

64 1861

Microsystem - MOP\_DGA



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 isotermas 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 isopletras 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	$\bar{T}(\text{E})$	$\bar{T}_m(\text{E})$	$\bar{T}(\text{J})$	$\bar{T}_m(\text{J})$	$\overline{D\text{ hel}}$	
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	$m0^{\circ}$ = menor que $0^{\circ}\text{C}$
D	$M0^{\circ}$	$M0^{\circ}$	$M0^{\circ}$	$m0^{\circ}$	117 d	$M0^{\circ}$ = 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 3b 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  $30^\circ\text{S}$  y  $35^\circ\text{S}$ , donde la frecuencia de ocurrencia de precipitaciones sólidas al año crece rápidamente de 10 a 90 días  $\text{año}^{-1}$ , (Minetti, 1983), y con precipitaciones de entre 100 a 400 mm  $\text{año}^{-1}$  (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  $30^\circ\text{S}$  y  $35^\circ\text{S}$ , 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  $\text{año}^{-1}$ . 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 continúa 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  $0^\circ\text{C}$ , y es donde el calor sensible es efectivo para licuación del hielo.

Al norte de los  $35^\circ\text{S}$ , 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> (it 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 altitudes 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 descritas 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 discontinuous permafrost in Canada in Periglacial Environments 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, Isledovaniia Xronika, N° 40 p. 111 - 115.

- LEVEDEVA, I.M., 1972 "Evaporation from glaciers of Soviet Central Asia: Materialnii Glaziologicheskii Isledovaniia", 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.

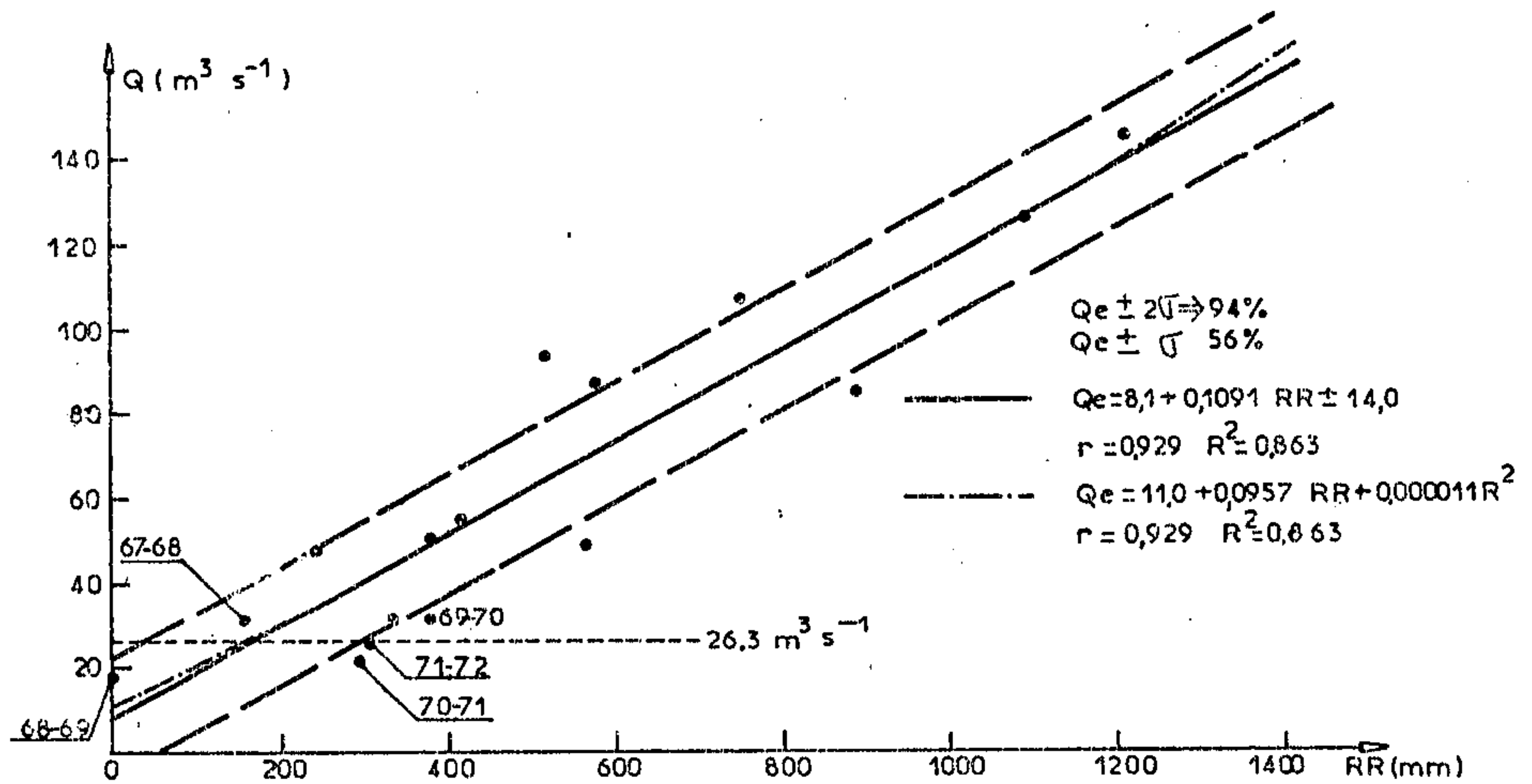
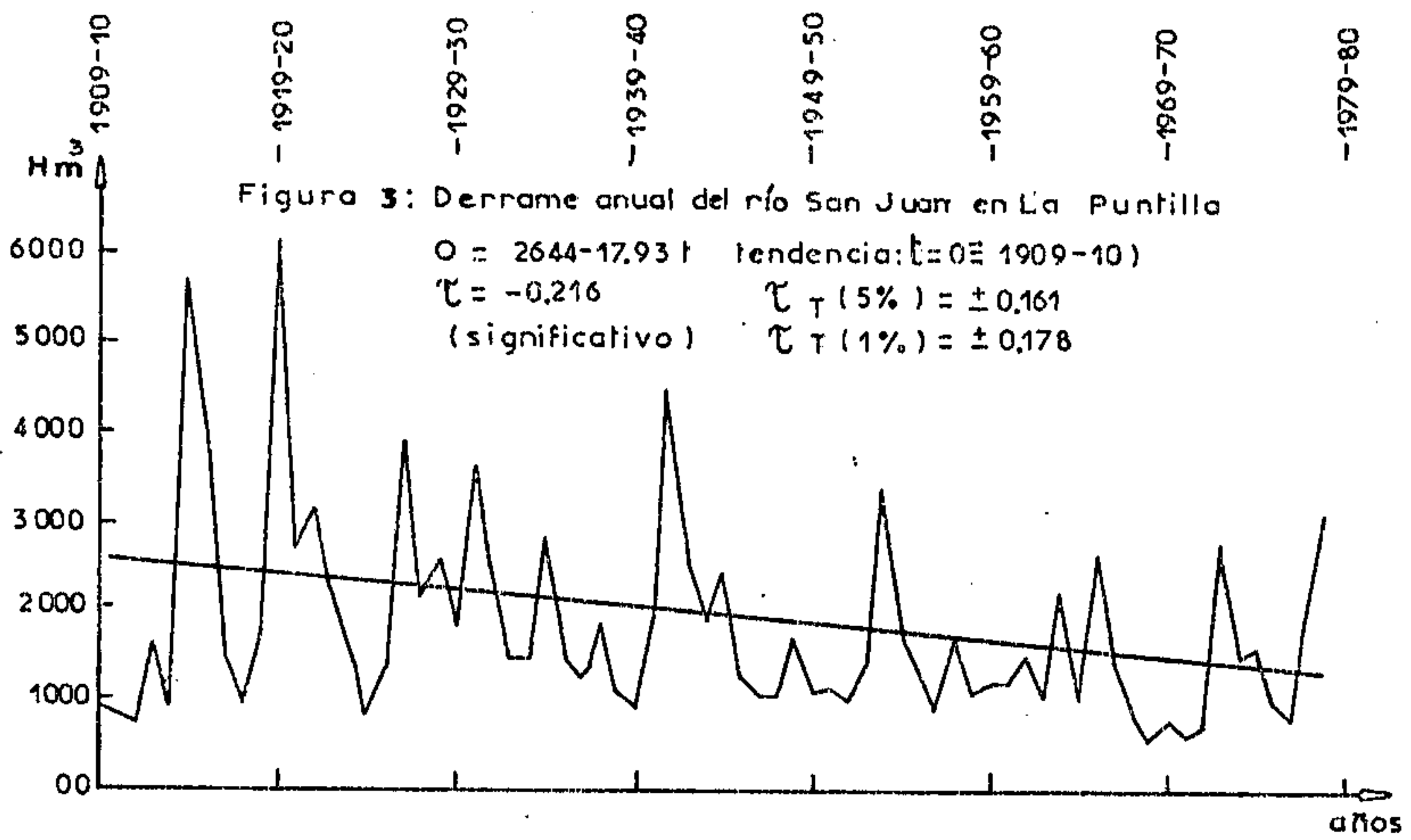


