

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA
XXVII CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

**ESTIMACIÓN DEL CAUDAL MÁXIMO PLUVIAL EN CUENCAS MIXTAS SIN
CONTROL FLUVIOMÉTRICO A TRAVÉS DE UN ENFOQUE
PROBABILÍSTICO**

IGNACIO TORO MENA¹
VIOLETA JIMÉNEZ MONCADA²
JORGE ARIAS LEÓN³
RICARDO GONZALEZ VALENZUELA⁴
XIMENA VARGAS MESA⁵

RESUMEN

En cuencas de régimen hidrológico mixto (pluvio-nival o nivo-pluvial), la estimación del caudal máximo de crecida pluvial depende de la relación entre la precipitación y la elevación de la línea de nieve (LN), ya que esta última define el área aportante pluvial. Los enfoques tradicionales suelen considerar una elevación promedio de la LN o un área pluvial fija, lo que puede conducir a una sub o sobrestimación de los caudales de diseño. Para abordar esta limitación, se propone un enfoque basado en el remuestreo aleatorio de las precipitaciones y elevaciones de la LN, obteniendo una distribución empírica de los caudales máximos pluviales a través del hidrograma unitario de Lisley, que incorpora la variabilidad de ambas variables. Se cuestiona el enfoque usual de estimación de caudales máximos pluviales en cuencas mixtas que cuentan con registros fluviométricos, dado que se considera que la asignación de probabilidad a los eventos observados podría no ser adecuada, al tratarse de eventos que provienen de dos distribuciones de probabilidad distintas, por lo que los caudales máximos registrados tendrían asociada una probabilidad de ocurrencia mayor a la considerada a través del enfoque de máximas anuales. Los resultados muestran que enfoque probabilístico de la relación entre precipitación máxima y elevación de la línea de nieve permite una mejor comprensión de los factores que determinan el caudal máximo pluvial.

¹ Hidrólogo esp. en cambio climático, Mine Water, WSP – ignacio.toro@wsp.com, toromena@hotmail.com

² Ingeniera de Proyectos, Mine Water, WSP – email: violeta.jimenez@wsp.com

³ Ingeniero de Proyectos, Mine Water, WSP – email: jorge.arias@wsp.com

⁴ Hidrólogo Senior, Mine Water, WSP Chile – ricardo.gonzalez@wsp.com

⁵ Profesora Asociada, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile – xvargas@uchile.cl

1. INTRODUCCIÓN

En cuencas de régimen hidrológico mixto (pluvio-nival o nivo-pluvial), el caudal máximo de crecida pluvial depende de la relación entre la precipitación y la elevación de la línea de nieve (LN), ya que esta última determina el área aportante pluvial al separar la superficie en que la precipitación cae de forma líquida (elevaciones menores a LN) y sólida (elevaciones mayores a LN), así como sus parámetros geomorfológicos y su capacidad de infiltración, la que depende del nivel de saturación y de las propiedades del suelo, las que son representadas mediante el método de la Curva Número (CN), influyendo en la respuesta de la cuenca (Camarasa et al., 2006).

En el estudio de crecidas en cuencas mixtas, la determinación del área pluvial aportante se basa usualmente en el supuesto de una elevación promedio de la línea de nieve, o en un área de precipitación líquida constante, la cual, en combinación con las precipitaciones máximas, da origen al caudal máximo pluvial. Esto se suele estimar a través de alguna relación empírica (método racional, fórmula de Verni-King, entre otras) o con la aplicación de algún hidrograma unitario, como el Triangular, SCS, Linsley, entre otros (Seguel y Stöwhas, 1985).

Estos enfoques no tienen en cuenta la dinámica de las crecidas de origen pluvial en cuencas mixtas, determinada por la frecuencia de los eventos de precipitación y la elevación de la LN, la cual está asociada a la temperatura de cada evento de precipitación, ni tampoco consideran cómo esta dinámica se refleja en los caudales de crecidas estimados.

La generación de eventos de escorrentía líquida en cuencas mixtas depende de la probabilidad conjunta de la precipitación y de la elevación de la LN (Lagos y Vargas, 2014), siendo un desafío la caracterización de la distribución de probabilidad de los caudales máximos pluviales, lo que puede llevar a una posible sub o sobrestimación de los caudales de diseño al aplicar los enfoques usuales de LN fija, dado que a priori se puede considerar un área fija muy superior (o muy inferior) a la que pueda resultar razonable en base a la distribución de probabilidad de la LN, considerando límites físicos de la cuenca, dado que si la LN adoptada se encuentra bajo la elevación mínima de la cuenca no se obtendrá caudal, mientras que si se encuentra por sobre la elevación máxima, el área aportante corresponderá a la totalidad.

En ese contexto, se han planteado metodologías que buscan incorporar las posibles variaciones de LN en la estimación de caudales. Isensee (2011) plantea el método de la probabilidad conjunta, el cual considera que el caudal máximo de crecida es el resultado de una interacción conjunta de las variables hidrológicas relevantes en este proceso, entre las cuales, las más significativas son la magnitud de la lluvia y la extensión de la cuenca pluvial, siendo la probabilidad de excedencia de un caudal máximo de crecida, una suma de probabilidades conjuntas de sucesos mutuamente excluyentes.

Si se analiza lo planteado por Isensee (2011), es posible cuestionar incluso el enfoque usual de estimación de caudales máximos pluviales en cuencas mixtas que cuentan con registros fluviométricos, el cual corresponde a extraer los eventos máximos de cada año y luego realizar sobre ellos un análisis de frecuencia, estimando los periodo de retorno de estas crecidas, dado que el enfoque de máximas anuales asigna típicamente a cada evento una probabilidad de $r/(n+1)$, donde r es el número de orden del caudal analizado con respecto al

resto y n es el número total de eventos (años) que se han registrado. Al considerar que estos eventos provienen de la combinación de (al menos) dos distribuciones de probabilidad, precipitaciones y elevación de línea de nieves, se puede concluir que los eventos que han sido observados tendrán una probabilidad de excedencia mayor a la asignada con el enfoque de máximas anuales, dado que dichos eventos observados son en verdad más frecuentes, debido a que existen varias combinaciones diferentes que permiten que se genere dicho valor. Isensee (2011) plantea que la probabilidad de excedencia de los caudales de crecida está dada por la siguiente fórmula, donde $\Pr(Q)$ corresponde a la probabilidad del caudal Q, $\Pr(P_x)$ es la probabilidad de la lluvia P_x y $\Pr(A_x)$ es la correspondiente al área A_x .

$$\Pr(Q) = \Pr(P_1) * \Pr(A_1) + \Pr(P_2) * \Pr(A_2) + \dots + \Pr(P_x) * \Pr(A_x) \quad (1)$$

A partir de lo planteado por Isensee (2011) se podría inferir que, al realizar análisis de frecuencia de caudales cuya probabilidad de ocurrencia es mayor que la asignada por el enfoque de máximas anuales, la extrapolación de la distribución de probabilidad ajustada subestimarán los caudales altos, los cuales son los utilizados para diseño.

