

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERIA HIDRAULICA

XI CONGRESO CHILENO

IMPACTO DE LA VARIABILIDAD DE LA LINEA DE NIEVE
EN CRECIDAS INVERNALES EN CUENCAS
PLUVIO-NIVALES DE CHILE CENTRAL.

RENE GARREAUD SALAZAR

R E S U M E N

El área aportante efectiva (A_p), durante tormentas invernales, es una variable de principal importancia en la magnitud de las crecidas en cuencas pluvio-nivales. La ocurrencia de crecidas de gran magnitud asociadas a lluvias de moderada intensidad en cuencas andinas de Chile central, en los últimos años, ha incrementado el interés por incluir el efecto de la variabilidad de A_p en los métodos indirectos de cálculo de crecidas.

El área aportante, durante episodios de precipitación, puede ser estimada en base a la altura de la línea de nieve (H_{LN}) y la curva hipsométrica de la cuenca. En este trabajo H_{LN} es obtenida por medio de una corrección de la altura de la isoterma 0°C (H_0) medida por el radiosonda de Quintero. Empleando este método y valores diarios de H_0 entre 1958 y 1986, se entregan resultados estadísticos de la altura de la línea de nieve: distribución de frecuencias y períodos de retomo de eventos extremos.

La sensibilidad de la forzante pluviométrica (en términos de volumen de agua disponible durante la crecida) a cambios en H_{LN} es determinada en las cuencas precordilleranas de los ríos Aconcagua, Malpo, Cachapoal y Tinguiririca. En estas cuencas, la distribución del área con la altura y el incremento de la precipitación en la ladera andina producen un aumento de la precipitación total sobre la cuenca del orden de 1.5 veces por cada kilómetro de altura. La modificación de esta relación por efecto de la cobertura nival precedente es analizada en forma preliminar, estableciéndose que, en general, la falta de nieve en la cuenca corresponde a la situación más desfavorable.

Ingeniero Civil, Magister en Geofísica. Grupo de Meteorología, Departamento de Geofísica. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.

1. Presentación.

El área aportante pluvial (A_p) efectiva durante tormentas pluviales, es una variable de especial importancia en la magnitud de las crecidas en cuencas pluvio-nivales, existiendo una relación al menos proporcional entre A_p y el volumen de escorrentía directa, como también con el caudal máximo. Su incorporación al cálculo de crecidas por métodos indirectos agrega una complejidad adicional, pero parece necesaria para la obtención de resultados más realistas y confiables (Seguel y Stowhas, 1985; Verni y Bobenieth, 1987; Garreaud, 1993). Para estos efectos se recurre al uso de la línea de nieve, la cual limita los sectores con precipitación líquida y sólida, y cuya altura (H_{LN}) puede considerarse uniforme en una región. Esta altura ha sido tradicionalmente estimada por medio de la temperatura del aire en superficie (Seguel y Stowhas, 1985, US Corps of Engineers, 1956, Escobar y Vidal, 1992). En forma alternativa Garreaud (1992) ha propuesto el uso de los perfiles de temperatura medidos por el radiosonda de Quintero para obtener la altura de la isoterma 0°C , y de esa manera determinar la altura de la línea de nieve en la zona central del país.

Mediante la serie de tiempo de la isoterma 0°C , entre los años 1958 y 1986, y la metodología antes descrita, se complementan los resultados estadísticos establecidos por Garreaud (1992), en especial los referentes a las probabilidades de excedencia de los valores extremos, lo cual constituye un primer objetivo de este trabajo (sección 3). Un segundo objetivo corresponde a establecer el grado de sensibilidad de la respuesta fluviométrica de las subcuencas andinas de los ríos Aconcagua, Maipo, Cachapoal y Tinguiririca frente a variaciones de la línea de nieve (sección 4), por medio del concepto de precipitación total sobre la cuenca. La modificación de esta relación al considerar la nieve precedente en la cuenca es analizada en forma preliminar.

2. Antecedentes preliminares.

2.1 Cuencas seleccionadas y curvas hipsométricas.

Las crecidas invernales en la zona central del país (entre los 32° y 35° de latitud sur) parecen las más sensibles a la variación de la línea de nieve, puesto que las tormentas pueden ocasionar episodios de intensa precipitación sobre la región y las cuencas andinas presentan elevaciones considerables. Por esta razón se ha concentrado el análisis en las cuencas precordilleranas y cordilleranas de los ríos Aconcagua, Maipo, Cachapoal y Tinguiririca. Las estaciones

fluviométricas (tabla 1) que definen las cuencas se ubican alineadas en dirección norte-sur (aproximadamente a 70.6° W) en los primeros contrafuertes de la cordillera de los Andes.

Tabla 1: Características generales de las cuencas y estaciones fluviométricas.