Figura 2: Vinculación lineal y cuadrática entre la precipitación nival acumulada en un punto de la cuenca superior del río San Juan (Teatinas) ubicada aproximadamente entre 3800-4000 m.s.n.m. medida en el mes de setiembre y el escurrimiento superficial del río San Juan (Km 47) en el ciclo hidrológico correspondiente.



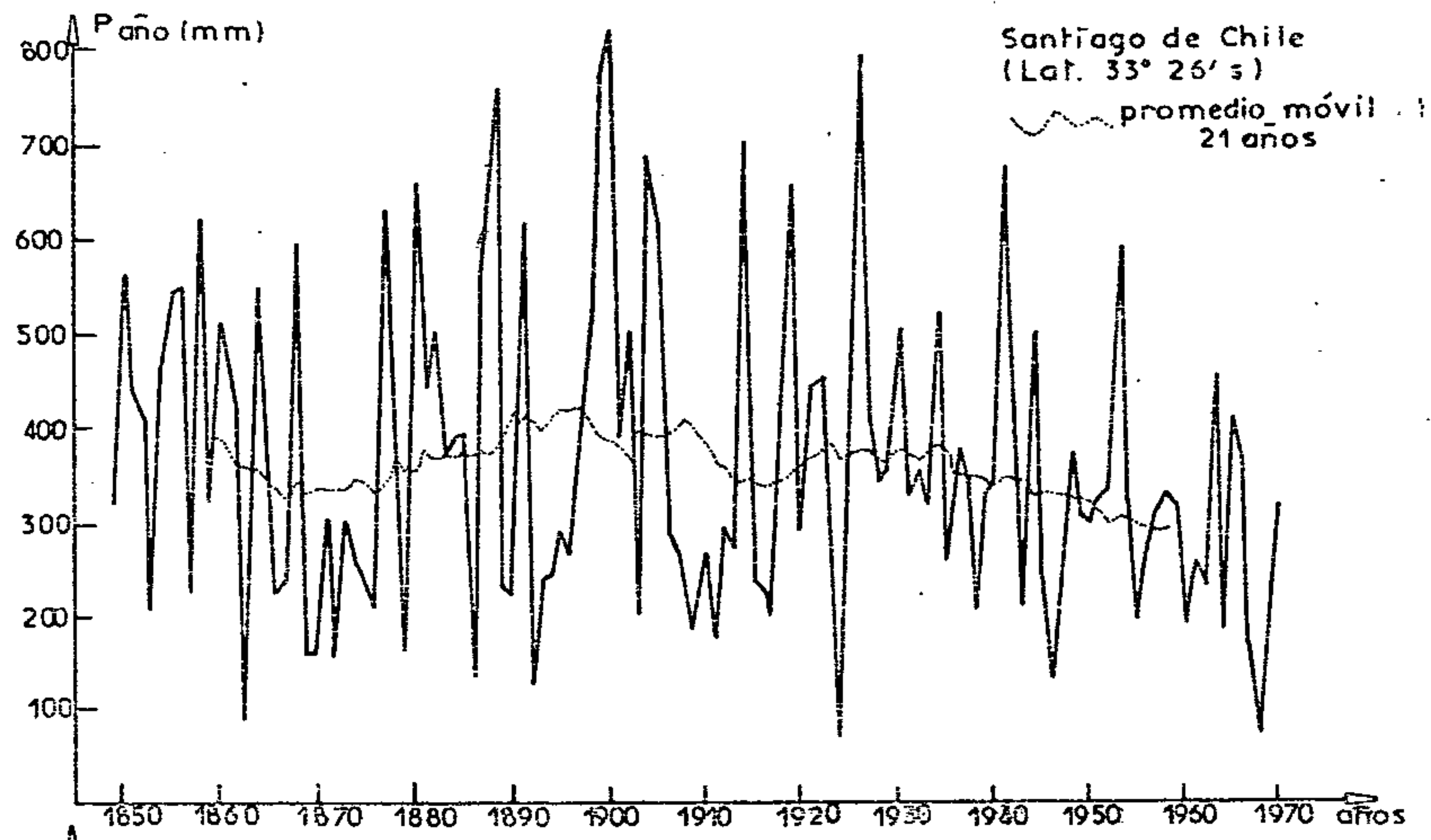
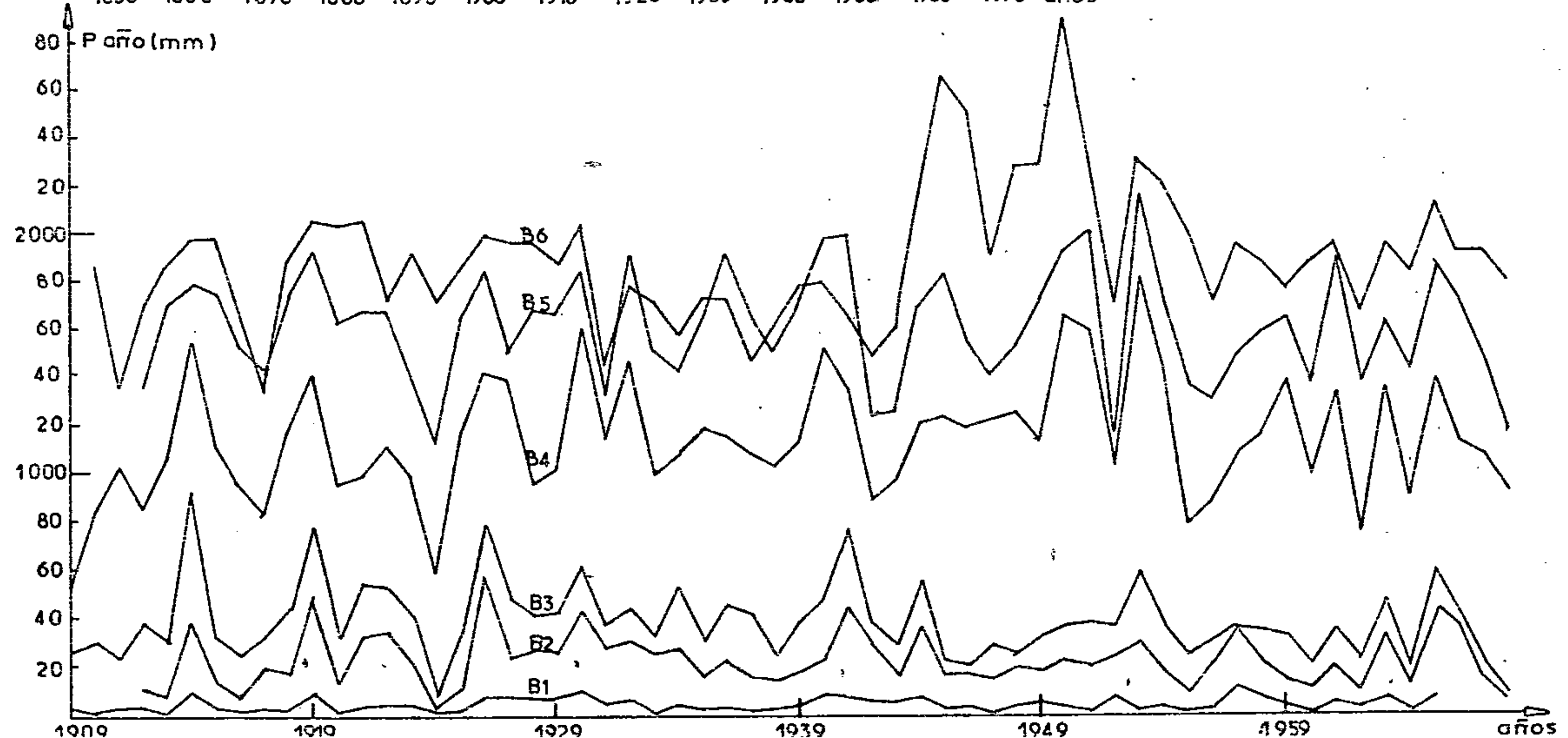


Figura 4: Tendencia al decrecimiento en las precipitaciones anuales en Santiago de Chile a la izquierda y arriba. Marcha de las precipitaciones medias anuales regionales para distintas bandas zonales en la República de Chile. (banda 1: 20° a 30° s) (banda 2: 30° a 32,5° s) (banda 3: 32,5° a 35° s) (banda 4: 35° a 37,5° s) (banda 5: 37,5° a 40° s) (banda 6: 40° a 42,5° s) Esto se representa en la figura de abajo



- a ) relación lineal 1909 - 10/1977-78
- b<sub>0</sub>) relac. cuadrática 1909 - 10/1977-78
- b<sub>1</sub>) relac. cuadrática 1909 - 10/1943-44
- b<sub>2</sub>) relac. cuadrática 1944 - 45/1977-78

