

Resumen del Proyecto de Investigación  
de Glaciares en Patagonia, 1990

GLA-1076  
c.1

Renji Naruse

(Institute of Low Temperature Science, Universidad de Hokkaido,  
Sapporo, Japón)

y

Masamu Aniya

(Institute of Geoscience, Universidad de Tsukuba, Ibaraki, Japón)

### Resumen

Entre el 9 de Noviembre y el 27 de Diciembre de 1990 se llevó a cabo en Patagonia el proyecto titulado "Estudio de las Características de Variaciones Recientes de Glaciares en Patagonia, Andes Meridionales". El proyecto tiene por objeto investigar los procesos y mecanismos de variaciones de glaciares temperados en respuesta a cambios climáticos. El área de estudio comprendió los glaciares Upsala y Moreno, afluentes orientales del Hielo Patagónico Sur, y el Glaciar Tyndall, un glaciar efluente meridional del campo de hielo. Los temas de estudio comprendieron: 1) elevación de superficie de los glaciares, 2) variaciones de los frentes de los glaciares, 3) flujo de los glaciares, 4) espesor de hielo y estructura de la superficie del glaciar, 5) condiciones meteorológicas y ablación de hielo, 6) geomorfología alrededor de los glaciares, y 7) estudio de fotografías aéreas. En este informe se describe la metodología y se dan a conocer brevemente los resultados.

### 1. Introducción

Dos vastas áreas cubiertas de hielo denominadas Hielos Patagónicos (en Argentina Hielo Continental) se ubican en Patagonia, el sector meridional de Sudamérica. El mayor de los campos de hielo es el Hielo Patagónico Sur (HPS), que se extiende por 350 km desde los 48° 20' S a los 51° 30' S, con un área de 13.000 km<sup>2</sup> (Figs. 1 y 2 en el primer informe de este volumen); mientras que el menor es el Hielo Patagónico

Norte (HPN), que se centra en las coordenadas 47° S y 73°30' W con un área de 4.200 km<sup>2</sup> (Aniya, 1988). Los Hielos Patagónicos constituyen la tercera masa de hielo en el mundo con respecto a área y volumen. Numerosos glaciares efluentes descargan desde los campos de hielo en todas direcciones. El frente de los glaciares llega cerca del nivel del mar en el lado occidental, y alcanza cotas de 150-400 m s.n.m. en el lado oriental.

Los Hielos Patagónicos están ubicados en los "roaring forties", i.e. el cordón de los 40° S, que es una zona con fuertes vientos del oeste a través de todo el año. Una gran cantidad de precipitación (principalmente nieve), estimada en 5.000 mm/a (Dirección General de Aguas, 1987), ocurre en los campos de hielo debido a la gran cantidad de vapor de agua transportado desde el Océano Pacífico a los Andes Patagónicos. Debido a la relativamente alta temperatura del aire en Patagonia, la ablación anual es también muy alta. Los glaciares Patagónicos se caracterizan por lo tanto por típicas condiciones temperadas.

Lliboutry (1956) produjo los primeros mapas de los glaciares Patagónicos. Bertone (1960) realizó un inventario de los glaciares en el lado Argentino. Martinic (1982) publicó descripciones geográficas y la historia de exploración del HPS. Estudios glaciológicos y meteorológicos detallados fueron llevados a cabo por los Proyectos Japoneses de Investigación Glaciológica en Patagonia (GRPP-83/84 y 85/86). Estos proyectos estudiaron en detalle el Glaciar Soler en el margen oriental del HPN, el Glaciar San Rafael en el margen occidental del HPN y el Glaciar Tyndall en el margen meridional del HPS. Se obtuvieron abundantes características e información de estos glaciares (Nakajima, ed., 1985; Bulletin of Glacier Research -4, 1987), incluyendo: 1) contribución del balance energético a la ablación, 2) características de vientos de glaciar y Foehn, 3) velocidades de flujo de hielo y sus variaciones en cortos intervalos de tiempo, 4) características hidrológicas de descarga de agua, y 5) distribución y características de morenas alrededor de glaciares. Se descubrió en especial que la mayor parte de los glaciares Patagónicos efluentes han retrocedido extensamente en años recientes; a saber, 200 m/a de retroceso en el Glaciar San Rafael desde 1974 a 1986 (Aniya, 1988), y 85 m/a en el Glaciar Tyndall desde 1975 a 1985 (Naruse et al., 1987). Se encontró también que el área de ablación del Glaciar Soler disminuyó de espesor a razón de 5.2 m/a desde 1983 a 1985 (Aniya y Naruse, 1987). También se estudió en detalle notables variaciones recientes en los glaciares Jorge Montt, Bruggen, O'Higgins y otros en el HPS (ver Figs. 1 y 2) a partir del análisis de imágenes Landsat MSS (1976) y TM (1986). (Aniya y Naruse, 1991).

Estos resultados nos motivaron a realizar el proyecto de investigación "Estudio de las Características de Variaciones Glaciares Recientes en Patagonia, Andes Meridionales" en el verano austral de 1990/91 (GRPP-90), el cual se resume en el presente informe.

## 2. Objetivos

El objetivo final del proyecto es clarificar los procesos y mecanismos de variaciones de glaciares temperados en respuesta a cambios climáticos. Se planificó llevar a cabo mediciones de cambios de espesor y avances/retrocesos de los frentes de glaciares, observaciones de las características generales de los glaciares, e investigación de formas glaciares de terreno en los alrededores con el fin de obtener información básica sobre el comportamiento reciente de los glaciares Patagónicos.

Los temas de investigación son:

- 1) Elevación de superficie de los glaciares
- 2) Variaciones de los frentes de glaciares
- 3) Flujo de glaciares
- 4) Espesor de hielo y estructura de superficie del glaciar
- 5) Condiciones meteorológicas y ablación de hielo
- 6) Geomorfología alrededor de glaciares
- 7) Estudio de fotografías aéreas

## 3. Características de las áreas de investigación

### 3.1. Glaciar Upsala

El Glaciar Upsala es el más largo de Sudamérica con un largo aproximado de 60 km y un ancho de 4 km cerca del frente, y una cuenca de 870 km<sup>2</sup> (excluyendo afloramientos rocosos en el área de ablación). Fluye hacia el sur del campo de hielo, terminando en el Brazo (o Bahía) Upsala del Lago Argentino, a una cota aproximada de 180 m s.n.m. en los 49° 59' S y 73° 17' W. Hay dos grandes morenas mediales ubicadas cerca de la mitad del glaciar. La parte oriental está alimentada por el campo de hielo al sur de la divisoria Upsala-Viedma, mientras que la parte occidental está alimentada principalmente por el Glaciar Bertacchi desde el oeste. La cota de la divisoria entre los Glaciares Upsala y Viedma es sólo 1300-1350 m, mientras que las montañas y aristas circundantes tienen generalmente una cota de 2000-2200 m. La montaña más alta en toda la cuenca tiene una cota de 3180 m y se ubica aguas arriba del Glaciar Bertacchi, prácticamente al oeste del frente del glaciar. La cota de la línea de equilibrio se estima en alrededor de 1150 m, lo que resulta en una razón de área de acumulación de 0.63.

### 3.2. Glaciar Moreno

El Glaciar Moreno (llamado oficialmente Perito Moreno) ocupa un área de aproximadamente 257 km<sup>2</sup>, con un largo de 30 km desde la divisoria meridional y un ancho de 4 km en el sector confinado del valle. En general la cota de la divisoria es aproximadamente 2000 m y la montaña más alta tiene 2950 m. El glaciar fluye hacia el noreste y termina en un canal del Lago Argentino a una cota de aproximadamente 180 m, dividiendo el canal en el Canal de los Témpanos hacia el norte

y el Brazo Rico hacia el sur. El frente se ubica en las coordenadas 50° 28' S y 73° 02' W. El glaciar es bien conocido por las repetidas obstrucciones que ha producido en el Brazo Rico en este siglo al alcanzar la orilla opuesta en la Península de Magallanes. La altura del frente del glaciar es 50-70 m. La superficie del glaciar es muy limpia y no se puede reconocer morenas mediales en el terreno. Se estima una cota de la línea de equilibrio de 1150 m y una razón de área de acumulación de 0.71.

### 3.3. Glaciar Tyndall

El Glaciar Tyndall, que fluye hacia el sur del campo de hielo y termina en un lago proglacial a una cota de 50 m y coordenadas 51° 15' S y 73° 15' W, es el mayor glaciar efluente del sector meridional del HPS. Su superficie se estima en unos 355 km<sup>2</sup> y tiene cerca de 40 km de largo. El área de acumulación del campo de hielo tiene una cota aproximada de 1500 m. El área de ablación está principalmente confinada en un valle de 16-22 km de largo y 3.5-10 km de ancho. Tiene dos pequeños lóbulos laterales en el margen izquierdo ubicados a unos 17 y 20 km del frente. Un gran grupo de nunataks con cotas de 1400-1600 m existe en la mitad del glaciar, a partir de los cuales nace una morena medial bien definida que continúa hasta el frente del glaciar. Se estima una cota de unos 1000 m para la línea de equilibrio, lo que resulta en una razón de área de acumulación de 0.59.

### 3.4. Hielo Patagónico Norte (HPN)

El Hielo Patagónico Norte tiene cerca de 100 km de largo y 45 km de ancho, con más de 20 glaciares efluentes temperados. El Monte San Valentín, ubicado en el sector noreste del HPN y con una cota de 3910 m, es la montaña más alta de la zona y de toda la Patagonia. Una gran parte del campo de hielo se ubica entre los 1000 m al oeste y los 1500 m hacia el este. El lado oriental (sotavento) es relativamente seco, mientras que el lado occidental es muy húmedo debido a los predominantes vientos del oeste. Reflejando estas condiciones climáticas y la localización de la divisoria, los glaciares occidentales son en general más grandes y más activos que los orientales.

## 4. Bosquejo del trabajo de terreno

Se llevaron a cabo investigaciones en la región del Glaciar Upsala en el Parque Nacional Los Glaciares, Argentina, del 9 al 19 de Noviembre de 1990; en la región de Glaciar Moreno en el mismo Parque del 21 al 29 de Noviembre; y en la región de Glaciar Tyndall en el Parque Nacional Torres del Paine, Chile, del 5 al 19 de Diciembre. En la siguiente sección se resume los estudios de terreno.

### 1) Cota de superficie de los glaciares

El objetivo principal de este proyecto es obtener tasas de aumento o disminución de espesor de glaciares por medio de repetición de



levantamientos geodésicos con intervalo de algunos años. Como parte del primer levantamiento de este proyecto, se llevaron a cabo mediciones de cotas de superficie en los Glaciares Upsala, Moreno y Tyndall. Se estableció una estación de control y un punto de azimut en cada glaciar en rocas ubicadas en el margen lateral de la zona de ablación. Se ubicó un distanciómetro electrónico (Topcon EDM-Guppy) en la estación de control, y un grupo posicionó un reflector EDM en la superficie del glaciar. Se midieron distancia, ángulo vertical y azimut desde la estación de control hacia cada punto en el glaciar. A partir de estas mediciones se determinaron las coordenadas tridimensionales en cada punto.

Glaciar Upsala: Existían numerosas grietas de gran dimensión y séracs de varios metros de alto en casi toda el área de ablación. A lo largo del margen oriental (izquierdo) y el borde del glaciar habían esteros de agua y lagos. Se escogió un perfil a unos 2.5 km del frente del glaciar donde se podía acceder fácilmente. A pesar que el fuerte viento, lluvia y neblina impidió a veces llevar a cabo el levantamiento, se logró medir un perfil transversal de ocho estaciones el 14 de Noviembre cubriendo una distancia de 1.8 km desde las cercanías (estación U-1) del margen izquierdo del glaciar al margen derecho (estación U-8) de la morena medial. Asumiendo una cota de 600 m s.n.m. para la estación de control en el margen izquierdo, se obtuvieron cotas de 521 m en U-1, 551 m en el margen izquierdo de la morena medial y 563 m en la estación U-8.

Glaciar Moreno: Se establecieron dos perfiles en forma de cruz en la parte media de la zona de ablación a unos 5 km del frente del glaciar. Un perfil se ubicó a lo largo de una línea longitudinal en el centro del glaciar donde se extiende la angosta morena medial. El otro perfil se estableció a lo largo de una línea transversal desde el margen meridional (derecho) hasta la línea medial. Cada perfil consistió en cinco estaciones con una distancia total de 1.5 km. No se encontraron grandes grietas a lo largo de los perfiles, pero sí varias grandes lagunas de agua en la superficie del glaciar. Se realizaron levantamientos el 25 y 26 de Noviembre. La cota disminuía gradualmente de 368 m a 352 m a lo largo del perfil longitudinal, y a lo largo del perfil transversal disminuía desde 362 m cerca de la línea medial a 355 m en la estación más cercana al margen derecho, asumiendo una cota de 420 m s.n.m. para la estación de control en el margen derecho.

La lengua del Glaciar Moreno se extiende por unos 2 km hacia el Lago Rico, el brazo suroeste del Lago Argentino. No existía información previa de la altura del frente desprendiente del glaciar. El 28 de Noviembre se estableció una corta línea base de 160 m en la playa del lago y se midió por triangulación el perfil de la superficie del frente. Se encontró que la altura de la superficie del glaciar sobre el nivel del lago era de 55 m en el margen oriental del frente y 77 m, 1 km aguas arriba del frente, tal como se indica en la Fig. 3 (en el primer informe de este volumen).

Glaciar Tyndall: Se estableció un perfil transversal a lo largo

de una línea casi idéntica al levantamiento de 1985 (Naruse et al., 1987). Durante el 7, 10, 13 y 15 de Diciembre se midieron 13 estaciones a lo largo de un perfil de 5 km de largo desde el margen oriental (izquierdo) ubicado en la mitad del área de ablación. Se obtuvieron cotas de superficie de 637 m en la estación T-1 cerca del margen izquierdo, 673 m en la morena medial (T-10), y 690 m en la estación T-12 (640 m al oeste de T-10), asumiendo una cota de 678 m s.n.m. para la estación de control en el margen izquierdo.

Al comparar los perfiles de Diciembre 1990 con el de Diciembre 1985 se obtuvo que en esta zona la superficie del glaciar ha disminuido en 20 m, lo que equivale a una razón de 4.0 m/a en estos cinco años, que es una considerable disminución de espesor (Kadota et al., 1992).

