

# UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE VALÈNCIA

DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA Y MEDIO  
AMBIENTE

PROGRAMA DE DOCTORADO DE INGENIERÍA DEL AGUA Y  
MEDIOAMBIENTAL



TESIS DOCTORAL

MODELACIÓN PARSIMONIOSA Y ESPACIALMENTE  
DISTRIBUIDA DE LOS PROCESOS DE ACUMULACIÓN Y  
FUSIÓN DE NIEVE

AUTOR

ISMAEL OROZCO MEDINA

DIRECTOR

Dr. FÉLIX FRANCÉS GARCÍA

Valencia, España 2014



Si no conozco una cosa, la investigaré.

Louis Pasteur (1822-1895)



# Dedicatoria

---

A Joanna A. Gutiérrez

A las familias Orozco y Gutiérrez

# Agradecimientos

---

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología de México (CONACYT), por el financiamiento otorgado para el desarrollo del doctorado y de esta investigación.

A Parques Nacionales de España por el financiamiento otorgado a través del Proyecto I+D “ACOPLA” (OAPN 011/2008).

A mi director, el Dr. Félix Francés García por sus contribuciones en el desarrollo de esta tesis.

Al Dr. Lluís Camarero Galindo del Centre D'Estudis Avançats de Blanes (CEAB) y a los colaboradores del proyecto ACOPLA.



# Índice de contenido

---

<b>SÍMBOLOS</b> .....	28
<b>RESUMEN</b> .....	31
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	38
<b>1.1. Problemática</b> .....	39
<b>1.2. Motivación y alcance de la investigación</b> .....	41
<b>1.3. Objetivos</b> .....	41
1.3.1. General.....	41
1.3.2. Específicos .....	42
<b>1.4. Estructura de la tesis</b> .....	42
<b>2. ESTADO DEL CONOCIMIENTO EN MODELACIÓN DE LA FUSIÓN</b> .....	44
<b>2.1. Fundamentos</b> .....	44
2.1.1. Nevada.....	44
2.1.2. El manto de nieve .....	46
2.1.3. Propiedades de la nieve .....	50
<b>2.2. Antecedentes históricos</b> .....	51
<b>2.3. Métodos utilizados en la cuantificación de la fusión</b> .....	53
2.3.1. Balance de energía .....	54
2.3.2. Grado-día.....	61
2.3.3. Métodos híbridos .....	67
<b>2.4. Modelación hidrología de la fusión</b> .....	70
2.4.1. Modelos determinísticos .....	71
<b>2.5. Proyecto DMIP2</b> .....	74
<b>3. METODOLOGÍA</b> .....	79
<b>3.1. Modelo hidrológico TETIS</b> .....	80
3.1.1. Modelo de fusión original.....	81
<b>3.2. Conceptualizaciones híbridas de fusión</b> .....	82
3.2.1. Híbrido 1 .....	82

3.2.2.	Híbrido 2 .....	84
3.2.3.	Híbrido 3 .....	84
<b>3.3.</b>	<b>Mapas para la variabilidad de los factores de fusión .....</b>	<b>85</b>
3.3.1.	Mapa de índices de radiación .....	86
3.3.2.	Mapa de factores de fusión .....	87
<b>3.4.</b>	<b>Calibración automática .....</b>	<b>89</b>
3.4.1.	Algoritmo SCE-UA.....	89
3.4.2.	Calibración automática de los parámetros.....	91
<b>4.</b>	<b>DESCRIPCIÓN DE LOS CASOS DE ESTUDIO .....</b>	<b>93</b>
<b>4.1.</b>	<b>Cuencas en Sierra Nevada.....</b>	<b>93</b>
4.1.1.	Información hidrometeorológica .....	95
4.1.2.	Información geográfica.....	104
4.1.3.	Mapas derivados del DEM.....	107
4.1.4.	Estimación de parámetros del modelo TETIS.....	108
<b>4.2.</b>	<b>Cuenca mediterránea de Contraix .....</b>	<b>112</b>
4.2.1.	Información hidrometeorológica recogida .....	115
4.2.2.	Información geográfica.....	118
4.2.3.	Mapas derivados del DEM y parámetros del modelo.....	120
<b>4.3.</b>	<b>Mapas MIR .....</b>	<b>121</b>
<b>4.4.</b>	<b>Mapas MDDF .....</b>	<b>125</b>
<b>5.</b>	<b>RESULTADOS: VARIABILIDAD DE LOS FACTORES DE FUSIÓN Y SU EFECTO EN LA MODELACIÓN.....</b>	<b>127</b>
<b>5.1.</b>	<b>Modelación hidrológica en Sierra Nevada .....</b>	<b>128</b>
5.1.1.	Calibración de los modelos .....	130
5.1.2.	Validación de los modelos.....	138
5.1.3.	Comparación de caudales con modelos DMIP2 .....	143
<b>5.2.</b>	<b>Análisis de la variabilidad de los factores de fusión en Sierra Nevada</b>	
	<b>144</b>	
5.2.1.	Modelos de fusión con mapas MIR .....	144
5.2.2.	Modelos de fusión con mapas MDDF y MIR .....	148

---

<b>5.3. Modelación de la nieve en Sierra Nevada.....</b>	<b>150</b>
5.3.1. Validación de la acumulación de nieve.....	151
5.3.2. Validación espacial del manto de nieve.....	156
5.3.3. Comparación de las SWE con modelos DMIP2 .....	157
5.3.4. Comparación del modelo homogéneo y los modelos híbridos de fusión implementados .....	159
5.3.5. Influencia de la temperatura base .....	168
<b>5.4. Efectos de la variabilidad de los factores de fusión en una cuenca pequeña .....</b>	<b>174</b>
5.4.1. Calibración de los modelos .....	174
5.4.2. Validación de los modelos.....	177
5.4.3. Variabilidad de los factores de fusión.....	181
5.4.4. Efectos de la variabilidad frente a un valor homogéneo .....	183
<b>6. CONCLUSIONES.....</b>	<b>187</b>
<b>6.1. Futuras líneas de investigación .....</b>	<b>193</b>
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>194</b>
<b>ANEJOS.....</b>	<b>217</b>
<b>A. Trabajo de campo en la cuenca de Contraix.....</b>	<b>217</b>
A.1. Primera visita de campo.....	217
A.2. Segunda visita de campo .....	217
A.2.1. Muestras de suelo.....	218
A.2.2. Cuerpos de agua.....	235
A.2.3. Filtraciones .....	237
A.2.4. Cauces .....	240

# Lista de figuras

---

Figura 2. 1. Diferentes formas que pueden adoptar los copos de nieve ( <a href="http://www.SnowCrystals.com">http://www.SnowCrystals.com</a> ). .....	45
Figura 2. 2. Intercepción de la nieve en bosques de pinus uncinata en el Parque Nacional de Aigüestortes, España. ....	46
Figura 2. 3. Esquema de procesos físicos sobre un manto de nieve (Singh et al., 2011). ....	47
Figura 2. 4. Esquema de metamorfismo de los granos de una capa de nieve (Singh et al., 2011). ....	47
Figura 2. 5. Esquema de flujos de energía en la dirección vertical de un manto de nieve (Armstrong y Brun, 2008). ....	55
Figura 2. 6. Estructura conceptual del modelo de fusión de nieve <i>CemaNeige</i> (Valéry, 2010). ....	75
Figura 2. 7. Esquema conceptual del modelo TOPKAPI (Nerozzi, 2008). ....	76
Figura 2. 8. Esquema del modelo <i>Sacramento Soil Moisture Accounting Model</i> (SAC-SMA), de onda cinemática que utiliza el HL-RDHM (Lee et al., 2011). ....	78
Figura 3. 1. Esquema conceptual del movimiento vertical a nivel de celda del modelo TETIS (Francés et al., 2012). ....	81
Figura 3. 2. A) Población inicial y B) complejos evolucionados independientemente (Duan et al., 1992). ....	90
Figura 3. 3. A) Población mezclada y B) complejos evolucionados independientemente (Duan et al., 1992). ....	90

Figura 4. 1. Ubicación de las subcuencas de los ríos <i>Carson</i> y <i>American</i> en Sierra Nevada EE. UU. (Jeton et al., 1996). .....	94
Figura 4. 2. A) Dimensión original de las mallas de precipitación y temperatura proporcionadas por la NOAA/NWS. Asimismo, las nuevas mallas usadas para introducir los <i>inputs</i> (subcuencas de los ríos <i>Carson</i> “B” y <i>American</i> “C”). .....	96
Figura 4. 3. Comparación de las precipitaciones generadas con PRISM y las mallas HRAP (Moreda et al., 2006). .....	96
Figura 4. 4. Precipitación acumulada en la subcuenca del río <i>American</i> obtenida a partir de la malla M13x23. ....	97
Figura 4. 5. Precipitación acumulada en la subcuenca del río <i>Carson</i> obtenida a partir de la malla M17x14. ....	98
Figura 4. 6. Distribuciones horarias de las temperaturas (marrón) y la temperatura media (línea negra) en la subcuenca del río <i>American</i> obtenidas de la malla M13x23. ....	98
Figura 4. 7. Distribuciones horarias de las temperaturas (marrón) y la temperatura media (línea negra) en la subcuenca del río <i>Carson</i> obtenidas de la mala M17x14. ....	99
Figura 4. 8. Ubicación de las estaciones de aforo utilizadas para la calibración y validación de los modelos (subcuencas de los ríos <i>American</i> “A” y <i>Carson</i> “B”). ...	100
Figura 4. 9. Ejemplos de caudales observados horarios en la estación de aforo <i>Clementine</i> de la subcuenca del río <i>American</i> . ....	101
Figura 4. 10. Ejemplos de caudales observados horarios en las estaciones de aforo <i>Gardnerville</i> (A) y <i>Marklleeville</i> (B) de la subcuenca del río <i>Carson</i> . ....	102
Figura 4. 11. Estaciones SNOTEL en las subcuencas de los ríos <i>American</i> (A) y <i>Carson</i> (B). ....	103
Figura 4. 12. Instrumentación de las estaciones SNOTEL ubicadas en la subcuenca del río <i>Carson</i> (Smith et al., 2013). ....	103
Figura 4. 13. SWE registradas en las estaciones SNOTEL de las subcuencas de estudio. ....	104
Figura 4. 14. Porcentajes de ocupación del suelo en la subcuenca del río <i>American</i> . ....	104

Figura 4. 15. Porcentajes de ocupación del suelo en la subcuenca del río <i>Carson</i> . .....	105
Figura 4. 16. Mapas <i>ráster</i> de texturas de suelos de las subcuencas de los ríos <i>Carson</i> (A) y <i>American</i> (B), con una resolución de 400 m. ....	105
Figura 4. 17. Ejemplos de imágenes de cubierta de nieve utilizadas en la validación espacial del manto de nieve simulado en las subcuencas de los ríos <i>American</i> (A) y <i>Carson</i> (B). ....	106
Figura 4. 18. DEM (A), mapa de pendientes (B), mapa de direcciones de flujo (C) y mapa de acumulación de flujo (D) derivados del DEM para la subcuenca del río <i>American</i> . ....	107
Figura 4. 19. DEM (A), mapa de pendientes (B), mapa de direcciones de flujo (C) y mapa de acumulación de flujo (D), derivados del DEM para la subcuenca del río <i>Carson</i> . ....	108
Figura 4. 20. Mapas del parámetro <i>Hu</i> para las subcuencas de los ríos <i>American</i> (A) y <i>Carson</i> (B). ....	109
Figura 4. 21. Mapas de profundidades de suelo empleados en el cálculo del mapa <i>Hu</i> de los casos de estudio: <i>American</i> (A) y <i>Carson</i> (B). ....	109
Figura 4. 22. Mapas del parámetro <i>Ks</i> para las subcuencas de los ríos <i>American</i> (A) y <i>Carson</i> (B). ....	111
Figura 4. 23. Mapas del parámetro <i>Kp</i> para las subcuencas de los ríos <i>American</i> (A) y <i>Carson</i> (B). ....	111
Figura 4. 24. Ubicación de la cuenca de <i>Contraix</i> del Parque Nacional de <i>Aigüestortes</i> , España. ....	113
Figura 4. 25. A) Estaciones meteorológicas de <i>Llebreta</i> (1,683 m) y <i>Contraix</i> , B) secciones de aforo y C) pértigas ubicadas a alturas comprendidas entre 2,062 m (PN01) y 2,735 m (PN09). ....	114
Figura 4. 26. Muestra las correlaciones de temperaturas mínimas y medias de las estaciones de <i>Contraix</i> y de <i>Llebreta</i> para el periodo comprendido del 01/09/2010 al 14/10/2011. ....	115
Figura 4. 27. Curvas de caudal corregidas en la sección <i>CISCO</i> (A) y la sección <i>C1</i> (B). ....	116

Figura 4. 28. Extracción de muestras para obtener la densidad del manto de nieve. .....	117
Figura 4. 29. Nubones de nieve en la cuenca de Contraix observados en la ladera norte en el mes de junio de 2010.....	117
Figura 4. 30. Velocidades máximas de los vientos registradas en 2011 en la estación de Contraix.....	118
Figura 4. 31. A) Mapa de ocupación de suelos original y B) mapa de ocupación de suelos editado utilizando imágenes de satélite. ....	118
Figura 4. 32. Litología en la cuenca de Contraix usada en el cálculo de los parámetros.....	119
Figura 4. 33. Ubicación de los seis lagos presentes en la cuenca de Contraix.....	120
Figura 4. 34. DEM (A), mapa de direcciones de flujo (B), mapa de celdas acumuladas (C) y mapa de pendientes (D).....	120
Figura 4. 35. Mapas de los parámetros $Hu$ y $Ks$ utilizados en la modelación hidrológica de la cuenca de Contraix.....	121
Figura 4. 36. Mapa único MIR obtenido para las subcuencas de los ríos <i>Carson</i> (A), <i>American</i> (B) y cuenca de Contraix (C). ....	123
Figura 4. 37. Se presentan tres de los seis mapas MIR calculados siguiendo la metodología propuesta para la subcuenca del río <i>Carson</i> . ....	123
Figura 4. 38. Se presentan tres de los seis mapas MIR calculados siguiendo la metodología propuesta para la subcuenca del río <i>American</i> .....	124
Figura 4. 39. Tres de los seis mapas MIR obtenidos para la cuenca de Contraix. .....	124
Figura 4. 40. Mapas MDDF ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ) para las subcuencas de los ríos <i>Carson</i> (A), <i>American</i> (B) y la cuenca de Contraix (C).....	126
Figura 5. 1. Resultados en la simulación de los caudales observados para el periodo de calibración en la estación de control <i>Gardnerville</i> de la subcuenca del río <i>Carson</i> . ....	132
Figura 5. 2. Simulación de los almacenamientos obtenida para el periodo de calibración en la subcuenca del río <i>Carson</i> . ....	134

Figura 5. 3. Simulación de las fluctuaciones de los caudales observados en la subcuenca del río <i>Carson</i> .	134
Figura 5. 4. Resultados en la simulación de los caudales observados para el periodo de calibración en la estación de control <i>Clementine</i> de la subcuenca del río <i>American</i> .	136
Figura 5. 5. Simulación de los almacenamientos obtenida para el periodo de calibración en la subcuenca del río <i>American</i> .	137
Figura 5. 6. Validación temporal de caudales para el periodo del 01/10/1994 al 30/09/1996 en la estación de aforo <i>Gardnerville</i> de la subcuenca del río <i>Carson</i> .	139
Figura 5. 7. Validación temporal en caudales para el periodo del 01/10/1994 al 30/09/1996 en la estación de aforo <i>Clementine</i> de la subcuenca del río <i>American</i> .	140
Figura 5. 8. Validación espacial en caudales para el periodo del 01/10/1992 al 01/09/1994 en la estación de aforo <i>Marklleeville</i> de la subcuenca del río <i>Carson</i> .	141
Figura 5. 9. Validación espacio-temporal en la estación de aforo <i>Marklleeville</i> de la subcuenca del río <i>Carson</i> .	142
Figura 5. 10. Variabilidad espacial de los factores DDF ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ) conseguida utilizando el modelo MíBI1-1 en las subcuencas de los ríos <i>Carson</i> (A) y <i>American</i> (B).	145
Figura 5. 11. Variabilidad espacial y temporal de los factores DDF ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ) conseguida utilizando el modelo MíBI1-6 en la subcuenca del río <i>Carson</i> .	146
Figura 5. 12. Variabilidad espacial y temporal de los factores DDF ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ) conseguida utilizando el modelo MíBI1-6 en la subcuenca del río <i>American</i> .	147
Figura 5. 13. Variabilidad espacial de los factores DDF ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ) conseguida utilizando el modelo MíBIV3-2, en las subcuencas de los ríos <i>Carson</i> (A) y <i>American</i> (B).	148
Figura 5. 14. Variabilidad espacial y temporal de los factores DDF ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ) conseguida utilizando el modelo MíBIV3-7, en la subcuenca del río <i>Carson</i> .	149
Figura 5. 15. Variabilidad espacial y temporal de los factores DDF ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ) conseguida utilizando el modelo MíBIV3-7, en la subcuenca del río <i>American</i> .	150

Figura 5. 16. Validación puntual de las SWE (escala diaria) en la estación SNOTEL <i>Spratt Creek</i> de la subcuena del río <i>Carson</i> (M1:MHO, M2:MíBI1-1, M3:MíBI1-6, M4:MíBI2-6, M5:MíBIV3-2 y M6:MíBV3-7). .....	153
Figura 5. 17. Validación puntual de las SWE (escala diaria) en la estación SNOTEL <i>Poison Flats</i> de la subcuena del río <i>Carson</i> (M1:MHO, M2:MíBI1-1, M3:MíBI1-6, M4:MíBI2-6, M5:MíBIV3-2 y M6:MíBV3-7). .....	153
Figura 5. 18. Validación puntual de las SWE (escala diaria) en la estación SNOTEL <i>Blue Lakes</i> de la subcuena del río <i>Carson</i> (M1:MHO, M2:MíBI1-1, M3:MíBI1-6, M4:MíBI2-6, M5:MíBIV3-2 y M6:MíBV3-7). .....	154
Figura 5. 19. Validación puntual de las SWE (escala diaria) en la estación SNOTEL <i>Ebbetts Pass</i> de la subcuena del río <i>Carson</i> (M1:MHO, M2:MíBI1-1, M3:MíBI1-6, M4:MíBI2-6, M5:MíBIV3-2 y M6:MíBV3-7). .....	154
Figura 5. 20. Validación puntual de las SWE (escala diaria) en la estación SNOTEL <i>Blue Canyon</i> de la subcuena del río <i>American</i> (M1:MHO, M2:MíBI1-1, M3:MíBI1-6, M4:MíBI2-6, M5:MíBIV3-2 y M6:MíBV3-7). .....	155
Figura 5. 21. Validación puntual de las SWE (escala diaria) en la estación SNOTEL <i>Huysink</i> de la subcuena del río <i>American</i> (M1:MHO, M2:MíBI1-1, M3:MíBI1-6, M4:MíBI2-6, M5:MíBIV3-2 y M6:MíBV3-7). .....	155
Figura 5. 22. Validación de la distribución de la nieve obtenida al comparar las imágenes de satélite y las simuladas con los modelos de fusión implementados (subcuenas de los ríos <i>Carson</i> "A" y <i>American</i> "B"). .....	156
Figura 5. 23. Comparación de las SWE (escala diaria) observadas y simuladas con los modelos del DMIP2 y los modelos de fusión implementados en la subcuena del río <i>Carson</i> (1:TOPKAPI, 2:MUCI, 3:GR4J, 4:HL-RDHM, 5:MHO, 6:MíBI1-1, 7:MíBI1-6; 8:MíBI2-6, 9:MíBIV3-2 y 10:MíBIV3-7). .....	158
Figura 5. 24. Comparación de las SWE (escala diaria) observadas y simuladas con los modelos del DMIP2 y los modelos de fusión implementados en la subcuena del río <i>American</i> (1:TOPKAPI, 2:MUCI, 3:GR4J, 4:HL-RDHM, 5:MHO, 6:MíBI1-1, 7:MíBI1-6; 8:MíBI2-6, 9:MíBIV3-2 y 10:MíBIV3-7). .....	158
Figura 5. 25. Celdas seleccionadas por ladera para evaluar la acumulación y la fusión de nieve en la subcuena del río <i>Carson</i> (ladera sur "A" y ladera norte "B"). .....	159

Figura 5. 26. Celdas seleccionadas por ladera para evaluar la acumulación y la fusión de nieve en la subcuenca del río <i>American</i> (ladera sur “A” y ladera norte “B”).	160
Figura 5. 27. Tasas máximas de fusión de nieve simuladas en las celdas de la ladera sur y la ladera norte de la subcuenca del río <i>Carson</i> .	161
Figura 5. 28. Tasas máximas de fusión de nieve simuladas en las celdas de la ladera sur y la ladera norte de la subcuenca del río <i>American</i> .	162
Figura 5. 29. Diferencias de tasas de fusión en $\text{mm h}^{-1}$ (modelo MíBI1-6 menos modelo MHO), en celdas de la ladera sur de la subcuenca del río <i>Carson</i> .	163
Figura 5. 30. Diferencias de tasas de fusión en $\text{mm h}^{-1}$ (modelo MíBI1-6 menos modelo MHO), en celdas de la ladera sur de la subcuenca del río <i>American</i> .	164
Figura 5. 31. Diferencias de tasas de fusión en $\text{mm h}^{-1}$ (modelo MíBI1-6 menos modelo MHO), en celdas de la ladera norte de la subcuenca del río <i>Carson</i> .	164
Figura 5. 32. Diferencias de tasas de fusión en $\text{mm h}^{-1}$ (modelo MíBI1-6 menos modelo MHO), en celdas de la ladera norte de la subcuenca del río <i>American</i> .	165
Figura 5. 33. Diferencias de SWE en mm (modelo MíBI1-6 menos modelo MHO), en las celdas de la ladera sur de la subcuenca del río <i>Carson</i> .	166
Figura 5. 34. Diferencias de SWE en mm (modelo MíBI1-6 menos modelo MHO), en las celdas de la ladera norte de la subcuenca del río <i>Carson</i> .	166
Figura 5. 35. Diferencias de SWE en mm (modelo MíBI1-6 menos modelo MHO), en las celdas de la ladera sur de la subcuenca del río <i>American</i> .	167
Figura 5. 36. Diferencias de SWE en mm (modelo MíBI1-6 menos modelo MHO), en las celdas de la ladera norte de la subcuenca del río <i>American</i> .	168
Figura 5. 37. A) Celdas seleccionadas en la ladera sur y B) celdas seleccionadas en la ladera norte de la subcuenca del río <i>Carson</i> .	169
Figura 5. 38. A) Celdas seleccionadas en la ladera sur y B) celdas seleccionadas en la ladera norte de la subcuenca del río <i>American</i> .	169
Figura 5. 39. Tasas de fusión de nieve mensual modeladas en las celdas seleccionadas de la ladera sur de la subcuenca del río <i>Carson</i> .	172
Figura 5. 40. Tasas de fusión de nieve mensual modeladas en las celdas seleccionadas de la ladera norte de la subcuenca del río <i>Carson</i> .	172

Figura 5. 41. Tasas de fusión de nieve mensual modeladas en las celdas seleccionadas de la ladera sur de la subcuenca del río <i>American</i> .....	173
Figura 5. 42. Tasas de fusión de nieve mensual modeladas en las celdas seleccionadas de la ladera norte de la subcuenca del río <i>American</i> .....	173
Figura 5. 43. Resultados en calibración de los caudales observados en la sección CISCO ubicada en la desembocadura de la cuenca de Contraix.....	176
Figura 5. 44. Validación puntual de las SWE en la pértiga PN03 y la simulación obtenida en el resto de pértigas sin información observada.....	177
Figura 5. 45. Validación temporal de los caudales en la sección de aforo CISCO de la cuenca de Contraix.....	178
Figura 5. 46. Validación temporal de la acumulación de nieve en las pértigas de la cuenca de Contraix. ....	179
Figura 5. 47. Validación espacio-temporal de los caudales en la sección de aforo ATC2 de la cuenca de Contraix. ....	180
Figura 5. 48. Variabilidad espacial y temporal de los factores DDF, conseguida utilizando el modelo MíBI1-6 en la cuenca de Contraix.....	181
Figura 5. 49. Variabilidad espacial y temporal de los factores DDF, conseguida utilizando el modelo MíBIV3-7 en la cuenca de Contraix.....	182
Figura 5. 50. Celdas seleccionadas por ladera para evaluar la acumulación y fusión de nieve en la cuenca de Contraix (ladera sur “A” y ladera norte “B”). ....	183
Figura 5. 51. Diferencias de tasas de fusión en $\text{mm } 0.5\text{h}^{-1}$ (modelo MíBI1-6 menos modelo MHO), en celdas de ladera sur de la cuenca de Contraix.....	184
Figura 5. 52. Diferencias de tasas de fusión en $\text{mm } 0.5\text{h}^{-1}$ (modelo MíBI1-6 menos modelo MHO), en celdas de ladera norte de la cuenca de Contraix.....	185
Figura 5. 53. Diferencias de SWE en mm (modelo MíBI1-6 menos modelo MHO), en las celdas de ladera sur de la cuenca de Contraix.....	185
Figura 5. 54. Diferencias de SWE en mm (modelo MíBI1-6 menos modelo MHO), en las celdas de ladera norte de la cuenca de Contraix.....	186
 Figura 6. 1. Imágenes de la primera nevada en el Parque Nacional de Aigüestortes.....	 217

---

Figura 6. 2. Ubicación de las catas de extracción de las muestra de suelo. En el mapa sólo aparecen 15, debido a que la cata 15 y 16 se encuentran a 4 metros...	218
Figura 6. 3. Cata 1, realizada entre 35 y 45 cm, a esta profundidad no se observó cambio en el perfil del suelo. El suelo completamente cubierto por vegetación.	219
Figura 6. 4. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 1.....	219
Figura 6. 5. Cata 2, realizada a 20 cm de profundidad, no se observó cambio en el perfil del suelo y se encontró roca. ....	220
Figura 6. 6. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 2.....	220
Figura 6. 7. Cata 3, no se encontró presencia de roca.....	221
Figura 6. 8. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 3.....	221
Figura 6. 9. Cata 4, realizada entre 20 y 25 cm, a esta profundidad no se observó cambio en el perfil del suelo y no se encontró presencia de roca. ....	222
Figura 6. 10. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 4. ....	222
Figura 6. 11. Cata 5, realizada a 30 cm de profundidad, no se observó cambio en el perfil del suelo y se encontró roca. ....	223
Figura 6. 12. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 5. ....	223
Figura 6. 13. Cata 6, realizada a 35 cm de profundidad, no se observó cambio en el perfil del suelo y se encontró roca. ....	224
Figura 6. 14. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 6. ....	224
Figura 6. 15. Cata 7, realizada a 25 cm de profundidad, no se observó cambio en el perfil del suelo y no se encontró roca. ....	225
Figura 6. 16. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 7. ....	225
Figura 6. 17. Cata 8, realizada entre 35 y 40 cm de profundidad, no se observó cambio en el perfil del suelo y se encontró roca. ....	226

---

---

Figura 6. 18. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 8. ....	226
Figura 6. 19. Cata 9, realizada entre 15 y 20 cm de profundidad, no se observó cambio en el perfil del suelo y se encontró roca. ....	227
Figura 6. 20. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 9. ....	227
Figura 6. 21. Cata 10, realizada entre 30 y 35 cm, el perfil cambia a partir de los 35 cm de profundidad (arena), y no se encontró roca. ....	228
Figura 6. 22. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 10. ....	228
Figura 6. 23. Cata 11, realizada entre 40 y 45 cm, no se observó cambio en el perfil del suelo y se encontró roca. ....	229
Figura 6. 24. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 11. ....	229
Figura 6. 25. Cata 12, realizada a 10 cm de profundidad, no se observó cambio en el perfil del suelo y se encontró roca. ....	230
Figura 6. 26. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 12. ....	230
Figura 6. 27. Cata 13, realizada a 25 cm de profundidad, no se observó cambio en el perfil del suelo y no se encontró roca. ....	231
Figura 6. 28. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 13. ....	231
Figura 6. 29. Cata 14, realizada entre 25 y 30 cm, no se observó cambio en el perfil del suelo y se encontró roca. ....	232
Figura 6. 30. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 14. ....	232
Figura 6. 31. Cata 15, realizada a 15 cm de profundidad, no se observó cambio en el perfil del suelo y se encontró roca. ....	233
Figura 6. 32. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 15. ....	233
Figura 6. 33. Cata 16, realizada entre 15 y 20 cm de profundidad, no se observó cambio en el perfil del suelo y se encontró roca. ....	234

---

Figura 6. 34. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 16. ....	234
Figura 6. 35. Lago de Contraix, ubicado en la parte alta de la cuenca de Contraix. ....	235
Figura 6. 36. Panorámica del lago de Contraix tomada el día 21 de julio 2009, se observa mantos nivales.....	235
Figura 6. 37. A) cauce natural aguas abajo de la salida 3. B) salida ubicada en el punto 4, se observó un enrocamiento por arriba del nivel del agua y aguas abajo un cauce con mayor acumulación de rocas. ....	236
Figura 6. 38. Manto de nieve ubicado en ladera norte, se escucho escurrimiento producto de la fusión de nieve. ....	236
Figura 6. 39. Muestra los seis cuerpos de agua localizados en la cuenca de Contraix. En el lago "I" con cubierta de hielo, no se observó vertido directo del lago, ni escurrimiento por filtraciones. Lago "II", foto tomada desde lago de Contraix. ....	237
Figura 6. 40. A) muestra los puntos 15 y 6 donde se detectaron las filtraciones producto de las infiltraciones del lago de Contraix. B) Se muestra las tres salidas del lago Contraix, 15 y 6 son por filtraciones.....	237
Figura 6. 41. A) localización del punto 16. B) se observa la escorrentía proveniente del punto 3, vertido directo del lago de Contraix. C) punto 16 saliente del flujo que proviene de 3, 15 y 6. ....	238
Figura 6. 42. Localización de la escorrentía en el punto 9 y filtraciones en los puntos 7 y 8.....	238
Figura 6. 43. . Muestra la ubicación geográfica de los puntos de interés 10, 11, 12, 13, 14, 18 y 17 y las aportaciones de caudales superficiales identificadas en el punto 10. ....	239
Figura 6. 44. A) escurrimiento que desemboca en el punto 13, se observa nevero y filtraciones. B) cauce principal punto 14, con un ancho de 3 metros y una profundidad de 40 cm. C) filtraciones en ladera sur, ubicadas en el punto 16. D) filtraciones en ladera sur punto 17. ....	239
Figura 6. 45. Puntos revisados en campo correspondientes a cauces. [2] cauce aguas arriba con un caudal de $30 \text{ l s}^{-1}$ aproximadamente. [3] manantial. [4]	

manantial distribuido. [5] recoge los caudales y los dirige hacia el canchal ubicado en la margen izquierda a la altura del punto 1.....	240
Figura 6. 46. A) muestra el cauce principal en el punto 1. B) secciones de afluentes a la margen izquierda del cauce principal. ....	240

# Lista de tablas

---

Tabla 2. 1. Ventajas y desventajas de los métodos usados en la cuantificación de la fusión (Valéry, 2010).....	54
Tabla 2. 2. Ejemplos de modelación de glaciares y nieve con el método de balance de energía (Hock, 2005). .....	55
Tabla 2. 3. Típicos rangos de albedos para superficie de nieve (Armstrong y Brun, 2008). .....	58
Tabla 2. 4. Valores de emisividad de ciertas sustancias típicas (Herrero, 2007)....	60
Tabla 2. 5. Valores de factores de fusión grado-día, usados en la estimación de la fusión de nieve (Singh et al., 2000 <sup>(1)</sup> ; Hock, 2003 <sup>(2)</sup> y Singh et al., 2011 <sup>(3)</sup> ). *mm °k <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup> . .....	64
Tabla 2. 6. Modelos hidrológicos que realizan modelación de la nieve a través de los métodos grado-día y balance de energía.....	72
Tabla 3. 1. Valores asignados a los factores de fusión grado-día para diferentes ocupaciones de suelo (Bengtsson y Semádeni-Davies, 2011; Martinec y Rango, 1986; Gray y Prowse, 1992; Bergström, 1995; Kuusisto, 1984; Kuchment y Gelfan, 1996; Singh y Bengtsson, 2005 Bengtsson y Westerström, 1992).....	88
Tabla 3. 2. Parámetros de producción de escorrentía del modelo TETIS calibrados automáticamente (Francés et al., 2007).....	91
Tabla 3. 3. Parámetros de las conceptualizaciones de fusión implementadas que se obtienen por calibración automática. ....	92
Tabla 4. 1. Evapotranspiración potencial utilizada en la modelación hidrológica. ....	100

Tabla 4. 2. Capacidad de campo y punto de marchitez permanente obtenidos con el SWC. ....	110
Tabla 4. 3. Valores de capacidad de infiltración de suelos utilizados en el cálculo del parámetro $K_s$ . ....	110
Tabla 4. 4. Índices de cubierta vegetal para la subcuenca del río <i>Carson</i> . ....	112
Tabla 4. 5. Índices de cubierta vegetal para la subcuenca del río <i>American</i> . ....	112
Tabla 4. 6. Evapotranspiración potencial calculada con <i>Penman-Monteith</i> de la FAO. ....	117
Tabla 4. 7. Componentes de radiación directa y difusa de onda corta calculados en <i>ArcGIS</i> utilizando el DEM de cada cuenca. ....	122
Tabla 4. 8. Rango de factores de fusión grado-día por ocupación de suelo a partir de la literatura y los valores medios empleados en la construcción de los mapas MDDF. ....	125
Tabla 5. 1. Modelos de fusión a evaluar en las subcuencas de los ríos <i>Carson</i> y <i>American</i> . ....	129
Tabla 5. 2. Periodos empleados en calibración y validación de los modelos en las subcuencas de Sierra Nevada. ....	129
Tabla 5. 3. Parámetros efectivos medios, factores correctores de fusión, factores de fusión grado-día y la temperatura base obtenidos para la subcuenca del río <i>Carson</i> . ....	131
Tabla 5. 4. Estadísticos obtenidos en caudales y volúmenes para el periodo de calibración en la subcuenca del río <i>Carson</i> . ....	132
Tabla 5. 5. Componentes del balance hídrico para el año hidrológico (01/10/1992-30/09/1993) de la subcuenca del río <i>Carson</i> . ....	133
Tabla 5. 6. Parámetros efectivos medios, factores correctores de fusión, factores de fusión grado-día y temperatura base, obtenidos para la subcuenca del río <i>American</i> . ....	135
Tabla 5. 7. Estadísticos obtenidos en caudales y volúmenes para el periodo de calibración en la subcuenca del río <i>American</i> . ....	136
Tabla 5. 8. Componentes del balance hídrico para el año hidrológico (01/10/1992-30/09/1993) de la subcuenca del río <i>American</i> . ....	137

Tabla 5. 9. Eficiencias obtenidas en validación temporal de los modelos en la subcuenca del río <i>Carson</i> .	139
Tabla 5. 10. Eficiencias obtenidas en validación temporal de los modelos en la subcuenca del río <i>American</i> .	140
Tabla 5. 11. Eficiencias obtenidas en validación espacial de caudales en la estación de aforo <i>Marklleeville</i> de la subcuenca del río <i>Carson</i> .	141
Tabla 5. 12. Eficiencias obtenidas en validación espacio-temporal en la estación de aforo <i>Marklleeville</i> de la subcuenca del río <i>Carson</i> .	142
Tabla 5. 13. Estadísticos obtenidos al comparar los caudales observados y simulados para el periodo del 01/10/1992 al 30/09/2000 en las subcuencas de Sierra Nevada.	144
Tabla 5. 14. Acumulación de nieve mensual obtenida con los modelos MHO y MÍBI1-6, en las celdas de la ladera sur y norte de la subcuenca del río <i>Carson</i> .	165
Tabla 5. 15. Acumulación de nieve mensual obtenida con los modelos MHO y el MÍBI1-6, en las celdas de la ladera sur y norte de la subcuenca del río <i>American</i> .	167
Tabla 5. 16. Rangos de los factores DDF de las celdas seleccionadas utilizados en la modelación.	170
Tabla 5. 17. Temperaturas base obtenidas de la calibración automática y el valor medio empleado en el presente análisis.	170
Tabla 5. 18. Índices de eficiencia de NSE obtenidos modelando el mismo periodo de calibración con la temperatura base media.	171
Tabla 5. 19. Periodos empleados en calibración y validación de los modelos en la cuenca de <i>Contraix</i> .	174
Tabla 5. 20. Parámetros efectivos medios, factores correctores de fusión, factores de fusión grado-día y la temperatura base obtenidos para la cuenca de <i>Contraix</i> .	175
Tabla 5. 21. Estadísticos obtenidos en caudales y volúmenes para el periodo de calibración.	175
Tabla 5. 22. Estadísticos obtenidos en la validación temporal de los modelos para el periodo 01/10/2009-30/09/2010 en la desembocadura de la cuenca de <i>Contraix</i> .	178

Tabla 5. 23. Concavidad y profundidad del terrero obtenido con <i>ArcGIS</i> . Además de información sobre las densidades de nieve medidas en las pértigas instaladas en campo.....	179
Tabla 5. 24. Estadísticos obtenidos en validación espacio-temporal de los caudales en la sección ATC2 de la cuenca de Contraix.....	180
Tabla 6. 1. Las 16 catas hechas en campo (P.R*=presencia de roca).....	218

# Símbolos

---

Unidades: L longitud, E energía, T tiempo, G grados, P presión y M masa

Símbolo	Descripción	Dimensión
$A$	Albedo	
$angIn_{\theta a}$	Ángulo de incidencia	
$CC$	Capacidad de campo	
$Cc$	Área cubierta por la vegetación	$L^2$
$Ch$	Coefficiente de transferencia de calor sensible	
$Ci$	Calor específico del hielo ( $2,102 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ )	
$CMF$	Denominado por los autores como combinado del factor de fusión ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ EI}^{-1} \text{ h}^{-1}$ )	
$Cn$	Cubierta de nubes	
$cp$	Calor específico del aire	$\text{E M}^{-1} \text{ G}^{-1}$
$Cs$	Cubierta de nieve	$L^2$
$Cv$	Densidad de la vegetación	
$Cw$	Calor específico del agua ( $4.188 \times 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ )	
$DDF$	Factor de fusión grado-día	$\text{L G}^{-1} \text{ T}^{-1}$
$DDF_1$	Factor de fusión grado-día ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ )	
$DDF_2$	Factor de fusión grado-día con aportes de energía por lluvia ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ )	
$Dur$	Intervalo de tiempo usado en el cálculo	$\text{T}$
$E^*t+\Delta t$	Total de energía disponible para la fusión en cada intervalo temporal	$\text{E L}^{-2} \text{ T}^{-1}$
$e_o$	Presión de vapor en la superficie del manto de nieve	$\text{P}$
$ea$	Presión de vapor en la atmósfera	$\text{P}$
$Elev$	Elevación sobre el nivel del mar	$\text{L}$
$esat$	Presión de vapor saturado	$\text{P}$
$ET_0$	Evapotranspiración potencial	$\text{L T}^{-1}$
$ETr$	Evapotranspiración real	$\text{L T}^{-1}$
$fcn_1$ y $fcn_2$	Factores correctores de los factores de fusión asignados para cada celda en el mapa MDDF	
$fF$	Factor de cubierta vegetal	
$fr$	Fración de la precipitación en forma de lluvia	$\text{L}$
$fsl$	Factor de pendiente	
$Ga$	Ángulo acimutal de la superficie	
$G_s$	Radiación global observada ( $\text{W m}^{-2}$ )	
$Gz$	Ángulo del cenit	
$H$	Humedad	
$hs$	Profundidad del manto de nieve	$\text{L}$

$Hu$	Almacenamiento capilar del suelo (mm)	
$h_{wret}$	Capacidad de retención de agua líquida en un manto de nieve	L
$I$	Potencial de radiación directa de onda corta a cielo despejado	
$IDC$	Método inverso de la distancia al cuadrado	
$IR$	Valor del índice de radiación global de onda corta para cada celda obtenido del mapa MIR (adimensional)	
$IRs$	índice de radiación solar	
$Is$	Radiación directa de onda corta observada ( $W m^{-2}$ )	
$kg$	Conductividad térmica del suelo	$E L^{-1} G^{-1}$
$Km$	Constante de proporcionalidad para regiones montañosas	
$Kp$	Capacidad de percolación ( $mm h^{-1}$ )	
$Ks$	Capacidad de infiltración ( $mm h^{-1}$ )	
$Kv$	Coefficiente de transmisión de radiación de la vegetación	
$L$	Calor latente por vaporización o sublimación	
$Lf$	Calor latente de fusión	$E M^{-1}$
$M$	Tasas de fusión de nieve	$L T^{-1}$
$m(\theta)$	Longitud de ruta óptica relativa	
$MBE$	Modelo de balance de energía	
$MDDF$	Mapa de factores de fusión grado-día ( $mm ^\circ C^{-1} d^{-1}$ )	
$MF$	Parámetro del modelo ( $m ^\circ C^{-1} s^{-1}$ )	
$Mfi$	parámetro del modelo TETIS ( $mm ^\circ C^{-1} d^{-1}$ )	
$Mf_2$	Parámetro del modelo TETIS ( $mm ^\circ C^{-1} d^{-1}$ )	
$MGD$	Modelo grado-día	
$MIR$	Mapa de índices de radiación (adimensional)	
$MO$	Contenido de materia orgánica (%)	
$N$	Precipitación solida	L
$Pa$	Presión atmosférica	P
$Pdif$	Porción del flujo de radiación global normal difundido	
$PMP$	Punto de marchitez permanente	
$Pr$	Precipitación	L
$Q_{obs}$	Caudal observado	$L^3 T^{-1}$
$Q_{sim}$	Caudal simulado	$L^3 T^{-1}$
$Q_e$	Calor latente de evaporación sublimación y condensación	$E L^{-2}$
$Q_g$	Calor del suelo por conducción	$E L^{-2}$
$Q_h$	Calor convectivo o sensible del aire	$E L^{-2}$
$Q_i$	Energía interna en un manto de nieve	$E L^{-2}$
$Q_l$	Radiación de onda larga	$E L^{-2}$
$Q_{l\downarrow\uparrow}$	Radiación de onda larga entrante y saliente	$E L^{-2}$
$Q_m$	Energía de fusión	$E L^{-2} T^{-1}$
$Q_{nl}$	Radiación neta de onda larga	$E L^{-2}$
$Q_{ns}$	Radiación neta de onda corta absorbida por la nieve	$E L^{-2}$
$Q_r$	Calor sensible y latente aportado por lluvia	$E L^{-2}$
$Q_s$	Radiación de onda corta	$E L^{-2}$
$Q_{s\downarrow\uparrow}$	Radiación de onda corta entrante y saliente	$E L^{-2}$
$RDif$	Radiación difusa	$E L^{-2}$
$RDir$	Radiación directa	$E L^{-2}$
$Rglb$	Radiación global normal	$E L^{-2}$

<i>RGlob</i>	Radiación global	EL <sup>-2</sup>
<i>SConst</i>	Constante solar (1,367 W m <sup>-2</sup> )	
<i>SkyGap<sub>θ<sub>α</sub></sub></i>	Fracción de espacio para el sector del cielo	
<i>sunDur<sub>θ<sub>α</sub></sub></i>	Duración de tiempo representado por el sector del cielo	
<i>SunGap<sub>θ<sub>α</sub></sub></i>	Fracción de espacio para el sector del mapa solar	
<i>svf</i>	Fracción de <i>Sky-View</i>	
SWE	Altura equivalente de agua	L
T	Temperatura en la superficie (°C o °K)	
<i>T<sub>o</sub></i>	Temperatura de fusión del hielo (273°K)	
<i>T<sub>a</sub></i>	Temperatura del aire (°C o °K)	
<i>T<sub>b</sub></i>	Temperatura base o umbral (°C o °K)	
<i>T<sub>c</sub></i>	Temperatura de la cubierta forestal (°C o °K)	
<i>T<sub>g</sub></i>	Temperatura del suelo (°C o °K)	
<i>T<sub>m</sub></i>	Temperatura del punto de fusión (°C o °K)	
<i>T<sub>r</sub></i>	Temperatura de la lluvia (°C o °K)	
<i>T<sub>s</sub></i>	Temperatura del manto de nieve (°C o °K)	
<i>T<sub>s</sub></i>	Temperatura crítica de diferenciación (271 a 275°K)	
<i>T<sub>sb</sub></i>	Temperatura en la base del manto de nieve (°C o °K)	
<i>ua</i>	Velocidad del viento	LT <sup>-1</sup>
<i>Wd</i>	Dirección del viento	
<i>Weight<sub>θ<sub>α</sub></sub></i>	Porción de radiación difusa que se origina en cielo uniforme y parcialmente cubierto	
<i>Zt</i>	Masa de nieve	
<i>α</i>	Coefficiente de conversión de índices (mm °C <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup> )	
<i>β</i>	Factor de radiación	
<i>β<sub>i</sub></i>	Transmisividad de la atmósfera	
<i>ε</i>	Emisividad (0 ≤ ε ≤ 1)	
<i>θ</i>	Longitud de ruta del cenit	
<i>θ<sub>ret</sub></i>	Contenido máximo de agua retenida en un manto de nieve	
<i>θ<sub>s</sub></i>	Contenido de agua en el suelo	
<i>θ<sub>v</sub></i>	Contenido de agua líquida de la nieve	
<i>λ</i>	Índice de cubierta vegetal	
<i>λ<sub>f</sub></i>	Calor latente de fusión (0.334 MJ kg <sup>-1</sup> )	
<i>ρ<sub>a</sub></i>	Densidad del aire	ML <sup>-3</sup>
<i>ρ<sub>s</sub></i>	Densidad de la nieve	ML <sup>-3</sup>
<i>ρ<sub>w</sub></i>	Densidad del agua (1,000 kg m <sup>-3</sup> )	
<i>σ</i>	Constante de <i>Stefan-Boltzmann</i> (5.67x10 <sup>-8</sup> W m <sup>-2</sup> K <sup>-2</sup> )	
<i>σ<sub>I</sub></i>	Parámetro del modelo TOPKAPI igual a 0.3 obtenido por experimentación	

# Resumen

---

La presente tesis doctoral tiene como objetivo investigar los efectos de la variabilidad de los factores de fusión que utiliza el método grado-día, en la modelación de la fusión de nieve y su repercusión en la modelación hidrológica en cuencas de alta montaña. Lo anterior, con la finalidad de proporcionar una alternativa parsimoniosa a la simulación de la fusión de nieve en la modelación hidrológica de este tipo de cuencas, cuya problemática principal es no contar con la información suficiente para aplicar otros modelos de fusión conceptualmente más completos, como los de balance de energía. Para llevar a cabo lo anterior, en esta tesis se han planteado tres conceptualizaciones matemáticas de modelos híbridos de fusión de nieve que se basan en el método clásico grado-día, pero que a diferencia de éste, consideran la variabilidad de los factores de fusión. Estas conceptualizaciones se han implementado en el modelo hidrológico distribuido conceptual con parámetros físicamente basados TETIS, para la modelación de los procesos del ciclo hidrológico. La variabilidad de los factores de fusión se introduce en los modelos híbridos a escala de celda mediante mapas de índices de radiación, los cuales son construidos tomando en cuenta la radiación global de onda corta con cielo despejado, las características morfológicas de la cuenca, la sombra de relieve y la época del año. Asimismo, se utilizan los mapas de factores de fusión determinados a partir de los aportes de energía para la fusión de nieve en función de la ocupación del suelo, obtenidos a partir de trabajos previos encontrados en la literatura científica. Por otro lado, se ha implementado la calibración automática de los parámetros usados por las conceptualizaciones matemáticas propuestas, utilizando el algoritmo de optimización *Shuffled Complex Evolution* (SCE-UA) desarrollado por la Universidad de Arizona, EE.UU.

En la evaluación de los modelos híbridos de fusión implementados, se ha propuesto utilizar tres casos de estudio que son, las subcuencas de los ríos *Carson* y *American* de Sierra Nevada, EE. UU., y la cuenca pirenaica-mediterránea de

Contraix ubicada en el interior del Parque Nacional de Aigüestortes en los pirineos catalanes España. Estas son cuencas geográficamente cerradas y presentan un régimen hidrológico completamente diferente, debido a su ubicación y a su elevación media. La evaluación ha consistido en analizar tanto los resultados obtenidos con variabilidad de los factores de fusión, a través de los modelos híbridos propuestos, como los obtenidos empleando factores de fusión homogéneos con la conceptualización clásica del método grado-día. En el caso de la modelación de caudales en los puntos de control ubicados en la desembocadura y en el interior de las subcuencas de Sierra Nevada, se ha observado que el efecto que introduce la variabilidad es mínimo. Así como también lo han demostrado las altas eficiencias conseguidas con todos los modelos analizados. Sin embargo, estas eficiencias conseguidas en la modelación de los caudales, no implica la correcta modelación de la nieve, específicamente de los procesos de acumulación y fusión por parte de los modelos implementados. En vista de lo anterior, se ha evaluado el efecto de la variabilidad de los factores de fusión en la modelación de la nieve, a través de la validación puntual y espacial de los resultados obtenidos en la modelación de las subcuencas de Sierra Nevada. Para esto, se utiliza información de las estaciones meteorológicas SNOTEL, de pértigas y de imágenes de satélite. En este caso, los modelos analizados mostraron un comportamiento totalmente diferente en la modelación de la nieve. Asimismo, se observa que el modelo híbrido que introduce la variabilidad, usando los mapas de índices de radiación, es el que mejores resultados proporciona en las validaciones realizadas.

La evaluación de los modelos implementados también se ha realizado comparando los resultados analizados anteriormente con los obtenidos para estas mismas subcuencas por otros modelos hidrológicos que han participado en el *Distributed Hydrologic Model Intercomparison Project-Phase 2 (DMIP2)*. Algunos de estos modelos emplean el balance de energía en la modelación de la nieve. En general, los resultados de esta comparación mostraron eficiencias de los modelos propuestos en esta tesis, muy similares a las conseguidas por los modelos del DMIP2 e incluso, en el caso de la modelación de la nieve, se superan las eficiencias de algunos de los modelos del DMIP2.

En la última parte de esta tesis se evalúan dos de los modelos implementados utilizando la cuenca de Contraix, con una escala espacial de mayor precisión y una escala temporal de media hora. Estos modelos se han seleccionado en función de los resultados obtenidos en las subcuencas de Sierra Nevada y se han evaluado siguiendo el mismo procedimiento anterior. Lo anterior, con la finalidad de

detectar inconsistencias en las conceptualizaciones analizadas producto del cambio de escala y validar los resultados conseguidos en las subcuencas de Sierra Nevada. Los resultados mostraron un comportamiento muy parecido con eficiencias en la modelación de los caudales nuevamente muy similares entre los modelos y con resultados en la modelación de la nieve influenciados por la variabilidad de los factores de fusión. Al igual que para las subcuencas anteriores, los mejores resultados en la cuenca de Contraix se han obtenido con el modelo híbrido que utiliza los mapas de índices de radiación.

Finalmente, en esta tesis se demuestra que los resultados en la modelación de los procesos de acumulación y fusión de la nieve en cuencas de alta montaña, pueden mejorarse de manera significativa cuando se utiliza una conceptualización parsimoniosa que considere la variabilidad de los factores de fusión. Asimismo, la influencia de la variabilidad en la modelación de los caudales en la desembocadura de una cuenca, no aporta mayores ventajas que la conceptualización clásica del modelo grado-día. Es por todo ello, que en la selección del modelo a utilizar en estas zonas dependerá de la información disponible, así como el objetivo del modelo y de los resultados que se desee conseguir.

## Abstract

This thesis aims to investigate the variability effects of snowmelt factors used by the degree-day method in the hydrological modeling of run-off production and in the processes of accumulation and snowmelt in high mountain basins. This, in order to provide a parsimonious alternative to simulate the snowmelt in hydrological modeling of such basins, whose the main problem is not having enough information to apply models conceptually more complex as the energy balance model. To accomplish this, three mathematical conceptualizations of snowmelt hybrid models have been proposed, based on the degree-day classic method, but considering the variability of snowmelt factors. These conceptualizations have been implemented in the conceptual distributed hydrological model with parameters physically based, TETIS, that model the processes of hydrological cycle. The variability of snowmelt factors is introduced into the hybrid models, with a cell scale, by using maps of radiation indexes, which are built taking into account the global shortwave radiation with clear sky, the morphological characteristics of the basin, the shadow of the relief and the season of the year. Also, the maps of the snowmelt factors, determined from

energy inputs to snowmelt, depending on land cover, are used. In addition, the automatic calibration of the parameters is implemented using the mathematical conceptualizations proposed, by using the optimization algorithm Shuffled Complex Evolution (SCE-UA) developed by the University of Arizona, USA.

To evaluating the hybrid models implemented, it has been proposed three case studies: the sub-basins of the Carson and American rivers of Sierra Nevada, USA, and the Mediterranean basin Contraix, located in the Aigüestortes National Park in the Catalan Pyrenees, Spain. These basins are geographically closed and have a completely different hydrological regime, due to its location and its average elevation. The evaluation process has involved the analysis of the results obtained both with the variability of snowmelt factors, as those obtained using homogeneous snowmelt factors through the classical degree-day conceptualization method. In the case of results of streamflow production at the control points located in the mouth and in the interior of the basins Sierra Nevada, it is observed that the effect of variability is minimal. In the same way, have demonstrated the high efficiencies achieved with all the models analyzed, including the degree-day model with homogeneous snowmelt factors. However, these high efficiencies achieved in the modeling of the streamflow, do not mean the correct modeling of snow, specifically the processes of accumulation and melting of the implemented models. In relation to above, the effect of the variability of the snowmelt factors is evaluated through the spatial point and validation of the results obtained in the modeling of Sierra Nevada basin. To do this, information from SNOTEL meteorological stations, of poles and satellite images are used. In this case the results showed a completely different behavior in the modeling of snow by the models analyzed. It is also noted that the hybrid model which introduces variability, using the maps of radiation indexes, provides better results in the validations performed.

The evaluation of the models implemented also been performed by comparing the results with those obtained previously, analyzed for the same basins for other hydrologic models that have participated in the Distributed Hydrologic Model Intercomparison Project-Phase 2 (DMIP2). Some of these models use the energy balance modeling of snow. In general, the results of this comparison showed efficiencies of the models proposed in this thesis, very similar to those achieved by DMIP2 models and even, in the case of modeling snow efficiencies are overcome some of the models the DMIP2.

In the last part of this thesis are evaluated two of the models implemented using the Contraix basin, with a spatial scale of greater precision and a time scale of half an hour. These models have been selected according to the results of the Sierra Nevada basins and evaluated following the same procedure as above. This, in order to detect inconsistencies in the analyzed conceptualizations of the change of scale, and validate the results achieved in the basins of Sierra Nevada. The results showed a very similar behavior, with efficiencies in modeling the streamflow very similar between the models and results on the modeling of snow variability influenced by snowmelt factors. The same way, the best results in the Contraix basin were obtained with the hybrid model that uses radiation index maps.

Finally, in this thesis demonstrates that the results in modeling the processes of accumulation and melting snow in high mountain basins can be improved significantly when a parsimonious conceptualization to consider the variability factors used fusion. Also, the effect of the variability in modeling runoff production at the mouth of a basin, provides no greater advantages than the classic conceptualization degree-day model. For all these reasons, the selection of model to be used in these areas will depend on the available information, the objective of the model and the results to achieve.

## Resum

La present tesi doctoral té com a objectiu investigar els efectes de la variabilitat dels factors de fusió que utilitza el mètode grau-dia, en la modelització hidrològica de la producció d'escorrentia i en la modelització dels processos d'acumulació i fusió de neu en conques d'alta muntanya. Tot açò, amb la finalitat de proporcionar una alternativa parsimoniosa a la simulació de la fusió en la modelització hidrològica d'aquestes conques, la característica principal de les quals és la problemàtica de no comptar amb la suficient informació per a aplicar altres models de fusió conceptualment més complets com els de balanç d'energia. Per a dur a terme aquesta tasca, en aquesta tesi s'han plantejat tres conceptualitzacions matemàtiques de models híbrids de fusió que es basen en el mètode grau-dia clàssic, però que a diferència d'aquest, sí consideren la variabilitat dels factors de fusió. Aquestes conceptualitzacions s'han implementat en el model hidrològic distribuït conceptual amb paràmetres físicament basats TETIS, per a la modelització dels processos del cicle hidrològic. La variabilitat dels factors de fusió és introduïda als models híbrids a escala de cel·la utilitzant per a açò, mapes

d'índexs de radiació construïts prenent en compte la radiació global d'ona curta a cel buidat, les característiques morfològiques de la conca, l'ombra de relleu i l'època de l'any. Així mateix, usant també els mapes de factors de fusió determinats a partir de les aportacions d'energia per a la fusió de neu d'acord amb l'ocupació del sòl, obtinguts de treballs previs proposats en literatura. D'altra banda, per a facilitar la present investigació s'ha implementat el calibratge automàtic dels paràmetres que usen en les conceptualitzacions matemàtiques proposades, utilitzant per a açò, l'algoritme d'optimització *Shuffled Complex Evolution* (SCE-UA) desenvolupat per la Universitat d'Arizona, EE. UU.

Per a l'avaluació dels models híbrids de fusió implementats s'ha proposat utilitzar tres casos d'estudi, que són les subconques dels rius Carson i American de Serra Nevada EE. UU., i la conca mediterrània de Contraix situada a l'interior del Parc Nacional d'Aigüestortes en els Pirineus catalans, Espanya. Aquestes són conques geogràficament tancades i presenten un règim hidrològic completament diferent a causa de la seua ubicació i a la seua elevació mitjana. L'avaluació duta a terme, ha consistit en analitzar tant els resultats obtinguts amb variabilitat dels factors de fusió a través dels models híbrids implementats, com els obtinguts emprant factors de fusió homogenis amb la conceptualització clàssica del mètode grau-dia. En el cas dels resultats en la producció de cabals en els punts de control situats en la desembocadura i a l'interior de les subconques de Serra Nevada, s'ha observat que l'efecte que introdueix la variabilitat és mínim com ho han demostrats les altes eficiències aconseguides amb tots els models analitzats, inclòs el model grau-dia amb factors de fusió homogenis. És a dir, si l'objectiu del model és només modelar els cabals en els punts de control, qualsevol dels models analitzats podria ser emprat. No obstant açò, aquestes altes eficiències aconseguides en la modelització hidrològica dels cabals, no implica la correcta modelització de la neu, específicament dels processos d'acumulació i fusió per part dels models implementats. D'acord amb açò, el següent pas va consistir en avaluar l'efecte de la variabilitat dels factors de fusió a través de la validació puntual i espacial dels resultats obtinguts en la modelització de la neu de les subconques de Serra Nevada. Utilitzant para l'anterior, informació d'estacions meteorològiques SNOTEL, perxes i imatges de satèl·lit. Els resultats en aquest cas, van mostrar un comportament totalment diferent en la modelització de la neu per part dels models analitzats, que és el que s'estava cercant. Així mateix, s'ha observat que el model híbrid que introdueix la variabilitat usant els mapes d'índexs de radiació, és el que millors resultats ha obtingut en les validacions realitzades.

L'avaluació dels models implementats també s'ha realitzat comparant els resultats analitzats anteriorment amb els obtinguts per a aquestes mateixes subconques per altres models hidrològics que han participat en el *Distributed Hydrologic Model Intercomparison Project-Phase 2* (DMIP2). Alguns dels quals empren en la modelització de la neu el balanç d'energia. En general, els resultats d'aquesta comparació van mostrar eficiències dels models implementats en aquesta tesi molt similars a les aconseguides pels models del DMIP2 i en el cas de la modelització de la neu, s'han aconseguit i, fins i tot, superat les eficiències d'alguns dels models del DMIP2.

En l'última part d'aquesta tesi s'ha realitzat l'avaluació de dos dels models implementats utilitzant la conca de Contraix, amb una escala espacial de major precisió i una escala temporal de mitja hora. Aquests models s'han seleccionat en funció dels resultats obtinguts en les subconques de Serra Nevada i s'han avaluat seguint el mateix procediment anterior. Tot açò, amb la finalitat de detectar inconsistències en les conceptualitzacions analitzades producte del canvi d'escala i validar els resultats aconseguits en les subconques de Serra Nevada. Els resultats van mostrar un comportament molt semblant amb eficiències en la modelització dels cabals novament molt similars entre els models i amb resultats en la modelització de la neu influenciats per la variabilitat dels factors de fusió. Igual que per a les subconques anteriors, els millors resultats en la conca de Contraix s'han obtingut amb el model híbrid que utilitza els mapes d'índexs de radiació.

La conclusió a la qual s'ha arribat en aquesta tesi és que els resultats en la modelització dels processos d'acumulació i fusió de la neu en conques d'alta muntanya, poden millorar-se de manera important quan s'utilitza una conceptualització parsimoniosa que tinga en compte la variabilitat dels factors de fusió. Així mateix, la influència d'aquesta en la modelització de la producció d'escorrentia en la desembocadura d'una conca no aporta majors avantatges que la conceptualització del grau-dia clàssica. És per tot açò, que la selecció del model a utilitzar en aquestes zones dependrà de la informació disponible, així com de l'objectiu del model i dels resultats que es desitge aconseguir.

# Capítulo 1

## Introducción

---

El éxito en la modelación hidrológica de una cuenca de alta montaña depende de la correcta cuantificación y simulación de los procesos de la nieve, principalmente de la fusión. Sin embargo, modelar matemáticamente éstos no es una tarea sencilla y se tiene que recurrir a simplificaciones matemáticas para tratar de simular el almacenamiento temporal y la liberación del agua por fusión en varias escalas de tiempo. La alta variabilidad espacial y temporal de la fusión se debe a la distribución de las precipitaciones, temperaturas y los efectos orográficos (Kling et al., 2006). En el caso de los dos primeros son procesos no lineales modelados en la hidrología a través de herramientas como los modelos determinísticos. Asimismo, esta variabilidad está fuertemente influenciada por los efectos de la elevación, la pendiente, la topografía, la vegetación, la rugosidad de la superficie, la radiación y los intercambios de energía entre la nieve y el aire (Barros y Lettenmaier, 1993; Cline, 1995; Elder et al., 1991). A la vista de lo anterior, modelar estas zonas es todo un desafío que ha despertado gran interés por simular correctamente la fusión debido a su gran repercusión en temas de recursos hídricos, producción hidroeléctrica, erosión, inundaciones y cambio climático (Nash y Gleick, 1991; Bardossy et al., 1999). Por ejemplo, la nieve como recurso hídrico, desempeña un papel vital al ser un sistema natural de almacenamiento y regulación de flujo que es fuente principal de agua en países como EE. UU.,

Canadá, la mayor parte de Europa y el norte de Asia cubriendo un 35% de la superficie de la tierra según Miteva (2008). En su cuantificación se suelen utilizar modelos matemáticos como es el caso de La Dirección General del Agua de España a través de su programa evaluación de recursos hídricos procedentes de la innivación (ERHIN), que realiza esfuerzos en la cuantificación de los volúmenes almacenados en forma de nieve para la gestión y planificación hidrológica. Asimismo, el *National Operational Hydrologic Remote Sensing Center* (NOHRSC) de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), realiza la cuantificación de la nieve utilizando teledetección y modelos matemáticos en las cuencas de EE. UU., a partir de esta información se prevé el caudal de los ríos como el Bravo ubicado en el suroeste de EE. UU., y México. Asociado al tema de gestión está la producción hidroeléctrica, ésta es la tercera fuente de energía primaria después de los combustibles fósiles y la energía nuclear. Es la más utilizada de las energías renovables en países como EE. UU., Canadá y China. En el tema de predicción de inundaciones interesa modelar de la nieve su distribución espacial, su volumen total y su caudal consecuencia de la fusión con el objetivo de evitar daños por la formación de riadas cuando se presenta la combinación de un periodo cálido y lluvioso en los meses de primavera. Por otro lado, las variaciones en las temperaturas y precipitaciones causadas por el cambio climático, han provocado en estas cuencas variaciones importantes en la acumulación y la fusión de nieve con repercusiones en sus características climáticas, al ser la nieve una importante variable geofísica en la diversificación del clima a través del control del albedo (Nolin y Stroeve, 1997; Ross y Walsh, 1986; Barnett et al., 1989). A escala global con la eminente disminución de los glaciares, en los cuales el balance de masa se ha visto afectado por tasas muy elevadas de fusión que se han triplicado en los últimos años como es el caso del glaciar de Groenlandia. Asimismo, la disminución de las cantidades de nieve de temporada para remplazar el hielo fundido, son prueba de un cambio en el que la modelación de la fusión tiene un papel muy importante a escala regional y global, como herramienta de apoyo en la prevención, gestión, cuantificación de los procesos de la nieve y de los trabajos de inspección y auscultación.

## 1.1. Problemática

El principal problema al que se enfrenta siempre en la modelación de cuencas de alta montaña es la falta de información observada para determinar los *input* y

---

variables que emplean los modelos matemáticos de fusión. Las cuencas de alta montaña son zonas de difícil acceso y aislamiento principalmente en época de invierno, en donde las condiciones climáticas y la nieve dificultan la obtención de mediciones directas a pesar de contar con los medios y la preparación para ello. Agregado a lo anterior esta la escasa instrumentación en estas áreas, en donde disponer de una red de estaciones meteorológicas que cubra grandes extensiones es imposible. Asimismo, contar con mediciones de espesores y densidades del manto de nieve (pértigas y telenivómetros) es muy complicado y tomar esta información de forma regular representa un alto coste económico. Según Herrero (2007), el aislamiento de las zonas de alta montaña causa desconocimiento cuantitativo de los procesos asociados a la nieve, se desconoce con exactitud la cantidad total de precipitación sólida en forma de nieve, la nieve total almacenada superficialmente en cada año hidrológico, la cantidad de nieve evaporada durante el periodo de acumulación y la cantidad de agua liberada durante el proceso de fusión del manto de nieve. Actualmente con los avances tecnológicos en materia de teledetección, ha sido posible obtener información por mediciones indirectas como las imágenes de satélite, empleando longitudes de onda para diferenciar la nieve del resto de superficies. Estas imágenes se han venido usando como una alternativa a la problemática anterior, empleándolas principalmente en la caracterización de la nieve. Sin embargo, sigue siendo insuficiente y disponer de este tipo de información a la escala espacial y temporal necesaria no siempre es posible. El principal problema para generar esta información en cuencas de alta montaña es la cubierta de nubes que en época de invierno es alta ocultando la distribución de la nieve.