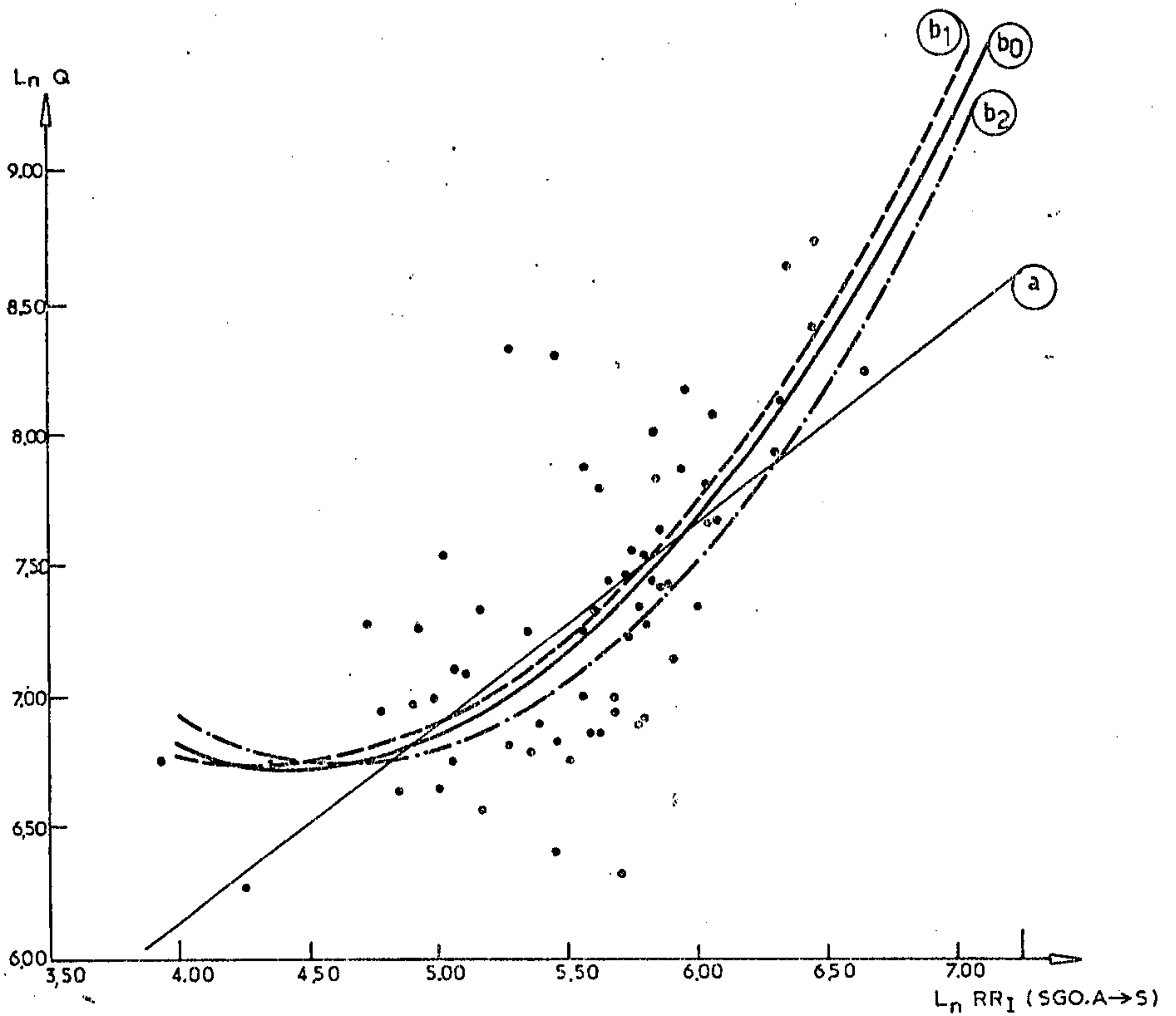


Figura 5: Vinculaciones entre la precipitación acumulada de abril a setiembre en Santiago de Chile con el escurrimiento superficial del río San Juan (La Puntilla) en la República Argentina