Lagos (2012), considerando la independencia entre la elevación de la LN y la magnitud de la precipitación, plantea que el período de retorno de una crecida es el resultado de la multiplicación de los períodos de retorno de la precipitación y de la elevación de LN, sin embargo, dicho planteamiento genera la estimación de caudales distintos que comparten el mismo periodo de retorno, lo cual no permite estimar un valor único de caudal para valores únicos de probabilidad de excedencia.

Sanhueza (2020) obtiene los caudales máximos con el método de Verni-King modificado utilizando productos grillados de precipitación, temperatura y caudales observados. Para caracterizar la LN utiliza 3 métodos, el cálculo según Peña y Vidal (1993), LN obtenida de datos MODIS planteando un método geoespacial basado en la formula propuesta por Garreaud (1993) y un producto grillado de temperatura. Para los dos últimos, utiliza la mediana de la línea de nieve anual, obteniendo una LN fija para cada uno de los enfoques evaluados. Sus resultados no indican una diferencia notoria en el cálculo de caudales, sin embargo, el método geoespacial es el que presenta resultados más conservadores.

Allamano et al. (2009) desarrolla un modelo analítico simplificado que incorpora la hipsometría de la cuenca y la estacionalidad de la temperatura para incorporar la influencia de la elevación de la LN en la distribución de crecidas. El enfoque se basa modelar el mecanismo que limita el área aportante a la fracción situada por debajo de la cota de congelamiento durante los eventos de precipitación. Se genera estocásticamente la precipitación, sin embargo se define una serie representativa de la estacionalidad de la temperatura, por lo que los caudales generados no provienen de la interacción de dos distribuciones de probabilidad, lo cual puede ser considerado como una limitación.

Otra alternativa para obtener la distribución de probabilidad de los caudales de crecida es el uso de modelos hidrológicos detallados, por ejemplo, mediante simulaciones de Monte Carlo, sin embargo, de acuerdo con Allamano et al. (2009), este enfoque siempre requiere algún tipo de calibración de los parámetros del modelo hidrológico (respaldada con una

disponibilidad consistente de datos registrados), lo que impide el uso de estos métodos para la evaluación del riesgo de crecidas en cuencas no aforadas.

Al momento de estimar caudales de diseño para cuencas mixtas, también existe la componente de los caudales máximos de deshielo, los que suelen dominar los periodos de retorno bajo, dado que consistentemente, todos los años se presentan caudales de deshielo. Sin embargo, para periodos de retorno alto es factible que los caudales pluviales sean los que dominen, dado que estos provienen de combinaciones de línea de nieve y precipitación elevadas, lo que sin duda, dependerá de la cuenca que se analice.

En ese sentido, en el presente trabajo se propone un enfoque que incorpora el efecto conjunto de la precipitación y la elevación de la línea de nieve en la generación de eventos de escorrentía pluvial para cuencas de régimen hidrológico mixto, a través del remuestreo aleatorio de las posibles combinaciones de precipitación y línea de nieve, utilizando para ello la distribución de probabilidad de cada una de estas variables, obteniendo como resultado la distribución empírica de los caudales máximos pluviales.

2. METODOLOGÍA

Se propone un enfoque probabilístico aleatorio en que se representan eventos de precipitación en la cuenca de estudio a través del remuestreo de 100.000 posibles combinaciones de precipitaciones máximas ($P_{m\acute{a}x}$) y línea de nieve (LN), definiendo el área pluvial, determinando los caudales máximos pluviales ($Q_{m\acute{a}x}$) que se generan en cada caso, caracterizando los periodos de retorno de los $Q_{m\acute{a}x}$ a través de la distribución empírica. La Figura 1 presenta un esquema general de la metodología empleada.

Cabe destacar que, el enfoque aquí presentado considera que la generación del $Q_{m\acute{a}x}$ pluvial depende principalmente de la $P_{m\acute{a}x}$, remuestreando esta variable a partir de su distribución de probabilidad, la que es el resultado del análisis de frecuencia de las precipitaciones máximas (las que pueden ser diarias o en 24 horas). Por lo anterior, la distribución de probabilidad de la LN corresponde al resultado del análisis de frecuencias de las LN del día de máxima precipitación.

Para cuencas ubicadas a una mayor elevación, se esperaría que la variable principal en la generación de $Q_{m\acute{a}x}$ pluvial sea la LN máxima asociada a un día con precipitación ($LN_{m\acute{a}x}$), por lo que el remuestreo puede ser aplicado sobre la distribución de $LN_{m\acute{a}x}$ y sobre la distribución de la precipitación asociada al día de $LN_{m\acute{a}x}$ (precipitación mayor a cero o algún umbral), analizando combinaciones de menor precipitación, pero de mayor área pluvial. Esa variación del enfoque se profundiza en el análisis realizado por Jiménez (2025) para la cuenca de Río Elqui en Almendral y Río Turbio en Huanta.

