

El régimen nival en cuencas andinas de Chile central

Claudio Bravo y René D. Garreaud

Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile

1. Introducción

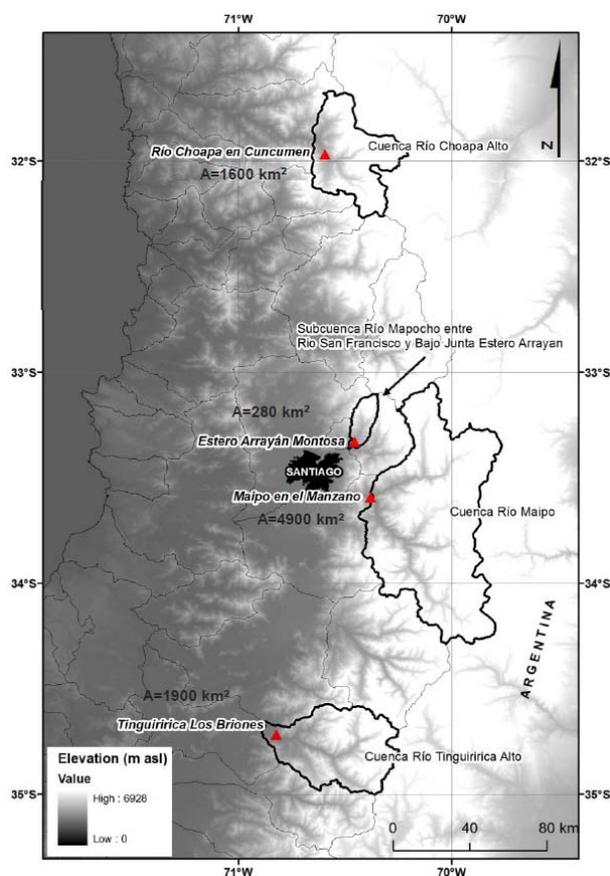
Los ríos que drenan las cuencas andinas de Chile central (30-35°S) presentan un predominante régimen nival (Cortes et al. 2011). Las tormentas de invierno son el principal (y muchas veces único) aporte de agua en esta región y producen crecidas significativas (Garreaud 1995). Sin embargo la mayor parte de la precipitación queda retenida en forma nival puesto que la altura de la línea de nieves en estas tormentas es en promedio ~2500 msnm (Garreaud 1992) en tanto la cordillera alcanza sobre los 5000 msnm. La ausencia de precipitaciones importantes después de Septiembre y el aumento de energía disponible durante primavera promueven el derretimiento del manto nival generando un máximo de caudales alrededor de fines de Diciembre. Existe vacíos importantes en nuestro conocimiento del régimen nival y los procesos de deshielo que lo controlan. ¿Cuál es la contribución del derretimiento directo y agua sub-superficial a los caudales de verano? ¿Cuan importante es el aporte glacial frente a la nieve estacional? ¿Existe una influencia detectable de las variaciones meteorológicas inter-diarias en la serie de caudales? En este trabajo abordamos parcialmente estas preguntas, cuya respuesta completa es imperativa para lograr una adecuada modelación del régimen hidrológico actual y sus eventuales cambios durante el siglo XXI que se proyecta más cálido y seco sobre Chile central (DGF, 2006).

2. Observaciones

El seguimiento del área nival en cuencas seleccionadas de Chile central se realiza en forma diaria empleando el producto [MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 500m Grid \(MOD10A1\)](#) con una resolución de 500 x 500 m² elaborado y distribuido por el National Snow and Ice Data Center ([NSIDC](#)) de los EEUU. La fracción nival (F_n) es definida como $F_n = (\text{Píxeles identificados con nieve}) / (\text{Píxeles Validos}) * 100$ y se calcula solo cuando la cobertura de nubes es inferior al 30%. Los resultados diarios y pasados se presentan en: <http://www.dgf.uchile.cl/rene/MODIS/>. La base de datos de F_n para cada cuenca está disponible desde el año 2001 a la actualidad en forma casi continua.