Estación Fluviométrica	Código	Area [Km ²]	Lat. [°S]	Lon. [°W]	Altura [msnm]
Aconcagua en Chacabucquito	ACO	2097	32.8	70.6	1030
Maipo en el Manzano	MMA	4957	33.6	70.4	850
Cachapoal en Puente Termas	CPT	2367	34.3	70.6	710
Tinguiririca Bajo los Briones	TBB	1435	34.5	70.8	518

Las cuencas presentan una suave variación del área con la altura, lo que hace posible el uso de polinomios de grado 2 y 3 para realizar un ajuste a las curvas hipsométricas medidas, de la forma:

$$A(h) = c_0 + c_1 * h + c_2 * h^2 + c_3 * h^3 \quad (1)$$

sujeto a $A(h_0) = 0$ y $A(h_x) = A_T$, donde $A(h)$ corresponde al área de la cuenca bajo la altura h , A_T es el área total de la cuenca, y h_0 y h_x son la altura de la estación y la altura máxima de la cuenca, respectivamente. Para realizar una comparación entre la variación del área a distintas alturas, en la figura 1 se presentan las curvas hipsométricas de las cuatro cuencas (expresadas como porcentaje del área total en función de la altura sobre la estación de control). Puede observarse que entre los 1500 y 4000 metros las cuencas presentan un aumento similar y pronunciado del área, del orden del 30% por cada kilómetro de altura, en tanto cerca de la mitad del área total de cada cuenca se encuentra sobre los 3000 msnm.

2.2 Variación de la precipitación con la altura.

Diversos estudios han documentado el aumento de la precipitación con la altura en la vertiente occidental de la cordillera de los Andes. Ello se debe básicamente al ascenso forzado del flujo troposférico sobre la ladera andina. Mediante el uso de modelos de simulación de la precipitación orográfica, Aguirre (1993) encuentra un aumento lineal de la precipitación con la altura, con gradientes verticales del orden de los 35 mm/km (para precipitación diaria, en un corte transversal a los 33°S). En forma empírica, es difícil determinar esta variación en la ladera

andina, puesto que los datos observados están afectados por la ubicación y exposición de la estación, factores que a nivel diario o de tormentas pueden ser elementos de significativa importancia. En este trabajo se ha supuesto una variación lineal de la precipitación con la altura de la cordillera de los Andes, de la forma:

$$P(h) = P(h_0) + \beta * (h - h_0) \quad (2)$$

donde $P(h)$ es la precipitación a una altura h , h_0 es la altura de la estación base y β el gradiente vertical de la precipitación sobre la ladera andina. El valor β se ha calculado como la variación con la altura de las precipitaciones máximas en 24 horas (P_{24}), para distintos períodos de retorno, los que se presentan en la tabla 2. Los valores de P_{24} se obtuvieron en un total de 13 estaciones pluviométricas (fuente: BF, 1989), ubicadas en las cuencas de los ríos Aconcagua (estación base Los Andes), Maipo (estación base La Obra) y Cachapoal (estación base Coya). En la cuenca de río Tinguiririca no existen estaciones pluviométricas sobre los 1500 msnm, adoptándose los resultados de la cuenca del Cachapoal. Esta variación corresponde a la situación más desfavorable, puesto que implica la ocurrencia simultánea de eventos extremos. No obstante, como se discute en la sección 4, la variación del parámetro β en el rango determinado (10-60 mm/Km) tiene un efecto de segundo orden en la precipitación total sobre las cuencas.

Tabla 2. β : gradientes verticales de precipitación diaria [mm/km] en las distintas cuencas.

Período de Retorno	ACO	MMA	CPT y TBB
5 años	43	10	18
10 años	47	23	26
20 años	51	30	32
50 años	57	51	43
100 años	60	60	50
$r^2 (\beta/P_{24})$	0.89	0.83	0.95

En la tabla 2 también se ha incluido el cuadrado del coeficiente de correlación entre β y P_{24} en la estación base, el cual revela una alta dependencia entre el incremento con la altura de la precipitación y el valor de ésta, en concordancia con las estimaciones de Aceituno et al (1988) para tormentas en la cuenca del río Aconcagua.

3. Estimación de la línea de nieve y resultados estadísticos.

Para la obtención de la altura de la línea de nieve (H_{LN}) se ha empleado la metodología propuesta en Garreaud (1992), que consiste simplemente en una corrección (H_0) de la altura de la isoterma 0°C (H_0), interpolada esta última del perfil térmico medido por el radiosonda de Quintero (32.8°S , 71.5°W). Este método aventaja a la estimación tradicional (en base a temperaturas en superficie) en requerimientos de información, y el valor calculado ($H_{LN}=H_0-H_0$) puede considerarse representativo para la zona central del país.