Se planea remedir los perfiles en estos tres glaciares en 1993/94.

## 2) Variaciones de los frentes de los glaciares

Por medio de observaciones de terreno se mapearon las posiciones frontales de los glaciares Upsala y Moreno. A partir de fotografías aéreas e imágenes satelitales disponibles se estudiaron las variaciones del Glaciar Upsala desde principios de la década del 60 hasta 1990, y las variaciones del Glaciar Moreno desde 1947 hasta 1990. Se concluyó que el Glaciar Upsala está en una etapa recesiva, en particular el sector oriental del frente que ha retrocedido cerca de 5 km durante los últimos 10 años. Por otro lado, el Glaciar Moreno ha estado prácticamente en equilibrio y sólo el frente ha oscilado continuamente debido a la influencia del lago (Aniya y Skvarca, 1992).

## 3) Flujo de glaciares

Durante nuestra estadia en estos tres glaciares se remidieron exitosamente algunas estaciones descritas en 1) y se obtuvieron velocidades de hielo en superficie. Cerca de la morena medial en el Glaciar Upsala se obtuvo una velocidad promedio para un periodo de cuatro días de 3,6 m/d, que es considerablemente alta. En el Glaciar Moreno se obtuvieron velocidades promedio para un periodo de un día en 11 estaciones. La velocidad aumentaba de 0,38 m/d cerca del margen derecho a aproximadamente 2 m/d en el centro. No se observaron cambios significativos de velocidad en estaciones a lo largo de la línea medial, con valores entre 1,9 y 2,1 m/d (Naruse et al., 1992). En el Glaciar Tyndall la velocidad a lo largo del perfil transversal varió desde 0,07 m/d cerca del margen lateral izquierdo a 0,51 m/d a una estación ubicada a 2,5 km del margen. Hubo un periodo de aumento de velocidad en cada estación de 0,1 m/d durante varios días (Kadota et al., 1992).

## 4) Espesor de hielo y estructura de la superficie del glaciar

En el Glaciar Tyndall se midieron por primera vez en Patagonia espesores de hielo temperado con dos modelos de radar de impulso con frecuencias de 2,5 y 1,25 MHz. Se realizaron exitosamente mediciones en siete estaciones a lo largo del perfil transversal en el área de

ablación durante Diciembre de 1990. Se obtuvo un perfil parabólico de la base del glaciar, con un espesor máximo de aproximadamente 600 m en una estación ubicada a 3 km del margen izquierdo (Casassa, 1992a).

Se investigó la distribución de planos de foliación en la superficie del Glaciar Tyndall (Casassa, 1992b). También se analizaron las características topográficas de los drenajes de los Glaciares Upsala y Moreno, y la distribución de morenas mediales en superficie por medio de fotografías aéreas e imágenes Landsat (Aniya y Skvarca, 1992; Naruse et al., 1992).

#### 5) Condiciones meteorológicas y ablación de hielo

Se realizaron mediciones meteorológicas y de ablación en una estación instalada sobre hielo en el área de ablación del Glaciar Tyndall desde el 8 al 18 de Diciembre de 1990. Los parámetros meteorológicos incluyeron (a) temperatura del aire, (b) velocidad del viento, (c) radiación solar, (d) balance de radiación total, (e) albedo de superficie y (f) tasa de ablación. A pesar del corto período de observación, se obtuvieron algunas características de la relación entre la ablación de superficie y la temperatura del aire, y el balance energético que produce la ablación en verano (Koizumi y Naruse, 1992).

#### 6) Geomorfología alrededor de glaciares

Se efectuaron estudios geomorfológicos en el margen izquierdo del Glaciar Upsala y en la Península Herminita. Se determinaron variaciones del Glaciar Upsala desde el Holoceno Superior al presente a partir del reconocimiento de depósitos glaciares y de tres sistemas morénicos principales (Malagnino y Strelin, 1992). También se estudió la geomorfología glacial en el margen derecho cerca del frente del Glaciar Moreno.

Se investigó la distribución de morenas y la topografía esculpida por el hielo en el margen izquierdo del Glaciar Tyndall. Se clasificaron las morenas en tres grupos basado principalmente en el grado de cubierta vegetal (Yamada, 1992).

#### 7) Estudio de fotografías aéreas

El 23 de Diciembre se efectuó exitosamente un levantamiento aéreo en el Hielo Patagónico Norte. Utilizando fotografías aéreas oblicuas tomadas durante este vuelo, se determinaron las variaciones de 21 glaciares efluentes desde el período 1985/86 hasta 1990/91. Se observó que los glaciares en el lado occidental del campo de hielo han retrocedido más que aquellos en el lado oriental (Aniya, 1992).

### 5. Miembros del Proyecto

#### Jefe

Rénji Naruse: Dr. (Glaciólogo), Profesor Asociado, Institute of Low Temperature Science, Universidad de Hokkaido, Sapporo, Japón.



### Sub-jefe

Masamu Aniya: Dr. (Geomorfólogo), Profesor Asociado, Institute of Geoscience, Universidad de Tsukuba, Ibaraki, Japón.

### Investigadores

Pedro Skvarca: Ing. (Glaciólogo), Jefe de la División de Glaciología, Instituto Antártico Argentino, Buenos Aires, Argentina.

Eduardo Malagnino: Dr. (Geomorfólogo), Profesor Asociado, Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires; CONICET (Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas) - CIRGEO (Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos), Buenos Aires, Argentina.

Tsutomu Kadota: M.S. (Glaciólogo), Estudiante de postgrado (Doctorado), Water Research Institute, Universidad de Nagoya, Nagoya, Japón.

Gino Casassa: Ing., M.S. (Glaciólogo), estudiante de postgrado (Doctorado), Byrd Polar Research Center, Universidad Estatal de Ohio, Columbus, EE.UU.

Jorge Strelin: Lic. (Geomorfólogo), Investigador, Departamento de Geología Básica, Universidad de Córdoba, Córdoba; Departamento Ciencias de la Tierra, Instituto Antártico Argentino, Buenos Aires, Argentina.

Rodrigo Gutiérrez: Ing. (Hidrólogo), Investigador, Departamento de Hidrología, Dirección General de Aguas, Santiago, Chile.

Ken Koizumi: (Glaciólogo), estudiante de postgrado (Master), Institute of Low Temperature Science, Universidad de Hokkaido, Sapporo, Japón.

Shuji Yamada: (Geomorfólogo), estudiante de postgrado (Master), Graduate School of Environmental Science, Universidad de Tsukuba, Ibaraki, Japón.

### Investigadores Cooperadores

Humberto Peña: Ing. (Hidrólogo), Jefe Sección Hidrología, Departamento Hidrología, Dirección General de Aguas, Santiago, Chile.

Fernando Escobar: Ing. (Hidrólogo), Investigador, Departamento de Hidrología, Dirección General de Aguas, Santiago, Chile.

### **Agradecimientos**

Queremos expresar nuestra sincera gratitud al personal de las siguientes instituciones y oficinas por asistirnos en el trabajo de terreno en Patagonia: Instituto Antártico Argentino - Dirección Nacional del Antártico, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos, Administración de Parques Nacionales, Parque Nacional Los Glaciares, Compañía Hielo y Aventura, Lake Travel Service en Calafate, Dirección General de Aguas, Corporación Nacional Forestal, Embajada de Chile en Tokio, Embajada de Argentina en Tokio, y Embajada del Japón en Buenos Aires y en Santiago.



También estamos agradecidos a las siguientes personas por el apoyo y valiosas sugerencias brindadas: Sr. Manuel José Letelier, Sra. Magdalena Giglio, Sr. Gustavo Manríquez, Sr. Gonzalo Arévalo, Sr. Emilio Félix, Sra. Susana Queiro, Sr. A. Alvarez, Sr. Juan Pablo Nicola, Sr. Luciano Pera, Sr. Pablo Kuntzle, Sr. Mateo Martinic, Sr. Leonardo Guzmán, Sr. Carlos Rios, Sr. Guillermo Santana, Sra. Brigitta Buhofer, Sr. José Alarcón y Sr. Carlos León.

Este estudio fue conducido como parte del Proyecto Conjunto Japón-Argentina-Chile, financiado por fondos del International Scientific Research Program (No. 02041004) del Ministerio de Educación, Ciencia y Cultura, Japón.

### Bibliografía

- Aniya, M. (1988): Glacier inventory for the Northern Patagonia Ice field, Chile, and variations 1944/45 to 1985/86. *Arctic and Alpine Research*, 20, No.2, 179-187.
- Aniya, M. (1992): Glacier variation in the Northern Patagonia Ice field, Chile, between 1985/86 and 1990/91. *Bulletin of Glacier Research*, 10, Japanese Society of Snow and Ice, (en este volumen).
- Aniya, M. and Naruse, R. (1987): Structural and morphological characteristics of Soler Glacier, Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, 4, Japanese Society of Snow and Ice, 69-77.
- Aniya, M. and Naruse, R. (1991): Studies on glacier and snow-cover variations in South America utilizing satellite data -Glacier variations in the Southern Patagonia-. In Better Understanding of Earth Environment via Satellite, the Second Symposium in the fiscal year of 1990, 174-179 (in Japanese).
- Aniya, M. and Skvarca, P. (1992): Characteristics and variations of Upsala and Moreno glaciers, southern Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, 10, Japanese Society of Snow and Ice, (en este volumen).
- Bertone, M. (1960): *Inventario de los Glaciares*. Instituto Nacional del Hielo Continental Patagonico, Pub. No.3, Buenos Aires, 103pp.
- Casassa, G. (1992a): Radio-echo sounding of Tyndall Glacier, southern Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, 10, Japanese Society of Snow and Ice, (en este volumen).
- Casassa, G. (1992b): Foliation on Tyndall Glacier, southern Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, 10, Japanese Society of Snow and Ice, (en este volumen).
- Dirección General de Aguas (1987): *Balance Hidrico de Chile*. Ministerio Obras Públicas, Santiago, Chile, 59pp.
- Kadota, T., Naruse, R., Skvarca, P. and Aniya, M. (1992): Ice flow and surface lowering of Tyndall Glacier, southern Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, 10, Japanese Society of Snow and Ice, (en este volumen).
- Koizumi, K. and Naruse, R. (1992): Measurements of meteorological conditions and ablation at Tyndall Glacier, southern Patagonia, in December 1990. *Bulletin of Glacier Research*, 10, Japanese Society of

- Snow and Ice, (en este volumen).
- Lliboutry, L. (1956): Nieves y Glaciares de Chile. Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago, 471pp.
- Malagnino, E. and Strelin, J. (1992): Variations of Upsala Glacier in southern Patagonia since the late Holocene to the present. Glaciological Researches in Patagonia, 1990 (este volumen).
- Martinic, M. (1982): Hielo Patagónico Sur. Instituto de la Patagonia, Punta Arenas, Chile, 119pp.
- Nakajima, C. ed. (1985): Glaciological Studies in Patagonia Northern Icefield, 1983-1984. Data Center for Glacier Research, Japanese Society of Snow and Ice, 64-69.
- Naruse, R. and Aniya, M. (1992): Outline of Glacier Research Project in Patagonia, 1990. Bulletin of Glacier Research, 10, Japanese Society of Snow and Ice, (en este volumen).
- Naruse, R., Peña, H., Aniya, M. and Inoue, J. (1987): Flow and surface structure of Tyndall Glacier, the southern Patagonia Icefield. Bulletin of Glacier Research, 4, Japanese Society of Snow and Ice, 133-140.
- Naruse, R., Skvarca, P., Kadota, T. and Koizumi, K. (1992): Flow of Upsala and Moreno glaciers, southern Patagonia. Bulletin of Glacier Research, 10, Japanese Society of Snow and Ice, (en este volumen).
- Yamada, S. (1992): Distribution of moraines and ice-scoured topographies on the eastern side of Tyndall Glacier, southern Patagonia. Glaciological Researches in Patagonia, 1990 (este volumen).

# Statistical analysis of precipitation and air temperature in the Southern Patagonia Icefield

Humberto Peña and Rodrigo Gutiérrez

(Dirección General de Aguas, Morandé 59, Santiago, Chile)

## Abstract

With statistical analyses of precipitation and air temperature data obtained near the southern edge of the Patagonia Icefield, it is possible to establish the general conditions of precipitation and temperature in that region, and to evaluate the influence on the snow accumulation in the icefield and also the height of the isotherm 0°C throughout the year.

## 1. Introduction

Investigations in the Patagonia Icefield have revealed extensive fluctuations of some glaciers in this century (e.g. Aniya and Enomoto, 1986; Sweda, 1987; Aniya, 1988). These phenomena relate eventually to the global climatic changes. Therefore it is considerably interesting to study the sensitivity of meteorological components which control the mass balance of a glacier.

In glacier areas, an important, critical condition to the mass balance should be transformation of precipitations between the solid (snow) and the liquid (rain). When the solid precipitation is transformed into the liquid due to the effect of increasing air temperature, this change may cause considerable impacts upon the glacial behavior. Most important elements of these are the reduction of snow accumulation, the change in heat balance due to a decrease in surface albedo, and the direct transport of heat from rain to a glacier.

The purpose of this paper is to provide basic information in order to evaluate the sensitivity of the snow-covered area to the increase in air temperature over the Southern Patagonia Icefield (SPI). Statistical analyses are carried out on the daily data of air temperature and precipitation obtained from the regular measurements near the southern edge of the SPI by the Water State Service (Dirección General de Aguas: D.G.A.) of Chile.

Unfortunately, no data have been obtained at representative ele-



vations for glaciers in the SPI, and no meteorological information and knowledge in the southern area of the SPI are available. For these reasons, it is difficult from this analysis to deduce the general characteristics of meteorological conditions in Patagonia. Nevertheless, it is important to mention the great utility of micro-meteorological research in the Northern Patagonia Icefield (NPI) made by Inoue et al. (1987) and Fujiyoshi et al. (1987). These results permit us a better understanding of the meteorological characteristics in the area.

## 2. General description of meteorological conditions in the SPI

The Southern Icefield (SPI) stretches for about 350 km from 48° 20'S to 51° 30'S. The total area of the icefield is 13,000 km<sup>2</sup> (Naruse and Aniya, 1992) with the mean elevation of 1,500-2,000 m a.s.l.