Caudales promedio diarios en estaciones fluviométricas que definen el punto de control de las cuatro cuencas analizadas fueron obtenidos de la Dirección Nacional de Aguas (DGA). Las estaciones son: Choapa en Cuncumén (CHO, 32°S), Maipo en el Manzano (MAI, 33.7°S), Arrayan en Montosa (ARY, 33.3°S) y Tinguiririca en Bajo los Briones (TBB, 34.7°S). La ubicación de cada cuenca se muestra en la Figura 1 y sus áreas varían

entre los 300 y 4900 km² tienen un tamaño comparable. Todas las cuencas tienen 50% de su área sobre los 2500 msnm, pero ARY solo alcanza los 3500 msnm mientras que el resto sobrepasan los 5000 msnm.



← **Figura 1.** Mapa topográfico de Chile central (altura creciente en tonos de gris), cuencas de estudio y estaciones fluviométricas.

Debido a su mayor altura y tamaño, la cuenca del río Maipo y Tinguiririca son las únicas que presenta un área de glaciares significativa (cerca de 6% y 8%, respectivamente; DGA-CECS 2009).

El promedio diario de la temperatura del aire a 700 hPa (T700) (3000 msnm, aprox.) en el punto 33.5°S 70.4°W fue obtenida de los reanálisis atmosféricos NCEP/NCAR. Al igual que la base de datos de cobertura nival y caudales, aquí empleamos el periodo 2001-2011 para T700.

3. Resultados

La evolución de la fracción nival (F_n) y caudales diarios (Q) para el verano 2001-2002 se muestra para cada cuenca en la Figura 2. En todos los casos, se aprecia $F_n \sim 1$ a fines de invierno seguido por una disminución cuya tasa aumenta en el tiempo durante primavera y comienzos de verano. Dependiendo de la altura y ubicación de la cuenca, la fracción nival alcanza un mínimo entre mediados de Diciembre (ARY y CHO) y mediados de Enero (MAI y TIN). Notar que para efectos de visualización, las series se han desplazado de manera que el mínimo de F_n coincida en la mitad del eje vertical en todas las cuencas. La fracción nival se mantiene en torno al valor mínimo durante el resto del verano y otoño siguiente hasta las primeras tormentas de invierno que la hacen aumentar rápidamente. Consistente con la ausencia de glaciares significativos $\min\{F_n\} \sim 0$ en ARY, CHO y TIN (recordar que la resolución horizontal de MODIS es 500 m), en tanto $\min\{F_n\} \sim 5-7\%$ en MAI. El comportamiento anterior es remarcablemente similar en todos los años analizados, en especial en cuanto al rango $\max\{F_n\}$ —

$\min\{F_n\}$, aunque la tasa de pérdida de cobertura nival durante primavera-verano muestra cierta dependencia inversa con la precipitación del invierno previo.

