencia del deshielo en la producción de sedimentos, lo que se refleja en que los mayores peaks de concentración y gasto sólido se presentan usualmente en los meses de Noviembre a Enero, dependiendo de la ubicación y características propias de cada cuenca.

A modo de ejemplo de las características típicas que reviste este régimen, se presenta en la Fig. 2 sedimentogramas de concentraciones y gastos sólidos medios mensuales en las estaciones Aconcagua en Río Blanco y Putaendo en Resguardo los Patos, para el período 1966-1977. Puede verse en el gráfico el ordenamiento de los máximos valores en los períodos de deshielo, lo que refleja el régimen nival de estas estaciones como asimismo el gran aumento que experimenta la concentración y el gasto sólido en años de mayor precipitación. Se aprecia por ejemplo, que en el período de deshielo del año 1972-73, el aumento del peak de gastos sólidos en el río Aconcagua y en el Putaendo es de alrededor de 8 y 15 veces el valor peak de años normales.

Otra característica del régimen sedimentológico nival, es la variación horaria de la concentración a lo largo del día. Este efecto tiene mucha incidencia en la elección de la hora apropiada para ejecutar muestreos de concentración. Ayala y Alfaro (1980) han hecho un análisis de la variación horaria de la concentración, en un estudio efectuado en la hoya del río Aconcagua y del cual se muestra en la Fig.3 los resultados obtenidos en las estaciones Aconcagua en Río Blanco y Colorado en Colorado. En la primera estación el peak horario es aproximadamente el doble del valor medio diario, en tanto que en la segunda es sólo un 40% mayor. Esto pone de relieve la gran diferencia de comportamiento de cuencas vecinas, lo cual dificulta la generalización de este tipo de resultados.

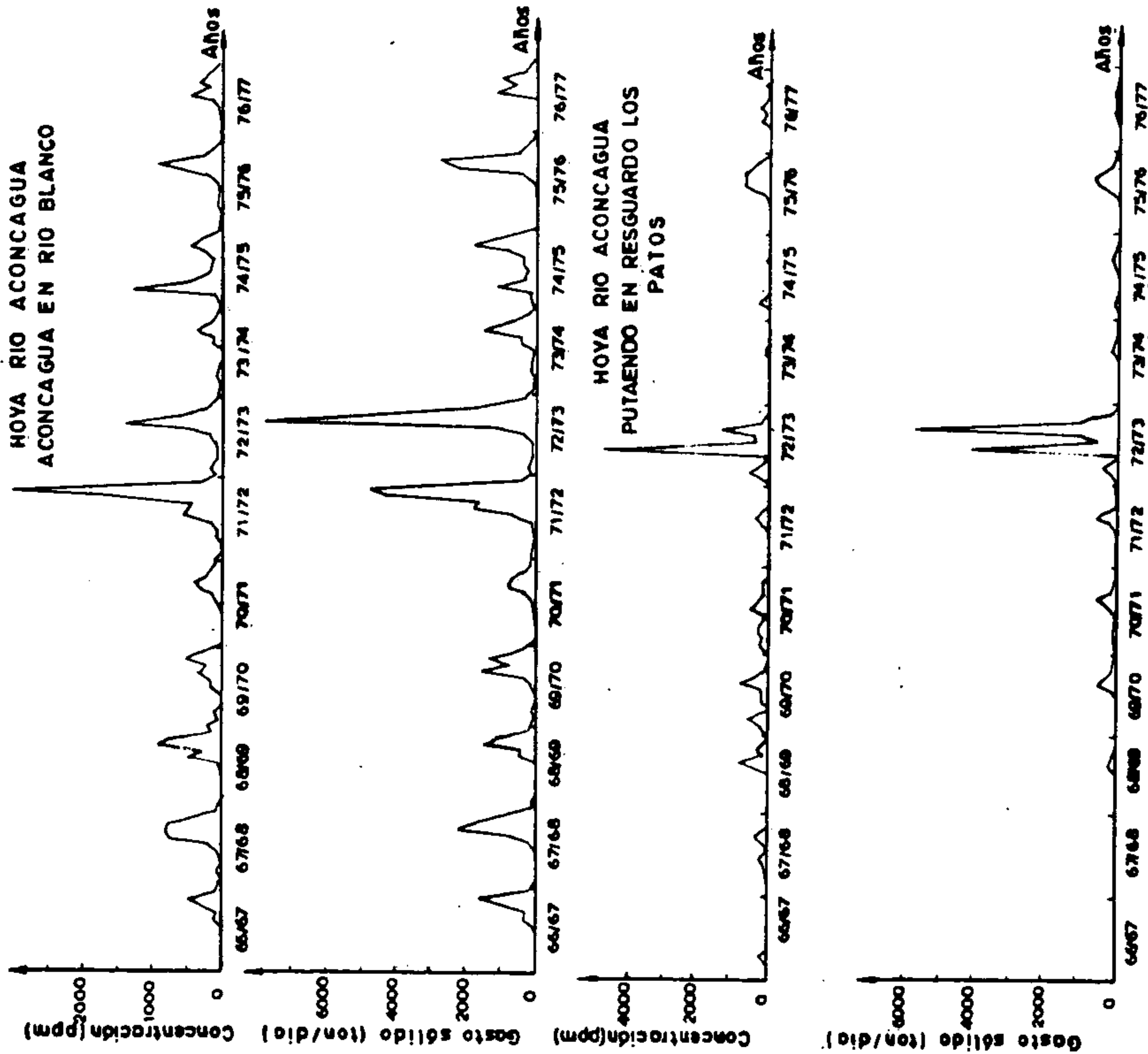


FIG. 2 DISTRIBUCION TEMPORAL DE CONCENTRACIONES Y GASTOS SOLIDOS MEDIOS MENSUALES

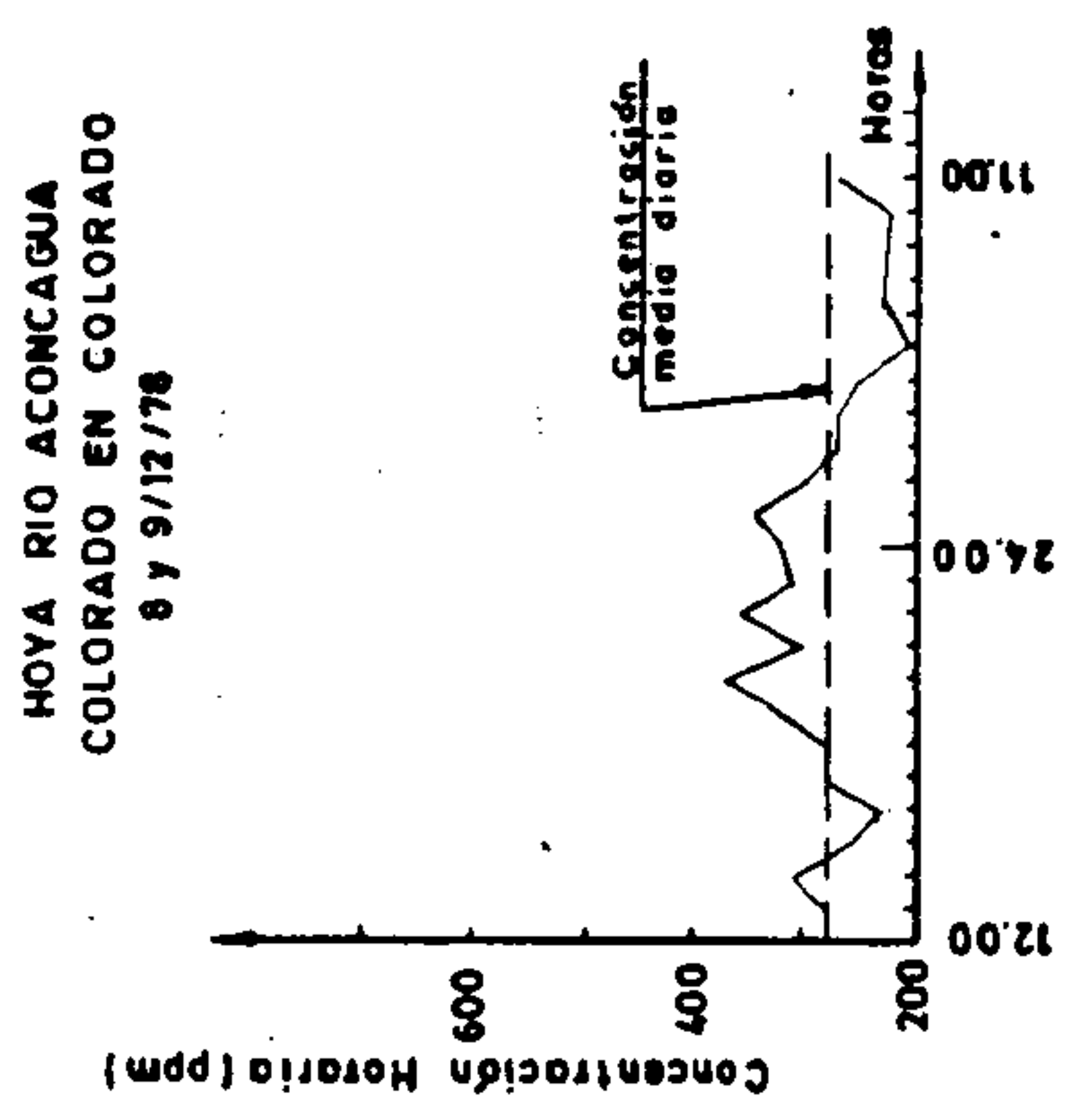
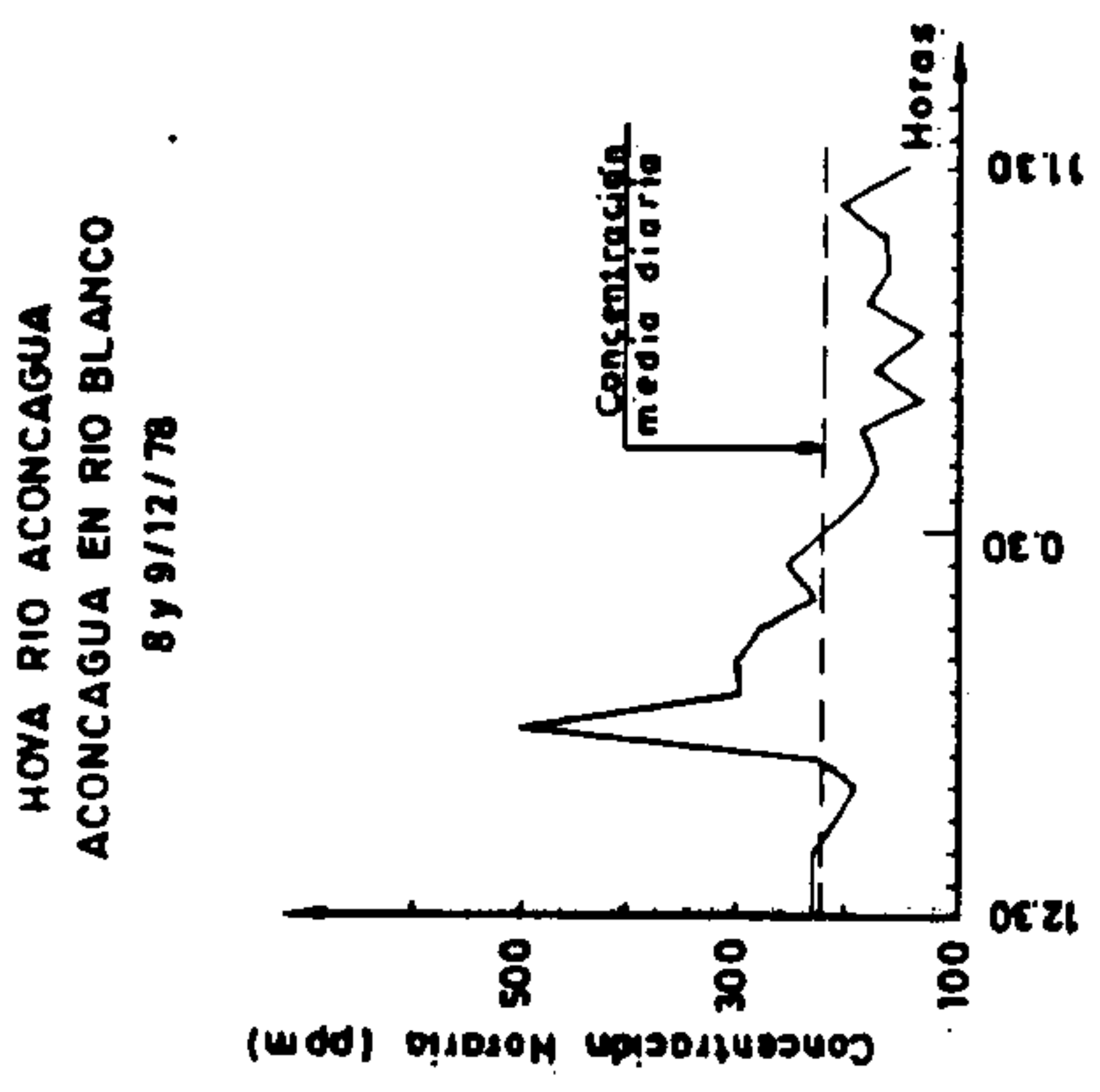


FIG. 3 DISTRIBUCION DE LA CONCENTRACION



### 3.3 Parámetros de Producción de Sedimentos

Varios son los parámetros que intervienen en la producción de sedimentos. La determinación de su importancia relativa en el fenómeno es un problema difícil de resolver debido al gran número de variables involucradas, a la compleja interacción existente entre ellas, y a la dificultad de evaluarlas.

En este estudio se ha seguido el camino más directo de representar la producción de sedimentos, basándose en un ordenamiento racional de la información disponible, en términos de gastos sólidos medios mensuales, medios normales anuales y estacionales (deshielos), en el análisis de su relación con los caudales líquidos correspondientes y en la visualización cualitativa de la incidencia de parámetros característicos de la cuenca.

En la Tabla 4 se presenta el gasto sólido medio del período de análisis para cada cuenca, a nivel mensual, anual y estacional. El período estacional ha sido definido entre Septiembre y Marzo.

Al inspeccionar la tabla se observa la fuerte variación de la producción de sedimento en las distintas cuencas y su distinto comportamiento a lo largo del año. Existe sin embargo, a nivel anual cierto grado de asociación entre producción de sedimento y producción de agua. Asimismo se aprecia la incidencia que tiene sobre ambas variables el aumento de la pluviosidad con la latitud de las cuencas.

En lo que respecta a los valores máximos, se advierte una marcada tendencia a que éstos se produzcan en los meses de Diciembre y Enero en la mayoría de las cuencas, aunque en casos excepcionales ocurre un desplazamiento hacia el mes de Febrero (Copiapó) o hacia Noviembre (Maule). En aquellos casos en que la latitud es mayor, se manifiesta una influencia más notoria de la componente pluvial, la que origina peaks tempranos durante los meses de Mayo o Junio (Mataquito y Maule).

TABLA 4 GASTOS DOLIDOS (TON/DIA) Y CUADRALES LIQUIDOS (m<sup>3</sup>/s)

Hoya (Período)	Cuenca y Estación Sedimentométrica	M E S E S												GASTO SOLIDO		CAUDAL
		ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ANUAL	DES- MIELO	
Río Copiapó (1968-72)	Río Jorquera en Vertedero	1.7	1.6	2.2	2.6	2.8	3.0	3.2	2.0	5.0	5.8	5.3	2.5	3.1	3.8	0.44
	Río Pulido en Vertedero	5.9	4.4	28.7	19.3	9.6	9.2	10.6	10.7	56.0	8.9	27.7	19.4	17.5	20.4	0.69
	Río Copiapó en Pastillo	2.0	1.3	29.2	17.1	4.1	3.3	3.8	3.1	21.4	9.1	38.8	25.3	12.8	15.0	1.26
Río Huasco (1964-79)	Río Huasco en Santa Juana	6.0	5.6	6.8	7.5	23.2	4.6	8.9	59.6	100.4	144.8	67.5	10.9	37.2	56.7	4.12
	Río Turbio en Huanta	86.7	35.0	10.4	20.4	19.9	53.4	310.0	474.0	1649.0	157.0	68.6	54.9	245.0	395.0	6.46
Río Limarf (1967-77)	Río Claro en Montegrande	8.3	4.9	2.6	13.9	4.3	8.1	6.7	15.5	22.3	7.0	3.9	3.1	8.4	9.5	3.68
	Río Hurtado en Embalse	0.4	1.8	1.2	1.1	2.6	1.2	2.0	3.4	31.9	16.4	3.5	0.8	5.5	8.5	1.03
	Río Grande en Puntilla Sn. Juan	1.2	2.1	80.3	99.7	36.0	77.0	116.3	88.6	78.4	7.1	2.7	1.1	49.2	53.0	4.55
	Río Illapel en las Burras	2.0	1.6	1.4	1.8	4.5	3.1	4.2	3.6	3.2	4.5	2.9	2.8	3.0	3.5	1.35
Río Aconcagua (1966-76)	Río Blanco en Río Blanco	24.4	15.3	59.1	141.0	59.3	49.2	51.4	238.0	63.7	954.0	636.0	176.0	253.0	392.0	8.91
	Río Aconcagua en Río Blanco	46.7	27.7	28.5	115.0	41.1	44.8	164.0	656.0	1672.0	1888.0	1282.0	206.0	514.0	845.0	17.2
	Río Putaendo en Resguardo de los Patos	5.7	26.3	58.5	17.4	18.8	416.0	140.0	340.0	690.0	154.0	33.5	9.0	159.0	255.0	5.45
	Río Colorado en Colorado	3.1	1.8	1.2	4.9	11.4	20.0	94.1	468.0	966.0	529.0	71.7	11.3	182.0	309.0	7.51
Río Maipo (1977-82)	Río Colorado en Desembocadura	211.0	924.0	831.0	465.0	106.0	299.0	1020.0	2828.0	7723.0	7402.0	3509.0	1357.0	2265.0	3448.0	33.8
	Río Maipo en S.T. Quelltehues	285.0	172.0	222.0	87.0	41.1	65.0	517.0	1277.0	6115.0	4716.0	2784.0	567.0	1401.0	2286.0	54.5
Río Rapel (1975-82)	Río Cachapoal en Pte. Termas	2074.0	3206.0	2997.0	12066.0	1057.0	1066.0	1658.0	9451.0	20499.0	15739.0	9227.0	1774.0	6735.0	8488.0	48.4
Río Mataquito (1967-82)	Río Teno en Los Queñes	796.0	1566.0	676.0	1364.0	195.0	606.0	1236.0	860.0	1654.0	742.0	223.0	58.0	827.0	768.0	50.9
	Río Claro en Los Queñes	77.1	450.0	179.0	1336.0	190.0	444.0	233.0	101.0	64.6	20.5	14.0	6.7	260.0	126.0	22.5
Río Maule (1967-81)	Río Maule en los Baños	381.3	488.5	213.8	126.2	105.0	82.2	481.6	732.1	384.9	121.8	286.1	90.9	291.2	311.4	47.5
	Río Melado en la Lancha	884.0	5144.0	9973.0	1592.0	1180.0	583.0	1043.0	2200.0	3391.0	150.4	357.7	42.2	2214.0	1100.0	97.3
	Río Maule en Armerillo	1999.0	7306.0	7714.0	5249.0	3118.0	4125.0	4778.0	4044.0	4196.0	1099.0	6143.0	661.8	4203.0	3578.0	236.2

La importancia que reviste el deshielo desde el punto de vista de la producción de sedimentos aparece al comparar los gastos sólidos medios de deshielo con los medios anuales en cada cuenca. Puede apreciarse que a excepción de la cuenca de los ríos Teno, Claro, Melado y Maule en Armerillo, las cuencas presentan un claro dominio de la componente de deshielo.

La Tabla 5 resume los porcentajes de la carga de sedimento del deshielo con respecto a la carga anual en las distintas cuencas. En la mayoría de estas cuencas este porcentaje es superior al 65% siendo frecuente los casos mayores que 85%.

TABLA 5 CARGA DE SEDIMENTO ANUAL Y DE DESHIELO

HOYA	CUENCA	Carga de Sedim.		% Deshie lo AnuaT
		en miles de ton. Anual	Deshielo	
Río Copiapó	Jorquera en Vertedero	1.13	0.81	72
	Pulido en Vertedero	4.67	3.18	68
	Copiapó en Pastillo	6.39	4.32	68
Río Huasco	Huasco en Sta. Juana	13.58	12.02	89
Río Elqui	Turbio en Huanta	89.43	83.74	94
	Claro en Montegrande	3.07	2.01	65
Río Limarí	Hurtado en entrada Em- balse	2.01	1.80	90
	Grande en Puntilla San Juan	17.96	11.24	63
Río Choapa	Illapel en Las Burras	1.10	0.74	67
Río Aconca- gua	Blanco en río Blanco	92.35	83.10	90
	Aconcagua en río Blanco	187.61	179.14	95
	Putando en Resguardo	58.04	54.06	93
	Los Patos Colorado en Colorado	66.43	65.51	99
Río Maipo	Colorado en Desembocadu dura	826.7	730.1	88
	Maipo en BT Queltehues	511.4	484.6	95
Río Rapel	Cachapoal en Pte. Termas	2458.3	1799.5	73
Río Mataqui to	Teno en Los Queñes	301.86	162.8	54
	Claro en Los Queñes	94.90	26.71	28
Río Maule	Maule en Los Baños	106.22	65.93	62
	Melado en La Lancha	808.11	235.32	29
	Maule en Armerillo	1534.10	758.54	49

#### 4. Indices Regionales de Producción de Sedimento

La caracterización del régimen sedimentológico basada en datos sedimentométricos, además de aportar valiosos antecedentes que permiten conocer el comportamiento global de una cuenca, son útiles para describir los procesos sedimentológicos y evaluar la producción media de sedimento en otras cuencas de características similares que carecen de estaciones de control.

En este punto se presenta una generalización de los parámetros de producción de sedimentos analizados en el punto anterior con la finalidad de definir índices regionales que permitan caracterizar sedimentológicamente cuencas andinas de régimen nival o nivo-pluvial en general, semejantes a las estudiadas en este trabajo.

En consideración a las limitaciones de la información básica utilizada y al carácter regional de los índices, éstos se han definido en base a valores normales, es decir, a valores medios representativos de los períodos analizados. También, se ha buscado correlacionar estos índices con algunos parámetros fisiográficos característicos de las cuencas y establecer la variación característica del gasto sólido a lo largo del año.

##### 4.1 Producción Específica de Sedimento

Una forma tradicional de caracterizar la producción de sedimento a nivel de cuenca es mediante el uso de la producción de sedimento por unidad de área. En el caso de cuencas pluviales este tipo de índice ha resultado ser útil pero en el caso de cuencas de régimen nival o mixto se ha intentado usarlo sólo en forma limitada (Ayala y Alfaro, 1980) sin tenerse aún una idea clara acerca de su aplicabilidad generalizada.

En la Tabla 6 se muestra los valores específicos anuales para todas las cuencas del estudio, definidos sobre

la base de áreas totales y áreas nivales. Puede apreciarse que en general ambos índices muestran una gran variación en cuencas de una misma hoya y mayor aún si se compara cuencas pertenecientes a hoyas distintas. Sólo es posible distinguir una leve tendencia de aumento de los índices en la medida que aumenta la latitud de las cuencas.

TABLA 6 PRODUCCION ESPECIFICA ANUAL

HOYA	CUENCA	Produc. Espec. Anual (ton/año/km <sup>2</sup> )	
		Area Total	Area Nival
Río Copiapó	Jorquera en Vertedero	0.27	0.36
	Pulido en Vertedero	2.24	4.12
	Copiapó en Pastillo	0.85	1.31
Río Huasco	Huasco en Santa Juana	1.84	3.57
Río Elqui	Turbio en Huanta	39.2	68.7
	Claro en Montegrande	2.51	6.60
Río Limarí	Hurtado entrada Embalse	0.90	4.87
	Grande en Puntilla San Juan	5.11	18.4
Río Choapa	Illapel en Las Burras	1.84	3.07
Río Aconcagua	Blanco en río Blanco	241.8	268.5
	Aconcagua en río Blanco	214.4	246.5
	Putando en Resguardo Los Patos	62.6	109.9
	Colorado en Colorado	89.4	124.2
Río Maipo	Colorado en Desembocadura	508.1	634.9
	Maipo en BT Queltehues	343.9	361.9
Río Rapel	Cachapoal en Puente Termas	1038.5	4638.3
Río Mataquito	Teno en Los Queñes	362.8	447.2
	Claro en Los Queñes	271.1	870.6
Río Maule	Maule en Los Baños	86.6	96.6
	Melado en La Lancha	367.3	431.0
	Maule en Armerillo	281.3	380.3

De acuerdo a lo anterior, no sería posible hacer uso de producciones específicas para la caracterización sedimentológica de cuencas andinas, lo cual refleja la importante incidencia que tienen otros factores no tomados en cuenta por este tipo de índices.

#### 4.2 Relación entre gasto sólido y caudal líquido. Función $G_S - Q$

Como alternativa al análisis anterior y teniendo presente la asociación detectada entre gastos sólidos y caudales líquidos normales en las distintas cuencas, se investigó también la correlación existente entre estas variables.

En la Fig. 4 aparece dibujada la correlación gráfica entre gastos sólidos y caudales líquidos normales para el total de cuencas abarcadas por el estudio. En esta figura se han identificado las cuencas con distintos símbolos indicándose además junto a cada punto la altura media del área nival. Al analizar el gráfico es posible establecer lo siguiente :

- No obstante la apreciable dispersión, los puntos siguen una tendencia general indicativa de que la mayor producción de sedimento va asociada a mayores caudales líquidos.
- La altura nival media aparece como un factor que incide en la producción de sedimento.
- Al agrupar las alturas nivales en 2 rangos resulta posible definir las siguientes regresiones o funciones  $G_S - Q$  tentativas :

i) Para  $3000 < H_N < 4700$

$$G_S = 7.0 Q^{1.5} \quad (1)$$

ii) Para  $2100 < H_N < 2300$

$$G_S = 3.9 Q^{1.3} \quad (2)$$

- Para el grupo de cuencas de mayores alturas nivales medias, con  $H_N \geq 4.200$  es posible definir una regresión ubicada en el gráfi

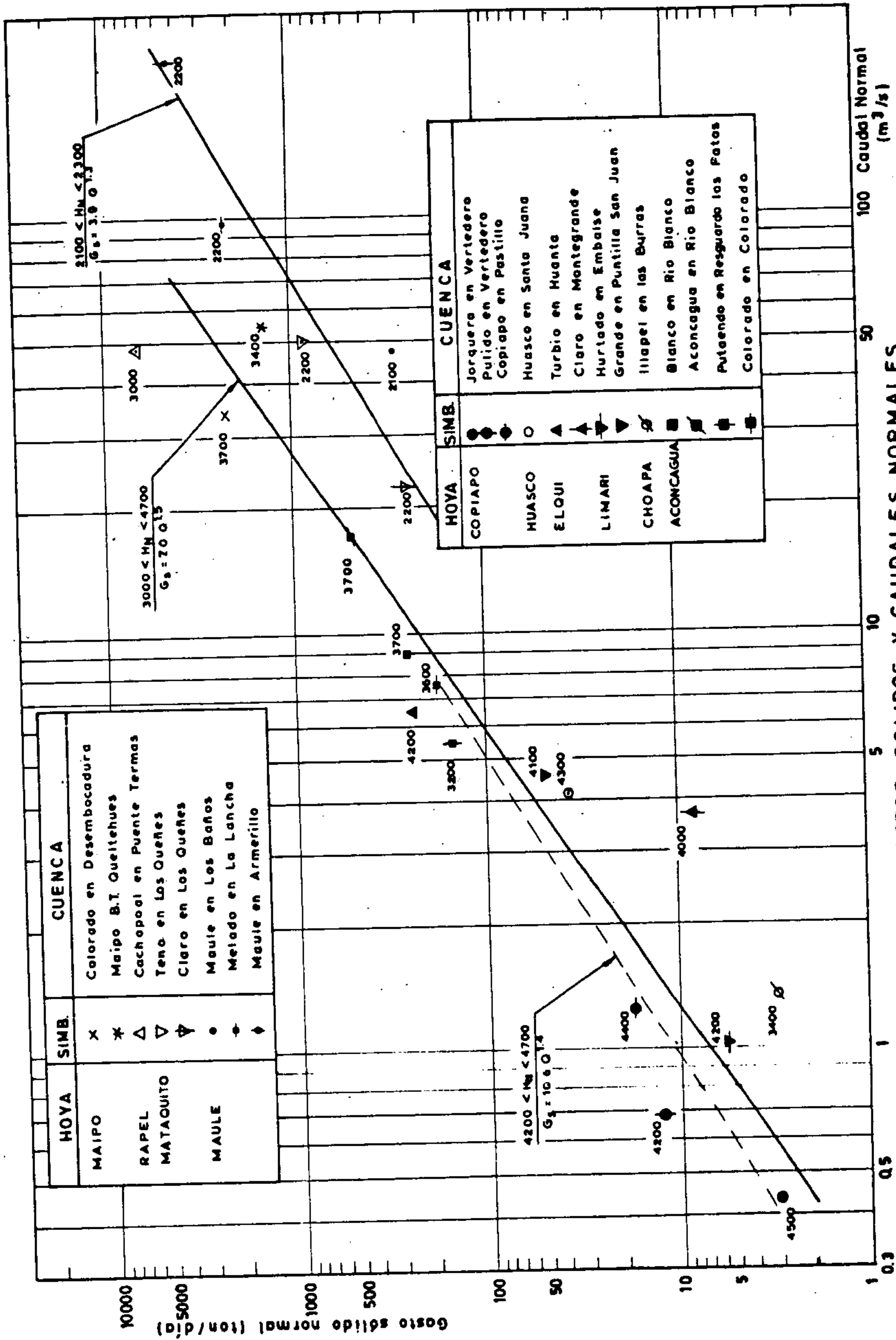


FIG. 4 CORRELACION ENTRE GASTOS SOLIDOS Y CAUDALES NORMALES

co sobre aquella indicada por la ec. (1) y representada por la expresión :

$$G_S = 10.6 Q^{1.4} \quad (3)$$

que hace resaltar la dependencia de la función  $G_S - Q$  con la altura nival media. En efecto, en el gráfico las líneas corres - pondientes a las distintas alturas nivales aparecen desplazadas en forma aproximadamente paralela ilustrando el efecto que tie - ne esta variable sobre la relación producción de sedimento - pro - ducción de agua en las cuencas.

- La incidencia de la altura media nival lleva implícita la característica del régimen hidrológico de la cuenca puesto que a me - dida que disminuye este parámetro más relevancia cobra la compo - nente pluvial.

#### 4.3 Distribución del Gasto Sólido Normal a lo largo del año

A fin de complementar la caracterización genera - lizada de la producción de sedimento en base al gasto sólido nor - mal, se estudió la distribución anual de dicho parámetro en las distintas cuencas, agrupándolas por hoya. Este tipo de agrupa - ción tuvo por objeto tomar en cuenta un período común de análisis como asimismo facilitar la comparación directa de las distribucio - nes entre cuencas de una misma hoya.

Las distribuciones resultantes aparecen grafica - das en la Fig. 5 en términos de valores porcentuales de la carga de sedimento mensual referida a la carga total anual. Puede apre - ciarse que en algunas hoyas este comportamiento es relativamente parecido (Copiapó, Aconcagua y Maipo), pero en otras hay marcadas diferencias que impiden generalizar con facilidad los resultados (Elqui y Limarí).



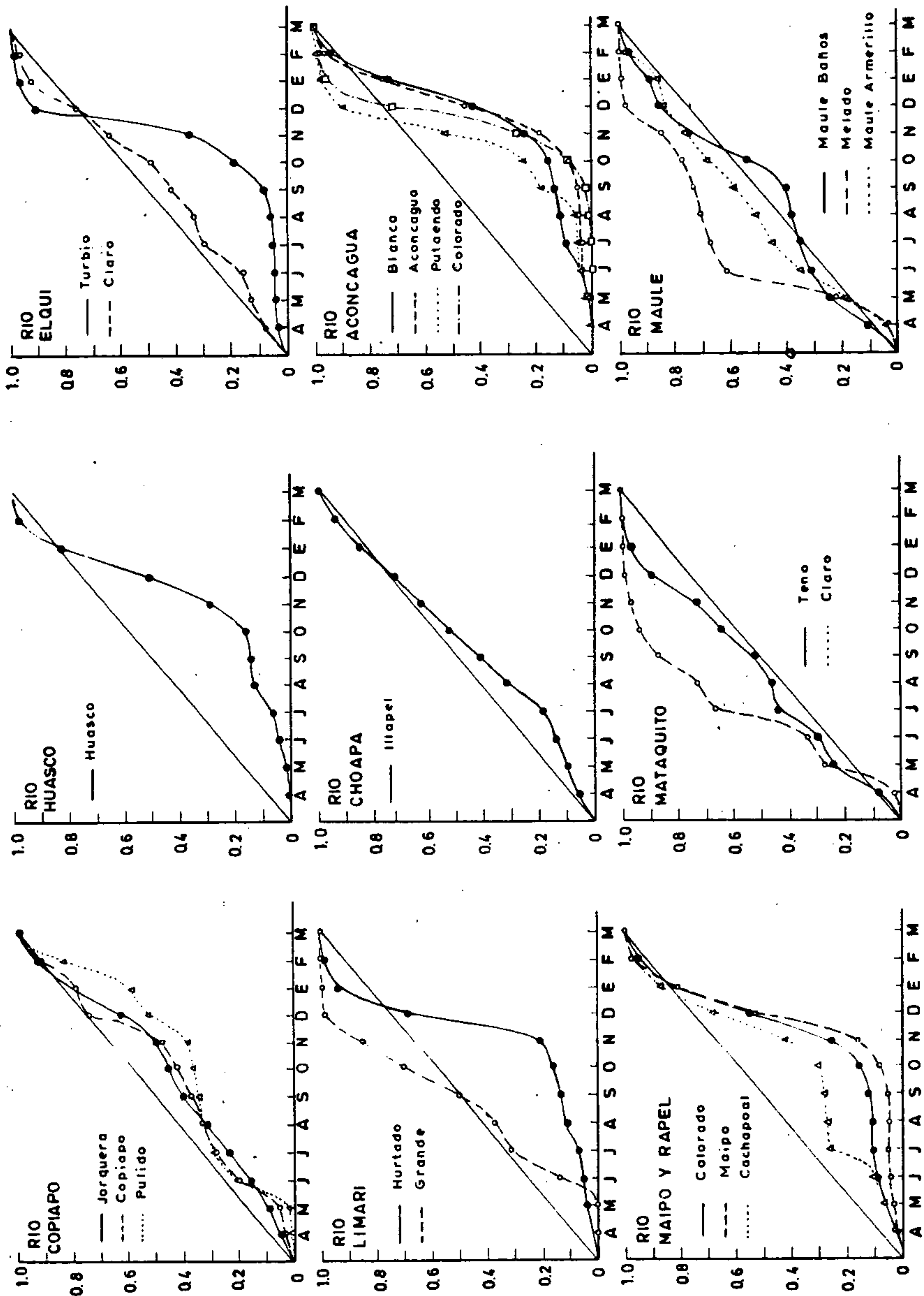


FIG. 5 DISTRIBUCIONES PORCENTUALES DE LA CARGA DE SEDIMENTO ANUAL

Tampoco se advierte una tendencia a que la forma de las distribuciones varíe en forma sistemática con la altura nival media, con la latitud de las cuencas o con algún otro parámetro fisiográfico. Solamente se ve que en las cuencas de régimen mixto como las de las hoyas de los ríos Mataquito y Maule, las distribuciones presentan la característica de que la contribución mensual de sedimento a la carga total comienza inmediatamente iniciado el período pluvial lo cual hace que las curvas vayan siempre sobre la línea de referencia mostrada en la Fig. 5.

En suma, las distribuciones presentan una variedad de formas que impiden generalizarlas para hacerlas aplicables en forma directa a otro tipo de cuencas y en consecuencia, su posible uso conlleva sólo un carácter referencial.

## 5. Conclusiones

- La información recogida por la red sedimentométrica nacional aunque aún escasa, permite contar con valiosos antecedentes que sirven para caracterizar el comportamiento sedimentológico de cuencas hidrográficas.
- Las cuencas andinas que poseen un régimen hidrológico nival se caracterizan por presentar una fuerte concentración de las cargas de sedimento durante el período de deshielo, y también por variaciones horarias importantes del gasto sólido que pueden ser determinantes para definir los programas de muestreo de las estaciones de control sedimentométrico.
- Basado en la información de gastos sólidos medios de 21 cuencas comprendidas entre las latitudes 26° y 37° Sur del territorio continental chileno, se ha efectuado una caracterización de la producción de sedimento en cuencas andinas que permite poner de relieve : (1) la gran diferencia del gasto sólido medio existente entre las distintas cuencas; (2) el grado de asociación entre la producción de sedimento y la producción de agua en ca-

da cuenca; (3) la existencia de peaks de deshielo localizados típicamente entre los meses de Diciembre y Enero; (4) la importancia que reviste el deshielo en la producción de sedimento puesto que en la mayoría de las cuencas estudiadas, sobre el 65% a 85% de la carga anual del sedimento es transportado durante dicho período.

- Los datos básicos permitieron definir índices regionales de producción de sedimento y usarlos para generalizar los resultados obtenidos del análisis de las cuencas controladas, haciéndolos aplicables a cuencas que carecen de controles sedimentométricos a través de funciones gasto sólido-caudal líquido normal, dependientes de la altura nival media de las cuencas. Las funciones definidas tentativamente son :

$$G_S = 7.0 \quad Q^{1.5} \qquad H_N > 3000 \text{ msnm}$$

$$G_S = 3.9 \quad Q^{1.3} \qquad H_N \sim 2000 \text{ msnm}$$

- La distribución anual de la carga de sedimento resultó en general variable entre las distintas cuencas de una misma hoya, y también entre aquellas de distintas hoyas. Las distribuciones presentadas en este trabajo deben considerarse sólo con carácter referencial si pretenden ser utilizadas para describir producciones medias de sedimento a nivel mensual.

## Bibliografía

Ayala L. y Alfaro J., 1980. Antecedentes y Pautas para Caracterizar el Régimen Sedimentológico de Cuencas Controladas : Aplicación a la Hoya del Río Aconcagua. Depto. de Ing. Civil, Universidad de Chile. Publ. CRH 80-18-I.

BF, Ingenieros Civiles, 1983. Análisis Crítico de la Red Fluviométrica Nacional : Red de Sedimentos III, IV y V Región. Octubre.

BF, Ingenieros Civiles, 1984. Análisis Crítico de la Red Fluviométrica Nacional : Red de Sedimentos Región Metropolitana, VI y VII. Octubre.

Peña H. y Garín C., 1981. Estimación de Caudales Medios de Cuencas de Montaña en Función de sus Características Fisiográficas. V Congreso Nacional de Hidráulica, Vol. 1, pp. 145-163, Santiago de Chile.

## Agradecimientos

Los autores desean dejar constancia de sus agradecimientos a la Dirección General de Aguas del Ministerio de Obras Públicas y a la Empresa Nacional de Electricidad por la información básica proporcionada para realizar el estudio. Asimismo agradecen al Ing. Aldo Tamburrino que ayudó en el procesamiento de los datos, al Sr. Genaro Cárcamo que elaboró los dibujos y a la Srta. María Soledad Jiménez que desarrolló la dactilografía del trabajo.

PROGRAMA HIDROLOGICO INTERNACIONAL  
JORNADAS DE HIDROLOGIA DE NIEVES Y HIELOS  
EN AMERICA DEL SUR

EL MARCO CRIOGENICO PARA LA HIDROLOGIA  
CORDILLERANA

(Aspectos hidrológicos del detrito cordillerano)

Arturo E. Corte (\*) ; Enrique M. Buk (\*\*)

RESUMEN: Se trata de un informe preliminar, de progreso, sobre las condiciones geocriogénicas cordilleranas en 32°-34° L.S. Se definen tres regiones geocriogénicas en base a la presencia de permafrost y a la profundidad de penetración del congelamiento y descongelamiento.

La profundidad de penetración del congelamiento estacional depende entre otros factores de: el espesor de la capa de nieve, la exposición y la altura sobre el nivel del mar.

Se hace una sistemática del detrito cordillerano. El detrito de origen criogénico es el más abundante, luego el glaciogénico y luego el retrabajado por la acción de los ríos.

Los procesos de fusión de la nieve y del granizo y su recongelamiento en los variados tipos de detrito deben ser considerados para determinar el flujo en años secos.

En años secos el flujo se reparte entre el aporte de los glaciares y el detrito cordillerano. Los aportes relativos dependerán de la ubicación de las estaciones de aforos, con relación a las respectivas áreas criogénicas y el volumen de los glaciares.

(\*) Investigador - Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) - Centro Regional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CRICYT) - Instituto Argentino de Nivología y Glaciología (IANIGLA).

(\*\*) Profesional Principal - CONICET-CRICYT-IANIGLA.

## INTRODUCCION

Es un hecho por todos nosotros bien conocido de que el factor fundamental en la hidrología cordillerana es la precipitación sólida.

En años de bonanza (años 1972/73, 1982/85) una parte aún no determinada, pero significativa, de esa precipitación se evapora y sublima (1); otra parte importante funde y va al flujo (2); otra parte queda atrapada como hielo descubierto en los glaciares y manchones de nieve semipermanentes (3); finalmente otra parte fluye más lentamente entre los poros de las coberturas detríticas, se incorpora a la parte fina del fondo de esas coberturas, (con selección vertical) y según la época del año y la ubicación topográfica puede recongelarse en los variados tipos de detritos y aparecer en el flujo, según las condiciones de precipitación y temperaturas, en el año próximo, o más tarde (4).

En los años secos (años 1964/65, 1968/69, 1970/71, y 1976/77) el flujo esencialmente (el 70%) correspondería al aporte de los glaciares (Leiva, 1983). El resto, aún no determinado, debe corresponder a la provisión de las coberturas detríticas, taludes, glaciares de escombros de diverso origen y el mismo lecho de los ríos.

En años secos, la región depende de esos dos tipos de aportes.

El autor ha considerado de interés presentar a esta audiencia su experiencia geocriogénica en los aspectos que pueden ayudar a comprender mejor la parte del ciclo hidrológico en donde el congelamiento, descongelamiento y recongelamiento y acumulación del agua de fusión debe ser un factor importante en las condiciones hidrológicas de los años secos.

¿Qué porcentaje de la precipitación incorporada a las coberturas detríticas luego es liberada en los años secos?. Esta pregunta parece un tanto académica; sin embargo, es aquí donde es necesario buscar la respuesta a la existencia de agua en los años sin o con escasas precipitaciones.

El interés por el detrito criogénico en la hidrología cordillerana surge esencialmente de este hecho: el 5% del área, en la cuenca del río Mendoza por encima de los 1.000 metros, está ocupada por los glaciares; otro 5% por los glaciares de escombros. (Corte et al, 1981). El 90% restante debe computarse entre: los afloramientos recosos, el acarreo glacial y el detrito criogénico, este último representa más de la mitad del área en cuestión.

En el presente caso se trata de un informe de progreso, preliminar y de conceptos, en los años próximos esperamos hacer aportes más acabados sobre este tema en base a los estudios que viene desarrollando el IANIGLA.

## 1- DIFERENTES TIPOS DE CONGELAMIENTO, DEFINICIONES

La fig. 1 indica el espesor del congelamiento estacional, curva inferior, en función de la altura. Es de hacer notar que ésta es una curva con muy pocos datos; se esperan valores diferentes para las variadas exposiciones y contenidos de humedad del suelo. La curva superior indica los espesores de descongelamiento en las coberturas detríticas de los glaciares de escombros, o sea la capa activa. Las dos curvas se tocan asintóticamente con su máximo espesor de 1 y 2,50 metros cerca de los 3.200 metros.

Esta altura los 3.200 metros, es importante en nuestra cordillera porque allí se ubica el límite inferior del permafrost de montaña. A su vez allí se produce el máximo congelamiento invernal y el máximo descongelamiento del verano; entre 1,50 a 2,50 metros. Llamamos a ese lugar el Límite Inferior Geocriogénico (L.I.G.).

La región situada por encima de los 3.200 metros la llamamos región geocriogénica o región del permafrost (Y). La región (W) inferior donde se produce el descongelamiento de la capa activa, la llamamos región geocriogénica con capa activa. La región superior a los 5.000 metros (X) la designamos región de criogenia intensa.

La región situada por debajo de los 3.200 metros y que carece de permafrost la designamos región para-geocriogénica o de congelamiento estacional (Z).

El perfil térmico con el espesor de la capa activa y del permafrost está indicado justamente para unos 50 metros más arriba del Límite Inferior Geocriogénico (Fig.2). Se observa que en ese nivel, en el glaciar de escombros El Salto, hay cerca de 67 metros de permafrost.

## 2- PROFUNDIDAD DEL CONGELAMIENTO DEL DETRITO, COBERTURA NIVAL Y EXPOSICION

El conocimiento de las condiciones del manto de nieve y de la exposición en una época ya avanzada del invierno puede dar información útil sobre la profundidad de penetración del congelamiento, lo que es de interés para las construcciones y el mejor conocimiento de la hidrología.

Al final del invierno, en Las Cuevas, a los 3.200 metros, se hicieron excavaciones a través de la cubierta de nieve y en lugares desprovistos de ella. (Corte 1977). Los materiales eran aluvios y coluvios del medio del valle y de las pen-

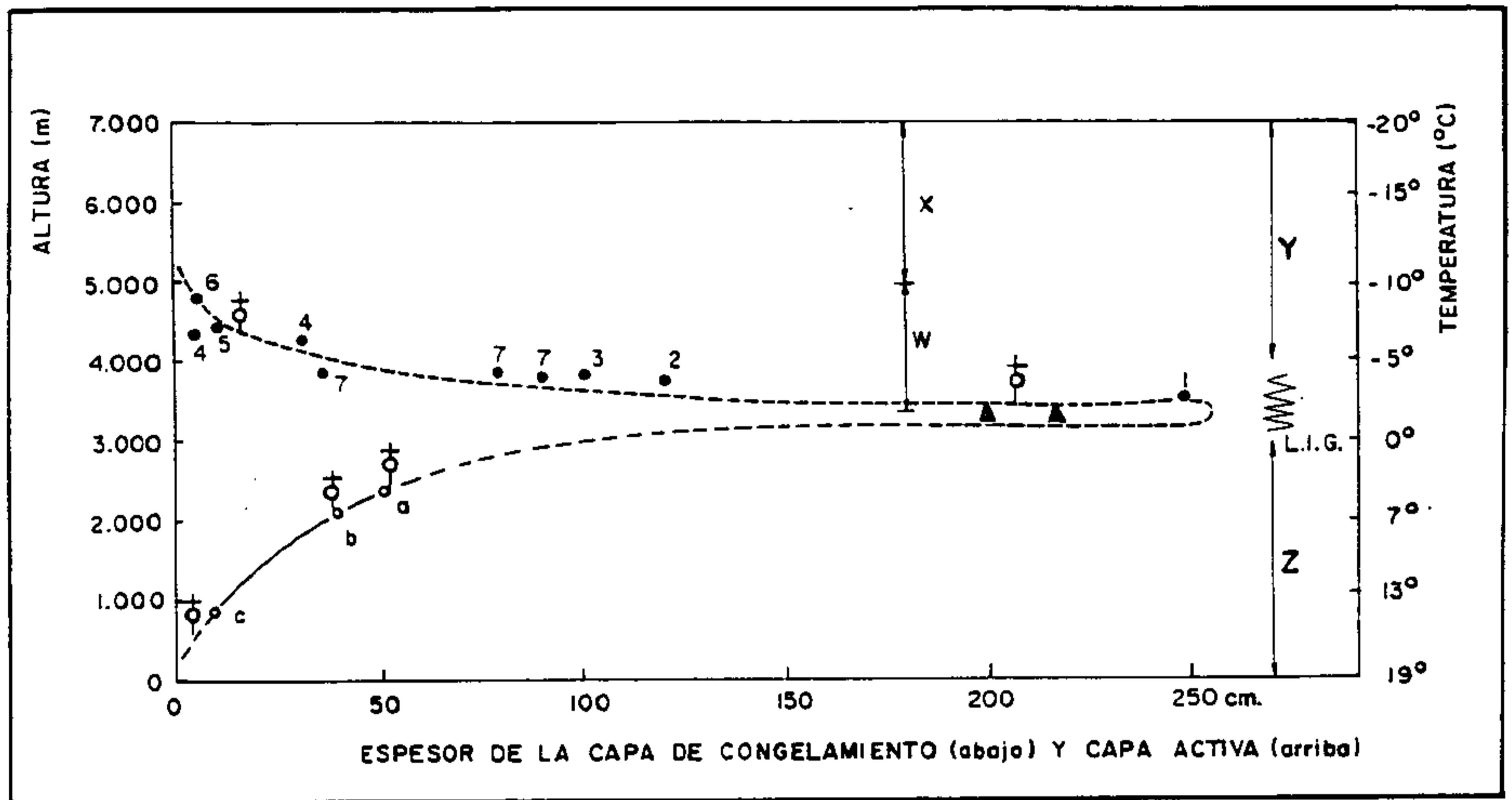


Fig. 1

REGIONES GEOCRIOGENICAS. ANDES CENTRALES Y PENDIENTE ORIENTAL DEL CORDON DEL PLATA MENDOZA, ARGENTINA, 33° L.S. PROFUNDIDAD DEL CONGELAMIENTO ESTACIONAL (◦) Y DE LA CAPA ACTIVA (●) EN FUNCION DE LA ALTURA.

#### Referencias

Y: Región geocriogénica (permafrost)  
 Z: Región parageocriogénica (congelamiento estacional)  
 w: Región geocriogénica con capa activa  
 x: Región geocriogénica intensa  
 ☉: Estación meteorológica

Capa activa sobre los glaciares de escombros (●)  
 Permafrost (w)

Congelamiento estacional (◦)  
 Plata

1-3-5-6 : Río Cuevas (Corte, 1980)  
 2 : Lagunita del Plata  
 4 : Río Volcán, San Juan (Aguado, com. oral, 1983)  
 7 : Cajón del Rubio (Ahumada, com. oral, 1983)  
 ▲▲ ; Glaciar de escombros "El Salto" (Buk, 1983)

a: Vallecitos (Buk, 1983)  
 b: Aguaditas (inferido)  
 c: Fac. Ciencias Agrarias, U.N.C. (Ing. Krause, com. oral, 1983)

0°C, L.I.G. Limite inferior geocriogénico. Temperatura media anual de 0°C. Límite inferior de los glaciares de escombros. Temperatura extrapolada con un gradiente de 0,6°C/100 m.



PERFIL TERMICO EN LA LENGUA TERMINAL DEL GLACIAR DE ESCOMBROS  
 "EL SALTO" 3.250 m

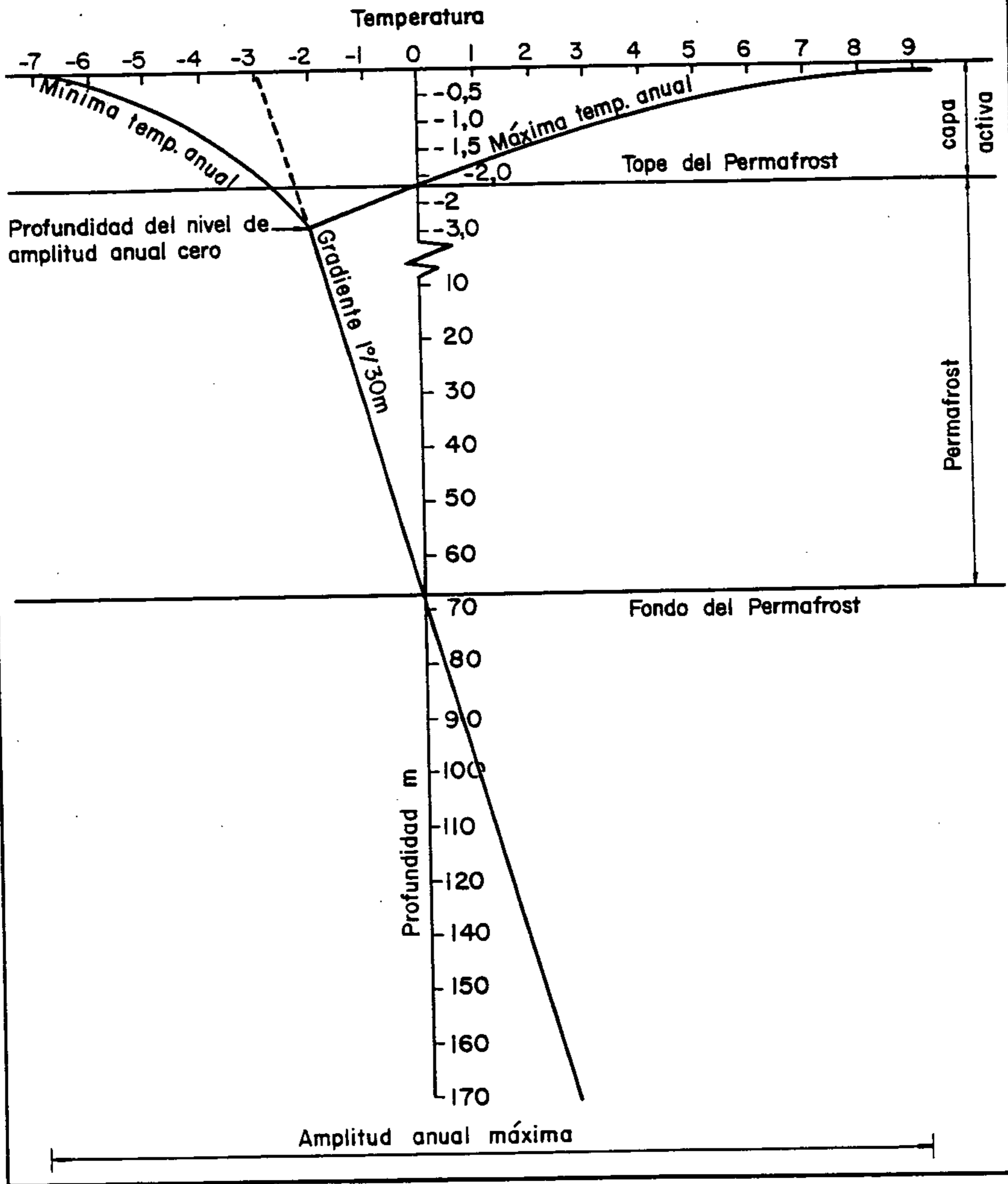


Fig. 2

dientes. La información obtenida es la siguiente:

- 1- La profundidad de penetración del congelamiento tanto en la parte llana del valle como en las pendientes varía entre 60 cm y más de un metro.
- 2- Debajo de los manchones de nieve en la parte llana del valle la penetración es de 60 cm pero en los materiales gruesos del río pueden darse penetraciones de más de un metro.
- 3- En las pendientes frías, expuestas hacia el sud la profundidad de penetración es superior a un metro.
- 4- En los suelos finos el congelamiento permite una mayor segregación de hielo bajo formas de lentes, aquí la humedad máxima observada es del 37%.
- 5- Los manchones de nieve en este valle presentan una clara estratificación de capas oscuras de hielo y de nieve blanca. Las capas oscuras, son épocas de fusión con vientos (polvo) las que son anteriores a una nueva tormenta (nieve blanca).

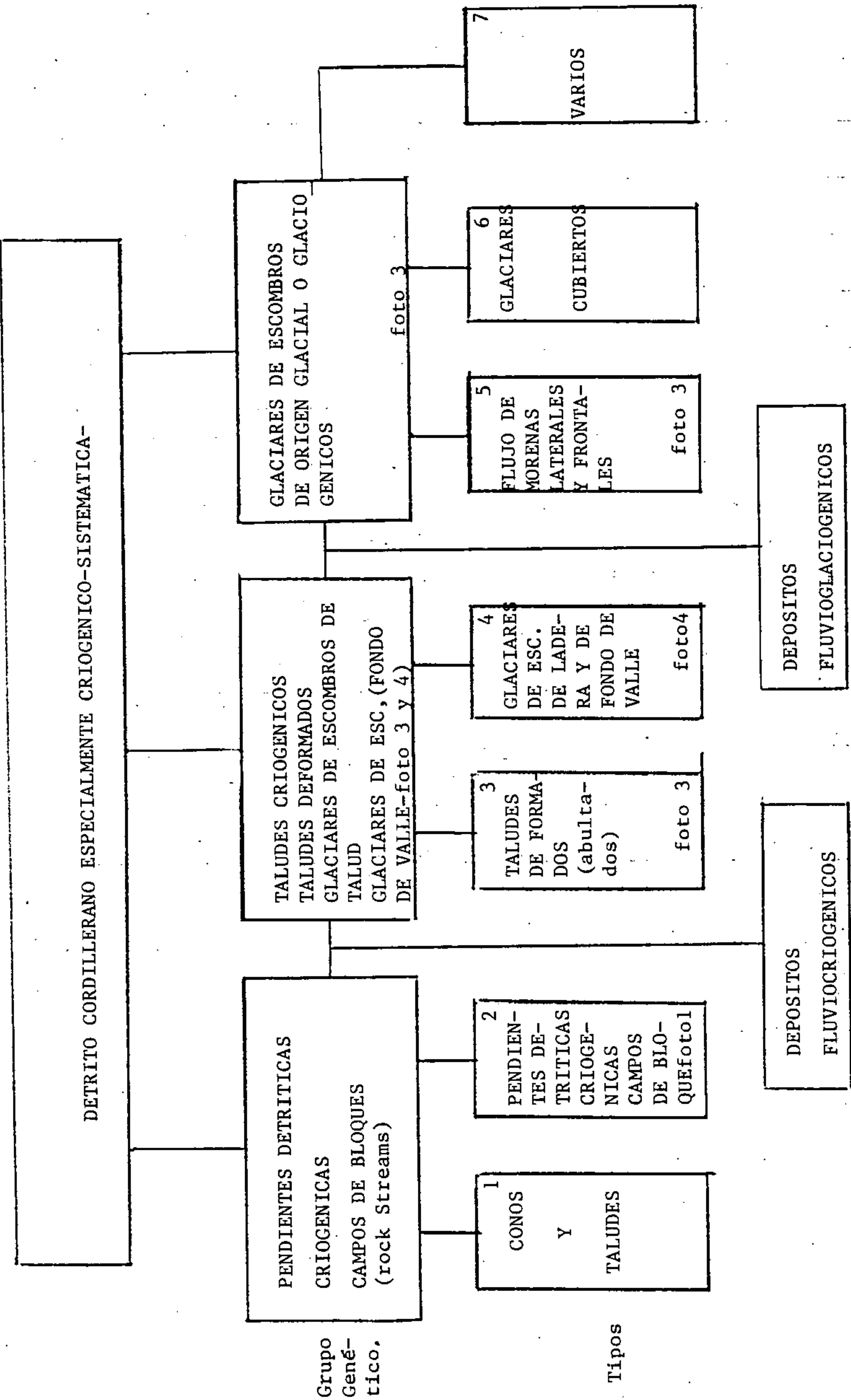
La profundidad del congelamiento dependerá también de las características del invierno : una gran capa de nieve temprana aislará el suelo de las condiciones frías posteriores.

### 3- DIFERENTES PROCESOS FORMADORES DE DETRITO CORDILLERANO

Con el inventario de glaciares de la Cuenca del río Mendoza (Corte et al, 1981) se comprobó que el detrito cordillerano proviene esencialmente de dos procesos: 1- criogénicos y 2- glaciarios. Este detrito es posteriormente retrabajado por el agua de fusión y llevada a lo largo de los cauces de los ríos. (Cuadro)

Los orígenes y rangos involucrados por estos detritos son así:

- 1- El detrito criogénico es producido por los variados procesos criogénicos y especialmente por los efectos del congelamiento del agua y la contracción térmica por debajo de 0°C. La producción de detrito criogénico actual es intensa por encima del Límite Inferior Geocriogénico (L.I.G.) o sea más arriba de los 3.200 metros. Aún por encima de la región W, (Fig.1) la criofragmentación debe ser intensa. En tiempos del pasado criogénico, con la reducción general de las temperaturas el límite (LIG) de la producción de detrito descendió unos 1.600 metros (Corte, 1976) . Tenemos entonces en estas regiones un rango altitudinal de varios miles de metros con detrito de origen



Grupo  
Gené-  
tico.

Típos

criogénico.

2- El detrito glacial es producido por la acción de los glaciares los que acumulan a los lados y en sus frentes como así también en los fondos de los valles. El límite inferior actual del acarreo glacial es variable según el tamaño de los glaciares pero "grosso modo" está alrededor de los 4.700 metros. El límite inferior de las acumulaciones del pasado (Corte et al 1981) se ubica alrededor de los 2.500 metros. De manera que hay aproximadamente unos 2.200 metros de zonas con acumulación de detrito de origen glacial. Además es necesario tener en cuenta que antes de establecerse los glaciares , la zona estaba bajo acción criogénica. De manera que el detrito glacial primario es de origen criogénico.

3- Estos depósitos criogénicos y glaciogénicos son tomados por el agua de fusión y producen nuevos depósitos: fluviocriogénicos y fluvioglaciogénicos (cuadro) los que se ubican esencialmente a lo largo de los valles de los ríos. Trabajos futuros deberán orientarse a estudiar estos depósitos.

#### 4- MORFOLOGIA DEL DETRITO CORDILLERANO

Se sistematiza especialmente el detrito ubicado por encima de los 3.200 metros arriba del límite inferior geocriogénico (L.I.G.), (Fig.1).

Tanto el detrito criogénico como el de origen glacial adquieren ambos características depositacionales bien definidas , lo que hace posible clasificarlo morfológica y genéticamente. (cuadro).

En las partes inferiores del L.I.G. (debajo de los 3.200 metros) los conos y taludes tipo 1, son la característica dominante; éstos no están deformados indicando la ausencia de hielo interno. Los conos muestran capas alternantes de depositación de fusión (textura cerrada) y de efectos criogénicos (texturas abiertas); Las pendientes detríticas criogénicas y los campos de bloques (foto 1) tipo 2 se observan por encima de los 4.000 metros y poseen la característica de presentar textura abierta con selección vertical. Los gruesos arriba, los finos abajo y los tamaños intermedios en el medio de la sección (foto 2). En el cuadro no se incluyen todas las formas y depósitos de acumulación glacial. Puesto que solamente se tratan los sedimentos criogénicos.



Foto 1. Campo de bloques, primer plano, 4.000 metros. Pendiente detrítica  
criogénica al comienzo de la primavera; esta pendiente produce el Arroyo  
la Hollada. Potrerillos, Mendoza, Corte 1983



Foto 2. Perfil criogénico normal, los gruesos arriba y los finos en el fondo. Esta es la textura sedimentaria general. Lugar: izquierda de foto 1, Corte 1982



Foto 3. Glaciar de escombros glaciogénicos (flujos de morenas)  
Mercedario San Juan, centro izquierda y taludes de  
formados, derecha. Aguado 1982



Foto 4. Glaciares de escombros de lado de valle, con cobertura  
blocosa con selección vertical. Cordón del Portillo,  
3430 metros, Espizua, 1981.



Los taludes deformados y abultados (foto 3 derecha), tipo 3, se deben al flujo del hielo interno y a la depositación de detritos sobre puentes de hielo. Algunos taludes muestran estructuras sedimentarias alternantes finas y gruesas. Cuando el detrito que desciende de los faldeos, glaciares de escombros de laderas, Foto 4, tipo 4, se junta con detrito proveniente de otras laderas, forman glaciares de escombros de fondo de valle.

Los glaciares de escombros tienen por regla una cubierta de selección criogénica: los gruesos arriba y los finos en el fondo de esa cubierta que actúa de capa activa (Foto 4).

Bajo los tipos 5 y 6 se incluyen, aunque no todos, los cuerpos detríticos de origen glacial, (foto 3 centro izq.). El acarreo glacial también afectado por procesos criogénicos tienen su cobertura seleccionada y estructuras criogénicas en su superficie.

Bajo el tipo 7, (Varios) se incluyen las corrientes detríticas producidas en materiales amontonados artificialmente por el hombre y los tipos intermedios o de mezcla de procesos criogénicos y glaciarios.

En síntesis: el detrito cordillerano puede sistematizarse morfológicamente según su génesis; la cobertura de este detrito presenta selección vertical la que es el resultado de procesos criogénicos. (Corte 1963a)

#### 5- ASPECTOS HIDROLOGICOS DEL DETRITO CORDILLERANO

Según la Fig. 1, la zona de máxima penetración del descongelamiento del verano de la capa activa y del congelamiento estacional se encuentra cerca de los 3200 metros; desde esa altura disminuye hacia arriba y hacia abajo. Los 0.50 m de penetración se alcanzan a los 4.000 metros en la región del permafrost y a los 2.500 metros en la región del congelamiento estacional o para-geocriogénica. De manera que ese rango 2.500-4.000 metros es la región más activa desde el punto de vista hidrológico criogénico. (Fig.1)

En zonas con disponibilidad de agua, pero no turbulenta que elimina las partículas de arcilla y limo, el detrito glaciogénico y criogénico presenta una característica notable y de carácter general: está seleccionado verticalmente, los gruesos en superficie y los finos en el fondo, los medios en las partes intermedias. Este es el perfil sedimentario normal criogénico. Esta textura sedimentaria al ser abierta le da a los sedimentos el máximo de porosidad. Para taludes se indica porosidad total de 47-55% (Sosedov 1974).

Hay otros aspectos interesantes de la cubierta blocosa: actúa como obstáculo,

atrapa la nieve acarreada por el viento y favorece su fusión y su acumulación. Datos de aforos, temperaturas y precipitaciones practicados durante varios años en zonas de detrito glaciogénico y criogénico cordillerano de la Cordillera Frontal nos permiten sospechar que hay acumulación de las precipitaciones ej. el granizo del verano que no aparece en el flujo, especialmente cuando las temperaturas comienzan a descender.

Por otro lado hay observaciones esporádicas de que los bloques actúan como condensadores de la humedad atmosférica debido a que a esas alturas permanecen durante gran parte del año dentro del nivel de condensación de las nubes, efecto niebla.

A su vez la concentración de finos en el fondo de la capa de crioturbação, permite una mayor acumulación de agua la que al congelar producirá hielo de segregación aumentando su capacidad hídrica.

Sintetizando: el detrito criogénico contribuiría de esta manera:

- 1- La cobertura blocosa ayuda a atrapar la nieve, su recongelamiento y posterior fusión.
- 2- La textura abierta por selección aumenta la porosidad.
- 3- La concentración de finos en el fondo de la capa de congelamiento, aumenta el contenido de hielo, el que puede ser liberado en el verano del año próximo.
- 4- La cobertura blocosa de superficie inhibe la evaporación y sublimación. En estas regiones de intensa radiación es importante, se mide en mm por día, según datos en glaciares de alturas y regiones equivalentes en Asia Central (Lebedeva, I.M. 1976).
- 5- La cobertura de superficie actúa como condensador de la humedad.

Pero no todo el detrito cordillerano está seleccionado. En zonas con poca disponibilidad de agua, el detrito criogénico se deposita en capas alternantes finas y gruesas; al no haber agua no son crioturbaçadas y permanecen imperturbadas como regolitos alternantes "gréze litées".

Los ríos toman los materiales glaciogénicos y criogénicos y lo depositan a lo largo de los cauces eliminando sus partículas finas, limos y arcillas, los que viajan en suspensión (cauces turbulentos). Consecuentemente los depósitos fluviales de montaña tienen pocos finos; esto los torna no susceptibles al levantamiento por congelamiento y por lo tanto no seleccionables; por lo menos bajo condiciones de congelamiento desde arriba hacia abajo de la capa, condiciones que deben darse en los lechos de los ríos. (Corte, 1963). Todas estas condicio-

nes deberán comprobarse mediante sondeos y excavaciones.

Se trató hasta aquí los aspectos de la capa de congelamiento y descongelamiento (la capa activa). Trabajos futuros deberán indagar sobre el comportamiento del permafrost.

#### CONCLUSIONES

- 1- En años secos el flujo de nuestros ríos cordilleranos proviene de los glaciares y del detrito criogénico.
- 2- En el rango altitudinal: 2.500-4.000 metros se dan en los detritos criogénicos las mayores profundidades de penetración del congelamiento y descongelamiento estacional, entre 0,50-2,00 metros.
- 3- La textura sedimentaria normal criogénica está dada por la selección vertical los gruesos arriba, los finos abajo y los intermedios a la mitad de la sección. Esta selección vertical, al aumentar la porosidad incrementa la capacidad de almacenaje.  
Tiene además otras características interesantes desde el punto de vista hidrológico. Se han observado capas con selección vertical de hasta 1,20 metros

#### RECOMENDACIONES

Evaluar hidrológicamente una estructura criogénica simple: la capacidad de almacenaje y rendimiento de una pendiente detrítica criogénica.

Comparar las condiciones hidrológicas de estas estructuras criogénicas simples con otras más complejas como por ej. con las del glaciar de escombros El Salto (Buk, 1983).

Indagar sobre el comportamiento del permafrost:

#### AGRADECIMIENTOS

Se agradece al Dr J.C.Leiva y Lic. M.Cerquetti por la lectura del manuscrito previo a su etapa final; al Sr R.Bruce por su cooperación.

#### REFERENCIAS

- BUK, E.M. 1983. Sobre las condiciones hidrológicas del glaciar de escombros El Salto. Potrerillos, Mendoza, Informe inédito IANIGLA, Mendoza, 40 p.

- CORTE,A.E. 1963a, Particle sorting by repeated freezing and thawing; Science,vol 142,N°3591,p.499-501.
- 1963b, Relationship between surface pattern structure of the active layer and type and distribution of ice in the permafrost: Biul. Perygl.N°12 p.7-90 ; also USA,CRREL, Research Rept.N°60,80p.
- 1976,Rock glaciers: Biuletyn Perygla.N°26,p.177-197.
- CORTE,A.E. y ESPIZUA,L,1981, Inventario de glaciares de la Cuenca del Río Mendoza IANIGLA, CONICET; vol 1 texto, 60p. vol 2 con atlas/24 cartas color.
- LEIVA,J.C., 1983,Aporte de los glaciares en años secos a los caudales del río Cuevas; Mendoza, informe interno IANIGLA 15p.
- LEBEDEVA ,I.M.,1976,The rate of evaporation from glaciers of the Central Asia: Materialny Glaciologicheskí Isled, N°26p.119-130.
- SOSEDOV, I.S., 1973, Investigations into the hydrological characteristics of talus: Soviet Hydrology, Selected papers, N°6,p.414-424.

PROGRAMA HIDROLOGICO INTERNACIONAL  
JORNADAS DE HIDROLOGIA DE NIEVES Y HIELOS  
EN AMERICA DEL SUR

ZONIFICACION LATIALTITUDINAL DEL CLIMA EN LA ZONA ANDINA Y SU RELACION CON EL LIMITE INFERIOR DEL HIELO PERENNE (LIHP) Y DEL LIMITE INFERIOR GEOCRIOGENICO (LIG)

Juan L. Minetti (\*)

Arturo E. Corte (\*\*)

RESUMEN

Se definen cinco regiones nivales en el país: la superior (A) que se caracteriza por el hielo perenne. En esta región la sublimación del hielo y nieve son importantes al norte de los 32°S. Es la región del permafrost superior. La región (B), tiene como límite la temperatura mínima media de enero de cero grado. En ésta la energía disponible del verano no alcanza a licuar totalmente a los campos de nieve. En la región (C), la nieve licua totalmente en primavera y verano. El límite inferior geocriogénico queda casi totalmente en esta zona (permafrost inferior). En la región (D), el descongelamiento de la nieve es activo después de cada nevada, aún en invierno. El suelo puede estar congelado en los meses invernales. La nieve sólo es ocasional en la región(E),

(\*) Investigador Adjunto - CONICET.

Centro de Investigaciones Regionales de San Juan - República Argentina.

(\*\*) Investigador Principal - CONICET.

Instituto Argentino de Nivología y Glaciología. Mendoza - Rep. Argentina

con una frecuencia menor de cinco días al año, y hay menos de cincuenta días con heladas al año.

Los límites de estas regiones son comparados con las alturas que alcanzan el LIHP y el LIG. Debido a los fuertes contrastes climáticos entre los 30° S y los 35°S, el LIHP cambia rápidamente de altura con la latitud, no así el LIG, distanciándose notablemente en latitudes bajas.

## INTRODUCCION

Este trabajo se inicia con dos preguntas: ¿Cuánta nieve cae en diferentes alturas de nuestras montañas subtropicales?, ¿Cuál es el efecto del congelamiento del suelo en esos lugares?.

Para responder a estas preguntas se analizaron las marchas estacionales de algunos parámetros climáticos, y además, se estudió el límite inferior del hielo perenne (LIHP) y límite inferior geocriogénico (LIG), que son integrados de las condiciones climáticas de altura en la cordillera.

El primero (LIHP), definido como el borde inferior de un manto de nieve perenne, por encima del cual la pérdida de hielo por fusión o sublimación del verano, no logra eliminar la acumulación invernal (Feruglio, 1957), responde a un balance hídrico entre el ingreso y egreso de agua en sus diversas formas al sistema. A su vez, el límite inferior geocriogénico (LIG), es un indicador de las condiciones de temperatura y humedad en el suelo. Su límite inferior debe ser aproximado al de la temperatura media anual de  $-1^{\circ}\text{C}$  y coincidir con el límite inferior del permafrost esporádico (Brown, 1969).

El congelamiento del suelo produce a su vez serios problemas en el drenaje del agua de verano (Crowe, 1971). Se sabe de este fenómeno en la Puna argentina, en el que el congelamiento nocturno frena el escurrimiento producido por la fusión diurna (Catalano, 1927).

Es conocido en forma empírica que la existencia de campos de hielo perennes o glaciares, tienen una estrecha dependencia con la precipitación sólida del piso superior en la cordillera (Hoffmann y Ereño, 1976) (Minetti, 1983), por una parte, y con la energía disponible para los procesos de ablación (sublimación más licuación) por otra, parametrizadas estas últimas por algunos elementos climáticos.

En este trabajo se tratará de analizar el comportamiento latialtitudinal de algunos elementos climáticos a los efectos de interpretar a la posición del hielo perenne y límite inferior del permafrost como función de ellos.

## MATERIAL Y METODOS

Se han analizado los datos climatológicos presentados en las estadísticas del período 1961-1970 (Servicio Meteorológico Nacional, 1981) y de estudios anteriores sobre el régimen de precipitaciones de la cordillera central Hoffmann y Ereño, 1976), (Minetti, 1983) y límites del hielo perenne (Feruglio 1957) y geocriogénico (Corte, 1976).

Se han calculado las temperaturas máximas y mínimas medias con la altura, cada 500 m. Para ello se ha tomado en cuenta una línea de gradientes verticales de temperatura con la altura entre las localidades de Mendoza, Cacheuta, Villavicencio, Puente del Inca y Cristo Redentor. Sobre esta base se han estimado además la cantidad probable de horas diarias con temperatura por debajo y encima de 0°C para cada mes, obtenidas con el modelado de la curva diaria de T° con una suposición senoidal.

Para análisis comparativo del poder sublimador de la atmósfera, se han estimado los valores energéticos para cuatro localidades de la cordillera (La Casualidad, Puente del Inca, Cristo Redentor y Cerro Catedral) por la aproximación de Penman 1948.

En las gráficas también se han ubicado al límite inferior geocriogénico actual (LIG), ubicado mediante datos de campo tomados de estructuras criogénicas en pendientes expuestas hacia el sur (frías) (Corte, 1976). Los elementos geocriogénicos utilizados son: pendientes detríticas, glaciares de escombros y soligeliflucción. Ellas, son tres elementos geocriogénicos indicadores del permafrost.

Las pendientes detríticas son de importancia porque se conservan en estado fósil. Siendo su límite un indicador de la isoterma media anual del aire cercana a 0°C (-1°C, Brown, 1969), y al estar en estado fósil, nos indica el cambio de temperatura operado con el pasado, restándole la temperatura media actual. A título informativo se incluye al límite inferior geocriogénico fósil (LIGF), posiblemente de la última glaciación, para diferentes lugares del

país.

Para obtener la diferencia de temperatura con el pasado se extrapola con un gradiente de temperatura vertical de  $-0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ , que se observa en La Puna y alta montaña de Mendoza (Buk, comunicación oral; Kadomtseva, 1981).

## RESULTADOS Y DISCUSION

En la figura 1, se han ubicado a todas las estaciones meteorológicas que presentaron estadísticas climatológicas en el período 1961-1970, desde el meridiano  $74^{\circ}\text{W}$  de G. hasta el límite con Chile y Antártida incluida.

Con la información de todas estas localidades, se han trazado las isoter<sub>mas</sub> aproximadas de temperaturas medias de enero, julio, año y mínimas medias de enero y julio iguales a  $0^{\circ}\text{C}$ . Con cuatro de ellas se han delimitado a cinco regiones (A, B, C, D, E), formando para ellas una matriz que se muestra en el cuadro 1. Se agregaron además a dos isople<sub>tas</sub> que identifican a las frecuencias de 60 y 90 días con precipitación sólida al año (nieve más granizo) (Minetti, 1983) y a los límites altitudinales del hielo perenne (Feruglio 1957) y geocriogénicos actual y fósil (Corte, 1984).

CUADRO 1: Condiciones térmicas en las regiones delimitadas.

Zonas	$\bar{T}(\text{E})$	$\bar{T}_m(\text{E})$	$\bar{T}(\text{J})$	$\bar{T}_m(\text{J})$	$\overline{D_{hel}}$	
A	$m0^{\circ}$	$m0^{\circ}$	$m0^{\circ}$	$m0^{\circ}$	360 d	
B	$M0^{\circ}$	$m0^{\circ}$	$m0^{\circ}$	$m0^{\circ}$	330 d	
C	$M0^{\circ}$	$M0^{\circ}$	$m0^{\circ}$	$m0^{\circ}$	173 d	$m0^{\circ} = \text{menor que } 0^{\circ}\text{C}$
D	$M0^{\circ}$	$M0^{\circ}$	$M0^{\circ}$	$m0^{\circ}$	117 d	$M0^{\circ} = \text{mayor que } 0^{\circ}\text{C}$
E	$M0^{\circ}$	$M0^{\circ}$	$M0^{\circ}$	$M0^{\circ}$	m50 d	D = días con heladas al año.

NOTA: La barra encima de la T, significa media, (E) de enero, (J) de julio; y el subíndice m de la T se refiere a la mínima.

La figura 2 muestra la marcha estacional con la altura de las temperaturas máximas, mínimas y medias de  $0^{\circ}\text{C}$ . Las figuras 3a y 3 b muestran la cantidad de horas con temperaturas iguales o por debajo de  $0^{\circ}\text{C}$  en los diferentes niveles con la estación del año (3a), y la cantidad de horas diarias con temperaturas por encima de  $0^{\circ}\text{C}$  para los mismos niveles. (3b).



La figura 4 muestra, para las cuatro localidades indicadas, a la radiación de onda corta (visible) aprovechada por el sistema ( $R_c$ ), radiación saliente de onda larga (visible ( $R_L$ )), estimadas a partir de datos climatológicos y astronómicos (Penman, 1948). La diferencia entre ambas, o radiación neta ( $R_n = R_c - R_L$ ), se puede visualizar por las áreas positivas o negativas que presentan.

La figura 3 representa una comparación entre localidades, de las energías de onda corta aprovechada por el sistema ( $R_c$ ), las emitidas en onda larga ( $R_L$ ) al poder evaporante de la atmósfera ( $E_a$ ), y también la energía disponible final para los procesos de evaporación o sublimación ( $E_d$ ), ( $E_o$ ) o ( $E_s$ ).

De la figura 1, se puede deducir que el LIHP y el LIG, sufren una rápida variación con la altura entre los  $30^\circ S$  y  $35^\circ S$ , donde la frecuencia de ocurrencia de precipitaciones sólidas al año crece rápidamente de 10 a 90 días año<sup>-1</sup>, (Minetti, 1983), y con precipitaciones de entre 100 a 400 mm año<sup>-1</sup> (Hoffmann y Ereño, 1976). La relación lineal entre frecuencia de precipitación y cantidad precipitada para algunas localidades cordilleranas puede apreciarse en la figura 6.

La fuerte variabilidad espacial de los elementos climáticos entre los  $30^\circ S$  y  $35^\circ S$ , sería una de las causas de la gran variabilidad temporal de los escurrimientos de los ríos andinos mostrados por MENEGAZZO y otros, 1983.

En esa figura también puede apreciarse que el LIHP es singularmente dependiente de la temperatura mínima media del mes de enero, coincidentes en este caso con la media anual, cuando la frecuencia anual de precipitaciones supera los 90 días año<sup>-1</sup>. En este caso parecería que la temperatura mínima media de enero es la que regula la altura del LIHP, ya que es representante de la marcha estacional de la temperatura, y la línea de nieve continua oscila con la altura con la época del año. Esta isoterma mínima media de cero grado de enero delimita una región inferior en que las temperaturas mínimas medias de todos los meses es superior a cero grado, y donde se licua totalmente la nieve. En esa región inferior a la citada isoterma, las temperaturas medias horarias de las 24 horas, estarían por encima de  $0^\circ C$ , y es donde el calor sensible es efectivo para licuación del hielo.

Al norte de los  $35^\circ S$ , el LIHP asciende por este nivel indicando que los procesos de sublimación pueden ser importantes (Feruglio, 1957) y el hielo pasaría rápidamente del estado sólido al gaseoso, aún en invierno. Esta

observación fue realizada por el autor en diversas campañas a cumbres del NOA.

Al sur de los 45°S, el LIHP está por encima de la isoterma de 0°C de temperatura mínima media de enero, y esto podría depender de la existencia del bosque húmedo templado (pluviisilvas siempre verdes) (Walter, 1977), aunque esto aún no está bien explicado. Para una mejor interpretación de estos fenómenos, se analizan las figuras 4 y 5.

En La Puna (La Casualidad) o cordillera norte, hay una radiación neta positiva, en función de una escasa nubosidad y bajo albedo ( $r = 0.15$ ), lo que permite disponer de una cantidad de energía apreciable ( $R_n$ ) que sumado a un gran poder evaporante de su atmósfera ( $E_a$ ) (Figura 5-3), ocasionado por un elevado déficit de saturación da como resultado capacidades evaporantes entre 3 a 6 mm día<sup>-1</sup> entre invierno y verano. Esto sería llevado a equivalentes de sublimación entre unos 2,6 a 5,2 mm día<sup>-1</sup> (lit m<sup>-2</sup> día<sup>-1</sup>). En Puente del Inca para la cordillera central, la energía disponible del verano se asemeja a la del desierto de Atacama, pero en invierno esto se reduce a menos de 1mm día<sup>-1</sup> de evaporación debido al gran balance radiativo negativo (debido a un albedo elevado de  $r = 0.83$  para nieve fresca) y asociado a condiciones evaporantes pobres por alta humedad. En Cristo Redentor, el poder evaporante de la atmósfera ( $E_a$ ) del verano es la mitad del estimado para Puente del Inca, y esto se debe a su condición más húmeda. En término medio anual, la evaporación en Cristo Redentor sería de 1,8 mm año<sup>-1</sup>, y en Puente del Inca 2,9 mm año<sup>-1</sup>, con un balance radiativo ( $R_n$ ) casi equivalente. Esto estaría mostrando la importancia del poder evaporante de la atmósfera ( $E_a$ ) (Figura 5-3), puesto mejor de manifiesto al trasladarnos más hacia el norte, donde en La Casualidad, la evaporación media anual es de 4,8 mm día<sup>-1</sup>, casi una duplicación de la energía final disponible ( $E_d$ ) entre la cordillera central y la norte. Desde este punto de vista, el fenómeno de sublimación de la nieve crecería singularmente desde la cuenca del río Mendoza al norte, y sería la otra contribución para la inexistencia de glaciares descubiertos, además de un LIHP elevado con respecto a las latitudes centrales.

Los valores energéticos disponibles en el desierto de La Puna, son muy elevados aún en el invierno, situación que permitiría una rápida volatilización de la nieve que ocurre con rara frecuencia.

Valores del sector asiático de la URSS con climas similares a los de San

Juan y Mendoza, tiene semejanza con los estimados aquí (Lebedeva, 1972).

Para interpretar lo que ocurre entre las latitudes de 45° S y 55° S, se analiza a la localidad de Cerro Catedral (Catedral 2000), un poco más al norte. Allí se observa un balance radiativo negativo durante ocho meses al año, contra seis meses de la cordillera central, y esto es debido a que las nevadas se propagan aún en verano, cubriendo alrededor del 20 % de los días la superficie con nieve. En esta región, la capacidad evaporante de la atmósfera ( $E_a$ ) es baja por la alta humedad relativa. Las condiciones de elevada humedad, nubosidad, alta frecuencia de ocurrencia de precipitación sólida (más de 100 días al año), con dominio del aire húmedo marítimo del Pacífico, serían las determinantes de la existencia del hielo continental patagónico (glaciar), ubicado más al sur.

Como se mencionó más adelante, el LIG también tiene una rápida variación con la latitud, entre los 30°S y 35°S, adaptándose en regiones secas sobre la isoterma media anual de cero grado (figura 1). Como esta línea que define el comienzo del permafrost en altura, es integradora de condiciones térmicas e hídricas, cuando se supera a la frecuencia de 60 días con precipitación sólida al año, equivalente aproximada de 400 mm año<sup>-1</sup>, desciende su altura en unos 400 a 500 m de la isoterma de 0°C anual.

Entre los 37°S y 55°S, el LIG se acerca al LIHP, y esta atenuación podría ser debida a la presencia del bosque húmedo templado. También es cierto que progresando hacia el sur hay un mayor número de días con suelo cubierto por nieve al año, fenómeno que ejerce un efecto protector térmico al suelo para que no se congele por radiación nocturna (Walter, 1977). El cuadro 2 muestra las diferencias que existen entre el LIHP y el LIG en la cordillera.

CUADRO 2: Diferencias de alturas entre el LIHP y el LIG para diversas latitudes.

Latitud	55°	41°	35°	33°	30°	22°
Dif. (m)	0	0	500	900	1300	1600

Este cuadro está de acuerdo con lo observado en otras regiones criogénicas secas del mundo (Gorbunov, 1978).

De lo visto se pueden obtener consideraciones prácticas en hidrología. Por una parte habría una pérdida considerable de nieve por sublimación al norte del río Mendoza que crece con el decrecimiento de la latitud, hacia La Puna.

Esto es desfavorable mientras el agua permanezca en estado de nieve sobre el suelo. El poder sublimante crece rápidamente con la llegada de la primavera, pero también la energía final ( $E_d$ ) disponible para el descongelamiento de la nieve. Una vez iniciado este proceso, el agua líquida percola entre poros gruesos de la superficie que son abundantes en la región (entre el 30 y el 40 % del volumen de suelo). Como el LIG en latitudes tropicales y subtropicales está mucho más abajo que el LIHP (figura 1), el agua percola y se congela nuevamente entre el material fino del fondo del suelo. La textura heterogénea del suelo con abundantes cámaras de aire, hace de buen aislante térmico y de intercambio de humedad con el exterior, lo que favorece una disminución de la evaporación y sublimación, y con ello a la pérdida de agua.

El otro fenómeno importante en la región de permafrost seco como en La Puna, es la dificultad del aporte de agua a los ríos proveniente del suelo congelado (Catalano, 1927).

Analizando a la matriz del cuadro 1, y simultáneamente a las figuras 1, 2 y 3, se pueden inferir algunos aspectos sobre las zonas descriptas que son:

ZONA A: En esta región las temperaturas medias mensuales de todos los meses se encuentran por debajo de  $0^{\circ}\text{C}$ , y sólo en la parte inmediata superior a la isoterma de  $0^{\circ}\text{C}$  de enero, habrá menos de 12 horas por día con temperaturas superiores al nivel de congelamiento. El LIHP se encuentra por encima de esta isoterma al norte de los  $32^{\circ}\text{S}$ , debido seguramente a las pérdidas ocasionales por sublimación.

La licuación escasa que ocurriría en horas de la tarde contribuirían a la alimentación del agua congelada en el suelo.

En esta región, sólo bajo condiciones meteorológicas muy excepcionales, podría observarse un día completo con temperaturas superiores al nivel de congelamiento. La frecuencia media de días con heladas es de alrededor de 360 días  $\text{año}^{-1}$ , lo que mantendría al suelo congelado la mayor parte del mismo. El descongelamiento diurno del suelo sólo alcanza al nivel subsuperficial en poca profundidad (Walter, 1977).

ZONA B: En esta región se observa más de 12 horas con temperaturas por encima de  $0^{\circ}\text{C}$  en los meses de verano, y en situaciones particulares algunos días enteros por encima del nivel de congelamiento. Esta particular condición con calor sensible disponible, favorecería un descongelamiento más efectivo

de la nieve al norte de los 35°S, en tanto que entre 35°S y 55°S, la energía disponible no alcanzaría a ser suficiente para una licuación total del manto de nieve.

La temperatura media mensual está entre uno y seis meses por arriba de 0°C, pero no mayor que 5°C, lo que se traduce en licuación parcial de la nieve existente durante el verano.

En la parte inferior de cada zona (3,6 - 3,7 km) hay dos meses con temperaturas mínimas media por encima de 0°C lo que permitiría un descongelamiento parcial del suelo.

El número medio de días con heladas es de alrededor de 330 días año<sup>-1</sup>, siendo significativa la existencia de permafrost intermedio en esta zona.

Desde la cuenca del río Mendoza al norte, la volatilización es importante aún en invierno, y sería el motivo de un LIHP elevado. No ocurre esto con el LIG, que se aleja del LIHP debido a la capacidad aislante de las coberturas detríticas de textura abierta que regula la fusión del hielo interno. Entra dentro de esta región Cristo Redentor (2), en la figura 1.

ZONA C: Tiene seis a diez meses con temperaturas medias por encima del nivel de congelamiento. En las partes superior e inferior de esta región hay entre dos y seis meses con temperaturas en todo del día por encima de 0°C, lo que permite una licuación plena de la nieve invernal en todas las latitudes durante la primavera y el verano.

La cantidad de días con heladas media de esta región es de alrededor de 173 días año<sup>-1</sup>, casi la mitad del año, lo que permite descongelar las partes elevadas del suelo sobre el permafrost esporádico, además de mantener una buena parte del año con suelo descongelado, el que fluye sobre permafrost inferior o esporádico produciendo una serie de procesos de flujos bajo congelamiento. Como se dijo éstos son datos de las pendientes frías, expuestas al sur.

El LIG se encuentra casi totalmente en este sector "C", con excepción de Famatina (Lat. 29°S) y Ushuaia (Lat. 55°S), datos que requieren verificación de campo. Entra dentro de esta región La Casualidad (1) y Cerro Catedral (4), de la figura 1.

ZONA D: En esta región el descongelamiento de la nieve es activo después de cada nevada, aún en invierno, debido a las temperaturas reinantes,

aunque las mínimas por debajo de cero grado puedan congelar el suelo y cursos de agua durante las noches invernales, en unos cuatro meses. En esta región, en el epicentro invernal siempre hay menos de 24 hs. con temperaturas por debajo de 0°C. No hay permafrost. Entra en esta región Puente del Inca (3) de la figura 1, aunque esta localidad está casi en el límite entre las zonas "C" y "D".

ZONA E: Aquí las temperaturas por debajo de cero grado corresponden a situaciones esporádicas con un promedio de días con heladas inferior a 50 días año<sup>-1</sup>. Las nevadas son ocasionales en el invierno, fines de otoño o comienzos de la primavera, con una frecuencia en general menor que cinco días al año.

Las temperaturas que se observan no permiten mantener a ésta en estado sólido por mucho tiempo, salvo en aquellas situaciones geográficas particulares con exposiciones a sur y persistencia excepcional de afluencia de aire frío polar sobre el trópico.

En cuanto al límite inferior geocriogénico fósil LIGH, se lo ubica a unos 1.700 m más abajo que el geocriogénico actual LIG, infiriéndose con el uso del gradiente vertical de temperatura de -0,6°C/100 m que la diferencia de temperatura con el pasado es de 10°C. Este valor es compatible con los datos observados en otras regiones secas (Kadomtseva, 1981). El tiempo de acción de este criogénico está adjudicado según datos de otros lugares (Corte et al., 1984) al criogénico último de hace 25.000 años antes de ahora (A.A.).

## CONCLUSIONES

Se ha mostrado la dependencia del LIHP con la alimentación de precipitación sólida en la cordillera, licuación y sublimación del hielo y marcha estacional de la temperatura.

Al norte del paralelo de 35°S, la sublimación del hielo parece cobrar singular importancia duplicándose entre la cordillera central y la norte.

En latitudes tropicales y subtropicales, la diferencia de alturas entre el LIHP y el LIG cobra importancia en la dinámica del agua superficial, sub-superficial y profunda, ya que hay una gran superficie con suelos congelados.

Hacia el sur de los 37° S, donde comienza el bosque patagónico, no hay una clara respuesta del LIHP con las condiciones climáticas, no así la del LIG. En este caso un mayor número de días con suelo cubierto por nieve juega un importante papel de protección en el congelamiento del suelo.

#### REFERENCIAS

- BROWN, R.J.E., 1969 "Factors influencing discontinuos permafrost in Canada in Periglacial Enviroments Past and Present", Edit. T. L. Péwe, p. 11 - 52.
- CATALANO, L.R., 1927 "Datos hidrológicos del desierto de Atacama, Territorio Nacional de los Andes: Dirección General de Minas Geol. Hidrol.", Publ. N° 35, p.10 - 16
- CORTE, A.E. 1976 "Rock Glaciers: Biul. Peryglacyalny", N° 26, p. 175 - 198.
- \_\_\_\_\_, 1984 "Límites Inferiores Geocriogénicos actuales y fósil de la República Argentina: Informe de progreso", inédito IANIGLA - CONICET, 10 p.
- CORTE, A.E. y BELTRAMONE, D., 1984 "Edad de las estructuras geocriogénicas de Puerto Madryn, Chubut, Argentina", Trabajo presentado en la 2da Reunión Grupo Periglacial Argentino, San Juan, abril 1984, 10 p.
- CROWE, P.R., 1971 "Concepts in Climatology", Longman Group Limited, London.
- FERUGLIO, E., 1957 "Los glaciares de la cordillera argentina".GAEA Geografía de la República Argentina, Vol. 7, p. 7 - 82.
- GORBUNOV, A.P., 1978 "Permafrost investigations in high mountain regions: Artic and Alpine Res., Vol. 10, N° 2, p. 283 - 294.
- HOFFMANN, J. y EREÑO, E., 1976 "Régimen de precipitaciones de la cordillera central", Dto. de Geografía, Universidad de Buenos Aires.
- KADOTSEVA, T.G., 1981 "On the gradients of air temperature in the

- alpine zone of South America: Materialnii Glaziologicheskii, Ispovedanii Xronika, N° 40 p. 111 - 115.
- LEVEDEVA, I.M., 1972 "Evaporation from glaciers of Soviet Central Asia: Materialnii Glaziologicheskii Ispovedanii", Kronika N° 20, p. 94 - 105.
  - MENEGAZZO de GARCIA, M.I., MINETTI, J.L. y CARLETTO, M.C., 1984 "Régimen de variabilidad del escurrimiento superficial de ríos andinos, Parte II: Variación interanual", Trabajo a presentar en 2da. Reunión Grupo Periglacial Argentino, San Juan, abril 1984, 15 p.
  - MINETTI, J.L., 1983 "Régimen de precipitación sólida en la República Argentina y Antártida", Trabajo presentado en la 2da Reunión Grupo Periglacial Argentino, San Juan, abril 1984, 10 p.
  - PENMAN, H.L., 1948 "Natural evaporation from open water, bare soil and grass" Royal Soc. London, Proc. Ser. A. 193: 120 - 146.
  - SERVICIO METEOROLOGICO NACIONAL, 1981 "Estadísticas climatológicas 1961 - 70, República Argentina.
  - WALTER, H., 1977 "Zonas de vegetación y clima", Ediciones Omega S. A., Barcelona, España.