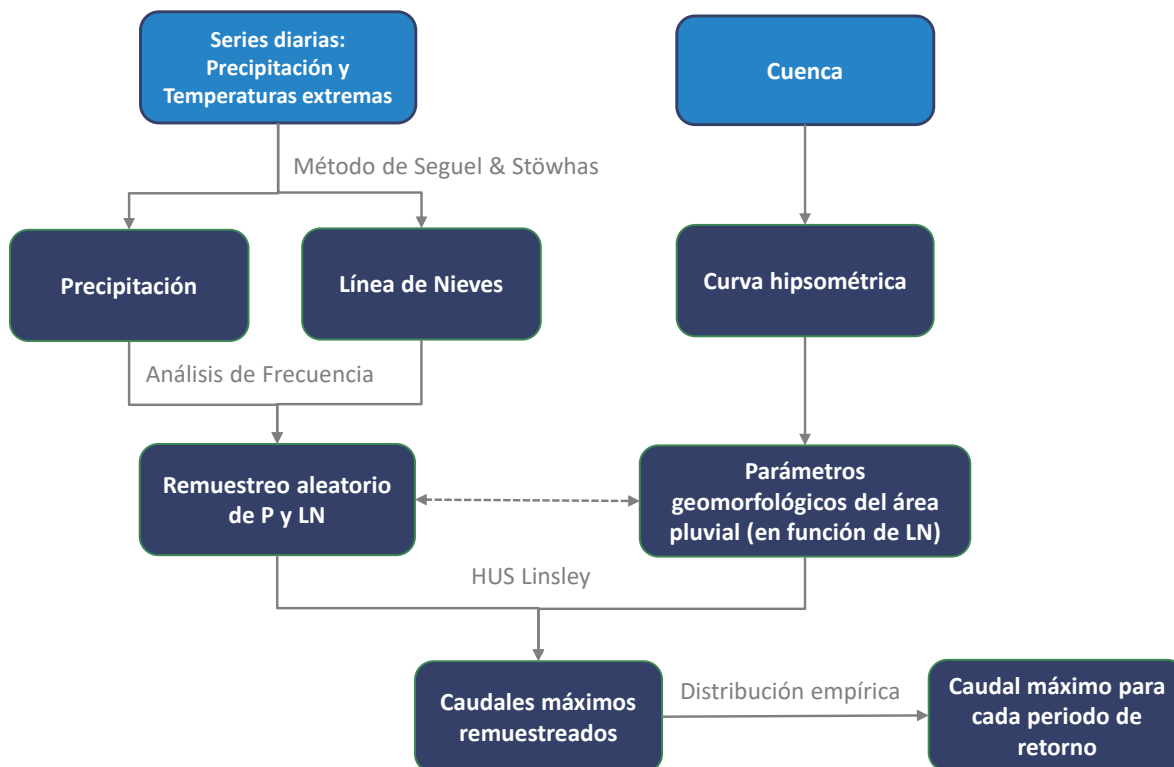


Figura 1. Esquema de la metodología empleada

Precipitaciones Máximas

Se extraen las precipitaciones máximas (en este caso las máximas diarias se transforman 24 horas a través del factor recomendado por WMO (2009) de 1,13) para el periodo estadístico que resulte de interés, esto puede realizarse a partir de una estación meteorológica representativa (con la aplicación o no de un gradiente orográfico en caso de identificarse para el caso de máximas), o a través de un producto distribuido, tipo CR2MET, previa validación. Además, puede ser de interés separar el análisis en temporadas, así como anual.

Para caracterizar la $P_{\text{máx}}$, se realiza análisis de frecuencia, ajustando distribuciones de probabilidad como lo son Normal, Pearson 3, Gamma, LogNormal, Gumbel, entre otras, seleccionando la de mejor ajuste o la más adecuada, basándose en un análisis gráfico.

Línea de Nieve y Discretización de la Cuenca Pluvial

Se estima la línea de nieve (en este caso la del día de máxima precipitación) para el periodo que resulte de interés, esto puede realizarse a partir de imágenes satelitales, de algún producto distribuido de temperatura o de una estación meteorológica representativa, con la aplicación de alguna fórmula empírica que vincule la elevación de la línea de nieve con la temperatura medida el día de máxima precipitación, como la de Seguel y Stöwhas (1985).

Para caracterizar la LN, se realiza análisis de frecuencia, ajustando distribuciones de probabilidad, seleccionando la de mejor ajuste o la más adecuada de acuerdo con los criterios

que se consideren relevantes (Nash-Sutcliffe, R^2 , ajuste gráfico, entre otros). Además, puede ser de interés separar el análisis en temporadas, así como anual.

En paralelo, la cuenca completa debe ser discretizada para distintas bandas de elevación, permitiendo vincular así sus parámetros morfométricos con la elevación de la LN, obteniendo, por ejemplo, el área, la pendiente, el largo del cauce principal, largo del cauce al centro de gravedad, tiempo de concentración, curva número (en caso de utilizar productos grillados como el de Toro et al. (2023)), entre otros parámetros en función de la LN.

Caudal Máximo Pluvial

Para la estimación del caudal máximo instantáneo de origen pluvial pueden utilizarse formulas empíricas que vinculen la precipitación máxima con el área, como lo son la Fórmula Racional, Verni-King, entre otras, o bien, hacer uso de algún Hidrograma Unitario Sintético, como el del SCS o el de Linsley calibrado para Chile (DGA, 1995).

Para el caso de los hidrogramas, se deberá adoptar una distribución de tormenta adecuada para el fenómeno que gobierne a los eventos de precipitación, pudiendo ser más distribuidos temporalmente para eventos frontales o más concentrados para eventos convectivos.

Remuestreo Aleatorio

Los caudales máximos instantáneos pluviales se generan a partir de la combinación entre la precipitación máxima y la línea de nieve alcanzada durante el evento, siendo esta última la que permite definir el área aportante (pluvial), el valor de la curva número y los parámetros morfométricos de la cuenca para dicho evento.

Aunque la distribución de probabilidad de los caudales máximos pluviales es desconocida, esta proviene de la combinación de las precipitaciones máximas y línea de nieve, pudiendo obtener la distribución de ambas variables por separado, a través de un análisis de frecuencia. Considerando esto, se caracteriza la distribución de probabilidad de los caudales máximos pluviales a través del remuestreo aleatorio de 100.000 combinaciones de precipitación y LN.

El número de combinaciones a remuestrear se vincula con el periodo de retorno que se busca caracterizar. Se suele recomendar que, para caracterizar un periodo de retorno de “X” años se deben obtener a lo menos 10 valores sobre dicho periodo de retorno (GoldSim, 2025), por lo que se requerirían al menos 100.000 combinaciones para caracterizar un periodo de retorno de 10.000 años. Cabe destacar que dicha recomendación se realiza sobre muestras que dependen de una distribución, y en este caso son dos, $P_{m\acute{a}x}$ y LN. En base a los resultados se discutirá acerca de la validez de este supuesto.

Cabe destacar que, el enfoque aquí presentado considera que la generación del $Q_{m\acute{a}x}$ pluvial depende principalmente de la $P_{m\acute{a}x}$, remuestreando esta variable a partir de su distribución de probabilidad. Para cuencas ubicadas a una mayor elevación, se esperaría que la variable principal en la generación de $Q_{m\acute{a}x}$ pluvial sea la LN máxima asociada a un día con precipitación ($LN_{m\acute{a}x}$), por lo que el remuestreo puede ser utilizado sobre la distribución de

$LN_{m\acute{a}x}$ y sobre la distribución de la precipitación asociada al día de $LN_{m\acute{a}x}$, analizando combinaciones de menor precipitación, pero de mayor área pluvial.

Para el remuestreo se generan de manera independiente 100.000 números aleatorios entre 0 y 1, para ambas variables. A partir de estos, se estima el valor correspondiente de precipitación máxima y línea de nieve en sus respectivas distribuciones de probabilidad. Con la línea de nieve resultante, se determina el área pluvial mediante la curva hipsométrica de cada cuenca, así como los parámetros morfométricos asociados a dicha área de la cuenca. Luego, para cada combinación de $P_{m\acute{a}x}$ y LN , se estima el caudal máximo instantáneo utilizando el método de estimación que se haya escogido.