A la vista de lo anterior surgen cuestiones como por ejemplo ¿Qué grado de complejidad debe tener el modelo de fusión? y ¿Es compensable en los resultados considerar todas las variables?, lo anterior lleva a cuestionarse sobre las dos metodologías que existen para cuantificar la fusión que son: el balance de energía y el método grado-día. Asimismo, el modelador tiene que decidir entre dos métodos totalmente opuestos. Por un lado, la conceptualización más completa y compleja difícilmente de aplicar en medianas y grandes cuencas (balance de energía) y por otro lado el grado-día que corresponde al método más sencillo que existe en la literatura científica para la cuantificación de la fusión, con el problema que es un enfoque agregado de fusión por considerar un factor de fusión grado-día homogéneo espacial y temporalmente. Asociado a lo anterior, está el problema de la calibración de sus parámetros que no es una tarea fácil cuando se emplea la calibración manual, donde los resultados están condicionados con la experiencia

del modelador y suele requerirse de mucho tiempo. En el caso de utilizar calibración automática se debe tomar en cuenta los principales problemas que afectan a los algoritmos de optimización como múltiples regiones de atracción y zonas con igual valor de la función objetivo con diferentes parámetros, señalados Duan et al. (1992).

## **1.2. Motivación y alcance de la investigación**

La motivación de la presente investigación se basa en que según Hock (1999), la variabilidad espacial de la fusión no es modelada correctamente con el método grado-día. Lo anterior, debido a que el factor de fusión es asumido como un valor constante e invariante en el espacio y en el tiempo (Hock, 1999; Braithwaite, 1995), cuando en la realidad este factor de fusión es modificado por una serie de variables que están relacionadas con el suministro de energía en la fusión tales como: la época del año, la cubierta vegetal, la topografía, el área del manto de nieve, la contaminación de la superficie de la nieve, las condiciones atmosféricas y la lluvia (DeWalle y Rango, 2008). A la vista de lo anterior, esta tesis pretende llegar a un modelo híbrido de fusión parsimonioso para afrontar la problemática de la falta de información y que introduzca la variabilidad del factor de fusión considerando lo expresado por Hock (1999). Asimismo esta tesis busca evaluar el efecto que la variabilidad de los factores de fusión puede introducir en la modelación de la producción de escorrentía. Así, como en el efecto de ésta en la modelación de los procesos de acumulación y fusión de nieve.

## **1.3. Objetivos**

### **1.3.1. General**

El objetivo general de esta tesis es introducir la variabilidad espacial y temporal del factor de fusión grado-día, a través de un modelo matemático de fusión parsimonioso. Así, como evaluar los efectos de esta variabilidad en la modelación hidrológica de cuencas de alta montaña, tanto en la simulación de la producción de escorrentía, como en la modelación de los procesos de acumulación y fusión de nieve.

### 1.3.2. Específicos

Por otra parte, son objetivos específicos de esta tesis:

El desarrollo de uno o varios modelos híbridos de fusión acoplados al modelo hidrológico TETIS, que consideren la variabilidad del factor de fusión grado-día, tomando en cuenta la radiación global de onda corta como la principal fuente de energía para la fusión de nieve.

La construcción de mapas de variabilidad de los factores de fusión desde un punto de vista parsimonioso y utilizando la menor información posible en su determinación.

La calibración automática de los parámetros de los modelos de fusión a través de un algoritmo de optimización.

Evaluar los alcances de la variabilidad de los factores de fusión grado-día y las formulaciones matemáticas propuestas en dos escalas diferentes.

## 1.4. Estructura de la tesis

Este documento está estructurado en seis capítulos, con un orden que tiene el objetivo de que el lector perciba la evolución seguida en la elaboración de la presente tesis doctoral.

El capítulo del estado del arte se inicia realizando una introducción al tema, por medio de la descripción de los fundamentos y los conceptos teóricos que son importantes en la modelación de la nieve. Se continúa con una descripción de las dos metodologías empleadas hasta la fecha en la cuantificación de la fusión de nieve, haciendo hincapié en el cálculo por métodos indirectos de las variables que emplean. Asimismo se pretende justificar el porqué del planteamiento parsimonioso propuesto en esta tesis doctoral. Se muestra en particular el estado del conocimiento en lo referente al método grado-día y los trabajos que han abordado el tema de la variabilidad de los factores grado-día objetivo de la presente tesis. Por último, se describen los modelos determinísticos participantes

en el proyecto DMIP2 que realizan modelación de la nieve y que serán usados para comparar los resultados obtenidos en este trabajo.

El capítulo tres de la metodología aplicada introduce al lector en la conceptualización del modelo hidrológico distribuido TETIS utilizado como herramienta para simular los procesos del ciclo hidrológico. Además de los planteamientos matemáticos propuestos para la modelación de la fusión obtenidos a través de modificaciones y simplificaciones realizadas a la ecuación del método clásico grado-día. Al mismo tiempo, se describe la construcción de los mapas empleados para introducir a nivel de celda la variabilidad de los factores de fusión grado-día. Por último, se muestra el algoritmo y el planteamiento utilizado en la calibración automática de los parámetros de fusión de los modelos.

En el capítulo cuatro de la tesis se hace la descripción de los casos de estudio utilizados, enfocada a mencionar las principales características a tomar en cuenta en la modelación de los mismos. Se continúa con la descripción de la información, los *inputs* y la determinación de los parámetros iniciales usados en la implementación de los modelos.

El capítulo de resultados ha sido agrupado para mostrar al lector las etapas de análisis, evaluación y validación de los resultados conseguidos con la metodología y la parsimonia planteada en las conceptualizaciones matemáticas. El orden corresponde al seguido en el análisis abordando inicialmente los casos de estudio de Sierra Nevada, EE. UU., usados para seleccionar el mejor modelo(s) y analizar con éste el efecto de escala, aplicando el tercer caso de estudio que corresponde a la cuenca pirenaica-mediterránea de Contraix, España.

En el capítulo seis se dan a conocer al lector las conclusiones a las que se ha llegado en función de los objetivos y la metodología aplicada, asimismo se plantean las líneas a seguir en trabajos futuros.

Por último, se han agregado en este documento varios anejos con información para facilitar la comprensión del mismo y como complementación de algunos apartados de la tesis.

# Capítulo 2

## Estado del conocimiento en modelación de la fusión

---

### 2.1. Fundamentos

#### 2.1.1. Nevada

En la comprensión de los impactos que tiene la nieve en la hidrología de altas altitudes y latitudes de la tierra, es fundamental entender los procesos que producen las nevadas (DeWalle y Rango, 2008). La nevada es un tipo de precipitación en pequeños cristales de hielo que se generan en una nube en determinadas condiciones de humedad y temperatura. Los cristales que forman los copos de nieve pueden adquirir un sinfín de bellas figuras geométricas (Figura 2.1), e inician su caída a la superficie cuando el copo es lo suficientemente pesado. Los procesos que intervienen en las nevadas son considerados en la modelación de la nieve e introducidos frecuentemente a través de simplificaciones que intentan diferenciar las precipitaciones en forma de nieve y lluvia.

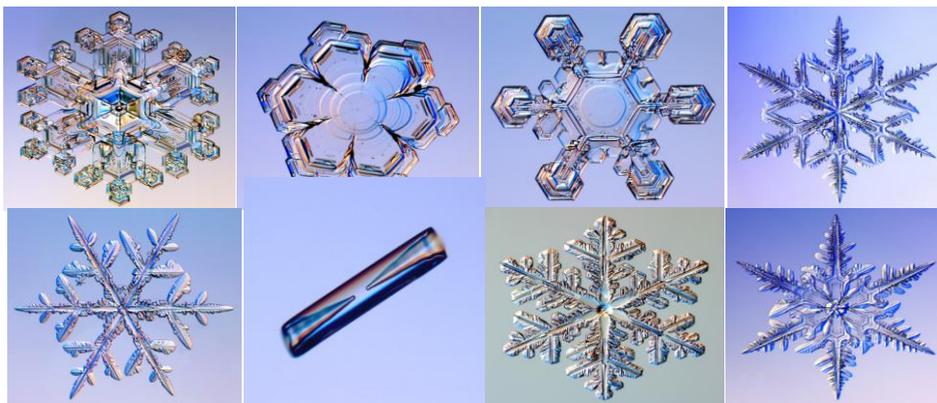


Figura 2. 1. Diferentes formas que pueden adoptar los copos de nieve (<http://www.SnowCrystals.com>).

Es importante diferenciar la nevada y la precipitación sólida, en el primer caso Brown y Goodisson (2005) la definen como la altura de nieve fresca que ha caído y se acumula durante un periodo de observación. El concepto de precipitación sólida en cambio, se refiere al líquido de agua equivalente de una nevada interceptado por una estación meteorológica. La ocurrencia de una nevada en una región generalmente depende de varios factores geográficos y climáticos como: altitud, latitud, la distancia a los cuerpos de agua y la circulación de las masas de aire que transportan el vapor de agua que afecta la humedad para producir nevadas cuando las temperaturas son lo suficiente bajas en la superficie de la tierra (McKay y Gray, 1981; DeWalle y Rango, 2008). Según Gray y Prowse (1992), la atmósfera requiere para la formación de una nevada la presencia de vapor de agua, núcleos de hielo y temperatura ambiente por debajo de los  $0^{\circ}\text{C}$ . El descenso de esta última relacionada directamente con la altitud y latitud, se traduce en mayores nevadas en estas zonas (Male y Gray, 1981). Asimismo Male y Gray (1981) consideran que la variable más importante en la generación de nevadas es la temperatura ambiente la cual debe ser inferior a  $0^{\circ}\text{C}$ . El efecto de la altitud también fue estudiado por Singh y Singh (2001) concluyendo que las nevadas se incrementan linealmente con la altitud. Además, estos mismos autores indican que más del 60% de las precipitaciones anuales en regiones sobre los 2,000 m son en forma de nevada. Ejemplo de lo anterior en EE. UU., se han registrados nevadas del orden de 192 cm en el lago *Silver* (periodo de 24 h, abril de 1921), 480 cm en California (del 13 al 19 de febrero de 1959), 2,475 cm en *Alaska* en un periodo de un año (1952-1953) (DeWalle y Rango, 2008).

A escala de cuenca del total de la nevada sólo una parte contribuye al escurrimiento, el resto es interceptado por la vegetación y devuelto a la atmósfera por evaporación y sublimación (Figura 2. 2). Según Subramanya (1991), la interceptación en una región montañosa puede representar entre el 10 y 20% de la precipitación. Según Montesi et al. (2004), de los porcentajes anteriores entre el 20 y 30 % es evaporada.



Figura 2. 2. Interceptación de la nieve en bosques de pinus uncinata en el Parque Nacional de Aigüestortes, España.

En la modelación matemática de la interceptación deben de considerarse las influencias por la edad del bosque, el área cubierta, densidad, resistencia y orientación de las hojas (Gray y Prowse, 1992). Además de los constantes cambios debido a la erosión del viento, evaporación, sublimación y fusión procesos difíciles de cuantificar al no contar habitualmente con mediciones en campo (Gray y Prowse, 1992). Por último, habría que destacar la fuerte influencia de la velocidad del viento en la distribución de la nieve (Liston y Sturm, 1998; Hedstrom y Pomeroy, 1998).

### 2.1.2. El manto de nieve

Una vez que la nieve esta en el suelo formando parte del manto de nieve, está expuesta a una serie de procesos físicos externos como el viento, la lluvia, la nevada, la formación de encostramiento, saltación, la erosión, la suspensión, la sublimación, el arrastre, la deposición, ventilación y los diferentes flujos de

energía (Figura 2. 3). La no linealidad de estos procesos dificulta la modelación de la distribución de la nieve en una cuenca. Sin embargo, como se verá más adelante varios de estos procesos son considerados bajo simplificaciones, expresiones empíricas y correlaciones con otras variables con la intención de lograr una mejor simulación de la nieve.

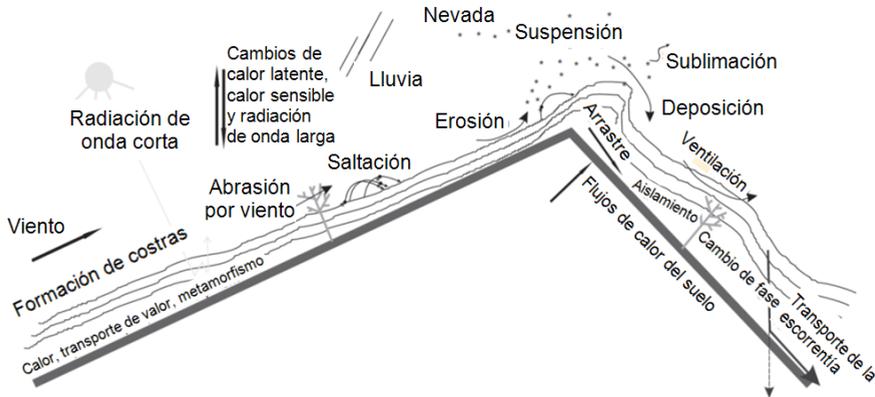


Figura 2. 3. Esquema de procesos físicos sobre un manto de nieve (Singh et al., 2011).

A nivel interno la nieve sufre una serie de procesos que están asociados con los intercambios de calor y presión produciendo metamorfismos y cambios en la densidad que contribuyen a la fusión (Figura 2. 4). Según Herrero (2007), en el aumento de la densidad que comienza en el mismo momento del depósito de la nieve en el suelo, hay una destrucción de las estructuras cristalinas originales produciendo la formación de granos más gruesos por el fenómeno de fusión-recongelación asociado al calentamiento diurno y enfriamiento nocturno.

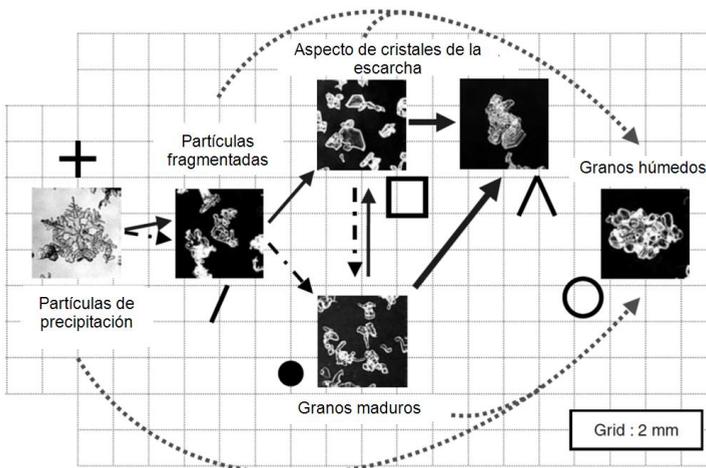


Figura 2. 4. Esquema de metamorfismo de los granos de una capa de nieve (Singh et al., 2011).

Según el gradiente de temperatura en el manto de nieve y la presencia de agua líquida en el mismo, se distinguen varios tipos de metamorfismos de los granos de nieve. Asimismo, se pueden éstos clasificar en metamorfismos de nieve seca y de nieve húmeda. En el caso de los primeros y dependiendo de la temperatura se agrupan en metamorfismos de gradiente débil, medio y fuerte. Según Dingman (2002), la nieve en el periodo de acumulación pasa por tres fases o metamorfismo que son: calentamiento, maduración y escurrimiento que culminan con la fusión de la misma.

**Fase de calentamiento:** en esta fase, cualquier aportación y pérdida de calor es utilizada para aumentar el calor sensible hasta alcanzar la temperatura de 0°C. La energía necesaria para elevar la temperatura media de una columna de nieve desde su temperatura actual hasta el punto final de la fase de calentamiento, se define como contenido de frío ( $Q_{cc}$ ). Este valor puede ser calculado con la siguiente ecuación (Dingman, 2002):

$$Q_{cc} = -c_i \rho_w SWE (T_s - T_m) \quad 2.1$$

donde  $C_i$  es la capacidad de calor del hielo ( $2,102 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ),  $\rho_w$  es la densidad del agua ( $1,000 \text{ kg m}^{-3}$ ), SWE es la altura equivalente de agua,  $T_s$  es la temperatura media del manto de nieve y  $T_m$  es la temperatura del punto de fusión (0°C).

**Fase de maduración:** es el estado en el que la nieve alcanza la máxima retención de agua líquida sin llegar a originar caudal de fusión, cualquier nuevo aporte de energía no incrementa la temperatura y es almacenada en la columna de nieve como calor latente. El contenido máximo de agua retenida ( $\theta_{ret}$ ), en un manto de nieve puede ser determinado empleando la siguiente ecuación (Dingman, 2002):

$$\theta_{ret} = -0.0735 \frac{\rho_s}{\rho_w} + 0.267 \frac{\rho_s^2}{\rho_w} \quad 2.2$$

donde  $\rho_s$  es la densidad de la nieve. La nieve en la fase de maduración puede retener como termino orientativo un 4.5% en volumen de agua líquida para una densidad media típica de  $0.45 \text{ kg l}^{-1}$  (Herrero, 2007). La energía neta requerida por la columna de nieve para completar esta fase de maduración ( $Q_{m2}$ ), se puede determinar utilizando la ecuación (Dingman, 2002):

$$Q_{m2} = h_{wret} \rho_w \lambda_f = \theta_{ret} h_s \rho_w \lambda_f \quad 2.3$$

donde  $h_{wret}$  es la capacidad de retención de agua líquida en un manto de nieve,  $\lambda_f$  es el calor latente de fusión ( $0.334 \text{ MJ kg}^{-1}$ ) y  $h_s$  es la profundidad de la nieve. La energía  $Q_{m2}$  representa una pérdida de calor latente cuando el agua líquida se mueve por las capas del manto de nieve.

**Fase de escurrimiento:** se inicia cuando las aportaciones de energía se emplean en fundir más nieve y generar una mayor cantidad de agua que ya no puede ser retenida entre los poros de la nieve, al ser mayor la fuerza de gravedad que la fuerza de tensión superficial. Las aportaciones de energía requerida para fundir la nieve que ha quedado de la fase anterior ( $Q_{m3}$ ), puede ser calculada utilizando la siguiente ecuación (Dingman, 2002):

$$Q_{m3} = (SWE - h_{wret}) \rho_w \lambda_f \quad 2.4$$

Los intercambios de energía en el interior de un manto de nieve están asociados a los mecanismo térmicos de conductividad, difusividad y el calor específico que controlan el gradiente de temperatura (Albert y McGilvary, 1992) . La conductividad térmica, es definida como la cantidad de energía en forma de calor conducida por la capa de nieve en respuesta a un gradiente de temperatura (Langlois, 2007). Es afectada por la textura, la densidad y la temperatura de la nieve (Colbeck, 1982; Sturm et al., 2002). En la cuantificación de la conductividad se han propuesto enfoques que utilizan la temperatura y la densidad de la nieve, como el realizado por Ebert y Curry (1993). Además, trabajos *in situ* como el realizado por Sturm et al. (2002) sugieren ecuaciones para determinar la conductividad en diferentes rangos de densidad. En el caso de la difusividad térmica, es la cantidad de calor que se transfiere de una capa a otra (Langlois, 2007). El efecto de la densidad de la nieve en el cálculo de la difusividad es diferente, un incremento de ésta disminuye la difusividad térmica e incrementa la conductividad. Por último, el calor específico representa la energía absorbida dado un correspondiente aumento en la temperatura, su incremento produce una disminución en la difusividad térmica. En su cuantificación Doronin y Kheisin (1977), propusieron una simplificación que considera el calor específico del hielo puro ( $2,113 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ), el calor específico del agua ( $4,217 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ), la masa del hielo

puro, la masa total, la masa del agua, el calor latente de fusión y el gradiente de cambio de volumen de agua a una temperatura dada.

### 2.1.3. Propiedades de la nieve

En los metamorfismos de las partículas del manto de nieve mencionados anteriormente se ven involucradas propiedades físicas como: la porosidad, densidad, espesor de la nieve, la SWE, el contenido de agua líquida, el tamaño y la forma del grano. En el caso de la SWE, la densidad y la profundidad o espesor del manto de nieve son las tres propiedades básicas para describir una cubierta de nieve. Según Colbeck et al. (1990), la SWE se puede definir como la profundidad vertical o lámina de agua, que se obtendría al fundirse un manto de nieve de un área determinada. Es esencial en la gestión de los recursos hídricos y también en la previsión de inundaciones. Además, en este trabajo y en general en los modelos hidrológicos se utiliza como variable de estado que sirve para la validación puntual de la acumulación de nieve. Los principales procesos que afectan la SWE son: deposición, elevación, interceptación, sublimación, fusión y viento (Gustafson, 2008). En la cuantificación de la SWE se emplea la densidad, la cual se incrementa con la edad de la nieve, fuertes vientos, incrementos de temperatura y la fusión. La densidad presenta variaciones temporales muy importantes, por ejemplo, la densidad de nieves nuevas recién caídas y con bajas temperaturas oscila entre los 10 y 70 kg m<sup>-3</sup>, la nieve compactada por el viento puede presentar valores que varían entre los 300 y 450 kg m<sup>-3</sup>, las nieves muy húmedas entre los 700 y 800 kg m<sup>-3</sup> y el hielo de glaciares entre los 917 y 920 kg m<sup>-3</sup>. Asimismo, la densidad depende del metamorfismo y otros fenómenos como la recrystalización y compactación por efecto gravitatorio. Según Anderson (1976), el aumento de la densidad por efecto de la gravedad durante la acumulación puede ser del orden de 2 kg m<sup>-3</sup> a 50 kg m<sup>-3</sup>. Este fenómeno adquiere realmente importancia en zonas con grandes espesores de nieve, donde su acción llega a formar hielo. En espesores pequeños por debajo de un metro, donde la climatología favorece la sucesión de varios ciclos de acumulación y fusión de nieve, este efecto es despreciable frente al de la recrystalización. Por último, la reflectividad de un manto de nieve es función de la densidad en la superficie (Anderson, 1976) y suele utilizarse en la determinación por ejemplo del factor de fusión del método grado-día (Martinec, 1960).

Por otro lado, el espesor de un manto de nieve se define como la distancia total vertical medida desde el terreno a la superficie de la nieve, puede estar constituido por varias capas con diferentes características físicas y con más o menos homogeneidad. El espesor muestra una gran variabilidad espacial en cuencas de alta montaña, por lo tanto, una manera de cuantificarlo es empleando técnicas geoestadísticas (Breiman et al., 1984). En el caso del contenido de agua líquida en un manto de nieve, representa el total de agua retenida por las fuerzas de gravedad incluyendo el tránsito de la lluvia, el agua almacenada capilarmente y la fusión. Se calcula considerando en el denominador tanto la masa de la nieve como el agua líquida, a diferencia del contenido de humedad en un suelo en el que se considera sólo la masa seca del mismo. Por otro lado, varía temporalmente en función de la lluvia y la fusión, con valores entre 0% y 2% durante el drenaje nocturno y sobre el 30% durante la fusión diurna.

## 2.2. Antecedentes históricos

En la literatura escrita por el naturalista y geólogo italiano Antonio Vallisnieri (1661-1730), ya se mostraba el reconocimiento del papel de la nieve en la Hidrología, creía correctamente que los ríos de los manantiales en los Alpes italianos provenían del agua de lluvia y la fusión de nieve que se infiltraba a canales subterráneos (DeWalle y Rango, 2008). Años más tarde en 1944 el *US Army Corps of Engineers* (USACE<sup>1</sup>) y la *National Weather Server* (NWS) de los EE. UU., iniciaron investigaciones sobre la nieve (Corps of Engineers, 1956), que tenían como objetivo hacer frente a problemas específicos y planteados por estas mismas instituciones en la hidrología de nieve. Ambos organismos, consideraron necesario fundamentar la investigación en la física de la nieve, para ello, crearon en 1945 varios laboratorios en el oeste de EE. UU. Las observaciones y análisis de datos realizados en estos laboratorios, constituyeron la base para el desarrollo de relaciones y métodos para la modelación hidrológica de la nieve.

En esta misma década de los 40s en Rusia, se llevaron a cabo trabajos en la misma línea de modelación de la nieve, asimismo se crearon laboratorios como el de

---

<sup>1</sup> USACE fundado en 1802, actualmente tiene aproximadamente 37,000 civiles y soldados dedicados a prestar servicios en ingeniería en más de 90 países del mundo.

Investigación Hidrológica de *Valdai* en el noroeste de Rusia y el Laboratorio Hidrológico de *Dubovskoye*. En ambos laboratorios se realizaron varios trabajos sobre flujos de energía, balances de agua de nieve y observaciones de metamorfismo en un manto de nieve, reportados por Kuz'min's en el año 1961 (citado por DeWalle y Rango, 2008).

Una década después en 1959 la *Chinese Academy of Sciences* (CAS), creó la estación glaciológica de *Tianshan* a 3,600 msnm en el nacimiento del río *Urumqi*, en la región autónoma de *Uygur* de *Xinjiang*. Fue propuesta por el académico *Shi Yafeng* y posteriormente pasó a formar parte del *World Glacier Monitoring Service* (WGMS). La estación proporcionó observaciones que se utilizaron para estudiar la fusión de glaciares y nieve (Yuan et al., 2003). Estudios recientes de la estación *Tianshan* han mostrado los efectos del cambio climático global en los procesos del hielo y la nieve en zonas de alta montaña (DeWalle y Rango, 2008).

En la década de los 60s con el desarrollo de los ordenadores, los investigadores comenzaron a construir modelos conceptuales para la simulación de los procesos de acumulación y fusión de la nieve. Los primeros modelos de simulación de la nieve fueron desarrollados por Rockwood (1964), como parte del modelo *Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation* (SSARR) y por Anderson y Crawford (1964), para uso en el *Stanford Watershed Model*. Estos modelos utilizaron la temperatura del aire como único *input* para el intercambio de energía a través de la interface aire-nieve. En esta misma década se propusieron varias ecuaciones de fusión basadas en consideraciones teóricas y empíricas, usadas principalmente para la simulación de la cubierta de nieve (Amorocho y Espildora, 1966; Carlson et al., 1974).

En los años 70s, se desarrollaron varios modelos de balance de energía que comenzaron a incluir la transferencia de radiación neta, calor latente, calor sensible, transferencia de calor por el agua de lluvia y los cambios de calor en la capa de nieve. Uno de los trabajos más representativos en esta década es el realizado por Anderson (1976), que perfeccionó el cálculo de los cambios de calor almacenados en una capa de nieve durante el periodo de fusión.

En las décadas siguientes hay un mayor conocimiento en los procesos de la nieve, nuevas metodologías, disponibilidad de datos y ordenadores más rápidos, que han favorecido el desarrollo de modelos de fusión de nieve más sofisticados. Asimismo, las investigaciones actuales se han enfocado al desarrollo de nuevas tecnologías y

aprovechar las existentes como por ejemplo los satélites para la toma de información y determinación de ciertas propiedades de la nieve con mediciones indirectas de estas.

### **2.3. Métodos utilizados en la cuantificación de la fusión**

La modelación de la fusión es compleja por las iteraciones entre flujos de energía conocidos y cuantificables entre la atmósfera, la nieve y el suelo subyacente. Estas iteraciones propias de cada región reflejan una alta variabilidad en las velocidades de las tasas de fusión de nieve, por ejemplo, Singh y Singh (2001) observaron en Nueva Zelanda tasas de fusión de hasta 70 mm d<sup>-1</sup>. Esta variabilidad en periodos sin lluvia puede presentar oscilaciones entre 20 mm d<sup>-1</sup> y 80 mm d<sup>-1</sup> (Kuchment, 1997; Cooley y Palmer, 1997). A escala horaria se pueden tener tasas de fusión del orden de 1 mm h<sup>-1</sup> a 3 mm h<sup>-1</sup>. La fusión se produce principalmente en la superficie de la columna de la nieve, por lo que el agua de fusión debe atravesar el espesor de la nieve antes de continuar el ciclo hidrológico. La modelación de la fusión es a través de los dos enfoques que existen para su cuantificación, que son el método de balance de energía y el método grado-día (Day, 2009). Éstos corresponden a las dos metodologías que se han venido aplicando hasta la actualidad, cada una con distinta formulación, con escala y precisión diferente. En el caso del balance de energía se ha aplicado normalmente a pequeñas cuencas experimentales, pensado para tratar de simular de manera más correcta la heterogeneidad de la nieve. El método grado-día en cambio se ha aplicado en áreas extensas y escalas temporales mayores, pensado para obtener una aproximación en la cuantificación de la nieve. Ambas metodologías han sido una opción seleccionable en función de la información disponible y de los resultados que se quieran obtener. Los enfoques son descritos con más detalle en los siguientes apartados. En la Tabla 2. 1 se resumen algunas ventajas y desventajas de estos métodos.

Tabla 2. 1. Ventajas y desventajas de los métodos usados en la cuantificación de la fusión (Valéry, 2010).

	Balance de energía	Grado-día
Calidad en la simulación de los procesos internos de la nieve	<b>SI</b> (local)	<b>NO</b> (con excepción de algunos enfoques híbridos)
Disponibilidad de los datos de entrada necesarios	<b>NO</b> (la mayoría de las veces los datos de entrada no son medidos)	<b>SI</b> (sólo con el enfoque clásico) <b>NO</b> (a veces para los enfoques híbridos)
Facilidad en la interpolación de los datos de entrada	<b>NO</b> (la variabilidad del viento, etc.)	<b>SI</b> (temperatura del aire)
Facilidad en su aplicación	<b>NO</b> (con la excepción de cuencas bien instrumentadas)	<b>SI</b>
Facilidad en la incorporación a los modelos hidrológicos	<b>NO</b>	<b>SI</b>
Aplicable a cualquier tamaño de cuenca	<b>NO</b> (cuenca medias y pequeñas)	<b>SI</b> (cualquier tamaño de cuenca)
Aplicable a cualquier escala temporal	<b>SI</b>	<b>NO</b> (método clásico) <b>SI</b> (enfoques híbridos)

### 2.3.1. Balance de energía

El balance de energía es un método para la evaluación y cuantificación de los flujos de energía internos y externos que interactúan en el proceso de fusión de un manto de nieve (Day, 2009). Según Herrero (2007), este método considera tres aportes básicos de energía sobre un manto de nieve que son la radiación, conducción y convección. El balance de energía ha sido ampliamente utilizado al considerar en su conceptualización la mayoría de las variables que intervienen en el proceso de fusión y se ha aplicado tanto en la modelación de glaciares como de la nieve. En la Tabla 2. 2 se muestran algunas de las regiones donde se ha aplicado este método, así como las escalas temporales que se han empleado, la resolución espacial y el área de los casos de estudio. Según Day (2009), en la utilización de este método surgen varios problemas relativos a procedimientos técnicos en su aplicación, donde la falta de información y la gran cantidad de datos que requiere es su principal deficiencia. Por ejemplo, en el cálculo de  $Qh$  se requiere información de presión atmosférica, temperatura de aire, temperatura en superficie de nieve y velocidad de viento, que es complicado de medir en regiones montañosas aisladas y zonas con cubierta vegetal (Day, 2009).

Tabla 2. 2. Ejemplos de modelación de glaciares y nieve con el método de balance de energía (Hock, 2005).

Casos de estudio	Área	Resolución		Referencia
	(Km <sup>2</sup> )	Temporal	Espacial	
<b>Glaciares</b>				
Rhonegletscher, Alpes suizos	18.7	día	100 m	Funk, 1985
Vernagtferner , Austria	9.1	1/2 hora	100 m	Escher-Vetter, 1985
Haut Glacier d' Arolla, Suiza	6.3	hora	20 m	Arnold et al., 1996
Storgläciären, Suecia	3.1	hora	30 m	Hock y Noetzli, 1997
Morteratschgletscher Suiza	17.2	hora	25 m	Klok y Oerlemans, 2002
<b>Nieve</b>				
Längental, Austria	9	hora	25 m	Blöschl et al., 1991
Tedorigawa, Japón	247	día	400 m	Ujishashi et al., 1994
Mount Iwate, Japón	11	hora	125 m	Ohta, 1994
Davos, Suiza	16	día	25 m	Plüss, 1997

Los flujos de energía presentes en la iteración atmósfera-manto de nieve y que son considerados en el balance de energía son mostrados en la Figura 2. 5.

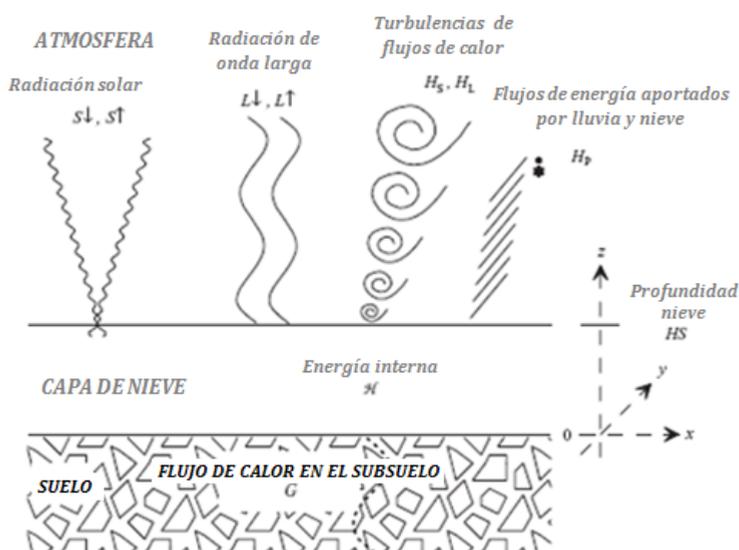


Figura 2. 5. Esquema de flujos de energía en la dirección vertical de un manto de nieve (Armstrong y Brun, 2008).

En la literatura se pueden encontrar varios autores que han considerado cada uno de los componentes del balance de energía en un manto de nieve como Male y Granger (1981), Male y Gray (1981), Morris (1989), Singh y Singh (2001), Maidment (1993), Armstrong y Brun (2008) y DeWalle y Rango (2008) utilizando la siguiente ecuación:

$$Q_m = Q_{ns} + Q_{nl} + Q_h + Q_e + Q_r + Q_g + Q_i \quad 2.5$$

donde  $Q_m$  es la energía de fusión,  $Q_{ns}$  es la radiación neta de onda corta absorbida por la nieve,  $Q_{nl}$  es la radiación neta de onda larga,  $Q_h$  es el cambio convectivo de calor sensible con la atmósfera,  $Q_e$  es el cambio convectivo de calor latente de evaporación, sublimación y condensación con la atmósfera,  $Q_r$  es el calor sensible y latente aportado por lluvia,  $Q_g$  es el calor del suelo por conducción y  $Q_i$  es la energía interna en un manto de nieve. Estos flujos de energía son expresados en cambios de energía por unidad de área y tiempo (por ejemplo  $W\ m^{-2}$ ). En la ecuación del balance mostrada anteriormente los flujos de calor sensible, el calor latente de evaporación, sublimación y condensación, el calor del suelo y la energía interna en un manto de nieve tienen una importancia secundaria en el proceso de fusión, comparado con los aportes de energía por radiación (Male y Gray, 1981). Según DeWalle y Rango (2008), siempre que hay una diferencia de temperatura entre la atmósfera y la capa de nieve superficial, existe la posibilidad de transferencia por  $Q_h$  hacia o desde la superficie de nieve y depende de la magnitud de la temperatura, velocidad de viento y rugosidad de la superficie de nieve. La cuantificación de flujos  $Q_h$  es a través de métodos indirectos empleando ecuaciones con la siguiente (DeWalle y Rango 2008):

$$Q_h = \rho_a c_p C_h u_a (T_a - T_s) \quad 2.6$$

donde  $\rho_a$  es la densidad del aire,  $c_p$  es el calor específico del aire,  $C_h$  es el coeficiente de transferencia de calor sensible y  $u_a$  es la velocidad del viento.

Los flujos convectivos de calor latente de evaporación, sublimación y condensación  $Q_e$ , son los flujos requeridos por unidad de masa para convertir un kilogramo de hielo a  $0^\circ C$ , en un kilogramo de agua líquida a presión atmosférica normal. La transferencia de vapor de la nieve a la atmósfera constituye una pérdida de calor latente por evaporación, asimismo, si hay agua líquida en la nieve y temperaturas bajo cero las pérdidas de calor latente son por sublimación. La cuantificación de  $Q_e$  nuevamente es por métodos indirectos y suelen emplearse ecuaciones empíricas como la siguiente:

$$Q_e = \left( \rho_a \cdot \frac{0.622L}{P_a} \right) \cdot C_e u_a (e_a - e_o) \quad 2.7$$

donde  $L$  es el calor latente por vaporización o sublimación,  $P_a$  es la presión atmosférica,  $e_a$  es la presión de vapor en la atmósfera y  $e_o$  la presión de vapor en la superficie del manto de nieve.

El calor del suelo por conducción  $Q_g$ , representa una fuente de energía muy pequeña para la fusión de nieve. Al ser el suelo un mal conductor del calor y al tener temperaturas bastante bajas por la falta de calentamiento solar por la acumulación de nieve (DeWalle y Rango, 2008). Al final del periodo de fusión, estos flujos cobran mayor importancia cuando por la heterogeneidad del proceso comienzan a quedar despejadas zonas de suelo o el espesor de la nieve alcanza los 10 cm límite de penetración de los rayos solares (Dingman, 2002). Según DeWalle y Rango (2008), la conducción térmica puede ser calculada usando la siguiente ecuación:

$$Q_g = k_g (T_g - T_{sb}) / (z_2 - z_1) \quad 2.8$$

donde  $k_g$  es la conductividad térmica del suelo,  $T_g$  es la temperatura del suelo a la profundidad  $z_2$ ,  $T_{sb}$  es la temperatura en la base del manto de nieve ( $z_1=0$ ). En el caso de  $Q_g$  se han obtenido valores de 0.4 a 2.1 W m<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup> para suelos limo arcillosos y de 0.25 a 3 W m<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup> para suelos arenosos (Male y Gray, 1981).

Por último, la energía interna en un manto de nieve  $Q_i$  a diferencia de los términos del balance descritos anteriormente pueden llegar a representar una parte significativa de los flujos de energía para la fusión (DeWalle y Rango, 2008). En su cálculo suele usarse expresiones como la siguiente ecuación:

$$\Delta Q_i = \int_{hs=0}^{hs=d} (\rho_s c_i \delta T_s / \delta t) dh_s \quad 2.9$$

donde  $t$  es el tiempo y  $d$  es la profundidad de las capas de nieve. Male y Gray (1975) demostraron que la exactitud en la cuantificación de los cambios internos de energía es esencial para aplicar con éxito este método. Además, que los errores en el cálculo del balance pueden estar asociados directamente con errores en el cálculo de  $Q_i$ . Según Male y Gray (1981), los únicos métodos de campo disponibles hasta la fecha para medir los cambios internos de energía son técnicas calorimétricas, difíciles de llevar a cabo en este tipo de terrenos.

### 2.3.1.1. Radiación neta de onda corta

La radiación de onda corta, es la emitida por el sol en el rango de 0.2 a 2.2  $\mu\text{m}$  (Male y Gray, 1981). Según Armstrong y Brun (2008), esta radiación es la parte del espectro solar de hasta 4  $\mu\text{m}$ , lo que representa alrededor del 99% de la radiación solar. Es absorbida por algunos componentes de la atmosfera, reflejada y dispersada por las nubes y los aerosoles de la radiación que logra llegar al manto de nieve una parte es absorbida y otra es reflejada a la atmósfera. El flujo de radiación absorbida por la nieve y empleado en la fusión es conocida como radiación neta de onda corta ( $Q_{ns}$ ). Según DeWalle y Rango (2008), la  $Q_{ns}$  representa la mayor fuente de energía para la fusión. Asimismo, Hock (2005) encontró para 16 casos de estudio que la radiación neta de onda corta proporciona en promedio un 65% de la energía para la fusión de nieve. La  $Q_{ns}$  es calculada como la diferencia entre el flujo de radiación de onda corta incidente menos el reflejado (Dingman, 2002; Armstrong y Brun, 2008; DeWalle y Rango, 2008; Maidment, 1993). Utilizando la siguiente ecuación:

$$Q_{ns} = Q_s \downarrow - Q_s \uparrow = Q_s \downarrow \cdot (1 - A) \quad 2.10$$

donde  $Q_s \downarrow \uparrow$  es la radiación de onda corta entrante y saliente y  $A$  es el albedo. El albedo es uno de los parámetros más importantes en muchos modelos hidrológicos que simulan la fusión, debido a que permite determinar varias propiedades de la nieve tales como la densidad, tamaño de grano y contenido de agua. En el caso de la nieve el albedo es afectado por varios factores como la edad, el tamaño del grano, el ángulo del zenit, la contaminación, profundidad y la cubierta vegetal (Warren, 1982; Marks y Dozier, 1992; Winther, 1993). En la Tabla 2. 3 se muestran los rangos de variación de éste dependiendo de los factores anteriores.

Tabla 2. 3. Típicos rangos de albedos para superficie de nieve (Armstrong y Brun, 2008).

Estado de la nieve	Albedo
Nieve seca fresca	0.80-0.95
Nieve seca vieja	0.70-0.80
Nieve fresca	0.50-0.70
Fusión de hielo/nieve	0.25-0.80
Nieve-cubierta vegetal	0.25-0.40
Nieve-libre de vegetación/suelo	0.10-0.30

Según Singh et al. (2011), la cantidad de radiación neta depende además del albedo del ángulo cenital y la densidad de los bosques. La radiación neta de onda corta puede llegar a penetrar en la capa superior de la nieve hasta 10 cm (Dingman, 2002). Según Anderson (1968), un 80% de la radiación solar es absorbida en los primeros 5 y 15 cm de la capa superior del manto de nieve dependiendo de su

densidad. En mantos de nieve con espesores menores, la radiación puede alcanzar el suelo subyacente y calentar la nieve por conducción, acelerando el proceso de fusión. Por último, la radiación de onda corta se mide con el piranómetro, éstos y sus registros de datos están asociados a sólo unos pocos lugares permanentes y estaciones de investigación (Dingman, 2002), por lo tanto, la  $Q_{ns}$  suele ser estimada con frecuencia utilizando métodos indirectos.

### 2.3.1.2. Radiación neta de onda larga

La radiación de onda larga o terrestre comprende longitudes de onda de 4 a 100  $\mu\text{m}$ , es emitida por todo material terrestre como gases atmosféricos, las nubes, la vegetación y la acumulación de nieve a una temperatura interna sobre el cero absoluto (DeWalle y Rango, 2008). Según Maidment (1993), se define como la suma de la radiación de onda larga emitida por la atmosfera y la componente emitida por la superficie de la tierra/nieve. Esta radiación tiende a igualar la temperatura de cualquier cuerpo con la del entorno que lo rodea (Herrero, 2007) y depende de la temperatura, humedad del aire, la nubosidad, la diferencia entre la temperatura superficial y el aire. Es medida empleando un pirgeómetro, sin embargo, la mayor parte de las veces es estimada usando relaciones empíricas Hock (2005).

La radiación neta de onda larga ( $Q_{nl}$ ), es la energía disponible en un manto de nieve para la fusión. Se calcula como la diferencias entre la radiación de onda larga absorbida por el manto de nieve ( $Q_{l\downarrow}$ ) y la emitida por el mismo ( $Q_{l\uparrow}$ ). La componente de emisión  $Q_{l\uparrow}$  se puede calcular mediante la ecuación de *Stefan-Boltzmann* (Ec. 2.11), que describe las emisiones de radiación de un cuerpo negro (DeWalle y Rango, 2008). La emisividad ( $\varepsilon$ ), es la propiedad de los materiales sobre la capacidad o eficiencia de este para emitir radiación comparada con un cuerpo negro (Tabla 2. 4). Según Anderson (1976), la nieve está muy cerca de ser un radiador perfecto con valores de  $\varepsilon$  entre 0.97-1.0. Por ejemplo, una capa de nieve durante la fusión a temperatura de 0 °C y con una emisividad igual a uno puede emitir 316  $\text{W m}^{-2}$ . Por último, la ecuación también utiliza la constante de *Stefan-Boltzmann* ( $\sigma$ ), con un valor de  $5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-2}$  y la temperatura en la superficie de la nieve ( $T$ ).

$$Q_{l\uparrow} = \varepsilon \sigma T^4 \quad 2.11$$

En cuencas de alta montaña, la vegetación y las nubes actúan como cuerpos negros para la nieve cercana radiando temperatura. Estudios como el de Harding y Pomeroy (1996), Pomeroy y Dion (1996), Pomeroy et al. (1999) y Parviainen y Pomeroy (2000), han demostrado que en zonas de bosque con nieve en sus cubiertas tienen valores de albedo menores a 0.2, que permite captar mayor radiación de onda corta y distribuirla posteriormente a la nieve circundante en forma de radiación de onda larga.

Tabla 2. 4. Valores de emisividad de ciertas sustancias típicas (Herrero, 2007).

Elemento	Emisividad	Elemento	Emisividad
Suelo desnudo (~10µm)	0.975	Hormigón (~10µm)	0.95
Hierro oxidado (~10µm)	0.7	Aluminio (~5µm)	0.04
Madera natural (~5µm)	0.94	Ladrillo (~10µm)	0.93
Algodón (~10µm)	0.77	Piel humana (~10µm)	0.98
Agua	0.95~0.99	Hielo (~10µm)	0.97
Nieve (~11µm)	0.99	Nieve (<1µm)	0.1~0.4

En el caso de zona con cubierta vegetal existen ecuaciones para determinar la  $Q_{nl}$  como la que se muestra a continuación:

$$Q_{nl} = svf \cdot Q_{latm} + (1 - svf) \cdot \sigma T_c^4 - \sigma T^4 \quad 2.12$$

donde  $svf$  es la fracción de *Sky-View* y  $T_c$  es la temperatura de la cubierta forestal. Además de la expresión anterior se pueden encontrar otras ecuaciones como la propuesta por Xue y Cracknell (1995), que utiliza la temperatura superficial, la emisividad, la constante *Stefan-Boltzmann*, la temperatura equivalente de la atmósfera, la temperatura del aire, la humedad relativa y la presión de vapor.

### 2.3.1.3. Flujos de energía por precipitación

El calor transferido a la nieve por el agua de lluvia ( $Q_r$ ), es la diferencia entre su energía contenida antes de caer sobre la nieve y su contenido de energía al alcanzar el equilibrio térmico en el manto de nieve (Male y Gray, 1981). Según Male y Gray (1981), dos casos hay que considerar en este intercambio de calor: a) precipitación sobre un manto de nieve donde la lluvia no se congela y habrá un flujo de calor por advección y b) precipitación sobre un manto de nieve con temperatura por debajo de los 0°C, donde la lluvia se congela y por lo tanto se libera calor latente de fusión. Asimismo, DeWalle y Rango (2008) explican que hay un tercer caso con aportes de energía por condensación al manto de nieve debido a la alta humedad asociada con un tiempo muy lluvioso.

En el primer caso, el aporte de energía suministrada al manto de nieve cuando este se encuentra a 0°C, puede ser calculado utilizando la ecuación 2.13 que considera la densidad del agua, el calor específico del agua ( $C_w$ ), la temperatura de la lluvia ( $T_r$ ), la temperatura de la nieve y la lluvia ( $P_r$ ). La temperatura de la lluvia es asumida igual a la temperatura del aire (DeWalle y Rango, 2008).

$$Q_r = P_r \rho_w C_w (T_r - T_s) \quad 2.13$$

Según DeWalle y Rango (2008), en el segundo caso (b), la situación es más complicada y puede ser evaluada usando la ecuación:

$$Q_r = P_r \rho_w L_f \quad \text{si } T_s < 0 \quad 2.14$$

donde  $L_f$  es el calor latente de fusión cuando la lluvia se congela en un manto de nieve con temperaturas bajo cero.

Según Herrero (2007), el poder de fusión de la lluvia líquida no es muy grande debido a su bajo contenido energético comparado con otros flujos actuantes sobre la nieve y por la gran diferencia que existe entre el calor latente de fusión y el calor específico del agua. Este autor, cuantifico que una lluvia de 100 mm a una temperatura de 10°C constituye un aporte positivo de energía para el manto de nieve igual a  $4.2 \times 10^6$  J m<sup>-2</sup>, que es el equivalente a la energía absorbida por una nieve madura un día soleado a principios de primavera a 37° de latitud y que es capaz de fundir 12.6 mm de nieve. El mismo Herrero afirma que son los efectos asociados a esta precipitación (incremento de temperatura que puede incluso estar acompañado por viento) los que realmente se pueden combinar y provocar riadas e inundaciones por combinación de lluvia y fusión. Por último, afirma también que la ocurrencia de precipitaciones cálidas sobre nieve no son frecuentes salvo en zonas costeras por encima de los 44° de latitud, en donde la nieve por debajo de los 1000 m y los cambios de temperatura pueden ser bruscos.

## 2.3.2. Grado-día

### 2.3.2.1. Metodología general

El método grado-día o temperatura índice es un enfoque empírico que se ha usado durante más de 60 años para el cálculo de fusión de glaciares y nieve, asume una

relación empírica entre la temperatura del aire y la fusión (Braithwaite y Olesen, 1989; Rango y Martinec, 1995). Los primeros en usar esta relación fueron Finsterwalder y Schunk (1887), en el glaciar de los Alpes y desde entonces ha sido ampliamente aplicado y perfeccionado (Clyde, 1931; Collins, 1934; Corps of Engineers, 1956; Braithwaite, 1995). Los trabajos que se han llevado a cabo han revelado una alta correlación entre la temperatura del aire y fusión. Así, por ejemplo Braithwaite y Olesen (1989) encontraron un coeficiente de 0.96 entre la fusión anual del hielo y la temperatura del aire. Según Singh et al. (2011) y Hock (2005), la popularidad del método grado-día radica en que la temperatura representa razonablemente los flujos de energía y al mismo tiempo es un parámetro relativamente fácil de medir, extrapolar y predecir. En la modelación de la fusión de nieve este método ha sido muy utilizado debido a las siguientes cuatro razones (Hock, 2003):

- Amplia disponibilidad de datos de temperatura del aire
- Fácil interpolación
- En general un buen funcionamiento a pesar de su sencillez
- Simplicidad de cálculo

Las aplicaciones de este método son generalizadas y abarcan la predicción de la fusión para las crecidas, modelación hidrológica, modelación de la nieve, glaciares y cambio climático (Laumann y Reeh, 1993; Bøggild et al., 1994; Braithwaite y Zhang, 1999; Jóhannesson et al., 1995; Jóhannesson, 1997; Braithwaite y Zhang, 2000; Kayastha et al., 2000; Singh et al., 2000; De Woul y Hock, 2005). En la modelación hidrológica es usado por modelos como el HBV, UBC, SRM, ASTER, SWAT, HYDROTEL GR4J, SAC-SMA, HL-RDHM, y TETIS que se resumen en el apartado 2.4.1.

La conceptualización del método grado-día implica una simplificación de los procesos que intervienen en la fusión y que según Braithwaite (1995), son descritos más apropiadamente por el balance de energía. Sin embargo, a escala de cuenca los resultados suelen coincidir debido a que la radiación de onda corta y los flujos de calor turbulentos depende fuertemente de la temperatura (Hock, 2005). La ecuación del método grado-día se puede encontrar en los trabajos Rango y Martinec (1995); Gottlieb (1980); DeWalle y Rango, (2008) y es la siguiente:

$$M = \begin{cases} DDF(T_a - T_b), & \text{si } T_a \geq T_b \\ 0, & \text{si } T_a < T_b \end{cases} \quad 2.15$$

donde  $M$  es la fusión de nieve,  $DDF$  es el factor de fusión grado-día ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ),  $T_a$  es la temperatura del aire ( $^\circ\text{C}$ ) y  $T_b$  la temperatura base o umbral ( $^\circ\text{C}$ ). El método puede utilizar las temperaturas del aire medias y mínimas, comúnmente se ha utilizado a escala diaria para la integración de la temperatura, sin embargo, el método puede ser también utilizado a escala horaria y mensual. En el caso de la temperatura base se usa generalmente el valor de  $0^\circ\text{C}$  (DeWalle y Rango, 2008).

El problema de este método es que considera homogéneo el factor  $DDF$ , cuando según DeWalle y Rango (2008), en la realidad éstos son modificados por una serie de variables que están relacionadas con el suministro de energía en la fusión tales como: la época del año, la cubierta vegetal, la topografía, el área de cubierta de nieve, la contaminación de la superficie de la nieve, las condiciones atmosféricas y la lluvia. Además de la latitud, la pendiente, las propiedades físicas de la nieve, el viento y la orientación de ladera. Es por todo ello, que los resultados con el método grado-día, deben ser interpretados con precaución. Sin embargo, pueden proporcionar información valiosa del proceso de fusión en diferentes regiones de montaña (Braithwaite y Zhang, 1999)

### 2.3.2.2. Factor de fusión grado-día

El factor de fusión grado-día ( $DDF$ ), convierte el número de grados positivos de la temperatura en lámina de fusión de nieve. Según Singh et al. (2000), para un mismo sitio los valores de los factores  $DDF$ , pueden ser sensibles a la forma como son obtenidos. En el año 1927 se encuentran citados los primeros trabajos que han estudiado estos factores, sin embargo, es en la década de los 60s cuando se realizaron los trabajos más importantes como el de Martinec (1960), que utilizando la densidad de la nieve y el agua encontró que si la densidad de la nieve aumenta de  $200 \text{ kg m}^{-3}$  a  $400 \text{ kg m}^{-3}$  durante la temporada de primavera, el factor  $DDF$  cambia de  $0.22 \text{ cm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$  a  $0.44 \text{ cm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ . Asimismo Toshiba en el año 1962 (citado en Male y Gray, 1981), realizó un estudio en la cuenca de *Tadami* (Japón) y encontró que el factor  $DDF$  variaba en un rango de  $4 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$  a  $8 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ . El mismo Toshiba, concluyó que este factor depende de la ubicación, la época del año, las condiciones meteorológicas y la radiación solar. En el caso de

esta última, encontró que una disminución del 20% corresponde a una descenso en el factor DDF de  $1 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ .

El factor DDF puede ser calculado a partir de mediciones directas con un lisímetro (Kustas y Rango, 1994), y la fusión de nieve (Braithwaite et al., 1998). En el caso de mediciones directas, se debe tomar en cuenta la gran variabilidad del factor DDF en la pequeña escala, especialmente en terrenos montañosos y donde su medición puntual generalmente no es representativa a la escala de cuenca (Martinez y Rango, 1986; Hock, 2003). Según Hock (2003), los factores DDF obtenidos de forma indirecta a través de las características fisiográficas de una cuenca pueden ser valores razonables, pero nuevamente no consideran la complejidad de los procesos e interacciones entre la atmosfera y las características de la superficie que afectan a estos factores. La misma Hock (2003) concluye que la alta sensibilidad de los factores DDF se atribuye a las variaciones espacial y temporal de la energía disponible para la fusión de nieve. Según DeWalle y Rango (2008), en la literatura se pueden encontrar diferentes valores de los factores DDF, variando en un rango de  $0.1 \text{ cm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$  a  $0.8 \text{ cm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ . Por otro lado, trabajos recientes han obtenido factores DDF para diferentes regiones que varían de  $1 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$  a  $11.6 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$  para la nieve y de  $1 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$  a  $20 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$  para glaciares como se puede observar en la Tabla 2. 5.

Tabla 2. 5. Valores de factores de fusión grado-día, usados en la estimación de la fusión de nieve (Singh et al., 2000<sup>(1)</sup>; Hock, 2003<sup>(2)</sup> y Singh et al., 2011<sup>(3)</sup>). \* $\text{mm } ^\circ\text{k}^{-1} \text{ d}^{-1}$ .

Región	DDFnieve ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ )		DDFhielo ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ )		Referencia
	Rango	Medio	Rango	Medio	
				9.1*	Slater, 1927 (3)
Gooseberry Creek, Utah		2.5			Clyde, 1931(2)
Weissfluhjoch		4.5			Zingg, 1951(2)
Thule Ramp, Groenlandia			7.0-12.0		Schytt, 1955(2)
Tres cuencas EE. UU.	2.7-4.9				Corps of Engineers, 1956(2)
			5.0-7.0		Kasser, 1959(1)
La ex USSR		5.5		7.0	Kuzmin, 1961(2)
	4.0-8.0				Yoshiba, 1962(1)
Vestfonna, Spitzbergen				13.8	Schytt, 1964 (1-2)
La ex USSR		4.5*		7*	Khodakov, 1966 (3)
Glaciar Noruego			6.1-6.6*		Orheim, 1970 (3)
	3.0-5.0				Borovikova et al., 1972 (1)
	1.3-3.7				Anderson, 1973 (1)
		5.40			Lang et al., 1977 (1)
			5.5 ± 2.3		Braithwaite, 1977 (1)
12 sitios en Finlandia	2.8-4.9				Kuusisto 1980 (2)
		5.0		8.0	Abal'yan et al., 1980 (1)

(Continuación de la Tabla 2. 5).

Región	DDF <sub>nieve</sub> (mm °C <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup> )		DDF <sub>hielo</sub> (mm °C <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup> )		Referencia
	Rango	Medio	Rango	Medio	
Groenlandia			1.0-6.3		Braithwaite, 1981 <b>(1-3)</b>
Glaciar Aletschgletscher, Suiza		5.3		11.7	Lang, 1986 <b>(2)</b>
		2.5		7.2	Braithwaite y Olesen, 1988 <b>(1)</b>
Camp IV-EGIG, Groenlandia				18.6	Ambach, 1988a <b>(2)</b>
Groenlandia		3*		8*	Huybrechts et al., 1991 <b>(3)</b>
		3.0		6.0	Woo y Fitzharris, 1992 <b>(1)</b>
GIMEX			8.7-20.0		Van de Wal, 1992 <b>(2)</b>
Alfotbreen, Noruega		4.5		6.0	Laumann y Reeh, 1993 <b>(1-2)</b>
Hellstugubreen, Noruega		3.5		5.5	Laumann y Reeh, 1993 <b>(1-2)</b>
Nigardsbreen, Noruega	4.0-4.4		5.5-6.4		Laumann y Reeh, 1993 <b>(1-2)</b>
Satujökull, islandia		5.6		7.7	Johannesson et al., 1995 <b>(2)</b>
Qamanarssup sermia, Groenlandia		2.8		7.3	Johannesson et al., 1995 <b>(2)</b>
Qamanarssup sermia, Nordboglacier; Groenlandia			7.5-8.2		Braithwaite, 1995 <b>(2)</b> y <b>(1)</b>
		5.9			Singh y Kumar, 1996 <b>(1)</b>
	1.0-3.0				Río Tajo en España, CHT, 1996
Dokriani, Himalaya		5.9			Singh y Kumar, 1996 <b>(2)</b>
Glaciar Perito Moreno, Argentina				7.1	Takeuchi et al., 1996 <b>(2)</b>
Groenlandia				18.6	Ambach, 1988 <b>(2)</b>
Kronprins Christian Land, Groenlandia			9.8		Braithwaite et al., 1998 <b>(2)</b>
Hans Tausen Ice Cap, Groenlandia			5.9		Braithwaite et al., 1998 <b>(2)</b>
Glaciar John Evans, Canadá	2.7-5.5		5.5-7.6		Arendt y Sharp, 1999 <b>(2)</b>
Storglaciären, Suecia		3.2	5.4-6.0		Hock, 1999 <b>(2)</b>
Dokriani, Himalaya		5.7-6.4		7.4-8.0	Sing et al., 2000 <b>(1)</b> y <b>(2)</b>
Glacier AX010, Himalaya	7.3-11.6		8.1-8.8		Kayastha et al., 2000a <b>(2)</b>
Khumbu, Rakhiot; Himalaya			6.6-16.9		Kayastha et al., 2000b <b>(2)</b>
Glaciar Yala, Himalaya			9.3-10.1		Kayastha, 2001 <b>(2)</b>
Tien Shan, noroeste China			2-3*		Zhang et al., 2006 <b>(3)</b>
Montañas, sur de China				15*	Zhang et al., 2006 <b>(3)</b>
66 glaciares	1.5-4.1*				Braithwaite, 2008 <b>(3)</b>
Groenlandia			7-15*		Fausto et al., 2009 <b>(3)</b>

Al mismo tiempo, se ha propuesto calcular el factor DDF usando ecuaciones empíricas como la desarrollada por Maidment (1993), quien propuso obtener el factor DDF en función de la densidad de la nieve empleando la siguiente ecuación:

$$DDF = 0.011\rho_s \quad 2.16$$

El factor DDF puede variar de 3.5 mm °C<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup> a 6 mm °C<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup> para densidades comprendidas entre 300 kg m<sup>-3</sup> y 550 kg m<sup>-3</sup>. El mismo Maidment recomienda utilizar valores de 0.9 mm °C<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup> a 1.8 mm °C<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup> para zonas forestales y valores de 1.5 mm °C<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup> a 7.0 mm °C<sup>-1</sup> h<sup>-1</sup> en zonas de pradera.

Otra expresión empírica es la propuesta por Kuusisto (1980), para determinar el factor DDF tomando como base la temperatura media diaria del aire en los bosques de Finlandia y que utiliza la siguiente formulación:

$$DDF = 2.92 - 0.0164C_c \quad 2.17$$

donde  $C_c$  representa el área cubierta por la vegetación. Este autor encontró que para valores de  $C_c$  de 10% y 70%, se obtienen factores DDF de 2.75 mm °C<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup> y 1.77 mm °C<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup> respectivamente. El mismo Kuusisto (1980) propuso las ecuaciones 2.18 y 2.19 para determinar este factor tomando en cuenta la densidad de la nieve para zonas con cubierta vegetal y zonas sin cubierta vegetal respectivamente.

$$DDF = 10.4 \cdot \frac{\rho_s}{\rho_w} - 0.7 \quad 2.18$$

$$DDF = 19.6 \cdot \frac{\rho_s}{\rho_w} - 2.39 \quad 2.19$$

Los efectos de la cubierta vegetal sobre el factor DDF, han sido cuantificados también por Federer et al. (1972) obteniendo para condiciones del noreste de EE. UU., factores DDF comprendidos entre 4.5 mm °C<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup> y 7.5 mm °C<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup> en zonas sin cubierta vegetal, de 2.7 mm °C<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup> a 4.5 mm °C<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup> en zonas con vegetación caducifolias y de 1.4 mm °C<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup> a 2.7 mm °C<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup> en zonas con coníferas. Asimismo, Eggleston et al. (1971) propusieron la siguiente ecuación:

$$DDF = K_m K_v IR_s (1 - A) \quad 2.20$$

donde  $Km$  es una constante de proporcionalidad para regiones montañosas ( $Km \approx 0.4$ ),  $IRs$  es un índice de radiación solar,  $Cv$  es la densidad de la vegetación.  $Kv$  es el coeficiente de transmisión de radiación de la vegetación y  $A$  es el albedo. Estos últimos calculados usando las siguientes ecuaciones:

$$K_v = \exp(-4C_v) \quad 2.21$$

$$A = 0.4 \left[ 1 + \exp(-k_e t) \right] \quad 2.22$$

Federer y Lash en el año de 1978 (citado en Dingman, 2002), propusieron determinar este factor para los bosques del oeste de EE. UU., a través de la siguiente ecuación:

$$DDF = f_F (0.7 + 0.0088 \cdot J) \cdot f_{sl}; \text{ si } J < 183 \quad 2.23$$

donde  $f_F$  es el factor de cubierta vegetal (30 para áreas abiertas, 17.5 bosque de hoja caduca y 10 para bosque de coníferas) y  $f_{sl}$  es un factor de pendiente. Por último, Eggleston et al. (1971) fueron los primeros en tratar de diferenciar el factor DDF en periodo sin y con lluvia, propusieron para determinar el factor DDF con aportes de energía por lluvia ( $DDF_{(lluvia)}$ ) la siguiente formulación:

$$DDF_{(lluvia)} = M_f + 0.00126 Pr \quad 2.24$$

La importancia del factor DDF reflejada en el interés por cuantificarlo y comprender sus efectos, es más que evidente con todos los trabajos realizados. Asimismo, ha quedado demostrado que aún falta conocimiento del mismo y de su alta sensibilidad regional.

### 2.3.3. Métodos híbridos

En la última década el método grado-día, se ha intentado aplicar de manera distribuida a través de formulaciones matemáticas híbridas con el fin de estudiar la variabilidad espacial de la acumulación y fusión de nieve, debida al patrón variable de las precipitaciones y el efecto topográfico (Kling et al., 2006). Sin embargo, según Hock (2003), actualmente siguen existiendo dos deficiencias evidentes al usar el método grado-día de manera distribuida:

- 1) A pesar de que se trabaja con periodos largos de tiempo, su precisión disminuye cuando se incremente la resolución temporal.
- 2) La variabilidad espacial no es modelada con precisión debido a que las tasas de fusión pueden variar sustancialmente influenciadas por efectos topográficos como las sombras de relieve, la pendiente y la orientación.

Según Kling et al. (2006), los desafíos de la modelación espacialmente distribuida de la acumulación y fusión de nieve en grandes cuencas son:

- 1) Simplificación en la formulación de los modelos. Por ejemplo, la sustitución de modelos que utilizan el balance de energía por modelos grado-día.
- 2) Usar información suministrada y distribuirla espacialmente por correlaciones (DEM, mapas de cubierta vegetal, etc.).
- 3) Obtener los *inputs* de los modelos a partir de variables observadas, por ejemplo, diferenciar las nevadas de las lluvias a partir de datos de precipitación y temperatura.
- 4) Validar los modelos, utilizando datos de escorrentía y observaciones cuantitativas de la distribución espacial de la cubierta de nieve.

En relación a lo anterior se han desarrollado trabajos que implementan diferentes metodologías para la distribución de los factores DDF, modificando la ecuación empírica del método clásico grado-día e incorporando otras variables climatológicas principalmente las componentes de la radiación. A continuación se describen algunos de los trabajos encontrados en la literatura que han propuesto enfoques híbridos del método grado-día y que han sido tomados en cuenta en la presente tesis doctoral.