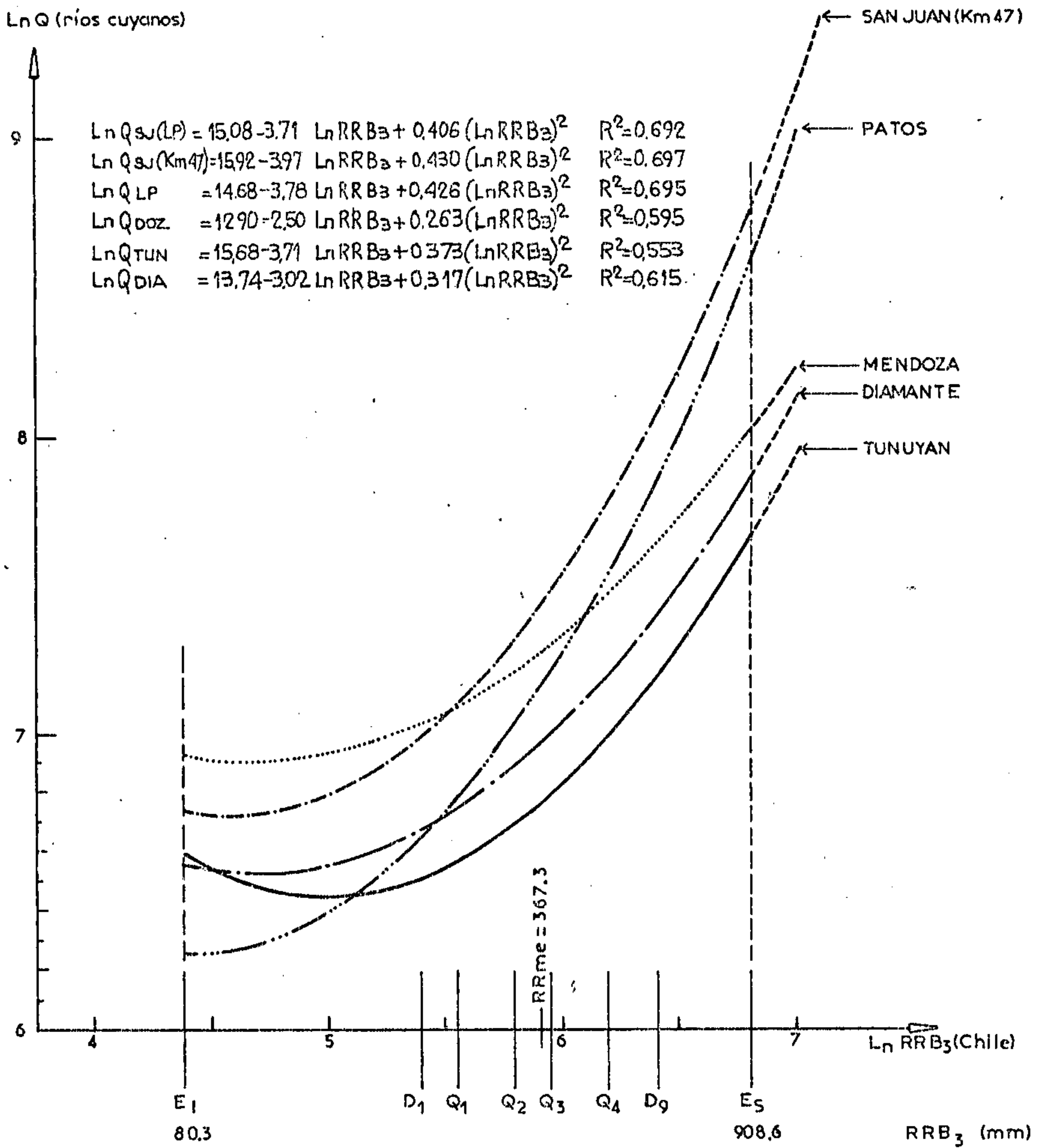


Figura 6: Ajustes cuadráticos entre la precipitación regional en la República de Chile, correspondientes a la banda 3, definidas en la figura 4, y ríos andinos de la zona central.