Figura 1: ZONIFICACION DEL CLIMA EN FUNCION LATIALTUDINAL

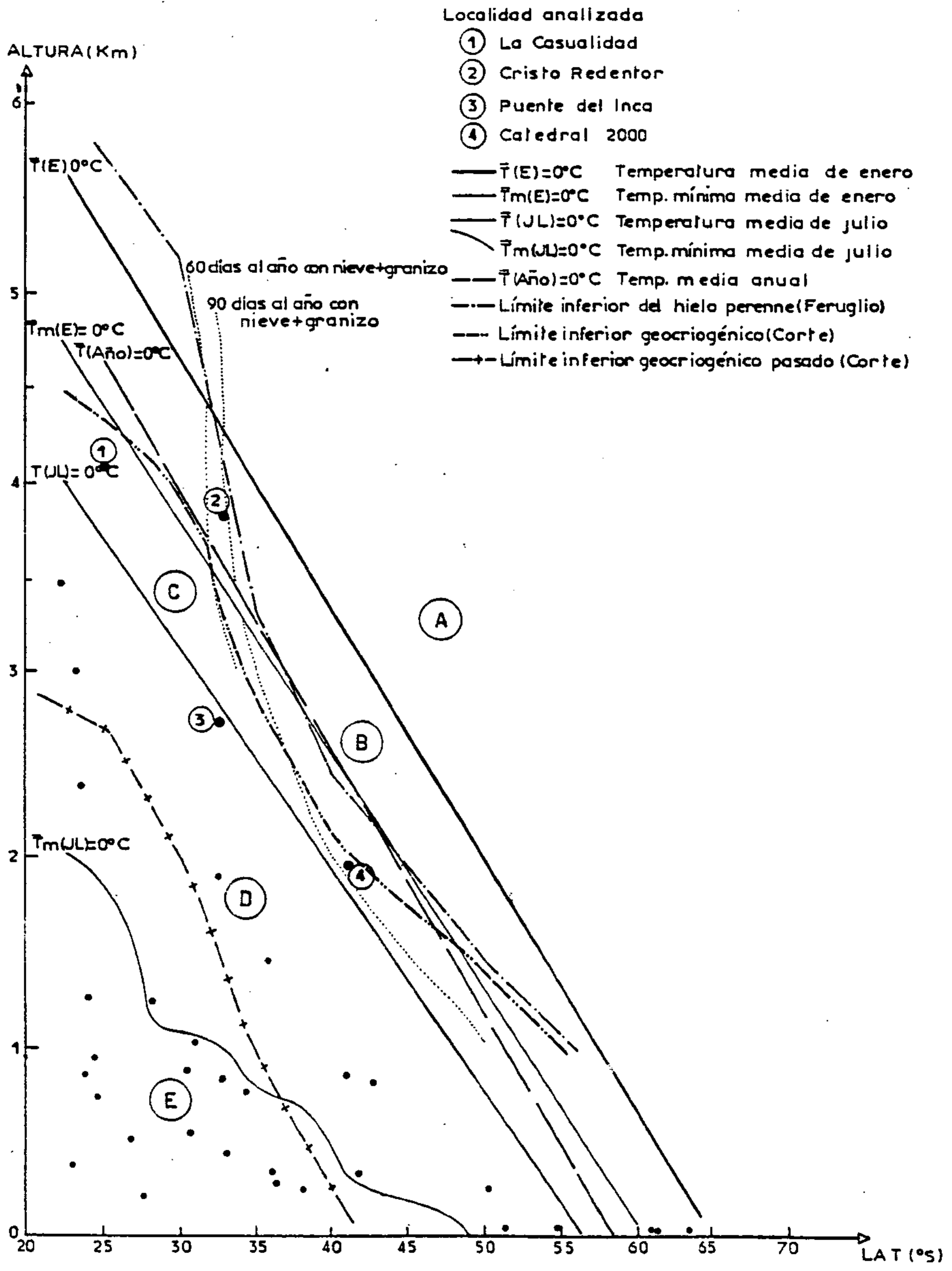
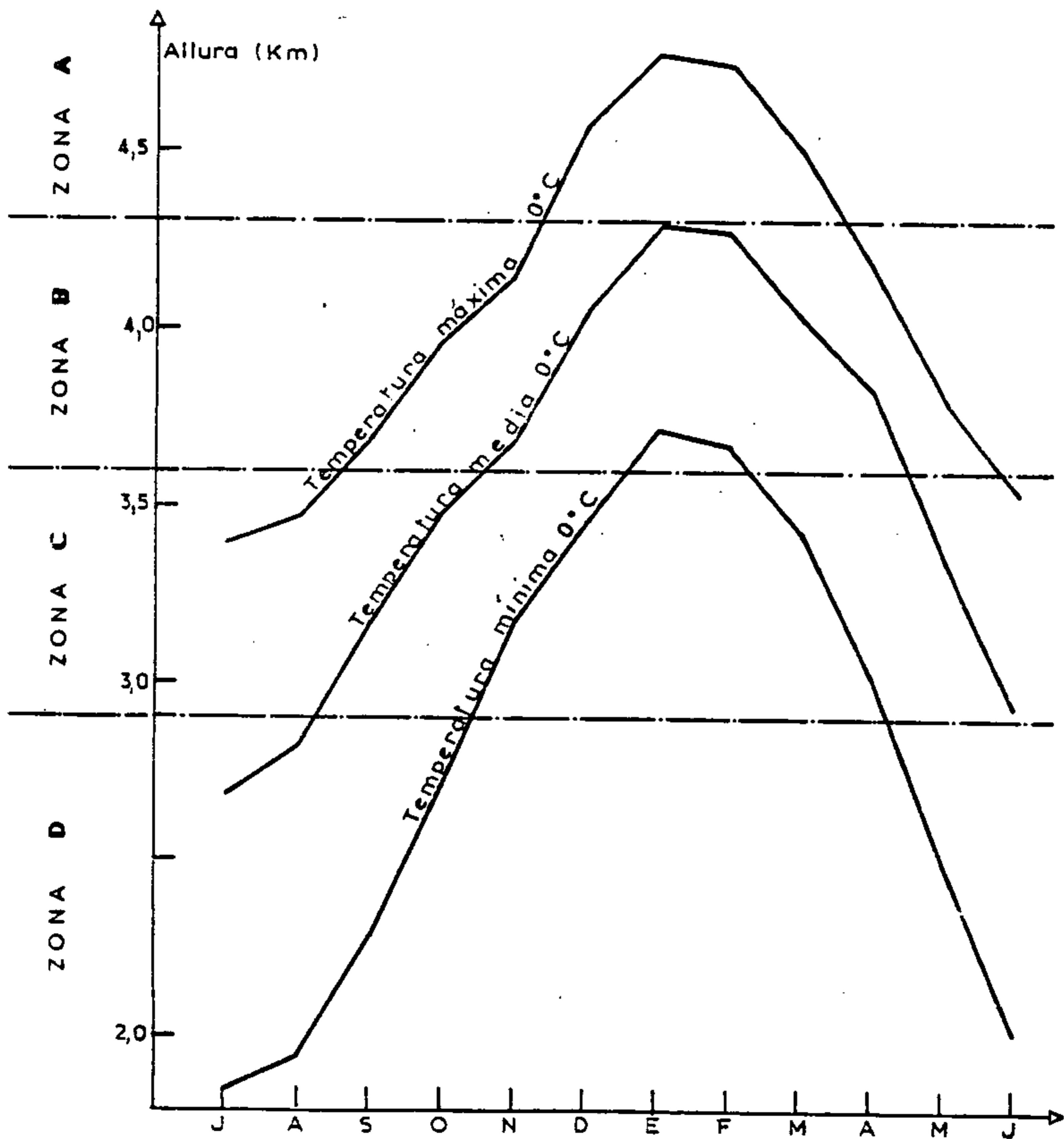


Figura 2: MARCHA ESTIMADA DE LAS TEMPERATURAS MAXIMAS MINIMAS Y MEDIAS DE 0°C CON LA ALTURA EN LA CORDILLERA CENTRAL.—





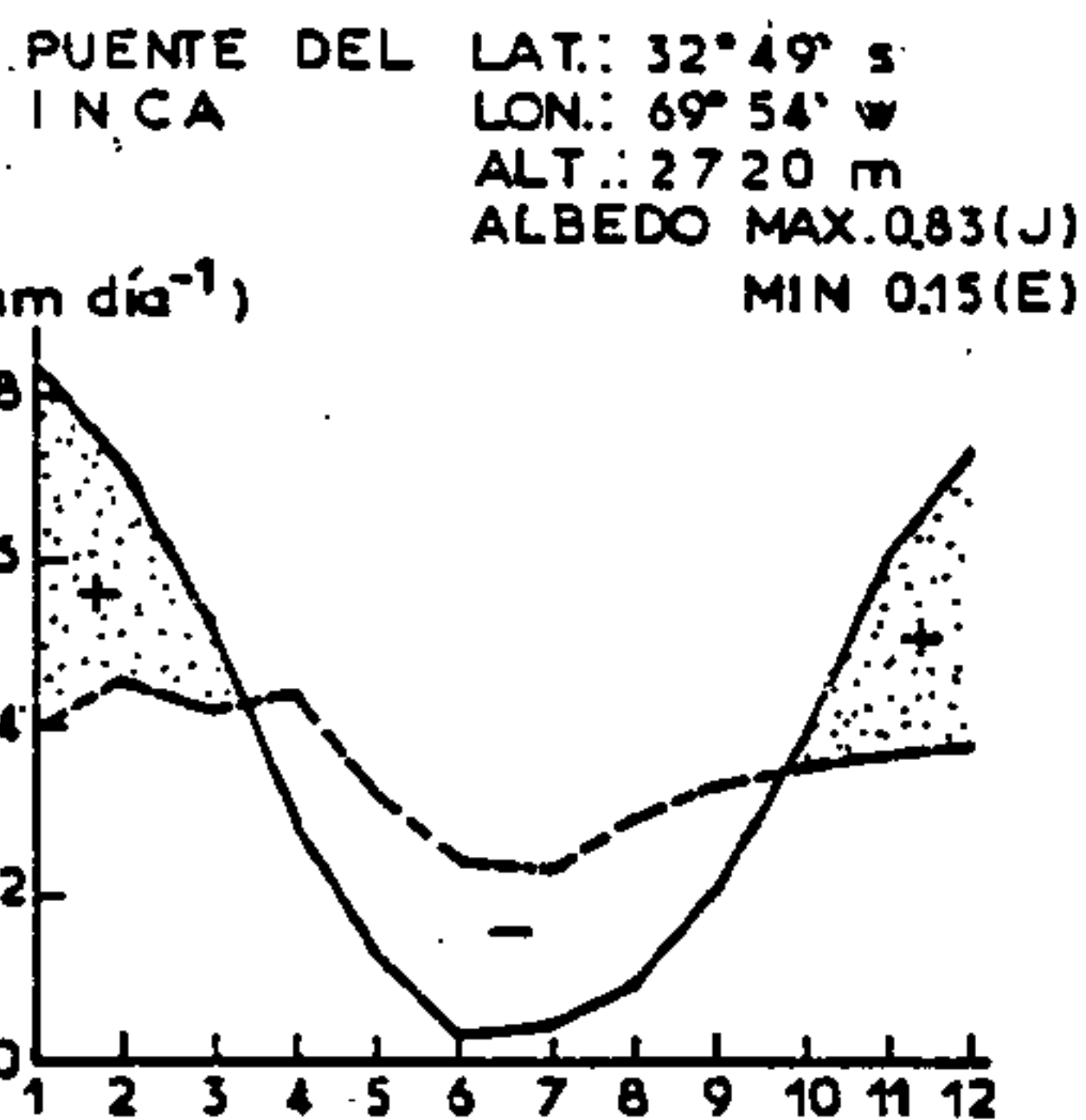
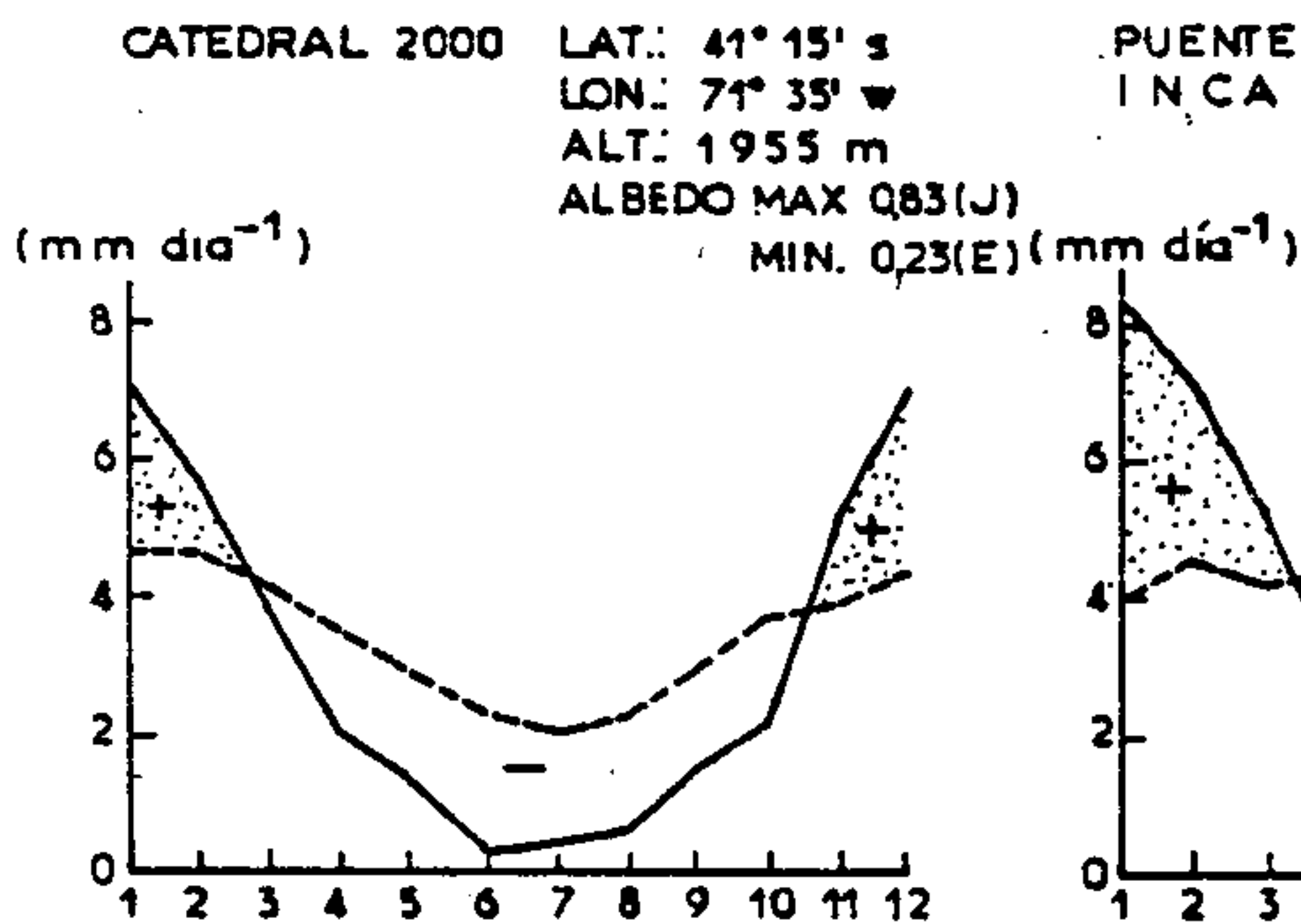
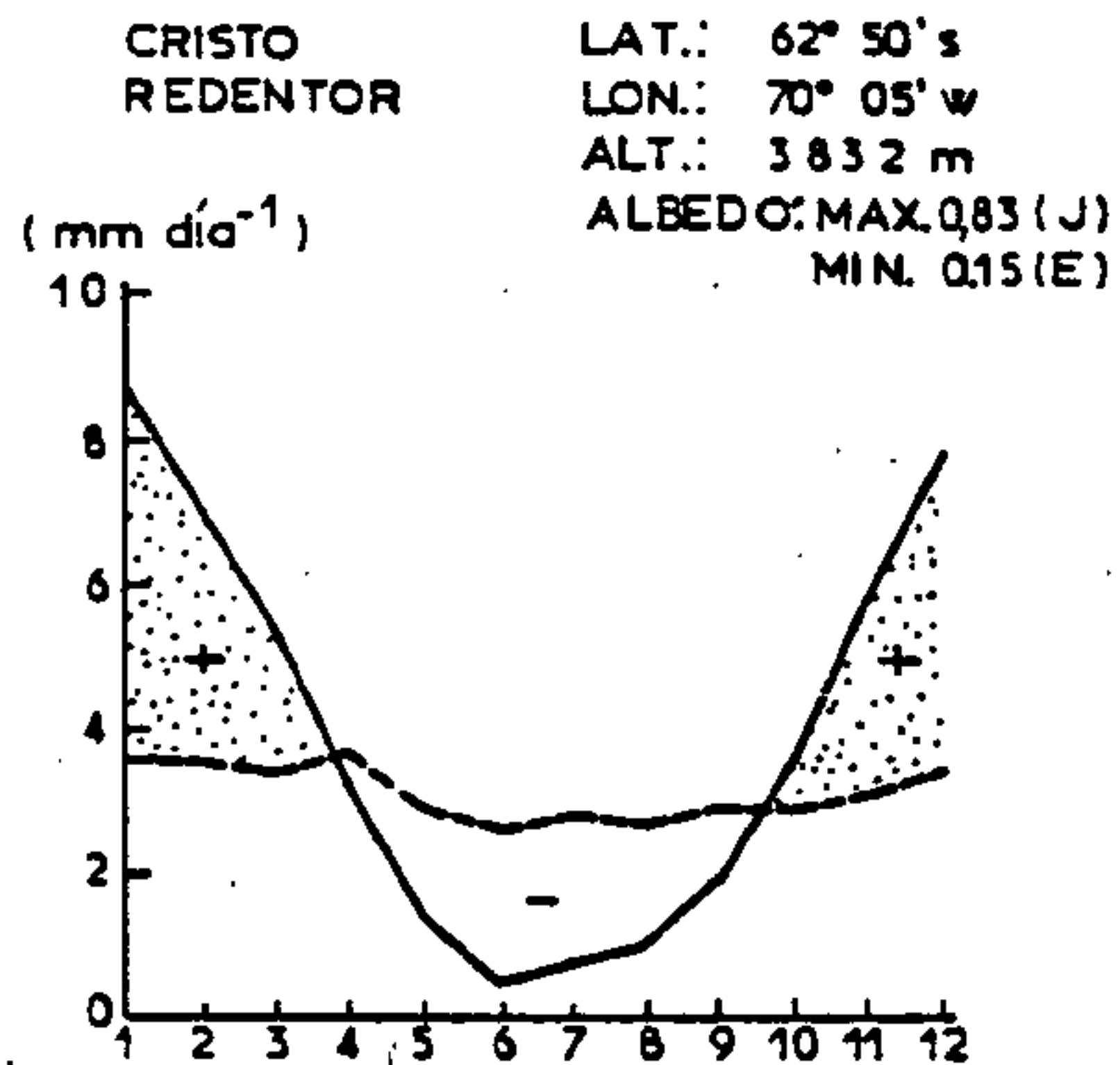
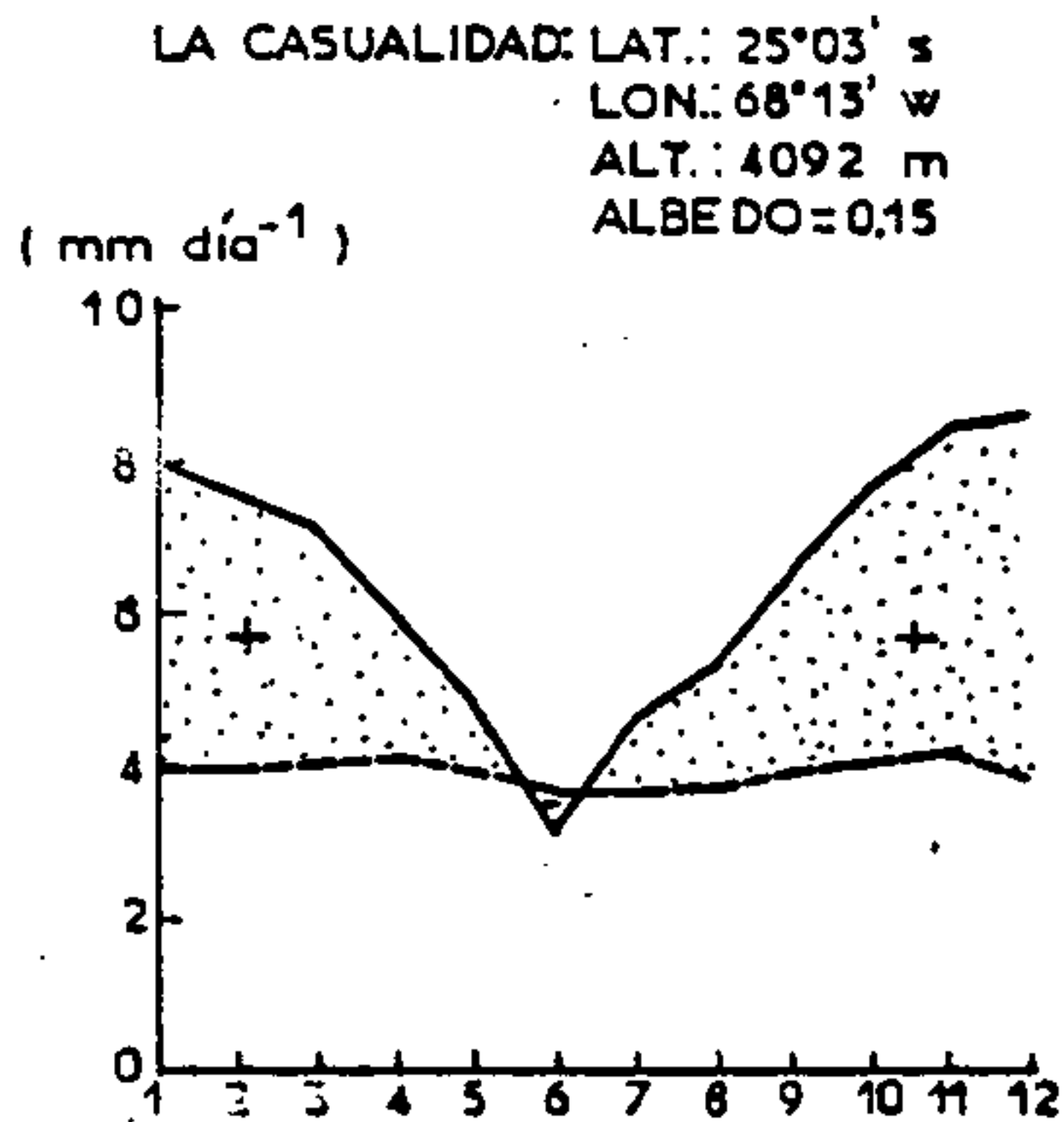
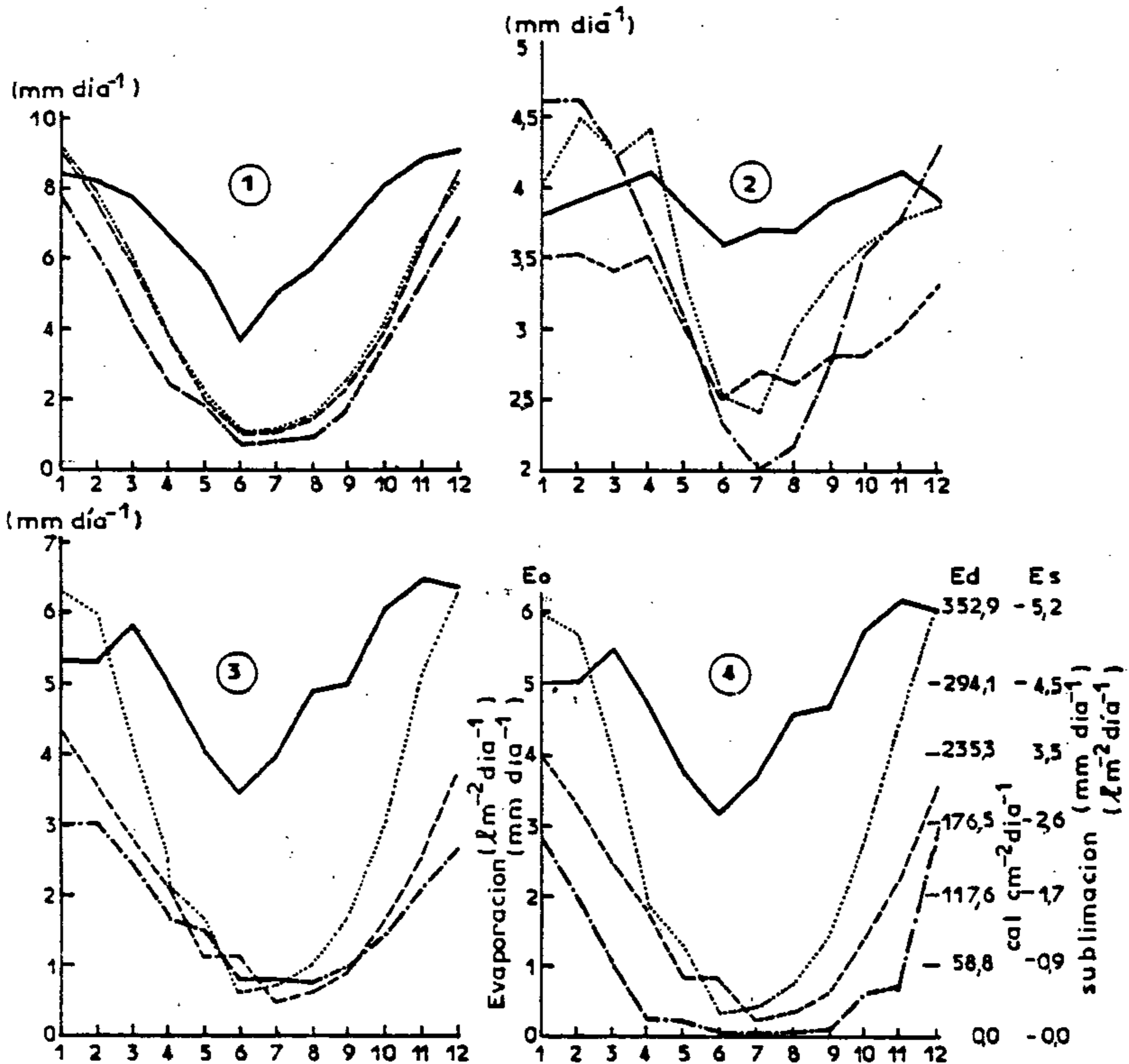


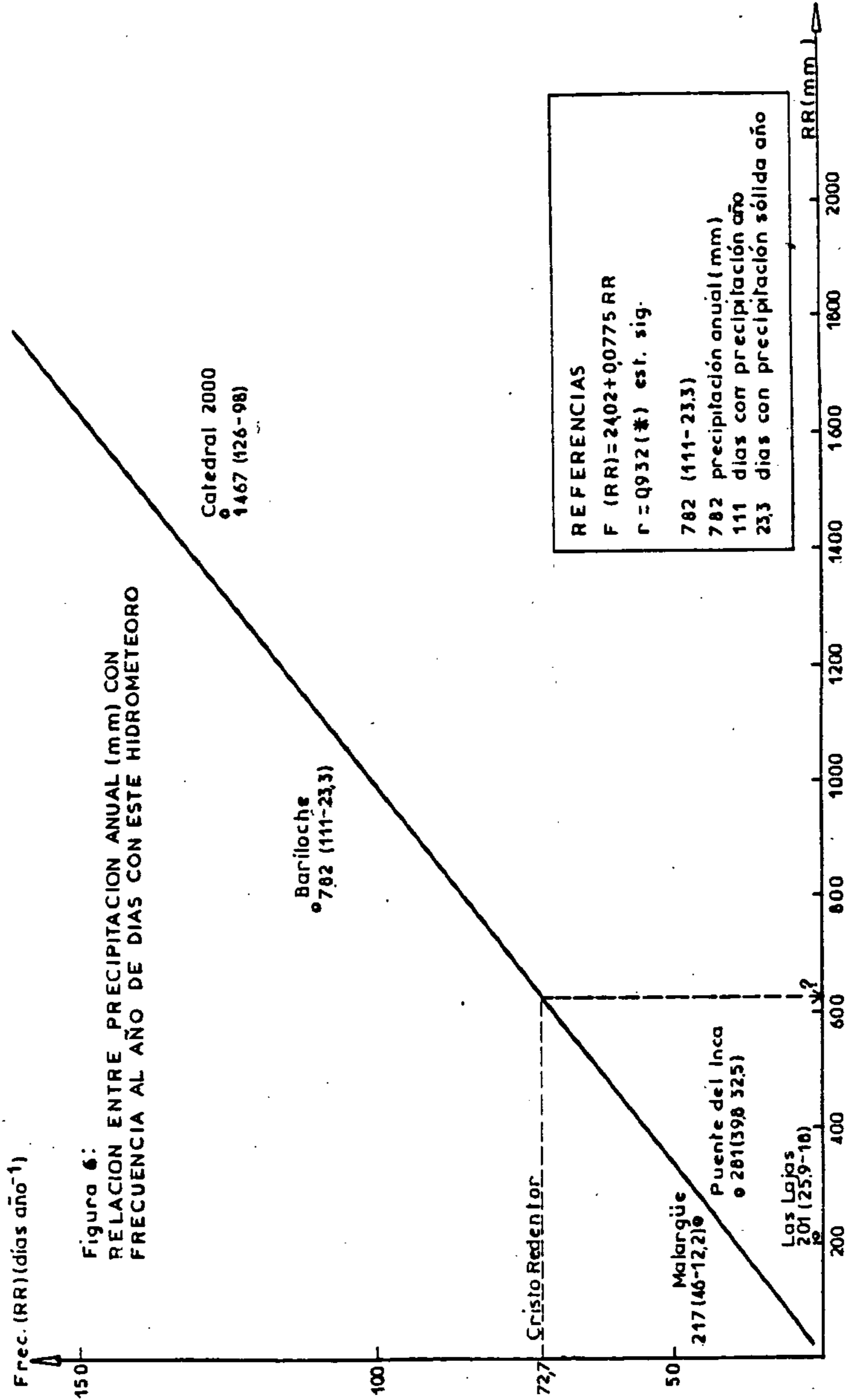
Figura 4:  
 RADIACION ENTRANTE AL SISTEMA Y APROVECHADA COMO ONDA CORTA ( $R_c \downarrow = \text{—}$ ), Y SALIENTE COMO ONDA LARGA ( $R_L \uparrow \text{ - - - -}$ ) LAS AREAS ENTRE AMBAS CURVAS ESTAN INDICANDO LA RADIACION NETA  $R_n$  ( $R_n = R_c \downarrow - R_L \uparrow$ ) LA ENERGIA ESTA ESTIMADA COMO CAPACIDAD EVAPO-RANTE EN (mm día<sup>-1</sup>) EQUIVALENTE A ( $\text{Lm}^{-2} \text{ día}^{-1}$ )



REFERENCIAS:   
 ————— LA CASUALIDAD   
 - - - - - CRISTO REDENTOR   
 ..... PUENTE DEL INCA   
 - · - · - CATEDRAL 2000

Figura 5:

- ① RADIACION ENTRANTE Y APROVECHADA POR EL SISTEMA EN ONDA CORTA (R<sub>c</sub> ↓)
- ② RADIACION SALIENTE DEL SISTEMA EN ONDA LARGA (R<sub>l</sub> ↑)
- ③ PODER EVAPORANTE DE LA ATMOSFERA E<sub>a</sub>
- ④ ENERGIA TOTAL DISPONIBLE (E<sub>d</sub>) CONVERTIDA EN EVAPORACION DIARIA (E<sub>o</sub>) O SUBLIMACION DIARIA (E<sub>s</sub>)



PROGRAMA HIDROLOGICO INTERNACIONAL  
 JORNADAS DE HIDROLOGIA DE NIEVES Y HIELOS  
 EN AMERICA DEL SUR

INVENTARIO DE GLACIARES. ANDES DE CHILE CENTRAL (32°-35° LAT. S.)  
HOYAS DE LOS RIOS ACONCAGUA, MAIPO, CACHAPOAL Y TINGUIRIRICA.

VALDIVIA, PEDRO\*

El presente informe es una contribución del Departamento de Hidrología de la Dirección General de Aguas del Ministerio de Obras Públicas (MOP/DGA) al conocimiento de las características físicas y morfológicas de las masas de hielo y/o nieve perenne existentes en el país. La zona estudiada representa una superficie de 11.337 Km<sup>2</sup> y se ubica en Los Andes de Chile Central, cuyas faldas occidentales se extienden paralelas al Océano Pacífico por más de 320 kms. en dirección Norte-Sur; entre los meridianos 70°00 y 70°30' Longitud W y entre los paralelos 32°15 y 35°00 Lat. S. Hidrográficamente, el área corresponde a las hoyas de los Ríos Aconcagua, Maipo, Cachapoal y Tinguiririca.

Mediante observaciones glaciológicas apoyadas en técnicas aerofotogramétricas, se reconoció e inventarió 1321 glaciares, que cubren un área de 902 Km<sup>2</sup>, con la siguiente distribución porcentual por hoya: Aconcagua (16.8), Maipo (46.8), Cachapoal (24.6) y Tinguiririca (11,8).

El 50% de los glaciares presenta un tamaño promedio entre 0,1 y 0,99 Km<sup>2</sup>, representando el 25,6% de la superficie total del hielo. A su vez el 11,6% de los glaciares con rango de tamaño entre 1 - 9,99 Km<sup>2</sup> representan el 50,0% de la superficie de hielo.

La relación entre las áreas de hielo expuesta y cubierta es del 79 y 21% respectivamente, con una distribución porcentual entre las áreas de ablación y acumulación del 51 y 49%, respectivamente. La distribución del hielo en altura presenta un valor promedio Regional de 3655±83 m.s.n.m.

El 58,3% de los glaciares reconocidos muestran superficies orientadas hacia el sector S. Los tipos glaciares más significativos corresponden a masas de hielos cubiertos y representan el 34,0%.

Las formas glaciares de falda representan el 26,9%, seguidas de las formas de nicho que alcanzan el 26,4%.

La línea de nieve se estimó, varía alrededor de los 3694±126 m.s.n.m., decreciendo desde el norte hacia el sur. Finalmente las reservas de agua sólida se estimaron en 79,5 Km<sup>3</sup>, que representan un equivalente líquido de 63,6 Km<sup>3</sup>.

El presente inventario está conforme con la Norma UNESCO-TTS/ WGI

(\* ) Geólogo de la Dirección General de Aguas  
 Casilla 30 B/Santiago 3/Santiago Chile S.A.

I.- INTRODUCCION:1.1 OBJETIVO Y ANTECEDENTES DEL ESTUDIO:

El presente informe tiene como objetivo, mostrar el avance alcanzado en materia del Inventario Nacional de Glaciares, programa desarrollado por el Departamento de Hidrología de la Dirección General de Aguas del Ministerio de Obras Públicas (DGA/MOP) y cuya filosofía es tomar las abstracciones del conocimiento sistemático y aplicarlos a problemas concretos y prácticos del país, imaginando implicaciones futuras.

Su propósito es comunicar la distribución de las principales características de las reservas de agua congelada contenida en 1321 glaciares reconocidos en Los Andes de Chile Central mediante el análisis de las propiedades físicas relativas a la ubicación, superficie, cotas, pendientes, orientación, superficie cubierta, altura de línea de nieve, espesores medios y volúmenes, además, de la clasificación internacional de glaciares, conforme con la norma UNESCO, representada por la Hoja Standard de Datos del Secretariado Técnico Temporal (TTS) de la Oficina de Inventario Mundial de Glaciares (WGI).

El estudio considera los métodos y procedimientos de trabajo empleados en la confección del inventario y su almacenamiento de datos, cuya base se extiende a posteriores estudios del Servicio Permanente de Fluctuación de Glaciares (PSFG), con residencia en Zurich, Suiza.

1.2 UBICACION DEL AREA:

La Región estudiada se ubica entre los paralelos 32°15' y 35°00' Lat. S. y entre los meridianos 69°45' y 70°30' Long. W. Específicamente se extiende desde el borde Occidental de la Cordillera de Los Andes de Chile Central y hasta la zona limítrofe con la República Argentina. La figura 1, muestra la ubicación espacial, referida a las ciudades más cercanas.



### 1.3 METODO DE TRABAJO

El procedimiento utilizado en la preparación del inventario, consideró los siguientes aspectos:

#### 1.3.1 Inventario de Glaciares

La caracterización y clasificación de los glaciares existentes en el área se ejecutó de acuerdo con la Norma Internacional propuesta por la oficina del Secretariado Técnico Temporal del Inventario Mundial de Glaciares (TTS/WGI). Muller, F., y Caflisch, T., Zurich, 1980, más algunas normas definidas por la D.G.A.

La distribución de las áreas glaciares existentes fue ajustada en conformidad con la Nomenclatura Hidrográfica establecida para la D.G.A., por Benitez, A. (1980), la cual, por decisión interna del Sub-Departamento Estudios Hidrológicos se modificó transformando el código de identificación numérico de la hoya por letras sucesivas a partir de la A, que identifican las subhoyas en estudio y cuyo código, ordenado por Región Administrativa y según el sentido Norte-Sur, es:

V REGION

054     RIO ACONCAGUA

0540    Aconcagua Alto

054    A    R. Juncal ante junta E. Juncalillo

054    B    R. Juncal ante junta R. Juncalillo y junta R. Blanco.

054    C    R. Blanco

054    D    R. Aconcagua entre R. Blanco y R. Colorado

054    E    R. Colorado ante junta E. Riecillos

054    F    E. Riecillos

054    L    R. Putaendo bajo junta R. Hidalgo

054    N    E. Quilpué

#### REGION METROPOLITANA

057     RIO MAIPO

0570    Río Maipo Alto

057    A    R. Maipo bajo junta R. Negro

057    B    R. Maipo entre R. Negro y R. Volcán

- 057 C R. Volcán
- 057 D R. Yeso
- 057 E R. Maipo entre R. Volcán y R. Colorado
- 057 F R. Colorado antes Junta Olivares
- 057 G R. Olivares
- 057 H R. Colorado entre R. Olivares y R. Maipo
- 057 N E. Aconcagua ante junta E. Paine (I)
- 057 U R. San Francisco
- 057 V R. Mapocho entre R. San Francisco y bajo junta E. Arrayán

#### VI REGION

##### 060 RIO RAPEL

##### 0600 Cachapoal Alto

- 060 A R. Cachapoal en junta R. Cortaderal
- 060 B R. Cortaderal en desembocadura Laguna Pejerreyes
- 060 C R. Cortaderal entre L. Pejerreyes y R. Cachapoal
- 060 D R. Cachapoal entre R. Cortaderal y R. Pangal
- 060 E R. Pangal (R. Paredones) en junta con R. Blanco
- 060 F R. Blanco

##### 0602 Tinguiririca Alto

- 060 A R. Tinguiririca hasta bajo junta R. Las Damas
- 060 B R. Tinguiririca entre R. Las Damas y R. del Azufre
- 060 C R. Azufre hasta R. Portillo
- 060 D R. Portillo
- 060 E R. Azufre entre R. Portillo y R. Tinguiririca

Los datos de cada glaciar que constituyen el Archivo Básico, fueron extraídos de la cartografía confeccionada mediante técnicas aerofotogramétricas, como es el caso en los inventarios de las hoyas de los ríos Aconcagua y Tinguiririca, lo que en conjunto significa un total de 80 láminas de 114x65 cms., dibujadas a tinta china y sobre papel plástico indeformable,

en escala 1:10000 con curvas de nivel cada 10 mts. de casi todas las áreas de nieve y/o hielo existente en dichas subhojas, dispuestas sobre una base cartográfica reticulada según el sistema de coordenadas U.T.M. Igual validez alcanza el cálculo de las áreas glaciares, discretizadas cada 50 mts. de altura, que fue realizado mediante el Planímetro Electrónico o Digitalizador Summagraphics, constituido por las unidades Display y Analítica, Modelos ID-416 e ID-2- CTR-20, respectivamente.

En el caso de los inventarios de las hoyas de los ríos Maipo y Cachapoal, éstos se confeccionaron sobre cartografía regular, escala 1:50000.

Los espesores para cada glaciar fueron asignados de acuerdo con la relación discutida en el punto 2.8.-

Los volúmenes de hielo fueron calculados en función de las áreas y los espesores medios obtenidos.

Luego de la revisión final de los valores dispuestos en la Hoja Standard, se ejecutó la entrada de datos mediante el proceso de digitación computacional, y su registro final se encuentra almacenado en diskette de simple densidad.

El listado computacional, no incluido, considera las principales características de cada uno de los 1321 glaciares reconocidos, y está referido al plano general de ubicación del inventario y/o serie de 4 planos de cartografía glaciar específica, que se acompaña.

El presente inventario de glaciares se encuentra almacenado en la Oficina de Computación del Sub-Depto. Estudios Hidrológicos, en espera de pasar a integrar como ARCHIVO de Glaciares el Banco Nacional de Aguas, permaneciendo a disposición de cualquier usuario.

El tratamiento matemático de los problemas relativos a estadística, trazado y ajuste de curvas, como la complementación, listado y ordenamiento computacional de los datos, fueron ejecutados por el ingeniero Sr. Brahim Nazarala G., perteneciente al Sub-Departamento de Estudios Hidrológicos, apoyado por el mini computador IBM, Modelo 5110.

### 1.3.2 Cartografía

Las bases cartográficas utilizadas como apoyo al inventario, corresponden a las cartas (sección 4230 E/F), a escala 1:50000 confeccionados por el Instituto Geográfico Militar de Chile (IGM) y cuya nomenclatura se indica a continuación, ordenada por subhojas:

#### Hoja: Río Aconcagua

<u>Hoja N°</u>	<u>Coordenadas</u>	<u>Denominación</u>
32	3215-7015	Río Rocín
33	3215-7000	Paso del Rubio
38	3230-7015	Río Colorado
39	3230-7000	Río Riecillos
45	3245-7015	Río Blanco
46/46A	3245-7000/6945	Portillo
52	3300-7015	La Disputada
53	3300-7000	Cordillera de los Piuquenes

#### Hoja: Río Maipo

59	3315-7015	Farellones
60	3315-7000	Río Colorado
61	3315-6945	Tupungato
67	3330-7015	San José de Maipo
68	3330-7000	Embalse El Yeso
69	3330-6945	Río Yeso
76	3345-7015	El Ingenio
77	3345-7000	El Volcán
78	3345-6945	Volcán San José

Hoja: Río Cachapoal

<u>Hoja N°</u>	<u>Coordenadas</u>	<u>Denominación</u>
7	3400-7015	Sewel
8	3400-7000	Cerro Catedral
9	3400-6945	Volcán Maipo
17	3415-7015	Río Cortaderal
18	3415-7000	Paso de Las Leñas

Hoja: Río Tinguiririca

26	3430-7030	Río Clarillo
27	3430-7015	C° Alto Los Arrieros
35	3445-7030	Sierra de Bellavista
36	3445-7015	Termas del Flaco

1.3.3 Fotografías Aéreas

En general, las superficies de los glaciares restituidos fueron previamente delimitados por la D.G.A. en transparencias sobre las fotografías aéreas verticales Hycon, las que fueron tomadas durante la temporada de enero y febrero de 1955-1956. Las características generales de las líneas de vuelo se han estimado en una altura de vuelo media de  $10521 \pm 93$  m. y cámaras con distancia focal de  $153,58 \pm 0.10$  mm.

A continuación se entrega el detalle de las fotografías aéreas utilizadas, de acuerdo con el siguiente orden: Rollo/Línea/Serie.

<u>Río Aconcagua</u>	<u>Río Maipo</u>	<u>Río Cachapoal</u>	<u>Río Tinguiririca</u>
12/18/1814-1831	12/18/1793-1815	12/18/1780-1789	26/16/4252-4261
25/17/4026-4047	25/17/4070-4047	25/17/4069-4083	147/17/24870-24880
26/16/4192-4214	26/16/4237-4213	147/17/24878-25881	12/18/1770-1780
26/16/4162-4163	26/15/4277-4301	26/16/4236-4255	7/19/1108-1116
26/15/4301-4321	27/14/4388-4362	27/14/4388-4402	
27/14/4344-4362	27/13/4409-4440	27/15/4262-4279	
27/13/4445-4452	148/12/24940-24965	27/13/4403-4413	
	148/11/24903-24931		

#### 1.3.4 Restitución Aerofotogramétrica

Los trabajos de restitución aerofotogramétricos de los glaciares de las hoyas del río Tinguiririca y Aconcagua fueron contratados al Servicio Aerofotogramétrico SAF/FACH. El autor, se desempeñó como Inspector Fiscal de los trabajos mencionados.

El instrumental técnico utilizado fue un Stereocartógrafo "SANTONI" modelo IV, un Stereosimplex "SANTONI" modelo II C, un P.U.G. 4 "WILD" para la transferencia de puntos y un Coordinatógrafo "ARISTO".

La orientación absoluta de los estereomodelos fue apoyada mediante puntos seleccionados obtenidos desde los avances topográficos a escala 1:50.000, mencionados.

Dado que la lectura gráfica a partir de estos, permite una precisión de  $0,2 \pm 0,05$  mm., se espera una precisión de ejecución de la restitución cercana a  $\pm 10$  m. tanto en planimetría como altimetría, error que desde el punto de vista del trabajo es mínimo con respecto a otros inventarios realizados con anterioridad.

#### 1.4 TRABAJOS ANTERIORES

Sobre el área de Los Andes de Chile Central se han realizado variados estudios, muchos de los cuales han servido de base al presente informe. Específicamente en materia de Inventario de glaciares destacamos los estudios de Lliboutry, L. (1956); Marangunic, C. (1979); Caviedes, J. (1979) y Valdivia, P. (1984).

## 2.- INVENTARIO NACIONAL DE GLACIARES:

El archivo básico de los datos que constituyen el presente inventario considera los antecedentes de 1321 glaciares reconocidos en las hoyas de los ríos Aconcagua, Maipo, Cachapoal y Tinguiririca, cuyas cabeceras se ubican en la Cordillera de los Andes y se distribuyen entre los paralelos  $32^{\circ} 15'$  y  $35^{\circ} 00'$  Lat. S.

La información que contiene es reproducible mediante listados de computador conforme con los requerimientos específicos del usuario. Un análisis general de la información permite establecer las siguientes generalidades:

### 2.1 SUPERFICIES GLACIARES:

Los glaciares de los Andes de Chile Central cubren un área de 902 Km<sup>2</sup>, de los cuales el 16.8% se distribuye en la Hoya del Río Aconcagua, (con denotación 054 o 54); el 46.8% en la Hoya del Río Maipo (057 ó 57); el 24.6% en la Hoya del Río Cachapoal (0601 ó 61); el 11,8% en la Hoya del Río Tinguiririca (0602 ó 62).

A continuación se presenta el total del área englaciada ordenada por tamaño, tal que R1 indica el número de glaciares reconocidos cuyo rango está entre 0.01-0.09 Km<sup>2</sup>; análogamente R2 → 0.10-0.99 Km<sup>2</sup>; R3 → 1.00-9.99 Km<sup>2</sup> y R4 → > 10.00 Km<sup>2</sup>. La notación A (R2) debe leerse como el área que cubren todos los cuerpos de hielo comprendidos en el rango R2. Como nomenclatura adicional se incluye, Nt = número total de glaciares reconocidos por hoja.

Hoya	R1	A(R1) Km2	R2	A(R2)	R3	A(R3)	R4	A(R4)	Nt	$\Sigma A(R) 1-4$
54	55	3,76	177	61,50	35	85,99	-	-	267	151,25
57	235	11,90	331	93,87	73	204,82	8	117,31	647	421,90
61	11	s/d	104	s/d	27	s/d	4	-	146	222,42
62	187	5,07	55	19,86	18	51,85	1	29,73	261	106,46
									1321	902,03

A escala Regional, el análisis parcial de los datos permite establecer que de los 1321 glaciares reconocidos, el porcentaje alcanzado por rango de tamaño es para R1(36,9%); R2(50,5%); R3(11,6%) y R4(1,0%).

En términos reales netos los glaciares correspondientes a cada uno de los rangos definidos alcanzaron los siguientes porcentajes, R1(3,0%); R2(25,6%); R3(50,0%) y R4(21,4%).

A continuación, en forma de datos en bloque se entregan los valores del área englacada específica por hoya, porcentaje o relación superficie de hielo  $\div$  superficie de la hoya  $\rightarrow$  p; la relación porcentual entre el área de hielo expuesta y cubiertos,  $\rightarrow$  q; conjuntamente con la relación homóloga entre el área de ablación y acumulación,  $\rightarrow$  r; finalmente se nomina el glaciar de mayor extensión con su respectiva superficie expresada en Km2;  $\rightarrow$  s y la relación (área de ablación  $\div$  área de hielo expuesta) o porcentaje de ablación de los glaciares en cada cuenca,  $\rightarrow$  t.

Hoya	(p)	(q)	(r)	(s)	(t)		
054	6.5						
057	6.9	61	39	56	44	Junca1 Sur/27.6	91,4
061	11.7	79	21			Cipreses/41.1	45,8
062	10.7	97	3	47	52	Universidad/29.7	49,3



Respecto de la distribución superficial del hielo y/o nieve se establecieron las siguientes clases (R), definidas:

Hoya	A(R1)	A(R2)	A(R3)	A(R4)
054				
057	1.08 $\pm$ 0.75	9.32 $\pm$ 6.94	29,26 $\pm$ 21.07	39.10 $\pm$ 27.30
061				
062	0.037 $\pm$ 0.025	0.278 $\pm$ 0.174	2.32 $\pm$ 1.71	

## 2.2 ALTURAS GLACIARES:

En general la distribución espacial del hielo presenta los siguientes valores de alturas medias,  $\rightarrow p_1$ ; y de acumulación y ablación,  $\rightarrow r_1$ ; todos los valores se expresan en metros sobre el nivel del mar. Sea  $q_1$  las alturas máximas y mínimas.

Hoya	( $p_1$ )	( $q_1$ )	( $r_1$ )
054	3702	(3885 $\pm$ 247) (3519 $\pm$ 183)	
051	3739	( 4203 ) ( 3730 )	
061	3551	( ) ( 3214 )	
062	3630	(4631 $\pm$ 66 ) (2848 $\pm$ 196)	(3877)3375

## 2.3 ORIENTACIONES GLACIARES:

El 58,3% de los glaciares reconocidos, muestran sus superficies orientadas hacia el sector SW-S-SE, siendo a su vez el sector SW > SE en un 6.9%. A continuación, en forma porcentual se muestra la orientación general por hoya de las áreas glaciares de acumulación y ablación. En el caso del Río Tinguiririca se establecieron sus rumbos medios.

		N	NW	W	SW	S	SE	E	NE
<u>Hoya</u>									
057	Acumulación	8.2	14.2	13.1	18.4	22.5	10.5	5.6	7.5
	Ablación	6.4	17.6	9.7	22.5	18.3	12.4	5.2	7.9
057	Acumulación	3.2	8.8	12.5	16.6	28.0	13.1	11.5	6.3
	Ablación	3.7	8.8	14.2	16.8	24.0	14.1	12.4	6.0
061	Acumulación	10.3	4.8	6.8	10.3	37.7	12.3	8.9	8.9
	Ablación	11.6	4.1	9.6	11.0	34.3	11.6	8.2	9.6
062	Acumulación	3.1	15.3	7.7	34.9	13.0	18.8	0.8	6.5
	Ablación	2.3	15.7	7.3	35.3	13.0	17.6	1.6	7.3
	Or.	N5+3	N48+12	N90+3	N128+16	N179+1	N141+17	N94+3	N39+23
<u>Orientación</u>									
General (%)		6.1	11.1	10.1	20.7	23.8	13.8	6.8	7.5

#### 2.4 TIPOS GLACIARES:

Los tipos de glaciares más relevantes a escala regional, desde el punto de vista numérico, corresponden a masas de hielo cubiertos y representan el 34.0%, siendo el segundo término más representativo, los glaciaretos con el 30,6%. En este mismo sentido los glaciares de valle y de montaña que contienen la mayor masa representan el 6.2% y el 29,2% respectivamente.

A continuación se muestran los resultados derivados de la clasificación y número de (tipos) de glaciares por hoya.

TIPOS HOYA	DE VALLE		DE MONTAÑA		GLACIARETE		CUBIERTO	
	N°	(%)	N°	%	N°	(%)	N°	(%)
054								
057	27	4.2	129	19.9	165	25.5	326	50.4
061	7	5.0	70	48.0	44	30.0	25	17.0
062	31	11.9	109	41.7	113	43.3	8	3.1
Σ Total	65	6.2	308	29.2	322	30.6	359	34.0

## 2.5 FORMAS GLACIARES:

Aun cuando los datos analizados corresponden a las hoyas de los ríos Maipo y Tinguiririca, se establece que las formas glaciares dominantes corresponden a formas de falda que representan el 26,9%; las formas de nicho y circo resultan las formas mayoritarias con un 26,4% y 26,1%, respectivamente.

A continuación se indica la clasificación de formas glaciares por hoyas.

Hoya	Cuencas Compuestas		Cuenca Compuesta		Cuenca Simple		Circo		Nicho		Crater		Falda*	
	(N°)	(%)	(N°)	(%)	(N°)	(%)	(N°)	(%)	(N°)	(%)	(N°)	(%)	(N°)	(%)
054														
057	12	1.9	53	8.2	39	6.0	200	30.9	201	31.1	1	0.1	141	21.8
061														
062	16	6.1	12	4.6	47	18.0	37	14.2	38	14.6	8	3.1	103	39.4
ΣTotal	28	3.0	65	7.2	86	9.5	237	26.1	239	26.4	9	0.9	244	26.9

(\*) Incluye formas de planchón, grupo y áreas de hielo remanente.

## 2.6 EVENTOS GLACIARES:

Las trazas glaciares por devenir de procesos de acumulación y fusión del hielo son frágiles y efímeros por cuanto se encuentran directamente expuestos a las causas exteriores de intemperismo, resultando en consecuencia difícil de predecir a partir de un volumen de material morrénico, cuyas arquitecturas se sitúan en el campo de lo aparente y/o cualitativo, el volumen del hielo original.

La zona central, entre los paralelos 32° al 35°, se presenta caracterizada por registros evidentes de erosión y depósitos glaciares. Estos depósitos morrénicos proyectados de manera Paleoglaciológica, exceden en veces los volúmenes de los cauces fluviales, desbordando el hielo, con frecuencia las divisorias de agua actuales, generando un plano continuo con pendientes cercanas al 3%. Este antecedente es deducible de manera pictográfica de las imágenes LANDSAT, tomadas en la hoyas de

los ríos Cachapoal y Tinguiririca. Aun cuando el retroceso de los glaciares en la actualidad es lento, las glaciaciones debieron ser catastróficas. Por analogía la acumulación del hielo a nivel territorial fue una inundación "sólida" con sus derivadas ondas de choque.

En estricto, aun cuando el número de eventos glaciológicos permanece aún en la obscuridad, las observaciones de terreno realizadas en el área permiten afirmar que existieron períodos rítmicos de actividad volcánica que provocaron como reacción la fusión del manto de hielo. Apoyado en evidencias estratigráficas se pueden determinar un mínimo de cuatro planos o niveles base de coladas volcánicas y cada uno de ellos es puesto en evidencia ya sea en :

- a) La estructura columnar de las lavas andesíticas-basálticas.
- b) Discordancia por depositación en planos de erosión, provocados por el escurrimiento de material fluidal en depresiones o paleocanales, sobre cuyo fondo se encuentran depósitos de material generado por actividad fluvio-glacial.
- c) Flujos volcánicos sometidos a cambios súbitos de las condiciones termodinámicas, como la variación de la temperatura, cuyo gradiente fue probablemente alterado por las aguas de deshielo producto de la emisión de masa, y cuya traza visible se refleja en filetes de lava ascendentes que quedaron estáticos, siendo posible observar inequívocamente el sentido direccional del desplazamiento de la masa fluidal.

En lo que concierne a la última edad glacial reconocida en nuestro territorio y cuyos avances han sido restringidas a las zonas de la alta cordillera, es posible correlacionarla con la época Wisconsin-Würn que afectó al Hemisferio Norte de nuestro planeta, hace 50.000 años atrás.

## 2.7 LÍNEA DE NIEVE (DE EQUILIBRIO)

Si la línea de nieve indica la posición inferior del manto de hielo o nieve a medida que avanza el proceso de ablación (fase transiente) hasta culminar con la posición más alta al término de la estación de verano donde se la define entonces como línea de neviza o firnline, es el caso considerar que existen subhoyas en las cuales el promedio de las cotas mínimas de superficie de hielo expuestas es superior a la cota promedio de la línea de nieve o bien su inversa, en la cual el promedio se encuentra por debajo de ella, es que se buscó una altura a la cual se le asignó la definición de línea de nieve. De esta manera se la conoce de modo indirecto al asimilarla por aproximación a la línea de equilibrio la cual es determinada por los rasgos morfológicos que distinguen diferencias entre las zonas de ablación y acumulación cuyo borde separa flujos extensivos y compresivos.

Aun cuando ambos métodos aplicados a unidades de año entregan resultados diferentes es probable que sus promedios debieron llegar a resultados similares en varios años. Ahora si se considera que en el proceso de las variaciones oscilatorias de los glaciares intervienen la ubicación, orientación, pendiente, forma de alimentación y cobertura entre otras; variables que fueron analizados independientemente para las hoyas de los ríos Maipo, Cachapoal y Tinguiririca, es posible reconocer algunas apreciaciones generales como:

Los promedios de las líneas de equilibrio son diferentes en cada área específica, por lo tanto es conveniente la subdivisión de las áreas al mínimo. De esta misma manera resulta adecuado una división directa de los rumbos glaciares.

Las líneas de equilibrio están significativamente más bajas en glaciares con exposición al sur, observándose aumento en altura desde el W al E.

Según un líneal N.S. las líneas de equilibrio son más altas o uniformes hacia el Norte que hacia el Sur. Este aparente sentido tiene una lógica adicional por cuanto existe hacia el Norte un levantamiento de la masa continental (fenómeno tectónico), cuyo efecto produjo un mayor encauzamiento de los glaciares.

Es probable, que del análisis numérico detallado se obtengan resultados más concretos, pero aún así tendrán validez alguno de los siguientes convencionalismos:

- a) Los glaciares con variaciones locales positivas se caracterizan por presentar exposiciones en los cuadrantes SW-S-SE,

La presencia de glaciaretos o manchas de nieve en rocas altas y la posición de la línea de equilibrio en consecuencia con la topografía superficial del glaciar.

- b) Los glaciares con variaciones locales negativas se caracterizan por presentar exposiciones en los cuadrantes NW-N-NE,

La presencia de pequeños glaciares a bajas alturas al pie de rocas con alimentación por avalancha y posición de la línea de equilibrio en dirección de la pared de la roca de caja, generalmente ubicados al lado de la sombra proyectada por rocas altas en canales estructurales.

A continuación se entrega el promedio de cotas de líneas de nieve que incluyen la línea de equilibrio de los glaciares cubiertos:

Hoja	Rango de variación	
054		
057	3792	3503 - 4081
061	3551	3396 - 3706
062	3739	3609 - 3870

## 2.8 VOLUMEN DE HIELO Y EQUIVALENTE EN AGUA:

Según Marangunic, C. (Op. Cit), la mayor incógnita en la estimación de volúmenes, lo constituye la apreciación respecto de la proporción de hielo y roca que contienen los glaciares de rocas. A falta total de antecedentes se ha decidido estimar que sólo el 50% del volumen de los glaciares de roca está constituido por hielo.

Los datos relativos al espesor de glaciares, aun cuando ellos no fueron determinados in situ, tienen su fundamento en apreciaciones empíricas derivadas de investigaciones que correlacionan el área del glaciar con el espesor o potencia del manto de hielo. Las estimaciones del espesor según la magnitud areal de los glaciares fue estimado según el siguiente criterio:

Area (Km <sup>2</sup> )	Espesor medio
0 - 0,10	5
0,11 - 0,50	20
0,51 - 1,00	40
1,01 - 2,00	65
2,01 - 5,00	90
5,01 - 10,00	120
10,01 - 20,00	155
20,01	200

En la esperanza que la falta de evaluación particular se ajuste un poco a la realidad, a continuación se estiman los volúmenes totales de las reservas de aguas congeladas almacenadas entre las latitudes 32° y 35° Sur, en los Andes de Chile Central. Para el cálculo del equivalente en agua se consideró la densidad media del hielo en 0.8 gr. cm<sup>-1</sup>. En general, el error por volumen se estima no superior al 10%.

Hoya	Volumen de hielo Km <sup>3</sup>	Equivalente en agua (Km <sup>3</sup> )
054	7,08	5,66
057	38,30	30,64
061	22,83	18,26
062	11,28	9,02
	79,5	63.6

## 2.9 RECOMENDACIONES:

Una idea que tiende a aprovechar y mejorar la comunicación con la hidronaturaleza es pensar que en glaciología histórica el determinismo sólo tiene sentido dentro de un experimento controlado de tamaño razonable y cualquiera que sea la inversión en el campo de la investigación relativa al agua es ganancia en vida.

Consecuente con lo anterior, la Oficina de Glaciología solicita apoyo y recursos para desarrollar la Red de Observación Básica de Glaciares con control topográfico

Aplicación en materias de cartografía computacional glaciológica, tal que nos permita colocar a la cordillera de Los Andes bajo coordenadas numéricas reproducibles mediante holografías ópticas.

Restitución de glaciares seleccionados de la Red Básica, de acuerdo a vuelos actuales, tomadas en la temporada febrero-marzo y comparar las variaciones de las masas de hielo.

Incentivar la creación del campo de estudios geotermales



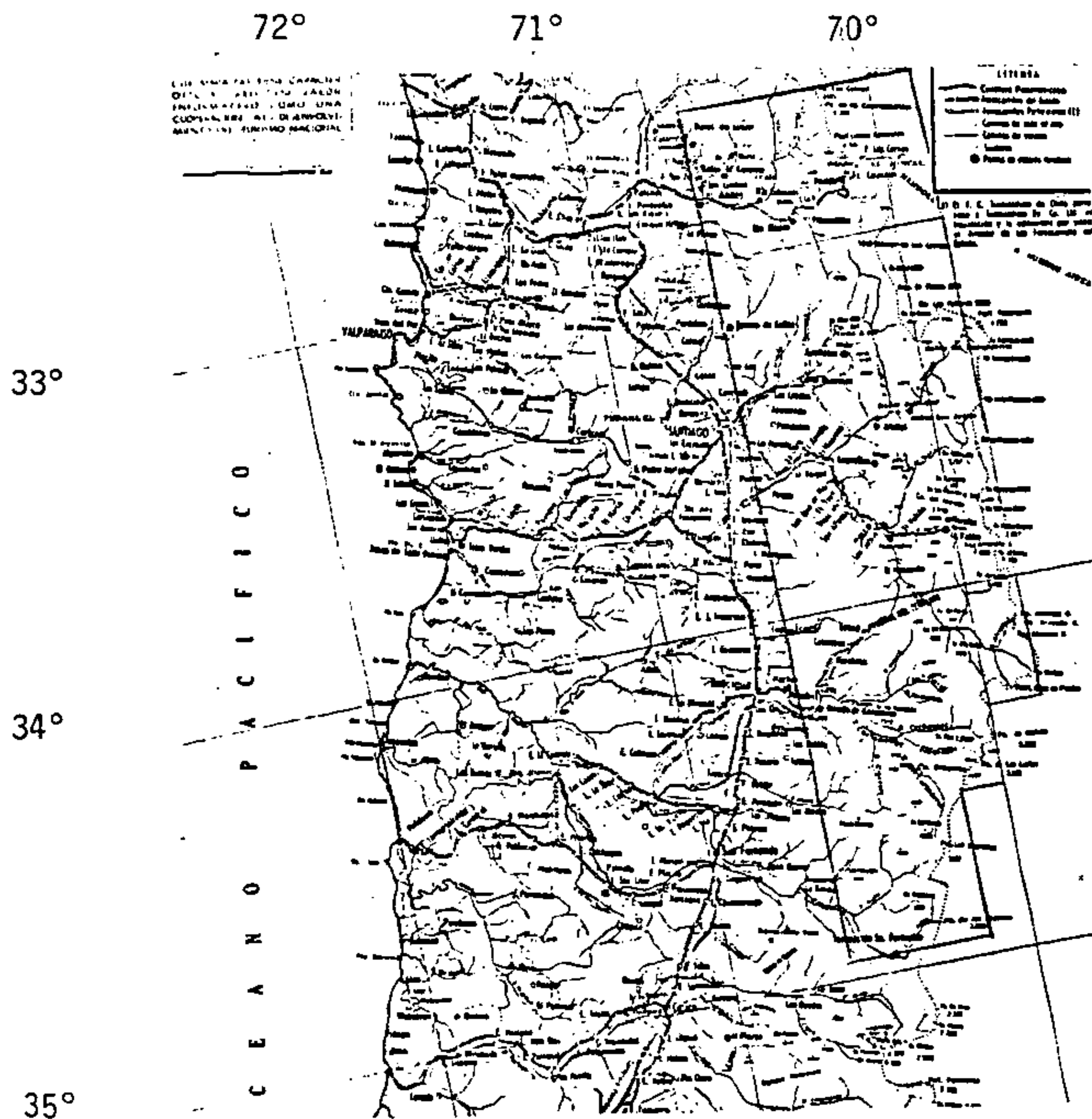
como apoyo a los estudios glaciológicos y como norma general que los estudios del área ingenieril consideren las bondades de los estudios interdisciplinarios, en particular aquellos relacionados con la Geología.

#### BIBLIOGRAFIA:

- BENITEZ, A. 1980 Clasificación de cuencas hidrográficas de Chile. Dirección General de Aguas. M.O.P. Santiago.
- CAVIEDES, J. 1979 Inventario de glaciares en la Hoya del Río Cachapoal y predicción de la escorrentía del deshielo. Andes Centrales: Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Geología, Santiago, Chile.
- CORTE, A. y ESPIZUA, L. 1981 Inventario de Glaciares de la Cuenca del Río Mendoza. Instituto Argentino de Neivología y Glaciología (Ianigla), Mendoza. Rp. Argentina.
- LLIBOUTRY, L. 1956 Nieves y Glaciares de Chile. Fundamentos de Glaciología. Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago de Chile, 1956.
- MARANGUNIC, C. 1979 Inventario de Glaciares. Hoya del Río Maipo. DGA/MOP. Chile.
- MULLER, F.; CAFLISCH, T. y MULLER, G., 1979 Firn und eis der Schweizer Alpen. Gletcher Inventar. Swiss Federal Institute of Technology. Publ. Nr.57 Zurich.

- MULLER, F. 1977 Fluctuations of glacier 1970-1975 (vol III) P SFG/IVGG-FAGS/ICSU. Department. of. Geography. Swiss Federal Institute of Technology (ETH) Zurich Unesco: ISBM 92-3-101462-5.
- PEDRAZA, A. y RAUH, R. 1984 Análisis y Evaluación de Terreno. Universidad de Santiago. Facultad de Ingeniería. Departamento de Geomensura Santiago Chile.
- VALDIVIA, P. 1984. Inventario de Glaciares. Hoya del Río Tinguiririca VI Región Departamento de Hidrología Dirección General de Aguas, Septiembre 1984.
- VALDIVIA, P. 1984. Inventario de Glaciares Hoya del Río Aconcagua. V Región. Departamento de Hidrología. Dirección General de Aguas. Noviembre-1984.

FIGURA 1  
Ubicación del Area



70°15'

70°30'

I 6.21

INVENTARIO DE GLACIARES. DGA/MOP  
HOYA DEL RIO ACONCAGUA.  
Valdivia, P. 1984.

054 L

Río Futaendo bajo  
Río Hidalgo

Río Colorado  
054 E 32°30'

054 F  
E. Riecillos

054 N  
E. Quilpué

054 B 32°45'

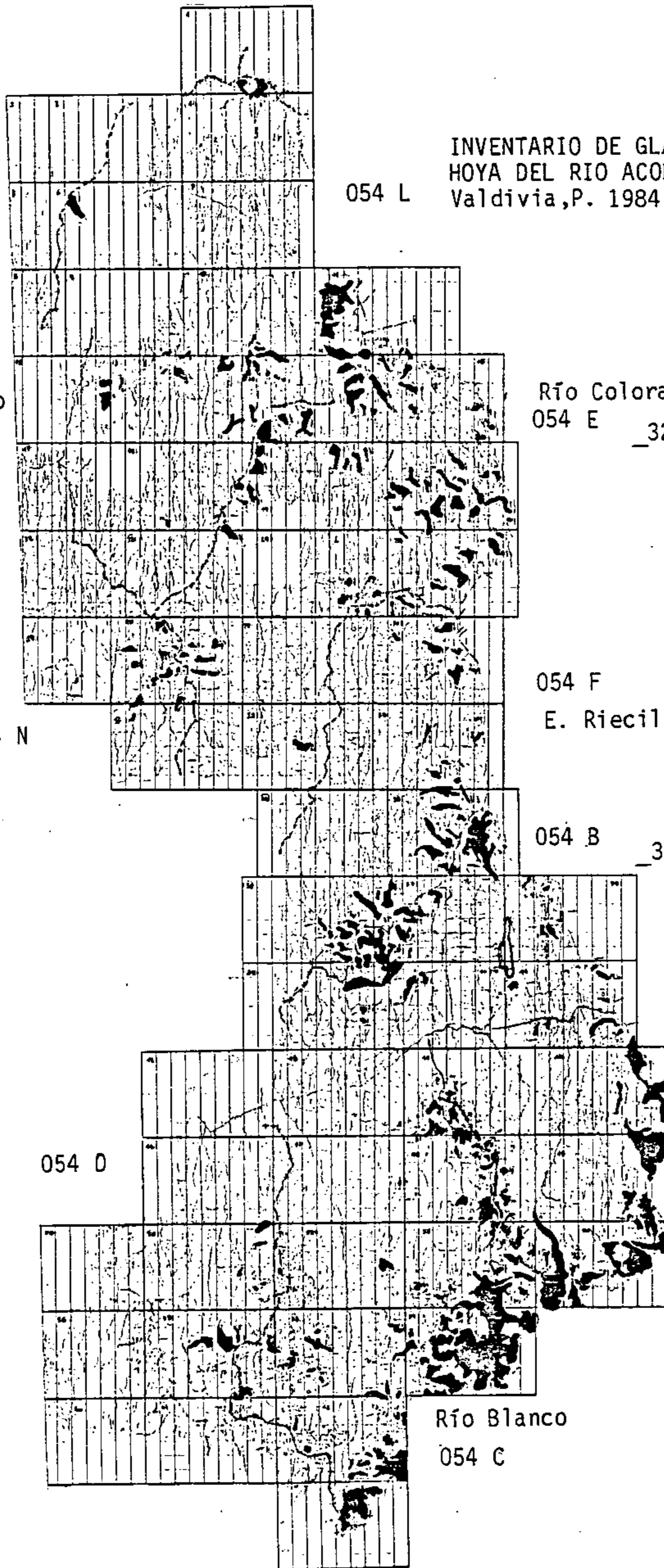
Laguna del Inca  
(Río Negro)

054 A  
Río Juncaí

054 D

33°00'

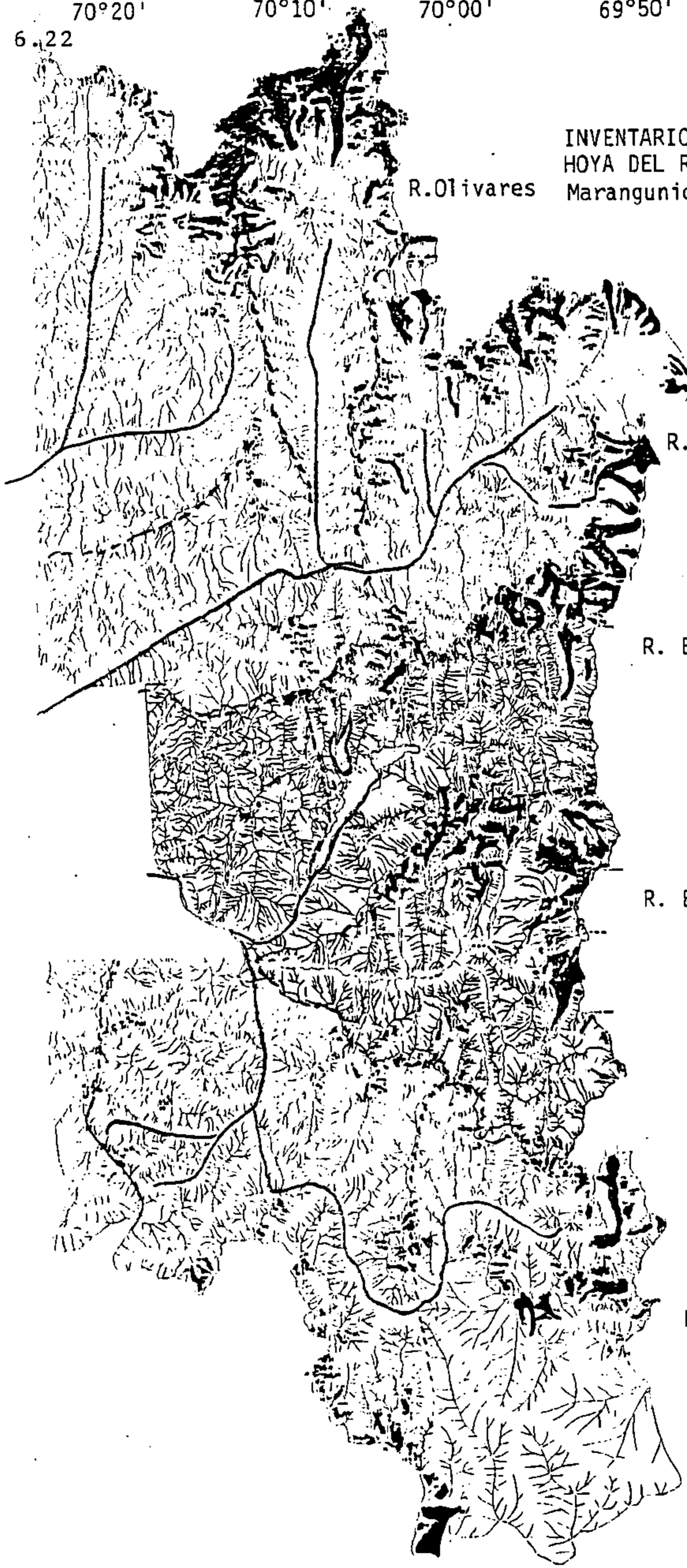
Río Blanco  
054 C



I 6.22      70°20'      70°10'      70°00'      69°50'

INVENTARIO DE GLACIARES. DGA/MOP.  
HOYA DEL RIO MAIPO.  
R.Olivares      Marangunic,C. 1979.

E.Arrayán



\_33°20'

R. Colorado

\_33°30'

R. El Yeso

\_33°40'

R. El Volcán

\_33°50'

\_34°00'

R.Maipo

\_34°10'

70°30' 70°15' 70°00'

34°02'

I 6.23

Río Blanco

INVENTARIO DE GLACIARES. DGA.  
HOYA DEL RIO CACHAPOAL  
Caviedes, J. 1979

34°15'

Río Cipreses

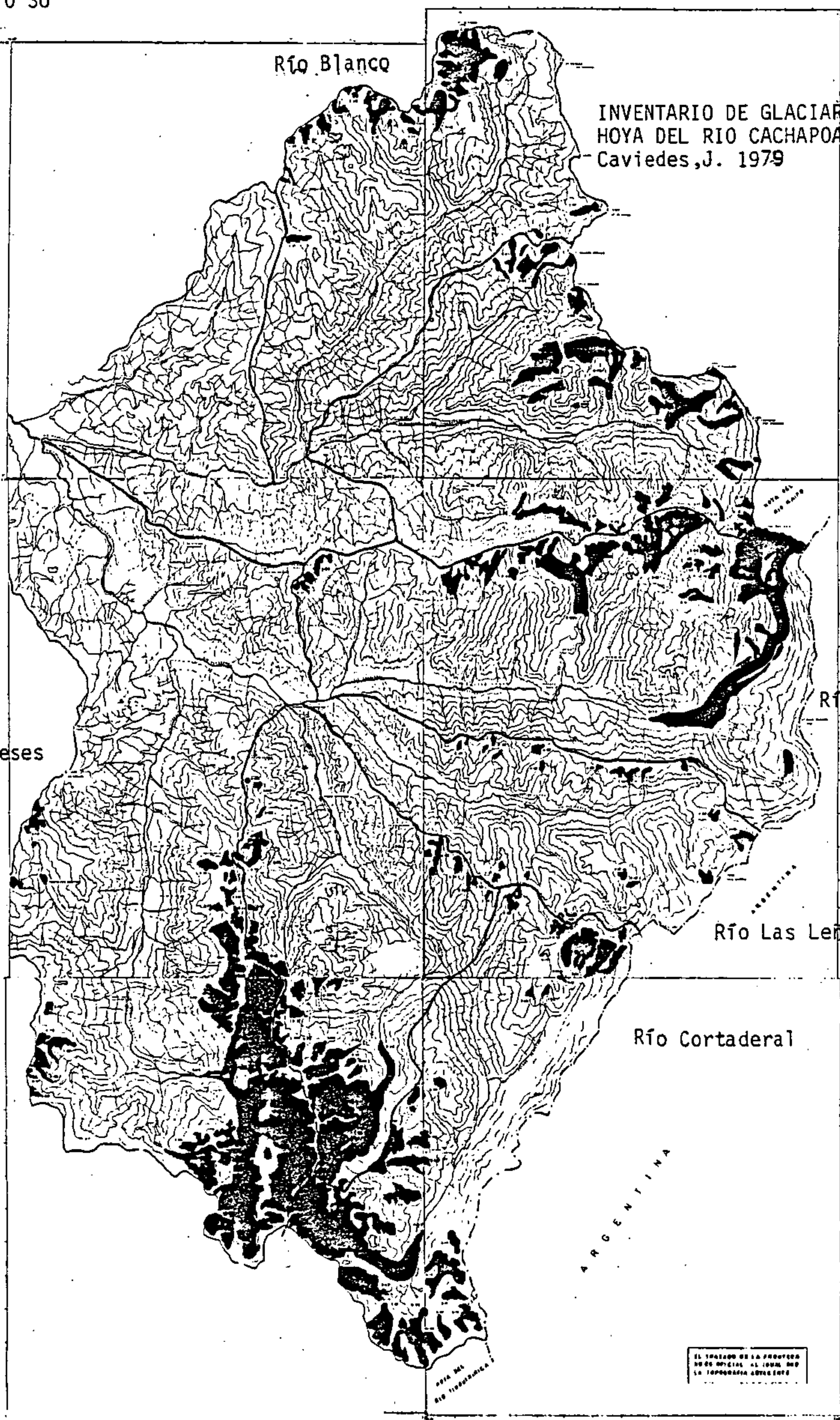
Río Cachapoal

34°30'

Río Las Leñas

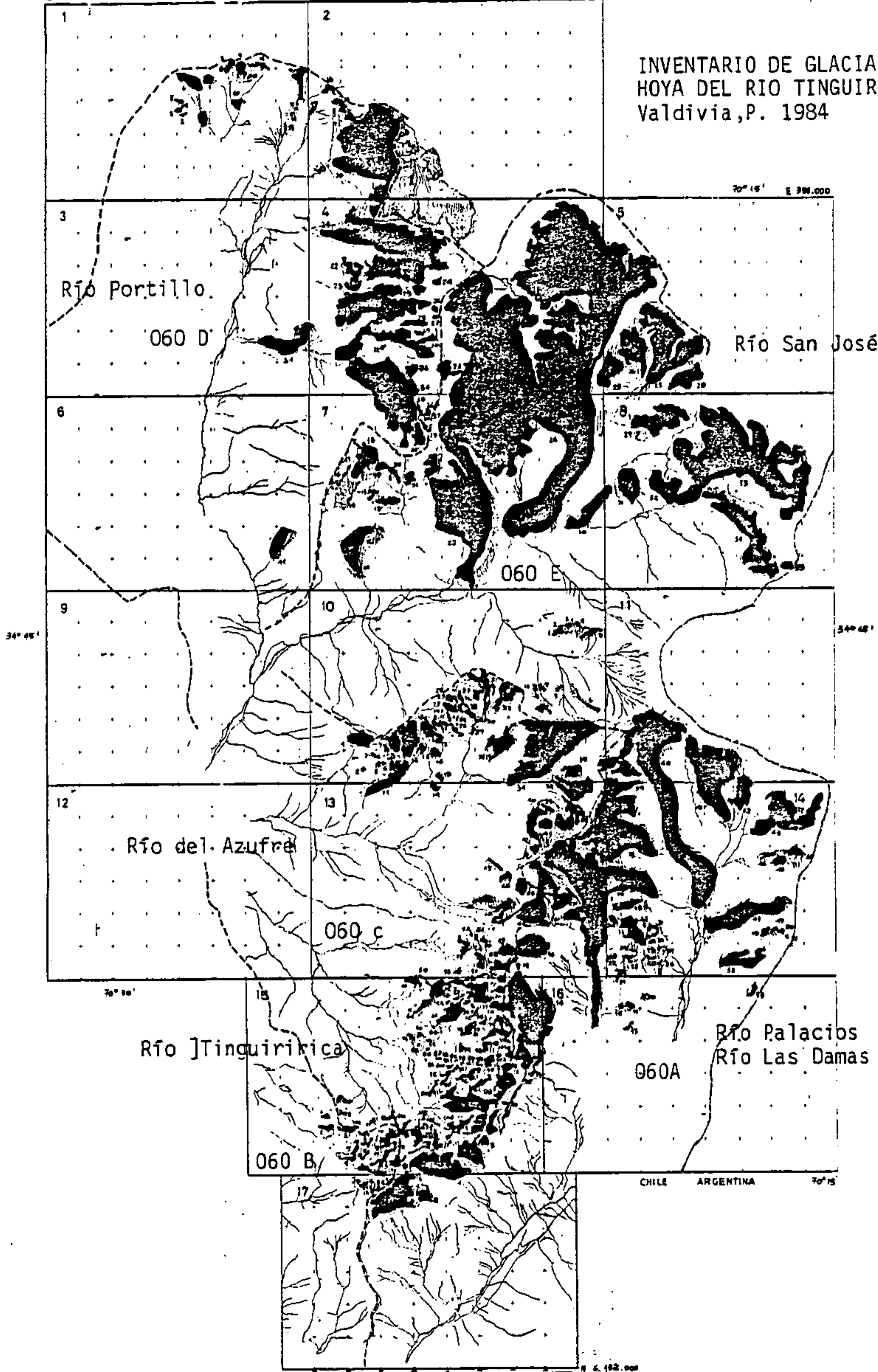
Río Cortadera

34°43'



EL TITULO DE LA PROTECCION  
NO ES OFICIAL AL IGUAL QUE  
LA TOPOGRAFIA SUBYACENTE

INVENTARIO DE GLACIARES. DGA/MOP.  
HOYA DEL RIO TINGUIRIRICA.  
Valdivia, P. 1984



PROGRAMA HIDROLOGICO INTERNACIONAL  
JORNADAS DE HIDROLOGIA DE NIEVES Y HIELOS  
EN AMERICA DEL SUR

INVENTARIO DE GLACIARES Y MORENAS ENTRE LOS  
29° y 35° de lat. Sur - Argentina

(\*) Espizúa, Lydia ; (\*\*) Aguado , Carlos

RESUMEN: Se presentan los resultados parciales del inventario de glaciares entre los 28° y 37° de lat.S., que se realiza por medio de fotografías aéreas e imágenes satelitarias Landsat. Se siguió los lineamientos de la guía para el Inventario Mundial de Glaciares (TTS) con algunas adiciones.

Se han inventariado 20.400 km<sup>2</sup>, con un área englazada de 1.343 km<sup>2</sup> de los cuales el 48% corresponde a hielo descubierto y el 52% a hielo cubierto por detrito. El número de cuerpos de hielo y nieve perenne, mayores de 0.01 km<sup>2</sup>, es de 2.973.

Se analiza la distribución y características de los glaciares, como así también la orientación predominante que tienen las masas de hielo descubierto y glaciares de escombros.

Se muestra la altitud media de los glaciares descubiertos a través de un perfil longitudinal entre los 29° y 35° lat.S.

En las nacientes del río Atuel y río del Plomo los glaciares han experimentado un retroceso general, observándose que algunos glaciares han tenido avances rápidos.

(\*) Profesional Principal. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)  
Centro Regional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CRICYT)  
Instituto Argentino de Nivología y Glaciología (IANIGLA)

(\*\*) Profesional Adjunto (CONICET) (CRICYT) (IANIGLA)

## I-INTRODUCCION

La realización de un Inventario de Glaciares es de relevante importancia, pues permite conocer el área cubierta por hielo, la distribución y características de los cuerpos de hielo, fluctuaciones de los mismos y posibilita la evaluación de las reservas de agua al estado sólido. El Instituto Argentino de Nivología y Glaciología (IANIGLA) dependiente del CONICET, tiene en marcha desde hace varios años un proyecto de investigaciones denominado "Inventario de Glaciares y Morenas", el cual contribuye asimismo con el World Glacier Inventory que se lleva a cabo en la Temporary Technical Secretariat (TTS) Zürich.

Debido a la escasa accesibilidad y lo extenso de nuestra cordillera, la distribución de los glaciares comenzó a conocerse en años recientes y éste es el primer trabajo integral que se encara en el país en esta zona de los Andes Centrales.

El inventario entre los 28° y 37° de lat. S se realiza por medio de fotografías aéreas, imágenes satelitarias Landsat, y observaciones del terreno.

Hasta la actualidad, se han inventariado de norte a sur las siguientes cuencas:

- Río Pachón. Cuenca de San Juan. (Espizúa, 1982)
- Ríos Blanco , Ansilta y Calingasta, Cuenca del Río San Juan (Aguado en ejecución).
- Río de los Patos, cuenca del río San Juan (Aguado, 1983)
- Río Mendoza (Corte-Espizúa, 1981)
- Sector Oriental del Cordón del Plata y del Portillo. Cuenca del río Tunuyán (Espizúa, 1982)
- Sector Occidental de la Cuenca del Río Tunuyán (Espizúa, en ejecución)
- Cuenca del río Atuel (Cobos 1980)

El área inventariada hasta el momento, es de 20.400 km<sup>2</sup> aproximadamente, con un área englazada de 1.343 km<sup>2</sup>, de los cuales el 48% corresponde a hielo descubierto y 52% a hielo cubierto por detrito. El número de cuerpos de hielo y nieve perenne es de 2.973.

## II- METODOLOGIA

Para realizar la fotointerpretación se emplearon estereogramas verticales a escala 1:50.000 correspondientes a los meses de marzo-abril de 1963. Parcialmente se utilizaron fotos aéreas a escala 1:38.000 del mes de marzo de 1974. Estas



últimas se las usó a modo de comparación para establecer los cambios ocurridos en las masas de hielo perenne.

Para realizar los planos base se utilizaron ampliaciones de negativos de imágenes satelitarias Landsat.

Los datos altitudinales fueron obtenidos de cartas topográficas del IGM a escala 1:50.000 y 1:100.000 y directamente del terreno, mediante altímetro. La cartografía, en la mayoría de las zonas de alta montaña es de tipo expeditiva, por lo tanto, en los datos altitudinales es posible que haya errores de hasta 100m y en otras zonas llega a 200m aproximadamente.

Para efectuar el inventario se siguieron los lineamientos de la guía "Instructions for Compilation and Assemblage of Data for a World Glacier Inventory" (F.Müller et al, 1977) con algunas adiciones en la clasificación de hielo cubierto por detrito.

Todos los datos son llevados a planillas y luego procesados en computación. De cada cuerpo de hielo y nieve perenne se toman los siguientes datos: Identificación y número del glaciar, coordenadas geográficas, valores areales de hielo descubierto, morenas con núcleo de hielo, termocarst y glaciares de escombros activos e inactivos; dimensiones; altitudes; orientaciones y clasificación morfológica.

### III-CLASIFICACION DE LOS CUERPOS DE HIELO

Se ha reconocido las siguientes masas de hielo:

III.1 Hielo descubierto comprende masas de hielo y nieve perenne libres de cobertura detrítica. Morfológicamente se han dividido en glaciares de valle, de montaña, glaciaretos y manchones de nieve.

El hielo expuesto en la cuenca del río Atuel se sitúa por encima de los 3.000 m.s.n.m, en la cuenca del río Mendoza a partir de los 3.650 m.s.n m. (fotos n°1-2-9) y por encima de los 4.500 m en el sector oriental de los cordones del Plata y Portillo, En las nacientes del río Volcán y cordón de la Ramada, cuenca del Río San Juan, se sitúa por encima de los 4.400 m y 3.850 m.s.n.m respectivamente (foto n°3). En la zona sur de la cuenca del río Jachal el frente de la lengua del glaciar Aguas Negras se encuentra a los 4.750 m.s.n.m (foto n°6).

El firn-line no pudo ser establecido debido a la falta de contraste en las fotografías aéreas de 1963, salvo en algunos casos.

### III.2 Hielo cubierto por detrito

La cobertura de material detrítico en la parte inferior de los glaciares es una característica muy común en el englazamiento de este sector de los Andes Centrales. El producto anguloso de la desintegración mecánica llega desde las paredes del valle y se incorpora a la superficie de los glaciares.

Es posible distinguir facies en el hielo cubierto por detrito en función de la altitud y del espesor de la cobertura detrítica (Corte 1976a-b; 1978a; 1978, 1981) (foto N°5). Puede que en un sistema glacial este presente o no la totalidad de estas facies. Los límites interfacies son transicionales, por lo tanto, las delimitaciones adoptadas son en cierta manera subjetivas.

Las facies de hielo cubierto que se han podido diferenciar son las siguientes:

a-Morenas con núcleo de hielo Bajo este término se incluyen depósitos morénicos que marginan pequeños glaciares, hallándose cercanos al límite de glaciación (Østrem 1970,1974) y los asociados a glaciares de valle que alcanzan altitudes más bajas.

Las morenas con núcleo de hielo en la cuenca del Río Atuel se sitúan a partir de los 3.100 m.s.n.m; en la cuenca del río Mendoza por encima de los 3.500 m.s.n.m. y en el sector oriental de los cordones del Plata y Portillo a partir de los 4.300 m.s.n.m.

En las cabeceras del río Volcán y en el cordón de la Ramada las morenas con núcleo de hielo se ubican a partir de los 4.300 m.s.n.m y 3.800 respectivamente (foto N°3)

b-Termocarst Es una facies de ablación que se desarrolla sobre hielo cubierto por una delgada capa de detrito (Popov, 1956, Clayton, 1964) Se caracteriza por presentar agujeros o depresiones asimétricas por efectos de radiación.

En la cuenca del río Mendoza esta facies se encuentra a partir de los 3.900 m a 4000 m.s.n.m; en el sector oriental del cordón del Plata y del Portillo se desarrolla a partir de cotas similares (4000 m.s.n.m) (foto N°4) y en la cuenca del río Volcán por encima de los 4.100 m.

c-Glaciares de escombros activos e inactivos Un glaciar de escombros es un cuerpo de hielo y detrito en forma de lóbulo o lengua con movimiento. Morfológicamente tiene lineamientos de flujo (arcos y surcos transversales y longitudinales). Generalmente son cuerpos pequeños de 300 m a 1.000 m aproximadamente de longitud. Genéticamente se dividen en: a-glaciares de escombros con núcleo de hielo (Potter, 1972) o

glaciares cubiertos por detrito (Corte, 1976 a-b) asociados a un sistema glacial (foto N°7). b-glaciares de escombros de talud-avalancha con hielo intersticial (foto N°8) originados a partir de avalanchas de nieve y detrito, localizados en las laderas de los valles por debajo de canaletas de avalanchas (Outcalt y Benedict 1965, Potter 1972, Corte 1976a, Johnson 1978, Barsch 1977c).

Por el momento inferimos la composición interna en relación a su origen. Por lo tanto, decimos que el hielo puede ser intersticial o masivo.

De acuerdo a su actividad, los glaciares de escombros pueden ser activos e inactivos. Los activos presentan un frente abrupto y lineamientos de flujo bien marcados; los inactivos se presentan colapsados, su frente es suave y no tienen significado hidrológico.

Los glaciares de escombros se desarrollan en un ambiente periglacial con abundante alimentación de material detrítico y en un clima que permite la formación de permafrost. Los glaciares de escombros son cuerpos de permafrost. (Barsch, 1977a, Corte 1978, Gorbunov, 1978). El límite inferior de los glaciares de escombros activos, es aproximadamente el límite inferior del permafrost discontinuo (Barsch, 1977a) y coincide con la isoterma media anual de 0°C (Buk, 1984). El límite inferior de los glaciares de escombros es un indicador importante de la distribución del permafrost discontinuo.

Los glaciares de escombros activos se encuentran a partir de los 3.100 m.s.n.m en la cuenca del río Mendoza; por encima de los 3.300 m.s.n.m en el sector oriental de los cordones del Plata y Portillo; de los 3.400 m.s.n.m en la cuenca del río Volcán y de los 3.600 m.s.n.m en las zonas de Pachón y Mercedario.

#### IV-DISTRIBUCION DE LOS GLACIARES

La distribución de los glaciares depende de varios factores que intervienen en mayor o menor grado como ser: precipitación, distribución de la nieve, cantidad de energía que recibe el glaciar en su superficie durante la estación de ablación y orientación. Por lo tanto, una masa de hielo existe donde, en promedio, la cantidad de agua acumulada iguala o excede la cantidad de ablación en la estación de verano.

Podemos observar que el englazamiento en muchas áreas está restringido a lugares

favorables para la acumulación de nieve y de reducida radiación en verano. La distribución de los glaciares descubiertos es notablemente asimétrica, la mayoría de las masas de hielo están orientadas, en orden de importancia, hacia el SE, S, E. (fig.n°1)

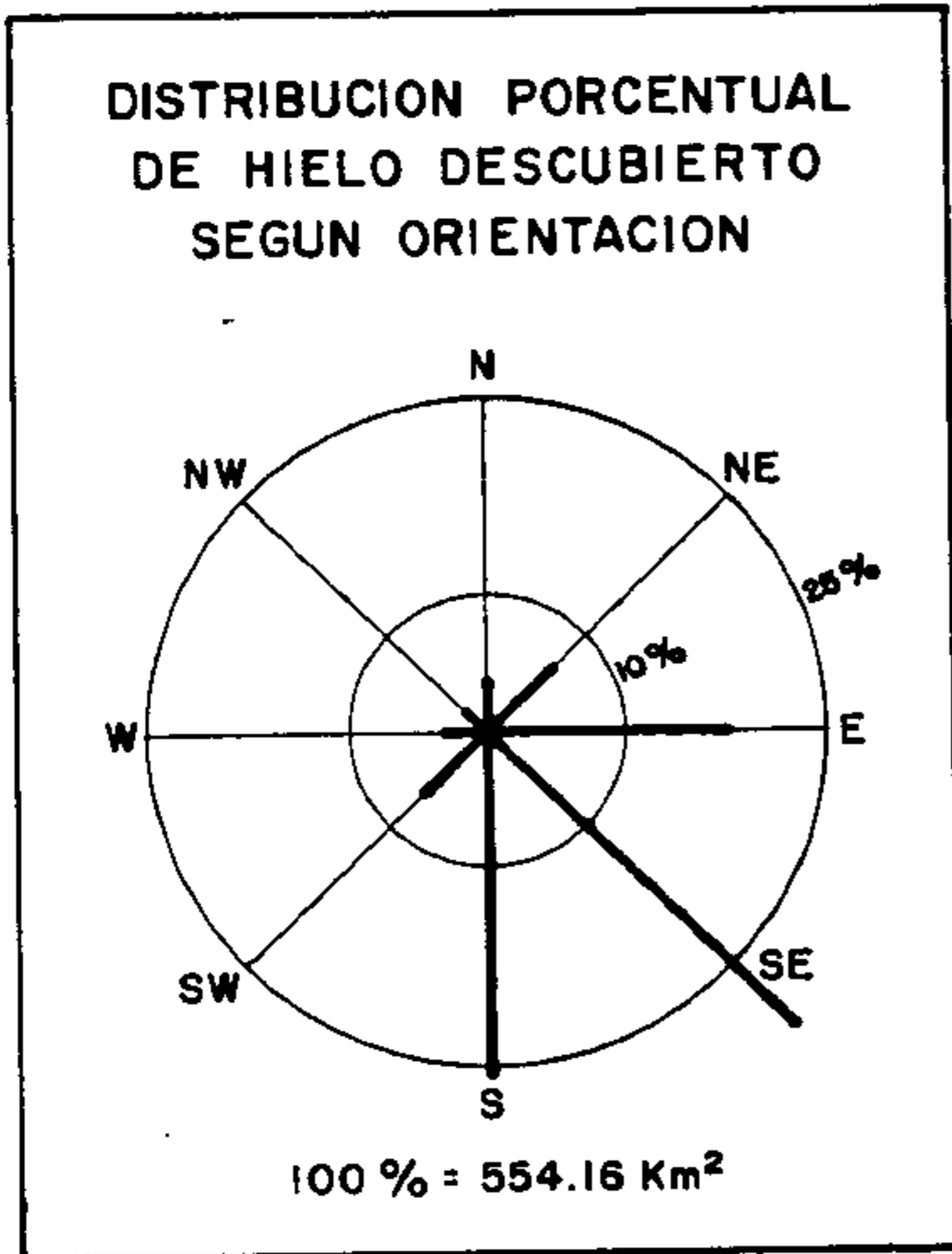


Fig. N° 1

Las cuencas y subcuencas con orientación regional S y E presentan en sus laderas grandes masas de hielo descubiertas, por ejemplo los glaciares de La Laguna, Humo, Corto (cuenca del río Atuel); glaciares como el Mesón San Juan, Tupungatito, Tupungato (cuenca del río Tunuyán); glaciares: Alto del Plomo, Oriental del Juncal, Grande del Juncal, Grande del Nevado, glaciar de Las Vacas, Güssfeldt (cuenca del río Mendoza) y ventisqueros: Sur, C° Negro, Norte, Grande, Alma Negra y La Fría (Cuenca del río San Juan).

La distribución de los cuerpos de hielo libres de detrito está relacionada a las diferencias de radiación entre las laderas, a la nieve acumulada que es barrida por los vientos dominantes del W y SW y a los altos cordones montañosos que favorecen el emplazamiento de

las masas de hielo ya que actúan como barreras que captan las precipitaciones provenientes del anticiclón del Pacífico.

Es notorio que en los cordones con orientación regional N-S se presentan en el faldeo oriental mayor cantidad y desarrollo de cuerpos de hielo descubiertos que en el faldeo occidental. En este último, son comunes los glaciares cubiertos por detrito y glaciares de escombros.

Es interesante destacar los efectos de la radiación entre cuencas orientadas al norte y al sur. En condiciones de topografía similar, los glaciares que drenan al norte son menos desarrollados que los que miran al sur. Por ejemplo, se consideró un perfil longitudinal N-S a través de la divisoria de aguas de las cuencas del río Mendoza y río San Juan, abarcando los glaciares del Cajón del Rubio y nacientes del río Volcán. La lengua de hielo libre de cobertura detrítica en la pendiente que mira al sur, se encuentra altitudinalmente más baja que la que mira al norte (Fig.N°2). El hielo cubierto por detrito está más desarrollado en

la pendiente que mira al norte donde la radiación es mayor.

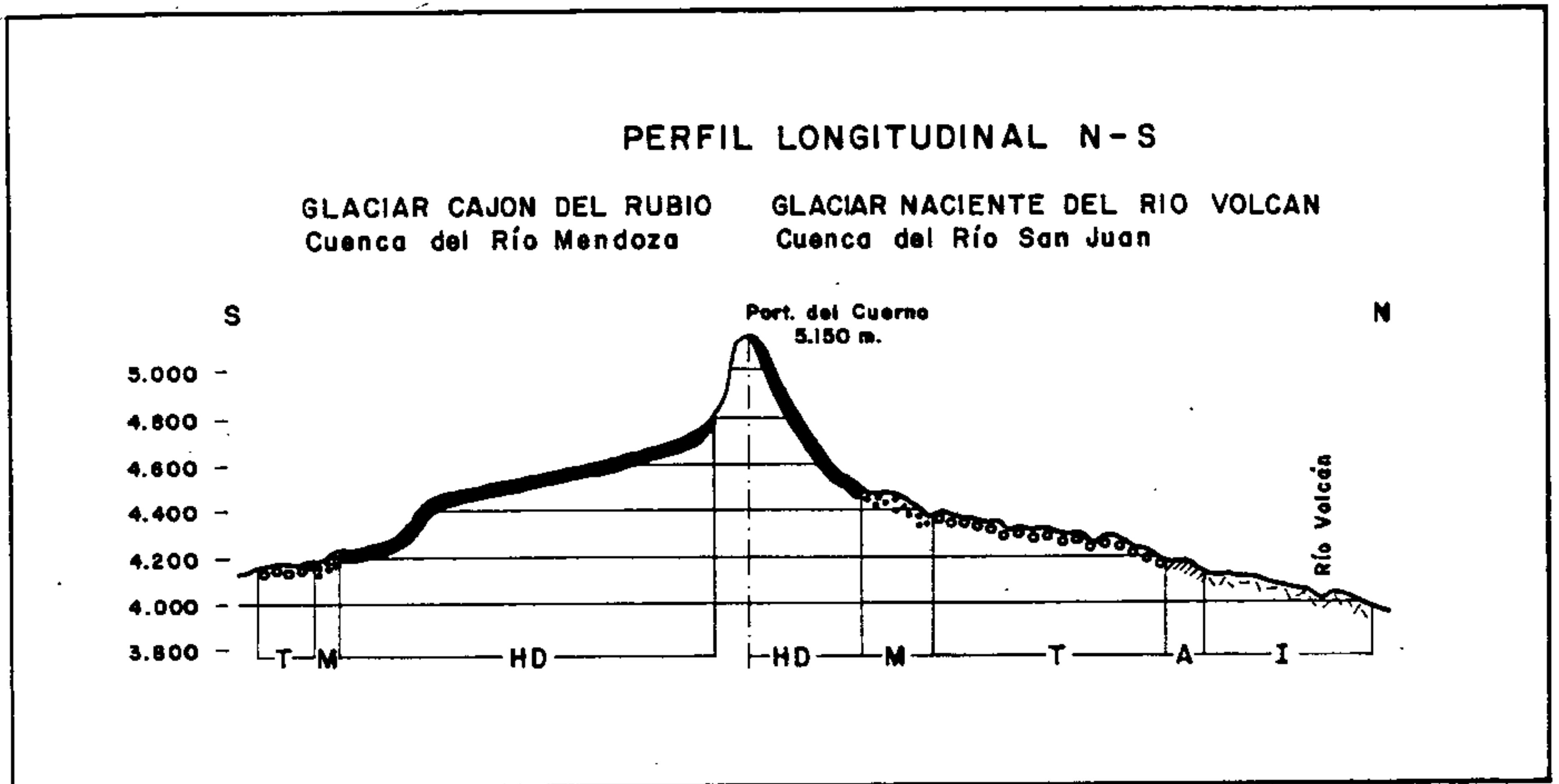


Fig. N°2

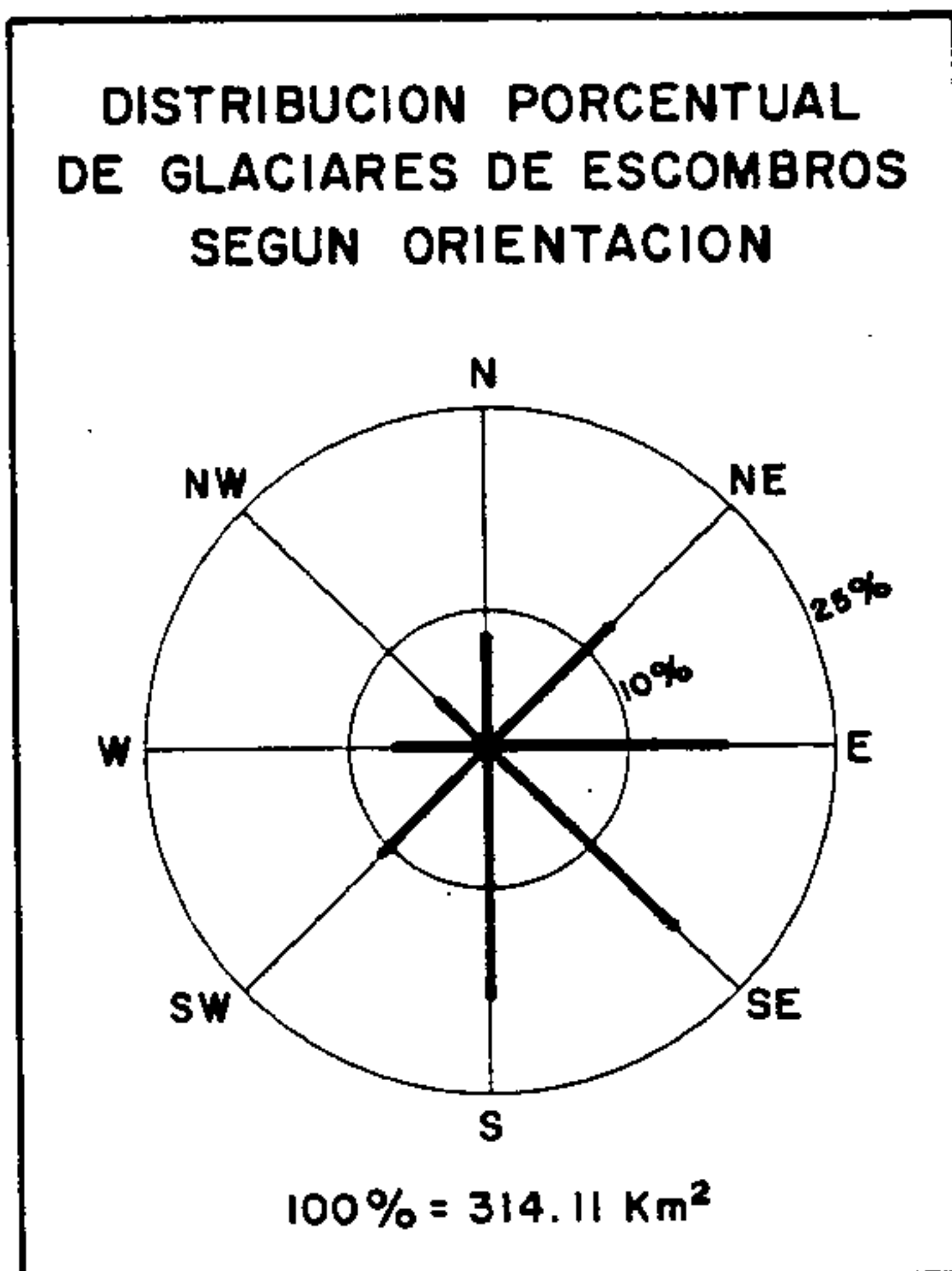


Fig. N°3

a este.

La cuenca del río Atuel presenta neta predominancia de hielo descubierto; hacia el norte, con el decrecimiento de las precipitaciones, se observa un aumento del

Los glaciares de escombros presentan orientaciones variables. Existe una neta predominancia hacia los cuadrante SE, S y E aunque también se hallan en el cuadrante N. La fig n°3 muestra la distribución porcentual de los glaciares de escombros según la orientación. Las precipitaciones en el área de estudio de crecen de sur a norte y de oeste a este. En la cuenca del río Atuel, la precipitación media anual es de 1000 mm al oeste y 500 mm al este (Ereño y Hoffmann, 1978); hacia el norte, en el área de Tunuyán la precipitación media anual es de 800 mm a 300 mm. En la cuenca del río Mendoza, los valores van de 400 a 200 mm y en la cuenca del río Jachal, la precipitación media anual es de 300mm a 100mm de oeste

área de hielo cubierta por detrito (Tabla n°1).

TABLA N°1

Cuencas	Ubicación	Superficie total	Cota de cierre de cuencas	Hielo descubierto	Hielo cubierto por detrito	Area englazada	HD	HC
	Lat.S.	km2	m.s.n.m	km2	km2	km2	%	%
Atuel	34°26'- 35°17'	2.965	2.100	148	38	186	80	20
Tunuyán (sector Oriental)	33°00'- 33°45'	2.423	1.500	57	87	144	40	60
Mendoza	32°15'- 33°15'	6.311	1.350	304	363	667	46	54
San Juan río de los Patos-Calingasta-Blanco	31°00'- 32°37'	8.600	1.200	140	206	346	40	60

NOTA: Los datos areales para las cuencas de los ríos Tunuyán y San Juan son parciales, pues se encuentran en estudio.

#### IV-ALTURA MEDIA DE LOS GLACIARES

La altitud media del glaciar se obtiene a partir del promedio de la máxima y mínima altura del glaciar (F. Müller 1977).

Se construyó un perfil longitudinal entre los 29° y 35° de lat. Sur en el cual se muestra la altitud media de los glaciares .

Se tuvo en cuenta la altitud media de los glaciares orientados al S,SE,E y SW.La mayoría de los valores altitudinales corresponden a mediciones realizadas en el terreno por profesionales del IANIGLA durante los veranos de 1982-83.

De acuerdo a lo mencionado anteriormente, las precipitaciones decrecen de S a N y de W a E. A través de la fig. 4 , se puede observar que hacia el sur donde las precipitaciones son mayores, la altitud media de los glaciares es menor, elevándose paulatinamente hacia el norte donde las precipitaciones son menores.

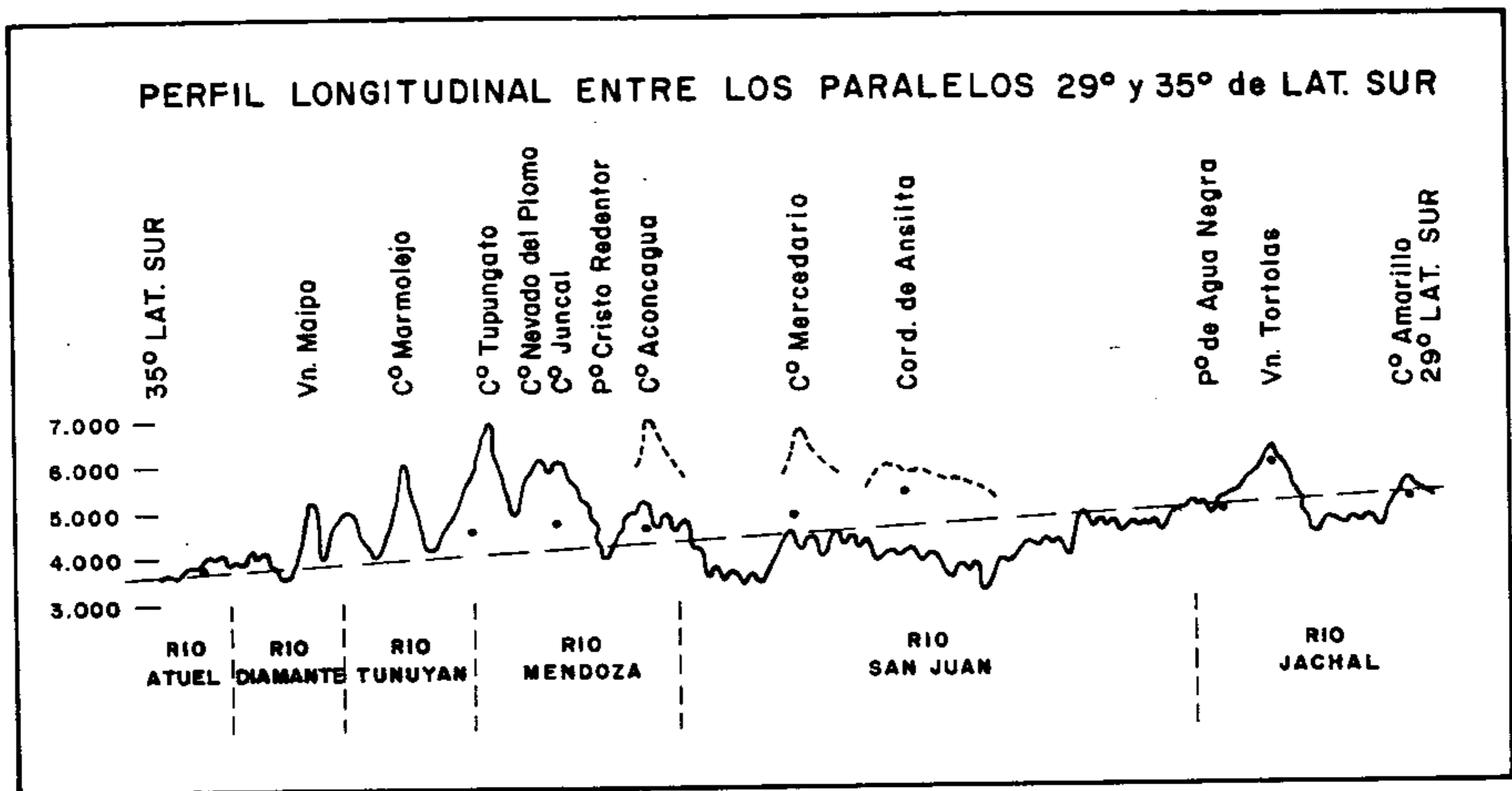


Fig. N°4

#### VI- FLUCTUACIONES DE LOS GLACIARES

Los glaciares en las cuencas del río Plomo (Espizúa, 1984) y río Atuel (Cobos, 1983) han experimentado un retroceso general desde principios de siglo. En las dos áreas estudiadas existen glaciares que han tenido avances rápidos en cortos períodos, como son el glaciar Grande del Juncal, Grande del Nevado en la cuenca del río del Plomo y el glaciar Laguna en la cuenca del río Atuel.

#### AGRADECIMIENTOS

Se agradecen las mediciones planialtimétricas y datos de campos aportados gentilmente por el Dr J.C.Leiva, Agr. Luis Lenzano y técnicos del IANIGLA. Asimismo al técnico Sr R.Bottero por las tareas realizadas en gabinete.