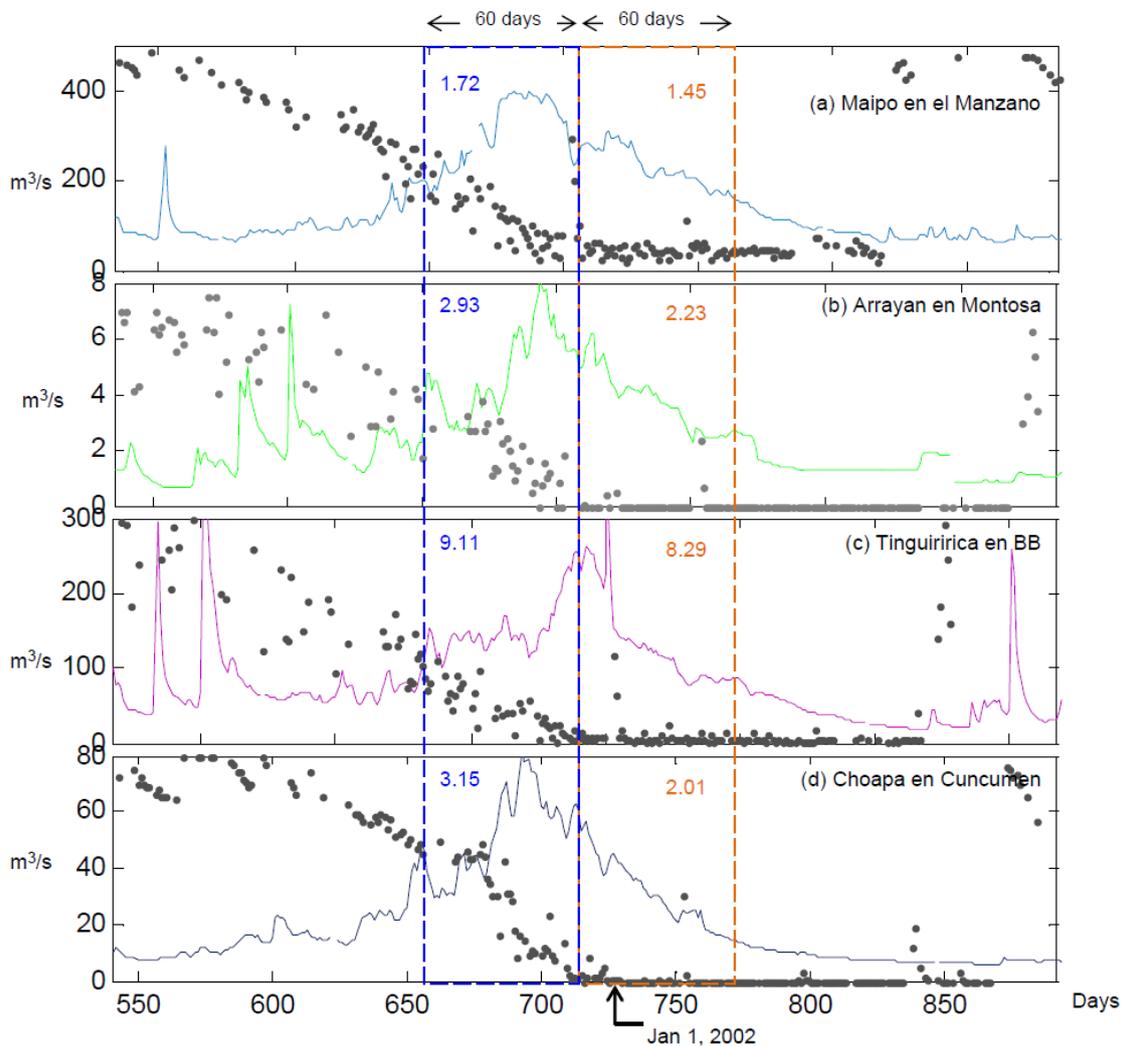


Figura 2. Serie de caudales medios diarios en las cuatro cuencas consideradas (línea continua) y fracción nival (círculos, variando entre 0 y 100% en cada caso). Las series de tiempo fueron levemente desplazadas haciendo coincidir el día de $\min\{F_n\}$. Los valores en azul y naranja corresponden al volumen de escorrentía los 60 días previos y posteriores, respectivamente, de $\min\{F_n\}$.

La serie de caudales muestra claramente el régimen nival de las cuatro cuencas con valores de Q creciendo desde primavera hacia verano hasta alcanzar un máximo seguido por un decaimiento suave. Es destacable que $\max\{Q\}$ ocurre casi simultáneamente con $\min\{F_n\}$ y que la serie de caudales es aproximadamente simétrica respecto a ese momento. La Figura 2 muestra también los volúmenes de escorrentía ($V = \sum Q$) en los 60 días previos y posteriores a $\min\{F_n\}$, observándose que $V(\text{prev}) \sim V(\text{post})$ en las cuatro cuencas. En otras palabras, cerca de la mitad de la escorrentía de verano ocurre una vez que ha desaparecido la cobertura nival sobre las cuencas analizadas (con excepción de un 5-7% en MAI).