Kustas et al. (1994) y Brubaker et al. (1996) propusieron un nuevo enfoque para calcular la fusión de nieve diaria. Este enfoque, corresponde a un híbrido del método grado-día que utiliza la siguiente ecuación:

$$M = \frac{Q_s + Q_l}{\rho_w \cdot L_f} + DDF \cdot T_a \quad 2.25$$

En la ecuación anterior, se considera un factor DDF constante de 2 mm°C<sup>-1</sup>d<sup>-1</sup>.

Otros trabajos que incluyen la variabilidad de los factores DDF son los realizados por Braithwaite (1995), Cazorzi y Dalla Fontana (1996), Hock (1999) y Kling et

al. (2006), son enfoques híbridos del método grado-día que incorporan la radiación de onda corta calculada a partir de algoritmos que emplean ecuaciones empíricas y el DEM para introducir los efectos topográficos. En el caso de Cazorzi y Dalla Fontana (1996) desarrollaron un algoritmo que calcula un índice de radiación directa de onda corta a nivel de celda y para cada intervalo de tiempo de las seis de la mañana a las seis de la tarde. La formulación propuesta por ellos es la siguiente:

$$M_{hj} = CMF \cdot EI_j \cdot Ta_{hj} \quad 2.26$$

donde  $CMF$  es denominado por los autores como combinado del factor de fusión y  $EI$  es un índice de radiación. El producto es éstos corresponde al factor DDF. En el caso de la fusión de nieve en el periodo nocturno Cazorzi y Dalla Fontana (1996) proponen utilizar la ecuación:

$$M_{hj} = CMF \cdot EI_{mín} \cdot Ta_{hj} \quad 2.27$$

donde  $EImín$  es un índice de radiación mínimo a emplear en el periodo nocturno.

El trabajo llevado a cabo por Hock (1999), consistió en evaluar la fusión de la nieve utilizando tres modelos: Modelo 1-“ método clásico grado-día”, Modelo 2-“Temperatura índice que incluye radiación de onda corta con cielo despejado” y Modelo 3-“Temperatura índice que incluye la radiación de onda corta y radiación global observada”. En el caso del modelo 2, Hock ha propuesto la siguiente ecuación:

$$M = \begin{cases} \left( \frac{1}{n} \cdot DDF + \alpha_{nieve/hielo} I \right) \cdot T_a : T_a > 0 \\ 0 : T_a \leq 0 \end{cases} \quad 2.28$$

donde  $\alpha_{nieve/hielo}$  es un coeficiente de radiación para superficies de nieve o hielo,  $I$  es el potencial de radiación directa de onda corta a cielo despejado ( $W m^{-2}$ ). Según Hock (1999), tanto el factor DDF como el coeficiente  $\alpha_{nieve/hielo}$  son determinados empíricamente. La variabilidad del factor DDF en cada paso de tiempo es introducida por la radiación de onda corta a cielo despejado. El modelo 3 de Hock, incorpora la radiación global observada utilizando la siguiente ecuación:

$$M = \begin{cases} \left( \frac{1}{n} \cdot DDF + \alpha_{nieve/hielo} I \frac{G_s}{I_s} \right) \cdot T_a : T_a > 0 \\ 0 : T_a \leq 0 \end{cases} \quad 2.29$$

donde  $G_s$  es la radiación global observada ( $\text{W m}^{-2}$ ) y  $I_s$  es la radiación directa de onda corta observada ( $\text{W m}^{-2}$ ). Según Hock (1999), los resultados obtenidos con los tres modelos reproducen adecuadamente los caudales observados. Sin embargo, el modelo 1 es el que peor simula las descargas nocturnas, además se observa que los tres modelos sobreestiman y subestiman las SWE.

Por último, Kling (2006) propuso un modelo que utiliza la siguiente ecuación:

$$M = \begin{cases} T_a \cdot (MF + \beta I) \Delta t & \text{para } T_a > 0^\circ\text{C} \\ 0 & \text{para } T_a \leq 0^\circ\text{C} \end{cases} \quad 2.30$$

donde  $MF$  es un parámetro del modelo ( $\text{m s}^{-1}\text{C}^{-1}$ ) y  $\beta$  es un factor de radiación. El factor DDF es la suma de  $MF + \beta I$ , el cual es distribuido espacialmente por medio del potencial de radiación directa de onda corta ( $I$ ). El factor DDF es asumido variable estacionalmente y puede ser descrito por una función sinusoidal con un valor mínimo en el mes de diciembre y un valor máximo en junio. Kling (2006) tomó en cuenta los trabajos de Cazorzi y Dalla Fontana (1996) y Hock (1999), para la variabilidad del factor DDF.

## 2.4. Modelación hidrología de la fusión

En la cuantificación de la escorrentía por fusión de nieve se han utilizando en la hidrología herramientas como los modelos estocásticos, las redes neuronales y los modelos determinísticos con parámetros agregados y distribuidos. En el caso de los modelos estocásticos predicen un rango de posibles resultados basados en las distribuciones de probabilidad de las variables *inputs*, se han utilizado históricamente para pronosticar el volumen de nieve y el escurrimiento producto de la fusión de nieve o hielo. Ejemplo de lo anterior, Krzysztofowicz y Watada (1986) combinaron cadenas de Markov y Bayesianos para pronosticar la producción de escorrentía por fusión de nieve. Asimismo Kim y Palmer (1997) usaron un modelo estocástico bayesiano y Haltiner y Salas (1998) emplearon un

modelo ARMAX para predicción de la fusión de nieve. También el *United States Army Corps of Engineers* (USACE), desarrollo el *Stochastic Event Flood Model for Hydrologic Risk Analysis* usado para pronosticar la escorrentía de fusión de nieve en las montañas del oeste de EE. UU. (Schaefer y Barker, 2002). Por último, el método de Monte-Carlo se ha combinado con modelos estocásticos y físicamente basados para calcular los *inputs* en la simulación de la fusión de nieve (Kuchment y Gelfan, 1991; Kuchment y Gelfan, 2002; Karssenberget al., 2010; Gelfan, 2010; Ohara et al., 2008).

En el caso de las redes neuronales, éstas se han utilizado en diferentes áreas del conocimiento y la modelación de la nieve no podría ser la excepción. Ejemplo de ello, Tedesco et al. (2004) usaron esta herramienta para la simulación de la SWE y profundidades de la nieve. Igualmente Caiping y Yongjian (2009) usaron las redes neuronales para modelar el glaciar de *Keqikaer* en la ladera sur del monte *Tuomuer* al oeste de China, empleando como *inputs* la velocidad del viento, las precipitaciones, la temperatura del aire, la radiación y la temperatura del suelo. Además, Takala et al. (2008) calcularon la SWE con la combinación de imágenes de un sensor espacial de microondas y las redes neuronales. Según Caiping y Yongjian (2009), las redes neuronales pueden simular con éxito la escorrentía de fusión de los glaciares utilizando variables meteorológicas.

### 2.4.1. Modelos determinísticos

Los modelos determinísticos o matemáticos han sido desarrollados para diferentes aplicaciones como la modelación de cuencas hidrológicas, parametrización de la superficie terrestre, predicción meteorológica, simulación del clima y la teledetección. La modelación de cuencas hidrológica puede incluir la simulación de la nieve, para ello, son incorporados modelos grado-día y de balance de energía descritos anteriormente (apartado 2.3.1 y 2.3.2). En la Tabla 2. 6 que es resultado de una exhaustiva revisión bibliográfica, se enumeran la variedad de modelos determinísticos que emplean en la modelación hidrológica de cuencas de alta montaña el método grado-día y el balance de energía para simular los procesos de acumulación y fusión de nieve. Asimismo, los *inputs*, *ouputs* y la escala temporal utilizada.

Tabla 2. 6. Modelos hidrológicos que realizan modelación de la nieve a través de los métodos grado-día y balance de energía.

Nombre	Desarrollador	Método	Año	inputs	outputs	$\Delta t$	Referencia
ASTER	Ingeniería 75 S.A	MGD	1997	$P, T_a$	$M, SWE$	1d	Ingeniería 75, S.A., 2005
HBV	Swedish Meteorological and Hydrological Institute de Suecia (SMHI)	MGD	1975	$Pr, T_a$	$M, \theta_v, \theta_s$	1d	Lindström et al., 1997
SRM	Department of Geography, University of Berne en Suiza (UNIBE)	MGD	1975	$Pr, T_a, C_s$	$M$	1d	Martinec et al., 2008
SWAT	Agricultura Research Service (ARS) Texas University (ATM)	MGD	1980	$Pr, T_a$	$M$	1h, 1d	Neitsch et al., 2011
UBC	University of British Columbia, Vancouver, Canadá	MGD		$Pr, T_a$	$M$	1d	Quick y Pipes, 1977
HYDROTEL	INRS-EAU, Canadá	MGD		$Pr, T_a$	$hs, SWE, \theta_s, M$	1d	Fortin et al. (2001)
RAMS	NOAA/Great Lakes Environmental Research Laborator	MBE	1994	$Pr, T_a, ua, H, Q_s, Q_l$	$SWE, T_s, N, M$	1h	McQueen et al., 1997
SEMS	Department of Atmospheric Science Colorado State University	MBE	1990	$Pr, T_a, ua, Wd, H, Q_s, Q_l, C_n, Pa$	$T_s, SWE, M, \rho_s$	1/2h	Liston y Hall, 1995 Liston y Sturm, 1997;
SOIL	SLU, Department of Soil Sciences, Suecia	MBE	1979	$Pr, T_a, ua, H, Q_s, Q_l, C_n$	$hs, SWE, T_s, \rho_s, Q_e, Q_r, A, M$	1h, 1d	Jansson y Gustafson, 1987
SPS	Earth Sciences Division Lawrence Berkeley National Laboratory	MBE	1992	$Pr, T_a, ua, H, Q_s, Q_l, Pa$	$SWE, M, \theta_s, hs$	1h	Kim et al., 1998
SSiB	Department of Geography University of Maryland	MBE	1989	$Pr, T_a, ua, H, Q_s, Q_l, Pa$	$hs, M, Q_e, Q_r$	1h	Schlosser et al., 1997
TSCM1	Department of Geophysics, Tohoku University, Japon	MBE	1989	$Pr, T_a, ua, H, Q_s, Q_l$	$Q_e, Q_r, M$	1h	(Kondo y Yamazaki, 1990)
UEB	Utah Water Research Laboratory Civil and Environmental Engineering Utah State University	MBE	1993	$Pr, T_a, ua, H, Pa, Q_s, Q_l$	$M, T_s, Q_e, Q_r$	6h	Tarboton y Luce, 1996
SPONSOR	Institute of Geography, Russian Academy of Sciences	MBE	1997	$Pr, T_a, ua, H, Q_s, Q_l$	$SWE, hs, M, \theta_v, Q_e, Q_r$	1/2h, 1h	Shmakin, 1998
SNOWPACK	Swiss Federal Institute for Snow and Avalanche Research	MBE	1998	$Pr, T_a, ua, H, Q_s, Q_l$	$SWE, M$	1/4h	Lehning et al., 1998; Lehning et al., 2002; Bartelt y Lehning, 2002
SNTHERM	Cold Regions Research and Engineering Laboratory USACE	MBE	1989	$Pr, T_a, ua, Wd, H, Q_s, Q_l, C_n$	$M, Q_e, Q_r, \rho_s$	1h, 1d	Cline, 1997; Jordan, 1998; Williams y Cline, 1999

(Continuación de la Tabla 2. 6).

Nombre	Desarrollador	Método	Año	inputs	outputs	$\Delta t$	Referencia
SNAP	Cold Regions Research and Engineering Laboratory USACE	MBE	1997	$Pr, Ta, ua, H, Q_s, Q_l$	$hs, M$	1h	Albert y Krajewski, 1998.
SLURP	National Hydrology Research Institute Canadá	MBE	1973	$Pr, Ta, ua, H, Pa, Q_s, Q_l$	$SWE, M$	1d	Kite, 1995; Jain et al., 1998; Kite, 2000
SNOBAL	Northwest Watershed Research Center, USDA	MBE	1988	$Pr, Ta, ua, Q_l, Pa, Q_s, Tg$	$M, hs, \rho_s, T_s, \theta_v$		Marks y Winstral, 2001
SHAW	Hydraulic Engineering Research, USDA	MBE	1987	$Pr, Ta, ua, H, Q_s$	$M, hs, \rho_s, \theta_v$	1h,1d	Flerchinger et al., 1994; 1996; (1998)
SAST	Institute of Atmospheric Physics, China	MBE	1996	$Pr, Ta, ua, H, Q_l, Cn, Pa, Q_s$	$SWE, hs, T_s, M$	1/2h	Sun et al., 1999; Jin et al., 1999)
MU-SNW	School of Earth Sciences University of Melbourne, Australia	MBE	1994	$Pr, Ta, ua, Wd, Q_l, Cn, Pa, Q_s$	$M, hs, T_s$	1/2h	Walland y Simmonds, 1996
ISBA	Météo-France (CNRM-GMME)	MBE	1995	$Pr, Ta, ua, H, Q_l, Q_s, Pa$	$M, \rho_s, A$	1/2h	Douville et al., 1995; Douville y Royer, 1996; Noilhan y Mahfouf, 1996; Mahfouf et al., 1995
LAP94	Institute of Atmospheric Physics/Chinese Academy of Sciences Land-Surface Model	MBE	1994	$Pr, Ta, ua, H, Q_l, Cn, Q_s$	$M, A, Q_e, Q_r, T_s, hs$	1/2h, 1h	Yongjiu y Qingcun, 1997; Yongjiu et al., 1998; Qingcun et al., 1998
ECHAM	Max-Planck-Institut für Meteorologie, Alemania	MBE	1988	$Pr, Ta, ua, H, Q_s, Q_l, Pa, Cn$	$M, SWE, A, T_s$	1h, 3h	Foster et al., 1996; Roeckner et al., 1996
DHSVM	Departamento of civil and environmental engineering, University of Washington	MBE	1995	$Pr, Ta, ua, H, Q_s, Q_l$	$M, SWE, T_s$	1/2h, 1h	Wigmosta et al., 1994; Storck et al., 1998; Westrick et al., 2002; Gao et al., 2004; Thyer et al., 2004; Cuo et al., 2006
CROCUS	Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM-GAME)	MBE	1986	$Pr, Ta, ua, H, Q_s, Q_l$	$SWE, M, hs, T_s$	1/4h	Brun et al., 1989; Fily et al., 1999; Bruland et al., 2001
CLASS	Environment Canadá, Climate Research Division, Science And Technology Branch	MBE	1991	$Pr, Ta, ua, H, Q_s, Q_l$	$M, T_s, \rho_s, A, hs$	1/2h	Matthew et al., 2000; Verseghy, 2000; Pomeroy et al., 1998; Wang et al., 2002; Slater et al., 2001; Bartlett et al., 2006
BASE	Department of Earth and Planetary Sciences - Earth and Planetary Sciences	MBE	1995	$Pr, Ta, ua, H, Q_s, Q_l, Pa$	$T_s, SWE, \rho_s, M$	1/2h	Desborough y Pitman, 1998; Slater et al., 1998; Schlosser et al., 2000; Slater et al., 2001

(Continuación de la Tabla 2. 6).

Nombre	Desarrollador	Método	Año	<i>inputs</i>	<i>outputs</i>	$\Delta t$	Referencia
<i>BATS</i>	<i>School of Earth and Atmospheric Sciences Georgia Institute of Technology Atlanta</i>	<i>MBE</i>	1981	<i>Pr, Ta, ua, H, Qs, Ql, Pa</i>	<i>Ts, hs, SWE, M, A, Cs</i>	1/2h	Yang y Dickinson, 1996; Yang et al., 1999
<i>BAIM</i>	<i>Climate Research Department Meteorological Research Institute Japón</i>	<i>MBE</i>	1995	<i>Pr, Ta, ua, H, Qs, Ql, Pa</i>	<i>Ts, M, SWE, <math>\theta v</math>, <math>\rho s</math>, A</i>	1h	Mabuchi y Sato, 1997

## 2.5. Proyecto DMIP2

El *Distributed Hydrologic Model Intercomparison Project-Phase 2* (DMIP2), dirigido por la *National Oceanic and Atmospheric Administration* y el *National Weather Service* (NOAA/NWS), es un proyecto que tiene su origen en el año 2007, con el objetivo de incorporar la modelación hidrológica distribuida en la predicción de avenidas. El DMIP2 propuso comparar por medio de dos cuencas de alta montaña en Sierra Nevada EE. UU., los diferentes modelos distribuidos y agregados que desearan participar, con la finalidad de responder a cuestiones de la modelación hidrológica distribuida como las que se muestran a continuación (Smith et al., 2003). ¿Los modelos distribuidos pueden aumentar la precisión en las simulaciones en comparación con los modelos agregados?, ¿Qué grado de complejidad es necesaria en el modelo para mejorar los resultados?, ¿Qué nivel de esfuerzo es necesario para la calibración de un modelo distribuido?, ¿Qué mejoras se deben realizar para perfeccionar los resultados de los modelo distribuidos no calibrados frente a los modelos agregados?, ¿Qué características debe reunir una cuenca para que se pueda aplicar un modelo distribuido o un modelo agregado? y ¿Cuáles son los efectos de la variabilidad espacial de las lluvias en los casos de estudio del DMIP2?

La NOAA/NWS invitó a la comunidad científica mundial, instituciones internacionales y agencias federales a participar en el DMIP2. En un principio se inscribieron un total de 34 instituciones de diferentes países como EE. UU., Bruselas, Japón, China, la India, Francia, Italia y España. Sin embargo, al final sólo participaron la *Office of Hydrologic Development* de la NWS de EE. UU., con los modelos HL-RDHM y NWSRFS, la Universidad de Bolonia Italia con el modelo TOPKAPI, el *Centre National du Machinisme Agricole, du Genie Rural, des Eaux et des Forets* (CEMAGREF) de Francia con el modelo GR4J, la Universidad

de California *Irvine* (UCI) de EE. UU., con el modelo UCI y la Universitat Politècnica de València (UPV) de España con el modelo TETIS. Por último, los resultados obtenidos con los modelos anteriores en el DMIP2, se encuentran publicados en Smith et al. (2013). A continuación se describe cada uno de los modelos, excepto el modelo TETIS que se detalla en el apartado 3.1.

### 2.5.1.1. Modelo GR4J

El modelo GR4J propuesto por Perrin (2000), es un modelo agregado lluvia-escorrentía que utiliza cuatro parámetros que son: la capacidad máxima del tanque de producción, el coeficiente de intercambio de aguas subterráneas, la capacidad máxima del tanque de enrutamiento y el tiempo al pico (Perrin et al., 2003). Este modelo ha sido ampliamente utilizado en cuencas de Francia, Australia y EE. UU. (Perrin et al., 2003). En la modelación de la fusión utiliza el modelo *CemaNeige* desarrollado por Valéry (2010), que en su conceptualización emplea una temperatura umbral de 0°C para diferenciar entre lluvia “ $P_L$ ” y nevada “ $P_G$ ”, almacenada esta última en el tanque “ $G$ ” (Figura 2. 6).

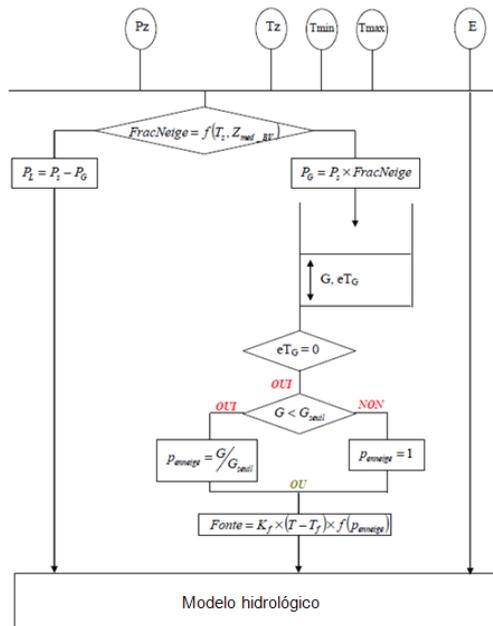


Figura 2. 6. Estructura conceptual del modelo de fusión de nieve *CemaNeige* (Valéry, 2010).

El *CemaNeige* es un modelo grado-día con un factor DDF homogéneo para la modelación de la fusión de nieve a escala horaria y utiliza la siguiente ecuación:

$$M = DDF \cdot (T_a - T_b) \quad 2.31$$

En el modelo hay fusión cuando la  $T_a > T_b$ , se usa como temperatura base  $0^\circ\text{C}$ . Los factores DDF empleados en este modelo varían de  $2 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$  a  $6 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$  y no diferencia la condición sin lluvia y con lluvia. En el caso de los parámetros DDF y  $T_b$  son obtenidos por calibración manual. Para más información acerca de los modelos GR4J y *CemaNeige* consultar Perrin et al. (2003) y Valéry (2010).

### 2.5.1.2. Modelo TOPKAPI

El *TOPographic Kinematic APproximation and Integración* (TOPKAPI), es un modelo hidrológico físicamente basado. Según Liu y Todini (2002), el modelo está estructurado en cuatro módulos para simular la evapotranspiración, la fusión de nieve, el agua en superficie, en el suelo y en canales (Figura 2. 7).

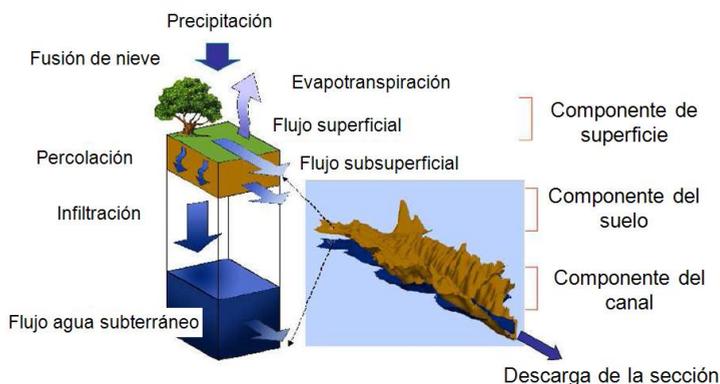


Figura 2. 7. Esquema conceptual del modelo TOPKAPI (Nerozzi, 2008).

Este modelo se ha utilizado en cuencas de Italia, España, China y EE. UU, usa para la modelación de la fusión de nieve el balance de energía por medio de la siguiente ecuación:

$$E_{t+\Delta t}^* = E_t + Q_s + C_i T_a \cdot [1 - F(T)] \cdot P_r + [C_i T_0 + L_f + C_w (T_a - T_0)] \cdot P_r \cdot F(T) \quad 2.32$$

donde  $E^*_{t+\Delta t}$  es el total de energía disponible para la fusión en cada intervalo temporal,  $Q_s$  es la radiación de onda corta estimada considerando el DEM,  $T_0$  es la temperatura de fusión del hielo ( $273^\circ\text{K}$ ). El modelo TOPKAPI, considera en el cálculo de la radiación de onda corta un factor de eficiencia de  $\eta_{al}=0.6$  para cielo claro y  $\eta_{al}=0.8$  para cielos nublados. En la cuantificación de las tasas de fusión ( $R_{sm}$ ), el modelo considera que si el total de energía disponible  $E^*_{t+\Delta t}$  es menor

o igual a la requerida para mantener el total de masa de nieve ( $Z_t$ ) no hay fusión, caso contrario hay fusión de nieve y se calcula usando la siguiente ecuación:

$$\begin{cases} M = 0 \\ M = \frac{E_{t+\Delta t}^* - C_i T_0 Z_{t+\Delta t}^*}{L_f} \end{cases} \quad 2.33$$

El modelo TOPKAPI determina el porcentaje de precipitación líquida por medio de una función de temperatura, que representa la frecuencia de precipitaciones de registros históricos en función de la temperatura del aire utilizando la ecuación:

$$F(T) = \frac{1}{1 + e^{-\sigma_1 \frac{T_a - T_c}{T_s}}} \quad 2.34$$

donde  $\sigma_1$  es un parámetro del modelo igual a 0.3 (obtenido por experimentación) y  $T_s$  es la temperatura crítica de diferenciación (271-275°K). Por último, la calibración de este modelo es manual realizada a prueba-error. Para más información sobre la conceptualización del modelo TOPKAPI consultar: Ciarapica y Todini (2002), Liu y Todini (2002), Bartholmes y Todini (2005) y Vischel et al. (2008).

### 2.5.1.3. Modelos HL-RDHM, NWSRFS y UCI

El NWS, la *Office of Hydrologic Development* (OHD) y el *Hydrology Laboratory* (HL), desarrollaron el *Hydrology Laboratory-Research Distributed Hydrologic Model* (HL-RDHM), que utiliza la versión distribuida del modelo *Sacramento Soil Moisture Accounting Model* "SAC-SMA" (Figura 2. 8), de onda cinemática que se ha aplicado en cuencas de EE. UU. (Koren et al., 1999; Koren et al., 2004; Khakbaz et al., 2012). En la modelación de la nieve utiliza el modelo SNOW-17 (Lee et al., 2011). En el caso del modelo *National Weather Service River Forecast System* (NWSRFS), emplea la versión agregada del modelo SAC-SMA de hidrograma unitario y también el modelo SNOW-17 para la fusión de nieve. En modelo UCI de la Universidad de California Irvine, usa también el modelo SAC-SMA agregado y el modelo SNOW-17. Para más información del modelo UCI y de los casos de estudio donde se ha aplicado consultar Khakbaz et al. (2012) y Ajami et al. (2004). Los parámetros del modelo HL-RDHM son calibrados de manera automática, usando un algoritmo multi-objetivo (Kuzmin et al., 2008). En el caso de los modelos NWSRFS y UCI la calibración es realizada de manera manual.

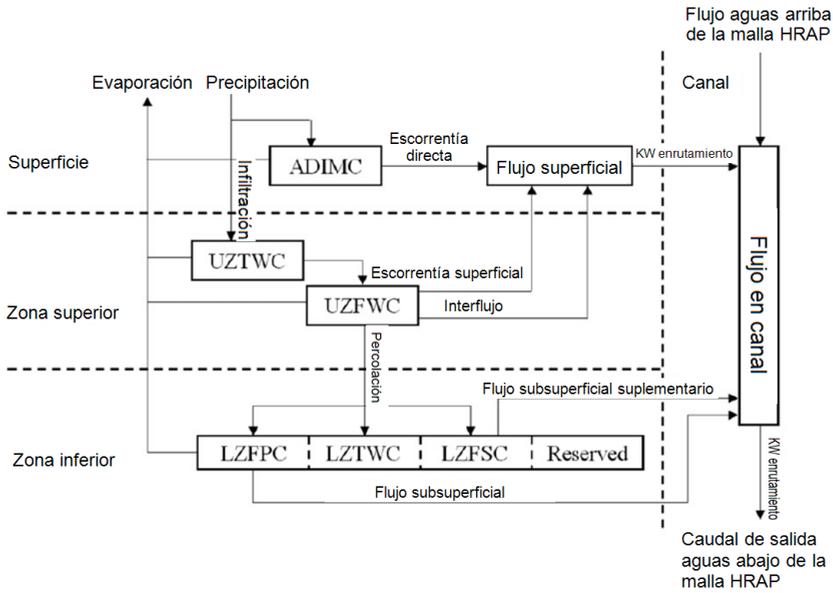


Figura 2. 8. Esquema del modelo *Sacramento Soil Moisture Accounting Model* (SAC-SMA), de onda cinemática que utiliza el HL-RDHM (Lee et al., 2011).

En el caso del modelo SNOW-17, éste fue desarrollado por Anderson en 1973 (Hogue et al., 2000), es un modelo híbrido que utiliza como *inputs* la precipitación y temperatura, simula la fusión en periodos sin lluvia a través de la ecuación:

$$M = DDF \cdot (T_a - T_b) \cdot \frac{\Delta t_p}{\Delta t_t} + 0.0125 \cdot P_r \cdot f_r \cdot T_r \quad 2.35$$

donde  $f_r$  es la fracción de la precipitación en forma de lluvia. En el cálculo de la fusión con presencia de lluvia, este modelo emplea la siguiente ecuación:

$$M_r = \sigma \cdot \Delta t_p \cdot \left[ (T_a + 273)^4 \right] + 0.0125 \cdot P_r \cdot f_r \cdot T_r + 8.5 \cdot UADJ \cdot \left( \frac{\Delta t_p}{6} \right) \cdot \left[ (0.9 \cdot e_{sat} - 6.11) + 0.00057 \cdot P_a \cdot T_a \right] \quad 2.36$$

donde  $e_{sat}$  es la presión de vapor saturado. El factor DDF es calculado por medio de una curva sinusoidal de la variación estacional de la fusión y a partir de la cual se obtiene que el máximo valor del factor DDF se presenta el 21 de junio y el valor mínimo del factor DDF el 21 de diciembre (Anderson, 2006). Por último, el modelo SNOW-17, determina la forma de precipitación utilizando una temperatura umbral y la temperatura del aire para diferenciar la precipitación líquida y sólida.

# Capítulo 3

## Metodología

---

La idea en este trabajo es implementar en el modelo hidrológico TETIS, un nuevo modelo(s) de fusión híbrido parsimonioso, capaz de simular de forma adecuada los procesos de acumulación y fusión de nieve a diferentes escalas. Además, que incorpore la variabilidad de los factores de fusión grado-día (DDF), que no considera el modelo de fusión homogéneo original ya implementado en el modelo TETIS y evaluado en una primera etapa en Orozco (2010). Los nuevos planteamientos matemáticos que se proponen, surgen al considerar trabajos previos como los desarrollados por Riley et al. (1972), Kustas et al. (1994), Kane et al. (1997), y Granberg et al. (1999). Asimismo, tomando como base los trabajos realizados por Cazorzi y Dalla Fontana (1996), Hock (1999) y Kling (2006). A diferencia de estos últimos y con la finalidad de cumplir con la parsimonia deseada, se propone introducir la variabilidad de los factores DDF a través de mapas que se describen más adelante. En un inicio se analizaron un total de nueve planteamientos matemáticos que consideraban las variables de temperatura, radiación de onda corta, radiación de onda larga y el albedo, de los cuales en función de los resultados de las primeras pruebas se seleccionaron tres conceptualizaciones matemáticas a desarrollar y evaluar en esta tesis. Por ejemplo, se descartaron los planteamientos que incluían el albedo, al considerarse que este

introducía mayor incertidumbre y complejidad a la hora de interpretar físicamente los resultados cuando se combinan el albedo y la variabilidad de los factores DDF.

### 3.1. Modelo hidrológico TETIS

En esta tesis se propone utilizar el modelo hidrológico distribuido TETIS, en el cual serán implementados los modelos de fusión propuesto a través de módulos que simularan la escorrentía producto de la fusión de la nieve. El modelo hidrológico TETIS ha sido probado satisfactoriamente en cuencas de España, Francia y EE. UU. (Vélez, 2001; Vélez et al., 2002; Francés et al., 2007; Orozco, 2010). El modelo ha sido desarrollado por el Grupo de Investigación de Modelación Hidrológica y Ambiental (GIMHA), perteneciente al Instituto de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente (IIAMA), de la Universitat Politècnica de València (UPV). Es un modelo de libre acceso que puede ser descargado de: <http://lluvia.dihma.upv.es>. Es un modelo distribuido conceptual con parámetros físicamente basados, que simula los principales procesos del ciclo hidrológico a través de una conceptualización de tanques del estilo del que utilizan otros modelos como el *Sacramento Soil Moisture Accounting* (SAC-SMA), el modelo japonés TANK (Huang et al., 2007), el modelo Chino XINANJANG (Hapuarachchi et al., 2001), el modelo francés GR-3J (Aubert et al., 2003), el Danés NAM (Madsen et al., 2002), el modelo Suizo HBV (Harlin, 1991) y el modelo australiano SFB (Sumner et al., 1997). En el esquema del modelo TETIS mostrado en la Figura 3. 1, cada tanque representa el almacenamiento y movimiento vertical del agua en ladera (manto de nieve, estático, de superficie y gravitacional), cauce y acuífero (Vélez et al., 2009). En el caso del movimiento horizontal del flujo, este es realizado en ladera y en la red de cauces. En el primer caso se consideran los flujos de escorrentía directa, interflujo y flujo base siguiendo las direcciones de celdas y aplicando la ecuación de embalse lineal en los tres casos. Para la propagación en cauces se emplea la denominada Onda Cinemática Geomorfológica. Por último, una descripción más detallada del planteamiento conceptual del modelo hidrológico TETIS se puede encontrar en Vélez (2001).

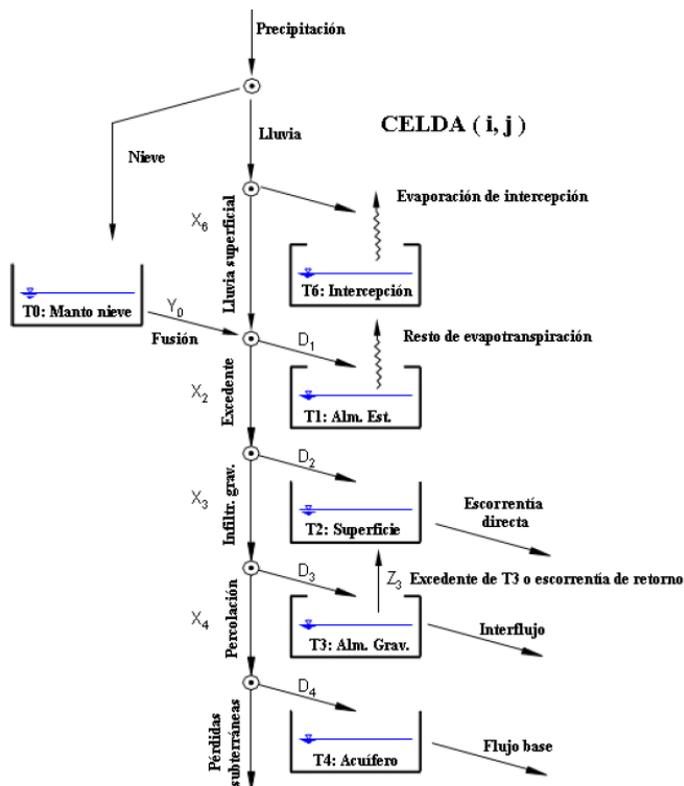


Figura 3. 1. Esquema conceptual del movimiento vertical a nivel de celda del modelo TETIS (Francés et al., 2012).

### 3.1.1. Modelo de fusión original

El modelo hidrológico TETIS tiene integrado un modelo de fusión grado-día representado en el tanque T0 del esquema anterior (Figura 3. 1). Este es identificado en la presente tesis como modelo homogéneo por utilizar factores DDF homogéneos. El modelo ha sido probado en varias cuencas de España y recientemente en cuencas de Sierra Nevada EE. UU., obteniendo buenos resultados (Orozco, 2010). Los únicos *inputs* que requiere este modelo son precipitación y temperatura, interpolados espacialmente utilizando el método inverso de la distancia al cuadrado (IDC). Para diferenciar la precipitación líquida de la sólida, el modelo emplea la temperatura base como temperatura umbral de diferenciación. Es decir, si la temperatura ambiente es inferior a la temperatura umbral durante la precipitación, esta es en forma de nieve y es almacenada como manto de nieve en el tanque T0, caso contrario pasa directamente al sistema de

producción de escorrentía del modelo hidrológico TETIS. En la fusión del manto de nieve del tanque T0, el modelo utiliza la siguiente ecuación:

$$M_{(i)} = \begin{cases} DDF_{1,2} \cdot [T_{a(i)} - T_b], & \text{si } T_{a(i)} \geq T_b \\ 0, & \text{si } T_{a(i)} < T_b \end{cases} \quad 3.1$$

donde  $M$  es la escorrentía generada por fusión en cada celda (mm/t),  $DDF1$  es el factor de fusión grado-día (mm °C<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup>),  $DDF2$  es el factor de fusión grado-día con aportes de energía por lluvia (mm °C<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup>),  $Ta$  es la temperatura del aire media o mínima en cada celda (°C) y  $Tb$  es la temperatura base o umbral de fusión (°C). El modelo es de una capa y ha sido probado a escala diaria y horaria. Por último, los *outputs* que proporciona el modelo son las tasas de fusión y la altura equivalente de agua (SWE) en puntos designados.

## 3.2. Conceptualizaciones híbridas de fusión

Los modelos híbridos de fusión que se propone implementar utilizan el mismo criterio que emplea el modelo homogéneo para diferenciar la precipitación líquida de la sólida. Asimismo, requieren como *inputs* la precipitación y temperatura para modelar la nieve. A continuación se describen las tres conceptualizaciones matemáticas seleccionadas y utilizadas en el estudio del efecto de la variabilidad de los factores DDF en la modelación hidrológica de cuencas de alta montaña.

### 3.2.1. Híbrido 1

Esta conceptualización que se propone introduce la variabilidad de los factores DDF por medio de la distribución de los flujos de energía de la radiación de onda corta. Lo anterior al considerar que la radiación de onda corta explica de mejor manera la variabilidad del proceso de fusión de nieve (Kustas et al., 1994). Los primeros en considerar la radiación en el método grado-día fueron Martinec y De Quervain (1975), Ambach (1988) y Martinec (1989). Posteriormente trabajos más recientes como el realizado por Cazorzi y Dalla Fontana (1996), y Kling (2006) proponen enfoques híbridos de fusión que utilizan la radiación directa de onda

corta a cielo despejado. Además del trabajo realizado Hock (1999), que emplea la radiación directa y difusa de onda corta como elemento de distribución del factor DDF.

A diferencia de los trabajos anteriores la formulación matemática que se propone, considera las componentes de radiación directa y difusa de onda corta, al emplear la radiación global. Se ha decidido utilizar esta radiación basándose en lo expuesto por Ohmura et al. (1992), que consideran ésta como la mayor fuente de energía para la fusión. Asimismo, Marks y Dozier (1992) consideran también que la radiación de onda corta es la que domina los *inputs* de energía en terrenos complejos. La radiación global de onda corta es introducida al modelo a través de un mapa de índices de radiación global de onda corta (MIR), que incorpora para cada celda un coeficiente que considera los flujos de energía en función de la topografía, el ángulo de cenital, la época del año y la sombra de relieve. Por otro lado, al igual que en el modelo homogéneo se utiliza un factor DDF1 sin lluvia y un DDF2 con lluvia, no diferenciados en las conceptualizaciones propuestas en los trabajos mencionados anteriormente. Esta conceptualización híbrida corresponde a la formulación más parsimoniosa conseguida y se basa principalmente en los planteamientos de Riley et al. (1972) y Cazorzi y Dalla Fontana (1996). Utiliza en la cuantificación de las tasas de fusión la siguiente ecuación:

$$M_{(i)} = \begin{cases} \left[ Mf_{1,2} \cdot I_{R(i)} \right] \cdot \left[ T_{a(i)} - T_b \right], & \text{si } T_{a(i)} \geq T_b \\ 0, & \text{si } T_{a(i)} < T_b \end{cases} \quad 3.2$$

donde  $Mf_1$  es el factor de fusión sin distribuir ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ),  $Mf_2$  es el factor de fusión sin distribuir con aportes de energía por lluvia ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ),  $I_R$  corresponde al valor del índice de radiación global de onda corta para cada celda obtenido del mapa MIR,  $T_a$  sigue siendo la temperatura mínima o media del aire en cada celda ( $^\circ\text{C}$ ) y  $T_b$  es la temperatura base ( $^\circ\text{C}$ ). En la ecuación anterior, el producto de  $Mf_1 \cdot I_R$  corresponde al valor del factor DDF1 obtenido para cada celda y  $Mf_2 \cdot I_R$  es el valor del factor DDF2 con aporte de energía por lluvia en cada celda. Este modelo es probado en dos modalidades: con un sólo mapa MIR y con seis mapas MIR para tener en cuenta la variabilidad temporal intra-anual a escala mensual. La metodología empleada en la construcción de estos mapas se detalla más adelante (apartado 3.3.1).

### 3.2.2. Híbrido 2

La idea de esta conceptualización surge al considerar los trabajos desarrollados por Kustas et al. (1994), Kane et al. (1997), Granberg et al. (1999), Hock (1999) y Kling et al. (2006). Esta conceptualización trata de cuantificar e introducir por medio de dos componentes los flujos de energía para la fusión de nieve, utilizando al igual que en el modelo anterior los mapas MIR y un flujo homogéneo que representará la energía de onda larga para la fusión estimado por calibración. La ecuación que utiliza este modelo para cuantificar la fusión es la siguiente:

$$M_{(i)} = \begin{cases} \left[ Mf_{1,2} + \alpha I_{R(i)} \right] \cdot \left[ T_{a(i)} - T_b \right], & \text{si } T_{a(i)} \geq T_b \\ 0, & \text{si } T_{a(i)} < T_b \end{cases} \quad 3.3$$

donde  $Mfi$  es un factor de fusión sin distribuir equivalente a la energía aportada por onda larga ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ),  $Mf_2$  es el factor de fusión equivalente con lluvia ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ),  $\alpha$  es un coeficiente de conversión de índices de radiación ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ),  $I_R$  corresponde nuevamente al valor del índice de radiación global de onda corta para cada celda obtenido del mapa MIR. El producto de  $\alpha I_R$  corresponde a la energía para la fusión procedente de la radiación de onda corta. En el modelo, el valor del factor  $DDF_{1,2}$  para cada celda es obtenido como la suma de  $Mf_{1,2} + \alpha I_R$ . Por último, el modelo puede ser utilizado con uno y seis mapas MIR para introducir la variabilidad espacial y temporal deseada. Sin embargo, con la finalidad de observar las variaciones temporales de  $Mf_{1,2}$  se ha decidido emplear este modelo sólo cuando se utilizan los seis mapas MIR.

### 3.2.3. Híbrido 3

Esta conceptualización matemática se basa en los modelos desarrollados por Hock (1999). Al igual que el híbrido 2, esta conceptualización propone incorporar el equivalente de energía de onda larga disponible en zonas con cubierta vegetal a través de factores DDF obtenidos de estudios previos e introducidos a escala de celda por medio de un mapa de factores de fusión grado-día (MDDF). Es decir, a diferencia del híbrido 2, en esta conceptualización existe un valor de  $Mf$  para cada celda tomado del mapa MDDF. Además, emplea los mapas MIR para incorporar

los flujos de energía de radiación global de onda corta. Este modelo propuesto utiliza la siguiente ecuación para el cálculo de la fusión de nieve:

$$M_{(i)} = \begin{cases} \left[ Mf_{1,2(i)} + \alpha I_{R(i)} \right] \cdot \left[ T_{a(i)} - T_b \right]; & \text{Si } T_{a(i)} \geq T_b \\ 0; & \text{Si } T_{a(i)} < T_b \end{cases} \quad 3.4$$

donde  $\alpha$  es un coeficiente de conversión de índices ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ). A partir de la suma de  $Mf_{1,2} + \alpha IR$  se obtiene el valor de los factores DDF<sub>1,2</sub> para cada celda,  $Mf_1$  es el factor de fusión equivalente a la aportación de onda larga ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ) obtenido para cada celda y  $Mf_2$  es el factor de fusión equivalente a la aportación de onda larga con lluvia ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ) obtenido para cada celda. En este modelo se proponen dos factores correctores ( $f_{cm,2}$ ) para la corrección de los factores DDF del mapa MDDF, al considerar que los valores usados para construir el mapa MDDF provienen de otras regiones. El modelo es probado con dos mapas (MDDF y MIR) y siete mapas (MDDF y 6 MIR). Por último la metodología empleada en la construcción del mapa MDDF es descrita más delante (apartado 3.3.2).

### 3.3. Mapas para la variabilidad de los factores de fusión

En la construcción de los mapas MDDF y MIR, se ha utilizado información de uso de suelo tipo vectorial o *ráster* y un Modelo Digital de Elevación (DEM). Lo anterior, es una ventaja de estos mapas tomando en cuenta que en la modelación hidrológica de una cuenca de alta montaña, suele siempre contarse con esta información a una escala adecuada. Además, se cree que la variabilidad conseguida con estos mapas puede ser suficiente para conseguir resultados aceptables a escala de cuenca sin tener que recurrir a otras técnicas que emplean normalmente los modelos de balance de energía completos haciéndolos menos eficientes en tiempos de cómputo.

### 3.3.1. Mapa de índices de radiación

El índice de radiación se puede definir como un cociente adimensional que representa la tasa de energía de la radiación global de onda corta recibida por una superficie considerando la pendiente, la orientación, la sombra de relieve y el ángulo cenital. Este valor es normalizado con la tasa de radiación global recibida por una superficie plana a una latitud y un instante de tiempo determinado. Al igual que en los trabajos de Cazorzi y Dalla Fontana (1996), Hock (1999) y Kling (2006), se utiliza el DEM como única información para su cuantificación. El resultado es un mapa de índices de radiación (MIR), con un valor para cada celda del DEM. En esta tesis se propone probar un único mapa MIR y seis mapas MIR mensuales. El primer caso, es un mapa de índices medios calculado considerando las radiaciones horarias entre los meses de diciembre a junio. En el segundo caso, son mapas medios mensuales para los meses de enero a junio calculados utilizando nuevamente las radiaciones horarias. Por otro lado, en el cálculo de la radiación global de onda corta se ha decidido utilizar las herramientas de estimación de radiación de la plataforma *ArcGIS* y que permiten calcular la insolación en una ubicación geográfica específica usando el avanzado algoritmo de cuenca visual hemisférica (*Viewshed*), desarrollado por Rich et al. (1994) y ampliado por Fu y Rich (2000 y 2002). El algoritmo usa el DEM para considerar los efectos topográficos, pendiente, orientación y las sombras de relieve factores importantes a considerar en la fusión debido a que el relieve del terreno se caracteriza por un patrón de pendientes y sombras, que está directamente relacionado con la radiación solar recibida. Las sombras producto del relieve (*Slope aspect*) pueden tener un gran impacto sobre las tasas de fusión de nieve (Murray y Buttle, 2003). Así, la nieve en la ladera sur se funde más rápido que la nieve ubicada en una ladera con orientación norte, debido a las diferencias en la cantidad de radiación solar recibida y las sombras de relieve. Se ha decidido usar el algoritmo *Viewshed*, porque a diferencia del resto de algoritmos este considera el total de cielo visible u obstruido cuando se observa desde una ubicación particular. El algoritmo calcula la radiación global (*RGlobaltotal*) como la suma de la radiación directa (*RDirtotal*) y la difusa (*RDiftotal*). En el caso de la *RDirtotal* se cuantifica como la suma de las radiaciones directas de acuerdo a las posiciones del sol durante el intervalo de cálculo (*RDir $\theta, \alpha z$* ). La *RDir $\theta, \alpha z$*  se determina utilizando la siguiente ecuación:

$$R_{Dir\theta, \alpha z} = S_{Const} \cdot \beta_1^{m(\theta)} \cdot sunDur_{\theta, \alpha z} \cdot sunGap_{\theta, \alpha z} \cdot \cos(angIn_{\theta, \alpha z}) \quad 3.5$$

donde  $SConst$  es la constante solar ( $1,367 \text{ W m}^{-2}$ ),  $\beta_1$  es la transmisividad de la atmósfera,  $sunDur_{\theta\alpha}$  es la duración de tiempo representada por el sector del cielo que en la mayoría de los sectores es igual al intervalo diario,  $SunGap_{\theta\alpha}$  es la fracción de espacio para el sector del mapa solar y  $angIn_{\theta\alpha}$  es el ángulo de incidencia. En el caso de la longitud de ruta óptica relativa  $m(\theta)$ , se calcula como una proporción en relación con la longitud de ruta del cenit ( $\theta$ ) a través de la siguiente ecuación:

$$m(\theta) = EXP\left(-0.000118 \cdot Elev - 1.638 \cdot 10^{-9} \cdot Elev^2\right) / \cos(\theta) \quad 3.6$$

donde  $Elev$  es la elevación sobre el nivel del mar. El  $angIn_{\theta\alpha}$  es calculado empleando la siguiente ecuación:

$$angIn_{\theta,\alpha z} = a \cos\left(\cos(\theta) \cdot \cos(G_z) + \sin(\theta) \cdot \sin(G_z) \cdot \cos(\alpha z - G_a)\right) \quad 3.7$$

donde  $G_z$  es el ángulo cenit y  $G_a$  es el ángulo acimutal de la superficie.

En el caso de la  $RDiftotal$  componente de la radiación global empleada en la construcción de los mapas MIR, es calculada como la suma de las radiaciones difusas en todas las direcciones ( $RDif\theta,\alpha$ ), cuantificadas utilizando la ecuación:

$$R_{Dif\theta,\alpha z} = R_{glb} \cdot P_{dif} \cdot Dur \cdot SkyG_{ap\theta,\alpha z} \cdot Weight_{\theta,\alpha z} \cdot \cos\left(angIn_{\theta,\alpha z}\right) \quad 3.8$$

donde  $R_{glb}$  es la radiación global normal,  $P_{dif}$  es la porción del flujo de radiación global normal difundido (se ha utilizado 0.3 para condiciones de cielo claro),  $Dur$  es el intervalo de tiempo usado en el cálculo,  $SkyG_{ap\theta,\alpha}$  es la fracción de espacio para el sector del cielo,  $Weight_{\theta,\alpha}$  es la porción de radiación difusa que se origina en cielo uniforme y parcialmente cubierto. Por último, los mapas MIR generados a través del procedimiento anterior son introducidos al modelo hidrológico TETIS por medio de archivos *ascii*, para posteriormente ser utilizados por los modelos híbridos de fusión propuestos en esta tesis.

### 3.3.2. Mapa de factores de fusión

El mapa de factores de fusión (MDDF) pretende introducir los intercambios de calor por radiación de onda larga y por convección en la fusión de un manto de

nieve en zonas con cubierta vegetal. Según DeWalle y Rango (2008), los efectos de los bosques varían en función de los cambios en las especies, edad y densidad de los árboles. Sin embargo, llegar a representar a ese grado de detalle estos cambios en los modelos determinísticos a escala de cuenca es muy complicado. Una simplificación frecuente a este problema es la clasificación de los bosques en perennes y caducifolios (Kuusisto, 1980). Otro problema, es que no se suele contar con datos meteorológicos como la radiación, velocidad del viento, temperatura del aire y la humedad en zonas con cubierta vegetal. Es por todo ello, que la construcción del mapa MDDF que se propone es muy simple empleando factores DDF obtenidos para estas zonas de trabajos previos encontrados en la literatura científica.

En la cuantificación de la energía de fusión de un manto de nieve en zonas con cubierta vegetal, se han encontrado varios trabajos que han abordado este problema con anterioridad. Por ejemplo, Federer et al. (1972) obtuvieron valores de factores DDF para el noreste de EE. UU., de 4.7 a 7.5  $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$  en zonas sin cubierta vegetal, de 2.7 a 4.5  $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$  en zonas de vegetación caducifolia y de 1.4 a 2.7  $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$  en zonas de coníferas. Otro trabajo es el desarrollado por Kuusisto (1980), que utilizó 12 estaciones en Finlandia con las que llegó a observar un valor mínimo de 1.75  $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$  y un valor máximo de 3.36  $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$  en zonas con cubierta vegetal. En el caso de zonas sin cubierta vegetal el mismo Kuusisto (1980) encontró valores que varían de 2.82 a 4.94  $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$ . En la Tabla 3. 1 se puede observar otros valores de factores DDF obtenidos en función de las ocupaciones de suelo en zonas de Europa, EE. UU., y Suecia.

Tabla 3. 1. Valores asignados a los factores de fusión grado-día para diferentes ocupaciones de suelo (Bengtsson y Semádeni-Davies, 2011; Martinec y Rango, 1986; Gray y Prowse, 1992; Bergström, 1995; Kuusisto, 1984; Kuchment y Gelfan, 1996; Singh y Bengtsson, 2005 Bengtsson y Westerström, 1992).

Ocupación de suelo	DDF ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$ )
Zona rural (Europa y EE. UU.)	
Campo abierto	2-3.5
Bosques	1.5-2
Alpino	3.5-6
Pradera	1.5-7
Laderas expuestas	5-6
Zona urbana (Norte de Suecia)	
Suburbanas	1.5-7
Interior de la ciudad	1.5-8

A partir de los factores DDF de la Tabla 3. 1, se propone utilizar su valor medio para determinar el mapa MDDF clasificando la ocupación de suelo en zonas sin cubierta vegetal, bosques caducifolios y bosques de coníferas. Por último, el mapa MDDF obtenido es introducido en el modelo hidrológico TETIS como un archivo *ascii*.

## 3.4. Calibración automática

En la calibración automática del modelo hidrológico TETIS, se emplea el algoritmo de optimización *Shuffled Complex Evolution* desarrollado por la universidad de Arizona (SCE-UA) de EE. UU., propuesto por Duan et al. (1992) y modificado por Sorooshian et al. (1993). Este algoritmo se ha empleado en varios modelos hidrológicos como por ejemplo el SAC-SMA (Sorooshian et al., 1993), el NWSRFS-SMA (Duan et al., 1994) y el MIKE11/NAM (Madsen, 2000). Según Franchini et al. (1998), se obtienen mejores resultados utilizando el algoritmo SCE-UA que con un algoritmo genético acoplado a una *Sequential Quadratic Programming* (GA-SQP).

### 3.4.1. Algoritmo SCE-UA

A continuación se realiza una breve descripción del algoritmo de optimización SCE-UA propuesto por Prince en 1987 (citado en Duan et al., 1992), este algoritmo se basa en el procedimiento *simplex* que lleva a cabo una búsqueda aleatoria controlada a través de los siguientes pasos (Francés et al., 2012):

- 1) Genera una muestra de “ $s$ ” puntos aleatorios en el espacio factible del parámetro y calcula la función objetivo (Figura 3. 2a).
- 2) Ordena los “ $s$ ” puntos en orden decreciente, asumiendo que la meta es minimizar o maximizar la función objetivo según sea el caso.
- 3) Partición en complejos, dividiendo los “ $s$ ” puntos en “ $p$ ” complejos, de modo que cada uno contenga “ $m$ ” puntos. El primer complejo contiene los  $p(k-1)+1$  clasificados y el segundo complejo contiene los  $p(k-1)+2$  clasificados, y así sucesivamente para los valores de  $k=1, \dots, m$ .
- 4) Evoluciona cada complejo, de acuerdo al algoritmo *Complex Competitive Evolution* (CCE) (Figura 3. 2b).

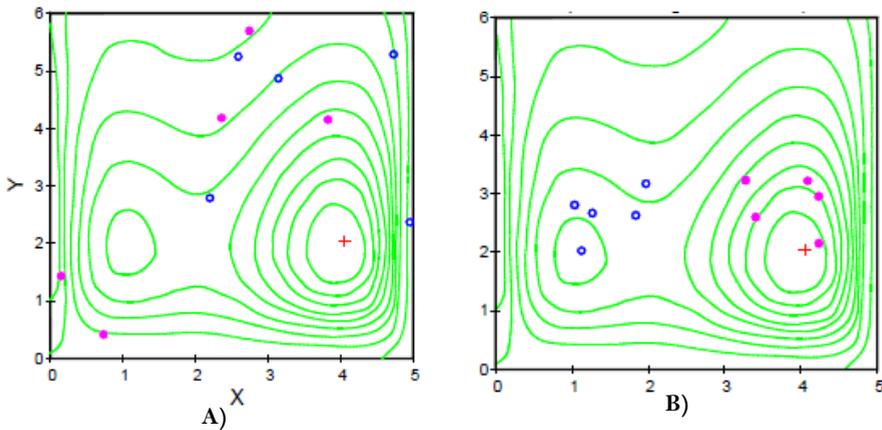


Figura 3. 2. A) Población inicial y B) complejos evolucionados independientemente (Duan et al., 1992).

- 5) Baraja los complejos, combinando los puntos de los complejos evolucionados en una sola muestra y la ordena de forma creciente. Según la función objetivo vuelve a realizar la repartición del paso tres (Figura 3. 3a).
- 6) Revisa la convergencia, si la satisfacción de los criterios establecidos de convergencia se cumple el algoritmo finaliza la optimización (Figura 3. 3b).
- 7) Revisa la reducción en el número de complejos, si el mínimo número de complejos requerido en la población " $p_{min}$ " es menor que " $p$ ", eliminar el complejo con el rango más bajo en sus puntos. Hacer  $p=p-1$  y  $s=p_{min}$  regresar al paso cuatro si  $p_{min}=p$ .

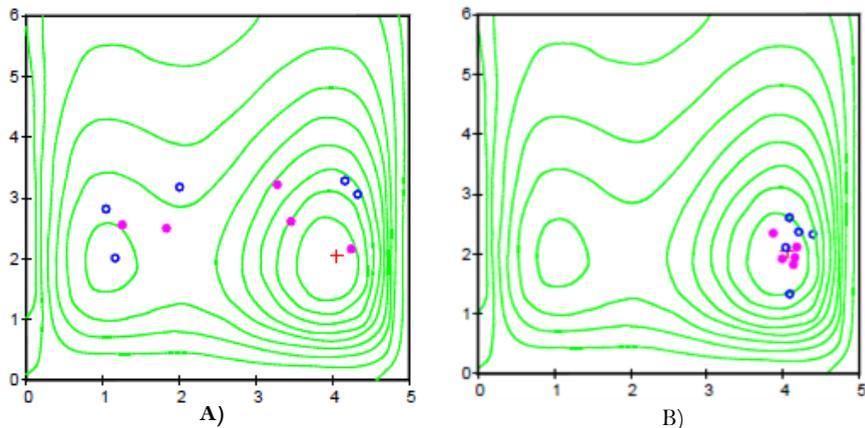


Figura 3. 3. A) Población mezclada y B) complejos evolucionados independientemente (Duan et al., 1992).

### 3.4.2. Calibración automática de los parámetros

El modelo hidrológico TETIS utiliza para obtener sus parámetros efectivos calibración automática, a través de nueve factores correctores (FC) que llevan a cabo una corrección global de los parámetros iniciales cuantificados con la información disponible. En la Tabla 3. 2 se muestran los parámetros del modelo hidrológico TETIS calibrados automáticamente con el algoritmo SCE-UA.

Tabla 3. 2. Parámetros de producción de escorrentía del modelo TETIS calibrados automáticamente (Francés et al., 2007).

Parámetros	FC	expresión
Almacenamiento capilar del suelo	FC <sub>1</sub>	$H^*_u=FC_1 \cdot Hu$
Índice de cubierta vegetal	FC <sub>2</sub>	$\Lambda^*=FC_2 \cdot \lambda v$
Capacidad de infiltración	FC <sub>3</sub>	$K^*_s=FC_3 \cdot ks$
Velocidad en ladera	FC <sub>4</sub>	$U^*=FC_4 \cdot u$
Capacidad de percolación	FC <sub>5</sub>	$K^*_p=FC_5 \cdot kp$
Conductividad hidráulica del interflujo	FC <sub>6</sub>	$K^*_{ss}=FC_6 \cdot kss$
Capacidad de pérdidas del acuífero	FC <sub>7</sub>	$K^*_{pp}=FC_7 \cdot ksa$
Conductividad hidráulica del acuífero	FC <sub>8</sub>	$K^*_b=FC_8 \cdot kps$
Velocidad en cauce	FC <sub>9</sub>	$V(t)^*=FC_9 \cdot v(t)$

En vista del éxito del algoritmo SCE-UA en la calibración de modelos hidrológicos y con la finalidad de facilitar la calibración de los nuevos parámetros de los modelos de fusión implementados en esta tesis, se ha propuesto utilizar en su calibración el mismo algoritmo SCE-UA. Anteriormente, el modelo homogéneo de fusión original se calibraba de manera manual incrementando el tiempo y el esfuerzo para llegar a resultados razonables. Por lo tanto, calibrar de manera automática los parámetros del modelo hidrológico TETIS y de los modelos fusión, será de gran utilidad tomando en cuenta las múltiples calibraciones que se tendrán que realizar para llevar a cabo la evaluación de la variabilidad espacial y temporal de los factores DDF.

En la Tabla 3. 3 se muestran los parámetros de cada conceptualización híbrida de fusión planteada anteriormente que son obtenidos por calibración automática a través del algoritmo de optimización SCE-UA.

Tabla 3. 3. Parámetros de las conceptualizaciones de fusión implementadas que se obtienen por calibración automática.

Conceptualización	Parámetros a calibrar	Parámetro efectivo
Homogéneo	Factor de fusión grado-día ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ )	DDF1*
	Factor de fusión grado-día con aportes de energía por lluvia ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ )	DDF2*
	Temperatura base ( $^\circ\text{C}$ )	$T_b^*$
Híbrido 1	Factor de fusión sin distribuir ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ )	$Mf1^*$
	Factor de fusión sin distribuir con aportes de energía por lluvia ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ )	$Mf2^*$
	Temperatura base ( $^\circ\text{C}$ )	$T_b^*$
Híbrido 2	Factor de fusión sin distribuir ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ )	$Mf1^*$
	Factor de fusión sin distribuir con aportes de energía por lluvia ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ )	$Mf2^*$
	Coefficiente de conversión de índices ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ )	$\alpha^*$
	Temperatura base ( $^\circ\text{C}$ )	$T_b^*$
Híbrido 3	Mapa de factores de fusión ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ )	$Mf1(i)^* = fcn1 \cdot Mf1(i)$
	Mapa de factores de fusión grado-día con aportes de energía por lluvia ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ )	$Mf2(i)^* = fcn2 \cdot Mf2(i)$
	Coefficiente de conversión de índices ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ )	$\alpha^*$
	Temperatura base ( $^\circ\text{C}$ )	$T_b^*$

En el caso de  $fcn1$  y  $fcn2$  son factores correctores de los valores de los factores DDF asignados para cada celda en el mapa MDDF.

En la calibración automática se propone utilizar como función objetivo el índice de eficiencia de *Nash* y *Sutcliffe* (NSE), al ser comúnmente usado como medida de eficiencia en los modelos hidrológicos (Eckhardt et al., 2002; Kalin et al., 2003; Merz y Blöschl, 2004). El NSE contempla una eficiencia entre 0 y 1, siendo uno el ajuste perfecto entre el caudal observado y el simulado. Según McCuen et al. (2006), la interpretación de un índice de NSE, en “bueno” y “malo”, dependerá del tamaño de la muestra. Un índice NSE de 0.7 puede o no ser considerado un buen ajuste dependiendo de la fiabilidad que se quiera del modelo. Este índice es calculado utilizando la siguiente ecuación:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^N (Q_{obs}(t) - Q_{sim}(t))^2}{\sum_{t=1}^N (Q_{obs}(t) - \bar{Q}_{obs})^2} \quad 3.9$$

donde  $Q_{obs}$  es el caudal observado,  $Q_{sim}$  es el caudal simulado con el modelo calibrado y  $\bar{Q}_{obs}$  es el caudal medio observado.

# Capítulo 4

## Descripción de los casos de estudio

---

### 4.1. Cuencas en Sierra Nevada

En este trabajo se han propuesto tres casos de estudio que han sido seleccionados de acuerdo con los objetivos planteados en esta tesis. Los dos primeros casos corresponden a las subcuencas de los ríos *Carson* y *American* ubicadas en Sierra Nevada, entre los estados de California y Nevada, EE. UU. (longitud 118°-124° W y latitud 38°-40° N) (Figura 4. 1), las cuales han sido utilizadas en el proyecto DMIP2 (Smith et al., 2013). Ambas subcuencas son geográficamente cerradas y presentan regímenes hidrológicos completamente diferentes debido a su ubicación y a su elevación media (Simpson et al., 2004). La subcuenca del río *Carson* cuenta con un área de 922 km<sup>2</sup> (Carroll et al., 2000), está situada entre los 1,539 m y 3,407 m de altura y posee un régimen hidrológico dominado por la nieve. En el caso de la subcuenca del río *American*, ésta cuenta con un área de 886 km<sup>2</sup> (Shamir y Georgakakos, 2007) y se sitúa entre los 281 m y 2,630 m de altura, es decir, a menor cota que la subcuenca del río *Carson*. El régimen hidrológico de esta subcuenca está dominado por las lluvias y la nieve. Según Jeton et al. (1996), en la

subcuenca del río *American* se registran precipitaciones acumuladas medias anuales de 813 mm a cotas de 393 m y precipitaciones de 1,651 mm a cotas de 1,676 m. En el caso de la subcuenca del río *Carson*, se han registrado precipitaciones acumuladas medias anuales de 559 mm a cotas de 1,722 m y precipitaciones de 1,244 mm a cotas de 2,438 m. En ambas subcuencas la precipitación es dominada por los efectos orográficos. En el caso de la subcuenca del río *Carson* la precipitación se produce en la mayoría de los casos en forma de nieve, mientras que para la subcuenca del río *American* se produce como lluvia, nieve y mixta. Para ambas subcuencas el 80% de la precipitación anual ocurre entre los meses de noviembre a marzo (Jeton et al., 1996).



Figura 4. 1. Ubicación de las subcuencas de los ríos *Carson* y *American* en Sierra Nevada EE. UU. (Jeton et al., 1996).

Según Jeton et al. (1996), las temperaturas medias en la subcuenca del río *Carson* varían de 0°C a 14°C, mientras que en la subcuenca del río *American* oscilan entre 3°C y 18°C. En el caso de la fusión de nieve en ambas subcuencas se presenta en periodos intermitentes durante el invierno y en las zonas más altas al final de la primavera y los primeros meses del verano (Jeton et al., 1996). En cuanto a la cubierta vegetal, la subcuenca del río *Carson* presenta pastizales en las partes más altas y bosques de coníferas en las zonas de menor altitud. La subcuenca del río *American* presenta una cubierta vegetal formada por bosques, arbustos y pastizales. Los suelos en las subcuencas están compuestos principalmente de arena y arcilla (*Carson*) y de suelos franco arcillosos y franco arenosos (*American*). La geología de la subcuenca del río *Carson* incluye rocas volcánicas y granodioritas.

La subcuenca del río *American* incluye rocas metasedimentarias y granodioritas (Jeton et al., 1996).

Por último, para más información relacionada con estas subcuencas consultar: Dettinger et al. (2004), Schaake et al. (2007), Shamir y Georgakakos (2006), Shamir y Georgakakos (2007), Carroll et al. (2000), Miller et al. (2003), Dettinger y Cayan (2003) y Silverman (2010).