## BIBLIOGRAFIA

- AGUADO, C, 1983 Inventario de glaciares y morenas del río San Juan-sector sur-cuenca del río de Los Patos. Prov. de San Juan. Argentina. IANIGLA - CONICET (inédito).
- BARSCHE, D, 1977a. Active rock glaciers as indicator for discontinuous Alpine Permafrost. An example from the Swiss Alps. Vol17 p.358-353.
- , 1977c. Nature and importance of mass-wasting by rock glaciers in Alpine Permafrost Environments Earth Surface Processes, Vol12, p.231-245.
- BUK, M. 1984 Glaciares de escombros y su significación hidrológica. Primera Reunión Grupo Periglacial Argentino. p.22-38. CONICET-CRICYT- IANIGLA.
- COBOS, D 1980 Inventario de Glaciares del río Atuel IANIGLA-CONICET-Argentina (inédito).
- 1983 Fluctuations of some glaciers in the upper Atuel River Basin. Mendoza, Argentina. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula. p.61-81.
- CORTE, A.E. 1976a The hydrological significance of rock glaciers. J. of Glac. vol 17, n° 15 p. 157-158.
- 1976b Rock glaciers. Biul. Peryglac. n°26, p.157-197.
- 1978a Rock glaciers as permafrost bodies with a debris cover as an active layer. A hydrological approach; Andes of Mendoza, Argentina. Third Internat. Permafrost Conference. Edmonton, Alberta Canada. p.350-355.
- CORTE, A; Espizúa, L 1981 . Inventario de glaciares de la cuenca del río Mendoza. IANIGLA-CONICET-Argentina. p.3-62.



- CLAYTON, L. 1964. Karst topography on stagnant glaciers . J. of Glac. vol 5. n°37 p.107-112.
- ESPIZUA, L. 1982. Inventario de glaciares de río Pachón .(inédito)
- ESPIZUA, L. 1982 Inventario de glaciares del sector oriental del cordón del Plata y del Portillo. Andes Centrales. Argentina. Tills and Related Deposits. Proceedings of the INQUA SYMPOSIA ON GENESIS and LITHOLOGY OF QUATERNARY DEPOSITS.p. 381-395.
- ESPIZUA, L. 1984 Fluctuaciones de los Glaciares del Plomo IANIGLA-CONICET-Argentina (inédito).
- GORBUNOV, A.P. 1978. Permafrost . Investigations in High Mountain Regions. Arctic and Alpine Research, vol 10, n° 2.p.283-294.
- JOHNSON, P.G. 1978. Rock Glacier types and their drainage systems; Grizzly Creek Yukon Territory. Canadian J. of Earth Sciences vol 15, n°19 p. 1496-1507.
- MÜLLER, F., CAFLISCH and G. MÜLLER. 1977. Instructions of Compilation and Assemblage of Data for a World Glacier Inventory. ETH. Zürich. p.2-19.
- ØSTREM, G. 1964. Ice-cored moraines in Scandinavia. Geografiska Annaler. XLVI, n°3.p.282-337.
- ØSTREM, G and ARNOLD, K. 1970. Ice-cored moraines in southern British Columbia and Alberta. Geografiska Annaler. vol. 52A, n°2. p. 120-128.
- OUTCALT and BENEDICT, J.B. 1965. Photo-interpretation of two types of rock glaciers in the Río Colorado front range. USA. J.of Glac. Colorado. USA vol 5, n°42 p. 849-856.
- POPOV, A.I. 1956. The Thermokarst. Biul. Peryg. n°4.p.319-330.

POTTER,N 1972. Ice-cored rock glacier, Galena Creek, northern Absaroka  
Mountains , Wyoming Geol. Soc. of America Bull. vol 83. Oct.1972  
p.3025-3058.



Foto N°1  
-Glaciares Oriental del Juncal y Grande del Juncal. Cuenca del Río del Plomo. Mendoza. Altitud mínima de hielo descubierto 3.650m.s.n.m. Fotografía aérea 1974.



Foto N°2  
-Glaciares del río Plomo . A la derecha de la foto se observa el glaciar Alto del Plomo y a la izquierda el glaciar Oriental del Juncal. Abril 1983. Vista hacia el NW. (Lenzano,L).

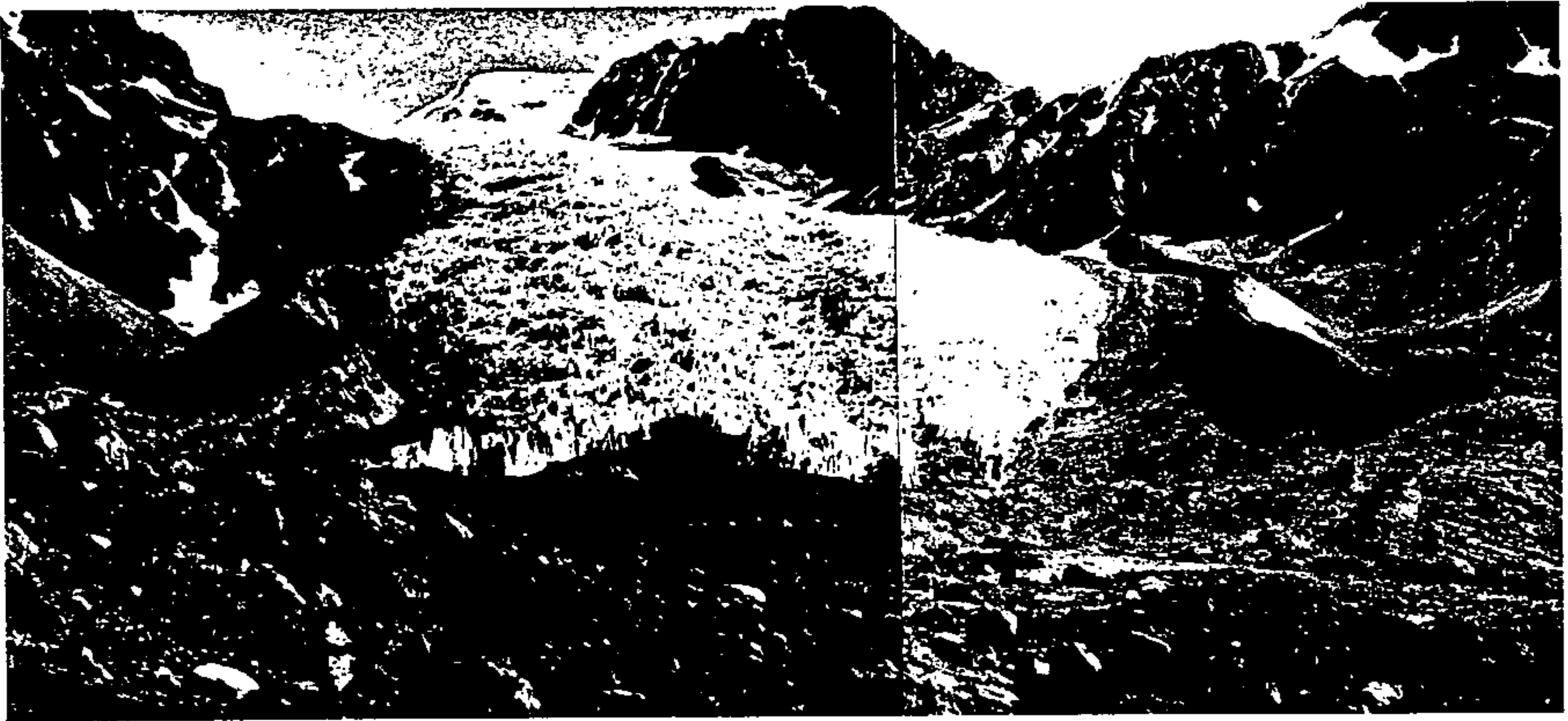


Foto N°3

-Ventisquero Grande nace en el C°Alma Negra, cuenca del río San Juan.

La lengua de hielo descubierta se encuentra a los 3.825 m.s.n.m.

En su frente se observa la morena con núcleo de hielo a los 3.810 m.s.n.m

Foto tomada hacia el SW, Febrero 1982 (Aguado,C).

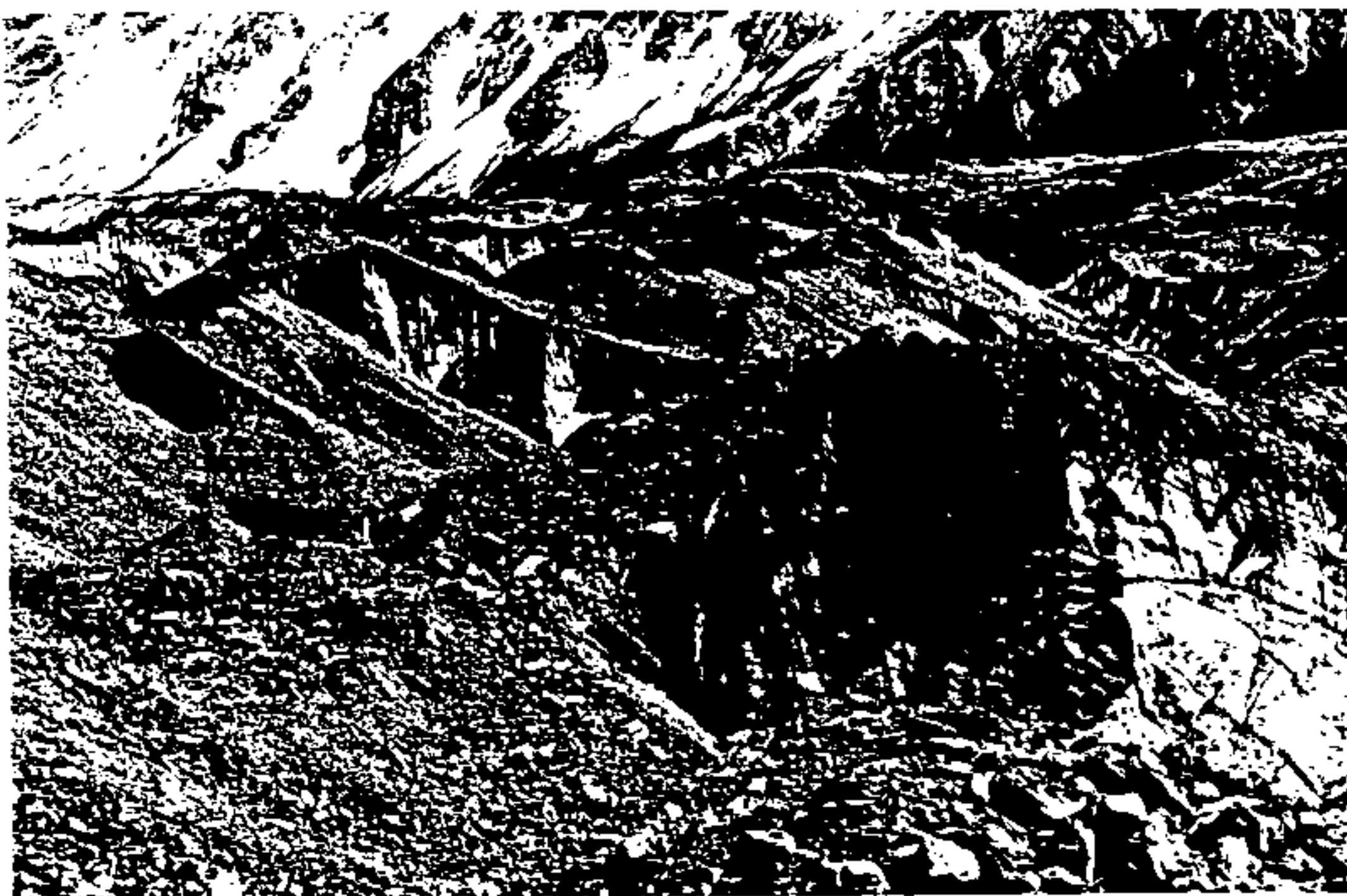


Foto N°4

-Glaciar de La Carrera . Cordón del Plata. Cuenca del río Tunuyán. Hielo cubierto por detrito en facies de termocarst. Altitud 4050 m.s.n.m

Foto tomada al NE. Febrero 1982 . (Bottero,R).



Foto N°5

-Glaciar de La Carrera. Cordón del Plata. Cuenca del río Tunuyán. Glaciar de valle con hielo descubierto en sus nacientes (H), morena con núcleo de hielo (M), termocarst (T) y glaciar de escombros activo (A) e inactivo (I)  
Foto aérea, año 1963.

Foto N°6

-Glaciar Aguas Negras, cuenca del río Jáchal. La lengua glaciaria se encuentra a los 4.750 m.s.n.m Foto tomada hacia W. Febrero 1982.

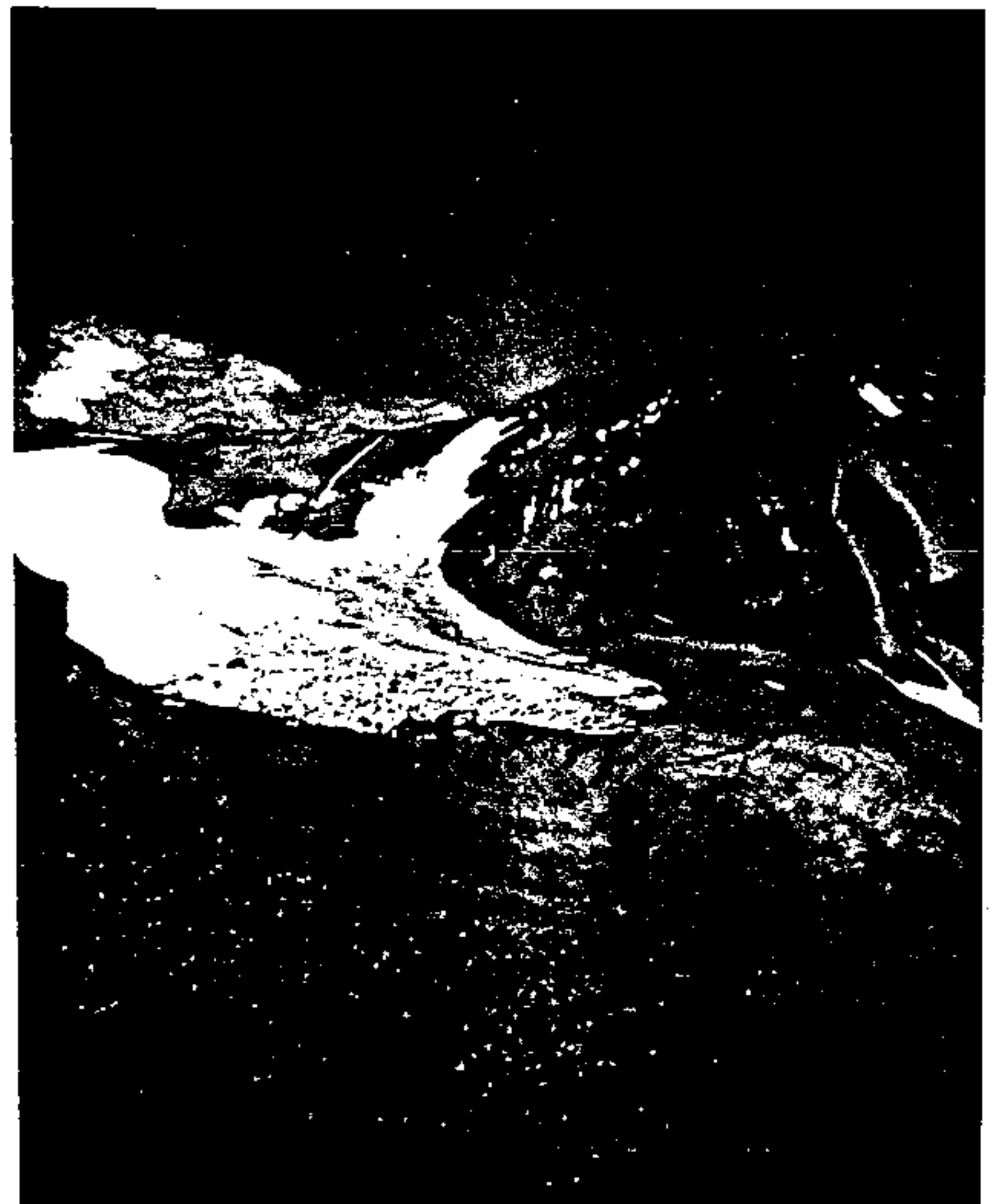




Foto N°7

-Glaciar en las nacientes del río Colorado , cuenca del río San Juan  
El frente del glaciar de escombros activo se encuentra a los 3.620 m s.n.m. En el extremo izquierdo superior de la foto, se observa el ventisquero Cerro Negro . Febrero de 1982. (Aguado, C).

Foto N°8

-Glaciares de escombros de talud-avalancha en el cordón del Portillo. Altitud 3.625 m.s.n.m Foto tomada al NW. Diciembre de 1981 (Espizúa,L)



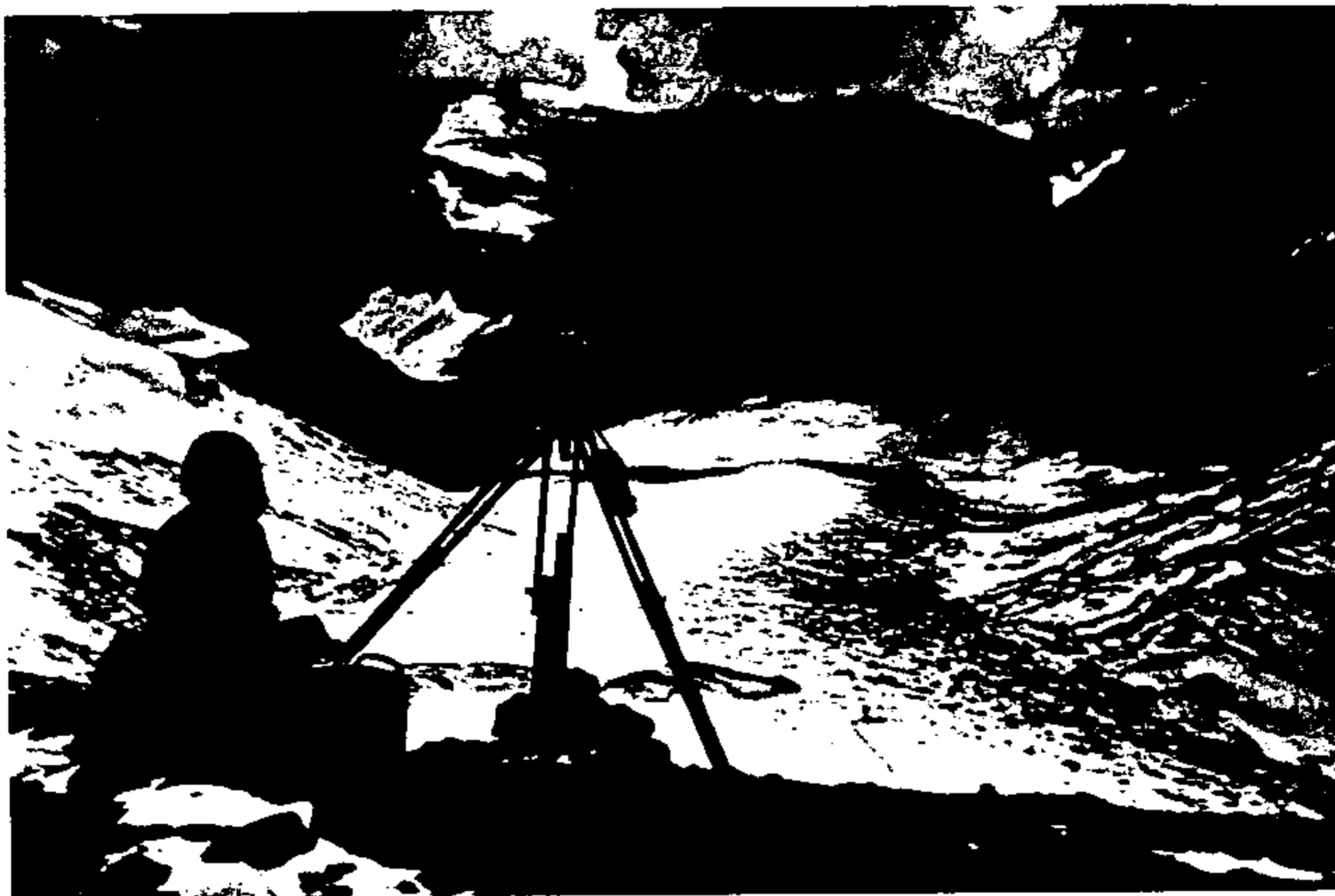


Foto N°9

-Glaciar Alma Blanca, nacientes del río de Las Cuevas, cuenca del río Mendoza. El hielo descubierta se extiende hasta los 4.200 m.s.n.m  
Febrero 1983 (Lenzano, L).

PROGRAMA HIDROLOGICO INTERNACIONAL  
JORNADAS DE HIDROLOGIA DE NIEVES Y HIELOS  
EN AMERICA DEL SUR

GLACIOLOGICAL AND HYDROLOGICAL FEATURES OF SOLER AND SAN RAFAEL  
GLACIERS IN THE PATAGONIA NORTHERN ICEFIELD, 1983-84

Renji Naruse<sup>1)</sup>, Masamu Aniya<sup>2)</sup>, Shun'ichi Kabayashi<sup>1)</sup>,  
Takashi Saito<sup>3)</sup>, Siro Kohshima<sup>4)</sup>, Gino Casassa<sup>5)</sup>  
and Chotaro Nakajima<sup>3)</sup>

Abstract:

Glaciological researches were carried out in Soler Glacier and San Rafael Glacier of the Patagonia Northern Icefield from November 1983 to January 1984, as to glacial flow, the structure and morphology of and around glaciers, runoff of water from Soler Glacier, and limnological structure of the lagoon and the fiord. It became clear quantitatively that the glaciers are characterized distinctly by their own glaciological features: the typical temperate and valley glacier for Soler Glacier, and the typical calving glacier into the lagoon (fiord) with a rapid flow for San Rafael Glacier. Flow velocities obtained are 2.3 - 0.23 m/d over the ablation area of Soler Glacier and 13 - 17 m/d near the calving front of San Rafael Glacier.

Outlines of these results are presented, as well as of biological investigations briefly.

- 
- 1) Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, 060 Japan.
  - 2) Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Ibaraki, 305 Japan.
  - 3) Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Uji, 611 Japan.
  - 4) Department of Zoology, Faculty of Science, Kyoto University, Kyoto, 606 Japan.
  - 5) Instituto Antartico Chileno, Luis Thayer Ojeda, Santiago, Chile.



## 1. Introduction

The Patagonia region stretches in a strip from 42°S to 55°S in latitude over the southern part of the South American Continent. This extremely long terrain extends across the belts of westerlies, while the polar front in the South Pacific Ocean reaches to the southern area of Patagonia. Consequently, strong westerly winds blow and cyclones pass frequently in Patagonia all the year round. A large amount of precipitation distributes annually in the west-coastal part of Patagonia, whereas the region to the east of the Patagonian Andes, is characterized by a dry climate.

There are two large icefields in Patagonia, of which the larger one is the Patagonia Southern Icefield (Hielo Patagonico Sur) extending from 48°20'S-51°30'S, and the smaller one the Patagonia Northern Icefield (Hielo Patagonico Norte) from 46°30'S-47°30'S, as shown in Fig. 1. A large number of outlet glaciers discharge from the icefields toward all the directions downstream. In general, either termini or equilibrium lines (so-called snowlines) of the glaciers are located at lower altitudes in the region to the west of the icefields than in the region to the east of them (Lliboutry, 1956).

Ablation of the glacier consists usually of melting of ice and calving of ice into the ocean or lake. It follows from relatively warm air temperature and strong winds in Patagonia that the annual total amount of melting is considerably higher than that in other glacial areas in the world. Calving takes place in some Patagonian glaciers into fiords in the west side of the icefields and into lakes in the east side of them. As a result, the total amount of ablation is considerably larger in Patagonian glaciers than in high mountain glaciers such as Himalayan glaciers and in polar glaciers. Flow velocities are also large in Patagonia because of warm ice temperature, possibly 0°C throughout the year in most portions of every glacier. Furthermore, abundant water from melting and rainfall is considered to play an important role in the basal sliding of the glacier. Both effects contribute to rapid glacial flow, resulting in a

large discharge of ice from an accumulation area to an ablation area of the glacier.

As described above, precipitation, melting and discharge are all so large that the Patagonian glaciers are said to be categorized as the typical temperate glacier. It can be inferred in Patagonia that the response of a glacier to the climatic change should occur conspicuously and in a short time scale. Actually frequent variations of glaciers have been observed recently in the manner of advance or retreat in several Patagonian glaciers (e.g. Mercer, 1962; 1964; Iwata, 1983). Floods caused by outbursts of water in and around glaciers have also been reported extensively (Heinscheimer, 1954; Liss, 1970; Tanaka, 1980; Enomoto and Abe, 1983; Peña and Escobar, 1983).

A large number of challenging problems have not been tackled in Patagonia, especially on meteorological, hydrological and glaciological characteristics controlling the mass balance of glaciers, and on the climatic and dynamic mechanism of glacier variations. Furthermore, the study of the global climatic change counts for much to water resources and disaster prevention, and constitutes one of the most serious problems in the work of the World Meteorological Organization (WMO). Thus, the Glaciological Research Project in Patagonia, Chile, was organized, and conducted from November 1983 to January 1984.

Two glaciers selected as the main research areas are Soler Glacier, an eastward outlet glacier from the Northern Icefield, and San Rafael Glacier, a westward outlet glacier from the Icefield (see Fig. 1). This paper presents some results on the glaciological, hydrological and morphological characteristics obtained from the Project. The meteorological and climatological results are given in a separate paper by Ohata and others.

## 2. Structure and morphology of Soler Glacier

Soler Glacier is a temperate and valley glacier, its ablation area being about 7 km long and 1.5 km wide on the average, with the total area of 11.7 km<sup>2</sup>. In terms of the surface area, about 50 percent of ice comes presently from the Northern Ice-

field, while the remaining is supplied from the southeastern slope of Mt. (Cerro) Hyades (see Fig. 2). Although it is difficult to delimit exactly these accumulation areas, it was attempted using the 1:50,000 topographic map published in Chile, as well as vertical and oblique aerial photographs. The rough estimates indicate that the Icefield has a catchment area of about 16 km<sup>2</sup>, while the Mt. Hyades slope has an area of 8 km<sup>2</sup>, totaling to 24 km<sup>2</sup>, from which ice drains through icefalls and ice avalanching.

An areal photographic survey was conducted on January 11, 1984, over the Soler Glacier area. A mosaic of the glacier was given utilizing 45 direct prints of vertical photographs of format 60 x 60 mm<sup>2</sup>. From the mosaic and original photographs, detailed surface structures were mapped. Two separated ice bodies are clearly distinguishable. The northern half of the glacier which is fed with ice from the Mt. Hyades area is covered with debris, while the southern half consists of clean ice which is discharged from the Icefield.

A series of ogives was clearly recognizable on the surface of the glacier. The spacing of the paired band is considered to correspond with the annual flow velocity of the glacier at the point. A total of 32 bands were observed along the glacier from the base of the icefall down to 1.4 km from the present terminus. Hence, it took 32 years for ice to travel this distance (about 5 km); an average annual flow velocity would be about 160 m, which coincides approximately with the results of a triangulation survey (see section 3).

Crevasses are well developed, particularly on the southern part of the clean ice body (see Fig. 2). They run obliquely to the southern side of the glacier, with slight convex forms downstream, indicating the effects of the longitudinal compression and the valley wall friction. Other types include those caused by the steepening of the glacier surface slope at the icefalls, and those deformed by the melting of surface ice located near the terminus appearing like seracs.

Four types of landforms are recognized in the proglacial area of Soler Glacier: 1) moraines; 2) glacial bench; 3) outwash

plain; and 4) debris flow deposit area. The moraine field appears to be divided into five belts, mainly by the difference in vegetation conditions. Belt I represents the moraine ridge presently being formed, while belt V is the oldest recognizable one in the Cacho River valley. Near the crest of belt II, immediately next to belt I, a piece of wood was uncovered from the moraine and was dated ca. 850 years B.P. by a  $^{14}\text{C}$  analysis.

On the left bank of the glacier there are about seven levels of the lateral moraine. They are composed of large boulders whose diameters range up to 10 m.

### 3. Distribution of flow velocity

#### in Soler and San Rafael Glaciers

Glacial flow was measured using the triangulation method at Soler Glacier and San Rafael Glacier in November and December, 1983.

In Soler Glacier a base line was installed on the rocks at the left and the right bank of the glacier near the terminus. The distance was measured using an optical-wave distance meter, its horizontal value being 1693 m. Wooden stakes were set up in drilled holes 0.5-0.8 m deep over the regions near the terminus to the foot of the icefall. Angle measurements were made with a Wild T2 theodolite from both datum points.

Distributions of velocity vectors of ice flow obtained in late December are shown by arrows in Fig. 3. It is noticed that the velocity decreases gradually toward the terminus, namely 2.3 m/d at the foot of the icefall marked  $R_0$  and 0.23 m/d in the vicinity of the terminus. The value of 0.4 m/d was obtained at the middle part of the glacier in the summer of 1967 (Naruse and Endo, 1967). This tendency in which the flow velocity decreases toward the terminus is a normal one usually observed in the ablation area of a valley glacier, because the excess mass of discharge in the upper part than that in the lower part should be ablated by ice meltings between these two parts. The estimated amount of ice discharge through a vertical cross section at  $R_0$  is about 700 kt/d when the mean velocity is 2 m/d, the width is 1500

m, the assumed mean ice thickness is 250 m and the ice density is  $900 \text{ kg/m}^3$ ; whereas, the total amount of melting estimated over the surface lower than  $R_0$  is also about 700 kt/d when the width is 1500 m, the length is 6500 m and the mean surface melting rate is  $70 \text{ kg/m}^2\text{d}$ .

In San Rafael Glacier a base line 296 m long was installed on the right bank and a small island near the glacier terminus. Because of heavy crevasses and seracs on the surface near the terminus, it was not possible to set up stakes. Then the tops of several remarkable seracs served as the markers of triangulation surveys. Although measurements were restricted only within the lower part of the glacier, flow velocities obtained in late November showed such considerably large values as 13 m/d at the point 1 km from the terminus and 17 m/d at the calving front of the glacier. This high flow velocity may be elucidated by the effect of rapid basal slidings due to existence of abundant water between the glacier ice and the bedrock. The tendency in which the velocity increases toward the terminus can be caused by thinning or narrowing of the glacier as ice flows to the terminus. In the case of San Rafael Glacier, however, the observed velocity distribution is considered mainly as the result of an increase in crevasse spacing as the glacier ice approaches the terminus.

#### 4. Runoff of water from Soler Glacier

Hydrological observations were carried out from December 17, 1983, to January 2, 1984, at Cacho River which drains from the terminus of Soler Glacier (see Fig. 2). To measure a change in water level of the river, a Lishare-type watergauge was set up at about 2 km down from the terminus of the glacier. Surface velocities of water flow were measured using the float method at three different water levels. Besides, water temperature was measured and water was sampled for analysis of such dissolved substances contained as  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{--}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$  and soluble  $\text{SiO}_2$ .

Variation in discharge was calculated from the change in water level using a Q-H curve (stage-discharge curve) obtained from measurements of surface velocity and cross-sectional area of the river. Figure 4 shows the obtained hydrograph (solid curved line), amount of hourly precipitation (vertical segments), and water temperature (open circles). The hydrograph can be separated approximately into two periods: the large runoff period during rainfall and the period showing daily variation on rainless days. The tendency shown is that water temperature is high in the former period and low in the latter. And the variation in temperature seems to have an inverse behavior to the variation in discharge.

Concentrations of suspended sediments and dissolved substances are also shown in Fig. 4 by solid circles and open triangles, respectively. As to the dissolved substances, the variation in concentration of soluble-SiO<sub>2</sub>, which originated as a result of water-rock interaction, shows a remarkable behavior: the relatively low values in December 20-23, whereas high values in December 30-31. Other dissolved substances do not show such a distinctive variation as SiO<sub>2</sub>.

The variations in water temperature and the concentration of dissolved substances can be considered to have been caused by the change in mixing ratio between the amount of the direct runoff of meltwater of the glacier and the amount of the ground water or direct runoff of rain water. It is suggested from this study that the runoff of ground water and rain water plays an important role in the hydrological characteristics in the Soler Glacier region.

## 5. Limnological structures in Lagoon San Rafael and Fiord Elefantes

San Rafael Glacier flows westward from the Northern Icefield into Lagoon (Laguna) San Rafael (area: about 130 km<sup>2</sup>, depth: 50-90 m), which is connected with Fiord Elefantes (width: about 10 km) through Tempanos River (width: about 500 m, length: about 10 km). The vertical distribution of water temperature, salinity

and the transparency of the water were observed in the lagoon and the fiord on November 23-29, 1983.

Surface water temperature of the lagoon was 1-2 °C in the area with pack ice, and about 8-9 °C in the area without it. The vertical distribution of water temperature was almost uniform to be 3.5-5.0 °C even under the pack ice. The salinity was about 15-16 ‰ in the surface layer, and about 17-18 ‰ in the bottom layer. An example of the observational results at point L2 in the pack ice area of the lagoon is shown in the left-hand half of Fig. 5.

In Fiord Elefantes to the north of the lagoon, the surface water temperature increased in the northern part: about 10 °C at the point about 20 km north from the lagoon. The surface salinity changed according to the inflow from small rivers on both sides, but the salinity in the deep layer was higher in the northern part and reached to about 20 ‰ at the point 20 km from the lagoon. A result of vertical profiles at point C7 in the fiord about 80 km to the north of the lagoon is shown in the right-hand half of Fig. 5. The transparency was about 2-3 m in the lagoon and about 4-9 m in the fiord.

These results indicate clearly the behavior and structure of mixing of the cold and pure meltwater of the glacier into the warm and saline water of the fiord.

## 6. Biological investigations over the glaciers

### and in Lagoon San Rafael

Biological investigations disclosed two types of glacier insects at three glaciers of the Northern Icefield: San Rafael Glacier, Soler Glacier and the Icefield near Mt. (Cerro) Largo. One is a kind of stonefly (Plecoptera) and the other is a kind of snow flea (Collembola), (Kohshima, unpublished). Both are cold tolerant insects which can be active in the cold environment at such a low temperature as about the freezing point. The stonefly species was found in the area with well developed meltwater systems on the ice. Such areas distributed in the upper part of

the ablation area (600-800 m in altitude) of San Rafael Glacier; from the terminus to the upper region of the ablation area (600-700 m) in Soler Glacier; and in the Icefield (1000-1200 m) near Mt. Largo. Meanwhile, the snow flea species was found in the upper part of the ablation area in San Rafael Glacier and in the ablation area lower than 1000-1200 m in the Icefield.

Fishes were collected in Lagoon San Rafael in late November 1983, using a surface gill net as well as by hand. A total of 179 fishes belonging to six species in three families were collected (Akira Zama, unpublished). Zooplankton distribution was observed also on the samples collected by vertical tows with a Norpac net in Fiord Elefantas and Lagoon San Rafael in November, 1983 (Kazumasa Hirakawa, unpublished).

Biological investigations like these in and around glaciers will give fruitful information and suggestions to the glaciological, hydrological and climatological studies.

#### **Acknowledgements**

We would like to express our gratitude to the Chilean Government officials concerned with the Patagonia Projects for the facilitative assistance given to us. We also appreciate kind considerations and supports given us by many persons in Santiago and in Region XI. Special thanks are due to Dr. Cedomir Marangunic and Professor Tsuyoshi Nishimura for their helpful advice and useful comments concerning our project.



## References

- Enomoto, H. and Abe, Y., 1983: Reconnaissance studies of meteorology and glaciology in Steffen and Jorge Montt Glacier, Patagonia. *Glaciological and Meteorological Studies in Patagonia, Chile, by Japanese Research Expeditions in 1967-1982. Research Committee on Patagonian Glacier, Japanese Society of Snow and Ice, 11-14.*
- Heinscheimer, G.J., 1954: Zur Hydrologie und Glaziologie des Lago Argentino und Ventisquero Moreno, Argentinien. *Z.f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, Bd. III, H.1, 24-32.*
- Iwata, S., 1983: Further advance of Pio XI Glacier. *Glaciological and Meteorological Studies in Patagonia, Chile, by Japanese Research Expeditions in 1967-1982. Research Committee on Patagonian Glacier, Japanese Society of Snow and Ice, 14-17.*
- Liss, C.C., 1970: Der Morenogletscher in der Patagonischen Kordillere, *Z.f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, Bd.VI, H.1-2, 161-180.*
- Lliboutry, L., 1956: *Nieves y Glaciares de Chile. Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago, 471pp.*
- Mercer, J.H., 1962: *Glacier variations in the Andes. Glaciological Notes, No.12, New York.*
- Mercer, J.H., 1964: Advance of a Patagonian glacier. *Journal of Glaciology 5, 267-268.*
- Naruse, R. and Endo, T., 1967: Glaciological investigations of northern Patagonian glaciers, Chile. *Seppyo, 29, No.6, 167-176. (in Japanese with English abstract).*
- Peña, H.T. and Escobar, F.C., 1983: Analisis de las crecidas del Rio Paine - XII Region. *Publicacion Interna E.H. No. 83/7. Direccion General de Aguas, Departamento de Hidrologia. p.p.78.*
- Tanaka, K., 1980: Geographical contribution to a periglacial study of the Hielo Patagonico Norte with special reference to the glacial outburst originated from glacier-dammed Lago Arco, Chilean Patagonia. *Tokyo 313 Center Co., LTD., 97pp.*

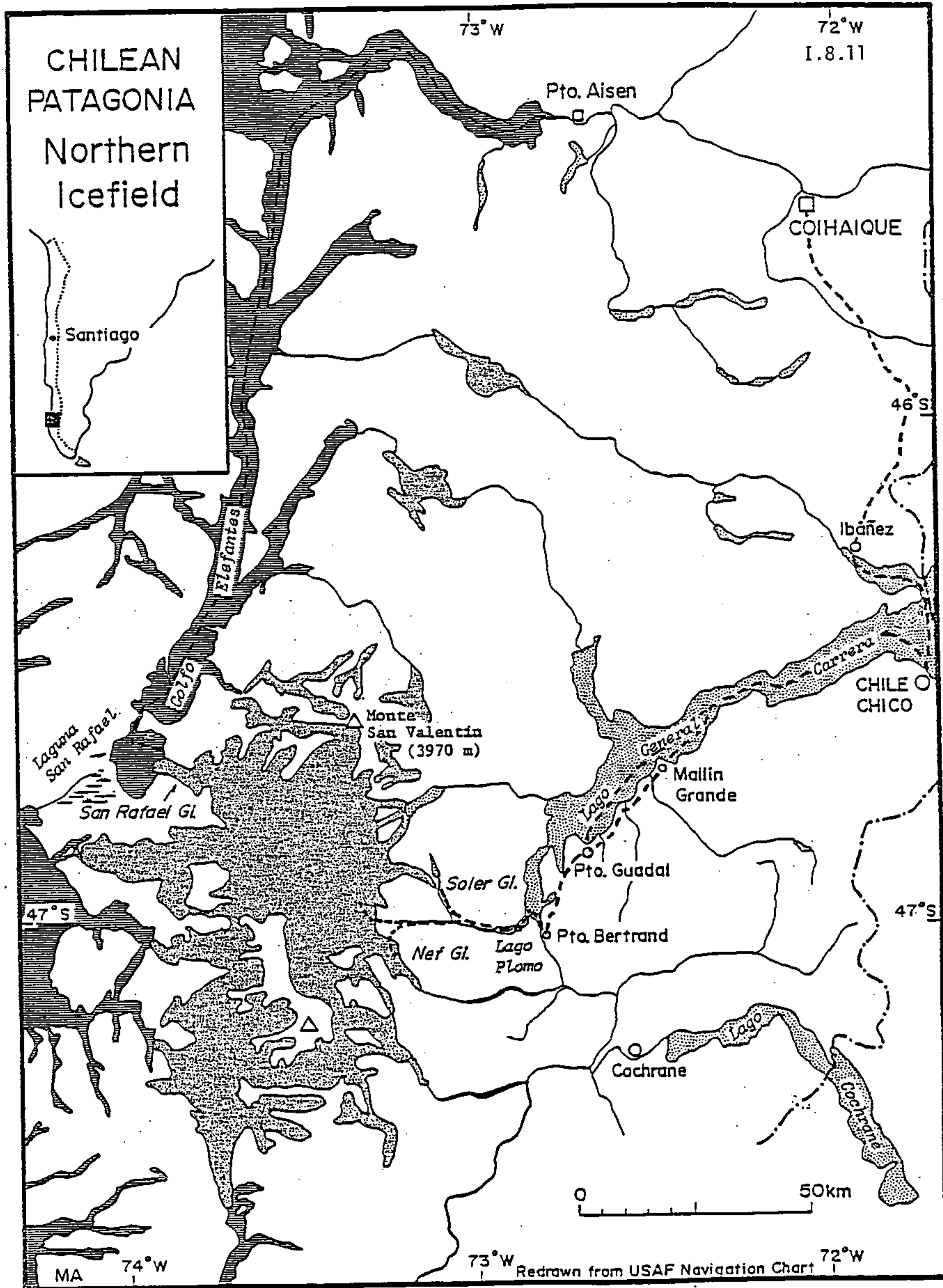


Fig.1. Hielo Patagonico Norte and routes of Expedition (1983-84).

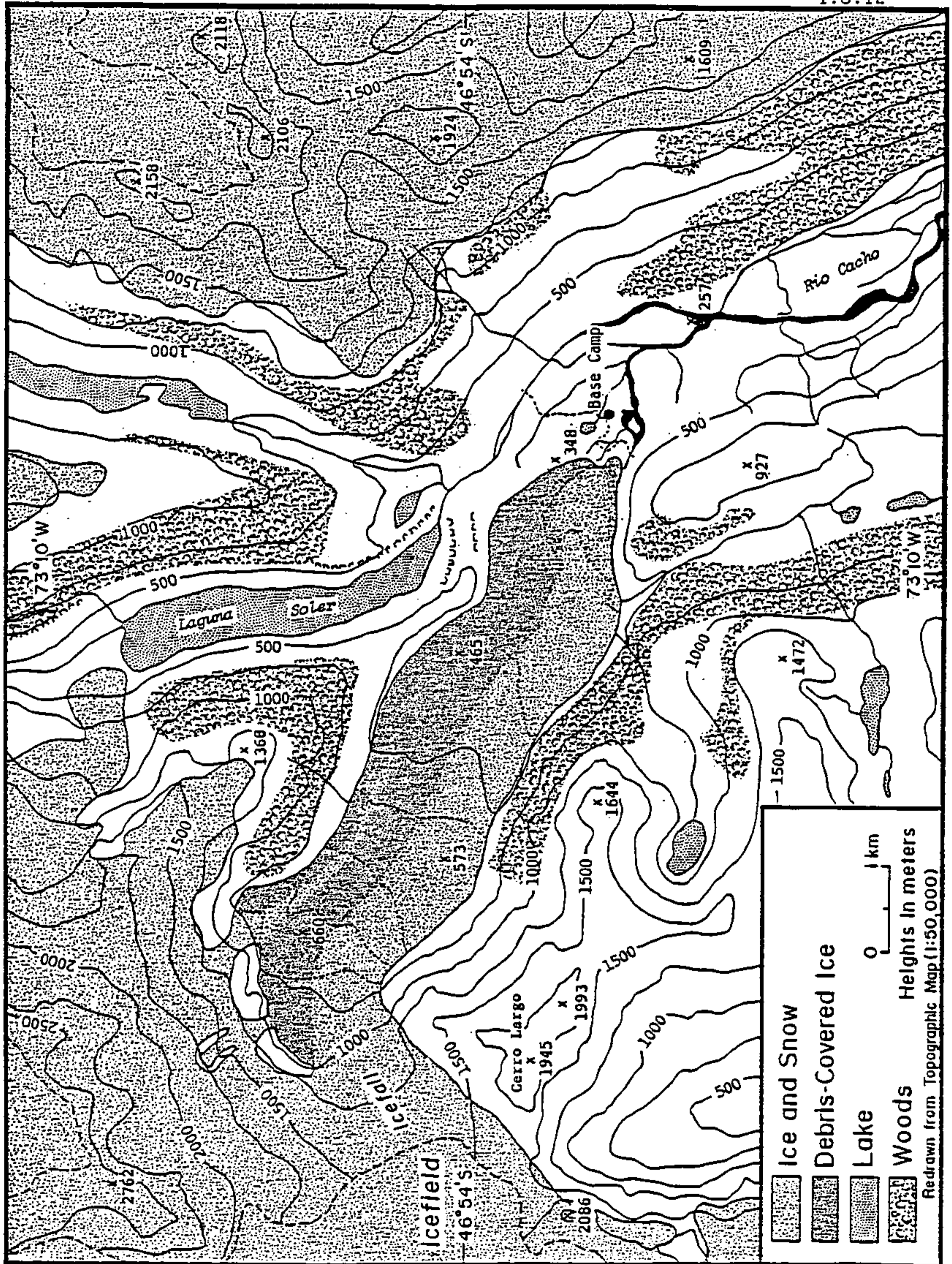


Fig.2. Soler Glacier and its vicinity.

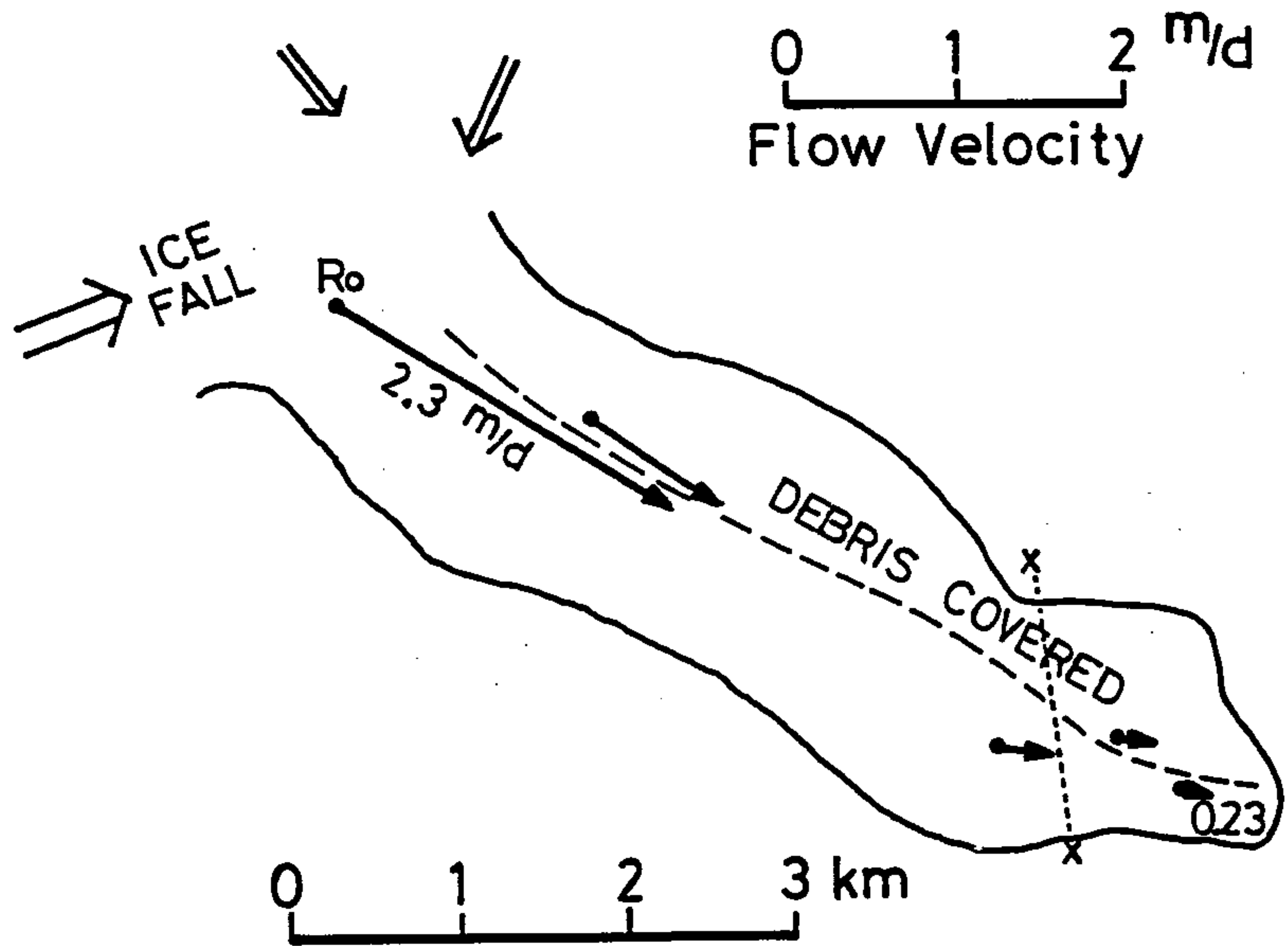


Fig.3. Vectors of flow velocity at Soler Glacier.  
( December, 1983 )

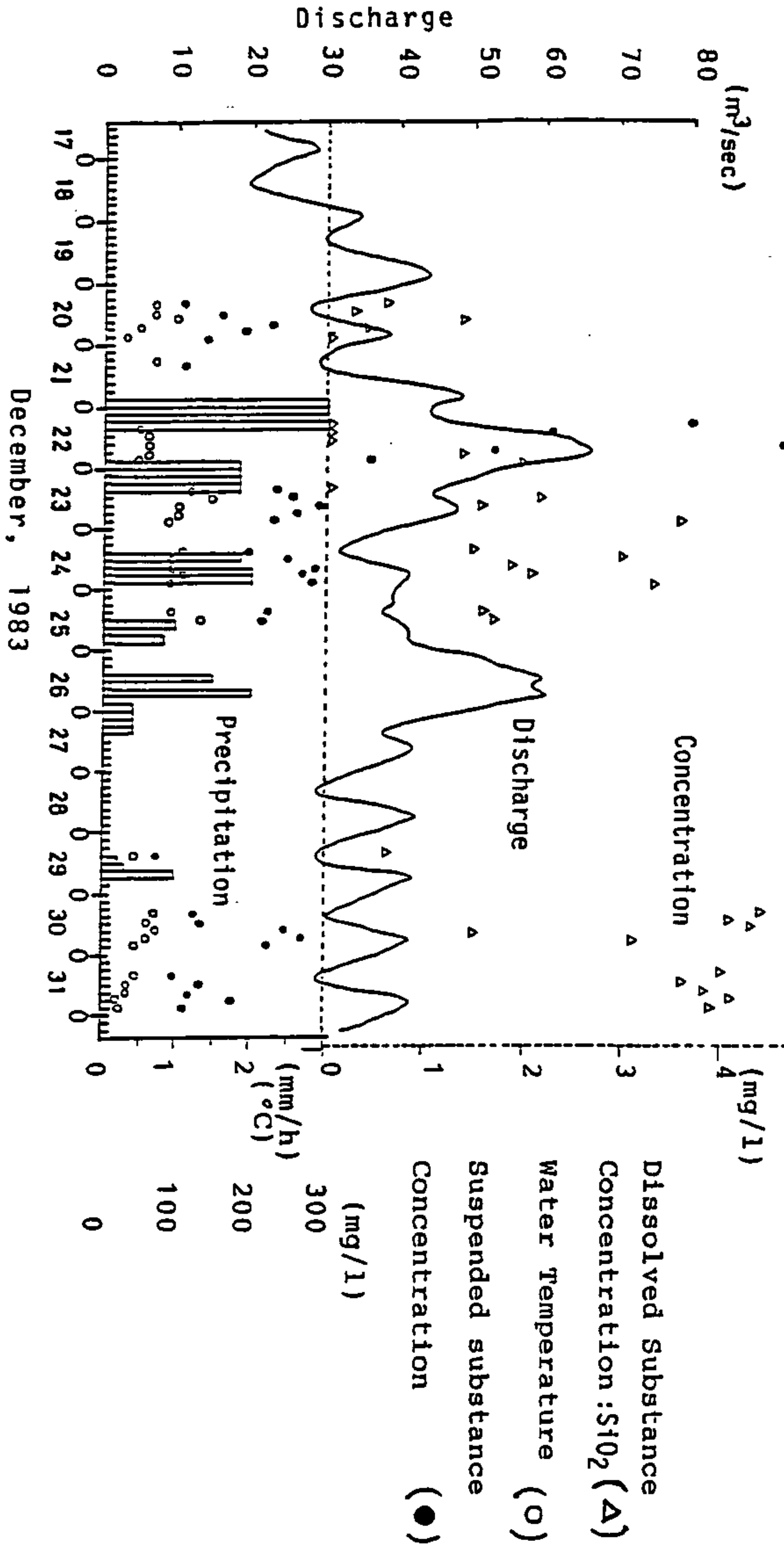


Fig.4. Hydrograph and concentrations of substances at Rio Cacho near Soler Glacier.

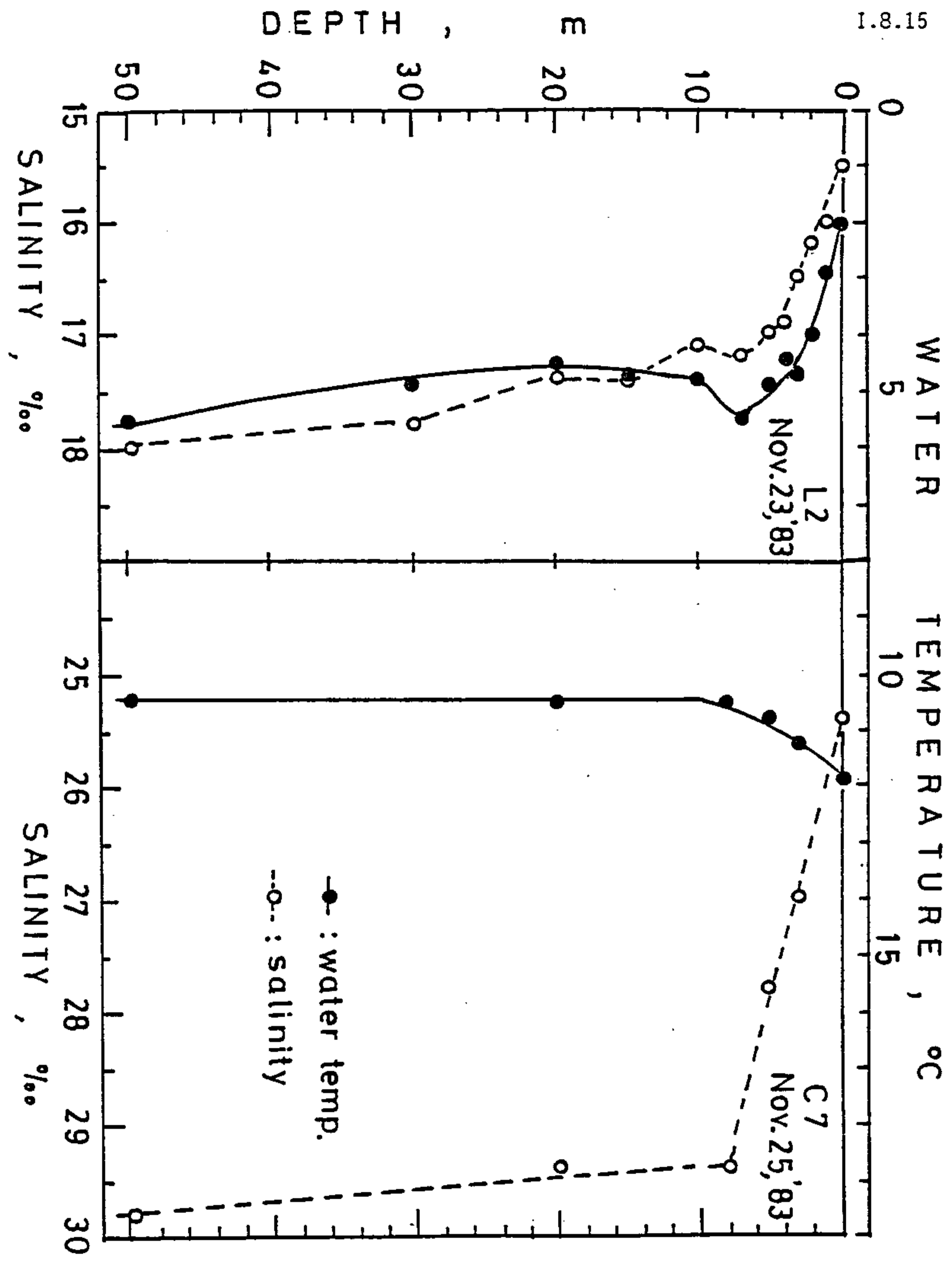


Fig.5. Vertical profiles of water temperature and salinity at L2 (Laguna San Rafael) and at C7 (Fiord Elefantes).

PROGRAMA HIDROLOGICO INTERNACIONAL  
JORNADAS DE HIDROLOGIA DE NIEVES Y HIELOS  
EN AMERICA DEL SUR

METEOROLOGICAL CHARACTERISTICS IN THE PATAGONIA NORTHERN ICEFIELD  
IN THE SUMMER SEASON

Tetsuo Ohata<sup>(1)</sup>, Shun'ichi Kobayashi<sup>(2)</sup>, Hiroyuki Enomoto<sup>(3)</sup>,  
Hiroshi Kondo<sup>(4)</sup>, Takashi Saito<sup>(4)</sup>, Renji Naruse<sup>(2)</sup>  
and Chotaro Nakajima<sup>(4)</sup>

Abstract

Glaciological, meteorological and hydrological studies were carried out in the Patagonia Northern Icefield from November 1983 to January 1984. One of the aim of the present project was to investigate the meteorological conditions in that region, and to relate it to the characteristics of the mass balance of the ice field and glaciers. Meteorological observations were made at three sites in the western side (San Rafael Glacier) and eastern side (Soler Glacier) of the Icefield. The meteorological conditions and ablation on these glaciers are described in this paper. Furthermore, the climatic pattern in this region are also described by using the data of surface meteorological data taken by Chilean organizations, weather charts and satellite data.

- (1) Water Research Institute, Nagoya University, Nagoya 464, Japan.
- (2) Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo 060, Japan.
- (3) Graduate School of Environmental Sciences, Tsukuba University. Tsukuba 305, Japan.
- (4) Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Uji 611, Japan.

## 1. Introduction

Patagonian Icefields are large ice masses with many outlet glaciers. Both the northern and southern icefields show contrast in the distribution of glaciers. Generally, there are large long glaciers on the west side, and the snow line is lower by approximately 500m on this west side. In order to understand the cause for this situation, glaciological and meteorological study group led by Prof. C. Nakajima made a field observation from November 1983 to January 1984 in the Northern Icefield. This paper will deal with the meteorological aspects of this problem.

The weather in this region is said to be humid and warm due to the effect of the Pacific Ocean and the strong westerly jet centered south of the region. The study was made both by direct observation in the field and also from the analysis of the data taken around the Icefield by the Chilean Organizations and the data from satellites. The results presented here are not final but form an interim report.

The meteorological observations were made at A(104 m a.s.l.) and B(731-1160 m a.s.l.) in San Rafael Glacier ( $46^{\circ}41'S$ ,  $73^{\circ}55'W$ ) and C(300 m a.s.l.) at Soler Glacier ( $46^{\circ}55'S$ ,  $73^{\circ}10'W$ ) Shown in Fig. 1. Measurements were made for 20 to 35 days at various sites. The observed elements were air temperature, humidity, wind speed, solar radiation, cloud amount, rainfall amount, etc. Additionally, heat balance and surface ablation measurements were made on both glaciers. Other minor observations, such as vertical profiles of wind up to 1000 m a.s.l. and measurements of local wind system were made.



In addition to these observations, meteorological data taken around the Icefield were collected, and analyses were made to clarify the climate variability and trend in this region.

## 2. Climate characteristics in the region of the icefield

The climate of the Patagonian Icefield is characterized by much precipitation with relatively high temperature for this latitude. Daily and monthly amount of precipitation and monthly mean air temperature for 1983 at Chilean Air Force Meteorological Station situated 4km north of the terminus of San Rafael Glacier are shown in Figs. 2 and 3. Precipitation does not show seasonal change and seasonal temperature variation is small owing to the influence of the ocean. But the year to year fluctuation of summer and winter temperatures are quite high as can be seen in the data of Puerto Aisen.

The period of present observation was in summer when the main jet is located to the south. However, from the 500mb weather chart and satellite data, it can be recognized that deep troughs and accompanying cloud bands reach this area from the south. The movement of these cloud areas along the longitude of  $74^{\circ}\text{W}$  from November 30, 1983 to January 2, 1984 are shown in Fig. 4. The thick portion of the vertical line in the figure indicates the extent of cloud seen from the satellite IR image of geostational satellite GOES-E. In many cases the cloud area approached from  $55^{\circ}\text{S}$  latitude and moved northward and disappeared about  $40^{\circ}\text{S}$ . The Northern icefield experience rainfall on these occasions

and the length of the period which these troughs have effect in this region was generally 2-4 days. The average of the total cloud amount at sites A, B and C were 8.6, 8.6 and 5.5 from December 12 to January 2. The distribution pattern of the clouds in the western and eastern side of the Northern Icefield were classified into three types, i.e.

- (1) Low cloud amount at both sides
- (2) High cloud amount at western side and low at eastern side
- (3) High cloud amount at both sides

Case (1) occurred under the influence of anticyclone of midlatitude. Case (2) and (3) occurred in other cases and the differences were determined by the height of the cloud top coming to this area. For the clouds caused by cyclones or their fronts, the cloud tops were high and case (3) occurred, otherwise it was (2). Relative frequency of occurrence for the period from December 13 to January 1 are shown in Table 1. It shows 8% for (1), 55% for (2) and 25% for (3) and there were 12% which could not be classified.

### 3. Surface meteorological observations

Many observations were made at site A near the ablation area of San Rafael Glacier from the period of November 30, 1983 to January 4, 1984. Fig. 5 shows the variation in the observed elements at A for the whole observation period. The most strong feature here was the high cloud amount of 9/10 on the average, except for a few days in the middle of December. Relating to high cloud amount, global radiation was low at mean value of 300 ly/d. This is only 30% of the incident flux at the top of the atmosphere. Wind speed showed a fair

ly constant value of  $2-5 \text{ m.s}^{-1}$  for the whole period. This was attributed to the existence of glacier wind. The thickness of this wind was more than 100 m when it was strongest, and this wind occurred almost constantly in the ablation area. Air temperature at A was lower than at sites outside the glaciated valley. This was because local climate was formed through the existence of these winds. Observation at B on San Rafael Glacier continued for approximately 20 days.

At site C at Soler Glacier, observations were made from December 12 to January 2 at two neighbouring sites, one on the glacier and one on the moraine. The result of the meteorological observation is shown in Fig. 6 along with the ablation data. In general, the wind speed above the glacier increased with increasing air temperature. This phenomenon is well known as a Fohn type wind.

The hourly mean wind speed varied between  $1.6$  to  $16.7 \text{ m s}^{-1}$ , indicating that strong wind is experienced at Soler.

#### 4. Ablation on the glacier.

Ablation and heat balance measurements were made on both glaciers. In Fig. 7, the surface ablation amount at San Rafael Glacier is shown and were  $7.0 \text{ cm-W/d}$  at lower part (100 m.a.s.l.) and  $1.0$  to  $2.0 \text{ cm-W/d}$  at firn area of higher altitudes (1000 m.a.s.l.) These measurements fit a line except for two sites. Cause of this seems to be the strong glacier wind at these sites. Heat balance measurement on glacier surface near site A in Fig.1 was made for 4 days (December 29 to January 1). The heat used for melting was

the only component in the heat sink. The percentage of each component in the heat source part was 48%. 37% and 15% of net radiation, sensible heat and latent heat. Shortwave and longwave radiations were both heat sources.

Mean ablation amount at Soler Glacier was 13.1 cm/d near the terminus. This is a high value compared with San Rafael. From the result of the heat balance measurement, it can be said that the heat sources for the total period (December 15-29) were 27%, 46% and 27% for net radiation, sensible heat and latent heat, respectively. Shortwave radiation was heat source but longwave was heat sink.

Other interesting phenomena observed at San Rafael Glacier were the formation of the supra-glacial lake and the occurrence of abnormal discharge at the terminus proceeding this lake formation. No detail measurements were made on this phenomenon, but it can be said that abnormal surface melting induced by high insolation of nearly 600 ly/d, which can be seen in Fig. 5, seemed to be the primary cause for this phenomenon.

5. East-west contrast in the meteorological elements and its relation to the ablation of the glacier.

As was seen in the previous sections, there were a few characteristic features in the climate of this region. One was the east-west contrast in the cloud distribution and the related meteorological elements. Second was the occurrence of the relatively steady glacier wind at San Rafael Glacier and probably also at Soler Glacier but to a lesser degree. Third is the occurrence of Fohn in the eastern side of the icefield. These main features determine

the east-west contrast in the surface meteorological conditions. The present observations are only of the summer period, but it can be considered that similar situation occurs also in the winter period because this region is under the influence of the westerly jet throughout the year.

In Table 2, the comparison of meteorological elements at sites A, B and C are shown for same period. Amount of cloud cover was as noted before. Precipitation amount showed maximum at B. The ratio of it at 3 sites were 1 : 1.3: 0.7 with little rain in the eastern side. The range of the global radiation showed similar value at A and C. However, the mean values were 327 and 539 ly/d, the amount at A being 60% of that at C. Comparing sites A and C, little high air temperature, low wind speed and high relative humidity occurred at A.

These differences in the meteorological parameters mean much more snow accumulation and less ablation owing mainly to the low global radiation on the west side of the Icefield. The effect of these meteorological conditions to the ice melting at the glacier surfaces can be made by comparing the result of the heat balance measurements in the western and eastern side. The following characteristics can be seen.

(1) The absolute amount of the heat sources and sinks are greater at Soler than at San Rafael.

(2) Long wave radiation balance is in the source part at San Rafael and sink part at Soler.

(3) Short wave radiation contributes to the source part, but the relative ratio is 39% at San Rafael and 57% at Soler.

(2) and (3) are due to the difference in the amount of cloud cover. (1) is due to the competitive effect of the three heat source components, which are all higher at Soler than at San Rafael. As far as characteristics of the ablation are concerned, the meteorological condition can explain qualitatively the east west contrast.

#### 6. Concluding remarks.

The present paper contains the preliminary results obtained from the limited work in the ablation areas of the glaciers in the ablation seasons. No observations were made in the main accumulation area of these glaciers. The work will continue to determine the climate-glacier relationship occurring in the accumulation area by further analysis from the present observations and by future observations in the higher altitude snow fields of the Patagonia Northern Icefields.

#### Acknowledgements

The authors would like to thank other members of this project Dr. M. Aniya and Mr. S. Kohshima for their help in the fields and advices. They are also grateful to Direccion Meteorologico de Chile offered us the surface meteorological data and satellite data, and especially to Mr. G. Casassa and Mr. J. Vargas who helped us during the preparation and field work.

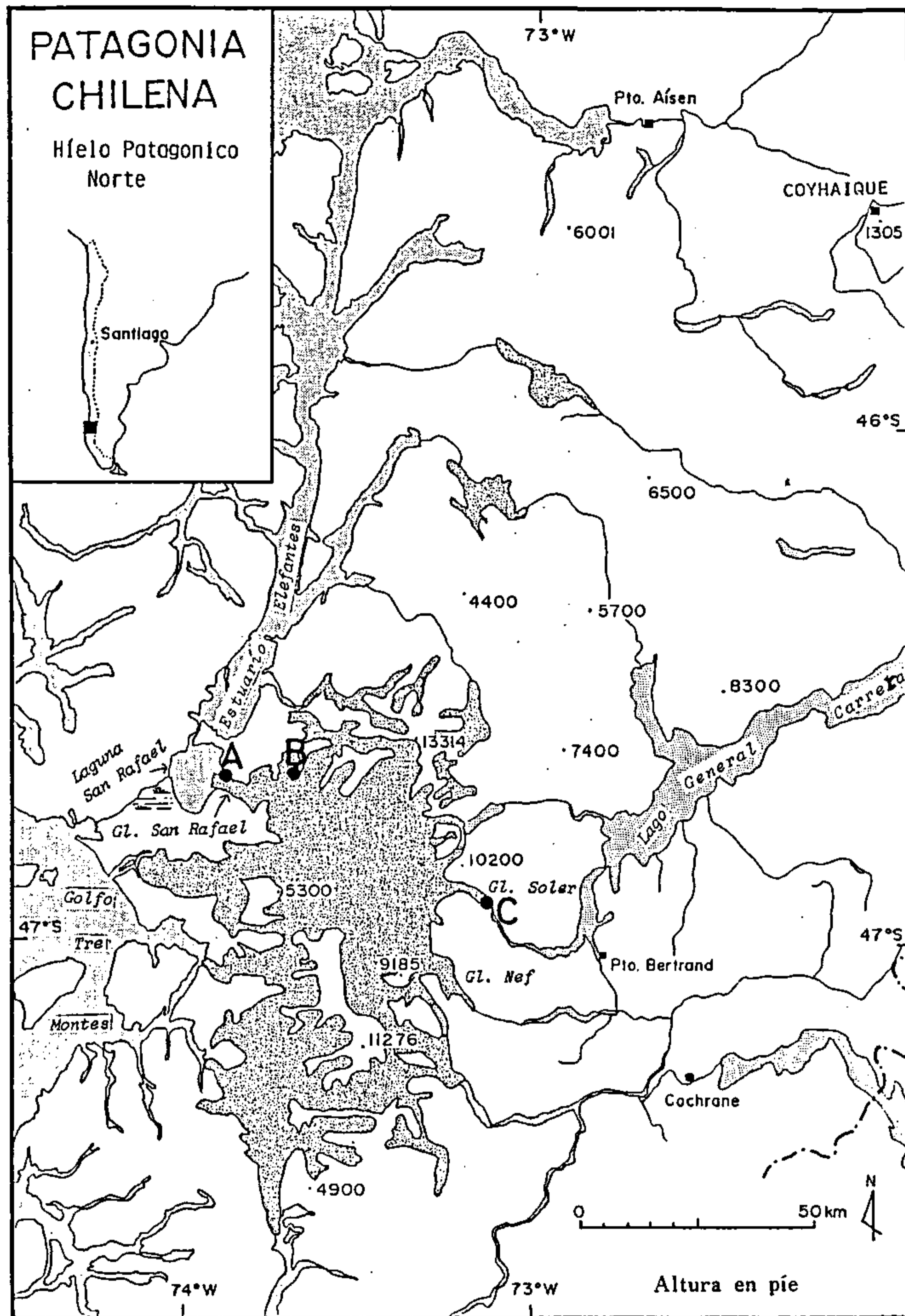


Fig. 1. Map of the Patagonia Northern Icefield and the sites of meteorological observation.

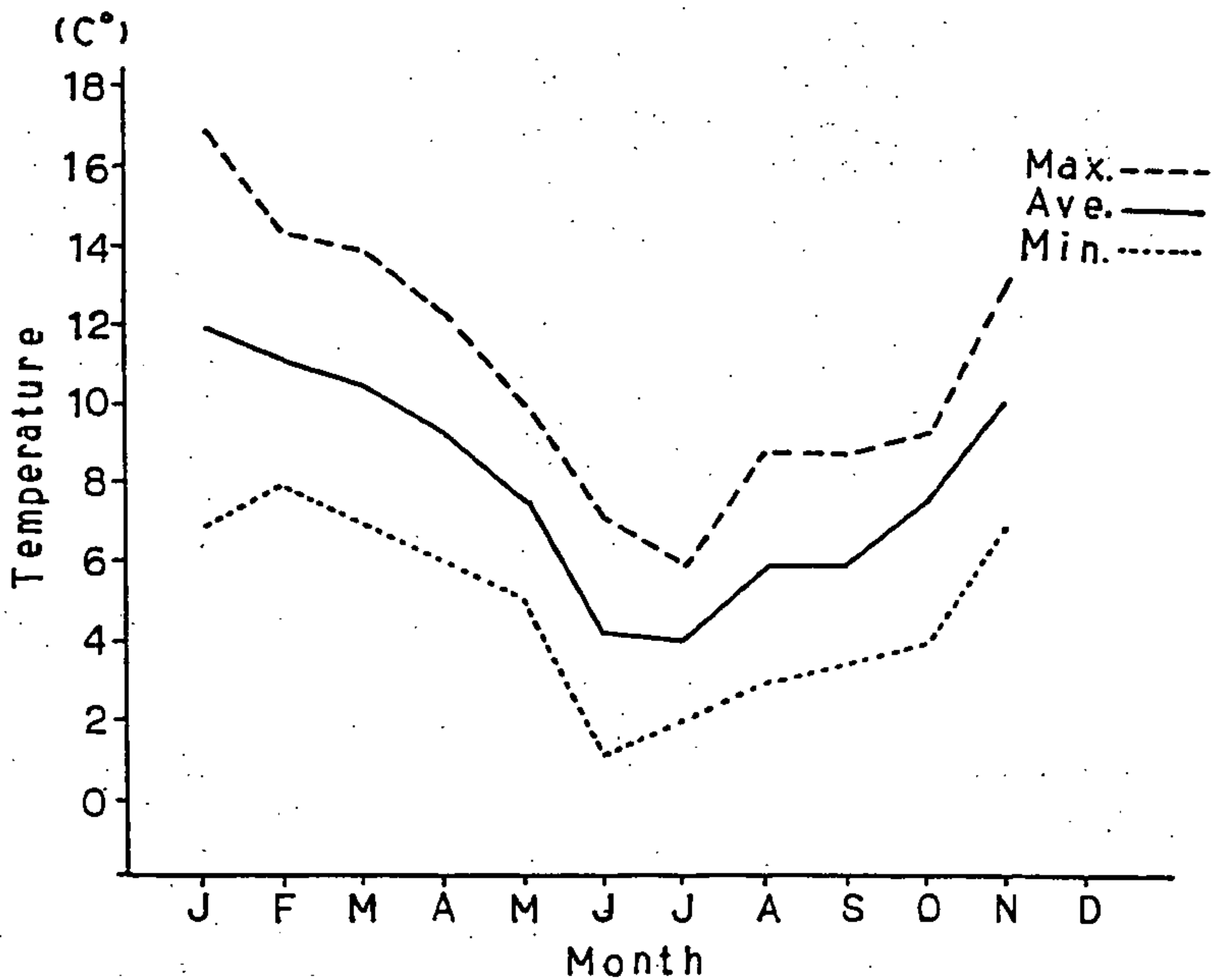


Fig. 2 Monthly mean surface air temperature at Chilean Air Force Meteorological Station 4km north of San Rafael Glacier.



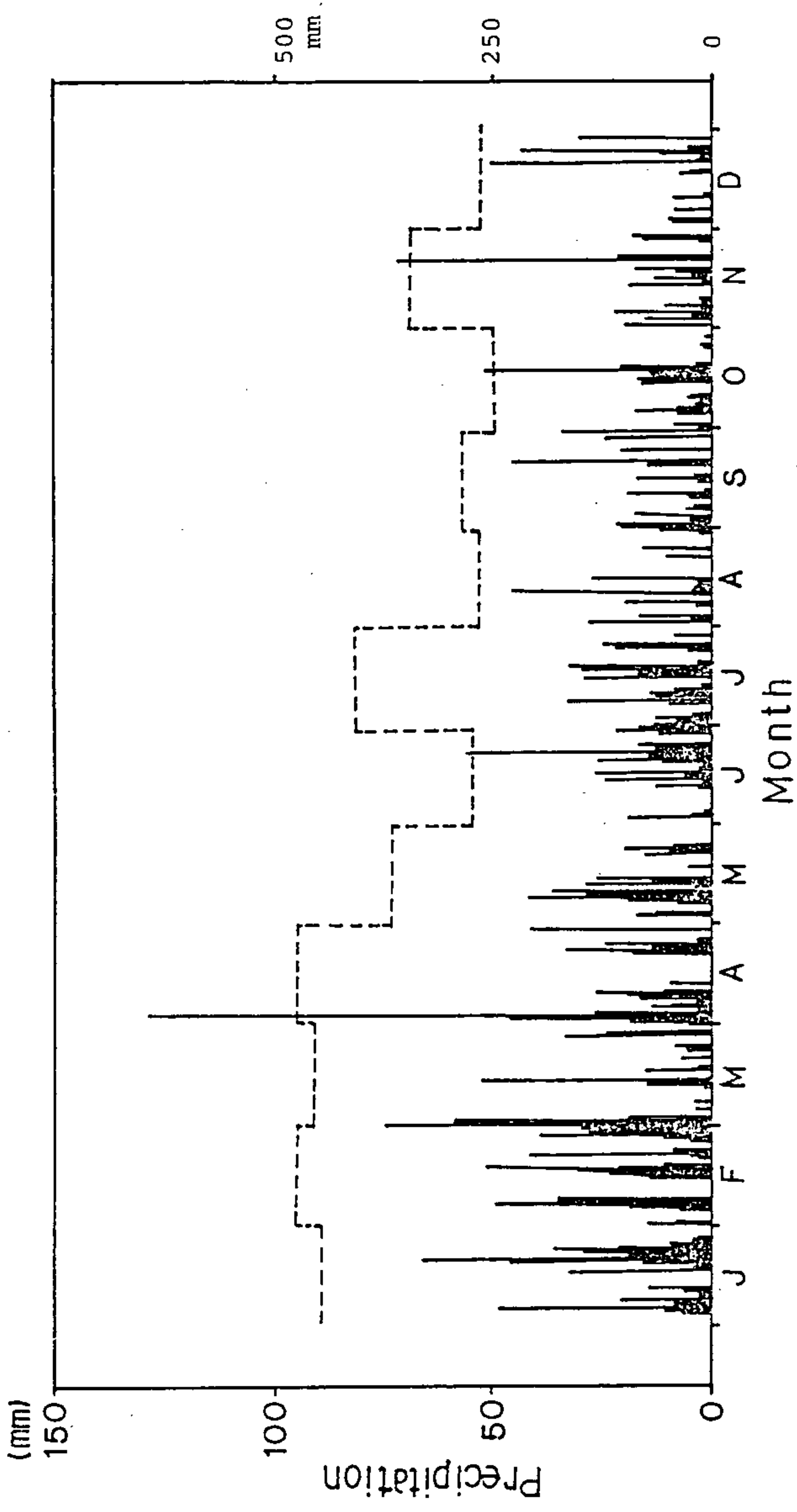


Fig. 3. Same as Fig. 2 but for precipitation. Daily amount is also shown.

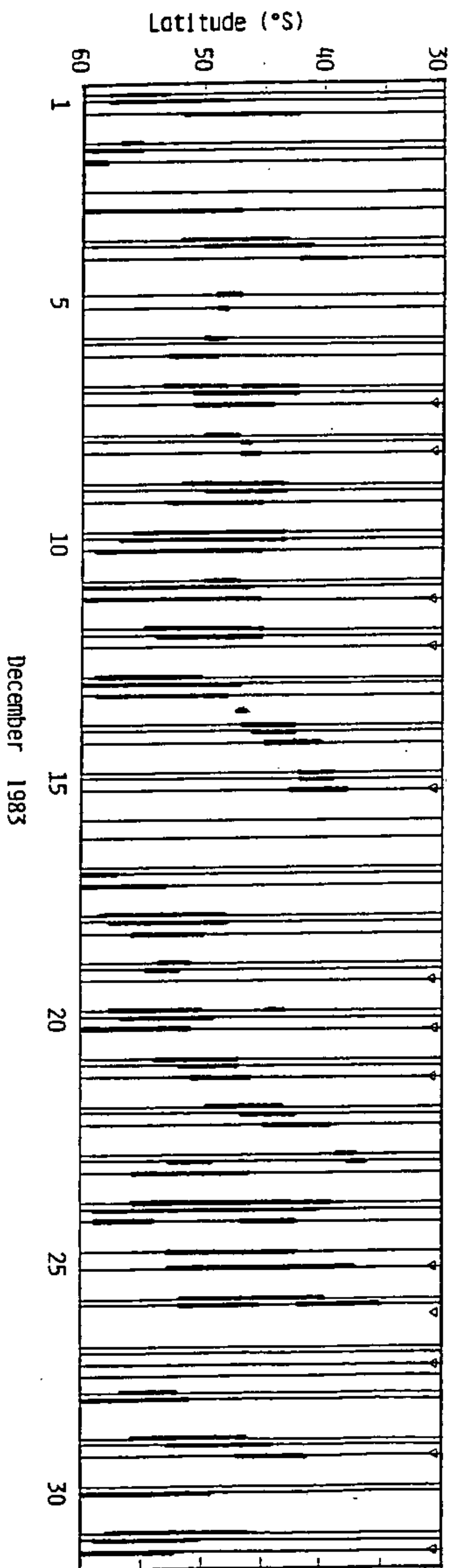


Fig. 4 The movement of cloud bands along  $74^{\circ}\text{W}$  determined from IR of GOES-E. Each vertical line shows the time of observation and the thick part shows the position of the cloud band.

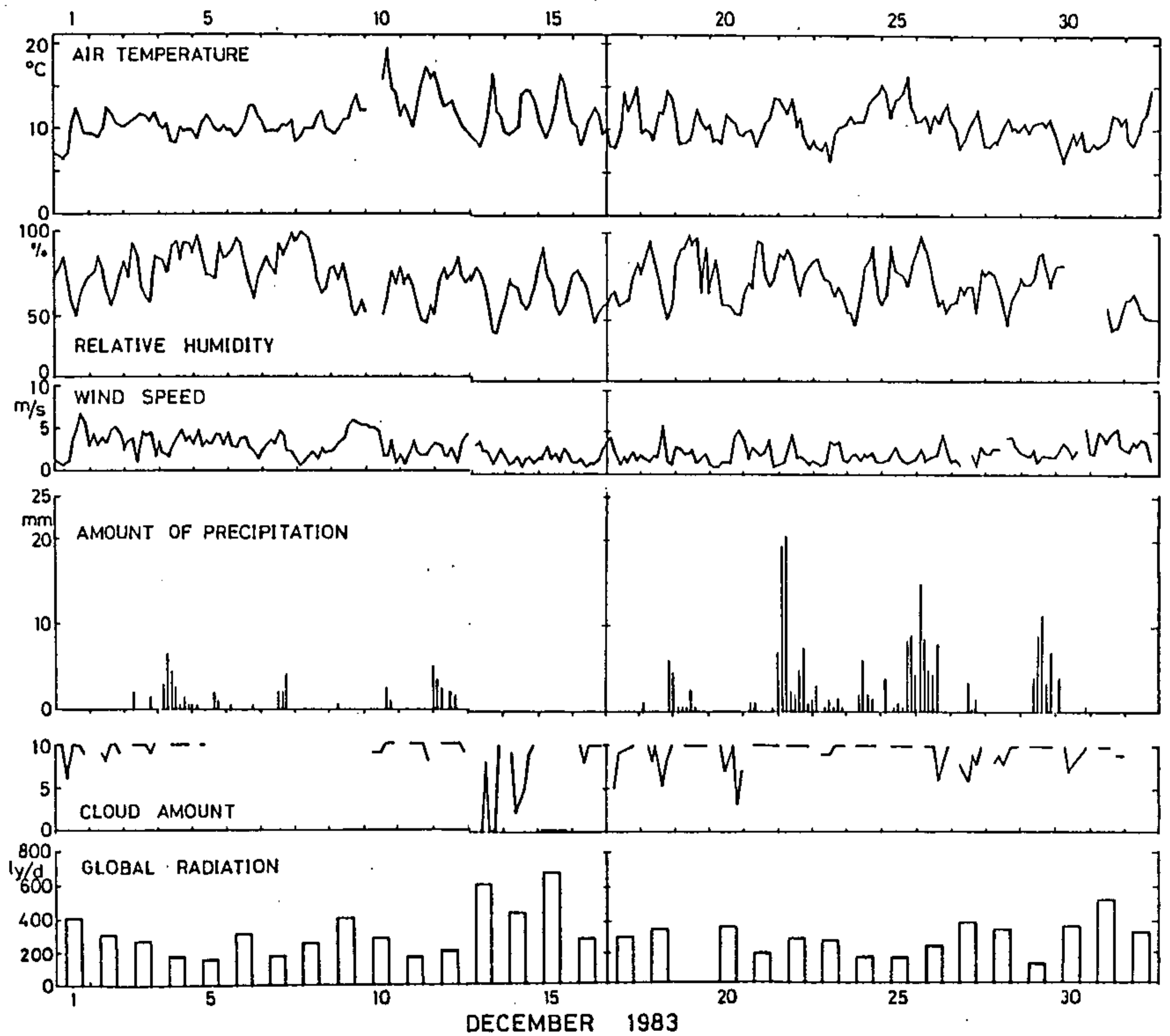


Fig. 5. Meteorological data at site A on San Rafael Glacier.

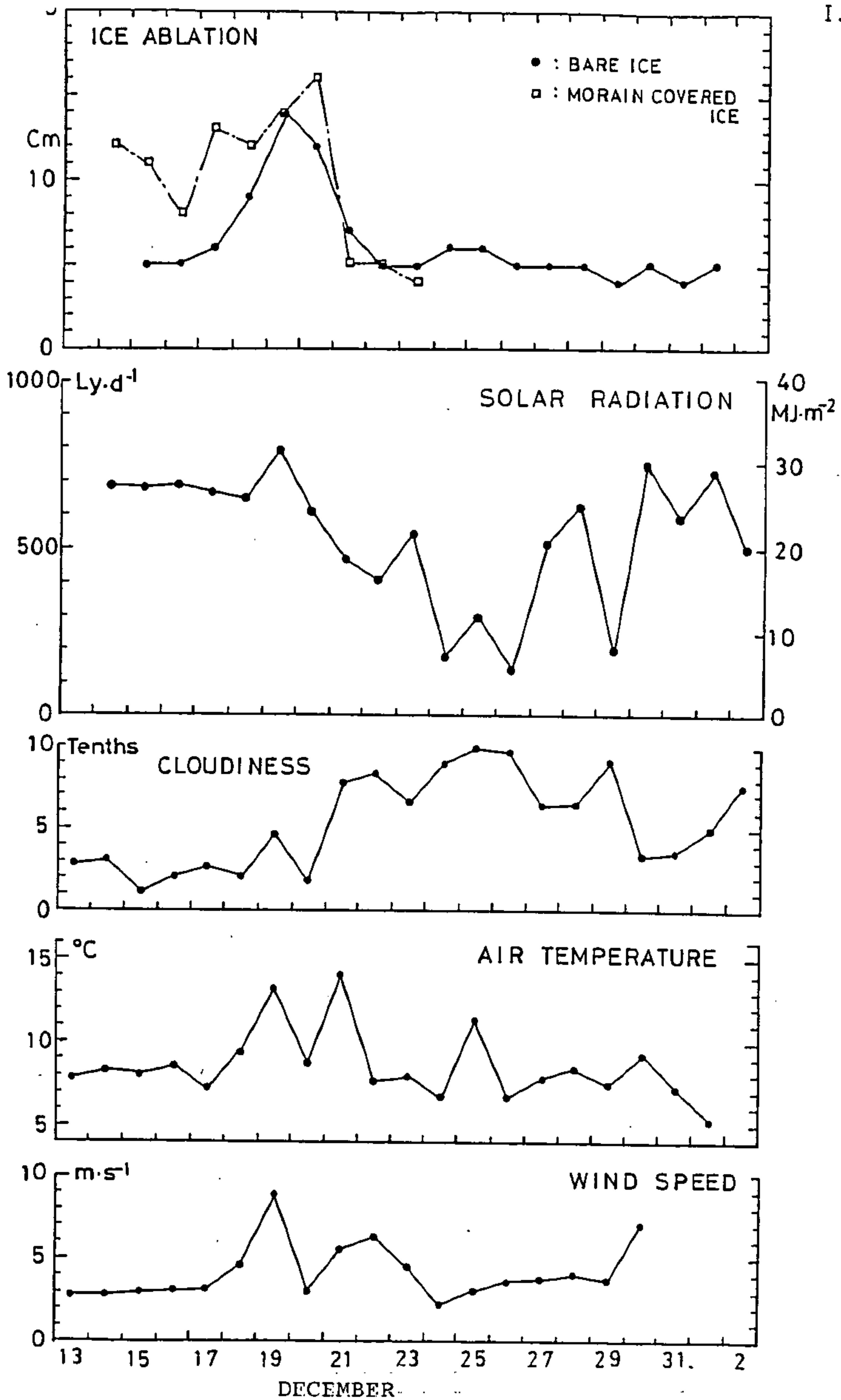


Fig. 6, Meteorological and ablation data at site C on Soler Glacier.

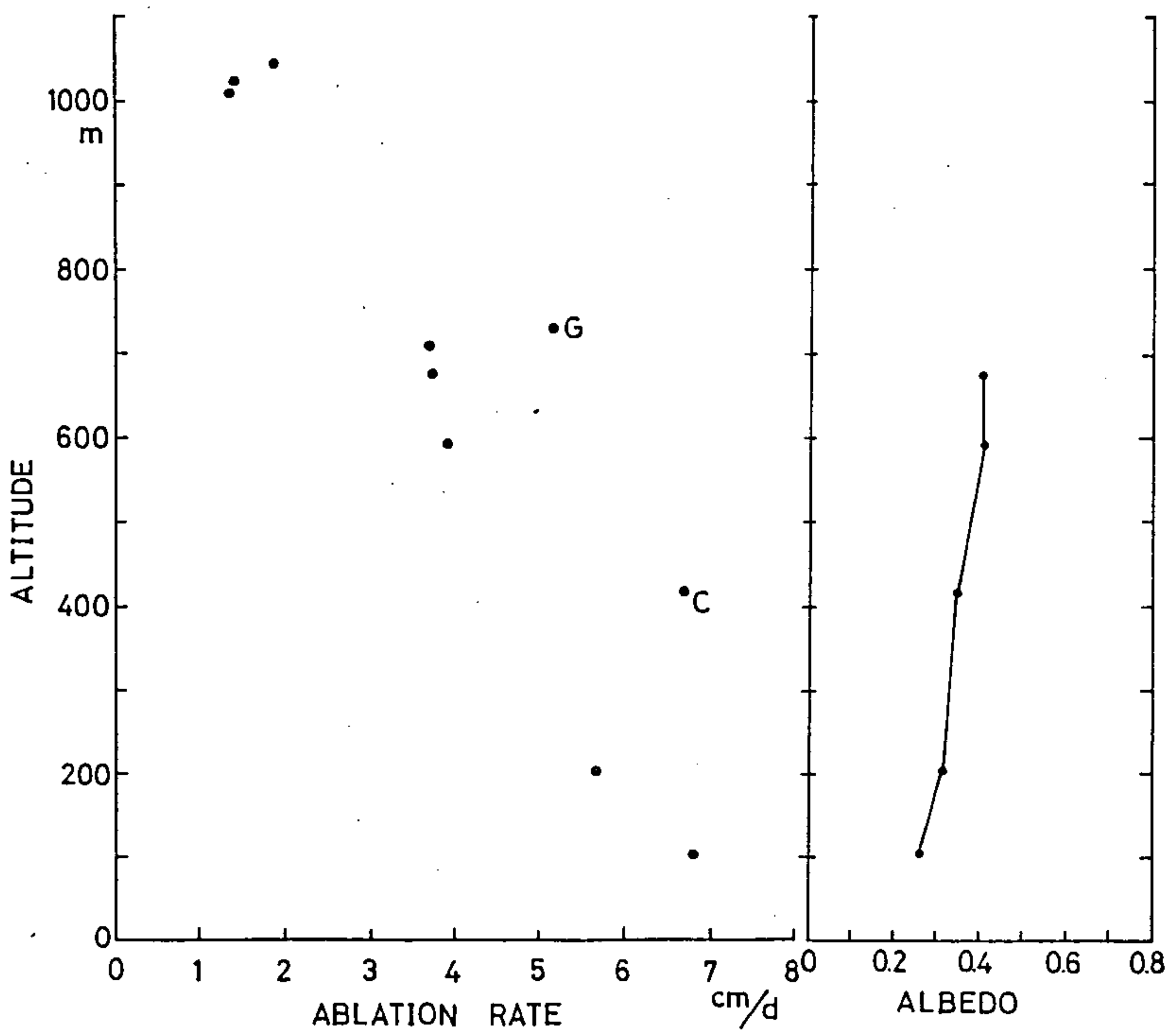


Fig. 7 Daily ablation rate and surface albedo at San Rafael Glacier.

PROGRAMA HIDROLOGICO INTERNACIONAL  
JORNADAS DE HIDROLOGIA DE NIEVES Y HIELOS EN  
AMERICA DEL SUR

INVENTARIO DE NIEVES Y HIELOS  
DE BOLIVIA

Ing. Freddy Camacho Villegas  
Ing. José Luis Montaña  
Ing. Normando Guzman

Este inventario de glaciares de Bolivia fue realizado utilizando cartas topográficas a una escala de 1:50000, se recurrió también, para subsanar la falta de información a imágenes satelitarias con escala de 1:250000, se determinó el área de cobertura de nieves de todos los glaciares, su ubicación geométrica, luego se demarcaron las cuencas de drenaje de los deshielos debido a la fusión de nieves, se realizó también un análisis breve de las estaciones meteorológicas existentes en la zona andina boliviana.

Freddy Camacho, José Luis Montaña y Normando Guzman son miembros del Comité Nacional del Programa Hidrológico Internacional-Bolivia y del Instituto de Hidráulica e Hidrología de la Universidad Mayor de San Andrés de La Paz.

CONTENIDO

1. Introducción
2. Recolección de información
3. Orografía
  - 3.1. Cordillera Occidental
  - 3.2. Cordillera Oriental
  - 3.3. Cordillera Central
4. Climatología
  - 4.1. Condiciones climáticas en la zona andina
  - 4.2. Tipos de clima en Bolivia
  - 4.3. Características climáticas
5. Distribución espacial de nieves
  - 5.1. Ubicación y superficie de la cobertura de nieves
  - 5.2. Cuencas de Drenaje
  - 5.3. Redes de drenaje
6. Estaciones de medición
7. Resumen
8. Conclusiones y recomendaciones

## 1. INTRODUCCION

La escasez del agua en muchas partes del mundo, ha originado la preocupación justificable, especialmente en autoridades responsables en el manejo del recurso agua, un explosivo crecimiento demográfico que viene aparejado con nuevas y mayores demandas de agua generadas por el propio desarrollo socio-económico, hace más difícil y costoso satisfacer esas demandas y precisamente el dilema consiste en la necesidad de asegurar a las generaciones venideras y en muchos casos a las actuales, disponibilidades hídricas para sus diferentes usos. La utilización y la ordenación de los recursos hídricos existentes deberá realizarse de un modo tal que se reduzca al mínimo su despilfarro y se eleve al máximo su disponibilidad.

Los inmensos recursos hídricos existentes en Bolivia han sido a - provechados en forma reducida, si bien existen estudios no muy profundos sobre la disponibilidad de las aguas superficiales y subterráneas, con relación a las aguas provenientes de glaciares y nieves, no se cuenta con ningún estudio, ni la inquietud particular nos permite contar con estudios que podrían servir de punto de partida para realizar una planificación del uso de estos recursos.

Este tema es especialmente importante para Bolivia, debido principalmente a su distribución demográfica, puesto que en la zona andina-cordillerana y el Altiplano se encuentran asentados el 51,4 % de la población boliviana, de acuerdo con datos obtenidos del censo de 1980.

Bolivia como país andino depende en gran medida de los glaciares de gran altitud para su agricultura en las zonas áridas del Altiplano y para su abastecimiento de agua.

Como la escorrentía de los deshielos de glaciares es un aspecto



bastante inhabitual de la hidrología, su base científica todavía no está sólidamente asentada.

El CONAPHI-BOLIVIA al ser la receptora de la inquietud, sobre el tema, en forma conjunta con el Instituto de Hidráulica e Hidrología - UMSA, han encomendado la realización de un inventario de nieves y hielos como un primer paso para aprovechar en forma racional la escorrentía provocada por la fusión de las nieves de los glaciares existentes en la cordillera de los Andes.

Estamos conscientes que el trabajo recién empieza y que para administrar de manera adecuada los recursos hídricos situados en las montañas es necesario conocer el volumen y la ubicación de las aguas heladas, las modalidades de salida de las mismas por obra de la fusión del hielo o de la nieve y su dependencia de cambios climáticos a corto plazo y meteorológicos a largo plazo.

## 2. RECOLECCION DE INFORMACION

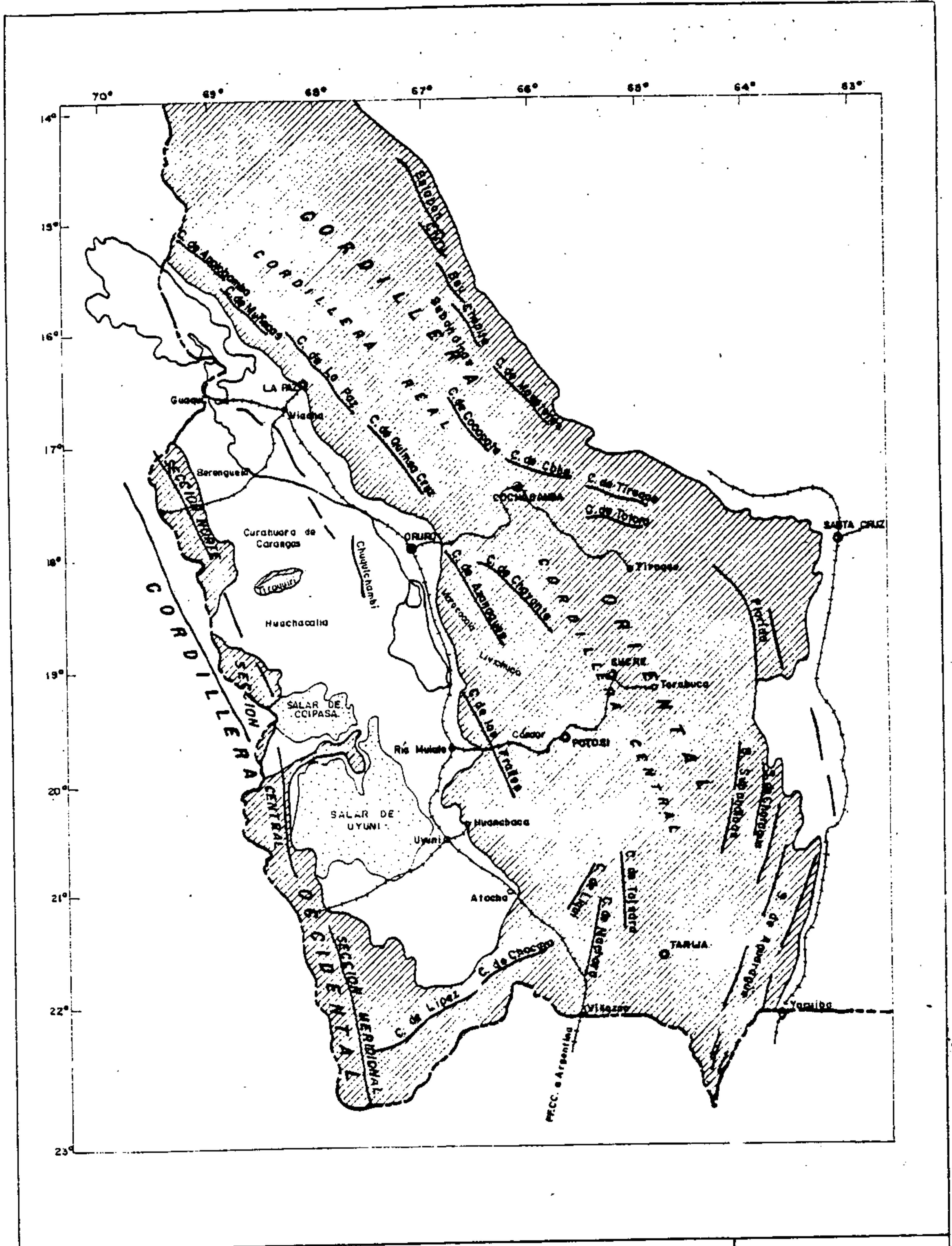
Los datos utilizados para el presente trabajo fueron obtenidos en el Instituto Geográfico Militar, GEOBOL del Proyecto ERTS, SAMAPA CORDEPAZ, SENAMHI.

La inventariación de nieves y hielos de Bolivia requiere de cartografía de toda la cordillera de los Andes, siendo de interés del proyecto para su descripción los picos con nieves permanentes.

La metodología empleada en el presente trabajo fue como sigue:

- Uso de cartas topográficas del Instituto Geográfico Militar a escala 1:50.000

Estas cartas no cubren en su totalidad toda la Cordillera Andina, solamente a partir del paralelo 16° hacia el Sur, fal -



Orografía de la zona andina

0 35 50 Km

tando información de estas cartas de la Cordillera de Apolobamba y del Nevado Illampu.

- Uso de cartas topográficas del Instituto Geográfico Militar, - escala 1:250.000 de la sección meridional en la Cordillera Occidental.
- Uso de Mapas Geográficos a escala 1:500.000 de la cordillera - de Apolobamba y parte Norte de la Cordillera de La Paz.
- Imágenes Satelitarias del Proyecto ERTS a escala 1:250.000 de las cordilleras de Apolobamba y La Paz, y de la sección Meridional de la Cordillera Occidental.

### 3. OROGRAFIA (Zona Andina)

Bolivia presenta en su constitución física, un relieve de contraste, entre la fría zona andina y las cálidas tierras bajas del Oriente.

La gran Cordillera de Los Andes que atravieza prácticamente toda América del Sur, se bifurca en 2 grandes ramales al ingresar a Bolivia en la frontera con el Perú, tomando las denominaciones de Cordillera Occidental y Oriental. Estos ramales encierran el Altiplano boliviano y vuelven a unirse al Sur, formando el gran Macizo Andino en el límite entre Argentina y Chile.

Las 2 grandes secciones de la Cordillera constituyen el rasgo orográfico más importante del país, cuantitativamente alcanzan un área de 414.577 Km<sup>2</sup> o sea el 38% del territorio y comprenden todas las tierras altas y cordilleras.

#### 3.1 Cordillera Occidental

La Cordillera Occidental se extiende a lo largo de la frontera con Perú y Chile constituida por macizos volcánicos y se divide en tres secciones bien definidas que son:

1. Norte
2. Central
3. Meridional

### 3.1.1 Sección Norte

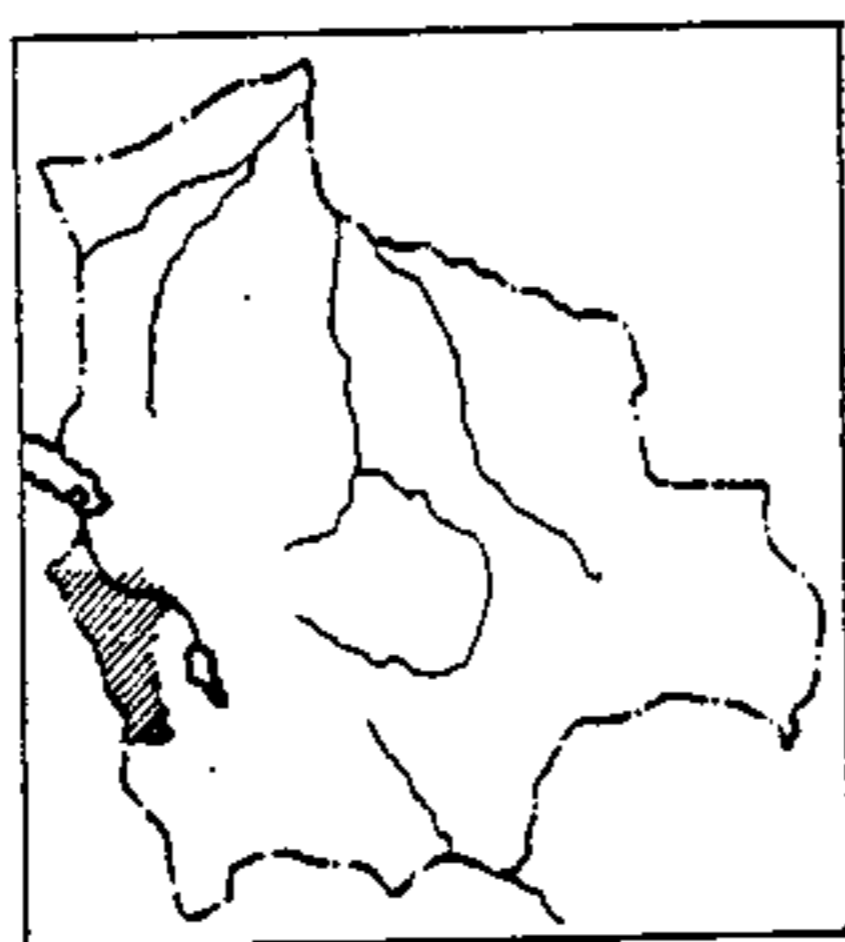


Fig. 3.1 Sección Norte; dibujo esquemático que nos permite tener una idea más exacta de la ubicación de esta sección de la Cordillera Occidental.

La sección Norte comienza en el nudo de Jucuri, a los  $16^{\circ}58'$  y se extiende hasta el abra del río Sabaya a los  $19^{\circ}02'$ .

Esta sección se caracteriza por tener varios grupos volcánicos aislados, al igual que varias planicies.

El Nevado Sajama que es el más conocido de la zona se encuentra aislado y solitario.

Se tienen las serranías de Santiago de Machaca Berenguela, Curahuara de Carangas, Huachacalla.

Los ríos Lauca, Sajama y Copasa han formado amplios valles que actualmente se encuentran rellenos por las erosiones de las montañas circundantes. La sección Norte finaliza con la serranía situada entre los ríos Mauri y Sabaya.

No se realizará una descripción más detallada de los diferentes picos o elevaciones orográficas de las diferentes cordilleras, puesto que el interés del presente trabajo radica en individualizar a los nevados existentes, sin considerar exclusivamente la altitud, puesto que existen picos que superan los 5300 m y no obstante carecen de nieves.