Se obtienen así 100.000 estimaciones de caudal máximo pluvial, lo cual permitiría caracterizar periodos de retorno desde 2 hasta 10.000 años a través de la distribución empírica. En la Figura 2 se presenta un esquema que ejemplifica la metodología aplicada para la caracterización de caudales máximos pluviales, que en el caso de este trabajo se realizó utilizando el método del Hidrograma Unitario Sintético de Linsley.

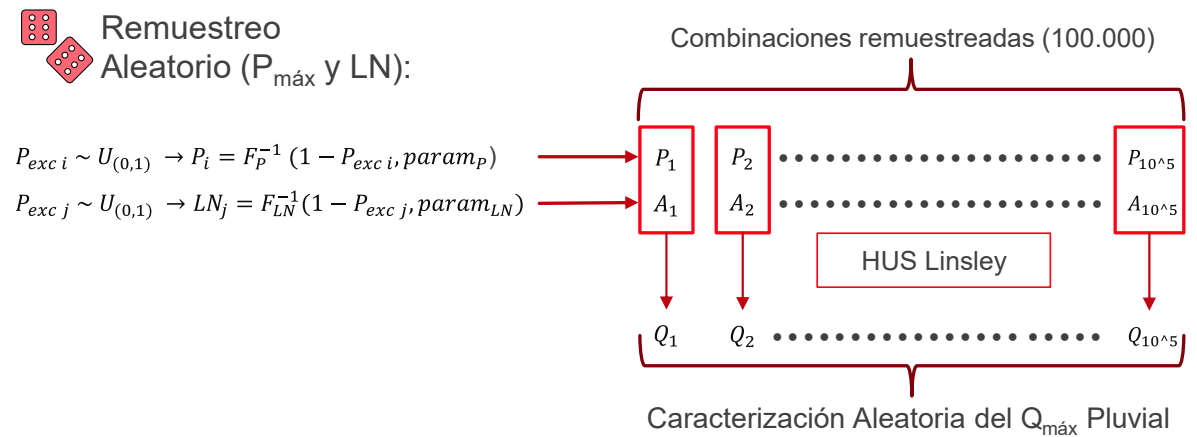


Figura 2. Esquema del Remuestreo Aleatorio

Cabe señalar que este enfoque permite evaluar, dependiendo de la cuenca, combinaciones en las cuales la línea de nieve se encuentra bajo la salida de la cuenca, generando caudales nulos (es decir toda la precipitación corresponde a nieve), así como también la posibilidad de que la precipitación remuestreada sea menor a la abstracción inicial del suelo, no generando escorrentía. Estos casos se presentarán en la medida de que las características morfológicas de la cuenca, además de las distribuciones de probabilidad de $P_{m\acute{a}x}$ y LN así lo permitan.

3. DEFINICIONES PARA EL CASO DE ESTUDIO

Se define como caso de estudio el análisis de una cuenca y de una de sus subcuencas, ubicadas en Chile Central, las cuales por confidencialidad no serán identificadas. Ambas son cuencas montañosas, con un régimen mixto (nivo-pluvial), con elevaciones medias de 3.427 y 3.497 m s.n.m. respectivamente. Los parámetros geomorfológicos se presentan en la Tabla 1, mientras que la discretización de estos en función de la elevación (lo que luego se vincula con la LN, definiendo así la cuenca pluvial para cada remuestreo) se presenta en los Anexos.

Dado que se observa una cobertura de suelo principalmente homogénea, se adopta un valor constante de la curva número (CN), independiente de la elevación de línea de nieve, diferenciando entre invierno (abril a septiembre) y verano (octubre a marzo) a través de la humedad antecedente, adoptando II para invierno y I para verano.

Tabla 1. Parámetros geomorfológicos de la Cuenca Principal y Subcuenca analizadas

Parámetro	Unidad	Cuenca Principal	Subcuenca
Área total	(km ²)	67,0	44,7
Curva Número Abstracción Inicial (invierno)	(-) (mm)	75 16,9	75 16,9
Curva Número Abstracción Inicial (verano)	(-) (mm)	56 39,9	56 39,9
Elevación mínima cuenca	(m s.n.m)	2.557	2.727
Elevación máxima cuenca	(m s.n.m)	4.640	4.640
Elevación media de la cuenca	(m s.n.m)	3.427	3.497
Pendiente media de la cuenca	%	54,7	53,5
Largo cauce principal	(km)	15,8	10,2
Largo cauce principal al centro de gravedad	(km)	8,4	4,9
Elevación mínima cauce	(m s.n.m)	2.570	2.727
Elevación máxima cauce	(m s.n.m)	3.745	3.745
Pendiente media del cauce	%	7,4	9,9

Las precipitaciones máximas y la elevación de la línea de nieve del día de máxima precipitación se caracterizan a través de los registros meteorológicos de una estación ubicada dentro de la cuenca, a una elevación en torno a los 3.500 m s.n.m., con registros que abarcan el periodo 1991-2023, es decir, 33 años, utilizando la expresión de Seguel y Stöwhas (1985), valores que se presentan en la Figura 3. La distribución de probabilidad adoptada para Precipitaciones Máximas de invierno y verano corresponde a Gumbel, mientras que para Línea de Nieves se escogió la Normal para ambas temporadas.

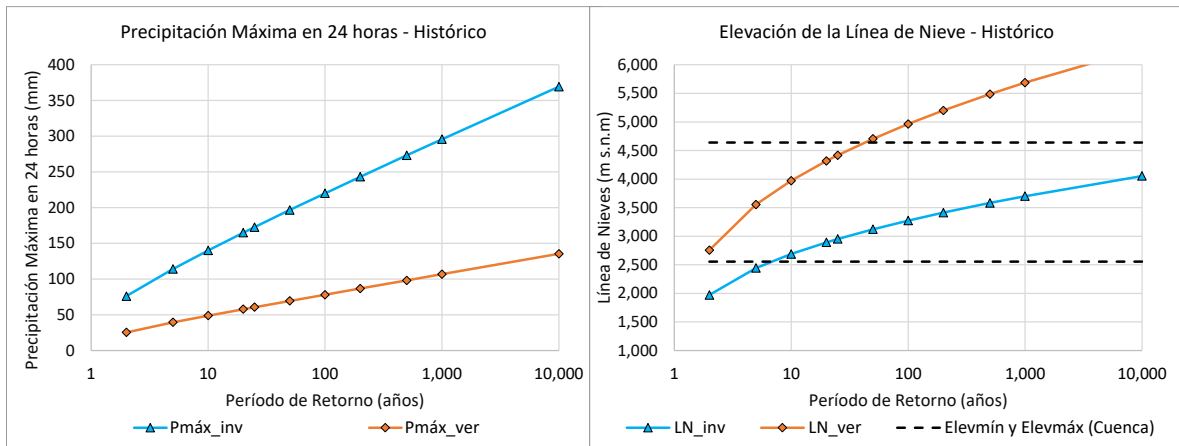


Figura 3. Precipitación Máxima en 24 horas y elevación de la Línea de Nieve

Para la estimación del caudal máximo pluvial se utiliza el Hidrograma Unitario Sintético de Linsley, calibrado para Chile (DGA, 1995), considerando los parámetros de las cuencas ubicadas entre la III y la VI Región (Zona I). Las tormentas de diseño utilizadas para determinar los hidrogramas de crecidas en 24 horas se adoptan mediante las siguientes distribuciones:

1. **Distribución Basilio Espíldora Grupo III:** Adoptado para temporada de invierno (eventos más homogéneos del tipo frontal).
2. **Bloques Alternos – Coeficientes de Duración Cerro Calán:** Adoptado para temporada de verano (eventos concentrados del tipo convectivo).

4. RESULTADOS

Con las consideraciones descritas anteriormente, se procede a realizar el remuestreo de caudales máximo pluviales, para invierno (precipitaciones mayores y línea de nieve más baja) y verano (precipitaciones menores y línea de nieve más alta). La Figura 4 muestra las 100.000 combinaciones generadas para la Cuenca principal, mostrando la relevancia de la línea de nieve y de la abstracción inicial en la generación de escorrentía.

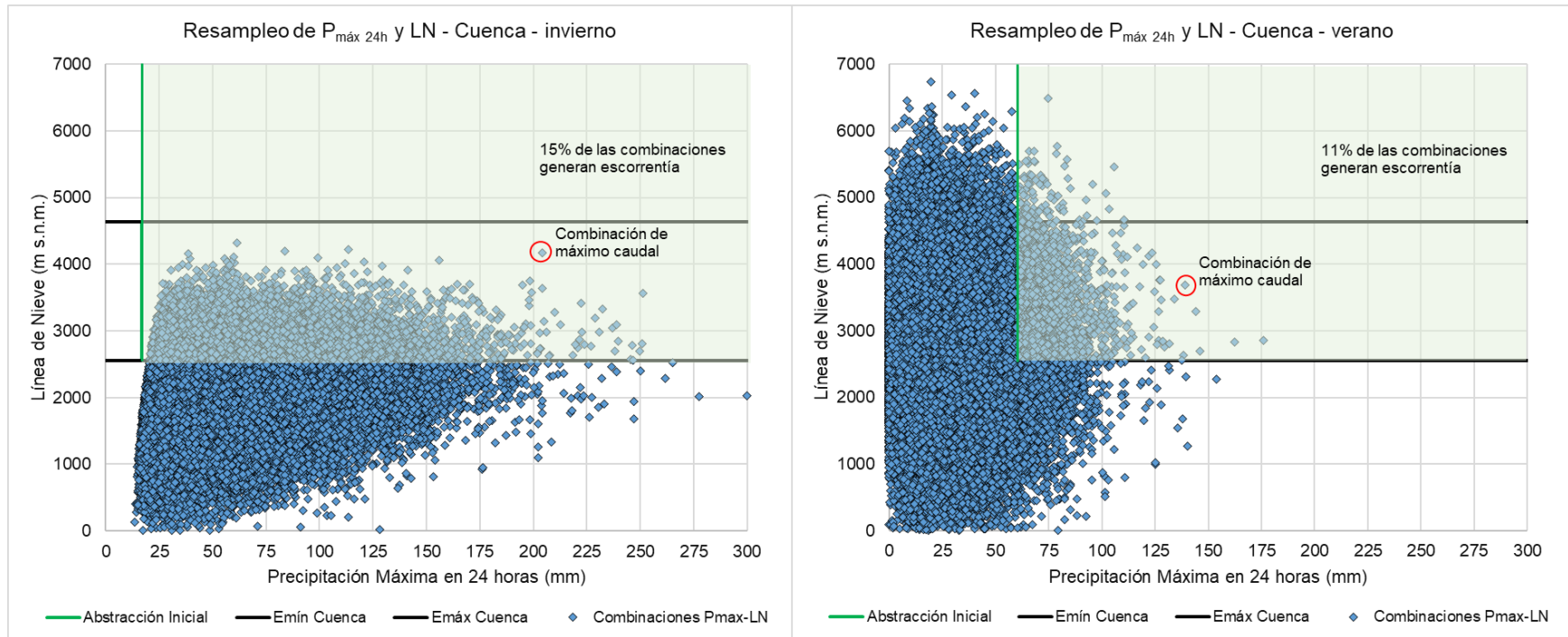


Figura 4. Resultados del remuestreo de Precipitación Máxima en 24 horas y elevación de la Línea de Nieve para la Cuenca en estudio

La generación de escorrentía depende de que la precipitación supere la abstracción inicial (más exigente en verano; $P_{\text{máx}}$ más baja, LN más alta) y que la LN esté por sobre la elevación mínima de la cuenca (más exigente en invierno, $P_{\text{máx}}$ más alta, LN más baja).

Para los caudales máximos pluviales de invierno, se observa que el 15% de las combinaciones generan escorrentía, lo que equivale a que el caudal máximo deja de ser nulo a partir de 6,7 años de periodo de retorno. El máximo caudal obtenido con el remuestreo corresponde a $201 \text{ m}^3/\text{s}$, el cual proviene de una Precipitación Máxima de 204 mm (~ 75 años) y de una Línea de Nieve de 4.178 m s.n.m. (~ 10.000 años). Para los caudales máximos pluviales de verano, se observa que el 11% de las combinaciones generan escorrentía, lo que equivale a que el caudal máximo deja de ser nulo a partir de 9,1 años de periodo de retorno. El máximo caudal obtenido con el remuestreo corresponde a $73 \text{ m}^3/\text{s}$, el cual proviene de una Precipitación Máxima de 139 mm (~ 10.000 años) y de una Línea de Nieve de 3.682 m s.n.m. (~ 6 años).

A partir de los remuestreos se determinan los caudales máximos instantáneos pluviales para precipitaciones de 24 horas, en las dos cuencas de estudio. En la Figura 5 y Tabla 2 se presentan los resultados para la temporada de invierno y verano, respectivamente.