### 4.1.1. Información hidrometeorológica

En la modelación hidrológica distribuida de las subcuencas de los ríos *Carson* y *American* se ha utilizado información de precipitación, temperatura, evapotranspiración potencial, caudal y SWE proporcionada por la NOAA/MWS. La información anterior está disponible en el sitio web del proyecto DMIP2 (<http://www.nws.noaa.gov/oh/hrl/dmip/2/>).

#### 4.1.1.1. Precipitación y temperatura

La información de precipitación y temperatura con la que se cuenta es una serie de 15 años (enero/1987-diciembre/2002), a escala temporal horaria. En el caso de las temperaturas, estas corresponden a las medias horarias obtenidas usando las temperaturas máximas y mínimas registradas en las estaciones meteorológicas. Toda la información antes mencionada se proporcionó en un total de 140,256 archivos *ascii*. Cada uno de ellos contiene los valores de precipitación y temperatura organizados en una malla con proyección polar estereográfica y con una resolución espacial de 4.7 km, esta resolución corresponde al tamaño de celda del *Hydrologic Rainfall Analysis Project-HRAP* (Figura 4. 2). Las mallas con la información de precipitación y temperatura se han obtenido interpolando un total 249 estaciones, además, se compararon los datos de precipitación de las mallas con los de la base de datos *Parameter-elevation Resgression on Independent Slope Model* (PRISM) (Figura 4. 3). Para más información sobre la metodología utilizada para generar las mallas HRAP de precipitación y temperatura utilizadas se puede consultar el trabajo de Moreda et al. (2006).

En el presente trabajo la malla original de datos se recortó considerando el área de las subcuencas, con el fin de lograr una mayor eficiencia y reducir los tiempos de computo del modelo (Figura 4. 2b y c). Para llevar a cabo esta laboriosa tarea fue necesario desarrollar un programa en el lenguaje *Interactive Data Language* (IDL)

con el cual se hizo el proceso de recortado de los 140,256 archivos *ascii*. Estos archivos con las nuevas dimensiones de mallas fueron incorporados al modelo hidrológico TETIS, a través de un archivo *ascii* que contiene las series de precipitación y temperatura, asignando a los centroides de la malla el valor correspondiente a la celda y considerando éste como una estación virtual. Nuevamente, para poder procesar esta cantidad de información en el archivo *ascii input* del modelo, fue necesario recurrir a la programación en IDL. La distribución espacial de estas variables es realizada internamente por el modelo utilizando el método de interpolación inverso de la distancia al cuadrado.

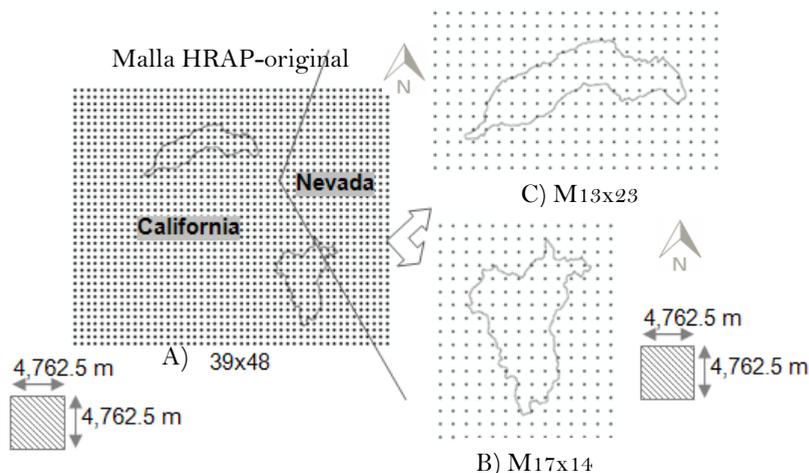


Figura 4. 2. A) Dimensión original de las mallas de precipitación y temperatura proporcionadas por la NOAA/NWS. Asimismo, las nuevas mallas usadas para introducir los *inputs* (subcuencas de los ríos *Carson* "B" y *American* "C").

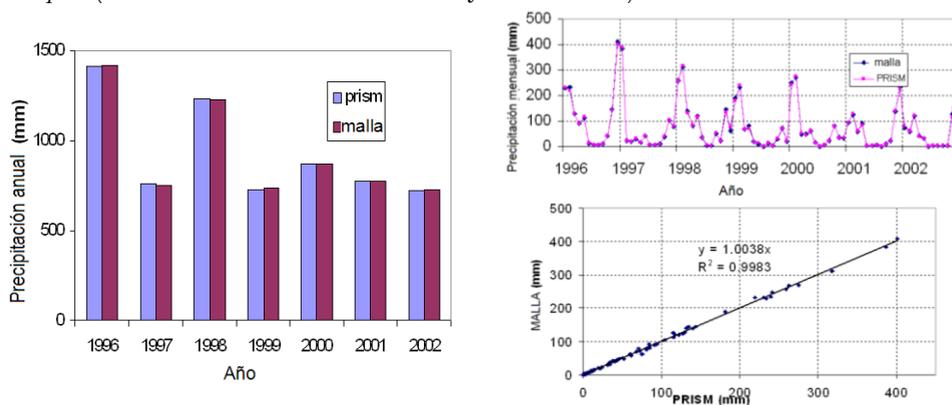


Figura 4. 3. Comparación de las precipitaciones generadas con PRISM y las mallas HRAP (Moreda et al., 2006).

En el análisis de la información se obtuvieron los hietogramas de precipitación acumulada con una discretización mensual (Figura 4. 4 y Figura 4. 5), así como las variaciones de las temperaturas medias en las dos subcuencas (Figura 4. 6 y Figura 4. 7). En estas figuras se puede observar que las precipitaciones acumuladas en ambos casos de estudio, coinciden en orden de magnitud con lo reportado por Pandey et al. (1999). Además, las precipitaciones más intensas se presentan en invierno, lo que coincide con lo reportado por Jeton et al. (1996). En el caso de la subcuenca del río *Carson*, en el mes de febrero se observan las precipitaciones más fuertes, seguido de enero y diciembre. La precipitación media anual calculada, considerando los 15 años de información, es de 906.26 mm para la subcuenca del río *Carson* y de 1,378 mm para la subcuenca del río *American*. Los resultados anteriores coinciden con la precipitación media entre cotas obtenidas para estas mismas subcuencas por Jeton et al. (1996).

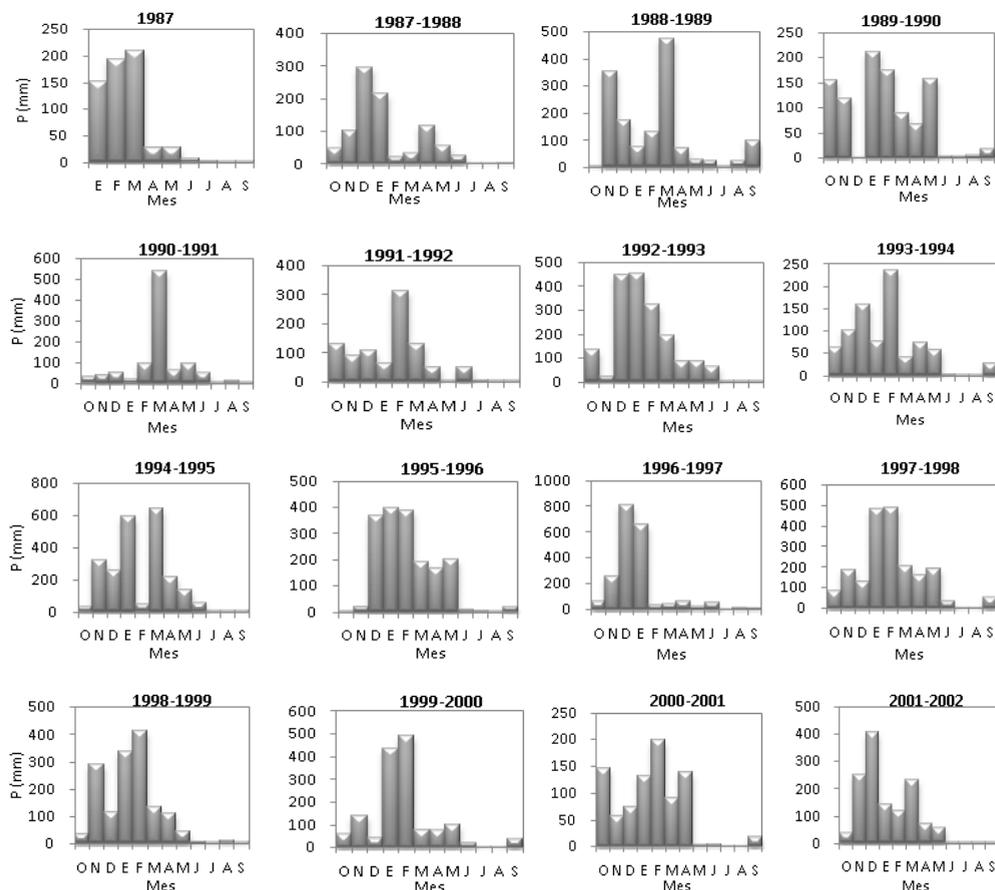


Figura 4. 4. Precipitación acumulada en la subcuenca del río *American* obtenida a partir de la malla  $M_{13 \times 23}$ .

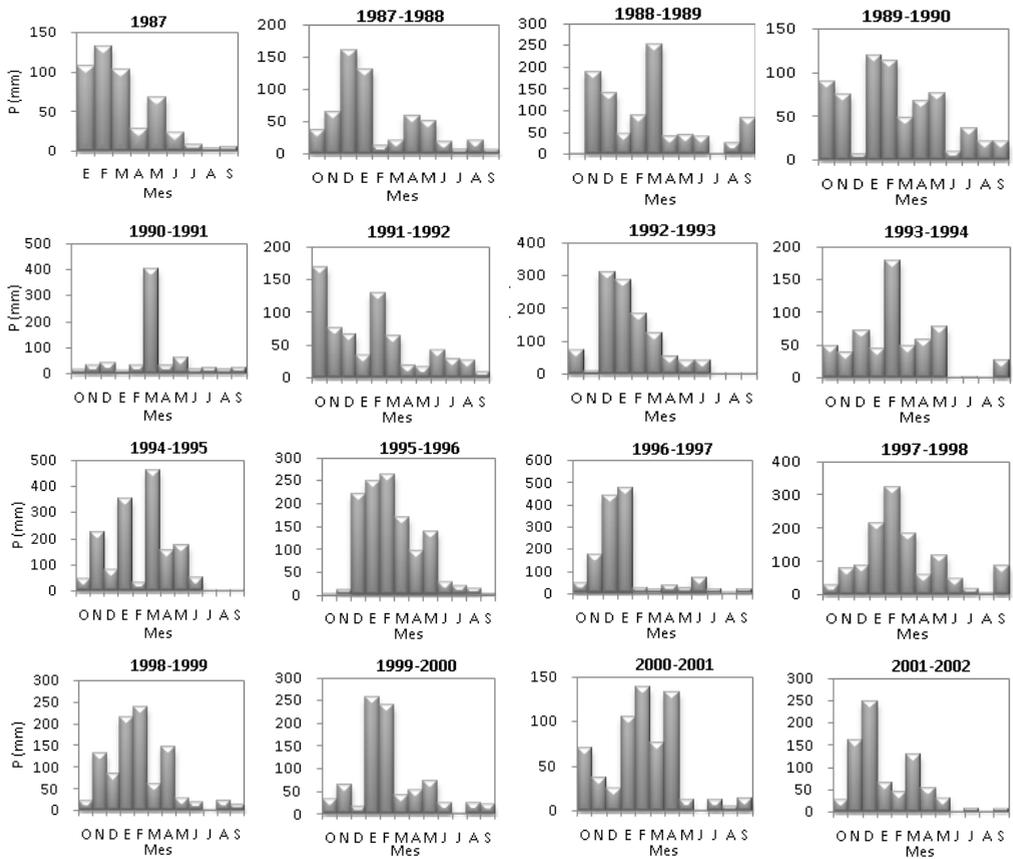


Figura 4. 5. Precipitación acumulada en la subcuenca del río *Carson* obtenida a partir de la malla M17x14.

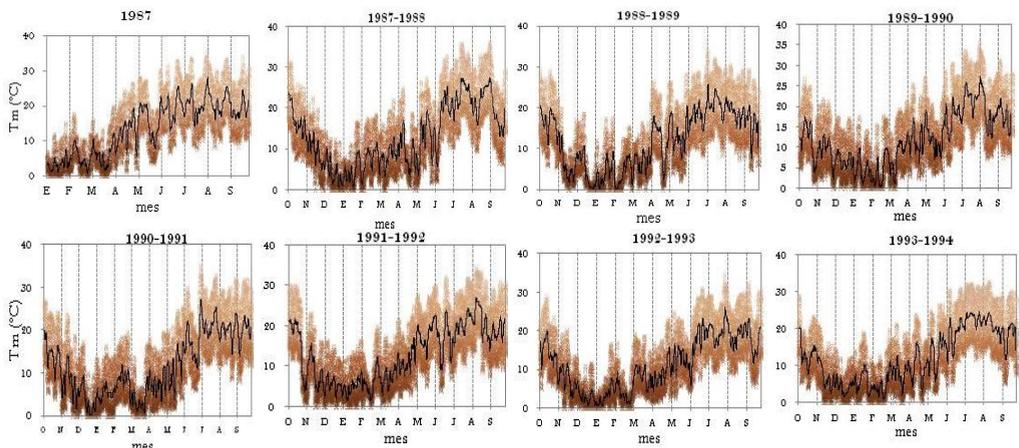


Figura 4. 6. Distribuciones horarias de las temperaturas (marrón) y la temperatura media (línea negra) en la subcuenca del río *American* obtenidas de la malla M13x23.

(Continuación de la Figura 4. 6)

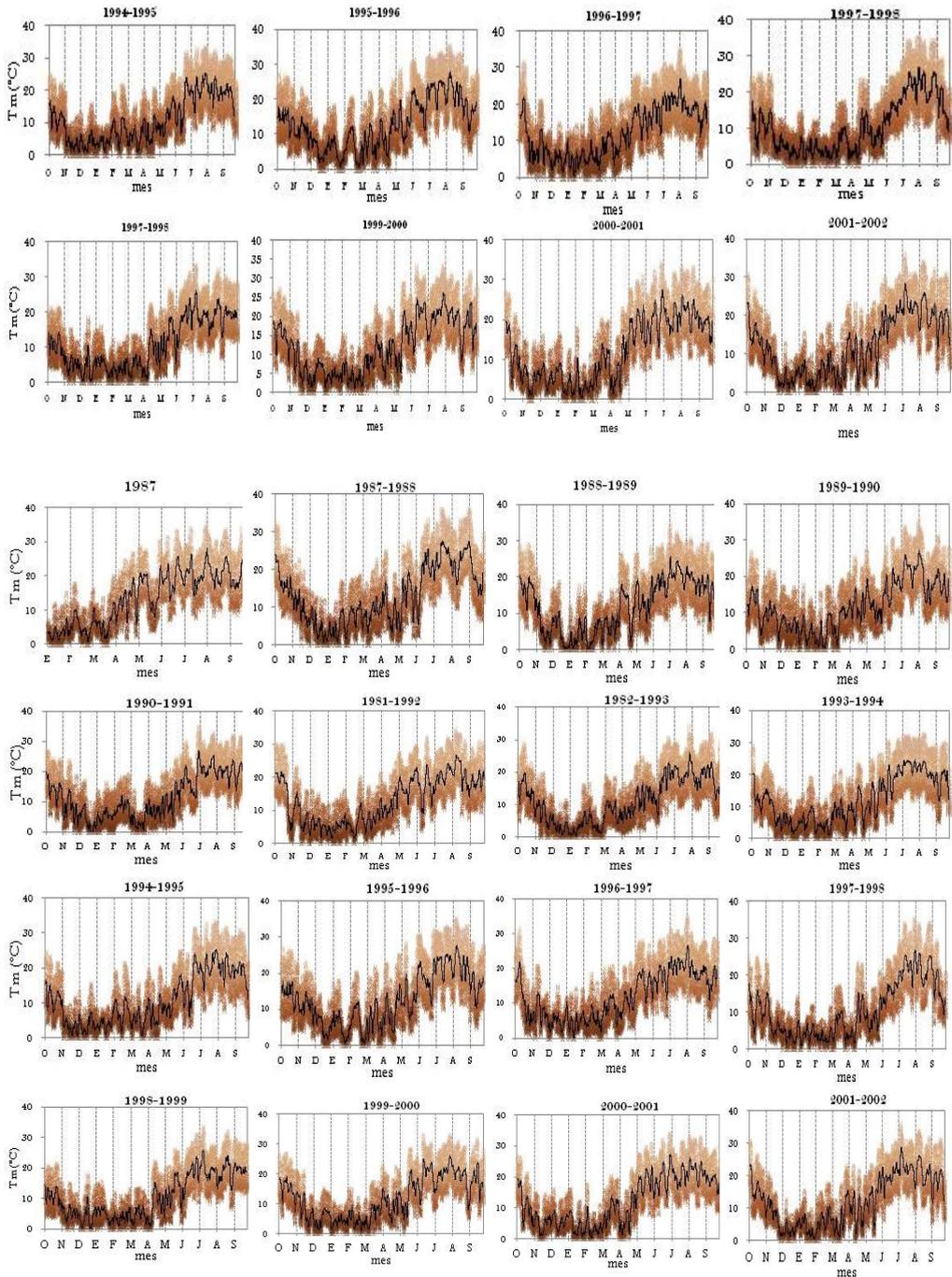


Figura 4. 7. Distribuciones horarias de las temperaturas (marrón) y la temperatura media (línea negra) en la subcuencia del río *Carson* obtenidas de la mala M17x14.

#### 4.1.1.2. Evapotranspiración potencial

En la modelación se ha utilizado la evapotranspiración potencial (ET<sub>0</sub>), a partir de la cual el modelo calcula la evapotranspiración real (ET<sub>r</sub>). Por definición la ET<sub>0</sub> corresponde a la evapotranspiración que se produciría si la humedad del suelo y la cubierta vegetal estuvieran en condiciones óptimas. La ET<sub>r</sub>, en cambio, es la producida realmente bajo las condiciones existentes en la cuenca. En la Tabla 4. 1, se muestran los valores de ET<sub>0</sub> proporcionados por la NOAA/NWS que fueron utilizados en la modelación de las subcuencas de estudio.

Tabla 4. 1. Evapotranspiración potencial utilizada en la modelación hidrológica.

Subcuenca	ET <sub>0</sub> (mm d <sup>-1</sup> )											
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
<i>American</i>	0.7	1.1	2.0	3.2	4.4	5.2	5.5	5.1	4.2	3.0	1.8	1.0
<i>Carson</i>	0.6	1.0	1.8	3.0	4.1	4.9	5.1	4.7	3.8	2.7	1.6	0.8

#### 4.1.1.3. Caudales

La NOAA/NWS ha proporcionado información de caudales instantáneos horarios de tres estaciones de aforo para la calibración y validación de los modelos, que son la estación *Clementine* ubicada en la desembocadura de la subcuenca del río *American* (Figura 4. 8a), y las estaciones *Marklleeville* ubicada en el estado de California y *Gardnerville* en la desembocadura de la subcuenca del río *Carson* en el estado de Nevada (Figura 4. 8b).

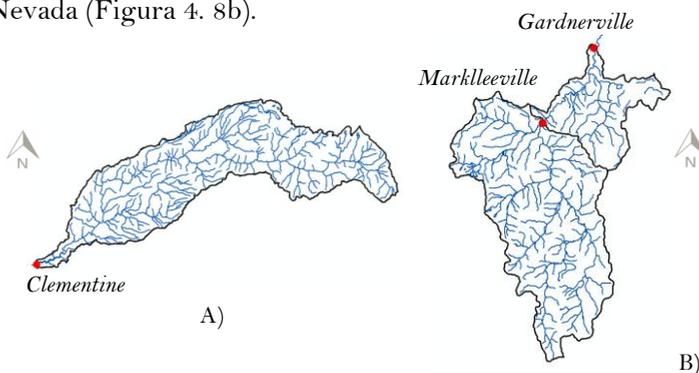


Figura 4. 8. Ubicación de las estaciones de aforo utilizadas para la calibración y validación de los modelos (subcuencas de los ríos *American* “A” y *Carson* “B”).

La serie de caudales observados disponible comprende del 01/10/1988 al 30/09/2002 para ambos casos de estudio, obtenidos del *Automated Data Processing System* (ADAPS). El ADAPS fue desarrollado para el procesamiento y

almacenamiento de datos hidrológicos como parte de la base de datos *National Water Information System* (NWIS<sup>2</sup>). En la Figura 4. 9 y Figura 4. 10, se muestran algunos ejemplos de los caudales medidos en las estaciones de aforo mencionadas, en donde se corrobora que el régimen hidrológico de ambas subcuencas es diferente, con aportaciones por episodios de lluvia en los meses de noviembre a enero y de la fusión de nieve en los meses de febrero a julio en la subcuenca del río *American*. En el caso de la subcuenca del río *Carson*, se observan aportaciones por fusión y lluvias en los meses del deshielo, que corresponde a lo reportado por Jeton et al. (1996). Asimismo, se puede observar que en la subcuenca del río *American* se registran caudales mínimos durante la época estival, para la del orden de  $1.15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  y para la subcuenca del río *Carson* del orden de  $1.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (agosto-octubre), producto de las aportaciones del acuífero.

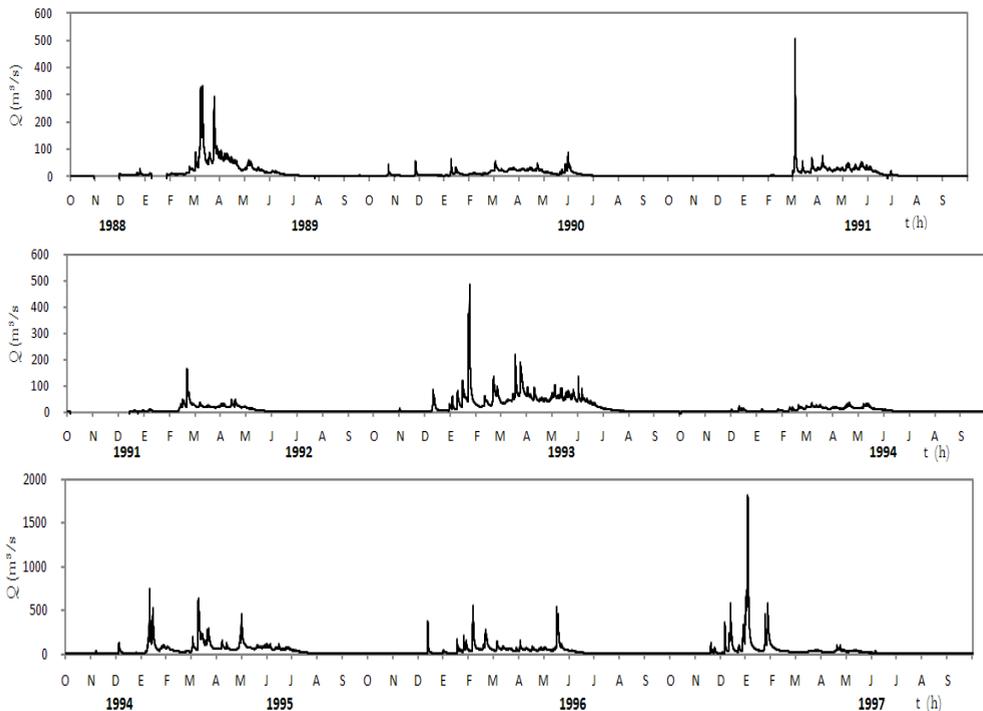


Figura 4. 9. Ejemplos de caudales observados horarios en la estación de aforo *Clementine* de la subcuenca del río *American*.

<sup>2</sup> El NWIS es una base de datos que consta de cuatro subsistemas: ADAPS, el *Ground-Water Site Inventory System* (GWSI), el *Water-Quality System* (QWDATA) y el *Site-Specific Water-Use Data System* (SWUDS).

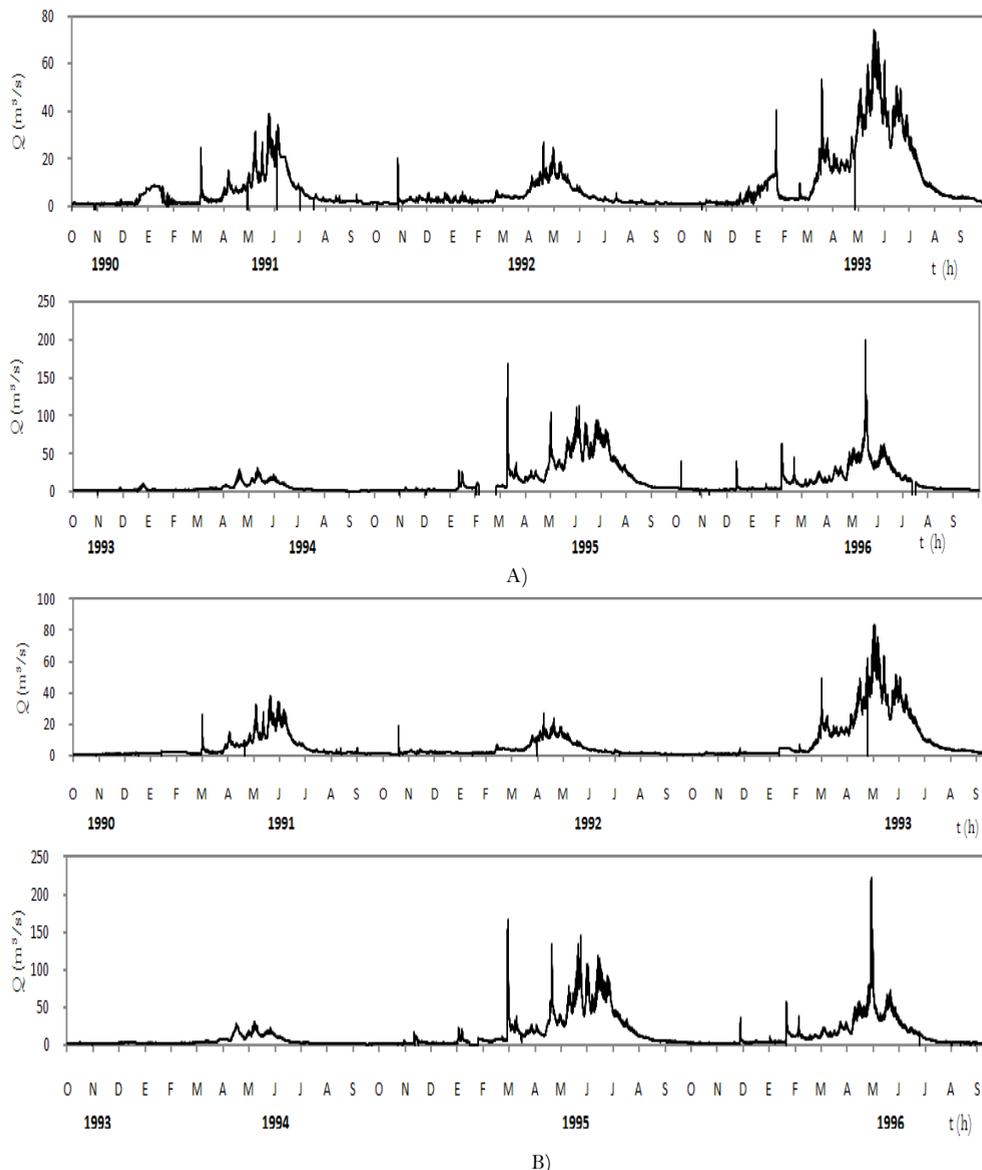


Figura 4. 10. Ejemplos de caudales observados horarios en las estaciones de aforo *Gardnerville* (A) y *Marklleeville* (B) de la subcuenca del río *Carson*.

#### 4.1.1.4. Nieve

La NOAA/NWS proporcionó una serie de datos de 15 años de SWE observadas a escala diaria (1987-2002), de seis estaciones SNOTEL ubicadas en las subcuencas de los ríos *Carson* y *American* (Figura 4. 11).

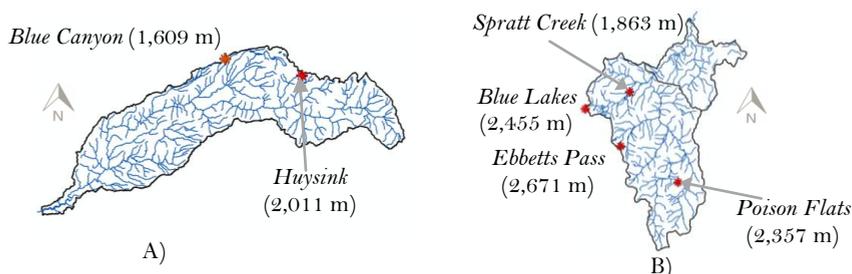


Figura 4. 11. Estaciones SNOTEL en las subcuencas de los ríos American (A) y Carson (B).

En la Figura 4. 12 se muestra la instrumentación de las estaciones SNOTEL ubicadas en la subcuenca del río *Carson* y en la Figura 4. 13 las SWE registradas en las estaciones de ambas subcuencas. Cabe mencionar que las SWE se utilizarán para la validación puntual de la modelación de los procesos de acumulación y fusión de nieve. La validación se realizará comparando las SWE observadas y las simuladas por los modelos.

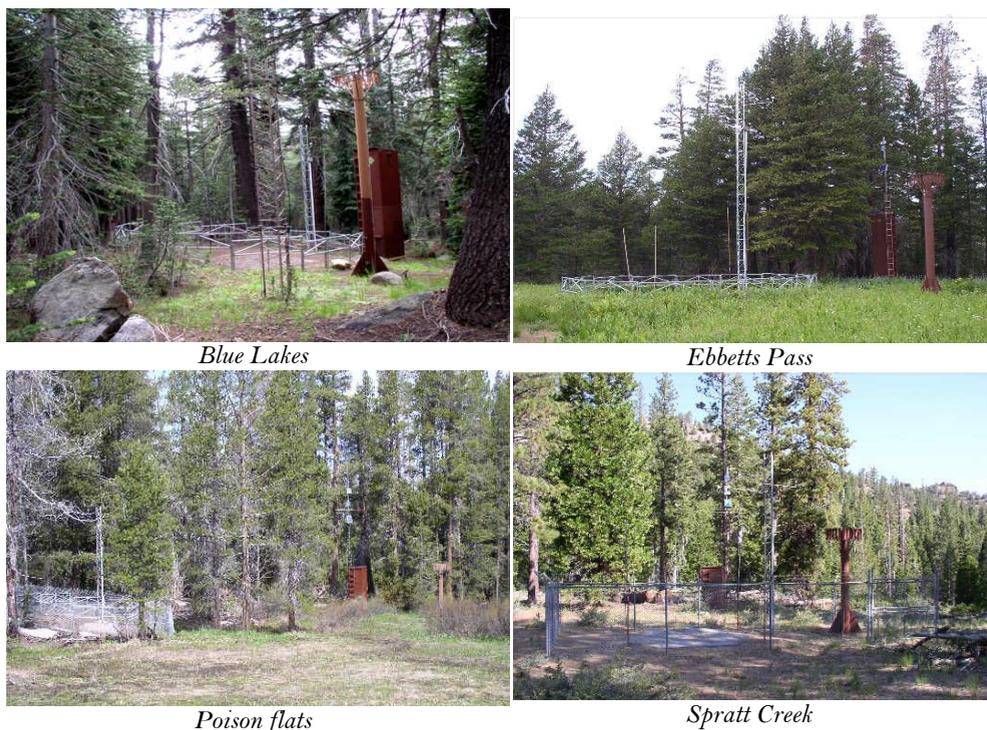


Figura 4. 12. Instrumentación de las estaciones SNOTEL ubicadas en la subcuenca del río *Carson* (Smith et al., 2013).

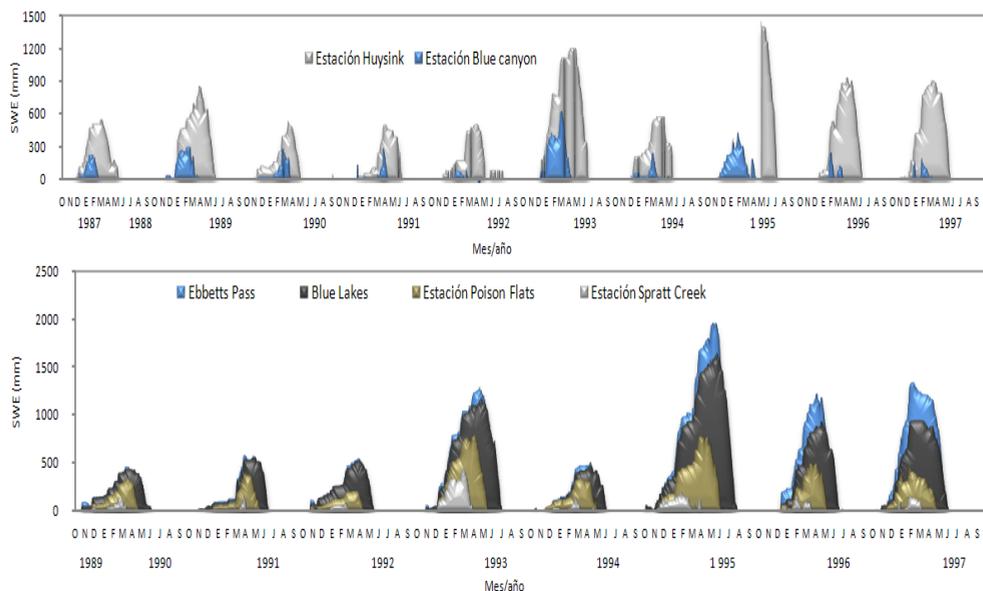


Figura 4. 13. SWE registradas en las estaciones SNOTEL de las subcuencas de estudio.

#### 4.1.2. Información geográfica

En el cálculo de los parámetros del modelo se ha utilizado información geográfica de ocupación del suelo, edafología y geología. La ocupación de suelo ha sido obtenida del *Department of Geographical Sciences* de la Universidad de *Maryland* en EE UU., en formato *ráster* con una resolución espacial de un kilómetro. Analizando la información anterior, se observa en la subcuenca del río *American* existe una mayor ocupación de bosques seguida de prados en las zonas de menor altitud (Figura 4. 14). Asimismo, en la subcuenca del río *Carson* se ha encontrado una mayor ocupación de bosques y prados (Figura 4. 15).

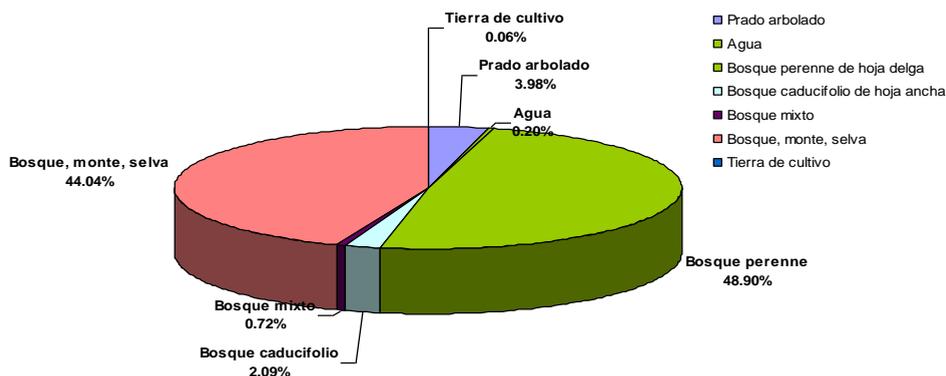


Figura 4. 14. Porcentajes de ocupación del suelo en la subcuenca del río *American*.

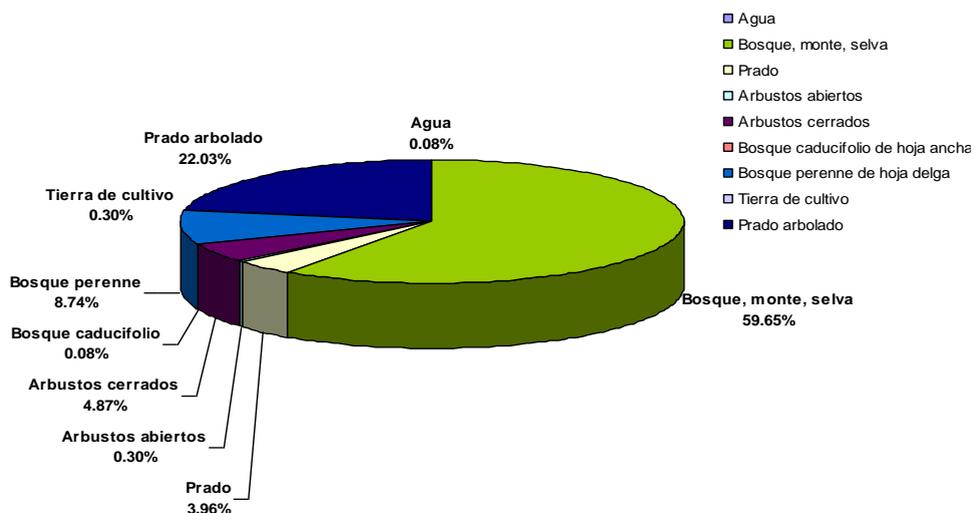


Figura 4. 15. Porcentajes de ocupación del suelo en la subcuenca del río *Carson*.

En el caso de la edafología, la NOAA/NWS proporcionó información de las texturas de suelos de las bases de datos *Soil Survey Geographic* (SSURGO) y la *Digital General Soil Map of United States* (STATSGO) de la *Natural Resources Conservation Service* (NRCS). En esta tesis se ha decidido utilizar la información de STATSGO con una resolución de un kilómetro. En la subcuenca del río *Carson* se observan suelos franco-arenosos en la parte alta, asimismo, textura franca en la parte media (Figura 4. 16a). En el caso de la subcuenca del río *American* se observa que predominan los suelos francos (Figura 4. 16b).

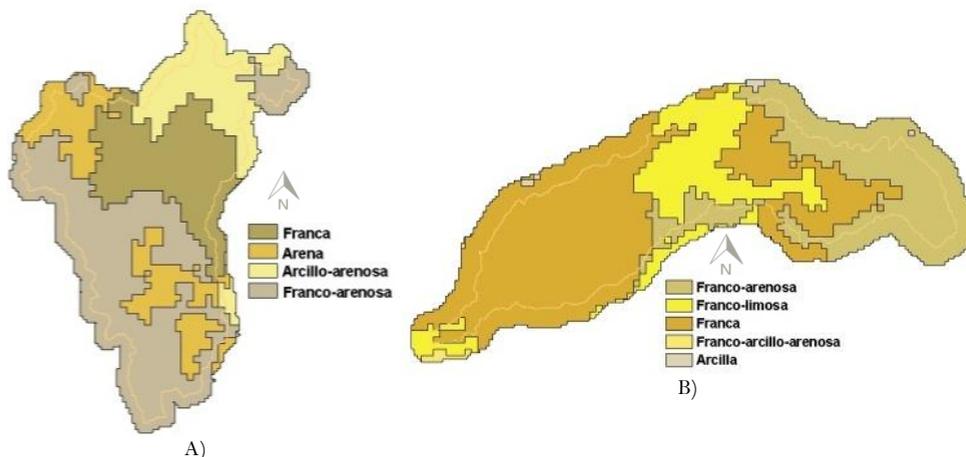


Figura 4. 16. Mapas ráster de texturas de suelos de las subcuencas de los ríos *Carson* (A) y *American* (B), con una resolución de 400 m.

La NOAA/NWS no ha proporcionado información litológica de las subcuencas en cuestión. Por lo tanto, en el cálculo de los parámetros del modelo se tomará en cuenta a Jeton et al. (1996), que afirma que la subcuenca del río *Carson* incluye rocas volcánicas y granodioritas y la subcuenca del río *American* está compuesta de rocas metasedimentarias y granodioritas en el cálculo de los parámetros del modelo. Por último, la información de uso de suelo y de las texturas de suelo fueron desagregadas a la escala de trabajo (400 m), lo anterior debido a que el modelo requiere homogeneidad espacial de toda la información empleada.

#### 4.1.2.1. Imágenes de satélite

Además de la información geográfica descrita anteriormente, la NOAA/NWS proporcionó imágenes de cubierta de nieve procesados por el *National Operational Hydrologic Remote Sensing Center* (NOHRSC). En total, proporcionó 254 archivos de cubierta de nieve en formato *ascii* con una resolución espacial de un kilómetro. Las imágenes fueron obtenidas entre los años 1990 y 1997 y la información está distribuida de la siguiente manera: 138 archivos para el periodo comprendido entre 1990 y 1995, 57 archivos para el año 1996 y 59 archivos para el año 1997. En la Figura 4. 17, se muestran ejemplos de imágenes de cubierta de nieve en las subcuencas de los ríos *Carson* y *American*. Esta información será empleada para validar la distribución espacial del manto de nieve obtenida por simulación.

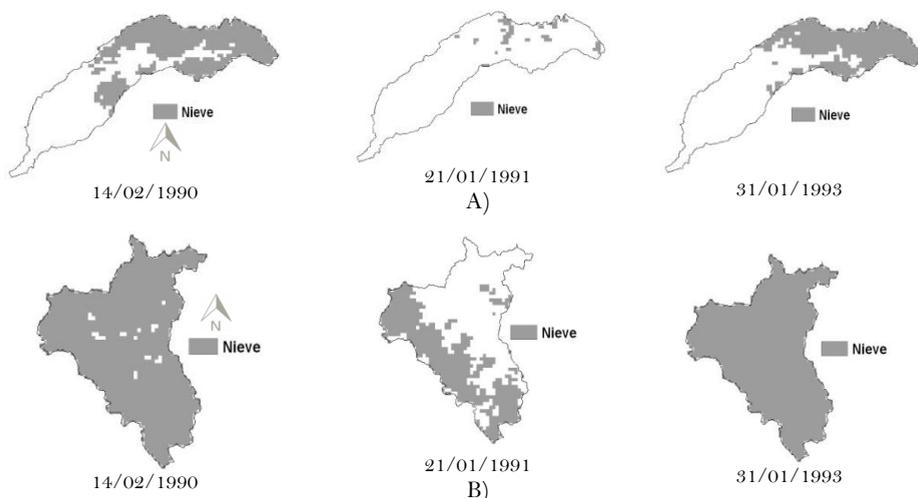


Figura 4. 17. Ejemplos de imágenes de cubierta de nieve utilizadas en la validación espacial del manto de nieve simulado en las subcuencas de los ríos *American* (A) y *Carson* (B).

### 4.1.3. Mapas derivados del DEM

La topografía es reconocida como un factor determinante en la respuesta de una cuenca hidrográfica de alta montaña a un evento de precipitación (Kirkby y Chorley, 1967; Dunne et al., 1975; O'Loughlin, 1981; Beven y Kirkby, 1979; Beven y Wood, 1983). Por ello, es representada en los modelos hidrológicos mediante un *Digital Elevation Model* (DEM), que se define como una estructura numérica que representa la distribución espacial de la altitud de la superficie del terreno (Martínez et al., 2005). La NOAA/NWS, proporcionó el DEM para los dos casos de estudio con una resolución de 400 m, que es la resolución de trabajo utilizada en esta tesis. A partir del DEM se han generado los mapas de pendientes, direcciones de flujo y celdas acumuladas, para ambas subcuencas (Figura 4. 18 y Figura 4. 19). Estos mapas permiten representar en el modelo las características geomorfológicas de la cuenca y las relaciones topológicas en la red de drenaje.

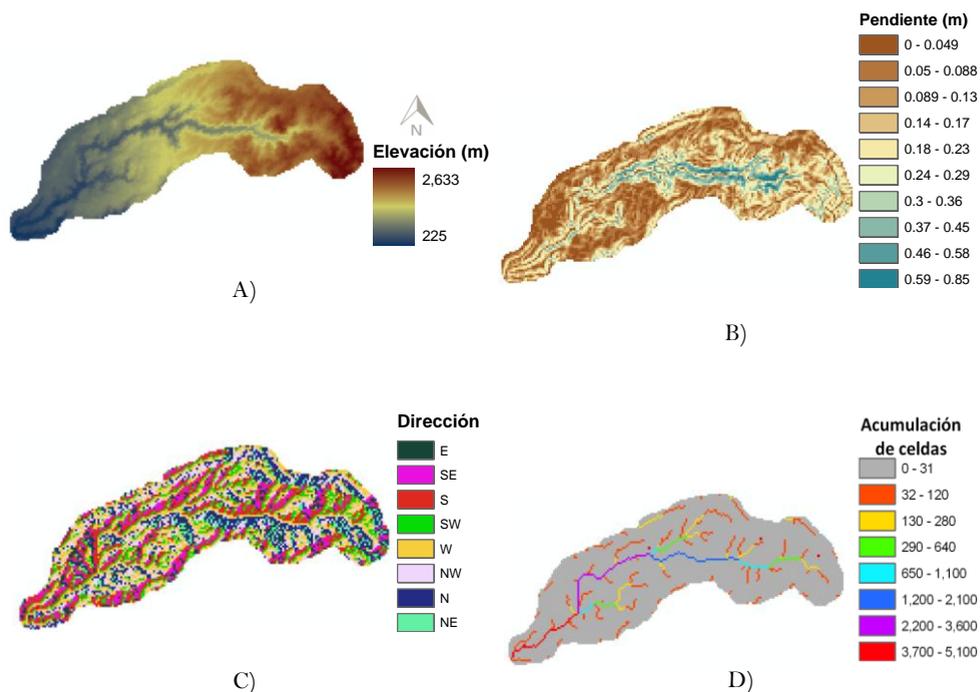


Figura 4. 18. DEM (A), mapa de pendientes (B), mapa de direcciones de flujo (C) y mapa de acumulación de flujo (D) derivados del DEM para la subcuenca del río *American*.

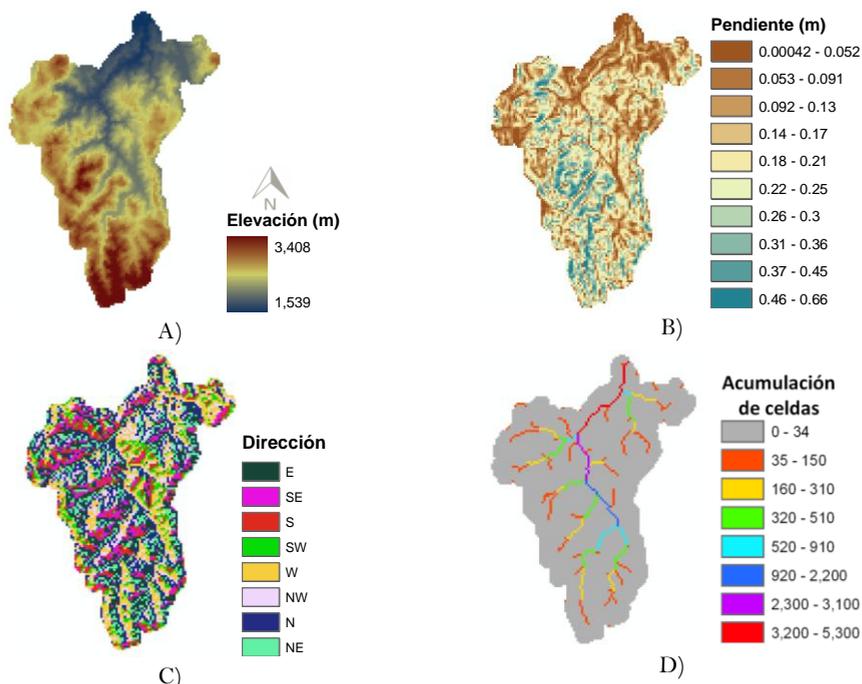


Figura 4. 19. DEM (A), mapa de pendientes (B), mapa de direcciones de flujo (C) y mapa de acumulación de flujo (D), derivados del DEM para la subcuenca del río *Carson*.

#### 4.1.4. Estimación de parámetros del modelo TETIS

El modelo hidrológico TETIS que se describe en el apartado 3.1, requiere para su implementación parámetros que introducen la variabilidad espacial de las características de los suelos, de la geología y de la cubierta vegetal a una resolución adecuada que depende de los objetivos del modelo y del tamaño de cuenca. Los parámetros son estimados previamente a partir de información vectorial y *ráster* medioambiental. Además de la información topográfica para definir las características geomorfológicas de la cuenca, en este caso se utilizan los mapas derivados del DEM descritos y mostrados anteriormente. Los parámetros pueden ser estimados con cualquier plataforma GIS y ser introducidos al modelo hidrológico TETIS a través de mapas *ascii*. Los tres mapas de parámetros que utiliza el modelo son: almacenamiento capilar del suelo ( $Hu$ ), capacidad de infiltración ( $Ks$ ) y capacidad de percolación ( $Kp$ ).

Según Francés y Múnera (2008), el mapa del parámetro  $Hu$  representa las abstracciones iniciales y el contenido de agua útil o almacenamiento capilar del

suelo (Figura 4. 20). Este parámetro se calculado utilizando el mapa de pendientes, la ocupación del suelo, las texturas del suelo y un mapa de profundidades que se muestra en la Figura 4. 21. Este último, se determinó utilizando los 11 horizontes que componen las texturas del suelo de la clasificación de Miller y White (1998). Además, en la determinación del contenido de agua útil, se ha utilizado la capacidad de campo (CC) y el punto de marchitez permanente (PMP), obtenidas mediante la función de pedo-transferencia del programa *Soil Water Characteristics* (SWC), desarrollado por el *United States Department of Agriculture* (USDA), de EE. UU. El SWC permite estimar la capacidad de campo del suelo utilizando la información de textura de suelos y el contenido de materia orgánica (MO). Así, como el PMP empleando la información de ocupación de suelo. En la Tabla 4. 2 se muestran los valores obtenidos de CC y PMP con el SWC empleados en el cálculo del parámetro  $Hu$  de las dos subcuencas de Sierra Nevada EE. UU.

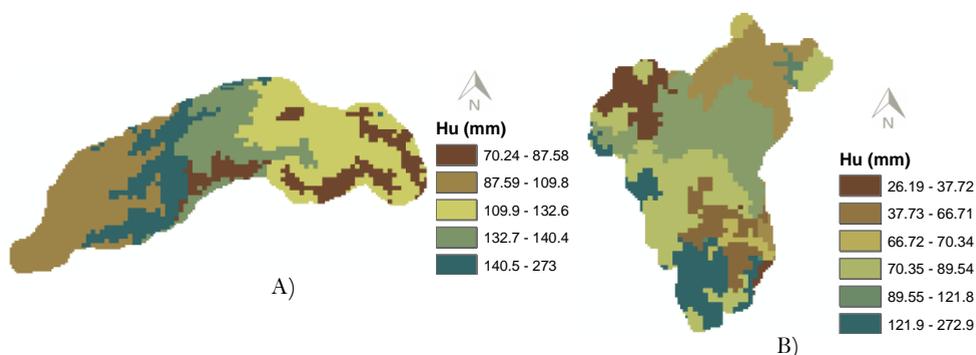


Figura 4. 20. Mapas del parámetro  $Hu$  para las subcuencas de los ríos *American* (A) y *Carson* (B).

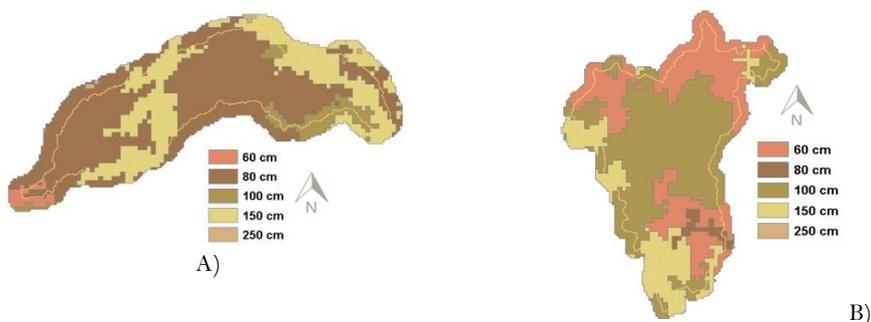


Figura 4. 21. Mapas de profundidades de suelo empleados en el cálculo del mapa  $Hu$  de los casos de estudio: *American* (A) y *Carson* (B).

Tabla 4. 2. Capacidad de campo y punto de marchitez permanente obtenidos con el SWC.

Textura	MO=0%		MO=1%		MO=2%		MO=3%		MO=4%		MO=5%	
	PMP % Vol.	CC % Vol.										
Arena	1.6	5.8	2.7	7.2	3.8	8.6	5.0	10.1	6.1	11.6	7.3	13.3
Areno-franca	3.0	8.5	4.1	9.9	5.1	11.4	6.2	12.9	7.3	14.4	8.3	16.0
Franco-arenosa	5.8	14.4	6.7	15.8	7.6	17.2	8.5	18.6	9.4	20.1	10.3	21.6
Franco-limosa	9.0	27.0	9.6	28.2	10.2	29.4	10.7	30.6	11.3	31.8	11.9	33.0
Limosa	4.7	28.1	5.3	29.5	6.0	30.9	6.6	32.3	7.2	33.8	7.9	35.2
Franca	11.0	23.8	11.6	25.0	12.3	26.1	12.9	27.3	13.6	28.5	14.2	29.7
Franco-arcillo-arenosa	16.7	25.9	17.4	26.9	18.0	27.9	18.6	28.8	19.2	29.8	19.8	30.8
Franco-arcillo-limoso	20.4	37.0	20.6	37.4	20.9	37.7	21.1	38.1	21.3	38.5	21.6	38.9
Franco-arcillosa	20.4	33.6	20.7	34.2	21.1	34.7	21.5	35.3	21.8	35.9	22.2	36.5
Arcillo-limosa	26.6	41.4	26.6	41.2	26.7	41.1	26.7	41.0	26.8	40.9	26.9	40.8
Arcilla	29.0	41.8	29.2	41.7	29.3	41.6	29.4	41.6	29.5	41.5	29.6	41.4
Arcillo-arenosa	23.9	34.8	24.3	35.3	24.7	35.8	25.1	36.3	25.5	36.8	25.8	37.3

Según Puricelli (2003), el parámetro  $K_s$  es la cualidad de los materiales del terreno para transmitir el agua de un punto a otro en términos cuantitativos. El parámetro  $K_s$  es utilizado por el modelo en la cuantificación de los procesos de infiltración e interflujo (Vélez, 2003) y se ha obtenido usando el programa SWC y la información del contenido de materia orgánica, los porcentajes de arena, limo y arcilla de las texturas del suelo. En la Tabla 4. 3, se muestran los valores del parámetro  $K_s$  obtenidos con el programa SWC para diferentes contenidos de materia orgánica. En la Figura 4. 22, se muestran los mapas del parámetro  $K_s$  obtenidos a priori para las subcuencas de los ríos *Carson* y *American*.

Tabla 4. 3. Valores de capacidad de infiltración de suelos utilizados en el cálculo del parámetro  $K_s$ .

Textura	Conductividad (cm h <sup>-1</sup> )					
	MO=0%	MO=1%	MO=2%	MO=3%	MO=4%	MO=5%
Arena	12.17	11.79	11.96	12.35	12.88	13.49
Areno-franca	8.16	8.44	8.87	9.40	10.01	10.68
Franco-arenosa	3.74	4.21	4.75	5.34	5.99	6.69
Franco-limosa	0.59	0.96	1.45	2.07	2.83	3.76
Limosa	0.41	0.85	1.49	2.36	3.49	4.90
Franca	0.98	1.29	1.66	2.08	2.56	3.12
Franco-arcillo-arenosa	0.58	0.66	0.74	0.83	0.93	1.04
Franco-arcillo-limosa	0.18	0.31	0.49	0.72	0.99	1.38
Franco-arcillosa	0.22	0.29	0.39	0.52	0.66	0.83
Arcillo-limosa	0.15	0.24	0.35	0.48	0.66	0.86
Arcilla	0.06	0.07	0.09	0.12	0.14	0.18
Arcillo-arenosa	0.09	0.11	0.13	0.14	0.16	0.18

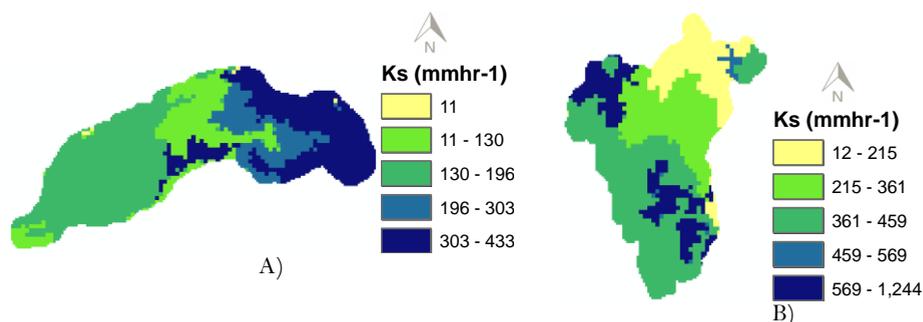


Figura 4. 22. Mapas del parámetro  $K_s$  para las subcuencas de los ríos *American* (A) y *Carson* (B).

En el caso del parámetro  $K_p$ , éste representa las características hidrodinámicas de las capas inferiores del suelo. Según Vélez (2003), la percolación, las pérdidas subterráneas y el flujo base son los procesos físicos que dependen de este parámetro. En su determinación, se han considerado los valores de conductividad hidráulica de las texturas de suelo por debajo de 80 cm de profundidad y el horizonte conformado por roca. Lo anterior se debe a que no se cuenta con información litológica y para lograr una distribución espacial de este parámetro. Al estrato rocoso se le ha asignado un valor de  $0.01 \text{ cm h}^{-1}$  el equivalente a la geología reportada por Jeton et al. (1996). Por último, en la Figura 4. 23 se pueden observar los mapas del parámetro  $K_p$  obtenidos para ambas subcuencas de Sierra Nevada EE. UU.

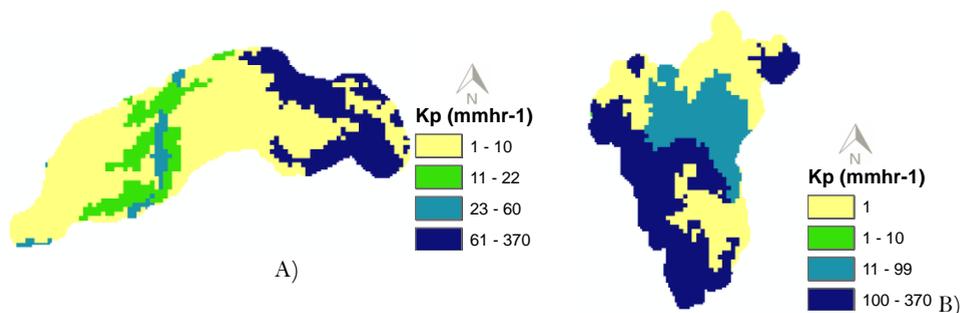


Figura 4. 23. Mapas del parámetro  $K_p$  para las subcuencas de los ríos *American* (A) y *Carson* (B).

Otro parámetro que requiere el modelo hidrológico TETIS, y que no es introducido como mapa, es el denominado índice de cubierta vegetal ( $\lambda$ ), que representa el comportamiento del ciclo vegetativo de la cubierta vegetal y es usado por el modelo para evaluar la variabilidad en el ciclo anual de la

evapotranspiración potencial. En la Tabla 4. 4 y Tabla 4. 5, se muestran los índices usados en la modelación de las subcuencas de los ríos *Carson* y *American*.

Tabla 4. 4. Índices de cubierta vegetal para la subcuenca del río *Carson*.

Cubierta vegetal	$\lambda$ (mes)											
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Bosque perenne	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
Bosque caducifolio	0.6	0.6	0.8	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	0.8	0.6
Bosque, monte, selva	0.8	0.8	0.9	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	0.9	0.8
Prado arbolado	0.8	0.8	0.9	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	0.9	0.8
Arbustos cerrados	0.6	0.6	0.8	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	0.8	0.6
Arbustos abiertos	0.6	0.6	0.8	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	0.8	0.6

Tabla 4. 5. Índices de cubierta vegetal para la subcuenca del río *American*.

Cubierta vegetal	$\lambda$ (mes)											
	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Bosque perenne	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
Bosque caducifolio	0.6	0.6	0.8	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	0.8	0.6
Bosque mixto	0.8	0.8	0.9	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	0.9	0.8
Bosque, monte, selva	0.8	0.8	0.9	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	0.9	0.8
Prado arbolado	0.8	0.8	0.9	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	0.9	0.8

Los parámetros presentados anteriormente son una cuantificación inicial de los mismos, de acuerdo con la calidad de la información y la resolución espacial utilizada. Los valores finales de estos parámetros corresponden a los parámetros efectivos del modelo, resultado de la corrección global de posibles errores de cálculo en el proceso de calibración (apartado 3.4).

## 4.2. Cuenca mediterránea de Contraix

La cuenca de Contraix, ubicada dentro del Parque Nacional de Aigüestortes i Estany de Sant Maurici en España (longitud 0.54–0.56° E y latitud 42.34°–42.35° N) (Figura 4. 24), es el tercer caso de estudio seleccionado en la presente tesis. Debido a que es la primera vez que es modelada hidrológicamente, ha sido necesaria su instrumentalización para la medición de datos hidrometeorológicos, por lo que la información es limitada. Sin embargo, su modelación permitirá evaluar el efecto de la variabilidad de los factores de fusión (DDF), objetivo de la presente investigación, a una escala espacial con mayor detalle. La idea de modelar

esta cuenca surge del Proyecto ACOPLA<sup>3</sup> en el que se ha participado. Es un proyecto que estudió los procesos que afectan a la biogeoquímica del carbono y el nitrógeno, tal y como quedan reflejados en los cambios que se producen en el quimismo del agua que drena de las cuencas de alta montaña (Camarero et al. (2012). La aplicación del modelo TETIS en el proyecto incluyó: 1) el desarrollo del submodelo distribuido de nieve, 2) la estimación de los parámetros del modelo a partir de datos cartografiados y algunas mediciones de campo, 3) la calibración y validación del modelo. Las mejoras del modelo estuvieron encaminadas a la modelación de la nieve, debido a que en España se han realizado muy pocas modelizaciones del proceso de fusión de nieve. De entre ellas, cabe destacar el desarrollo y puesta en operación del modelo ASTER dentro del programa ERHIN del Ministerio de Medio Ambiente.



Figura 4. 24. Ubicación de la cuenca de Contraix del Parque Nacional de Aigüestortes, España.

<sup>3</sup> “Acoplamiento de los ciclos hidrobiogeoquímicos del carbono y nitrógeno en cuencas lacustres de alta montaña durante episodios hidrológicos intensos, estima de su peso relativo en los organismos”: Parques Nacionales (ref.: OAPN 011/2008). Director de proyecto Dr. Lluís Camarero, Centre d’Estudis Avançats de Blanes, CSIC, Blanes y el Dr. Félix Francés, por parte de la Universitat Politècnica de València.

La cuenca de Contraix es una cuenca de alta montaña con un área de 4.8 km<sup>2</sup> comprendida entre las altitudes de 1,967 m a 2,958 m y su régimen hidrológico está claramente influenciado por la nieve. Al ser la primera vez que se modela esta cuenca, fue necesario realizar trabajo de campo para la obtención de información edafológica, cubierta vegetal, capacidades de infiltración y secciones de cauce (anejo A).

En cuanto a la instrumentación de la cuenca, se ha llevado a cabo la instalación de la estación meteorológica Contraix ubicada a una altura de 2,584 m (Figura 4. 25a), equipada con sensores de temperatura y humedad relativa del aire, radiación global, radiación neta, velocidad y dirección del viento (Camarero et al., 2012). Además, de la instalación de la sección de aforo automática CISCO en la desembocadura de la cuenca y equipada con un registrador del nivel del agua WL15, *GlobalWater*. Asimismo, se definieron dos secciones de aforo identificadas como ATC2 (3.23 km<sup>2</sup>) y C1 (Figura 4. 25b). Por último, se colocaron 10 pértigas, ubicadas a diferentes alturas para cuantificar las profundidades del manto de nieve (Figura 4. 25c).

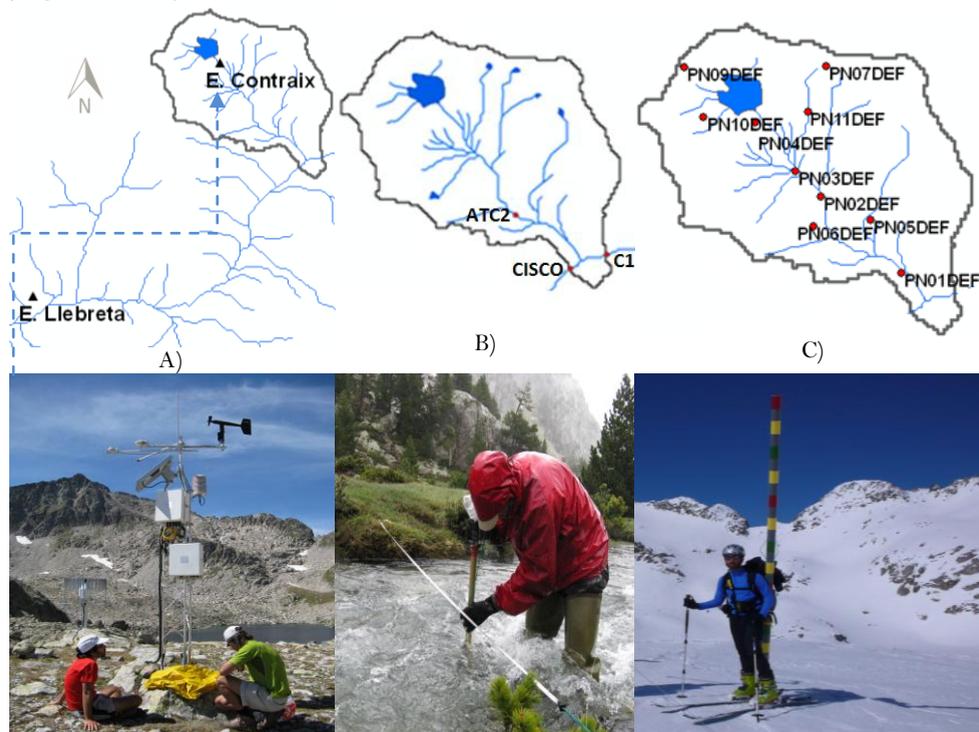


Figura 4. 25. A) Estaciones meteorológicas de Llebretra (1,683 m) y Contraix, B) secciones de aforo y C) pértigas ubicadas a alturas comprendidas entre 2,062 m (PN01) y 2,735 m (PN09).