Figura 7: Varianza no explicada de Q (t) río San Juan con RR(t) (abril a setiembre) de Santiago de Chile y relación lineal

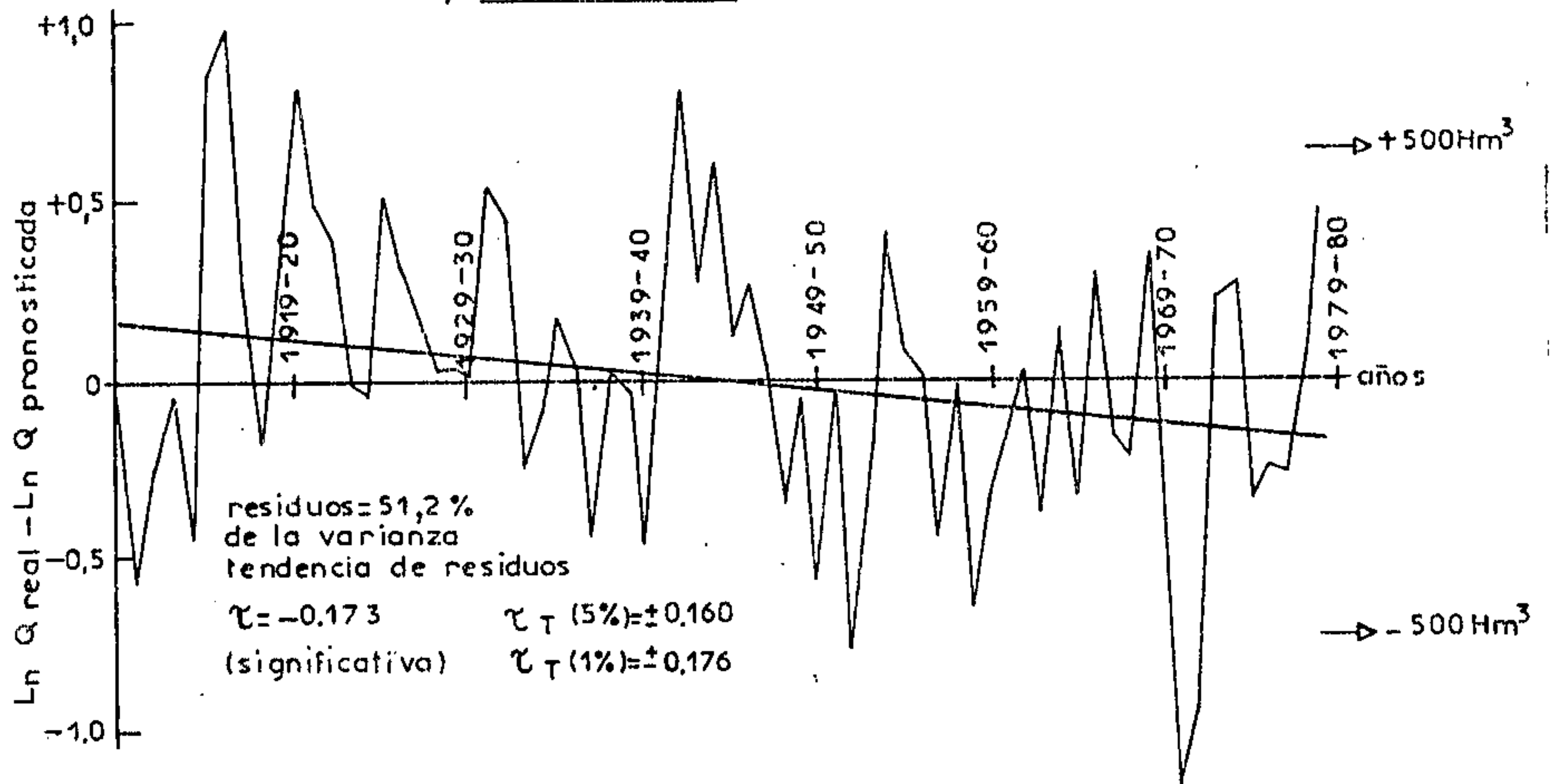
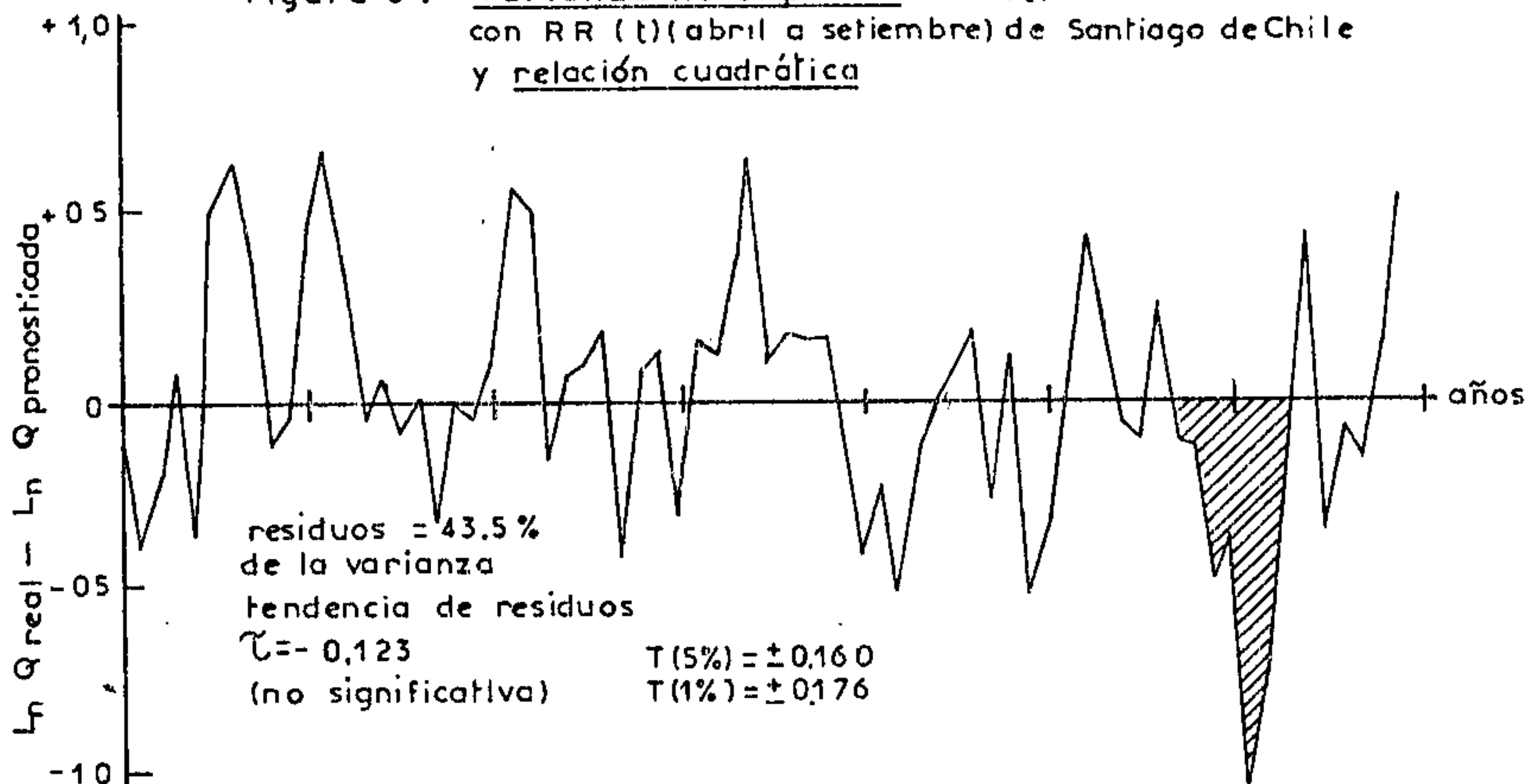