### 3.1.2 Sección Central

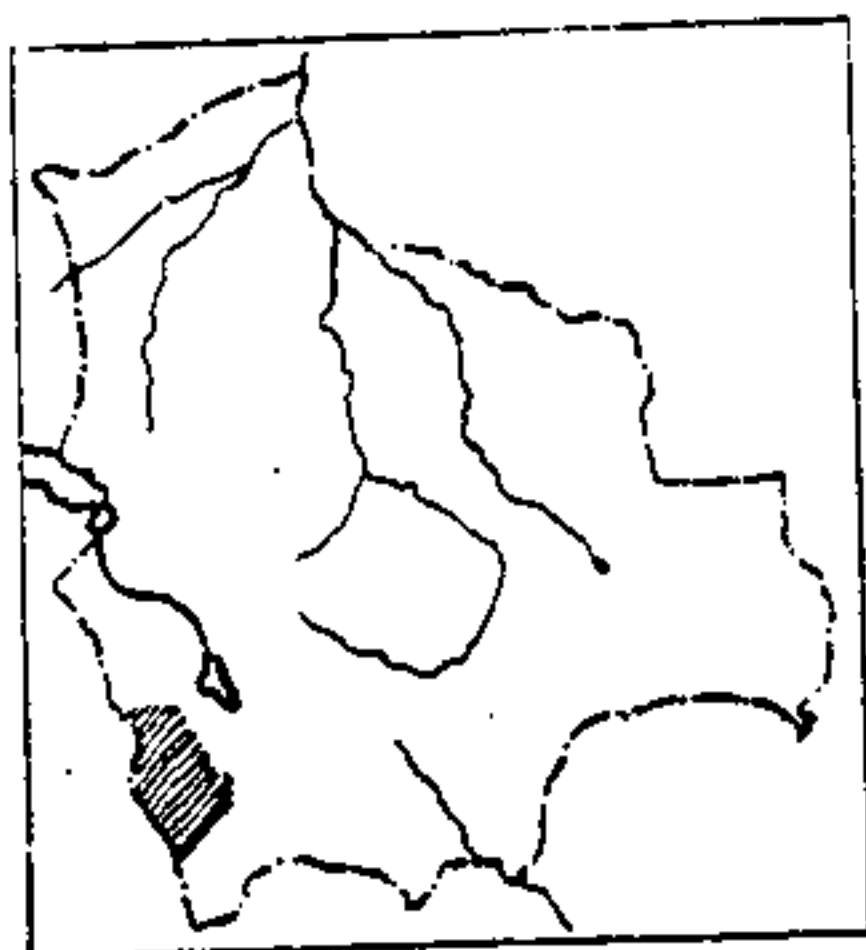


Fig. 3.2 Sección Central  
(Cordillera Occidental)

La Sección Central comienza a los 19° de latitud Sur con la denominada Cordillera de Sabaya que tiene una dirección este-oeste.

El Salar de Coipaza corta la Cordillera Occidental a los 19°30' - aflora una serranía, donde se destaca el volcán más alto de la sección central y que colinda con la República de Chile, el Nevado Candelaria.

Entre los 20 y 21° se encuentra la denominada Cordillera Sillili-ca compuesta por varias elevaciones importantes destacándose el cerro Luxsar.

La Sección Central termina en la latitud 21° en el Salar de Chiguana.

### 3.1.3 Sección Meridional

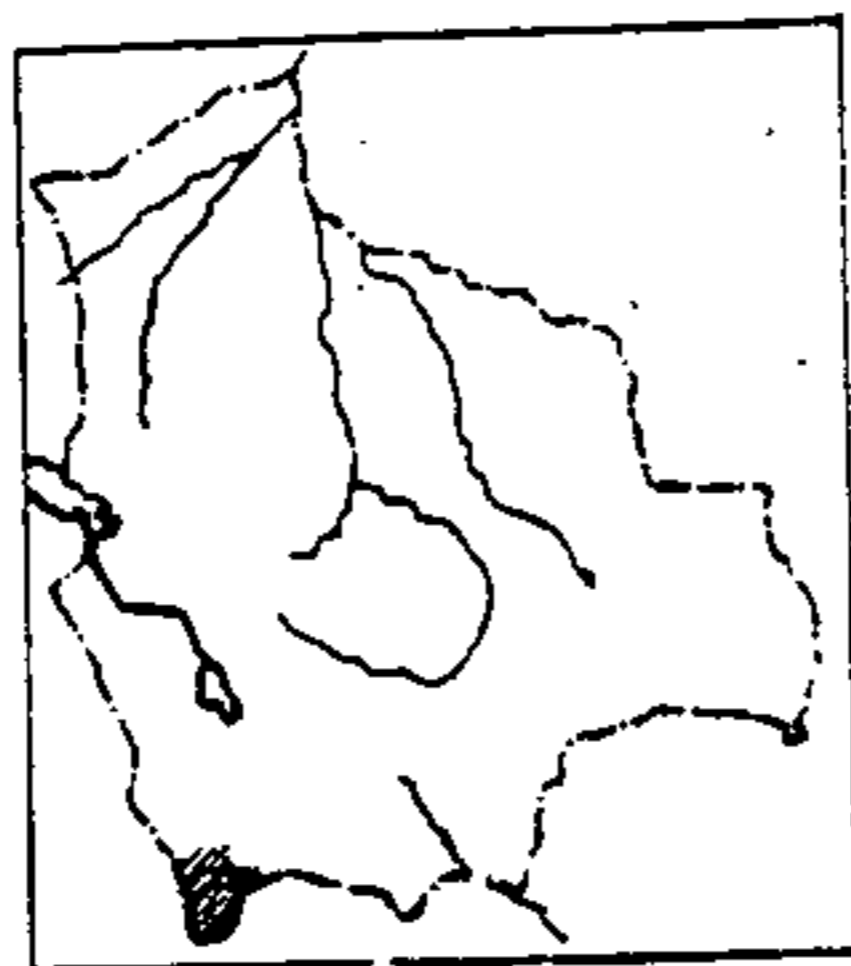


Fig. 3.3 Sección Meridional  
(Cordillera Occidental)

La sección Meridional de la Cordillera Occidental comienza en el Salar de Chiguana y se desplaza a lo largo de la frontera con Chile en dirección Norte-Sur, en esta zona se destacan nítidamente - el Volcán Ollagüe, el Sairecabur, el Llicaucabur.

En la parte Sur, en la frontera con la Argentina se encuentran - las Cordilleras de Lípez y Chocaya que se dirigen hacia el río Viluyo que es el punto de unión con la Cordillera Oriental.

La sección Meridional de la Cordillera Occidental constituye por la cantidad de picos altos y por su gran extensión una de las más importantes de toda la cordillera.

### 3.2 Cordillera Oriental

La Cordillera Oriental de Los Andes ingresa al país en el nudo de Apolobamba en la frontera con el Perú entre los  $14^{\circ}30'$  de latitud Sur y los  $69^{\circ}30'$  de longitud Oeste, se desplaza en dirección NO - SE hasta el paralelo  $18^{\circ}$  de donde cambia a una dirección N-S hasta la frontera con la Argentina.

La Cordillera Oriental tiene una longitud de 1100 Km y un ancho - variable entre 150 a 400 Km, medido entre los llanos y el Altiplano.

Este impresionante macizo andino ejerce efectos muy determinantes

en la meteorología y el clima de la región, es definitiva la función que esta cadena montañosa ejerce en la distribución de la lluvia.

La Cordillera ~~Oriental~~ se puede dividir en 2 grandes sectores:

1. Cordillera Real
2. Cordillera Central

### 3.2.1 Cordillera Real

La Cordillera Real es el sector más importante de la gran Cordillera de los Andes en su sector boliviano y se divide en los siguientes sectores: Apolobamba, Muñecas, de La Paz, Tres Cruces y de Cochabamba.

#### 3.2.1.1 Cordillera de Apolobamba

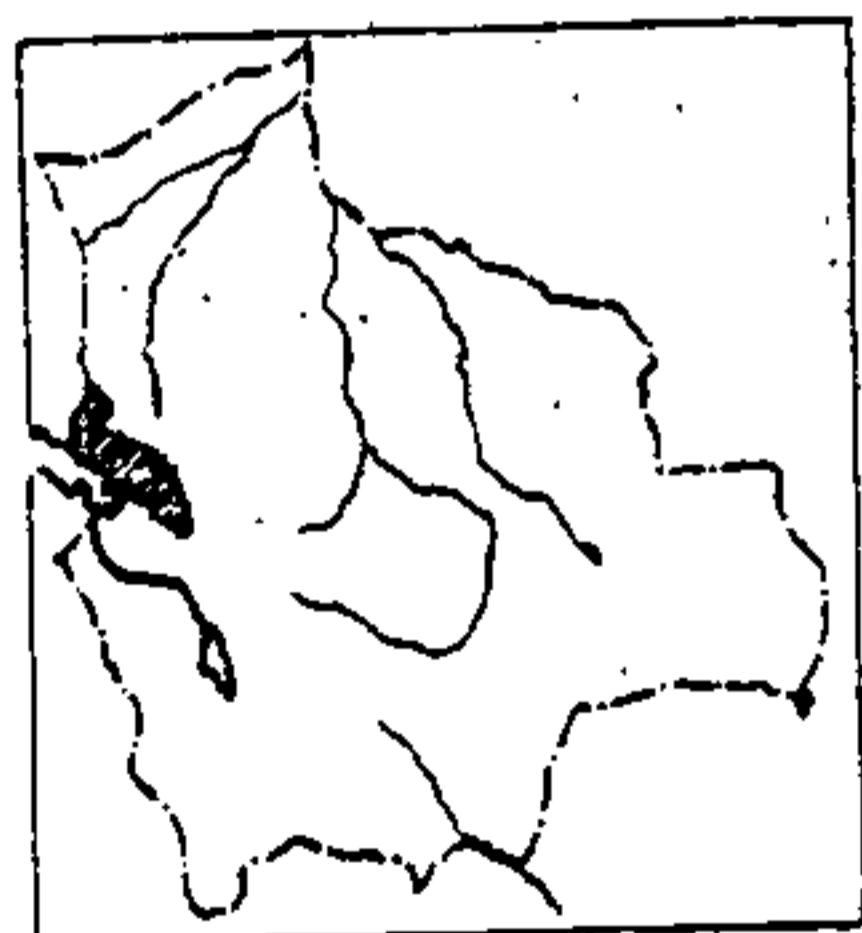


Fig. 3.4 Cordillera de Apolobamba, Muñecas y de La Paz (Cordillera Oriental)

La Cordillera de Apolobamba empieza en la frontera con el Perú, y termina en la Quebrada del río Camata, se extiende a lo largo de 75 Km y conserva sus picos con nieve permanente, aunque muy poco conocida. Lamentablemente hasta el presente el Instituto Geográfico Militar no ha levantado la carta topográfica de la cordillera situada al norte del Lago Titicaca, por lo que no se tienen referencias exactas sobre las diferentes cumbres y sus alturas.

### 3.2.1.2 Cordillera de Muñecas

Se encuentra entre la Cordillera de Apolobamba y la Cordillera Real, es una cordillera baja y estrecha, tiene una extensión aproximada de 45 Km.

Sus picos mas importantes son: el Quilli Huyo 4950 m y el Matilde con 4930 m, desde el punto de vista de nivología, esta cordillera no tiene importancia, puesto que no cuenta con nevados.

### 3.2.1.3 Cordillera de La Paz (Fig. 3.4)

La Cordillera de La Paz, es la más importante y majestuosa de todos Los Andes bolivianos, es conocida también por el nombre de Cordillera Real sensum strictum, comienza en las nacientes del río Consata al norte y termina en el río La Paz al sur abarcando una extensión de casi 180 Km.

Las cumbres más altas y que se destacan son el Illampu con 7010 m, Illimani 6402 m, Hanko Uma 6380 m y otros.

### 3.2.1.4 Cordillera de Tres Cruces

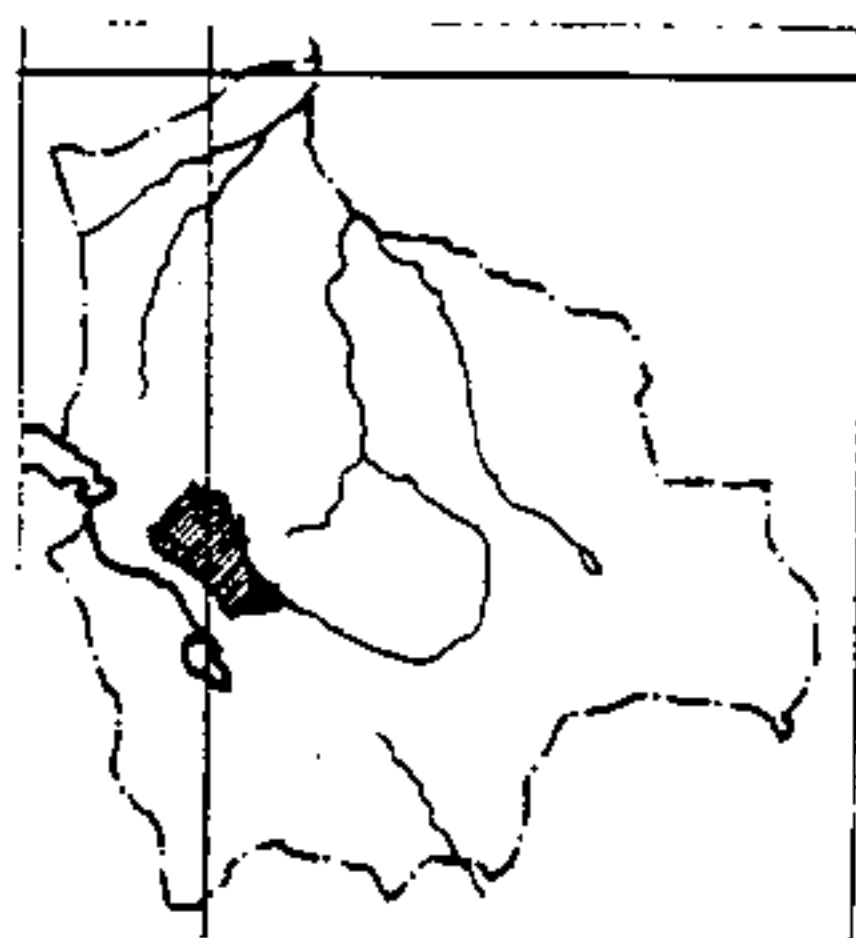
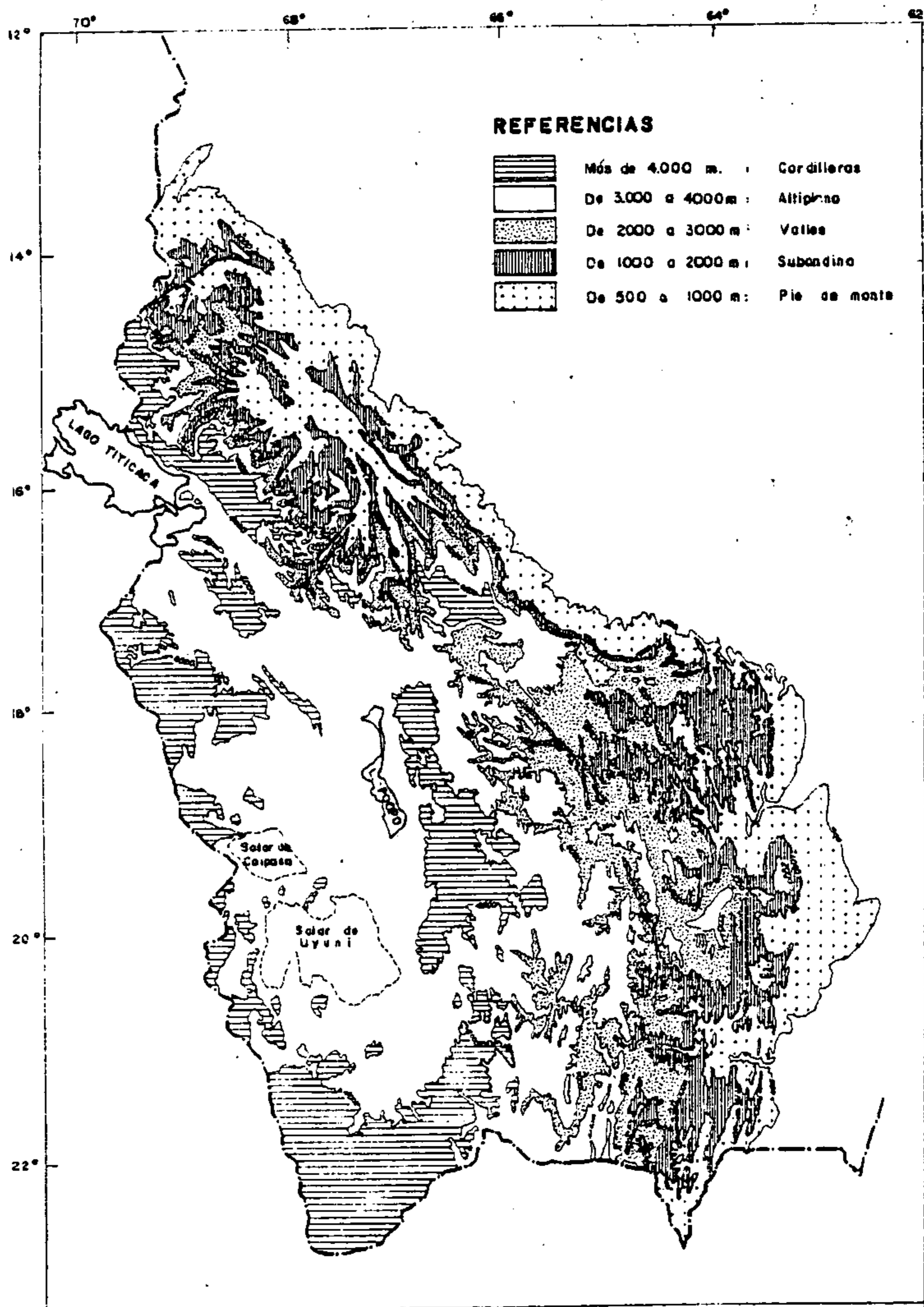


Fig. 3.5 Ubicación esquemática de la Cordillera de Tres Cruces (Cordillera Oriental).

Se conoce también con el nombre de Quimsa Cruz, comienza al Sur-Este del río La Paz, en la región de Araca, y se desplaza en dirección Sur-Este hasta el abra de Veintilla. Sus cumbres más importantes son el Jachancucollo 5900 m, Gigante Grande 5807 m, Ato





Mapa de relieve de la zona andina

roma 5700 m. En esta cordillera terminan las nieves eternas.

### 3.2.1.5 Cordillera de Cochabamba

La Cordillera de Cochabamba es una macizo que adquiere un ancho - de más de 300 Km, agrupa a varias cadenas más o menos paralelas, esta cordillera no tiene nieves permanentes, pero el Tunari especialmente en invierno cuenta con nieves cuyos deshielos originan lagos glaciares de importancia.

### 3.3 Cordillera Central

Esta cordillera tiene una altura considerablemente menor a la - Cordillera Real, habiendo desaparecido las nieves perpetuas, razón por la cual no nos detendremos en realizar una descripción - por no tener el interés debido para el presente trabajo.

## 4. CLIMATOLOGIA

Por la latitud a la que se encuentra 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 la Cordillera.

Las condiciones climáticas de Bolivia varían ampliamente, tanto - entre las tres regiones tradicionales de Altiplano, Valles y Llanos, como en las mismas regiones. Los promedios anuales de temperatura se incrementan progresivamente del oeste al este, desde el frío altiplano y cordillera, a los calores tropicales del Oriente. La precipitación es baja en gran parte del Altiplano e intensa en el Oriente.

#### 4.1 Condiciones Climáticas en la zona Andina

La región cordillerana tiene un clima frío y desde la frontera con el Perú hasta Quinasa Cruz está cubierta con nieve perpetua a partir de los 5300 m y abarca un área de 2.648 Km<sup>2</sup>.

La temperatura media anual del Altiplano está entre 7° y 11° C, la máxima extrema alcanza a 25° y la mínima extrema a 26°C bajo cero.

Los vientos que llevan la lluvia al Altiplano son los que vienen de la cuenca amazónica en determinadas épocas del año y alcanzan las planicies altas solamente después de haber descargado la mayor parte de su humedad en el Oriente y en las pendientes orientales de la cordillera. Las precipitaciones en el Altiplano son de 390 mm como promedio normal anual, pero en algunos lugares se registran hasta 700 mm.

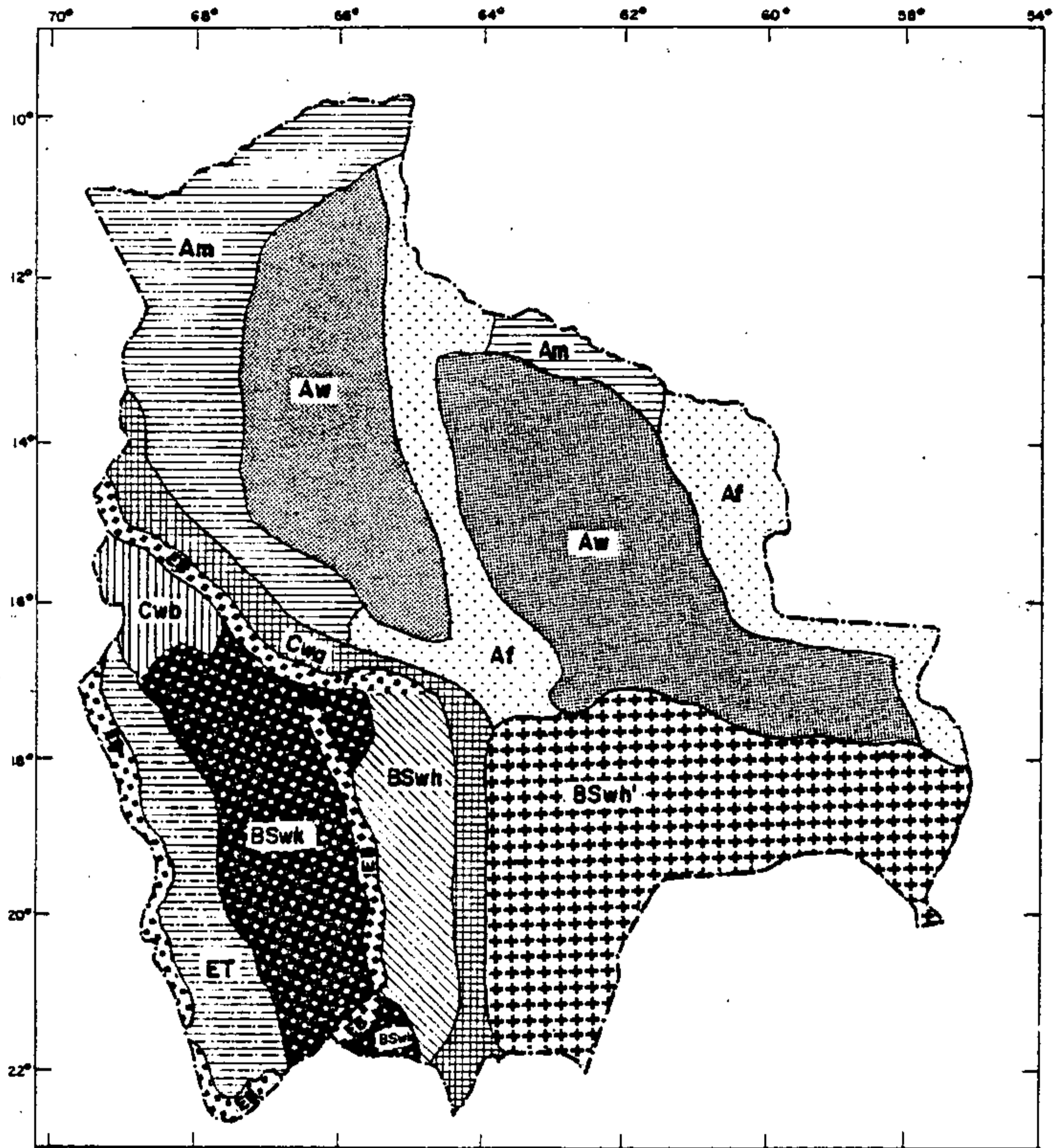
El Sur del Altiplano es la zona más seca del país donde a veces no llueve durante todo el año.

El Altiplano está sujeto a la influencia de las masas de aire caliente de la cuenca amazónica y de las masas de aire frío provenientes del Sur, las que en invierno y parte de otoño, causan olas de frío con la consiguiente nubosidad producida por la condensación de la poca humedad existente.

#### 4.2 Tipos de clima en Bolivia

Toda clasificación de climas depende de la elección de los datos meteorológicos que intervienen en la clasificación misma, en el presente caso los más importantes son la precipitación y la temperatura.

##### 4.2.1 Clasificación según Koppen

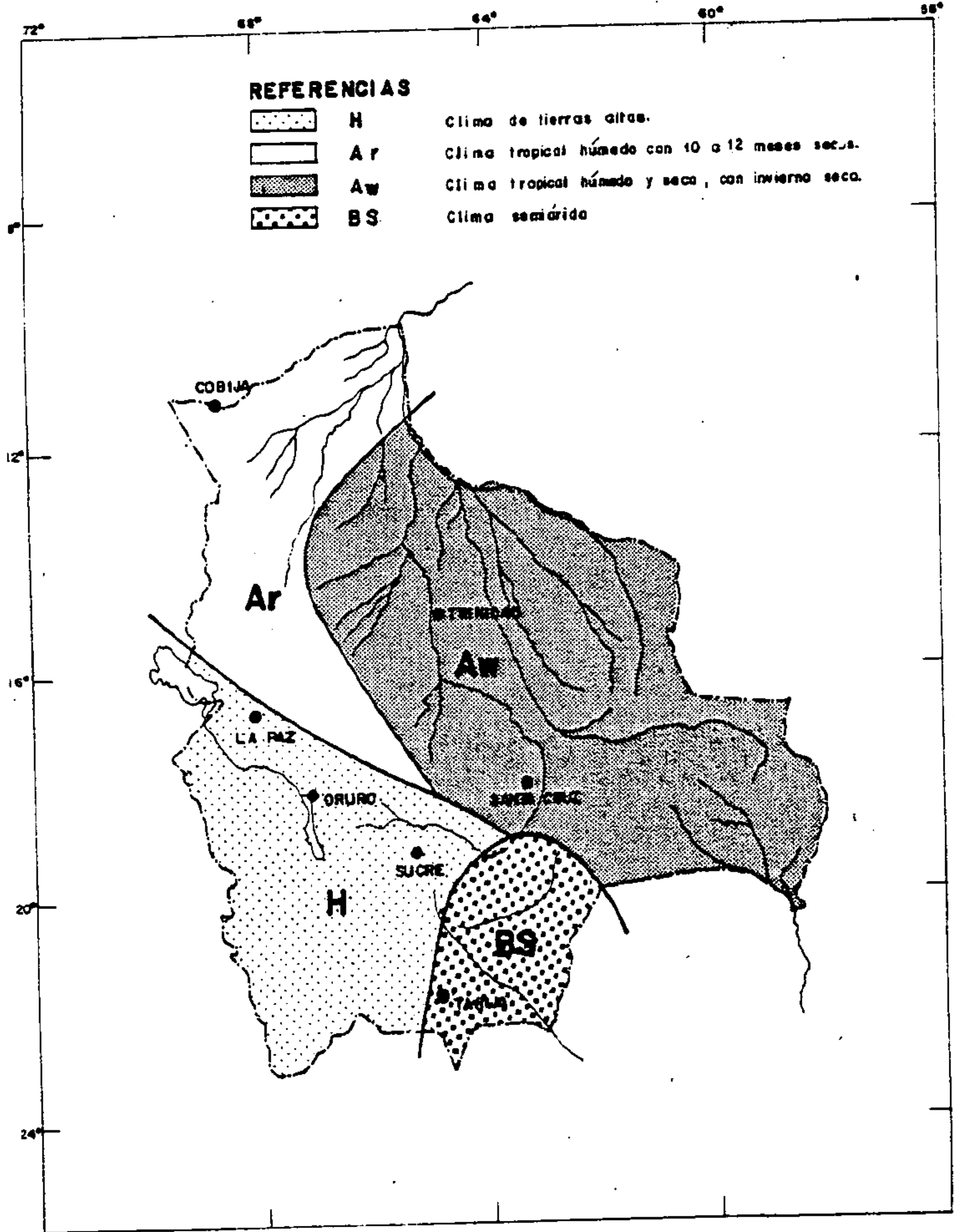


**REFERENCIAS**

- |  |  |
|--|--|
| <b>Af</b> Tropical siempre húmeda              | <b>BSwh'</b> Estepa con invierno seco muy caliente |
| <b>Am</b> Tropical húmeda con corta sequía     | <b>Cwb'</b> Mesotérmico con invierno seco caliente |
| <b>Aw</b> Tropical de sabana con invierno seco | <b>Cwb</b> Mesotérmico con invierno seco frío      |
| <b>BSwh</b> Estepa con invierno seco frío      | <b>ET</b> Tundra                                   |
| <b>BSwh'</b> Estepa con invierno seco caliente | <b>EB</b> Pájar de alta montaña                    |

**Mapa climático de Bolivia**  
Segun clasificación de W. Koppen

0 40 80 120 160 200 Km



**Mapa climático por Trewartha - Robinson**

Según: Ing. Rodolfo García Agreda B.  
Ing. Rosa Viparelli de Zehender



Koppen fija grupos climáticos caracterizados por letras mayúscu - las y subgrupos determinados generalmente por una o dos minúscu - las. Considera como parámetros importantes la temperatura y la - humedad llegando a clasificar a los climas en Bolivia de la si - guiente forma:

1. Climas Tropicales (A)
2. Climas Secos (B)
3. Climas Templados (C)
4. Climas Fríos (E)

Un esquema de la distribución de los climas de Bolivia según la clasificación de W. Koppen se puede observar en la Fig. 4.1 y con relación al clima frío se puede ver que se subdivide en:

- a) Clima de altas montañas (EB) corresponde a las altas cumbres que están cubiertas de nieve o hielo la mayor parte del año.
- b) Clima tundra (ET) tienen los flancos más bajos de las cordi - lleras y gran parte del Altiplano.

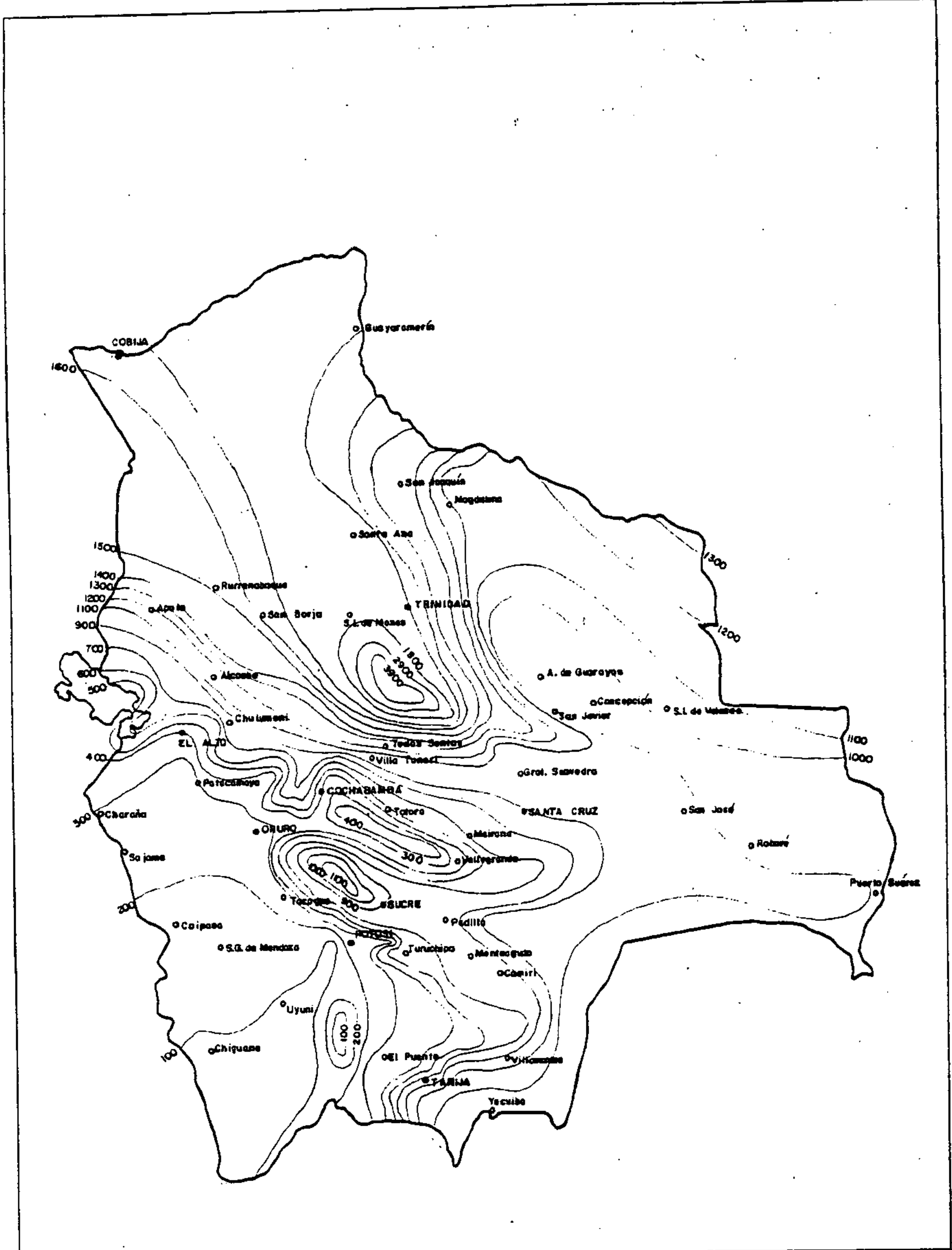
#### 4.2.2 Trewartha - Robinson

Adoptando como variables principales para caracterizar un clima a la temperatura media ambiente, y limitadamente a la determina - ción de los climas áridos, el déficit de agua del terreno.

Se tiene la elaboración del mapa climático publicado en el libro "Perfil Esquemático del Clima y de la Hidrología de Bolivia" de García y Viparelli y que reproducimos en la Fig. 4.2.

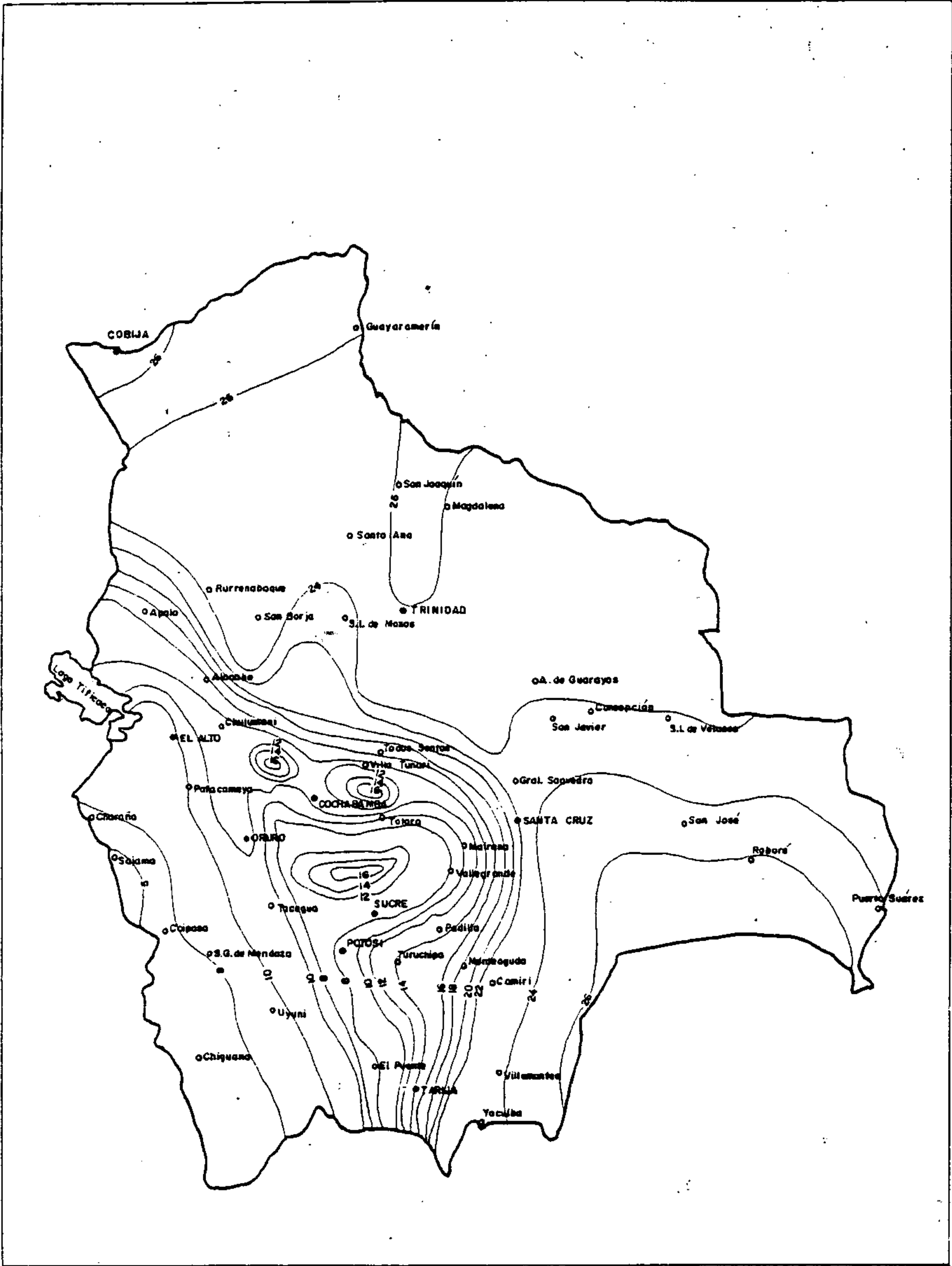
#### 4.2.3 Clasificación según el método de Thorntwaite

El Servicio Nacional de Hidrología y Meteorología divide al país en 5 zonas según el valor de la evapo-transpiración calculada

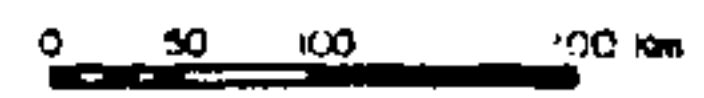


**Mapa de isoyetas**  
Con datos de más de seis años

0 50 100 200 Km.



**Mapa de isotermas**  
Con datos de más de seis años





por el método de Thornthwaite que son: zona muy húmeda, húmeda, seca, muy seca y desértica.

#### 4.3 Características climáticas

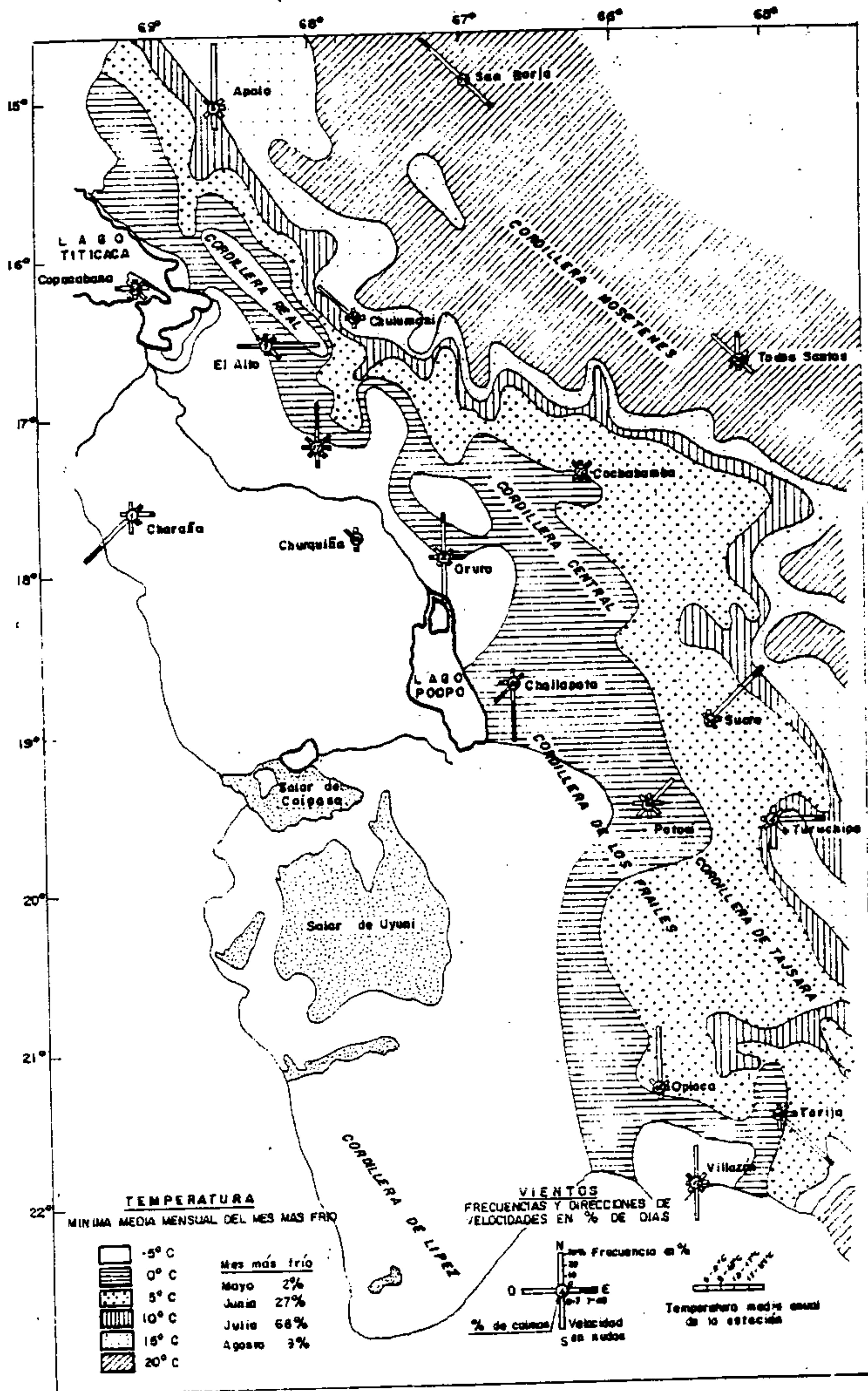
##### 4.3.1 Pluviometría - Isoyetas

Con datos de más de 6 años (1970-1976) se realizó el mapa de Isoyetas del país (Fig. 4.3) donde se puede observar una región muy seca con 100 o menos milímetros de lluvia al año correspondiente al extremo suroeste del país. Una zona seca con una precipitación entre 100 o 300 mm que corresponde a gran parte del Altiplano. La zona aledaña al Lago Titicaca tiene entre 500 a 700 mm de lluvia. En la cordillera de Los Andes llueve entre 400 a 1000 mm. La cantidad de lluvia aumenta hacia el oriente del país donde se tienen valores de 1200 a 1700 mm. El Chapare constituye la zona geográfica con mayor precipitación en el país donde se han registrado máximas de 6000 mm por año.

##### 4.3.2 Temperatura - Isotermas

Al igual que en el caso del mapa de Isoyetas, con datos de más de 6 años se confeccionó el mapa de isothermas (Fig. 4.4) y se puede observar una región fría correspondiente a la zona cordillerana y altiplánica con temperaturas medias anuales entre 5 a 10°C. Una región templada con temperaturas entre 10 a 20°C que corresponde a la zona de los valles y una región calurosa con temperaturas del orden de 20 a 26°C que corresponden a la zona de los llanos orientales.

La Universidad de La Val-Quebec, Canadá, ha publicado cartas climáticas de la zona andina con datos de 18 estaciones meteorológicas repartidas en el Altiplano y la Cordillera, por su importancia insertamos estas 2 cartas en el presente trabajo. En la fig. 4.5 se hace una zonificación en función de las temperaturas me -

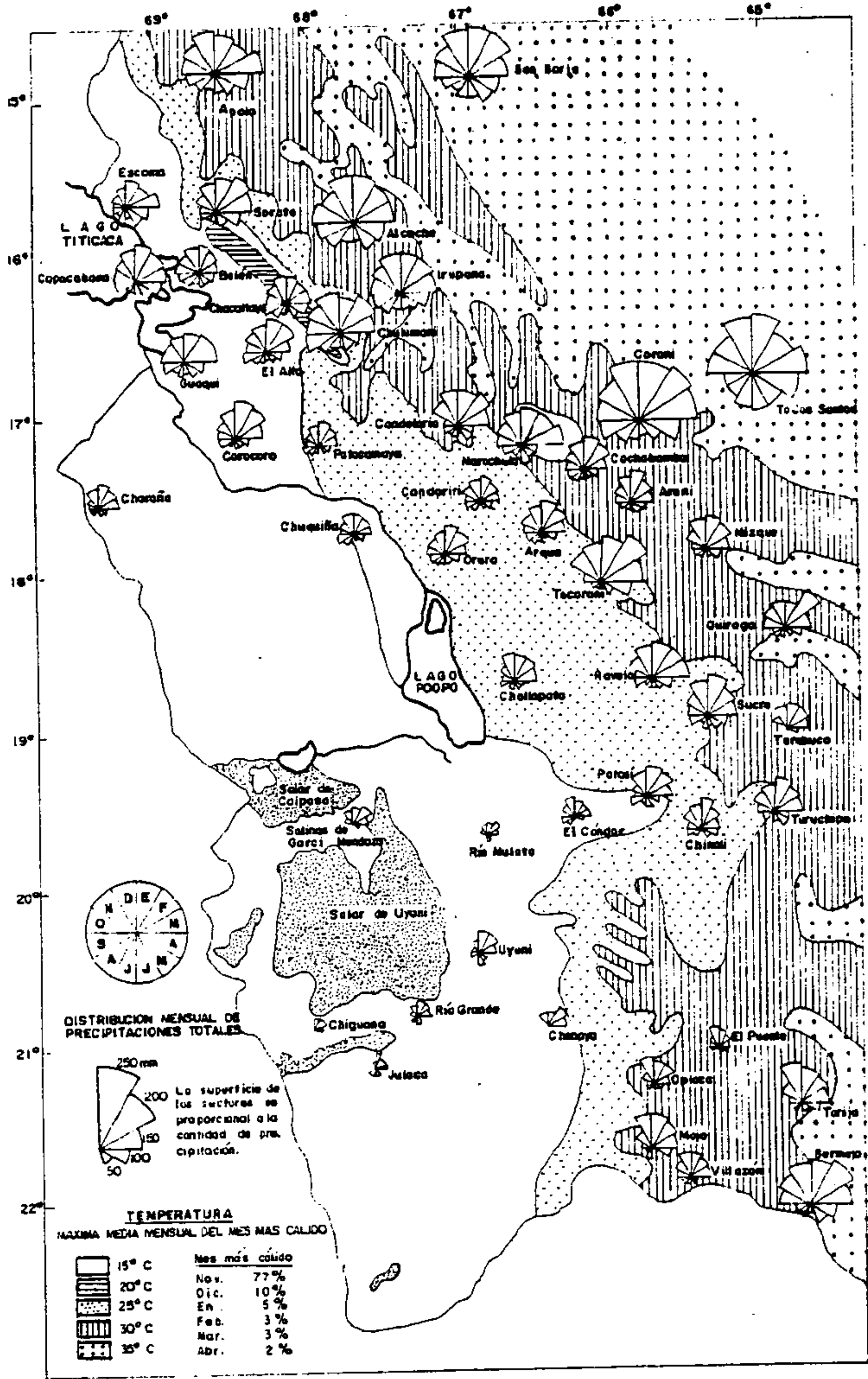


# Carta climática de la zona andina

Tomada de la carta climática de la región andina boliviana.

Universidad Laval, Quebec 1973

0 25 50 Km.



### Carta climática de la zona andina

Tomada de la carta climática de la región andina boliviana.  
 Universidad Laval, Quebec 1973

0 25 50 Km

días anuales de la región y en cada estación se dan las frecuencias de direcciones y de velocidades del viento.

En la fig. 4.6 se da una distribución mensual de precipitaciones totales y se hace una zonificación de la región en función de la temperatura media mensual del mes más cálido.

## 5. DISTRIBUCION ESPACIAL DE NIEVES

La inventariación de nieves y hielos de Bolivia fue realizada en forma detallada y cuidadosa, especialmente considerando que se trata de un trabajo que viene a resultar el primer paso para futuros estudios de nuestros recursos hídricos sólidos de la cordillera de Los Andes.

Se utilizaron parcialmente cartas topográficas del Instituto Geográfico Militar a escalas 1:50.000, 1:250.000.

Esta cuantificación de la cobertura de nieves considera a las zonas cordilleras donde se tienen nieves perpetuas, sin importar la altura de muchas cumbres que por fenómenos regionales no tienen cobertura nival permanente.

Se observó, especialmente en la sección meridional de la Cordillera Occidental una discrepancia asentuada entre las cartas del Instituto Geográfico Militar y las imágenes de Satélite del Programa ERTS, existiendo en el inventario de esta zona una complementación de ambos estudios, mas que nada para evitar omisiones de nevados importantes.

El Instituto Geográfico Militar no tiene hasta el presente cubierto todo el territorio nacional, faltando información a partir del paralelo 16° en la parte superior del Lago Titicaca, es-

te sector que comprende: el Nevado Illampu, la cordillera de Muñecas y la Cordillera de Apolobamba, fue inventariada utilizando imágenes de satélite del Proyecto ERTS.

Para tener una idea más exacta, sobre la utilización de la información paso a enumerar las zonas en que fueron utilizadas:

- Cartas topográficas del Instituto Geográfico Militar Escala 1:50.000 - Cordillera Oriental a partir del paralelo 16° - Cordillera Real - Cordillera Tres Cruces - Secciones Norte y Central en la Cordillera Occidental.
- Cartas Topográficas del Instituto Geográfico Militar. Escala 1:250.000 de la sección Meridional en la Cordillera Occidental.
- Mapas Geográficos a Escala 1:500.000 de la Cordillera de Apolobamba y parte Norte de la Cordillera de La Paz.
- Imágenes de Satélite del Proyecto ERTS, Escala 1:250.000 de las Cordilleras de Apolobamba, La Paz, y de la Sección Meridional de la Cordillera Occidental.

Los errores cometidos al utilizar la cartografía del Instituto Geográfico Militar es mínima especialmente en la planimetría de la superficie de nieve.

El uso de fotografías aéreas o imágenes satelitarias conllevan el riesgo de cometer errores de por lo menos un 10% del cálculo de áreas, debido principalmente a las diferencias de escala y también a los desniveles asentados en las altas cordilleras, de igual manera las áreas de cobertura de nieves menores a 0,02 Km<sup>2</sup> no han sido registrados por ser difícil su identificación.

En el presente trabajo se confeccionaron tres tipos de tablas don

de se registran todos los nevados existentes del país y los diferentes parámetros como ser: ubicación, altitud, cuenca de drenaje, etc. Estas tablas son las siguientes:

## 5.1 Ubicación y superficie de la cobertura de nieve

En la confección de la tabla de ubicación y cobertura de nieve se consideraron los siguientes parámetros.

### 5.1.1 Número y nombre del nevado

Los diferentes nevados inventariados se los enumeró considerando la latitud, siguiendo la dirección Norte-Sur, los nevados principales llevan un número exacto y los picos y cerros componentes de un nevado aparte de tener el número que identifica al nevado principal, llevan también un segundo número en forma correlativa.

Los nombres asignados a los diferentes nevados en el presente trabajo fueron tomados de las cartas topográficas del Instituto Geográfico Militar.

### 5.1.2 Elevación Máxima (m.s.n.m.)

Existe bastante discrepancia con relación a las alturas de los diferentes nevados en los textos de consulta, razón por la cual en el presente trabajo estas alturas se las obtuvo directamente de las cartas topográficas proporcionadas por el Instituto Geográfico Militar y en los nevados que no cuentan con este dato, se adoptó como elevación máxima la curva de nivel más alta, lo que evidentemente acarrea un error entre uno a veinte metros que viene a resultar la diferencia entre las curvas de nivel de las cartas del I.G.M.

### 5.1.3 Ubicación Geográfica - Longitud y Latitud

Para determinar la ubicación de los nevados se consideró como punto de referencia el punto más alto, midiéndose tanto la longitud como la latitud en grados, minutos y segundos.

#### 5.1.4 Area Total de Nieve (Km<sup>2</sup>)

Uno de los principales parámetros a obtener en el presente trabajo es el área de cobertura de nieves y hielos. Se lo obtuvo mediante planimetría, se registró solo el área total de los nevados con valores de hasta 3 decimales.

#### 5.1.5 Cuencas de Drenaje

Los caudales de deshielo de un nevado vierten sus aguas a diferentes cuencas, tomándose el río principal más próximo al nevado en cuestión, entonces se tienen todas las cuencas que utilizan aguas de un determinado nevado.

#### 5.1.6 Límite Internacional

Algunos nevados son compartidos con los países limítrofes que pueden ser Chile, Perú y Argentina por lo que se registra también este dato en la columna de observaciones.

Resumiendo se tienen los siguientes resultados:

Cordillera principal	Cordillera componente	N° de Nevados	Area total de la cobertura de nieve [Km <sup>2</sup> ]
Oriental	Apolobamba	3	132,500
	La Paz	91	568,575
	Tres Cruces	27	104,500
Occidental	Sección Norte	20	111,850
	Sección Central	6	10,625
	Sección Meridional	44	205,933

Superficie total Cordillera Oriental 805,575 Km<sup>2</sup>

Superficie total Cordillera Occidental 328,408 Km<sup>2</sup>

Superficie total de cobertura de nieve en Bolivia 1.133,983 Km<sup>2</sup>

Considerando la superficie total de Bolivia y de la cobertura de nieves se tiene:

Superficie de Bolivia = 1.098.581 Km<sup>2</sup>

Superficie cobertura Nieves = 1.133,983 Km<sup>2</sup>

De lo anterior se desprende que la cobertura de nieves alcanza solamente al 0,1 % de la superficie total de Bolivia.

## 5.2 Cuencas de Drenaje

En la presente clasificación de cuencas de drenaje se ha procurado delimitar solamente aquellas cuencas que transportan aguas prove -



nientes de la fusión de las nieves y no reciben aguas debido a las precipitaciones pluviales y otras causas, con estas consideraciones, las cuencas son pequeñas.

#### 5.2.1 Nombre de la Cuenca

El nombre de la cuenca proviene del río principal o lago o laguna glacial importante que está formada por los afluentes que bajan de la cordillera procedentes de la fusión nival.

Esta cuenca abarca toda la longitud que tiene el río principal hasta unirse con otro río de procedencia de otro nevado.

#### 5.2.2 Area Cuenca

Se planimetró el área de las diferentes cuencas, habiendo procedido primeramente a la determinación de las mismas a través de la línea de Divorsium Acuarium correspondientes.

#### 5.2.3 Nevados Tributarios

Consideramos de importancia, el conocer los nevados que aportan con sus caudales de deshielos a estas cuencas, especialmente para considerar en estudios más profundos de inventariación.

#### 5.2.4 Porcentaje de cobertura de nieve en relación al área de la cuenca de drenaje

El valor de  $A_n/A_c$  en la tabla que nos ocupamos da una idea más exacta de la relación de superficies existentes, para este fin se tiene también el valor del área de nieves que aportan a la cuenca de drenaje.

#### 5.2.5 Resumen

Resumiendo se tienen los siguientes resultados:

Cordillera Principal	Cordillera Componente	Nº de cuencas	Area de cuencas [Km <sup>2</sup> ]	Area Nieve [Km <sup>2</sup> ]
Oriental	Apolobamba	5	2590,500	132,485
	La Paz	21	4286,975	567,530
	Tres Cruces	7	1243,225	103,375
Occidental	Sección Norte	16	1673,825	112,075
	Sección Central	2	118,625	9,400

### 5.3 Redes de drenaje

La presente tabla tiene como finalidad el de registrar todos los ríos afluentes al río principal de la cuenca glacial de drenaje y al mismo tiempo realizar un inventario preliminar de las lagunas y lagos formados con la fusión de las nieves.

## 6. ESTACIONES DE MEDICION

Para realizar cualquier estudio técnico, es necesario contar con una información confiable y precisa de los parámetros que intervienen en el fenómeno natural de la formación de nieves.

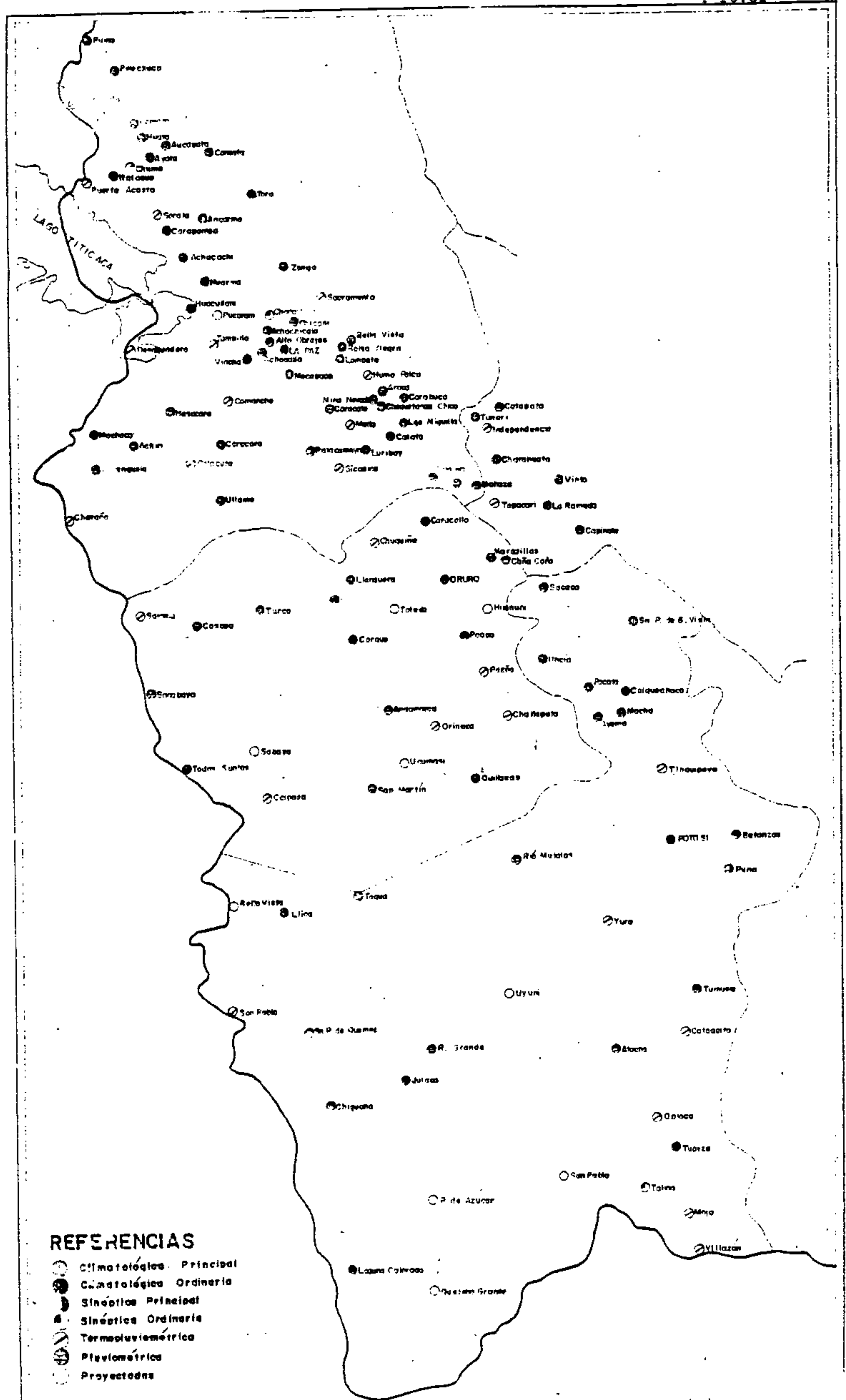
Lamentablemente el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología no cuenta hasta la fecha con ninguna estación destinada a registrar estos parámetros, situación por demás perjudicial para la elaboración de proyectos y estudios referidos al tema.

En la Fig. 6.1 se puede observar la distribución espacial de las estaciones de medición ordinarias que controla y mantiene el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología a lo largo de todo el país.

La simbología empleada para designar a las diferentes estaciones meteorológicas en la Fig. 6.1 es la siguiente:

- ⊗ Climatología Principal
- Climatología Ordinaria
- ⊙ Sinóptica Principal
- ⊕ Sinóptica Ordinaria
- ⊖ Termopluviometría
- ⊗ Pluviométrica

Se ha visto necesario realizar una breve evaluación de las estaciones meteorológicas existentes en la zona andina y se llega a una conclusión por demás desalentadora, puesto que se constata que no existe ninguna estación destinada a registrar datos de precipitación nival, de temperaturas en la cobertura de nieves, las diferentes radiaciones solares, espesores de la cobertura de nieve, etc. siendo imperiosa la necesidad de instalar a la brevedad posible una red de estaciones nivométricas especialmente en zonas de interés.



## 7. RESUMEN

Los resultados obtenidos en el presente trabajo se los puede resumir de la siguiente manera:

### 7.1 Cordillera Oriental

- La cobertura de nieve tiene una superficie de  $805,575 \text{ Km}^2$ , - de los cuales  $132,5 \text{ Km}^2$  corresponden a la cordillera de Apolobamba,  $568,575 \text{ Km}^2$  a la Cordillera de La Paz y  $104,5 \text{ Km}^2$  a la Cordillera de Tres Cruces.
- El mayor porcentaje de nieve se encuentra en la Cordillera - de La Paz que corresponde al 70,6 % del total.
- Los ríos, lagos, lagunas provenientes de deshielo son numerosos dentro de cada cuenca de drenaje.
- El área total de las cuencas de drenaje alcanza a una superficie de  $8120,7 \text{ Km}^2$ , de los cuales  $2590,5 \text{ Km}^2$  corresponden a la cordillera de Apolobamba,  $4286,975 \text{ Km}^2$  a la cordillera de La Paz y  $1243,225 \text{ Km}^2$  a la cordillera de Tres Cruces.

### 7.2 Cordillera Occidental

- La cobertura de nieve tiene una superficie de  $328,408 \text{ Km}^2$ , de los cuales  $111,85$  corresponden a la Sección Norte,  $10,625 \text{ Km}^2$  a la Sección Central y  $205,933 \text{ Km}^2$  a la Sección Meridional.
- El mayor porcentaje de nieve se halla en la cordillera Occidental Meridional que corresponde al 62,7% del total.
- Existen muy pocos ríos provenientes de deshielo, siendo en su mayoría originados por precipitaciones pluviales.

- El área de la cuenca de drenaje de la Sección Norte alcanza a 1673,825 Km<sup>2</sup> y el área de la cuenca de drenaje de la Sección Central alcanza a 118,625 Km<sup>2</sup>.

## 8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Los resultados obtenidos en el inventario nivológico nos permiten llegar a ciertas conclusiones.

El presente trabajo deberá ser considerado como una etapa inicial en la evaluación de los recursos hídricos provenientes de las cordilleras bolivianas.

No obstante la falta de información y datos, se pudo determinar la ubicación de todos los glaciares existentes en la cordillera andina, al mismo tiempo se pudo delimitar las cuencas de drenaje de deshielos a excepción de la sección Meridional de la cordillera Occidental, debido a la falta de información cartográfica, esta falta de información impidió también la determinación de la línea de nieve de los diferentes glaciares.

La falta de estaciones nivológicas de medición de los diferentes parámetros que intervienen en el fenómeno de formación de nieves y hielos constituye una de las principales causas negativas para el estudio de proyectos relacionados con los glaciares, la instalación de estaciones de medición deberá realizarse con asesoramiento técnico capacitado.

La falta de profesionales dedicados a la nivología constituye otro de los factores negativos para la realización de estudios y proyectos del tema, sería recomendable incentivar tanto a estudiantes de ingeniería como a profesionales a una profundización sobre la especialidad de tal manera de contar con una infraestructura humana capacitada para poder planificar con criterio estos recursos tan indispensables para el hombre.

BIBLIOGRAFIA

1. Ing. Montes de Oca, Ismael "Geografía y Recursos Naturales de Bolivia"; Impreso: La Paz 1983  
Imprenta SUPEREL LTDA.
2. Instituto de Ecología - UMSA "Ecología en Bolivia" N° 4.  
Edición: Centro Pedagógico y Cultural de Portales - Cbba.  
La Paz, Dic. 1983.
3. Symposium - IAHS - AISH: "The role of snow and ice in Hydrology" 2 Tomos Ed. UNESCO/WMO/IAHS. Canadá - Sep. 1972
4. Comisión of Snow and Ice "Symposium on the Hydrology of Glaciers" Ed. de L'Association Internationale d' Hydrologie Scientifique. Impreso por VIZ DOK Budapest - 1973.
5. Camacho Freddy "Incidencia de los caudales de deshielo en el caudal base de los ríos de montaña". Impreso: La Paz - Marzo 1977
6. M.F. Meier y E.F. Roots: "Los glaciares como recurso hídrico" de la revista: La naturaleza y sus recursos. UNESCO 1982  
Impreso por J'Haussy & Cía Imprimeurs (Tourcoing - Francia)
7. Arturo Corte y Lidia E. Espizna: "Inventario de glaciares de la Cuenca del río Mendoza" Editado en Litografía e Imprenta Farras 1981. Mendoza - Argentina.

## PROGRAMA HIDROLOGICO INTERNACIONAL

## JORNADAS DE HIDROLOGIA DE NIEVES Y

## HIELOS EN AMERICA DEL SUR

## ANALISIS DE UNA CRECIDA POR VACIAMIENTO

## DE UNA REPRESA GLACIAL

Humberto Peña Torrealba

Fernando Escobar Cáceres

En el presente estudio se analizan las crecidas del río Paine (XII Región) ocurridas en los años 1982 y 1983. e demuestra que ellas son producidas por el vaciamiento de una represa de hielo que se forma en el glaciar Dickson, la cual almacena un volumen aproximado de  $250 \times 10^6$  m<sup>3</sup>. El vaciamiento se produce en un período de 17 - 23 días y alcanza a un caudal máximo del orden de 350 m<sup>3</sup>/s. La forma del hidrograma es estudiada en base a las ecuaciones de Nye (1976), las cuales expresan los diversos procesos físicos que intervienen en este tipo de fenómeno. Se propone una solución simplificada a las ecuaciones de Nye mediante procedimientos iterativos y se demuestra que ellas permiten reproducir el hidrograma de las crecidas del río Paine. A través de un análisis de sensibilidad de las ecuaciones se pueden explicar las diferencias que se observan entre las crecidas del río Paine y otras crecidas del mismo tipo registradas en distintos lugares del mundo.

---

Ingenieros Civiles. Dirección General de Aguas



## 1. INTRODUCCION

La hidrología glacial presenta ejemplos de crecidas de grandes magnitudes provocadas por el vaciamiento violento de represas formadas por el hielo dentro, sobre o en las márgenes de los glaciares. Aún cuando las mediciones son escasas, hay constancia de catástrofes con este origen en diversas regiones, en especial en los Alpes, en la Columbia Británica, en Islandia y Noruega. En los Andes Centrales se recuerda el vaciamiento de una represa glacial en el Valle del río Plomo (Argentina), que destruyó en 1934 el ferrocarril trasandino en un sector de 12,6 Km. En la Patagonia se conoce de las crecidas periódicas del río Colonia, afluente del Baker, y del bloqueamiento del brazo sur del lago argentino por el glaciar Moreno (Lliboutry). Sin lugar a dudas deben existir numerosos casos de este tipo de fenómeno en lugares despoblados, donde no existen registros.

Durante los años 1982 y 1983 se registraron en el río Paine (XII Región) violentas crecidas, las que interrumpieron el flujo normal de turistas hacia el Parque Nacional Torres del Paine. En el presente trabajo, se analizan las causas de dichas crecidas y los procesos físicos que determinan la forma del hidrograma resultante.

## 2. DESCRIPCION DE LA ZONA (Fig. Nº 1)

La zona en estudio corresponde al borde sur-oriental del Hielo Patagónico Sur (HPS), vasta zona de unos 13.500 Km<sup>2</sup> de hielos que se extiende por 330 Km. entre los 48°15' y 51°40' lat. S. El río Paine nace en el Lago terminal del Glaciar Dickson, una de las lenguas efluentes del HPS, y en su recorrido se encuentra el lago Paine y el sistema de los lagos Nordenskjold, Pehoé y del Toro. El glaciar Dickson es un efluente pequeño del HPS y, es especialmente sensible a los cambios climáticos, mostrando en el último siglo un retroceso notable.

Los glaciares de esta zona tienen un régimen térmico temperado, lo que significa que se mantienen en el punto de fusión durante todo el año.

### 3. CARACTERIZACION Y CAUSA DE LAS CRECIDAS

Las crecidas del río Paine han sido evaluadas en base al registro de la estación fluviométrica ubicada inmediatamente antes de su llegada al lago Nordensjold. Una vez corregido el hidrograma por el efecto regulador de los lagos Paine y Dickson, y descontados los caudales que no se pueden atribuir a la crecida propiamente tal, presentan las siguientes características fundamentales (Fig. Nº 2).

Inicio	Término	Duración	Q. Máximo	Volumen
18/01/82	4/02/82	17 días	360 m <sup>3</sup> /s	220x10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>
16/12/82	2/01/82	17 días	330 m <sup>3</sup> /s	230x10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>
25/02/83	20/03/83	23 días	340 m <sup>3</sup> /s	290x10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>

De acuerdo a los antecedentes hidrológicos existentes desde 1964 y al testimonio de los pobladores del sector, no se habían presentado fenómenos de esta naturaleza con anterioridad.

La existencia de un registro en el río Grey, que drena un sector del HPS colindante con el correspondiente al río Paine, y con el cual presenta en ciertos períodos una excelente correlación, permitió la comparación de ambos hidrogramas en base a la curva doble acumulada de los caudales. De dicho análisis (Figuras Nºs. 3 y 4) se llegó a las siguientes conclusiones:

- El origen de las crecidas no se encuentra en un aumento del deshielo por razones climáticas, ya que él habría afectado en la misma forma los caudales del río Grey.
- En relación al escurrimiento normal de los últimos 2 años, las crecidas son provocadas por un volumen de agua importado a la cuenca. Es decir, se trata de una captura de recursos de agua que drenan habitualmente hacia cuencas colindantes.
- Las curvas doble acumuladas muestran una cuarta crecida del río Paine durante el mes de abril de 1982, pero de distinta naturaleza ya que habría sido provocada por la retención de agua en la propia cuenca del río Paine.

Descartada la causa climática, y no existiendo evidencias de una fusión de hielo en gran escala de origen geotérmico, la explicación del fenómeno debe buscarse en el almacenamiento de un gran volumen de agua que se vacía en forma violenta.

En ningún caso, el almacenamiento puede ser causado por témpanos que bloqueen la salida del lago Dickson, ya que el volumen de agua involucrado no corresponde a las trazas existentes en sus riberas. De acuerdo a lo anterior, la represa debe ubicarse en la zona cubierta por los glaciares. Los antecedentes de terreno recogidos (González, 1983 ; Peña y Escobar, 1983), permiten identificar la zona de almacenamiento sobre la confluencia de una lengua secundaria del glaciar Dickson, que fluye hacia el este, con una lengua del Glaciar Frías. En ese lugar se habría bloqueado parte del escurrimiento hacia la laguna Frías. La causa de este fenómeno no es posible conocerla sin una detallada investigación de terreno. Probablemente hayan influido en esta situación las bajas temperaturas y escasa precipitación de los inviernos de los años 1981 y 82, y el notable retroceso de los glaciares de ese sector desde el año 1975 a la fecha.

#### 4. ECUACIONES DEL VACIAMIENTO DE UNA REPRESA DE HIELO

Desde un punto de vista práctico, resulta de mucha importancia estudiar las relaciones físicas que determinan la forma del hidrograma, y de ese modo evaluar las posibilidades de que se presenten en el futuro crecidas aún más violentas. Las relaciones físicas que rigen el vaciamiento a través de un túnel de una represa de hielo en un glaciar temperado fueron planteadas por Nye (1976), quien las aplicó con éxito al caso del vaciamiento del lago subglacial de Grímsvötn (Islandia). Nye dedujo las siguientes ecuaciones:

$$\text{Geometría y flujo del hielo: } \frac{\delta S}{\delta t} = \frac{m}{\rho_i} - K_0 S (p_i - p)^n \quad (p < p_i) \quad (1)$$

$$\text{Continuidad: } \frac{\delta S}{\delta t} = \frac{m}{\rho_w} - \frac{\delta Q}{\delta s} \quad (2)$$

$$\text{Hidráulica: } \rho_w Q_s - \frac{\delta p}{\delta s} = \frac{N Q^2}{S^{8/3}} \quad (3)$$

$$\text{con: } N = \left( \frac{S}{R^2} \right)^{2/3} \rho_w g n'^2$$

Conservación de la energía:

$$Q \left( \rho_w g_s - \frac{\partial p}{\partial s} \right) - \rho_w S \sigma \frac{d\theta_w}{dt} = m L + m \sigma (\theta_w - \theta_i) \quad (4)$$

Transferencia de calor:

$$0.205 \left( \frac{2Q}{\pi^{1/2} S^{1/2} \eta} \right)^{0.8} K (\theta_w - \theta_i) = m L + m \sigma (\theta_w - \theta_i) \quad (5)$$

Las ecuaciones están referidas a un eje  $s$ , a lo largo del túnel. Conviene destacar que todas las variables son función de la distancia  $s$  y del tiempo  $t$ .

La ecuación (1) señala que la variación de la sección del túnel es igual a su aumento debido a la tasa de fusión  $m$  menos el estrechamiento por deformación plástica según la expresión de Nye (1953), el cual aplicó a un conducto circular la ley de fluencia de Glen. La ecuación (3) corresponde a la aplicación de la fórmula de Gauckler - Manning - Strickler para flujos turbulentos en un conducto cerrado.

En la ecuación de conservación de la energía se considera el trabajo mecánico efectuado por el desplazamiento del agua, el cambio de energía interna por aumento de temperatura del agua, y la energía consumida en fundir el hielo y elevar la temperatura del agua de fusión. No se considera la energía cinética. En relación al calor demandado por la fusión, el término que representa el aumento de temperatura  $(\theta_w - \theta_i)$  es pequeño y se puede despreciar. Además en casos prácticos se ha visto que el término en  $\frac{d\theta_w}{dt}$  también es pequeño, de modo que la ecuación (4) se puede reducir a:

$$Q \left( \rho_w g_s - \frac{\partial p}{\partial s} \right) = m L \quad (6)$$

La ecuación (5) corresponde a la solución del problema de transferencia de calor hacia las paredes de un tubo circular. Presenta interés práctico sólo para el cálculo del término  $(\theta_w - \theta_i)$ .

Existe además una aproximación empírica al problema del vaciamiento de una represa glacial, debida a Clague y Mathews (1973). Ellos han propuesto un ajuste de los hidrogramas en base a la siguiente expresión:

$$Q_t = K (V_t)^b \quad (7)$$

Los valores de  $b$  varían en la práctica en un rango de 0.5 a 0.9, mientras que  $K$  puede presentar valores muy diferentes. Los mismos autores ajustaron además a una muestra de 9 crecidas, la ecuación:

$$Q \text{ máx.} = 75 V \text{ máx.}^{0.67} \quad \text{con } R^2 = 0.96 \quad (8)$$

## 5. APLICACION AL RIO PAINE

Las ecuaciones de Nye no han sido resueltas en forma general y sólo se dispone de la solución dada cuando el término de pérdida de carga ( $\rho_w g_s - \partial p / \partial s$ ) es constante. En ese caso el caudal es en función directa de  $t^{-4}$ , tomando el origen de coordenadas en el tiempo en que  $Q$  se hace infinito. En el caso del río Paine, obviamente no se puede efectuar la simplificación anterior, razón por la cual se buscó una solución mediante métodos numéricos iterativos.

En primer lugar se supuso que las ecuaciones eran válidas para ciertas condiciones medias de modo de eliminar la dependencia del eje  $s$ ; quedando las relaciones como funciones exclusivas de  $t$ . Con este propósito se adoptó:

$$\rho_w g_s - \frac{\partial p}{\partial s} = \frac{h \rho_w g}{l} \quad (9)$$

Además se usó un valor de la presión del agua en el túnel  $p$  intermedia entre la presión a la entrada y a la salida, para lo cual se definió un parámetro de ajuste adicional  $C$ . También fue necesario agregar la dependencia geométrica entre el volumen de agua que sale y el descenso de la cota piezométrica en la entrada del túnel.

Por simplicidad se usó una relación del tipo:

I 11.7

$$Q = A (B - z) \frac{dz}{dt} \quad (10)$$

Reemplazando las derivadas por sus respectivas expresiones incrementales, el sistema de ecuaciones de Nye se redujo a la siguiente ecuación implícita en  $Q$  y  $t$  (ver figura N<sup>o</sup> 5).

$$\left( \frac{NQ^2}{(H-z)\rho_w g} \right)^{3/8} - \left( \frac{(H-z)\rho_w g Q \Delta t}{L \rho_i} + 2S_1 \right) (2 + \Delta t K_0 (\pi-p)^n)^{-1} = 0 \quad (11)$$

En esta ecuación se debe reemplazar además los términos  $p$  y  $z$  por las correspondientes relaciones:

$$p=p(z, H, Ht, C) \text{ y } z=z(Q, A, B, z_1, \Delta t)$$

En el caso de las crecidas del río Paine, se tiene un conocimiento muy precario del valor de los parámetros que intervienen en la ecuación (11); por ello los resultados deben interpretarse sólo como una primera tentativa de explicación de los fenómenos que intervienen. Los antecedentes topográficos disponibles se reducen a mediciones altimétricas de niveles (González, 1983), a la información de fotografías aéreas y al registro de caudales (Peña y Escobar, 1983).

En la figura N<sup>o</sup> 5 se entrega el esquema adoptado con los valores correspondientes al glaciar Dickson. El espesor del hielo se estimó en 240 mts. y se supuso que el túnel estaba a la cota de fondo pero completamente en hielo.

Los parámetros  $A$  y  $B$  que definen la geometría del almacenamiento se estimaron básicamente de acuerdo al volumen de la crecida y a la diferencia de niveles disponibles. Hay que señalar que con la existencia del lago, debe existir un aumento de niveles en sectores muy extensos del glaciar, los que aportan parte significativa del volumen de la crecida, de modo que los parámetros  $A$  y  $B$  deben considerar también este efecto. Los valores de  $K_0$  y  $n$  se determinaron para un túnel circular y aplicando la ley de fluencia de Glen. El parámetro  $N$ ,

que depende de la forma del túnel y del coeficiente de rugosidad de Manning y el factor C, que permite obtener un valor de p en un punto representativo para los efectos del cálculo de la deformación plástica, fueron determinados en el proceso de calibración. De este modo se obtuvo un valor para N de  $35 \text{ m}^{-8/3} \text{ Kg}$ , el cual corresponde a un coeficiente de Manning de  $0,03 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$ , si se supone que la sección es circular. Esta cifra está dentro del rango dado en las referencias, el que va de 0,01 a  $0,1 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$  (Rothlisberger, 1972). Para C la calibración dió un valor de 0,2; el cual resulta razonable si se considera corresponde a un sector próximo a la salida pero donde el espesor del hielo posiblemente no presenta una disminución significativa. En la figura N° 2 se entrega el hidrograma obtenido con los parámetros anteriores y utilizando en la iteración intervalo de tiempo de 6 horas. Hay que señalar que el número de parámetros de las ecuaciones y la incertidumbre acerca de su valor, sólo permite asegurar que el conjunto de parámetros obtenidos constituye una solución factible y razonable, pero que no necesariamente es la única combinación posible. Ello es especialmente válido para el término que representa la fluencia plástica, donde teóricamente distintas combinaciones de  $K_0$ , n, pi y p pudieran dar resultados análogos.

Los resultados de la calibración se han usado para evaluar la sensibilidad del hidrograma a cambios en algunos parámetros especialmente significativos. Los resultados de dicho análisis se entregan en la figura N° 6, donde se ha graficado el hidrograma resultante:

- a) sin considerar el efecto de fluencia del hielo ( $K_0 = 0$ )
- b) con el término  $H/l$  constante en el tiempo, y
- c) con el término  $H/l$  igual a 1,2 veces el valor real

Los gráficos anteriores muestran que:

- La forma básica de los hidrogramas de las crecidas se pueden reproducir adecuadamente con el modelo planteado.
- El cambio relativamente pequeño de algunos datos conduce a formas de hidrogramas notablemente diferentes, con caudales máximos mucho

mayores. Al respecto hay que destacar que en general los hidrogramas obtenidos en otros lugares presentan una rama ascendente más violenta y sostenida, y un descenso muy abrupto. Se puede suponer que en el río Paine ello no es así, debido a la pequeña magnitud de la relación  $H/l$  y a su significativa disminución en el tiempo.

En relación al ajuste de fórmulas empíricas se pudo comprobar que la ecuación (7) permite representar la rama ascendente del hidrograma, con parámetros que en promedio para las 3 crecidas tienen un valor de  $K = 22$  y de  $b = 0,59$ . Como era de prever, la fórmula (8) que da el caudal máximo, entregó un valor considerablemente mayor al real (3.000 m<sup>3</sup>/s). Ello se explica sin duda por el carácter especial de las crecidas del río Paine, de acuerdo a lo ya comentado. En las figuras N<sup>os</sup>. 7 y 8 se pueden apreciar los valores obtenidos en las crecidas del río Paine, en relación a las de otros lugares.

## 6. CONCLUSIONES

Las principales conclusiones que interesa destacar en el presente estudio son las siguientes:

- En zonas con glaciares, es necesario considerar en el diseño de obras civiles y en el desarrollo general de la actividad en las riberas de los ríos, la posibilidad de ocurrencia de crecidas de gran magnitud debidas al represamiento de importantes volúmenes de agua por efecto del hielo. Lo anterior es especialmente válido en zonas que han estado deshabitadas y en consecuencia donde sólo hay información histórica del comportamiento de los ríos en períodos recientes.



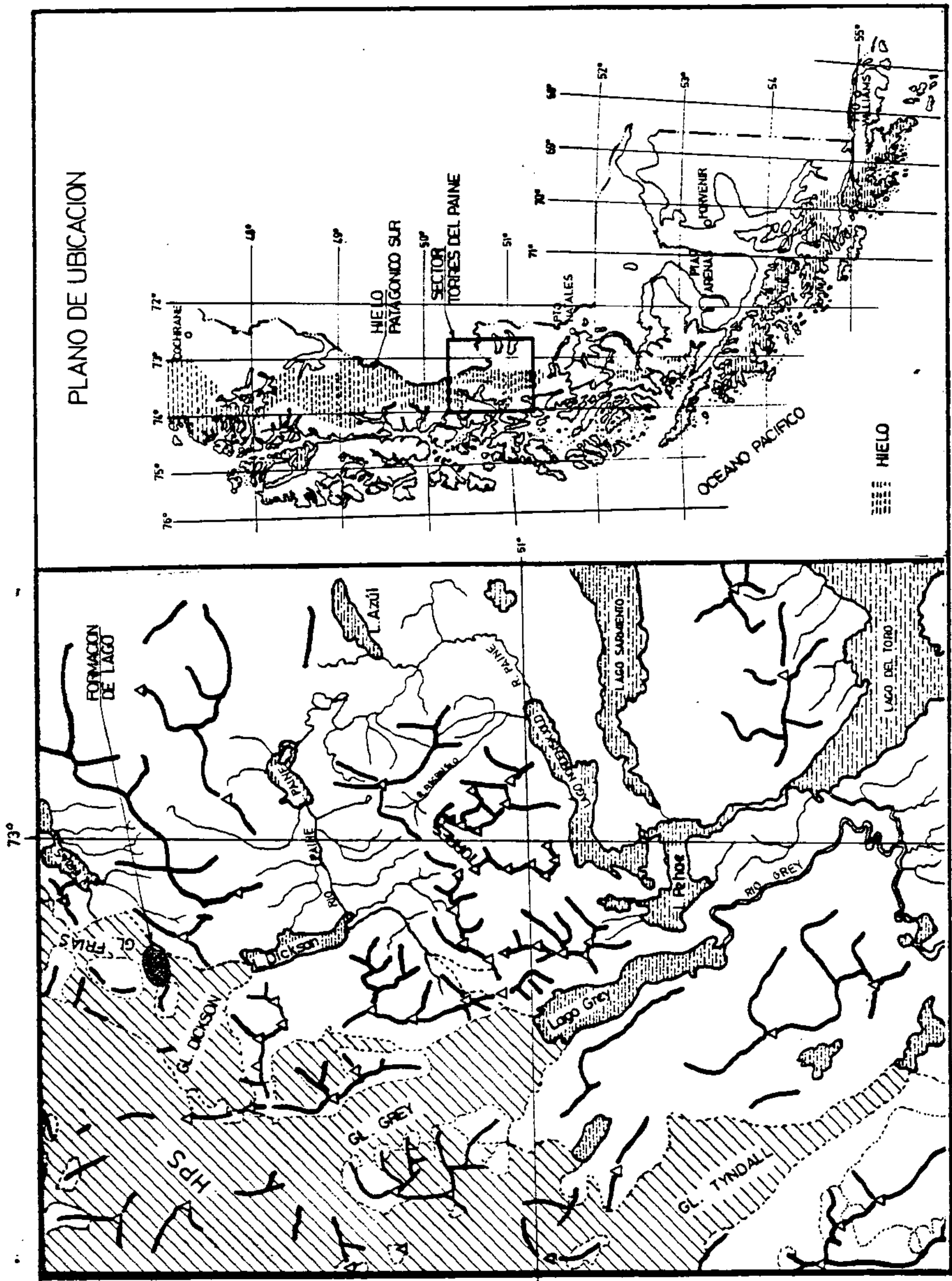


FIG. Nº 1

CRECIDAS RIO PAINE ANTES LAGO DICKSON

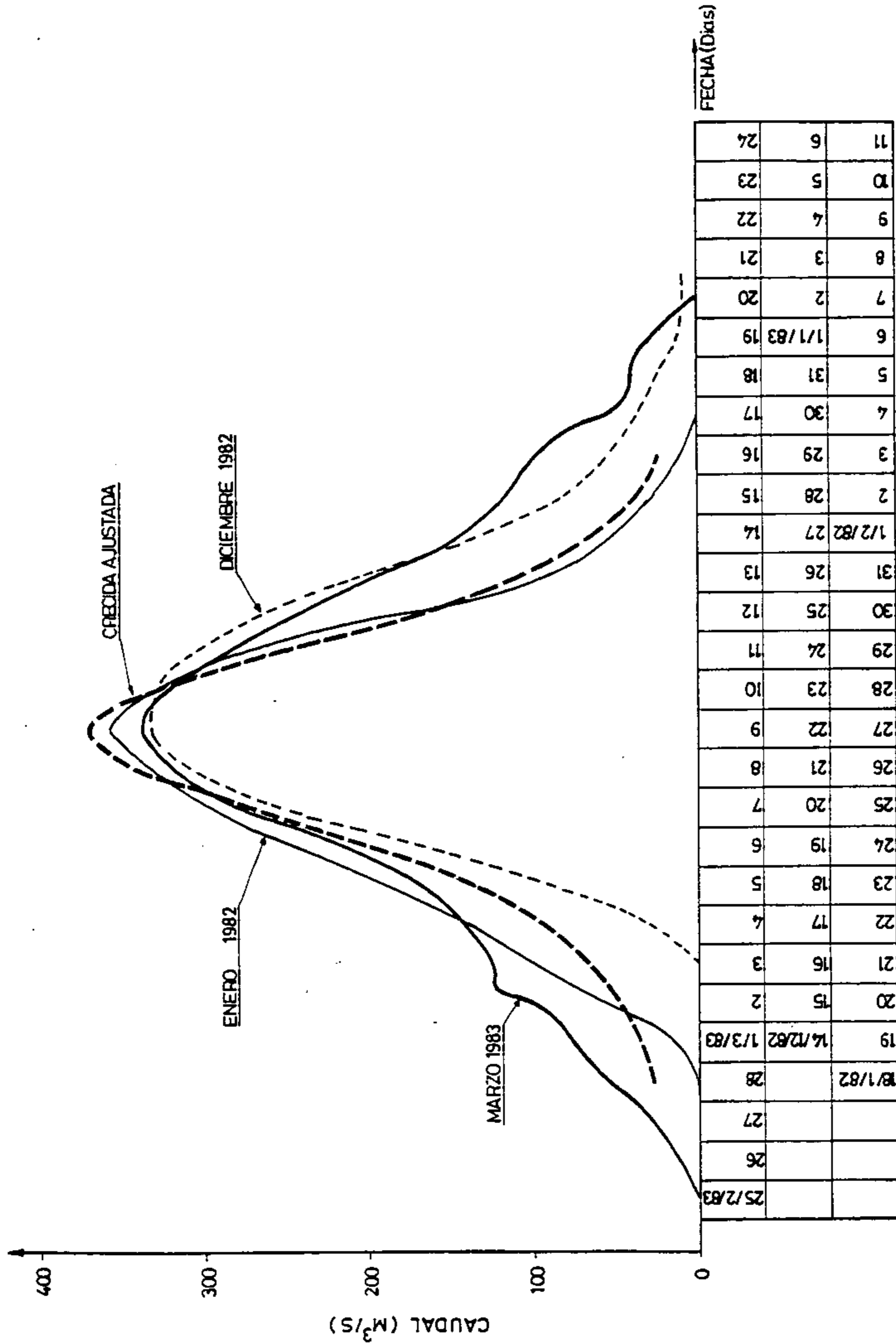


FIG. Nº 2

### HIDROGRAMAS RIOS PAINE Y GREY

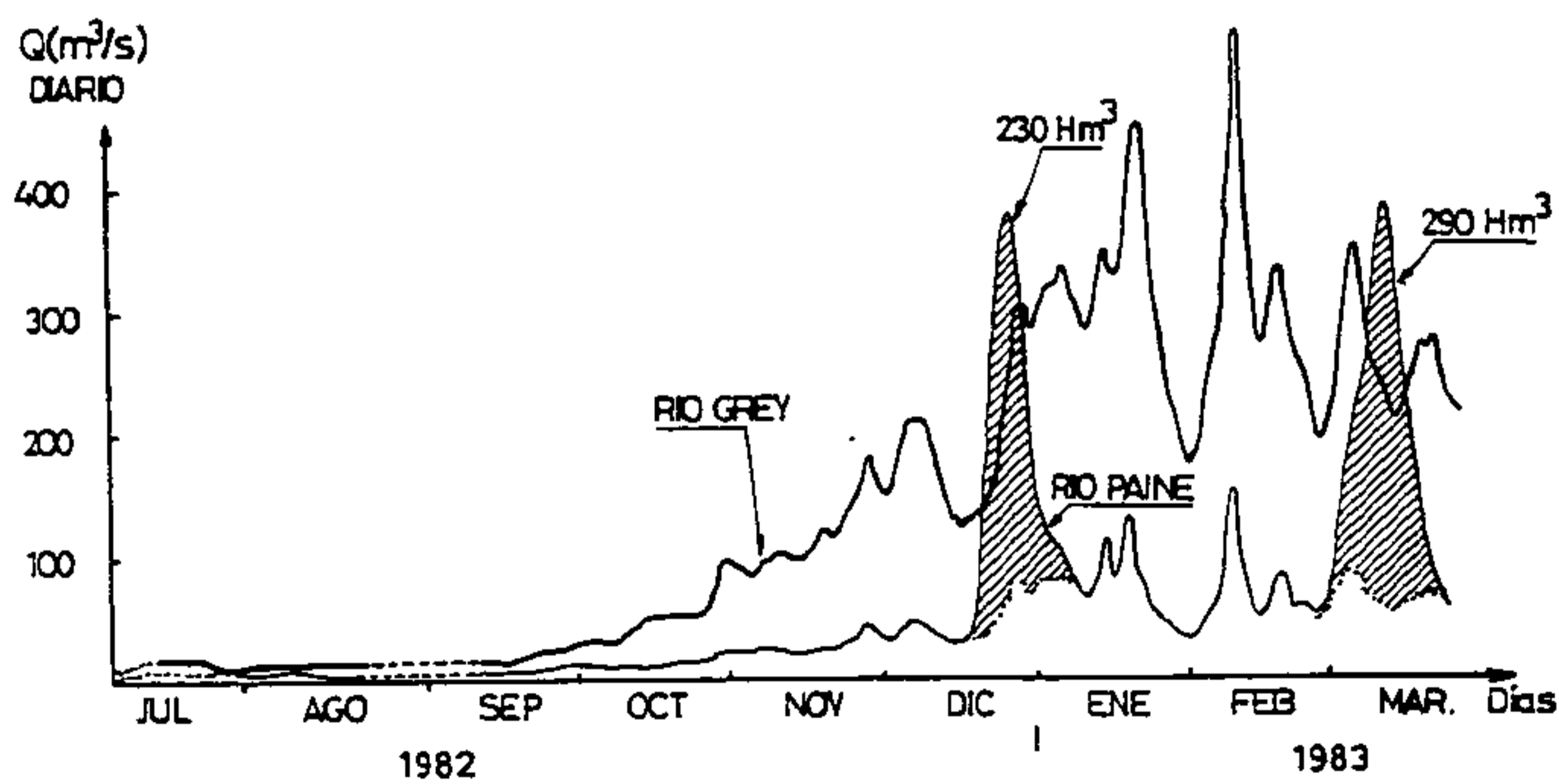
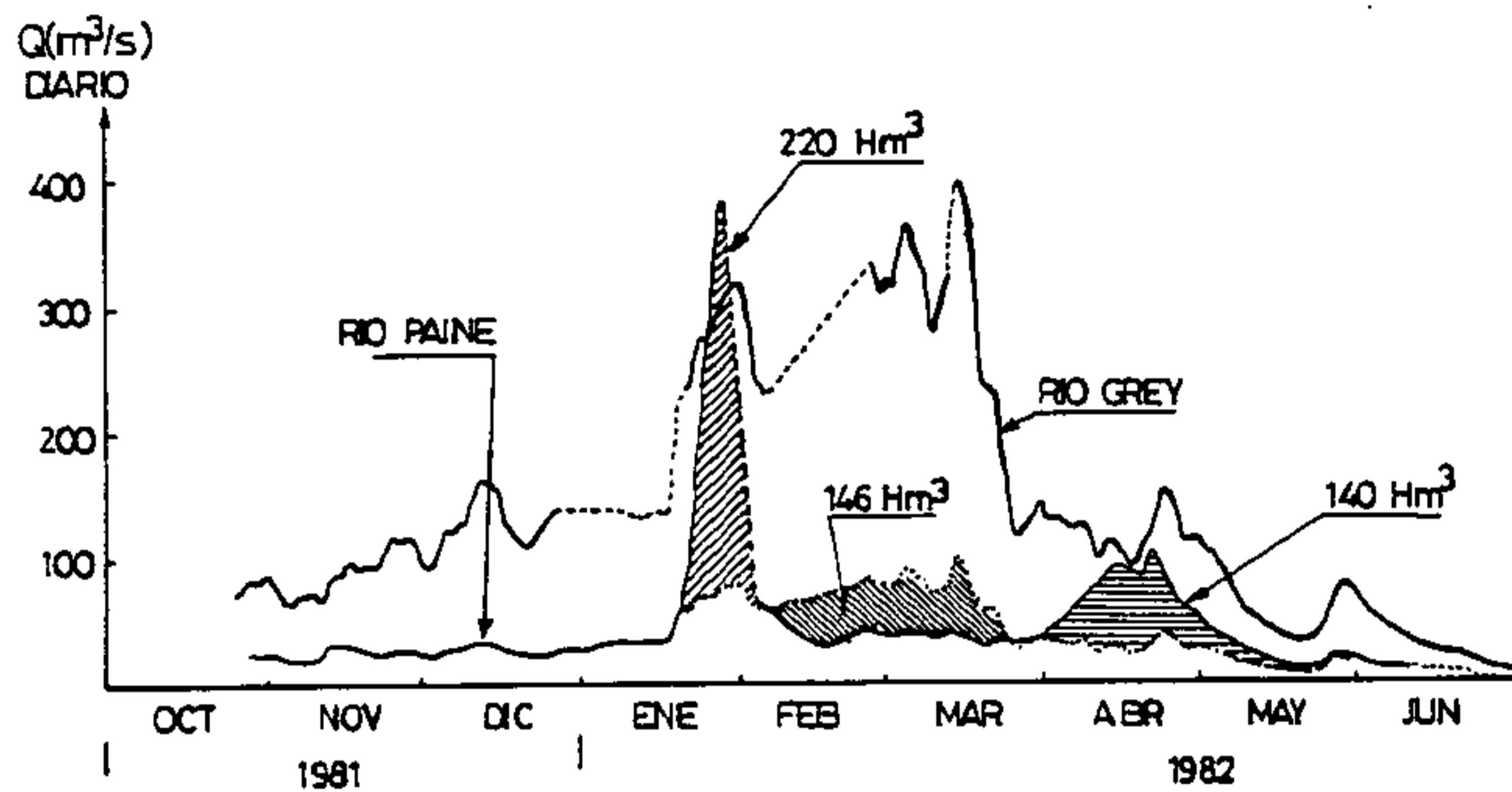


FIG. Nº 3

CURVA DOBLE ACUMULADA  
RIO PAINE VS RIO GREY

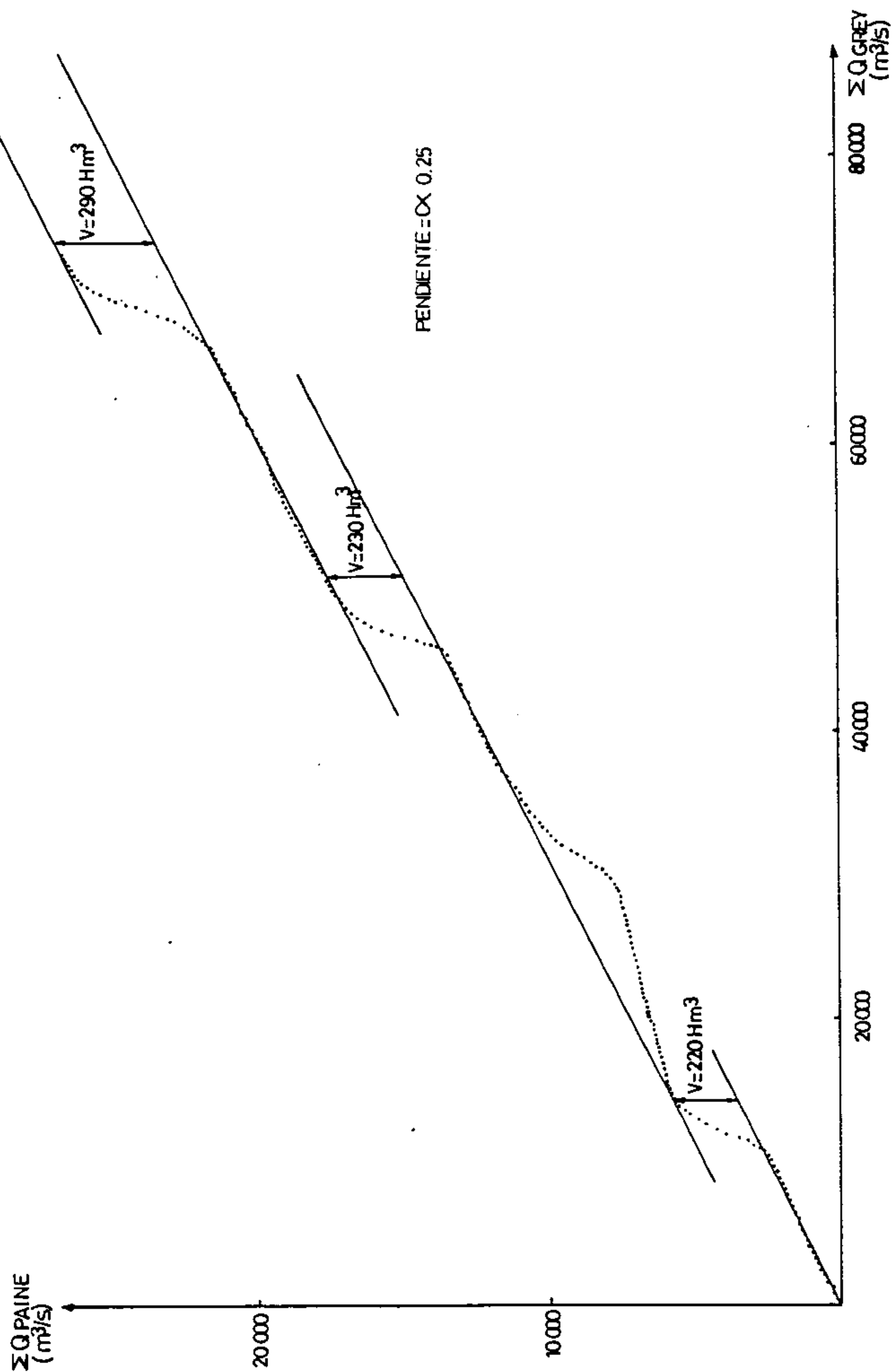
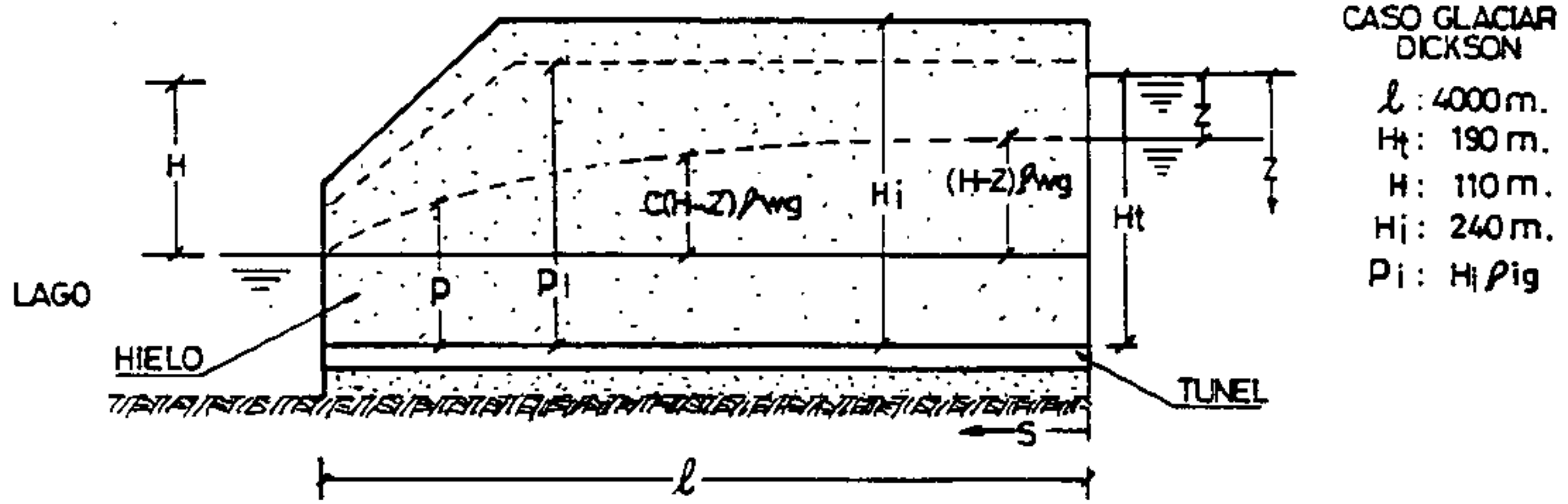


FIG. Nº 4

# CROQUIS GLACIAR DICKSON



CASO GLACIAR DICKSON  
 $l : 4000 \text{ m.}$   
 $H_t : 190 \text{ m.}$   
 $H : 110 \text{ m.}$   
 $H_i : 240 \text{ m.}$   
 $p_i : H_i \rho_{ig}$