## 4.2.1. Información hidrometeorológica recogida

### 4.2.1.1. Precipitación, temperatura y caudales

En el caso de la precipitación y la temperatura se cuenta con información en intervalos de media hora. Sin embargo, debido a la reciente instalación de la estación Contraix sólo se dispone de información para el periodo comprendido del 01/09/2010 al 14/10/2011, que será utilizado en la calibración del modelo. La precipitación acumulada en esta cuenca para el periodo anterior es de 1,494 mm, registrados en la estación Contraix, y de 990 mm registrados en la estación Llebrete (Orozco et al., 2013). En la estación Llebrete se cuenta con datos de precipitación y temperaturas para un periodo mayor comprendido del 01/11/2009 al 19/08/2011, pero se encuentra ubicada fuera de la cuenca como se puede observar en la Figura 4. 25a. Sin embargo, al no contar con más información, se propone usar los datos de precipitación y temperatura medidos en esta estación meteorológica para la validación del modelo. Para ello, se realiza una corrección por elevación tanto en precipitaciones como en las temperaturas registradas en Llebrete. En el caso de la precipitación se ha empleado un coeficiente de corrección de 1.3 obtenido del cociente entre el total de precipitación en Contraix y de Llebrete para el periodo común de información (septiembre de 2010-agosto de 2011). Lo anterior, debido a que la correlación realizada entre las series de datos en éste mismo periodo ha resultado muy baja ( $R^2=0.58$ ). En el caso de las temperaturas se utilizará para la corrección de los datos de Llebrete las correlaciones obtenidas para el mismo periodo de corrección de las precipitaciones (Figura 4. 26).

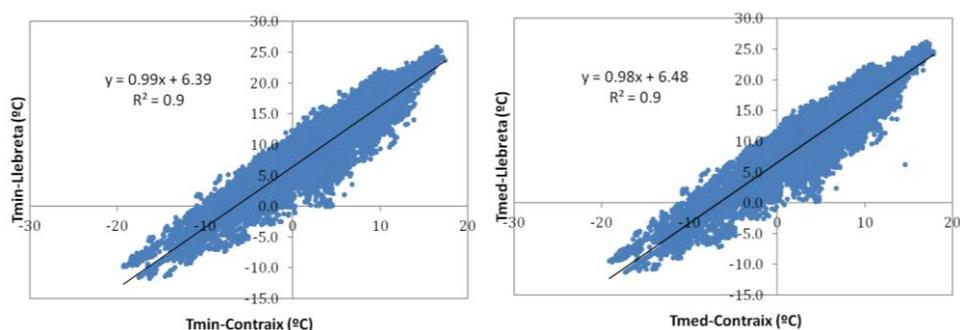


Figura 4. 26. Muestra las correlaciones de temperaturas mínimas y medias de las estaciones de Contraix y de Llebrete para el periodo comprendido del 01/09/2010 al 14/10/2011.

Al analizar los datos de temperaturas mínimas y máximas registradas en la estación Contraix, se han observado variaciones de los valores mínimos entre  $-19^{\circ}\text{C}$  y  $0^{\circ}\text{C}$  para los meses de diciembre a enero y máximas superiores a los  $20^{\circ}\text{C}$  entre los meses de mayo a agosto.

En la cuenca de Contraix se han registrado los caudales máximos en los meses del deshielo (abril-mayo), medidos en las tres secciones de aforo mostradas en la Figura 4. 25b e identificadas como CISCO, C1 y ATC2, las cuales se han usado en la determinación final de los caudales observados. Estos son datos instantáneos y se dispone de una serie comprendida del 07/05/2009 al 19/08/2011. En el análisis del balance hídrico realizado previamente comparando los *inputs* y los *outputs* de los datos observados, se detectó un error en los caudales medidos, por ello, se ha llevado a cabo una recalibración del molinete empleado en la definición de las secciones de aforo. La recalibración fue realizada por el Laboratorio de Hidráulica de la Universitat Politècnica de València (UPV). En la Figura 4. 27 se pueden observar las nuevas curvas de caudal a partir de las cuales se corrigieron los datos de caudal observados y se redefinieron las secciones de aforo mostradas anteriormente.

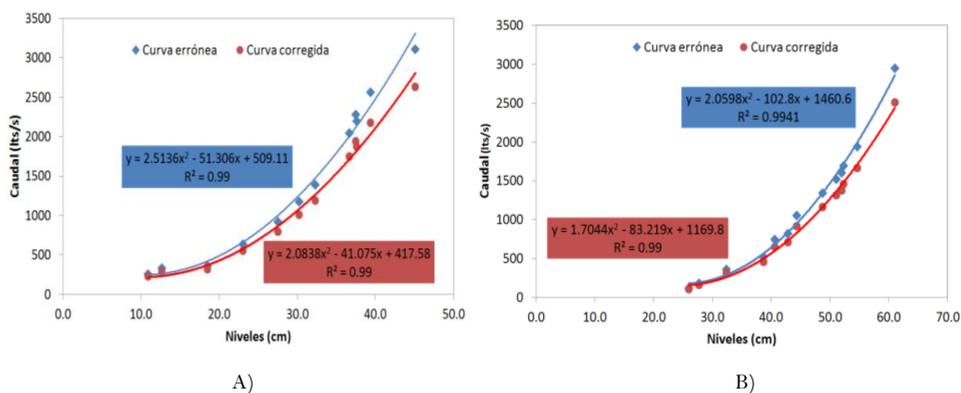


Figura 4. 27. Curvas de caudal corregidas en la sección CISCO (A) y la sección C1 (B).

#### 4.2.1.2. Evapotranspiración potencial

La evapotranspiración potencial ( $ET_0$ ), se ha calculado usando varios métodos como *Penman-Monteith* de la FAO, *Penman-Monteith*, *Hargreaves* y *Priestley-Taylor*. Finalmente, se decidió utilizar en la modelación la  $ET_0$  calculada mediante el método de *Penman-Monteith* de la FAO (Tabla 4. 6).

Tabla 4. 6. Evapotranspiración potencial calculada con *Penman-Monteith* de la FAO.

Mes	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago
ETP(mm d <sup>-1</sup> )	1.00	0.86	0.67	0.65	1.29	1.59	1.66	1.90	2.19	1.89

#### 4.2.1.3. Nieve

Los datos de profundidad y densidad de la nieve obtenidos en las 10 pértigas instaladas en la ladera norte y la ladera sur a diferentes alturas son necesarios para calcular las SWE (Figura 4. 28). Estas últimas usadas en la validación puntual de los procesos de acumulación y fusión de nieve simulados por el modelo.



Figura 4. 28. Extracción de muestras para obtener la densidad del manto de nieve.

En la segunda visita de campo, realizada en el mes de junio 2010, se observaron nubones de nieve distribuidos en la parte alta de la ladera norte. Asimismo, los cuerpos de agua visitados contenían una capa significativa de hielo (Figura 4. 29).



Figura 4. 29. Nubones de nieve en la cuenca de Contraix observados en la ladera norte en el mes de junio de 2010.

En la estación meteorológica Contraix se han registrado velocidades máximas del viento de 138 km h<sup>-1</sup> y velocidades superiores a los 70 km h<sup>-1</sup> en los meses de invierno y primavera (Figura 4. 30), predominando direcciones del viento noreste y suroeste en la mayor parte del año. En el caso de la dirección noreste coincide con el periodo de velocidades de viento más altas. Lo anterior, repercute en el arrastre de la nieve y en las profundidades observadas en las pértigas, así como en los resultados de la validación puntual de los modelos de fusión.

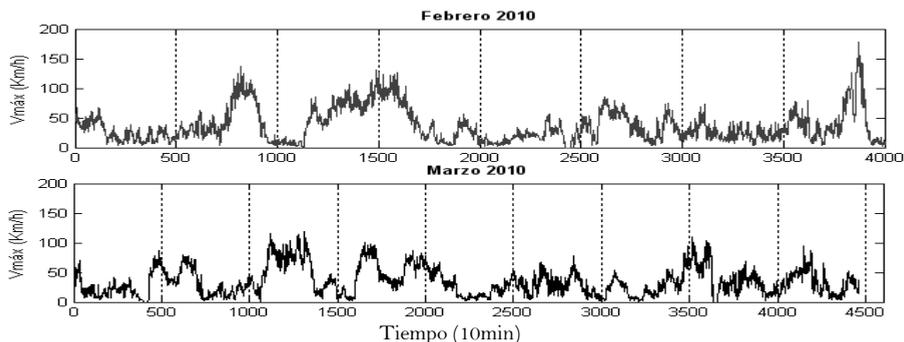


Figura 4. 30. Velocidades máximas de los vientos registradas en 2011 en la estación de Contraix.

#### 4.2.2. Información geográfica

La escala del mapa de ocupación del suelo disponible no reflejaba la distribución que se observó en campo en la segunda visita realizada (anejo A). Por lo tanto, se decidió utilizar imágenes de satélite del Instituto Geográfico Nacional (IGN) de España, para editar y detallar el mapa de ocupación que se utiliza en el cálculo de los parámetros del modelo hidrológico TETIS (Figura 4. 31). La mayor parte de la cuenca está ocupada por prados de alta montaña, canchales y rocas expuestas, encontrándose en la zona más baja bosques de pinus uncinata (Camarero et al., 2012).

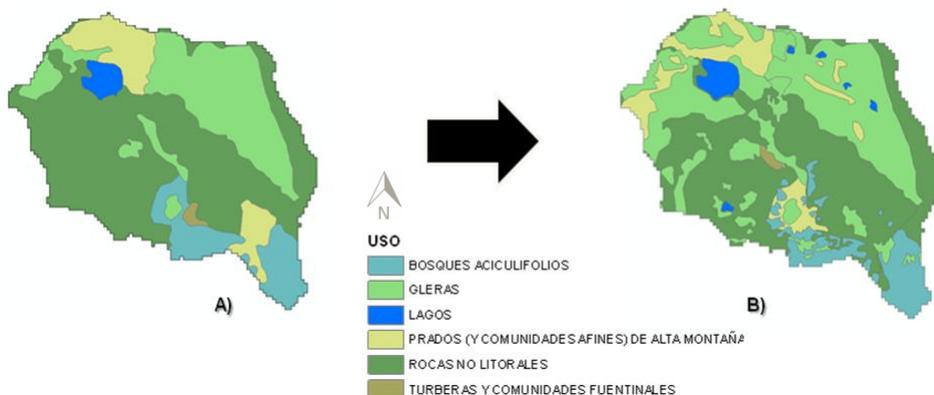


Figura 4. 31. A) Mapa de ocupación de suelos original y B) mapa de ocupación de suelos editado utilizando imágenes de satélite.

En el caso de la litología, esta cuenca está constituida sólo por biotita-granodiorita como se muestra en la Figura 4. 32.



Figura 4. 32. Litología en la cuenca de Contraix usada en el cálculo de los parámetros.

La cuenca de Contraix está constituida por suelos pocos profundos de 10 a 40 cm, principalmente compuestos de grava (1.7-55.9%), arena (33.8-74.5%) y limo (5.4-38.7%), arcillas (1.9-5.2%), de acuerdo con las muestras obtenidas en campo y los resultados de laboratorio (anexo A).

En la cuenca de Contraix se han identificado un total de seis cuerpos de agua (Figura 4. 33), estos corresponden a lagos formados por las depresiones topográficas y la fusión de nieve principalmente. La modelación de estos lagos se ha realizado concentrando sus áreas y volúmenes en un único cuerpo de agua (Contraix) simulado como un embalse. Para ello, se han obtenido las curvas del embalse (curva cota-capacidad y curva cota-área), utilizando el DEM y considerando una profundidad del lago Contraix de 70 m. A partir de estas curvas se determinaron las descargas del lago, asignando un desagüe 40 m por debajo del nivel de lago (cota 2,574 m). Las descargas se complementaron con un vertido superior calculado con la ecuación de aliviadero de sección trapezoidal de longitud de ocho metros.

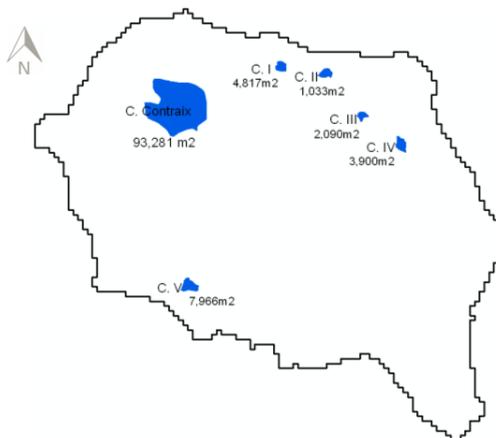


Figura 4. 33. Ubicación de los seis lagos presentes en la cuenca de Contraix.

### 4.2.3. Mapas derivados del DEM y parámetros del modelo

El DEM usado tiene una resolución de 30 m (Figura 4. 34a). A partir de él se han obtenido los mapas de direcciones de flujo, celdas acumuladas y pendientes (Figura 4. 34b, c y d). Los mapas fueron creados con la herramienta *ArcGIS* e introducidos al modelo en formato *ascii*.

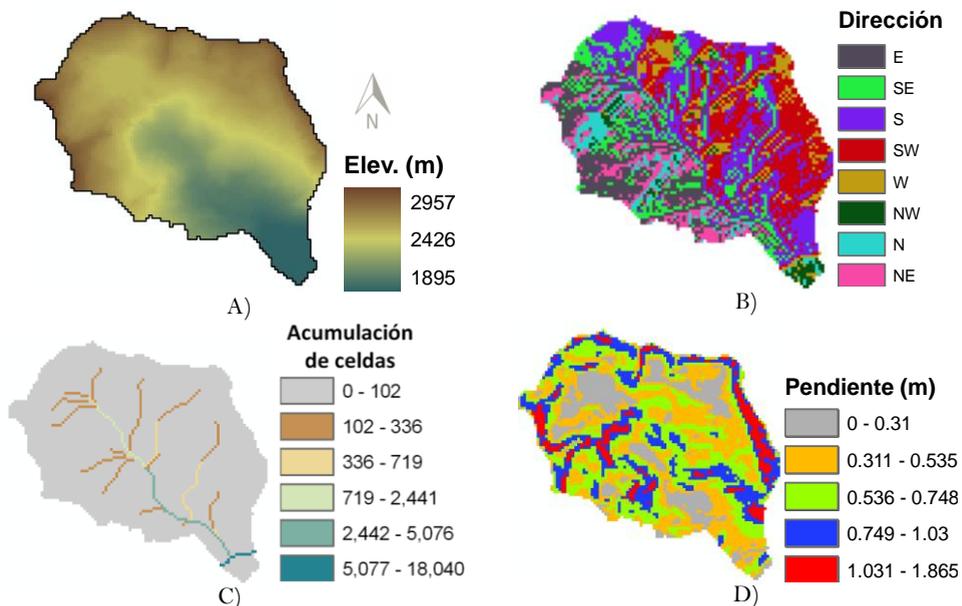


Figura 4. 34. DEM (A), mapa de direcciones de flujo (B), mapa de celdas acumuladas (C) y mapa de pendientes (D).

En el cálculo de los parámetros de almacenamiento capilar del suelo ( $Hu$ ), la capacidad de infiltración ( $Ks$ ) (Figura 4. 35a y b), y capacidad de percolación ( $Kp$ ) se utilizó al igual que para los dos casos de Sierra Nevada EE. UU., la herramienta SWC, el DEM, los mapas derivados de este, la ocupación del suelo, y texturas de suelo. En el caso de los dos últimos es información recogida en campo y que se muestra en el anejo A.

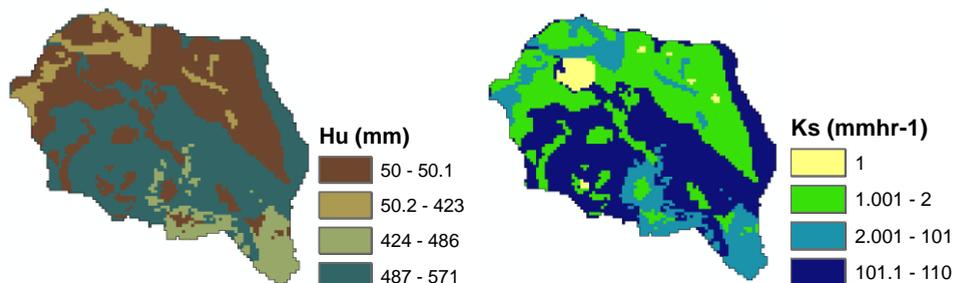


Figura 4. 35. Mapas de los parámetros  $Hu$  y  $Ks$  utilizados en la modelación hidrológica de la cuenca de Contraix.

En el caso del parámetro  $Ks$ , se han utilizado los resultados de granulometría proporcionados por el laboratorio del Departamento de Ingeniería del Terreno de la UPV (anejo A). Por último, el parámetro  $Kp$  se le asignó una conductividad de  $0.01 \text{ cm h}^{-1}$  de acuerdo a la litología de la cuenca.

### 4.3. Mapas MIR

En el caso de los mapas de índices de radiación MIR, su construcción se ha realizado considerando la radiación global de onda corta a cielo despejado en los meses de invierno, primavera y verano. Las componentes de radiación directa y difusa se han estimado para cada celda del DEM, considerando las 24 horas y todos los días del mes siguiendo la metodología descrita en el apartado 3.3.1. En el cálculo de la radiación se ha utilizado una latitud de  $38.5^\circ$  en la subcuenca del río *Carson*, de  $39.1^\circ$  en la subcuenca del río *American* y de  $43^\circ$  en la cuenca de Contraix. Este dato es utilizado por el *script Area Solar Radiation* de *ArcGIS* para la sombra de relieve y determinar las horas de luz. En la Tabla 4. 7 se puede observar los rangos de variación de las componentes de radiación global de onda corta con cielo despejado obtenidas con la metodología propuesta.

Tabla 4. 7. Componentes de radiación directa y difusa de onda corta calculados en *ArcGIS* utilizando el DEM de cada cuenca.

Cuenca/subcuenca	Año	Mes	<i>RDir</i> ( $W m^{-2}$ )			<i>RDif</i> ( $W m^{-2}$ )		
			min.	máx.	media	min.	máx.	media
<i>Carson</i>	1993	Ene	0.64	93.64	47.83	23.06	33.28	27.59
		Mar	63.03	176.18	125.25	39.92	54.72	47.15
		May	160.27	245.67	212.37	54.91	73.60	64.52
<i>American</i>	1993	Ene	0.00	83.40	40.73	17.08	29.01	22.94
		Mar	33.11	161.82	112.77	31.87	49.79	41.47
		May	133.49	229.93	194.50	44.90	68.32	58.23
Contraix	2011	Ene	0.00	85.59	43.29	11.31	25.66	19.99
		Mar	0.00	166.41	133.05	22.13	48.64	38.69
		May	29.91	231.86	190.04	32.29	70.03	56.19

Los valores de radiación presentados en la Tabla 4. 7, fueron obtenidos con un DEM de 400 m para las subcuencas de Sierra Nevada EE. UU., y de 30 m para la cuenca de Contraix. Es por ello, que se evaluó el efecto del tamaño de celda en la cuantificación de la radiación a través de una agregación y desagregación según el caso en intervalos de 100 m, a partir de los cuales se han determinado las radiaciones globales. Se ha encontrado que los valores máximos de radiación obtenidos para cada 100 m de incremento de celda, se subestiman una media de 2.3% con respecto de la resolución mínima de 30 m. En el caso de los valores mínimos de radiación, por cada 100 m de incremento se obtiene una sobreestimación media de 11.2% respecto de la resolución mínima. Además, se utilizó la radiación observada en la estación meteorológica Contraix para validar las radiaciones calculadas utilizando el DEM de 30 m en la cuenca de Contraix, en general se observa un comportamiento razonable con diferencias menores al 18%.

A partir de las radiaciones globales de onda corta en cada celda y la radiación global media en una superficie horizontal, se obtuvieron como el cociente entre estas los mapas MIR (Figura 4. 36). En el caso de un único mapa MIR, se observa una distribución de los coeficientes de radiación muy parecida para los tres casos de estudio con oscilaciones de sus valores medios entre 0.35 y 0.41. Asimismo, en la Figura 4. 36 se puede diferenciar claramente las laderas norte y sur, que para los objetivos y los análisis llevados a cabo más adelante es de gran trascendencia. En la cuenca de Contraix se observa que prácticamente se encuentra dividida en la ladera norte y sur.

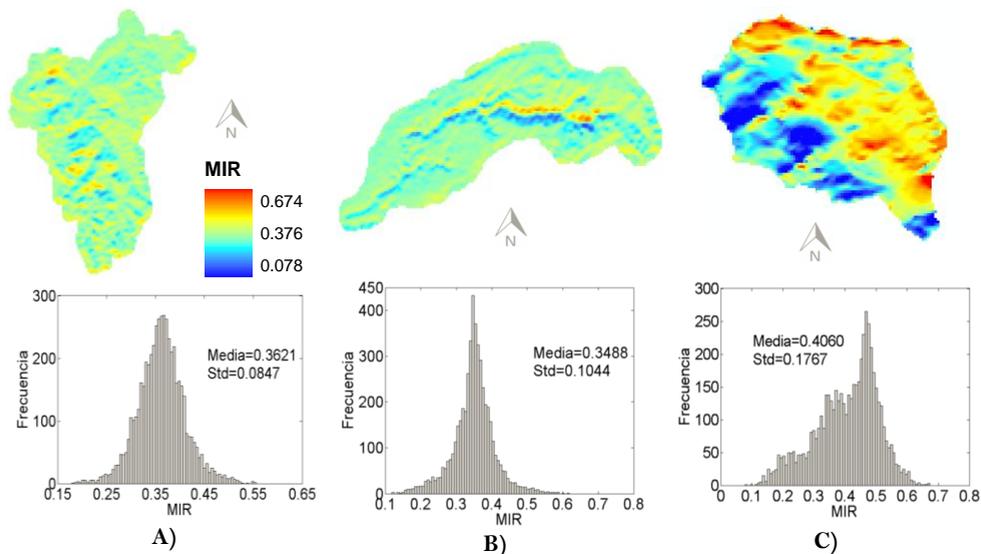


Figura 4. 36. Mapa único MIR obtenido para las subcuencas de los ríos *Carson* (A), *American* (B) y cuenca de *Contraix* (C).

En el caso de los seis mapas MIR comprendidos entre enero y junio, se observan claras diferencias en la variabilidad espacial de la energía disponible para la fusión de acuerdo con el mes del año y el ángulo cenital (Figura 4. 37). En el caso de la subcuenca del río *Carson* se han obtenido variaciones en los índices de radiación de 0.09 a 1.03, registrándose los valores mínimos en los meses de diciembre y enero en celdas de la ladera norte y los máximos en el mes de mayo en celdas de la ladera sur (Figura 4. 37).

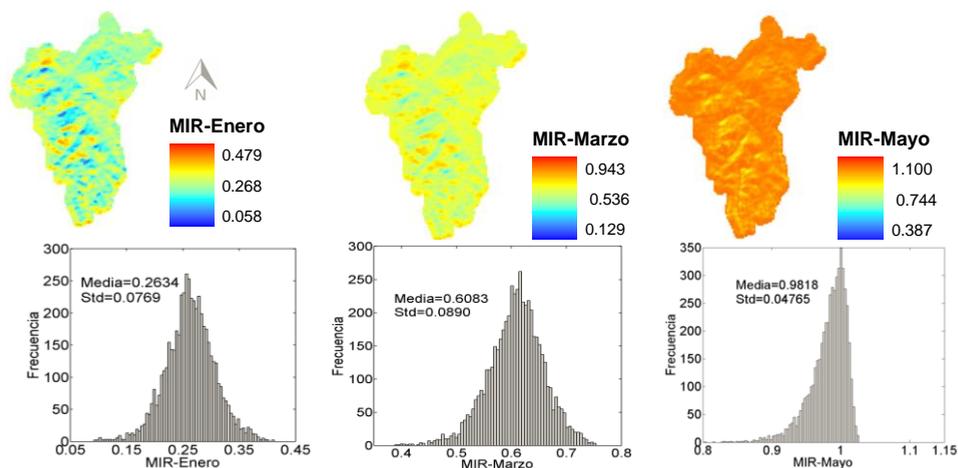


Figura 4. 37. Se presentan tres de los seis mapas MIR calculados siguiendo la metodología propuesta para la subcuenca del río *Carson*.

En la subcuenca del río *American* se observa el mismo comportamiento de estos índices con variaciones comprendidas entre 0.07 y 1.05, registrándose valores más bajos en las celdas de la ladera norte de zonas acañonadas (Figura 4. 38).

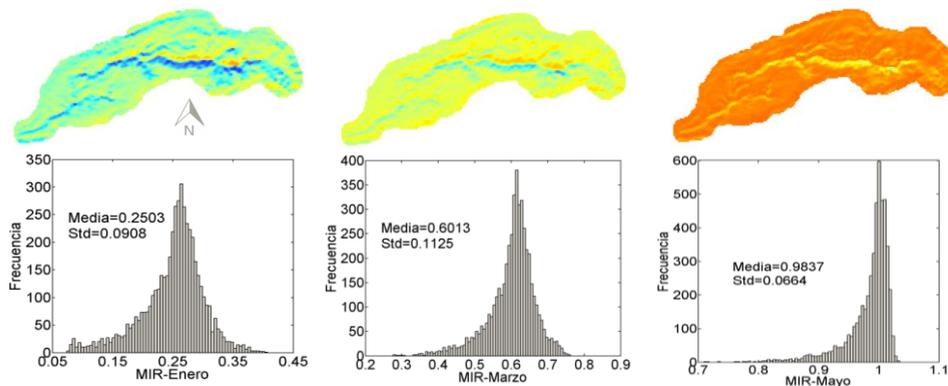


Figura 4. 38. Se presentan tres de los seis mapas MIR calculados siguiendo la metodología propuesta para la subcuenca del río *American*.

A escala de ladera, como es el caso de la cuenca de *Contraix*, el comportamiento de la variación de los índices de radiación mantiene una distribución razonable, con un rango de variación de 0.06 a 1.10. Nuevamente los máximos índices se presentan en el mes de mayo con valores de 0.39 a 1.10) (Figura 4. 39).

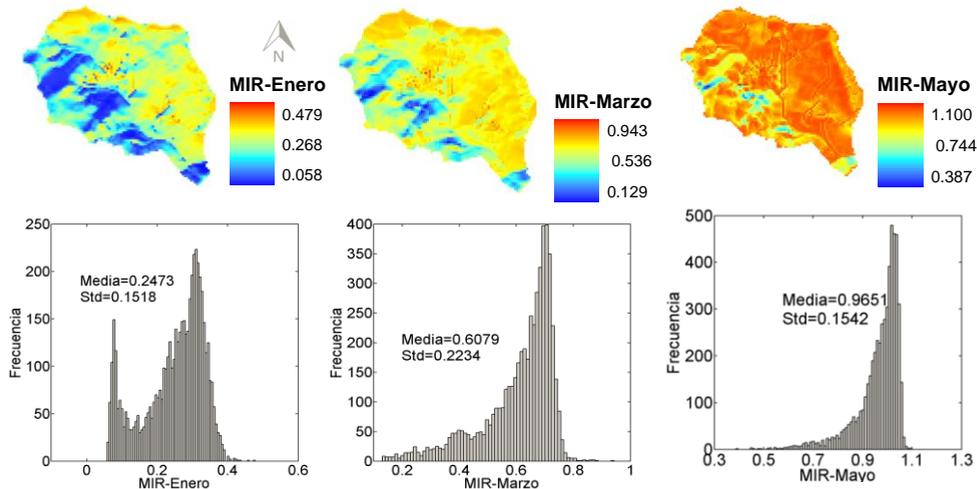


Figura 4. 39. Tres de los seis mapas MIR obtenidos para la cuenca de *Contraix*.

Por último, en los tres casos de estudio se puede observar que los valores menores de los índices en los mapas MIR obtenidos, con el método y el *script* empleado,

corresponden a las celdas afectadas por la sombra de relieve, producto del ángulo cenital y del perfil de obstáculos topográficos, reduciendo la cantidad de energía de onda corta disponible para la fusión al momento de modelar el sistema. Asimismo, el efecto de la sombra se observa mejor en la cuenca de Contraix, debido a la escala espacial del DEM que posee un grado de detalle mayor que el empleado en los otros dos casos de estudio.

#### 4.4. Mapas MDDF

La construcción de los mapas de factores de fusión grado-día (MDDF) se ha realizado con base en la metodología descrita en el apartado 3.3.2, empleando los valores medios del conjunto de factores DDF obtenidos para otras regiones en estudios previos encontrados en la literatura. Los factores DDF medios se han distribuido espacialmente tomando en cuenta el mapa *ráster* de ocupación de suelo y la clasificación propuesta en la Tabla 4. 8. En la Figura 4. 40 se pueden observar los mapas MDDF resultantes para las subcuencas de Sierra Nevada y la cuenca de Contraix. El valor alto asociado al factor DDF en zonas sin cubierta vegetal, puede estar físicamente relacionado a que este tipo de zonas están expuestas de manera más directa a la acción del viento y la radiación de onda corta.

Tabla 4. 8. Rango de factores de fusión grado-día por ocupación de suelo a partir de la literatura y los valores medios empleados en la construcción de los mapas MDDF.

Clasificación	DDF <sub>nieve</sub> (mm °C <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup> )	$\overline{\text{DDF}}_{\text{nieve}}$ (mm °C <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup> )
Sin cubierta vegetal	2.82-7.50	5.16
Bosque caducifolio	2.70-4.50	3.60
Bosque de coníferas	1.40-3.36	2.38
Bosques mixtos	=	2.99

En el caso de los bosques mixtos, el valor presentado en la Tabla 4. 8 es el promedio del factor medio de los bosques caducifolios y de coníferas. La distribución conseguida es función directa de la escala espacial de la información de ocupación del suelo utilizada. Por lo tanto, los resultados presentados pueden ser mejorables con información más precisa de ocupación de suelo o la combinación de ésta con algún otro tipo de información como imágenes de satélite.

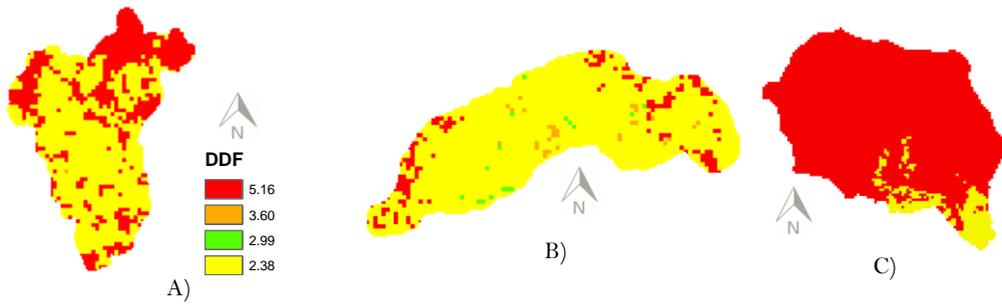


Figura 4. 40. Mapas MDDF ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$ ) para las subcuencas de los ríos *Carson* (A), *American* (B) y la cuenca de *Contraix* (C).

# Capítulo 5

## Resultados: Variabilidad de los factores de fusión y su efecto en la modelación

---

En este capítulo de la tesis se presentan los resultados alcanzados aplicando las conceptualizaciones matemáticas de fusión propuestas en el capítulo Metodología y que consideran la variabilidad de los factores de fusión grado-día (DDF), a través de mapas de índices de radiación (MIR) y mapas de factores DDF (MDDF) obtenidos en los apartados 4.3 y 4.4. Los resultados alcanzados por los modelos se han obtenido aplicando sólo calibración automática con el algoritmo *Shuffled Complex Evolution* (SCE-UA), sin utilizar calibración manual y calibrando a la vez tanto los parámetros del modelo hidrológico TETIS como los parámetros de los modelos de fusión.

Los resultados alcanzados por medio del acoplamiento del modelo hidrológico TETIS y las conceptualizaciones matemáticas de fusión, se han analizado con la finalidad de cumplir con el objetivo general de esta tesis y que comprende evaluar el efecto de la variabilidad de los factores DDF en la modelación de los caudales

observados en la desembocadura de una cuenca. Asimismo, evaluar el efecto de la variabilidad de los DDF en la modelación de la nieve, a través de una validación puntual y espacial de los procesos de acumulación y fusión, empleando para ello información de altura equivalente de agua (SWE) e imágenes de satélite de mantos de nieve. Como complementación a lo anterior, los resultados son comparados con los obtenidos por los modelos participantes en el *Distributed Hydrologic Model Intercomparison Project-Phase 2* (DMIP2) que se han descrito en el apartado 2.5. Además, se compara la modelación de los procesos de acumulación y fusión de nieve a escala de ladera entre los modelos híbridos de fusión propuestos y el modelo grado-día implementado originalmente en el modelo hidrológico TETIS. Por último, se analiza el efecto de la temperatura base (Tb) en la modelación de la nieve con los modelos implementados en esta tesis.

Las evaluaciones anteriores son realizadas en primer lugar utilizando los casos de estudio de las subcuencas en Sierra Nevada EE. UU., para estudiar a escala de cuenca el efecto de la variabilidad y seleccionar el modelo(s) de fusión que proporcione los mejores resultados producto de una correcta modelación de la fusión de nieve en sistemas de alta montaña con la mayor parsimonia posible. En segundo lugar se prueba el modelo(s) seleccionado prácticamente a escala de ladera, usando la cuenca de Contraix, que representa la condición límite a la que se puede someter una conceptualización matemática, porque, es una cuenca pequeña, por la escala temporal empleada y la escasa información disponible. La idea de utilizar esta cuenca es como una medida de verificación de la estabilidad y consistencia de las conceptualizaciones planteadas. Por último, producto del análisis realizado en este apartado se pretende llegar a seleccionar el modelo capaz de reproducir los procesos de la nieve con una buena precisión y que pueda ser aplicado en temas de gestión óptima de los recursos hídricos, predicción de avenidas en tiempo real para minimizar los daños potenciales y la erosión.

## **5.1. Modelación hidrológica en Sierra Nevada**

En la modelación hidrológica de las subcuencas de los ríos *Carson* y *American* se ha evaluado la producción de caudales en las desembocaduras de éstas, con la finalidad de cuantificar en función de la eficiencia el efecto de la variabilidad de los factores DDF sobre la escorrentía por fusión y a su vez sobre el caudal total registrado en los puntos de control a lo largo del tiempo. Lo anterior, permitirá

obtener las ventajas y desventajas de utilizar la variabilidad frente a un factor DDF homogéneo en la simulación de los caudales observados. En la Tabla 5. 1, se enumeran los modelos de fusión a evaluar derivados de las conceptualizaciones matemáticas propuesta en la metodología, así como los mapas que emplean para introducir la variabilidad.

Tabla 5. 1. Modelos de fusión a evaluar en las subcuencas de los ríos *Carson* y *American*.

Conceptualización	Mapas	Modelo
Grado-día-homogéneo	=	MHO
Híbrido 1	1 MIR	MíBI1-1
	6 MIR	MíBI1-6
Híbrido 2	6 MIR	MíBI2-6
Híbrido 3	1 MDDF y 1 MIR	MíBIV3-2
	1 MDDF y 6 MIR	MíBIV3-7

Los resultados presentados en los siguientes apartados son obtenidos empleando sólo calibración automática, utilizando las mismas condiciones iniciales, los mismos rangos de búsqueda para los factores correctores (FC) y rangos de búsqueda de los parámetros de los modelos de fusión de acuerdo a la conceptualización de los mismos. Lo anterior, como una medida de neutralidad y no otorgar ventaja alguna a ningún modelo de fusión. La calibración automática se ha realizado con el algoritmo SCE-UA usando como función objetivo el índice de eficiencia de *Nash* y *Sutcliffe* (NSE) descrito en la metodología (apartado 3.4). Por último, en la Tabla 5. 2 se resumen las estaciones y los periodos utilizados en las etapas de calibración y validación de los modelos. Asimismo, el período de calentamiento usado en los casos de las subcuencas de Sierra Nevada, EE. UU.

Tabla 5. 2. Periodos empleados en calibración y validación de los modelos en las subcuencas de Sierra Nevada.

Cuenca	Estación de aforo	Periodos de calentamiento	Periodos de calibración	Validación		
				Temporal	Espacial	Espacio-temporal
<i>Carson</i>	<i>Gardnerville</i>	01/10/1991-30/09/1992	01/10/1992-30/09/1994	01/10/1994-30/09/2002		
	<i>Markleeville</i>	01/10/1991-30/09/1992			01/10/1992-30/09/1994	01/10/1994-30/09/2002
<i>American</i>	<i>Clementine</i>	01/10/1991-30/09/1992	01/10/1992-30/09/1994	01/10/1994-30/09/2002		

### 5.1.1. Calibración de los modelos

En la calibración de los modelos de las subcuencas de Sierra Nevada, se ha decidido utilizar un periodo de dos años hidrológicos (Tabla 5. 2), seleccionados por contener un año húmedo y un año seco después de analizar el régimen hidrológico en las series de caudales observados. El resultado es un periodo lo suficientemente representativo de las fluctuaciones máximas y mínimas de los caudales en los dos casos de estudio. Por lo tanto, este periodo permitirá obtener parámetros efectivos más robustos capaces de representar tanto un año húmedo como un año seco. Además, se decidió usar un periodo corto para reducir los tiempos de cómputo empleados en la optimización dado que, en combinación con una estructura separada de los parámetros efectivos del modelo, dos años puede ser suficiente.

La estrategia en calibración automática seguida comprende un calentamiento de un año, a partir del cual, se han obtenido las condiciones iniciales usadas por los seis modelos de fusión implementados. A diferencia de la metodología empleada en Orozco (2010), en la presente tesis no se utiliza calibración manual y se asignan los mismos rangos de búsqueda para los FC del modelo hidrológico. En el caso de los parámetros de los modelos de fusión, se han asignado rangos de búsqueda diferentes según el planteamiento matemático de cada modelo. Por otro lado, se ha decidido emplear el NSE como función objetivo por ser el más utilizado en la calibración de modelos hidrológicos. Por último, en la elección del conjunto de FC obtenidos por la calibración automática, se ha usado también el error cuadrático medio (RMSE), por lo cual, el criterio de selección de la solución ha sido el NSE más alto y el menor RMSE.

#### 5.1.1.1. Subcuenca del río *Carson*

La corrección global de los parámetros con la calibración automática, es a través de nueve FC del modelo hidrológico TETIS (Tabla 3. 2). En el caso de los modelos de fusión implementados en esta tesis sólo se usan dos FC y seis parámetros que son obtenidos directamente de la calibración como se ha mostrado en el apartado 3.4 (Tabla 3. 3). Es decir, se calibran los factores de fusión sin lluvia (DDF1) y con aportes de energía por lluvia (DDF2) que corresponden al valor homogéneo que usa el modelo MHO. Los factores de fusión sin distribuir sin lluvia ( $Mfi$ ) y con lluvia ( $Mf2$ ), que representan el valor a variar espacial y temporalmente por medio de los mapas MIR en el modelo MíBI1 y el coeficiente

de conversión de índices ( $\alpha$ ), que transforma el valor del índice adimensional en lámina de fusión que emplean los modelos MíBI2 y MíBIV3. Por último, la temperatura base ( $T_b$ ) valor obtenido por calibración y que utilizan todos los modelos. En la Tabla 5. 3, se muestran los valores de los parámetros efectivos y los FC de fusión obtenidos por calibración automática con el SCE-UA para cada uno de los modelos de fusión implementados en la subcuenca del río *Carson* y a partir de los cuales, se obtienen los resultados que se presentan a continuación.

Tabla 5. 3. Parámetros efectivos medios, factores correctores de fusión, factores de fusión grado-día y la temperatura base obtenidos para la subcuenca del río *Carson*.

Parámetros efectivos/Factores correctores	TETIS					
	MHO	MíBI1-1	MíBI1-6	MíBI2-6	MíBIV3-2	MíBIV3-7
Modelo hidrológico						
Almacenamiento capilar (mm)	112.43	125.60	113.31	97.49	105.41	92.22
Índice de cubierta vegetal (mes)	0.77	0.50	0.52	0.84	0.91	0.79
Infiltración (mm h <sup>-1</sup> )	30.02	43.52	26.51	25.51	41.02	32.51
Velocidad en ladera (m s <sup>-1</sup> )	2.94	1.56	0.69	3.18	1.25	1.97
Percolación (mm h <sup>-1</sup> )	8.39	19.47	14.47	12.15	15.18	12.32
Interflujo (mm h <sup>-1</sup> )	16.1x10 <sup>3</sup>	21.6x10 <sup>3</sup>	12.3x10 <sup>3</sup>	10x10 <sup>3</sup>	8.8x10 <sup>3</sup>	23x10 <sup>3</sup>
Pérdidas del acuífero (mm h <sup>-1</sup> )	0.89	1.43	1.96	1.07	0.89	1.07
Conductividad hidráulica del acuífero (mm h <sup>-1</sup> )	41.70	301.88	58.01	66.26	41.94	52.78
Velocidad en cauce (m s <sup>-1</sup> )	1.36	0.87	1.29	0.58	0.95	1.34
Modelos de fusión						
DDF1 (mm °C <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup> )	3.39					
DDF2 con lluvia (mm °C <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup> )	3.17					
Mf1 sin distribuir (mm °C <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup> )		6.59	3.75	1.46		
Mf2 sin distribuir con lluvia (mm °C <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup> )		7.19	7.13	6.76		
$\alpha$ coeficiente de conversión (mm °C <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup> )				1.64	4.76	1.45
fcn1					0.73	0.85
fcn2					1.84	1.51
Temperatura base (°C)	2.54	1.80	2.91	2.69	2.90	2.89

Los resultados obtenidos con los modelos calibrados en la estación de control *Gardnerville*, muestran un comportamiento muy parecido en la simulación de los caudales observados (Figura 5. 1). Sin embargo, al analizar los estadísticos de la Tabla 5. 4 se observan ciertas variaciones en el índice de NSE (0.84-0.88) y en el RMSE (4.1 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>-4.8 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>) entre los seis modelos implementados. Los modelos MíBI3-7 y MíBI1-6 son los que mayor eficiencia han conseguido en la modelación de los caudales observados. Las eficiencias conseguidas en todos los casos son buenas, por lo cual, para fines de simulación de los caudales en la desembocadura, cualquiera de los modelos propuesto de fusión puede ser utilizado. Asimismo, la

variabilidad de los factores DDF no muestra mayor influencia en los resultados obtenidos en la subcuenca del río *Carson*.

Tabla 5. 4. Estadísticos obtenidos en caudales y volúmenes para el periodo de calibración en la subcuenca del río *Carson*.

Estadísticos	TETIS					
	MHO	MíBI1-1	MíBI1-6	MíBI2-6	MíBIV3-2	MíBIV3-7
Caudal máximo observado ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )	73.92					
Caudal máximo simulado ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )	63.40	60.00	73.41	62.72	61.32	65.56
NSE	0.86	0.84	0.87	0.87	0.86	0.88
RMSE ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )	4.52	4.84	4.28	4.31	4.54	4.15
Volumen observado ( $\text{Hm}^3$ )	574.2					
Volumen simulado ( $\text{Hm}^3$ )	471.5	457.21	477.13	433.79	439.43	481.81
Error en el volumen (%)	17.89	20.38	16.91	24.46	23.48	16.10

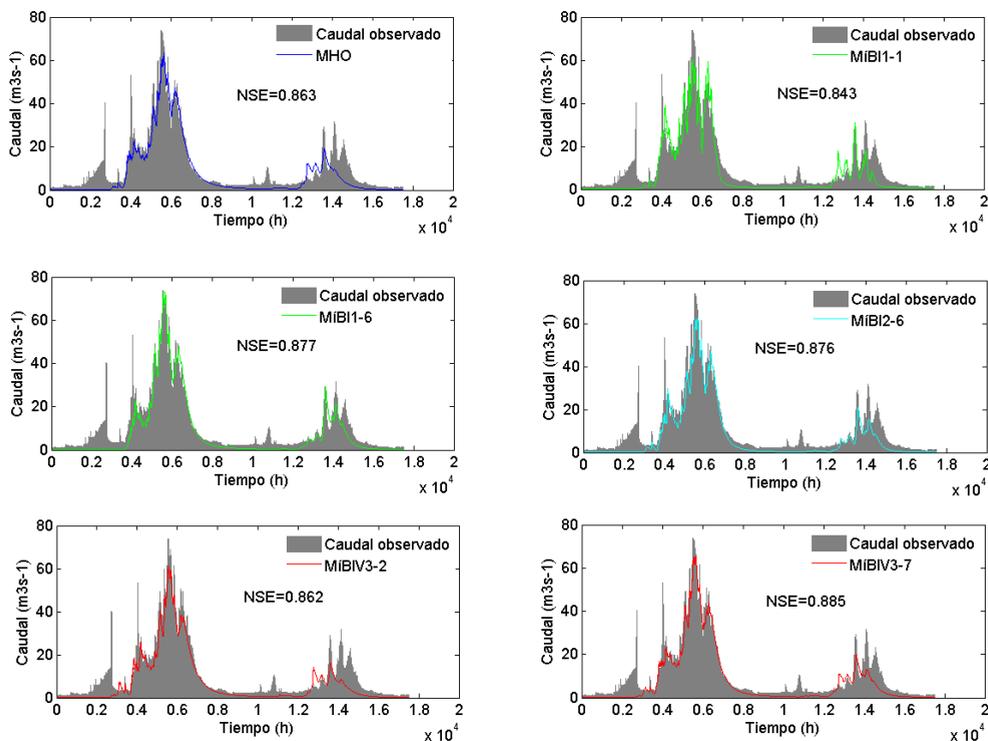


Figura 5. 1. Resultados en la simulación de los caudales observados para el periodo de calibración en la estación de control *Gardnerville* de la subcuenca del río *Carson*.

Además del análisis anterior, se ha llevado a cabo la verificación del balance hidrológico para evaluar el efecto de la corrección global por medio de la calibración automática sobre la distribución interna de los flujos y

almacenamientos en la subcuenca. Lo anterior, porque según Grayson et al. (1992), una correcta simulación de los caudales en la salida de la cuenca no indica necesariamente una correcta modelación de los procesos internos de dicha cuenca. Con base en lo anterior, se han obtenido las particiones del *input* de precipitación en diferentes flujos y valores medios de los almacenamientos para cada modelo de la subcuenca del río *Carson*. En la Tabla 5. 5, se observa que los valores anuales muestran un comportamiento similar en la distribución de los flujos internos y almacenamientos para los seis modelos en la subcuenca del río *Carson*. Al analizar temporalmente el almacenamiento en el tanque capilar del suelo, el gravitacional, el acuífero y la nieve, no se presentan diferencias significativas (Figura 5. 2). Sin embargo, en esta misma figura se puede observar que el modelo MHO y el MíBIV3-7 presentan mayores almacenamientos y menor acumulación de nieve en los meses de invierno que los obtenidos con el modelo MíBI1-6. Lo anterior, es causa de tasas de fusión altas provocadas por factores DDF sobreestimados en los primeros meses del invierno, provocando aportaciones de escorrentía de fusión no acordes con la época del año, según los datos de caudal observados y disminuyendo la acumulación de nieve en estos meses. Por lo tanto, hay una corrección por calibración haciendo activar otros mecanismos del modelo como medida de compensación. La variabilidad de los factores DDF introducida con los mapas MIR que utiliza el modelo MíBI1-6, presenta tasas de fusión más razonables con la época del año y mayor acumulación de nieve (Tabla 5. 5 y Figura 5. 2). Lo anterior, se verá con más detalle en los apartados de evaluación y análisis de la modelación de la nieve presentados más adelante.

Tabla 5. 5. Componentes del balance hídrico para el año hidrológico (01/10/1992-30/09/1993) de la subcuenca del río *Carson*.

Entradas/Salidas/VARIABLES de estado	TETIS					
	MHO	MíBI1-1	MíBI1-6	MíBI2-6	MíBIV3-2	MíBIV3-7
Precipitación (mm)	898.50					
Evapotranspiración real (mm)	418.36	363.99	347.64	435.58	443.55	404.30
Escorrentía directa (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Interflujo (mm)	137.26	135.78	152.31	128.00	126.18	135.55
Flujo base (mm)	271.29	254.32	252.91	254.36	260.54	280.88
Pérdidas del acuífero (mm)	53.02	121.95	125.16	65.93	45.83	57.71
Descarga observada (mm)	457.89					
Descarga simula (mm)	411.11	392.60	407.91	384.90	389.13	419.12
T0-almacenamiento de nieve (mm)	98.57	105.02	121.12	108.50	96.10	103.06
T1-almacenamiento capilar (mm)	30.41	44.38	31.75	23.47	25.32	23.88
T2-almacenamiento superficial (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
T3-almacenamiento gravitacional (mm)	5.64	6.99	4.92	4.09	3.72	6.85
T4-almacenamiento en el acuífero (mm)	36.58	31.44	38.01	32.45	38.87	36.27

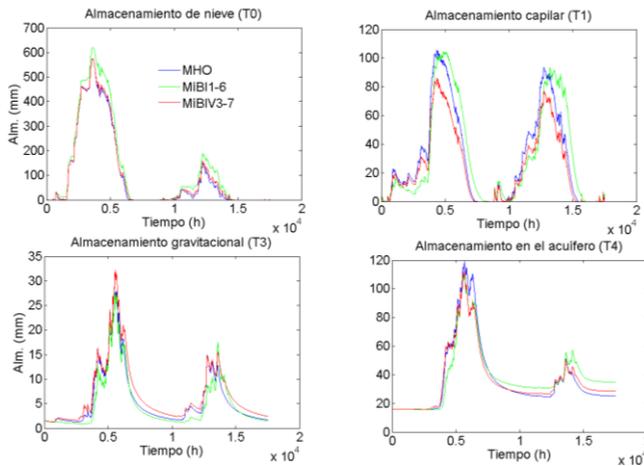


Figura 5. 2. Simulación de los almacenamientos obtenida para el periodo de calibración en la subcuenca del río *Carson*.

Por último, se han comparado las fluctuaciones en las descargas provocadas por los cambios de energía entre el día y la noche para el periodo comprendido del 29/04/1993 al 03/05/1993. Las cuales han sido obtenidas por los modelos participantes en el proyecto DMIP2 y los modelos de fusión implementados en esta tesis (Figura 5. 3). Los resultados muestran que los modelos HL-RDHM y GR4J, son los que mejor simulan las fluctuaciones de descarga día-noche. En el caso de los modelos implementados las fluctuaciones no son simuladas adecuadamente. Sin embargo, se observa que el modelo MíBI1-6 obtiene mejores resultados incluso que el modelo TOPKAPI, que utiliza el método de balance de energía en la modelación de la fusión.

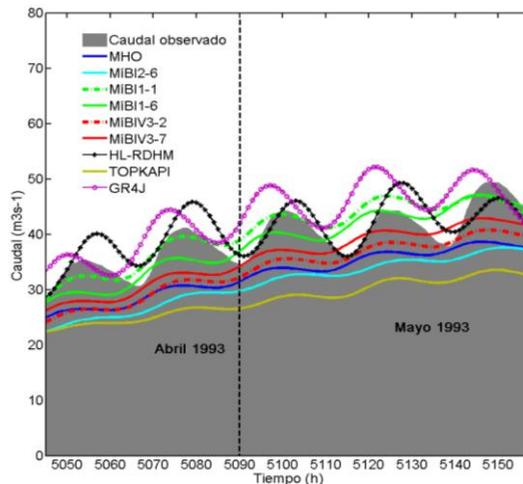


Figura 5. 3. Simulación de las fluctuaciones de los caudales observados en la subcuenca del río *Carson*.

### 5.1.1.2. Subcuenca del río *American*

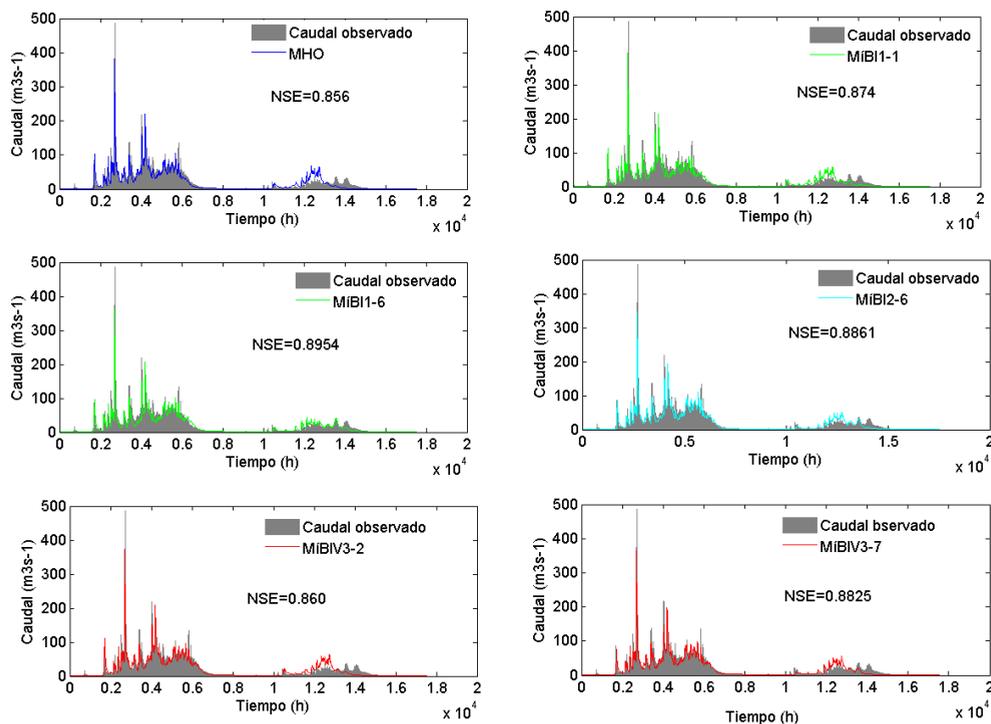
En las primeras calibraciones de esta subcuenta se obtuvieron valores del parámetro pérdidas del acuífero muy cercanas a cero en todos los modelos, por ello, se decidió fijar a cero este parámetro en las calibraciones automáticas finales con las cuales se han obtenidos los parámetros efectivos mostrados en la Tabla 5. 6. Los resultados en la modelación de los caudales de la subcuenta del río *American*, nuevamente muestran un comportamiento muy similar entre los modelos de fusión implementados. Las eficiencias conseguidas con los modelos son índices de NSE de 0.85 a 0.89 y RMSE entre  $9.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  y  $11 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (Tabla 5. 7). El modelo MíBI1-6, es el que mayor eficiencia obtiene en la simulación de los caudales observados en la desembocadura de la subcuenta (Figura 5. 4). En la misma figura se puede constatar un régimen hidrológico influenciado por lluvia y nieve, el primer año hidrológico presenta respuestas rápidas de la subcuenta en los primeros meses y aportes de caudal por fusión en los meses de primavera-verano, esta combinación de respuestas introduce mayor complejidad a la modelación, es por ello, que se esperaba obtener peores resultados. Sin embargo, en este caso los seis modelos propuestos de fusión obtienen resultados excelentes. En el caso del segundo año hidrológico en la serie de calibración, ninguno de los modelos consigue reproducir adecuadamente los caudales, se observa una modelación más razonable con el modelo MíBI1-6.

Tabla 5. 6. Parámetros efectivos medios, factores correctores de fusión, factores de fusión grado-día y temperatura base, obtenidos para la subcuenta del río *American*.

Parámetros efectivos/Factores correctores	TETIS					
	MHO	MíBI1-1	MíBI1-6	MíBI2-6	MíBIV3-2	MíBIV3-7
Modelo hidrológico						
Almacenamiento capilar (mm)	192.33	187.16	200.07	207.82	184.58	121.98
Índice de cubierta vegetal (mes)	1.38	1.34	1.30	0.96	1.35	1.39
Infiltración (mm h <sup>-1</sup> )	18.64	18.64	17.70	18.41	17.70	18.17
Velocidad en ladera (m s <sup>-1</sup> )	2.74	2.31	2.58	0.86	2.06	1.92
Percolación (mm h <sup>-1</sup> )	4.89	6.66	4.80	5.98	5.81	6.07
Interflujo (mm h <sup>-1</sup> )	$5.8 \times 10^3$	$6.3 \times 10^3$	$6.9 \times 10^3$	$8.6 \times 10^3$	$6.3 \times 10^3$	$6.7 \times 10^3$
Pérdidas del acuífero (mm h <sup>-1</sup> )	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Conductividad hidráulica del acuífero (mm h <sup>-1</sup> )	33.65	85.30	32.30	62.27	31.77	45.40
Velocidad en cauce (m s <sup>-1</sup> )	0.985	1.320	1.044	1.631	1.179	1.631
Modelo de fusión						
DDF1 (mm °C <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup> )	3.51					
DDF2 con lluvia (mm °C <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup> )	7.96					
Mf1 sin distribuir (mm °C <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup> )		7.83	3.06	0.89		
Mf2 sin distribuir con lluvia (mm °C <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup> )		10.07	5.25	5.79		
$\alpha$ coeficiente de conversión (mm °C <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup> )				2.44	1.24	1.51
f <sub>cn1</sub>					1.26	0.79
f <sub>cn2</sub>					2.45	2.08
Temperatura base (°C)	2.05	1.64	1.17	1.74	2.09	1.81

Tabla 5. 7. Estadísticos obtenidos en caudales y volúmenes para el periodo de calibración en la subcuenca del río *American*.

Estadísticos	TETIS					
	MHO	MiBI1-1	MiBI1-6	MiBI2-6	MiBIV3-2	MiBIV3-7
Caudal máximo observado ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )	486.76					
Caudal máximo simulado ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )	380.89	394.50	332.21	346.92	371.05	365.31
NSE	0.85	0.87	0.89	0.88	0.86	0.88
RMSE ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )	11.01	10.30	9.39	9.80	10.87	9.96
Volumen observado ( $\text{Hm}^3$ )	1,136.18					
Volumen simulado ( $\text{Hm}^3$ )	1,150.13	1,151.26	1,127.90	1,169.35	1,158.47	1,096.97
Error en el volumen (%)	1.22	1.32	0.72	2.92	1.96	2.45

Figura 5. 4. Resultados en la simulación de los caudales observados para el periodo de calibración en la estación de control *Clementine* de la subcuenca del río *American*.

En el balance hidrológico llevado a cabo se puede observar una distribución de los flujos anuales de entrada, salida y los almacenamientos nuevamente muy similar entre los modelos (Tabla 5. 8). A diferencia del caso de estudio anterior, en esta subcuenca sí que se tiene aportación por escorrentía superficial (2.4–3 mm), por lo tanto, se tiene respuesta rápida, media y lenta en la subcuenca. Lo anterior, es debido a que sólo la mitad de la subcuenca presenta un manto de nieve permanente a lo largo del invierno según las imágenes de satélite proporcionadas por la NOAA/NWS. Por otro lado, analizando el comportamiento temporal de las

variaciones en los almacenamientos o tanques del modelo hidrológico TETIS (Figura 5. 5), nuevamente es muy similar, con menor acumulación de nieve para los modelos MHO y MíBIV3-7. Asimismo, mayor acumulación en el manto de nieve en el modelo HíBI1-6.

Tabla 5. 8. Componentes del balance hídrico para el año hidrológico (01/10/1992-30/09/1993) de la subcuenca del río *American*.

Entradas/Salidas/Variables de estado	TETIS					
	MHO	MíBI1-1	MíBI1-6	MíBI2-6	MíBIV3-2	MíBIV3-7
Precipitación (mm)	1877.20					
Evapotranspiración real (mm)	830.39	844.63	836.03	813.24	818.16	864.23
Escorrentía directa (mm)	2.48	2.41	2.93	2.71	3.08	2.74
Interflujo (mm)	731.24	684.48	719.44	723.27	719.97	685.96
Flujo base (mm)	286.87	340.89	284.50	326.33	296.62	301.06
Pérdidas del acuífero (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Descarga observada (mm)	999.33					
Descarga simula (mm)	971.69	978.59	958.61	1001.91	970.83	942.36
T0-almacenamiento en nieve (mm)	90	102.14	114.43	106.48	93.98	99.22
T1-almacenamiento capilar (mm)	80.11	80.22	83.05	88.89	77.33	87.53
T2-almacenamiento superficial (mm)		$1.5 \times 10^{-5}$		$4.7 \times 10^{-5}$	$2.3 \times 10^{-5}$	
T3-almacenamiento gravitacional (mm)	7.31	7.52	7.99	9.04	7.63	7.50
T4_almacenamiento en el acuífero (mm)	157.56	141.96	166.84	146.77	170.76	156.20

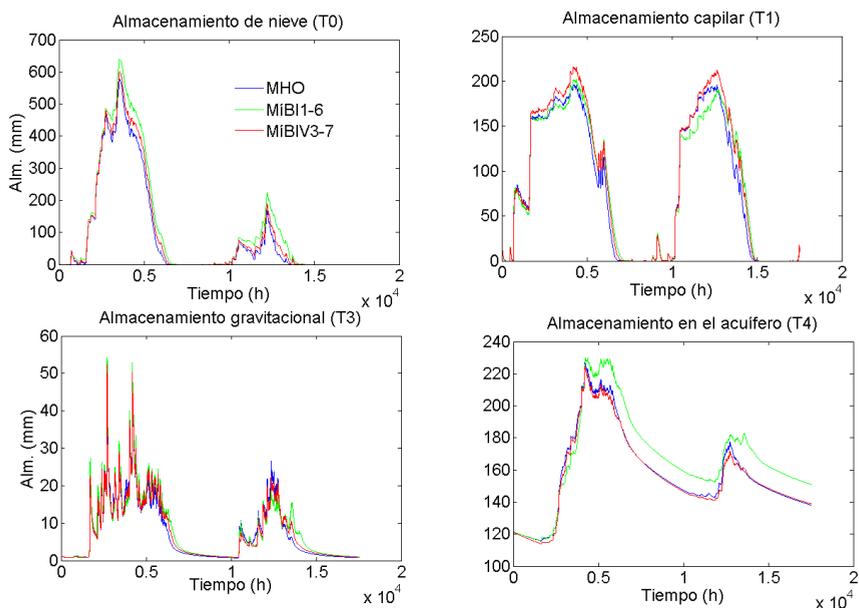


Figura 5. 5. Simulación de los almacenamientos obtenida para el periodo de calibración en la subcuenca del río *American*.

Los resultados obtenidos por calibración automática conjunta de los parámetros del modelo hidrológico TETIS y los modelos híbridos de fusión en las subcuencas

de Sierra Nevada propuesta en esta tesis, no muestran una influencia significativa entre parámetros. Lo anterior, demuestra que para este modelo hidrológico no hay problema en la calibración automática conjunta de todos los parámetros.

### 5.1.2. Validación de los modelos

Una limitación de los modelos hidrológicos es su grado de capacidad de predicción, es decir, no hay garantía que el modelo obtenga un buen rendimiento cuando se usa en condiciones diferentes a las presentes en el periodo de calibración (Gan y Burgés, 1990). Por lo tanto, el proceso de validación demuestra la capacidad de predicción de un modelo, su rendimiento y la fiabilidad alcanzada (Klemes, 1988; Abbott et al., 1986; Senarath et al., 2000; Andersen et al., 2001). Es por ello, que en la presente tesis se lleva a cabo validación temporal, espacial y espacio-temporal de los modelos implementados. Para lo anterior, se ha empleado el total de la información disponible comprendida del 01/10/1994 al 30/09/2002. En el caso particular de la subcuenca del río *American*, sólo se ha realizado validación temporal al no disponerse de otro punto de control. Por último, las condiciones iniciales utilizadas en la validación temporal, corresponden al estado final de los tanques en el periodo de calibración.

#### 5.1.2.1. Validación temporal

Los resultados obtenidos en las subcuencas de los ríos *Carson* y *American*, son mostrados cada dos años hidrológicos del total del periodo analizado. En el caso de la subcuenca del río *Carson* los resultados obtenidos en la validación temporal muestran una muy buena predicción de los modelos propuestos, tomando en cuenta la enorme complejidad en la modelación de cuencas de alta montaña. En la Figura 5. 6, se puede observar una eficiencia de 0.85 de NSE obtenida con el modelo MíBI1-6 en el periodo comprendido del 01/10/1994 al 30/09/1996. En general, se observan eficiencias de los modelos razonables superiores a 0.5 de índice NSE y donde la variabilidad espacial y temporal que introduce el modelo MíBI1-6, es el que mejor predicción temporal consigue con un NSE medio de 0.78 (Tabla 5. 9).

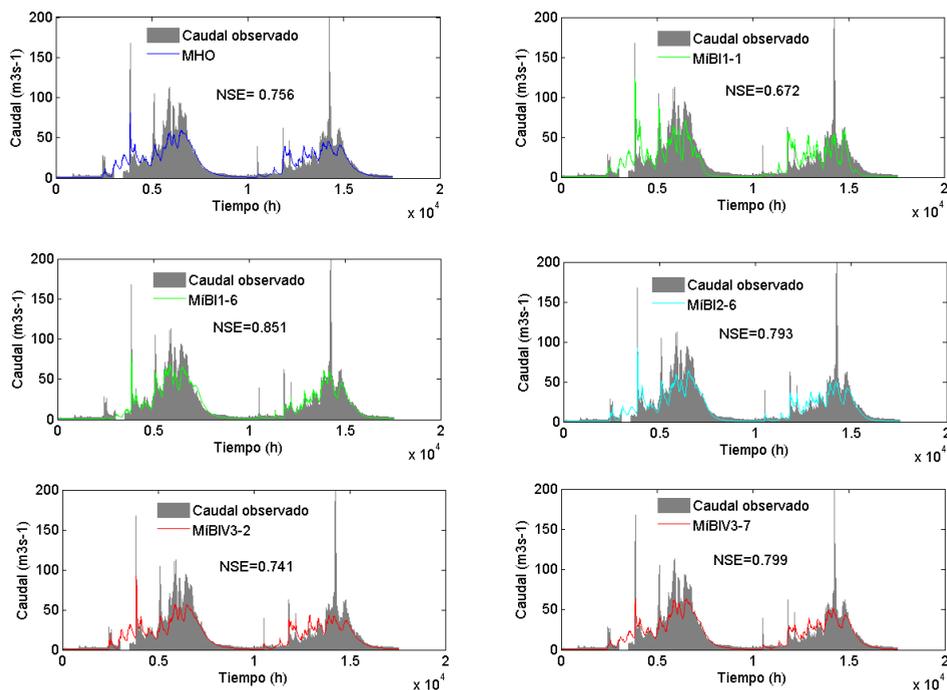


Figura 5. 6. Validación temporal de caudales para el periodo del 01/10/1994 al 30/09/1996 en la estación de aforo *Gardnerville* de la subcuenca del río *Carson*.