The region around the southeastern edge of the SPI, about 250 km to the north of Punta Arenas, is called National Park Torres del Paine. Next to Lago (Lake) Toro in the park, the meteorological station "Torres del Paine" is located, as shown in Fig. 1. This station belongs to D.G.A., and is located at 51° 11'S and 72° 58'W, and 46 m a.s.l. in the "Seno Andrew" basin. The station provides relatively long-term meteorological data at the nearest point to the southern part of the SPI.

The air temperature data from 1964 to 1990 and the precipitation data from 1983 to 1990 collected at the station were used for this study. The maximum, mean and minimum annual values were obtained as shown in Table 1.

**Table 1.** Precipitation and air temperature at the meteorological station "Torres del Paine".

Annual Precipitation (1983-1990)			Annual Mean Air Temperature (1964-1990)	
Maximum	944.4	mm	Maximum	9.4° C
Mean	714.1	mm	Mean	6.2° C
Minimum	496.1	mm	Minimum	2.3° C

Figure 2 shows the seasonal variation in the amounts of monthly precipitation, of a maximum, a mean and a minimum. In the northern Patagonia, rainfalls were intensive during December to May (Fujiyoshi et al., 1987), whereas in the southern Patagonia, a clear seasonal variation in precipitation cannot be observed. Figure 3 shows the monthly distribution of the frequency (%) of rainy and snowy days (precipitation days, hereafter). It is possible to observe that the

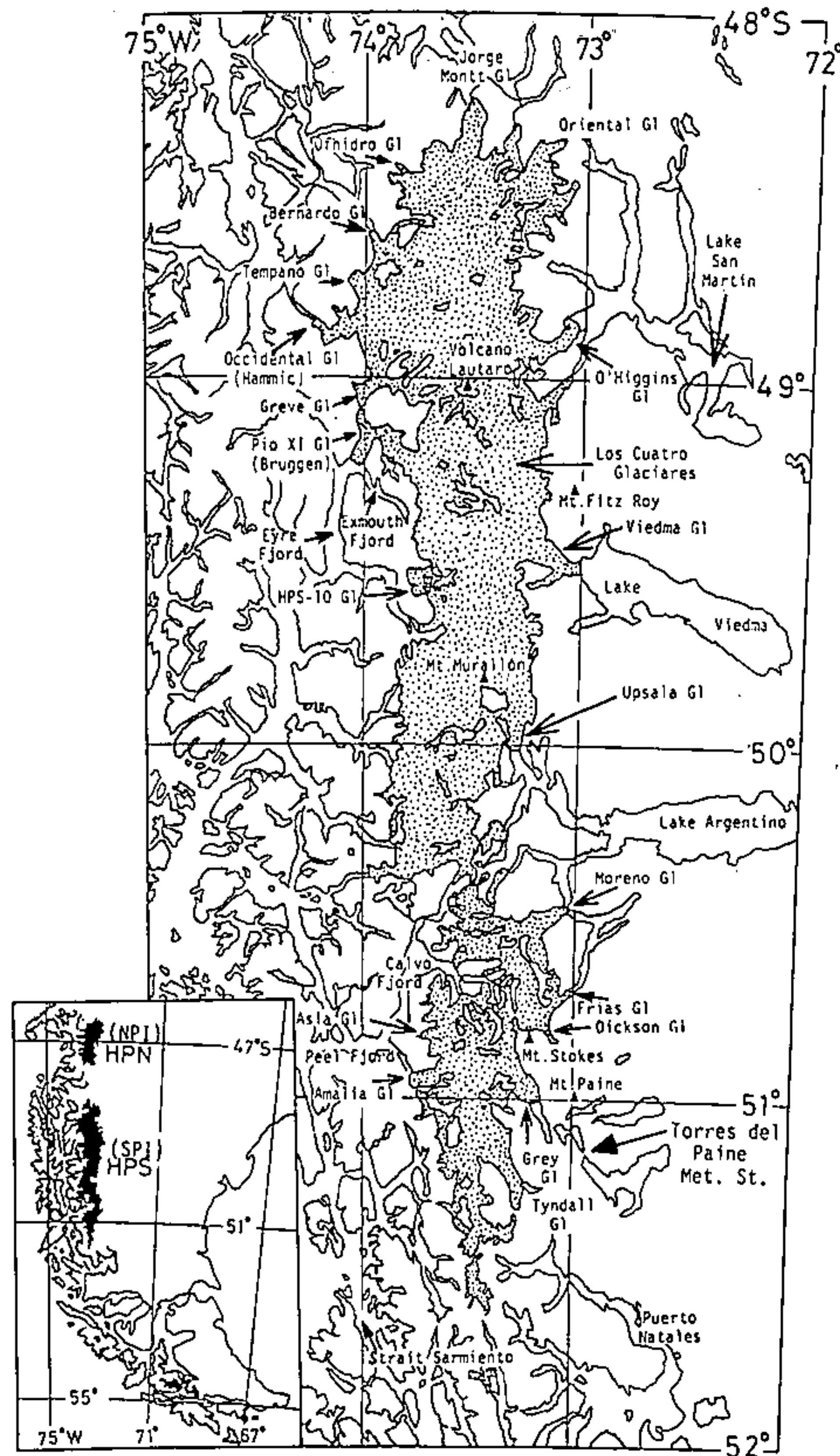


Fig. 1. Map of the Southern Patagonia Icefield and the location of the meteorological station "Torres del Paine".

precipitation days are as much as 50% in April, whereas they are the least (about 30%) in September. For the year, a total of the precipitation days is 133 days, or 39%.

Distributions of the monthly mean air temperatures, of a maximum, a mean and a minimum are shown in Fig. 4. As for the mean temperature, it is about 10°C from December to February, and about 2°C in June and July. The annual variation in air temperature is relatively small compared with that in the other mountain glacier regions in the world.

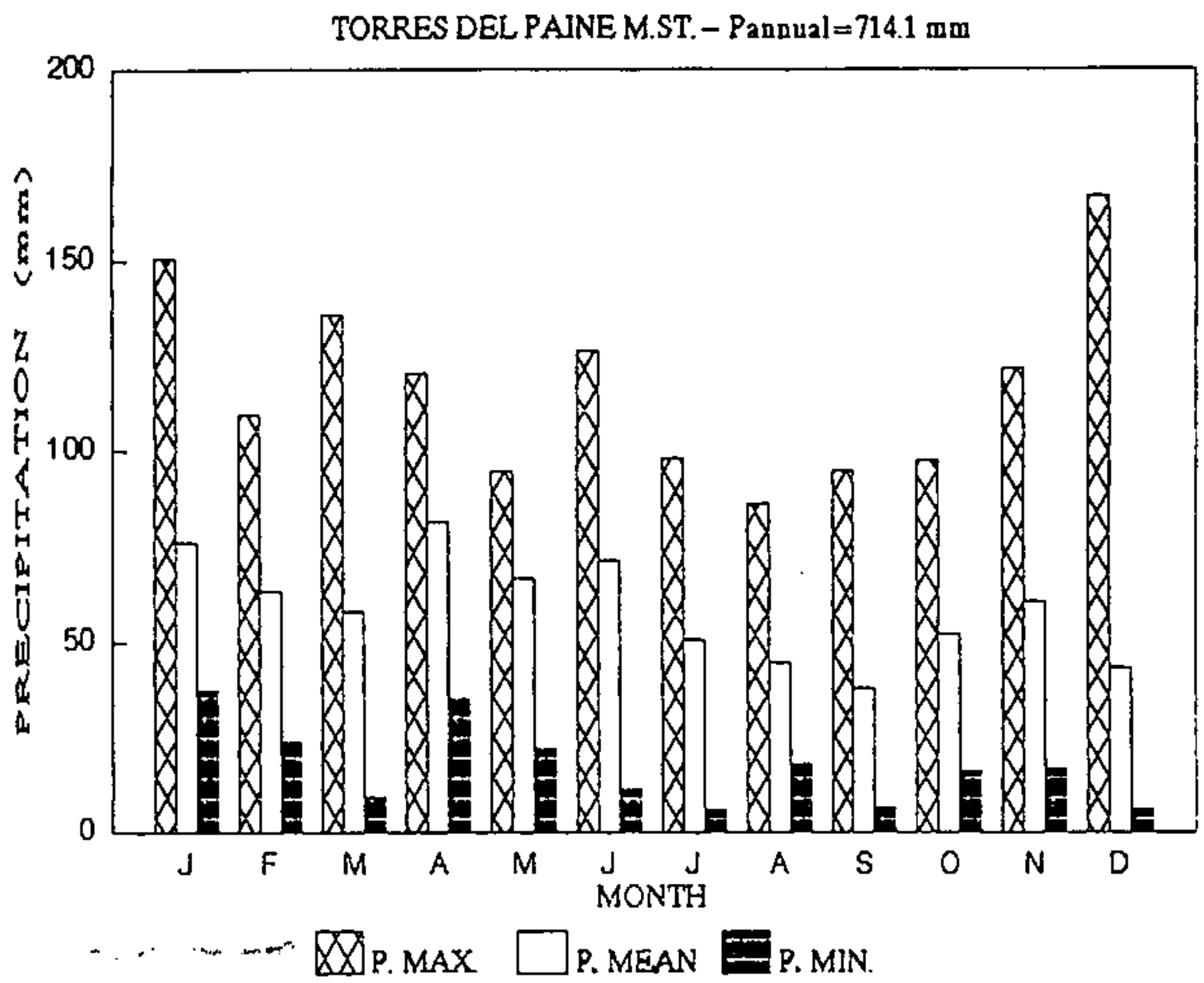


Fig. 2. Seasonal distributions of monthly precipitation (mm).

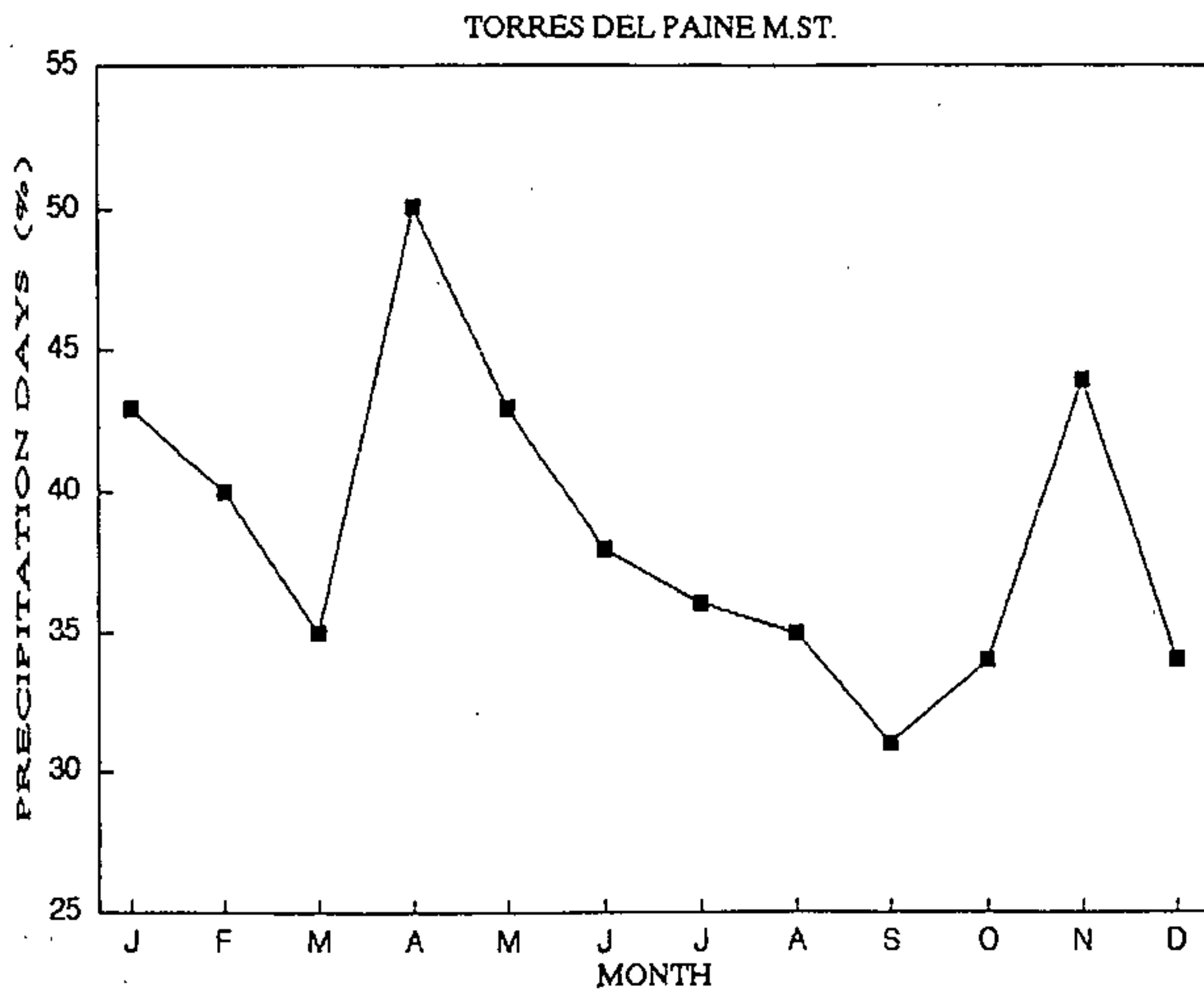


Fig. 3. Monthly distribution of the frequency (%) of rainy and snowy days (precipitation days).