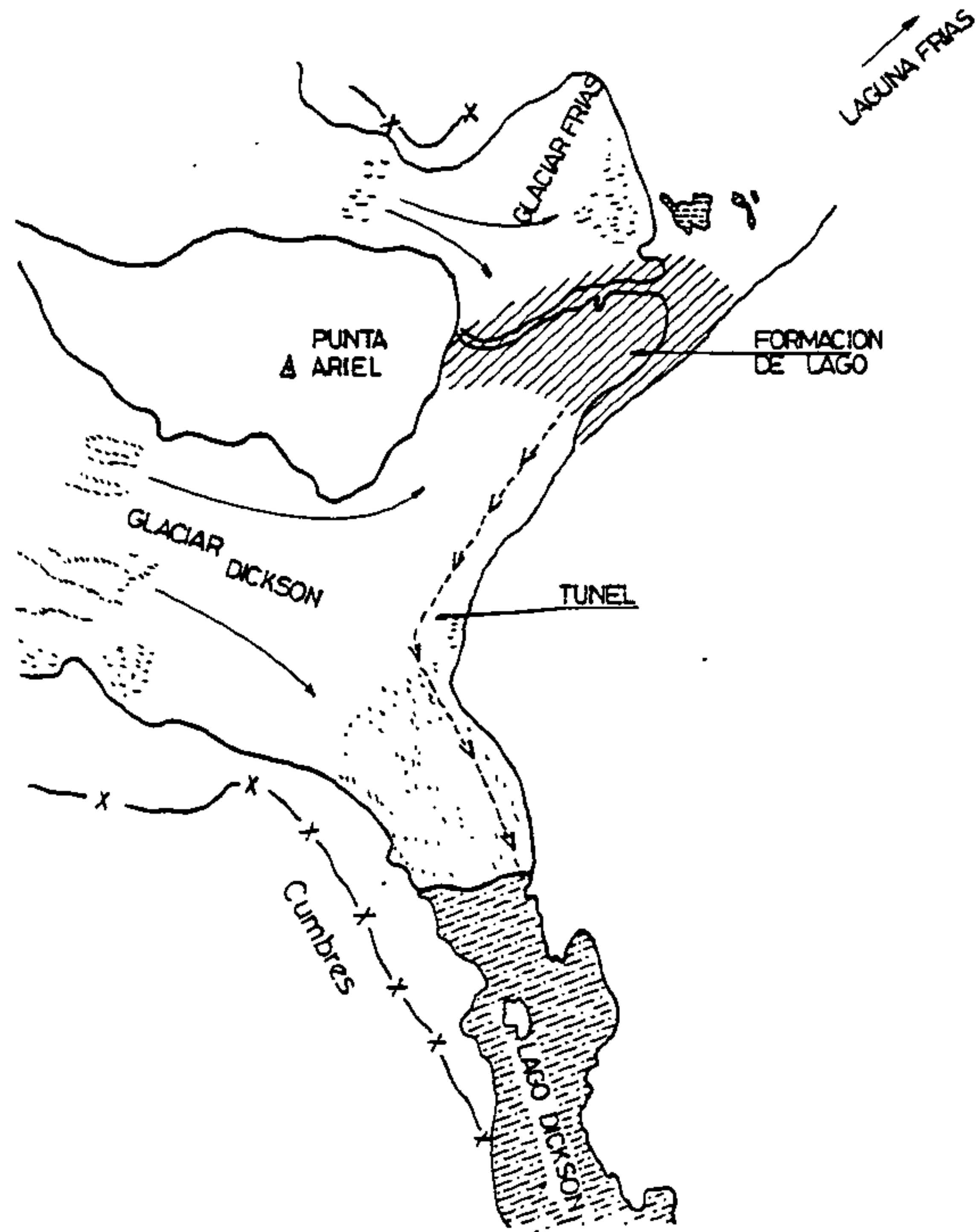


FIG. N°5

ANALISIS DE SENSIBILIDAD

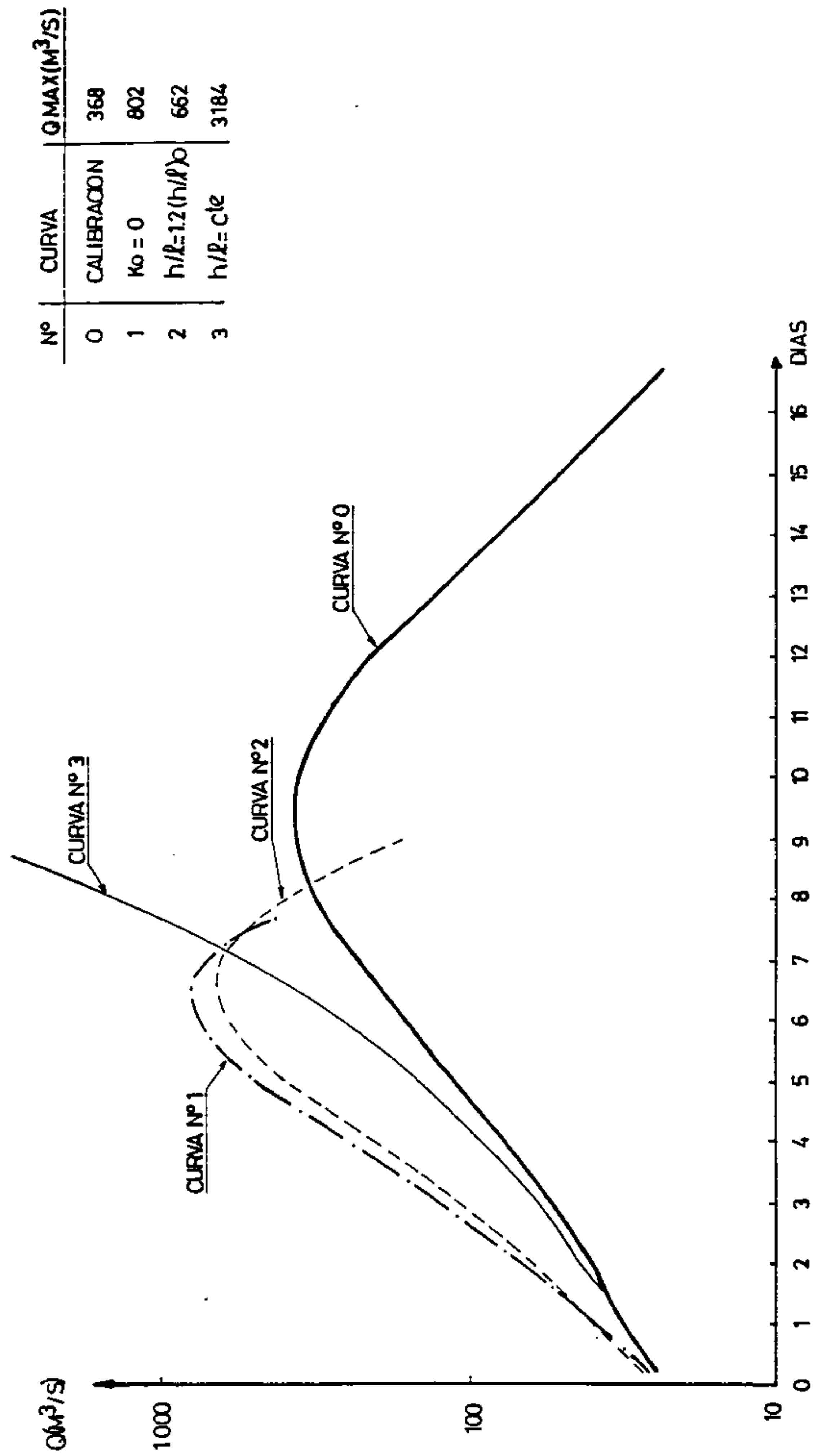


FIG. Nº 6

RELACION  $Q_t = K(V_t)^b$  PARA DISTINTAS CRECIDAS

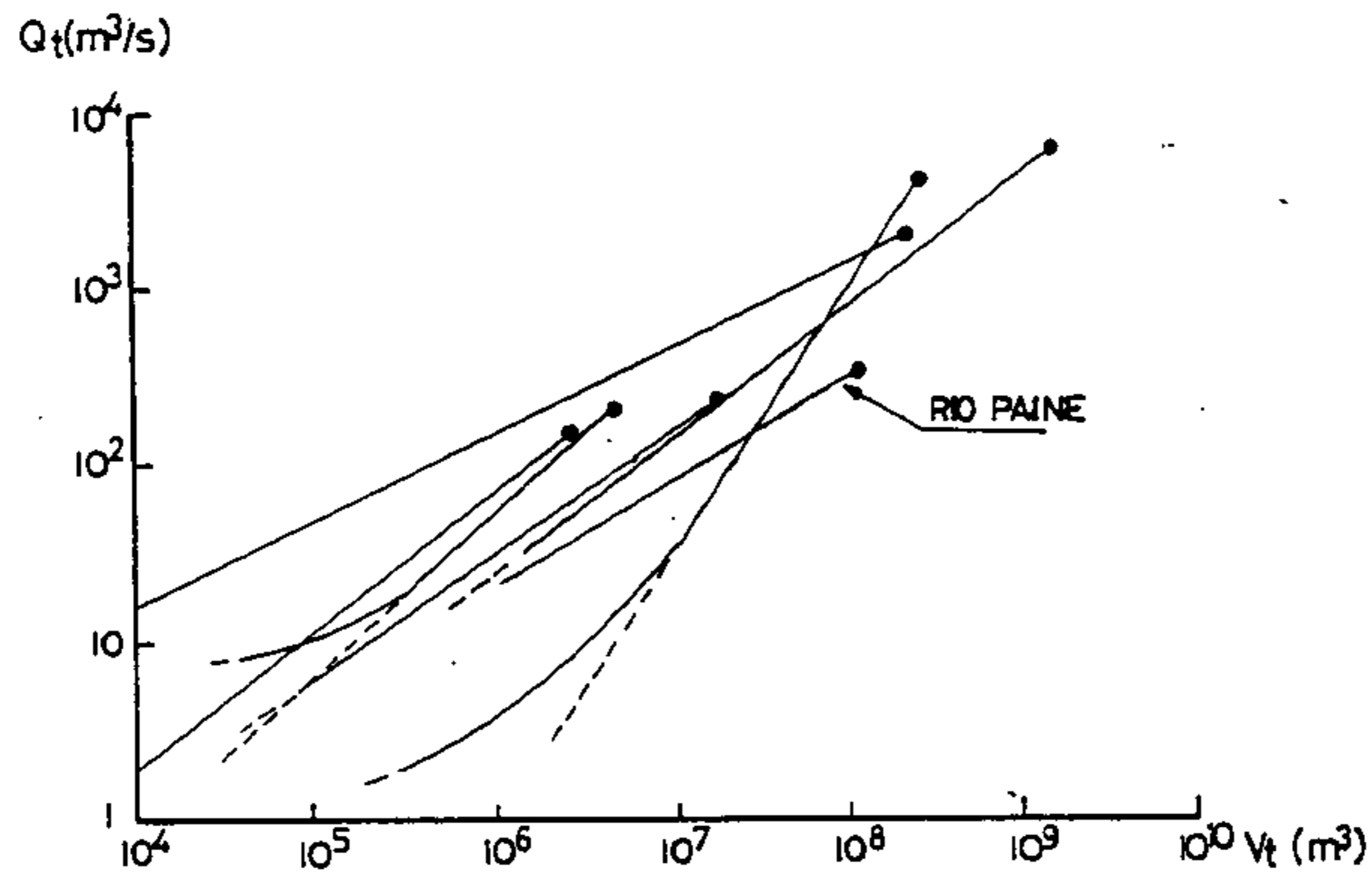


FIG. Nº 7

V Max. vs. Q Max. PARA DISTINTAS CRECIDAS

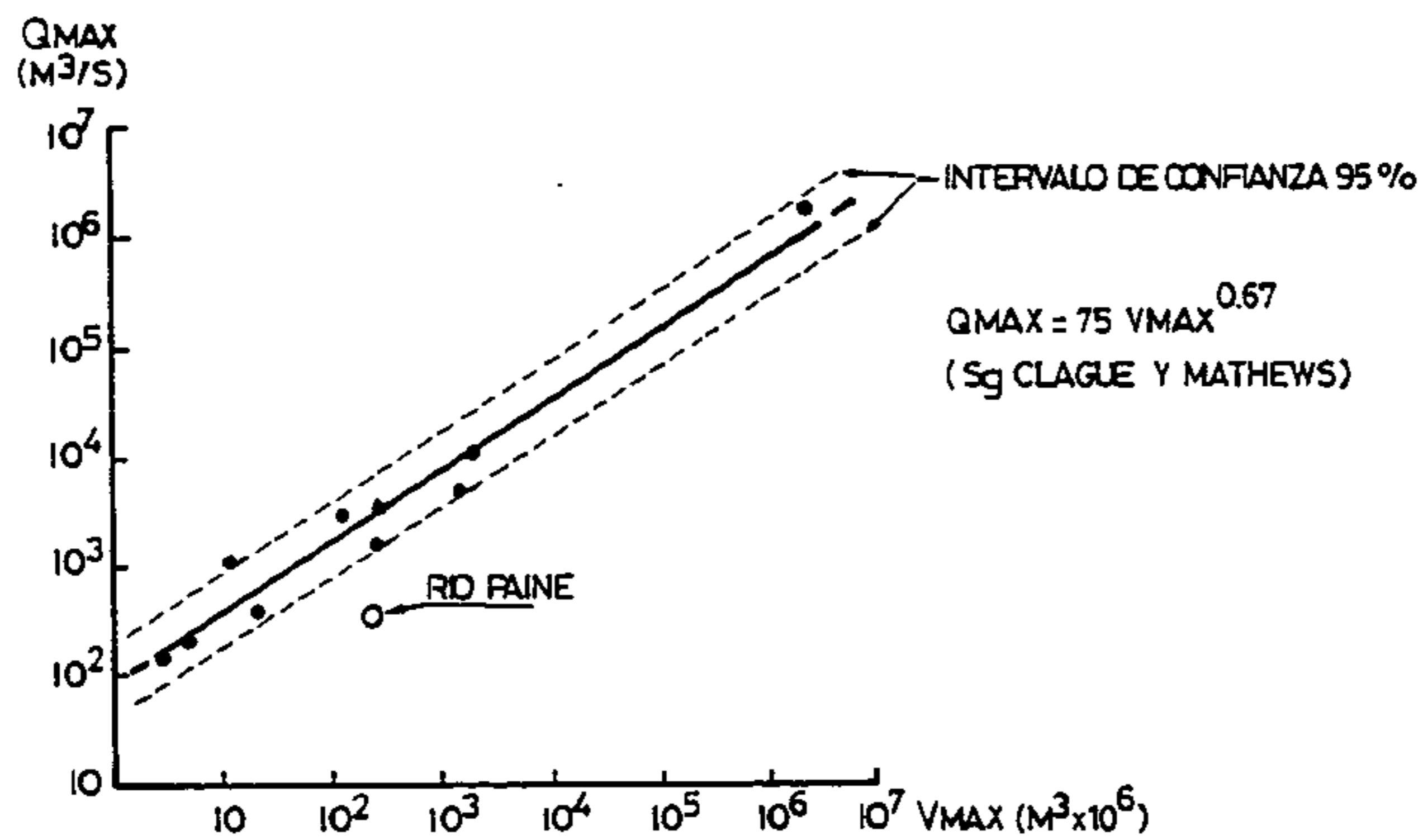


FIG. Nº 8

NOMENCLATURA

t	: tiempo (s)
s	: abscisa según eje s (m)
S	: sección del conducto (m <sup>2</sup> )
m	: masa fundida por unidad de distancia y de tiempo (Kg m <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup> )
p <sub>i</sub>	: presión del hielo en el túnel (Nt m <sup>-2</sup> )
p	: presión del agua en el túnel (Nt m <sup>-2</sup> )
ρ <sub>w</sub>	: densidad del agua (1000 Kg m <sup>-3</sup> )
ρ <sub>i</sub>	: densidad del hielo (917 Kg m <sup>-3</sup> )
Q	: caudal (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )
g	: aceleración de gravedad (m s <sup>-2</sup> )
g <sub>s</sub>	: componente de la aceleración de gravedad según eje s (m s <sup>-2</sup> )
R	: Radio hidráulico
n'	: coeficiente de Manning (m - 1/3 s)
σ	: calor específico del agua (4.18 x 10 <sup>3</sup> j °C <sup>-1</sup> Kg <sup>-1</sup> )
θ <sub>w</sub>	: temperatura del agua en el túnel (°C)
L	: calor latente de fusión por unidad de masa (3,344 x 10 <sup>5</sup> J Kg <sup>-1</sup> )
η	: viscosidad dinámica del agua
K	: conductividad térmica del agua
Q <sub>t</sub>	: caudal en el instante t (m <sup>3</sup> /s)
V <sub>t</sub>	: volumen acumulado hasta el instante t (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )
K <sub>o</sub> , n	: parámetros que definen la fluencia del hielo
Δt	: intervalo de iteración
s <sub>1</sub> , z <sub>1</sub>	: sección y coordenada z al inicio del intervalo de iteración (m <sup>2</sup> y m)
θ <sub>i</sub>	: temperatura del hielo en el túnel (°C)



BIBLIOGRAFIA

- Aitkenhead N. Observations on the drainage of a glacier-dammed lake in Norway. Journal of Glaciology, 1959.
- Clague J.J. H.W. Mathews. The magnitud of Jökulhlaups. Journal of Glaciology. Vol. 12 Nº 66, 1973.
- Glen J.W. The stability of ice-dammed lakes and others waterfilled holes in glaciers. Journal of Glaciology. Vol. 2, Nº 15, 1954.
- González J. Expedición al Glaciar Dickson, enero 1983. Parque Nacional Torres del Paine. CONAF (Informe fotocopiado).
- Lliboutry L. Traité de Glaciologie. Masson Cie. Editeurs Paris 1964.
- Lliboutry L. Nieves y Glaciares de Chile. Fundamentos de Glaciología. Ediciones Universidad de Chile, Santiago de Chile 1956.
- Mottershead D.N. y R.L. Collin. A study of glacier-dammed lakes over 75 years. Brimkyelen, Southern Norway. Journal of Glaciology. Vol 17 Nº 77, 1976.
- Nye J.F. Water flow in glaciers: Jokulhlaups, tunnels and veins. Journal of Glaciology. Vol 17, Nº 76.
- Peña H. y F. Escobar. Análisis de las crecidas del río Paine. Dirección General de Aguas. (en preparación).
- Pisano E. Informe sobre inundación en la Cuenca del río Paine. Instituto de la Patagonia. Punta Arenas 1982. (Informe fotocopiado).
- Rothlisberger H. Water Pressure in intra - and subglacial Channels. Journal of Glaciology. Vol. 11, Nº 62, 1972.
- Shreve R.L. Movement of water in Glaciers. Journal of Glaciology. Vol. 11, Nº 62, 1972.
- Vivian R. Les Glaciers des Alpes Occidentales. Imprimerie Allier. Grenoble, 1975.

PROGRAMA HIDROLOGICO INTERNACIONAL  
JORNADAS DE HIDROLOGIA DE NIEVES Y HIELOS  
EN AMERICA DEL SUR

CARACTERIZACION DEL MANTO NIVAL Y MEDICIONES DE ABLACION  
Y BALANCE DE MASA EN GLACIAR ECHAURREN NORTE

Humberto Peña T. (1)

Fernando Vidal J. (2)

Fernando Escobar C. (1)

R E S U M E N

En este trabajo se analiza la información de densidad, temperatura, acumulación de nieve y ablación obtenida en el Glaciar Echaurren Norte (3750 m.s.n.m.) y su área adyacente.

Se estudió la variación de la densidad de la nieve en función de su edad, de la elevación y del transcurso del período de función.

Se entregan perfiles de temperatura obtenidos al inicio del período de ablación y se estiman valores del almacenamiento de frío en el manto.

Con los antecedentes de ablación se determinan: la envolvente superior de las ablaciones diarias, y los valores mensuales medios de ablación con su correspondiente rango de variación.

Finalmente se entregan los resultados de los balances de masa realizados en el glaciar entre los años 1975/76 y 1982/83.

(1) Ing. Civil. Dirección General de Aguas. Chile

(2) Meteorólogo. Dirección General de Aguas. Chile

## 1. INTRODUCCION

El presente trabajo tiene como objetivo entregar el análisis de parte de la información reunida durante el desarrollo del Proyecto Glaciar Echaurren Norte, iniciado por la Dirección General de Aguas en 1975 y continuado hasta la fecha. En dicho Proyecto se ha obtenido información meteorológica, de acumulación y fusión nival, de caudales y otros antecedentes de importancia para caracterizar el manto de nieve. Adicionalmente se entregan también estimaciones del balance de masa anual del glaciar.

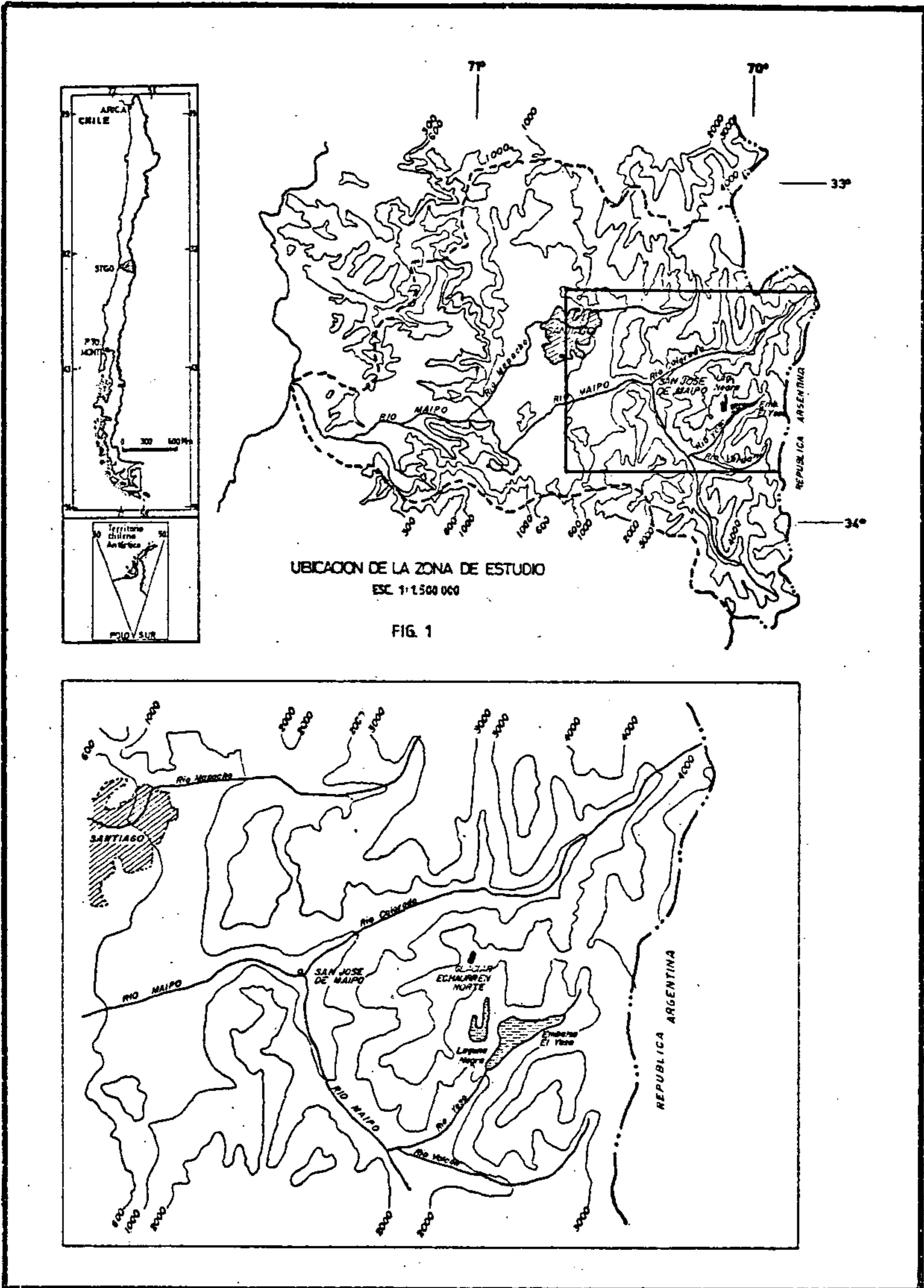
Este análisis de los resultados obtenidos en las mediciones de terreno en la Alta Cordillera, tiene por objetivo aportar información para futuras aplicaciones en el campo de la hidrología de nieves y hielos.

## 2. DESCRIPCION DEL GLACIAR

El Glaciar Echaurren Norte se ubica sobre los macizos de la vertiente occidental de la Cordillera de Los Andes frente a Santiago, en las coordenadas  $33^{\circ} 33'$  Sur con  $70^{\circ} 08'$  Oeste, cuenca del río Maipo. En el mapa de la Figura N° 1 se indica la ubicación general de la zona.

El glaciar está orientado en dirección SO-NE, alcanzando su eje mayor una longitud de 1,2 Km., con un ancho medio cercano a los 0,4 Km. Su superficie es de 0,4 Km<sup>2</sup> extendida entre los 3650 y 3880 m.s.n.m. Las cumbres que delimitan el sector son el Cerro Echaurren con 4230 m.s.n.m. por el sur y las paredes casi verticales de un macizo innominado con 4127 m.s.n.m. por el poniente. Morfológicamente el glaciar está formado por la conjunción de dos circos unidos mediante un cuerpo central, lo que da origen a tres sectores claramente diferenciados.

Se estima que la precipitación media anual es de unos 2200 mm y la



temperatura media de 0° C.

### 3. PROCEDIMIENTOS DE MEDICION

Las mediciones de nieve se realizan normalmente entre los meses de octubre y marzo. Al inicio de la campaña de medición se construye un pozo para la determinación de la acumulación de nieve invernal y para investigar los perfiles estratigráficos, de densidades y de temperaturas. En esta labor se usan los equipos standard tipo S 9080 USA-CREEL. En la primera visita además se instala una red de balizas, con el propósito de controlar el descenso de la superficie de nieve, y se determina el espesor de nieve mediante sondeos, labor que en ocasiones no resulta factible por la presencia de gruesos lentes de hielo.

Durante los meses de primavera y verano se efectúan controles de las balizas en intervalos del orden de 40 días y se mide la densidad en los niveles superiores del manto nival. Aprovechando las visitas a la zona se mide también la ablación diaria mediante un conjunto de balizas dispuestas especialmente para ese fin.

Se lleva además el registro del caudal de una cuenca de 4,4 Km<sup>2</sup> de la cual el Glaciar Echaurren Norte forma parte y se obtiene información meteorológica mediante una estación automática ubicada próxima al borde noreste del glaciar.

En la Figura N° 2 se muestra la distribución de las balizas y la ubicación del pozo estratigráfico.

### 4. ANALISIS DE RESULTADOS

#### 4.1 Densidad del Manto de Nieve

La información de densidades obtenidas de pozos estratigráficos, antes de que la nieve alcance la temperatura de  $0^{\circ}\text{C}$  en los meses de Octubre y Noviembre, se entrega en la Figura N° 3 (A). Esta información ha permitido trazar la curva de relación entre la edad de la nieve y su densidad que se muestra en la Figura N° 4 (A). Se puede apreciar que la nieve de la temporada, después de las primeras tres semanas, tiene densidades entre  $0,4\text{ gr/cm}^3$  y  $0,6\text{ gr/cm}^3$ . La neviza del año anterior a principios de temporada tiene valores del orden de  $0,63\text{ gr/cm}^3$ . Conviene destacar que en el rango de la muestra, las densidades resultan independientes del espesor total del manto y en consecuencia de la carga de nieve.

Desde el mes de diciembre en adelante, con la generalización de la fusión en el glaciar, se presenta un aumento permanente de densidad en condiciones isotermas, el cual genera una distribución muy homogénea de la densidad y el desarrollo de lentes de hielo. En la Figura N° 5 se ilustra dicho fenómeno, mediante la comparación de dos perfiles de densidad.

Durante el período de fusión, las mediciones de densidad en los estratos superiores muestran gran similitud para igual fecha, en años distintos, aumentando desde un valor en diciembre de aproximadamente  $0,55\text{ gr/cm}^3$  a uno en marzo de  $0,60\text{ gr/cm}^3$ , como se aprecia en la Figura N° 4 (B).

Las mediciones efectuadas a distintas elevaciones en la cuenca, muestran una disminución de la densidad hacia las elevaciones mayores. Esta tendencia resulta algo errática en los meses de primavera, posiblemente afectada por condiciones locales de depositación y fusión, pero más avanzada la temporada se presenta bien definida. Esta situación se representa en la Figura N° 4 (C).

## 4.2 Temperatura de la nieve

En la Figura N° 3 (B) se incluyen perfiles de temperatura medidos en los meses de octubre y noviembre. Se puede observar que a la fecha de los controles ya se había iniciado el calentamiento del manto nival. Las temperaturas medias del manto están entre  $-2,6^{\circ}\text{C}$  y  $-7,9^{\circ}\text{C}$ , lo que significa un stock de frío de 182 Langley y 2130 Langley respectivamente, o expresado en altura de agua fundida equivalente a 22,7 y 266,3 mm.

Las temperaturas mínimas registradas en los perfiles están entre  $-4,2^{\circ}\text{C}$  y  $-9,6^{\circ}\text{C}$ . Hay que señalar que la temperatura media del mes más frío alcanza en esa elevación a  $-7,0^{\circ}\text{C}$ .

Durante el período de fusión se observa la clásica onda de frío nocturna que penetra aproximadamente hasta una profundidad de 40 cms, con temperaturas superficiales mínimas en noches despejadas entre  $-5,0^{\circ}\text{C}$  y  $-7,0^{\circ}\text{C}$ .

## 4.3 Ablación del manto nival

### a) Ablación diaria

En las ocasiones en que se ha visitado el glaciar, se han efectuado mediciones diarias de ablación. Considerando el interés de esta información para los efectos de estimar los derretimientos máximos diarios, dentro del proceso de cálculo de crecidas de diseño, se ha trazado una curva envolvente por las máximas ablaciones diarias medidas, la que se entrega en la Figura N° 6.(A)

### b) Ablación Media

El control de las balizas en el glaciar y la estimación de las precipitaciones de verano, han permitido calcular la ablación entre dos controles sucesivos. Suponiendo una tasa de ablación constante entre ambos controles

se han calculado valores medios mensuales en base al período de ocho años de medición. Adicionalmente se han estimado los valores medios máximos y mínimos de ablación, considerando los valores extremos de dichas tasas obtenidas en los distintos años.

Las tasas medias de ablación van desde 2.4 cm Eq en Agua/Día (278 l/s/Km<sup>2</sup>) en Enero a 1.7 Cm Eq en Agua/Día (197 l/s/Km<sup>2</sup>) en Marzo. Resulta interesante constatar la poca variabilidad de los valores registrados en los meses de Diciembre y Enero, que muestran menos de un 12% de variación. Por su parte el mes de Marzo es el que entrega una mayor variabilidad con el 30% de variación.

En la Figura N° 6 (B) se muestran las tasas medias mensuales de ablación, junto a la tasa mensual superior e inferior.

#### 4.4 Balance de Masa

En base a la información de ablación proporcionada por las mediciones de las balizas, a la acumulación registrada en el pozo estratigráfico, ampliada a todo el glaciar con datos de sondeo de la nieve, y considerando una corrección por aumento de densidad según la Figura N° 4, se estimaron los balances de masa del Cuadro N° 1 y de la Figura N° 7.

De los ocho años observados, en tres oportunidades, años 75/76; 76/77 y 81/82, el balance ha sido negativo, con resultados de 92; 130 y 242 Cm Eq. en Agua respectivamente. Hay que señalar que en el año 81/82 la ablación de Febrero y Marzo fue estimada. De los años con balance positivo, los comprendidos entre 77/78 y 80/81 entregan resultados que fluctúan entre 20 y 65 Cm Eq en Agua considerando todo el glaciar; mientras que el año 82/83 entrega un resultado de 362 cm Eq. en Agua, consecuencia de la extraordinaria acumulación registrada en el período invernal de 1982.



Con respecto a los resultados del sector norte y sector central-sur se aprecia una importante diferencia; ello se debe a la imposibilidad de medir la acumulación de nieve con mayor precisión en el sector central-sur debido a las avalanchas que ocurren en la parte suroeste de este sector. Por esta razón los resultados del sector norte, sin problemas de avalancha, son más representativos y confiables.

Cabe señalar con respecto a estas mediciones que no se han efectuado observaciones en profundidad en la neviza de los años anteriores, con vistas a detectar movimientos de masa en la vertical.

Resulta interesante destacar que, de acuerdo a los resultados del año 82/83, la magnitud de la regulación que pueden entregar las cubiertas de nieve permanente o semi permanente en un año de gran acumulación, puede alcanzar a valores del orden de los 1000 millones de m<sup>3</sup>, en la cuenca del río Maipo, de acuerdo a superficies entregadas por el inventario de glaciares.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado en base a los datos de terreno obtenidos por el Departamento de Hidrología a la Dirección General de Aguas. Los autores agradecen la colaboración del personal que ha participado en las diferentes campañas de medición, y en especial al de la Sección de Nivometría.

DISTRIBUCION DE BALIZAS Y UBICACION DE POZO ESTRATIGRAFICO

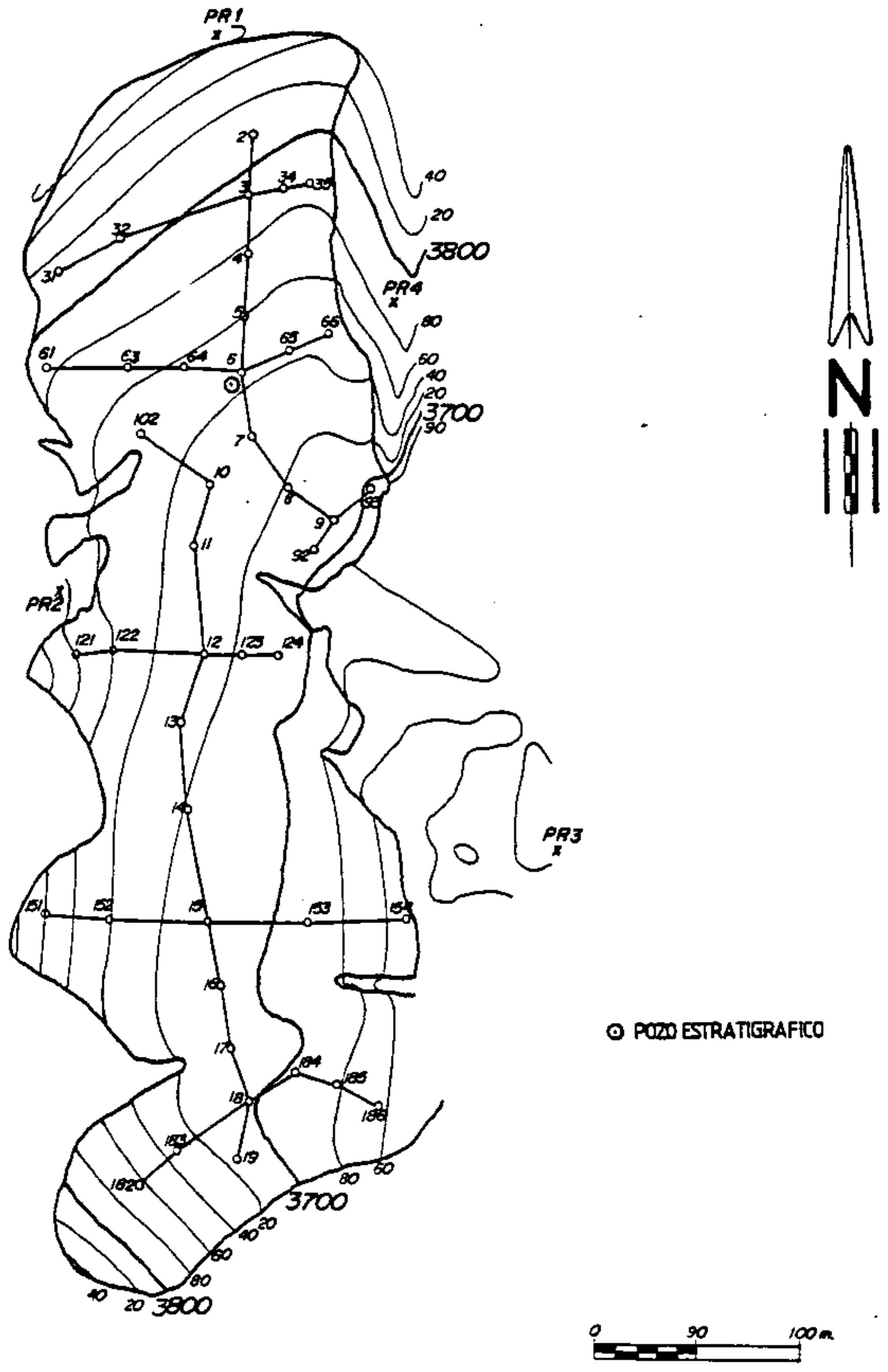
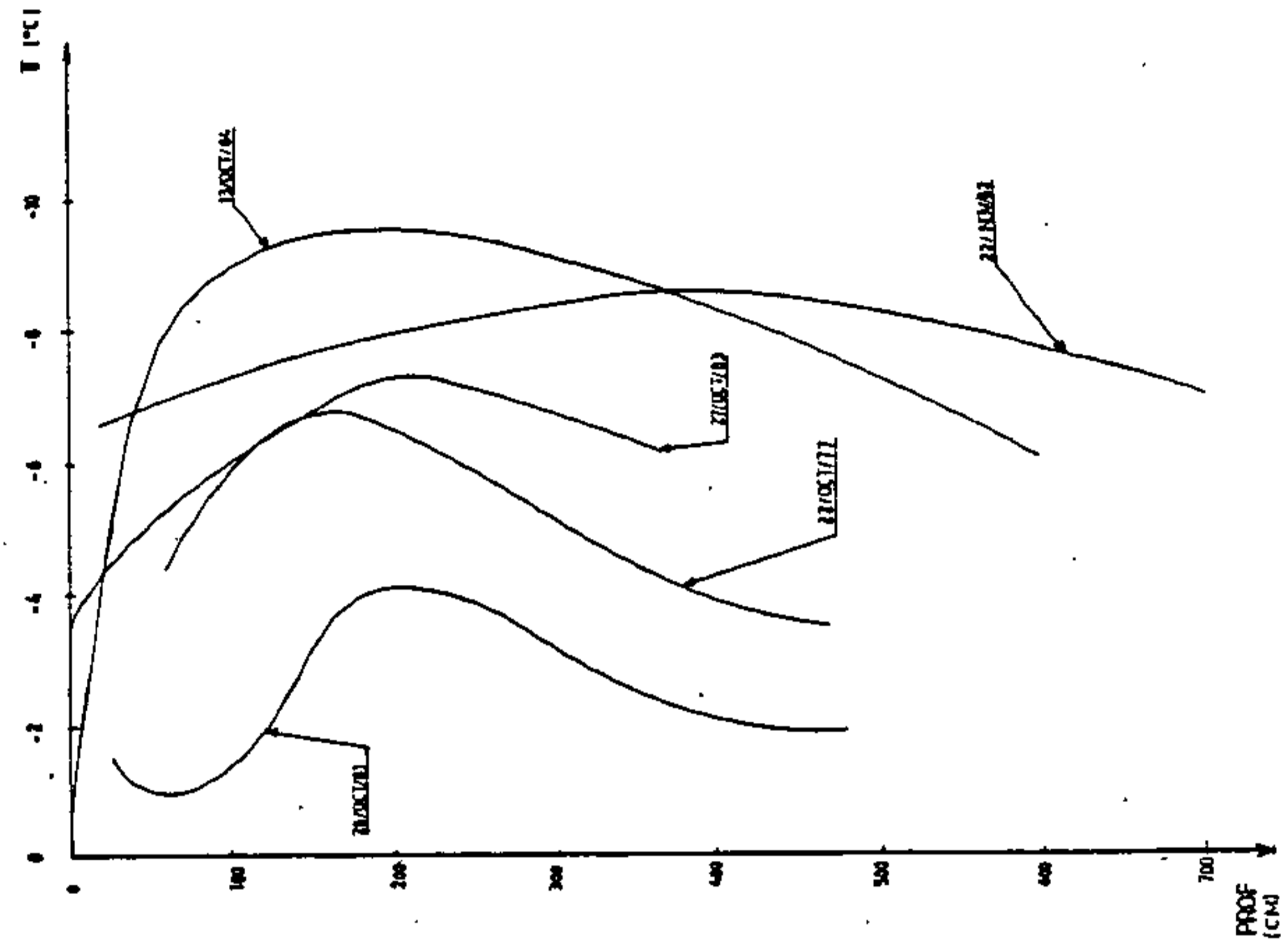


FIG. 2

TOMADO DE : INFORME PRELIMINAR GLACIAR ECHAURREN NORTE 1978.

PERFILES DE TEMPERATURA EN  
POZOS ESTRATIGRAFICOS  
GLACIAR ECHAURREN NORTE

(B)



PERFILES DE DENSIDAD DE LA NIEVE  
EN POZOS ESTRATIGRAFICOS,  
GLACIAR ECHAURREN NORTE

(A)

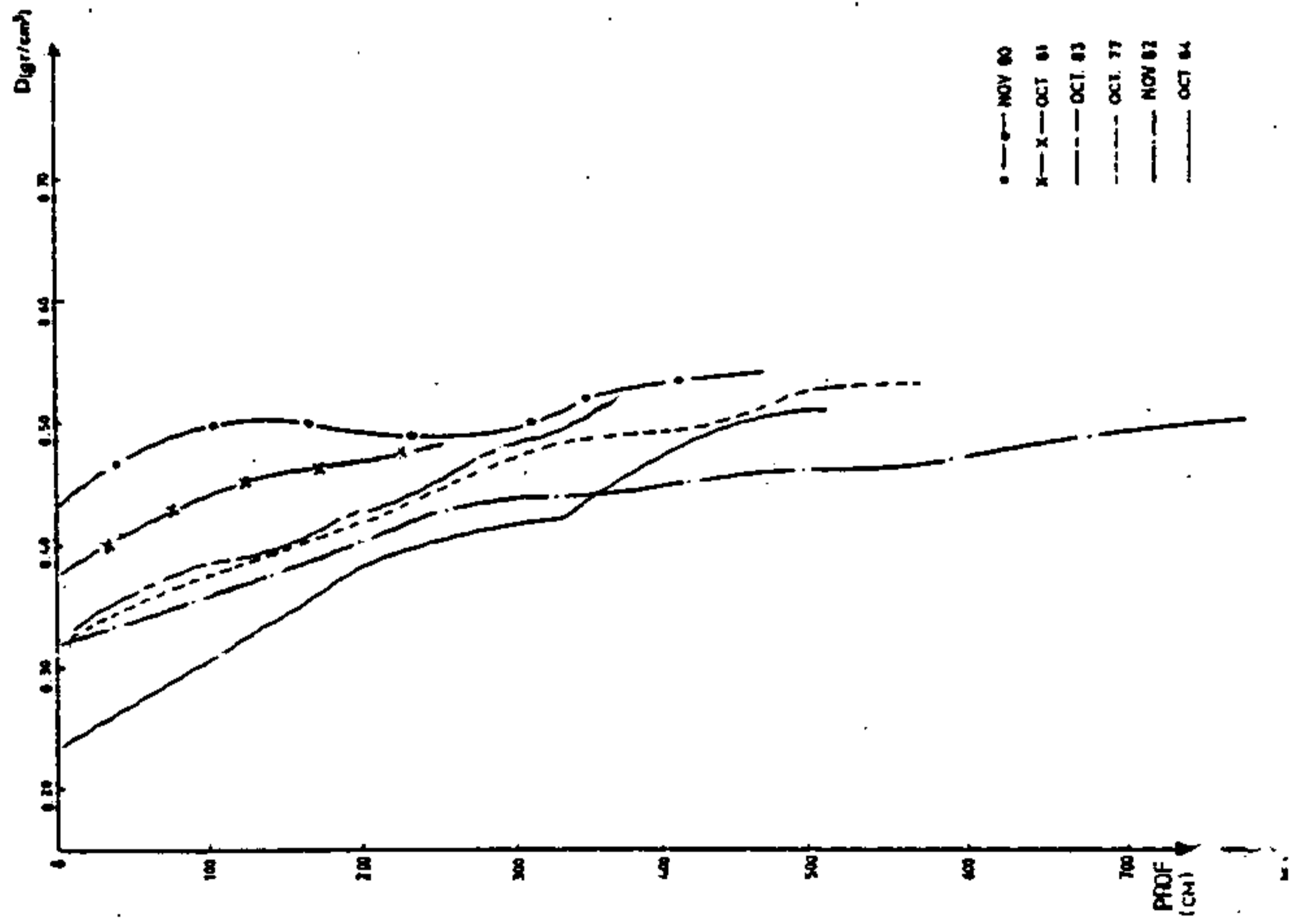


FIG. 3

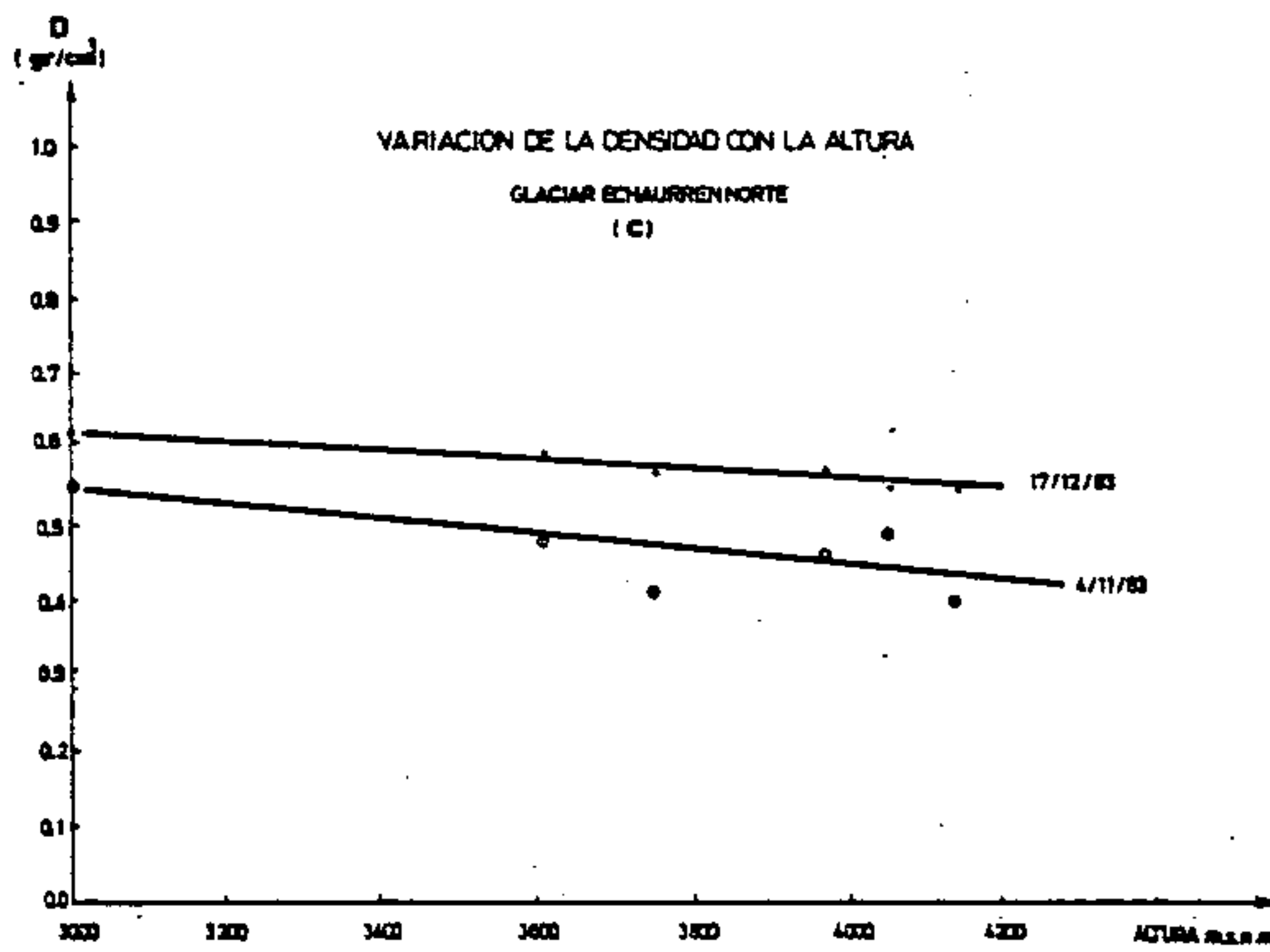
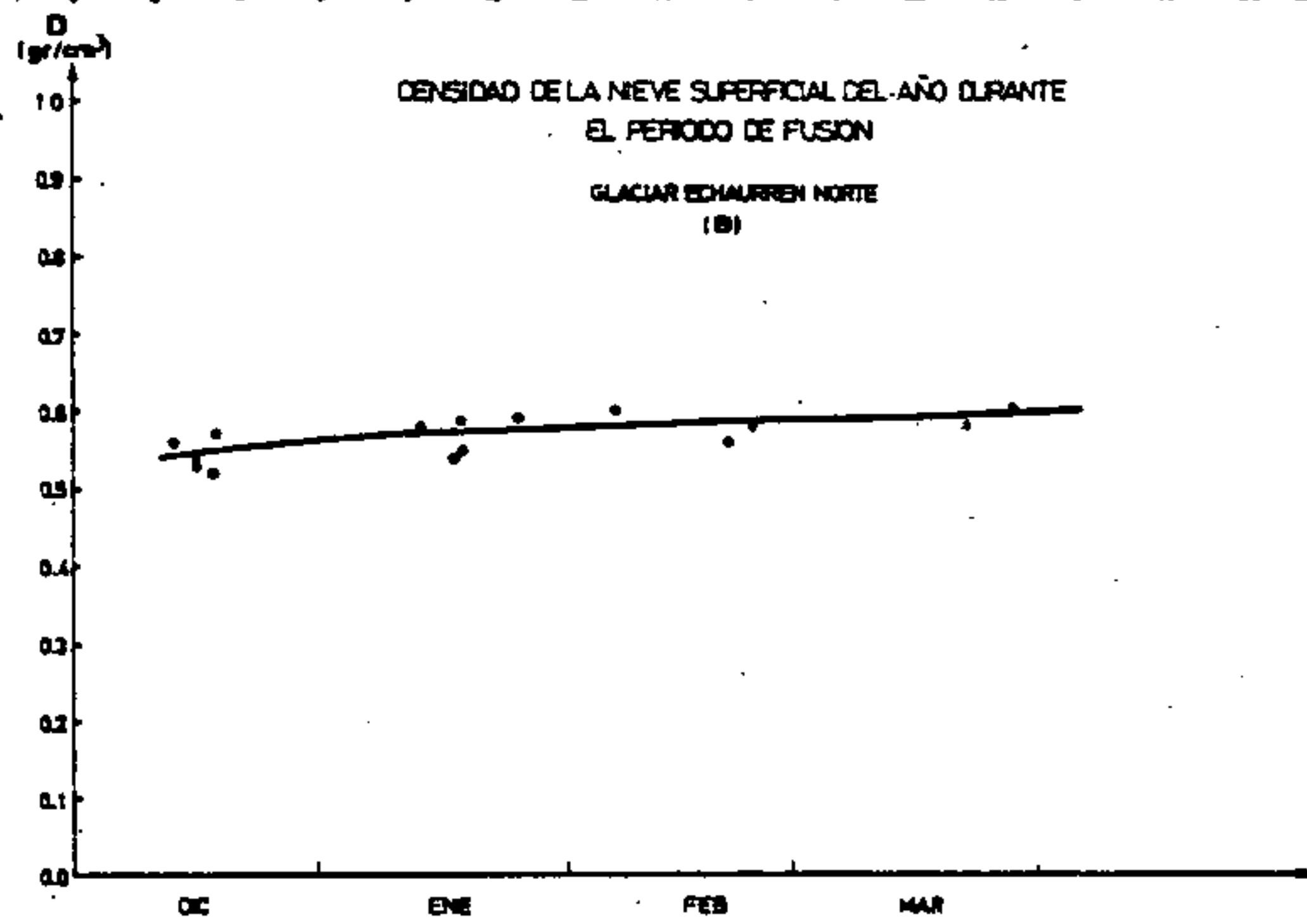
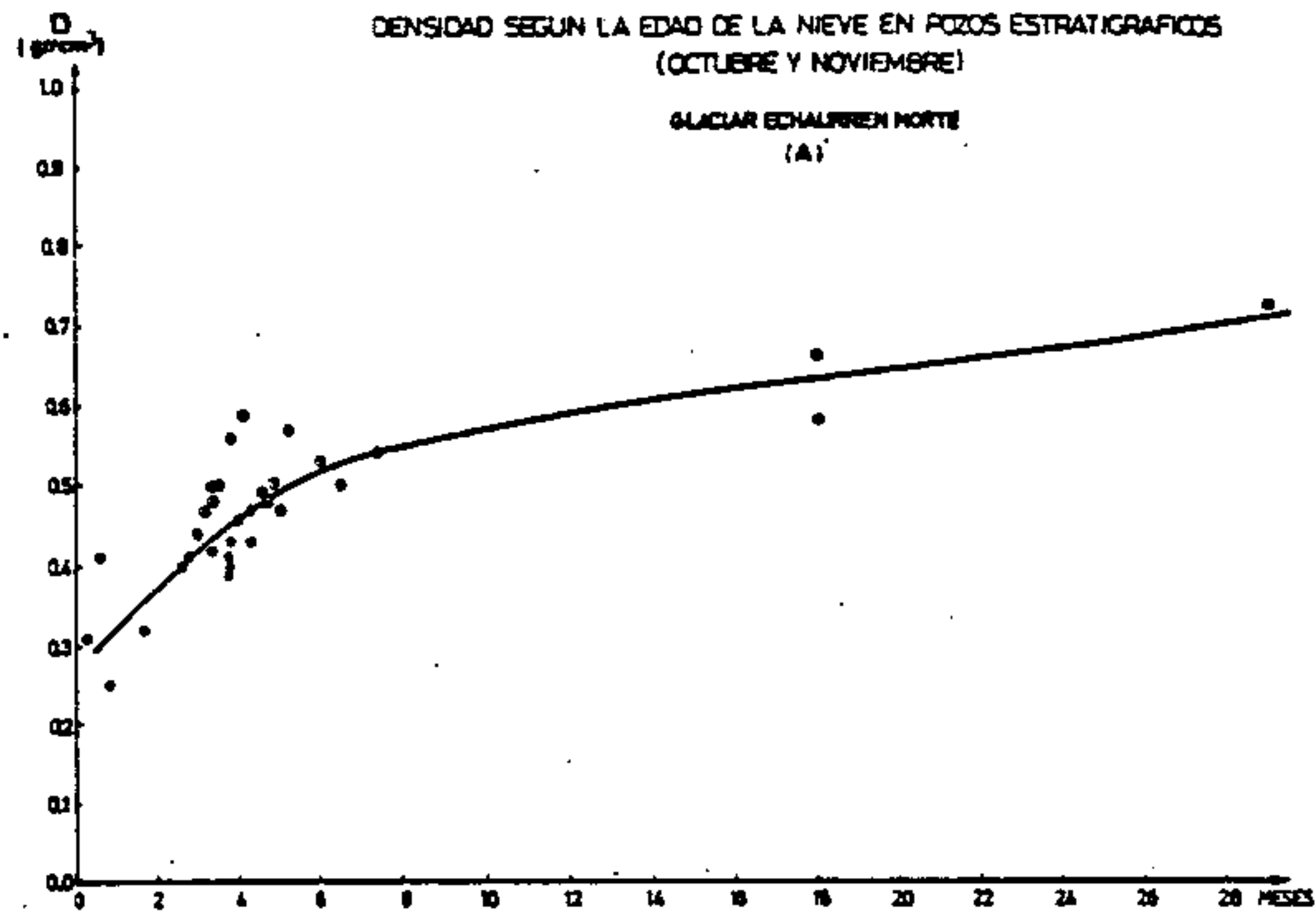


FIG N°4

### VARIACION DE LA DENSIDAD EN POZO ESTRATIGRAFICO GLACIAR ECHARREN NORTE • TEMPORADA 83/84

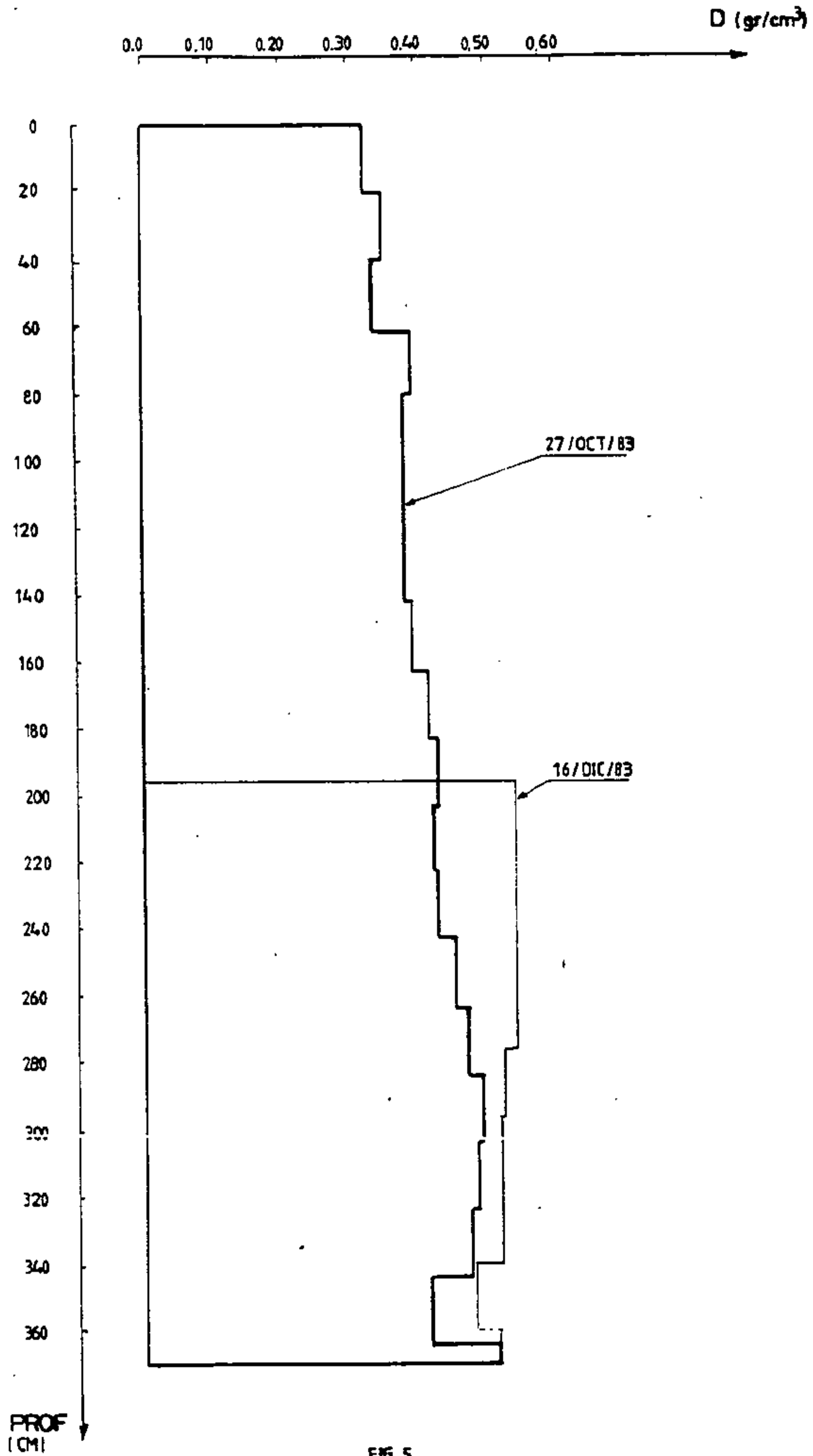
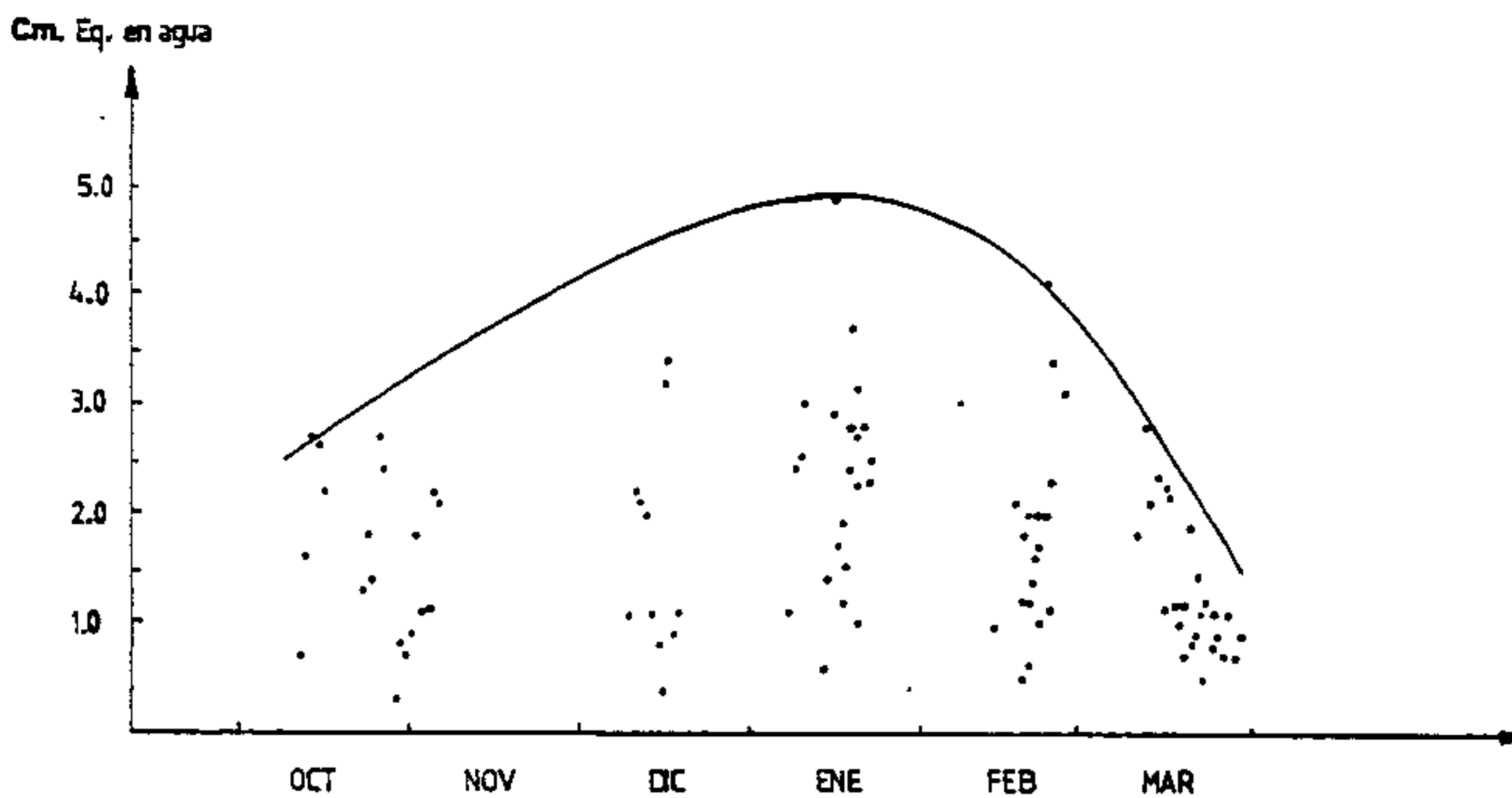


FIG. 5

### ABLACION DIARIA GLACIAR ECHAURREN NORTE

(A)



### ABLACION MEDIA GLACIAR ECHAURREN NORTE

(B)

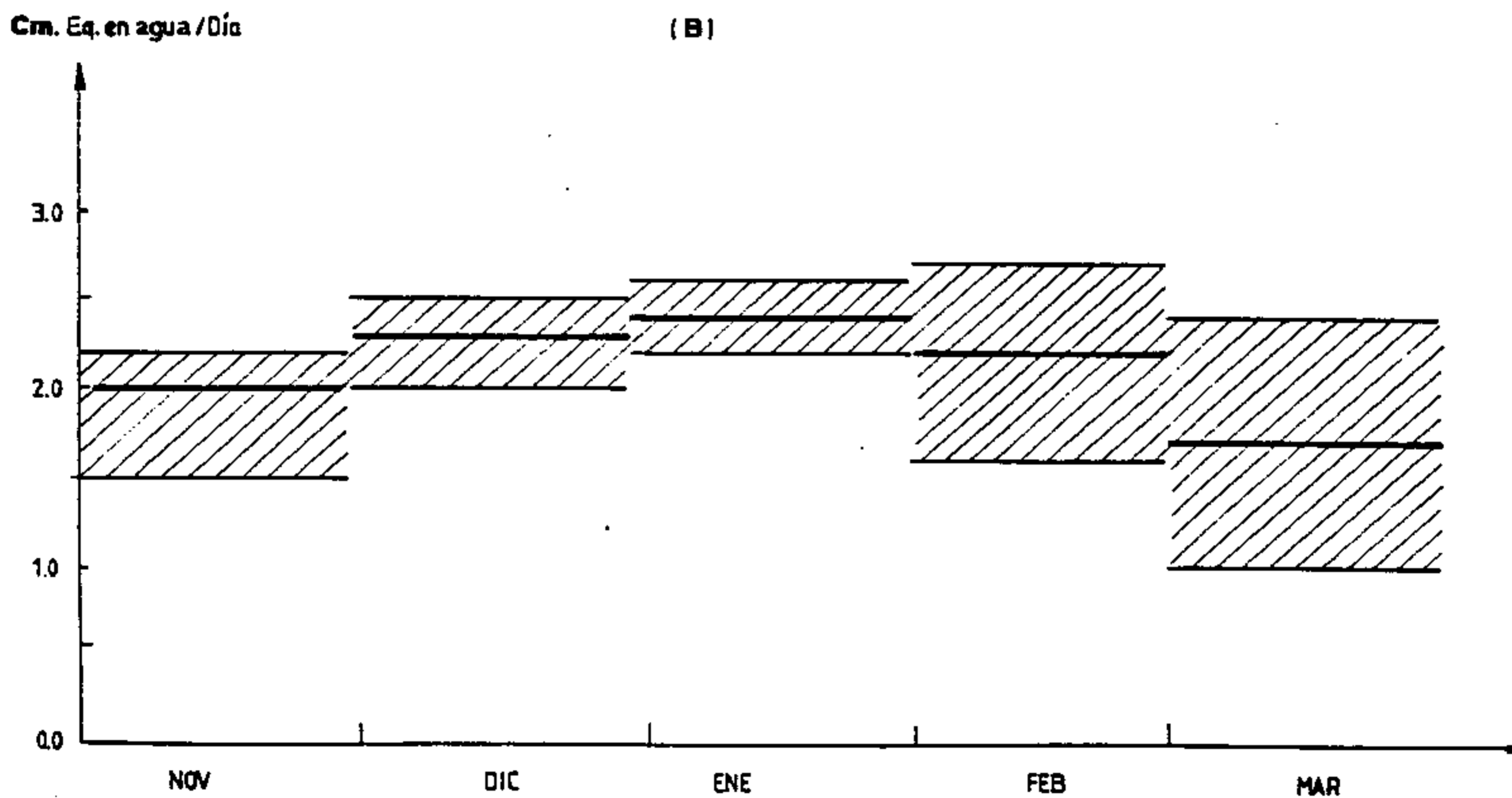


FIG. 6

### BALANCE DE MASA ANUAL GLACIAR ECHAURREN NORTE

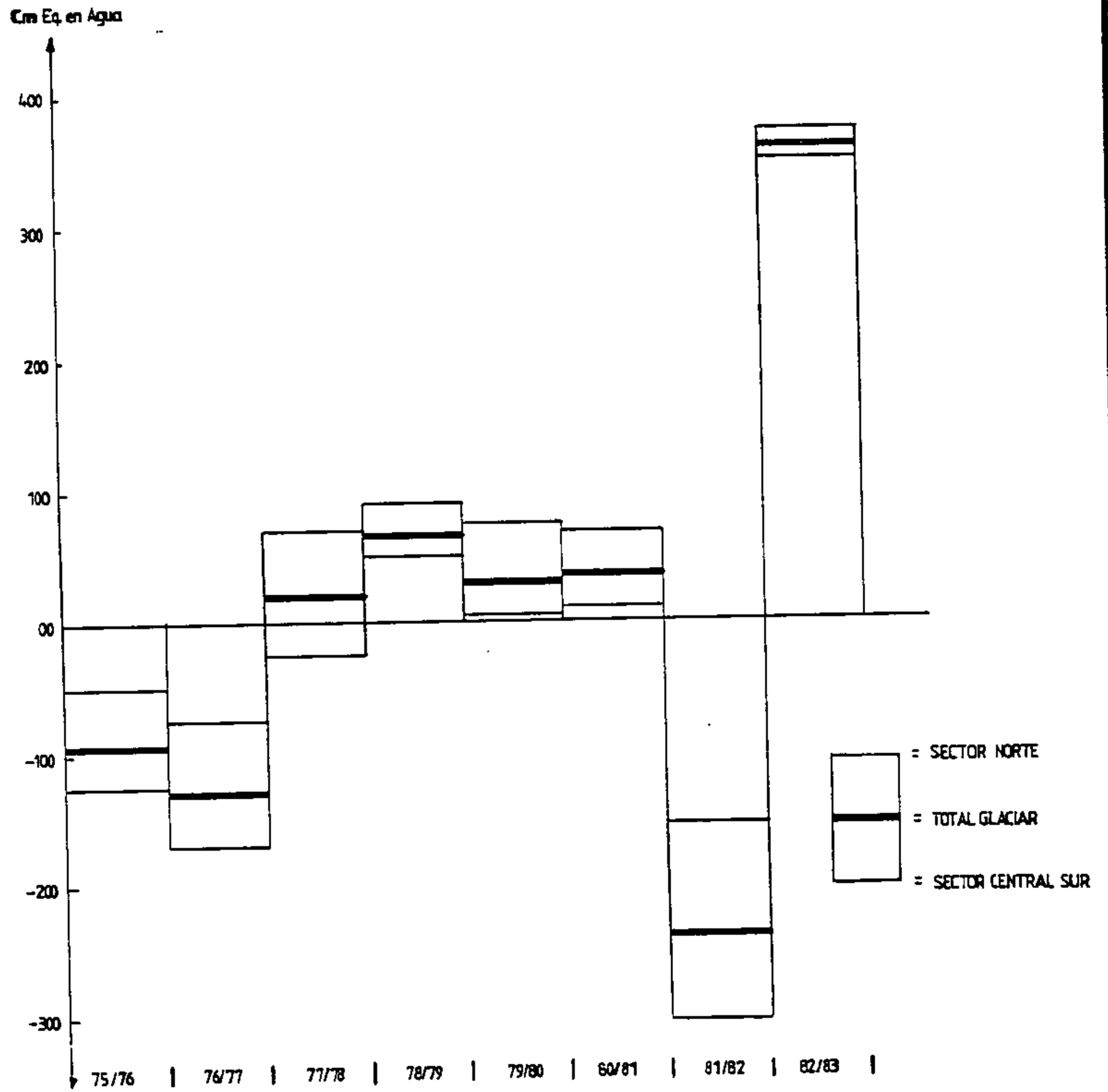


FIG. 7

C U A D R O N° 1

BALANCE DE MASA ANUAL  
(Cm Eq. en Agua)

INICIO	TERMINO	SECTOR NORTE		SECTOR CENTRAL-SUR		T O T A L ACUMUL.	GLACIAR ABLAC.	BALAN.
		ABLAC.	BALAN.	ABLAC.	BALAN.			
21/12/75	14/04/76	139	186	139	262	139	231	- 92
10/11/76	18/03/77	183	260	193	362	189	319	- 130
24/10/77	26/03/78	313	243	331	355	323	305	18
09/01/78	11/04/79	229	139	243	194	237	170	67
25/11/79	27/03/80	281	208	297	294	290	260	30
02/12/80	29/03/81	300	232	318	310	311	275	36
21/10/81	30/03/ 82*	151	305	160	464	156	398	- 242
26/11/82	21/03/83	600	228	636	284	621	259	362

(\*) La ablación de Febrero y Marzo fue estimada.



## BIBLIOGRAFIA

1. Peña H., Narbona J. : Proyecto Glaciar Echaurren Norte. Informe Preliminar. Dirección General de Aguas. 1978
2. UNESCO-IASH : Combined heat, ice and water balance at selected glacier basins. Technical papers in hydrology S. I and II, 1970
3. De Quervain M.R. : Snow structure, heat, and mass flux through snow. The role of snow and ice in hydrology Vol. I. UNESCO-WMO-IAHS. 1972
4. Ostrem G., Stanley A.: Glacier Mass Balance Measurements. The Canadian Department of Energy, Mines and Resources and The Norwegian Water Resources and Electricity Board. N° 66. 1969
5. Corps of Engineers, U.S. Army: Snow Hydrology Portland, Oregon. 1956

## CRECIDAS DE DESHIELO

LUDWIG STOWHAS B. (\*)

### RESUMEN:

En el presente trabajo se da una síntesis de diversas metodologías para maximizar crecidas de deshielo basadas en correlaciones estadísticas, variables índices y métodos indirectos en base a la maximización de las variables meteorológicas que participan en el derretimiento de nieves.

La metodología se aplica a la Sección Río Aconcagua en Chacabuquito y se comparan los resultados con un análisis de frecuencia de las estadísticas de caudales máximos instantáneos de deshielo.

---

(\*) Ingeniero Civil. Profesor Depto. Obras Civiles Univ. Técnica Federico Santa María.

## CRECIDAS DE DESHIELO .

### 1. Introducción.-

Una de las aplicaciones más importantes de la Hidrología aplicada a la Ingeniería se refiere al análisis y estudio de crecidas o determinación de los caudales de diseño para el dimensionamiento de obras civiles que se vean afectadas por las aguas.

El objetivo de estos estudios será generalmente la determinación de las magnitudes de crecidas asociadas a distintos períodos de retorno o la definición de la llamada "crecida máxima probable".

Dependiendo del régimen del río, las crecidas de mayor importancia podrán ser de origen pluvial, nival o mixtas. En este último caso el estudio de crecidas deberá abordarse en forma separada para crecidas pluviales y nivales ya que la génesis de las mismas, forma de hidrogramas resultante y metodologías a emplear son esencialmente distintas.

En aquellos casos en que exista la información fluviográfica necesaria, el estudio de crecidas podrá abordarse por medio del análisis de frecuencia directo de la información disponible. En caso contrario, y para la determinación de la crecida máxima probable, deberá recurrirse a relaciones precipitación - escorrentía, hidrogramas unitarios u otras metodologías similares.

En las cuencas de tipo nival o mixto, la aplicación de estas metodologías se complica ya que el área aportante a las crecidas no es constante debido a la variabilidad de la zona cubierta por la nieve y a causa de que la variable de entrada para la aplicación de operadores de transformación, en el caso de crecidas de deshielo, es el derretimiento neto de la nieve, variable que a diferencia de la precipitación líquida, normalmente no está disponible.

Es por estas razones , probablemente, que existen diversas alternativas para abordar el problema de las crecidas nivales que implican la aceptación de hipótesis y supuestos más o menos subjetivos, no existiendo hasta la fecha procedimiento normalizados de aceptación universal para su solución.

Sin pretender que sean los únicos posibles de utilizar, ni menos una recomendación para su uso, se describen y comparan en este trabajo distintas alternativas utilizadas en Chile para abordar y resolver el problema de la maximización de crecidas de deshielo.

En particular, se analizan los resultados de estudios de crecidas desarrollados en el Río Aconcagua (1).

## 2. Metodologías utilizadas.-

En general, las metodologías utilizadas para la determinación de crecidas de deshielo se refieren al análisis de frecuencia directa de estadísticas de caudales máximos, métodos basados en correlaciones estadísticas y variables índices, y métodos indirectos basados en la maximización de las variables meteorológicas involucradas en el fenómeno utilizando fórmulas empíricas o modelos de simulación. Los procedimientos utilizados en el estudio en referencia fueron los siguientes:

### 2.1. Método de correlaciones.-

#### a) Planteamiento del método.-

Para la aplicación de este método se consideran las series históricas que corresponden a los caudales medios mensuales, caudales medios del mes de máxima, caudales máximos medios diarios y caudales máximos instantáneos; todos ellos en el período de deshielo (Septiembre - Abril) en la sección en estudio y un índice de precipitación anual.

Se estudia la dependencia entre las series del siguiente modo:

- i) Correlación entre el Índice de Precipitación Anual y el caudal medio del período de deshielo.
- ii) Correlación entre el caudal medio del período de deshielo y el caudal medio del mes de máxima.
- iii) Correlación entre el caudal medio del mes de máxima y el caudal máximo medio diario.
- iv) Correlación entre el caudal máximo medio diario y el gasto máximo instantáneo.

Para determinar el gasto máximo instantáneo, se maximiza el Índice de

Precipitación Anual y se utilizan las envolventes de las relaciones anteriores

El índice de precipitación anual se maximiza de acuerdo a dos criterios:

- i) Considerando el Índice de Precipitación Anual con un período de retorno dado.
- ii) Calculando el Índice de Precipitación Anual en base a los mayores valores mensuales registrados históricamente.

Para maximizar de acuerdo al primer método se hace un análisis de frecuencia de las precipitaciones anuales para todo el período con información.

b) Aplicación del método.-

Este procedimiento se aplicó a la sección Río Rconcagua en Chacabuquito usando como índice de precipitación la estación Riecillos.

Las ecuaciones de regresión y las envolventes superiores trazadas a las correlaciones entre las variables en juego fueron:

$$Q_{sa} = 5.97 + 0.073 P \quad r^2 = 0.909$$

$$\text{Envolvente } Q_{sa} = 18.3 + 0.073 P$$

$$Q_{mm} = 1.035 Q_{sa}^{1.162} \quad r^2 = 0.934$$

$$\text{Envolvente } Q_{mm} = 43 + 1.035 Q_{sa}^{1.162}$$

$$Q_{md} = 1.442 Q_{mm} \quad r^2 = 0.916$$

$$\text{Envolvente } Q_{md} = 31 + 1.563 Q_{mm}$$

$$Q_{mi} = 1.178 Q_{md} \quad r^2 = 0.991$$

$$\text{Envolvente } Q_{mi} = 10 + 1.178 Q_{md}$$

Donde:

$$P = \text{precipitación anual (mm)}$$

$$Q_{sa} = \text{caudal estacional Sept. a Abril (m}^3\text{/s)}$$

$Q_{mm}$  = caudal medio del mes de maxima  
 $Q_{md}$  = caudal máximo medio diario  
 $Q_{mi}$  = caudal maximo instantáneo

Efectuando un análisis de frecuencia a las precipitaciones anuales en Riecillos y considerando la distribución de mejor ajuste, que en este caso corresponde a una distribución Log -Normal 2, resulta para el período de retorno de 1 en 10.000 años un valor de precipitación anual de 2.600 mm.

Utilizando los mayores valores mensuales registrados históricamente se obtiene un Índice de Precipitación Anual de 2.625 mm.

En definitiva y dado lo similar de los valores obtenidos por ambos métodos se adoptó como Índice de Precipitación Anual un valor de 2.600 mm

De acuerdo a este valor y como ya se expresó, utilizándose las envolventes superiores de las correlaciones indicadas, se obtiene un valor de caudal máximo instantáneo de:

$$Q \text{ max. inst.} = 1.067 \text{ (m}^3\text{/s)}$$

## 2.2 Método de separación y análisis de hidrogramas.-

### a) Planteamiento del método.-

Para la aplicación de este método se consideran todos los limnigramas disponibles en Aconcagua en Chacabuquito, correspondientes al período en que ocurre el caudal máximo medio diario producto del deshielo.

Para cada crecida se determinó el volumen de escorrentía directa producto del derretimiento del día, el caudal máximo instantáneo del hidrograma de escorrentía directa, los caudales instantáneos a 24 y 48 horas del máximo y del caudal base máximo. En la figura n° 1 se incluye un esquema explicativo de como se definen dichas variables.

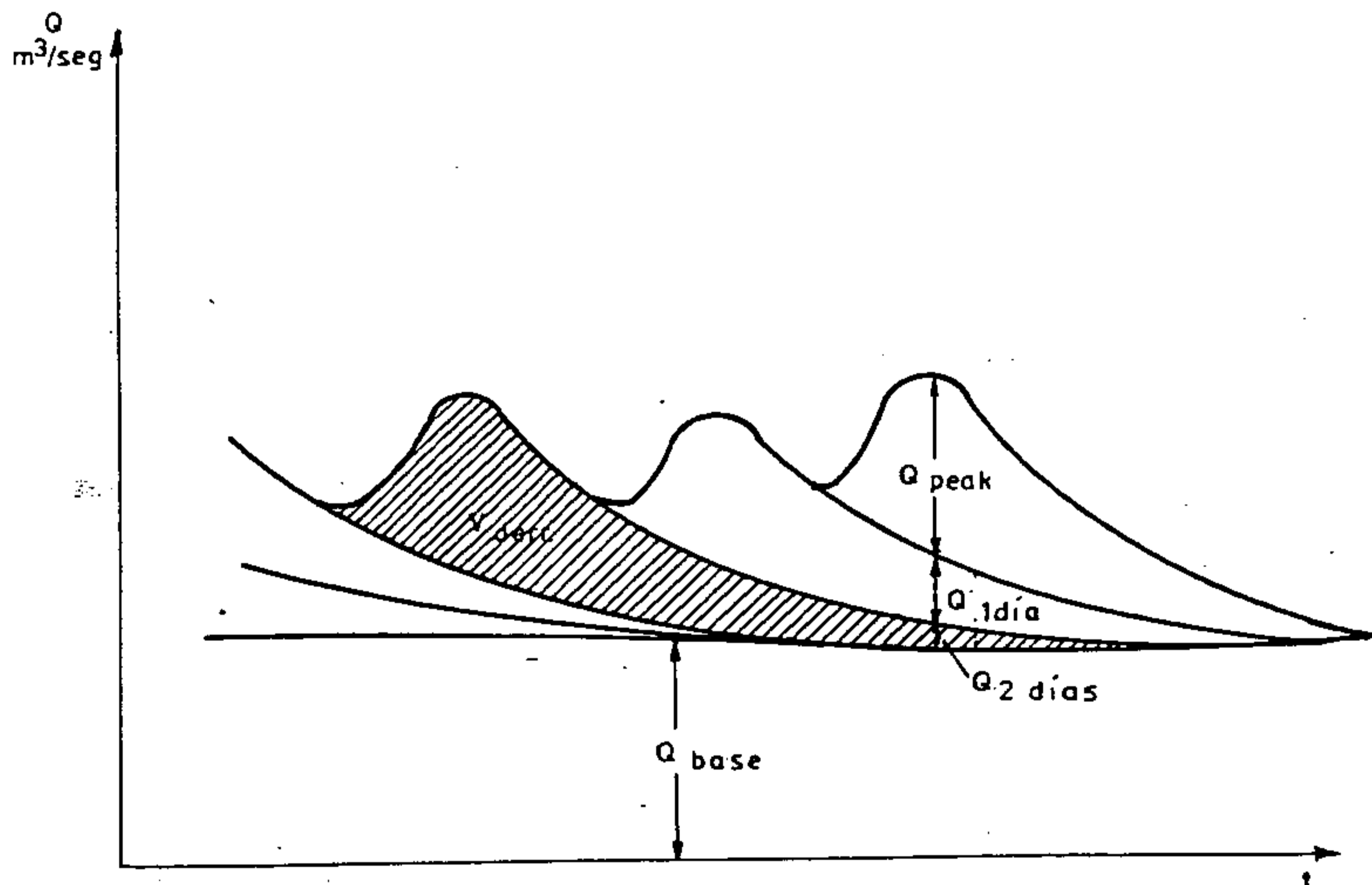
De acuerdo a esta separación de hidrogramas se cumple que:

$$Q \text{ max inst.} = Q_{\text{peak,derret}} + Q_{\text{1dia,rec}} + Q_{\text{2dia,rec}} + Q_{\text{base}}$$

Donde:

- $Q_{\text{peak, direct}}$  = caudal máximo instantáneo del hidrograma de escorrentía directa del día de máximo gasto medio diario.
- $Q_{1\text{ día, rec}}$  = caudal de la recesión de la escorrentía directa. 24 horas después del peak.
- $Q_{2\text{ días, rec}}$  = caudal de la recesión en la escorrentía directa 48 horas después del peak.
- $Q_{\text{base}}$  = caudal del flujo base máximo.

Fig. 1 - ESQUEMA DE SEPARACION DE HIDROGRAMAS



La dependencia entre las distintas variables se estableció en base a las siguientes correlaciones:

$$- Q_{\text{max,inst}} = Q_{\text{peak,derret}} + Q_{\text{1dia,rec}} + Q_{\text{2dias,rec}} + Q_{\text{base}}$$

Donde:

$Q_{\text{peak,derret}}$  = caudal máximo instantáneo del hidrograma de escorrentía directa del día de máximo gasto medio diario.

$Q_{\text{1dia,rec}}$  = caudal de la recesión de la escorrentía directa. 24 horas después del peak.

$Q_{\text{2dias,rec}}$  = caudal de la recesión de la escorrentía directa 48 hrs. después del peak.

$Q_{\text{base}}$  = caudal del flujo base máximo.

La dependencia entre las distintas variables se estableció en base a las siguientes correlaciones:

- Caudal máximo instantáneo de escorrentía directa del día de máximo gasto medio diario vs. volumen de escorrentía directa diario.

- Caudal de recesión a 24 horas vs. caudal máximo instantáneo

- Caudal de recesión a 48 horas vs. caudal de recesión a 24 horas

- Caudal base máximo vs. volumen de derretimiento diario.

Para la aplicación de este método se maximiza el volumen de derretimiento diario, lo cual se logra con un análisis de frecuencia de esta variable. Para determinar cada uno de las componentes del caudal máximo instantáneo se utilizan las envolventes superiores a las correlaciones antes establecidas.

b) Aplicación del método.-

Las ecuaciones de regresión obtenidas por mínimos cuadrados y las envolventes superiores a las relaciones entre las variables resultaron las siguientes:

$$\begin{array}{l} Q_{\text{max}} \\ \text{Envolvente } Q_{\text{max}} \end{array} \quad \begin{array}{l} = 11.32 U \\ = 11.94 U + 5.4 \end{array} \quad r^2 = 0.958$$



	$Q_{24}$	$= 0.304 Q_{max}$	$r^2 = 0.885$
Envolvente	$Q_{24}$	$= 0.304 Q_{max} + 3.0$	
	$Q_{48}$	$= 0.304 Q_{24}$	$r^2 = 0.912$
Envolvente	$Q_{48}$	$= 0.304 Q_{24} + 0.96$	
	$Q_{base}$	$= 19.16U - 7.19$	$r^2 = 0.675$
Envolvente	$Q_{base}$	$= 33.0 U - 10.30$	

Donde:

- $U$  = volumen derretimiento diario (mm<sup>3</sup>)
- $Q_{max}$  = caudal máximo de escorrentía directa (m<sup>3</sup>/s)
- $Q_{24}$  = caudal a 24 horas
- $Q_{48}$  = caudal a 48 horas
- $Q_{base}$  = caudal base

Se observa que existe bastante buena correlación entre las variables volumen de derretimiento diario y caudal máximo instantáneo del hidrograma de escorrentía directa del día de máximo gasto medio diario; entre esta última y el gasto de la recesión de la escorrentía directa 24 horas después del peak y entre ésta y el gasto de la recesión de la escorrentía directa 48 horas después del peak. La correlación entre el volumen de derretimiento diario y el caudal base máximo es de bastante menor calidad.

Para un período de retorno de  $T = 10.000$  años; la extrapolación según la curva límite superior del intervalo de confianza 90 % del análisis de frecuencia de los volúmenes de derretimiento diario, entrega un valor de:

$$U_{\text{diario,derret}} = 32.0 \times 10^6 \text{ (m}^3\text{)}$$

Esto implica para las otras componentes de acuerdo a las correlaciones y metodología explicada los siguientes valores:

$V_{\text{diario,derret}}$ ( $10^6 \text{m}^3$ )	$Q_{\text{peak,derret}}$ ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	$Q_{1\text{día,rec}}$ ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	$Q_{2\text{día,rec}}$ ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	$Q_{\text{base}}$ ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	$Q_{\text{max.inst}}$ ( $\text{m}^3/\text{s}$ )
32.0	387.5	120.8	37.1	1045.7	1591.7

Para verificar el valor del gasto base máximo, dado que la correlación de éste con el volumen de derretimiento diario no posee un coeficiente de correlación muy aceptable, se efectuó un análisis de frecuencia de los gastos base máximos. Para un retorno de 10.000 años, el caudal base máximo alcanza el orden de 600  $\text{m}^3/\text{s}$ , menor que el obtenido en base a correlaciones. En este caso, el caudal máximo instantáneo sería de:

$$Q_{\text{max. inst}} = 1046 \text{ m}^3/\text{s}$$

### 2.3. Maximización de las condiciones de derretimiento.-

El derretimiento de las nieves ocurre en la temporada de primavera y verano como producto de la metamorfosis del manto de nieve y de la creciente disponibilidad de energía.

En este sentido, el derretimiento potencial es creciente con la temporada alcanzando un máximo en Enero, mes en que el balance energético alcanza sus valores más altos.

Por otra parte, el derretimiento continuo de la nieve a lo largo de la temporada, asociado a la disminución de las precipitaciones en el período estival, va reduciendo las reservas nivales provocando una disminución del área efectiva aportante al derretimiento.

De la combinación de ambos factores resultan en la práctica que las crecidas máximas se producen entre los meses de Octubre a Enero, dependiendo de las características de la cuenca y de la importancia relativa de los factores que condicionan el derretimiento real: disponibilidad de nieve a derretir y disponibilidad de energía total.

Para los propósitos de definir una crecida máxima probable, se ha simulado la combinación más favorable al derretimiento, es decir, la máxima cobertura de nieve posible combinada con las condiciones meteorológicas más favorables del derretimiento de nieves.

## a) Máxima cobertura de nieve.-

La situación habitual en los ríos de la zona central en la época de las máximas crecidas de deshielo, es que la cobertura de nieve se encuentre bastante reducida, aportando nieve sólo las cumbres, cajones altos y los glaciares. Por esta razón se ha considerado como situación más desfavorable la posibilidad de una nevada tardía que cubra de nieve un máximo porcentaje de la cuenca, seguido de un período altamente favorable al derretimiento.

Para determinar la máxima cobertura de nieve provocada por una nevada tardía se ha considerado que ella ocurre con la mínima temperatura media diaria, y que la precipitación es nival para las zonas en que la temperatura del aire es menor que  $1.3^{\circ}\text{C}$ .

Esta temperatura se minimizó, minimizando las temperaturas máxima y mínimas mediante las siguientes expresiones:

$$T_{\text{max. min}} = T_{\text{max}} - 1.5 \sigma t$$

$$T_{\text{min. min}} = T_{\text{min}} - 1.5 \sigma t$$

donde  $\sigma t$  es la desviación standard

Por lo tanto, la temperatura mínima promedio se obtiene de :

$$T_{\text{min}} = \frac{T_{\text{max. min}} + T_{\text{min. min.}}}{2}$$

En forma análoga se determinó la maximización de las temperaturas medias, es decir:

$$T_{\text{min. max}} = T_{\text{min}} + 1.5 \sigma t$$

$$T_{\text{max. max}} = T_{\text{max}} + 1.5 \sigma t$$

y por lo tanto:

$$T_{\text{max}} = \frac{T_{\text{min. max}} + T_{\text{max. min}}}{2}$$

A partir de la estadística de temperatura de la estación Los Andes, de la

curva hipsométrica de Aconcagua en Chacabucuito y adoptando un gradiente de temperatura típicos de la zona (2) se obtiene el siguiente cuadro.

Cuadro n°1 Resumen de coberturas de nieve para distintos meses

MES	Tmin °C	Cota nieve (msnm)	Area %	Cubierta km2	Tmax °C
Oct.	3.2	1440	97.5	2006	26.3
Nov.	7.9	2300	86.5	1779	29.7
Dic.	11.1	2720	75.5	1553	30.9
Ene.	13.2	3000	67.0	1378	31.2
Feb.	12.9	2940	68.5	1410	30.2

b) Estimación del derretimiento.-

Para la estimación del derretimiento se adoptó la fórmula propuesta por U.S. Army Corps of Engineers (3)

$$M = 3.871k'l(1-a) + (1-N) [ 29.078 (Ta-Tn) - 640.08 ] + 39.776 N(Tc-TN) + 7.159 vk [ 0.22(Ta-Tn) + 0.78 (Tr-Tn) ] \text{ (mm/mes)}$$

En que :

- l = radiación solar incidente (cal/cm2/dia)
- a = albedo de la nieve
- k' = factor de exposición a la radiación
- n = nubosidad
- Ta = temperatura del aire (°C)
- Tn = temperatura de la nieve (°C)
- Tc = temperatura de las nubes (°C)
- v = velocidad media diaria del viento (km/hr)
- Tr = temperatura de rocío (°C)

Suponiendo condiciones de derretimiento (Tn = 0°C) se sometió la fórmula a un análisis de sensibilidad con las variables de entrada dentro de un rango razonable de variación de cada una y se determinó que el máximo derretimiento se obtiene para las siguientes condiciones :

Minimización de:

- n = nubosidad
- a = albedo de la nieve

Maximización de:

- l = radiación solar
- k' = exposición de la radiación
- Ta = temperatura media del aire
- Tc = temperatura de las nubes
- Tr = temperatura de rocío
- v = velocidad del viento
- k = factor de exposición al viento

La maximización de las variables relativas al viento queda sujeta a la existencia de temperaturas de rocío mayores de 0°C, situación que es posible en gran parte de la cuenca en consideración.

De acuerdo a esto, se adoptaron los siguientes valores para las variables que se estimaron independientes de la altitud y época del año:

- n = 0 : día despejado
- k' = 1.1 : valor máximo recomendado en la bibliografía
- k = 1.0 : valor máximo recomendado en la bibliografía.

Para considerar la variación de las variables l, Ta, Tr y v con la altura, se procedió a dividir arbitrariamente la cuenca en 6 bandas; 1 banda de precipitación pluvial bajo la cota mínima y 5 bandas de precipitación nival de igual área.

Para estimar la radiación solar l sobre la superficie del terreno, se empleó una fórmula desarrollada en el Laboratorio de Nieves en Farellones de la Universidad de Chile (4)

$$l = 0.863 I_0 e^{-0.017e/\cos z}$$

- donde:
- $I_0$  = radiación solar en el límite exterior de la atmósfera
  - e = presión de vapor del aire en mb.
  - z = ángulo cenital del sol al mediodía.

Para la maximización de las variables temperatura del aire, temperatura de rocío y velocidad del viento, se consideró la maximización de una secuencia meteorológica de tres días, de acuerdo a los siguientes criterios.

- Para la velocidad del viento; se adoptó un perfil de velocidades con la altura basado en los registros disponibles en las estaciones Los Andes, Juncal y Cristo Redentor, se adoptó una velocidad media diaria maximizada para el día más crítico de 35 km/hr, que corresponde a un valor alto; pero posible en esa estación. La secuencia de tres días se estimó en base a velocidades de viento crecientes de magnitudes 50%, 75%, y 100% del valor máximo.

Para las temperaturas medias diarias del aire, la secuencia de tres días se definió adoptando la temperatura media diaria maximizada para el tercer día, la temperatura maximizada del promedio de tres días para el segundo y determinando la temperatura del primer día, de manera que el promedio de los tres días coincidiese con el promedio maximizado previamente establecido.

- Las temperaturas de rocío se estimaron a partir de la temperatura del aire en cada banda, adoptando una secuencia de humedades relativas medias diarias maximizadas de 70%, 65% y 60% que corresponden a valores altos pero posibles para días despejados.

Finalmente, para el albedo de la nieve se adoptó la curva más desfavorable de las propuestas por Amorochó y Espíldora (5) y que corresponde al período de derretimiento con la máxima disminución del albedo en función de la edad de la nieve.

#### c) Maximización de las precipitaciones.-

Para determinar las precipitaciones maximizadas en cada banda, se hizo un análisis de frecuencia de las máximas tormentas individuales del período Octubre - Febrero en la estación de Riecillos. Se obtuvo como distribución de mejor ajuste una logarítmica normal 3, con la que para un período de retorno de 1000 años resulta un valor de  $P = 200$  mm. Con la cota media de cada banda y una estimación de la variación de la precipitación con la altura, se obtiene una precipitación maximizada sobre las bandas en cuestión.

De acuerdo a los criterios anteriormente expuestos, los valores resultantes para cada una de las bandas en cada uno de los meses son los indicados en el cuadro n°2 adjunto.

CUADRO 2 Resumen de variables meteorológicas (mes de Noviembre)

Banda N°	Día	Temp. T(°C)	Presión de Vapor Sat. $e_s$ (mb)	Hum. relat. h %	Presión de Vapor del Aire e (mb)	Temp. Rocfo $T_R$ (°C)	Radiac. Solar I (ly/dfa)	Velocid. Viento V (km/hr)
1	1	11.1	14.50	70	10.15	6.41	795	14.0
	2	15.8	20.49	65	13.32	9.97	752	20.5
	3	20.5	28.64	60	17.19	13.39	703	27.5
2	1	7.3	10.87	70	7.61	2.73	831	15.5
	2	11.9	15.39	65	10.00	6.23	797	23.0
	3	16.5	21.56	60	12.93	9.58	757	31.0
3	1	4.5	8.75	70	6.12	0.02	853	17.0
	2	9.2	12.57	65	8.17	3.63	823	25.5
	3	13.9	17.84	60	10.71	7.10	787	34.0
4	1	0.8	6.52	70	4.56	-3.56	876	18.0
	2	5.6	9.53	65	6.20	0.17	852	27.0
	3	10.4	13.76	60	8.26	3.77	822	35.5
5	1	-5.5	3.88	70	2.71	-9.66	905	20.0
	2	-0.9	5.68	65	3.69	-6.09	891	30.0
	3	3.7	8.21	60	4.93	-2.63	871	40.0

Fórmulas :

$$1) \quad e_s = 6.11 e^{6038,7 \left( \frac{1}{273} - \frac{1}{273 + T_a} \right)} \quad (\text{mb}) \quad 2) \quad e = h \cdot e_s \quad (\text{mb})$$

$$3) \quad T_R = \frac{1}{1/273 - (\ln e / 6.11) / 6038.7} - 273 \quad (^\circ\text{C})$$

$$1) \quad I = 0.863 I_0 e^{-\frac{0.017 e'}{\cos Z}} \quad (\text{ly/dfa}) \quad \text{en que : } e' = \frac{760}{1013} e \quad (\text{mm de Hg})$$

1.13.8

d) Síntesis de las crecidas.-

Aplicando la fórmula del derretimiento a cada banda se determinó el derretimiento medio en la cuenca para cada día después de la tormenta. Esto permitió calcular el volumen de derretimiento diario en la cuenca descontando pérdidas por infiltración y evaporación en forma conservadora, según se indica en el cuadro n°3.

Finalmente utilizando las correlaciones entre los distintos componentes del caudal máximo instantáneo incluídas anteriormente, se reconstituyeron los caudales máximos instantáneos de la crecida máxima probable.

El mes más desfavorable resulta el de Noviembre con caudales máximos de escorrentía directa de :

$$Q_{\max} = 1.832 \text{ (m}^3\text{/s)}$$

Al caudal máximo obtenido debe sumarse un gasto base, para lo que se ha elegido un gasto base con período de retorno 1 en 1.000 años, lo que de acuerdo al Análisis de Frecuencia Analítico de dichos gastos resulta de :

$$Q_{\text{base}} = 211 \text{ m}^3\text{/s}$$

Finalmente, se obtiene como gasto de crecida máxima probable por derretimiento:

$$Q_{\max} = 2043 \text{ (m}^3\text{/s)}.$$

3.- Comparación de resultados.-

De acuerdo a los métodos alternativos expuestos, las estimaciones de la máxima crecida de deshielo para el Río Roncoagua serían las siguientes:

Metodo	Caudal (m <sup>3</sup> /s)
- Correlaciones con Índice de Precipitación	1067
- Separación de hidrogramas, caudal base por correlación	1592
- Separación de hidrogramas. Caudal base indep.	1046
- Maximización del derretimiento	2043



CUADRO 3 Resumen de cálculos para la determinación del caudal máximo de deshielo en el mes de Noviembre.  
(Balances diarios)

Banda N°	Día N°	Derret. M (mm)	Precipit P (mm)	Infiltrac. I (mm)	Evapor. E (mm)	P - M (m)	Derret, Neto M <sub>Neto</sub> (mm)
1	0	-	350.0	-	-	350.00	-
	1	43.62	-	50	5	306.38	-
	2	86.38	-	-	5	220.00	70.00
	3	134.59	-	-	5	85.41	129.59
	4	85.41	-	-	5	-	80.41
2	0	-	387.0	-	-	387.00	-
	1	30.22	-	50	5	356.78	-
	2	70.83	-	-	5	285.95	41.05
	3	117.62	-	-	5	168.33	112.62
	4	77.62	-	-	5	90.71	72.62
	5	81.01	-	-	5	9.70	76.01
	6	9.70	-	-	5	-	4.70
3	0	-	403.00	-	-	403.00	-
	1	18.58	-	30	5	384.42	-
	2	58.01	-	-	5	326.41	36.59
	3	104.33	-	-	5	222.08	99.33
	4	65.02	-	-	5	157.06	60.02
	5	68.52	-	-	5	88.54	53.52
	6	72.03	-	-	5	16.51	67.03
	7	16.51	-	-	5	-	11.51
4	0	-	421.0	-	-	421.00	-
	1	0.59	-	30	5	420.41	-
	2	35.21	-	-	5	385.20	-
	3	77.37	-	-	5	307.83	68.17
	4	42.46	-	-	5	265.37	37.46
	5	46.09	-	-	5	219.28	41.09
	6	49.72	-	-	5	169.56	44.72
	7	50.93	-	-	5	118.63	45.93
	8	52.14	-	-	5	66.49	47.14
	9	54.56	-	-	5	11.93	49.56
	10	11.93	-	-	5	-	6.93
5	0	-	445.0	-	-	445.00	-
	1	-	-	10	5	445.00	-
	2	-	-	-	5	445.00	-
	3	17.42	-	-	5	427.58	-
	4	-	-	-	5	427.58	-
	5	-	-	-	5	427.58	-
	6	1.80	-	-	5	425.78	-
	7	3.07	-	-	5	422.71	-
	8	4.33	-	-	5	418.38	-
	9	6.86	-	-	5	411.52	-
	10	8.13	-	-	5	403.39	-

A modo de comparación, el análisis de frecuencia a los gastos máximos instantáneos de deshielo, utilizando la distribución de mejor ajuste, en este caso una distribución logarítmica - normal de 3 parámetros, arroja los siguientes resultados.

Período de retorno (años)	Caudal (m <sup>3</sup> /s)
1000	901
5000	1232
10000	1396

Se observa en general una concordancia razonable entre las crecidas calculadas por diversos métodos y los rangos de caudales dados por el análisis de frecuencia para crecidas milenarias a decamilenarias.

Sólo el método de maximización del derretimiento aparece con una magnitud relativamente sobre valorada.

En todo caso el caudal 2000 m<sup>3</sup>/seg está dentro del intervalo de confianza del 90% correspondiente a la crecida decamilenaria.

#### Referencia bibliográfica.-

(1) CICA, Binnie and Part. Hunt Tech. "Estudio Integral de riego de los Valles de Aconcagua, Putaendo, Ligua y Petorca", Estudio hidrológico. Comisión Nacional de Riego, Stgo. 1979.

(2) CICA, Binnie and Part. Hunt. Tech. "Estudio Integral de Riego de los Valles de Aconcagua, Putaendo, Ligua y Petorca. Estudio Agroclimático, Comisión Nacional de Riego, Stgo 1979.

(3) U.S. Army, Corps of Engineers, "Snow Hidrology" North Pacific Div. Portland, Oregon 1956.

(4) Espíldora B. y L. Stowhas, "Instalación y Operación de un Laboratorio de Hidrología de Nieves". Depto. Obras Civiles U.de Chile 1968.

(5) Amorocho J y B. Espíldora, "Mathematical Simulation of the Snow Melting Process" Dept. Water Science and Eng. Univ. California, Davis 1976.

PROGRAMA HIDROLOGICO INTERNACIONAL  
JORNADAS DE HIDROLOGIA DE NIEVES Y HIELOS  
EN AMERICA DEL SUR

BALANCE RADIATIVO DEL MANTO DE NIEVE  
EN LA ALTA CORDILLERA DE SANTIAGO

Humberto Peña T. (1)

Fernando Vidal J. (2)

Carlos Salazar M. (3)

R E S U M E N

Este trabajo analiza la información cuantitativa y cualitativa obtenida durante cinco campañas de medición de los flujos radiativos realizadas en diferentes glaciares de la Alta Cordillera de la cuenca del río Maipo, frente a Santiago; y la información de radiación solar global de cinco estaciones meteorológicas ubicadas en la misma cuenca y comprendidas en el rango de elevación de 900 a 3800 m.s.n.m.

Con la información de radiación solar global se han determinado coeficientes de transparencia de la atmósfera y su variación con la elevación. Con la información obtenida en las campañas de medición se han calculado y analizado los respectivos balances radiativos, se determinaron valores de albedo en función de las características del manto nival y se probaron diversas relaciones empíricas para determinar el balance de radiación de onda larga. Con respecto al balance de radiación de onda larga, se concluye que es necesario incorporar una corrección para considerar el efecto de la elevación en las fórmulas empíricas.

El trabajo propone una relación para el cálculo del balance de radiación de onda larga.

(1) Ing. Civil; Dirección General de Aguas. Chile

(2) Meteorólogo; Dirección General de Aguas. Chile

(3) Egresado Ing. Civil; Universidad de Chile

## 1. INTRODUCCION

Los estudios realizados en la Cordillera de Los Andes en la latitud de  $33^{\circ} 30'$  demuestran que el aporte de energía para el proceso de fusión de la nieve, se origina básicamente en el intercambio radiativo entre el manto de nieve y el medio. En campañas desarrolladas durante los meses de enero a marzo, entre los 3.800 y 4.600 m.s.n.m., se obtiene que en promedio del orden del 75% de las fuentes de energía corresponden al balance radiativo (1) (2) (3). En análisis de correlaciones considerando diversas variables meteorológicas, el balance radiativo neto es aquella que explica en forma más adecuada la fusión nival, con coeficientes de correlación del orden de 0,86 (3) (4).