Tabla 5. 9. Eficiencias obtenidas en validación temporal de los modelos en la subcuenca del río *Carson*.

Año	Estadísticos	TETIS					
		MHO	MiBI1-1	MiBI1-6	MiBI2-6	MiBIV3-2	MiBIV3-7
Oct/1994-Sep/1996	NSE	0.76	0.67	0.85	0.79	0.74	0.80
	RMSE ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )	10.63	12.33	8.31	9.80	10.96	9.66
Oct/1996-Sep/1998	NSE	0.73	0.81	0.74	0.77	0.73	0.72
	RMSE	9.08	7.68	8.94	8.41	9.24	9.37
Oct/1998-Sep/2000	NSE	0.80	0.78	0.82	0.77	0.72	0.80
	RMSE	5.82	6.21	5.50	6.30	6.88	5.91
Oct/2000-Sep/2002	NSE	0.53	0.50	0.69	0.72	0.45	0.53
	RMSE	5.84	6.02	4.72	4.94	6.30	5.81

En el caso de la subcuenca del río *American* los resultados obtenidos en validación temporal, muestran en general eficiencias muy parecidas a las conseguidas en la subcuenca del río *Carson*. Asimismo, se puede observar en la Figura 5. 7 que bajo el régimen hidrológico de la subcuenca del río *American* se han conseguido eficiencias muy similares entre los modelos implementados. Las mejores eficiencias en todos los casos se han obtenido para los años cercanos al periodo de calibración, con NSE superiores a 0.71 como se muestra en la Tabla 5. 10. Sin embargo, en la misma tabla se puede observar eficiencias muy deficientes para el

periodo comprendido del 01/10/1998 al 30/09/2002. Lo anterior, puede ser debido a posibles errores de los *inputs* para este periodo que producen la subestimación en los caudales pico afectando fuertemente al índice de NSE.

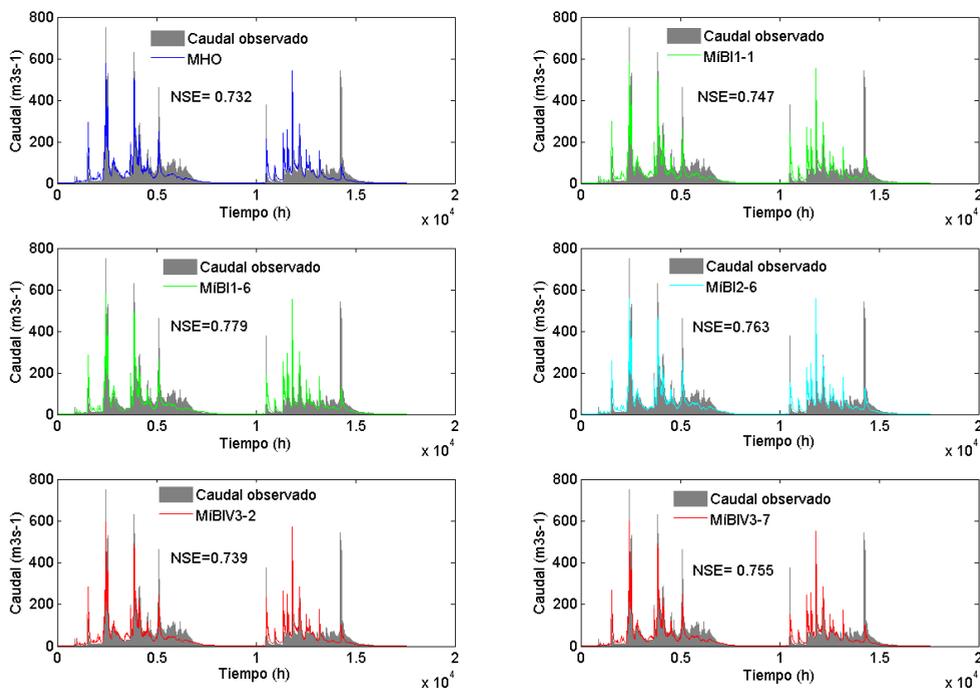


Figura 5. 7. Validación temporal en caudales para el periodo del 01/10/1994 al 30/09/1996 en la estación de aforo *Clementine* de la subcuenca del río *American*.

Tabla 5. 10. Eficiencias obtenidas en validación temporal de los modelos en la subcuenca del río *American*.

Año	Estadísticos	TETIS					
		MHO	MiBI1-1	MiBI1-6	MiBI2-6	MiBIV3-2	MiBIV3-7
Oct/1994-Sep/1996	NSE	0.73	0.75	0.78	0.76	0.74	0.76
	RMSE ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )	32.91	32.00	29.88	30.98	32.44	31.48
Oct/1996-Sep/1998	NSE	0.79	0.79	0.79	0.76	0.79	0.79
	RMSE	42.58	42.59	42.91	45.64	42.53	42.48
Oct/1998-Sep/2000	NSE	0.67	0.65	0.79	0.60	0.69	0.71
	RMSE	20.86	21.51	20.19	23.21	20.46	19.79
Oct/2000-Sep/2002	NSE	0.22	0.34	0.29	0.25	0.29	0.34
	RMSE	14.54	13.35	13.80	14.26	13.83	13.35

### 5.1.2.2. Validación espacial

La validación espacial de los modelos de fusión sólo ha sido posible en la subcuenca del río *Carson* en su estación de control *Marklleeville*, ubicada aguas arriba de su desembocadura. En este caso las condiciones iniciales se obtuvieron

por calentamiento en el periodo comprendido del 01/10/1991 al 30/09/1992. En la Figura 5. 8, se puede observar que se han obtenido excelentes resultados con eficiencias del índices de NSE de 0.86 a 0.9 y RMSE de  $3.9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  a  $4.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (Tabla 5. 11). En la validación espacial los modelos híbridos de fusión han superado al modelo MHO en todos los casos. Por último, la eficiencia más alta con un NSE de 0.9 es conseguida utilizando el modelo MíBIV3-7.

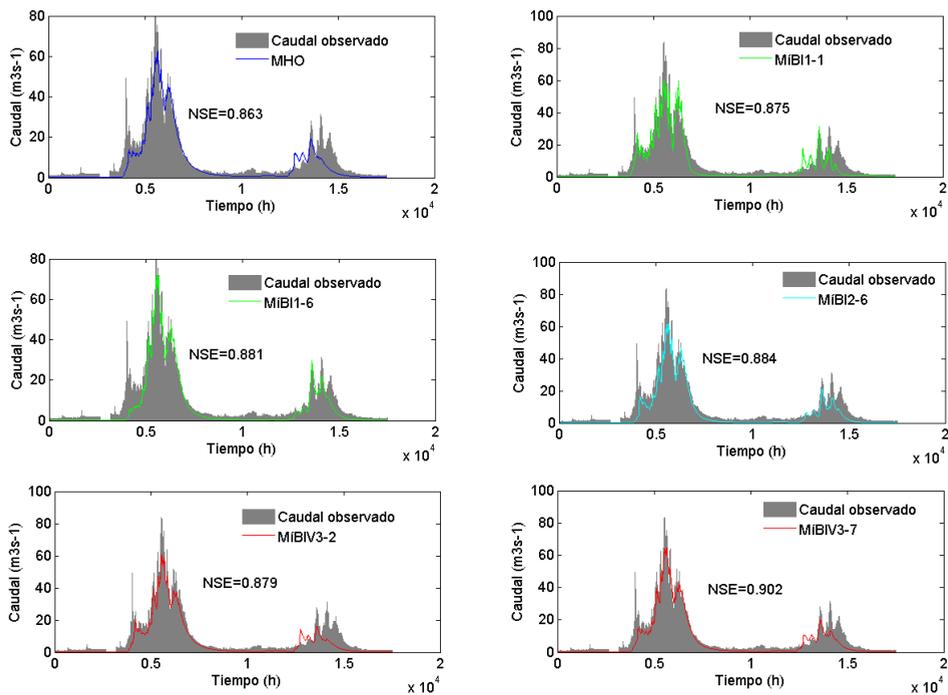


Figura 5. 8. Validación espacial en caudales para el periodo del 01/10/1992 al 01/09/1994 en la estación de aforo *Marklleeville* de la subcuenca del río *Carson*.

Tabla 5. 11. Eficiencias obtenidas en validación espacial de caudales en la estación de aforo *Marklleeville* de la subcuenca del río *Carson*.

Estadísticos	TETIS					
	MHO	MíB1-1	MíB1-6	MíB2-6	MíBIV3-2	MíBIV3-7
NSE	0.86	0.87	0.88	0.88	0.88	0.90
RMSE ( $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ )	4.52	4.39	4.28	4.24	4.33	3.90

### 5.1.2.3. Validación espacio-temporal

En la validación espacio-temporal, se ha utilizado el mismo periodo comprendido del 01/10/1994 al 30/09/2002 de la estación de control *Marklleeville* de la subcuenca del río *Carson*. Las condiciones iniciales utilizadas corresponden a los almacenamientos finales de la validación espacial llevada a cabo. Los resultados

son aceptables en todos los casos con índices de NSE superiores al modelo MHO de fusión, excepto los obtenidos con los modelos MíBI1-1 y el MíBIV3-2 (Figura 5. 9).

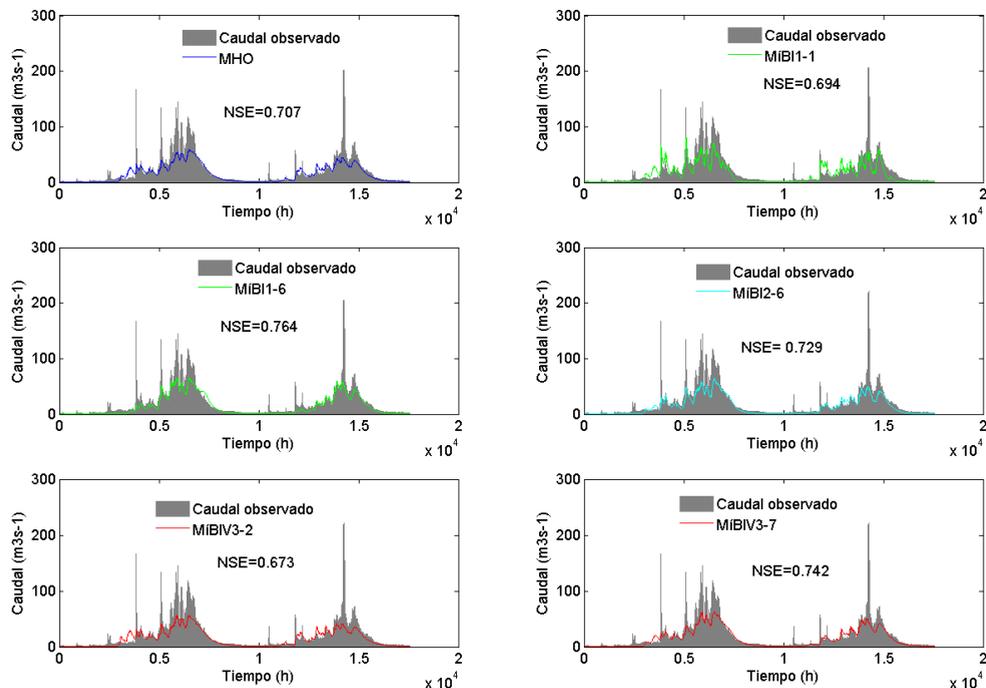


Figura 5. 9. Validación espacio-temporal en la estación de aforo *Marklleeville* de la subcuenca del río *Carson*.

En la Tabla 5. 12 se puede observar que las máximas eficiencias se consiguen con el modelo MíBI1-6, con un índice de NSE medio para todo el periodo de 0.71. En general las eficiencias conseguidas con todos los modelos son valores razonables que muestran una buena capacidad de predicción de los modelos de fusión en la modelación de los caudales observados en la desembocadura de la subcuenca del río Carson.

Tabla 5. 12. Eficiencias obtenidas en validación espacio-temporal en la estación de aforo *Marklleeville* de la subcuenca del río *Carson*.

Año	Estadísticos	TETIS					
		MHO	MíBI1-1	MíBI1-6	MíBI2-6	MíBIV3-2	MíBIV3-7
Oct/1994-Sep/1996	NSE	0.71	0.69	0.76	0.73	0.67	0.74
	RMSE ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )	12.39	12.66	11.12	11.91	13.09	11.63
Oct/1996-Sep/1998	NSE	0.56	0.79	0.53	0.64	0.57	0.53
	RMSE	14.73	10.13	15.19	13.27	14.58	15.33
Oct/1998-Sep/2000	NSE	0.77	0.77	0.80	0.75	0.69	0.77
	RMSE	6.69	6.74	6.21	7.03	7.84	6.69
Oct/2000-Sep/2002	NSE	0.56	0.55	0.73	0.69	0.48	0.59
	RMSE	5.63	5.71	4.43	4.72	6.09	5.57

### 5.1.3. Comparación de caudales con modelos DMIP2

La comparación de los resultados obtenidos con los modelos de fusión implementados frente al resto de modelos participantes en el proyecto DMIP2 descritos en el apartado 2.5., ha consistido en evaluar la modelación de los caudales observados en las desembocaduras de las subcuencas de los ríos *Carson* y *American* en el periodo comprendido del 01/10/1992 al 30/09/2000. Es importante destacar que el objetivo de esta comparación no es demostrar qué modelo hidrológico es mejor, sino tratar de determinar los alcances de las formulaciones matemáticas propuestas de fusión frente a modelos con conceptualizaciones más completas como por ejemplo el modelo TOPKAPI que usa un método de balance de energía en la fusión de nieve. Además, del modelo anterior en la comparación se han empleado los resultados de los modelos HL-RDHM, NWSRFS y GR4J. En el análisis se ha decidido usar además del NSE y el RMSE, un tercer índice estadístico para medir la eficiencia de los modelos que es el sesgo de la estimación en tanto por ciento (PB), determinado mediante la siguiente ecuación:

$$PB = \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{sim} - Q_{obs})}{\sum_{i=1}^N Q_{obs}} \cdot 100 \quad 5.1$$

donde  $n$  es el total de valores analizados. En los estadísticos obtenidos y mostrados en la Tabla 5. 13, se puede observar eficiencias altas en la modelación de los caudales observados con el modelo distribuido HL-RDHM y el modelo agregado NWSRFS para el periodo analizado, seguidos del modelo TOPKAPI. En el caso del acoplamiento del modelo TETIS con los modelos híbridos de fusión, se han obtenido eficiencias inferiores a los modelos anteriores, excepto con el modelo MíBI1-6 que consigue eficiencias superiores al resto de modelos de fusión implementados. Por otro lado, los valores negativos obtenidos del PB indican subestimaciones de los caudales simulados por parte de los modelos implementados y el modelo NWSRFS.

Tabla 5. 13. Estadísticos obtenidos al comparar los caudales observados y simulados para el periodo del 01/10/1992 al 30/09/2000 en las subcuencas de Sierra Nevada.

Modelos	Subcuenca del río <i>Carson</i> Estación <i>Gardnerville</i>			Subcuenca del río <i>American</i> Estación <i>Clementine</i>		
	NSE	RMSE (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	PB (%)	NSE	RMSE (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	PB (%)
HL-RDHM	0.91	4.85	5.53	0.89	17.92	0.42
NWSRFS	0.88	5.68	-3.47	0.89	17.91	-0.06
TOPKAPI	0.81	7.01	10.02	0.87	19.68	3.79
GR4J	0.80	6.57	1.12	0.73	28.89	4.70
TETIS-MHO	0.77	7.70	-12.92	0.76	27.12	-3.76
MíBI1-1	0.75	8.04	-14.54	0.77	26.87	-2.92
MíBI1-6	0.82	6.75	-11.87	0.81	25.93	-1.63
MíBI2-6	0.79	7.21	-19.67	0.78	26.28	-1.66
MíBIV3-2	0.75	8.09	-18.98	0.77	26.89	-2.95
MíBIV3-7	0.78	7.46	-11.72	0.78	26.42	-6.57

## 5.2. Análisis de la variabilidad de los factores de fusión en Sierra Nevada

En este apartado de la tesis se analiza la variabilidad de los factores de fusión grado-día (DDF) conseguida y utilizada por los modelos híbridos de fusión probados para generar los resultados en la modelación de los caudales mostrados anteriormente. La variabilidad analizada corresponde al valor del factor DDF para cada celda, obtenido con base en las conceptualizaciones matemáticas planteadas en la metodología y la calibración automática llevada a cabo con el algoritmo SCE-UA.

Por otro lado, es importante destacar que en todos los casos se ha verificado que los valores de los factores DDF que se obtienen distribuidos espacial y temporalmente, se encuentren dentro del rango de 1 mm °C<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup> a 11.6 mm °C<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup> establecido como condición límite para el caso de la nieve y que ha condicionado los rangos de búsqueda establecidos en la calibración automática.

### 5.2.1. Modelos de fusión con mapas MIR

Es importante comentar que con la finalidad de resaltar la variabilidad de los factores DDF conseguida en cada caso, se ha decidido emplear leyendas diferentes en los mapas que se presentan en este apartado.

La variabilidad espacial de los factores DDF cuando se emplea un único mapa MIR por el modelo MíBI1-1, sigue un patrón influenciado por las laderas sur y norte en las subcuencas de estudio. En el caso de la subcuenca del río *Carson* se obtiene una variación de los factores DDF1 (con lluvia) de 1.2 a 3.7 mm °C<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup>, con una media de 2.6 mm °C<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup> y una desviación estándar de 0.3 (Figura 5. 10a). En el histograma de la misma figura se puede observar que se han obtenido factores de fusión con aportes de energía por lluvia (DDF2), con la misma variabilidad que los factores DDF1 pero con valores un 9% más altos (1.3-4.0 mm °C<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup>). En la Figura 5. 10b, se presenta la variabilidad conseguida en la subcuenca del río *American*, para la cual, se ha obtenido una desviación estándar de 0.41 y factores DDF1 un 24% más altos en celdas de la ladera sur y un 21% menos en celdas encañonadas de la ladera norte que los conseguidos en la subcuenca del río *Carson*. En ambos casos, los factores DDF se encuentran dentro del rango establecido.

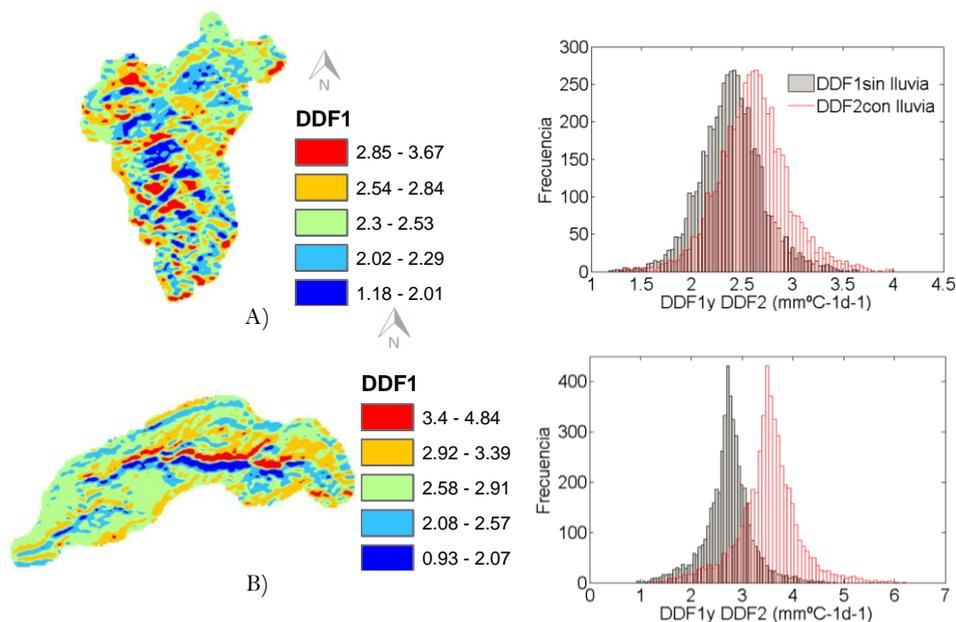


Figura 5. 10. Variabilidad espacial de los factores DDF (mm °C<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup>) conseguida utilizando el modelo MíBI1-1 en las subcuencas de los ríos *Carson* (A) y *American* (B).

En el caso de la variabilidad espacial y temporal de los factores DDF empleando seis mapas MIR por parte de los modelos MíBI1-6 y MíBI2-6, se obtienen valores más razonables de energía para la fusión en los meses de invierno y primavera. Lo anterior, según la comparación realizada con los factores DDF de la curva mensual de variación de factores de fusión grado-día de la *Central Sierra Snow*

*Laboratory* de la Universidad de California y que utiliza el modelo de fusión SNOW-17 (Anderson, 2006). Sin embargo, los factores DDF obtenidos con los mapas MIR son aproximadamente el doble de los valores reportados en la curva mensual, probablemente debido a que ésta no considera la componente de radiación de onda corta difusa. Además, en la curva de Anderson (2006) los valores máximos de los factores DDF se registran en el mes de julio, mientras que empleando los mapas MIR se registran en el mes de mayo cuyos valores se pueden observar en la Figura 5. 11 y Figura 5. 12.

Analizando la variabilidad de los factores DDF en la subcuenca del río *Carson*, se observa que en el caso del factor DDF1 sin lluvia los valores mínimos se registran en los meses de diciembre y enero con variaciones de 0.3 a 1.5  $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$  y los valores máximo de 3 a 3.9  $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$  en mayo. En el caso del factor DDF2 (es decir con lluvia) se obtienen valores mínimos que varían de 0.7 a 2.93  $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$  en enero y valores máximos de hasta 7.3  $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$  en mayo como se muestra en la Figura 5. 11.

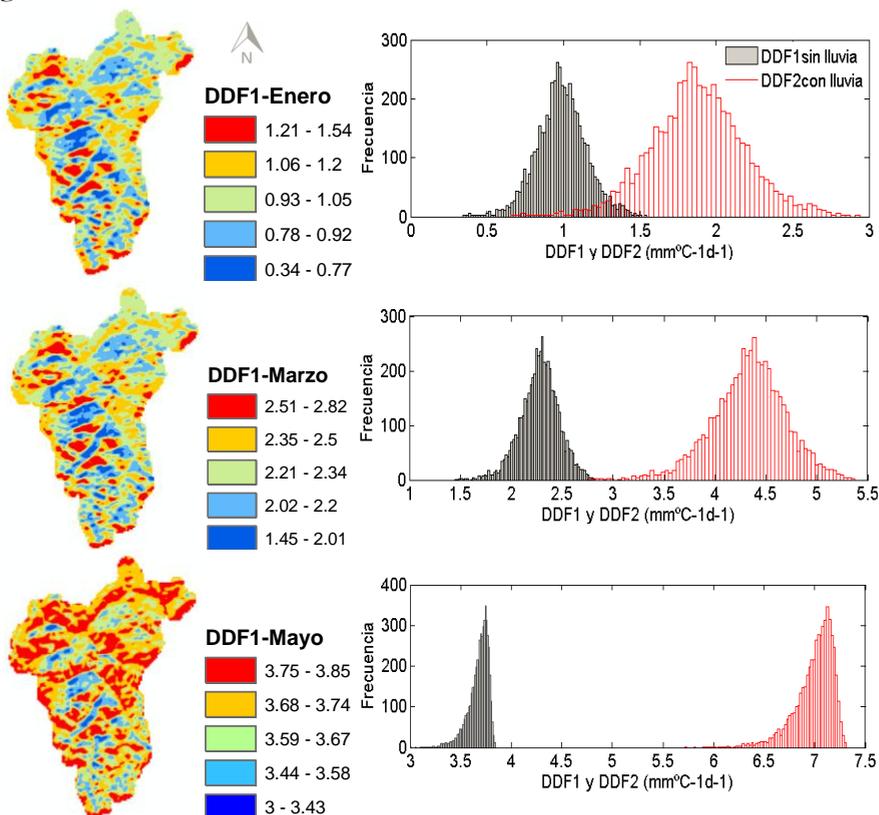


Figura 5. 11. Variabilidad espacial y temporal de los factores DDF ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$ ) conseguida utilizando el modelo MíBI1-6 en la subcuenca del río *Carson*.

Las diferencias en orden de magnitud del factor DDF2 obtenidas en el mes de mayo para la subcuenca del río *Carson*, llevó a tener dudas sobre los resultados obtenidos en la calibración. Es por ello, que se ha realizado un análisis de sensibilidad del modelo al factor DDF2. Los resultados obtenidos mostraron que en el caso de esta subcuenca el modelo MíBI1-6 es poco sensible a éste factor, al ser no representativa la condición que combina lluvia y temperatura del aire superior a la temperatura base que produce la fusión de nieve. En el caso de la subcuenca del río *American* la condición anterior presenta mayor frecuencia de ocurrencia principalmente en los meses de invierno y primavera haciendo al modelo más sensible al factor DDF2. Por lo cual, como se presenta en la Figura 5. 12 se han obtenido factores DDF2 más razonables de acuerdo a lo esperado y no tan sobreestimados como en el caso de la subcuenca del río *Carson*.

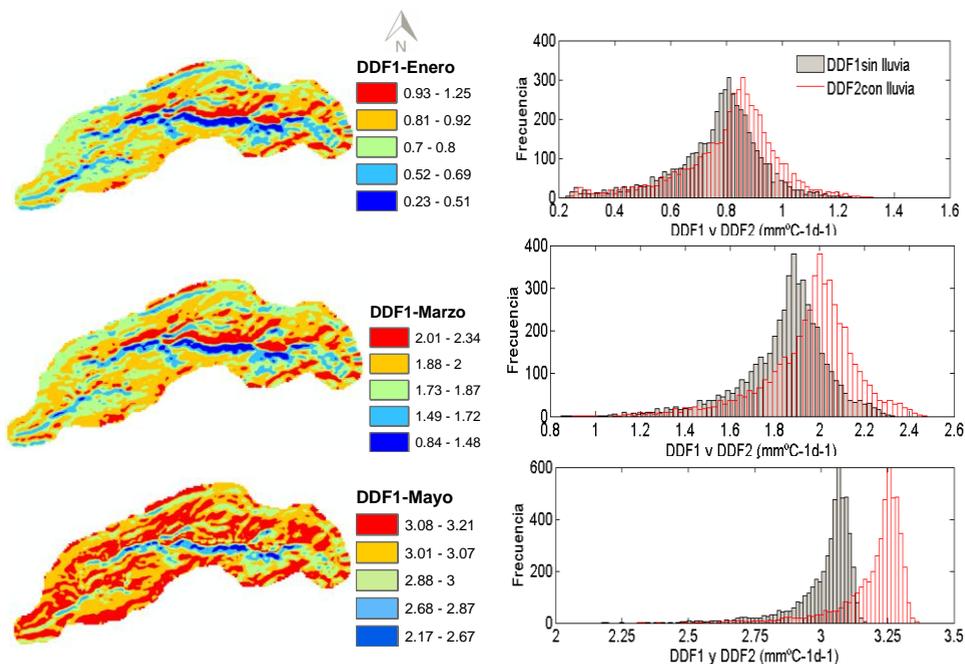


Figura 5. 12. Variabilidad espacial y temporal de los factores DDF ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ) conseguida utilizando el modelo MíBI1-6 en la subcuenca del río *American*.

Por último, la variabilidad espacial y temporal de los factores DDF obtenida con el modelo MíBI2-6, es muy similar a la conseguida con el modelo MíBI1-6, pero con valores mayores en los meses de invierno y menores en los meses de primavera-verano. En la subcuenca del río *Carson* se han obtenido valores mínimos del factor DDF1 entre 1.6 y 2.1  $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$  en el mes de enero y valores máximos entre 2.8 y 3.1  $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$  en el mes de mayo. Además, el factor DDF2

presenta variaciones de 4.9 a 8.4  $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$ . En el caso de la subcuenca del río *American* el comportamiento es muy parecido con valores más altos para los factores DDF1 y DDF2.

### 5.2.2. Modelos de fusión con mapas MDDF y MIR

La variabilidad de los factores DDF obtenida con los modelos MíBIV3-2 y MíBIV3-7 que utilizan los mapas MDDF y MIR, muestran que la variabilidad espacial y temporal está claramente influenciada por el mapa MDDF en los dos casos de estudio (Figura 5. 13). En la subcuenca del río *Carson* cuando se utiliza el modelo MíBIV3-2, el 56% de la energía del factor DDF1 sin lluvia es aportada por la componente del mapa MDDF y el 44% restante corresponde a la componente del mapa MIR. Para el factor DDF2 con aporte de energía por la lluvia se ha obtenido que un 65% de la energía es aportada por la componente del mapa MDDF y sólo el 35% es aportada por el mapa MIR. En el caso de la subcuenca del río *American* se ha obtenido el mismo comportamiento, con un 87% de la energía del factor DDF1 proveniente de la componente del mapa MDDF y un 89% de la energía del factor DDF2 aportado por la misma componente. Los factores DDF1 y DDF2 obtenidos son altos en ambos casos de estudio con valores en zonas sin cubierta vegetal de hasta 6  $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$  (*Carson*) y 7  $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$  (*American*) (Figura 5. 13).

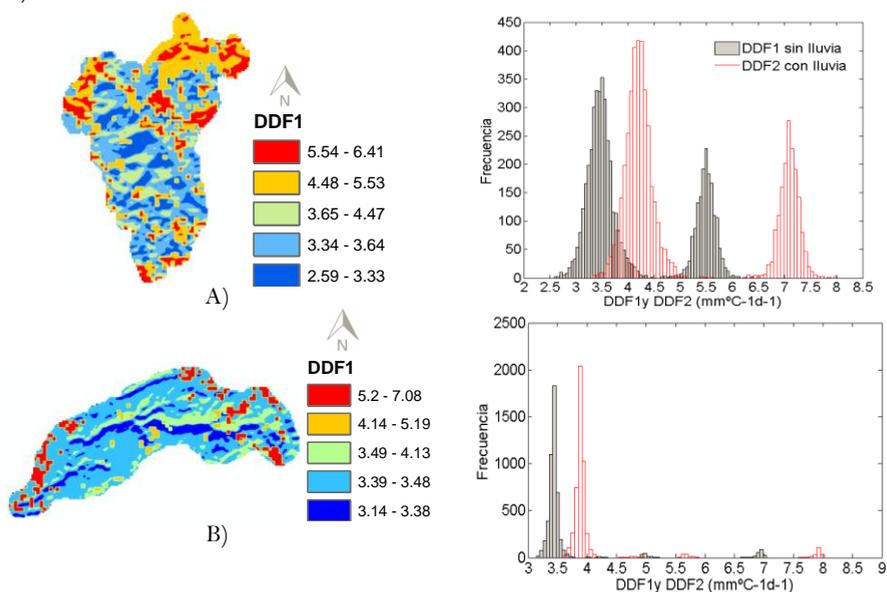


Figura 5. 13. Variabilidad espacial de los factores DDF ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$ ) conseguida utilizando el modelo MíBIV3-2, en las subcuencas de los ríos *Carson* (A) y *American* (B).

En el caso de la variabilidad espacial y temporal conseguida con el modelo MíBIV3-7 que combina los mapas MDDF y MIR, se observa nuevamente para los dos casos de estudio, la fuerte influencia que tiene el mapa MDDF sobre la variabilidad espacial y temporal de los factores DDF (Figura 5. 14 y Figura 5. 15). En el caso de la subcuenca del río *Carson* la energía aportada por la componente del mapa MDDF en el factor DDF1 sin lluvia varía entre un 86% en los meses de invierno y 64% en los meses de primavera. En la subcuenca del río *American* los valores son muy parecidos, con un 87% en los meses de invierno y un 52% en los meses de primavera.

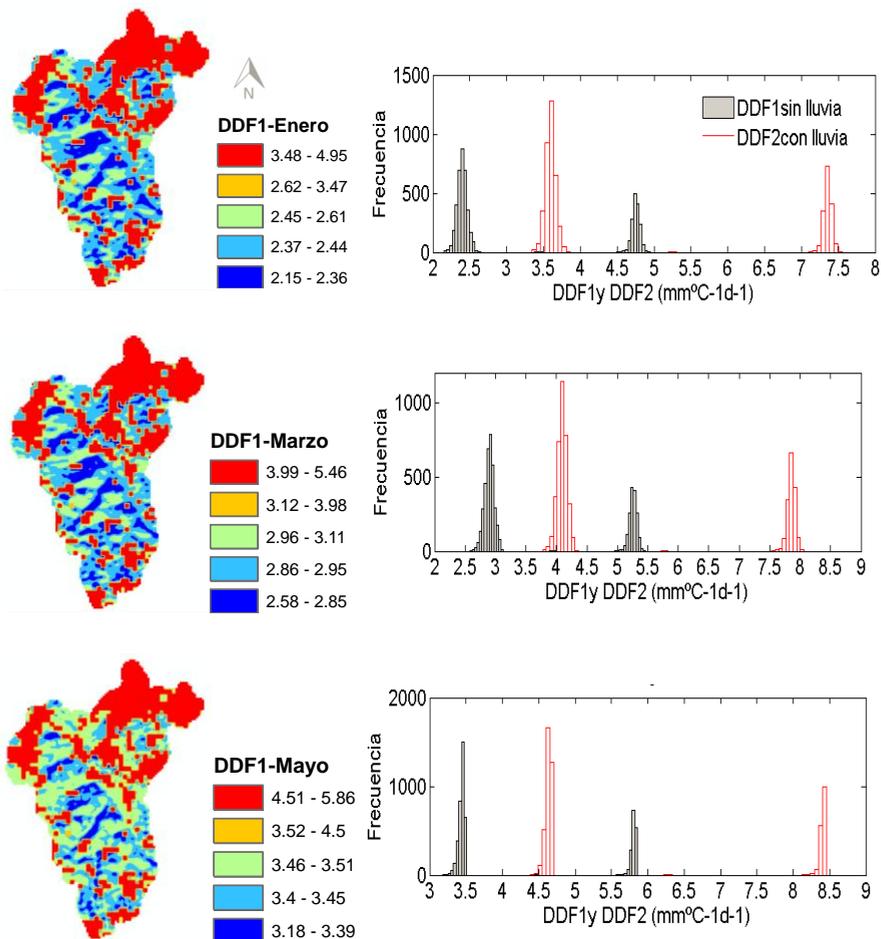


Figura 5. 14. Variabilidad espacial y temporal de los factores DDF ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{d}^{-1}$ ) conseguida utilizando el modelo MíBIV3-7, en la subcuenca del río *Carson*.

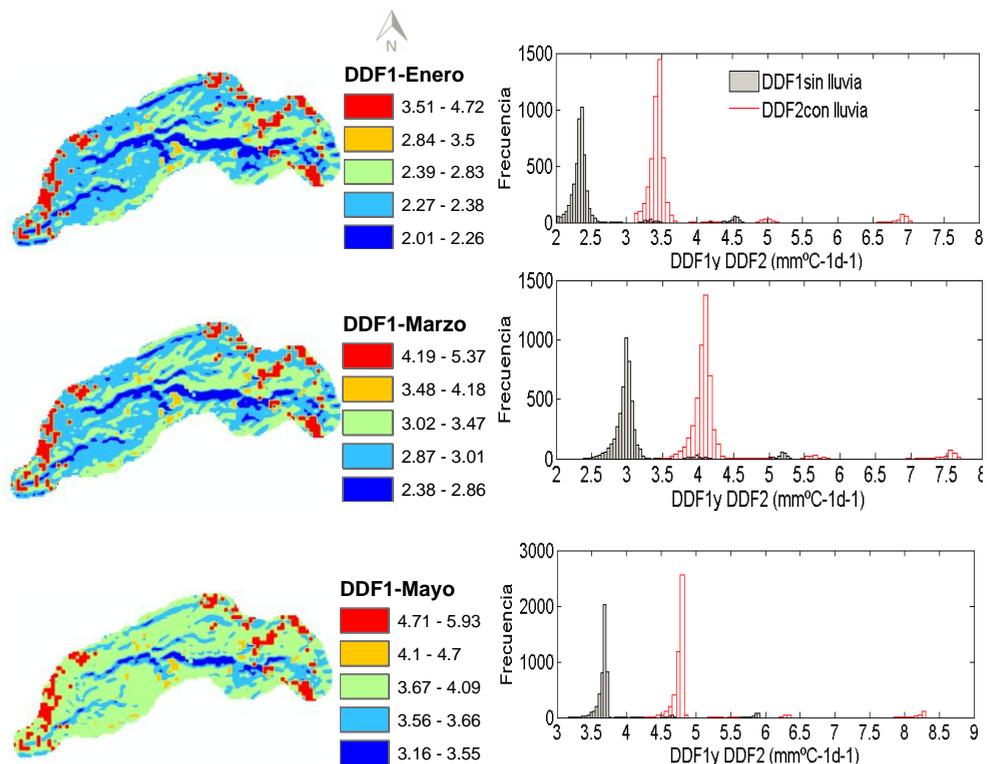


Figura 5. 15. Variabilidad espacial y temporal de los factores DDF ( $\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ) conseguida utilizando el modelo MíBIV3-7, en la subcuenca del río *American*.

Por último, se ha llevado a cabo un análisis de sensibilidad del modelo MíBIV3-7 al factor DDF2, observándose nuevamente poca sensibilidad del modelo a este factor en la subcuenca del río *Carson* y que se refleja en valores altos de hasta  $8.5 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ . Una mayor sensibilidad del modelo al factor DDF2 se observó en la subcuenca del río *American*, con valores más razonables con un máximo de  $6 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$  en un número reducido de celdas y que corresponden a zonas sin cubierta vegetal (Figura 5. 15). En ambos casos de estudio los valores distribuidos espacial y temporalmente se encuentran dentro del rango fijado en función de los trabajos previos encontrados en la literatura científica.

### 5.3. Modelación de la nieve en Sierra Nevada

La modelación matemática de la nieve es todo un desafío que se corresponde con la dificultad de considerar las múltiples variables involucradas en ella. Según

Clark et al. (2011), la variabilidad espacial de la nieve está conformada por una serie de diferentes procesos que se producen a través de una jerarquía de escalas espaciales. En el caso de zonas alpinas, la variabilidad espacial de la acumulación de la nieve está asociada con la deposición preferencial de la nieve en la microescala de las depresiones topográficas o al abrigo de las colinas. En zonas con bosques en cambio, está asociada con la deposición preferencial alrededor de los troncos caídos, la intercepción, la descarga de nieve de la cubierta forestal, la variabilidad espacial de la energía de fusión asociada con la advección local de la energía a través de las cubiertas de nieve irregulares y la temperatura del aire (Clark et al., 2011). Tomando en cuenta la complejidad asociada a la acumulación de nieve, en este apartado de la tesis se valida y evalúa el efecto de la variabilidad espacial y temporal de los factores DDF en la modelación de los procesos de acumulación y fusión de nieve en el espacio. Para ello, se ha llevado a cabo la validación puntual de la acumulación de nieve mediante el empleo de información de SWE observadas en estaciones SNOTEL y las simuladas con los modelos híbridos de fusión propuestos. Además, se ha llevado a cabo validación general de la cubierta del manto de nieve empleando imágenes de satélite proporcionadas por la NOAA/NWS y que en los trabajos de Hock (1999) y Cazorzi y Dalla Fontana (1996) no ha sido considerada esta validación. Una tercera validación es la comparación con los resultados obtenidos por los modelos participantes en el proyecto DMIP2. Además, se han evaluado las diferencias de acumulación y fusión entre los modelos híbridos propuestos y el modelo homogéneo de fusión (MHO), con la finalidad de encontrar las ventajas y desventajas entre ellos. Por último, se evalúa el efecto de la temperatura base sobre la modelación de la nieve por medio de un análisis de sensibilidad que ha permitido cuantificar los efectos de ésta en la producción de escorrentía, así como en los procesos de acumulación y fusión de nieve.

### 5.3.1. Validación de la acumulación de nieve

En la validación puntual se ha utilizado las SWE observadas en las estaciones SNOTEL de las subcuencas de los ríos *Carson* y *American*, empleando como medidas de eficiencia el sesgo de la estimación en tanto por ciento (PB), calculado con la ecuación 5.1. Asimismo, la SWE *centroid date* (SCD) utilizado en otros estudios como por ejemplo Kapnick y Hall (2010) y que es calculado usando la siguiente ecuación:

$$SCD = \frac{\sum t_i \times SWE_i}{\sum SWE_i} \quad 5.2$$

donde  $SWE_i$  es la altura equivalente de agua observada o simulada,  $i$  denota un valor individual de SWE y  $t$  es el número de día desde el comienzo de la acumulación.

La alta variabilidad espacial y temporal de la acumulación de nieve, influenciada como se ha venido comentando por variables meteorológicas y morfológicas de la cuenca, hace poco fiable la validación de su modelación cuando se compara con un valor puntual como es el caso de las estaciones SNOTEL. Sin embargo, los resultados pueden darnos una idea de la aproximación de la acumulación a escala de celda considerando la heterogeneidad mencionada. En la validación de los modelos de fusión implementados se han utilizado las cuatro estaciones SNOTEL: *Blue Lakes*, *Ebbetts Pass*, *Poison Flats* y *Spratt Creek* en el caso de la subcuenca del río *Carson* y las estaciones *Blue Canyon* y *Huysink* en la subcuenca del río *American* (mencionadas en el apartado 4.1.1.4). En ambas subcuencas se ha evaluado la acumulación de SWE para el periodo usado en la calibración de los modelos (01/10/1992-30/09/1994). Los resultados son presentados en gráficos *boxplot* (25-75% de percentil) que representan las diferencias entre SWE *centroid date* observadas y simuladas.

En la subcuenca del río *Carson* los resultados obtenidos al comparar el SWE *centroid date* (SCD) observado y simulado a escala diaria, muestran errores generalizados en todos los modelos, producto de la gran heterogeneidad de la acumulación de la nieve como se puede observar en la Figura 5. 16, 17, 18 y 19. Además, se puede observar que en la estación SNOTEL *Spratt Creek* (1,863 m de altura), es donde peores resultados se obtienen con todos los modelos de fusión implementados (Figura 5. 16). En esta estación los *PB* obtenidos están comprendidos entre el 65% y 77%, que indican una sobreestimación de la acumulación de la nieve importante. Por otro lado, el modelo MHO es el que presenta mayor incertidumbre en la modelación de la acumulación puntual de la nieve. En el resto de estaciones SNOTEL ubicadas por encima de los 2,000 m los resultados son mejores y sobresale el modelo de fusión MíBI1-6 con errores de *PB* entre -5% y 21%. Lo anterior, coincide con lo reportado por Shamir y Georgakakos (2006), que obtuvieron igualmente para estas mismas subcuencas los mejores resultados de acumulación de la nieve en las estaciones *SNOTEL*

ubicadas a mayor elevación, con un incremento de incertidumbre para las estaciones bajas.

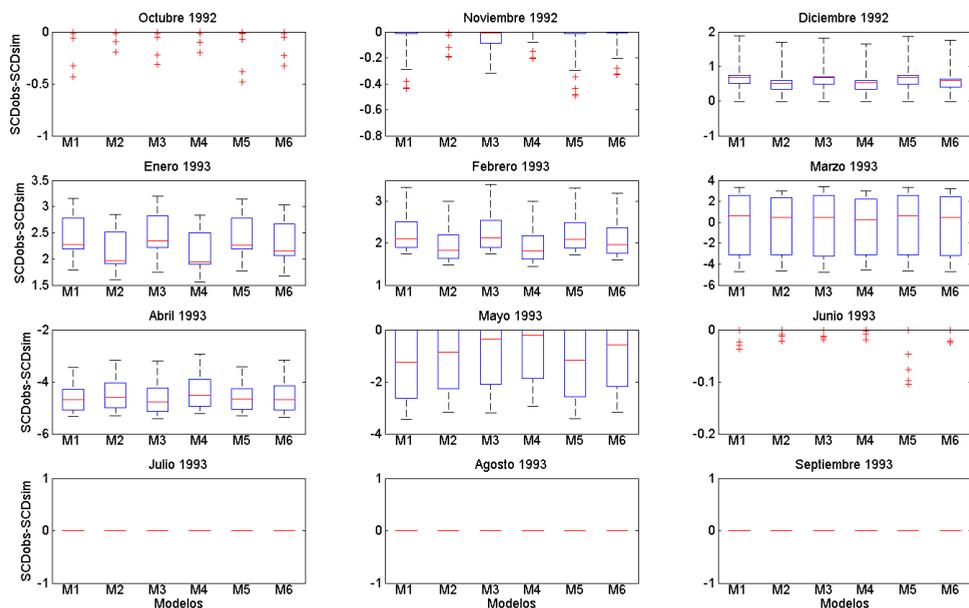


Figura 5. 16. Validación puntual de las SWE (escala diaria) en la estación SNOTEL *Spratt Creek* de la subcuenca del río *Carson* (M1:MHO, M2:MiBI1-1, M3:MiBI1-6, M4:MiBI2-6, M5:MiBIV3-2 y M6:MiBV3-7).

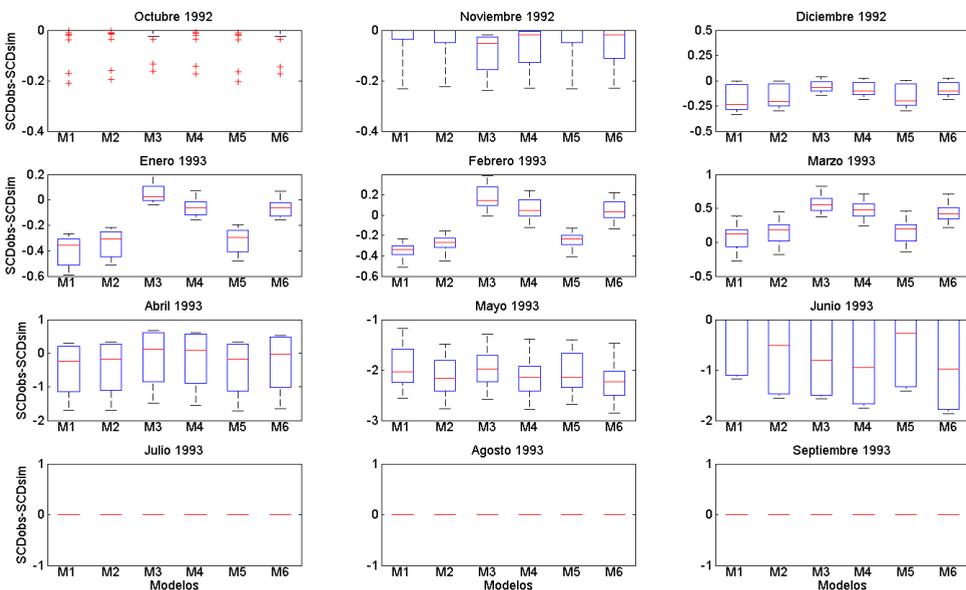


Figura 5. 17. Validación puntual de las SWE (escala diaria) en la estación SNOTEL *Poison Flats* de la subcuenca del río *Carson* (M1:MHO, M2:MiBI1-1, M3:MiBI1-6, M4:MiBI2-6, M5:MiBIV3-2 y M6:MiBV3-7).

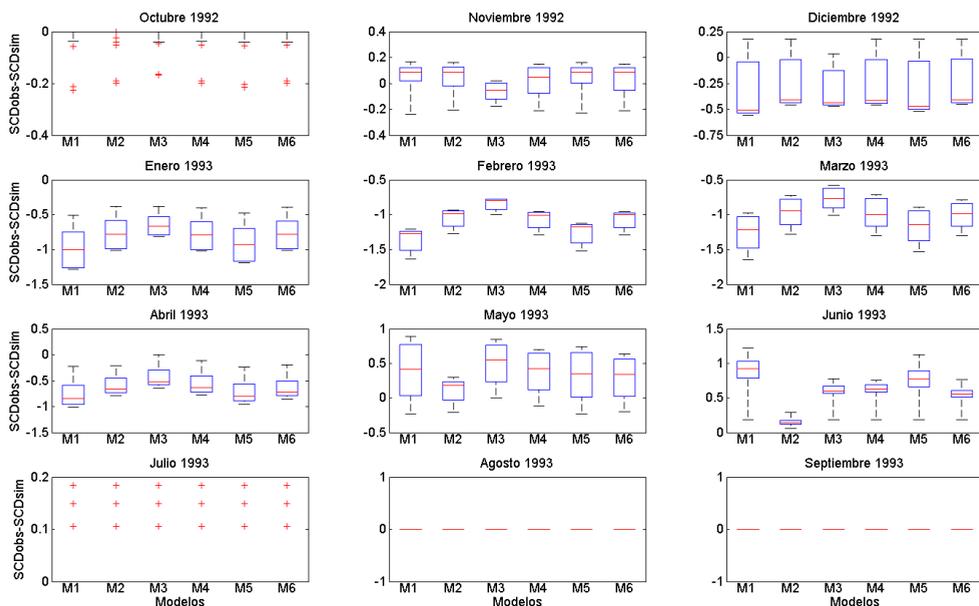


Figura 5. 18. Validación puntual de las SWE (escala diaria) en la estación SNOTEL *Blue Lakes* de la subcuenca del río *Carson* (M1:MHO, M2:MíBI1-1, M3:MíBI1-6, M4:MíBI2-6, M5:MíBIV3-2 y M6:MíBV3-7).

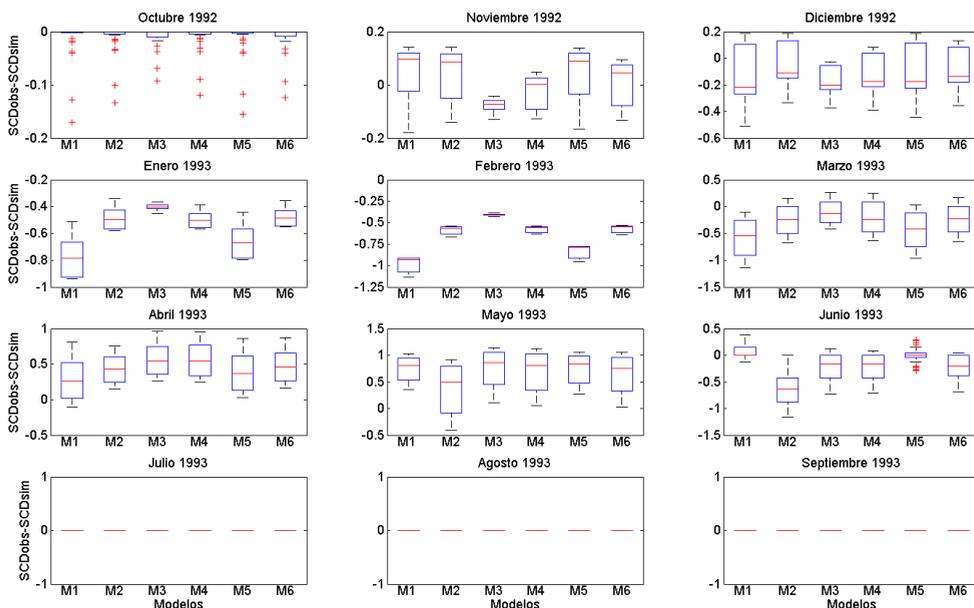


Figura 5. 19. Validación puntual de las SWE (escala diaria) en la estación SNOTEL *Ebbets Pass* de la subcuenca del río *Carson* (M1:MHO, M2:MíBI1-1, M3:MíBI1-6, M4:MíBI2-6, M5:MíBIV3-2 y M6:MíBV3-7).

En la subcuena del río *American* los resultados obtenidos en la validación puntual de la acumulación de la nieve muestra un comportamiento similar en las estaciones SNOTEL *Blue Canyon* y *Huysink* (Figura 5. 20 y Figura 5. 21). Es decir, se observa nuevamente mayor incertidumbre en la estación SNOTEL *Blue Canyon* (1,609 m de elevación) que coincide con lo reportado por Shamir y Georgakakos (2006).

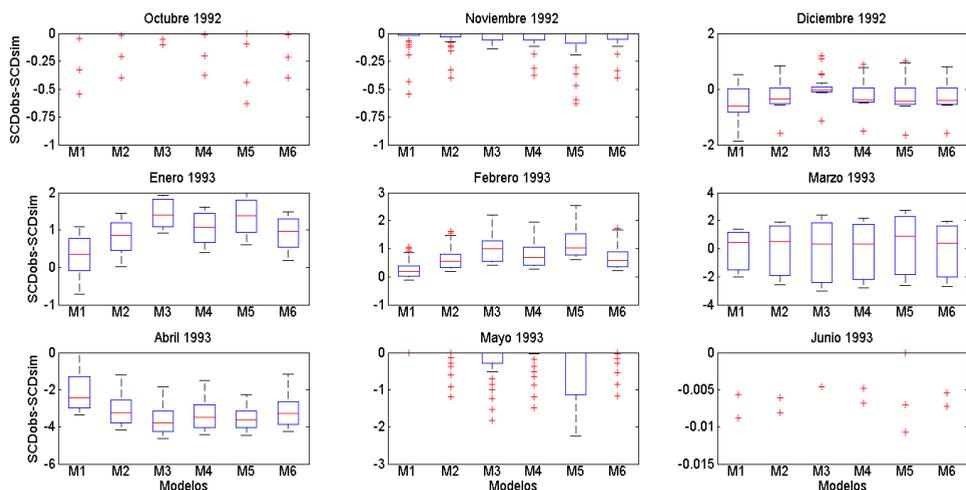


Figura 5. 20. Validación puntual de las SWE (escala diaria) en la estación SNOTEL *Blue Canyon* de la subcuena del río *American* (M1:MHO, M2:MiBI1-1, M3:MiBI1-6, M4:MiBI2-6, M5:MiBIV3-2 y M6:MiBV3-7).

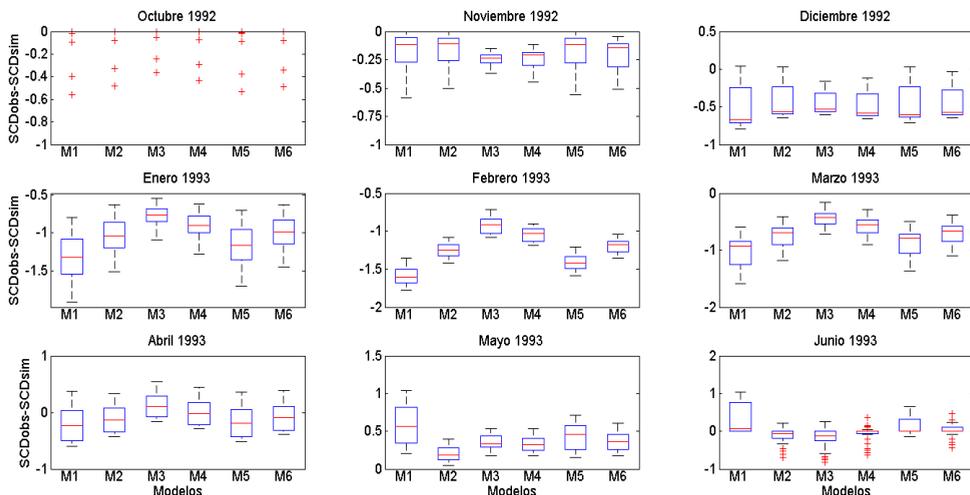


Figura 5. 21. Validación puntual de las SWE (escala diaria) en la estación SNOTEL *Huysink* de la subcuena del río *American* (M1:MHO, M2:MiBI1-1, M3:MiBI1-6, M4:MiBI2-6, M5:MiBIV3-2 y M6:MiBV3-7).

### 5.3.2. Validación espacial del manto de nieve

La validación espacial de la distribución de la nieve llevada a cabo ha consistido en comparar las áreas ocupadas por el manto de nieve obtenidas de las imágenes de satélite (apartado 4.1.2.1) y las generadas en la misma fecha de toma de la imagen con los modelos de fusión implementados en esta tesis. Para lo anterior, ha sido necesario desarrollar un *script* en *ArcGIS* para el procesamiento de los archivos *ascii* de cubiertas de nieve en cada paso de tiempo que proporciona el modelo hidrológico TETIS. En este análisis se ha utilizado un total de 202 imágenes de satélite (de las 254 disponibles), comprendidas entre el 02/01/1993 al 10/06/1997. Las imágenes de satélite descartadas corresponden seguramente a días nublados, en las cuales, se ha detectado mucha incertidumbre en la definición del manto de nieve. Por último, el análisis se ha realizado para el modelo MHO y los cinco modelos de fusión híbridos con sus variantes en uso de mapas MIR y MDDF.

En la Figura 5. 22 se presentan los resultados obtenidos de la comparación realizada. Estos resultados se presentan en gráficos *boxplot* (25-75% de percentil) y representan las diferencias entre el área del manto de nieve simulado y el área obtenida de las imágenes de satélite en por ciento. En dicha figura, se puede observar que para ambos casos de estudio los resultados en modelación de la distribución de la nieve se mejoran de manera significativa cuando se emplea la variabilidad de los factores DDF introducida por cualquiera de las formulaciones matemáticas propuestas, respecto de cuando se emplea un valor homogéneo del factor DDF.

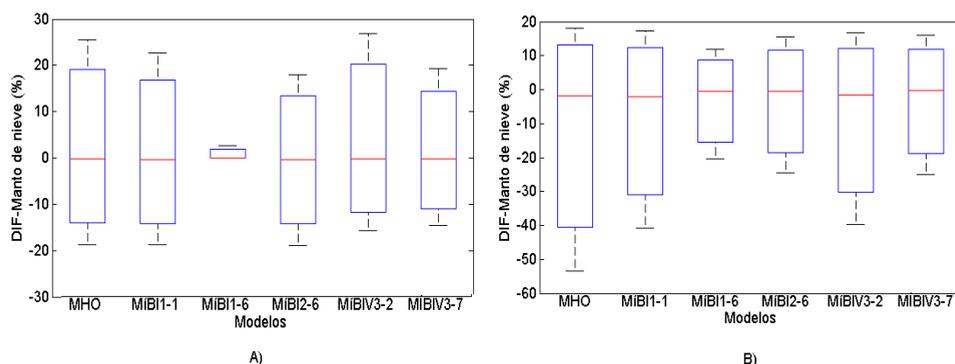


Figura 5. 22. Validación de la distribución de la nieve obtenida al comparar las imágenes de satélite y las simuladas con los modelos de fusión implementados (subcuencas de los ríos Carson “A” y American “B”).

En la figura anterior se observa que el modelo MíBI1-6, es el que menores diferencias obtiene con respecto de las imágenes de satélite proporcionadas por la NOAA para las dos subcuencas de Sierra Nevada, EE. UU. Por lo tanto, se puede concluir que existe una fuerte influencia sobre la distribución de la nieve por parte de los flujos de energía para la fusión provenientes de la radiación global de onda corta y las variables consideradas en su cuantificación como la topografía, la sombra de relieve y el ángulo cenital.

### 5.3.3. Comparación de las SWE con modelos DMIP2

Al igual que con los resultados de caudales, en este apartado se lleva a cabo una comparación en la modelación de la acumulación de nieve conseguida con los modelos de fusión implementados y los modelos participantes en el proyecto DMIP2. Para lo anterior, se ha utilizado las SWE observadas en las estaciones SNOTEL y los resultados en la simulación de las misma para el periodo comprendido del 01/10/1992 al 30/09/2000. En este caso la comparación es realizada con los modelos HL-RDHM, TOPKAPI, GR4J y UCI que se han descrito en el apartado 2.5.

En la evaluación de la acumulación de nieve se ha propuesto nuevamente el uso de SWE *centroid date* (SCD) obtenido empleando la ecuación 5.2. En el caso de la subcuenca del río *Carson* los resultados presentados en la Figura 5. 23, muestran para todos los modelos mayor incertidumbre en la estación SNOTEL *Spratt Creek* ubicada a menor elevación. Así, como mejores resultados en las estaciones SNOTEL ubicadas por encima de los 2,000 m de elevación. Los modelos de fusión implementados en esta tesis simulan la acumulación un poco peor que los modelos HL-RDHM y TOPKAPI (éste último emplea el balance de energía para la fusión de nieve) y mejor que los modelos GR4J y UCI para el periodo analizado. Además, en los resultados se observa que el modelo MíBI1-6 es el que mejor simula la acumulación de los modelos propuestos. En general, para esta subcuenca los resultados de los modelos híbridos son bastante aceptables y superan en todos los casos al modelo MHO. En la subcuenca del río *American*, se obtienen para los modelos participantes en el proyecto DMIP2 y los implementados en esta tesis, nuevamente una mayor incertidumbre en la estación SNOTEL *Blue Canyon*, ubicada a una elevación inferior a los 2,000 m (Figura 5. 24). Sin embargo, en esta subcuenca las eficiencias de los modelos híbridos son muy parecidas a las

conseguidas por el resto de modelos e incluso superiores al modelo de balance de energía que emplea el modelo TOPKAPI.

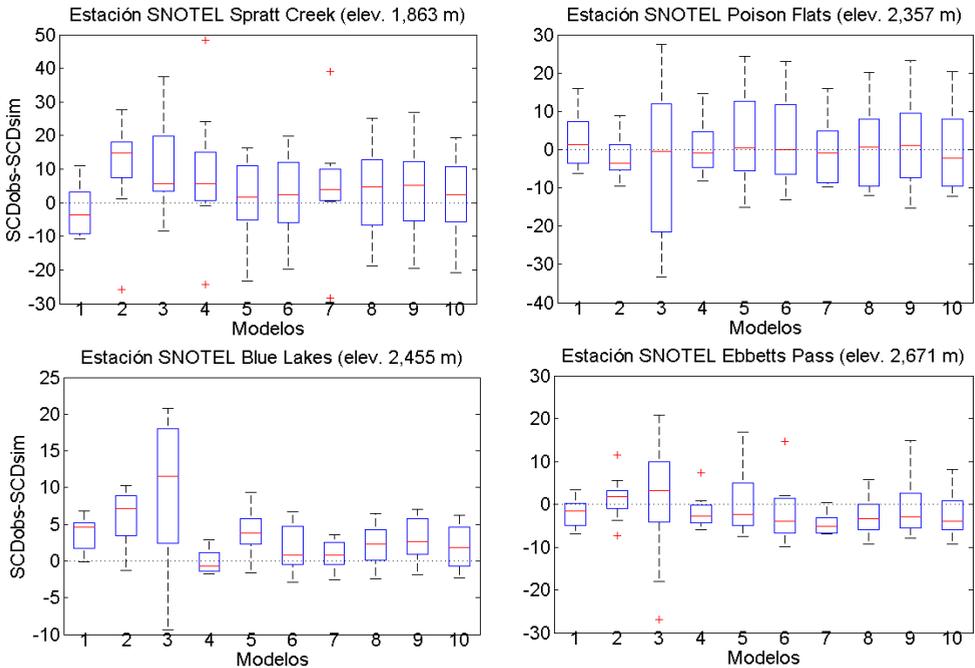


Figura 5. 23. Comparación de las SWE (escala diaria) observadas y simuladas con los modelos del DMIP2 y los modelos de fusión implementados en la subcuenca del río *Carson* (1:TOPKAPI, 2:MUCL, 3:GR4J, 4:HL-RDHM, 5:MHO, 6:MíBI1-1, 7:MíBI1-6; 8:MíBI2-6, 9:MíBIV3-2 y 10:MíBIV3-7).

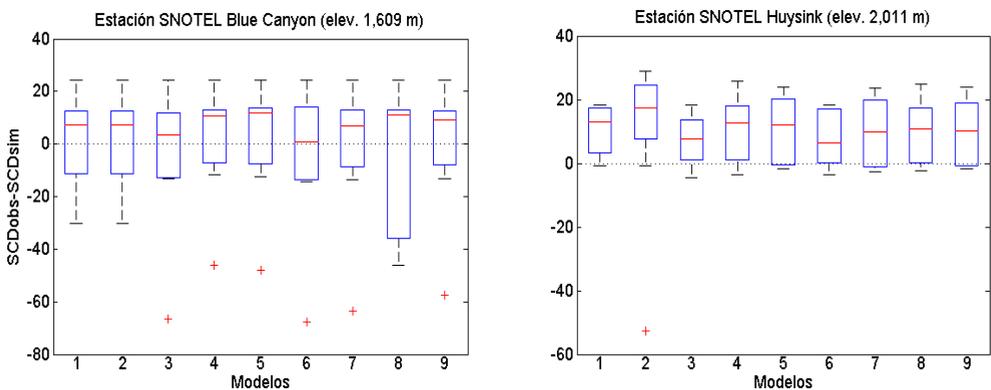


Figura 5. 24. Comparación de las SWE (escala diaria) observadas y simuladas con los modelos del DMIP2 y los modelos de fusión implementados en la subcuenca del río *American* (1:TOPKAPI, 2:MUCL, 3:GR4J, 4:HL-RDHM, 5:MHO, 6:MíBI1-1, 7:MíBI1-6; 8:MíBI2-6, 9:MíBIV3-2 y 10:MíBIV3-7).