TORRES DEL PAINE M.ST. -  $T_{\text{mean}} = 6.2^{\circ}\text{C}$

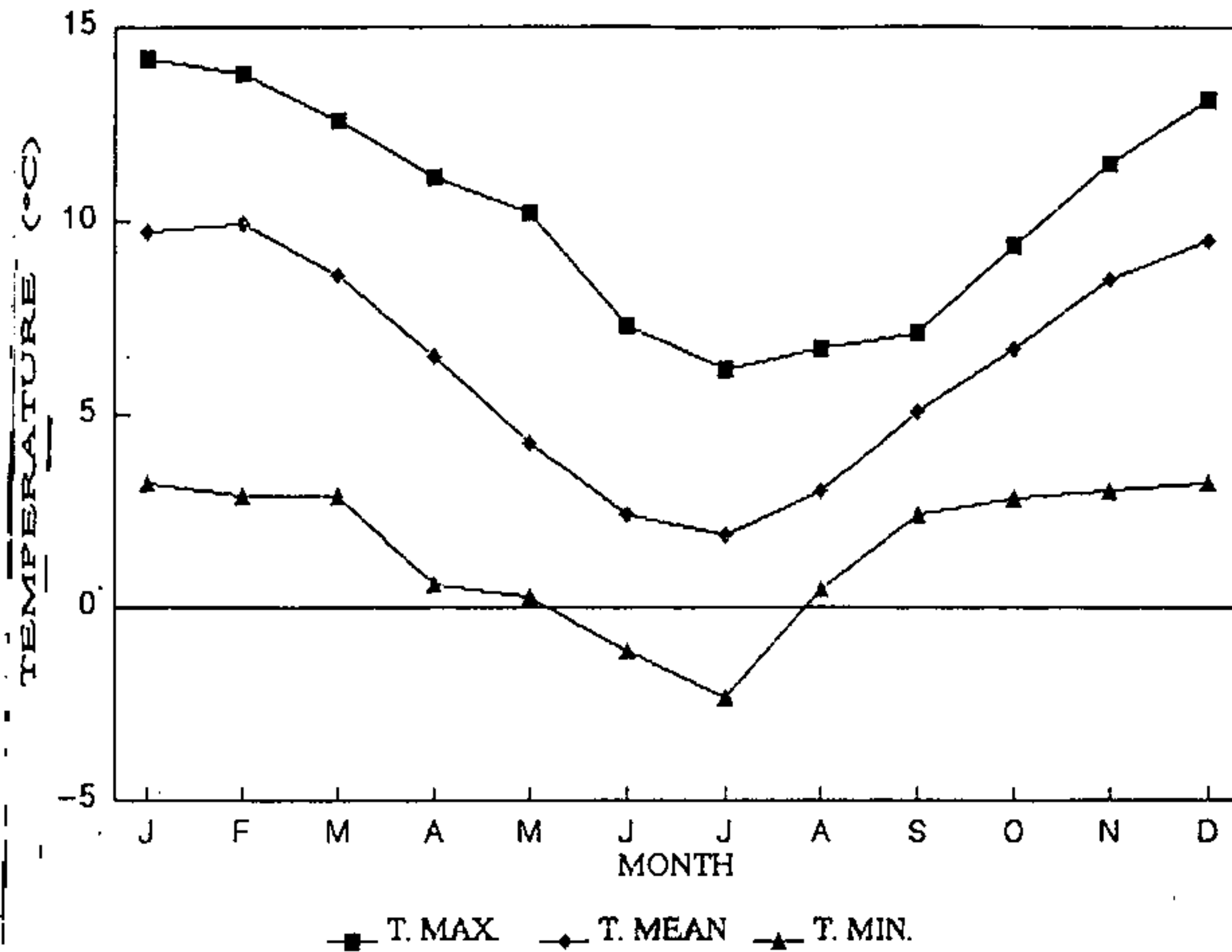


Fig. 4. Seasonal distributions of the monthly mean air temperature.

### 3. Statistical analysis of the data

Transformation between the solid and the liquid precipitations is strongly related with the air temperature. Studies of Corps of Engineers, U. S. Army (1956) and Brawn (1985) show that the critical temperature between these two forms of precipitation is different with locations and conditions, being from about  $-2^{\circ}\text{C}$  to about  $+4^{\circ}\text{C}$  with the mean at about  $+1^{\circ}\text{C}$ . On the other hand, the relatively constant lapse rate of the air temperature with heights in rainy days permits us directly to associate the air temperature at the meteorological station with the height of the isotherm  $0^{\circ}\text{C}$ .

Based on the data of precipitation and air temperature, characteristics of their seasonal variations and the heights of the isotherm  $0^{\circ}\text{C}$  are analyzed.

#### 1) Air temperature during precipitation

As shown in Fig. 5, mean air temperatures in precipitation days are higher than the monthly mean temperatures. The increase in the mean air temperature during precipitations are  $2^{\circ}\text{C}$  in July, the coldest month in the year, and  $3^{\circ}\text{C}$  in February, the warmest month. The difference between the mean temperatures may be due to higher radiative cooling around the meteorological station during clear days.

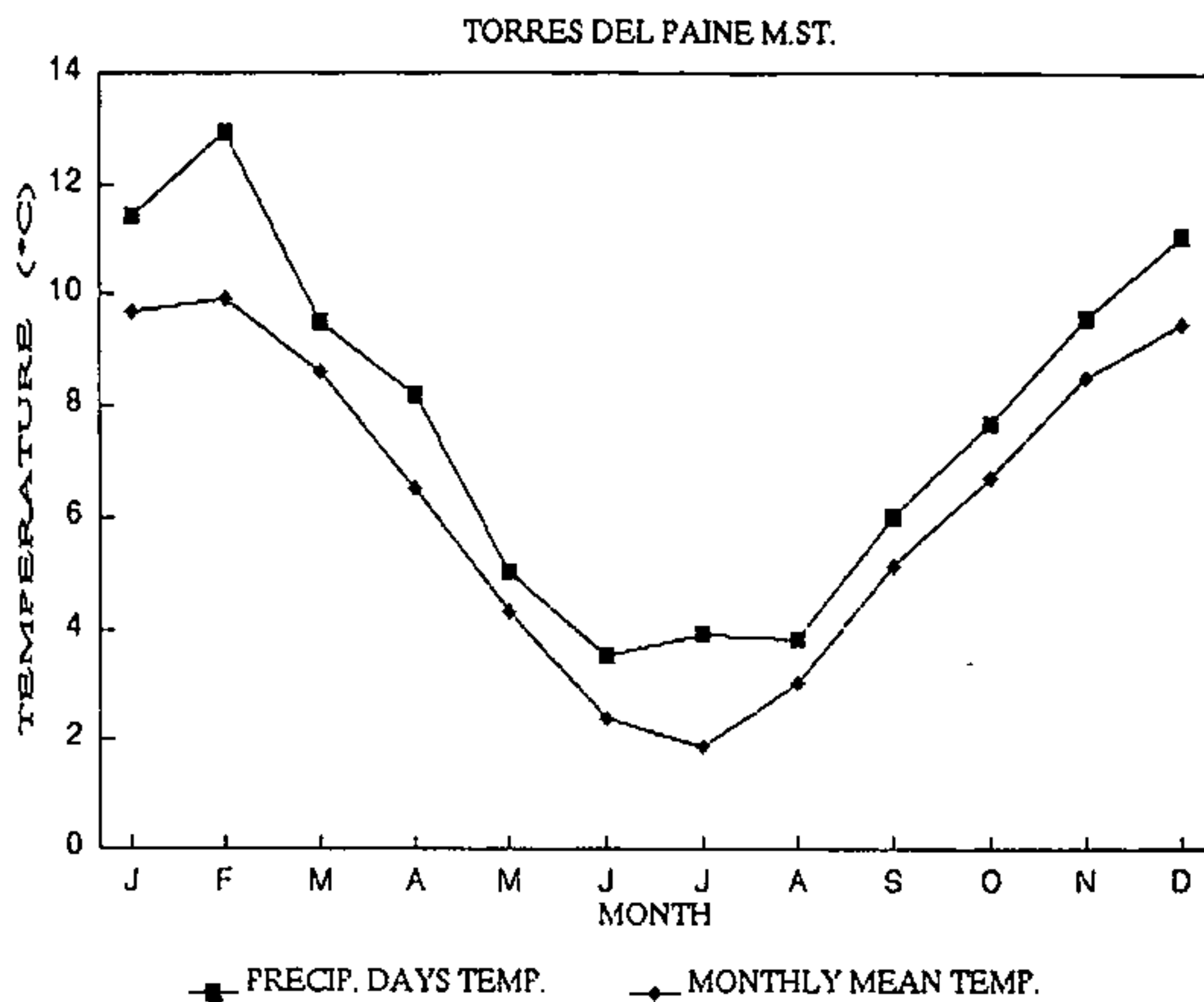


Fig. 5. Seasonal distribution of the mean air temperature in precipitation days and the monthly mean temperature.

This result is inconsistent with the information from Inoue et al. (1987), obtained by the measurements at San Rafael Glacier (NPI). The climate around a glacier affects the growth and shrinking of the glacier, while the glacier itself influences the atmosphere and the water around it. It is considered, therefore, that the different behavior is resulted from the difference in local meteorological conditions between San Rafael Glacier and the Station Paine which is located 15 km to the east of the icefield and at a lake side.

In this paper it is not important to mention the absolute values of the temperature differences but its statistical tendency is important.

## 2) Frequency of precipitation days with respect to air temperature

Figures 6 and 7 show the distribution of frequency (%) of precipitation days in a year and its cumulative frequency, respectively, both against the air temperature. We can see that the high frequent precipitation occurs at air temperatures from 6°C to 11°C, with a maximum of 3.6% at 7°C. It is noted that the range of air temperature in precipitation days is from -5°C to +19°C.

## 3) Precipitation amount and air temperature

Figures 8 and 9 illustrate the mean air temperature in precipitation days plotted against the frequency (%) of precipitation days in

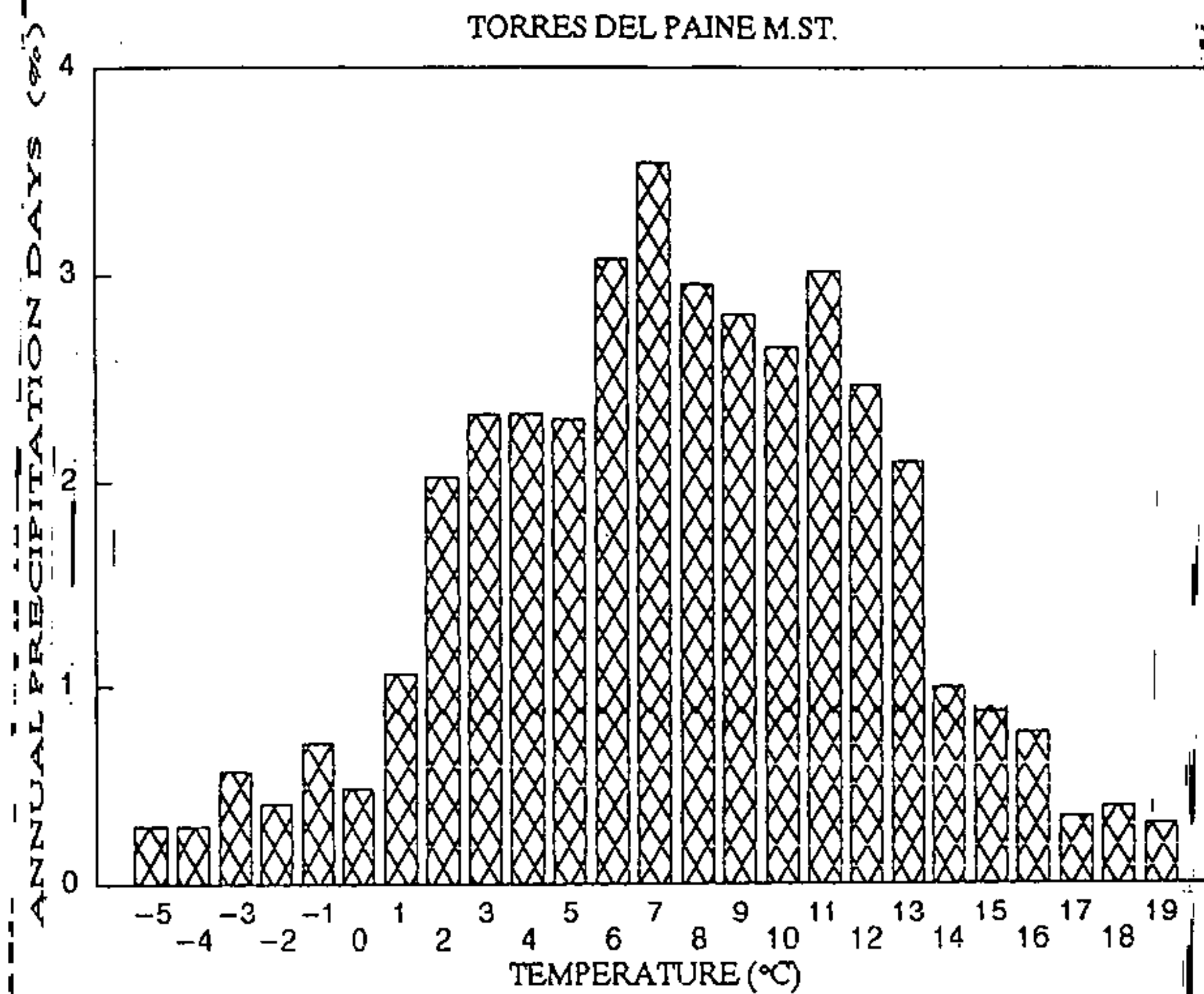
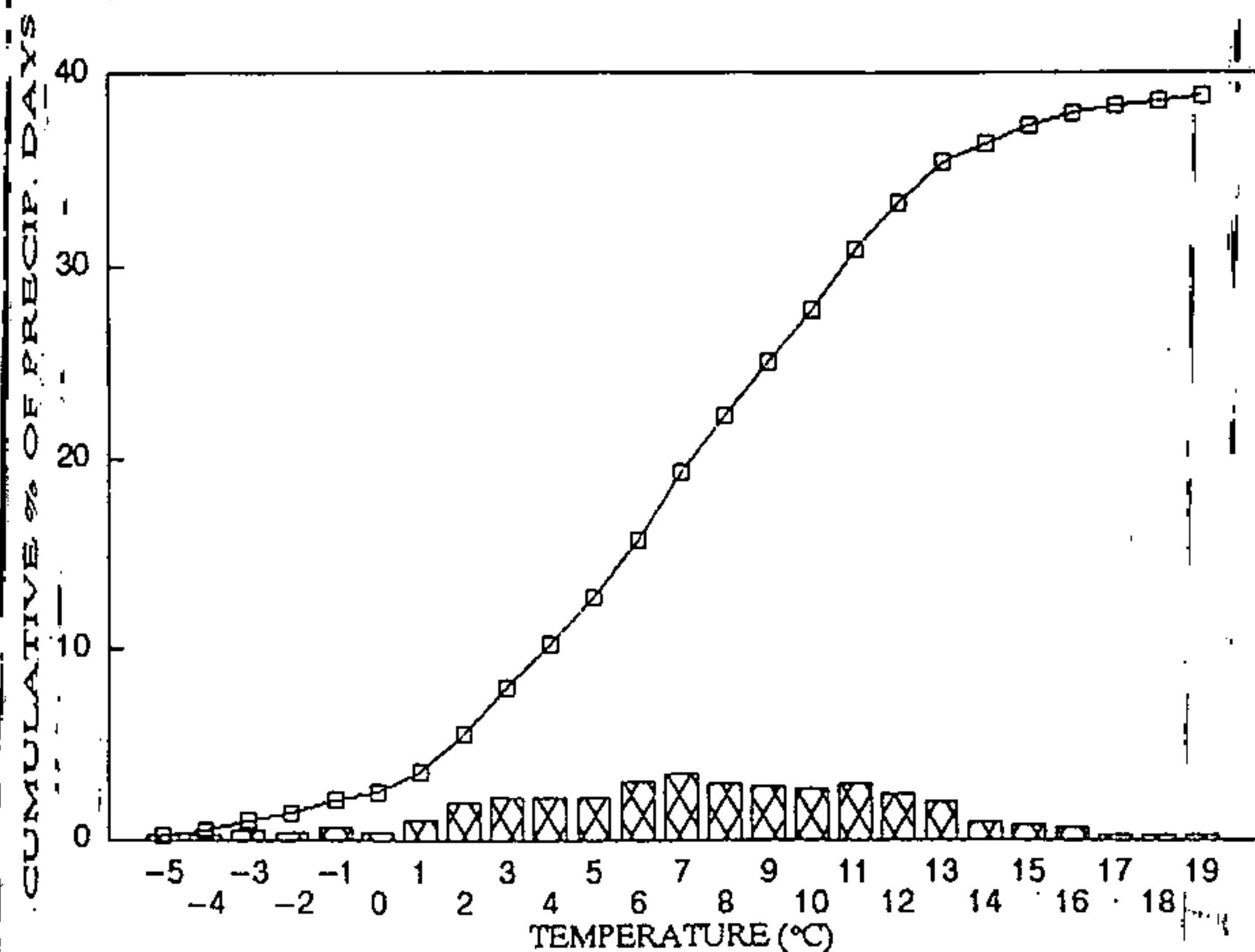


Fig. 6. Distribution of frequency (%) of precipitation days in a year against the air temperature.