El valor de la corrección H_0 adoptado en este trabajo está dado por $H_0=T_u/\gamma$, donde T_u corresponde a la temperatura umbral del aire entre precipitación líquida y sólida. La variación vertical de la temperatura (γ) se considera de tipo adiabático saturado, con $\gamma=\gamma_s=5.8^\circ\text{C}/\text{km}^1$. Con valores de T_u entre 1° y 2°C (US Corps of Engineers, 1956) resulta $H_0=300$ metros, de manera que la altura de la línea de nieves en Chile central, durante días con precipitación, queda definida como $H_{LN}=H_0-300$, con H_0 el valor mínimo² de la altura de la isoterma 0°C entre las observaciones del radiosonda de Quintero a las 08 y 20 hora local (valores en msnm).

Empleando el método anterior y los valores diarios de H_0 durante los meses de invierno (Mayo-Septiembre) entre 1958 y 1986, se han explorado algunos aspectos estadísticos de la línea de nieve durante tormentas. En la selección de episodios de precipitación en Chile central se consideró un umbral de 5 mm/día en las estaciones Quinta Normal (Santiago) y La Flúina (precordillera de San Fernando). Para cada una de las 253 tormentas pluviales seleccionadas se determinó el valor mínimo, medio (promedio simple) y máximo de la altura de la isoterma 0°C . La evolución más frecuente de H_0 durante un episodio de lluvia corresponde a una disminución gradual (masa prefrontal cálida seguida por una irrupción posfrontal fría); aunque la mayoría de los episodios tienen duraciones de 1 a 2 días, de manera que los valores mínimos, medios y máximos tienden a coincidir. La estadística básica se presenta en la tabla 3, en tanto en la figura 2 se muestran las curvas de frecuencia acumulada.

¹ Esta condición fue verificada calculando los gradientes verticales reales en 90 días con precipitación en Chile central, los que muestran una buena correspondencia con el valor teórico.

²Debido al carácter dinámico de los episodios de precipitación, H_0 presenta variaciones en el rango de las horas, de manera que el uso de H_0 mínimo como valor diario, es sólo una simplificación (físicamente razonable).

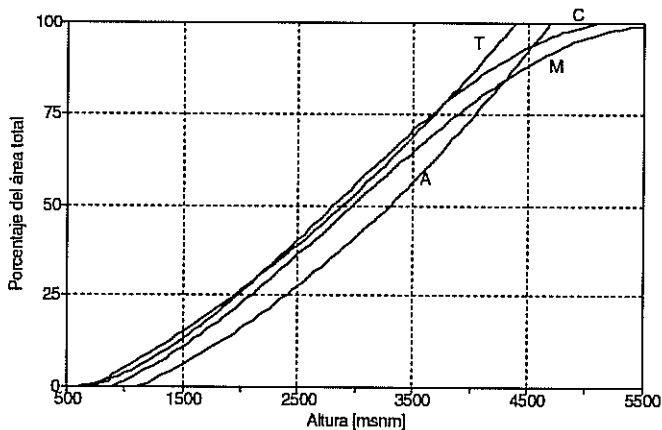


Figura 1: Curvas hipsométricas ajustadas (como porcentaje del área total) para las cuencas Aconcagua en Chacabuquito (A), Maipo en el Manzano (M), Cachapoal en Puente Termas (C) y Tinguiririca en Bajo los Briones (T). Características de las cuencas se presentan en la tabla 1.

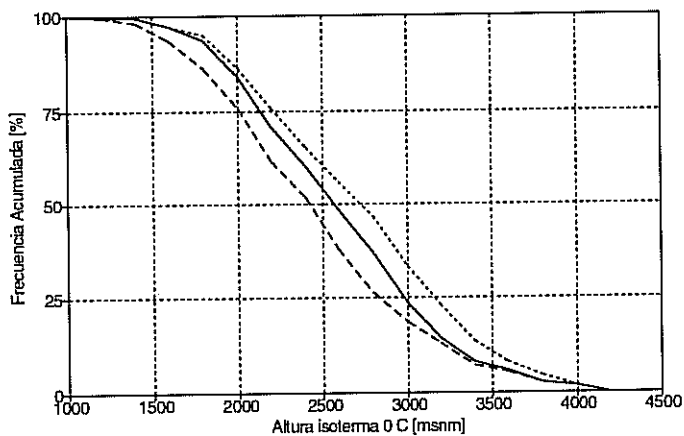


Figura 2: Curvas de frecuencia acumulada de la altura de la isoterma 0°C (obtenida del radiosonda de Quintero) durante episodios de lluvia en Chile central (N=253). Línea sólida: valores medios durante tormentas, línea punteada: valores máximos durante tormentas, línea segmentada: valores mínimos durante tormentas.