### 5.3.4. Comparación del modelo homogéneo y los modelos híbridos de fusión implementados

En este apartado es realizada como parte de la evaluación de los modelos de fusión implementados, una comparación entre ellos en la simulación de los procesos de acumulación y fusión de nieve. Para tratar de cuantificar las diferencias en estos procesos cuando se utiliza un valor homogéneo o se emplea la variabilidad de los factores DDF. La comparación es realizada usando nuevamente las SWE y las tasas de fusión de nieve simuladas a escala horaria y para un grupo de celdas seleccionadas en función de su orientación, elevación y su factor DDF. En la Figura 5. 25 y Figura 5. 26 se presentan las celdas seleccionadas en función de los criterios anteriores para las subcuencas de Sierra Nevada, EE. UU. Para poder llevar a cabo este análisis fue necesario programar en el modelo hidrológico TETIS la impresión de matrices con información de las variables de SWE, fusión de nieve, temperatura y precipitación para cada celda de la subcuenca y para cada intervalo temporal. La escala temporal utilizada en este análisis es la horaria y se evalúan por separado los procesos de acumulación y fusión de nieve para los meses comprendidos entre diciembre de 1992 y julio de 1993, es decir, invierno-primavera y los dos primeros meses de verano, donde continúa el deshielo según la información y datos disponibles.

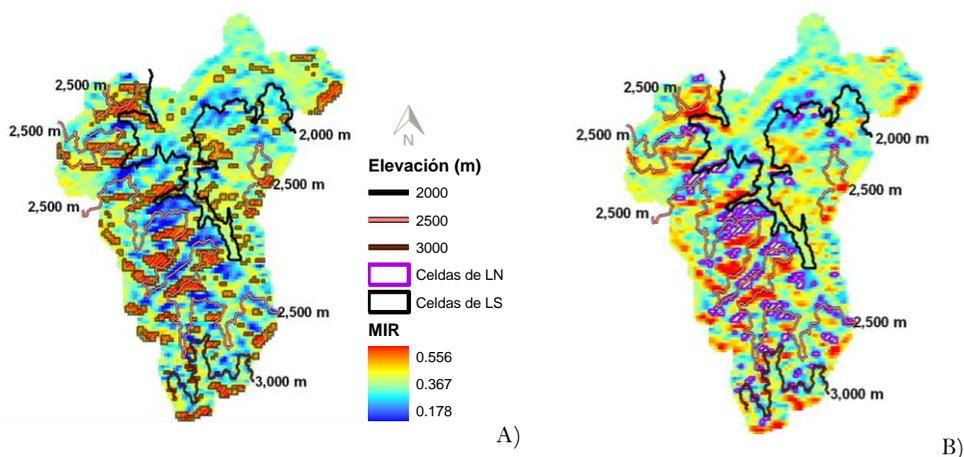


Figura 5. 25. Celdas seleccionadas por ladera para evaluar la acumulación y la fusión de nieve en la subcuenca del río *Carson* (ladera sur “A” y ladera norte “B”).

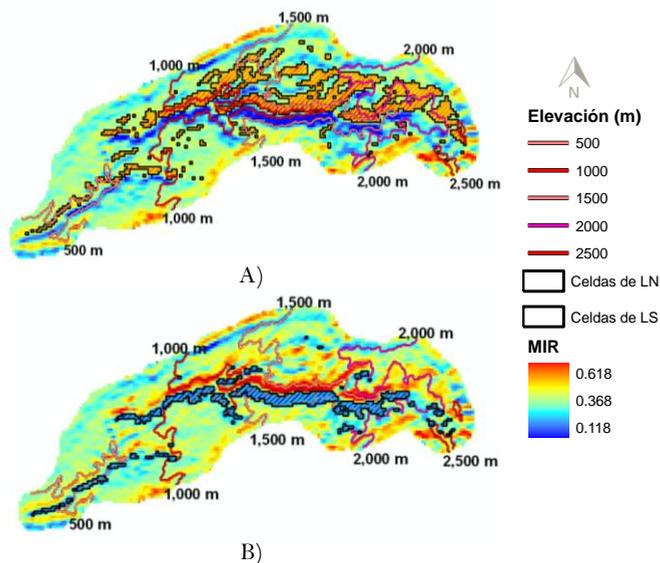


Figura 5. 26. Celdas seleccionadas por ladera para evaluar la acumulación y la fusión de nieve en la subcuenca del río *American* (ladera sur “A” y ladera norte “B”).

El presente análisis se ha llevado a cabo para todos los modelos de fusión implementados. Sin embargo, sólo se presentan los resultados obtenidos para los modelos MíBI1-6 y MíBIV3-7 por ser los que mayores diferencias han presentado respecto del modelo homogéneo de fusión (MHO). Los resultados que se presentan a continuación, han corroborado que la modelación de la acumulación y la fusión de nieve son muy diferentes entre el modelo MHO y los modelos híbridos. Lo anterior, a pesar de que los modelos emplean los mismos *inputs* de precipitación y temperatura distribuidos espacialmente por el modelo hidrológico TETIS (utilizando el método de interpolación inverso de la distancia al cuadrado). Sin embargo, como se ha demostrado en los apartados anteriores estas diferencias en la modelación de la nieve no se reflejan en los resultados de producción de caudales en las desembocaduras de las subcuencas de Sierra Nevada EE. UU.

Este análisis se ha comenzado comparando en una primera instancia las tasas máximas de fusión simuladas mensualmente por los modelos seleccionados. En el caso de la subcuenca del río *Carson*, se ha encontrado que el modelo MHO y el MíBIV3-7 presentan tasas máximas de fusión bastante elevadas tanto en celdas de la ladera sur como en la ladera norte para los meses de diciembre a febrero. Caso contrario se puede observar para el modelo MíBI1-6, que simula tasas máximas de fusión más razonables en estos meses entre 0.6 y 0.9 mm h<sup>-1</sup> (Figura 5. 27).

Además se puede observar en la figura siguiente que el modelo MíBI1-6 presenta mayores tasas de fusión en las celdas ubicadas en la ladera sur. Por otro lado, las mayores tasas se presenta en el mes de junio según el modelo MHO, mientras que con el modelo MíBI1-6 se registra en el mes de mayo (Figura 5. 27). En el caso del modelo MíBIV3-7, se observan tasas de fusión condicionadas por los valores de factores DDF asignados por medio de los mapas MDDF. Estos valores están sobreestimados, por lo cual, este modelo es el que consigue las mayores tasas de fusión (entre 1.9 y 2.6 mm h<sup>-1</sup>) al inicio del invierno muy por encima de los otros dos modelos (Figura 5. 27).

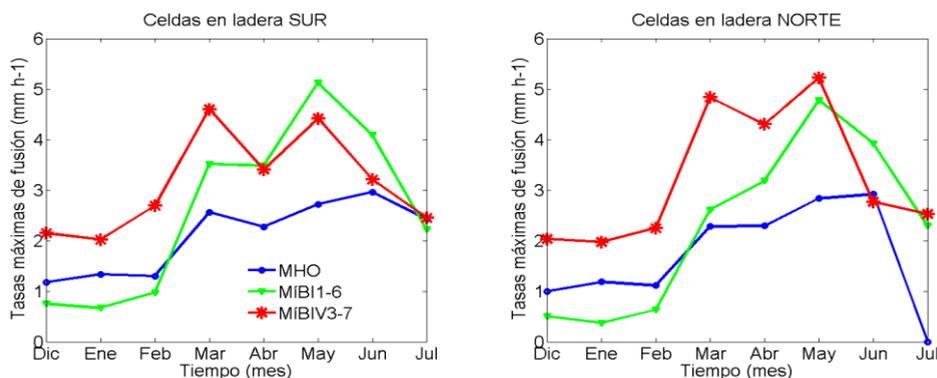


Figura 5. 27. Tasas máximas de fusión de nieve simuladas en las celdas de la ladera sur y la ladera norte de la subcuenca del río *Carson*.

En el caso de la subcuenca del río *American*, nuevamente los modelos analizados presentan un comportamiento muy parecido al obtenido en la subcuenca del río *Carson*, pero con tasas máximas de fusión más altas en todos los meses en la ladera sur y la ladera norte como es el caso de los modelos MHO y MíBIV3-7 (Figura 5. 28). Asimismo, se puede observar que el modelo MHO funde el total de la nieve en el mes de junio en ambas laderas, contrario a los modelos híbridos que en julio aún presentan aportación por fusión de nieve con tasas máximas de 2 mm h<sup>-1</sup> (Figura 5. 28). En el caso del modelo MíBI1-6 simula tasas de fusión un poco más altas en las celdas de la ladera sur. Además, presenta tasas máximas menores a las conseguidas con los modelos MHO y MÍBIV3-7 en los meses de invierno. Sin embargo, éstas son mayores a las obtenidas para la subcuenca del río *Carson* en estos meses (Figura 5. 27). Por otro lado, en ambas subcuencas de Sierra Nevada se observa un descenso un tanto extraño de las tasas máximas de fusión en el mes de abril para los modelos MHO y MíBIV3-7, que corresponde a un descenso en las temperaturas medias registradas en las subcuencas para este mes como se puede observar en la Figura 4. 6.

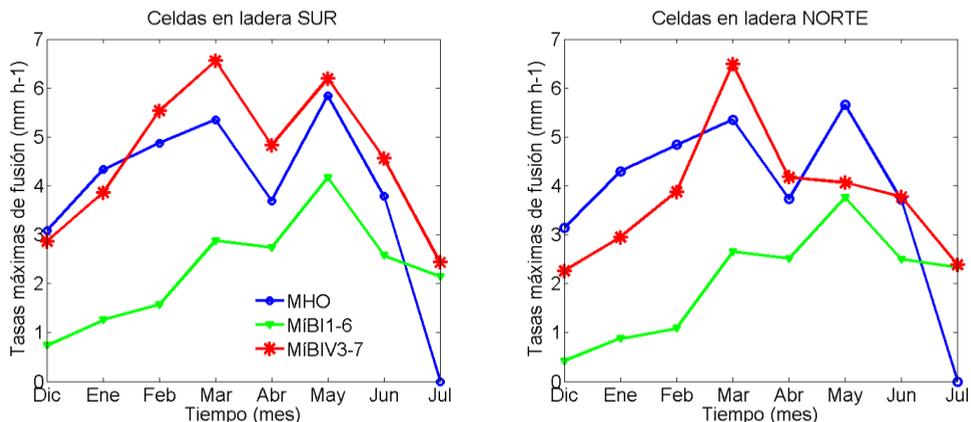


Figura 5. 28. Tasas máximas de fusión de nieve simuladas en las celdas de la ladera sur y la ladera norte de la subcuenca del río *American*.

En ambos casos de estudio y como era de esperar de acuerdo a lo expresado por Hock (1999) y Cazorzi y Dalla Fontana (1996), las celdas de la ladera norte simuladas con el modelo MHO presentan un comportamiento muy similar a las celdas de la ladera sur, al no contar con más información que los grados positivos de temperatura. Por otro lado, al introducir la variabilidad de los factores DDF por medio de los mapas MIR, se ha observado en ambos casos de estudio una modelación de la fusión de nieve más acorde con la fusión real observada en las celdas con orientación sur y norte. Por ejemplo, en la subcuenca del río *Carson* las celdas de la ladera sur funden un 19% más que las celdas de la ladera norte según el modelo MÍBI1-6. Para la subcuenca del río *American* se ha estimado un 15% más de fusión en las celdas de la ladera sur con el mismo modelo. Por último, los resultados de la variabilidad introducida al combinar los mapas MDDF y MIR (modelo MÍBIV3-7) están claramente limitados e influenciados por los factores DDF asignados en el mapa MDDF.

En el análisis temporal de las tasas de fusión simuladas que se ha llevado a cabo obteniendo las diferencias entre las tasas obtenidas con el modelo MHO y los modelos híbridos de fusión MÍBI1-6 y MÍBIV3-7 (usando las celdas de la ladera sur y norte seleccionadas en la Figura 5. 25 y Figura 5. 26), se utilizó el mismo periodo comprendido entre los meses de diciembre de 1992 a julio de 1993 en las dos subcuencas de Sierra Nevada. En este análisis, sólo se presentan los resultados obtenidos al comparar el modelo MHO y el MÍBI1-6, porque como se ha visto anteriormente son los que presentan mayores diferencias. Al analizar las matrices de diferencias de tasas de fusión, se ha encontrado nuevamente que el modelo MHO, funde la nieve del manto con tasas superiores al modelo MÍBI1-6 en los

meses comprendidos entre diciembre y abril para ambos casos de estudio como se puede observar en las figuras 5.29, 5.30, 5.31 y 5.32. En promedio para los meses anteriores, el modelo MHO funde 9 mm mes<sup>-1</sup> más que el modelo MíBI1-6 en celdas de la ladera sur ubicadas por debajo de los 2,000 m, 7 mm mes<sup>-1</sup> más para celdas entre 2,000-3,000 m y 5 mm mes<sup>-1</sup> más en las celdas por encima de los 3,000 m de altura. En el caso de las celdas en la ladera norte y para ambos casos de estudio, nuevamente el modelo MHO presenta tasas mayores de fusión que el modelo MíBI1-6, por ejemplo, celdas ubicadas por debajo de los 2,000 m presenta una fusión promedio de 28 mm mes<sup>-1</sup> más que el modelo MíBI1-6 (entre los meses de diciembre y marzo), 20 mm mes<sup>-1</sup> más en celdas entre 2,000-3,000 m (entre los meses diciembre y abril) y 18 mm mes<sup>-1</sup> más en las celdas por encima de los 3,000 m.

En el caso del modelo MíBIV3-7, se han encontrado diferencias en la simulación de la fusión respecto del modelo MHO. Lo anterior, era de esperar de acuerdo a lo observado en el análisis de tasas máximas de fusión. El modelo MíBIV3-7 simula tasas mayores que las del modelo MHO, tanto en la ladera sur como en la ladera norte para los primeros meses del invierno y para ambos casos de estudio. Al igual que el modelo MíBI1-6, las mayores diferencias se observaron en las celdas ubicadas a menor elevación y con mayores pendientes.

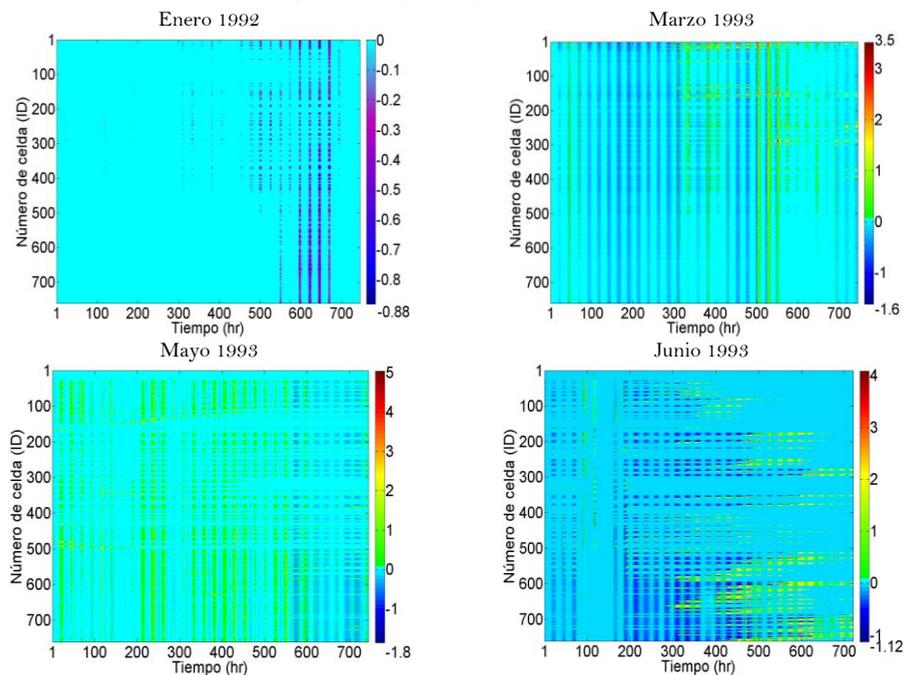


Figura 5. 29. Diferencias de tasas de fusión en mm h<sup>-1</sup> (modelo MíBI1-6 menos modelo MHO), en celdas de la ladera sur de la subcuenca del río *Carson*.

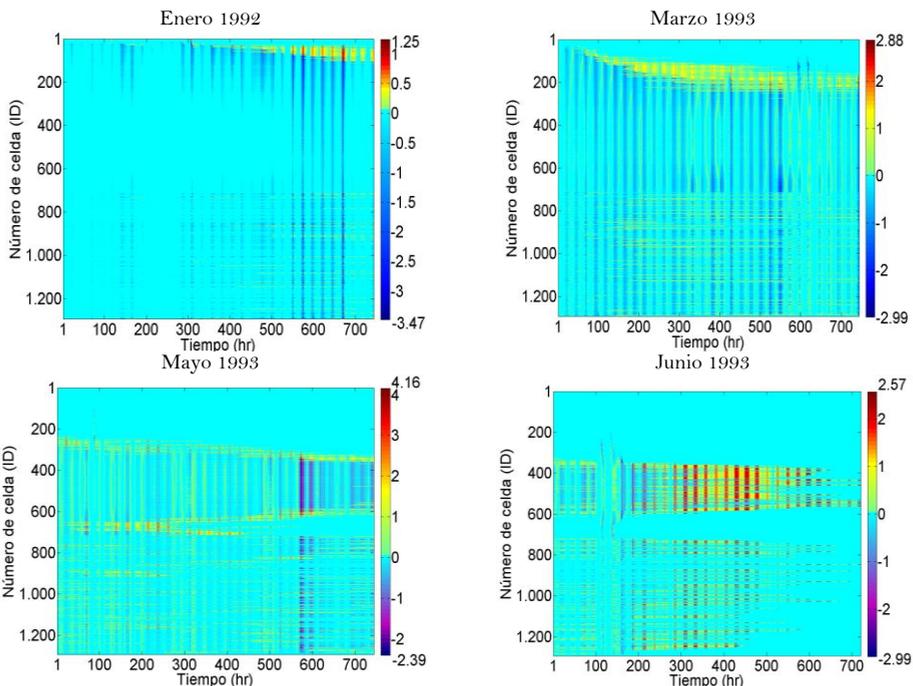


Figura 5. 30. Diferencias de tasas de fusión en  $\text{mm h}^{-1}$  (modelo MiBI1-6 menos modelo MHO), en celdas de la ladera sur de la subcuenca del río *American*.

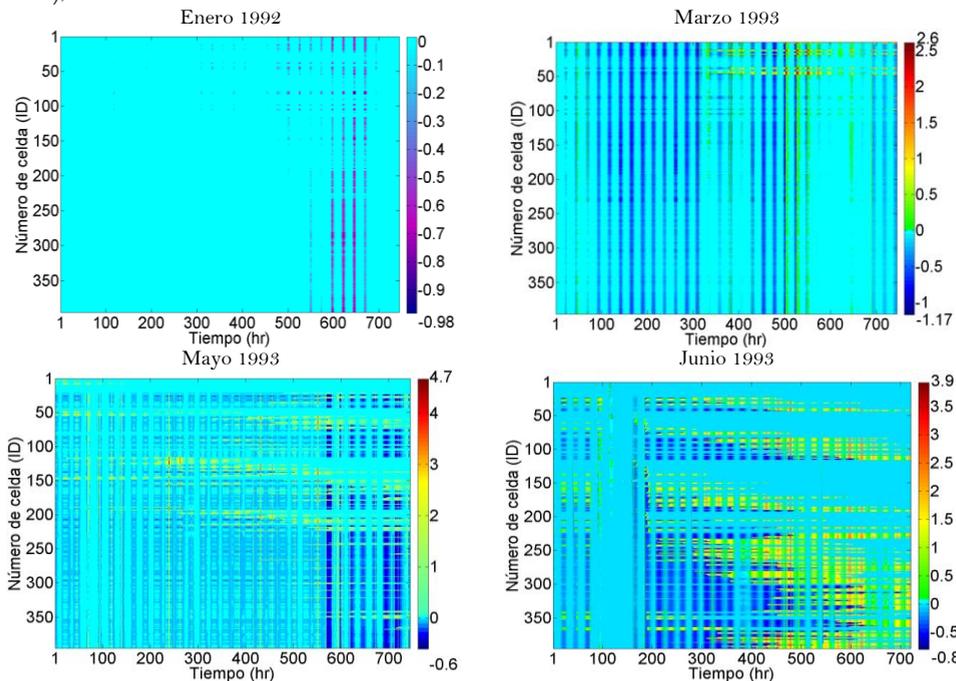


Figura 5. 31. Diferencias de tasas de fusión en  $\text{mm h}^{-1}$  (modelo MiBI1-6 menos modelo MHO), en celdas de la ladera norte de la subcuenca del río *Carson*.

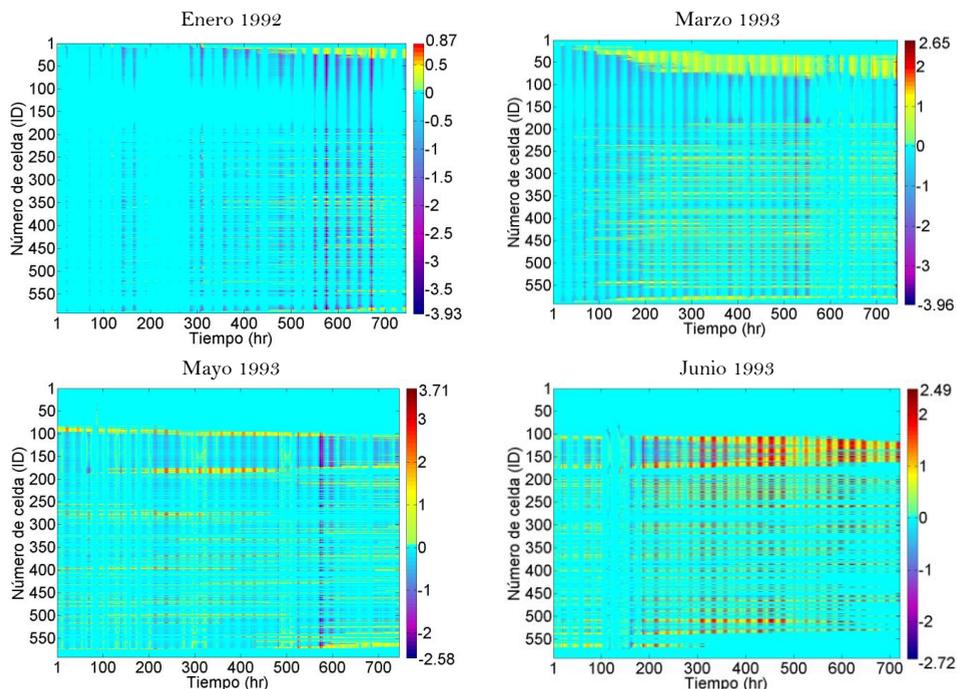


Figura 5. 32. Diferencias de tasas de fusión en  $\text{mm h}^{-1}$  (modelo MíBI1-6 menos modelo MHO), en celdas de la ladera norte de la subcuenca del río *American*.

La acumulación de la nieve ha sido también analizada a través de matrices de diferencias de SWE, nuevamente entre el modelo MHO y los híbridos de fusión tanto para celdas en la ladera sur como en la ladera norte. Se emplea, el mismo periodo de diciembre de 1992 a julio de 1993. Los resultados obtenidos entre el modelo MHO y el modelo MíBI1-6 son presentados en las figuras 5.33, 5.34, 5.35 y 5.36, nuevamente por ser éstos los que más diferencias presentan. En la subcuenca del río *Carson*, la variabilidad espacial y temporal introducida con el modelo MíBI1-6 presenta mayor acumulación de la nieve tanto en celdas de la ladera sur como en celdas de la ladera norte (Figura 5. 33 y Figura 5. 34). Es decir, este modelo acumula una media de 29 mm más en las celdas de la ladera sur y 64 mm más en las celdas de la ladera norte que el modelo MHO (Tabla 5. 14).

Tabla 5. 14. Acumulación de nieve mensual obtenida con los modelos MHO y MíBI1-6, en las celdas de la ladera sur y norte de la subcuenca del río *Carson*.

Modelo	Ladera	SWE (mm)							
		DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL
MHO	LS	126.64	395.13	524.14	544.54	471.32	245.35	50.52	0.00
MíBI1-6		138.56	414.86	557.69	601.34	530.95	276.15	74.01	0.29
MHO	LN	130.95	419.32	561.34	596.89	533.55	272.09	56.51	0.00
MíBI1-6		156.83	452.53	609.69	687.54	658.68	383.09	134.29	2.42

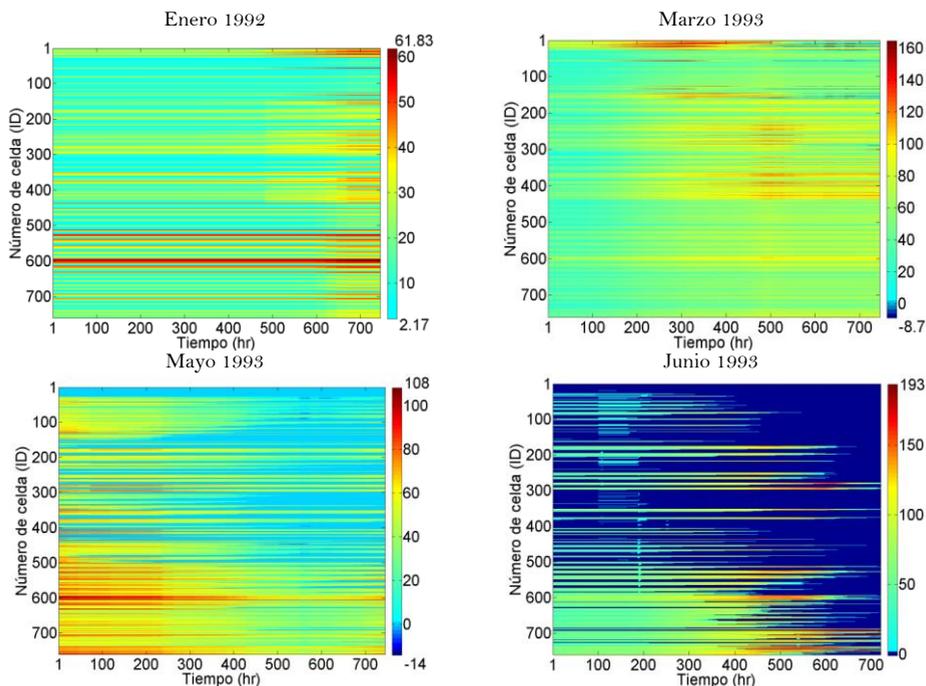


Figura 5. 33. Diferencias de SWE en mm (modelo MíBI1-6 menos modelo MHO), en las celdas de la ladera sur de la subcuenca del río *Carson*.

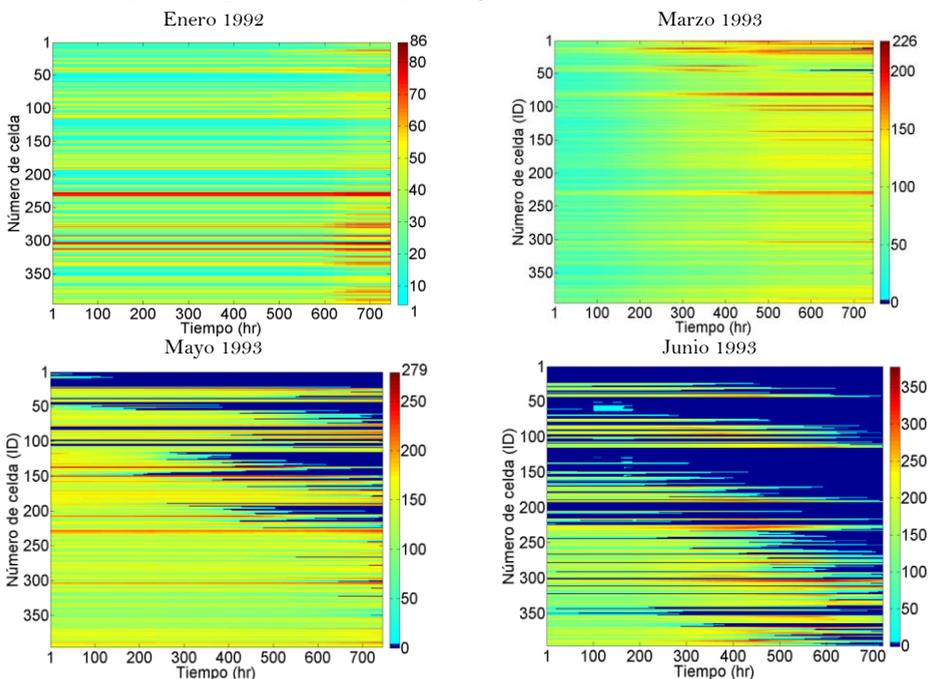


Figura 5. 34. Diferencias de SWE en mm (modelo MíBI1-6 menos modelo MHO), en las celdas de la ladera norte de la subcuenca del río *Carson*.

En el caso de la subcuenca del río *American*, en términos generales se observa una mayor acumulación simulada por el modelo MíBI1-6 en ambas laderas (Figura 5. 35 y Figura 5. 36). En las celdas de la ladera sur una media de 43 mm y en las celdas de la ladera norte de 63 mm por encima de la acumulación simulada con el modelo MHO (Tabla 5. 15).

Tabla 5. 15. Acumulación de nieve mensual obtenida con los modelos MHO y el MíBI1-6, en las celdas de la ladera sur y norte de la subcuenca del río *American*.

Modelo	Ladera	SWE (mm)							
		DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL
MHO	LS	151.34	499.88	626.41	642.02	492.49	199.50	16.19	16.19
MíBI1-6		157.28	506.17	671.69	714.78	573.91	265.76	53.03	53.03
MHO	LN	118.91	396.83	485.53	496.10	496.10	168.93	17.91	0.00
MíBI1-6		140.69	431.59	578.49	630.84	521.32	290.14	94.83	2.04

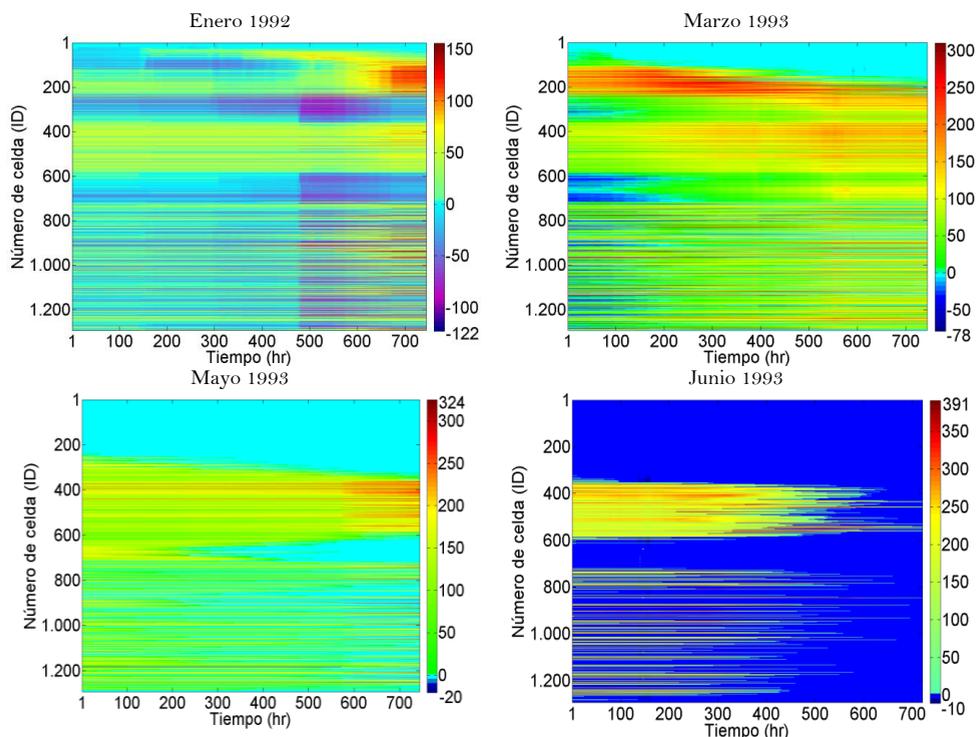


Figura 5. 35. Diferencias de SWE en mm (modelo MíBI1-6 menos modelo MHO), en las celdas de la ladera sur de la subcuenca del río *American*.

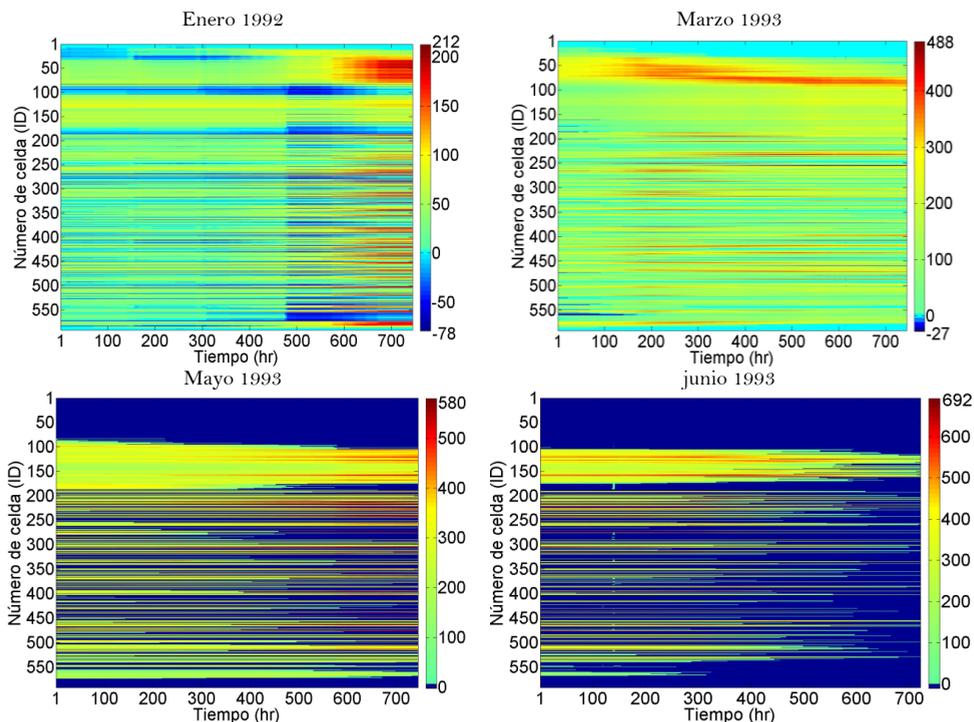


Figura 5. 36. Diferencias de SWE en mm (modelo MíBI1-6 menos modelo MHO), en las celdas de la ladera norte de la subcuenca del río *American*.

Los resultados del análisis anterior para las dos subcuencas de Sierra Nevada han mostrado el gran efecto que tiene en la modelación de los procesos de acumulación y fusión de nieve el uso de la variabilidad de los factores DDF. Como se ha mostrado se obtiene una modelación diferente a escala de celda dependiendo de la variabilidad conseguida en el apartado 5.2. Es decir, mientras que el valor homogéneo del factor DDF (modelo MHO) de  $3.39 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$  (*Carson*) y  $3.51 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$  (*American*) introduce rigidez al modelo, con el uso de mapas MIR (modelo MíBI1-6) se tiene más flexibilidad en el mismo (factores DDF entre de 0.9 a  $3.9 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ) para tratar de reproducir los procesos de la nieve. Con base a lo anterior, la deficiencia señala por Hock (2003) de este tipo de modelos de fusión puede ser superada introduciendo la variabilidad de los factores DDF usada en esta tesis.

### 5.3.5. Influencia de la temperatura base

La temperatura base o umbral de fusión juega un papel muy importante como mecanismo límite para activar los procesos de acumulación y fusión de nieve

estudiados en esta tesis. Es por lo anterior, que se ha decidido analizar el efecto de éste parámetro en los resultados obtenidos con las conceptualizaciones implementadas. En este análisis se ha seleccionado un pequeño número de celdas tomando en cuenta su factor DDF, la elevación y la orientación para ambos casos de estudio. En la Figura 5. 37 y Figura 5. 38 se puede observar las celdas seleccionadas para llevar a cabo este análisis y en la Tabla 5. 16 se muestra la elevación y rangos de los factores DDF obtenidos en el apartado 5.2.

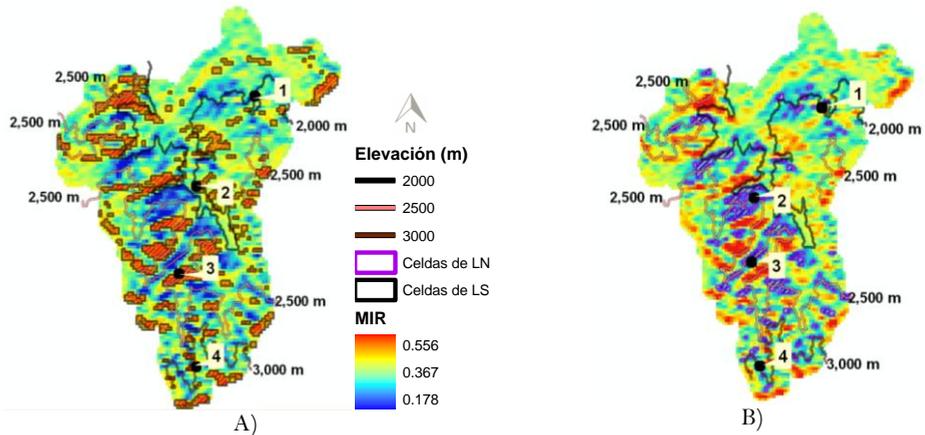


Figura 5. 37. A) Celdas seleccionadas en la ladera sur y B) celdas seleccionadas en la ladera norte de la subcuenca del río *Carson*.

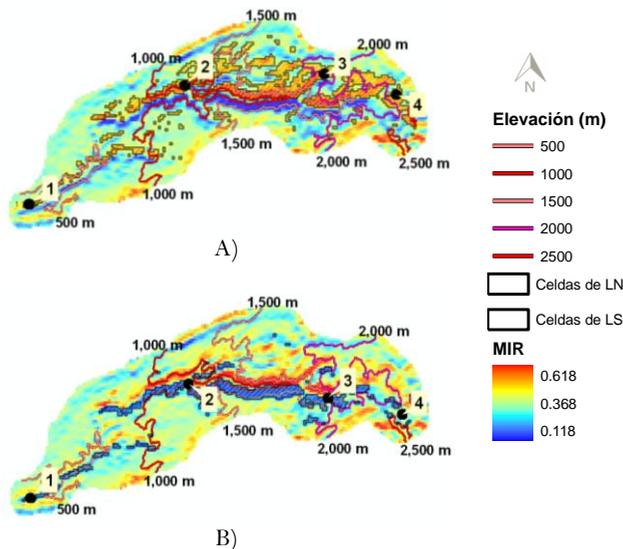


Figura 5. 38. A) Celdas seleccionadas en la ladera sur y B) celdas seleccionadas en la ladera norte de la subcuenca del río *American*.

Tabla 5. 16. Rangos de los factores DDF de las celdas seleccionadas utilizados en la modelación.

Subcuenca	Ladera	Cel.	Elev. (m)	MHO		MíBI1-6		MíBIV3-7	
				DDF1 (mm °C <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup> )	DDF2	DDF1	DDF2	DDF1	DDF2
<i>Carson</i>	LS	1	1,895	3.3	3.1	1.1-3.8	2.1-7.2	4.8-5.8	7.4-8.4
		2	2,028			1.14-3.8	2.2-7.2	2.5-3.5	3.7-4.7
		3	2,628			1.3-3.7	2.5-7.1	2.5-3.5	3.7-4.7
		4	3,190			2.3-3.7	2.4-7.1	2.5-3.5	3.7-4.6
	LN	1	1,988			0.7-3.6	1.4-6.8	2.3-3.4	3.5-4.6
		2	2,357			0.7-3.5	1.3-6.7	2.3-3.4	3.5-4.6
		3	2,563			0.6-3.4	1.2-6.4	2.3-3.3	3.5-4.5
		4	2,895			0.6-3.3	1.2-6.4	2.3-3.3	3.5-4.5
<i>American</i>	LS	1	404	3.5	7.9	0.9-3.1	0.9-3.3	4.5-5.6	6.9-8
		2	1,112			1.1-3.1	1.1-3.3	3.4-4.4	5.1-6.1
		3	2,008			1-3.1	1.1-3.3	2.4-3.4	3.5-4.5
		4	2,230			0.9-3.1	0.9-3.3	2.3-3.4	3.4-4.5
	LN	1	333			0.5-2.9	0.6-3.1	2.1-3.3	3.3-4.4
		2	840			0.4-2.6	0.4-2.8	2.1-3.2	3.2-4.3
		3	1,176			0.2-2.4	0.2-2.6	4.2-5.3	6.6-7.7
		4	2,191			0.6-2.9	0.6-3	2.2-3.3	3.3-4.4

El análisis ha consistido en comparar los caudales y las tasas de fusión simuladas en las celdas seleccionadas anteriormente para el periodo de calibración (01/10/1992 y el 30/09/1994), con los caudales y las tasas de fusión que se obtienen al simular los modelos implementados usando el valor medio de las temperaturas base mostrados en la Tabla 5. 17 y los parámetros obtenidos en la calibración automática (Tabla 5. 3 y 5.6).

Tabla 5. 17. Temperaturas base obtenidas de la calibración automática y el valor medio empleado en el presente análisis.

Subcuenca	<i>T<sub>b</sub></i> (°C)						
	MHO	MíBI1-1	MíBI1-6	MíBI2-6	MíBIV3-2	MíBIV3-7	Media
<i>Carson</i>	2.54	1.80	2.91	2.698	2.90	2.89	2.62
<i>American</i>	2.05	1.64	1.17	1.74	2.09	1.81	1.75

Los resultados que se han obtenido de la simulación con los modelos implementados utilizando el valor medio de las temperaturas base anteriores y sin recalibración de los mismos son mostrados en la Tabla 5. 18. Como se puede observar en dicha tabla y para el caso de la subcuenca del río *Carson*, las variaciones de las eficiencias del índice de NSE en la modelación de los caudales

son poco significativas, comparadas con las obtenidas con los valores de las temperaturas base originales (Tabla 5. 4). En el caso de la subcuenca del río *American* se observan diferencias más significativas, con reducciones más importantes en el índice de NSE para el modelo MíBI1-6, que pasa de una eficiencia de NSE de 0.89 a un NSE 0.86 (Tabla 5. 18). En general los resultados anteriores, muestran una sensibilidad de los modelos a la temperatura base no muy alta cuando se trata de simular la producción de los caudales en la desembocadura de las subcuencas estudiadas.

Tabla 5. 18. Índices de eficiencia de NSE obtenidos modelando el mismo periodo de calibración con la temperatura base media.

Subcuenca	NSE					
	MHO	MíBI1-1	MíBI1-6	MíBI2-6	MíBIV3-2	MíBIV3-7
<i>Carson</i>	0.86	0.81	0.87	0.87	0.85	0.88
<i>American</i>	0.84	0.87	0.86	0.88	0.85	0.88

A la vista de lo anterior, se ha verificado si las eficiencias se mejoran por medio de una recalibración de los parámetros del modelo hidrológico TETIS y de los modelos de fusión implementados, manteniendo los valores medios de la temperatura base (2.62°C y 1.75°C) fijos durante el proceso de optimización. Los resultados alcanzados fueron eficiencias equivalentes a las mostradas en las Tablas 5.4 y 5.7.

En la evaluación de las tasas de fusión de nieve modeladas en las celdas seleccionadas, se ha observado al igual que para los caudales poca sensibilidad de los modelos de fusión a las variaciones de la temperatura base para las dos subcuencas analizadas. En el caso de la subcuenca del río *Carson*, se han observado variaciones en las tasas de fusión de las celdas ubicadas en la ladera sur del orden del 2.7% para el modelo MHO, de 8.4% en el modelo MíBI1-6 y de 8.6% en el modelo MíBIV3-7 (Figura 5. 39). En las celdas ubicadas en la ladera norte nuevamente se observan tasas muy similares a las obtenidas con los modelos implementados usando las temperaturas base originales (Figura 5. 40).

Los resultados obtenidos en la subcuenca del río *American* se muestran en la Figura 5. 41 y Figura 5. 42. En esta subcuenca se presentan variaciones en las tasas de fusión alrededor de un 13% para el modelo MHO, un 14% para el modelo MíBI1-6 y un 6 % para el modelo MíBIV3-7, tanto para la ladera sur como para la ladera norte. En el caso del modelo MHO y el MíBIV3-7, se obtienen variaciones menores, al presentar menor diferencia entre las temperaturas base originales y el valor medio utilizado.

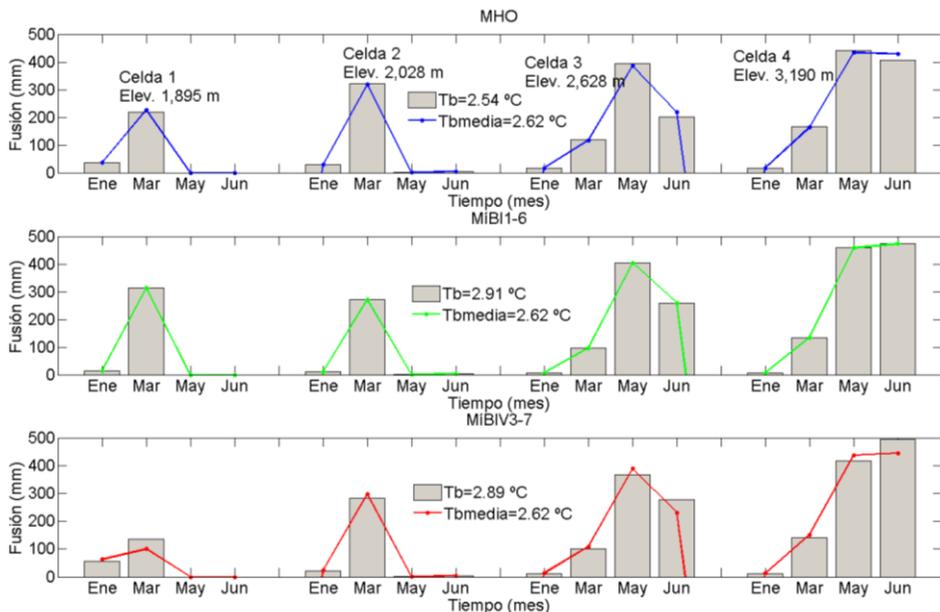


Figura 5. 39. Tasas de fusión de nieve mensual modeladas en las celdas seleccionadas de la ladera sur de la subcuenca del río Carson.

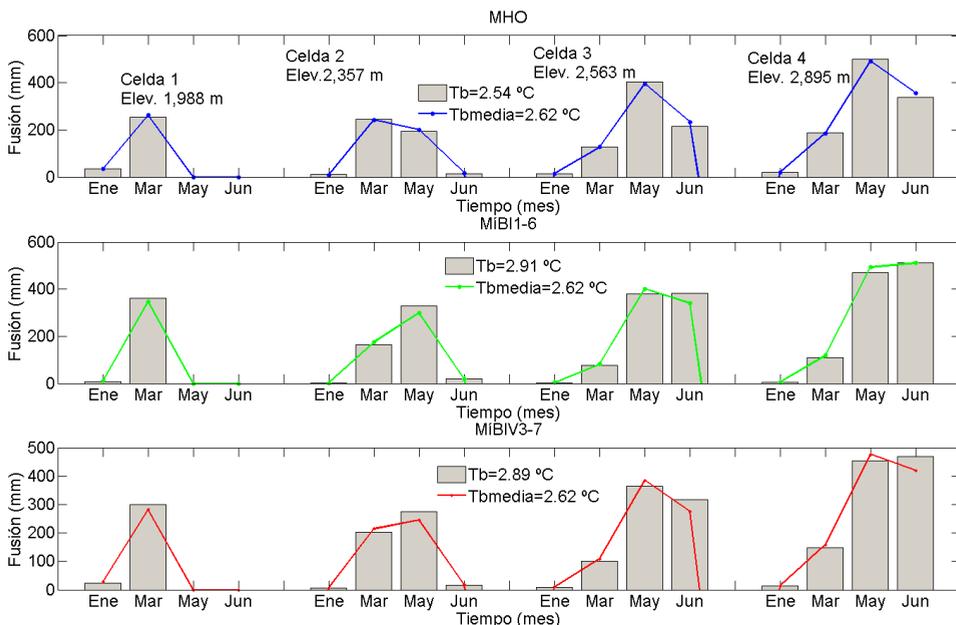


Figura 5. 40. Tasas de fusión de nieve mensual modeladas en las celdas seleccionadas de la ladera norte de la subcuenca del río Carson.

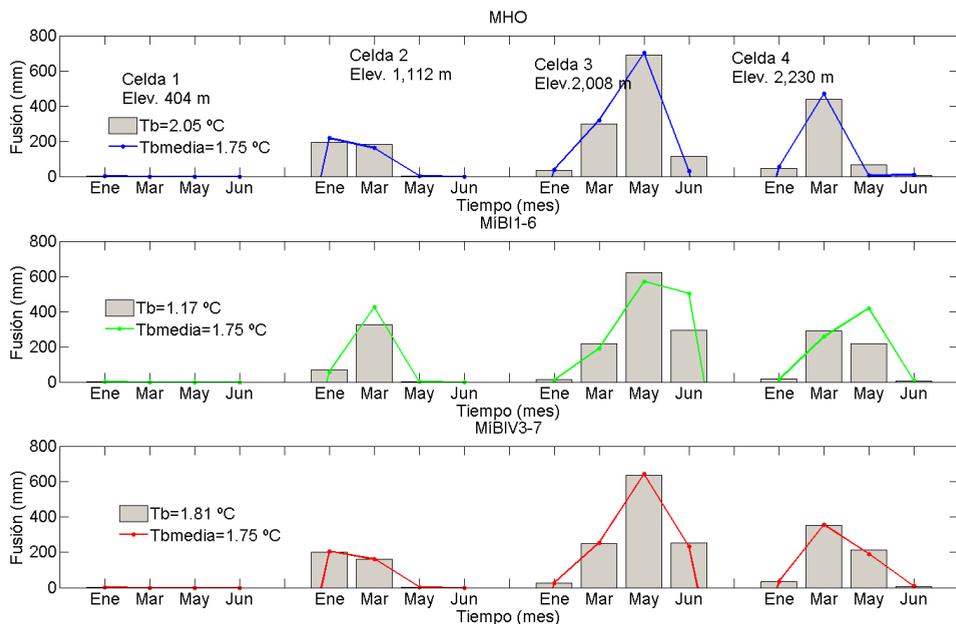


Figura 5. 41. Tasas de fusión de nieve mensual modeladas en las celdas seleccionadas de la ladera sur de la subcuenca del río *American*.

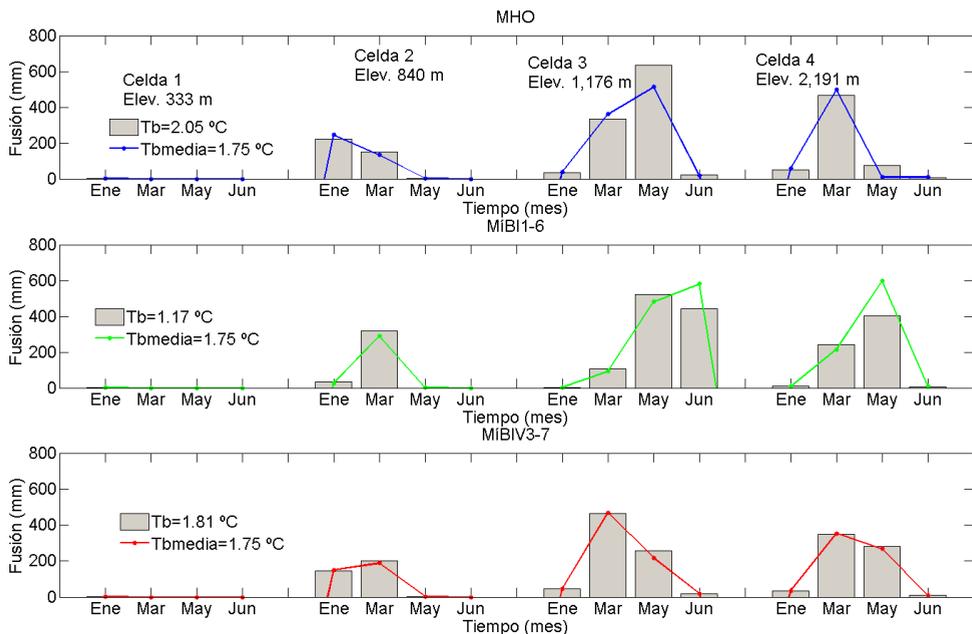


Figura 5. 42. Tasas de fusión de nieve mensual modeladas en las celdas seleccionadas de la ladera norte de la subcuenca del río *American*.

## 5.4. Efectos de la variabilidad de los factores de fusión en una cuenca pequeña

En este apartado se evalúa si en los resultados obtenidos de las subcuencas de Sierra Nevada EE. UU., existe algún efecto de compensación por la escala de cuenca utilizada. Asimismo, se pretende analizar el comportamiento de los modelos de fusión implementados en el presente trabajo cuando se aumenta la precisión de la escala espacial y se reduce la escala temporal. Para llevar a cabo lo anterior, se ha propuesto el uso de la cuenca de Contraix, descrita en el apartado 4.2 y que representa las peores condiciones en las que un modelo puede probarse, debido a la limitada información y la escala empleada.

En función de los excelentes resultados obtenidos en las subcuencas de los ríos *Carson* y *American*, se ha decidido probar en la cuenca de Contraix sólo los modelos MÍBI1-6 y MÍBIV3-7. Además, del modelo MHO de fusión que se emplea como referencia para demostrar las ventajas o desventajas de utilizar la variabilidad de los factores DDF en pequeñas cuencas de alta montaña. En la Tabla 5. 19, se muestran los periodos de calibración y validación empleados en la modelación de esta cuenca. En este caso, no se realizó el calentamiento de los modelos por la limitada información disponible, por ello, las condiciones iniciales se han obtenido por medio de la calibración.

Tabla 5. 19. Periodos empleados en calibración y validación de los modelos en la cuenca de Contraix.

Cuenca	Sección de aforo	Periodo de calibración	Validación	
			Temporal	Espacio-temporal
Contraix	CISCO	01/09/2010- 19/08/2011	01/11/2009- 16/08/2010	
	ATC2			15/12/2009- 16/08/2010

### 5.4.1. Calibración de los modelos

La calibración automática se ha llevado a cabo siguiendo la metodología propuesta y empleando nuevamente el algoritmo de optimización SCE-UA, en el periodo comprendido del 01/09/2010 al 19/08/2011. A diferencia de las subcuencas de Sierra Nevada EE. UU., las condiciones iniciales se han obtenido por calibración, ya que se carece de series de datos observados lo suficientemente largas para realizar un calentamiento previo de los modelos. En la Tabla 5. 20, se muestra el

conjunto de parámetros efectivos y factores correctores obtenidos de la calibración automática usados para generar los resultados en la modelación hidrológica que se presentan a continuación.

Tabla 5. 20. Parámetros efectivos medios, factores correctores de fusión, factores de fusión grado-día y la temperatura base obtenidos para la cuenca de Contraix.

Parámetros efectivos/Factores correctores	TETIS		
	MHO	MiBI1-6	MiBIV3-7
Modelo hidrológico			
Almacenamiento capilar (mm)	54.12	56.89	48.22
Índice de cubierta vegetal (mes)	0.22	0.20	0.19
Infiltración (mm h <sup>-1</sup> )	130.54	87.27	91.17
Velocidad en ladera (m s <sup>-1</sup> )	11.83	10.41	9.73
Percolación (mm h <sup>-1</sup> )	0.40	0.50	0.50
Interflujo (mm h <sup>-1</sup> )	52x10 <sup>3</sup>	41x10 <sup>3</sup>	53x10 <sup>3</sup>
Pérdidas del acuífero (mm h <sup>-1</sup> )	0.0	0.0	0.0
Conductividad hidráulica del acuífero (mm h <sup>-1</sup> )	41.30	50.19	46.10
Velocidad en cauce (m s <sup>-1</sup> )	0.11	0.05	0.05
Modelo de fusión			
DDF1 (mm °C <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup> )	3.57		
DDF2 con lluvia (mm °C <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup> )	4.18		
Mf1 sin distribuir (mm °C <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup> )		3.53	
Mf2 sin distribuir con lluvia (mm °C <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup> )		3.38	
α coeficiente de conversión (mm °C <sup>-1</sup> d <sup>-1</sup> )			1.07
f <sub>cn1</sub>			0.39
f <sub>cn2</sub>			0.43
Temperatura base (°C)	-1.39	-2.74	-2.48

Los resultados obtenidos con los tres modelos en la simulación de los caudales observados en la desembocadura de la cuenca de Contraix (sección de aforo CISCO), muestran nuevamente un comportamiento muy similar respecto a la producción de escorrentía (Figura 5. 43), tal como lo demuestran las eficiencias conseguidas con valores del índices de NSE alrededor de 0.6 y RMSE entre 0.068 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> y 0.072 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> (Tabla 5. 21). En vista de lo anterior y los resultados obtenidos en las subcuencas de los ríos *Carson* y *American*, se confirma que independientemente de la escala de la cuenca, el efecto introducido con la variabilidad de los factores DDF en la modelación de los caudales en la desembocadura no influye de manera importante.

Tabla 5. 21. Estadísticos obtenidos en caudales y volúmenes para el periodo de calibración.

Estadísticos	TETIS		
	MHO	MiBI1-6	MiBIV3-7
Caudal máximo observado (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	0.95		
Caudal máximo simulado (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	1.01	1.09	0.95
NSE	0.60	0.65	0.64
RMSE (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	0.07	0.06	0.06
Volumen observado (Hm <sup>3</sup> )	7.09		
Volumen simulado (Hm <sup>3</sup> )	6.82	6.93	6.88
Error en el volumen (%)	3.70	2.21	2.93

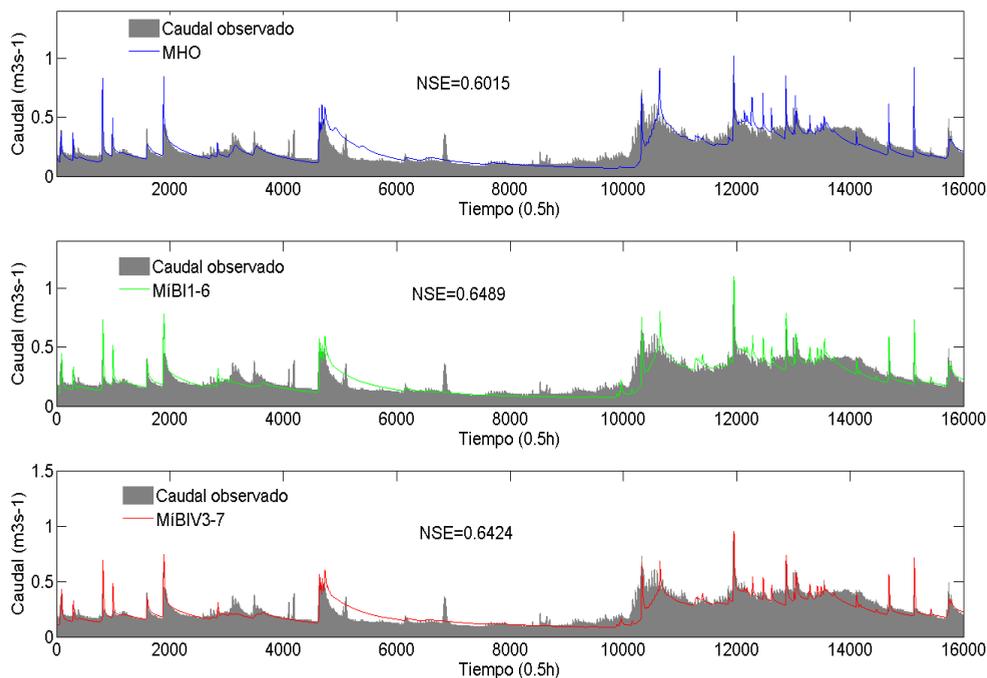


Figura 5. 43. Resultados en calibración de los caudales observados en la sección CISCO ubicada en la desembocadura de la cuenca de Contraix.

Con relación a la modelación de la nieve en el periodo de calibración, sólo ha sido posible la validación puntual de los resultados de SWE en la pértiga PN03, ya que es la única que cuenta con información observada, misma que ha servido para generar las SWE. En la Figura 5. 44, se presenta la validación llevada a cabo en la pértiga PN03 y la simulación de las SWE con los modelos en las pértigas de monitoreo sin información observada. Analizando los resultados, se puede observar en la figura un comportamiento muy parecido entre el modelo MHO y el modelo MÍBIV3-7, con tasas de fusión de nieve sobreestimadas en los meses comprendidos entre noviembre y marzo que repercute en una acumulación inferior a la observada para estos meses. Asimismo, se observa que el modelo MÍBI1-6 logra una mejor simulación de las SWE observadas en estos meses, con tasas de fusión de nieve más razonables y acordes con los flujos de energía disponibles a nivel de celda para esta época del año (Figura 5. 44). A pesar de la limitada información para validar la acumulación de nieve, los resultados anteriores muestran que a escala de ladera se sigue teniendo el mismo problema de los modelos MHO y MÍBIV3-7. Asimismo, se observan las ventajas de la variabilidad de los factores DDF del modelo MÍBI1-6.

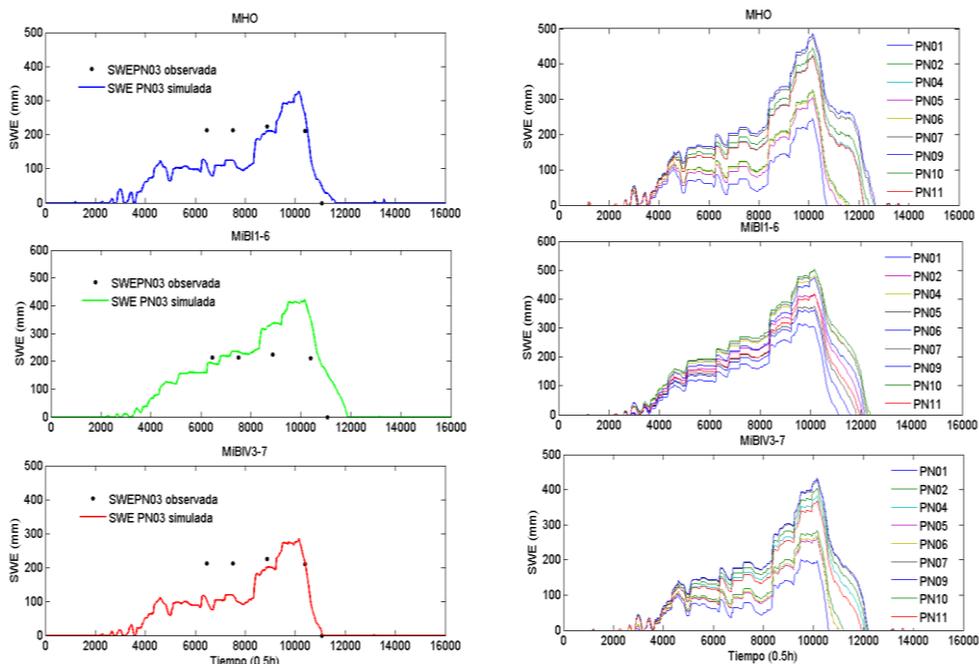


Figura 5. 44. Validación puntual de las SWE en la pértiga PN03 y la simulación obtenida en el resto de pértigas sin información observada.

### 5.4.2. Validación de los modelos

En el caso de la cuenca de Conraix se ha realizado la validación temporal y espacio-temporal de los resultados obtenidos con los modelos seleccionados. En la validación temporal se ha empleado un periodo anterior a la calibración comprendido del 01/11/2009 al 16/08/2010. En la validación espacio-temporal se ha usado el periodo comprendido del 16/12/2009 al 16/08/2010, en la sección de aforo identificada como ATC2 (apartado 4.2.1.1). En las validaciones anteriores se han utilizado las precipitaciones registradas en la estación meteorológica de Llebrete corregidas por la elevación con un coeficiente de 1.3, que se obtuvo al correlacionar las series de precipitación de esta estación y las de la estación meteorológica de Conraix para un periodo común comprendido del año 2010 al 2011.

Los resultados que se han obtenido en la validación temporal, muestran eficiencias del índice de NSE alrededor de 0.5 y valores de RMSE alrededor de  $0.2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  para los tres modelos, tal como se muestra en la Tabla 5. 22. Asimismo, en la Figura 5. 45 se observa el mismo comportamiento de los modelos, como ocurrió en la

calibración, con gran similitud en la producción de los caudales en la desembocadura de la cuenca de Contraix.

Tabla 5. 22. Estadísticos obtenidos en la validación temporal de los modelos para el periodo 01/10/2009-30/09/2010 en la desembocadura de la cuenca de Contraix.

Estadísticos	TETIS		
	MHO	MiBI1-6	MiBIV3-7
Caudal máximo observado ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )	5.88		
Caudal máximo simulado ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )	5.07	3.93	3.88
NSE	0.51	0.52	0.52
RMSE ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )	0.24	0.24	0.24
Volumen observado ( $\text{Hm}^3$ )	8.28		
Volumen simulado ( $\text{Hm}^3$ )	7.56	7.78	7.67
Error en el volumen (%)	8.73	6.13	7.38

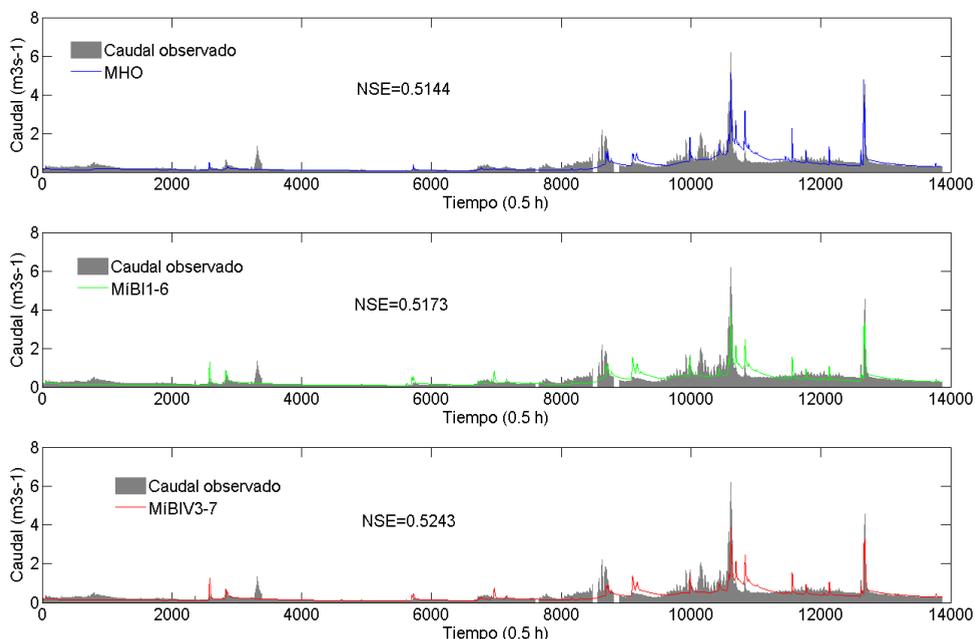


Figura 5. 45. Validación temporal de los caudales en la sección de aforo CISCO de la cuenca de Contraix.