ANNUAL PRECIP. DAYS (%)
  CUMULATIVE % PRECIP. DAYS

Fig. 7. Distribution of frequency (%) of precipitation days and its cumulative frequency against the air temperature.



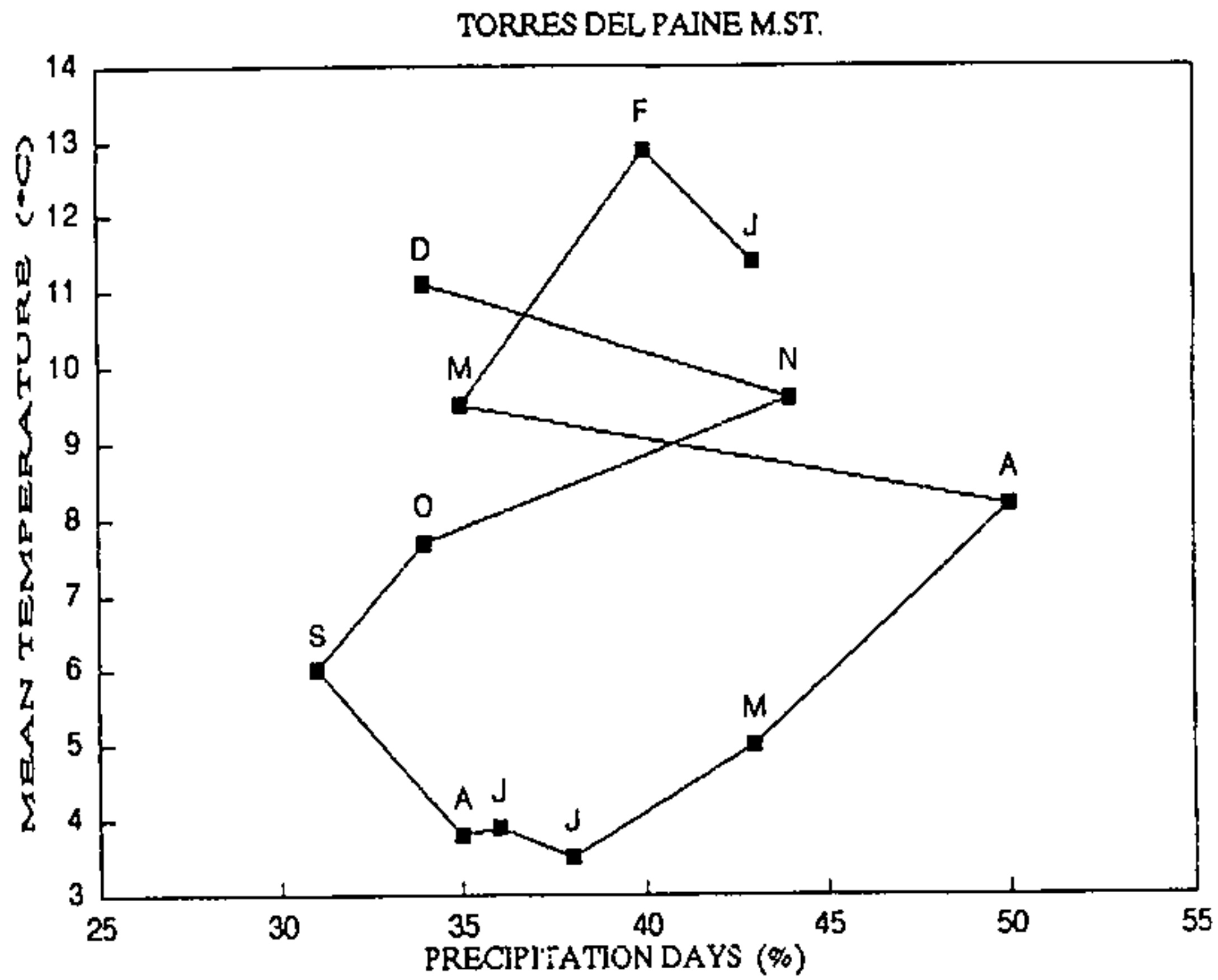


Fig. 8. Mean air temperature in precipitation days plotted against the frequency (%) of precipitation days in each month.

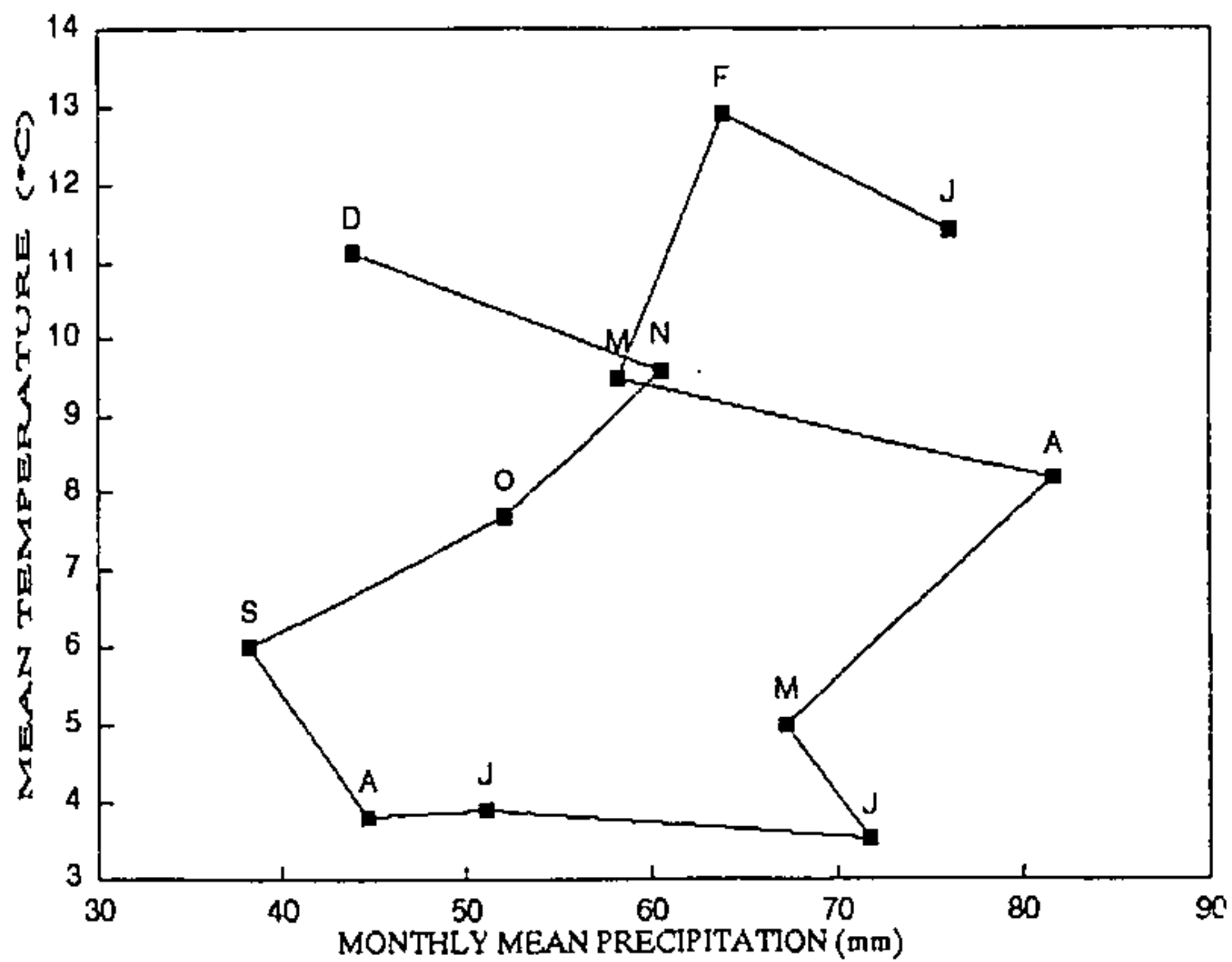


Fig. 9. Mean air temperature in precipitation days plotted against the monthly precipitation (mm).

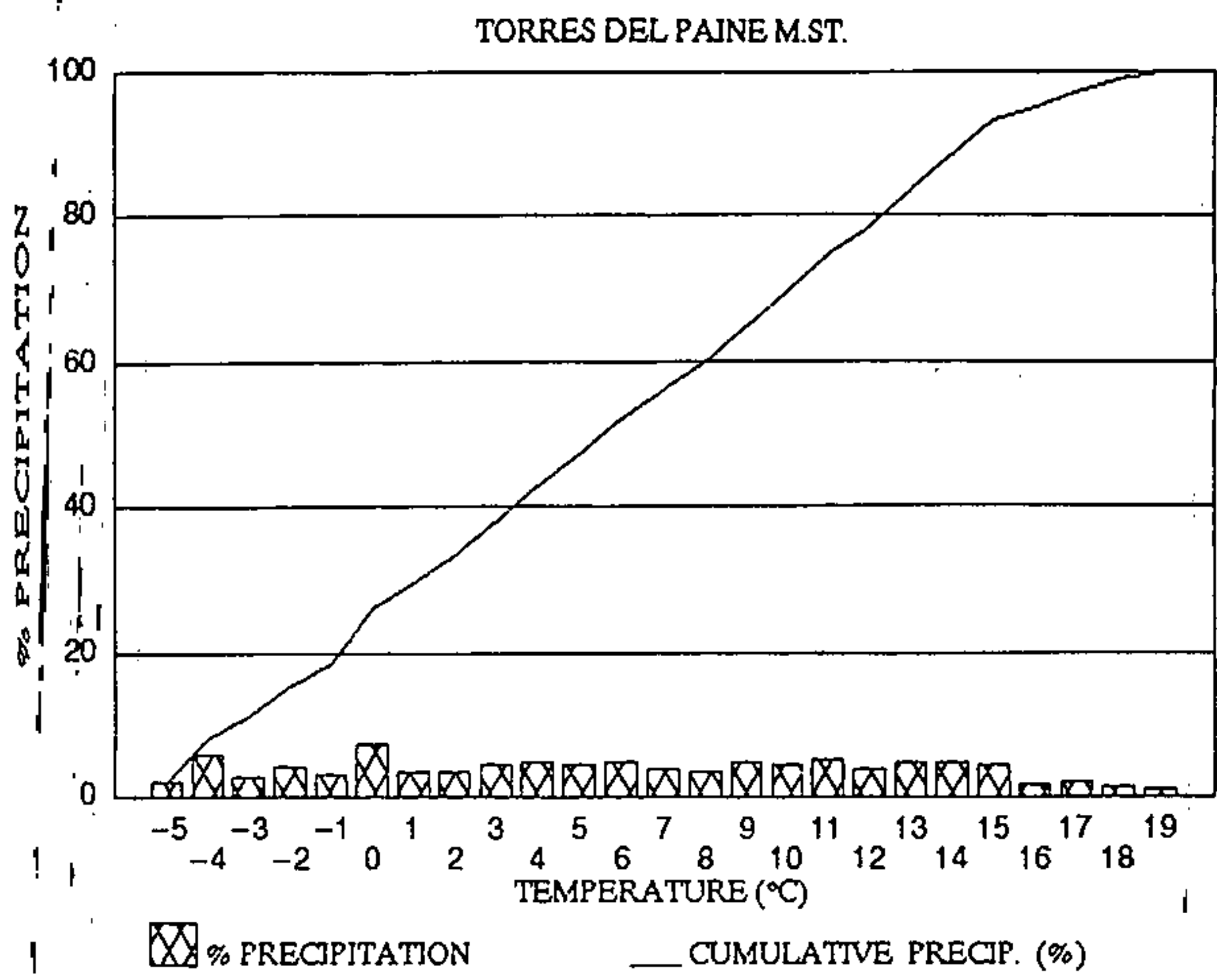


Fig. 10. Distribution of the percentage of annual precipitation and its cumulative percentage against the air temperature.

each month and the monthly precipitation (mm), respectively. From these figures, we find that there are no relationships between these parameters.

In Fig. 10, the percentage of the annual precipitation and its cumulative percentage are plotted against the air temperature. It is possible to observe a linear relation between the cumulative precipitation and the air temperature with a gradient of 4.0 %/°C, in a range between -4°C and +15°C. This result indicates the absence of correlation between the two variables. However it provides an important insight for the evaluation of snow accumulation. Namely, under certain climatic conditions, an increase in air temperature by 1°C would reduce the snow accumulation equal to 4.0% of the total annual precipitation.