Tabla 3. Estadística básica de la altura [msnm] de la isoterma 0°C (253 episodios).

Parámetro	H ₀ máximo	H ₀ medio	H ₀ mínimo
Promedio	2612	2390	2290
Desv. estándar	608	577	613
máximo	3960	3690	3960
mínimo	1010	1003	989
moda	2702	2510	2450

El valor medio muestral de H₀ no difiere en forma significativa entre las series máximas, medias o mínimas, e indica ubicaciones promedio de la línea de nieve en torno a los 2100 msnm, asociada, en las cuatro cuencas consideradas, a un área aportante pluvial no superior al 30% del total. La altura H_{0m} (promedios de tormentas) tiene una distribución aproximadamente uniforme entre los 1800 y 3200 msnm, rango que concentra cerca del 80% de las ocurrencias, en tanto los valores extremos definidos por el 10% inferior y superior de la muestra corresponden a H_{0m}≤1700 msnm y H_{0m}≥3500 msnm, respectivamente.

La recurrencia de los valores extremos de H₀ (menor valor diario) fue analizada mediante las series de máximos anuales para los valores diarios y medios de tormentas entre 1958 y 1986 (29 años). Adicionalmente se determinó la serie de máximos anuales para el mayor valor diario de H₀, lo que corresponde al caso más desfavorable. Estos resultados se muestran en la figura 3. La similitud entre las curvas para valores diarios y medios de tormentas indica que los eventos extremos presentan mayoritariamente duraciones de 1 a 2 días. Tampoco existen marcadas diferencias entre la serie de H₀ y H_{0max}, de manera que en los eventos extremos los dos valores diarios de H₀ no difieren en forma significativa (siendo más representativo el valor mínimo). En los tres casos, el rasgo más conspicuo lo constituye el comportamiento asintótico de los valores con períodos de retorno superior a 10 años, con un valor cercano a los 4000 msnm para T>20 años. Lo anterior parece ser consecuencia de dos restricciones físicas asociadas al carácter frontal de la precipitación en Chile central: el grado de inestabilidad troposférica y la temperatura máxima a nivel del mar. Límites razonables de estas variables γ-5°C/km y T₀-20°C producen un valor extremo de H₀-4000 msnm, en concordancia con el resultado estadístico. También es importante notar que 7 de los 10 eventos con T>3 años ocurren durante el mes de mayo, en acuerdo con Garreaud (1992) donde se reporta que en las tormentas de otoño (Abril-Mayo) la altura de la isoterma 0°C es significativamente superior al resto del período invernal.

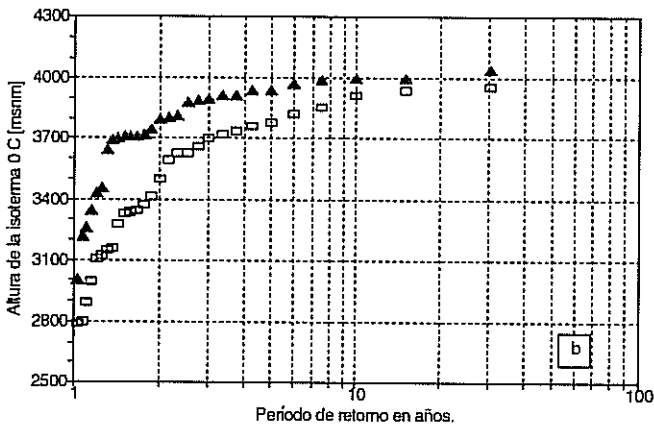
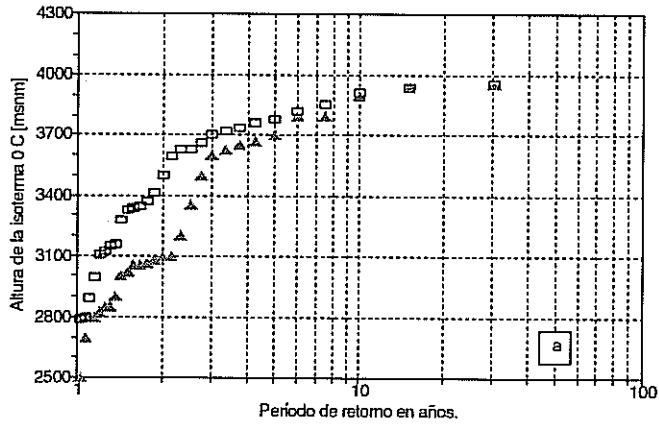


Figura 3. a: Período de retorno de la altura de la isoterma 0°C (valor mínimo diario) durante días con precipitación (rectángulos vacíos) y altura de la isoterma 0°C promedio durante tormentas (triángulos) en Chile central. b: Período de retorno de la altura de la isoterma 0°C durante días con precipitación en Chile central; valor mínimo diario: rectángulos vacíos, valor máximo diario: triángulos.

4. Impacto de la variabilidad de H_{LN} en la magnitud de las crecidas.

4.1 Cuenca sin cobertura nival precedente.

El efecto de las variaciones de la línea de nieve en la magnitud de las crecidas se estudia mediante la dependencia funcional de la precipitación total diaria sobre la cuenca y H_{LN} . Para una cuenca sin cobertura nival precedente, la fracción pluvial de la precipitación total corresponde al volumen de agua disponible, parte de la cual infiltra y la restante genera escorrentía directa. Formalmente, el volumen disponible a nivel diario (VD) depende del área considerada (a su vez función de la altura), y para una precipitación media diaria de magnitud p , corresponde a:

$$VD = \int_0^n p \cdot ds = \sum_{k=1}^4 B_k \cdot (h^k - h_{min}^k) \quad (3)$$

donde la última igualdad se obtiene de incorporar las dependencias de la precipitación y el área con la altura expresadas a través de las ecuaciones (1) y (2); h es la altura sobre la estación de control, h_{min} es la altura de la estación de control y los B_k dependen de las curvas hipsométricas y el período de retorno considerado. Para facilitar la comparación de los resultados se han normalizado los $VD(h)$ por los valores de VD para H_{LN} medio, los que se consignan en la tabla 4, empleando la variable adimensional $r(H_{LN}) = VD(H_{LN})/VD(2100)$.

Tabla 4. Volumen disponible [10^9 m^3] para $H_{LN}=2100 \text{ msnm}$, en las cuatro cuencas.

T [años]	ACO	MAI	CPT	TBB
10	48.5	154.5	94.1	64.2
50	64.1	215.2	126.9	87.5
100	71.4	238.2	140.3	96.3

En la figura 4 se presentan, para las cuatro cuencas, las curvas $r(H_{LN})$ para períodos de retorno de 10, 50 y 100 años (distintos valores de β), junto a la variación que resulta con $\beta=0$ (precipitación uniforme). La incorporación de un gradiente vertical de precipitación mayor que cero produce diferencias importantes con el caso $\beta=0$, pero dentro del rango de β considerado (entre 10 y 60 mm/km) las diferencias son pequeñas.

Las cuatro cuencas presentan una fuerte sensibilidad frente a cambios en la altura de la línea de nieve. Para $H_{LN}=2900 \text{ msnm}$ (límite superior del rango de distribución uniforme) el volumen

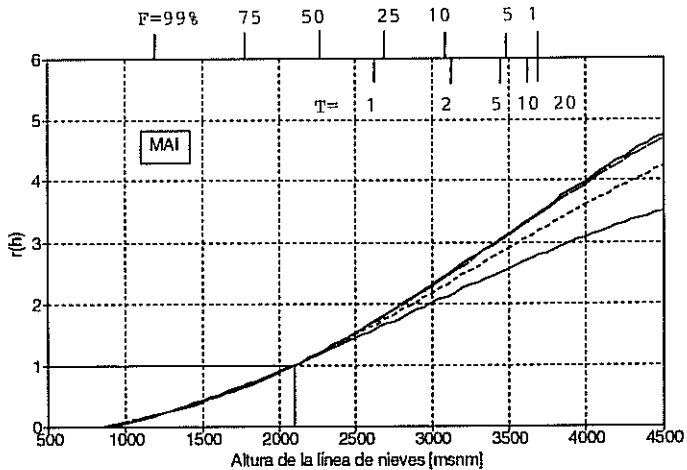
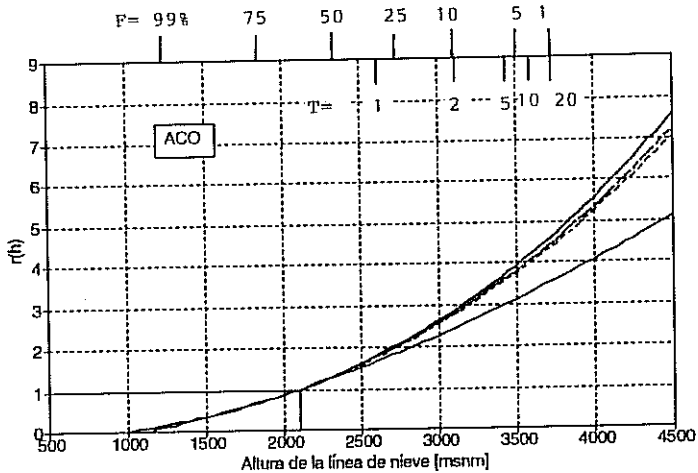


Figura 4: Variable adimensional $r(h)=VD(h)/VD(2100)$ para las cuencas Aconcagua en Chacabuculto (ACO) y Maipo en el Manzano (MAI). Curva sólida inferior: variación para $\beta=0$, curva sólida superior: $\beta(100)$ años; curva punteada: $\beta(10)$ años; curva segmentada: $\beta(50)$ años. Escala horizontal superior indica la frecuencia acumulada (F) y período de retorno en años (T) para la altura de la línea de nieve.

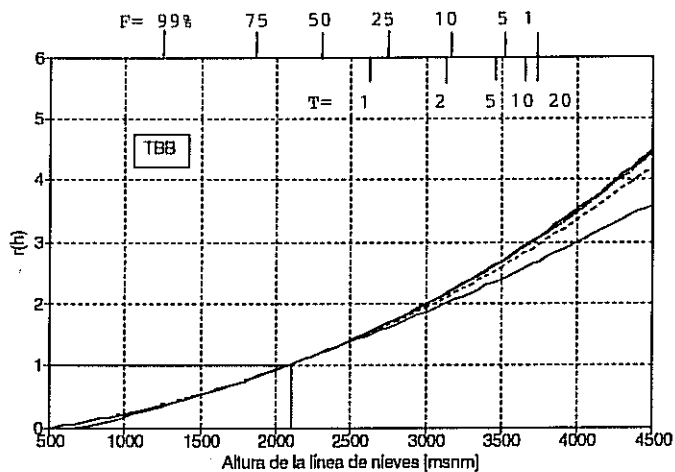
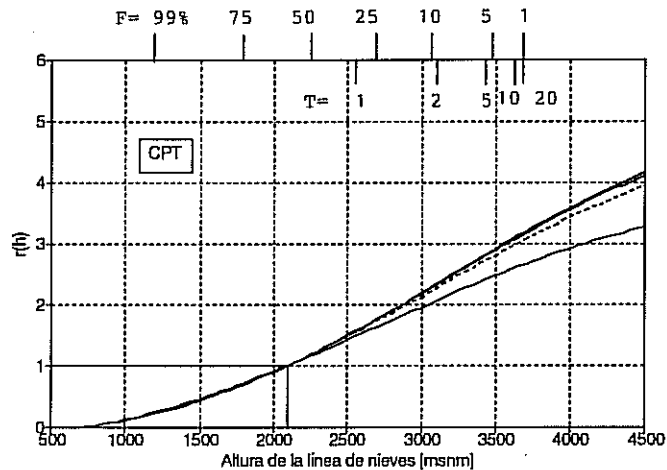


Figura 4 (continuación): Variable adimensional $r(h)=VD(h)/VD(2100)$ para las cuencas Cachapoal en Puente Termas (CPT) y Tinguirica en Bajo los Briones (TBB). Curva sólida inferior: variación para $\beta=0$, curva sólida superior: $\beta(100)$ años; curva punteada: $\beta(10)$ años; curva segmentada: $\beta(50)$ años. Escala horizontal superior indica la frecuencia acumulada (F) y período de retorno en años (T) para la altura de la línea de nieve.

disponible aumenta en un factor 2.5 en la cuenca del río Aconcagua y en un factor 2.0 en las cuencas restantes, en tanto para $H_{LN}=3700$ msnm (valor para $T>10$ años), la respuesta se incrementa en factores entre 3 a 4. En las cuencas seleccionadas la sensibilidad decrece de norte a sur, siendo máxima en el río Aconcagua y mínima en el Tinguiririca, aunque los resultados obtenidos son de similares magnitudes, con $\partial r/\partial h=1.5 \text{ Km}^{-1}$.

4.2 Cuenca con cobertura nival precedente: resultados preliminares.

La incorporación del efecto de la nieve precedente en la cuenca agrega una importante complejidad al análisis probabilístico, pues aparecen dos nuevas variables aleatorias: la altura de la línea de nieves precedente (H_p) y sus características (espesor del manto, densidad, capacidad de retención de agua, temperatura, etc). Sin embargo su incorporación parece ser determinante en la obtención de resultados más realistas.

El problema de la altura de la línea de nieves precedente ha sido abordado mediante la distribución de frecuencias de H_p , medida por la DGA en el Cerro Negro, Alto los Leones y Nevado del Plomo durante el período Invernal, entre 1974 y 1989, la cual se muestra en la figura 5 junto a la distribución de H_{LN} . La distribución de H_p es aproximadamente uniforme entre los 17500 y 3000 msnm (80% de las observaciones), y tiene un valor medio de 2400 msnm.

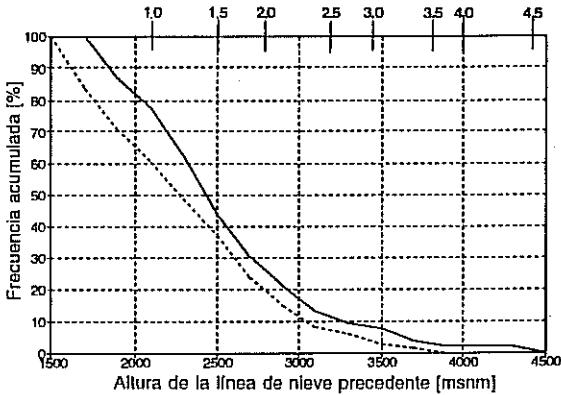


Figura 5: Distribución de frecuencia acumulada de H_p en Chile central (línea continua). Línea segmentada: distribución de frecuencias acumulada de H_{LN} . Escala horizontal superior indica, para un valor de H_p o su frecuencia, el valor máximo de $r(h)$ en caso de retención total de la lluvia en la nieve, para la cuenca Maipo en el Manzano y considerando $\beta=50 \text{ mm/km}$.

La determinación de las características físicas de la nieve y sus probabilidades asociadas, es un problema complejo que escapa del marco de este trabajo y condiciona la respuesta del manto frente a la lluvia. Este puede variar entre los extremos de retención total hasta la percolación completa. En términos generales, la retención de agua líquida (expresada en mm/m²) de un manto nival de espesor D (mm), densidad ρ (gr/cm³), temperatura T_s (°C) y capacidad de retención de agua f (% de equivalente en agua) está dada por (US Corps of Engineers, 1956) $W_r = \rho D (T_s / 160 + f / 100)$, lo cual representa la suma del agua requerida para llevar el manto a 0°C y copar la capacidad de retención de la nieve por capilaridad. Por otro lado a la precipitación sobre la nieve se suma el derretimiento (mm/día) que puede ser expresado como (US Corps of Engineers, 1956) $M = 1.23 + 4.4 T_a (0.74 + 0.003 P)$, donde T_a (°C) es la temperatura del aire y P la precipitación diaria (mm). Los valores posibles de las variables involucradas pueden determinar $M > W_r$ o vice-versa. En particular, para las condiciones $D=1\text{m}$, $T_s=-3^\circ\text{C}$, $\rho=0.4\text{ gr/cm}^3$ y $f=5\%$ resulta $W_r=30\text{ mm}$.

Como una primera aproximación, en la figura 6 se presentan los rangos posibles de variación de $r(H_{LN})$ para probabilidades de H_p de 50%, 25% y 5%, en la cuenca del río Maipo y para $\beta=50\text{ mm/Km}$. Dado que el efecto del derretimiento es de poca importancia (no superior al 15% de la precipitación), las curvas $r(H_{LN})$ con la cuenca sin cobertura nival precedente corresponden a la situación más desfavorable en cuanto a volumen disponible durante la crecida. Por otro lado, en el caso más favorable (retención completa de la lluvia en el manto de nieve), el valor máximo de $r(H_{LN})$ ocurre para $H_{LN}=H_p$, de manera que la distribución de $r(h)_{max}$ queda condicionada por la distribución de la alturas de nieve precedente (ver figura 5).

5. Discusión y Conclusiones.

El uso de una corrección de la altura de la isoterma 0°C, medida por el radiosonda de Quintero, para estimar la altura de la línea de nieve durante tormentas en Chile central, se justifica en términos de su representatividad y requerimientos de información (Garreaud, 1992). Empleando esta metodología y los valores diarios de H_0 entre 1958 y 1986, se ha determinado la distribución de frecuencias de H_{LN} durante tormentas de invierno, la cual es aproximadamente uniforme entre los 1500 y 1900 msnm (80% de los casos), con un valor medio de 2100 msnm. El análisis de frecuencia en base a los valores máximos invernales revela un comportamiento asíntótico de la altura de la línea de nieve (valores diarios y de tormentas), con $H_{LN}=3700\text{ msnm}$ para $T>20$ años.

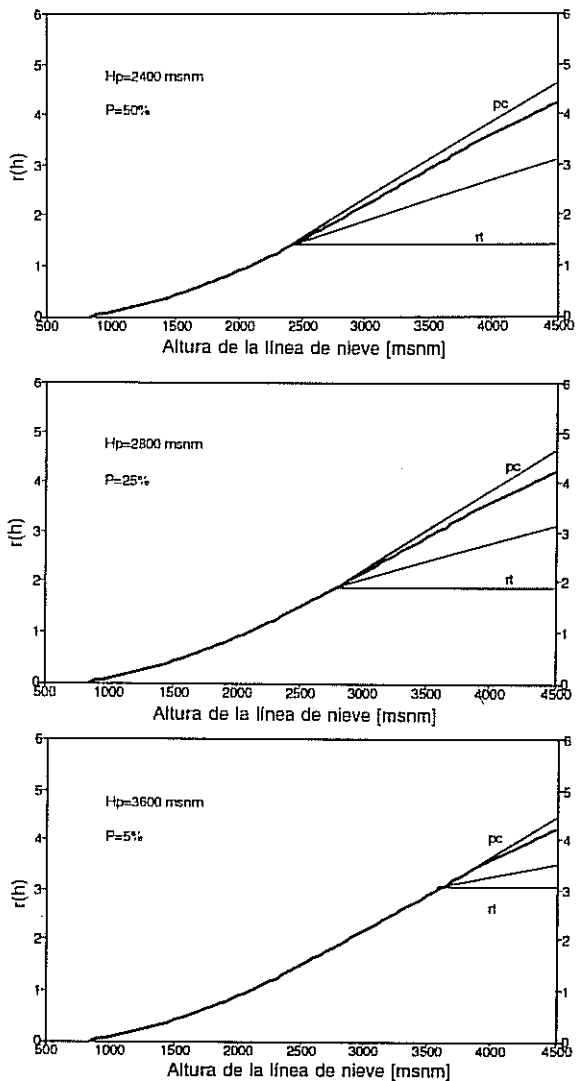


Figura 6: Efecto de la cobertura nival precedente en la relación $r(H_{LH})$ en la cuenca Malpo en el Manzano. Curva gruesa: $r(h)$ sin cobertura nival precedente y $\beta=50$ mm/Km. Curvas rt (retención total) y pc (percolación completa) corresponden a extremos posibles de $r(h)$ para ubicaciones de H_p con probabilidad 50%, 25% y 5%. Curva intermedia corresponde a situación media definida en el texto.

La distribución del área con la altura en las cuencas andinas de la zona central, produce un alto grado de sensibilidad de la respuesta fluviométrica a las variaciones de la altura de la línea de nieve, durante episodios de precipitación. El caso más desfavorable corresponde, en general, a una cuenca sin cobertura nival precedente, donde la precipitación total aumenta en un factor $\sim 1,5$ por cada 1000 metros de H_{LN} sobre su valor promedio, de manera que para $H_{LN}=3700$ msnm (valor para $T>20$ años), el volumen de agua disponible aumenta, con respecto al valor medio, entre 3 a 4 en las cuencas precordilleranas de los ríos Aconcagua, Maipo, Cachapoal y Tinguiririca. Los resultados de este estudio confirman que la incorporación de la variable independiente altura de la línea de nieve a la estimación de crecidas Invernales por métodos indirectos es de particular importancia en cuencas precordilleranas de Chile central. En aplicaciones orientadas al pronóstico de crecidas, además de la intensidad de la precipitación y área aportante pluvial, parece importante el conocimiento del área nival precedente y las condiciones del manto.

Referencias.

- Aceituno, P., J. Rutllant, P. Ulriksen y J. Vergara, 1988: 'Estudio de los aspectos meteorológicos que inciden en el régimen de explotación de la mina Sur-Sur de la División Andina'. Trabajo para el Centro de Investigación Minera y Metalúrgica (CIMM). Dpto. de Geofísica, Universidad de Chile.
- Aguirre, F., 1993: 'Desarrollo de un modelo bidimensional de precipitación orográfica con aplicación a la zona central de Chile'. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile.
- BF, Ingenieros Civiles, 1989: 'Investigación de eventos hidrometeorológicos extremos: Precipitaciones máximas en 24, 48 y 72 horas'. Ministerio de Obras Públicas. DGA.
- Corps of Engineers, US Army, 1956: 'Summary report of the snow investigation. Snow Hidrology'. North Pacific Division, Oregon, USA.
- Escobar, F. y F. Vidal, 1992: 'Experiencia sobre la determinación de la línea de nieve en cuencas de Chile central'. *Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica*, Vol 7:5-20.
- Garreaud, R., 1992: 'Estimación de la línea de nieve en cuencas andinas de Chile central'. *Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica*, Vol 7:21-32.
- Garreaud, R., 1993: 'Comportamiento atmosférico asociado a grandes crecidas hidrológicas en Chile central'. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile.
- Seguel, R. y L. Stowhas, 1985: 'Estimaciones de crecidas de diseño en cuencas mixtas nivo-pluviales'. VII Congreso de Ingeniería Hidráulica.
- Verni, F. y C. Bobenrieth, 1987: 'Influencia de la temperatura en cuencas nivo-pluviales'. VIII Congreso de Ingeniería Hidráulica.

Agradecimientos: El autor desea agradecer a Ximena Vargas y Patricio Aceituno por sus valiosos comentarios en relación a este trabajo, y al Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile por el apoyo en su realización.