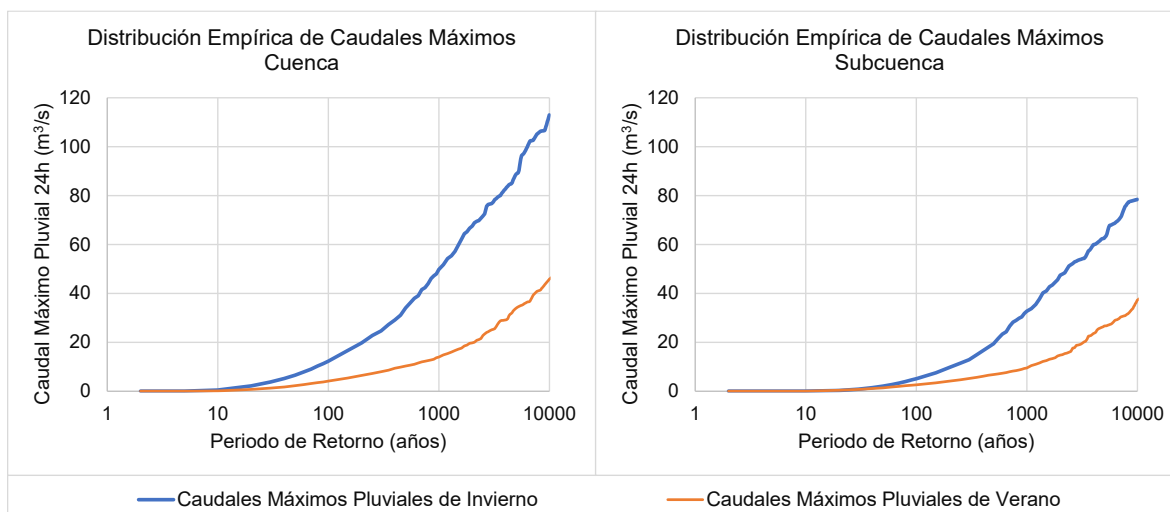


Figura 5. Caudales Máximos Pluviales asociados a precipitaciones máximas en 24 horas para invierno y verano

Tabla 2. Caudales Máximos Pluviales asociados a precipitaciones máximas en 24 horas para invierno y verano

Período de retorno (años)	Cuenca			Subcuenca		
	$Q_{\text{máx}}$ Invierno (m^3/s)	$Q_{\text{máx}}$ Verano (m^3/s)	Razón inv/ver (-)	$Q_{\text{máx}}$ Invierno (m^3/s)	$Q_{\text{máx}}$ Verano (m^3/s)	Razón inv/ver (-)
2	0,0	0,0	-	0,0	0,0	-
5	0,0	0,0	-	0,0	0,0	-
10	0,5	0,1	4,4	0,0	0,0	0,0
25	3,0	1,0	2,9	0,6	0,6	1,0
50	6,6	2,2	2,9	2,1	1,4	1,5
100	12,3	4,1	3,0	5,1	2,6	1,9
200	19,7	6,4	3,1	9,8	4,2	2,4
500	34,1	10,3	3,3	19,4	6,8	2,9
1.000	49,8	14,0	3,6	32,7	9,5	3,5
10.000	113,0	45,8	2,5	78,4	37,2	2,1

En ambas temporadas se observa que para los períodos de retorno bajo la escorrentía es nula, lo cual se asocia a que en estos casos no se supera la abstracción inicial y/o que la línea de nieve no supera la elevación de salida de la cuenca. En general, la escorrentía se genera a partir de los 10 años de período de retorno (dependiendo de la cuenca).

Lo anterior es relevante, porque si se hubiese adoptado una LN fija mayor a la elevación mínima de las cuencas, se tendrían caudales mayores a cero para todos los periodos de retorno, por lo cual se podría considerar que dichos valores estarían siendo sobreestimados al utilizar el supuesto de LN fija. Esto es especialmente importante en el diseño de estructuras

de drenaje en zonas precordilleranas, asociados a período de retorno bajo, tales como alcantarillas o drenaje longitudinal de caminos.

Independientemente de la temporada, se observa que los caudales máximos pluviales aumentan fuertemente con respecto al periodo de retorno, lo que se relaciona con que los caudales de periodo de retorno alto obedecen a una relación no lineal que aumenta tanto para $P_{\text{máx}}$ como LN de periodo de retorno alto.

La Figura 5 muestra que a partir de 1.000 años de periodo de retorno la estimación de los $Q_{\text{máx}}$ parece no corresponder a un valor estable, lo que da indicios de la necesidad de realizar un mayor número de muestreos para caracterizar periodos de retorno sobre los 1.000 años. Esto último se verificó al remuestrear un mayor número de combinaciones para volúmenes.

Se observa que para el caso de la Subcuenca, la relación entre los caudales de invierno y verano es menor que para la Cuenca Principal, lo cual permite concluir que a medida que se seleccione una subcuenca cuyas elevaciones sean lo suficientemente altas, se tendrá que los caudales máximos estarán dominados por la temporada de verano.

5. CONCLUSIONES

El análisis probabilístico de la relación entre precipitación máxima y elevación de la línea de nieve en cuencas de régimen hidrológico mixto (pluvio-nival o nivo-pluvial) permite una mejor comprensión de los factores que determinan el caudal máximo de crecida pluvial. Los enfoques tradicionales pueden conducir a la sub o sobreestimación de caudales de diseño.

Se destaca que la generación de escorrentía depende de que la precipitación supere la abstracción inicial de la cuenca (más exigente para verano), además de que la elevación de la LN se encuentre por sobre la elevación mínima de esta (más exigente para invierno).

Para los caudales máximos pluviales de invierno, se observa que el 15% de las combinaciones generan escorrentía, lo que equivale a que el caudal máximo deja de ser nulo a partir de 6,7 años de periodo de retorno. El máximo caudal remuestreado corresponde a 201 m³/s, el cual proviene de una Precipitación Máxima de 204 mm (~75 años) y de una Línea de Nieve de 4.178 m s.n.m. (~10.000 años).

Para los caudales máximos pluviales de verano, se observa que el 11% de las combinaciones generan escorrentía, lo que equivale a que el caudal máximo deja de ser nulo a partir de 9,1 años de periodo de retorno. El máximo caudal remuestreado corresponde a 73 m³/s, el cual proviene de una Precipitación Máxima de 139 mm (~10.000 años) y de una Línea de Nieve de 3.682 m s.n.m. (~6 años).

Es de interés evaluar, en lugar del caso de $P_{\text{máx}}$ y LN del día de máxima precipitación, la combinación de $LN_{\text{máx}}$ (para días con precipitaciones) y precipitación del día de $LN_{\text{máx}}$, para invierno y verano. En Jiménez et al. (2025) se estudió para la temporada de invierno.