De acuerdo a lo anterior, la Dirección General de Aguas (DGA) desde 1978 ha realizado mediciones de las componentes del balance radiativo en diversos glaciares de la cuenca del río Maipo, frente a Santiago. El presente informe tiene por objetivos entregar los principales resultados de las mediciones y verificar la validez, o calibrar si corresponde, las aproximaciones empíricas desarrolladas en otros países para determinar el balance radiativo. En este sentido, cabe destacar que la zona en estudio tiene una elevación mayor que la de los lugares donde dichas expresiones han sido deducidas y además presenta fenómenos muy peculiares, como es el caso de la existencia de los "penitentes".

La ubicación general de la zona del estudio se muestra en el mapa de la Figura N° 1.

## 2. ASPECTOS TEORICOS

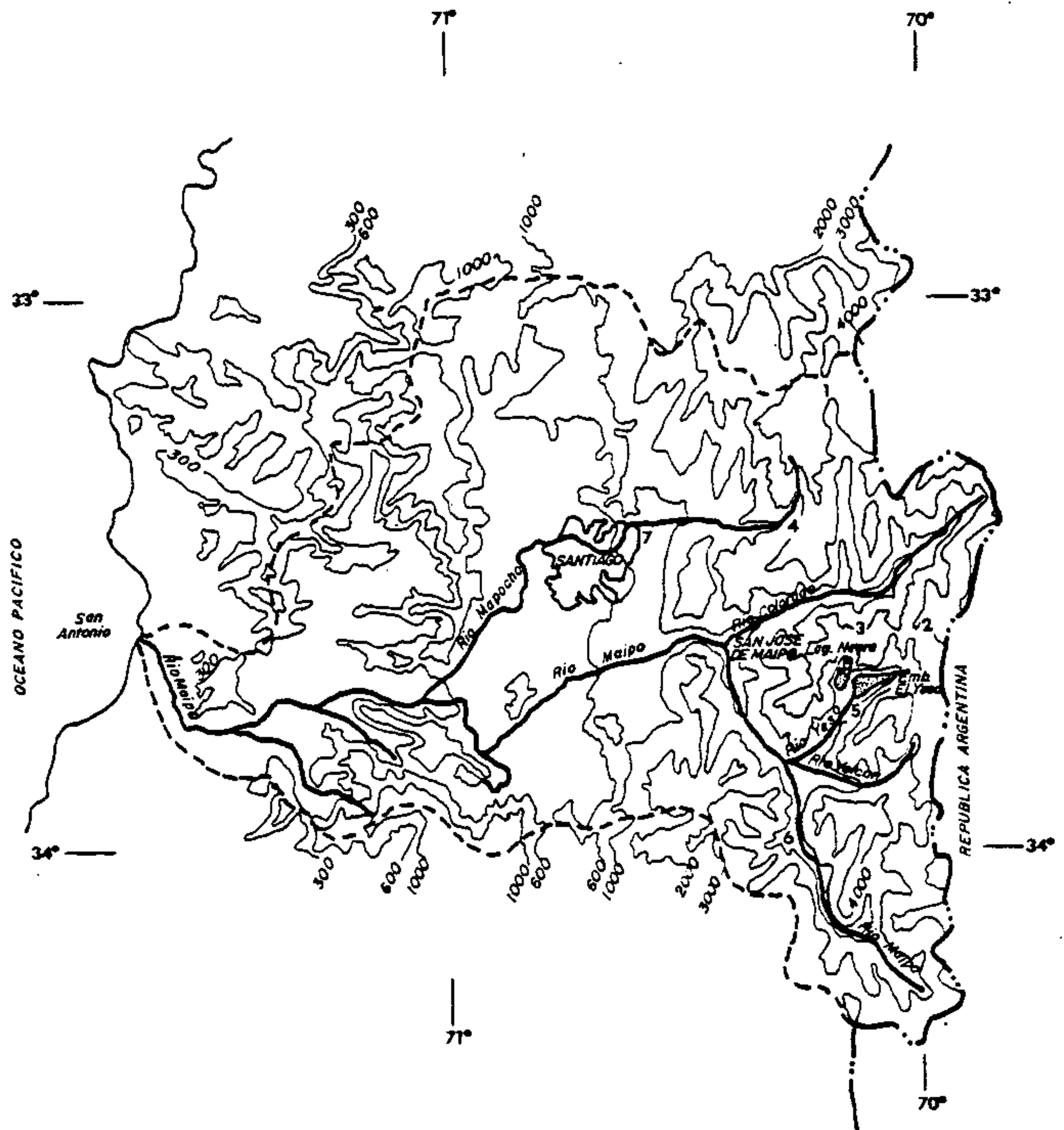
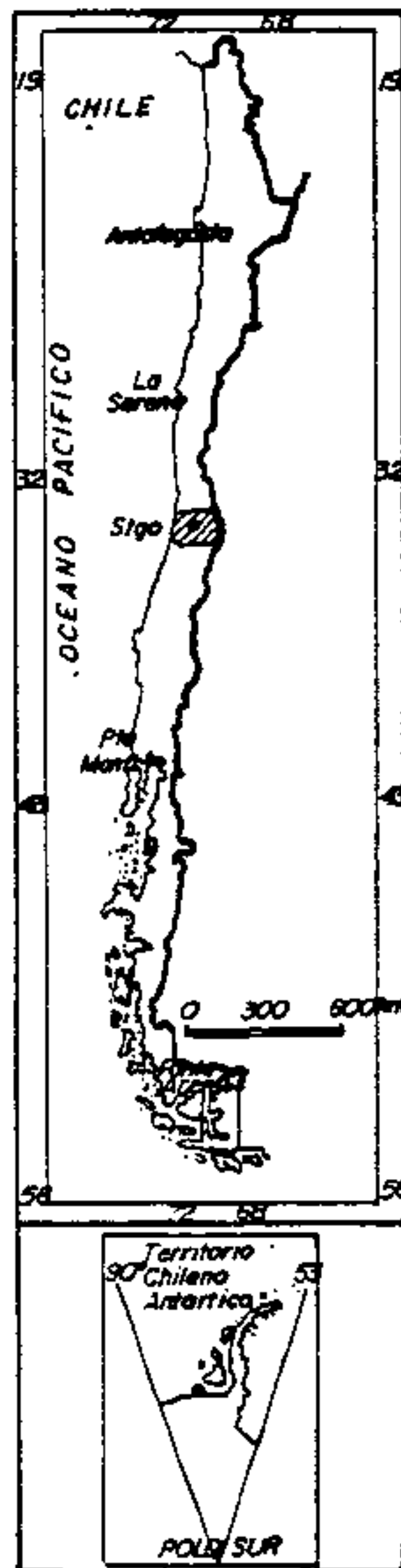
En los intercambios de flujos radiativos involucrados en la fusión de la nieve, conviene distinguir entre los flujos radiativos de onda corta ( $0,15\mu < \lambda < 3\mu$ ) y de onda larga ( $3\mu < \lambda < 80\mu$ ). De este modo el balance radiativo neto, medido horizontalmente, a una cierta distancia de la superficie de nieve (1 - 1,5 m) queda expresado como:

$$BRNE = BROC + BROL$$

[ 1 ]

# UBICACION DE LA ZONA DE ESTUDIO

ESC. 1:1.500.000



- 1- GLACIAR OLIVARES
- 2- GLACIAR BELLO
- 3- GLACIAR ECHAURREN NORTE
- 4- FARELLONES
- 5- EMBALSE EL YESO
- 6- LAS MELOSAS
- 7- CERRO CALAN

FIG. N°1

El término BROC considera la radiación solar global incidente y la reflejada desde la superficie de nieve. En este rango la nieve presenta una reflectividad o albedo ( $\alpha$ ) prácticamente constante para las diferentes longitudes de onda y para ángulos de incidencia no excesivamente grandes. El término BROC se escribe entonces como:

$$\text{BROC} = \text{ROCI} - \text{ROCR} = (1 - \alpha) \text{ROCI} \quad [2]$$

La ROCI en días despejados es posible estimarla en función de la radiación incidente en el tope de la atmósfera (ROCT), para lo cual es necesario evaluar la atenuación que experimenta debido a fenómenos de dispersión, reflexión y absorción por parte de los elementos constitutivos de la atmósfera, especialmente ozono, vapor de agua y polvo. Para ello se define un coeficiente de transparencia, según la siguiente relación:

$$CT = \frac{\text{ROCI}}{\text{ROCT}} \quad [3]$$

El valor de ROCT se puede calcular en función de la distancia al sol, la declinación solar y el ángulo horario.

Un efecto que adquiere importancia cuando el albedo de la superficie es alto, es el de las reflexiones múltiples entre la superficie y la atmósfera (7). El incremento de la radiación recibida en este caso viene dada por el factor:

$$f = \frac{1}{1 - \gamma \alpha} \quad [4]$$

En el rango de las ondas largas se tienen 2 fuentes emisoras: la atmósfera y la superficie de nieve. En este caso la nieve se comporta en forma muy cercana a un cuerpo negro, absorbiendo toda la radiación que le llega y emitiendo de acuerdo a la ley de Stefan. De este modo:

$$\text{ROLN} = \epsilon_n \sigma T_n^4 \quad [5]$$

Usualmente se acepta  $\epsilon_n = 1$ , aunque hay investigadores que usan un

valor de  $E_n = 0.98$  ( 11). En este rango el comportamiento de la atmósfera depende de cada longitud de onda, emitiendo y absorbiendo en algunas bandas como un cuerpo negro, mientras que en otras resulta prácticamente transparente. Este comportamiento se debe al dióxido de carbono y al vapor de agua, resultando especialmente importante este último por su variabilidad temporal y espacial. De este modo, la emisión de radiación de onda larga depende de la humedad y temperatura en toda la columna de aire, sin embargo considerando que con frecuencia se dispone solamente de información de estas variables en superficie, se han planteado numerosas expresiones más o menos empíricas que entregan la radiación atmosférica en función de dicha información. Todas estas expresiones son de la forma:

$$ROLA = E_a \sigma T_a^4 \quad [ 6 ]$$

con  $E_a$  expresado en función de la presión de vapor y de la temperatura al nivel de los instrumentos de las estaciones meteorológicas convencionales.

Entonces el balance radiativo de onda larga resulta:

$$BROL = ROLA - ROLN \quad [ 7 ]$$

En días nublados se ha propuesto corregir esta expresión de la siguiente forma ( 5 ) :

$$BROL = (1-KN) BROL_o \quad [ 8 ]$$

En el Cuadro N° 1 se entrega una recopilación de fórmulas para determinar el valor de BROL. En las expresiones que no han sido propuestas con corrección para días nublados se ha aceptado la corrección de la expresión anterior.

En el cálculo de la radiación atmosférica, usualmente no se ha incluido corrección por la elevación sobre el nivel del mar de la estación de con

trol. Solamente se dispone de la corrección deducida por Deacon (6) para la ecuación de Swinbank, en base a información de Norteamérica, la cual es de la siguiente forma:

$$E_a = E_o + E_c \quad [9]$$

con  $E_c = -.165 (0.4343 \frac{Z}{2700} - \log P/P_o)$  [10]  
 y  $E_o$  la emisividad referida al nivel del mar

### 3. DATOS UTILIZADOS E INSTRUMENTACION

En el Cuadro N° 2 se indican las estaciones meteorológicas con sus correspondientes coordenadas geográficas, elevación y períodos de control utilizados en el análisis de la onda corta incidente. En el Cuadro N° 3 se entregan antecedentes análogos correspondientes a las campañas de medición detalladas del balance radiativo, el total de días observados durante estas campañas es de 64, de los cuales 38 corresponden a días con nubosidad media diaria inferior a 1/8.

La ubicación de los lugares de control se aprecia en el mapa de la Figura N° 1.

La radiación incidente se mide en las estaciones meteorológicas convencionales mediante actinógrafos Fuess del tipo semanal. En el Laboratorio de Nieves de Farellones y en la plataforma de colección de datos del glaciar Echaurren se han utilizado piranómetros Eppley. Los instrumentos empleados en cada una de las campañas para medir las componentes del balance radiativo, se indican en el Cuadro N° 4. En dicho cuadro se incluye además información acerca de los instrumentos de medición de algunas variables meteorológicas que intervienen en la determinación indirecta de las componentes del balance.

La instalación de los sensores en las diferentes campañas ha fluctuado entre 1.0 y 1.50 m. del manto de nieve. La frecuencia de control no fue regular, siendo en general durante el período diurno de 2 horas u horaria, y



en la noche de 2 a 3 horas.

#### 4. ANALISIS DE RESULTADOS

##### 4.1 Balances Radiativos Medios

En el Cuadro N° 5 se entrega el valor medio de las componentes del balance de radiación para cada campaña de control detallado. Con excepción de la campaña realizada en el Glaciar Olivares, se puede comprobar el predominio de días con escasa presencia de nubes.

Excluyendo la información de dicha campaña, el balance radiativo de onda corta va desde un valor de 600 Ly/día en enero a 159 Ly/día en marzo. El balance radiativo de onda larga presenta por su parte valores con poca variación, los que se encuentran alrededor de los 200 Ly/día con signo negativo. Esto representa un 67% del valor del BROCC.

En la Figura N° 2 se entrega la distribución horaria del balance radiativo para el promedio de días despejados en dos campañas representativas. Conviene destacar la gran estabilidad del flujo radiativo nocturno, situación que se observa en todas las mediciones realizadas.

##### 4.2 Radiación de Onda Corta Incidente

Considerando que el valor de la radiación de onda corta recibida al tope de la atmósfera es un valor conocido en función de la latitud del lugar y el día del año, para determinar la ROCCI en días despejados es suficiente conocer el correspondiente valor del coeficiente de transparencia. La magnitud de dicho coeficiente y su variación con la elevación fué investigada en base a los datos de radiación solar global de 5 estaciones ubicadas en el rango de alturas entre 900 y 3.800 m.s.n.m. (ver Cuadro N° 1 y Figura N° 1), con estos antecedentes se dibujaron las envolventes superiores de las radiaciones diarias registradas, lo que representa las mediciones para cielos despejados, y se cal

cularon los coeficientes de transparencia.

El promedio anual del coeficiente y su rango de variación para cada lugar de medición se entrega en el Cuadro N°6. En la Figura N° 3 (A) se muestran las envolventes trazadas en cada estación y la curva teórica de la radiación diaria recibida en el tope de la atmósfera.

A nivel anual se observa un aumento de la transparencia de la atmósfera con la elevación de tipo lineal, que va desde 0.65 en Cerro Calán (900 m.s.n.m.) a 0.85 en la estación del Glaciar Echaurren (3.800 m.s.n.m.) con un gradiente de 0.069 cada 1.000 metros.

En la Figura N° 3 (B) se han graficado los valores del coeficiente de transparencia versus la elevación.

Con respecto a estos resultados conviene destacar:

- el incremento de la ROCI con la elevación es del orden del 9%/Km.
- la variación a lo largo del año del coeficiente de transparencia es más bien pequeña, no alcanzando el 5%.

Conviene advertir que en un lugar determinado se pueden obtener valores de la ROCI mayores, por el efecto de la reflexión debida al albedo del cielo y por la reflexión en laderas. Es así como durante la campaña en el Glaciar Olivares (Febrero-Marzo de 1980), en los días siguientes a un temporal, el alto albedo de la nieve combinado con los efectos mencionados explican mediciones de la ROCI levemente superiores a la radiación calculada en el tope de la atmósfera.

### 4.3 Radiación de Onda Corta Reflejada. Albedo

Con respecto a esta componente interesa básicamente el análisis de los albedos medidos. Los valores obtenidos para el albedo diario se han agrupado de acuerdo a las características del manto nival en el Cuadro N° 7.

En la Figura N° 4 se muestra la evolución del albedo diario con la edad de la nieve para las distintas situaciones observadas. Se puede apreciar en el gráfico (A) que, en ausencia de penitentes y después de temporales de verano, la disminución del albedo con la edad de la nieve durante los primeros días sigue una curva media entre las propuestas en las referencias (4) y (5), para el período de fusión. En el gráfico (B) la curva refleja un fenómeno poco conocido, como es el del cubrimiento parcial de penitentes por nevadas débiles de verano; en este caso las manchas de nieve fresca van desapareciendo en forma muy irregular, pudiendo permanecer en sectores protegidos del penitente por un tiempo considerable, con lo cual produce una disminución paulatina del albedo hasta alcanzar el albedo original de los penitentes. Conviene destacar que este fenómeno es muy frecuente en la Alta Cordillera. En el gráfico (C) se entrega un ejemplo de la disminución del albedo en penitentes de nieve de aproximadamente 50 cm. debido a su profundización, a una tasa del orden de 4 cm/día, por efecto de la mayor fusión en el fondo de los penitentes.

En la Figura N° 5 se muestra la variación horaria del albedo para días medios despejados, de cada una de las distintas campañas. En las curvas se observa una disminución paulatina, a partir de las 9,00 hrs. y hasta las 15 hrs., posiblemente debido al agua de fusión. Tanto a la salida como a la puesta del sol se registra un aumento considerable del albedo, originado en el ángulo de incidencia de la radiación solar. Este efecto es mayor en el mes de Marzo como se aprecia en la curva (2).

CUADRO N° 7  
Albedos Medios Diarios

Características del Manto Nival	N° de datos	Albedo (Rango)
Nieve Fresca (temporales de <u>ve</u> rano	7	0.75 - 0.82
Nieve Fresca (1 a 3 días después de temporal)	4	0.70 - 0.74
Nieve de la temporada (densidad entre 0.54-0.60 gr/cm <sup>3</sup> ).	21	0.45 - 0.55
Penitentes con manchas de nieve fresca	5	0.45 - 0.68
Penitentes con nieve de la tem- porada (altura aproximada de 0.50 m)	8	0.40 - 0.52
Penitentes con neviza del año anterior (altura aproximada 1 m)	5	0.30 - 0.40

#### 4.4 Balance de Radiación de Onda Larga

Esta componente se ha deducido de la expresión [ 1 ] como diferencia entre el balance radiativo neto y el balance de onda corta.

Dado que no se tienen mediciones directas para distinguir en el BROL lo correspondiente a la emisión de onda larga de la nieve y la contraradiación de la atmósfera, en el presente informe se ha aceptado que la emisión radiativa de la nieve queda bien determinada por la expresión [5], adoptando un coeficiente de emisividad de la nieve igual a la unidad.

Considerando que en el caso de determinaciones del BROL sobre

campos de nieve, se ha propuesto adoptar valores de la emisividad de la atmósfera ( $E_a$ ) únicos, independientes de la humedad y de la temperatura del aire, se realizó un análisis de correlaciones con la emisividad como variable dependiente y como variables independientes la presión parcial del vapor de agua ( $e$ ) y la temperatura de aire ( $T_a$ ), presentadas en forma similar a la utilizada en las ecuaciones del Cuadro N° 1. La emisividad de la atmósfera ha sido considerada con la corrección propuesta por Deacon (6), para incluir el efecto de la elevación en la ecuación de Swinbank y sin dicha corrección.

Los resultados del análisis de correlación se incluyen en el Cuadro N° 8; los coeficientes de correlación muestran que en el rango de variación de los datos, la emisividad sería independiente de las variables explicativas consideradas. De este modo a las ecuaciones del Cuadro N° 1 se le han agregado dos ecuaciones adicionales, la primera considerando un valor constante para  $E_a$  igual a 0,59 y la segunda con un valor de 0.73 para  $E_o$ .

Entre las ecuaciones del Cuadro N° 1, las de Angstrom y Brunt presentan parámetros que han sido ajustados por diversos autores a sus respectivas condiciones de observación. Por consiguiente se efectuó una selección previa del conjunto de parámetros que mejor se adaptaba a las condiciones de la muestra local, eligiéndose a aquél que entregaba un promedio más próximo al valor observado. De este modo se eligieron los siguientes conjuntos de parámetros:

Ecuación de :	Parámetros			BROL (Ly/min) en Días Despejados	
	a	b	c	Observado	Calculado
Angstrom	0.710	0.240	0.163	- 0.157	- 0.156
Brunt	0.470	0.061	-	- 0.157	- 0.152

Los resultados obtenidos para días despejados, de la aplicación de

Las diversas ecuaciones, sin considerar y considerando corrección por elevación, se han resumido en los Cuadros N° 9 y N° 10. En dichos cuadros se entregan junto al promedio de la muestra, el promedio de los valores estimados por cada ecuación, el error estándar, el coeficiente de correlación ajustado entre los valores observados y calculados, y los correspondientes coeficientes de la ecuación de regresión. De ellos se obtienen las siguientes conclusiones:

- Se aprecia claramente que al no considerar una corrección por efecto de elevación, la generalidad de las ecuaciones empíricas entregan valores significativamente menores en valor absoluto al medido; por lo que no es recomendable la aplicación de dichas ecuaciones a las condiciones de la Alta Cordillera de Los Andes, sin introducirle modificaciones.
- Los coeficientes de correlación resultan inferiores a 0.56. Sin embargo, el error standard del mejor ajuste es del orden de  $\pm 0.028$ ; lo que representa  $\pm 18\%$  respecto al valor medio observado. Esto se debe básicamente a la pequeña dispersión que representa el BROL de la muestra.
- Aún cuando entre las expresiones corregidas existen varios resultados muy equivalentes, por su simplicidad es conveniente el uso de una expresión con la emisividad de la atmósfera constante, de forma similar a la usada en (5), pero con  $E_a = 0.59$

En relación al BROL para días con nubosidad se usó la expresión [ 8 ] para relacionar los valores que entrega la expresión propuesta, y los valores para días con nubosidad. Ajustando un parámetro único de K al conjunto de datos observados se obtuvo para K el valor de 0.68 con los resultados que se indican a continuación:

BROL (X) Observado LY/min	BROL (Xc) Calculado LY/min	$\frac{X}{Xc}$	Error Estandar Ly/min
- 0.139	- 0.136	1.022	0.031

En la Figura N° 6 se presentan los respectivos valores del BROL calculados versus los observados para todos los días observados.

#### AGRADECIMIENTOS

Este estudio representa parte del trabajo de terreno realizado durante cinco temporadas en la Alta Cordillera por personal del Departamento de Hidrología de la Dirección General de Aguas, por lo que los autores agradecen la participación y colaboración de dicho personal, y en especial al de la Sección de Nivometría.

ECUACIONES DEL BALANCE DE RADIACION DE ONDA LARGA PARA DIAS DESPEJADOS

AUTOR	ECUACION	COEFICIENTES
ANDERSON	$(a + b e) (\sigma_{Ta}^4 - \sigma_{Tn}^4)$	a : 0.740 b : 0.0049
ANGSTROM	$(a - b \exp(-ce)) (\sigma_{Ta}^4 - \sigma_{Tn}^4)$	Se probaron cinco juegos de parámetros
BRUNT	$(a + b \sqrt{e}) (\sigma_{Ta}^4 - \sigma_{Tn}^4)$	Se probaron siete juegos de parámetros
CSSL	$(0.757 (\sigma_{Ta}^4 - \sigma_{Tn}^4))$	
DEACON	$(a+b \log Ta) (\sigma_{Ta}^4 - \sigma_{Tn}^4)$	a : 6.044 b : 2.772
IDS0-JACKSON	$(1 - a \exp b (273-Ta)^2) (\sigma_{Ta}^4 - \sigma_{Tn}^4)$	a : 0.261 $\cdot 10^{-4}$ b : 7.71 $\times 10^{-4}$
SATTERLUND	$a(1-\exp(-e^b(273-Ta))) (\sigma_{Ta}^4 - \sigma_{Tn}^4)$	a : 1.08 $\cdot 10^{-4}$ b : 4.96 $\times 10^{-4}$
SWINBANK	$(aT_a^2 (\sigma_{Ta}^4 - \sigma_{Tn}^4))$	a : 9.35 $\times 10^{-6}$
BERLIANDA	$(a + c \sqrt{e}) (\sigma_{Ta}^4 - \sigma_{Tn}^4)$	a : 0.61 c : 0.05



CUADRO N° 2  
ESTACIONES METEOROLOGICAS

ESTACION	LAT S	LONG O	ALT msnm	PERIODO DE MEDICION DE RA- DIACION SOLAR GLOBAL CONSI- DERADO EN ESTE ESTUDIO.
Glaciar Echaurren Norte	33° 33'	70° 08'	3800	1981 - 1983
Farellones	33° 20'	70° 17'	2700	1967 - 1969
Emb. El Yeso	33° 40'	70° 07'	2475	1978 - 1981
Las Melosas	33° 35'	70° 12'	1600	1978 - 1981
Cerro Calán	33° 23'	70° 32'	900	1978 - 1981

CUADRO N° 3  
MEDICIONES MICROMETEOROLOGICAS

LUGAR	LAT S	LONG O	ALT msnm	PERIODO DE MEDICION
Glaciar Olivares	33° 08'	70° 12'	4600	80 (25/2 - 5/3)
Glaciar Bello	33° 32'	69° 57'	4200	81 (25/1-29/1; 19/2-25/2; 11/3-13/3) 82 (15/1-20/1; 14/2-17/2; 5/3-8/3)
Glaciar Echaurren Norte	33° 33'	70° 08'	3750	78 (18/2-23/2; 18/3-28/3) 83 (12/1-19/1; 18/2-23/2; 21/3-23/3)

81 ( ) : año 1981

25/1-29/1 : medición desde 25 de enero a 29 de enero

C U A D R O N° 4  
I N S T R U M E N T A L

CAMPAÑA	ROCI	ROCR	BRNE	T. NIEVE	T. AIRE	HUMEDAD DEL AIRE
Glaciar Olivares	Piranómetro Phillip Schenk modelo 8101	Piranómetro Phillip Schenk modelo 8101	Radiómetro neto Phillip Schenk modelo 8110	Termocuplas Phillip Schenk modelo 3030	Termocuplas Phillip Schenk modelo 3033 instaladas en el interior de caseta de madera con ventilación natural.	Sicrómetro de Aspiración Fuess
Glaciar Bello	Piranómetro Phillip Schenk modelo 8102 (albedómetro)	Idem ROCI	Radiómetro neto Phillip Schenk modelo 8110	Idem anterior	Idem anterior	Sicrómetro de Aspiración Fuess
Glaciar Echaurren Norte (1978)	Solarígrafo Eppley	Idem ROCI	Radiómetro neto Phillip Schenk modelo 8110 y Radiómetro neto C.W. Thornthwaite	Termocuplas de cobre constantan protegidas con pantalla ventiladas naturalmente	Termocuplas de cobre constantan protegidas con pantalla ventiladas naturalmente	Sicrómetro de Aspiración Fuess
Glaciar Echaurren Norte (1983)	Piranómetro Phillip Schenk modelo 8101	Idem ROCI	Radiómetro neto Phillip Schenk modelo 8110	Termocuplas Phillip Schenk modelo 3030	Termocuplas Phillip Schenk modelo 3033 instaladas en el interior de caseta de madera con ventilación natural.	Sicrómetro de Aspiración Fuess

CUADRO N° 5  
VALORES MEDIOS POR CAMPAÑA DE LAS COMPONENTES  
DEL BALANCE DE RADIACION  
(Langley/Día)

GLACIAR	FECHA	ROCI	ROCR	BROC	BRNE	BROL
Echaurren Norte	Febrero/78	717	362	355	165	-190
	Marzo/ 78	556	258	298	102	-196
Olivares	Feb/Mar/80	732	564	168	- 1.3	-169
Bello	Enero /81	724	350	374	136	-238
	Febrero/81	699	346	353	127	-226
	Marzo /81	429	172	257	81	-176
Bello	Enero /82	827	268	559	239	-320
	Febrero/82	391	290	101	-	-
	Marzo /82	418	252	166	50	-116
Echaurren Norte	Enero /83	657	397	260	81	-179
	Febrero/83	712	393	318	115	-203
	Marzo /83	455	249	206	49	-157

CUADRO N° 6  
COEFICIENTE DE TRANSPARENCIA (CT)  
PARA DIAS DESPEJADOS

ESTACION	PROMEDIO ANUAL
Glaciar Echaurren Norte	0.85
Farellones	0.78
Embalse El Yeso	0.75
Las Melosas	0.71
Cerro Calán	0.65

CUADRO N° 8  
ANALISIS DE CORRELACIONES  
DIAS DESPEJADOS

VARIABLE DEPENDIENTE	COEFICIENTES	e (mmHg)	$\sqrt{e}$	VARIABLES INDEPENDIENTES (Xi)		
				Ta (°K)	Ta <sup>2</sup>	Ln Ta
EMISIVIDAD MEDIDA (Ea)	R $\alpha$ $\beta$	0.5152 0.7067 -0.0289	0.5107 0.8188 -0.1150	-0.1348 1.2238 -0.0023	-0.1353 0.9046 -4.15E-6	-0.1342 4.1756 -0.6383
EMISIVIDAD REFERIDA AL NIVEL DEL MAR (Eo)	R $\alpha$ $\beta$	0.4721 0.8383 -0.0261	0.4660 0.9385 -0.1032	0.1194 2.0263 -0.0047	0.1179 1.3780 -8.49E-6	0.1210 8.0184 -1.2967

$$\text{Ecuación : } E = \alpha + \beta X_i$$

R : Coeficiente de correlación ajustado.

C U A D R O    N° 9  
 EVALUACION DEL AJUSTE DE LAS ECUACIONES EMPIRICAS  
 DIAS DESPEJADOS  
 SIN CORRECCION

Ecuación de	BROL (X) Observ. Ly/min	BROL(Xc) Calcul. Ly/min	X/Xc	Error Estand. Ly/min	Coef. Correl. Ajustado	Cons tante $\alpha$	Pend. $\beta$	Error Estandar Ly/min $\epsilon$
ANGSTROM	-0.157	-0.156	1.006	0.035	-0.1552	-0.1369	0.1300	0.033
BRUNT	-0.157	-0.152	1.033	0.034	-0.0198	-0.0979	0.3889	0.032
ANDERSON	-0.157	-0.074	2.122	0.089	0.3562	0.0865	0.9585	0.030
CSSL	-0.157	-0.075	2.093	0.087	0.4700	-0.0658	1.2160	0.028
IDSO-JACKSON	-0.157	-0.082	1.915	0.080	0.4619	0.0642	1.3127	0.032
DEACON	-0.157	-0.092	1.076	0.072	0.3950	-0.0816	0.8240	0.030
SATTERLUND	-0.157	-0.109	1.440	0.055	0.4820	-0.0175	1.2750	0.028
BERLIANDA	-0.157	-0.099	1.586	0.067	0.1060	-0.1104	0.4728	0.032
SWINBANK	-0.157	-0.097	1.619	0.068	0.3640	0.0891	0.7042	0.030
Ea = 0.59	-0.157	-0.157	1.000	0.028	0.4957	0.0747	1.4829	0.021

Ecuación :  $X = \alpha + \beta X_c \pm \epsilon$

## C U A D R O N° 10

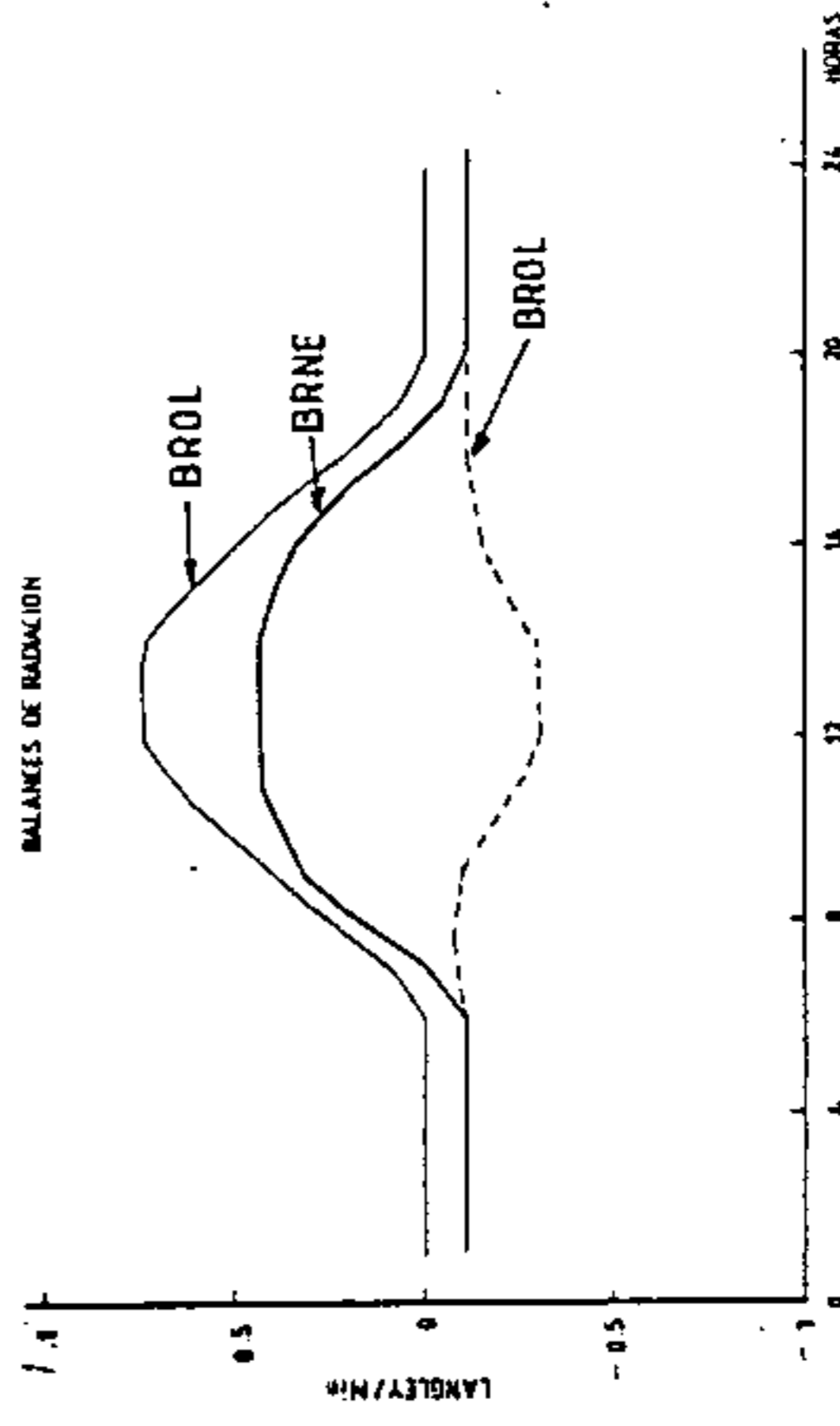
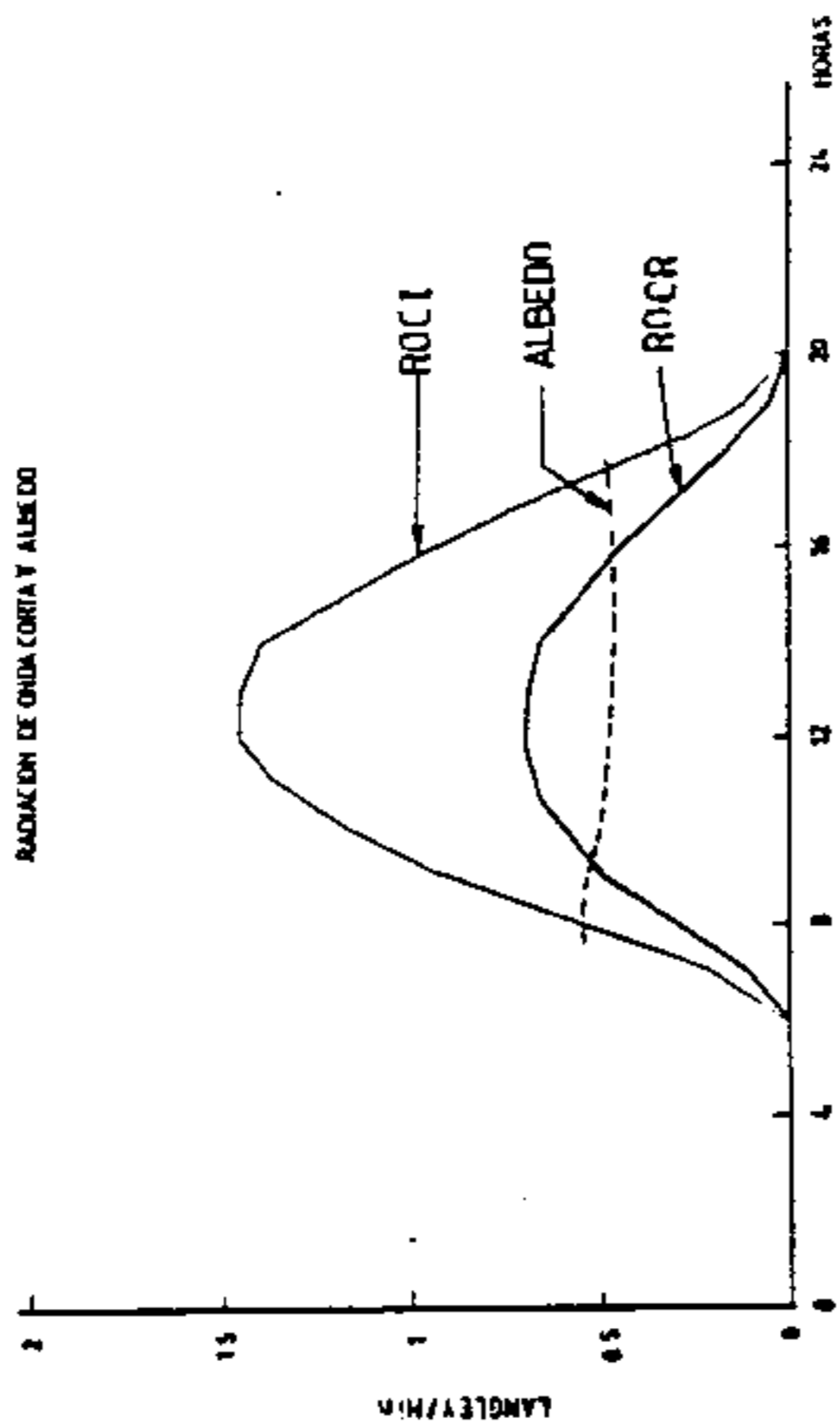
## EVALUACION DEL AJUSTE DE LAS ECUACIONES EMPIRICAS

DIAS DESPEJADOS  
CON CORRECCION

Ecuación de	BROL (X) Observ. Ly/min	BROL (Xc) Calcul. Ly/min	X/Xc	Error Estand. Ly/min	Coef. Correl. Ajustado	Cons tante $\alpha$	Pend. $\beta$	Error Estandar Ly/min $\epsilon$
ANDERSON	-0.157	-0.142	1.106	0.033	0.4464	-0.0010	1.1000	0.029
CSSL	-0.157	-0.143	1.098	0.031	0.5366	0.0242	1.2648	0.027
IDSO-JACKSON	-0.157	-0.150	1.047	0.028	0.5288	0.0220	1.1905	0.027
DEACON	-0.157	-0.160	0.981	0.029	0.4589	-0.0150	0.8882	0.029
SATTERLUND	-0.157	-0.178	0.882	0.034	0.5515	0.0795	1.3305	0.027
BERLIANDA	-0.157	-0.167	0.940	0.033	0.2508	-0.0384	0.7104	0.031
SWINBANK	-0.157	-0.165	0.952	0.031	0.4236	-0.0318	0.7597	0.031
Eo=0.73	-0.157	-0.157	1.000	0.028	0.5198	0.0403	1.2517	0.027

$$\text{Ecuación : } X = \alpha + \beta X_c \pm \epsilon$$

GLACIAR BELLO FEBRERO 1981  
DIA MEDIO DE SPEJADO (NUB = 0.175)



GLACIAR OLIVARES FEBRERO MARZO 1980  
DIA MEDIO DE SPEJADO (NUB = 0.125)

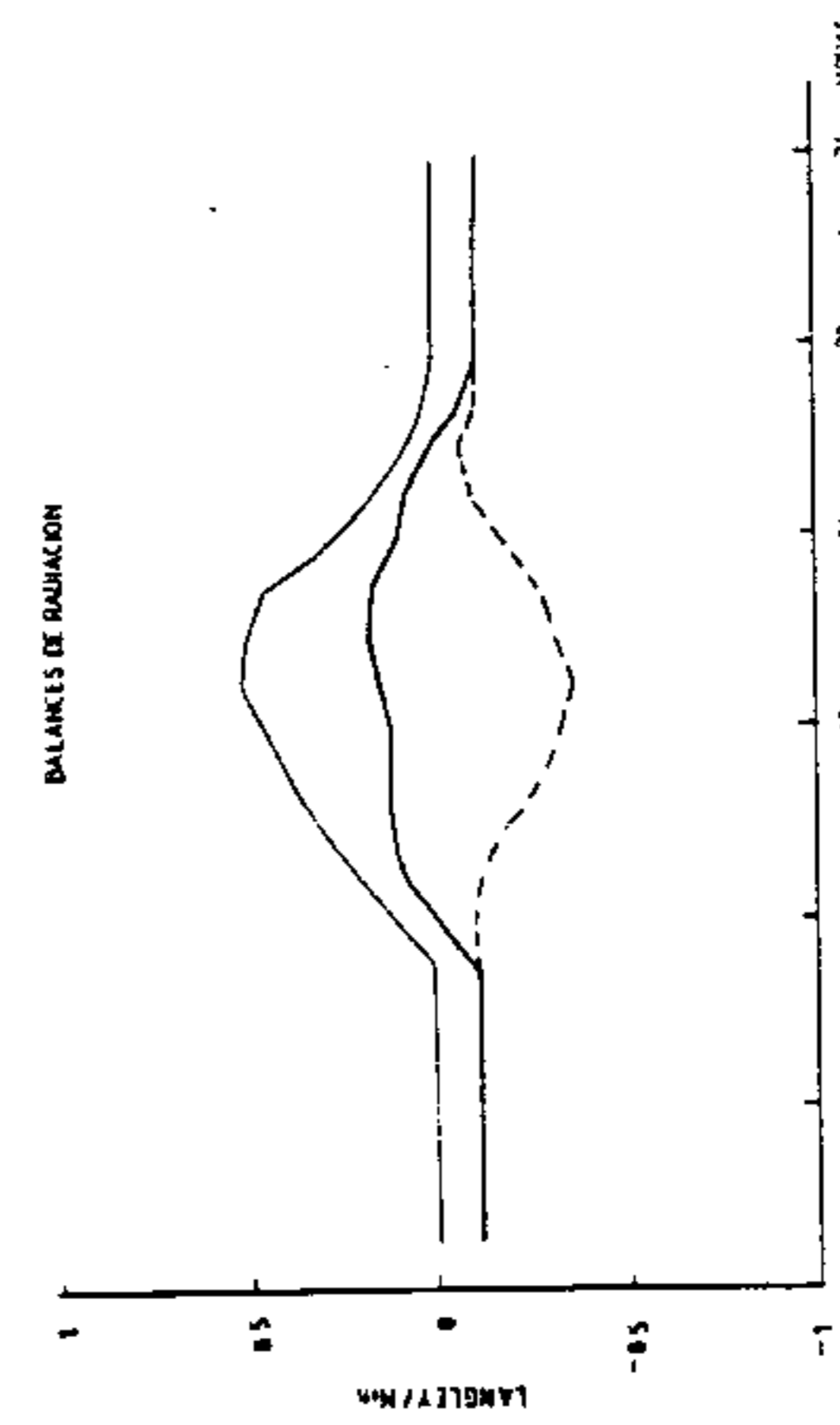
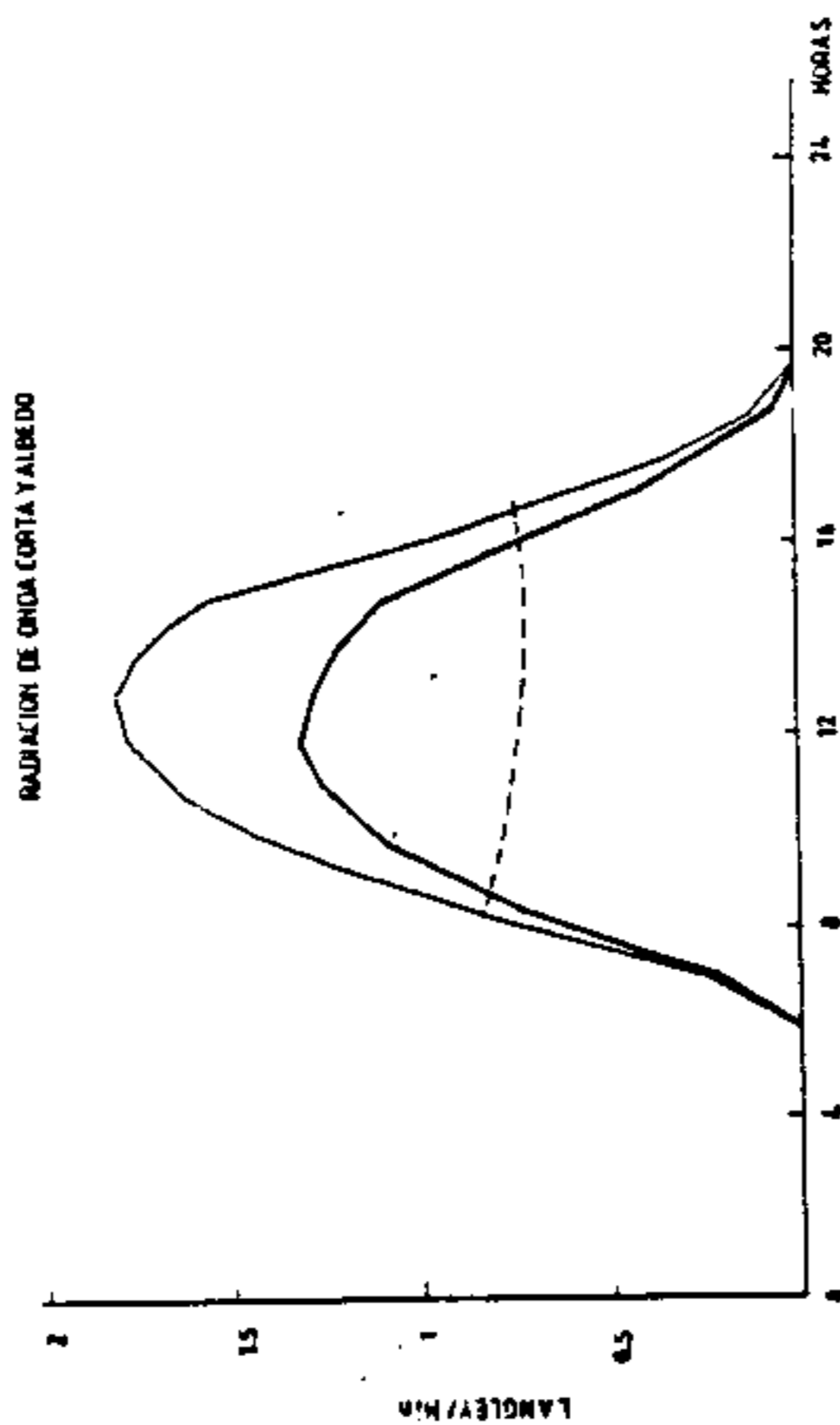
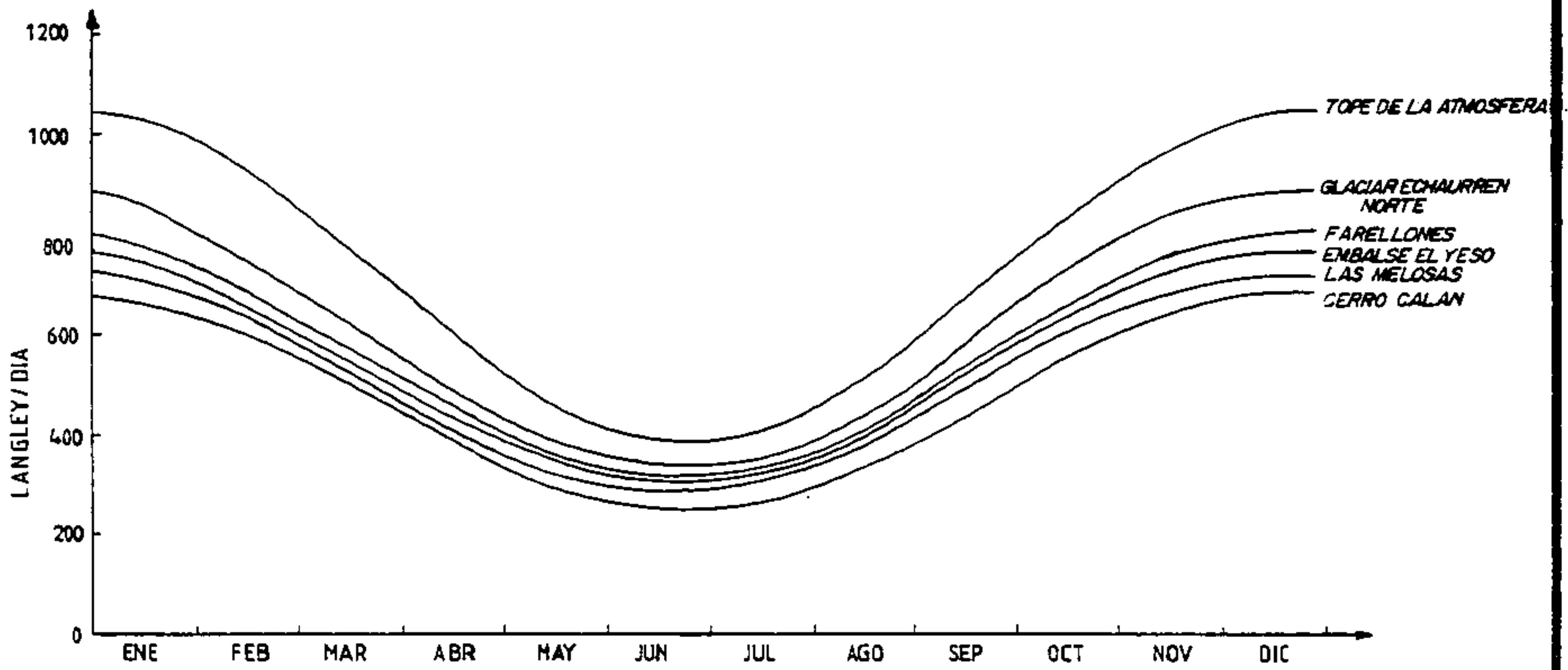


FIG. 2

### ENVOLVENTES DE RADIACION SOLAR GLOBAL (A)



### COEFICIENTE DE TRANSPARENCIA (B)

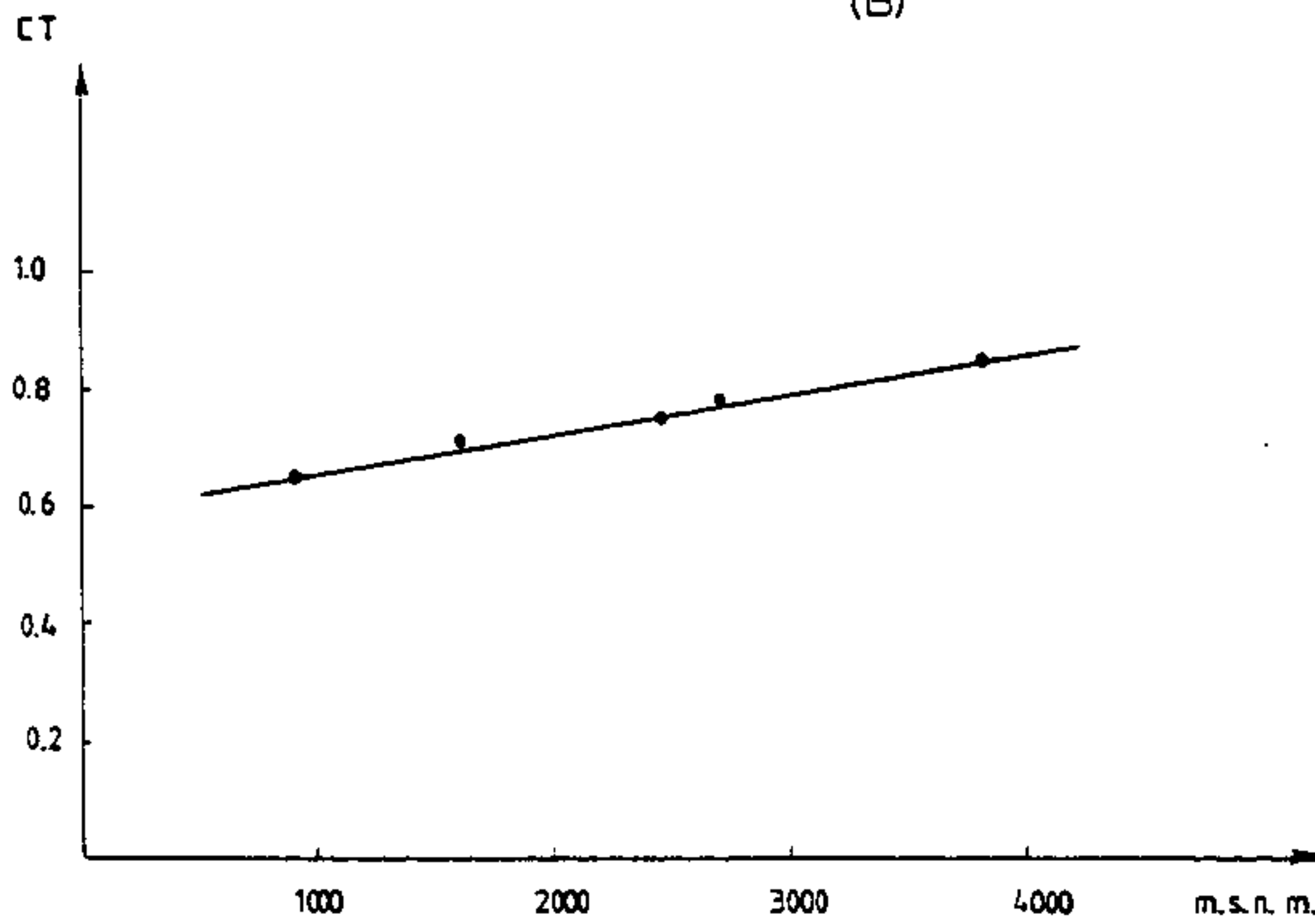
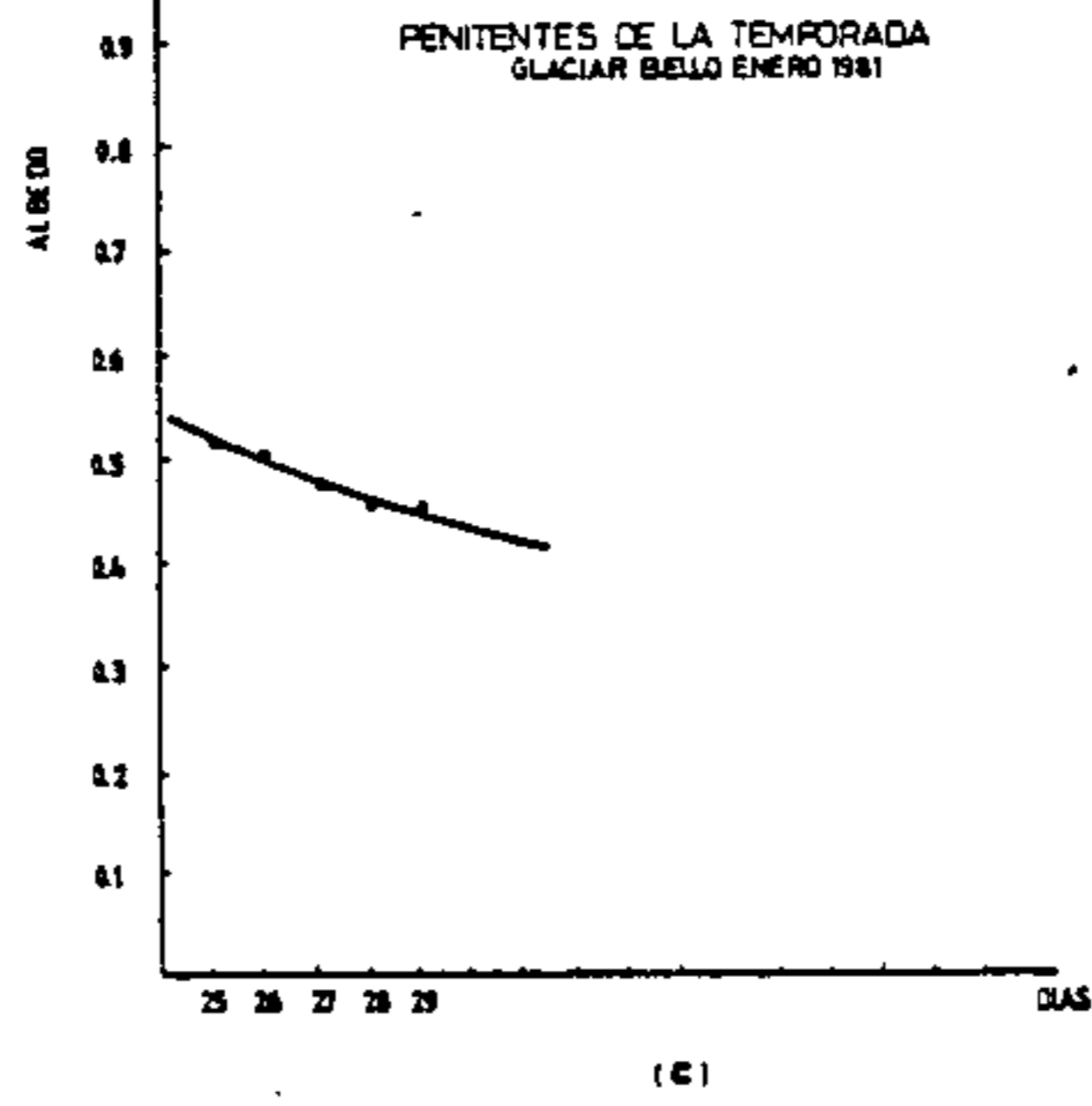
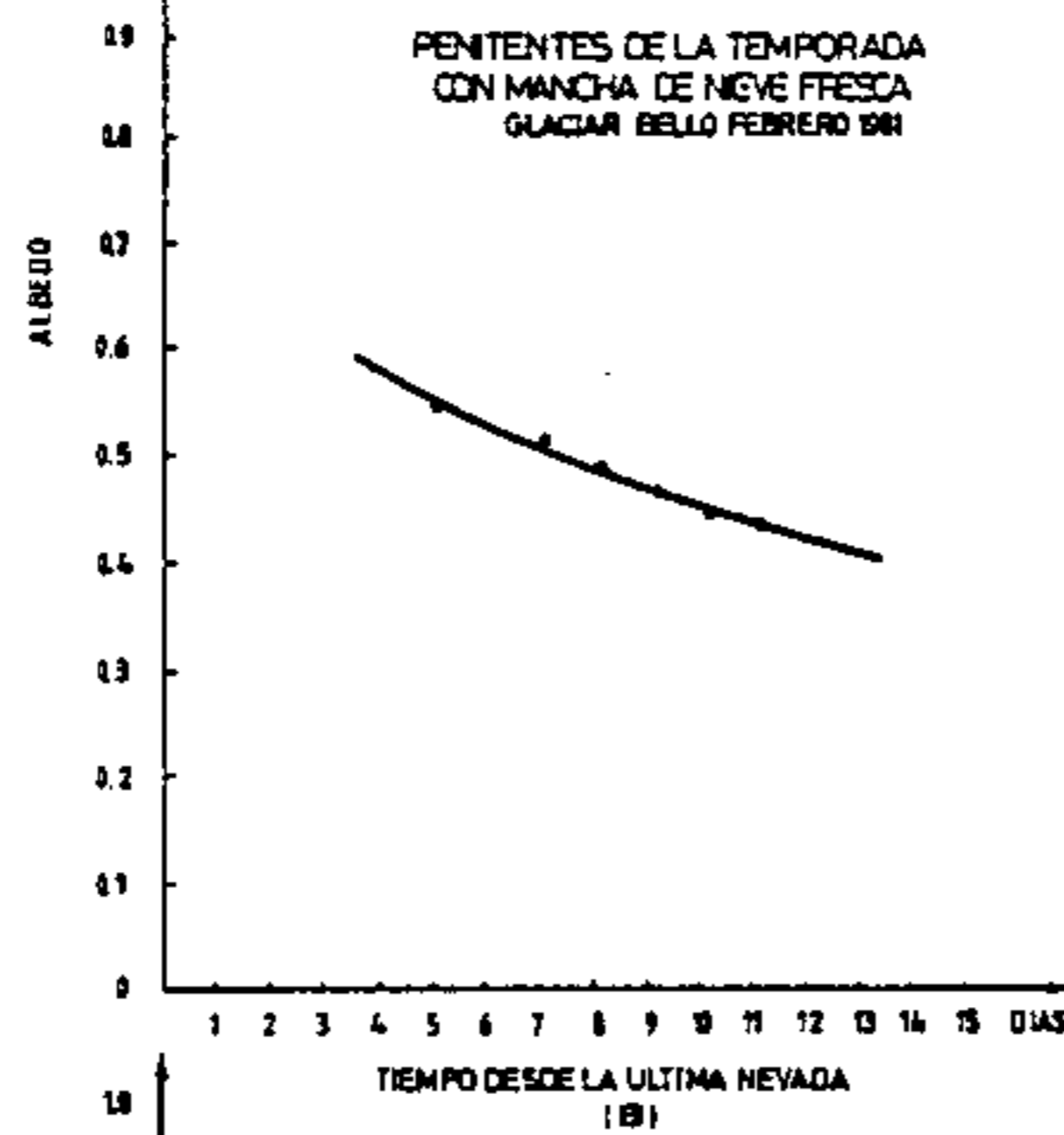
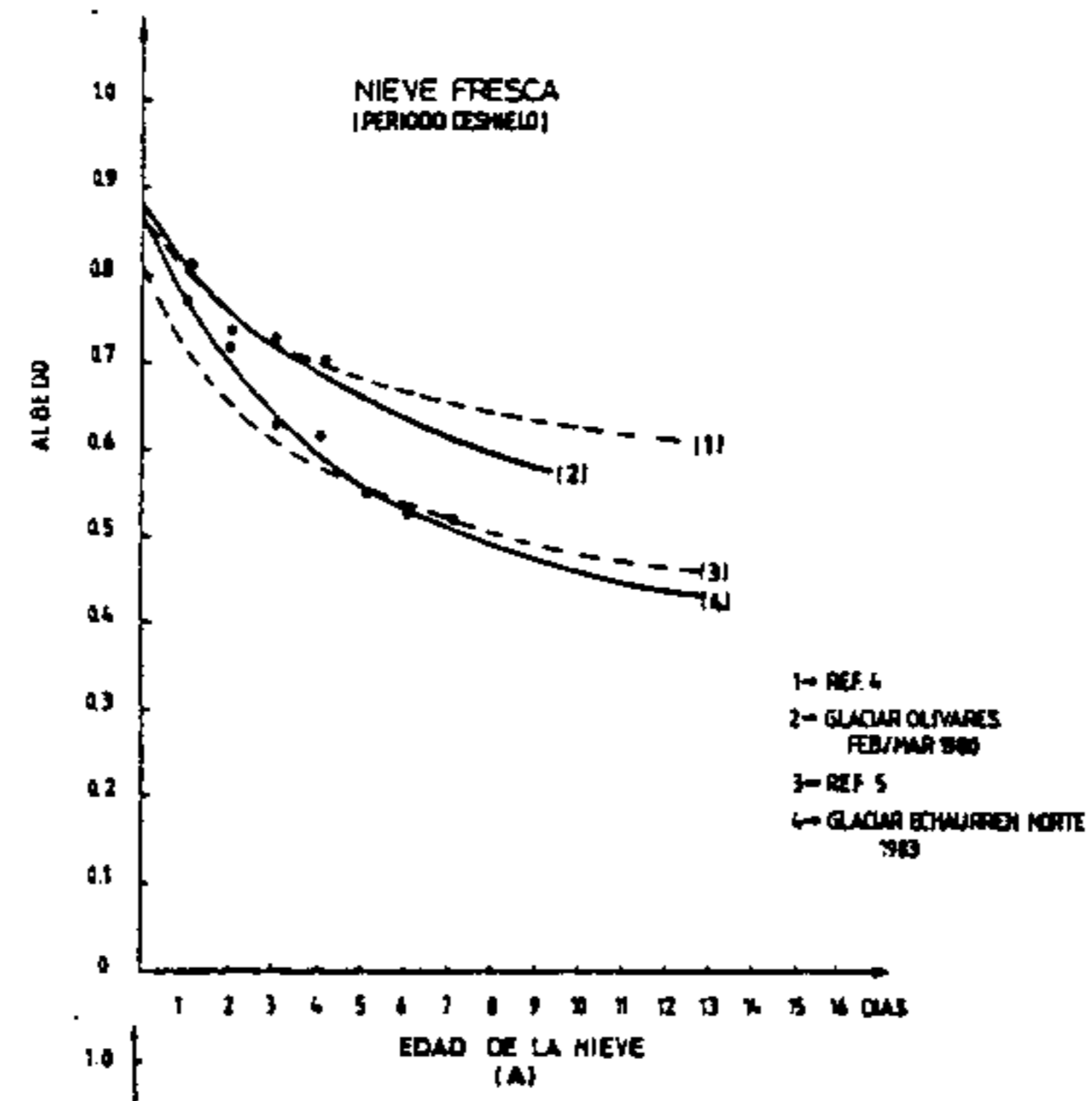


FIG. 3



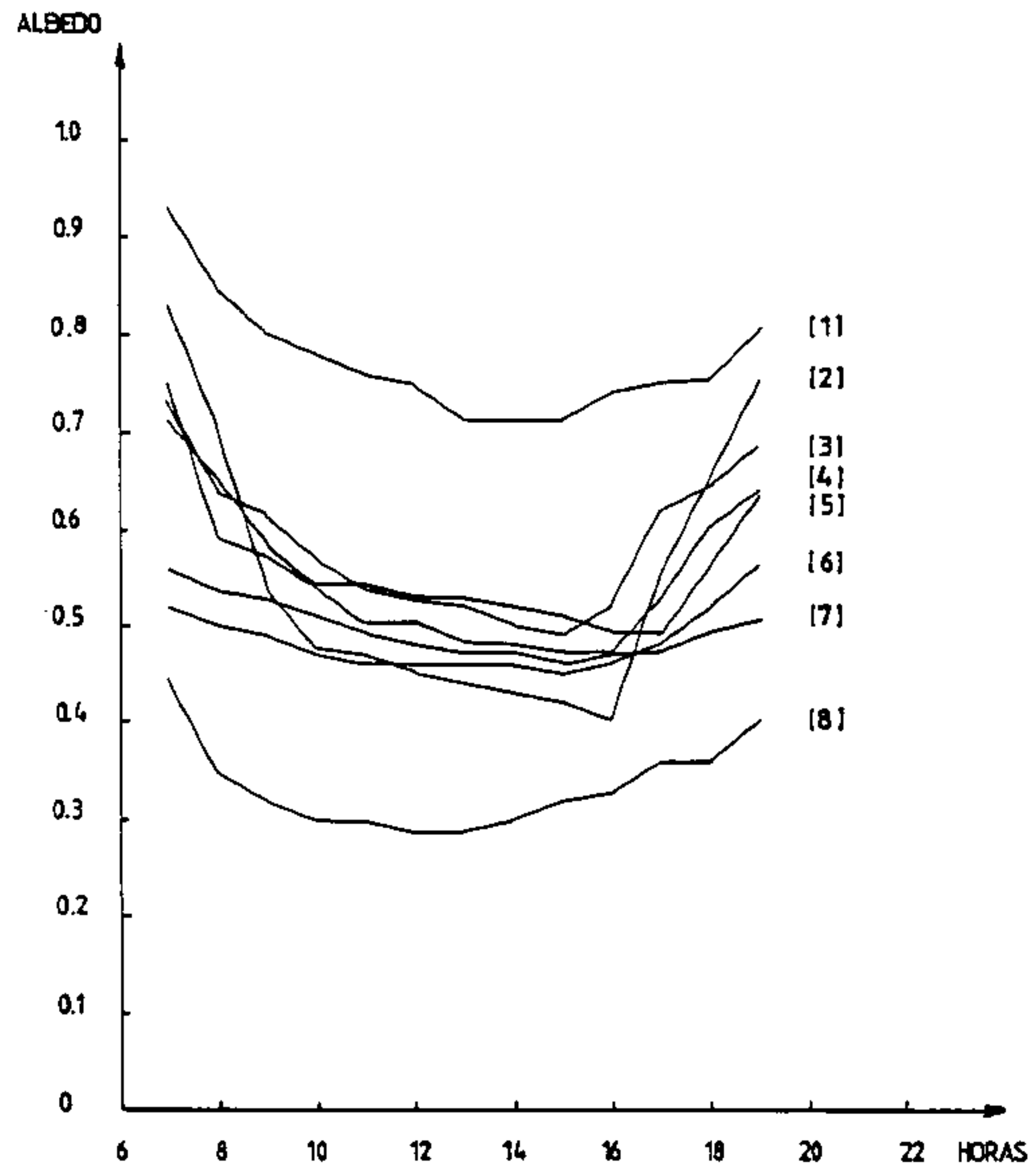
### ALBEDOS DIARIOS



(C)

FIG. 4

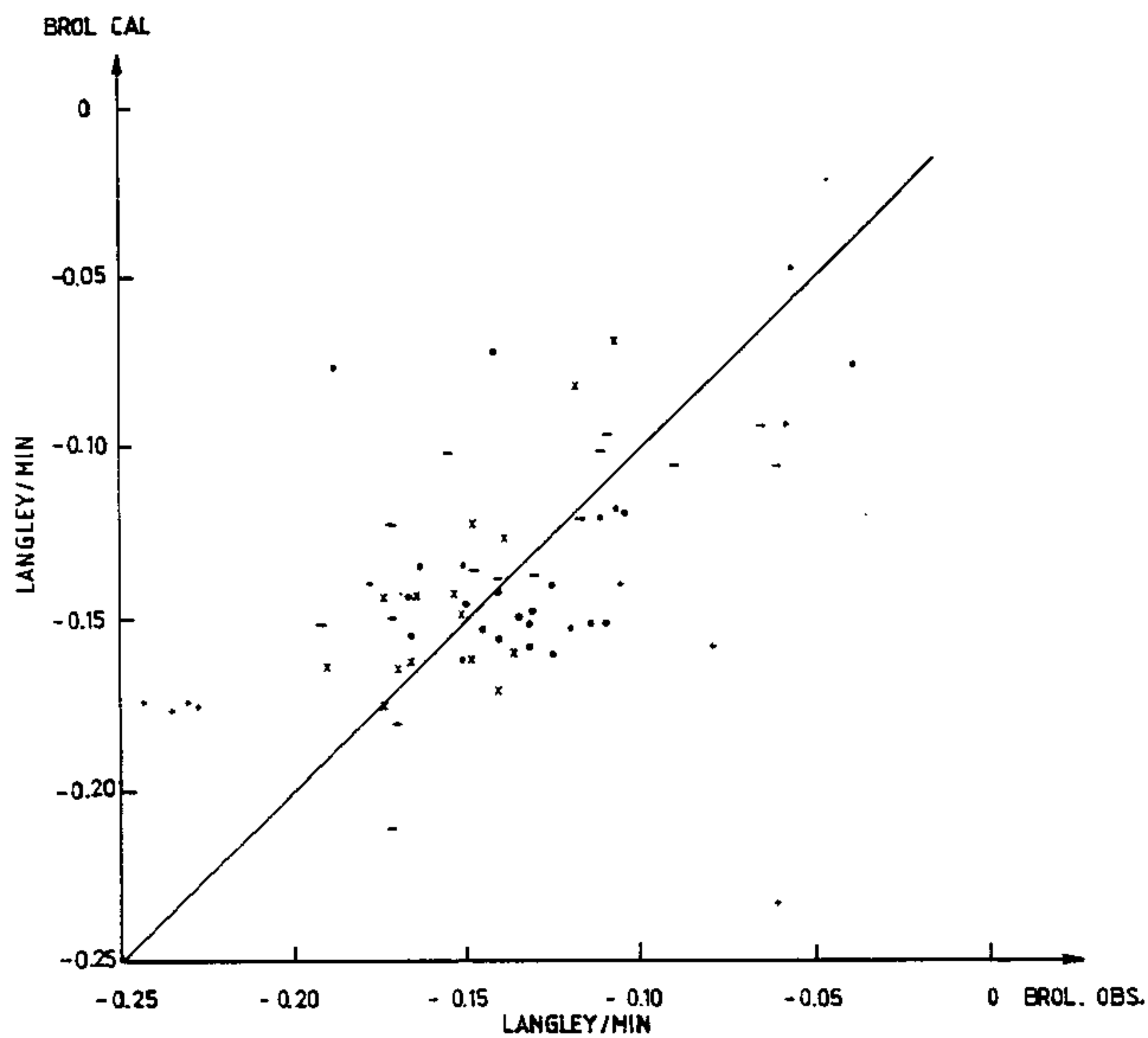
## ALBEDOS HORARIOS PARA DIAS MEDIOS DESPEJADOS



ECHAURREN FEBRERO 1978 - 4  
 ECHAURREN MARZO 1978 - 2  
 OLIVARES FEB/MAR 1980 - 1  
 BELLO ENERO 1981 - 6  
 BELLO FEBRERO 1981 - 7  
 BELLO ENERO 1982 - 8  
 ECHAURREN ENERO 1983 - 5  
 ECHAURREN FEBRERO 1983 - 3

FIG 5

## BALANCE DE RADIACION DE ONDA LARGA



- GLACIAR ECHAURREN 1978
- GLACIAR OLIVARES 1980
- x GLACIAR BELLO 1981
- \* GLACIAR BELLO 1982
- GLACIAR ECHAURREN 1983

FIG. 6

## NOMENCLATURAS

BRNE	Balance de Radiación Neta
BROC	Balance de Radiación de Onda Corta
BROL	Balance de Radiación de Onda Larga
ROCI	Radiación de Onda Corta Incidente
ROCR	Radiación de Onda Corta Reflejada
ROCT	Radiación de Onda Corta al Tope de Atmósfera
ROLN	Radiación de Onda Larga de la Nieve
ROLA	Radiación de Onda Larga de la Atmósfera
CT	Coefficiente de Transparencia
Ea	Emisividad de la Atmósfera
En	Emisividad de la Nieve
Eo	Emisividad referida al nivel del mar
Ec	Factor de Corrección de la emisividad
Tn	Temperatura de la Nieve
Ta	Temperatura del Aire
K	Coefficiente de Nubosidad
N	Nubosidad
Z	Elevación
R	Coefficiente de Correlación Ajustado
P	Presión Atmosférica Total
Po	Presión Atmosférica a nivel del mar
$\sigma$	Constante de Stefan - Boltzman ( $8.26 \times 10^{-11}$ Cal/cm <sup>2</sup> /min/K <sup>4</sup> )
$\lambda$	Longitud de onda
$\alpha$	Albedo, constante
$\beta$	Pendiente de recta de regresión
e	Presión parcial del vapor de agua

B I B L I O G R A F I A

1. Climdata : Mediciones Micrometeorológicas para determinar el Balance de Energía del Glaciar Echaurren Norte. Informe preparado para la Dirección General de Aguas. 1978
2. Peña H. y J. Narbona : Proyecto Glaciar Echaurren Norte. Informe Preliminar. Dirección General de Aguas. 1978
3. Espíldora B. y L. Stowhas : Instalación y Operación de un Laboratorio de Hidrología de Nieves. Universidad de Chile. 1968
4. Salazar C. : Determinación del Derretimiento Nival en un punto de la Alta Cordillera. Tesis de Grado para optar al título de Ingeniero Civil (en revisión). U. de Chile. 1984
5. Corps of Engineers U.S. Army : Snow Hydrology 1956
6. Deacon E. L. : The derivation of Swinbank's long-wave radiation formula Quarterly Journal Royal Met. Soc. Vol. 96. 1970
7. Lliboutry L. : Traité de Glaciologie. Masson et Cía. Editeurs Paris. 1965
8. Sutton O. : Micrometeorology. Mc-Graw Hill. 1953
9. Berry F., Bollyay E., Beers N. : Handbook of Meteorology. Mc-Graw Hill, 1945
10. Fuenzalida H. : Aproximaciones para la variación anual de la declinación solar, la distancia sol-tierra y la ecuación de tiempo. Revista Traika. Vol. 2 N° 1. 1981
11. Kuhn M. : On the computation of heat transfer coefficients from energy balance gradients on a glacier. Journal of Glaciology. Vol. 22 N° 87. 1974

12. Mernier M., Seguin B. : Comment on "On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies" by W. Brutsaert. Water Resources Research Vol. 12 N° 6. 1976
13. Satterlund D. : An improved equation for estimating long-wave radiation from the atmosphere. Water Resources Research. Vol. 15 N° 6 1979.
14. World Meteorological Organization : Hydrological Forecasting Practices. Operational Report N° 6 WMO N° 245. 1975
15. Aase J., Idso S.: A comparison of two formulas types for calculating long-wave radiation from atmosphere. Water Resources Research Vol. 14 N° 4. 1978
16. Bolla H. : Radiation in the atmosphere. 1977

PROGRAMA HIDROLOGICO INTERNACIONAL  
JORNADAS DE HIDROLOGIA DE NIEVES Y HIELOS  
EN AMERICA DEL SUR

ANALISIS DE RELACIONES ENTRE VARIABLES METEOROLOGICAS Y LA  
FUSION DE LA NIEVE. ALTA CORDILLERA DE SANTIAGO.

Humberto Peña T. (1)

Carlos Salazar M. (2)

R E S U M E N

El presente informe tiene por objetivos evaluar la importancia de distintas variables meteorológicas en la fusión diaria de la nieve y estudiar la aplicabilidad de algunas fórmulas para estimar el derretimiento diario. Para la realización del estudio se analizaron 40 días de información recolectada en los meses de verano en 3 glaciares ubicados en la Cordillera de los Andes, frente a Santiago, entre los 3.750 y 4.600 m.s.n.m.

En primer lugar se realizó un análisis de correlaciones, el cual demostró que existe una alta dependencia entre la fusión y los flujos radiativos. Posteriormente se aplicaron 3 fórmulas para el cálculo del derretimiento de la nieve, las cuales resultaron poco adecuadas para su uso en la Región.

La mejor estimación del derretimiento diario resultó considerando exclusivamente los flujos radiativos y evaluando el balance de onda larga con una expresión ajustada especialmente a los datos de la zona.

(1) Ing. Civil Dirección General de Aguas (Chile)

(2) Egresado Ingeniería Civil. U. de Chile

## Nomenclatura

M	:	Derretimiento (ablación)
BNET	:	Balance radiativo neto
BROC	:	Balance de radiación de onda corta
I	:	Radiación de onda corta incidente
$\alpha$	:	Albedo
N	:	Nubosidad
Ta	:	Temperatura media del aire
Tx	:	Temperatura máxima del aire
Tm	:	Temperatura mínima del aire
Ts	:	Temperatura superficial de la nieve
Td	:	Temperatura del punto de rocío
Tc	:	Temperatura de la base de la nube
e	:	Presión de vapor del aire
V	:	Velocidad del viento
Q	:	Balance energético
$\sigma$	:	Constante de Boltzman
Ta'	=	Ta - Ts
Tc'	=	Tc - Ts
Td'	=	Td - Ts
$\delta_{\text{máx}}$	=	Tx - Ta
$\delta_{\text{mín}}$	=	Ta - Tm



## 1. INTRODUCCION

La determinación de la fusión de la nieve en base a información meteorológica de control habitual, constituye un problema de gran importancia práctica dentro de la hidrología de nieves.

Diversas relaciones han sido deducidas en investigaciones realizadas en regiones del mundo de mayor latitud y con una elevación y aridez considerablemente menor que en la Alta Cordillera de Los Andes de la zona central y norte de Chile. Estas condiciones ambientales diferentes hacen suponer que en este caso su aplicación exige modificaciones.

En el presente informe se analizan antecedentes recolectados por la Dirección General de Aguas (Chile), en la Cordillera de los Andes frente a la ciudad de Santiago, con el propósito de identificar las variables meteorológicas de mayor significación en el proceso de fusión nival y verificar el grado de ajuste entre la fusión observada y la que entregan algunas expresiones empíricas.

Es necesario advertir que los resultados de este informe deben considerarse como provisorios, ya que se siguen obteniendo nuevos antecedentes de terreno.

## 2. ANTECEDENTES UTILIZADOS

Se ha usado información recolectada en 3 temporadas de medición, con un total de 40 días controlados. Los antecedentes se obtuvieron entre los meses de enero y marzo en los glaciares Echaurren Norte, Olivares y Bello, ubicados en la Cordillera de los Andes frente a Santiago, en los años 1978, 1980 y 1981 respectivamente. En el Cuadro N° 1 se presenta la información general de los lugares y fechas de dichas campañas.

C U A D R O    N° 1  
 ANTECEDENTES DE CAMPAÑAS DE MEDICION

Lugar	Latitud	Longitud	Elevación m.s.n.m.	Número de días	Fecha
Glaciar Echaurren Norte*	33° 33'	70° 81'	3750	15	19/2-28/2/78 19/3-23/3/78
Glaciar Olivares Beta	33° 08'	70° 12'	4600	10	25/2-5/3/80
Glaciar Bello	33° 31'	69° 57'	4200	15	25/1-29/1/81 19/2-25/2/81 11/3-13/3/81

(\*) Información publicada en referencia (1)

En las distintas campañas los procedimientos de medición tuvieron algunas modificaciones, tanto en relación al instrumental como a la frecuencia de control. La radiación de onda corta se controló mediante piranómetros tipo Eppley y Phillip Schenk, y el balance radiativo neto con radiómetros fabricados por Phillip Schenk con cápsula de lupolen. La temperatura del aire se controló con termocuplas de cobre-constantano con protección y ventilación natural. Para medir la humedad del aire se emplearon psicrómetros tipo Assman, de lectura directa y ventilación forzada. El control de la velocidad del viento se efectuó mediante anemómetros de copelas de distintos tipos. En los años 1978 y 1981 se usaron modelos conectados a registradores continuo mientras que en el año 1980 se determinó el recorrido total del viento en un lapso de tiempo dado. La temperatura de la nieve se midió con termocuplas de cobre-constantano o mediante termómetros de reloj bimetalicos tipo USA-CRREL S9080. Todos estos controles se efectuaron en bloques de tiempo de 5 a 15 min., cada 1 o 2 horas durante el período diurno y cada 2 o 4 horas en la noche. Excluyendo las determinaciones de radiación, el resto de las variables se controla a distintos niveles o profundidades.

La medición de la ablación se efectuó en base a la densidad y al descenso de la superficie del manto nival. La densidad se obtuvo mediante el método de pesada, en general con el equipo tipo USA-CRREL S9080. El descenso de la superficie durante la temporada de 1978 se controló en base a reglillas graduadas; en la temporada de 1980 se usó una línea fija de referencia, materializada por una cuerda sostenida por 2 postes, cubriendo una distancia de aproximadamente 9 mts. En las campañas de 1981, debido a la presencia de penitentes, se efectuaron perfiles para una distancia de 3 mts., mediante un sistema de reglillas deslizantes tanto horizontal como verticalmente.

Los valores medios y extremos obtenidos para cada variable se entregan en el Cuadro N° 2. En este informe se supone que las mediciones de ablación y derretimiento son numéricamente iguales.

### 3. ANALISIS DE CORRELACIONES

Se efectuó un análisis de correlaciones para establecer el grado de asociación a nivel diario entre la ablación (fusión más evaporación) y las variables observadas o combinaciones entre estas. Las variables que se analizaron representan, ya sea en forma directa o indirecta, una o más componentes del balance energético. En el Cuadro N° 3 se entrega una selección de los mejores resultados obtenidos con 1, 2 y 3 variables independientes. En dicho cuadro, junto al coeficiente de correlación calculado para el caso en estudio, se han incluido algunos correspondientes a investigaciones realizadas en Estados Unidos, Laboratorio de Nieves de la sierra central (CSSL) en zonas sin vegetación (1), y frente a Santiago, a 2700 m.s.n.m., en el Laboratorio de Nieves de Farellones (LNF) durante los meses de primavera (2).

De los resultados del Cuadro N° 3 se deduce que el balance radiativo neto, BNET, es claramente la variable de mayor importancia en el cálculo de la ablación ( $R=0,86$ ). El balance radiativo de onda corta, BROCC, presenta

también un coeficiente de correlación elevado ( $R=0,81$ ), mientras que el término del balance de onda larga aporta solamente un mejoramiento secundario con respecto al primero. Estas conclusiones son coincidentes con las obtenidas en el CSSL y en el LNF, aún cuando los coeficientes determinados en el primer caso son mayores.

La ecuación de regresión deducida en este estudio es la siguiente:

$$M = 0,0108 \text{ BNET} + 0,218 \quad (\text{cm}) \quad (1)$$

Esta expresión resulta muy similar a la deducida en el LNF (3).

La temperatura media,  $T_a$ , es la que muestra un mejor comportamiento ( $R = 0,62$ ), con un coeficiente de correlación superior a los obtenidos en los otros estudios. Ello posiblemente se debe a que la muestra utilizada presenta poca variabilidad en el albedo de la nieve, debido a que los temporales de nieve de verano en la zona son poco significativos.

Los mejoramientos que se registran al agregar nuevas variables independientes al balance neto son insignificantes. Una situación similar sucede al agregar a la estimación efectuada con la temperatura del aire, términos basados en la humedad del aire o el viento.

#### 4. USO DE FORMULAS EMPIRICAS

Con el propósito de estimar el derretimiento de la nieve basándose en información meteorológica, se han desarrollado numerosas fórmulas simplificadas (6). Con los antecedentes disponibles para el presente informe se analizó la aplicabilidad de 3 fórmulas: propuestas en USA, en la URSS y en Canadá, respectivamente. Adicionalmente se agregaron 2 expresiones basadas en los resultados obtenidos en la zona, en relación a la evaluación de los componentes del balance energético (7).

Las fórmulas utilizadas fueron:

- i) Fórmula del cuerpo de Ingenieros de Estados Unidos, para zonas sin vegetación (1).

$$M = 0.00508 I (1 - \alpha) + (1 - N) (0.0212 T_a' - 0.84) + 0.029 N T_c' + 0.0084 V (0.22 T_a' + 0.78 T_d') \quad (2)$$

M : pulgadas      I :: Langley      T<sub>a</sub>' , T<sub>c</sub>' , T<sub>d</sub>' : Grados Fahrenheit  
V : millas/hr      N : nubosidad en décimos

La temperatura del aire se mide a 10 ft de altura y la velocidad del viento a 50 ft.

Esta expresión requiere una información meteorológica bastante completa, y está deducida de modo que los sumandos de la ecuación corresponden a los diversos intercambios de energía entre el manto de nieve y el medio.

- ii) Fórmula de Popov (4)

Esta fórmula se basa exclusivamente en información de temperaturas y viento, diferenciando entre el período diurno y nocturno. Tiene la siguiente forma:

$$Q_d = 6.2 (1 - \alpha) \delta_{\max} + 0.65 V_d (T_{ad} - 0.5) - 1.4 \delta_{\min}$$

$$Q_n = 0.65 V_n (T_{an} - 0.5) - 1.4 \delta_{\min}$$

Q<sub>d</sub>, Q<sub>n</sub> : Balance energético diurno y nocturno (LY)

T<sub>ad</sub>, T<sub>an</sub> , δ<sub>máx.</sub>, δ<sub>mín</sub> : °C      V<sub>d</sub>, V<sub>n</sub> : m/s

Los subíndices d y n indican el valor diurno y nocturno de las respectivas variables.

- iii) Fórmula del modelo de simulación de la Universidad de British Columbia (UBC) (5)

Esta relación se basa solamente en datos de temperatura y no considera en forma separada las componentes del balance calórico. A continuación se entrega dicha ecuación reemplazando sus parámetros por valores típicos de los mismos.

$$M = 6.5 (T_x - 32 + TCEADJ (T_m - 32)) \quad (4)$$

$$TCEADJ = \frac{T_m - 32 + 0.5 (T_x - T_m)}{24 + 0.5 (T_x - T_m)} \leq 0.5$$

M : pulgadas       $T_x, T_m$  : grados Fahrenheit

- iv) Considerando investigaciones recientes en la zona relativas al balance radiativo de onda larga, se probó la fórmula 2 modificando el término correspondiente a dichos flujos, según las recomendaciones efectuadas en (7). De este modo la ecuación 2 queda como sigue:

$$M = 0.00508 I (1 - \alpha) + 7.09 (0.59 \sigma T_a^4 - \sigma T_s^4) (1 - 0.68 N) + 0.0084 V (0.22 T_a' + 0.78 T_d') \quad (5)$$

Se usan las mismas unidades de la ecuación 2, excepto  $T_a$  y  $T_s$  que se expresan en grados Kelvin. Finalmente se empleó una expresión sólo con los términos correspondientes a los flujos radiativos de onda corta y larga, evaluado este último según la proposición de (7).

$$M = 0,0129 I (1 - \alpha) + 18 (0.59 \sigma T_a^4 - \sigma T_s^4) (1 - 0.68 N) \quad (6)$$

M: cm      I: Langley       $T_a, T_s$  : grados Kelvin      N: Nubosidad en décimos

Los resultados obtenidos al evaluar estas expresiones se muestran en el Cuadro N° 4, donde se entrega para cada fórmula el valor medio calculado, el error standard de la estimación y el coeficiente de correlación entre los valores estimados y observados. De dicho cuadro se deducen las siguientes conclusiones:

- Las fórmulas desarrolladas en otros lugares no resultan adecuadas para su uso en las condiciones consideradas en este estudio. Ellas entregan errores importantes, del orden del 100% o mayores, en general por exceso.
- La expresión 2 , se mejora significativamente al corregir el término correspondiente al balance radiativo de onda larga, según se indica en iv). Sin embargo, resulta mucho más conveniente evaluar la ablación considerando exclusivamente los flujos radiativos con la fórmula 6 . Esto refleja el mal ajuste que se logra para los flujos turbulentos y, por otra parte, la compensación que se produce entre el flujo de calor sensible y latente a las elevaciones en que se trabajó. Esta situación significa que la energía usada en la fusión corresponde casi exclusivamente a los intercambios radiativos.
- Las fórmulas 3. (Popov) y 4 (UBC) resultan más adecuadas que la 2 , pero son inferiores a la evaluación en base a los flujos radiativos. En el caso de la ecuación 3 conviene destacar que los errores se distribuyen aleatoriamente en torno al valor medido, con lo cual se obtiene un promedio calculado y observado prácticamente similar.
- Con excepción de la relación 6 , las fórmulas analizadas muestran un grado de asociación entre los valores medidos y observados muy bajo, con coeficientes de correlación entre 0,5 y 0,6. La relación 6 entrega un coeficiente de correlación aceptable ( $R=0,83$ ). La ecuación de regresión correspondiente resulta:

$$M = 0.88 \cdot M_c + 0.067 \quad (\text{cm}) \quad (7)$$

$M_c$  : Fusión calculada con la expresión (6)

## 5. CONCLUSIONES GENERALES

En el presente estudio se ha podido comprobar el papel preponderante que juegan los flujos radiativos en la evaluación de la fusión de un manto nival, en los lugares donde se ha recolectado la información. Por otra parte, las fórmulas analizadas se han mostrado inadecuadas para su empleo en esta zona, de modo que mientras no se encuentre un procedimiento de cálculo de los flujos turbulentos más confiable, se puede aceptar con ventajas la evaluación del derretimiento calculando solamente los flujos radiativos.

De acuerdo a lo manifestado, se debiera dar una mayor importancia a la medición directa de los flujos radiativos en la operación de las redes de medición de nieves. Además, como se ha podido apreciar, existen numerosos aspectos desconocidos del proceso de deshielo en la Cordillera de los Andes, razón por la cual el desarrollo de investigaciones en estas materias constituye una necesidad.



## BIBLIOGRAFIA

1. CLIMDATA "Mediciones Micrometeorológicas para determinar el balance de energía del Glaciar Echaurren Norte". MOP-DGA, 1978
2. US Army Corps of Engineers: Snow Hydrology. North Pacific Division, Portland, 1956
3. Stowhas L. y B. Espíldora. Instalación y operación de un laboratorio de hidrología de nieves. Universidad de Chile. 1968
4. World Meteorological Organization. Hydrological Forecasting Practices. Operation Report N° 6. Ginebra, WMO N° 245. 1975
5. Pipes A. y M. Quick. UBC Watershed Model - Users Manual. UBC. Vancouver. 1977
6. Konovalov V.G. On methods of regional computation of glacier melting intensity in Central Asia. Publ. IAHS N° 138. 1982
7. Peña H., F. Vidal y C. Salazar. Balance radiativo del manto de nieve en la Alta Cordillera de Santiago. Jornadas de Hidrología de Nieve y Hielos en América del Sur. 1984

C U A D R O   N° 2  
VALORES MEDIOS Y EXTREMOS DE LAS VARIABLES RECOLECTADAS

Variable	Unidad	X	X máx	X mín
M	cm	1.22	3.06	0.00
BNET	Ly	92	193	- 72
BROC	Ly	291	439	158
I	Ly	664	889	289
Ta	°C	1.0	5.9	-5.0
Tx	°C	5.5	12.8	-3.3
Tm	°C	-3.1	4.7	-12.0
Ts	°C	-4.0	-1.3	-7.7
e	mm Hg	3.02	4.90	1.87
V	Km/hr	12.1	21.9	5.87

X : promedio

X máx: valor máximo

X mín: valor mínimo

C U A D R O    N° 3  
 ANALISIS DE CORRELACIONES  
 ABLACION vs VARIABLES INDEPENDIENTES

Variables independientes	R	Es (cm)	R (LNF)	R (CSSL)
BNET	0.86	0.46	0.83	0.97
BROC	0.81	0.54	0.72	0.81
Ta	0.62	0.71	0.38	0.28
Ta x V	0.60	0.73	-	-
Tx	0.51	0.78	0.40	0.48
e x V	0.29	0.87	-	-
e	0.20	0.89	-	-
BNET, Ta	0.87	0.45	-	-
BNET, e x V	0.87	0.45	-	-
BNET, Tx	0.87	0.46	-	-
BROC, Ta	0.83	0.52	-	-
Ta, e	0.62	0.72	-	-
TaV, e x V	0.60	0.74	-	0.68 (*)
BNET, Ta,	0.89	0.43	-	-
BNET, Ta, e x V	0.89	0.43	-	-

(\*) cálculo horario

R : coeficiente de correlación    Es : error standard de la estimación  
 R (LNF) : coeficiente de correlación en laboratorio de nieves de Farellones.  
 R (CSSL) : coeficiente de correlación en laboratorio de nieves en Sierra Central (USA).

## C U A D R O N° 4

## COMPARACION ENTRE DISTINTAS FORMULAS DE DERRETIMIENTO

	Valor observado	1	2	3	4	5
X (cm)	1.20	2.88	1.19	1.76	1.68	1.29
Es (cm)	-	1.88	0.96	1.14	0.99	0.51
R	-	0.57	0.51	0.54	0.54	0.83

X : promedio

Es : Error estándar

R : Coeficiente de correlación

1 : Fórmula del Cuerpo de Ingenieros de USA

2 : Fórmula de Popov

3 : Fórmula de UBC, con parámetros típicos

4 : Fórmula del Cuerpo de Ingenieros, con término del balance de onda  
larga modificado

5 : Evaluación en base exclusivamente a los flujos radiativos

SIMULACION Y MAXIMIZACION DE TASAS DE  
DERRETIMIENTOS DE NIEVES.

Ludwig Stowhas B. (1)

RESUMEN.

En este trabajo se resume el desarrollo de un modelo de simulación matemática del balance de energía y procesos de metamorfosis de la nieve orientado a reproducir tasas de derretimiento horario a partir de un número reducido de variables meteorológicas de entrada, y su utilización como herramienta base para estimar la tasa de derretimiento máxima probable mediante un procedimiento de análisis estandarizado en componentes principales de las variables involucradas en el proceso.

El resultado del análisis revela, de acuerdo a la modelación efectuada, que si se respetan las correlaciones que muestran entre sí las variables meteorológicas, el derretimiento no guarda una relación siempre creciente con las variables índices, existiendo una tasa máxima de deshielo.

Para la cuenca del río Aconcagua, a una cota de 2.700 m.s.n.m. la tasa de derretimiento máxima probable sería del orden de 54 mm diarios.

---

(1) Ingeniero Civil . Profesor Departamento de Obras Civiles  
Universidad Técnica Federico Santa María.

SIMULACION Y MAXIMIZACION DE TASAS DE  
DERRETIMIENTO DE NIEVES.

1. INTRODUCCION.

En el diseño de obras hidráulicas que requieren de condiciones excepcionales de seguridad, se ha hecho cada vez más frecuente el criterio de diseñar en términos de la llamada "crecida máxima probable" o máxima crecida que cabe esperar en una cuenca dada, compatible con las características climáticas, meteorológicas e hidrológicas de la región.

En el caso de crecidas de origen pluvial, existen procedimientos normalizados (1,2) que se basan en la maximización de tormentas históricas, a fin de obtener la "tormenta máxima probable" y su posterior transformación en la correspondiente crecida.

La aplicación de una metodología análoga, al caso de crecidas de deshielo, requeriría definir previamente la "tasa de derretimiento máximo probable" para luego aplicar algún operador que relacione dicha tasa con la crecida de deshielo correspondiente. Considerando que en la práctica las tasas de derretimiento no se miden en forma directa, se procede usualmente a estimarla mediante fórmulas empíricas o simulación (3), obteniendo las tasas máximas a través de la adopción de "secuencias meteorológicas favorables al derretimiento.

El procedimiento presenta dos inconvenientes:

La gran cantidad de información meteorológica que normalmente requieren los modelos para una adecuada simulación del proceso y el riesgo de maximizar las variables de entrada en forma independiente, generando "secuencias meteorológicas favorables" que no respetan la correlación existente entre las variables meteorológicas naturales.

En este trabajo se resume el desarrollo de un modelo (4) que pretende simular adecuadamente el proceso de metamorfosis y derretimiento de la nieve reduciendo el número de variables de entrada y la aplicación de una metodología basada en componentes principales (5,6) que permita maximizar las tasas de derretimiento manteniendo la correlación entre las variables meteorológicas de entrada.

## 2. MODELO DE SIMULACION.

El modelo desarrollado, recogiendo la experiencia obtenida en modelos anteriores (7,8), concibe el manto de nieve formado por dos capas. Una capa activa superior de espesor constante que participa en el intercambio de masa y energía con la atmósfera y una capa pasiva inferior que intercambia masa y calor con la superficie del suelo.

Para un intervalo dado, de normalmente una hora, el modelo efectúa repetitivamente balances de energía y masa, redefiniendo las propiedades y características físicas de la nieve, de acuerdo al proceso de metamorfosis.

## 2.1. Balance de Energía.

El balance de energía se basa en una descripción física de los flujos que participan en el balance sobre la superficie de la nieve, expresados como funciones de la temperatura de la interfase aire-nieve,  $T_0$ .

Para intervalos sucesivos, en consecuencia, se resuelve por el método de Newton, la ecuación

$$R_N (T_0) + H_S (T_0) + LE (T_0) + S (T_0) = 0$$

donde  $R_N$  : Radiación neta.

$H_S$  : Flujo de calor sensible

$LG$  : Flujo de calor latente.

$S$  : Flujo de calor de conducción hacia el interior de la capa activa.

En caso que la temperatura que satisface la ecuación de balance sea mayor que  $0^\circ \text{C}$ , lo que en el caso de la nieve no tiene sentido físico, se redefine la ecuación como:

$$R_N (0) + H_S (0) + LE(0) + S(0) = H_{ax}$$

donde  $H_{ax}$  es el exceso de energía disponible para la fusión de la nieve.

Diversas expresiones teórico-empíricas se utilizan para evaluar los términos de las ecuaciones anteriores.

2.1.1. Radiación neta: Se calcula como la suma de la radiación de onda larga y onda corta que ingresa al manto. La emisión



de onda larga de la nieve y de la atmósfera se evalúa mediante la Ley de Stephan, adoptando una emisividad  $\epsilon = 0.95$  para la nieve y una emisividad atmosférica de acuerdo a la ecuación de Brunt.

La radiación neta de onda corta se evalúa mediante la ecuación

$$R_a = S \cdot T \cos Z (1-a) \quad (\text{ly/hora})$$

donde  $S$  es la constante solar;  $T$  es la transmisibilidad atmosférica evaluada con una expresión empírica desarrollada en el Laboratorio de Nieves de la Universidad de Chile (1) (L.N.U.Ch.) en función de la humedad relativa y tipo y cobertura de nubes;  $Z$  es el ángulo zenital del Sol, evaluado astronómicamente; y  $a$  es el albedo de la nieve.

#### 2.1.2. Albedo de la nieve.

Basado en la premisa de que tanto el albedo como la densidad reflejan los procesos de maduración y metamorfosis de la nieve se desarrolló un modelo para estimar el albedo en los siguientes términos.

Se supuso que la densidad de la nieve seca puede representarse por la expresión

$$\rho = \rho_N X_N + \rho_i X_i$$

donde  $\rho_N$  es la densidad correspondiente a la cristalografía dendrítica típica de la nieve nueva,  $\rho_i$  es la densidad correspondiente a cristales de hielo producto de la recongelación

de agua y  $X_N$  y  $X_i$  son las fracciones volumétricas de los distintos tipos de cristales existentes en la nieve: Postulando una relación similar para el albedo

$$a = a_N (X_N - X_W) - a_i X_i - a_W X_W$$

donde  $a_N$ ,  $a_i$ ,  $a_W$ ,  $X_N$ ,  $X_i$ ,  $X_W$  son el albedo y fracción volumétrica de nieve nueva, hielo y agua respectivamente, y recordando que  $X_N + X_i = 1$  por definición, se puede expresar el albedo como

$$a = a_W X_W + a_N \left(1 - X_W - \frac{\rho - \rho_N}{\rho_i - \rho_N}\right) + a_i \frac{\rho - \rho_N}{\rho_i - \rho_N}$$

Con un raciocinio similar, el albedo de la nieve nueva se estimó como

$$a_N = a_M - (a_M - a_i) \frac{\rho_M - \rho_N}{\rho_M - \rho_i}$$

donde  $a_M$  es el albedo máximo posible correspondiente a nieve con densidad mínima  $\rho_M$ .

Por último, adoptando de acuerdo a referencias bibliográficas (10), los valores

$$\rho_i = 0.9, \rho_M = 0.0375, a_i = 0.35, a_W = 0.08 \text{ y } a_M = 0.85$$

la substitución de estos valores en las ecuaciones anteriores, permite estimar el albedo como

$$a = \frac{0.785 - 0.872 \rho_N - \rho(0.522 - 0.58 \rho_N) - X_W(0.713 - 1.313 \rho_N) - 0.58 X_W \rho_N^2}{0.9 - \rho_N}$$

donde  $X_W$  es la fracción volumétrica de agua líquida,  $\rho$  es la densidad media de la capa activa, simulada por el modelo y  $\rho_N$  es la densidad de la nieve nueva estimada de acuerdo a mediciones de Rikhter, Diamond y Lowry (10) como

$$\rho_N = 0.0375 + 0.0006 v \quad T < -4^\circ\text{C}$$

$$\rho_N = 0.0855 + 0.006 v + 0.012 T \quad T > -4^\circ\text{C}$$

donde  $v$  = velocidad del viento y  $T$  es la temperatura del aire en  $^\circ\text{C}$ .