Figura 8: Varianza no explicada de Q(t) río San Juan con RR (t) (abril a setiembre) de Santiago de Chile y relación cuadrática



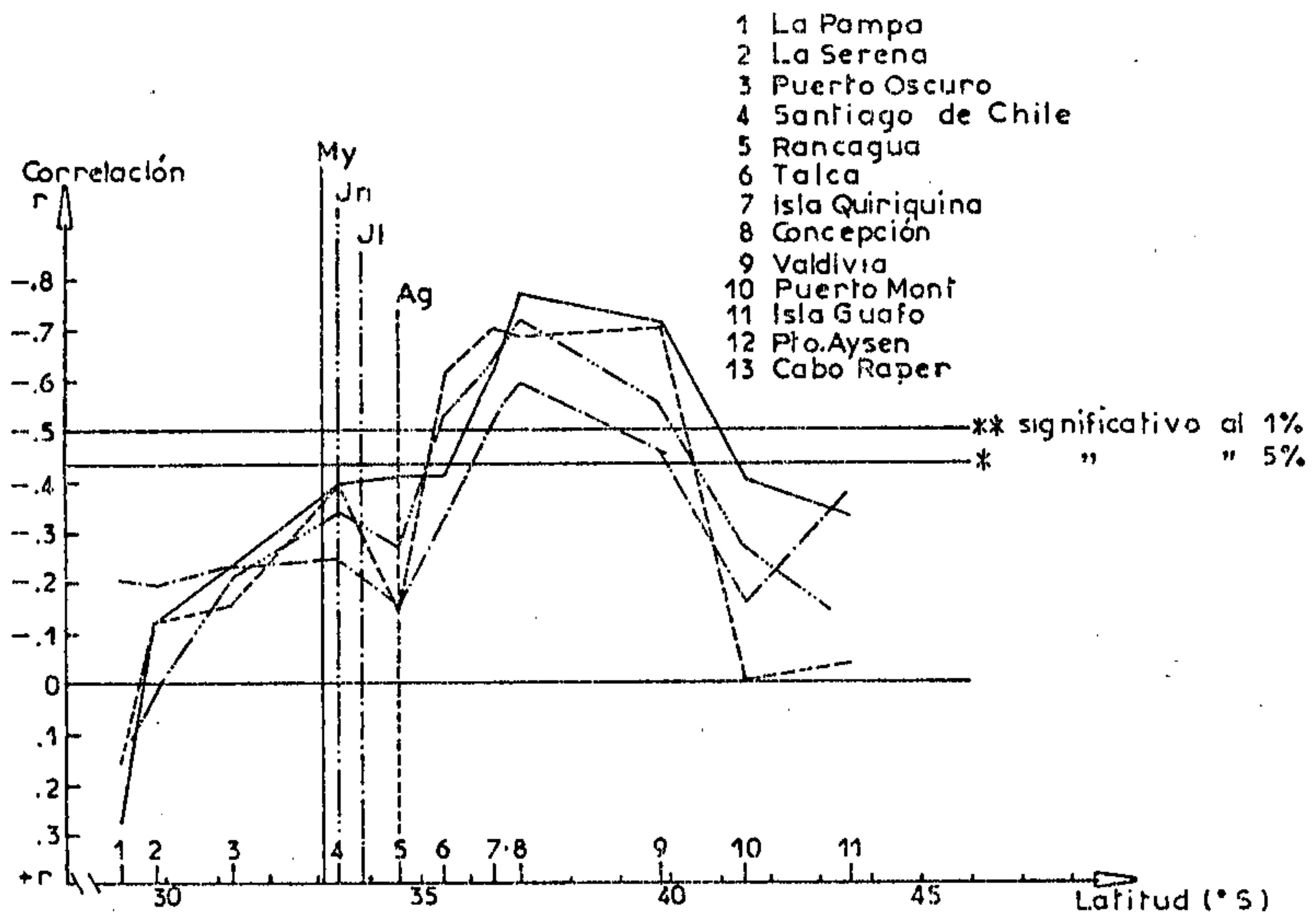


Figura 9: Correlaciones entre las posiciones temporales del anticiclón subtropical semipermanente del Pacífico sur, sobre la costa de Chile en meses seleccionados y las precipitaciones caídas en diferentes localidades en la banda 29°-45°, para el periodo 1931-60. En la precipitación se usó  $\ln(RR+0,1)$

RELACION ENTRE ICZC e ICZA      ICZC = 386 - 0,26 ICZA  
 $r = 0,528 (xx)$   
 N = 40

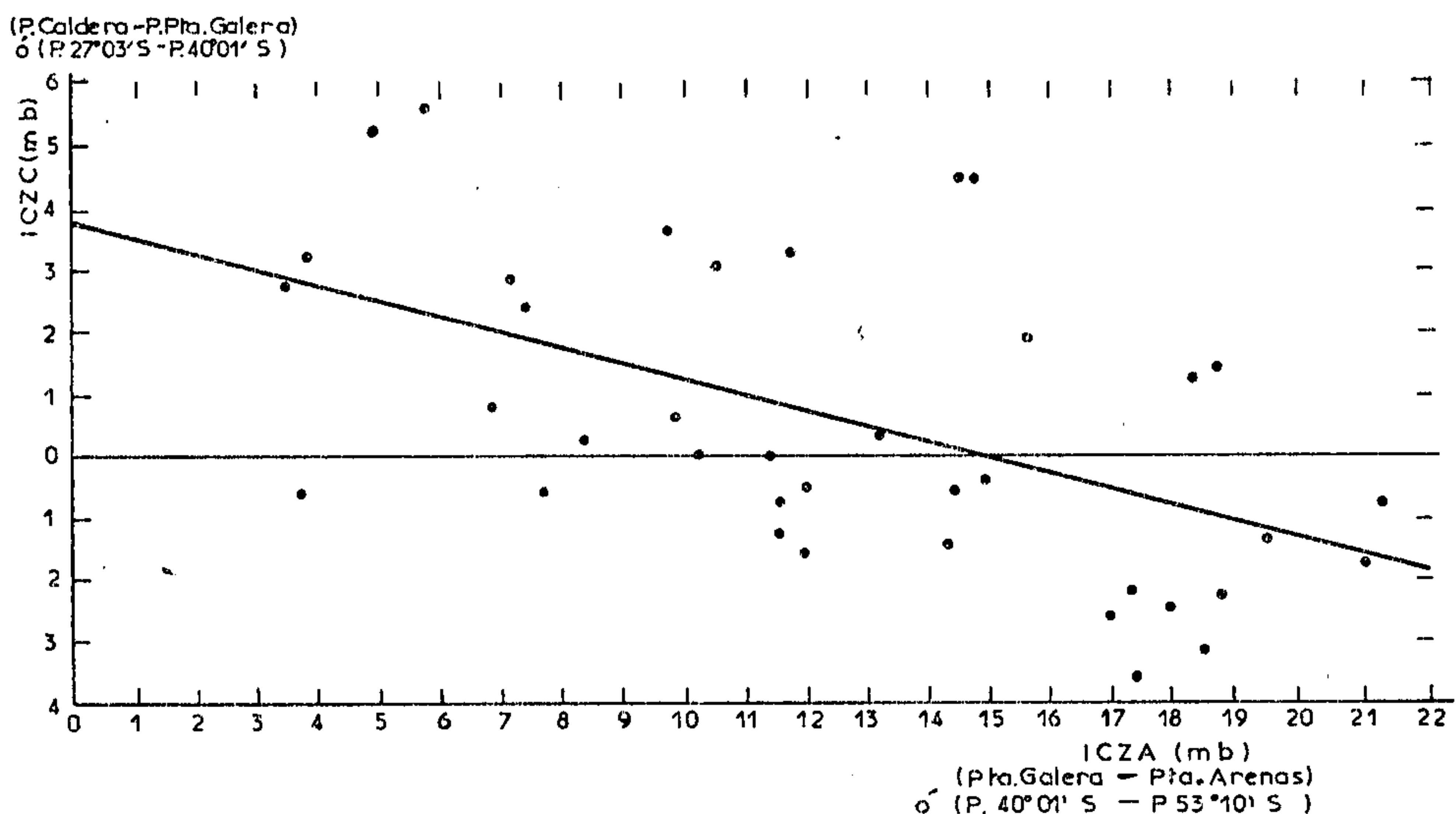


Figura 10: Vinculación lineal entre el índice de circulación zonal austral (ICZA) y el índice de circulación zonal central (ICZC), analizados en la costa de Chile

Indices de circulación usados

ICZA=PPP(1) - PPP(2)  
 ICZC=PPP(3) - PPP(1)  
 ICT =PPP(4) - PPP(5)

Correlaciones con ICZA (julio)

RIOS	"r"
Jáchal	-0,457 (xx)
San Juan	-0,497 (xx)
Mendoza	-0,414 (xx)
Tunuyán	-0,330 (x)
Diamante	-0,311 (x)
Atuel	-0,358 (x)
Neuquén	-0,063
Limay	-0,050

Correlaciones entre ICZC con los escurrimientos del río San Juan

Meses May. Jun. Jul. Ago. I ICZCm  
 "r" .277 .170 .398(x) .286 .468(xx) .590(xx)

$R^2$  ICZCmax./Vs QSU = 0,348

Vinculación entre ICZC con ICT

ICZC = 2,68 + 0,66 ICT  $r=0,637$  (x)  
 N=32

Contingencia entre ICT con RR (Puente del Inca)

	m.i. ΔPPP	M. ΔPPP	Total
MRR	9	18	27
miRR	20	11	31
Total	29	29	58

$\chi^2 = 4,43$  significativamente no aleatoria al 95%.