La Curva Número (CN) es un parámetro clave en la estimación de escorrentía, ya que refleja la capacidad de infiltración y retención del suelo ante la precipitación. En cuencas de régimen hidrológico mixto, su influencia es particularmente significativa en zonas de mayor altitud, donde los suelos menos permeables favorecen una respuesta hidrológica más rápida ante eventos extremos, por lo que se recomienda evaluar los caudales máximos vinculando la CN con la elevación de la LN. Adicionalmente, la distribución temporal de las tormentas, así como las condiciones de humedad antecedente se relacionan con que tan severa será la crecida inducida por los eventos de precipitación, por lo que se recomienda, en futuras investigaciones, sensibilizar los resultados con respecto al uso de otras distribuciones y duraciones de tormenta.

Se debe tener en consideración el efecto del cambio climático, que representa uno de los mayores desafíos ingenieriles y ambientales en la actualidad. El método propuesto permite incorporar tanto el cambio proyectado sobre las precipitaciones máximas como sobre el aumento esperado sobre la elevación de la LN, lo que se refleja en una mayor área pluvial, lo cual es abordado en el trabajo de Jiménez et al. (2025).

REFERENCIAS

Allamano, P., Claps, P., & Laio, F. (2009). An analytical model of the effects of catchment elevation on the flood frequency distribution, *Water Resour. Res.*, 45, W01402, doi:10.1029/2007WR006658.

Camarasa, A., López, M., & Pascual, J. (2006). Análisis mediante SIG de los parámetros de producción de escorrentía. El acceso a la información espacial y las nuevas tecnologías geográficas, 46-63. Valencia.

Dirección General de Aguas (DGA). (1995). Manual de Crecidas.

Garreaud, R. (1993). Impacto de la variabilidad de la línea de nieve en crecidas invernales en cuencas pluvio navales en Chile central. XI Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica, SOCHID.

GoldSim. (2025). Generating Discrete Event Signals. En User's Guide. Dynamic Monte Carlo Simulation Software.

Isensee, P. (2011). Centrales Guaiquivilo y La Mina Estimación de Caudales de Crecida.

Jiménez, V. (2025). Enfoque probabilístico para la estimación del caudal máximo pluvial en cuencas mixtas y su aplicación bajo escenarios de cambio climático. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Chile.

Lagos, M. (2012). Impacto del cambio climático en eventos extremos y análisis de la vulnerabilidad de algunas obras hidráulicas en Chile. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería, mención recursos y medioambiente hídrico. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Chile.

Lagos, M., & Vargas, X. (2014). Potenciales influencias del cambio climático en crecidas pluviales de una cuenca andina. Santiago.

Peña, H., & Vidal, F. (1993). Estimación estadística de la línea de nieves durante los eventos de precipitación entre latitudes 28 y 38 grados sur. XI Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica, SOCHID.

Sanhueza, P. (2020). Determinación de caudales de diseño en cuenca nivo-pluvial de Chile central en régimen natural. Aplicación de la fórmula de Verni-King usando información grillada de precipitación diaria. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Chile.

Seguel, R., & Stöwhas, L. (1985). Estimación de crecidas de diseño en cuencas mixtas pluvio nivales. VII Congreso Nacional de Ingeniería Hidráulica, SOCHID.

Toro, I., Morales, H., González, R., & Vargas, X. (2023). CN30-CL, Curva Número grillada de 30 metros de resolución para Chile Continental. XXVI Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica. Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica. Valdivia, Chile.

World Meteorological Organization (WMO). (2009). Manual on estimation of Probable Maximum Precipitation (PMP). WMO N° 1045.

ANEXOS

Tabla 3. Discretización de parámetros geomorfológicos de la cuenca analizada

Cuenca	Área	Elevación Mínima	Elevación Máxima	Rango Elevación	Elevación Media	Pendiente Media	Largo Cauce Principal	Largo Cauce - CG	Tiempo al Peak	Tiempo Uniforme	Tiempo Base
	[km ²]	[m s.n.m.]	[m s.n.m.]	[m]	[m s.n.m.]	[%]	[km]	[km]	[h]	[h]	[h]
C1	0,7	2.557	2.609	52	2.579	54,7	0,4	0,2	0,05	0,01	0,47
C2	1,6	2.557	2.661	104	2.600	54,7	0,8	0,4	0,09	0,02	0,75
C3	2,5	2.557	2.713	156	2.622	54,7	1,2	0,6	0,12	0,02	0,99
C4	3,6	2.557	2.765	208	2.644	54,7	1,6	0,8	0,16	0,03	1,21
C5	4,8	2.557	2.817	260	2.666	54,7	2,0	1,0	0,19	0,03	1,40
C6	6,1	2.557	2.869	312	2.687	54,7	2,4	1,3	0,22	0,04	1,59
C7	7,5	2.557	2.922	365	2.709	54,7	2,8	1,5	0,25	0,05	1,76
C8	9,0	2.557	2.974	417	2.731	54,7	3,2	1,7	0,28	0,05	1,93
C9	10,7	2.557	3.026	469	2.753	54,7	3,6	1,9	0,31	0,06	2,09
C10	12,6	2.557	3.078	521	2.774	54,7	3,9	2,1	0,34	0,06	2,25
C11	14,6	2.557	3.130	573	2.796	54,7	4,3	2,3	0,37	0,07	2,40
C12	16,9	2.557	3.182	625	2.818	54,7	4,7	2,5	0,39	0,07	2,54
C13	19,6	2.557	3.234	677	2.840	54,7	5,1	2,7	0,42	0,08	2,69
C14	22,4	2.557	3.286	729	2.861	54,7	5,5	2,9	0,45	0,08	2,82
C15	25,2	2.557	3.338	781	2.883	54,7	5,9	3,1	0,48	0,09	2,96
C16	28,4	2.557	3.390	833	2.905	54,7	6,3	3,3	0,50	0,09	3,09
C17	32,2	2.557	3.442	885	2.927	54,7	6,7	3,6	0,53	0,10	3,22
C18	36,1	2.557	3.494	937	2.948	54,7	7,1	3,8	0,56	0,10	3,35
C19	40,2	2.557	3.546	989	2.970	54,7	7,5	4,0	0,58	0,11	3,47
C20	44,3	2.557	3.599	1.042	2.992	54,7	7,9	4,2	0,61	0,11	3,60
C21	48,0	2.557	3.651	1.094	3.013	54,7	8,3	4,4	0,63	0,12	3,72
C22	51,5	2.557	3.703	1.146	3.035	54,7	8,7	4,6	0,66	0,12	3,84
C23	54,8	2.557	3.755	1.198	3.057	54,7	9,1	4,8	0,68	0,12	3,96
C24	57,6	2.557	3.807	1.250	3.079	54,7	9,5	5,0	0,71	0,13	4,07
C25	59,5	2.557	3.859	1.302	3.100	54,7	9,9	5,2	0,73	0,13	4,19
C26	61,0	2.557	3.911	1.354	3.122	54,7	10,3	5,4	0,76	0,14	4,30
C27	62,5	2.557	3.963	1.406	3.144	54,7	10,7	5,6	0,78	0,14	4,41
C28	63,7	2.557	4.015	1.458	3.166	54,7	11,1	5,8	0,81	0,15	4,52
C29	64,6	2.557	4.067	1.510	3.187	54,7	11,4	6,1	0,83	0,15	4,63
C30	65,3	2.557	4.119	1.562	3.209	54,7	11,8	6,3	0,85	0,16	4,74
C31	65,8	2.557	4.171	1.614	3.231	54,7	12,2	6,5	0,88	0,16	4,85
C32	66,2	2.557	4.223	1.666	3.253	54,7	12,6	6,7	0,90	0,16	4,95
C33	66,4	2.557	4.275	1.718	3.274	54,7	13,0	6,9	0,93	0,17	5,06
C34	66,5	2.557	4.328	1.771	3.296	54,7	13,4	7,1	0,95	0,17	5,16
C35	66,7	2.557	4.380	1.823	3.318	54,7	13,8	7,3	0,97	0,18	5,26
C36	66,8	2.557	4.432	1.875	3.340	54,7	14,2	7,5	1,00	0,18	5,36
C37	66,9	2.557	4.484	1.927	3.361	54,7	14,6	7,7	1,02	0,19	5,46
C38	66,9	2.557	4.536	1.979	3.383	54,7	15,0	7,9	1,04	0,19	5,56
C39	67,0	2.557	4.588	2.031	3.405	54,7	15,4	8,1	1,07	0,19	5,66
C40	67,0	2.557	4.640	2.083	3.427	54,7	15,8	8,4	1,09	0,20	5,76