#### 4) Variation in heights of the isotherm 0°C

The height of the isotherm 0°C can be estimated from the air temperature at the base station and the temperature lapse rate. Inoue et al. (1987) showed that during rainy days the lapse rate was the value between the corresponding wet and dry adiabatic lapse rates in the eastern and western sides of the NPI.

If the lapse rate is assumed to be constant, the results of the statistical analysis made for the temperature at the meteorological

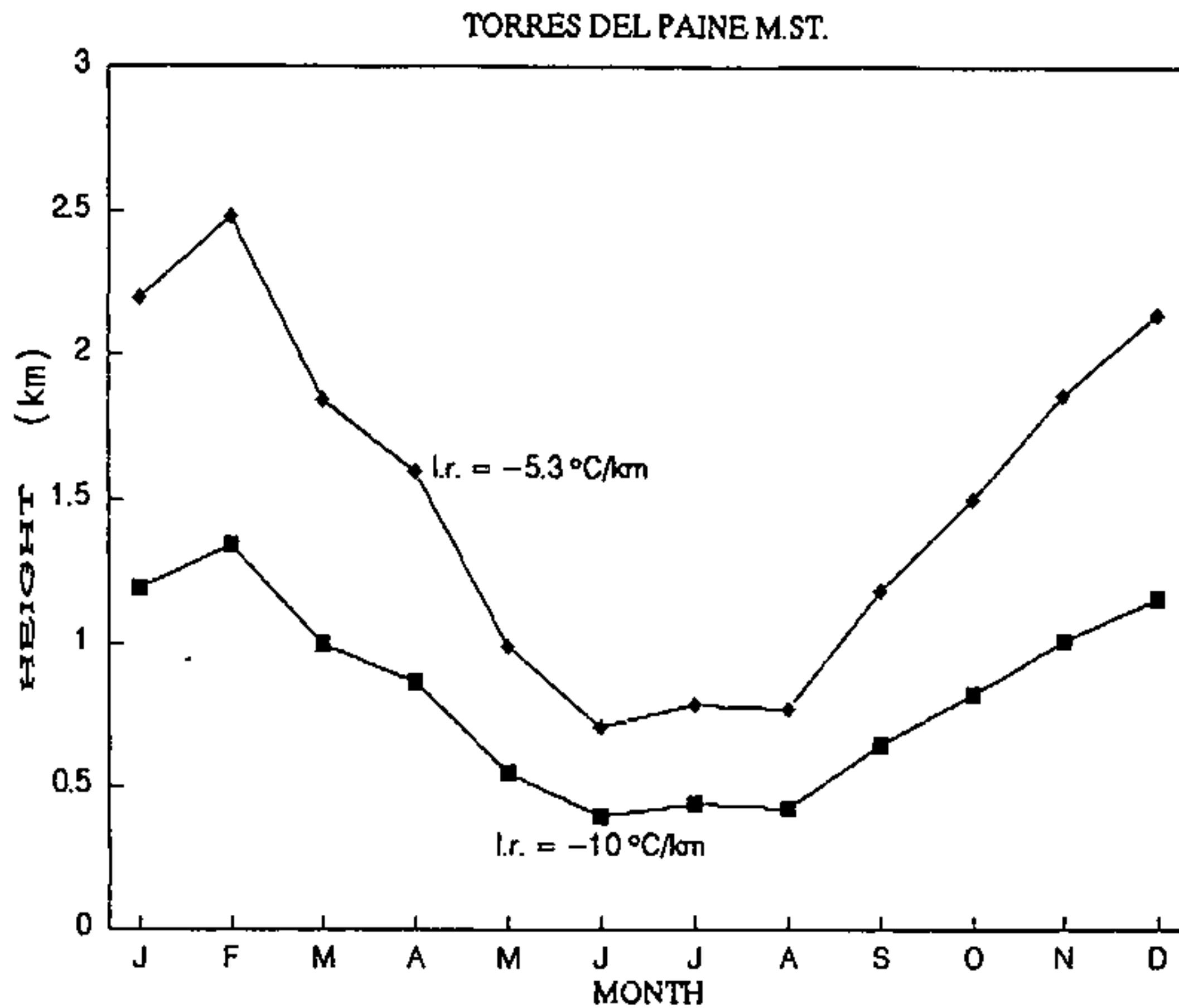


Fig. 11. Seasonal variation in the height of the isotherm 0°C during precipitation days. l.r. indicates the temperature lapse rate.

station can directly be transferred into the variation in the height of the isotherm 0°C. Supposing that the lapse rate during rainy days is equal to either the wet adiabatic lapse rate of  $-5.03 \text{ }^\circ\text{C/km}$  or the dry adiabatic lapse rate of  $-10 \text{ }^\circ\text{C/km}$ , Fig. 11 represents the monthly variation in the height of the isotherm 0°C during precipitation days. In the former case of the lapse rate, the mean height of the isotherm 0°C is located at about 1,500 m a.s.l., whereas in the latter case the mean height of the isotherm 0°C is at about 815 m a.s.l., and the both show their maximum heights in February and their minimum heights in June.

#### 4. Comments on the sensitivity of snow accumulation to the increase in air temperature

The linear trend of the cumulative frequency curve of the precipitation against the air temperature (see Fig. 10) has important consequences. If the assumption is accepted, that the lapse rate is relatively constant and the seasonal distribution of precipitation is not modified by the elevation, the linear relationship leads to the following conclusions:

1) The 4.0% of the annual precipitation is distributed uniformly at an interval of 1°C, independently of the air temperature, of the precipitation amount and of the elevation.

2) In places and periods of such a climatic condition that the



annual range of air temperature covers the critical temperature forming either the solid precipitation or the liquid, a rise of 1°C of temperature may cause to transform by 4.0% of the total precipitation from the solid to the liquid. If the whole area of a drainage is situated in this condition, a rise of 1°C also produce an increase in the total amount of rainfall in the drainage by 4.0%.

It is necessary to point out, however, that the effect of change in the solid or the liquid precipitations due to the warming should be different with a place or with a drainage, because the degree of changes is variable according to a ratio of snow accumulation to the total annual precipitation. In the region where the annual amount of solid precipitation is much less than the annual liquid precipitation at present, the percentage of reduction of solid precipitation caused by the 1°C rise should be much larger than 4.0%, or may be even close to 100% of the total snowfall. Whereas, in the region mostly with snow precipitation throughout the year, the percentage of reduction would be about 4.0% of the total precipitation. Therefore, the sensitivity of the snow accumulation in a certain basin depends on its hypsometry and on the altitudinal distribution of precipitation.

It should be noted that these results are applicable only to the temperature range in which a linear relation is established between the cumulative precipitation and the air temperature.

The most common situation in other glacial areas of the world may be that the precipitation takes place in a narrow range of air temperature. In such areas, a sudden transformation of a flat and vast ice-covered area from a snow precipitation system into a pluvial precipitation system may ensue as a result of the rise of annual mean air temperature.

This study was carried out as a cooperative research of International Scientific Research Program (No.02041004) of the Ministry of Education, Science and Culture, Japan.

#### References

- Aniya, M. (1988): Glacier inventory for the Northern Patagonia Icefield, Chile, and variations 1944/45 to 1985/86. *Arctic and Alpine Research*, 20, No.2, 179 - 187.
- Aniya, M. and Enomoto, H. (1986): Glacier variations and their causes in the Northern Patagonia Icefield, Chile, since 1944. *Arctic and Alpine Research*, 18, 307-316.
- Corps of Engineers, U.S. Army (1956): *Snow Hydrology*. Portland, Oregon, U.S.A., 54-56.
- Fujiyoshi, Y., Kondo H., Inoue J. and Yamada T. (1987): Characteristics of precipitation and vertical structure of air temperature in the northern Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, 4, 15-23.
- Inoue, J., Kondo, H., Fujiyoshi, Y., Yamada, T., Fukami, H. and Nakajima, C. (1987): Summer climate of the Northern Patagonia Icefield.

- Bulletin of Glacier Research, 4, 7-14.
- Naruse, R. and Aniya, M. (1992): Outline of Glacier Research Project in Patagonia, 1990. Bulletin of Glacier Research, 10, (in this volume).
- Peña, H. and Escobar, F. (1983): Análisis de las crecidas del río Paine - XII Región. Santiago, Chile, 1-23.
- Peña, H. and Escobar, F. (1987): Aspects of glacial hydrology in Patagonia. Bulletin of Glacier Research, 4, 141-150.
- Sweda, T. (1987): Recent retreat of Soler Glacier, Patagonia as seen from vegetation recovery. Bulletin of Glacier Research, 4, 119-124.

## Resumen

### Análisis estadístico de precipitación y temperatura del aire en el Hielo Patagónico Sur

Mediante el análisis estadístico de los datos de precipitación y temperaturas diarias, obtenidos al sur del Campo de Hielo Patagónico Sur, en la estación meteorológica Torres del Paine (D.G.A., Chile), se pueden establecer las condiciones generales de precipitación y temperatura del área en estudio y es posible estimar cual será su influencia sobre el Campo de Hielo, además de inferir cual será el comportamiento de la isoterma 0°C y de la fluctuación de la zona de acumulación nival durante el año.

El valor medio de la precipitación anual es de 714.1 mm y el promedio de temperaturas medias anuales es de 6.2°C.

Según la distribución porcentual promedio de los días con precipitación por mes, se tiene que el mes de Abril es el que presenta el mayor número de días de lluvia al año, un 50% y por el contrario el mes de Septiembre el que tiene menos días de lluvia, con un 31%. Con un total de 39% de días al año con precipitación, lo que representa un total de 133 días. Además no se observan tendencias estacionales bien definidas en la distribución mensual de las precipitaciones.

El análisis se centró en la temperatura diaria de los días de lluvia, realizando diversos estudios de frecuencia y de su distribución estacional.

Resultando que la temperatura del aire en los días de lluvia experimenta un aumento con respecto a los días sin lluvia. Este comportamiento se estima que debe tener su origen en condiciones meteorológicas locales que producen un mayor enfriamiento en la estación de medición en los días despejados.

Es importante destacar el amplio rango de variación de la temperatura del aire para los días de lluvia, el cual está comprendido entre - 5°C y los 19°C; y que existe una gran independencia entre la temperatura del aire y el monto de la precipitación media mensual durante los días de lluvia.

Existe una relación lineal entre el porcentaje de precipitación acumulada y la temperatura del aire, con un gradiente de 4.0 %/°C, en un rango que va de - 4°C a + 15°C. Esto significa que un aumento de temperatura produciría una disminución de la precipitación nival igual a un 4.0 % de la precipitación total por cada °C de variación.

Considerando un gradiente de temperaturas constante en los días con precipitación e igual al gradiente adiabático húmedo de - 5.3 °C/km y seco de - 10 °C/km, se tiene que la cota media a la que se encuentra la isoterma 0°C será, para el primer caso, de 1500 m s.n.m.; mientras que para el segundo caso, esta se ubica a una cota media de 815 m s.n.m.

Aceptando la hipótesis de que el gradiente térmico es relativamente constante y que la distribución estacional de las precipitaciones no se modifica con la altitud, la linealidad de la relación % Precipitación en función de la Temperatura lleva a las siguientes conclusiones:

- En cualquier lugar se tiene que un 4.0% de la precipitación anual se presenta en un intervalo de 1°C, independientemente de la temperatura, de la precipitación y de la elevación.
- En cualquier punto, un aumento de temperatura de un grado significa una transformación de un 4.0% de la precipitación total en forma sólida a líquida.

Estas conclusiones integradas espacialmente significan que en una cuenca un incremento de la temperatura de 1°C también produce un aumento de la precipitación pluvial en un 4.0% de la precipitación total.

## Water balance in the Patagonia Icefield

Fernando Escobar, Fernando Vidal, Carlos Garin

(Dirección General de Aguas, Morandé 59, Santiago, Chile)

and

Renji Naruse

(Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University,  
Sapporo, Japan)

### Abstract

Water balances in the Patagonian region were studied utilizing the chart at a scale of 1:250,000, information on the division of drainage basins, hydrometric data, and distribution maps of precipitation and air temperature in and around the Northern and Southern Patagonia icefields (NPI and SPI). The methodology recommended by WMO was used for the balance calculations.

The following results were obtained. The annual precipitation averaged over the NPI is 6700 mm, i.e. 6000 mm on the eastern side and 7000 mm on the western side of the Icefield. The annual mean discharge is 890 m<sup>3</sup>/s from the whole NPI, of which 250 m<sup>3</sup>/s flows from the eastern NPI and 640 m<sup>3</sup>/s from the western NPI. In the SPI, the averaged annual precipitation is 7000 mm, i.e. 6400 mm on the eastern side and 7400 mm on the western side. The annual mean discharge is 2980 m<sup>3</sup>/s, of which 1100 m<sup>3</sup>/s flows from the eastern SPI and 1880 m<sup>3</sup>/s from the western SPI. The total discharge from the whole Patagonia icefields is 3880 m<sup>3</sup>/s, and the mean specific discharge in the NPI is 0.203 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup> s, and 0.215 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup> s in the SPI. The result of this study confirms remarkable differences in the precipitation and the discharge between the eastern and western sides of the Patagonia icefields.

### 1. Introduction

The goal of the present study is to know the distribution of annual precipitation and also the annual mean discharge from the entire Patagonia Icefield averaged over a long period of time. Unfortu-



nately, not enough measurements have been made in this area, then we have to make some assumptions in order to carry out this study.

The region studied for the water balance in Patagonia lies between 46° S and 52° S in latitude. We divide it into two areas, namely the Northern Patagonia Icefield (NPI) with an area of 4200 km<sup>2</sup> (Aniya, 1988) located between 46° and 48° S, and the Southern Patagonia Icefield (SPI) with 13000 km<sup>2</sup> (Naruse and Aniya, 1992) located between 48° and 52° S. The SPI covers some basins which drain water to the Argentine side.

By analyzing available data on the precipitation, the air temperature and the discharge in the certain basins around the Patagonia icefields, the runoff and the precipitation in every basin around the whole icefields are estimated.

## 2. Analyzed data and delimitation of drainages

In the Patagonia region, no systematic measurements have ever been made on either the precipitation in the icefields or the discharge from most of glaciers, particularly of glaciers calving into fjords on the Pacific coast. Also we have only few records from fluviometric stations with a long enough period of time. Furthermore, the meteorological network is insufficient that covers the whole Patagonia region with long-term records. However, based on the meteorological and hydrological data available around the Patagonia icefields, regional maps of the annual iso-precipitation (isohyet) and the annual mean temperature (isotherm) were compiled by the Dirección General de Aguas, Chile (D.G.A., 1987). Although they are preliminary in nature, the isohyets and the isotherms cover all over the icefields. These maps were utilized for the present study.

The hydrological data obtained at stations located around the icefields were also used to study water balances. The longest record covers an interval from 1963 to 1986 and the shortest one only from 1982 to 1989 (Penã and Escobar, 1987; D.G.A., 1987; Banco Nacional de Aguas, D.G.A.). Table 1 shows locations, elevations, basin areas and annual mean discharges at the hydrometric stations which were maintained by ENDESA (National Electric Company, Chile) and D.G.A. Also, the table includes some stations of Servicio Hidrológico Argentino: Agua y Energía Eléctrica (Argentine Hydrologic Service). However we are in need of the recent data since 1967 on Argentine rivers.

Drainage basins were delimited on the bases of the chart at a scale of 1:250,000 (Instituto Geográfico Militar, Chile) and also of thematic maps (Penã and Escobar, 1987; Aniya, 1988; D.G.A., 1987). Figures 1 and 2 show schematically the study area, with the delineation of drainage basins in and around the NPI and the SPI, respectively. For the NPI, three basins are delineated: one basin on the western side and two basins on the eastern side, which are divided into eight sub-basins joining eventually with the Rio (River) Baker Basin draining to the southwest into the Pacific Ocean (Fig. 1). For

**Table 1. List of hydrometric stations around the Northern and Southern Patagonia icefields.**

Station	Latitude S	Longitude W	Altitude m. a. s. l.	Area km <sup>2</sup>	Discharge m <sup>3</sup> /s
Ibañez en desembocadura	46° 16'	71° 59'	217	2483	154
Murta en desembocadura	46° 26'	72° 42'	219	903	99
Baker desague L. Bertrand	47° 02'	72° 52'	200	15520	581
Baker b. Nadis	47° 27'	72° 58'	45	24675	1011
Baker en Colonia	47° 18'	72° 51'	105	23736	855
Cochrane en Cochrane	47° 15'	72° 29'	106	2916	23
Chacabuco antes Baker	47° 07'	72° 34'	167	1148	22
El Salto antes Baker	47° 20'	72° 41'	139	1329	39
Baker Ang. Chacabuco	47° 09'	72° 36'	130	16316	694
Pascua D. L. O'Higgins	48° 23'	72° 59'	289	13300	614
Paine en Parque Nacional	49° 58'	72° 47'	46	619	43
Grey junta Serrano	51° 11'	73° 01'	50	610	120
Serrano junta Grey	51° 13'	72° 59'	40	5084	64
Leona D. Lago Viedma	50° 16'	71° 54'	206	7450	266
Sta. Cruz D.L. Argentino	49° 47'	72° 05'	250	8100	440

the SPI, two basins are delineated on the western side, draining into the Pacific Ocean; three basins are delineated on the eastern side, two of which (lagos O'Higgins and San Martín, and lagos Viedma and Argentino) drain to Argentina, and one basin, the Rio Serrano Basin, is divided into two sub-basins (Fig. 2). In the Patagonia region, only the Rio Bravo Basin does not include any part of the icefields and glaciers, so the basin was omitted from this study.

### 3. Balance equation

The water balance in a basin is expressed by the following equation:

$$P - ET = R + e, \quad (1)$$

where: P is the mean basin precipitation, ET is the mean basin evapotranspiration, R is the runoff (measured in height) of the basin, and e is the term to indicate an error in the balance calculation. To apply this equation, we assume, in order to make calculation simple, that ice and water volumes on lands and in lakes are invariant during the period of balance, although considerable retreats and surface lowering have occurred at many glaciers in Patagonia (Aniya, 1988; Aniya and Naruse, 1987).

For the estimate of evapotranspiration ET in Eq. (1), we use an

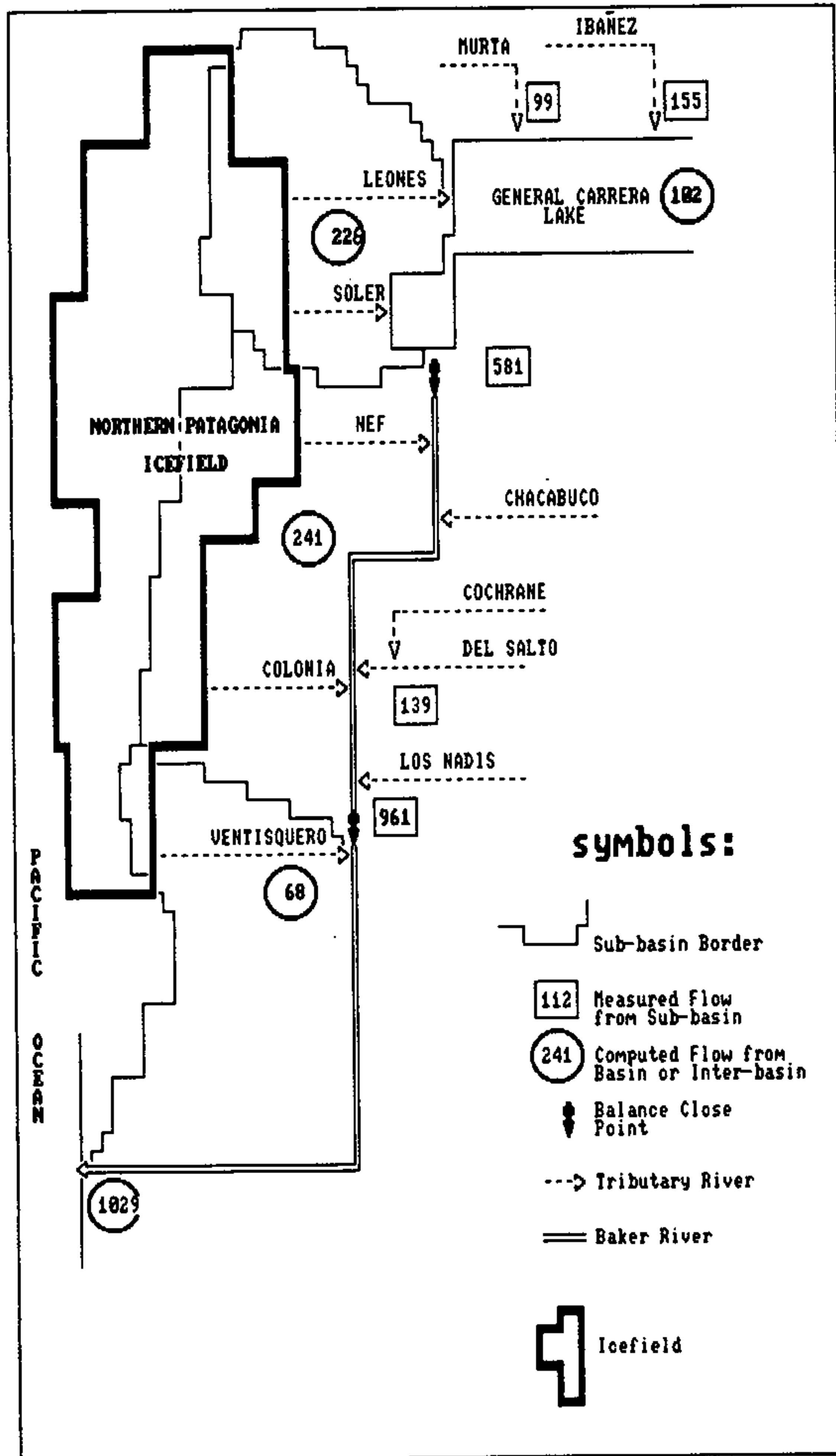


Fig. 1. Schematic map of the Northern Patagonia Icefield, with the borders of basins and sub-basins. Figures in squares indicate the annual mean discharges ( $m^3/s$ ) measured at hydrometric stations and those in circles the calculated mean discharges ( $m^3/s$ ).

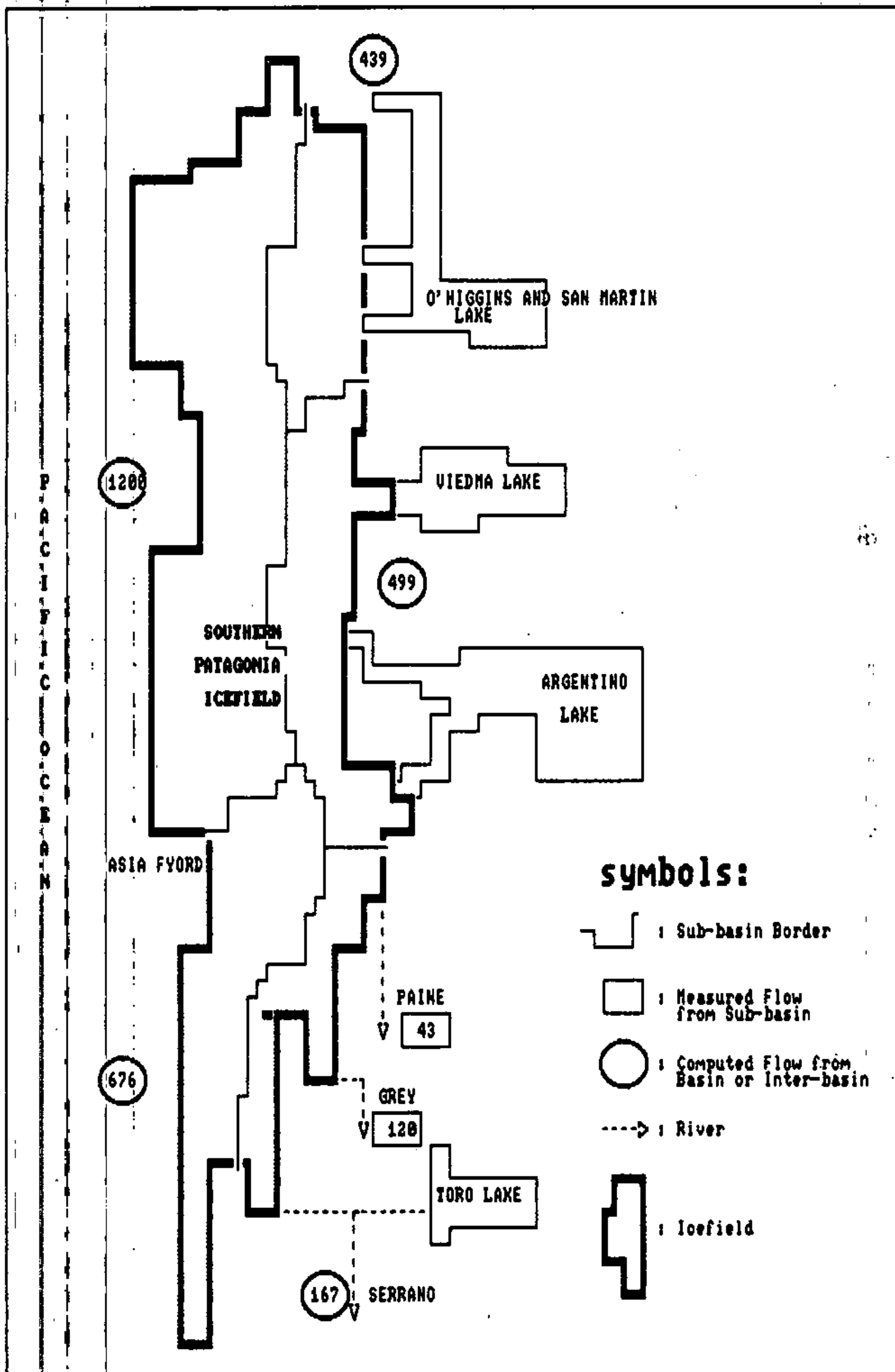


Fig. 2. Schematic map of the Southern Patagonia Icefield, with the borders of basins and sub-basins. Figures in squares indicate the annual mean discharges ( $m^3/s$ ) measured at hydrometric stations and those in circles the calculated mean discharges ( $m^3/s$ ).

empirical relation which is normally referred to as the Turc equation, even though it may introduce large amount of errors due to the high precipitation and the vast ice-covered areas in Patagonia. The Turc equation is given by

$$ET = P / [ 0.9 + ( P^2/L^2 ) ]^{1/2} \quad (2)$$

$$L = 300 + 25T + 0.05 T^3, \quad (3)$$

where, T is the annual mean temperature (°C), and ET and P are the annual amounts (mm/a).

#### 4. Calculations of water balance

The procedure of balance calculations is schematically illustrated in Fig. 3.

Firstly, we examine the water balances at the eight sub-basins, namely six in the NPI and two in the SPI, where we can use long-term hydrologic data. In each sub-basin, distributions of precipitation P and air temperature T were estimated as the first approximations using the isohyet and the isotherm maps. Also the result of meteorological study at San Rafael Glacier in the NPI (Fujiyoshi et al., 1987) and the orographic situation of the accumulation areas were taken into account, because there is a significant difference in the amount of precipitation and ablation between the eastern and western sides of the Patagonia Icefield (Ohata et al., 1985).

From Eqs. (2) and (3) with the values of P and T, the evapotranspiration ET can be estimated. By comparing the estimated (P - ET) with the measured runoff R of the basin, the discrepancy (error term e) was

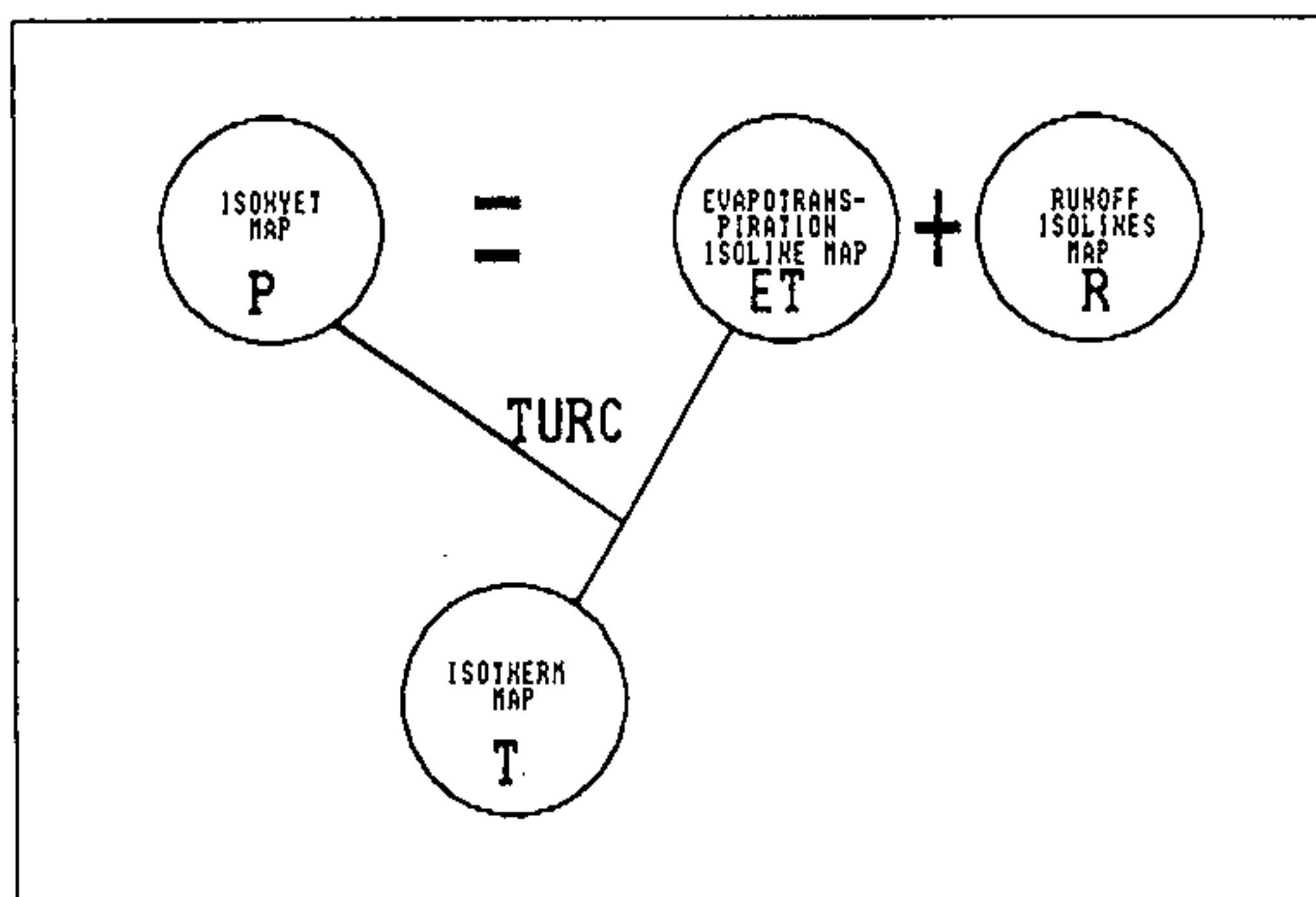


Fig. 3. Schematic illustration of the calculation method of the water balance in a basin.



obtained from Eq. (1). If the value  $e$  is smaller than 10% of the  $R$ , the estimated  $P$  and  $T$  are accepted. If the value  $e$  was larger than 10% of the  $R$ , the isohyet and the isotherm were adjusted so that the estimated  $P$  and  $ET$  yielded a small value of  $e$ . This procedure of analysis is based on the method recommended by the World Meteorological Organization (UNESCO-ROSTLAC, 1982).

Secondly, the partly modified isohyet and isotherm were extrapolated to the whole Patagonia region, and  $ET$  was calculated from the corrected values of  $P$  and  $T$ , then the runoff  $R'$  was obtained from  $(P - ET)$  at each basin in and around the Northern and the Southern ice-

**Table 2.** Elements of the water balance in the Northern Patagonia Icefield, showing the area of each basin, the estimated annual precipitation  $P$  (mm) and evapotranspiration  $ET$  (mm) averaged over the basin, the estimated annual runoff  $R'$  (mm) and annual mean discharge  $Q'$  ( $m^3/s$ ) in the basin, and the measured annual runoff  $R$  (mm) and annual mean discharge  $Q$  ( $m^3/s$ ). Error  $e$  (mm) indicates the discrepancy between the estimated  $R'$  ( $= P - ET$ ) and the measured  $R$ .

Basin	Area ( $km^2$ )	Precipitation $P$ (mm)	Evapotranspiration $ET$ (mm)	Calculated		Measured		Error $e$ (mm)
				Runoff $R'$ (mm)	Discharge $Q'$ ( $m^3/s$ )	Runoff $R$ (mm)	Discharge $Q$ ( $m^3/s$ )	
Ibanez	2483	2376	398	1978		1962	155	16
Muerta	903	3896	401	3495		3457	99	38
Baker B. Bertrand	15520	1638	432	1206		1181	581	25
Baker B. Nadis	24675	1679	421	1258		1236	961	22
Input East G. Carrera Lake	10215	650	365	285		315	102	-30
Input East Baker Bertrand-Nadis	2398	3500	349	3151		3168	241	-17
[Input West G. Carrera Lake]								
Bertrand Lake	1919	4000	300	3700	226			
Input East Baker Nadis-Ventisquero	799	3000	300	2700	68			
East NPI	1370	6000	300	5700	248			
West NPI	3030	7000	300	6700	644			
Total Balance in NPI	4400	6700	300	6400	892			

fields. Due to limitations of the available data, we could accomplish detailed studies of balances only in eight sub-basins, and we could not reduce the magnitude of errors in the estimates of balance in the entire Patagonia region.

## 5. Results and discussion

Table 2 shows the area of each sub-basin in the NPI, the measured annual mean discharge  $Q$  ( $m^3/s$ ) and annual runoff  $R$  (mm) which is obtained from  $Q$  divided by the basin area. Also shown in the table are the estimated annual mean precipitation  $P$  (mm) and evapotranspiration  $ET$  (mm) averaged over the basin, and the estimated runoff  $R'$  ( $= P - ET$ ) and discharge  $Q'$ . Error  $e$  (mm) indicates the discrepancy between the estimated  $R'$  and the measured  $R$ . Table 3 shows the same elements in the SPI as those in Table 2. Also in Figs. 1 and 2, the values of measured  $Q$  are indicated in squares and the values of estimated discharge  $Q'$  are in circles. Detailed water balances in the Rio Serrano Basin are shown in Table 4.

Table 3. Elements of the water balance in the Southern Patagonia Icefield.

Basin	Area ( $km^2$ )	Precipitation $P(mm)$	Evapotranspiration $ET(mm)$	Calculated	
				Runoff $R'(mm)$	Discharge $Q'(m^3/s)$
[East SPI]					
North-East Drain (Pascua R. Basin)	2405	6000	250	5750	
East Drain (Viedma and Argentino Lake)	2520	6500	250	6250	
South-East (*) (Serrano R. Basin)	725	7500	250	7250	
Total Balance East SPI	5650	6416	250	6166	1105
[West SPI]					
North of Asia Fjord Basin	5610	7000	250	6750	
South of Asia Fjord Basin	2940	7500	250	7250	
Total Balance West SPI	8250	7433	250	7183	1878
Total Balance SPI	13900	7020	250	6770	2983

(\*) : The detailed balance is shown in Table 4.

**Table 4.** Detailed water balance in the Rio Serrano Basin at the southern end of the SPI. The basin is divided into two sub-basins, which are further divided into the ice-covered and ice-free areas.

Basin	Area (km <sup>2</sup> )	Precipitation P(mm)	Evapotranspiration ET(mm)	Calculated		Error e(mm)
				Runoff R' (mm)	Discharge Q' (m <sup>3</sup> /s)	
[Paine en Parque Nacional]						
Ice-covered Areas	531	1700	341	1359		
Ice-free Areas	88	7000	250	6750		
Total	619	2453	328	2125	42	-51
[Grey Antes Serrano]						
Ice-covered Areas	283	5000	324	4676		
Ice-free Areas	327	7800	250	7550		
Total	610	6500	286	6214	120	-52

Note: The discrepancy between the calculated discharge in the water balance and the measured discharge, is 1.0m<sup>3</sup>/s. (51 and 52 mm), in both basins.

We can notice from the results that the evapotranspiration from the basin is much smaller compared with the amounts of precipitation or runoff, so the assumption in employing the Turc equation (Eqs. 2 and 3) can be regarded as having caused only small errors. The discrepancies (e) between the estimated and the measured runoffs are in most cases less than 2%, except for the Eastern Input Basin to Lago (Lake) General Carrera, which reached 10%. The following results are recognized in the total balances in Tables 2 and 3. The annual precipitation averaged over the NPI is 6700 mm; namely, 6000 mm falls on the eastern side and 7000 mm on the western side of the Icefield. The annual mean discharge is 892 m<sup>3</sup>/s from the whole NPI, of which a smaller amount of 248 m<sup>3</sup>/s flows from the eastern NPI and a larger amount of 644 m<sup>3</sup>/s from the western NPI. We obtained the similar tendency in the SPI (Table 3). The mean annual precipitation is 7020 mm; namely, 6416 mm falls on the eastern side and 7433 mm on the western side (including the southern and northern sides). The annual mean discharge is 2981 m<sup>3</sup>/s, of which 1105 m<sup>3</sup>/s flows from the eastern SPI and 1878 m<sup>3</sup>/s from the western SPI. Thus, this study confirms notable differences in the precipitation and the discharge between the eastern and western sides of the Patagonia icefields, which have been suggested by the previous studies (Fujiyoshi et al., 1987; Ohata et al., 1985).

The total discharge from the entire Patagonia icefields is 3875 m<sup>3</sup>/s, of which 892 m<sup>3</sup>/s is drained from the NPI and 2983 m<sup>3</sup>/s from the SPI. Whereas, the mean runoff and the mean specific discharge in the NPI are 6400 mm/a and 0.203 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup> s, respectively, and those in the SPI are 7020 mm/a and 0.215 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup> s, respectively. These results indicate that there are no large differences in the precipitation and the specific discharge between the Northern and the Southern Patagonia icefields.

Another remarkable knowledge obtained is that the annual precipitation on the central plateau of the icefields was estimated at more than 8000 mm. Because the annual mean isotherm 0°C is located around the plateau (Peña and Gutiérrez, 1992), this large amount of precipitation (in snow) should influence strongly the mass balance and the variation of the Patagonia Icefield.

This study was carried out as a cooperative research of International Scientific Research Program (No.02041004) of the Ministry of Education, Science and Culture, Japan.

## References

- Aniya, M. (1988): Glacier inventory for the Northern Patagonia Icefield, Chile, and variations 1944/45 to 1985/86. *Arctic and Alpine Research*, 20, No.2, 179 - 187.
- Aniya, M. and Naruse, R. (1987): Structural and morphological characteristics of Soler Glacier, Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, 4, 69-77.
- D.G.A., (1987): Balance Hídrico de Chile. Dirección General de Aguas, Ministerio Obras Públicas, Santiago, Chile, 59pp.
- Fujiyoshi, Y., Kondo, H., Inoue, J. and Yamada, T. (1987): Characteristics of precipitation and vertical structure of air temperature in the Northern Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, 4, 15 - 23.
- Lliboutry, L. (1956): Nieves y Glaciares de Chile. Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago, 471pp.
- Naruse, R. and Aniya, M. (1992): Outline of Glacier Research Project in Patagonia, 1990. *Bulletin of Glacier Research*, 10 (in this volume).
- Ohata, T., Kobayashi, S., Enomoto, H., Kondo, H., Saito, T. and Nakajima, C. (1985): The east-west contrast in meteorological conditions and its effect on glacier ablation. *Glaciological studies in Patagonia Northern Icefield 1983-1984*. Data Center of Glacier Research, Japanese Society of Snow and Ice, 52-56.
- Peña, H. and Escobar, F. (1987): Aspect of glacial hydrology in Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, 4, 141 - 150.
- Peña, H. and Gutiérrez, R. (1992): Statistical analysis of precipitation and air temperature in the Southern Patagonia Icefield. *Glaciological Researches in Patagonia, 1990* (this volume).
- UNESCO, URSS. (1980): Balance hídrico mundial y recursos hidráulicos

de La Tierra. Centro de Estudios Hidrográficos de España, Instituto de Hidrología, Madrid, España, 925pp.

UNESCO, ROSTLAC. (1982): Guía metodológica para la elaboración del balance hídrico de América del Sur. Oficina Regional de Ciencia y Tecnología de la UNESCO para América Latina y el Caribe, ROSTLAC, Montevideo, Uruguay, 130pp.

## Resumen

### Balance hídrico en el Campo de Hielo Patagónico

El objetivo del estudio es obtener la escorrentia total anual media que aportan la totalidad de los Hielos Patagónicos.

Sobre la base de la información de estaciones fluviométricas y los mapas del isoyetas e isotermas del estudio (D.G.A., 1987), se efectuó un balance hídrico en la zona que cubre los Campos de Hielo Patagónicos Norte y Sur, entre los 46° y los 52° latitud Sur. En general, las estaciones de medición en la zona son de corta longitud, y además, no se pudo contar con los datos más recientes del lado Argentino. Por otra parte, todas las áreas que drenan al mar no tiene control fluviométrico. Es por ello que el balance solo se pudo cerrar en 8 cuencas, y en muchas hubo que hacer extrapolaciones significativas.

Para ello se utilizó la metodología recomendada por la O.M.M., en la referencia (UNESCO, ROSTLAC, 1982).

De los resultados obtenidos, podemos destacar que el caudal aportado por la totalidad del Campo de Hielo Patagónico alcanza a los 3883 m<sup>3</sup>/s, de los cuales 900 m<sup>3</sup>/s provienen de Hielo Patagónico Norte y 2983 m<sup>3</sup>/s del Sur. En cuanto a los Caudales específicos, el valor obtenido en el H.P.N. es de 205 lts/km<sup>2</sup>/s y en el H.P.S. alcanza a 215 lts/km<sup>2</sup>/s.

Cabe hacer notar que los valores obtenidos representan solo un orden de magnitud de los valores reales, considerando las limitaciones del estudio.

También es importante, mencionar que la precipitación en el sector central de los Campos de Hielo, que se obtiene como resultado del estudio es del orden de los 8000 mm., y la isoterma 0° C (media anual) se encuentra ubicada circundando el plateau de los Campos de Hielo.



CENTRO DE INFORMACION DE RECURSOS HIDRICOS



3 5617 00009 9549