La figura N° 1 muestra una comparación entre valores simulados y medidas de albedo, observándose un ajuste bastante aceptable y en todo caso mejor que el obtenido con distintas curvas de albedo en función de la edad de la nieve, época del año y condiciones meteorológicas que se han propuesto en la literatura(10,11)

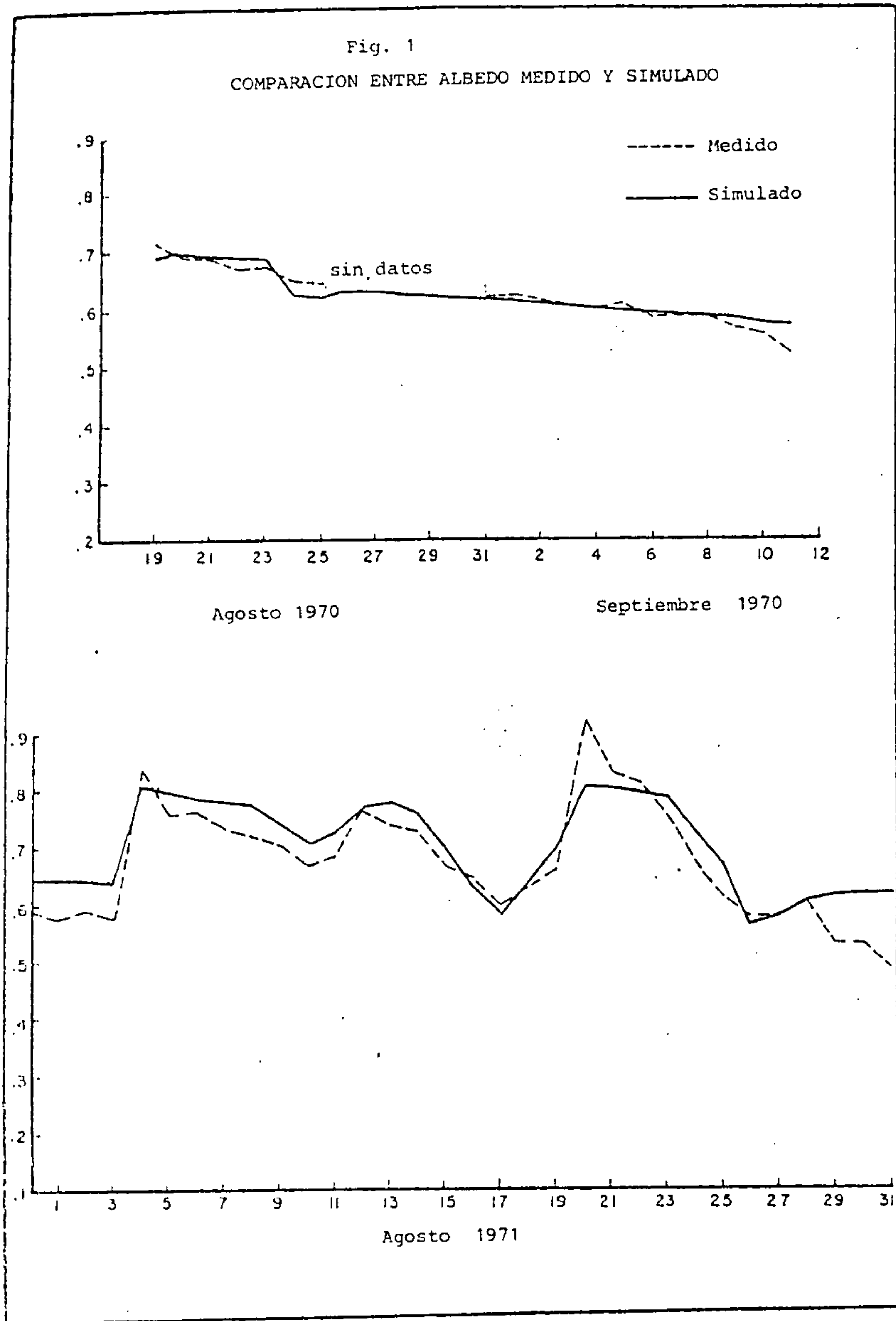
### 2.1.3. Flujos de calor latente, convección y conducción.

El intercambio turbulento de calor latente y calor sensible se evalúan en base a las llamadas fórmulas aerodinámicas o ecuaciones de analogía molecular, introduciendo una función de corrección  $\phi(R_i)$  propuesta por Morgan, Pruitt y Lourence (12), a fin de considerar las condiciones de estabilidad atmosférica:

$$H = \rho c_p \kappa^2 \left( \log \frac{z}{z_0} \right)^2 (T_z - T_0) \phi_1(R_i)$$

$$LE = \rho L \kappa^2 \left( \log \frac{z}{z_0} \right)^2 (q_z - q_0) \phi_2(R_i)$$

donde  $H$  y  $LE$  son los flujos turbulentos de calor sensible y latente;  $\rho$ ,  $u$ ,  $T_z$ ,  $q_z$  son la densidad, velocidad, temperatura y humedad específica del aire,  $T_0$  y  $q_0$  son la temperatura y humedad específica de saturación en la interfase aire-nieve,  $c_p$  y  $L$  son los calores específicos y latente,  $z_0$  es la rugosidad superficial de la nieve y  $\phi_i$  son las funciones de corrección en función del Número de Richardson.



La conducción de calor en las interfases aire-nieve y nieve-suelo se evalúan con la ecuación de conducción del calor.

$$S_i = \alpha_i \frac{\Delta T}{\Delta z}$$

donde  $\alpha_i$  es la conductividad calórica de la nieve y del suelo en cada caso.

## 2.2. Balance de masa y metamorfosis de la nieve.

Para efectuar el balance de masa y simular el proceso de metamorfosis y derretimiento de la nieve se considera el flujo neto de energía (positivo o negativo) que se incorpora al manto, el flujo de calor latente resultante del balance de energía y que implica un transporte másico, por la vía de evapo-sublimación o condensación, el aporte másico y calórico producto de los períodos de precipitación, y los efectos mecánicos que ocurren al interior del manto.

### 2.2.1. Precipitaciones.

Para decidir la forma de la precipitación entre nieve y lluvia se adoptó una temperatura del aire umbral de 1.3 °C. El manejo de la precipitación en el modelo puede resumirse en lo siguiente. Cuando la precipitación es sólida, se evalúa su densidad de acuerdo a las expresiones antes señaladas y el espesor total del manto aumenta en la cantidad correspondiente a la altura de nieve caída; si la calidad térmica de la nieve nueva es distinta a la de la nieve existente, el aporte de calor correspondiente se suma al resultante del balance energético.

Si la precipitación es líquida y cae sobre un manto que contiene agua líquida, la lluvia incrementa el contenido de agua de

la nieve, aportando además su exceso de calor.

Si la precipitación líquida cae sobre un manto de nieve fría, ésta se congela incrementando la densidad de la capa activa de acuerdo a la expresión

$$\rho_f = \rho_i + \frac{P}{H}$$

donde  $\rho_i$  y  $\rho_f$  son la densidad inicial y final,  $P$  es la precipitación en el intervalo y  $D$  es el espesor de la capa activa. La lluvia al congelarse libera su calor de fusión que se suma al balance energético.

### 2.2.2. Evaporación y Condensación.

La simulación de este proceso depende de la dirección del flujo de calor latente resultante del balance energético y de la existencia o no de agua líquida en el manto. Si existe agua líquida en el manto, habrá evaporación o condensación de agua, variando el contenido de agua de la nieve. Si no existe agua líquida habrá sublimación o formación de "escarcha", variando el espesor de la capa activa en la magnitud correspondiente.

### 2.2.3. Balance Interno de calor y fusión de la nieve.

En forma análoga a la anterior, la simulación de este proceso depende de las condiciones iniciales de la nieve y del resultado del balance energético.

Si la nieve está bajo su punto de fusión, sin contenido de agua líquida, el flujo neto de energía se utiliza para temperar o enfriar la nieve dependiendo del signo del balance energético.

Si la nieve ha alcanzado la temperatura de fusión, un balance positivo de energía se utiliza para fundir nieve, disminuyendo el espesor de la capa activa. Un balance negativo de energía se utiliza para congelar sucesivamente el contenido de agua líquida de las capas activas y pasivas, aumentando su densidad. De esta manera los sucesivos ciclos de fusión-congelamiento se traducen en una ablación del manto y un aumento de la densidad de la nieve.

Adicionalmente, la nieve sufre un proceso de ablación por compactación mecánica. Este efecto se simula resolviendo por diferencias finitas la ecuación diferencial propuesta por Yosida (13), para la compactación mecánica.

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = \frac{w}{K_1 \exp(K_2 \rho)}$$

donde  $\rho$  es la densidad de la nieve ;  $w$  = peso promedio soportado por cada capa ;  $k_1 = 26.4(\text{gr hr})$  ,  $k_2 = 21 (\text{cm}^3/\text{gr})$ , constante empírica de Yosida.

#### 2.2.4. Capacidad de retención de agua y derretimiento neto.

El agua producto de la fusión de la nieve en la capa activa permanece retenida en forma de agua líquida hasta colmar la capacidad de retención de agua de la nieve, la cual se evalúa como

$$\begin{aligned} \text{CRAL} &= (0.3 - 0.75 \rho) \cdot \rho + \frac{M}{V_s} H & \rho < 0.38 \\ \text{CRAL} &= (0.0288 (0.9 - \rho) + \frac{M}{V_s}) H & \rho > 0.38 \end{aligned}$$

donde CRAL es la capacidad de retención de agua líquida,  $\rho$  es la densidad de la capa de nieve ;  $H$  es el espesor de la

capa ;  $M$  es la tasa de derretimiento, y  $V_s = 4000 \rho^3$  es una estimación de la velocidad de percolación.

El término  $M/V_s$  se incorpora para simular el almacenamiento transiente y retardo provocado por la percolación del agua a través del manto.

Una vez que el agua líquida supera la capacidad de retención de la capa activa, el exceso pasa a la capa pasiva, existiendo un derretimiento neto sólo después de colmarse la capacidad de la capa pasiva.

Todos los procesos señalados tienden a variar tanto el espesor total del manto como el espesor de la capa activa. Dado que el modelo postula una capa activa de espesor constante, después de cada intervalo de simulación se redistribuyen las capas y sus propiedades, restituyendo el espesor constante de la capa activa .

## 2.5. Aplicación del Modelo.

Para la calibración y verificación del modelo se utilizó la información meteorológica y de derretimiento de nieve disponible en el L.N.U.Ch. La información requerida para operar el modelo se reduce a estadísticas diarias de precipitación, temperatura máxima y mínima del aire, humedad relativa máxima y mínima , velocidad del viento, número de horas de Sol y coeficiente índice de transparencia y tipo de nubes.

En la modelación se incorporó el máximo posible de relaciones teóricas y empíricas pre-existentes, razón por lo cual,



a excepción del espesor de la capa activa, para lo cual se adoptó en definitiva un valor de  $H = 10$  cm, el modelo no tiene parámetros. La calibración se refiere en este caso más bien, a la selección de distintas alternativas conceptuales para la modelación de los diferentes procesos.

Las figuras N°2 y 3 muestran a manera de ejemplo la comparación entre valores simulados y medidos de espesor del manto y derretimiento diario durante la temporada 1970.

### 3. ANALISIS DE SENSIBILIDAD DEL MODELO.

Con el propósito de visualizar la respuesta del modelo ante variaciones de las variables meteorológicas de entrada y de las propiedades físicas de la nieve, se realizaron simulaciones con diferentes valores de cada una de las variables o combinaciones de ellas, manteniendo el resto constante en un valor normal, obteniéndose así una primera impresión de la región en que deberían estar las condiciones que tienden a "maximizar" el derretimiento.

El resultado de este análisis indica comportamiento en general no lineal del derretimiento ante las variables meteorológicas y características de la nieve. Las variables meteorológicas más influyentes resultaron ser la temperatura y humedad del aire, dada la relativa constancia de la radiación solar. Las condiciones térmicas iniciales del manto y los parámetros físicos de la nieve resultaron de baja incidencia, tendiendo el derretimiento a maximizarse al aumentar la densidad y disminuir el albedo de la nieve.

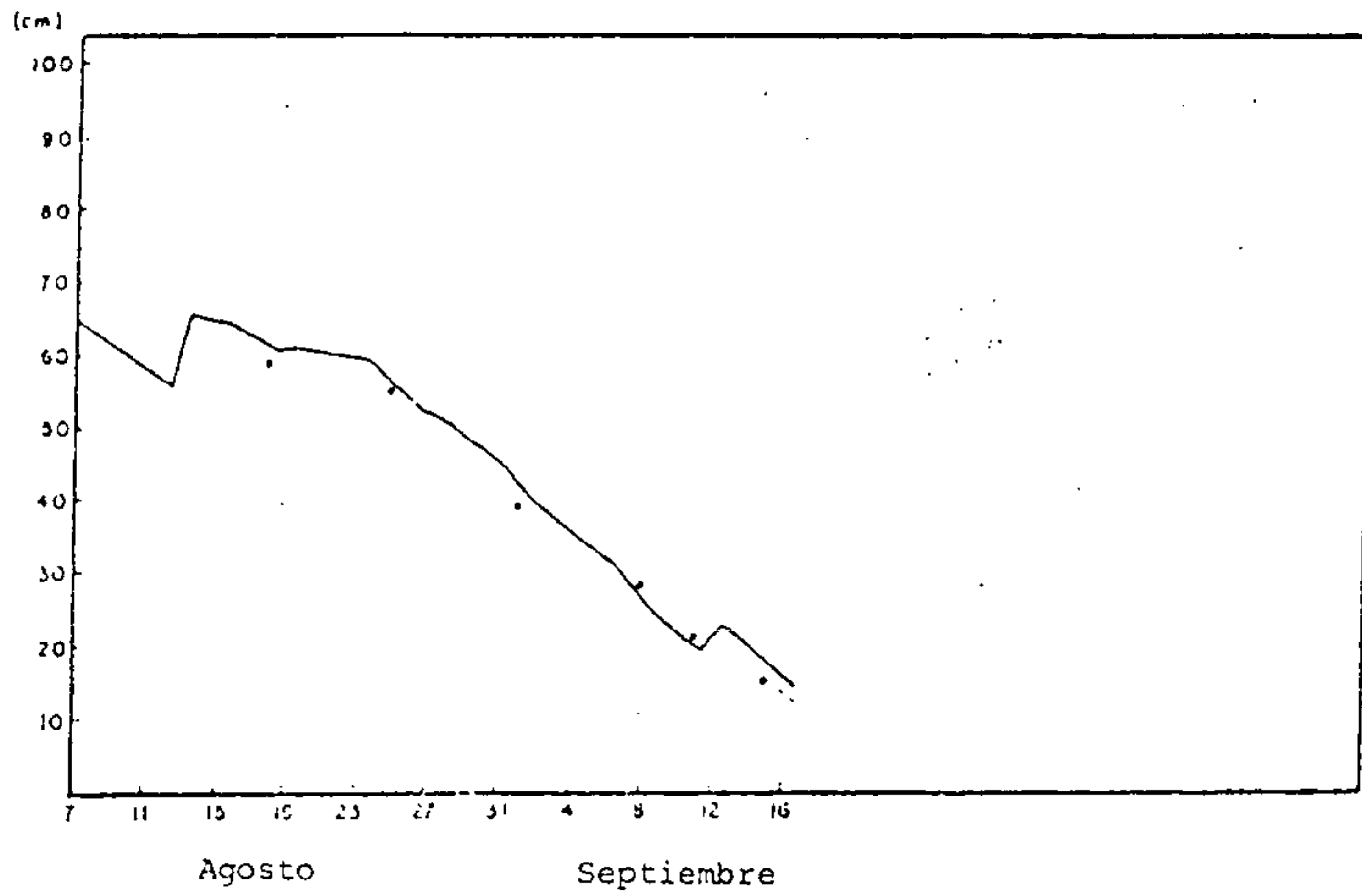
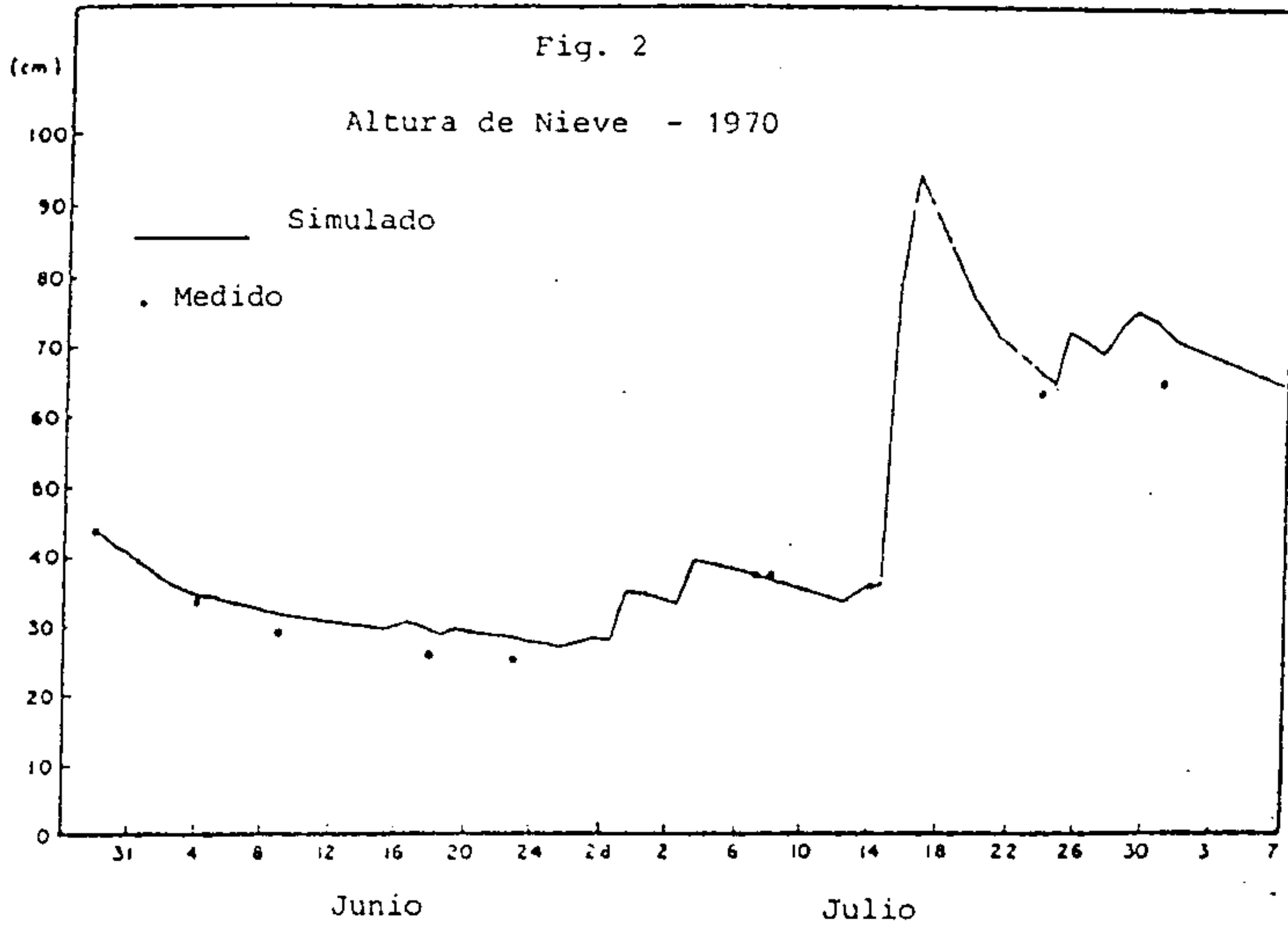
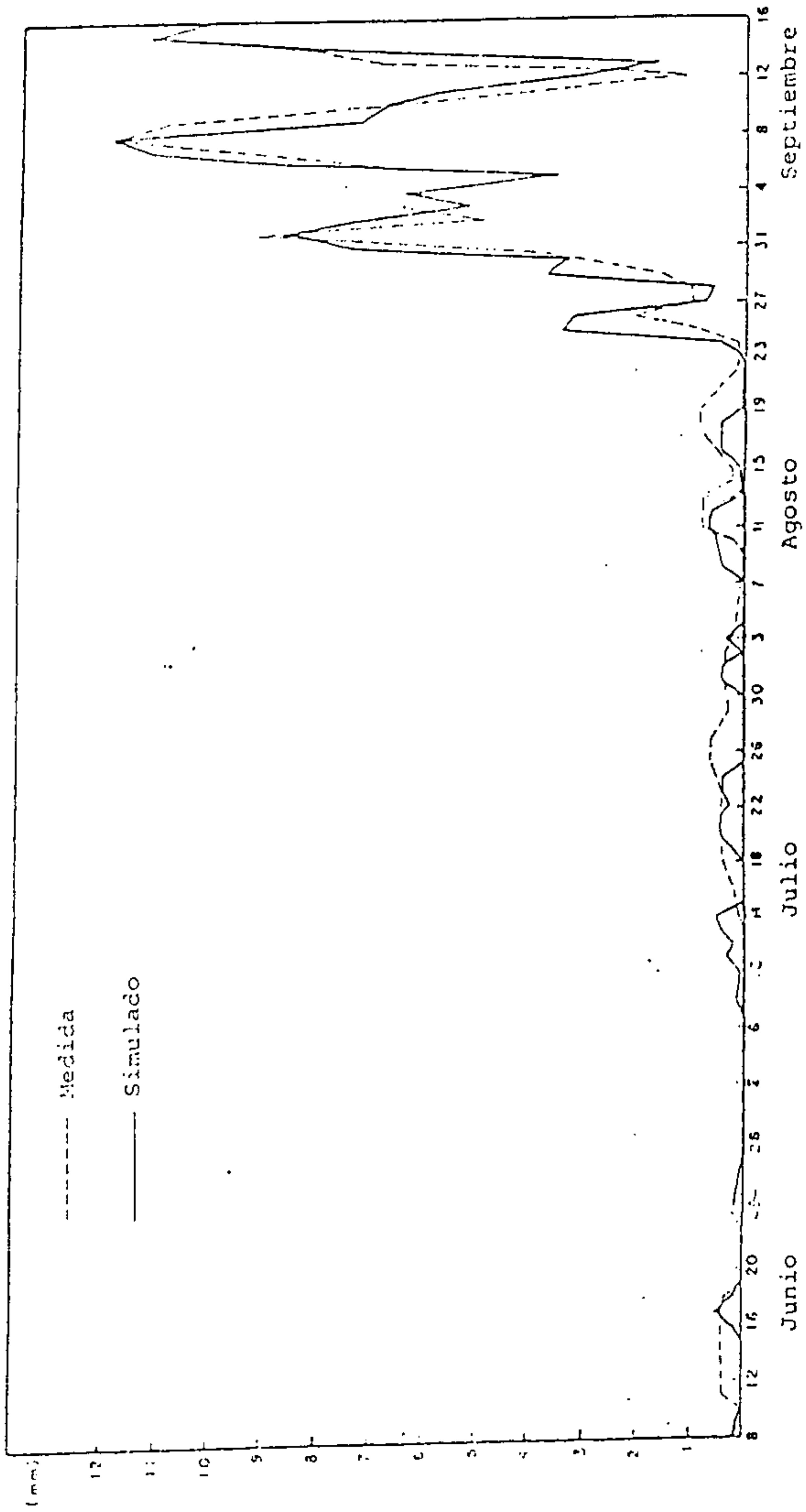


Fig. 3

DERRETIMIENTO DIARIO

1970



La presión atmosférica (que indirectamente modela la cota del lugar), la rugosidad superficial de la nieve y la velocidad del viento actúan como "catalizadores" del proceso de derretimiento, acelerando el intercambio turbulento de calor en la interfase aire-nieve, resultando que cuando el flujo neto de calor no radiativo es positivo, un aumento de estas variables lo incrementa y cuando es negativo, lo hace más negativo aún.

Resulta además interesante que el derretimiento aumenta al disminuir el equivalente en agua de la nieve hasta llegar a un máximo cuando el equivalente en agua es igual al derretimiento potencial de la nieve. Para equivalentes en aguas menores, el derretimiento diario obviamente se reduce por agotamiento de la reserva de nieve antes del término de la jornada de derretimiento.

A la luz de estos resultados se decidió adoptar valores típicos de nieve madura para las condiciones iniciales y parámetros físicos, que son favorables al derretimiento, dejando como variables de maximización a las variables meteorológicas. Como es de esperar, las variables meteorológicas resultaron estar fuertemente correlacionadas entre sí, siendo éste uno de los motivos que se tuvo para su transformación en componentes principales como herramienta matemática de análisis.

#### 4. SELECCION DE DATOS.

Para la maximización del derretimiento se utilizaron las estadísticas meteorológicas disponibles en el L.N.U. Ch. , Farellones , y en la estación Lagunitas de Minera Andina. La información disponible se agrupó por épocas del año a fin de que no influyeran las tendencias estacionales de las variables, lo cual, junto con la hipótesis de normalidad de la distribución, se verificó mediante test estadísticos.

## 5. METODOLOGIA DE MAXIMIZACION.

La base del método desarrollado consiste en generar información meteorológica mediante la adopción arbitraria de componentes principales, a objeto de simular el derretimiento asociado a la información generada. La forma trivial de maximizar el derretimiento sería adoptar componentes principales que cubran el espacio principal en un amplio rango, para luego buscar por simple inspección el máximo valor simulado.

Lo anterior significa largos procesos de cálculo computacional, ya que cubrir un espacio principal de 4 dimensiones (como resulta en la realidad) con cinco puntos por eje principal lleva a realizar 625 ( $5^4$ ) procesos, razón por la que se desarrolló un método para acelerar el encuentro del máximo, el que se detalla a continuación.

### 5.1. Etapas de Método de Maximización en función de las variables Meteorológicas.

i) Seleccionar la información meteorológica, verificar su normalidad y tendencia para definir el juego de datos base  $|x|$  para aplicar el método de maximización. Este juego de datos debe ser representativo de las condiciones y variabilidad meteorológica de la zona en estudio.

ii) Calcular :

- La matriz de vectores propios de  $|x|$  :  $|V|$
- El vector de valores propios de  $|x|$  :  $t$
- Las componentes principales de  $|x|$  :  $(c)$
- El porcentaje de información contenido por cada componente principal:  $\{ \rho \}$
- La matriz de correlación entre  $|x|$  y  $|c|$  :  $\rho$
- La desviación estandar de las componentes principales  $\{ v \}$

iii) Simular el derretimiento asociado a  $|x|$  :  $\{ D \}$ , redefiniendo las condiciones iniciales cada día o cada período de simulación.

iv) Buscar el máximo derretimiento calculado ;  $D_{\max}$  y definir como día base las condiciones meteorológicas y componentes principales que originaron  $D_{\max}$ ,

- v) Adoptar un primer juego de componentes principales en forma arbitraria, aunque considerando que sus valores deben estar en torno a las del día base y que deben seleccionarse buscando mejores condiciones para el derretimiento, lo que puede deducirse a través de un análisis de la matriz de correlaciones  $|\rho|$  calculada en ii).
- vi) Aplicar la transformación inversa a las componentes principales adoptadas en la etapa anterior para obtener información meteorológica generada  $|X_g|$ .
- vii) Simular el derretimiento asociado a  $|X_g|$  y volver a iv), hasta que las componentes principales tomen sus valores límites (más y menos, cuatro veces su desviación standard, por ejemplo), o hasta que el derretimiento deje de crecer en todas las direcciones del espacio principal, en cuyo caso se está en presencia de un máximo local.

Con el procedimiento descrito se llega rápidamente a encontrar la combinación de variables meteorológicas que maximizan el derretimiento. Los valores límites de las componentes principales se fijan en forma arbitraria. En este trabajo se usó  $(-4\sigma, 4\sigma)$  como rango aceptable, el que tiene una probabilidad de ocurrencia de 99,98%, lo que en la práctica viene a cubrir todo el espacio principal.

El análisis de  $|\rho|$  mencionado en v) consiste en considerar el signo y valor absoluto de cada elemento de  $\rho$ , ya que nos indica el efecto que tiene el incremento de cada componente principal sobre cada variable meteorológica; el signo indica si la influencia es creciente o decreciente y su valor absoluto indica la magnitud de la incidencia.

Como último paso y en virtud del análisis de sensibilidad hecho al derretimiento ante el espesor del manto, debe encontrarse por tanteo el valor de éste que maximiza el derretimiento para las condiciones encontradas, que además será el que produce el agotamiento de la nieve en el momento en que se invierte el signo del flujo calórico, cosa que debe ocurrir más o menos al término de las horas de luz.

Es obvio que la validez del derretimiento maximizado obtenido mediante este procedimiento queda supeditado a la validez del modelo que se utiliza para simular el derretimiento asociado a las variables meteorológicas generadas.

## 6. APLICACION DEL METODO.

El procedimiento descrito en el capítulo anterior fue aplicado con diferentes juegos de datos obtenidos en las estaciones de La Parva en Farellones y Lagunitas de Minera Andina en Los Andes. En todos los casos se obtuvieron resultados similares en cuanto a la forma de las curvas derretimiento versus componentes principales. Para ilustrar los resultados obtenidos, se presenta a modo de ejemplo la aplicación del método de maximización con la información meteorológica de Lagunitas, cota 2761 m.s.n.m. medida entre el 11 de Noviembre de 1974 y el 12 de Diciembre del mismo año, con 61 observaciones, limitadas al período en que físicamente existió nieve en la zona.

- i) Se verifica que la información original contenida en una matriz (x) de 61x7 no presenta tendencia y su normalidad es aceptable.
- ii) Se calculan los vectores y matrices correspondientes a esta etapa. La matriz de correlación ( $\rho$ ) 7x7 entre la información original y sus componentes principales se muestra en la Tabla N° 1. Los parámetros de mayor interés se transcriben en la Tabla N° 2.

Tabla N° 1.

Matriz de correlación entre:

Filas : Componentes principales y  
Columnas: Variables originales.

1	0.7679	-0.2681	-0.4436	0.0418	-0.2298	-0.2892	0.0581
2	0.7559	-0.3723	-0.3823	-0.0252	0.1375	0.3518	-0.0210
3	0.5915	-0.5614	0.4055	0.3465	0.1967	-0.1070	0.0179
4	0.8526	0.4095	0.0132	0.1671	-0.0235	-0.0369	-0.2747
5	0.7148	0.5857	-0.1013	-0.0023	0.3211	-0.0818	0.1609
6	-0.7194	0.1781	-0.2696	0.6083	-0.0303	0.0741	0.0402
7	-0.8229	-0.2185	-0.3124	-0.0958	0.3344	-0.1978	-0.1321

Tabla N° 2.

## Parámetros de las Componentes Principales.

Componente Principal	1	2	3	4	5	6	7
% Parcial información	56.3	16.0	9.8	7.6	4.7	3.9	1.7
% acumulado informac.	56.3	72.3	82.1	89.7	94.4	98.3	100.0
Desviación standard	1.99	1.06	0.83	0.73	0.57	0.52	0.35

Omitiendo el listado de los 61 derretimientos calculados, se obtiene que el máximo se produce el día 55 siendo de 18.1 mm., al que corresponden las siguientes condiciones meteorológicas y componentes principales.

Variable	Valor	Unidad	Componentes principales.
Horas de Sol	6	hrs.	1) 0.849
Tipo de nubes	0.2	--	2) 1.107
Velocid. viento	7.0	km/hr.	3) -1.558
Temp. máxima	15.2	° C	4) 0.646
Temp. mín.	7.2	° C	5) 0.093
Humedad. Rel. Máx.	80	%	6) 0.470
Humed. Rel.Mín.	21	%	7) 0.132

Analizando la primera columna de la matriz de correlación ( $\rho$ ), se deduce que un aumento de la primera componente principal produce un aumento de las 5 primeras variables y una marcada disminución de las dos últimas (Se mantiene el orden de la tabla N°1). Esta situación se dió con todos los juegos de datos analizados (25 en total entre las dos estaciones señaladas). Esto significa que un aumento de la temperatura ambiente, estadísticamente implica una fuerte disminución de la humedad relativa, razón por la que se adopta para la primera componente principal un valor mayor que el del día base a objeto de generar altas temperaturas. Mediante un análisis similar para las otras componentes principales, y despreciando la cantidad de información contenida en las dos últimas, a las cuales se les impuso su valor promedio, se adoptaron las siguientes combinaciones, resultando los derretimientos que se indican



Componentes Principales					Derretimiento ( mm)
CP1	CP2	CP3	CP 4	CP5	
1.0	2.12	-1.66	0.73	0.28	26.8
1.5	2.12	-0.80	0.73	0.28	25.4
1.99	2.12	- 1.66	0.73	0.28	29.9

El máximo derretimiento en esta etapa lo da la tercera combinación siendo de 29,9 mm en el día. Iterando cuatro veces se llega a que el derretimiento maximizado es 43.24 mm/día, obtenido con las siguientes condiciones meteorológicas y componentes principales.

<u>Variable</u>	<u>Valor</u>	<u>Unidad</u>	<u>Componente Principal</u>
Hora de Sol	8.0	hrs.	1) 3.00
Tipo de nubes	0.1	--	2) 2.12
Velocid.viento	8.2	Km/hr.	3) - 1.60
Temp. máx.	19.9	°C	4) 1.00
Temp. mín.	12.7	°C	5) 1.00
Hum. Relat. max.	72.0	%	
Hum. Rel. min.	17.6	%	

Como último paso se ajusta el espesor del manto de acuerdo al criterio expuesto en el punto 3 , con lo que se llega a un valor maximizado del derretimiento de 53.9 mm en el día, para un espesor inicial del manto de 11,6 cm. y una densidad media adoptada de 0.46 grs./cm<sup>3</sup>

## 7. DISCUSION DE RESULTADOS.

De los resultados obtenidos, lo que más llama la atención es la existencia de un máximo local en la curva de derretimiento versus las componentes principales 1 y 2, ya que es razonable esperar que el derretimiento crezca junto con la componente principal 1 (Ver figura N°4).

Al investigar esta situación se concluyó que, como consecuencia del incremento de la temperatura se produce una baja de la humedad relativa como ya se anticipara, llegando a darse un gran gradiente de humedad entre el manto

CURVAS ISODERRETIMIENTO SOBRE EL PLANO PRINCIPAL CP1 - CP2

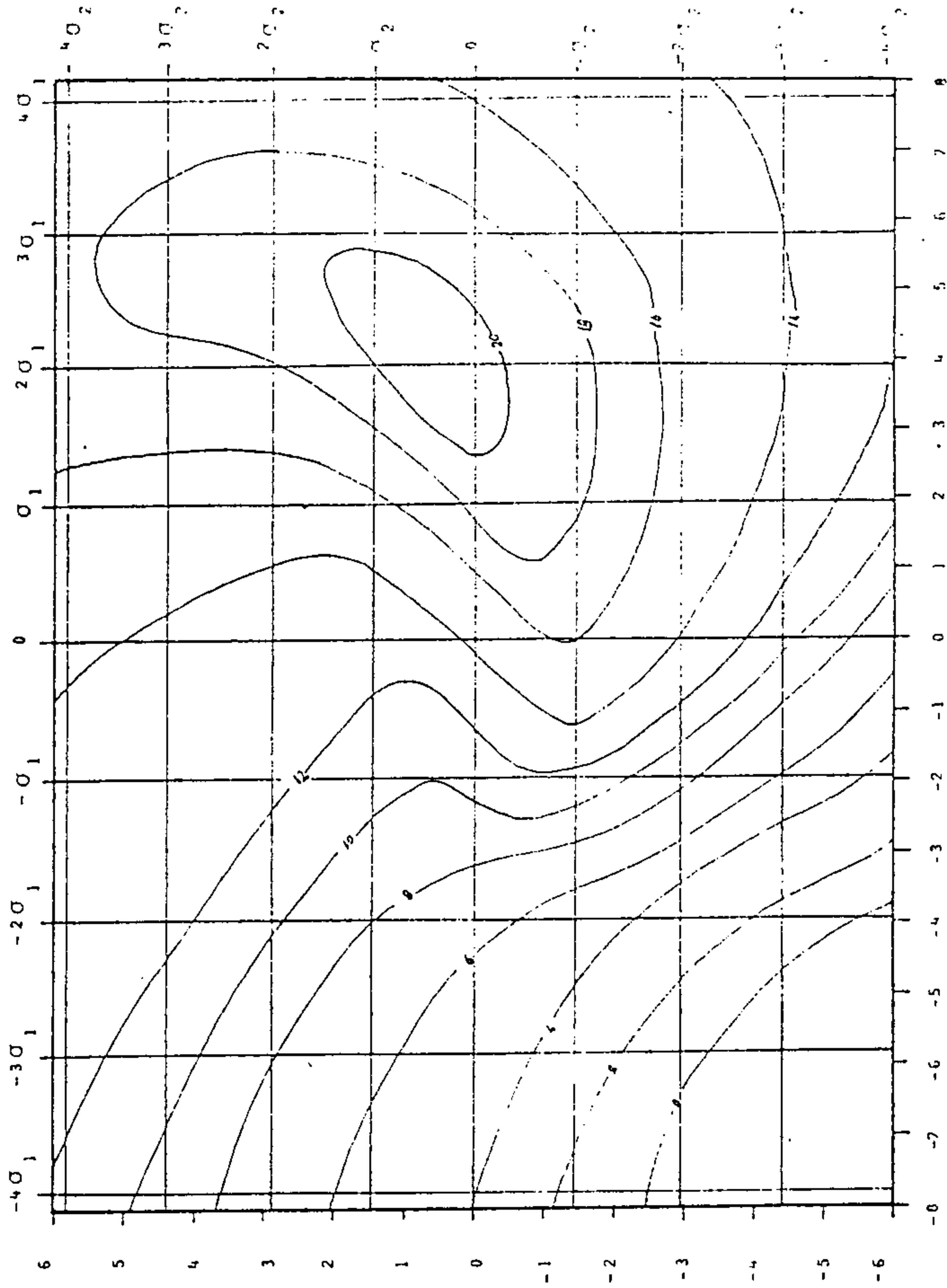


FIGURA N° 4

y el aire, razón por la que la evapo-sublimación sube a valores altos utilizando el calor que ingresa al manto. Se pudo verificar que de acuerdo a los resultados entregados por el modelo, para humedades relativas menores que 10% el derretimiento tiende a anularse, independientemente del valor de las otras variables meteorológicas.

El aspecto más interesante de esta situación es que el derretimiento tendría un máximo natural que acota su valor a una cantidad finita, siempre y cuando se mantenga la correlación negativa entre temperatura y humedad, que muestran los datos históricos.

Los resultados obtenidos hacen especialmente útil a la ingeniería hidrológica el método desarrollado, por cuanto arroja resultados rápidamente, razonables, y sobre todo alertan contra la adopción de valores de diseño con muy pocas o nulas probabilidades de ocurrencia, como que se podrían obtener producto de la maximización independiente o análisis de frecuencia de las variables de entrada, que no respete su correlación natural.

A modo de comparación, se calculó el período de retorno a que correspondería el derretimiento maximizado, utilizando como base estadística los 61 derretimientos diarios asociados al juego de datos originales, con lo que se obtuvo que el valor 53,9 mm/día esta a 8,46 desviaciones standard del origen o coeficiente de frecuencia máximo de 8.46. A esta cifra le corresponde un período de retorno superior a  $10^5$  años, por lo que puede concluirse que el derretimiento maximizado obtenido constituye una cota "máxima probable", que tendría de acuerdo al método de maximización desarrollado, una probabilidad de excedencia prácticamente nula.

Puede concluirse, en consecuencia, que aceptando como representativa la información meteorológica contenida en el período histórico de 61 días analizado, se tendría que en la zona central de Chile (latitud  $33^\circ$ ), a la cota de aproximadamente 2700 metros, el derretimiento diario no podría superar los 54 mm. durante los meses de Noviembre a Diciembre, sujeto a que exista tal cantidad de nieve en esa época.

El procedimiento desarrollado, tal como ha sido expuesto, sólo es válido para la maximización del derretimiento durante un sólo día. Por esta razón resulta interesante en una etapa posterior incorporar al análisis en componentes principales, la autocorrelación de las variables meteorológicas involucradas, que permitiría la maximización de tasas de derretimiento durante intervalos más largos, información necesaria para la estimación de ondas de crecidas de deshielo en cuencas grandes que tienen un mayor retardo. El método desarrollado permite la incorporación de este aspecto del análisis, excepto por el aumento considerable del tamaño de las matrices y del costo computacional involucrado.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.

1. W.M.O. , "Estimation of Probable Maximum Precipitation, Op. Hyd. Rep. N°1 , 1973.
2. Stowhas L. , "Métodos Hidrometeorológicos en el Estudio de Crecidas", Depto. Obras Civiles, U. de Chile, 1974.
3. Stowhas L., "Crecidas de Deshielo", Jornadas de Hidrología de Nieve y Hielos, Santiago , Diciembre, 1984.
4. Stowhas L., "Simulation of Energy Budget and Melting Processes in Snowpack Systems under Data Constraints" M.S. Thesis, Univ. de California, Davis, 1974.
5. Luna R., "Método para la Determinación de la Tasa de Derretimiento Máxima Probable", Memoria Ing. Civil, Universidad Federico Santa María, Valparaíso , 1981.
6. Luna R. y L. Stowhas, "Determinación de la Tasa de Derretimiento Máxima Probable", 6° Congreso Nacional Ing.Hidráulica. Santiago, 1983.

7. Anderson G. y N. Crawford, "The Synthesis of Continuous Snowmelt Runoff, Tech. Rep. 36 , University of Stanford, 1964.
8. Amorocho J. y B. Espíldora, "Mathematical Simulation of the Snow Melting Processes". W.Sc. and Eng. N°3001, University of California, Davis, 1966.
9. Espildora B. y L. Stowhas, "Instalación y Operación de un Laboratorio de Hidrología de Nieves", Hidrología y Riego, Universidad de Chile, 1968.
10. U.S.Army , Corps of Engineers, "Snow Hydrology" North Pacific Division, Oregon, 1956.
11. Polyakova, K.N. "Characteristics of the Melting of Ice Cover". Soviet Hydrology. Selected Papers N°3, 1966.
12. Morgan D., Pruilt W. y F. Lourence, "Analysis of Energy, Momentum and Mass Transfer over Vegetative Surfaces", ECOM 68 -G10 -F, U.S. Army 1974.
13. Yosida, Z. "Physical Properties of Snow" , W. Kingery, Edit. M.I.I. 1963.

PROGRAMA HIDROLOGICO INTERNACIONAL  
JORNADAS DE HIDROLOGIA DE NIEVES Y HIELOS  
EN AMERICA DEL SUR

BALANCES DE MASA DE LOS GLACIARES DEL CAJON DEL RUBIO,  
NACIENTES DEL RIO DE LAS CUEVAS, ANDES ARGENTINOS, 1982/84

Gabriel A. Cabrera

RESUMEN

Se presentan los resultados de dos años de investigación glaciológica del Cajón del Rubio, nacientes del Río de Las Cuevas, Andes Centrales Argentinos. La información de emergencia de balizas, pozos, perfiles de densidad y dureza a la penetración, se utilizó para confeccionar las curvas de balance específico para veintinueve puntos distribuidos en tres cuerpos de hielo. Se calculan los balances totales y específicos medios netos haciendo uso de las funciones hipsométricas de los glaciares y se llega a las importantes conclusiones de que aún en años de balance muy diferente (positivo y negativo) 1) existen zonas sensibles al balance en cada glaciar, de posición invariante, lo que posibilita establecer un sistema más eficaz de cuantificación de los balances, y 2) el balance neto guarda una relación directa con la acumulación invernal, mientras que la ablación media neta se mantiene sensiblemente constante en el tiempo en el orden de un metro de columna de agua, lo que permite formular un primer modelo de pronóstico.

Las conclusiones finales se acompañan de un conjunto de recomendaciones a las que se sugiere ajustarse en la prosecución de las investigaciones.

## 1. INTRODUCCION

Este trabajo muestra los resultados de los balances de masa de los glaciares del Cajón del Rubio, nacientes del río de Las Cuevas, Mendoza, andes centrales argentinos, entre 1982 y 1984. El río de Las Cuevas, junto con el Tupungato y el de Las Vacas, originan el río Mendoza, de un caudal medio de  $36 \text{ m}^3/\text{s}$ , cuya cuenca de  $6311 \text{ km}^2$  da lugar a uno de los principales oasis de la zona árida pedemontana.

Si bien el principal aporte lo da el río Tupungato (y su afluente el Plomo, que nace en los grandes glaciares del Plomo y del Juncal), las nacientes del río de Las Cuevas, en el Cajón del Rubio ( $32^{\circ}36' \text{ S}$ ,  $70^{\circ}09' \text{ W}$ ), fueron elegidas para un estudio piloto por el IANIGLA (1979) (Leiva, 1982), principalmente a causa de su accesibilidad y condiciones glaciológicas, donde se cuenta actualmente con un refugio montado en 1980.

Los primeros resultados sobre balance de masa, relevados por el método de balizas, fueron comunicados por Leiva (1982), y abarcan los períodos 1979/80, 1980/81 y 1981/82. En 1982, sobre la base de la experiencia previa, se comenzó un estudio más sistemático con el diseño de una nueva red de balizas y un plan regular de campañas para su implantación y relevamiento, y para efectuar perfilajes de densidad, temperatura y dureza a la penetración de la nieve.

El procesamiento de estos datos nos permite ahora presentar resultados con una primera interpretación estadística, que nos van acercando al objetivo de una mayor comprensión de la hidrólogía de las cuencas de cordillera con miras a un mejor manejo de los recursos hídricos. Dentro de este contexto los resultados de índole glaciológica que se presentan forman parte de una beca de investigación del autor, que incluye otras disciplinas hidrológicas y meteorológicas para la formulación de teorías con valor pronóstico.

## 2. METODOLOGIA

### 2.1 Recolección de datos

En la zona del Cajón del Rubio, sobre los  $4000 \text{ m}$  de altitud, se han seleccionado dos glaciares para el estudio: el glaciar Piloto y el Alma Blanca. El primero es un cuerpo de hielo descubierto de  $1,35 \text{ km}^2$ , con una forma de herradura que da origen a dos lenguas, a las que hemos estudiado por separado. Este glaciar cuenta ya con estudios previos del IANIGLA (Leiva, 1982). El glaciar Alma Blanca se incorporó al estudio en 1982. Es un cuerpo de desarrollo longitudinal con una zona de acumulación muy agrietada en la ladera del cerro Brasil ( $5010 \text{ m}$ ). Su red de balizas se limita sólo a la zona de ablación entre los

4 000 y los 4 250 m de altitud.

El diseño de las redes de balizas obedece a las recomendaciones de Østrem y Stanley (1969) (Cabrera, 1983). Se implantaron veinte balizas en diciembre de 1982 y veinte en diciembre de 1983 ( diez en la lengua este y cinco en la oeste del glaciar piloto, y cinco en el Alma Blanca en 1983; y ocho, siete y cinco respectivamente en 1984) (fig. 1.a y 1.b).

El plan de campañas anuales es el siguiente: 1) mediados de octubre: medida de la acumulación anual por excavación de pozos hasta el *névé* del verano anterior. En una pared del pozo se toman datos de densidad con un cateador Kahl-sico tipo Mount Rose usado en sentido horizontal cada 20 cm, y de temperatura con un termistor cada 10 cm. Se lleva a cabo también un perfilaje de temperatura en función del tiempo a los efectos de detectar el estado de avance de la onda térmica y estimar así la fecha probable de comienzo de la estación de ablación. 2) mediados de diciembre: colocación de balizas de mimbres de tres tramos articulados de dos metros cada uno, por medio de una sonda de vapor (Suarez y Videla, 1982). 3) eventualmente enero o febrero: relevamiento de emergencias de balizas. 4) principios de abril: relevamiento de emergencias de balizas, determinaciones de densidad y dureza a la penetración. Los accesos se llevan a cabo a caballo, en helicóptero u ocasionalmente en esquies.

## 2.2 Curvas de balance específico

Los datos de emergencias, pozos, cateos y perfiles de dureza a la penetración sobre puntos cercanos o coincidentes permiten determinar los balances específicos para dichos puntos en diferentes fechas. Tratándose de un glaciar moderadamente frío y de un clima montañoso árido, se verifica que

$$\begin{aligned} b_w &\approx c_n \\ b_s &\approx a_n \end{aligned} \quad \{1\}$$

es decir que los términos invernal  $b_w$  y estival  $b_s$  del balance neto prácticamente coinciden con sus componentes, la acumulación y la ablación netas  $c_n$  y  $a_n$ . Teniendo en cuenta esto y el hecho de que durante octubre y parte de noviembre el descenso de la superficie es debido casi exclusivamente a la compactación no ablatoria (Cabrera, *op. cit.*), se adoptó como  $c_n$  al balance de octubre, y como  $a_n$  a su diferencia con el balance neto medido a fines del verano.

La utilización de datos de 44 balizas estables (4 de ellas reaparecidas de años anteriores (Leiva, *op. cit.*)), 12 balizas transitorias, 15 perfiles de du-



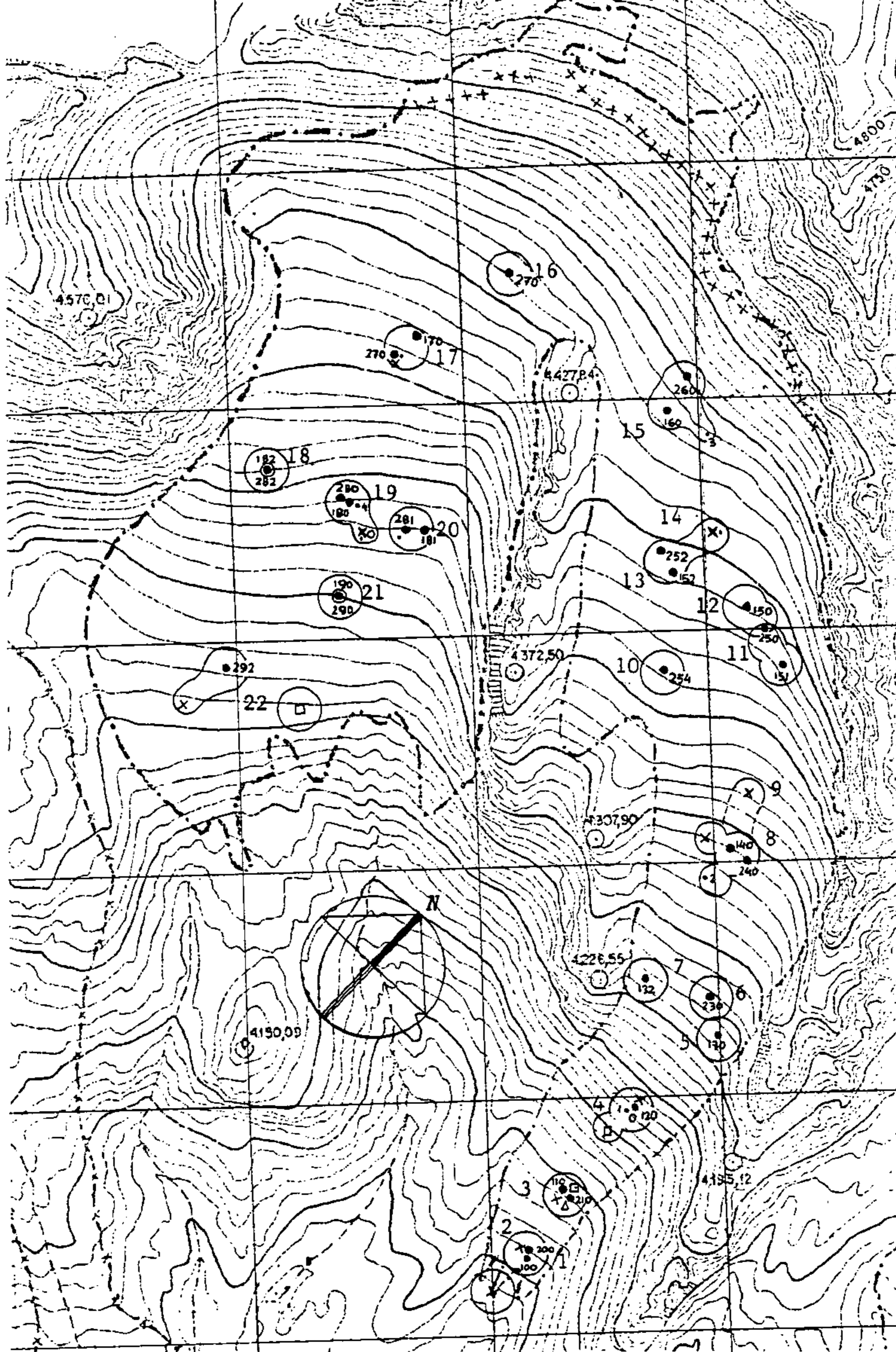


Fig.1.a Glaciar piloto del Cajón del Rubio, con sus dos lenguas (este, a la derecha de la figura; oeste, a la izquierda) en escala 1:10 000, equidistancia 10 m. Los símbolos indican: ● baliza (numeradas), • baliza transitoria, ◻ baliza antigua, × perfil de dureza, Δ perfil SI-PRE. En caracteres grandes se numeran los 22 puntos de estudio.

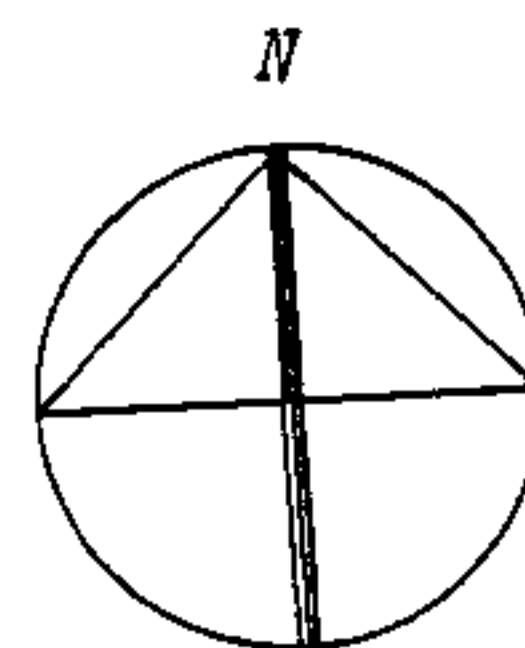
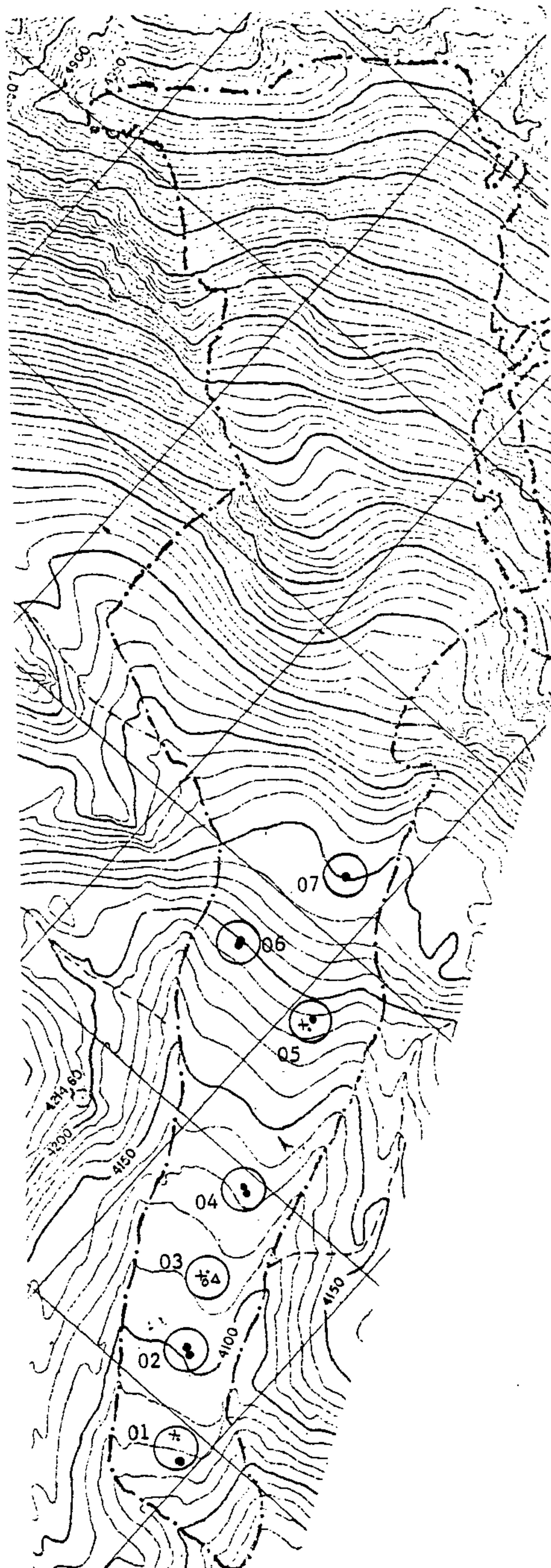


Fig.1.b Glaciar Alma Blanca, en el Ca-  
jón del Rubio. Escala 1:10 000,  
equidistancia 10 m. Ver simbo-  
logía en el epígrafe de la fig.  
1.a, pag. anterior.

reza, 3 pozos y dos cateos SIPRE entre los dos glaciares (fig. 1 a y b) nos condujeron a la selección de 22 puntos en el glaciar piloto (15 en la lengua E y 7 en la W) y 7 en el AB, para los cuales se representaron los balances específicos en función de la altitud. Utilizando las coordenadas de cada punto a partir del levantamiento y cálculos topográficos efectuados por L. Lenzano (1984) se tuvo el cuidado de verificar, con balizas colocadas a propósito sobre el mismo surco de fusión, la hipótesis correctiva propuesta por Vallon (1968) para la eventualidad de flujo convergente o divergente, pero la derivada parcial de la componente vertical de la velocidad con respecto a su dirección tiene valores tan pequeños que en el caso más desfavorable (cambio de pendiente de la lengua este) tiene una incidencia de apenas 0,33%, menor que la precisión con que se miden las emergencias.

Los datos de balance específico se presentan en la figura 2, para el glaciar piloto y Alma Blanca con la altitud. Un primer análisis de los datos brutos nos indicó ciertas tendencias continuas; por ejemplo, para la lengua oeste del glaciar piloto es notable la variación uniforme de las pendientes de tramos homólogos de los puntos 18, 19 y 20 (sentido transversal del glaciar) y 17, 19 y 21 (sentido longitudinal), hecho que nos permitió hallar por interpolación la posición del valor pico ( $b_w$ ) de la curva del punto 18. Por procedimientos análogos (por análisis de diferencias) se ha podido densificar un poco la información y presentarla tal como aparece en la figura. En otros casos se ha podido detectar inconsistencias, como el aparente balance notablemente positivo del punto 17 en 1983/84, debido seguramente al aporte de una avalancha, por otro lado características de esa zona del glaciar. En el AB se observó también una diferencia en el comportamiento de los puntos 06 y 07 con respecto al patrón general, lo que se ve justificado por la particular ubicación de las balizas 0122/0222 y 0130.

De un modo inmediato se pueden ya calcular los valores netos anuales de las componentes del balance, lo que aparece en la tabla 1.a.

Del análisis de los datos de densidad en las distintas fechas, se adoptó el criterio de evaluar la acumulación medida en octubre con una densidad de  $0,4 \text{ g/cm}^3$ , y el balance específico neto con una densidad de  $0,50 \text{ g/cm}^3$  o de  $0,55 \text{ g/cm}^3$  sobre el balance neto de *névé* según se tratara de valores positivos o negativos respectivamente. Para casos de hielo subyacente del año anterior se tomó  $0,85 \text{ g/cm}^3$ . La tabla 1.b muestra los datos convertidos a columna de agua.

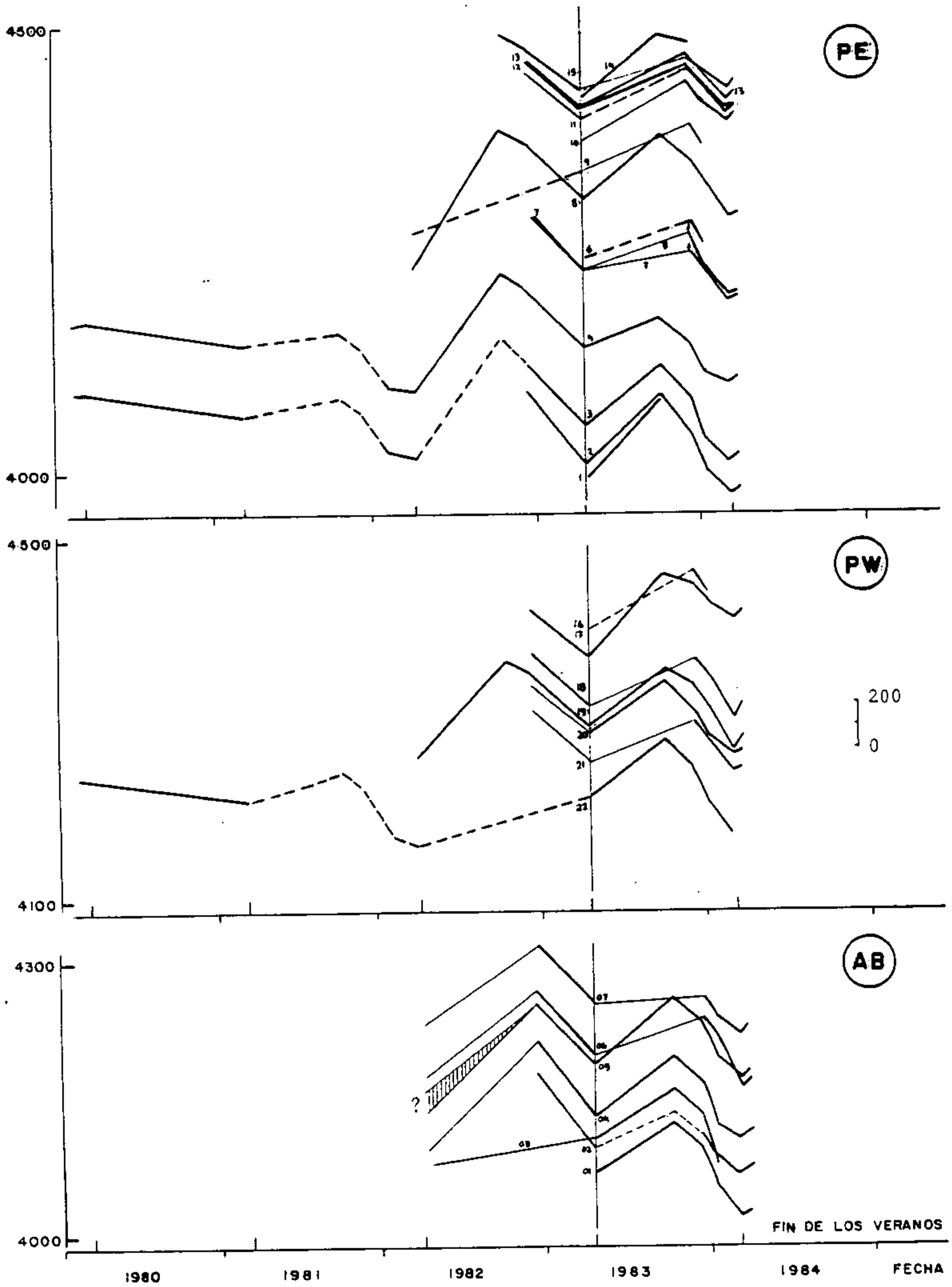


Fig.2 Balances específicos para los puntos de estudio en los tres glaciares en función de la altitud. La altitud de cada "curva" de balance es la que intercepta a la misma en el fin del verano de 1983. Aparte de los datos de la tabla 1.a, se han incluido valores interpolados como se indicó en el texto. Los balances están en cm de nieve con la escala indicada a la derecha.

Tabla I.a Acumulación ( $c'_n$ ), ablación ( $a'_n$ ) y balance ( $b'_n$ ) netos de los puntos relevados, entre 1980 y 1984, expresados en cm de material sólido. Se indican las coordenadas planialtimétricas de los puntos.

Punto #	coordenadas			80/81			81/82			82/83			83/84		
	X	Y	Z	$c'_n$	$a'_n$	$b'_n$	$c'_n$	$a'_n$	$b'_n$	$c'_n$	$a'_n$	$b'_n$	$c'_n$	$a'_n$	$b'_n$
1	2 472	2 800	3 987	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
2	2 863	2 543	4 005	.	.	.	.	.	.	.	.	.	320	462	-142
3	2 934	2 660	4 047	.	.	-112	(88)	(282)	-194	(539)	(373)	166	278	440	-162
4	3 058	2 790	4 135	.	.	-114	(54)	(263)	-209	492	331	161	126	291	-165
5	3 197	2 916	4 222	.	.	.	.	.	.	.	>206	.	.	.	-120
6	3 187	2 980	4 236	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
7	3 078	3 014	4 221	.	.	.	.	.	.	>460	>234	226	.	.	<-130
8	3 239	3 220	4 299	.	.	.	.	.	.	624	318	306	290	369	-79
9	3 250	3 330	4 330	.	.	.	.	.	.	.	.	269	>241	.	.
10	3 121	3 536	4 364	.	.	.	.	.	.	.	.	.	>275	>183	92 ?
11	3 324	3 544	4 391	.	.	.	.	.	.	.	>195	.	.	>212	.
12	3 265	3 647	4 397	.	.	.	.	.	.	.	>219	.	>212	>212	0 ?
13	3 131	3 725	4 400	.	.	.	.	.	.	.	.	.	>253	>212	41 ?
14	3 209	3 770	4 413	.	.	.	.	.	.	.	.	.	284	.	.
15	3 156	4 009	4 422	.	.	.	.	.	.	.	247	.	>146	>142	4
16	2 878	4 227	4 400	.	.	.	.	.	.	.	.	.	alud	.	.
17	2 681	4 086	4 370	.	.	.	.	.	.	.	>212	.	alud	-196	.
18	2 469	3 895	4 316	.	.	.	.	.	.	.	>233	.	>210	>265	-55
19	2 591	3 839	4 296	.	.	.	.	.	.	442	292	150	252	364	-112
20	2 707	3 785	4 285	.	.	.	.	.	.	>500	>220	280	252	336	-84
21	2 579	3 678	4 253	.	.	.	.	.	.	>500	>242	258	<274	<308	-34
22	2 310	3 500	4 213	.	.	-92	141	344	-203	.	.	153	274	385	-111
01	3 544	2 429	4 071	.	.	.	.	.	.	.	.	.	217	428	-211
02	3 697	2 547	4 094	.	.	.	.	.	.	.	>332	.	>52	>169	-117
03	3 814	2 616	4 106	.	.	.	.	.	.	.	.	101	236	>322	<-86
04	3 968	2 650	4 128	.	.	.	.	.	.	>505	>355	150	286	369	-83
05	4 271	2 760	4 189	.	.	.	.	.	.	>500	>276	224	291	365	-74
06	4 287	2 946	4 197	.	.	.	.	.	.	>410	>294	116	305	448	-143
07	4 483	2 875	4 255	.	.	.	.	.	.	>350	>259	91	>37	>165	-128

NOTA: los valores entre paréntesis son estimaciones obtenidas de capas subyacentes.

Tabla V.b Acumulación ( $c_n$ ), ablación ( $a_n$ ) y balance ( $b_n$ ) netos de los puntos relevados, entre 1980 y 1984, expresados en cm de columna de agua. Datos calculados sobre la tabla I.a

Glaciar	Punto #	80/81			81/82			82/83			83/84		
		$c_n$	$a_n$	$b_n$	$c_n$	$a_n$	$b_n$	$c_n$	$a_n$	$b_n$	$c_n$	$a_n$	$b_n$
Piloto Este (PE)	1	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	2	.	.	.	.	.	.	.	.	.	128	206	-78
	3	.	.	-62	35	142	-107	216	133	83	111	200	-89
	4	.	.	-63	22	137	-115	197	116	81	50	141	-91
	5	.	.	.	.	.	.	.	70	.	.	.	-66
	6	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	7	.	.	.	.	.	.	>184	>71	113	.	.	-72
	8	.	.	.	.	.	.	250	97	153	116	159	-43
	9	.	.	.	.	.	.	.	.	135	>96	.	.
	10	.	.	.	.	.	.	.	.	.	110	64	46
	11	.	.	.	.	.	.	.	>71	.	.	>77	.
	12	.	.	.	.	.	.	.	.	.	85	85	0
	13	.	.	.	.	.	.	.	>85	.	101	81	20
	14	.	.	.	.	.	.	.	.	.	114	.	.
	15	.	.	.	.	.	.	.	98	.	58	56	2
Piloto Oeste (PW)	16	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
	17	.	.	.	.	.	.	.	>89	.	.	82	.
	18	.	.	.	.	.	.	.	>100	.	84	114	-30
	19	.	.	.	.	.	.	258	130	128	101	163	-62
	20	.	.	.	.	.	.	200	60	140	101	147	-46
	21	.	.	.	.	.	.	200	71	129	.	.	.
	22	.	.	-51	56	168	-112	.	.	77	110	171	-61
Alma Blanca (AB)	01	.	.	.	.	.	.	.	.	.	87	203	-116
	02	.	.	.	.	.	.	.	>138	.	>21	>85	-64
	03	.	.	.	.	.	.	.	.	51	94	>142	<-48
	04	.	.	.	.	.	.	202	127	75	114	160	-46
	05	.	.	.	.	.	.	>205	>93	112	116	157	-41
	06	.	.	.	.	.	.	>164	>106	58	122	201	-79
	07	.	.	.	.	.	.	>140	>94	46	>15	>85	-70

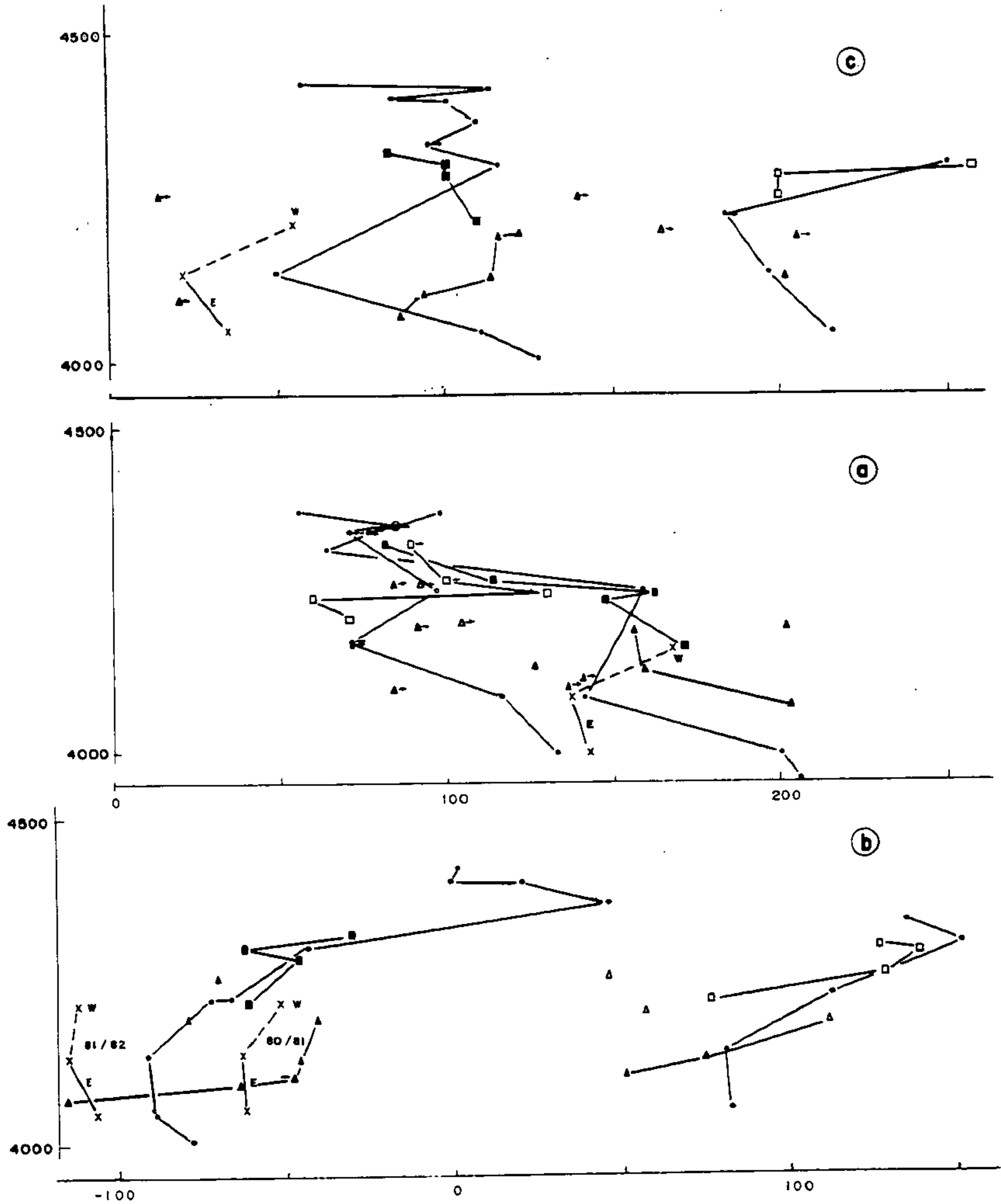


Fig.3. Acumulación c, ablación a y balance b netos en función de la altitud. Los símbolos llenos indican 1983/84 y los vacíos 1982/83, y representan: círculos: PE, cuadrados: PW, triángulos: AB. Las cruces indican datos de la red de balizas antigua, donde se indica E o W según la lengua a que pertenecen.

### 2.3. Análisis estadístico

La información de la tabla 1.b se muestra gráficamente en la figura 3., en donde se han volcado los valores de acumulación, ablación y balance netos en función de la altitud. Los datos de 1980/81 para el balance (-62 y -63 para PE y -51 para PW) se calcularon a partir de datos de Leiva (*op.cit.*), que reportó un valor medio de -0,5 m, pues las balizas correspondientes reaparecieron en 1984 tras haber sido cubiertas por el balance positivo de 1982/83. Los datos de 1981/82 guardan también cierta relación con los valores aproximados reportados por Leiva (acumulación: valor medio de 38 cm contra 0,2 m, ablación: valor medio de 149 cm contra 1,8 m, balance: valor medio de -111 cm contra -1,5 m).

De la observación de la figura surge la inquietud de intentar resolver estadísticamente una cantidad de interrogantes importantes que podríamos resumir del siguiente modo. En primer lugar: 1) ¿existe relación entre las variables acumulación, ablación y/o balance específicos con la altitud?, y si la hay 2) ¿varían esas relaciones entre los glaciares y con los años?, ¿o pueden tomarse como leyes distintivas para cada glaciar o año?. En segundo lugar: 3) ¿son diferentes las variables entre glaciares o entre años? y 4) ¿hay variables que permanezcan invariantes para cada glaciar todos los años?, ¿y para cada año en todos los glaciares en estudio?

Todas estas posibilidades se estudiaron como ensayos de hipótesis considerando tres glaciares (PE, PW y AB) y dos años (1982/83 y 1983/84) en que el balance fue notablemente positivo y negativo respectivamente.

2.3.1. Análisis de correlación: Se sometieron los pares de puntos variable vs. altitud a un análisis de correlación con un programa de ajuste de cuadrados mínimos a nueve funciones monótonas con dos variables  $a$  y  $b$  desarrollado por el autor para computadora de mano Hewlett-Packard 41CV, y se sometieron los mejores coeficientes de correlación hallados  $r$  a un ensayo de significación de dos colas contra la hipótesis de un valor nulo. Se rechazó la hipótesis nula  $r=0$  sólo cuando la probabilidad de cometer un error de tipo I fue menor al 1%, se apreció la posibilidad de rechazarla cuando la probabilidad cayó entre 1 y 5%, y se aceptó con reservas para probabilidades del 5 al 10%. La tabla 2 muestra los resultados hallados.

Vemos que la acumulación no parece guardar dependencia con la altitud, en tanto que la ablación muestra coeficientes de correlación en general más elevados, al igual que el balance.

Los casos más notorios de correlación con la altitud se dan en la ablación



Tabla 2. Análisis de correlación entre la acumulación, ablación y balance netos para los glaciares PE, PW y AB en 1982/83 y 1983/84.

Variable	Glaciar	Año	n	n'	Tendencia	r	r <sup>2</sup> %	a%	Significación	Constantes de la regresión
c	PE	82/3	4	1	Lineal	0,38	14,1	62,3	NO	...
		83/4	10	1	Lin.inv.	0,22	4,8	54,8	NO	...
	PW	82/3	3		Exponenc.	0,70	48,7	50,8	NO	...
		83/4	4		Lineal	-0,84	71,3	15,6	NO	...
	AB	82/3	4	3						INSUFICIENTES DATOS
		83/4	7	2	Lin.inv.	-0,92	85,4	2,8		PROBABLE
a	PE	82/3	8	4	Hip.inv.	-0,94	89,3	5,3	PROBABLE?	...
		83/4	9	1	Lineal	-0,93	86,0	<0,1	SI	{ a = 1 526,64 b = -0,3295
	PW	82/3	5	2	Lineal	-0,59	34,3	59,9	NO	...
		83/4	5		Lineal	-0,89	78,9	4,6	PROBABLE	{ a = 2 623,12 b = -0,5791
	AB	82/3	4	3						INSUFICIENTES DATOS
		83/4	7	3	Lineal?	-0,88	78,3	31,5		NO?
b	PE	82/3	5		Hiperbol.	-0,93	86,4	2,5	PROBABLE	{ a = 1,1032 b = 2,111 × 10 <sup>-3</sup>
		83/4	10		Exponenc.	0,89	79,8	0,1	SI	{ a = 4,593 × 10 <sup>-10</sup> b = 5,942 × 10 <sup>-3</sup>
	PW	82/3	4		Hip.inv.	0,88	77,4	22,0	NO	...
		83/4	4		Lineal	0,63	40,3	36,6	NO	...
	AB	82/3	5		Lin.inv.	-0,99	98,1	9,0	PROBABLE?	...
		83,4	7		Lin.inv.	-0,74	54,6	15,4	NO?	...

n cantidad total de datos

n' cantidad de puntos no fijos (\*)

r coeficiente de correlación

r<sup>2</sup>% coeficiente porcentual de determinación

a constante de posición

b coeficiente de regresión

a% error de tipo I porcentual

Tendencias:

Lineal  $y = a + bx$

Lineal inversa  $y = a + b/x$

Hiperbólica  $y = 1 / (a + bx)$

Exponencial  $y = a e^{bx} - 100$

Hiperb.inversa  $y = x / (ax + b)$

(\*) no se consideraron los n' en los ajustes, pero de variar en el sentido indicado el ajuste mejora.

tanto en el PE como en el PW para 1983/84 (y potencialmente para el AB), y en el balance para el PE en los dos años (pocos datos en los demás glaciares, aunque potencialmente probables).

Sería interesante verificar si estas leyes halladas son iguales en ambos glaciares para 1983/84 en el caso de la ablación, y para ambos años en el caso del balance del PE. Para ello sometimos a los coeficientes de regresión hallados a un ensayo de hipótesis de igualdad con una prueba  $t$  de Student. Para el caso de la ablación de las lenguas PE y PW, la probabilidad que  $b_w = -0,5791$  incluya a  $b_e = -0,3295$  es de un 12,1%, es decir que no puede rechazarse la hipótesis nula ni aún al 90% de confianza. En cambio, la hipótesis de que  $b_e$  incluya a  $b_w$  tiene una probabilidad menor al 0,3%, por lo cual podemos rechazar la hipótesis nula al 99,8% de confianza. Además, los coeficientes de regresión de PE y PW son significativamente distintos de cero al 97,7 y 99,9% de confianza respectivamente. Todo esto nos indicaría que la ablación neta de 1983/84 sigue un patrón de variación con la altitud muy característico en la lengua PE, tanto, que no puede aplicarse a la lengua PW. En cambio en esta última el patrón es más flexible, tanto, que puede llegar a incluir al otro en un 12% de los casos. Sin embargo esta flexibilidad bien puede deberse al menor tamaño de la muestra  $W$  y su reflejo en una mayor varianza. Si se establece que los patrones altitudinales de la ablación varían de un glaciar a otro, puede suponerse que la naturaleza de esta dependencia no es de origen termodinámico atmosférico, sino simplemente una cuestión de exposición radiativa.

En cuanto al balance de la lengua PE, su dependencia altitudinal se halló como de tipo hiperbólico para 1982/83 y exponencial para 1983/84, de acuerdo a

$$b_e = \frac{47\,371}{4\,651,8 - z} \quad \{2\}$$

$$b_w = \frac{e^{z/169,5}}{2\,177\,084\,014} - 100$$

La derivada de estas expresiones en el entorno de la media nos da una suerte de pendiente media, que daremos en llamar  $b'$ . Sus valores son  $b'_{83} = 0,2387$  y  $b'_{84} = 0,2549$  (los coeficientes de regresión lineales son  $b_{lin}^{83} = 0,2472$  con  $r = 0,9122$  confiable al 96,6%, y  $b_{lin}^{84} = 0,2849$  con  $r = 0,8615$  confiable al 99,9%). La hipótesis nula de que estas pendientes son iguales no puede ser rechazada ni siquiera al 60% de confianza (59,7 y 61,6% en uno y otro sentido). Esto indicaría que el balance neto varía con la altitud de un modo semejante de un año

a otro para el mismo glaciar. Esta hipótesis fue ya planteada por Meier y Tangborn en 1965, y parece de este modo ser aplicable a nuestro estudio.

2.3.2. Análisis de medias: Cabe ahora averiguar si las componentes del balance varían con el tiempo en un glaciar dado. Dicho de otro modo, si la acumulación y la ablación tienen valores característicos para todos los años en un glaciar dado. Para ello podemos analizar si hay diferencias significativas entre las medias de las variables en cuestión.

Tratándose de muestras pequeñas no podemos hacer una prueba  $z$  con la distribución normal, sino que debemos hacer una prueba  $t$  de Student a condición de que las distribuciones poblacionales sean aproximadamente normales y de que sus varianzas sean aceptablemente iguales. La primera condición no puede probarse, como sería usual, con una prueba  $\chi^2$  a causa de los pocos datos disponibles, pero parece razonable desde el punto de vista físico si consideramos que la distribución de los puntos de estudio sobre el glaciar tiende a ser uniforme. El estudio de la igualdad de las varianzas se hace con una prueba  $F$ . La tabla 3 muestra los valores de cálculo y los cuadros 3.a, 3.b, 3.c y 3.d presentan los cocientes  $F$ . Los valores entre paréntesis son los  $F$  críticos para un 95% de confianza.

Tabla 3. Sumario de estadísticos para los análisis de media y varianza

Variable	Glaciar	año	datos	media	varianza	gr.de lib.
c	PE	82/83	4	211,75	822,92	3
		83/84	10	96,90	651,88	9
	PW	82/83	3	219,33	1121,33	2
		83/84	4	99,00	118,00	3
	AB	82/83	4	117,75	981,58	3
		83/84	7	81,29	2025,90	6
a	PE	82/83	8	92,63	532,84	7
		83/84	9	118,78	3446,44	8
	PW	82/83	5	90,00	740,50	4
		83/84	5	135,40	1368,30	4
	AB	82/83	5	111,60	405,30	4
		83/84	7	147,57	2338,62	6

Cuadros 3. Resultados  $F$  de la comparación de varianzas de la acumulación y ablación entre glaciares (PE, PW y AB) y años (1982/83 y 1983/84). Los valores entre paréntesis son los  $F$  críticos para un nivel de significación del 5%.

	PE	PW	AB	
PE		1,36 (9,55)	1,19 (9,28)	} 1982/83
PW	5,52 (8,81)		1,14 (9,55)	
AB	3,11 (3,37)	17,17 * (8,94)		
	1983/84			a) acumulación entre glaciares

	PE	PW	AB	
PE		1,39 (4,12)	1,31 (6,09)	} 1982/83
PW	2,52 (6,04)		1,83 (6,39)	
AB	1,47 (4,15)	1,71 (6,16)		
	1983/84			b) ablación entre glaciares

PE	PW	AB	PE	PW	AB
1,26 (3,86)	9,50 (9,55)	2,06 (4,76)	6,47 * (3,73)	1,85 (6,39)	5,77 (6,16)

c) acumulación entre años      d) ablación entre años

NOTA: Los valores marcados como (\*) no satisfacen la condición de igualdad de varianzas al 95% de confianza, pero los resultados de los ensayos de hipótesis en que participan estos casos son precisamente los que caen más lejos de la zona crítica (marcados con \* en tabla 4 y 5).

Tabla 4. Analisis de las medias de acumulación y ablación entre 1982/83 y 1983/84 para cada uno de los glaciares.

Variáble	Glaciar	diferencia de medias	varianza	t	v	α%	igualdad
c	PE	114,85	694,64	7,37	12	<0,1	NO
	PW	120,33	519,33	6,91	5	0,1	NO
	AB	96,46	1677,80	3,76	9	0,5	NO
a	PE	26,15	2086,76	1,18	15	25,6*	SI
	PW	45,40	1054,40	2,21	8	5,6	SI
	AB	35,97	1565,29	1,55	10	14,9	SI

t estadístico de Student

v grados de libertad

α% probabilidad de error de tipo I

Tabla 5. Analisis de la varianza de acumulación y ablación entre los tres glaciares para cada uno de los años considerados.

Variable	año	suma de cuadrados			gr.de libertad			F	igualdad
		total	entre grupos	dentro de grupos	tot.	e.g.	d.g.		
c	82/83	11286,73	3630,56	7656,17	10	2	8	1,90 (4,46)	SI
	83/84	19615,81	1239,48	18376,32	20	2	18	0,61* (3,55)	SI
a	82/83	9776,50	1463,43	8313,08	17	2	15	1,32 (3,68)	SI
	83/84	50402,67	3326,20	47076,47	20	2	18	0,64 (3,55)	SI

F: estadístico F. Entre paréntesis los valores críticos para un nivel de significación del 5%.

NOTA: Los valores marcados como (\*) son resultado de comparar poblaciones con varianzas diferentes (Cuadros 3), pero se acepta la conclusión en razón de la baja probabilidad de cometer error de tipo II.

Excepto en la comparación de las acumulaciones de la lengua oeste con el Alma Blanca en 1983/84, y en las ablaciones de la lengua este entre 1982/83 y 1983/84, no puede rechazarse la hipótesis nula de igualdad de varianzas. Las discrepancias parecen deberse a una gran varianza de la acumulación del AB en 1983/84, y a una gran varianza de la ablación de 1983/84 en el PE. Pero si observamos la figura 3 vemos que en el primer caso hay dos puntos no fijos de muy baja acumulación pero que potencialmente pueden reducir sustancialmente la varianza. Pero en el segundo esto no es posible y las causas pueden tener lugar en la fuerte dependencia de la ablación con la altitud, no obstante lo cual haremos el estudio con más restricciones para el error de tipo II en este caso

La hipótesis de igualdad de medias entre los dos años para cada glaciar se hace con una prueba  $t$  de Student. Los resultados se muestran en la tabla 4, donde vemos que hay diferencias significativas entre la acumulación de año a año en cada glaciar, y no las hay para la ablación. Es decir que la ablación parece ser siempre una constante en cada glaciar, en cambio la acumulación parece ser una característica de cada año en cada glaciar.

2.3.3. Análisis de la varianza: por último, habría que probar si las componentes del balance varían entre glaciares en un año dado. Dicho de otro modo, si la acumulación y la ablación tienen valores característicos para cada glaciar en un año dado. Para ello podemos hacer un análisis de varianza de las variables en cuestión. La tabla 5 muestra los resultados, donde no existe diferencia entre acumulaciones y ablación entre glaciares para cada año

### 3. RESULTADOS

#### 3.1. Balances de masa netos totales y medios

Como vimos, se ha puesto en evidencia la existencia de una correlación del balance neto con la altitud para la lengua PE y potencialmente para el glaciar AB. Un análisis de los coeficientes de correlación de la tabla 2 nos indicaría que la probabilidad de error de tipo I para la lengua PW se debería principalmentr al reducido tamaño muestral, por lo que adoptaremos las correlaciones halladas.

El balance de masa total neto será

$$B_n = \int_s b_n dS \quad \{3\}$$

Definiendo la función hipsométrica del glaciar como  $s = dS/dz$ , tendremos

$$B_n = \int_z b_n s dz \quad \{4\}$$

donde  $s = s(z)$  es la función hipsométrica y  $b_n = b_n(z)$  es la función de regresión hallada para el balance.

La función hipsométrica fue determinada para cada glaciar (Cabrera, 1983) a partir de una restitución aerofotogramétrica de otoño de 1974 con intervalos de 10 m. Se ha desarrollado un método con apoyo topográfico de campaña para corregir a una fecha dada la información hipsométrica de una restitución de otra fecha (Cabrera, 1984) pero utilizaremos ahora la información original (si bien una prueba estadística  $\chi^2$  aplicada entre datos hipsométricos originales y corregidos indica una diferencia significativa, la precisión de la corrección cae dentro de la de la curva de balance). Los datos discretos cada 10 m de la hipsometría se interpolaron cada 1 m con un *spline* cúbico (que asegura la continuidad de hasta la segunda derivada) y estos valores se utilizaron como factores de la función balance estimada por regresión para cada altitud (cada 1 m). El resultado del producto es la curva primitiva del balance total, cuya integral fue calculada por el método de Simpson con intervalos de 1 m.

Todos los cálculos y gráficos se hicieron con una computadora Digital VAX-VMS 80. Las figuras 4.a y 4.b nos muestran estos resultados.

El balance específico neto medio, que es

$$\bar{b}_n = B_n / S \quad \{5\}$$

se indica con una línea vertical que corta a la curva de balance a una altitud que hemos dado en llamar *altitud característica*  $z_b$ .

La tabla 6 resume para cada glaciar el balance total neto  $B_n$ , el área  $S$ , el balance específico neto medio  $\bar{b}_n$  y la altitud característica  $z_b$  para 1982/83 y 1983/84. El cociente entre el balance positivo de 1982/83 y el negativo (en valor absoluto) de 1983/84 indica cuánto de lo aportado en el primer año se perdió en el segundo.

Téngase presente que en el caso del AB no se ha trabajado en todo el glaciar, sino sólo hasta 4 200 m, en zona de ablación. Por ello el balance positivo es menor y el negativo mayor, en valores absolutos, pues, como la altitud característica, sólo se refieren a la zona estudiada.

Integrando la función hipsométrica desde el pie del glaciar hasta la altitud de cambio de signo del balance específico neto (línea de equilibrio),

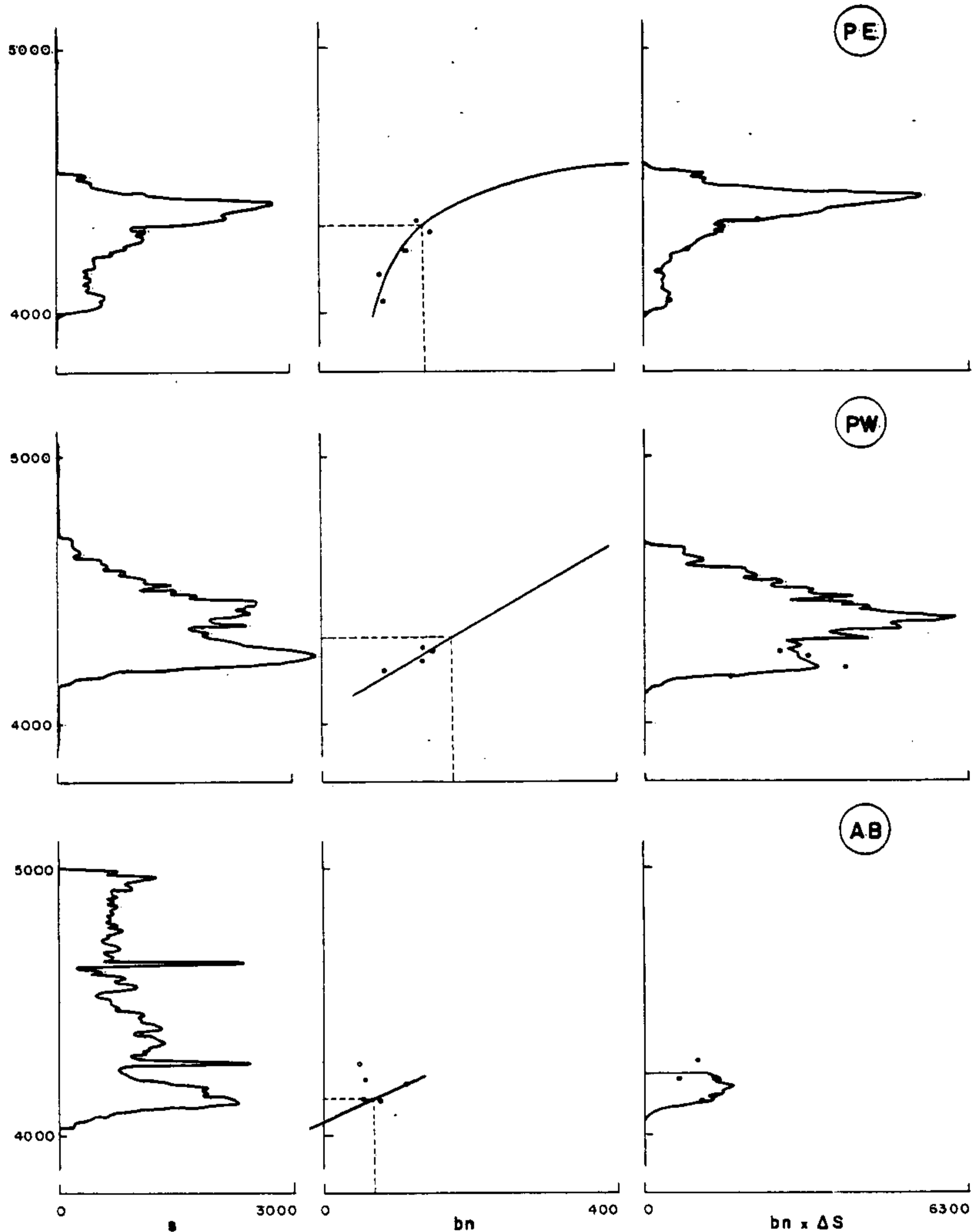


Fig.4.a Función hipsométrica, balance específico y balance total (netos) de los tres glaciares para 1982/83. Se indica el balance medio  $\bar{b}$  y la altitud característica  $z_{\bar{b}}$  (valores tab.6). La regresión de  $b_n$  es la indicada en la tabla 2. Las áreas bajo las curvas  $s$  y  $b_n \times \Delta S$  son el área  $S$  y el balance total  $B_n$  cuya cuantía se da en la tabla. Unidades:  $s$  en  $m^2/m$ ,  $b_n$  en cm de agua,  $b_n \times \Delta S$  en  $m^3/m$ ,  $z$  en m s.n.m.



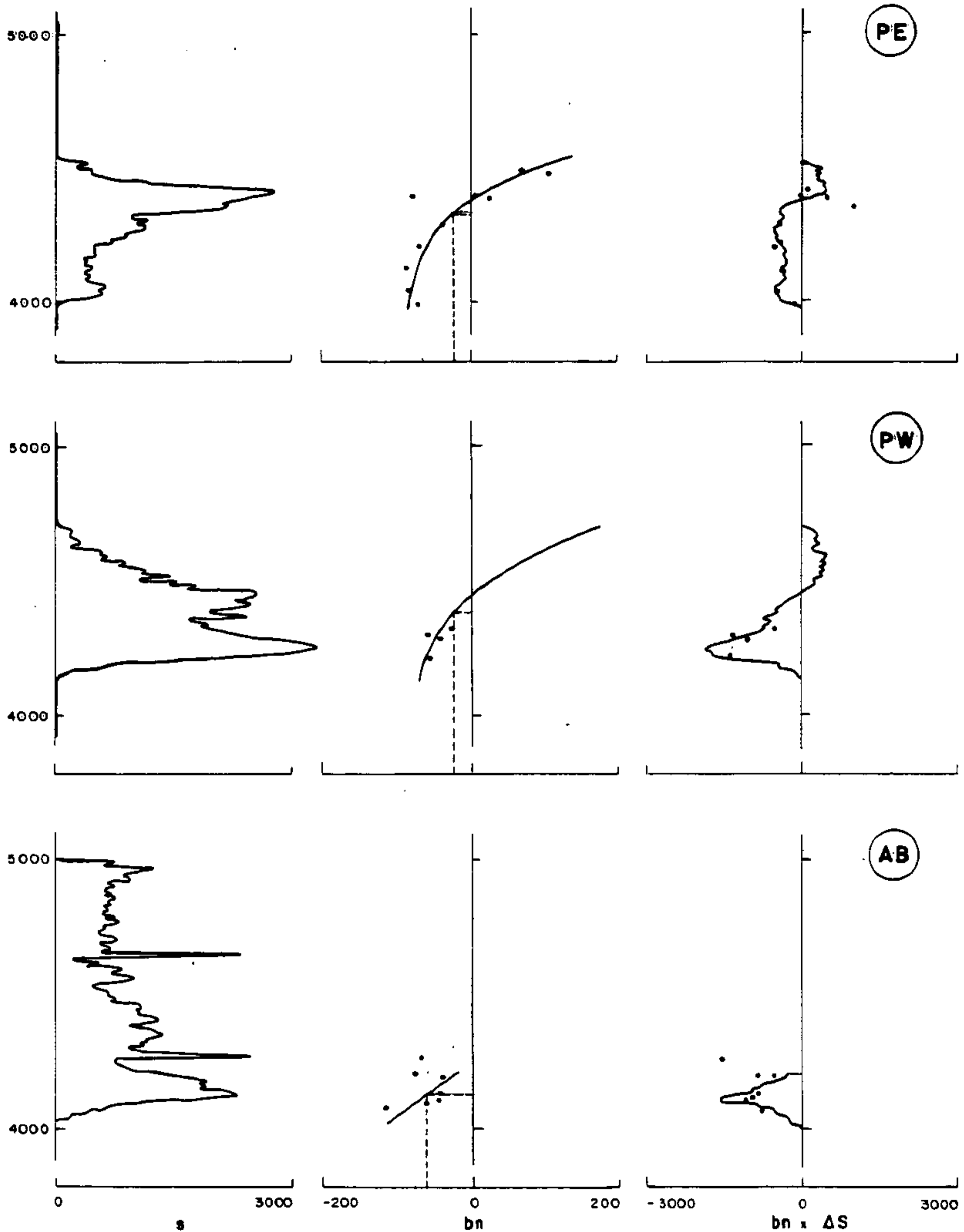


Fig.4.b. Función hipsométrica, balance específico y balance total (netos) de los tres glaciares para 1983/84. Ver epígrafe de fig.4.a en pag. anterior. El área a la izquierda del eje de las figuras de la derecha es la ablación total A, cuyo valor se consigna en la tabla 7.

hallamos el área de la zona de ablación. El cociente entre esta y el área total para el año de balance negativo es de 0,68 para el PE y de 0,77 para el PW. Se ha establecido que en general este cociente es de 0,25 para balance neutro (Penck y Brückner, citados por Lliboutry, 1964). Lo elevado de nuestros valores son característicos del balance negativo. Naturalmente, no podemos consignar el mismo dato para el AB pues sólo estudiamos de él un 25,5% de su área, íntegramente en la zona de ablación en 1983/84.

Tabla 6. Resultados del balance y parametros relacionados para los tres glaciares en 1982/83 y 1983/84. S en  $10^3\text{m}^2$ , B en  $10^3\text{m}^3$  de agua, b en cm de agua, z en m s.n.m.

Glaciar	área S	año	balances netos		altitud carac. $z_{\bar{b}}$	$B_{84}/B_{83}$
			total $B_n$	esp.med. $\bar{b}_n$		
PE	504	82/83	791	157	4351	14,8%
		83/84	-117	-23	4349	
PW	846	82/83	1565	185	4362	12,3%
		83/84	-192	-23	4391	
AB	954 (243)	82/83	170	70	4128	83,0%
		83/84	-141	-58	4128	

### 3.2. Balances acumulados

Utilizando los datos de Leiva (*op.cit.*) podemos obtener una primera idea de los balances acumulados para el glaciar piloto. Leiva reportó un balance de +1,0 m para 1979/80, -0,5 m para 1980/81 y -1,5 m para 1981/82. El balance medio de todo el glaciar se calcula fácilmente de la tabla 6 como 1,75 m para 1982/83 y como -0,23 m para 1983/84. Estos datos se presentan en la fig.5, donde vemos que el año seco 1981/82 produjo un balance tan negativo que eliminó el *névé* de 1980, 1979 y tal vez 1978; por su parte, el año positivo 1982/83 compensó casi esta cantidad, y en 1983/84 se perdió un 13% de este aporte.

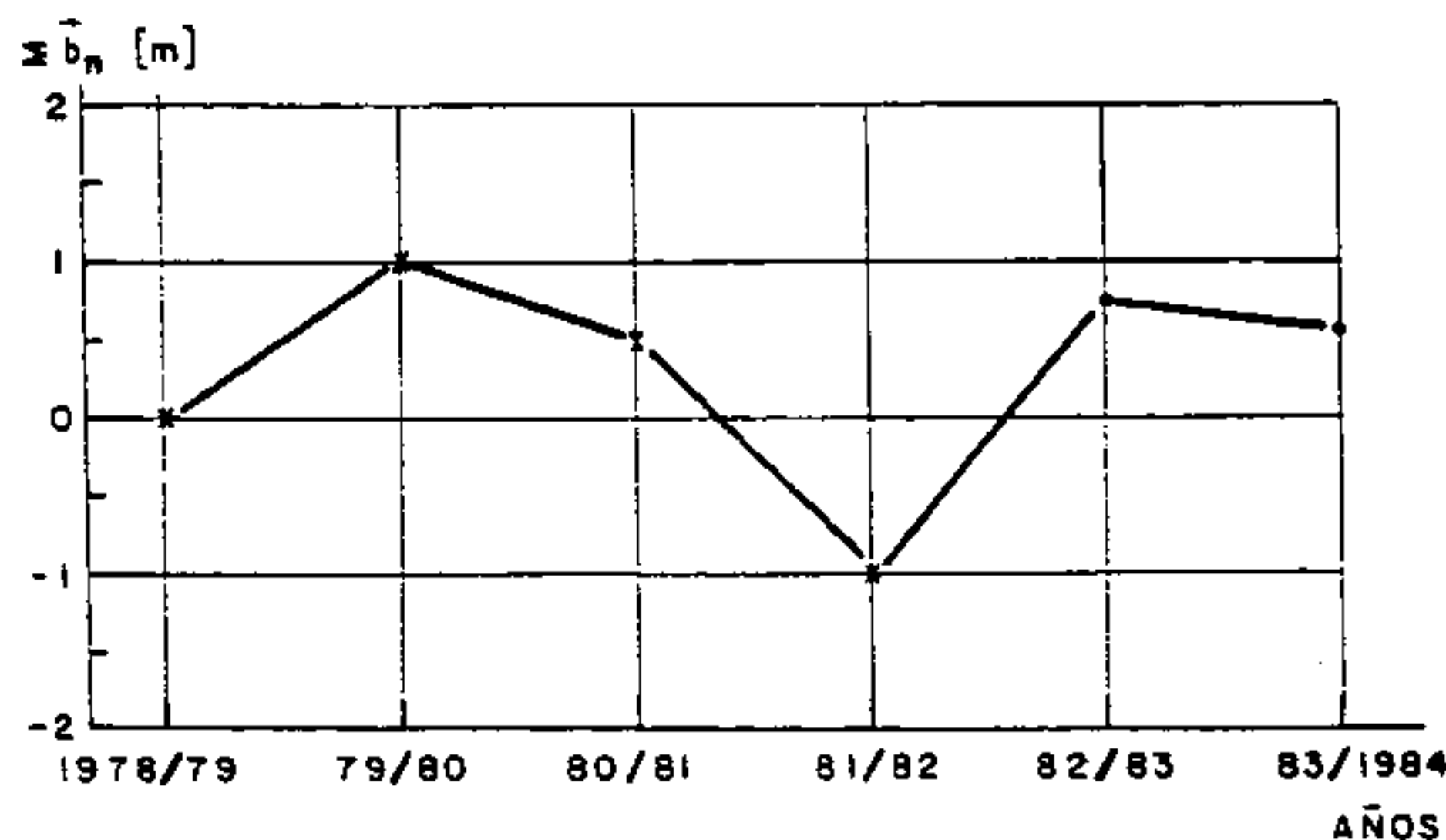


Fig.5. Balances medios netos acumulados para el glaciar piloto. Se ha tomado como origen el fin del verano de 1979.

x Leiva, 1982  
 . Cabrera

### 3.3. El balance como función de la acumulación y la ablación. Una primera aproximación al pronóstico

Tal como quedara demostrado por el análisis estadístico visto en § 2.3, podemos concluir las siguientes apreciaciones sobre las componentes del balance.

- acumulación: 1) no evidencia dependencia con la altitud, 2) evidencia ser notablemente diferente para cada año, en un glaciar dado, 3) evidencia ser igual entre todos los glaciares, en un año dado.

- ablación: 1) evidencia dependencia con la altitud, 2) no evidencia diferencias entre cada año, en un glaciar dado, 3) evidencia ser igual entre todos los glaciares en un año dado.

- balance: la aplicación de una ablación dependiente de la altitud a una acumulación uniforme, justifica haber hallado cierta dependencia de los balances con la altitud. Además, la dependencia de la ablación con la altitud parece ser propia de cada glaciar, en tanto que la del balance es sensiblemente similar en todos los glaciares.

De lo expuesto podemos inferir que: I) La acumulación es uniforme para todo el glaciar y para toda la zona, variando de año en año. II) La ablación es variable con la altitud con un patrón propio de cada glaciar debido seguramente a las diferencias de exposición, pero su valor medio es uniforme para toda la zona y no cambia apreciablemente de un año a otro. Estas conclusiones pueden expresarse matemáticamente como

$$\begin{aligned} c &\neq f_1(z) & , & & c &= g_1(t) \\ a &= f_2(z) & , & & \bar{a} &= \int a \, dz \neq g_2(t) \end{aligned} \quad \{6\}$$

por lo cual se pueden postular las relaciones funcionales

$$c = c(t) \quad , \quad a = a(z) \quad \{7\}$$

Ahora bien, el balance específico, dependiente de la altitud como una función  $b = b(z)$ , viene dado en un punto por la diferencia entre acumulación y ablación  $b = c - a$ , que de {7} puede escribirse como

$$b(z) = c(t) - a(z) \quad \{8\}$$

El balance medio está dado por

$$\bar{b} = \frac{B}{S} = \frac{\int b \, s \, dz}{\int s \, dz} \quad \{9\}$$

donde  $s = s(z)$  es la función hipsométrica. Si se multiplica a {8} por  $s(z) dz$  y se integra, tendremos

$$\begin{aligned} \int \bar{b}(z) s(z) dz &= \int c(t) s(z) dz - \int \bar{a}(z) s(z) dz = \\ &= c(t) \int s(z) dz - \bar{a} \int s(z) dz \end{aligned} \quad \{10\}$$

que si dividimos por el área S queda

$$\bar{b} = c(t) - \bar{a} \quad \{11\}$$

ecuación que nos da la posibilidad de pronosticar el balance medio a partir de conocimiento de la acumulación invernal  $c(t)$  del año  $t$ , habida cuenta de la constancia de  $\bar{a}$  en el tiempo y el espacio. Esta característica de constante geográfica de la ablación media fue reportada ya por Leiva en 1982.