En el resto de los años se observa que $V(\text{prev}) \sim V(\text{post})$ (no mostrado) aunque no hemos encontrado un patrón sistemático entre años con distinta precipitación de invierno. Lo anterior puede tener una fuerte implicación en relación al aporte de los glaciares en estas cuencas. Por ejemplo, la cuenca del río Maipo presenta un área de glaciares cercana al 7%, pero $V(\text{prev}) > V(\text{post})$ (salvo un año), contrastando con Choapa que no presenta glaciares y donde $V(\text{post}) > V(\text{prev})$. Estas diferencias en la partición del caudal del verano serian entonces producto de diferencias en las características del suelo y geomorfología de la cuenca.

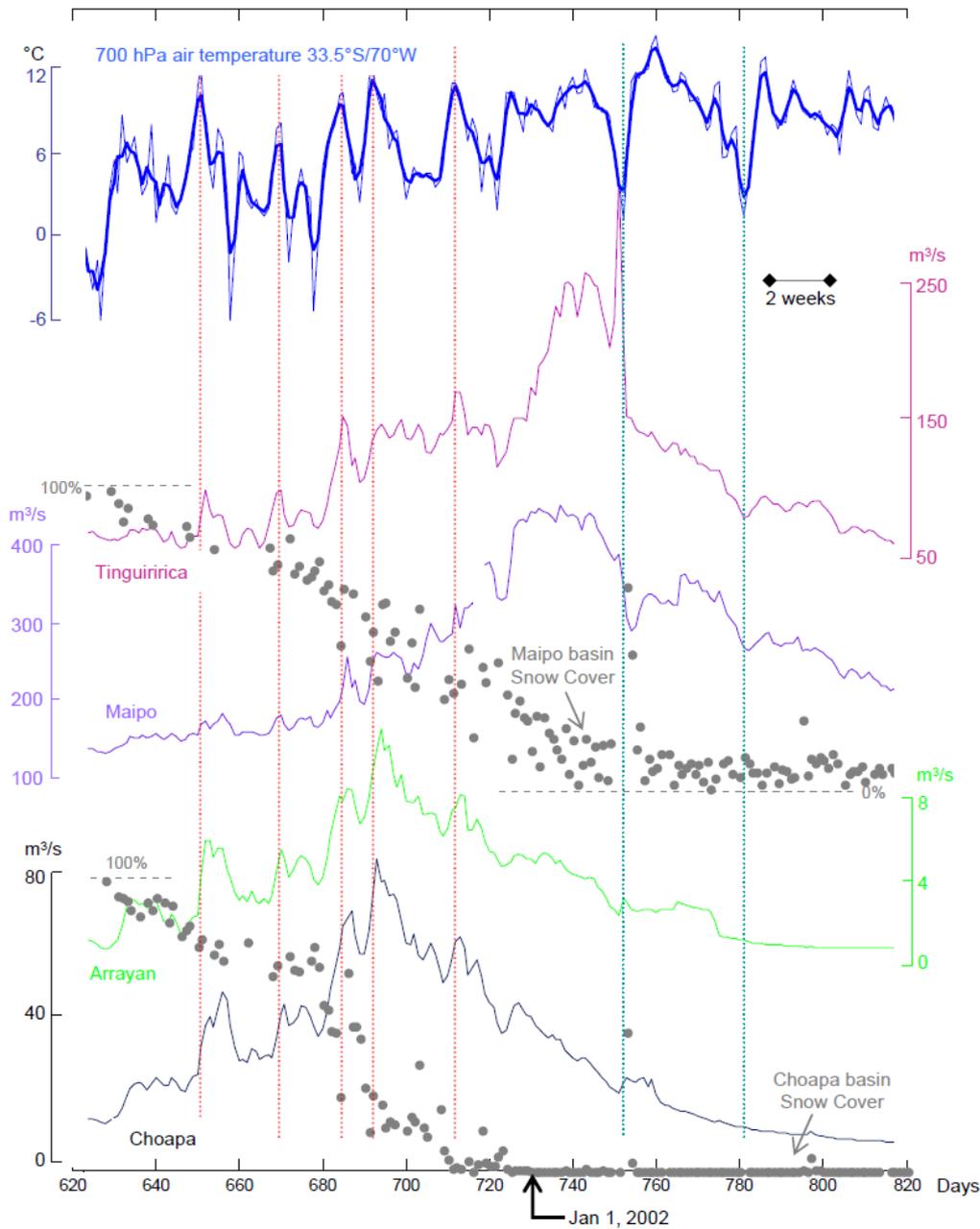


Figura 3. Serie de caudales medios diarios en las cuatro cuencas consideradas (línea continua) y fracción nival (círculos, variando entre 0 y 100% en cada caso) y temperatura del aire en 700 hPa en el punto 33.5°S-70.5°W, durante el periodo 2001-2002.

Las series de caudal en la Figura 2 muestran una importante variabilidad interdiaria superpuesta a la tendencia de largo plazo durante los meses de primavera/verano. Estas series se reproducen en la Figura 3 para el verano 2001-2002, esta vez con una escala de tiempo común, junto a la temperatura del aire en 700 hPa (T700) y la cobertura nival en MAI (similar a TIN) y CHO (similar a ARY). Las variaciones rápidas de primavera/verano exhiben una amplitud comparable a las crecidas moderadas de invierno y podrían tener un impacto importante en las actividades que se sustentan en estos caudales. Particularmente notable es la sincronía de estas fluctuaciones de caudal en cuencas separadas por algunos cientos de kilómetros, indicando la acción de un forzante meteorológico de escala regional, representado por T700.

Considerando la complejidad del proceso de deshielo y formación de escorrentía, no deja de ser sorprendente la buena asociación entre $\Delta(T700)$ y $\Delta(Q)$. Sin embargo la relación entre T700 y Q no es lineal ni estacionaria en el periodo primavera/verano. Evidentemente, la temperatura tiene un efecto importante en los caudales solo en presencia de cobertura nival. Por ejemplo, la disminución de caudal en CHO y ARY después del día 720 (cuando $F_n \sim 0$) es muy suave y no responde a cambios en T700, en contraste con la situación en MAI y TIN donde $F_n \sim 0$ ocurre varias semanas más tarde y donde los caudales son más variables (incluyendo la ocurrencia de los máximos caudales después del 730 cuando se produjo un marcado calentamiento del aire que se mantuvo por los dos meses siguientes). En cualquier caso, estos resultados sugieren la posibilidad de un pronóstico estadístico de caudales de corto plazo ($<$ una semana) en base a los pronósticos de temperatura, y representan también una exigente prueba para posibles modelos hidrológicos.

Agradecimientos. Este trabajo es financiado por el proyecto Fondecyt 1110169.

Referencias

- Cortés, G., Vargas, X., and McPhee, J.: Climatic sensitivity of streamflow timing in the extratropical western Andes Cordillera. *Journal of Hydrology*, **405**, 93-109, 2011.
- DGA-CECS. 2009. Estrategia Nacional de Glaciares. Vol 1. Fundamentos. Dirección General de Aguas SIT N° 205. 289 pp
- DGF (Departamento de Geofísica, Universidad de Chile). 2006. Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI. Informe elaborado por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile para CONAMA, 71 pp.
- Garreaud, R., 1995: Configuraciones atmosféricas durante tormentas pluviales en Chile central. *Meteorológica*. **19**, 73-81.
- Garreaud, R., 1992: Estimación de la altura de la línea de nieve en cuencas de Chile central. *Revista Chilena de Ingeniería Hidráulica*. Vol. **7**: 21-32.