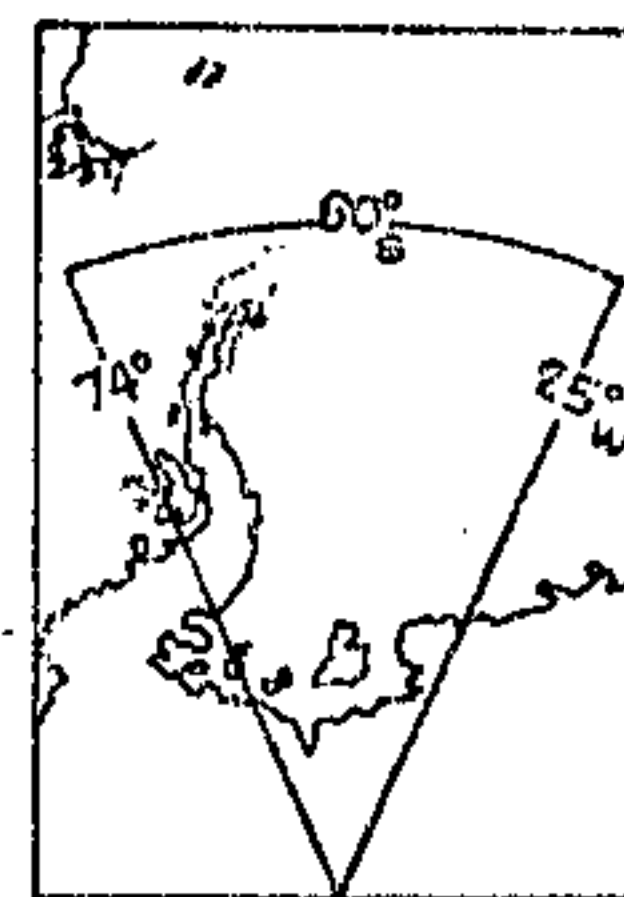
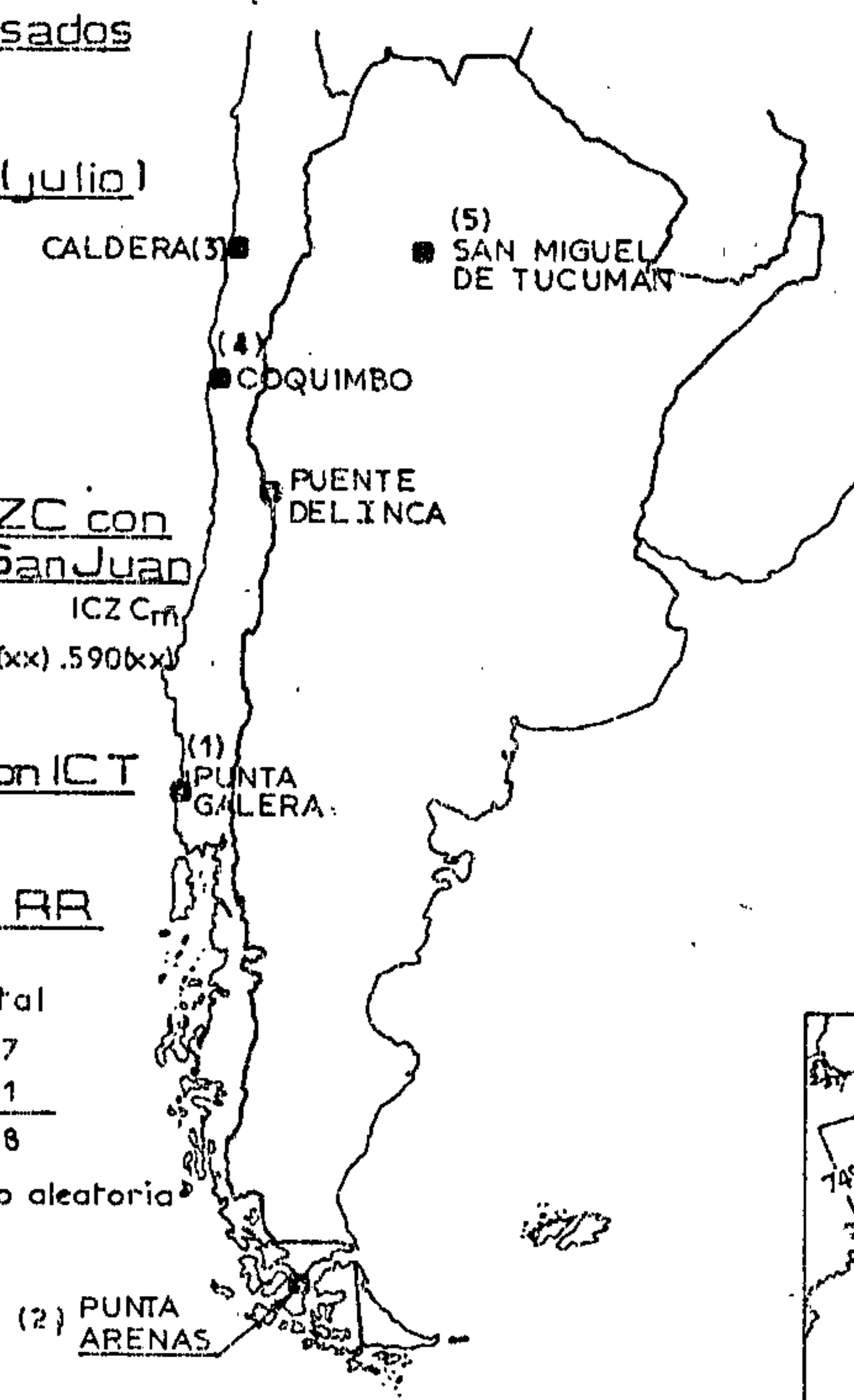


Figura 11: Algunas relaciones entre diversos índices de actividad atmosférica con precipitación y escurrimientos de la zona andina