Tabla 4. Discretización de parámetros geomorfológicos de la subcuenca analizada

Subcuenca	Área	Elevación Mínima	Elevación Máxima	Rango Elevación	Elevación Media	Pendiente Media	Largo Cauce Principal	Largo Cauce - CG	Tiempo al Peak	Tiempo Uniforme	Tiempo Base
	[km ²]	[m s.n.m.]	[m s.n.m.]	[m]	[m s.n.m.]	[%]	[km]	[km]	[h]	[h]	[h]
S1	0,2	2.727	2.775	48	2.746	53,5	0,3	0,1	0,03	0,01	0,34
S2	0,5	2.727	2.823	96	2.766	53,5	0,5	0,2	0,06	0,01	0,54
S3	0,8	2.727	2.870	143	2.785	53,5	0,8	0,4	0,08	0,01	0,72
S4	1,3	2.727	2.918	191	2.804	53,5	1,0	0,5	0,10	0,02	0,87
S5	1,9	2.727	2.966	239	2.823	53,5	1,3	0,6	0,13	0,02	1,01
S6	2,7	2.727	3.014	287	2.843	53,5	1,5	0,7	0,15	0,03	1,15
S7	3,5	2.727	3.062	335	2.862	53,5	1,8	0,9	0,17	0,03	1,27
S8	4,5	2.727	3.110	383	2.881	53,5	2,0	1,0	0,19	0,03	1,39
S9	5,6	2.727	3.157	430	2.900	53,5	2,3	1,1	0,21	0,04	1,51
S10	7,1	2.727	3.205	478	2.920	53,5	2,6	1,2	0,23	0,04	1,62
S11	9,0	2.727	3.253	526	2.939	53,5	2,8	1,3	0,24	0,04	1,73
S12	10,9	2.727	3.301	574	2.958	53,5	3,1	1,5	0,26	0,05	1,84
S13	13,1	2.727	3.349	622	2.977	53,5	3,3	1,6	0,28	0,05	1,94
S14	15,7	2.727	3.397	670	2.997	53,5	3,6	1,7	0,30	0,05	2,04
S15	18,6	2.727	3.444	717	3.016	53,5	3,8	1,8	0,32	0,06	2,14
S16	21,7	2.727	3.492	765	3.035	53,5	4,1	2,0	0,34	0,06	2,23
S17	24,8	2.727	3.540	813	3.054	53,5	4,4	2,1	0,35	0,06	2,33
S18	28,1	2.727	3.588	861	3.074	53,5	4,6	2,2	0,37	0,07	2,42
S19	31,0	2.727	3.636	909	3.093	53,5	4,9	2,3	0,39	0,07	2,51
S20	33,6	2.727	3.684	956	3.112	53,5	5,1	2,4	0,40	0,07	2,60
S21	35,9	2.727	3.731	1.004	3.131	53,5	5,4	2,6	0,42	0,08	2,68
S22	38,1	2.727	3.779	1.052	3.151	53,5	5,6	2,7	0,44	0,08	2,77
S23	39,5	2.727	3.827	1.100	3.170	53,5	5,9	2,8	0,46	0,08	2,86
S24	40,4	2.727	3.875	1.148	3.189	53,5	6,1	2,9	0,47	0,09	2,94
S25	41,2	2.727	3.923	1.196	3.208	53,5	6,4	3,0	0,49	0,09	3,02
S26	42,1	2.727	3.970	1.243	3.228	53,5	6,7	3,2	0,51	0,09	3,10
S27	42,7	2.727	4.018	1.291	3.247	53,5	6,9	3,3	0,52	0,09	3,18
S28	43,2	2.727	4.066	1.339	3.266	53,5	7,2	3,4	0,54	0,10	3,26
S29	43,6	2.727	4.114	1.387	3.285	53,5	7,4	3,5	0,55	0,10	3,34
S30	43,9	2.727	4.162	1.435	3.305	53,5	7,7	3,7	0,57	0,10	3,42
S31	44,1	2.727	4.210	1.483	3.324	53,5	7,9	3,8	0,59	0,11	3,50
S32	44,2	2.727	4.257	1.530	3.343	53,5	8,2	3,9	0,60	0,11	3,57
S33	44,4	2.727	4.305	1.578	3.362	53,5	8,5	4,0	0,62	0,11	3,65
S34	44,4	2.727	4.353	1.626	3.382	53,5	8,7	4,1	0,63	0,12	3,72
S35	44,5	2.727	4.401	1.674	3.401	53,5	9,0	4,3	0,65	0,12	3,80
S36	44,6	2.727	4.449	1.722	3.420	53,5	9,2	4,4	0,66	0,12	3,87
S37	44,6	2.727	4.497	1.770	3.439	53,5	9,5	4,5	0,68	0,12	3,94
S38	44,7	2.727	4.544	1.817	3.459	53,5	9,7	4,6	0,70	0,13	4,02
S39	44,7	2.727	4.592	1.865	3.478	53,5	10,0	4,8	0,71	0,13	4,09
S40	44,7	2.727	4.640	1.913	3.497	53,5	10,2	4,9	0,73	0,13	4,16