El valor de la constante de ablación  $\bar{a}$  puede determinarse para cada glaciar y año de nuestros datos, y deberá verificar su constancia postulada por las pruebas estadísticas. Para ello se multiplican las funciones de regresión halladas en cada caso por la función hipsométrica correspondiente y se integra el resultado con la altitud. Para evitar una dispersión muy grande en la extrapolación asociada a la regresión usaremos todas leyes lineales, que además es la forma que se halló con más frecuencia entre las mejores de las nueve probadas. Los resultados se muestran en la tabla 7.

Tabla 7. Cálculo por regresión de la ablación total y media, A y  $\bar{a}$ , por glaciar y año. A en  $10^3 \text{ m}^3$  y  $\bar{a}$  en cm de agua.

Glaciar	año	r	A	$\bar{a}$
PE	82/83	-0,93	519	103
	83/84	-0,93	535	106
PW	82/83	-0,59	756	89
	83/84	-0,89	819	97
AB	82/83	...	...	...
	83/84	-0,88	421	*

Si bien los valores de 1982/83 para la lengua este y oeste son menores a los correspondientes de 1983/84, en la tabla 2 se indica que en aquel año tenemos

como datos más puntos no fijos que en este (vease también tabla 1). Estos puntos no fijos indican que el dato es límite inferior del valor real, lo cual explica la diferencia. Igual comentario podemos hacer para la lengua oeste en 1983/84 con respecto a la este el mismo año. En el AB hemos debido dar límites a causa de que no se trabajó con todo el glaciar. El límite superior surge de dividir la ablación total del área estudiada entre su extensión, y naturalmente es mayor al valor buscado porque la zona estudiada no es toda la de ablación. El límite inferior se halla dividiendo entre el área total del glaciar. De lo expuesto surge como muy probable el valor de 106 cm de columna de agua que figura en la tabla, y es el que adoptaremos.

El valor reportado por Leiva en base a sus datos es mayor (del orden de 2 m de agua). Esta discrepancia bien puede deberse a efectos de inestabilidad estadística de los datos iniciales, como se discute a continuación.

#### 4. DISCUSION

Los resultados obtenidos son de dos tipos. Unos de aspecto cualitativo surgidos de un riguroso análisis estadístico, y otros cuantitativos que se calcularon aplicando los conceptos usuales de la glaciología. La validez de los resultados es, naturalmente, la de los datos y las suposiciones asumidas en su procesamiento. Los primeros han sido afectados principalmente por la consideración de puntos sobre los glaciares, que nuclean datos de diversa naturaleza en su proximidad. Este proceder implica una inevitable pérdida de detalle, pero a la vez le quita particularidad a los datos y le da a los puntos una mejor representatividad del conjunto. Por ello debemos aclarar que no pueden tomarse los datos de la tabla 1 como características aisladas de los puntos de estudio. Efectivamente, este trabajo da resultados generales cuya máxima precisión es a nivel de cada glaciar, y no menor.

En lo que respecta a las discrepancias cualitativas halladas con respecto a los trabajos de Leiva (*op.cit.*), nos permitiremos un ligero análisis.

En primer lugar hemos de hacer notar que los valores de balances medios reportados por Leiva surgieron de una red de balizas que entonces no evidenciaba correlación del balance y la ablación con la altitud. Si esta dependencia hubiera sin embargo existido, se habrían supuesto valores de las variables en la zona alta del glaciar menores (más negativos) que lo que en realidad fueron, y los puntos marcados como  $\times$  en la figura 5 deberían entonces ser algo más altos. De este modo también las ablaciones estarían algo sobreevaluadas, y podemos extender la misma explicación para la discrepancia con el valor de 2 m reportado por Leiva para  $\bar{a}_n$  (casi el doble del hallado por nosotros).

En segundo lugar, referido también al valor de la ablación media, Leiva aplica sus resultados para calcular los aportes de los glaciares a los caudales de la cuenca del río de Las Cuevas (*op.cit.* y 1983), y las conclusiones a que llega son confirmadas por la aplicación de la *hipótesis de un año perfectamente seco* a la correlación existente entre los caudales del río de Las Cuevas y las precipitaciones en Puente del Inca. La coincidencia es muy interesante; sin embargo, si estudiamos los datos que originan dicha correlación haciendo las mismas suposiciones que Leiva, la predicción por regresión para un año sin precipitaciones comprende también al valor que confirmaría el aporte de los glaciares al caudal del río de Las Cuevas con una ablación de 1,06 m, dentro de los límites del 50%. En otras palabras, no puede rechazarse la hipótesis nula de que la regresión explique tanto los resultados de Leiva como los nuestros ni siquiera al 50% de confianza (en rigor, 47,1%, aplicando una prueba *t* de Student).

De todos modos se confirma el postulado de que la ablación es constante con el tiempo, y en todo caso habría que revisar su valor con más datos en el futuro.

##### 5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El procesamiento de los datos de la red de balizas de los glaciares del Cajón del Rubío establecida en 1982, ha permitido complementar los primeros estudios y evaluar los balances de masa totales y específicos medios netos para los años 1982/83 y 1983/84, y ligarlos a los estimados para años anteriores.

Se ha establecido que estos balances presentan una dependencia con la altitud debida principalmente a la ablación, cuyo patrón parece estar a su vez gobernado fundamentalmente por la exposición a la radiación, mayor en las zonas bajas habida cuenta de la orientación al sur de estos glaciares. Además la ablación media es invariante con los años y su cuantía está en el orden de un metro de agua, lo cual permite concluir que el balance está determinado por la acumulación invernal, y entonces podemos establecer un criterio de pronóstico de alcance interseccional.

La discriminación del estudio en tres glaciares ha actuado como control de la varianza de los resultados, ya que los mismos son totalmente consistentes.

Se ha evidenciado la existencia de una zona sensible de cada glaciar al balance medio neto, que es invariante con el signo de este, lo cual hace posible ajustar con más eficiencia los resultados futuros si se trabaja con especial atención a estas zonas. Este hecho, unido a la invariancia de la dependencia de

los balances con la altitud (invariancia entre glaciares y en el tiempo), haría posible una rutina más agil del seguimiento de los balances.

En el futuro es necesario seguir manteniendo la red de balizas asistida por campañas glaciológicas y topográficas a los efectos de ir perfeccionando el modelo de pronóstico bosquejado y de reunir suficiente información glaciológica para cotejarla con estudios hidrológicos y meteorológicos. Ya se hallan instaladas dos estaciones de aforo limnigráficas en el lugar y se cuenta con un año y medio de datos meteorológicos de una nueva estación automática en la zona. En breve se implantará una rutina de relevamiento fotogramétrico.

Es recomendable mejorar los procedimientos actuales, por un lado concentrando las mediciones en las zonas sensibles evidenciadas en este trabajo, y por otro mejorando los métodos de evaluación de datos de campo. El autor está trabajando actualmente en un modelo matemático que permitirá extraer más información que meras acumulaciones y ablaciones de las emergencias de las balizas.

Es necesario establecer métodos más directos y sistemáticos para evaluar el equivalente de agua del manto nival, que los trabajosos pozos. Se está estudiando actualmente la correlación existente entre la densidad y la dureza a la penetración.

Todo esto nos permitirá poner a punto la teoría para dar el paso siguiente al estudio piloto: la extensión de lo aprendido a las grandes zonas englacadas donde se originan los oasis que habitamos.

## 6. AGRADECIMIENTOS

Debo expresar mi reconocimiento al director de mi beca, Dr. Juan C. Leiva, por su apoyo y la confianza en mi iniciativa que siempre me demostró. Los trabajos de campaña no hubieran sido posibles sin la valiosa colaboración de profesionales y técnicos del IANIGLA, quienes ponen una buena cuota de sacrificio al aspecto estrictamente laboral. Al Dr. Juan C. Leiva, al Agrím. Luis Lenzano y a los técnicos Roberto Bruce, Jorge Suarez y Hugo Videla vaya mi más sincero agradecimiento. El Lic. Alberto Kogan y la dibujante Susana Bottero han dedicado desinteresadamente su tiempo a resolver mis problemas en computación y en la presentación del trabajo, respectivamente. A mis colegas del Club Andinista Mendoza Miguel Sanchez, Alberto Almazán y Juan C. Pierobón les agradezco su ayuda en algunas campañas.

## 7. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- CABRERA, G., *Hidrología glacial del "Cajón del Rubio", nacientes del río de*  
 1983 *Las Cuevas, Mendoza*, Informe de avance de Beca de Iniciación  
 CONICET, IANIGLA, XI+141 p.

- CABRERA, G., "Corrección de funciones hipsométricas entre dos fechas. Su aplicación a interpretación de la mecánica glaciaria", IANIGLA (inédito).  
1984
- IANIGLA, Proyecto III.a. Evolución de Glaciares Descubiertos, 6<sup>a</sup> Memoria Anual,  
1979 IANIGLA, Mendoza.
- LEIVA, J.C., *Le glacier 'Piloto' du Cajón del Rubio, Andes Centrales Argentines*, Tesis de 3<sup>o</sup> Ciclo presentada en la Universidad de Grenoble,  
1982 1982.
- LEIVA, J.C., "El aporte de los glaciares a los caudales del río de Las Cuevas"  
1983 Comunicación presentada a las VII<sup>o</sup> Jornadas de Investigación de la Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza, agosto de 1983
- LENZANO, L., Cálculo de coordenadas de balizas, Cajón del Rubio, 1983/84, Informe  
1984 forme interno del IANIGLA
- LLIBOUTRY, L., *Traité de Glaciologie*, París, 1965, 1040 p.  
1964
- MEIER, M., TANGBORN, W., "Net budget and flow of South Cascade glacier, Washington", *Journal of Glaciology*, vol. 5, n<sup>o</sup> 41, junio 1965, p.547-566  
1965
- SUAREZ, J., VIDELA, H., Sonda de vapor para perforación de hielo, informe interno del IANIGLA, Mendoza  
1982
- VALLON, M., "Errors in the determination of ablation using stakes", *Journal of Glaciology*, vol. 7, n<sup>o</sup> 49, febrero 1968, p.132-133  
1968



PROGRAMA HIDROLOGICO INTERNACIONAL  
 JORNADAS DE HIDROLOGIA DE NIEVES Y HIELOS  
 EN AMERICA DEL SUR

GLACIOLOGIA, INVENTARIO DE GLACIARES I OBRAS DE SEGURIDAD  
 EN LAS LAGUNAS DE ORIGEN GLACIAR DEL PERU

César Portocarrero Rodríguez \*  
 Alcides Ames Márquez

RESUMEN

El presente texto contiene una síntesis de la información principal que se ha obtenido de las mediciones i observaciones efectuadas en algunos glaciares de la Cordillera Blanca, con la finalidad de determinar su comportamiento o régimen. De igual manera se describe la labor efectuada con relación al Inventario de Glaciares del Perú i específicamente el Inventario en la Cordillera Blanca, i finalmente una mención escueta a las obras de seguridad para contrarrestar efectos conexos de la dinámica glaciar.

La Cordillera Blanca situada entre los paralelos 8° 08' i 10° 02' de latitud sur, debido a sus características geomorfológicas, clima i altura de sus cumbres, ha permitido la existencia de nieves persistentes o propiamente glaciares, a lo largo de aproximadamente 180 km. de longitud, con un área glaciarizada de 723 km<sup>2</sup>., de los cuales 503 km<sup>2</sup>. corresponden a la cuenca del río Santa que escurre por el valle del Callejón de Huaylas.

La presencia de estas masas glaciares, desempeña un papel importante en el proceso hidrológico de la cuenca, por cuanto constituyen las reservas naturales de agua en estado sólido cuya magnitud estimativamente se ha calculado en 14,652 millones de metros cúbicos.

(\* C.Portocarrero - Jefe Técnico, A.Ames - Técnico - ELECTROPERU )  
 Unidad de Glaciología i Seguridad de Lagunas-Huaraz-Perú

Las condiciones climáticas tanto en un ámbito local como regional son factores determinantes en la conducta de los glaciares que son muy sensibles a las fluctuaciones climatológicas.

En el presente documento se presentan algunos resultados obtenidos en más de una década de mediciones en glaciares piloto o representativos i al mismo tiempo se describen los resultados del Inventario de Glaciares de la Cordillera Blanca que se ha concluido hace tres años.

### I.- INTRODUCCION.

El elemento hídrico tan estrechamente ligado a nuestros pueblos tanto para la satisfacción de sus necesidades primarias, como en la producción de alimentos, energía i otros usos. El territorio peruano a pesar de encontrarse enteramente dentro del tró pico sur, por las grandes altitudes que alcanza la Cordillera de los Andes con elevaciones superiores a los 6,000 metros sobre el nivel del mar presenta climas muy variados desde el caluroso tropical hasta el frío de las regiones altas o punas. Estas condiciones climáticas con temperaturas promedio bastante bajas durante el año han conservado las masas de hielo formadas en la glaciación habida hace 11 a 15 mil años atrás i que en cierto momento llegaron hasta zonas muy bajas ( 1,800 msnm. Kinzl, 1950 Cordillera Blanca ).

El deseo de conocer con una mayor precisión la extensión de las masas de hielo sobre la superficie de la tierra ha sido la preocupación de numerosos científicos que durante el desarrollo del Decenio Hidrológico Internacional (1965-1974), recomendaron la realización de un Inventario Mundial de Glaciares, que se está llevando a cabo a partir de 1977 bajo los auspicios de diversas instituciones tales como la Unión Geofísica Internacional (IUG ), la Comisión Internacional de Nieve i Hielo ( ICSI ), la Asociación Internacional de Ciencias Hidrológicas ( IAHS ), la UNESCO i otras.

Para este efecto se creó el Secretariado Técnico Temporal con sede en Zurich-Suiza bajo cuya dirección se viene ejecutando la parte correspondiente al Perú de acuerdo a las pautas i normas establecidas para tal efecto.

Además de este inventario, también siguiendo recomendaciones del Año Geofísico Internacional i del Decenio Hidrológico Internacional se vienen realizando desde hace más de una década, una serie de observaciones i mediciones en varios glaciares - representativos de la Cordillera Blanca. Todo ello con el objeto de determinar algunos parámetros que rigen su comportamiento relacionado a las fluctuaciones del clima, tanto local como regional.

Teniendo en cuenta que la evolución de un glaciar es función del delicado equilibrio entre la temperatura i las precipitaciones sólidas o de nieve se tendrá que si la precipitación sólida es mayor que el volumen que se ablaiona ( derretimiento, fusión, evaporación, etc.) el glaciar crece. En caso contrario el glaciar disminuye en su volumen i se dice que está en recesión.

Un glaciar se compone de tres áreas bien definidas:

- El área de acumulación o de nieve fresca
- El área de ablación, derretimiento o pérdida i
- El límite en su extremo inferior, frente o término.

Teniendo por definición que un glaciar es una masa de hielo en movimiento, se tiene que el área de acumulación se transforma en área de ablación supeditado a aspectos gravitacionales i de estructura interna de cada glaciar, fluyendo según la pendiente del lecho rocoso.

Los glaciares temperados del trópico a diferencia de aquellos de las zonas templadas o frías son más sensibles a los cambios climáticos i por consiguiente su respuesta a estos cambios es más rápida.

El clima de nuestras montañas es peculiar ya que la abundancia de precipitaciones coincide con el verano del hemisferio boreal i la temporada seca corresponde al invierno, de manera que el régimen glaciar sigue o se ajusta a este clima. Las sequías o épocas de estío incidirán notablemente en su equilibrio, produciéndose retrocesos veloces en sus frentes i disminución ostensible en sus masas superficiales.

Para la obtención de un equilibrio estable o incremento en el volumen del glaciar es necesario tener prolongados períodos húmedos con abundantes precipitaciones i temperaturas bajas para de esa manera compensar las pérdidas de masa en el término i superficie del glaciar.

Conviene hacer notar que en los glaciares de la Cordillera Blanca, la fusión superficial ocurre todo el año dada la permanente radiación solar, que aún en época de precipitaciones es bastante considerable. Otro factor incidente es la presencia de lluvias sobre la nieve fresca que evita el normal proceso de metamorfismo.

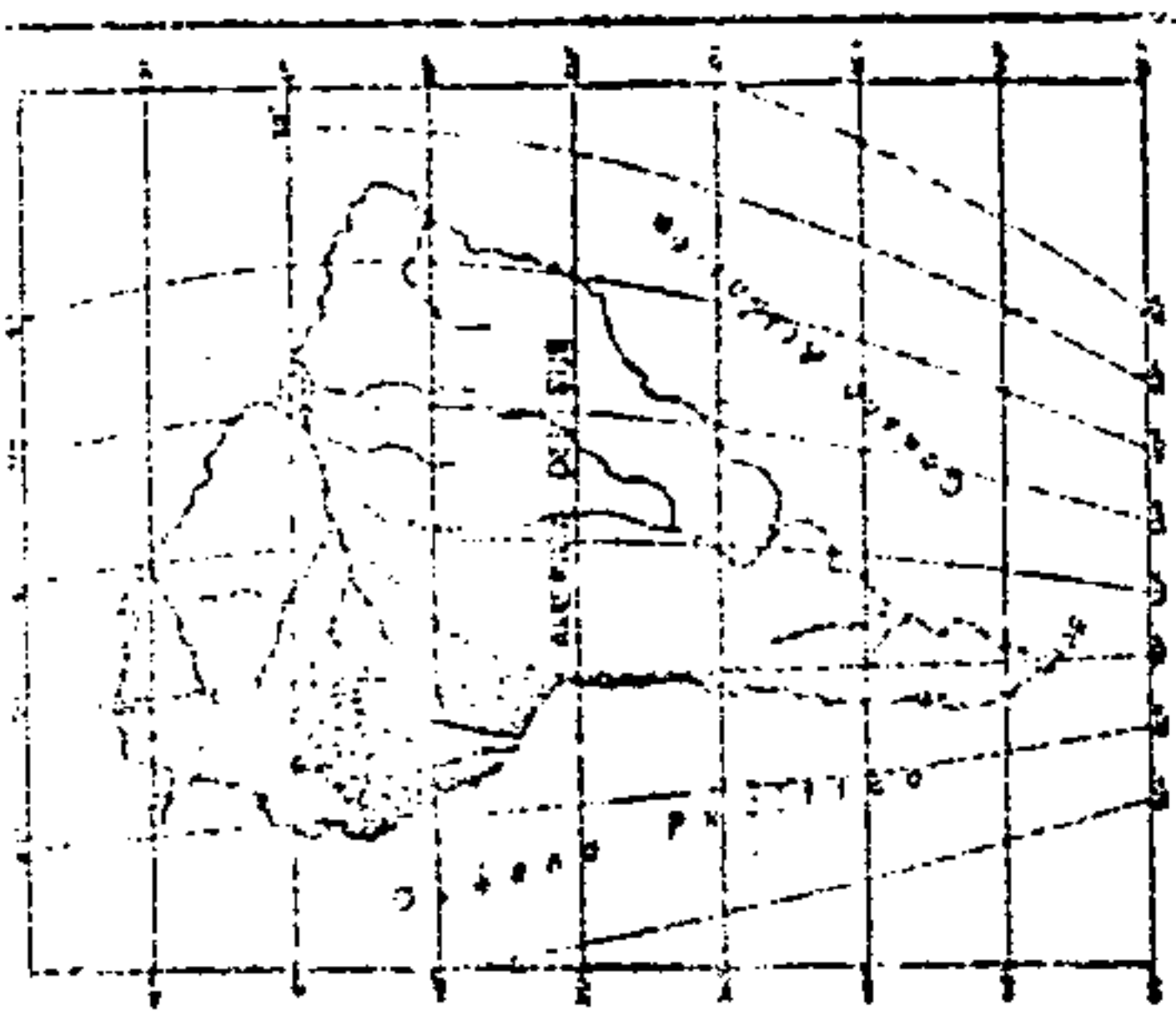
## II.- AREA DE ESTUDIO.

A lo largo de los Andes peruanos se hallan distribuidos 20 grupos de montañas glaciadas, denominadas cordilleras nevadas. Desde el paralelo 8° 08' límite norte de la Cordillera Blanca, hasta algunos pequeños glaciares en proceso de extinción de la Cordillera Barroso a la altura del paralelo 18° 15' de latitud sur. (Fig.1 Pag.5)

Cada una de estas Cordilleras tiene extensión i características geomorfológicas propias, dentro de las cuales se destaca la Cordillera Blanca por su proximidad a la línea ecuatorial, altura de sus cumbres, belleza panorámica, accesibilidad relativamente fácil, así como por ser la zona donde se han presentado con mayor incidencia, fenómenos geodinámicos de naturaleza catastrófica, razón por la cual esta Cordillera ha recibido mayor atención, al mismo tiempo que es origen del río Santa uno de los más caudalosos i de régimen regular de la costa peruana.

La presencia de numerosos glaciares en las cuencas altas de los numerosos afluentes de este río, contribuye notablemente en el escurrimiento superficial, manteniendo un caudal considerable inclusive en la época de estío por cuanto la fusión de los glaciares se produce todo el año.

F



UBICACION DE LAS AREAS GLACIARAS

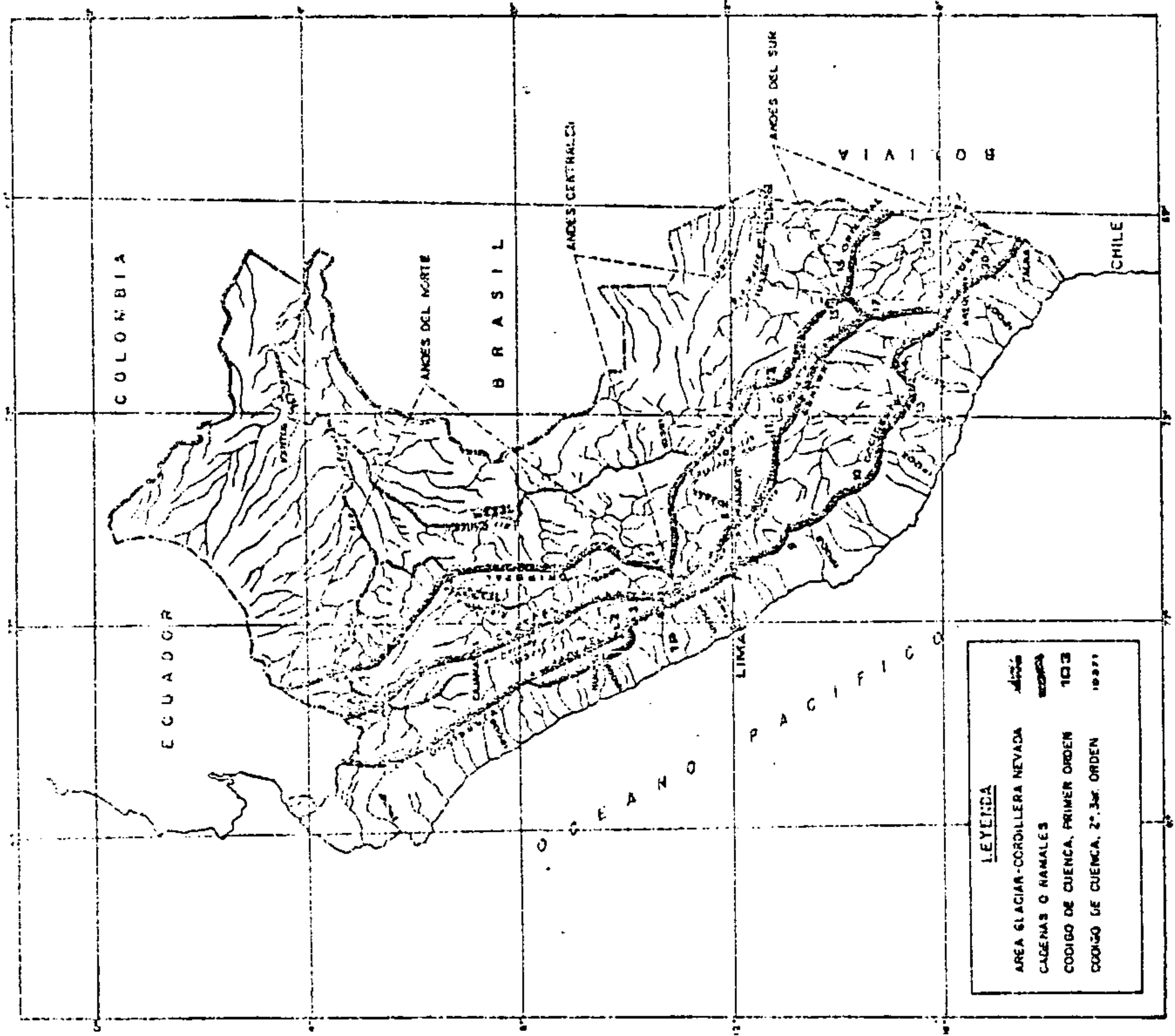
- |                 |               |
|-----------------|---------------|
| 1-BLANCA        | 11-URUBAMBA   |
| 2-INJALLARITA   | 12-VILCABAMBA |
| 3-HUAYHUACHA    | 13-ALPAPTO    |
| 4-RANRA         | 14-CHILA      |
| 5-HUACOSINCHO   | 15-VILCANOTA  |
| 6-LA VILCA      | 16-CARABAYA   |
| 7-CENTRAL       | 17-LA RAYA    |
| 8-HUAYTAPALLANA | 18-APOLODAMBA |
| 9-CHONTA        | 19-VOLCANICA  |
| 10-HUANZCO      | 20-BARRUSO    |

ESCALA



01

ELECTROPERU  
 GEODINAMIA Y RECURSOS DE LA TIERRA  
 INVENTARIO NACIONAL  
 DE GLACIARES  
 MAPA HIDROGRAFICO DEL  
 PERU



LEYENDA

AREA GLACIAR-CORDILLERA NEVADA	
CAGENAS O RAMALES	
COORDENADO DE CUENCA, PRIMER ORDEN	1913
COORDENADO DE CUENCA, 2°-3er ORDEN	1937

Las consideraciones antes señaladas i otras de carácter técnico sugirieron la ejecución de una serie de observaciones i mediciones en ciertos glaciares representativos previamente seleccionados así como la realización del Inventario Nacional de glaciares en esta zona.

### III.- INVENTARIO DE GLACIARES.

#### 1.- TECNICAS I PROCEDIMIENTOS PARA LA RECOPIACION DE DATOS

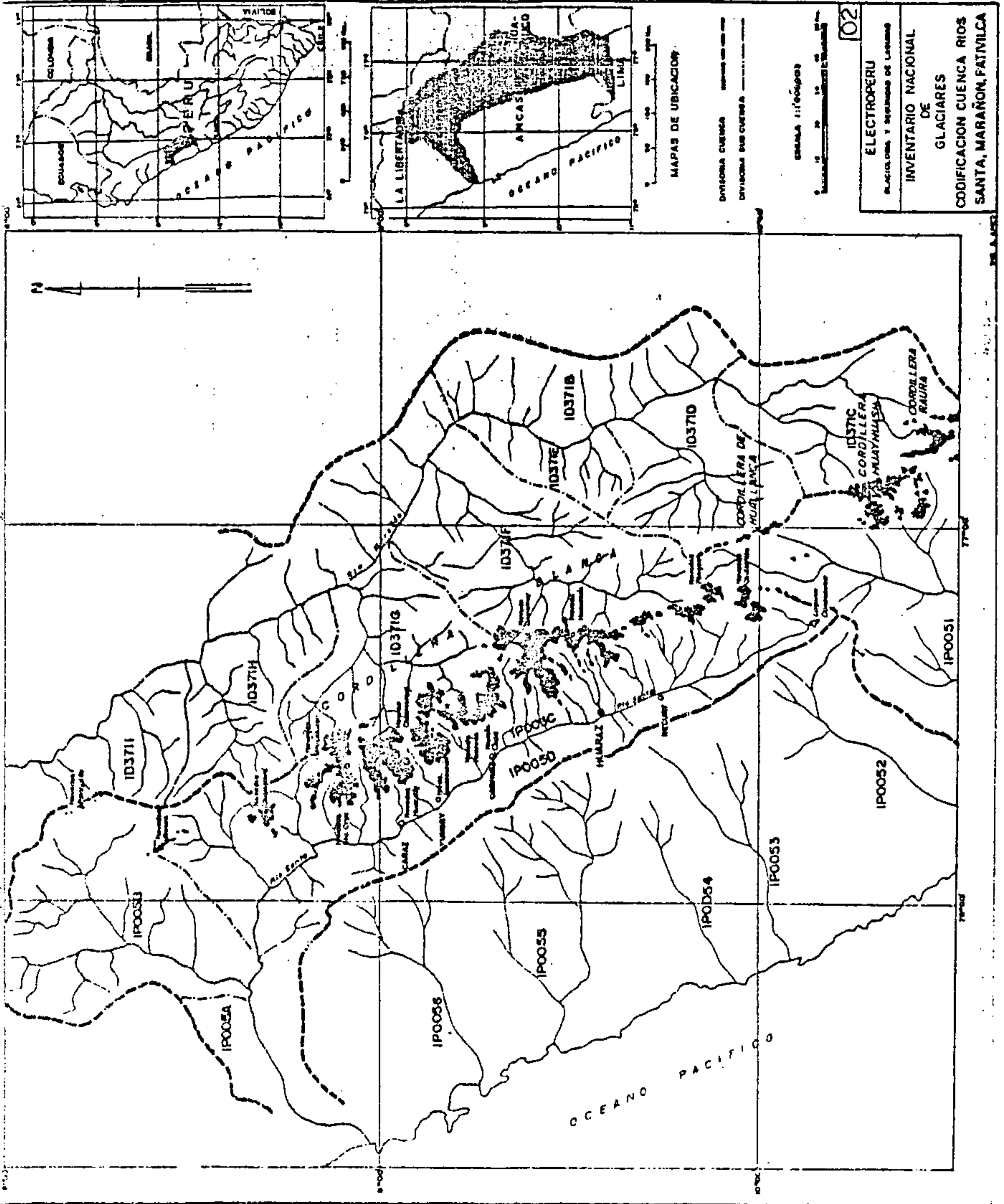
El inventario de glaciares , se está efectuando siguiendo estrictamente las instrucciones del Secretariado Técnico Temporal, para la recopilación de datos, contenidos en el manual de instrucciones para la Recopilación de Datos para el Inventario Mundial de Glaciares, editado en 1977, que recomienda previamente la Clasificación i Codificación de Cuencas Hidrográficas de la Región objeto del estudio, teniendo en cuenta su importancia. En esta clasificación al continente sudamericano le corresponde la designación (1) i al Perú en particular las letras (PE). Siguiendo esta Codificación, corresponde a la gran Hoya Amazónica la designación 10, a la costa peruana, cuenca del Pacífico, la designación IP i a la cuenca endorreica del lago Titicaca 10, prosiguiéndose la codificación de cada río individualmente de acuerdo también a su importancia. (Fig.2 Pag. 7)

#### 2.- MATERIAL DE TRABAJO

La principal fuente de información consiste en mapas, fotografías i trabajos previos publicados. En general mapas topográficos a gran escala, con indicación precisa de las áreas glaciadas i aerofotografías más recientes, constituyen la mejor fuente básica de datos.

Por dicho motivo se han utilizado mapas topográficos a escala 1:25,000, editados por la Oficina de Catastro Rural del Ministerio de Agricultura i aerofotografías del vuelo - alto USAF 1962/1963 Proyecto AF 60-17, i para la Cordillera -

6



02

ELECTROPERU  
GLACIERS Y REGIONES DE LAGO

INVENTARIO NACIONAL  
DE  
GLACIARES

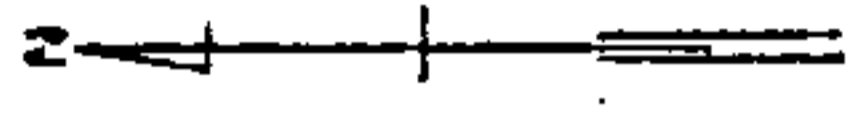
CODIFICACION CUENCA RIOS  
SANTA, MARAÑON, FATMILCA

MAPAS DE UBICACION

DIVISIONA CUENCA

DIVISIONA SUB CUENCA

ESCALA 1:100000



Blanca en particular el vuelo NASA 1970 en infrarrojo. Desafortunadamente no se poseen aerofotografías más recientes que muestren el estado actual del límite de los hielos. Para algunas zonas del sur del país este problema es insoluble por cuanto las fotografías son muy antiguas (1950), a lo que se agrega la falta de mapas a escalas medias de grandes zonas del suro - riente.

### 3.- TECNICAS DE TRABAJO.

En resumen el trabajo en sí consiste en la identificación de cada glaciar individualmente que drena en determinada cuenca, i a la restitución de su configuración geométrica lo más precisa posible de la aerofotografía, al mapa de curvas de nivel, con el objeto de determinar los parámetros necesarios, para lo cual se utiliza un estereoscopio de espejos con resultados bastante aceptables. En algunos casos considerando que ya los mapas muestran la configuración del glaciar es conveniente su actualización, tomándose atención en la determinación de alturas e indicación de coordenadas para la ubicación geográfica.

### 4.- ORGANIZACION DE DATOS.

Este trabajo ha consistido en la recopilación de datos del mapa i la aerofotografía a una Hoja Normalizada de Datos (Standard Data Sheet) con posibilidades de ser procesada en una computadora. (Pag.9)

Esta Hoja Normalizada contiene 41 parámetros que no siempre puede ser llenada en todos los casos; así por ejemplo es necesario puntualizar que cada hoja corresponde a un glaciar individual, además, que del mayor cuidado i precisión del trabajo realizado depende la calidad del mismo, interesando fundamentalmente los resultados.

### 5.- RESULTADOS

Paralelamente al inventario detallado que se encuentra en proceso de ejecución, se realizó, un Inventario global en base a imágenes del satélite norteamericano LANSAT,



Identification / Glacier number

PEIPO05C2JE2

I.18.9  
8

WORLD GLACIER INVENTORY  
Standard Data Sheet

Glacier name - Nombre

S.A.F.U.N.A.

Latitude - Latitud

S 18° 51' 28"

Longitude - Longitud

W 77° 36' 34"

Co-ordinates - Coordenadas

9 0 2 0 2 1 0 1 2 1 3 3 7 5

Number of drainage basins - N° Cuencas de drenaje

1

Number of independent states - N° Estados independientes

1

Topographical map used: scale -  
Mapa topográfico empleado: escala  
: year - Año

25

72

Photographs used: type - Fotografías empleadas: tipo

F

: year - Año

70

Total number of punch cards  
N° total de tarjetas perforadas

3

Running number of punch card

1

Surface area: total (km2) -

4.69

Superficie total (Km2)  
: accuracy - precisión

3

: total in the state concerned (km2)

4.69

: exposed (km2) - área expuesta (Km2)

4.50

Area of ablation (km2) - Área de ablación

0.65

Mean width (km) - Año promedio (Km)

1.5

Mean length (km) - Longitud promedio (Km)

3.1

Maximum length: total (km) - Longitud máxima (Km)

3.6

: exposed (km) - Long.expuesta (Km)

3.1

: ablation area (km)  
área ablación (Km2)

1.9

Orientation: accumulation area

NW

Orientación del área de acumulación  
: ablation area

NW

Orientación del área de ablación  
Running number of punch card

2

Highest glacier elevation (m a s l)

6050

Altitud máxima (m.s.n.m.)

Mean glacier elevation (m a s l)

5025

Altitud media (m.s.n.m.)

Lowest glacier elevation: total (m a s l)

4360

Altitud mínima (m.s.n.m.): exposed (m a s l)

4425

Mean elevation accumulation area (m a s l)

5185

Altitud media del área de acumulación (m.s.n.m.)

Mean elevation ablation area (m a s l)

4550

Altitud media del área de ablación (m.s.n.m.)

Classification

524312

Clasificación

Period for which tongue activity was assessed

68178

Moraines

44

Snow line for total glacier: elevation (m a s l)

4800

: accuracy

2

: date (day/mo./yr.)

1/1/74

Mean depth (m) - Espesor promedio (m)

130

Map. N° 18h-II-NE.

Fot. 5320/21 infrared.

48010 16047 black-white.

Data compiled by:

A. AMES

que para las 20 cordilleras nevadas del Perú determinó una extensión superficial de 2,599.22 km<sup>2</sup>. de hielo; este inventario naturalmente no llega a tener la aproximación real de lo obtenido en base a fotografías aéreas verticales de alta resolución.

El siguiente cuadro muestra objetivamente - el avance obtenido en forma general.

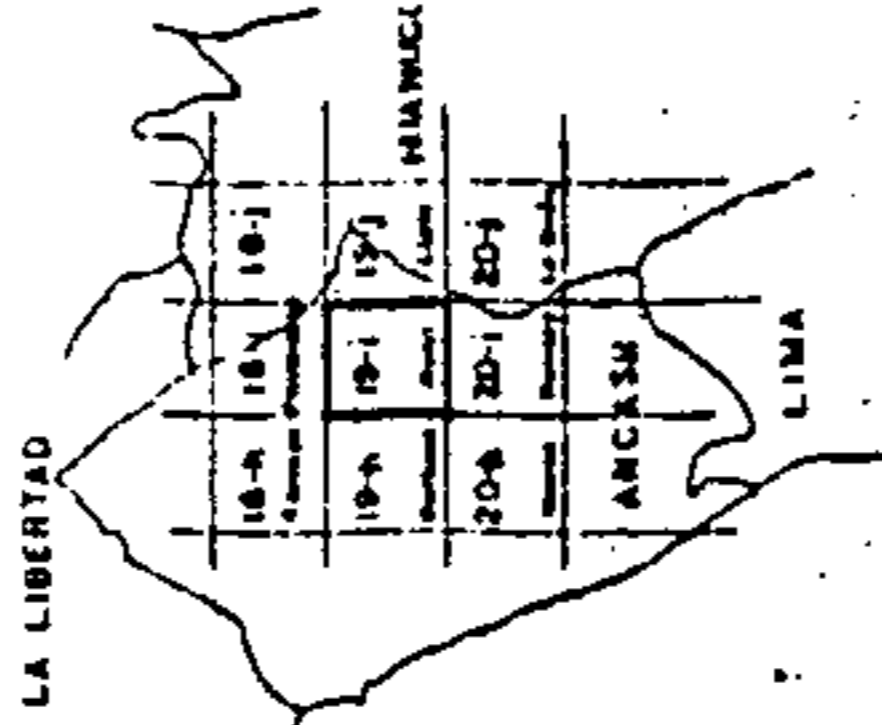
CUADRO Nº 1. ESTADO DEL INVENTARIO DE GLACIARES - OCTUBRE 1983

Grupo Cordillera	Nº Cuencas	Nº Glac.	Area km <sup>2</sup> .	1	2	3	4	5	6	7	8	9
01.-Blanca	3	722	723.37	x	x	x	x	x	x	x	x	x
02.-Huallanca	2	56	22.41	x	x	x	x	x				
03.-Huayhuash	2	123	88.11	x	x	x	x	x				
04. Raura	3	86	53.06	x	x	x	x	x				
05. Huagoruncho	3	80	23.40	x	x	x						
06. La Viuda	4	129	28.60	x	x	x						
07. Central	5	205	110.96	x	x	x						
08. Huaytapallana *	2	108	48.51	x	x	x						
09. Chonta				x								
10. Huanzo				x								
11. Urubamba				x								
12. Vilcabamba				x								
13. Ampato				x								
14. Chile				x								
15. Vilcanota				x								
16. Carabaya				x								
17. La Raya				x								
18. Apolobamba				x								
19. Volcánica				x								
20. Barroso				x								
Total		1509	1,098.42									

(1) Codificación de cuencas, (2) Ploteo aerofotográfico/mapa, (3) Hoja normalizada de datos, (4) Dibujo mapa Índice, (5) Lista de Datos, (6) Digitado de datos IBM, (7) Listado IBM, (8) Grabación cinta o disco IBM, (9) Banco de Datos.

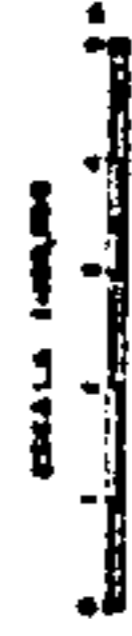
**LEYENDA**

- Rios
- Lagunas
- Glaciares
- Glaciar Culhuani
- Ciudad Cordillera
- Divisoria Cumbres
- Ferrocarriles
- Campo de abastecimiento
- de sumos IPOOSCM
- Número de glaciar 2

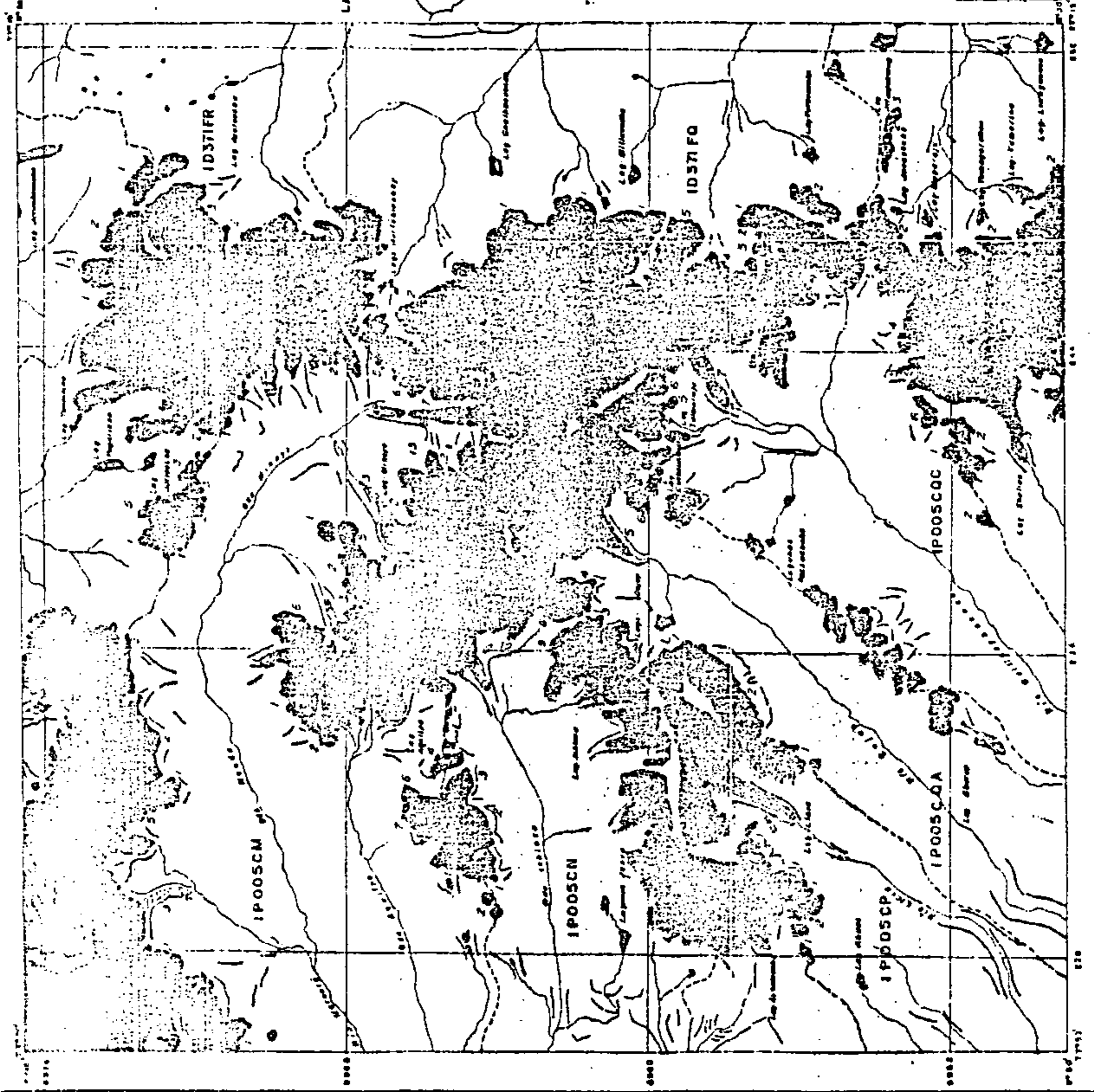


40	45	50	55
30	35	40	45
20	25	30	35
10	15	20	25

Distancia de la zona



**ELECTROPEU**  
 INSTITUTO NACIONAL DE ELECTRICIDAD  
**INVENTARIO NACIONAL DE GLACIARES**  
 MAPA INDICE CORDILLERA



De estos resultados obtenidos en forma general veremos a continuación en particular lo que respecta a la cuenca del río Santa.

Se ha encontrado 616 glaciares, cubriendo una superficie total de 503.11 km<sup>2</sup>. ( 69.55 % del área total en la Cordillera Blanca), distribuidas en 28 sub-cuencas, desde Pelagatos por el norte, hasta el río Tuku por el sur, que precisamente es el lugar de origen del río Santa. De estas sub-cuencas la que tiene mayor número de glaciares, así como mayor área es la del río Marcará que equivale a un 13.68 % del área total de la cuenca; pero hay que tener en cuenta que este río está formado por tres afluentes diferentes, que drenan de otros tantos valles tributarios. En las páginas 11, 13 y 14 se muestra un ejemplo de mapa índice i listado de datos, que nos servirá posteriormente para la confección del Atlas de Glaciares del Perú.

En el Cuadro Nº 2 - Glaciares de la Cuenca del río Santa, de la página 15 se muestra el número, distribución i área de los glaciares en cada una de las cuencas afluentes del río Santa, así como la clasificación primaria en dos grupos : glaciares de valle i glaciares de montaña o flanco, siendo este último tipo el más abundante. Es necesario recalcar que los glaciares en nuestro medio son en su generalidad muy cortos i de fuerte pendiente. Los glaciares de valle que se han encontrado, constituyen remanentes de grandes lenguas glaciares que durante la época de glaciación cubrieron los valles transversales del Santa, algunos de ellos probablemente hasta la confluencia con el mismo río. En la actualidad se hallan confinados entre las morrenas de la última gran glaciación i otros en morrenas a un nivel superior que corresponden a la pequeña Edad de Hielo, que comienza en el siglo XVI i llega a su máximo desarrollo en la segunda década del presente siglo. Desde entonces los límites del hielo se encuentran en un franco proceso de retroceso i disminución de su espesor, debido a prolongadas sequías que afectan la región i presumiblemente a cierta elevación de la temperatura.

INVENTARIO NACIONAL DE CLASIFEROS

CODIGO CUENCA	NOMBRE	LATITUD SUR	LONGITUD OESTE	UTM NORTE	UTM ESTE	AREA Km2	ANCHO PROP.	LONG. PROM.	LONG. MAX.	ORIENT. AC/AB	ALTITUD MAX. MED. MIN.	CLASIFICACION	NO	MAPA N°	FOI. 1942	N°
IP005CMAA1	ALANCAY	9°15.05'	77°31.12'	8376400	223250	1.27	1.9	5.5	1.8	S	5450	63010	01	194-11-NO	37137	01
IP005CMAA2	COPA	9°15.82'	77°30.72'	8975000	224000	10.57			5.7	W	6150	63410	02	194-11-NO	37137	02
IP005CMAA3		9°16.23'	77°31.65'	8974220	222790	0.05			0.2	S	4250	60410	04		37137	03
IP005CMAB1		9°16.55'	77°30.65'	8973667	224190	0.60			1.0	S	5070	63410	04		37137	04
IP005CMAB2		9°16.40'	77°30.11'	8973940	225120	0.12			0.5	S	5200	63410	02		37137	05
IP005CMAB3	LEJIACOCHA	9°16.80'	77°29.38'	8973070	226480	2.93	1.2		2.4	SW	5570	63010	02	194-11-NO	37137	06
IP005CMB1		9°17.88'	77°29.81'	8971200	225690	0.78			1.2	SW	5160	63010	02	194-11-NO	37137	07
IP005CMC01	VICOS	9°17.61'	77°29.26'	8971700	226710	0.54			0.6	S	5310	63010	01		37137	08
IP005CMC02		9°17.08'	77°28.73'	8972705	227670	0.70			1.0	SE	5500	63010	02		37137	09
IP005CMC03	PACCHARURI	9°16.46'	77°28.21'	8973860	228610	2.87			3.4	SE	6180	63410	04		37137	10
IP005CMC04		9°16.04'	77°27.06'	8974660	231200	3.82			1.5	S	5750	63410	04		37137	11
IP005CMC05		9°16.84'	77°26.34'	8973180	232040	0.74			1.0	W	5420	63410	04		37137	12
IP005CMD01		9°17.20'	77°26.22'	8972550	232420	0.22			0.4	S	5170	63410	01		37137	13
IP005CMD02		9°16.63'	77°25.48'	8973595	232615	2.30			1.4	W	5750	63410	02		37137	14
IP005CME01		9°16.48'	77°24.55'	8973880	233375	0.64			1.0	W	5760	63410	02		37137	15
IP005CME02		9°16.56'	77°24.18'	8973745	236000	0.14			0.3	S	5000	63410	02		37137	16
IP005CMF01		9°17.29'	77°22.61'	8972410	238880	0.42			0.7	SW	5200	63410	00		37137	17
IP005CMF02		9°17.52'	77°22.10"	8972000	239870	0.26			0.4	S	5370	63410	00	194-11-NO	37137	18
IP005CMF03		9°17.54'	77°21.83'	8971960	240315	0.09			0.4	S	5175	63410	00		37137	19
IP005CMG01		9°17.93'	77°20.89'	8971240	242040	0.09			0.6	SW	5070	63410	04		37137	20
IP005CMG02		9°17.98'	77°20.67'	8971150	242445	0.27			0.6	SW	5200	63410	04		37137	21
IP005CMG03		9°18.18'	77°20.34'	8970795	243050	0.32			0.7	SW	5351	63410	02		37137	22
IP005CMG04		9°18.37'	77°20.07'	8970440	243530	0.10			0.5	S	5100	63410	02		37137	23
IP005CMG05		9°18.58'	77°19.82'	8970060	244000	0.96	0.5	1.9	2.0	W	5360	63410	20		37137	24
IP005CMG06		9°18.90'	77°19.71'	8969475	244210	0.82	0.5		1.5	W	5475	63410	02		37137	25
IP005CMH01		9°19.22'	77°20.06'	8968865	243560	0.05			0.3	W	5100	63410	02		37137	26
IP005CMH02		9°19.43'	77°19.61'	8968480	244400	1.81	1.0	1.1	2.4	SW	5445	63410	02		37137	27
IP005CMH03		9°19.76'	77°19.56'	8967860	244500	0.10			0.3	W	5175	63410	02		37137	28
IP005CMH04		9°19.89'	77°19.65'	8967630	244330	0.04			0.4	N	5100	63010	02		37137	29
IP005CMH05		9°20.29'	77°19.90'	8966895	243860	0.86			1.3	N	5000	63410	02		37137	30
IP005CMH06		9°20.65'	77°20.17'	8966230	243280	0.72			1.0	W	5500	63010	02		37137	31
IP005CMH07		9°20.65'	77°20.30'	8965245	243400	1.12	0.9	1.2	1.4	W	5760	63410	00		37137	32
IP005CMH08		9°21.53'	77°20.39'	8964610	243900	0.77	0.3	0.5	0.5	W	5260	63010	04		37137	33
IP005CMH09		9°21.95'	77°20.46"	8963840	242870	9.39	1.2	3.4	4.3	N	6300	63010	02		37137	34
IP005CMH10	PUCARAHRA	9°21.42'	77°21.48'	8964800	241000	0.42	0.5	0.8	1.3	E	6190	63410	04		37137	35
IP005CMH11		9°20.95'	77°21.69'	8965655	240615	0.82	0.6	1.4	1.5	E	6150	63010	02		37137	36
IP005CMH12		9°20.71'	77°21.48'	8966100	241020	0.05			0.3	E	5375	63010	02		37137	37
IP005CMH13		9°20.55'	77°21.48'	8966390	241000	0.05			0.3	NE	5275	63010	02		37137	38
IP005CMH01		9°20.66'	77°21.69'	8966190	240605	0.43			0.2	NE	5730	63410	02		37137	39
IP005CMH02		9°20.70'	77°22.11'	8966125	239830	0.27			0.2	NW	5730	63410	02		37137	40
IP005CMH03	PACLIASH	9°20.76'	77°22.57'	8966000	239000	7.26	1.5	1.5	4.4	W	6270	63410	02		37137	41
IP005CMH04		9°20.50'	77°23.18'	8966480	237870	1.22	0.8		1.5	E	6020	63410	02		37137	42
IP005CMH05		9°19.78'	77°22.44'	8967810	238730	0.56			0.5	SE	5275	63010	02		37137	43
IP005CMH06		9°19.85'	77°23.18'	8967665	237870	0.94			0.5	NW	5310	63410	02		37137	44
IP005CMH07		9°19.82'	77°23.61'	8967720	237075	0.04			0.2	E	5350	63410	02		37137	45
IP005CMH08		9°19.88'	77°23.92'	8967605	236503	1.87	0.6		2.2	NE	6030	63010	22		37137	46
IP005CMH09		9°19.56'	77°24.38'	8968200	235660	0.33			0.6	E	5490	63410	02		37137	47
IP005CMH10		9°19.10'	77°23.84'	8969055	236645	0.39	0.8		0.4	SE	5360	63410	02		37137	48
IP005CMH01		9°19.05'	77°24.30'	8969115	235820	1.59	0.8	2.0	2.2	N	5545	63410	20		37137	49
IP005CMH01		9°19.07'	77°24.97'	8969095	234580	0.52	0.8	0.7	0.5	NW	5540	63410	00		37137	51



CUADRO Nº 2 - GLACIARES DE LA CUENCA DEL RIO SANTA

Código Sub-Cuenca	Glaciar de Valle		Glaciar de Montaña		Total
	Nº	Area km2	Nº	Area km2	
1P005BH Río Pelagatos			2	0.91	0.18
1P005BI " Conchucos			5	0.65	0.13
1P005BL " Cabaña			4	0.53	0.10
1P005CA " Santa			23	4.49	0.89
1P005CB " Coronguillo			11	5.06	1.00
1P005CC " Quitaraca	5	11.16	35	20.04	6.20
1P005CD " Catarata			1	0.08	0.01
1P005CE " Los Cedros	1	2.01	33	22.66	4.90
1P005CF " Santa Cruz	5	16.00	43	22.27	9.13
1P005CG " Parón	4	14.93	17	18.46	6.65
1P005CH " Ancash	2	6.40	2	0.20	1.31
1P005CI " Llanganuco	2	14.48	20	28.42	8.53
1P005CJ " Marcos			3	15.75	3.13
1P005CK " Huña	3	14.70	22	19.35	6.77
1P005CL " Hualcán-Copa	1	3.53	3	12.58	3.20
1P005CM " Marcapí	5	29.90	52	33.92	13.68
1P005CN " Mastay	1	2.43	14	13.62	3.19
1P005CO " Malleca			1	5.50	1.09
1P005CP " Llica	1	4.63	5	2.20	1.37
1P005CQ " Qilcay	7	32.09	33	12.62	8.89
1P005CR " Parí	2	9.50	14	8.18	2.91
1P005CS " Jaura	1	3.31	4	2.33	1.12
1P005CT " Negro	5	11.54	21	7.53	3.79
1P005CV " Yanayacu	4	7.70	22	9.39	3.41
1P005CW " Pachacoto	2	3.13	38	19.80	4.56
1P005CX " Paqueipallka	1	1.01	6	3.34	1.06
1P005CY " Queuillish	1	3.93	15	5.17	1.53
1P005CZ " Taku			13	5.67	1.13
<b>Total</b>	<b>56</b>	<b>192.51</b>	<b>450</b>	<b>310.60</b>	<b>100.00</b>
<b>Porcentaje Area</b>		<b>39.3%</b>		<b>61.7%</b>	

La determinación del volumen encerrado en los 503.11 km<sup>2</sup>. es desde luego difícil de precisar, dada la gran variación de espesores. Algunos sondeos realizados en glaciares de la Cordillera Blanca nos proporcionan una idea al respecto:

Cuadro Nº 3.- SONDAJES EN GLACIARES DE LA CORDILLERA BLANCA

Nombre Glaciar	Tipo de sondeaje	Nº de puntos	Espesor Medido	Espesor Promedio	Area km <sup>2</sup> .	Volumen Mill.m <sup>3</sup> .
Safuna	Diamantino	1	160 m.	82.5 m.	4.69	386.9
Parón	Diamantino	1	62 m.	33.5 m.	2.16	72.4
Huascarán	Radar		180 m.	92.5 m.	6.33	585.5
Copap	Radar		220 m.	112.5 m.	13.76	1548.0
Yanamarey	Radar	31	45/129	77.0 m.	1.35	103.9

Del resultado de estos sondeos, el glaciar que tendría un volumen de hielo calculado con cierta precisión sería el Yanamarey teniendo en cuenta la cantidad de puntos de medida (31). En cambio en los otros glaciares se efectuó una sola perforación o medición que restringe los cálculos a un área muy pequeña del glaciar. Es por ese motivo que se ha optado en forma arbitraria considerar la medición como dato máximo i un mínimo de 5 metros en las zonas de mayor pendiente.

Sin embargo para tener una idea aproximada del volumen total de hielo existente en determinada cuenca, se ha seguido el mismo procedimiento empleado en el Inventario de Glaciares de Suiza con el siguiente modelo:

$$\bar{h} = a + b \quad S$$

donde  $\bar{h}$  es el espesor promedio, S la superficie total i  $a$  y  $b$  parámetros determinados empíricamente.

Usando esta fórmula en glaciares con áreas superiores a un kilómetro cuadrado i asumiendo también que en los pequeños glaciares el espesor promedio es de 5 metros, hemos determinado que en la cuenca del río Santa se encuentran 14,562 millones de metros cúbicos de hielo i neviza.



Los parámetros 27, 28 i 29 de la Hoja norma lizada de datos, nos permite conocer las latitudes mínima, media i máxima de un glaciar individual, que en su conjunto nos proporcionará promedios de todo el área. Para la cuenca del Santa se ha obtenido los siguientes valores:

Altitud máxima media = 5,462 msnm.

Altitud mínima media = 4,790 msnm.

Conociendo este dato i los márgenes de fluc tuación de la línea de equilibrio que de acuerdo a las mediciones de varios años varía entre los 4,800 a 5,000 msnm. podemos inferir que pese al marcado proceso de retroceso i recesión de las ma sas de hielo, la proporcionalidad entre el área de la zona de acu mulación i la de ablación, está en la relación de 1.5 a 1 aproximadamente. Es decir que el mayor área i volumen obviamente se en cuentra por encima de la línea de equilibrio donde la fusión de hielo es cero. Esta deducción nos permite estimar que estas ma sas de hielo persistirán por mucho tiempo i en condiciones climáticas favorables poseerán la tendencia de recuperar la masa perdi da.

#### IV.- MÉDICIONES EN GLACIARES REPRESENTATIVOS.

La presencia de masas de hielo permanente - en la cabecera de una cuenca tiene influencia directa en el rendi miento hídrico de esta, pues representan verdaderos reservorios - de agua en estado sólido, que aportan cierto caudal de agua duran te todo el año a la escorrentía superficial. Esta contribución - está relacionada con las variaciones climáticas de la región i la extensión de los glaciares que hay en ella.

Si tenemos una cuenca dada i un dispositivo para medir la descarga, el gasto estaría dado por la siguiente fórmula:

$$Q = P - E$$

donde Q representa la descarga total en la boca de la cuenca, P

la precipitación i E la evaporación. Alguna cantidad se perderá - por infiltración, que en áreas montañosas no tiene gran importancia pues reaparecerá en zonas más bajas.

Si existe un glaciar en la cuenca, éste influirá en el gasto total de manera que la fórmula pueda transformarse en:

$$Q = P - E \pm \text{balance de masas}$$

es decir el incremento o pérdida de masa sufrida por el glaciar en determinado tiempo. Para el caso de glaciares en nuestro medio podría suprimirse el signo negativo del tercer término, ya que el derretimiento se produce durante todo el año, aún en el supuesto caso de un balance positivo, es decir que el glaciar haya ganado masa en un año de abundantes precipitaciones.

#### 1.- MEDICIONES EN GLACIARES DE LA CORDILLERA BLANCA

En la Cordillera Blanca en particular desde hace 15 años atrás, se están efectuando mediciones en glaciares piloto o representativos con el objeto de determinar algunos parámetros que nos permitan conocer el comportamiento de los mismo. Estos son:

- a) Mediciones de ablación, acumulación para determinar el balance i la altura de la línea de equilibrio.
- b) Mediciones de velocidad de flujo, para conocer la mecánica del movimiento.
- c) Mediciones de las fluctuaciones del frente, relacionadas al balance de masas.
- d) Levantamientos topográficos comparativos.
- e) Observaciones meteorológicas, para determinar el microclima del área adyacente.

Lamentablemente por diversas razones se han discontinuado las observaciones en algunos glaciares tales como - el glaciar Safuna desde 1973 i en el glaciar Broggi se efectúan - mediciones únicamente del avance o retroceso.

Cuadro Nº 4 GLACIARES EN OBSERVACION EN LA CORDILLERA BLANCA

Nombre Glaciar	Cuenca	Posic. Geográfica		Area km <sup>2</sup> .	M e d i c i o n e s					
		Latitud	Longitud		1	2	3	4	5	
Safuna	Quitaracsa	8º 51'	77º 36'	4.69		x	x	x	x	1967
Broggi	Llanganuco	8º 59'	77º 35'	0.58		x	x	x		1968
Uruashraju	Río Negro	9º 35'	77º 19'	2.15	x	x	x	x	x	1968
Yanamarey	Yanayacu	9º 39'	77º 16'	1.35	x	x	x	x	x	1968
Pastoruri	Pachacoto	9º 55'	77º 10'	1.25					x	1980
Huarapasca	Pachacoto	9º 52'	77º 11'	0.87					x	1980
Cajap	Piskapaccha	9º 50'	77º 10'	1.20					x	1980

## 2.- RESULTADOS

De los resultados obtenidos, por razones de espacio consideramos únicamente los correspondientes al glaciar Yanamarey.

### 2.1 BALANCE DE MASAS.

El balance de masas obtenido de la suma algebraica de los balances netos de acumulación  $b_{ac}$  i de ablación  $b_{ab}$  determinados por las mediciones de cierto número de estacas localizadas en cada una de estas zonas, relacionadas en espacio i tiempo; es decir la ubicación i altura sobre el nivel del mar i el lapso de tiempo entre cada medición, referico al año climático. En este caso el inicio i final de cada serie de mediciones se realiza en el mes de setiembre, por considerarse que es el final de la temporada seca.

En el cuadro Nº 5 se puede observar que el Balance Neto =  $(-151.57) + (+71.255) = -71.25 \times 10^4$  m<sup>3</sup>. lo que significa una pérdida de masa equivalente a 712,500 m<sup>3</sup>. de agua por año. El aporte del glaciar a la cuenca en el mismo período de tiempo correspondería al balance neto de ablación, es decir la cantidad de 1'515,700 metros cúbicos de agua. La línea de equilibrio o sea la zona donde la acumulación i la fusión se compensan, determinada por una regresión lineal a partir de los puntos de ablación es igual a 4,867 msnm. i el coeficiente de actividad glaciar por

cada 100 metros de desnivel igual a 2.33 metros de hielo al año

Cuadro Nº 5 BALANCE DE MASAS DEL GLACIAR YANAMAREY  
PERIODO 1981 - 1982.

ELEVACION m.s.n.m.	AREA $\times 10^4 \text{ m}^2$	ABLACION		ACUMULACION	
		m/año	$\times 10^4 \text{ m}^3$	m/año	$\times 10^4 \text{ m}^3$
4600-4625	2.65	5.80	15.37		
4625-4650	7.22	6.19	44.69		
4650-4675	5.25	4.73	24.83		
4675-4700	5.20	2.73	14.20		
4700-4725	5.47	2.70	14.76	0.062	0.339
4725-4750	5.43	1.76	9.56	0.140	0.760
4750-4775	6.13	1.41	8.64	0.350	2.145
4775-4800	6.00	1.06	6.36	0.593	3.558
4800-4825	7.00	0.90	6.30	0.540	3.779
4825-4850	3.75	0.51	1.93	0.670	2.513
4850-4875	6.80	0.48	3.26	0.775	5.270
4875-4900	9.25	0.18	1.67	0.723	6.683
4900-4925	10.37			0.832	8.628
4925-4950	9.00			0.904	8.136
4950-4975	10.00			1.161	11.610
4975-5000	6.35			1.270	8.065
5000-5050	10.65			1.768	18.829
TOTALES	116.52		-151.57		+ 71.255

Considerando la línea de equilibrio en una cota redonda, en este caso 4,875 msnm. se tiene un área de ablación de 609,000 m<sup>2</sup>. i un área de acumulación de 556,000 m<sup>2</sup>.

El balance específico se obtiene dividiendo el balance neto entre el área respectiva:

- Balance específico de ablación =  $151.57 : 60.9 = 2.49 \text{ m. Equiva}$   
lente de agua.

Balance específico de acumulación =  $71.25 : 55.6 = 1.28$  Equivalente de agua.

Con estos datos extrapolados a glaciares - vecinos de la misma cuenca, se puede determinar aproximadamente el aporte hídrico de estos en determinado año.

## 2.2.- MEDICIONES DE VELOCIDAD DE FLUJO

La velocidad de un glaciar está relacionada con la pendiente i las irregularidades del lecho rocoso sobre el que yace; depende también del volumen o masa del hielo en la zona de acumulación i con los cambios de la estructura misma del glaciar. En el glaciar Yanamarey que tiene una pendiente promedio de 15 grados se han medido diferentes velocidades a lo largo de su eje central, cuyo promedio es de 16.45 metros por año. La velocidad no es uniforme en todo el glaciar, así por ejemplo es mayor en el centro que en los bordes i también es mayor en la superficie que a cierta profundidad. La velocidad más baja medida en los extremos o bordes ha sido de 4.4 metros por año. (Pag.22)

## 2.3.- MEDICIONES DE LAS FLUCTUACIONES DEL FRENTE.

Como se señaló anteriormente las fluctuaciones del frente de un glaciar dependen del balance de masas; - si recibe una mayor cantidad de nevadas en su zona alta, que la que pierde por derretimiento la lengua tenderá a avanzar o crecer i en caso contrario sufrirá una merma o retroceso. Al derretimiento natural debido a la radiación solar se suman otros factores como desprendimientos o avalanchas por efecto del movimiento i en caso de encontrarse en contacto con la masa de agua de una laguna, este proceso se incrementará por la natural erosión del agua a una mayor temperatura que el hielo. El glaciar Yanamarey está en este último caso, de manera que la magnitud del retroceso del frente es mayor que si se encontrará en terreno libre. En la página 23 se muestran las fluctuaciones del frente en un período de 11 años entre 1972 i 1983; de igual manera co-



**GLACIAR YANAMAREY  
FLUCTUACIONES DEL FRENTE**

UBICACION: CORDILLERA BLANCA  
9°39' S - 77°16' W

CUENCA : RIO SANTA

SUBCUENCA: RIO YANAYACU

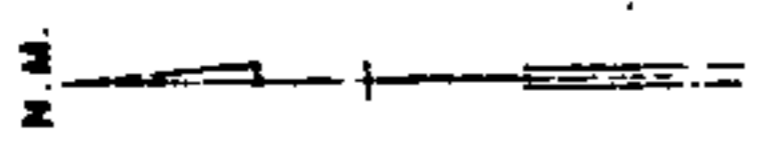
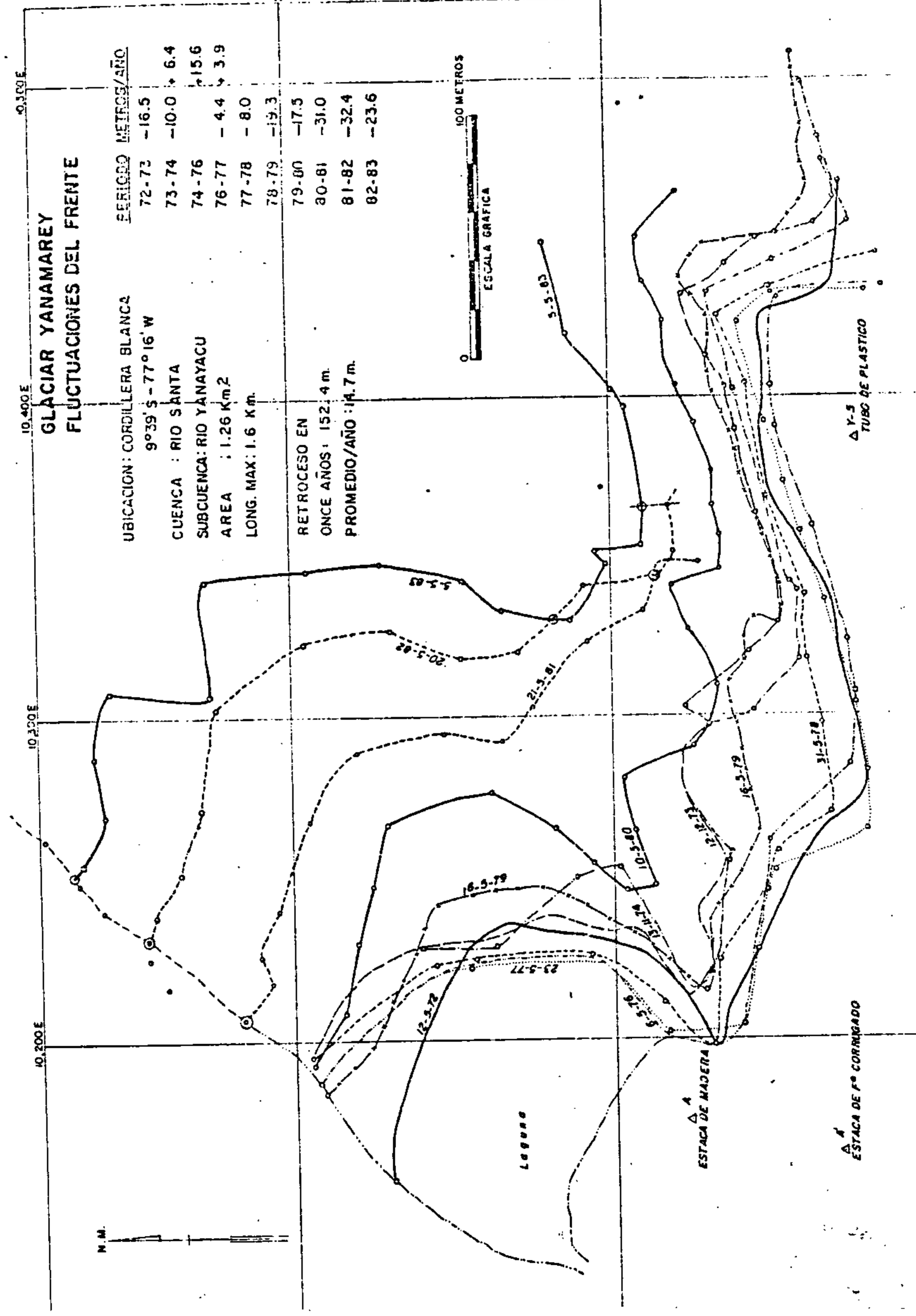
AREA : 1.26 Km<sup>2</sup>

LONG. MAX: 1.6 Km.

PERIODO	METROS/AÑO
72-73	-16.5
73-74	-10.0 + 6.4
74-76	+15.6
76-77	-4.4 + 3.9
77-78	-8.0
78-79	-19.3
79-80	-17.5
80-81	-31.0
81-82	-32.4
82-83	-23.6

RETROCESO EN  
ONCE AÑOS: 152.4 m.

PROMEDIO/AÑO: 14.7 m.



50,200 E

50,300 E

50,400 E

50,500 E

# GLACIAR BROGGI FLUCTUACIONES DEL FRENTE

UBICACION : CORDILLERA BLANCA  
 8°59' S - 77°35' W

CUENCA : RIO SANTA

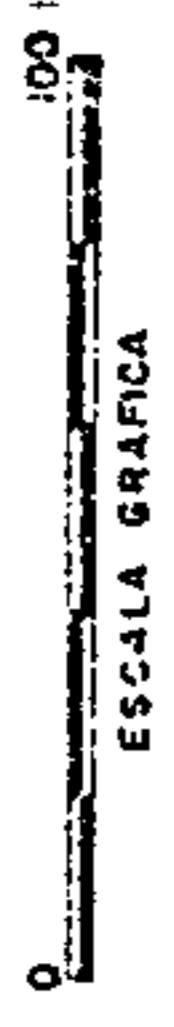
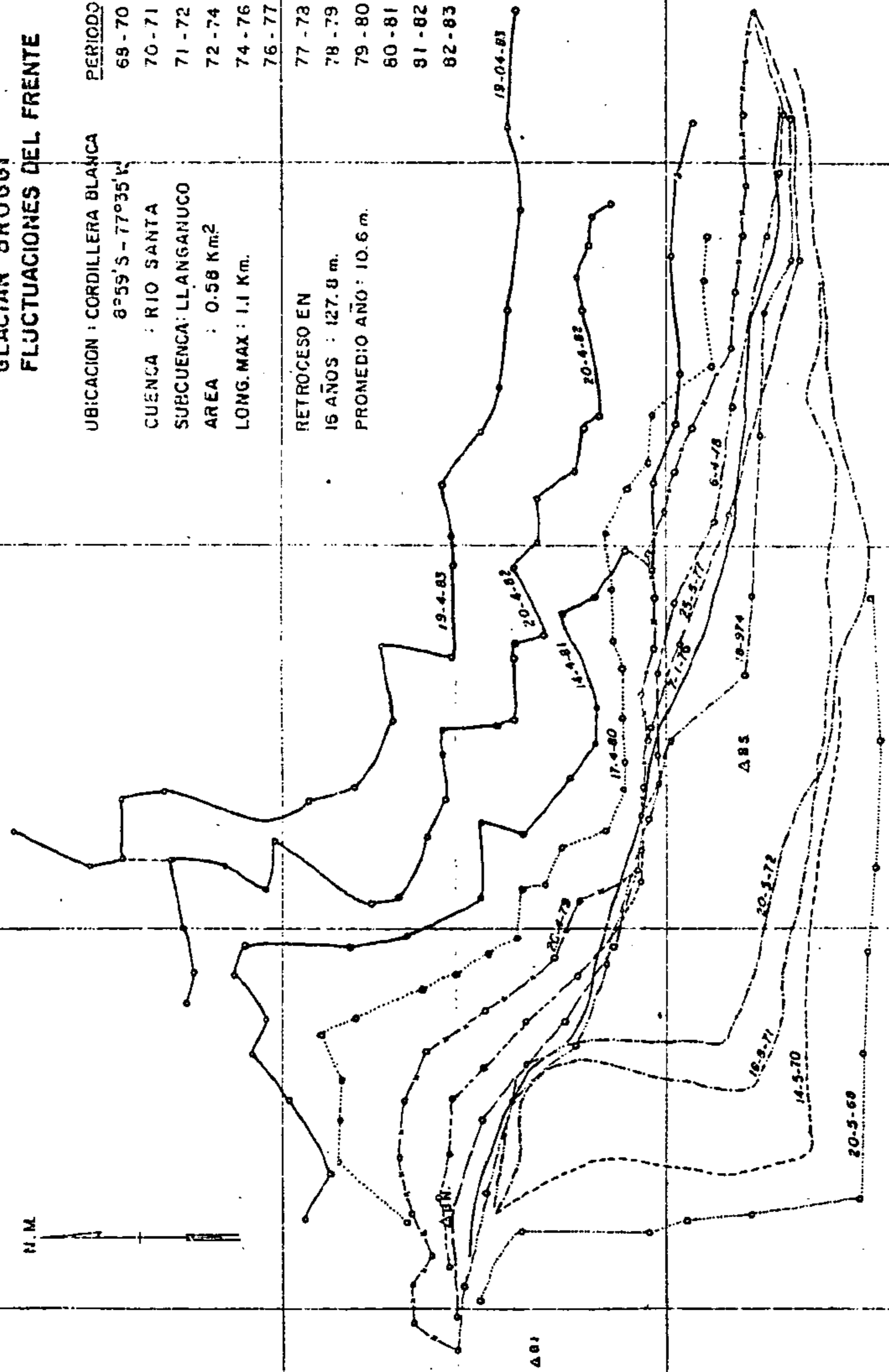
SURCUENCA: LLANGANUCO

AREA : 0.58 Km<sup>2</sup>

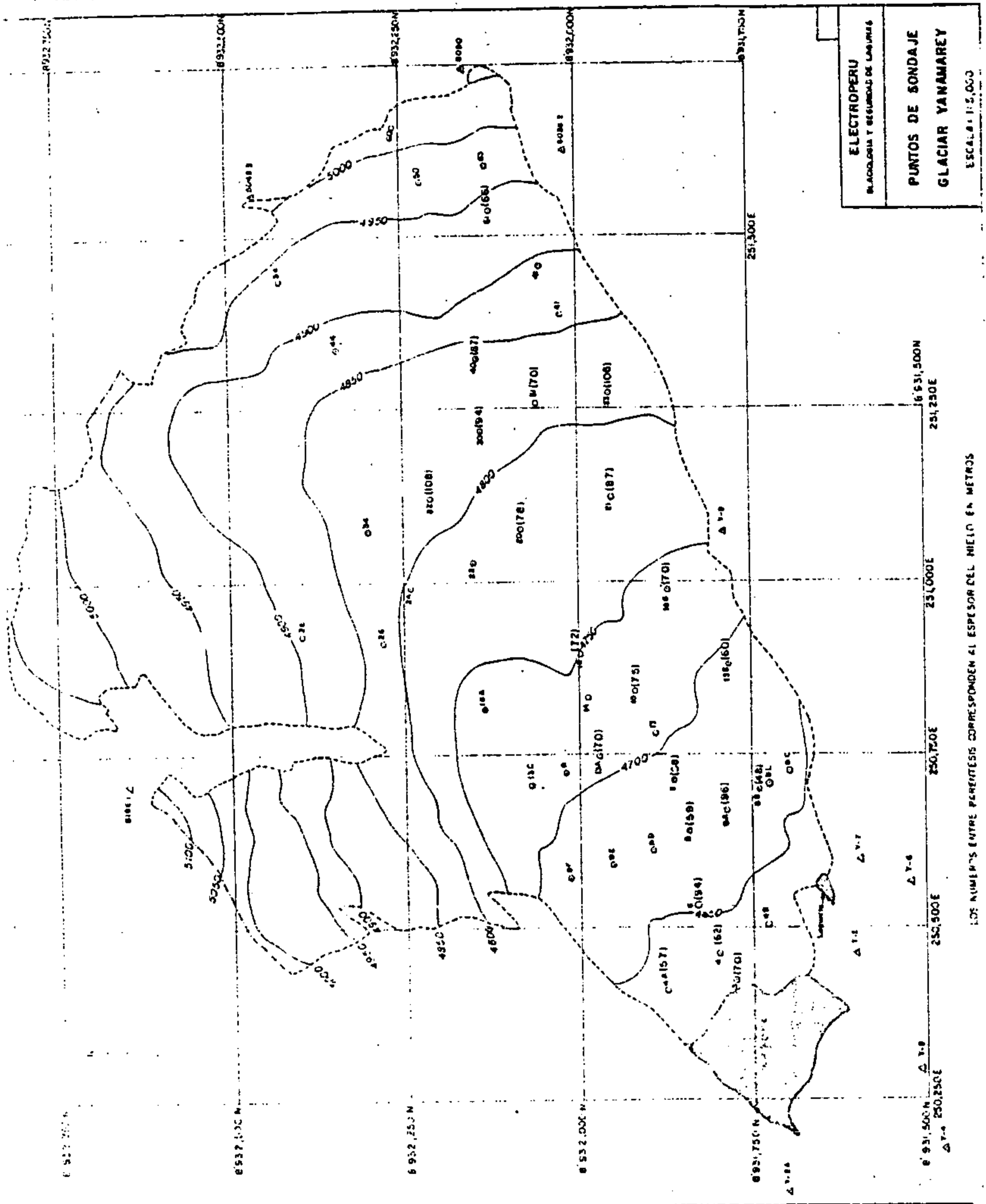
LONG. MAX : 1.1 Km.

PERIODO	METROS/AÑO
69-70	- 8.0
70-71	- 8.7
71-72	- 9.3
72-74	- 8.2
74-76	- 3.7
76-77	- 2.8
77-78	- 6.3
78-79	- 8.4
79-80	-10.4
80-81	-13.7
81-82	-23.4
82-83	-24.9

RETROCESO EN  
 16 AÑOS : 127.8 m.  
 PROMEDIO AÑO : 10.6 m.

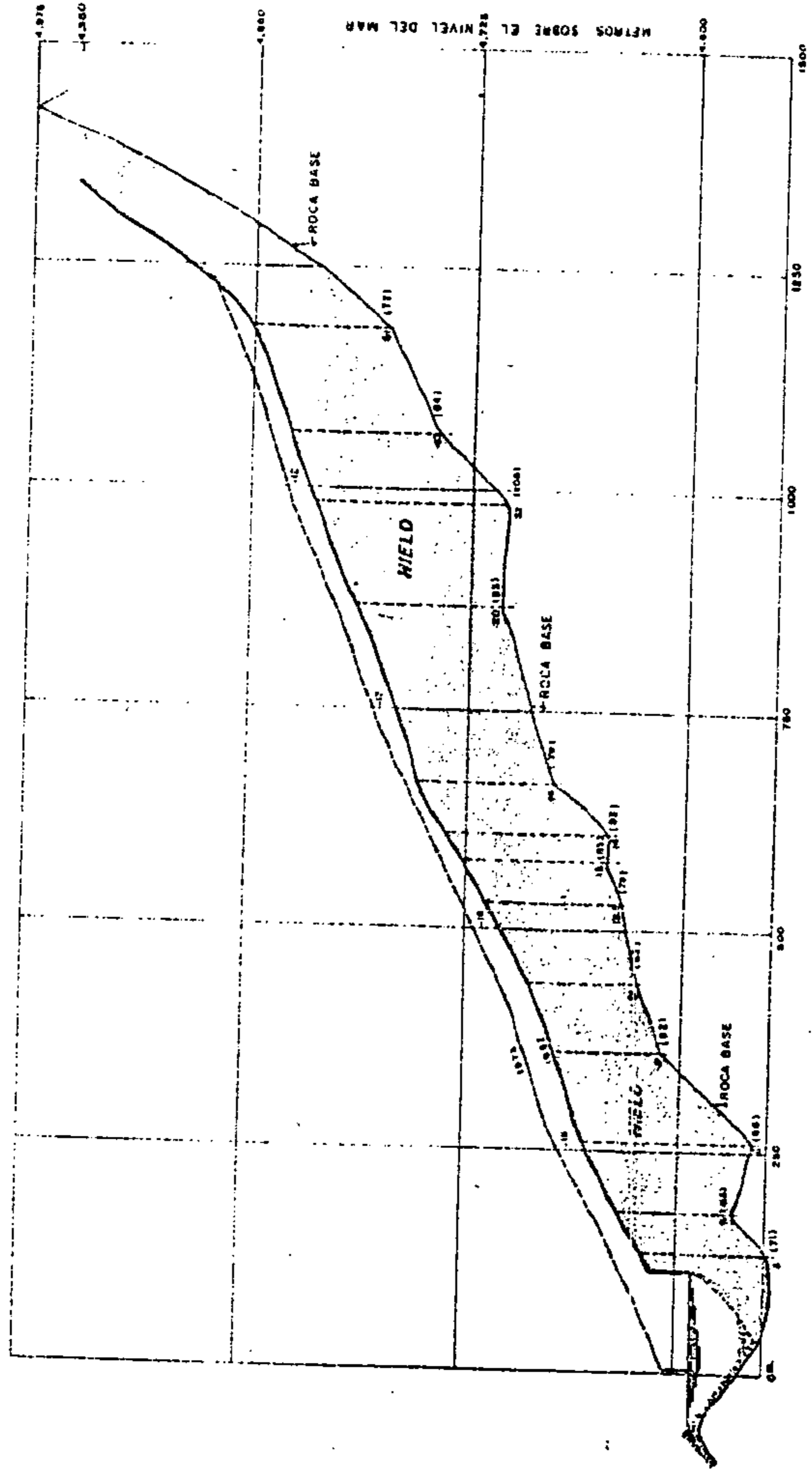






ELECTROPERU  
 BACCORSA Y SEGURIDAD DE LABORES  
 PUNTOS DE SONDAJE  
 GLACIAR YANAMAREY  
 ESCALA: 1:2,000

LOS NUMEROS ENTRE PARENTESIS CORRESPONDEN AL ESPESOR DEL NIELO EN METROS



ELECTROPERU  
 GEOLOGIA Y RESERVA DE LAZUNAS  
 PERFIL LONGITUDINAL  
 GLACIAR YANAMAREY  
 ESCALA: 1:50,000  
 V. 1.18.26

NOTA: ENTRE PARENTESIS ESPESOR DEL HIELO EN METROS DETERMINADO CON LA SONDA

SONDAJES REALIZADOS CON SONDA DE RADAR MOVY PULSO EL 21 DE JULIO DE 1982

mo comparación se muestra en la Pag. 24 las variaciones del frente del glaciar Broggi que descansa sobre terreno despejado.

#### V.- OBRAS DE SEGURIDAD EN LAS LAGUNAS DE ORIGEN GLACIAR.

El valle del Callejón de Huaylas ubicado en el flanco occidental de la Cordillera Blanca tiene como característica, la singular belleza que la naturaleza ha otorgado prodigamente a esta zona del Perú. Esta magnificencia está dada básicamente por las cumbres i picos nevados de la mayor masa glaciar del trópico.

Sin embargo muy lamentablemente la evolución glaciar ha dejado tras de sí durante su retroceso cubetas en las cuales existen lagunas i sobre algunas de las cuales se hallan pendientes masas glaciares colgantes.

Es larga la historia i con saldos muy trágicos de los eventos catastróficos que se han sucedido en los dos flancos de la Cordillera Blanca ya sea por el desembalse violento de las mencionadas lagunas o simplemente por la caída de enormes masas de hielo fundamentalmente, ya que avalanchas de nieve se producen únicamente en las altas cumbres.

Los factores que se consideran incidentes en la producción de tales eventos son los siguientes:

- Características del glaciar adyacente a la laguna
- Características de los glaciares colgantes i su relación con respecto a centros poblados.
- Volúmenes de agua almacenados por las lagunas.
- Características del material conformante de los diques naturales.
- Efectos sísmicos.

#### 1.- METODOLOGIA DE TRABAJO.

La metodología que se ha adoptado para eliminar o atenuar los riesgos enunciados en el párrafo anterior ha sido, en principio establecer cuales son las lagunas que reúnen

condiciones de peligrosidad i luego mediante un estudio detallado determinar el proyecto de obra de seguridad más conveniente para cada caso.

Básicamente el criterio fundamental ha consistido en disminuir el volumen de agua mediante:

- La apertura de canales por en medio de los diques naturales morrénicos en los casos que estos lo permiten.
- Perforación de túneles en los casos que los diques no prestaban la garantía para un corte a tajo abierto o cielo abierto.

Un caso reciente en este tipo de obras ha sido el proyecto de desague de la laguna Parón, la mayor de la Cordillera Blanca, con una capacidad promedio de 70 millones de metros cúbicos.

El procedimiento ejecutado fue la perforación de un túnel de 1,243 metros de longitud a travez del maciso rocoso granodiorítico circundante a la laguna para luego efectuar dos conexiones sub-lacustres a 52 metros de profundidad mediante perforaciones diamantinas de 52 cm. de diámetro.

En los casos en que se aperturan canales abiertos i existen glaciares colgantes en contacto con las cubetas también se adoptaron procedimientos para la construcción de conductos cubiertos sobre los canales en mención i luego restituyendo el dique para contrarrestar el efecto dinámico de los oleajes por efecto de la caída de masas de hielo sobre las lagunas.

#### CONCLUSIONES

- 1.- De acuerdo a las observaciones i mediciones efectuadas en los glaciares de la Cordillera Blanca se conoce que ellos se hallan en un franco proceso de retroceso, habiéndose acentuado en los últimos 3 años.
- 2.- En el flanco occidental de la Cordillera Blanca correspondiente a la cuenca del río Santa se poseen 516 glaciares distribuidos en un área de 503.11 km<sup>2</sup>. i un posible volumen

de 14,652 millonesde metros cúbicos de hielo i neviza.

- 3.- Hasta 1981 i con los registros de 14 años en el glaciar Broggi se ha medido un retroceso del frente glaciar en 8 metros de promedio anual. De 1981 a 1983 se ha incrementado esta cantidad a 24.0 metros anuales.
- 4.- Con los registros de 9 años de 1973 a 1982 se ha determinado que el glaciar Yanamarey ha disminuido en su espesor un promedio de 1.5 metros anuales en el área de ablación.
- 5.- La línea de equilibrio se halla entre los 4,800 msnm. i 5000 msnm.; al mismo tiempo que el nivel más bajo promedio de los glaciares es de 4,790 msnm. i el nivel más alto promedio de los glaciares es de 5,462 msnm. Esto hace inferir que a pesar de que los balances de masa son negativos, el volumen o masa de glaciar se viene regenerando.
- 6.- La velocidad de flujo del glaciar Yanamarey tiene un promedio de 16.5 metros anuales en el eje central.
- 7.- En el período 1979-1980 la cuenca glaciar Yanamarey ha aportado 4.3 millones de metros cúbicos de agua poseyendo únicamente 3.46 km<sup>2</sup>. de extensión superficial.

- Anas A., Valverde A., 1980-1981 'Informe Mediciones en los Glaciares Broggi Uruashraju, Yanamarey y Santa Rosa', Informe Interno ELECTROPERU.
- Broggi J.A., 1943 "La Desglaciación Actual" de los Andes del Perú", Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, 18, 37, 43.
- Kinzel Hans., 1949 "Die Vergletscherung in Der Sudhalfte Der Cordillera Blanca"
- Muller F., Caflisch T., Muller G., 1976 "Firn Und Eis Der Schweizer Alpen" - Gletscherinventar, Geographisches Institut, Zurich.
- Muller F., Caflisch T., Muller G., 1977-78 "Instructions for Compilation - And Assesblave of Data for a World Glacier Inventory" Department of Geography of Swiss Federal Institute of Technology.
- Ojeda I., 1974 "Estudios Glaciológicos en los Glaciares Broggi, Uruashra-- ju y Yanamarey" Informe Interno ELECTROPERU, Programa de Glaciología.
- Pettersen L.S.P., 1962, "Physics of Glaciers"
- Lliboutry L., Morales Armas B., Schneider B., 1977 "Glaciological Problems set by the control of Dangerous Lakes in Cordillera Blanca, Perú". "Study of Moraines and Mass Balance at Safina", Journal of Glaciology, Volumen -- 16:285-290
- UNESCO, 1973, "Hidrología de Nieves y Hielos en América Latina" Notas de Clase y Desarrollo del Curso Regional de formación en Hidrología de Nieves y Hielos (Chile-Argentina, 15 de Noviembre-16 de Diciembre de 1971).

\* \* \* \* \*

LISTA DE PARTICIPANTES

JORNADAS DE HIDROLOGIA DE NIEVES Y HIELOS  
EN AMERICA DEL SUR

---

LISTA DE PARTICIPANTES

- 1.- ENRIQUE ARIAS S.  
ENDESA - Especialista Sub-Gerencia Ingeniería  
Santa Rosa 76 - Of. 1612, Santiago, Chile.  
Fono: 2226070 anexo 2315.
- 2.- LUIS AYALA R.  
U. DE CHILE - Depto. de Ingeniería Civil, Ing. Investigador  
Blanco Encalada 2002 - Casilla 5373, Santiago, Chile.  
Fono: 6968448
- 3.- ANDRES BENITEZ G.  
ENDESA - Jefe División Estudios Hidrológicos.  
Santa Rosa 76, Santiago, Chile. of. 1607  
Fono: 2226070 anexo 2767.
- 4.- MARIO BERTONE  
Instituto Nacional del Hielo Continental Patagónico.  
Ecuador 333 - Buenos Aires, Argentina  
Fono: 88-3637 anexo 5517.
- 5.- CATALINA BOBENRIETH M.  
ENDESA - Ingeniero División de Estudios Hidrológicos.  
Santa Rosa 76, Santiago, Chile.  
Fono: 2226070 anexo 3143.
- 6.- MAX BORCHERT P.  
Instituto Nacional de Hidráulica - Ingeniero  
Nataníel Cox 31 - 3er. piso, Santiago, Chile.  
Fono: 6988954 - 6962556.
- 7.- ERNESTO BROWN F.  
U. DE CHILE, Depto. de Ingeniería Civil, Director  
Blanco Encalada 2120 - 4° piso, Santiago, Chile.  
Fono: 9/803.
- 8.- GABRIEL ALBERTO CABRERA  
IANIGLA - Depto. de Glaciología, Ingeniero Industrial  
IANIGLA - CC 330 - 5500, Mendoza, Argentina.
- 9.- GUILLERMO CABRERA F.  
U. DE CHILE - Depto. de Ingeniería Civil, Ing. Investigador  
Blanco Encalada 2002 - Casilla 5373, Santiago, Chile.  
Fono: 6968448.



- 10.- FREDDY CAMACHO V.  
Instituto de Hidráulica e Hidrología-UMSA, Sub-Director  
Casilla 699, La Paz-Bolivia  
Fono : 794657
- 11.- RAUL CAMPILLO U.  
IREN - CORFO, Jefe Apoyo Técnico  
Manuel Montt 1164 - Casilla 14995, Santiago, Chile  
Fonos: 2236641 - 496407
- 12.- JUAN FRANCISCO CIGNETTI  
HIDRONOR - Jefe División Redes Hidrometeorológicas  
Ba. HIDRONOR MZA "A" C"16"  
CIPOLLETTI Río Negro, Argentina
- 13.- ARTURO E. CORTE  
IANIGLA - CONICET, Investigador Principal  
Casilla Correo 330 - 5500 Mendoza, Argentina  
Fono: 241029 - 243212
- 14.- PATRICIO CUADRA C.  
CODELCO CHILE - División El Teniente, Depto. de Geología  
Jefe Exploración y Mina.  
Millán 1040, Rancagua, Chile.
- 15.- LAYTO DELANNAIS G.  
Dirección General de Aguas, Geólogo Depto. Derechos de Agua  
Morandé 59, 7° piso, Santiago, Chile.  
Fono: 724506 anexo 135.
- 16.- ALFONSO DUBO U.  
U. DE LA SERENA, Ing. Ejecución Minas, Depto. de Minas.  
Chile.  
Fono: 211868
- 17.- FERNANDO ESCOBAR C.  
Dirección General de Aguas, Ing. Civil Depto. Hidrología  
Morandé 59, Santiago, Chile.  
Fono: 724506 anexo 428.
- 18.- BASILIO ESPILDORA C.  
ICC-CONIC  
Calderón 95, Santiago, Chile  
Fono: 747435.
- 19.- BERNARDO FALCZUK  
CENTRO DE INVESTIGACIONES HIDRICAS REGION SEMIARIDA  
Jefe Area Hidrología de Sistemas  
Av. San Martín 1570, Villa Carlos Paz - Córdoba (5152)  
ARGENTINA  
Fono: (0541) 21018/21629.

- 20.- ENRIQUE GARCIA M.  
Dirección General de Aguas, Ing. Civil Jefe Depto. de  
Hidrología.  
Morandé 59, Santiago, Chile.
- 21.- CARLOS GARIN O.  
Dirección General de Aguas, Geógrafo Depto. Hidrología  
Morandé 59, Santiago, Chile.  
Fono: 724506 anexo 428.
- 22.- JOSE MARCELO GAVINO N.  
Secretaría de Recursos Hídricos - CONAPHI (ARGENTINO)  
Secretario Técnico  
Av. 9 de Julio 1925 - (1332) Piso, 15, Buenos Aires,  
Argentina.  
Fono: 377807.
- 23.- M. MAGDALENA GICLIO F.  
Dirección General de Aguas, Ing. Civil Depto. de  
Derechos de Aguas.  
Morandé 59, 7° piso Of. 712, Santiago, Chile.  
Fono: 724506 anexo 135.
- 24.- CHRISTIAAN GISCHLER  
UNESCO ROSTLAC  
Hidrólogo Regional Casilla 859, Montevideo, Uruguay.  
Fono: 411807.
- 25.- KENNETH HEWITT  
Wilfrid Laurier University  
Waterloo, Ontario, CANADA.  
Postal Code N2L 3C5.
- 26.- CARMEN HOCHFARBER R.  
Dirección General de Aguas, Ing. Civil, Jefe Sub-Depto.  
Procesamiento de la Información.  
Morandé 59 - 8° piso, Santiago, Chile.  
Fono: 724506 anexo 588
- 27.- RODOLFO JAVIER ITURRASPE  
CENTRO AUSTRAL DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS (CADIC)  
Casilla Correo 92 (9410) USHUAIA - T. del Fuego, Argentina
- 28.- EMILIO IRAGUEN I.  
ENDESA, Ing. Civil División Estudios Hidrológicos.  
Santa Rosa 76, Santiago, Chile.  
Fono: 2226070 anexo 3144
- 29.- CRISTIAN JURICIC  
Dirección General de Aguas, Ing. Civil, Depto. Hidrología  
Morandé 59, Santiago, Chile  
Fono: 724506 anexo 547.

- 30.- MARIA ALEXIS JUNGK W.  
U. DE CONCEPCION, Jefe Area Ingeniería Hisráulica  
Casilla 53 - C., Concepción, Chile.  
Fono: 24985 anexo 2336.
- 31.- BERNARDO LEIVA  
CIA. MINERA DISPUTADA DE LAS CONDES, Jefe Meteorología  
y Avalanchas - Grupo Operación Invierno  
Pedro de Valdivia 291, Santiago, Chile.  
Fonos: 2220063 - 2731001
- 32.- JUAN CARLOS LEIVA  
INST. ARG. DE NIVOLOGIA Y GLACIOLOGIA-CONICET, Investi  
gador.  
Huarpes 10, Mendoza 5500, Argentina  
Fono: 241029
- 33.- RENE E. LEON  
INSTITUTO DE LOS ANDES  
Gladys Bell 55, Los Andes - Chile.
- 34.- EUGENIO LOBO PARGA  
Dirección General de Aguas, Director  
Morandé 59, Santiago, Chile.  
FONO : 85341
- 35.- GUILLERMO V. MALINOW  
HIDRONOR S.A., Jefe Depto. Recursos Hídricos  
9 de Julio 496 - 8324 - CIPOLLETTI (R.N.), Argentina  
Fono: 72201/06
- 36.- MAURICIO MARQUEZ G.  
U. DE CHILE - Estudiante Memorista  
Vasco de Gama 5526, Santiago, Chile  
Fono: 2277078.
- 37.- HEINS MARTENS  
Centro de Estudios Espaciales, U. de Chile  
Arturo Prat 1171 Of. 119  
Casilla 5027, Santiago, Chile.
- 38.- HECTOR FERNANDO MATTIO  
Dirección General Estudios y Proyectos, Responsable  
Red Hidrológica.  
Finochieto 151 - 9103 RAWSON - CHUBUT, Argentina  
Fonos: 81-080 - 81-175 - 72-048
- 39.- MARIO FUSCHINI MEJIA  
CONAPHI, Vicepresidente  
Avda. 9 de Julio 1925 - Buenos Aires (1332), Argentina  
Fonos: 37-7807, 8248179.

- 40.- SERGIO ANIBAL MENAJOVSKY  
HIDRONOR S.A. - Jefe División Ingeniería  
9 de Julio 496 - CIPOLLETTI 8324, Argentina.
- 41.- ERNESTO MENCHACA M.  
Dirección de Riego  
Morandé 59 - 5° piso, Santiago, Chile  
Fono: 724506 anexo 663.
- 42.- WALTER MICHEA  
CODELCO CHILE - División El Teniente  
Millán 1040, Rancagua, Chile
- 43.- JUAN LEONIDAS MINETTI  
CIRSAJ - CONICET, Coordinador Programa Hidroclimatología  
Santa Fe 198 Oeste 5400, San Juan, Argentina.  
Fonos: 064-226218/064-224772
- 44.- CECILIA MIRALLES N.  
Dirección General de Aguas, Ing. Civil, Depto. Derechos  
de Aguas.  
Morandé 59, Santiago, Chile  
Fono: 724506 anexo 135
- 45.- DARIO V. MOSCA R.  
Dirección General de Aguas, Ing. Civil, Depto. de Hidro-  
logía.  
Morandé 59, Santiago, Chile.  
Fono: 724506 anexo 547
- 46.- JAVIER NARBONA N.  
Dirección General de Aguas, Ing. Civil, Depto. de Hidro-  
logía.  
Morandé 59, Santiago, Chile.  
Fono: 724506 anexo 263.
- 47.- RENJI NARUSE  
Institute Of Low Temperature Science, Hokkido Univ.  
Sapporo, Japan.  
Fono: 011-716-2111
- 48.- BRAHIM NAZARALA  
Dirección General de Aguas, Ing. Civil Depto. Hidrología  
Morandé 59, Santiago, Chile.  
Fono: 724506 anexo 428.
- 49.- JUAN ORTEGA H.  
Dirección General de Aguas, Jefe Sección Hidrología Reg.  
Metropolitana.  
Bombero Salas 1351 - 5° piso, Santiago, Chile.  
Fono: 710852.

- 50.- MANUEL J. ORTEGA F.  
CODELCO CHILE - División Andina, Depto. Ingeniería  
Garden M-4 Saladillo, Los Andes, Chile  
Fono: 296
- 51.- PATRICIA PAROT P.  
U. de Chile, Estudiante Memorista  
Manuel Montt 669 - Depto. 302, Santiago, Chile.
- 52.- HUMBERTO PEÑA T.  
Dirección General de Aguas, Ing. Civil Depto. Hidrología  
Morandé 59, Santiago, Chile  
Fono: 724506 anexo 428.
- 53.- FELIX PEREZ  
Instituto Nacional de Hidráulica, Ing. Civil  
Nataniel Cox 31 - 3° piso, Santiago, Chile  
Fonos: 6988954 - 696556
- 54.- CESAR PORTOCARRERO R.  
ELECTROPERU - Glaciología - Jefatura Técnica  
Avda. Gamarra 809, Juaraz - PERU
- 55.- MICHAEL QUICK  
DEPT. OF CIVIL ENGINEERING, University Of British  
Columbia  
Vancouver B.C. V6T 1W5 CANADA
- 56.- ALFREDO SALEH M.  
ONEMI - Jefe Depto. Protección Civil  
Beauchef 1637, Santiago, Chile  
Fono: 718333
- 57.- BRUNO SALM  
Swiss Federal Institute for Snow and Avalance Research  
CH- 7260 Weissfluhjoch/Davos SWITZERLAND
- 58.- LEONARDO SANCHEZ C.  
CODELCO CHILE - División El Teniente - Coordinador de  
Proyectos.  
Millán 1040, Rancagua, Chile  
Fono: 92491
- 59.- RICARDO SEGUEL  
M.N. INGENIEROS  
San Antonio 427 Piso 9, Santiago, Chile.

- 60.- ALEJANDRO EUGENIO SORONDO  
Dirección General de Estudios y Proyectos de Chubut (arg.)  
Martín Fierro 519 - Trelew (9100) Chubut  
Argentina.
- 61.- LUDWIG STOWHAS B.  
Univ. Técnica Federico Santa María  
Avda. España 1680 Valparaíso, Chile  
Fono: 660176 anexo 181
- 62.- GONZALO UGARTE G.  
Universidad Católica, Fac. Ingeniería, Escuela C. Civil,  
Profesor.  
ETAC S.A. Gerente Técnico  
Las Violetas 2145, Santiago, Chile.  
Fono: 2232240
- 63.- PEDRO VALDIVIA H.  
Dirección General de Aguas, Geólogo Depto. Hidrología.  
Morandé 59, Santiago,, Chile.  
Fono : 724506 anexo 428.
- 64.- DUARDO VARAS  
UNIVERSIDAD CATOLICA, Escuela de Ingeniería  
Vicuña Mackenna 4860, Santiago, Chile
- 65.- XIMENA VARGAS M.  
U. DE CHILE, Ingeniero Investigador  
Casilla 5373 - Santiago, Chile  
Fono: 6968448
- 66.- LUIS VERGARA H.  
Ingeniero de Proyectos JUAN RAYO ING. LTDA.  
Lo Plaza 516, Santiago, Chile  
Fono : 2273735
- 67.- RAUL VICENCIO  
INTERNATIONAL DEVELOPMENT RESEARCH CENTRE  
Box 8500, Ottawa, K1G 3H9 CANADA
- 68.- FERNANDO VIDAL J.  
Dirección General de Aguas, Meteorólogo Depto. Hidrología  
Morandé 59, 8° piso, Santiago, Chile  
Fono: 724506 anexo 428

69.- GORDON YOUNG  
Inland Waters Directorate Environment Canada  
Ottawa KIA 0E7 CANADA

70.- HUMBERTO ZAVALA  
U. DE CHILE, Estudiante Memorista  
Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile