

Circulación atmosférica durante la última época glacial en los Andes

MICHIO NOGAMI

Universidad Metropolitana de Tokyo, Japón

RESUMEN

Los mapas de la línea actual de la nieve y de la última época glacial se han obtenido de varios materiales y de datos publicados, pero mayoritariamente por la interpretación de los mapas publicados, escala 1:50.000. Comparando los dos mapas (fig. 1), se obtiene la conclusión siguiente:

El modelo de la circulación atmosférica durante la última época glacial era similar al presente, y la depresión de la línea de la nieve, de casi 1.000 metros en promedio, no fue producto de una dislocación horizontal de zonas climáticas sino que se debió, en gran proporción, a un enfriamiento atmosférico.

SUMMARY

Two maps of snowline of the present and the last glaciation were drawn from data of published bibliographies, map- and photo-interpretation, and barometric measurement in field. The Pleistocene snowline was reconstructed from height of cirque floors in the case of map and photo-interpretation.

From comparison of the maps (fig. 1), it is concluded that the atmospheric circulation pattern during the last glaciation over the Andes mountains was much the same as the present one, and the snowline depression was not caused by shift of climatic zone, but mostly by cooling of the atmosphere during glacial time. And it is inferred that the distinctive shift of the climatic zone in the northern hemisphere, if it may have existed, was a secondary phenomenon caused by enormous expansion of continental ice sheets in the high latitudes, and global climatic change have been recorded unbiasedly and more primarily in the southern hemisphere.

INTRODUCCION

La Cordillera de los Andes es el único sector en el mundo donde se pueden encontrar, en forma continua, glaciares a lo largo de la línea meridiana. Es decir, desde la zona ecuatorial, pasando por la zona árida de latitudes medias y la zona lluviosa de los vientos del oeste, hasta la zona polar de la península Antártica

Muchos investigadores han realizado estudios sobre la altura de glaciación en los Andes: Pashinger (1912), Klute (1928), Hermes (1955, 1965), Wilhelmy (1957), Frenguelli (1957), Brügger (1950), Lliboutry (1956), Feruglio (1957), Nogami (1972) y, además, muchas publicaciones del fallecido gran profesor C. Troll. Recientemente Hastenrath (1967, 1971a, 1971b, 1981) ha publicado un trabajo muy importante sobre la altura de la nieve en la zona ecuatorial y tropical de los Andes. Ellos dibujaron perfiles meridianos del límite de la nieve, pero no mostraron distribución areal de las alturas del límite como el mapa adjunto, porque faltaban los datos suficientes para ello.

Durante estos últimos 20 años, los países andinos como Colombia, Ecuador, Perú, Bolivia y Chile han publicado bastantes hojas de mapas topográficos a escala 1:50.000 y 1:100.000, levantados por el método fotogramétrico. Estos mapas

tienen la precisión suficiente para interpretar la altura del límite de la nieve y las topografías glaciales, especialmente topografía del circo glacial. Alrededor de 200 hojas de los mapas publicados hasta el año 1974 se han utilizado para este objeto. Además se han usado datos de fotointerpretación y de medición barométrica en el terreno para preparar el mapa. Se consideraron 144 datos de bibliografía publicadas, 89 de interpretación de mapas, 7 de interpretación de fotos aéreas y una medición barométrica (subtotal 241), para el mapa del límite de la nieve actual. 203 datos de interpretación de mapas, 47 de bibliografías, 18 de interpretación de fotos y 14 de medición barométrica (subtotal 282 para el mapa del límite de la época glacial (fig. 1). Estos 523 datos en total y las bibliografías se han tabulado en anterior publicación (Nogami, 1976), en la que se indicó en detalle el método de estimar la altura regional del límite de la nieve sobre cada cuadrángulo del mapa para el caso de mapa-interpretación.

En general, se ha adoptado la altura del límite de la nieve del glaciar que mira al sur y/o hacia el viento dominante. El glaciar de esta orientación tiene generalmente la altura más baja entre todos los glaciares en cada cuadrángulo del mapa. Los glaciares desarrollados en la falda de cerros altos, muestran grandes variaciones de altura de la nieve

LIMITE DE LA NIEVE (EN METROS)

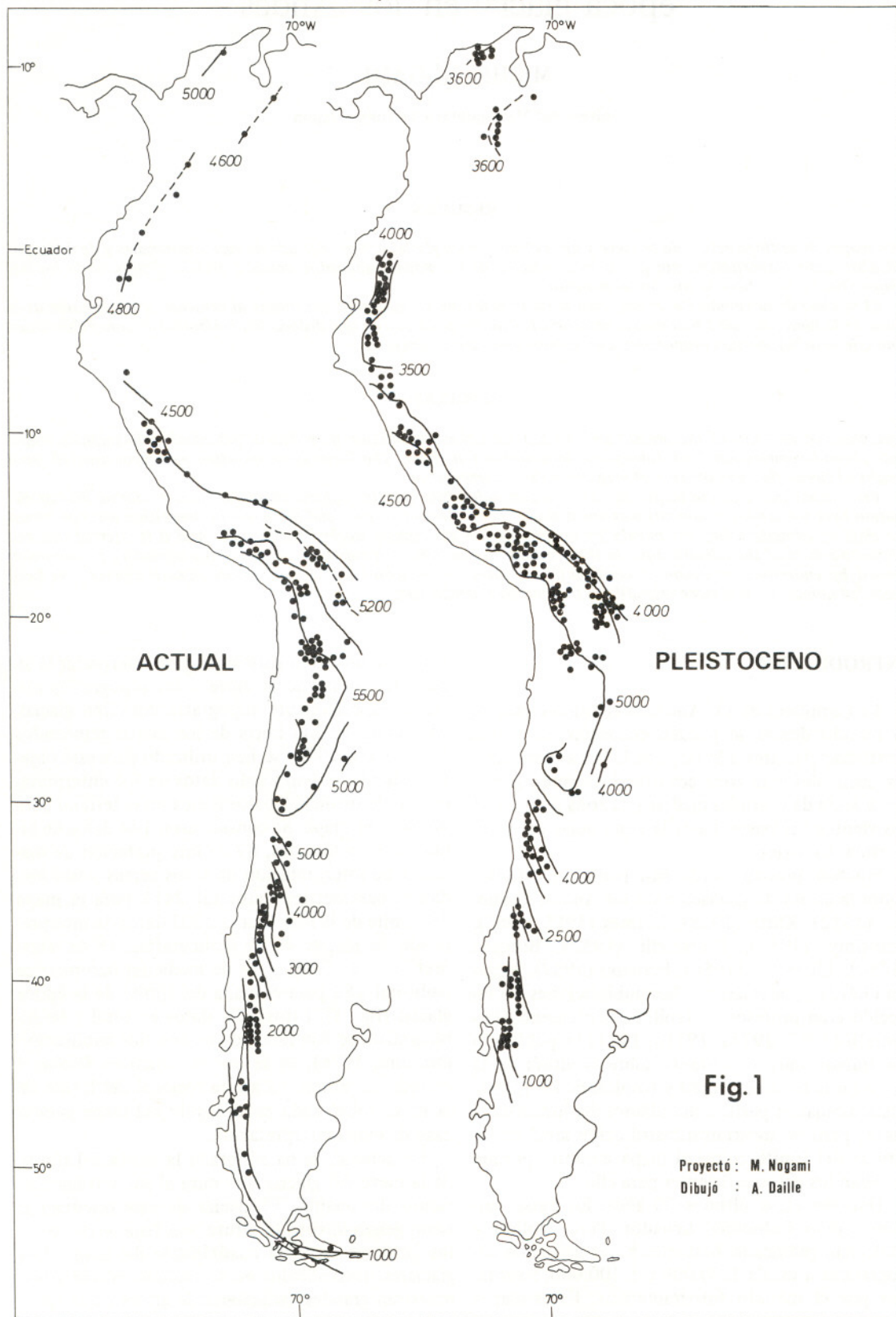


Fig.1

Proyctó : M. Nogami
Dibujó : A. Daille

a raíz de su relieve alto. Por esta razón, el glaciar en cerros bajos es adecuado y el más apropiado para comparar las alturas del límite entre los cuadrángulos (Nogami, 1976).

La superficie de la nieve en la zona de acumulación muestra una forma cóncava. Por el contrario, la del hielo en la zona de ablación muestra una convexa. Se puede considerar como el límite de la nieve la curva de nivel que separa dos zonas en el mapa. La morfología del circo glacial vacío que se formó en la última época glacial, y la altura del fondo de ese circo se la considera como la altura del límite de la nieve pleistocena.

OBSERVACIONES

El límite de la nieve actual se encuentra cerca de 5.000 m en Santa Marta, y a 4.600 m en la Cordillera de Mérida (Fig. 1). La diferencia de 400 m (Fig. 2) indica la mayor aridez en Santa Marta, donde se recibe poca lluvia desde diciembre hasta febrero (Fig. 3). Las alturas del límite pleistoceno en las dos cordilleras, no registran diferencias. Este hecho significa que la zona de Santa Marta era más lluviosa durante todo el año en la época glacial a causa del cambio del sistema climático en el hemisferio norte.

Cerca de la frontera entre Ecuador y Perú, el límite pleistoceno desciende más en toda la zona tropical de los Andes. En la Cordillera de Vilcabamba del Perú, a 4°S, se puede encontrar el fondo del circo vacío a 3.200 m. Esta zona queda al centro de la zona húmeda ecuatorial, o sea, bajo los efectos de la convergencia intertropical (ITC). La ITC alcanza en la cuenca amazónica hasta 30°S en la época de verano (Fig. 3).

La ITC en el océano Pacífico nunca se desplaza hacia el sur y queda en una zona muy ancha cerca de los 40°N durante todo el año (Fig. 3). La excepción lo constituye el caso de El Niño, es decir, el desplazamiento anómalo de la ITC al sur a lo largo de la costa del norte del Perú. Pareciera que los montos de lluvia de esa ITC en el océano Pacífico no alcanzan a las cordilleras muy altas, donde están los glaciares. El viento dominante que trae la nieve es el alisio del este en toda la zona ecuatorial y tropical.

El límite actual se encuentra a 4.900 m en la Cordillera Blanca (9°S) y a alrededor de 5.200 m en la Cordillera Real (16°S). La diferencia no es significativa, pero la inclinación entre barlovento y sotavento es comparativamente más fuerte (Fig. 1), y refleja la distribución de humedad que traen los vientos alisios. Cuanto mayor es el desplazamiento al sur y oeste, tanto más seco es el clima (Fig. 3). El invierno es la época de sequía, o sea, época de ablación de nieve en esta zona.

En la zona alrededor de la frontera entre Bolivia, Chile y Argentina, se ubican bastantes volcanes muy altos. Unos tienen glaciares, y otros no, según sea su localización y altitud. El Volcán Llullaillaco (ca. 25°S, 6.723 m) no tiene glaciar permanente, observándose solamente la nieve temporal (Hastenrath, 1971b). El límite de la nieve se piensa que alcanza a 6.500 m o más. Esto representa la altura máxima en el mundo. La altura alcanza aquí a su máximo en todos los Andes (Figs. 1,2). Esta zona se ubica en el centro de la aridez subtropical (Fig. 3). Es notable que el punto máximo quedase en casi la misma localidad en la época glacial (Figs. 1,4). Este hecho quiere decir que la alta presión subtropical se ubicaba en la misma latitud que en la actualidad.

El límite de la nieve se inclina abruptamente desde su punto máximo hacia el sur y al oeste (Fig. 1), reflejándose así la distribución de la precipitación por los vientos del oeste. La inclinación del límite de este a oeste es más fuerte que la de norte a sur. La actividad ordinaria del frente polar alcanza hasta 30 grados nada más que en la época invernal (Fig. 3). La actividad durante la época glacial alcanzaba levemente más al norte que el presente, como se desprende de la confrontación del mapa del límite actual y pleistoceno (Figs. 1, 4). Es decir, el límite norte de la actividad del frente polar se había trasladado por dos o tres grados hacia el norte. Dos o tres grados de desplazamiento son la mitad del valor estimado por Paskoff (1977) a base de las pruebas geomorfológicas. En esta zona, entre 30° y 40°S, la inclinación del límite de la nieve de norte a sur es muy fuerte (Fig. 4). Si suponemos 6 grados de desplazamiento horizontal, el descenso del límite tendría que superar entonces 2.000 m.

Desde aproximadamente los 43°S, la inclinación del límite cambia, bajando poco a poco de aquí al sur. El límite llega cerca del nivel del mar en la península antártica. En esta zona ya no existe la estación de sequía de verano (Fig. 3). Todo el año se encuentra bajo actividad de depresiones atmosféricas. El punto en el que se cambia la inclinación de límite de la nieve coincide justamente con el borde meridional de la zona donde se puede encontrar la época de sequía. Comparándose los dos mapas del límite de la nieve (Figs. 1, 4), no parece que este punto hubiese estado desplazado al norte en la época glacial. El centro de la actividad del frente polar se ubica cerca de 48°S todo el año, y su campo de actividad se extiende al norte en el invierno, pero sin embargo, nunca hacia el sur en el verano (Fig. 3). En esta zona, que recibe alta precipitación durante todo el año, se encuentra el hielo patagónico del norte y del sur.

PERFIL MERIDIONAL A LO LARGO DE LA VERTIENTE ORIENTAL Y OCCIDENTAL DE LOS ANDES

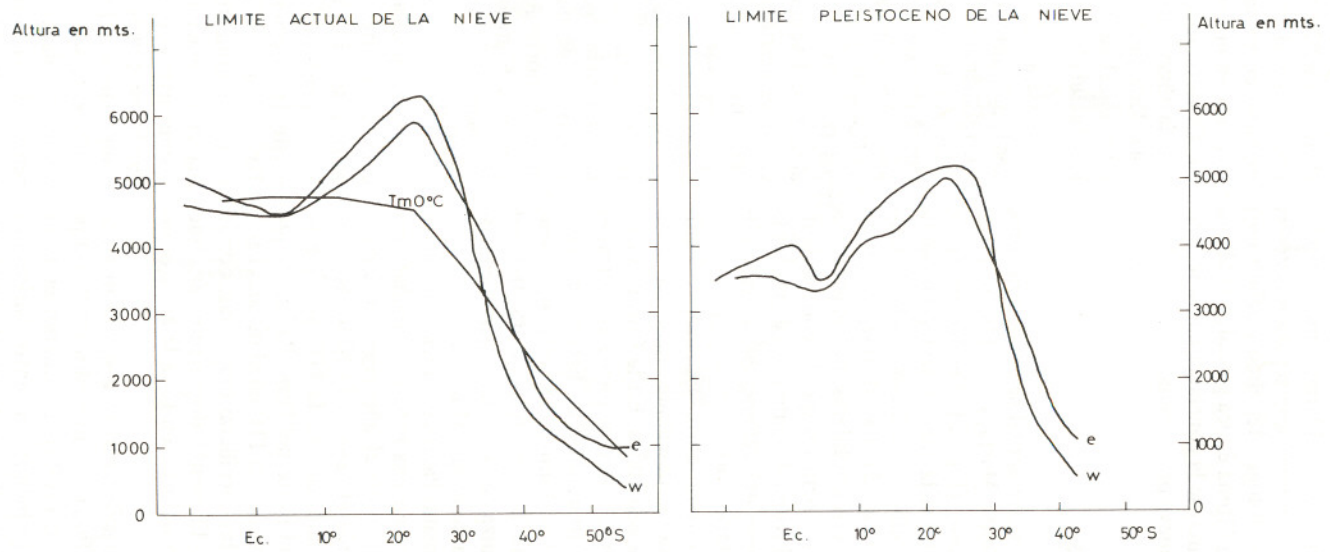


Fig. 2

PRECIPITACION MENSUAL DE LOS ANDES

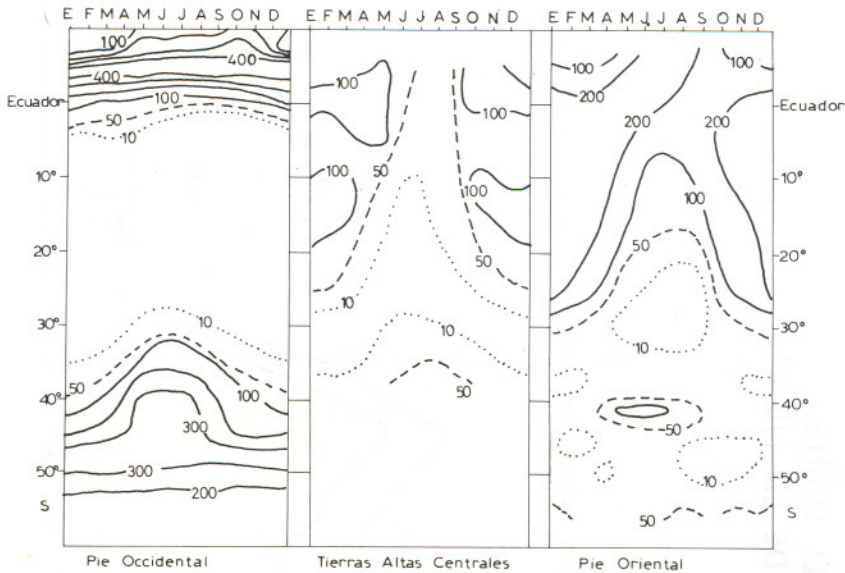


Fig.3

La topografía de fiordo comienza a los 42°S en adelante, en el lado del océano Pacífico, pero desde los 53°S en el lado del océano Atlántico. El contraste de glaciación entre sotavento y barlovento es muy notable en esta zona.

DISCUSION

El enfriamiento atmosférico durante la época glacial causó en general una disminución de las precipitaciones, puesto que mientras más baja es la temperatura del aire, más baja es su capacidad de contener el vapor de agua. Sin embargo, la disminución de la evaporación a causa de la baja de la temperatura, dio como resultado más humedad disponible para el suelo y la flora.

Tenemos las pruebas geológicas suficientes para decir que era más húmedo el clima de la época glacial, especialmente en las zonas áridas. Pero no podemos examinar separadamente dos efectos: el de la disminución de evaporación y el aumento de la precipitación. Generalmente, se piensa que este último es resultado del desplazamiento de la zona climática. Sin embargo, lo importante es el balance hidrológico.

Las fluctuaciones de los glaciares y también del nivel de los lagos cerrados sin salida, son resultados

directos del cambio del balance hídrico. El aumento de la precipitación y la disminución de la fusión y la evaporación tienen justamente el mismo efecto a las fluctuaciones. Es difícil separar las causas del efecto. Vamos a limitar la discusión al límite de la nieve. En la mayor parte del mundo, se puede encontrar el paralelismo entre la línea de la nieve presente y pleistocena (por ejemplo, Fig. 4). Como se muestra en Fig. 5, no podemos distinguir si la línea estaba más abajo o dislocada horizontalmente, es decir, movida en dirección ecuatorial en la época glacial. Por principio, un descenso de la altitud del límite de la nieve es producto de una baja de la temperatura atmosférica. Una dislocación horizontal, hacia el ecuador, es consecuencia del traslado de una zona climática. Aunque la superficie del límite de la nieve se inclina de oeste a este o de este a oeste, se puede mostrar una tendencia general como el perfil longitudinal (Figs. 2, 4). En el perfil se pueden encontrar tres puntos singulares. Un punto mínimo, un punto máximo y un punto de quiebre. Como se ha mostrado anteriormente, el punto mínimo (4°S) corresponde al centro de actividad de la ITC. El punto máximo (25°S) corresponde al núcleo de la alta presión subtropical y el punto de quiebre (45°S) corresponde al límite austral de aridez en el verano. Por medio de la ubicación de estos tres puntos actuales

PERFIL MERIDIONAL DEL LIMITE ACTUAL Y PLEISTOCENO DE LA NIEVE

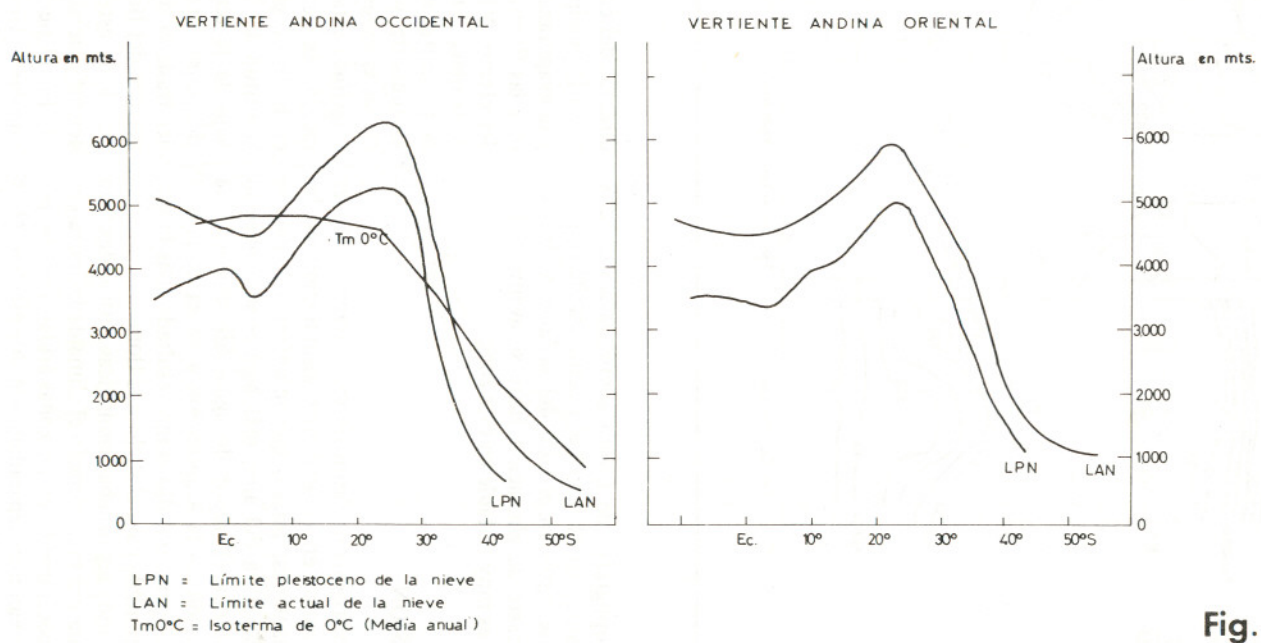


Fig. 4

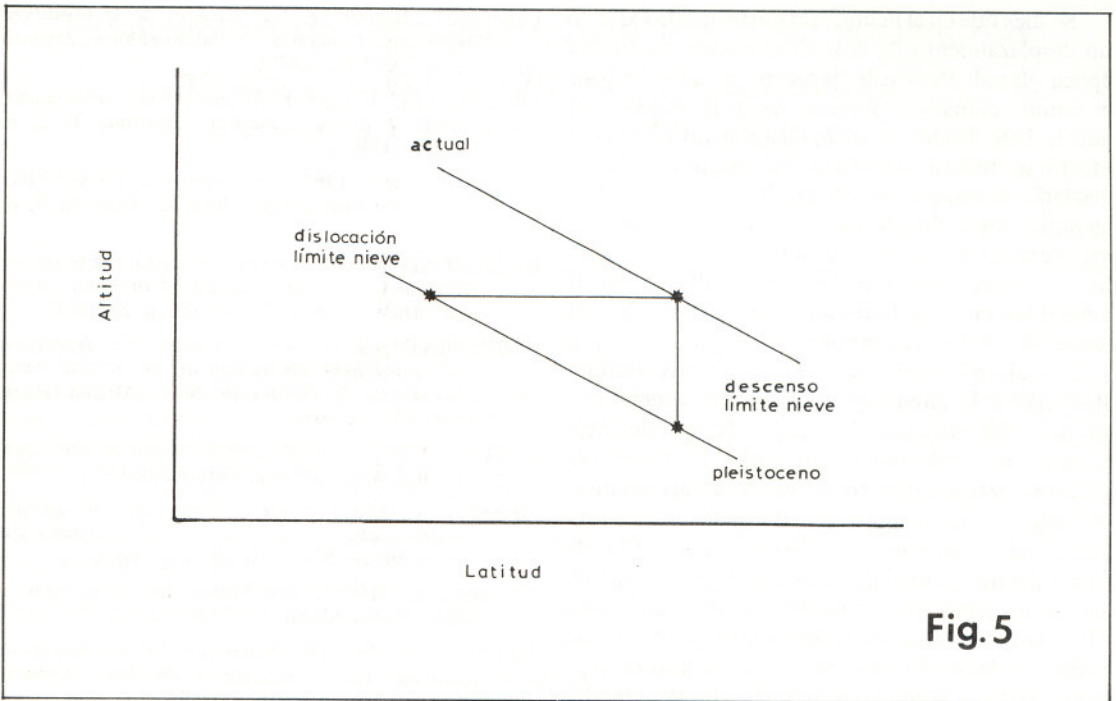


Fig. 5

y pleistocenos, se puede distinguir la baja o la dislocación horizontal.

CONCLUSION

La correspondencia de la circulación atmosférica y la distribución del límite de la nieve permiten reconstruir el modelo de circulación durante la

época glacial. El modelo de la circulación atmosférica durante la última glaciación era casi igual que en el presente. La depresión de la altitud de la línea de casi 1.000 m como promedio (Fig. 6) no se originó en una dislocación horizontal de la zona climática, sino que la causa de mayor importancia radicó en un enfriamiento atmosférico.

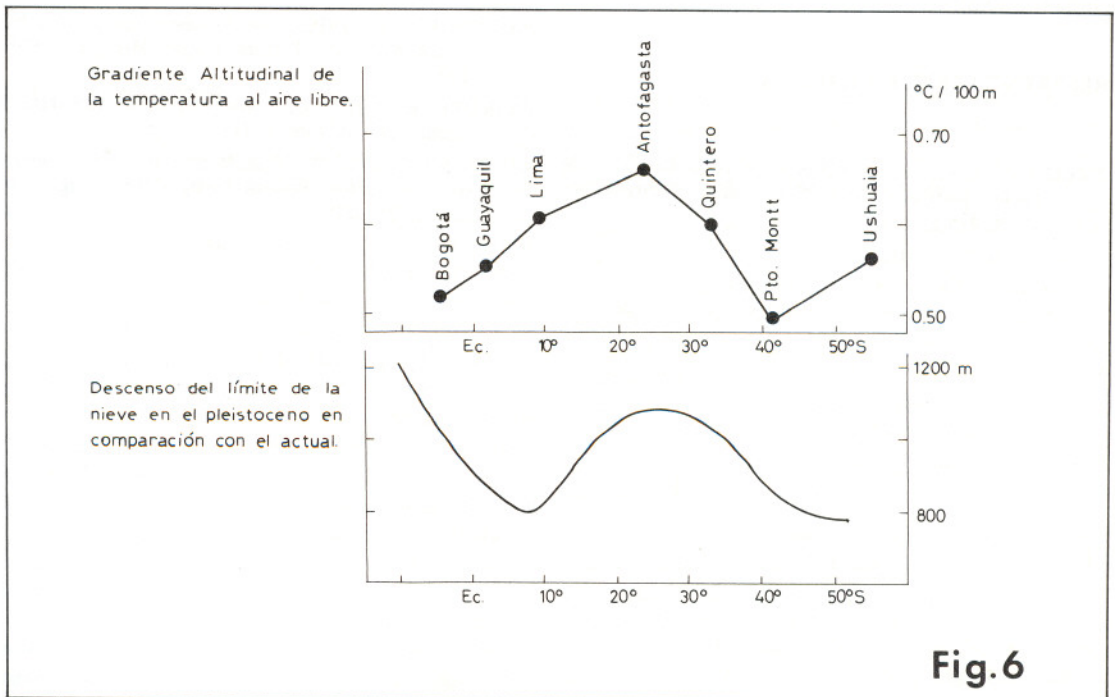


Fig. 6

Se dice que en el hemisferio norte habría existido un desplazamiento de la zona climática durante la época glacial. Pero este hecho no es esencial para el cambio climático mundial, según la opinión del autor. Este hecho en el hemisferio norte fue un efecto secundario de la enorme expansión de los glaciares continentales en las latitudes altas. Por ejemplo, los hielos de Laurentida y de Escandinavia. Pero en el continente sudamericano como en los otros del hemisferio del sur, la falta de tierras emergidas en esas latitudes altas no permitió el desarrollo de hielos continentales.

El hielo patagónico pleistoceno no tuvo gran influencia en la circulación atmosférica general por su pequeña extensión. Actualmente, el continente antártico está cubierto de hielo. La capacidad de la Antártica aumentó debido a la baja del nivel del mar por la acumulación de hielo en el continente del hemisferio norte. Sin embargo, el borde norte del hielo antártico no alcanzó, posiblemente, un desplazamiento superior a 1° de latitud (111 km) más que en la actualidad. El borde del hielo del lado del mar debió haber avanzado al norte. Pero es seguro que su efecto no se extendió a las latitudes medias y bajas. La corriente en chorro o jet stream en las latitudes medias del hemisferio del sur es muy zonal (very high zonal index) y el transporte meridional de calor es mucho menor que en el hemisferio norte.

Basados en las situaciones mencionadas, podemos decir que el clima cuaternario en Sudamérica se ha registrado sin efectos secundarios y por eso debe ser considerado como un prototipo para el clima mundial.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- BRUGGEN, J. (1950): *Fundamentos de la Geología de Chile*. Instituto Geográfico Militar, Santiago de Chile. 374 p.
- FERUGLIO, E. (1957): *Los glaciares de la Cordillera Argentina*. Geografía de la República Argentina, T. 7, p. 5-86, GAEA.
- FRENGUELLI, J. (1957): *El glaciario cuaternario*. Geografía de la República Argentina, T. 2, p. 117-218, GAEA.
- HASTENRATH, S. (1967): *Observations on the snow line in the Peruvian Andes*. Jour. of Glaciol., 6, p. 541-550.
- HASTENRATH, S. (1971a): *On the Pleistocene snow line depression in the arid regions of the South American Andes*. Jour. of Glaciol., 10, p. 255-267.
- HASTENRATH, S. (1971b): *On snow line depression and atmospheric circulation in the tropical Americas during the Pleistocene*. South African Geogr. Jour., 53, p. 53-69.
- HASTENRATH, S. (1981): *The glaciation of the Ecuadorian Andes*. Balkema, Rotterdam, 159 p.
- HERMES, K. (1955): *Die Lage der oberen Waldgrenze in den Gebirgen der Erde und ihr Abstand zur Schneegrenze*. Kölner Geogr. Arbeiten, 5.
- HERMES, K. (1965): *Der Verlauf der Schneegrenze*. Geogr. Taschenbuch, 1964-65, p. 58-71.
- KLUTE, F. (1928): *Die Bedeutung der Depression der Schneegrenze für eiszeitliche Probleme*. Zeitschr. für Gletscherkunde, 16, p. 70-93.
- LLIBOUTRY, L. (1956): *Nieves y glaciares de Chile*. Ediciones de Universidad de Chile, Santiago, 471 p.
- NOGAMI, M. (1972): *The snow line and climate during the last glacial period in the Andes mountains*. (In Japanese with English summary) The Quaternary Research (Japan), 11, p. 71-80.
- NOGAMI, M. (1976): *Altitude of the modern snowline and Pleistocene snowline in the Andes*. Geographical Report of Tokyo Metropolitan Univ., 11, p. 7186.
- PASHINGER, V. (1912): *Die Schneegrenze in verschiedenen Klimaten*. Peterm. Geogr. Mitt., Erg. Heft, 173.
- PASKOFF, R. (1977): *Quaternary of Chile: the state of research*. Quat. Res., 8, (1), p. 2-31.
- WILHELMY, H. (1957): *Eiszeitklima in den feuchttropischen Anden*. Peterm. Geogr. Mitt., Erg. Heft, 262, p. 281-310.