En la validación de las SWE observadas en las 10 pértigas que disponen de información, los resultados muestran, para los tres modelos, una fuerte incertidumbre en la modelación de la acumulación de nieve (Figura 5. 46). Es por ello que se ha llevado a cabo un análisis de la información tomada en campo, pensando en los posibles errores de medición de las densidades (Tabla 5. 23). Sin embargo, una vez revisada la ubicación de las pértigas y de obtener el mapa de concavidades del terreno (Tabla 5. 23), para lo cual se empleó el DEM y la plataforma *ArcGIS*, se ha concluido que el problema está en las profundidades

usadas para calcular las SWE, pues éstas no son representativas de la distribución de la nieve, ya que todas las pértigas están ubicadas en depresiones. Estas depresiones y el efecto del viento, considerado relevante en un inicio, provocan una sobreacumulación de la nieve en estos sitios que no es representativa de la distribución real de la misma en la cuenca de Contraix.

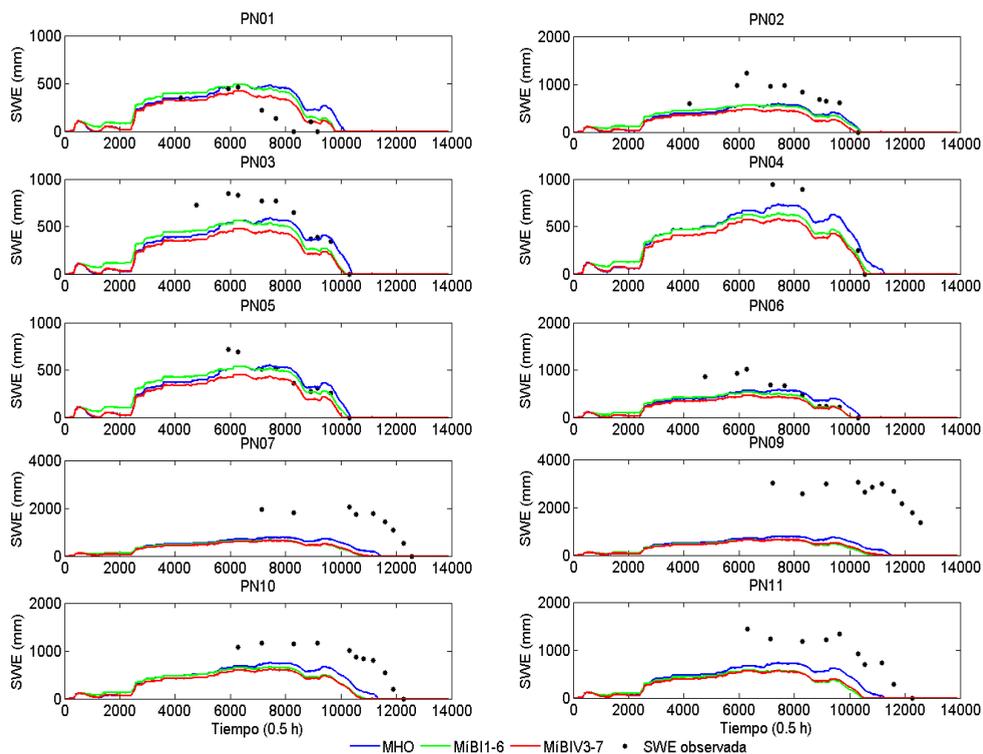


Figura 5. 46. Validación temporal de la acumulación de nieve en las pértigas de la cuenca de Contraix.

Tabla 5. 23. Concavidad y profundidad del terrero obtenido con *ArcGIS*. Además de información sobre las densidades de nieve medidas en las pértigas instaladas en campo.

Pértiga	Elevación (m)	Convidad del terreno	Profundidad (cm)			Densidad ( $\text{kg l}^{-1}$ )		
			Mín.	Máx.	Media	Mín.	Máx.	Media
PN01	2,042	Cóncava	23	105	59.71	0.44	0.44	0.44
PN02	2,271	Cóncava	120	253	170.22	0.49	0.49	0.49
PN03	2,287	Cóncava	70	175	130.33	0.47	0.50	0.49
PN04	2,575	Cóncava	50	188	138.67	0.50	0.50	0.50
PN05	2,189	Cóncava	30	150	91.83	0.37	0.48	0.44
PN06	2,243	Cóncava	45	212	124	0.48	0.48	0.48
PN07	2,694	Cóncava	100	495	326.25	0.39	0.55	0.49
PN09	2,695	Cóncava	250	690	516.82	0.40	0.55	0.50
PN10	2,624	Cóncava	37.5	294	194.65	0.39	0.55	0.48
PN11	2,536	Cóncava	50	370	228.33	0.39	0.55	0.46

En la validación espacio-temporal llevada a cabo en la sección de aforo ATC2 con un área de 3.23 km<sup>2</sup> y ubicada aguas arriba de la desembocadura de la cuenca de Contraix (CISCO), se han obtenido nuevamente eficiencias muy razonables de los modelos implementados, tomando en cuenta la complejidad de la modelación en alta montaña, la incertidumbre en los *inputs* utilizados y la escala espacial y temporal empleadas. Los tres modelos arrojan eficiencias del índice de NSE del orden de 0.5 y RMSE alrededor de 0.15 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, como se recoge en la Tabla 5. 24. Por último, en la Figura 5. 47 se observa una modelación menos eficiente de los caudales provenientes de la fusión durante los meses del deshielo en los tres modelos de fusión seleccionados.

Tabla 5. 24. Estadísticos obtenidos en validación espacio-temporal de los caudales en la sección ATC2 de la cuenca de Contraix.

Estadísticos	TETIS		
	MHO	MiBI1-6	MiBIV3-7
Caudal máximo observado (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	4.41		
Caudal máximo simulado (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	4.46	2.96	2.96
NSE	0.56	0.50	0.55
RMSE (m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	0.16	0.18	0.17
Volumen observado (Hm <sup>3</sup> )	4.17		
Volumen simulado (Hm <sup>3</sup> )	4.41	4.59	4.48
Error en el volumen (%)	5.69	9.96	7.34

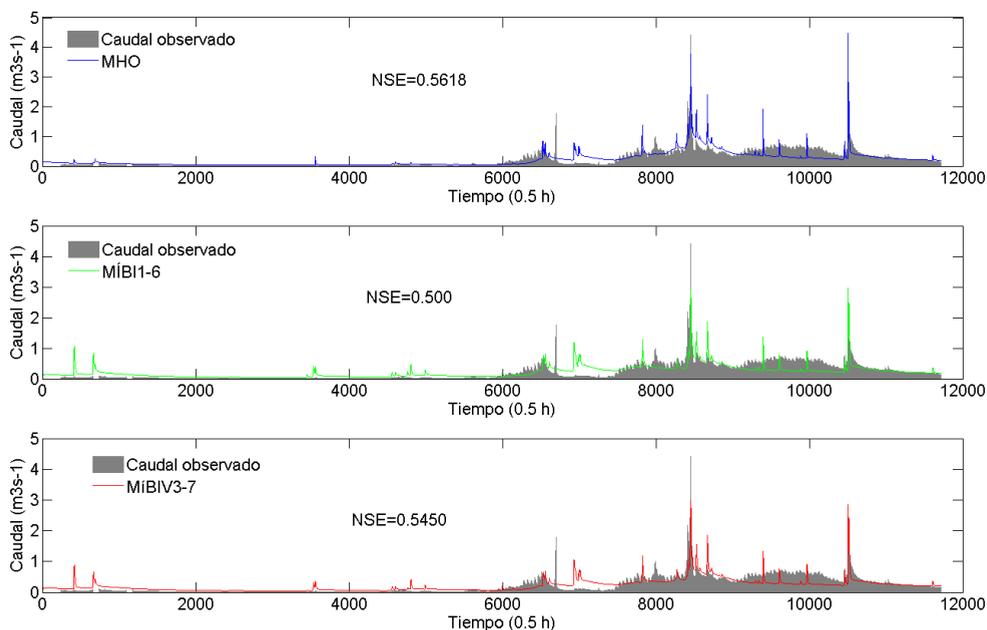


Figura 5. 47. Validación espacio-temporal de los caudales en la sección de aforo ATC2 de la cuenca de Contraix.

### 5.4.3. Variabilidad de los factores de fusión

La variabilidad de los factores DDF en la cuenca de Contraix conseguida con el aumento en la resolución, muestra un comportamiento muy similar al obtenido en las subcuencas de los ríos *Carson* y *American* con el uso de los seis mapas MIR (modelo MíBI1-6) y la combinación de éstos con el mapa MDDF (modelo MíBIV3-7). La Figura 5. 48 muestra que una vez más se consigue una mayor variabilidad espacial y temporal utilizando el modelo MíBI1-6. En el caso del modelo MíBIV3-7 se observa a esta misma escala una variabilidad condicionada por los valores de los factores DDF asignados en el mapa MDDF (Figura 5. 49).

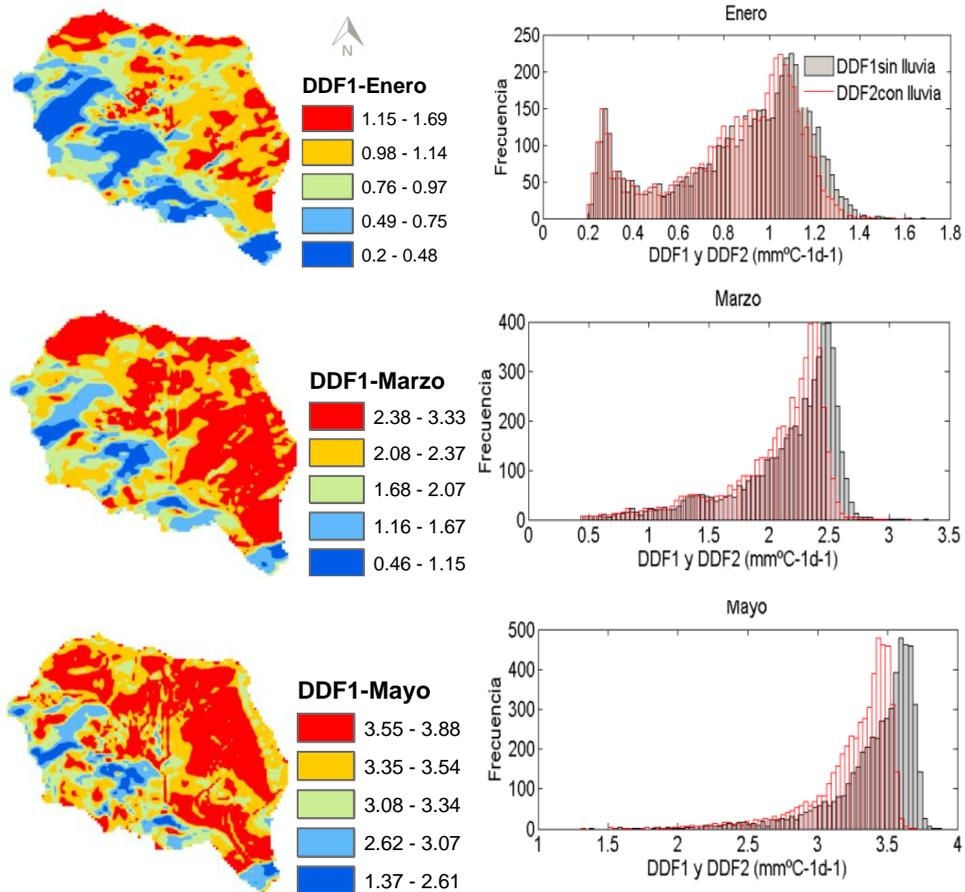


Figura 5. 48. Variabilidad espacial y temporal de los factores DDF, conseguida utilizando el modelo MíBI1-6 en la cuenca de Contraix.

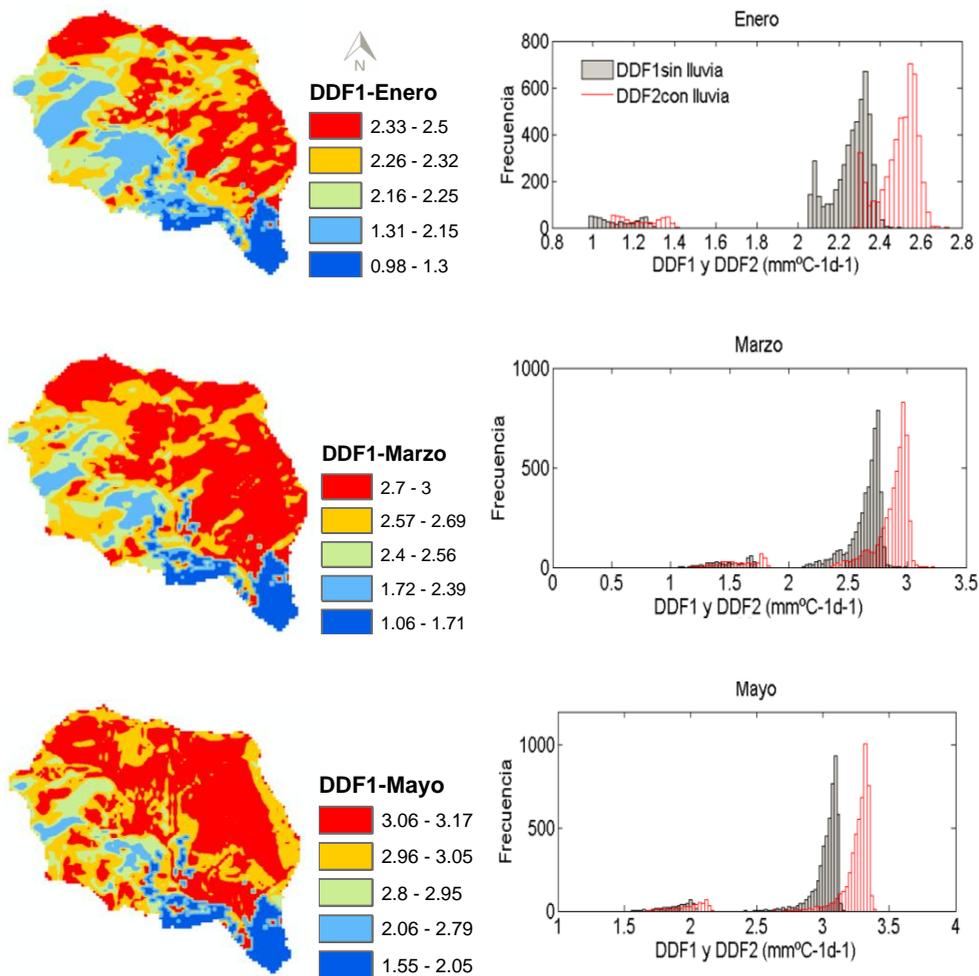


Figura 5. 49. Variabilidad espacial y temporal de los factores DDF, conseguida utilizando el modelo MíBIV3-7 en la cuenca de Contraix.

En el caso de los factores DDF2 con aporte de energía de lluvia del modelo MíBI1-6, se presentan valores menores al factor de fusión grado-día sin lluvia (DDF1). Lo anterior, se debe a que se ha encontrado una baja sensibilidad de este modelo al factor DDF2, así como una baja frecuencia de la condición que activa el uso de este factor en el periodo de calibración. En los dos modelos híbridos de fusión, la variabilidad espacial y temporal conseguida presenta valores dentro del rango de variación establecido de acuerdo con la literatura científica ( $1 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ - $11.6 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ). En el modelo MíBI1-6 se obtiene un factor DDF1 medio de  $2.14 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$  y un factor DDF2 medio de  $2.04 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ , además de una

desviación estándar de 0.35. La variabilidad conseguida con el modelo MíBIV3-7 presenta un factor DDF1 medio de  $2.55 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$ , un factor DDF2 medio de  $2.76 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$  y una desviación estándar de 0.33. Los valores anteriores son inferiores a los obtenidos por calibración automática de  $3.5 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$  (DDF1) y  $4.17 \text{ mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ d}^{-1}$  (DDF2) para el modelo MHO.

#### 5.4.4. Efectos de la variabilidad frente a un valor homogéneo

Al igual que para las subcuencas de los ríos *Carson* y *American*, se ha llevado a cabo la evaluación de los procesos de acumulación y fusión de nieve mediante grupos de celdas ubicadas en la ladera sur y la ladera norte para el periodo comprendido del 01/09/2010 al 19/08/2011. Lo anterior, con la finalidad de determinar el comportamiento de las formulaciones matemáticas y las diferencias en la modelación de los procesos de la nieve con los modelos híbridos de fusión cuando se trabaja a esta escala. La selección de las celdas se ha realizado bajo los mismos criterios usados en las subcuencas de Sierra Nevada EE. UU. (Figura 5. 50).

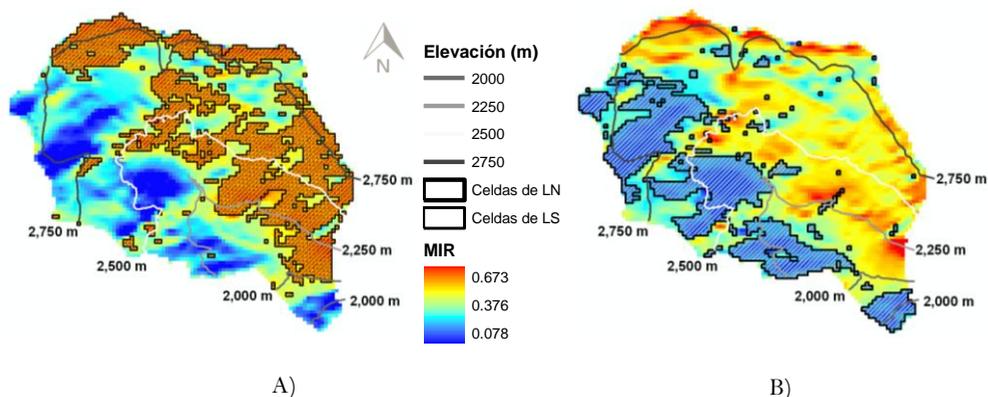


Figura 5. 50. Celdas seleccionadas por ladera para evaluar la acumulación y fusión de nieve en la cuenca de Contraix (ladera sur “A” y ladera norte “B”).

Los resultados de la evaluación realizada muestran diferencias en las tasas de fusión de nieve de  $0.15 \text{ mm } 0.5\text{h}^{-1}$  a  $0.27 \text{ mm } 0.5\text{h}^{-1}$  entre el modelo MHO y el modelo MíBI1-6 en la ladera sur, para los meses comprendidos entre diciembre y julio (Figura 5. 51). En el caso de las celdas de la ladera norte se obtienen diferencias entre  $0.41 \text{ mm } 0.5\text{h}^{-1}$  y  $0.87 \text{ mm } 0.5\text{h}^{-1}$  (Figura 5. 52).

En el caso de las diferencias entre las tasas de fusión del modelo MHO y el modelo MíBIV3-7, se han encontrado que están comprendidas entre los valores de  $0.11 \text{ mm } 0.5\text{h}^{-1}$  y  $0.56 \text{ mm } 0.5\text{h}^{-1}$  en la ladera sur, mientras que en la ladera norte, entre  $0.15 \text{ mm } 0.5\text{h}^{-1}$  a  $0.69 \text{ mm } 0.5\text{h}^{-1}$  para los meses de diciembre a julio. En el caso de la acumulación de nieve, en la ladera sur se han obtenido diferencias máximas entre el modelo MHO y el modelo MíBI1-6 de 187 mm para el mes de mayo (Figura 5. 53). En la ladera norte las diferencias máximas obtenidas para el mes de mayo son de 400 mm (Figura 5. 54). Por otro lado, las diferencias máximas de acumulación obtenidas entre el modelo MHO y el modelo MíBIV3-7 son de 163 mm en ladera sur y de 249 mm en ladera norte registradas en abril.

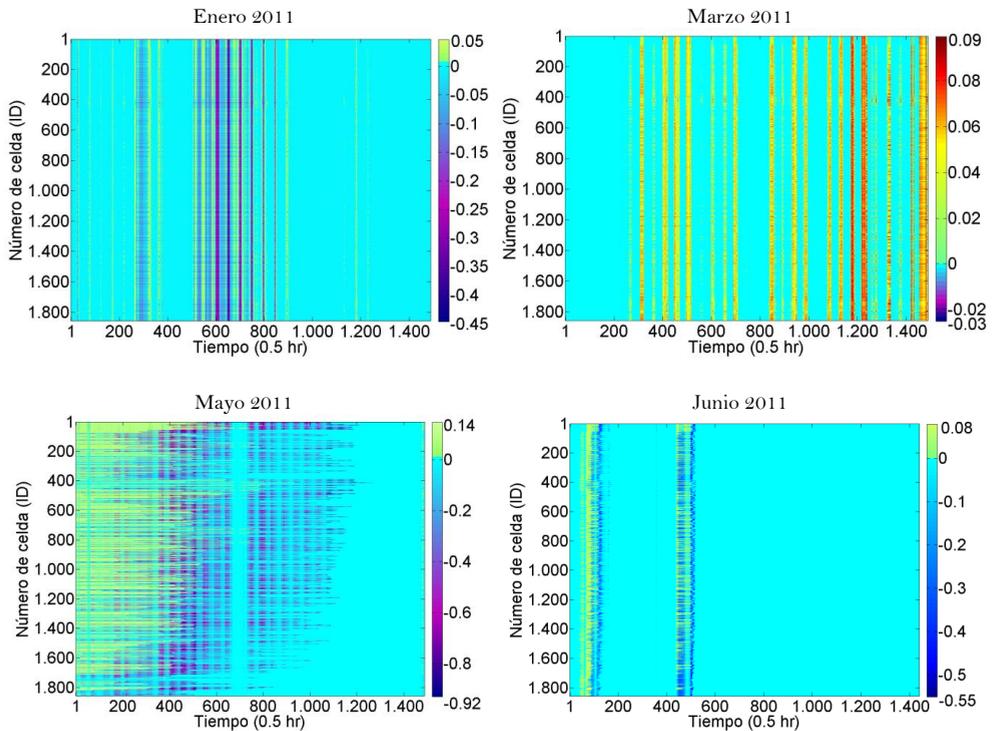


Figura 5. 51. Diferencias de tasas de fusión en  $\text{mm } 0.5\text{h}^{-1}$  (modelo MíBI1-6 menos modelo MHO), en celdas de ladera sur de la cuenca de Contraix.

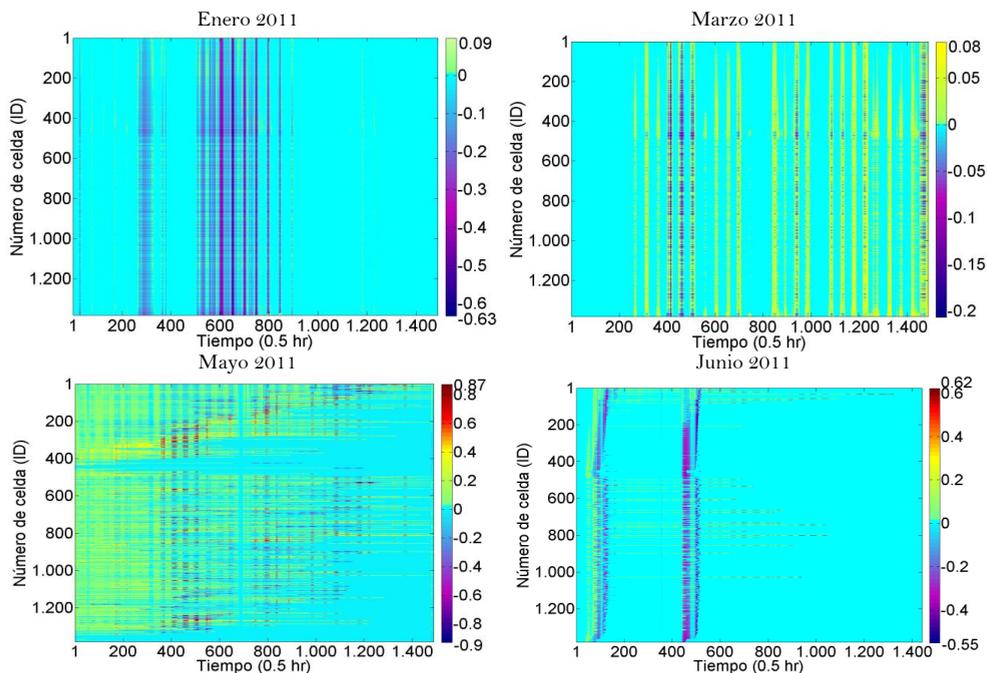


Figura 5. 52. Diferencias de tasas de fusión en  $\text{mm } 0.5\text{h}^{-1}$  (modelo MíBI1-6 menos modelo MHO), en celdas de ladera norte de la cuenca de Contraix.

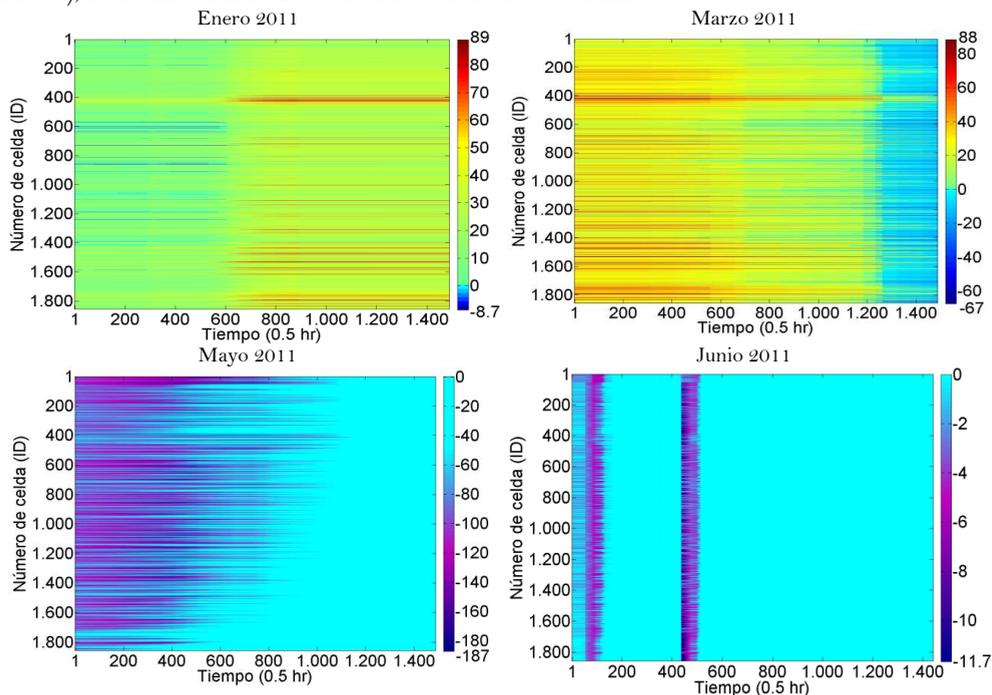


Figura 5. 53. Diferencias de SWE en mm (modelo MíBI1-6 menos modelo MHO), en las celdas de ladera sur de la cuenca de Contraix.

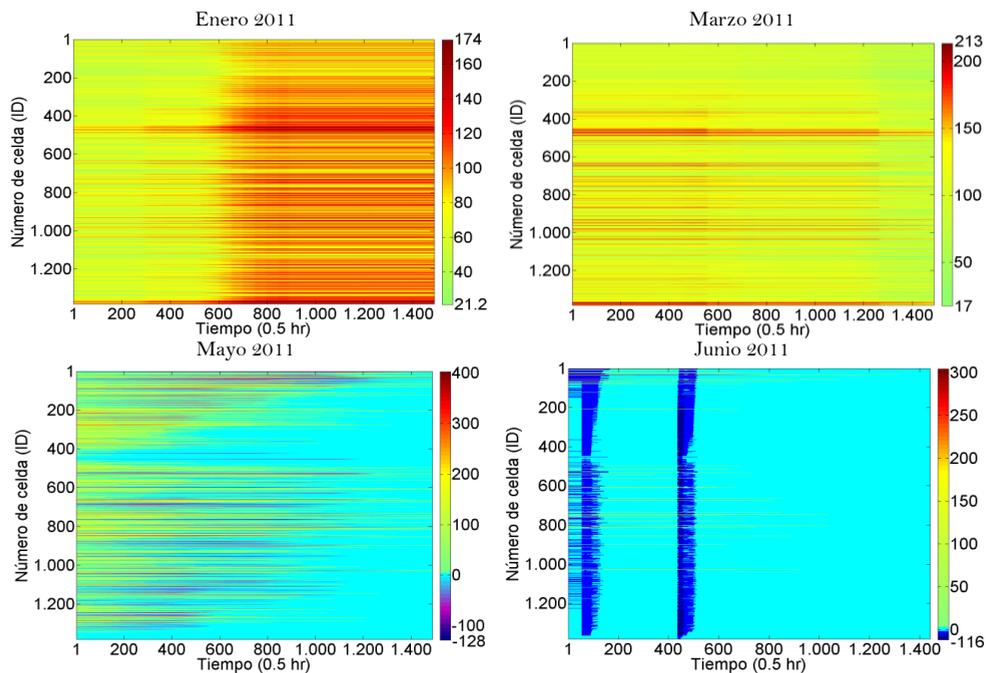


Figura 5. 54. Diferencias de SWE en mm (modelo MíBI1-6 menos modelo MHO), en las celdas de ladera norte de la cuenca de Contraix.

Las conceptualizaciones matemáticas, descritas en el capítulo de Metodología y seleccionadas para modelar hidrológicamente la cuenca de Contraix, han mostrado tener una cuantificación de los caudales en la desembocadura muy similar a escala de ladera y escala temporal de media hora. Además, las eficiencias en la modelación hidrológica son mejores a las esperadas tanto en calibración como en validación, considerando por un lado, la incertidumbre en los *inputs* cuando se ha empleado información de la estación meteorológica de Llebreta, y por otro, la limitante de disponer de una sola estación pluviométrica dentro del área de la cuenca que repercute en la distribución espacial de la precipitación.

Al igual que en las subcuencas de los ríos *Carson* y *American*, en la cuenca de Contraix se ha detectado una compensación por medio de los parámetros del modelo TETIS cuando se tiene factores de fusión grado-día sobrevalorados en los primeros meses del invierno como es el caso del modelo MHO y el MíBI3-7. Respecto a los resultados en la modelación de la nieve en la cuenca de Contraix, muestran indicios de un buen funcionamiento del modelo MíBI1-6.

# Capítulo 6

## Conclusiones

---

La presente tesis doctoral ha tenido como objetivo introducir y evaluar el efecto de la variabilidad del factor de fusión grado-día en la modelación hidrológica distribuida de los procesos de producción de escorrentía, acumulación y fusión de nieve componentes del ciclo hidrológico de una cuenca de alta montaña. Para ello, se han propuesto tres conceptualizaciones matemáticas planteadas tomando como base el método clásico grado-día de fusión. A partir de estas conceptualizaciones se han obtenido cinco modelos híbridos implementados como módulos de fusión dentro del modelo hidrológico distribuido TETIS. El cual ha sido desarrollado por el Grupo de Investigación de Modelación Hidrológica y Ambiental (GIMHA), que pertenece al Instituto de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente (IIAMA), de la Universitat Politècnica de València (UPV).

La justificación de estudiar la variabilidad del factor grado-día (DDF) se ha basado en que según Hock (1999) y Braithwaite (1995), la variabilidad espacial de la fusión no es modelada correctamente con el método grado-día al ser asumido el factor DDF como un valor constante e invariante en el espacio y el tiempo. Por otra parte, DeWalle y Rango (2008) plantean que en realidad este factor DDF es modificado por una serie de factores variables en el espacio y tiempo, que están relacionados con el suministro de energía en la fusión. A la vista de lo anterior son

varios los trabajos que se pueden encontrar en la literatura científica que han tratado de introducir la variabilidad del factor DDF considerando principalmente la radiación de onda corta, entre los cuales destacan los desarrollados por Cazorzi y Dalla Fontana (1996), Hock (1999) y Kling (2006). A diferencia de los enfoques propuestos por los autores anteriores, la variabilidad en esta tesis es introducida a través de mapas de índices de radiación (MIR) y un mapa de factores DDF (MDDF) como una solución parsimoniosa al problema planteado. En el caso de los mapas MIR, éstos introducen la variabilidad por medio de coeficientes o índices cuyo valor está asociado con la energía de radiación de onda corta directa y difusa a cielo despejado disponible para cada celda, tomando en cuenta la orientación, la sombra de relieve y el ángulo cenital. En el cálculo de la radiación, se emplea un DEM y el *script Area Solar Radiation* de la plataforma *ArcGIS* que usa el algoritmo de cuenca visual hemisférica (*Viewshed*). Por otro lado, el mapa MDDF intenta incorporar el equivalente de energía de onda corta y larga para la fusión en zonas con cubierta vegetal, usando para ello valores de factores DDF. Estos valores usados para construir el mapa MDDF, se han obtenido de trabajos previos encontrados en la literatura científica como los realizados por Bergström (1995), Kuchment y Gelfan (1996) y Bengtsson y Semádeni-Davies (2011).

Los modelos híbridos de fusión implementados en esta tesis y el modelo grado-día homogéneo de fusión original del modelo hidrológico TETIS, se han evaluado utilizando los casos de estudio de las subcuencas de los ríos *Carson* y *American* en Sierra Nevada EE. UU., y la cuenca pirenaica-mediterránea de *Contraix*. En el caso de las subcuencas de Sierra Nevada han sido utilizadas en el *Distributed Hydrologic Model Intercomparison Project-Phase 2 “DMIP2”* (Smith et al., 2013) y la cuenca de *Contraix* en el proyecto ACOPLA de Parques Nacionales, España (Camarero et al., 2012). Por otro lado, la calibración de los modelos en los tres casos de estudio, se ha realizado empleando calibración automática con el algoritmo de optimización SCE-UA, desarrollado por la Universidad de Arizona de EE. UU. En esta tesis no se realiza calibración manual y son calibrados conjuntamente tanto los parámetros del modelo hidrológico TETIS como los parámetros de los modelos de fusión implementados. Es por ello, que la calibración automática se considera una herramienta fundamental en el desarrollo de la presente tesis y será de gran ayuda en aplicaciones posteriores de los modelos de fusión en otras cuencas de alta montaña.

La evaluación y análisis de los resultados se han enfocado a examinar la modelación de la producción de escorrentía y la modelación de los procesos de

acumulación y fusión de nieve. En el caso de los resultados en la modelación de la nieve, se ha realizado validación puntual de la acumulación usando la altura equivalente de agua (SWE) de estaciones SNOTEL y pértigas disponibles. Así, como validación espacial comparando las cubiertas del manto de nieve simuladas por los modelos de fusión implementados y las cubiertas de imágenes de satélite proporcionadas por la NOAA/NWS. Además, se han utilizado los resultados obtenidos por los modelos que han participado en el proyecto DMIP2 (Smith et al., 2013), para determinar los alcances de los modelos de fusión implementados en esta tesis frente a otras conceptualizaciones de fusión más completas que emplean el balance de energía para la fusión. A partir de las evaluaciones en las subcuencas de Sierra Nevada EE. UU., ha sido posible seleccionar los mejores modelos híbridos de fusión, para ser probados en el tercer caso de estudio que es la cuenca de Contraix. Esta cuenca, se caracteriza por contar con poca información que es lo que normalmente sucede en las cuencas de alta montaña, así como por las escalas espacial y temporal empleadas de mayor detalle.

Es por todo lo anterior y tomando en cuenta los objetivos planteados inicialmente en esta tesis que se han obtenido las siguientes conclusiones:

Los mapas MIR que consideran el potencial de los flujos de energía de la radiación directa y difusa de onda corta para la condición de cielo despejado, han demostrado ser un criterio válido siempre y cuando se realice a la escala adecuada. Asimismo, el uso de seis mapas MIR consigue una mejor variabilidad espacial y temporal de los índices de radiación al considerar los efectos topográficos como las sombras de relieve, la pendiente, la orientación y el ángulo cenital que según Hock (2003), influyen de manera importante en la variabilidad espacial de la fusión. Por último, el valor del índice de radiación es mejor cuantificado si se considera la radiación directa y difusa, esta última no considerada por otros autores como Cazorzi y Dalla Fontana (1996) y Kling (2006).

En el caso del mapa MDDF cuya variabilidad está condicionada por la ocupación de suelo y los valores de factores DDF asignados, puede ser ampliamente mejorable utilizando mapas de ocupación con mayor precisión y tomando en cuenta otras variables como la densidad de la vegetación.

La variabilidad de los factores DDF conseguida con todos los modelos híbridos implementados en los tres casos de estudio ha resultado estar comprendida dentro del rango de 1 a 11.6 mm °C<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup>, fijado inicialmente en función de los trabajos previos encontrados en la literatura científica. La variabilidad de los factores DDF

obtenida a través del modelo MíBI1-6 que utiliza seis mapas MIR, ha resultado ser la mejor para los tres casos de estudio utilizados. Las variaciones del factor DDF obtenidas con este modelo están comprendidas de 0.2 a 3.88 mm °C<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup> para el factor de fusión sin lluvia (DDF1) y de 0.2 a 7 mm °C<sup>-1</sup> d<sup>-1</sup> para el factor de fusión con aportes de energía por lluvia (DDF2). Lo anterior, considerando la variabilidad conseguida en los tres casos de estudio. Por otro lado, la variabilidad obtenida cuando se emplean conjuntamente los mapas MIR y el mapa MDDF como es el caso del modelo MíBIV3-7, ha estado condicionada por el mapa MDDF, encontrándose que en zonas con cubierta vegetal este mapa aporta un 50% de la energía del valor de los factores DDF y para zonas sin cubierta vegetal un 66% del valor de los factores DDF. En el caso del factor DDF2 con aportes de energía por lluvia, todos los modelos han mostrado una baja sensibilidad a este parámetro para los tres casos de estudio, producto de una baja frecuencia de la condición que activa la participación de este parámetro en los modelos. Lo anterior coincide con lo expuesto por Herrero (2007), quien considera que la ocurrencia de precipitaciones cálidas sobre nieve no son frecuentes salvo en zonas costeras por encima de los 44° de latitud, en donde la nieve por debajo de los 1000 m y los cambios de temperatura pueden ser bruscos.

Los resultados obtenidos en la calibración de los caudales observados en la desembocadura de las subcuencas en Sierra Nevada EE. UU., son excelentes en ambos casos y en todos los modelos de fusión implementados en esta tesis. Asimismo, coinciden con las eficiencias reportadas en el proyecto DMIP2 (Smith et al., 2013). Los mejores resultados se han obtenido con los modelos MíBI1-6 y MíBIV3-7. Por otro lado, se ha encontrado que los modelos de fusión implementados presentan un comportamiento muy similar en la simulación de los caudales en los puntos de control. A la vista de lo anterior, se puede concluir que la producción de caudales en la desembocadura de una cuenca no se ve afectada o mejorada drásticamente si se introduce la variabilidad de los factores DDF. Es decir, si lo que se pretende es sólo modelar los caudales en la desembocadura de una cuenca, cualquiera de los modelos implementados podría ser utilizado.

En la validación temporal, espacial y espacio-temporal de los caudales, los resultados obtenidos en las subcuencas de Sierra Nevada EE. UU., nuevamente son muy buenos en todos los modelos, con eficiencias máximas de un NSE de 0.85 en validación temporal, un NSE de 0.9 en validación espacial y un NSE de 0.80 en validación espacio-temporal. Estas eficiencias coinciden con las reportadas por otros modelos del DMIP2 (Smith et al., 2013). En las validaciones anteriores,

nuevamente los mejores resultados se han obtenido con el modelo MíBI1-6, seguido del modelo MíBIV3-7. Además, al igual que en los resultados en calibración, en estos casos, también se ha encontrado un comportamiento muy parecido entre los modelos implementados en la simulación de los caudales en los puntos de control.

En la modelación de la nieve de las subcuencas en Sierra Nevada EE. UU., se han obtenido los mejores resultados en la simulación de las SWE en las estaciones *SNOTEL* ubicadas a mayor elevación. Lo anterior coincide con lo reportado por Shamir y Georgakakos (2006), que obtuvieron igualmente para estas mismas cuencas los mejores resultados de distribución y fusión de la nieve en las estaciones *SNOTEL* más elevadas, con un incremento de incertidumbre para las estaciones bajas. A diferencia de la modelación de los caudales, se ha observado en la modelación de la nieve una fuerte influencia de la variabilidad de los factores DDF. Se ha encontrado que cuando se utiliza un valor homogéneo se sobreestima las tasas de fusión para los meses de octubre a abril, afectando con ello, la acumulación de las SWE. En la modelación de las SWE el modelo MíBI1-6 es el que mejores resultados ha obtenido, aunque en general todas las conceptualizaciones implementadas han superado al modelo grado-día homogéneo (MHO) implementado originalmente en el modelo hidrológico TETIS.

La validación llevada a cabo a través de la comparación entre las cubiertas de nieve de imágenes de satélite proporcionadas por la NOAA/NWS y las simuladas con los modelos de fusión implementados, ha permitido concluir que los mejores resultados se obtienen con el modelo MíBI1-6 en ambos casos de estudio en Sierra Nevada EE. UU. Estos resultados demuestran el importante efecto de la variabilidad de los factores DDF en la modelación y distribución de la nieve. Asimismo, es importante comentar que en realidad todos los modelos implementados superan en todos los casos al modelo MHO.

Al comparar las series de 10 años de las SWE simuladas con los modelos participantes en el proyecto DMIP2 y las simuladas con los modelos de fusión implementados en esta tesis, se ha encontrado una buena aproximación de los modelos implementados a los modelos HL-RDHM y TOPKAPI (éste último emplea el balance de energía para la fusión de nieve) que son los que mejor modelan la nieve según los resultados reportados en el proyecto DMIP2 (Smith et al., 2013). Nuevamente sobresale el modelo MíBI1-6 del resto de modelos de fusión implementados. Además, se confirma que la mayor incertidumbre en los

resultados para todos los modelos analizados, está asociada a las estaciones ubicadas por debajo de los 2,000 m de elevación. Por otro lado, los resultados obtenidos con el modelo MHO empleando calibración automática son mejores que los obtenidos por calibración manual reportados en Smith et al. (2013).

La comparación de los procesos de acumulación y fusión de nieve a nivel de ladera entre los modelos híbridos de fusión y el modelo MHO implementados, ha mostrado que el modelo MHO funde la nieve sin diferenciar la orientación de ladera, con tasas muy superiores en los primeros meses del invierno. Lo mismo ocurre con el modelo MíBIV3-7, condicionado por los valores de los factores DDF asignados a través del mapa MDDF. Todo lo contrario, se ha encontrado en el modelo MíBI1-6 que en los meses de invierno utiliza valores de los factores DDF más razonables para esta época del año produciendo menores tasas de fusión. Asimismo, el efecto de la sombra de relieve se observa claramente permitiendo simular de mejor manera los procesos de la nieve a escala de ladera.

En el caso de los resultados obtenidos en la cuenca de Contraix utilizando escalas espacial y temporal diferentes a las empleadas en los casos de Sierra Nevada EE. UU., se han obtenido mejores resultados en la modelación de los caudales para el periodo de calibración con los modelos MíBI1-6 y MíBIV3-7 que con el modelo MHO. En esta cuenca nuevamente se ha obtenido un comportamiento muy similar entre los modelos que coincide con lo observado para los casos de estudio de las subcuencas de los ríos *Carson* y *American*. Además, los resultados en validación siguen presentando esta similitud en la modelación de los caudales. Con base en los resultados anteriores, se puede concluir que los modelos se comportan bien en las dos escalas espaciales y temporales usadas. Por último, los resultados obtenidos con los modelos seleccionados en esta cuenca tanto en calibración como en validación pueden considerarse razonables tomando en cuenta la poca información y la alta incertidumbre en la misma.

En la modelación de las SWE en la cuenca de Contraix para el periodo de calibración y validación, es difícil establecer con precisión qué modelo es el que obtienen los mejores resultados, al no disponerse de la información suficiente. Sin embargo, los resultados han mostrado indicios de un buen funcionamiento del modelo MíBI1-6. Por lo tanto, se puede concluir que a escala de ladera y de cuenca la conceptualización matemática de este modelo es estable y puede ser usado en ambos casos. A nivel de ladera el modelo MíBI1-6 presenta menor permanencia de

la nieve en la ladera sur y mayor permanencia en la ladera norte, que coincide con las observaciones hechas en las visitas de campo.

## 6.1. Futuras líneas de investigación

Con base en los resultados obtenidos en la presente tesis se plantean las siguientes futuras líneas de investigación:

El modelo híbrido de fusión MíBI1-6, es una solución parsimoniosa que ha demostrado obtener buenos resultados en la modelación de la nieve de cuencas medianas de alta montaña, incluso similares a los conseguidos por modelos que emplean el balance de energía. No obstante, es conveniente probar este modelo en cuencas pequeñas y grandes de España o cualquier otra región. Al no quedar completamente demostrada la eficiencia de este modelo a la escala de ladera y para lo cual, se debe utilizar una cuenca experimental con suficiente información hidrometeorológica. El interés por validar el rendimiento del modelo en cuencas grandes, es con la intención de que éste pueda ser implementado en un futuro en programas como el ERHIN que está enfocado a grandes cuencas de España.

Es necesario modificar la conceptualización del modelo MíBIV3-7 que considera la cubierta vegetal, al quedar demostrado en esta tesis que cuando se utilizan factores de fusión de otras cuencas, no se consigue modelar adecuadamente la variabilidad de la fusión de nieve. Esta modificación, debe incluir una formulación que cuantifique de manera indirecta la energía de onda larga considerando el tipo de vegetación, la densidad de la vegetación y la interceptación de la nieve. Esta última, tiene importantes efectos en el intercambio de los flujos de energía para la fusión de un manto de nieve y considerarlos puede ayudar a mejorar los resultados conseguidos con este modelo.

Es necesario verificar el efecto de la condición de cielo nublado en los resultados conseguidos con la conceptualización del modelo MíBI1-6, no considerada en la cuantificación de los índices de radiación propuestos en esta tesis doctoral. Para con ello, cuantificar sus efectos y establecer sus ventajas o desventajas en la modelación hidrológica de cuencas de alta montaña.

# Referencias bibliográficas

---

- Ajami, K.N., Gupta, H., Wagener, T., Sorooshian, S., 2004. Calibration of a semi-distributed hydrologic model for streamflow estimation along a river system. *Journal of Hydrology* 298, 112–135.
- Albert, M., Krajewski, G., 1998. A fast, physically based point snowmelt model for use in distributed applications. *Hydrological Processes* 12, 1809–1824.
- Albert, S.C., McGilvary, W.R., 1992. Thermal effects due to air flow and vapor transport in dry snow. *Journal of Glaciology* 38, 273–281.
- Ambach, W., 1988. Interpretation of the positive-degree-days factor by heat balance characteristics-West Greenland. *Nordic hydrology* 19, 217–224.
- Amoroch, J., Espildora, B., 1966. Mathematical Simulation of the Snow Melting Processes. Water Science and Engineering, Davis, CA: University of California.
- Andersen, J., Refsgaard, J.C., Jensen, K.H., 2001. Distributed hydrological modelling of the Senegal River Basin model construction and validation. *Journal of Hydrology* 247, 200–214.
- Anderson, E., 2006. Snow Accumulation and Ablation Model – SNOW-17, US National Weather Service, Silver Spring, 61 p.
- Anderson, E., 1976. A Point Energy and Mass Balance Model of a Snow Cover (Technical Report No. 19). NOAA, U.S., 150 p.
- Anderson, E.A., 1968. Development and Testing of Snow Pack Energy Balance Equations. *Water Resources Research* 4, 19–37.

- Anderson, E.A., Crawford, N.H., 1964. The Synthesis of Continuous Snowmelt Runoff Hydrographs on a Digital Computer (Technical Report No 36 No. 36). Department of Civil Engineering, Stanford, CA: Stanford University.
- Armstrong, R.L., Brun, E., 2008. Snow and Climate. Cambridge University Press, Cambridge.
- Arnold, N., Willis, I.C., Sharp, M.J., Richards, K.S., Lawson, W.J., 1996. Distributed surface energy balance model for a small valley glacier: I. Development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland. *Journal of Glaciology* 77–89.
- Aubert, D., Loumagne, C., Oudin, L., 2003. Sequential assimilation of soil moisture and streamflow data in a conceptual rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology* 280, 145–161.
- Bardossy, A., Giese, H., Hartmann, G., Nachtnebel, H., Dienhofer, W., Hebenstreit, K., 1999. Impacts of climate change on mid-European river basin hydrology. In *Hydrological Extremes: Understanding, Predicting, Mitigating*, Gottschalk L, Olivry J-C, Reed D, Rosbjerg D (eds) 11–18.
- Barnett, T.P., Dümenil, L., Schlese, U., Roeckner, E., Latif, M., 1989. The Effect of Eurasian Snow Cover on Regional and Global Climate Variations. *Journal of the Atmospheric Sciences* 46, 661–686.
- Barros, A.P., Lettenmaier, D.P., 1993. Dynamic Modeling of the Spatial Distribution of Precipitation in Remote Mountainous Areas. *American Meteorological Society* 121, 1195–1214.
- Bartelt, P., Lehning, M., 2002. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part I: numerical model. *Cold Regions Science and Technology* 35, 123–145.
- Bartholmes, J., Todini, E., 2005. Coupling meteorological and hydrological models for flood forecasting. *Hydrology and Earth System Sciences* 9(4), 333–346.
- Bartlett, P., MacKay, M., Verseghy, D., 2006. Modified Snow Algorithms in the Canadian Land Surface Scheme: Model Runs and Sensitivity Analysis at Three Boreal Forest Stands. *Atmosphere-Ocean* 44, 207–222.
- Bengtsson, L., Semádeni-Davies, A., 2011. Urban snow, in: *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Springer Science, pp. 1211–1217.

- Bengtsson, L., Westerström, G., 1992. Urban snowmelt and runoff in northern Sweden. *Hydrological Sciences Journal* 37, 263–275.
- Bergström, S., 1995. The HBV model [In Computer Models of Watershed Hydrology]. *Water Resources Publications: Highlands Ranch, CO.* 137–159.
- Beven, K., Kirkby, M.J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull* 24, 43–69.
- Beven, K., Wood, E.F., 1983. Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas. *J. Hydrol.* 65, 139–158.
- Blöschl, G., Kirnbauer, R., Gutknecht, D., 1991. Distributed Snowmelt Simulations in an Alpine Catchment: 1. Model Evaluation on the Basis of Snow Cover Patterns. *Water Resources Research* 27, 3171–3179.
- Bøggild, C., Reeh, N., Oerter, H., 1994. Modelling ablation and mass-balance sensitivity to climate change of Storstrømmen, *Northeast Greenland. Global and Planetary Change* 9, 79–90.
- Braithwaite, R.J., 1995. Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modelling. *Journal of Glaciology* 41, 153–160.
- Braithwaite, R.J., Konzelmann, T., Marty, C., Olesen, O.B., 1998. Errors in daily ablation measurements in northern Greenland, 1993–94, and their implications for glacier climate studies. *Journal of Glaciology* 44, 583–588.
- Braithwaite, R.J., Olesen, O.B., 1989. Calculation of glacier ablation from air temperature, West Greenland. In: Oerlemans. *Glacier Fluctuations and Climatic Change, Glaciology and Quaternary Geology*, 219–233.
- Braithwaite, R.J., Zhang, Y., 1999. Modelling Changes in Glacier Mass Balance That May Occur as a Result of Climate Changes. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 81, 489–496.
- Braithwaite, R.J., Zhang, Y., 2000. Sensitivity of mass balance of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model. *Journal of Glaciology* 46, 7–14.
- Breiman, L., Friedman, J.H., Olshen, R.A., Stone, C.G., 1984. *Classification and Regression Trees*. Wadsworth International Group, Belmont, California, USA.

- Brown, R.D., Goodison, B.E., 2005. Snow Cover, in: *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. Wiley & Sons Ltd., pp. 2463–2474.
- Brubaker, K., Rango, A., Kustas, W., 1996. Incorporating Radiation Inputs Into the Snowmelt Runoff Model. *Hydrological Processes* 10, 1329–1343.
- Bruland, O., Maréchal, D., Sand, K., Killingtveit, Å., 2001. Energy and water balance studies of a snow cover during snowmelt period at a high arctic site. *Theoretical and Applied Climatology* 70, 53–63.
- Brun, E., Martinec, E., Simon, V., Gendre, C., Coleou, C., 1989. An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *J. of Glaciology* 35, 333–342.
- Caiping, C., Yongjian, D., 2009. The application of artificial neural networks to simulate meltwater runoff of Keqikaer Glacier, south slope of Mt. Tuomuer, western China. *Environmental Geology* 575, 1839–1845.
- Camarero, L., Butturini, A., Catalan, J., Francés, F., Boix, M., Orozco, I., Sala, M., 2012. Biogeoquímica de las aguas de montaña: Control hidrológico y efectos potenciales del cambio climático. *Proyectos de investigación en parques nacionales 2008-2011*.
- Carlson, R.F., Norton, W., McDougall, J., 1974. *Modeling Snowmelt Runoff in an Arctic Coastal Plain*. Institute of Water Resources, Fairbanks, AK: University of Alaska.
- Carroll, R.W.H., Warwick, J.J., Heim, K.J., Bonzongo, J.C., Miller, J.R., Lyons, W.B., 2000. Simulation of mercury transport and fate in the Carson River, Nevada. *Ecological Modelling* 125, 255–278.
- Cazorzi, F., Dalla Fontana, G., 1996. Snowmelt modelling by combining air temperature and a distributed radiation index. *Journal of Hydrology* 181, 169–187.
- Ciarapica, L., Todini, E., 2002. TOPKAPI: a model for the representation of the rainfall-runoff process at different scales. *Hydrological Processes* 16, 207–229.
- Clark, M.P., Hendrikx, J., Slater, A.G., Kavetski, D., Anderson, B., Cullen, N.J., Kerr, T., Örn Hreinsson, E., Woods, R.A., 2011. Representing spatial variability of snow water equivalent in hydrologic and land-surface models: A review. *Water Resources Research* 47, 1–23.

- Cline, 1995. Snow surface energy exchanges and snowmelt at a continental alpine site, in: *Biogeochemistry of Seasonally Snow-Covered Catchments*. Presented at the Catchments (Proceedings of a Boulder Symposium, IAHS Publ, pp. 157–166.
- Cline, D.W., 1997. Snow Surface Energy Exchanges and Snowmelt at a Continental, Midlatitude Alpine Site. *Water Resour. Res.* 33, 689–701.
- Clyde, G.D., 1931. Snow-melting characteristics. Utah Agricultural Experiment Station Bull 231, 1–23.
- Colbeck, S., Akitaya, E., Armstrong, R., Gruber, H., Lafeuille, J., Lied, K., McClung, D., Morris, E., 1990. The international classification for seasonal snow on the ground, International Commission of Snow and Ice of International Association of Scien. Internat. Comm. Snow and Ice, IASH.
- Colbeck, S.C., 1982. An Overview of Seasonal Snow Metamorphism. *Reviews of Geophysics* 20, 45–61.
- Collins, E.H., 1934. Relationship of degree-days above freezing to runoff. Trans. Am. Geophys. Union, Reports and Papers. *Hydrology*, 624–629.
- Cooley, K.R., Palmer, P., 1997. Characteristics of snowmelt from NRCS SNOTEL (SNOWTElemetry) sites, in: Proceedings of the 65th Annual Western Snow Conference. Alberta, Canada, pp. 1–11.
- Corps of Engineers, 1956. Summary report of the snow investigations, snow hydrology ( No. 210). US Army Engineer Division North Pacific, Portland, Oregon.
- Cuo, L., Giambelluca, T.W., Ziegler, A.D., Nullet, M.A., 2006. Use of the distributed hydrology soil vegetation model to study road effects on hydrological processes in Pang Khum Experimental Watershed, northern Thailand. *Forest Ecology and Management* 224, 81–94.
- Day, C.A., 2009. Modelling impacts of climate change on snowmelt runoff generation and streamflow across western US mountain basins: a review of techniques and applications for water resource management. *Progress in Physical Geography* 33, 1–20.
- De Woul, M., Hock, R., 2005. Static mass-balance sensitivity of Arctic glaciers and ice caps using a degree-day approach. *Annals of Glaciology* 42, 217–224.

- Desborough, C.E., Pitman, A.J., 1998. The BASE land surface model. *Global and Planetary Change* 19, 3–18.
- Dettinger, M.D., Cayan, D.R., 2003. Interseasonal covariability of Sierra Nevada streamflow and San Francisco Bay salinity. *Journal of Hydrology* 277, 164–181.
- Dettinger, M.D., Cayan, D.R., Meyer, M.K., Jeton, A.E., 2004. Simulated Hydrologic Responses to Climate Variations and Change in the Merced, Carson, and American River Basins, Sierra Nevada, California, 1900–2099. *Climatic Change* 62, 283–317.
- DeWalle, D.R., Rango, A., 2008. Principles of snow hydrology. Cambridge University Press, Cambridge.
- Dingman, L., 2002. Physical Hydrology, Second edition. ed. Prentice Hall, Saddle River, New Jersey.
- Doronin, Y.P., Kheisin, D.E., 1977. Sea Ice. Amerind Publishing, New Delhi.
- Douville, H., Royer, J., 1996. Sensitivity of the Asian summer monsoon to an anomalous Eurasian snow cover within the Météo-France GCM. *Climate Dynamics* 12, 449–466.
- Douville, H., Royer, J.-F., Mahfouf, J.-F., 1995. A new snow parameterization for the Météo-France climate model. *Climate Dynamics* 12, 21–35.
- Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, V., 1992. Effective and Efficient Global Optimization for Conceptual Rainfall-Runoff Models 28, 1015–1031.
- Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, V.K., 1994. Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. *Journal of Hydrology* 158, 265–284.
- Dunne, T., Moore, T.R., Taylor, C.H., 1975. Recognition and prediction of runoff-producing zones in humid region 305–327.
- Ebert, E.E., Curry, J.A., 1993. An Intermediate One-Dimensional Thermodynamic Sea Ice Model for Investigating Ice-Atmosphere Interactions. *J. Geophys. Res.* 98, 109.
- Eckhardt, K., Haverkamp, S., Fohrer, N., Frede, H.-G., 2002. SWAT-G, a version of SWAT99.2 modified for application to low mountain range catchments. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 27, 641–644.

- Eggleston, K.O., Israelsen, E.K., Riley, J.P., 1971. Hybrid Computer Simulation of the Accumulation and Melt Processes in a Snowpack.
- Elder, K., Dozier, J., Michaelsen, J., 1991. Snow accumulation and distribution in an alpine watershed. *Water Resources Research* 27, 1541–1552.
- Escher-Vetter, H., 1985. Energy balance calculations for the ablation period 1982 at Vernagtferner, Oetztal, Alps. *Annals of Glaciology* 158–160.
- Federer, C.A., 1972. Solar radiation absorption by leafless hardwood forests. *Agricultural Meteorology* 9, 3–20.
- Fily, M., Dedieu J.P., Durand Y., 1999. Comparison between the Results of a Snow Metamorphism Model and Remote Sensing Derived Snow Parameters in the Alps. *Remote Sensing of Environment* 68, 254–263.
- Finstlerwalder, S., Schunk, H., 1887. Der Suldenferner. Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins. *Climatic Change* 18, 72–89.
- Flerchinger, G.N., Cooley, K.R., Deng, Y., 1994. Impacts of spatially and temporally varying snowmelt on subsurface flow in a mountainous watershed: 1. Snowmelt simulation / Influence de la variabilité spatio-temporelle de la fonte des neiges sur l'écoulement de subsurface de bassins versants de montagne: 1. Simulation de la fonte. *Hydrological Sciences Journal* 39, 507–520.
- Flerchinger, G.N., Hanson, C.L., Wight, J.R., 1996. Modeling Evapotranspiration and Surface Energy Budgets Across a Watershed. *Water Resour. Res.* 32, 2539–2548.
- Flerchinger, G.N., Kustas, W.P., Wertz, M.A., 1998. Simulating Surface Energy Fluxes and Radiometric Surface Temperatures for Two Arid Vegetation Communities Using the SHAW Model. *Journal of Applied Meteorology* 37, 449–460.
- Fortin, J.-P., Turcotte, R., Massicotte, S., Moussa, R., Fitzback, J., Villeneuve, J.-P., 2001. Distributed Watershed Model Compatible with Remote Sensing and GIS Data. II: Application to Chaudière Watershed. *J. Hydrologic Engrg.* 6, 100–108.
- Foster, J., Liston, G., Koster, R., Essery, H., Behr, H., Dümenil, L., Verseghy, D., Thompson, S., Pollard, D., Cohen, J., 1996. Snow Cover and Mass Intercomparisons of General Circulation Models and Remotely Sensed Data. *J Clim.* 9, 409–426.

- Francés, F., Múnera, J.C., 2008. Modelación Hidrológica Distribuida de la Cuencas de los Ríos Saja Besaya con el Modelo TETIS V.7.2, Para Estimación Probabilística de Avenidas en los Períodos de Estiaje. XXIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica.
- Francés, F., Vélez, J., Múnera, J.C., Medici, C., Bussi, G., 2012. Descripción del modelo conceptual distribuido de simulación hidrológica TETIS V.8, Instituto de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente, Universitat Politècnica de València, 85 p.
- Francés, F., Vélez, J.I., Vélez, J.J., 2007. Split-parameter structure for the automatic calibration of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology* 332, 226–240.
- Franchini, M., Galeati, G., Berra, S., 1998. Global optimization techniques for the calibration of conceptual rainfall-runoff models. *Hydrological Sciences Journal* 334, 455–466.
- Fu, P., Rich, P.M., 2000. A geometric solar radiation model and its applications in agriculture and forestry. Presented at the Proceedings of the Second International Conference on Geospatial Information in Agriculture and Forestry, pp. 358–364.
- Fu, P., Rich, P.M., 2002. A geometric solar radiation model with applications in agriculture and forestry. *Computers and Electronics in Agriculture* 37, 25–35.
- Funk, M., 1985. Räumliche Verteilung der Massenbilanz auf dem Rhonegletscher und ihre Beziehung zu Klimaelementen. *Zürcher Geographische Schriften. Geographisches Institut der ETH Zürich* 24, 183.
- Gan, T.Y., Burges, S.J., 1990. An Assessment of a Conceptual Rainfall-Runoff Model's Ability to Represent the Dynamics of Small Hypothetical Catchments 1. Models, Model Properties, and Experimental Design. *Water Resour. Res.* 26, 1595–1604.
- Gao, Y., Lü, S., Cheng, G., 2004. Simulation of rainfall-runoff and watershed convergence process in the upper reaches of Heihe River Basin, July 2002. *Science in China Series D: Earth Sciences* 47, 1–8.
- Gelfan, A., 2010. Extreme snowmelt floods: Frequency assessment and analysis of genesis on the basis of the dynamic-stochastic approach. *Journal of Hydrology* 388, 85–99.
- Gottlieb, L., 1980. Development and applications of a runoff model for snowcovered and glacierized basins. *Nordic Hydrology* 11, 255–284.

- Granberg, G., Grip, H., Löfvenius, M.O., Sundh, I., Svensson, B.H., Nilsson, M., 1999. A simple model for simulation of water content, soil frost, and soil temperatures in boreal mixed mires. *Water Resources Research* 35, 3771–3782.
- Gray, D.M., Prowse, T.D., 1992. Snow and floating ice, in: Handbook of Hydrology. McGraw-Hill, New York.
- Grayson, R.B., Moore, I.D., McMahon, T.A., 1992. Physically Based Hydrologic Modeling 2. Is the Concept Realistic? *Water Resour. Res.* 28, PAGES 2659–2666.
- Gustafson, J.R., 2008. Quantifying Spatial Variability of Snow Water Wquivalent, Snow Chemistry, and Snow Water Isotopes Application To Snowpack Water Balance (Thesis Master). Department of Hydrology and Wate, The University of Arizonar Resources.
- Haltiner, J.P., Salas, J.D., 1998. Short-Term forecasting of Snowmelt runoff usinf armax models. *Water Resources Bulletin*, W R B 24.
- Hapuarachchi, H.A.P., Li, Z.-J., Ranjit, M., Wang, Q.J., 2001. Application of Global Optimization Technique for Calibrating the XINANJIANG Watershed Model. Lowland Technology International, ISSN 1344-9656 Vol. 3, 43–57.
- Harding, R.J., Pomeroy, J.W., 1996. The Energy Balance of the Winter Boreal Landscape. *Journal of Climate* 9, 2778–2787.
- Harlin, J., 1991. Development of a Process Oriented Calibration Scheme for the HBV Hydrological Model. *Nordic Hydrology* 22, 15–36.
- Hedstrom, N.R., Pomeroy, J.W., 1998. Measurements and modelling of snow interception in the boreal forest. *Hydrological Processes* 12, 1611–1625.
- Herrero, J., 2007. Modelo físico de acumulación y fusión de la nieve. Aplicación en Sierra Nevada (España) (Tesis doctoral). Universidad de Granada, Granada, España.
- Hock, R., 1999. A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal of Glaciology* 45, 101–111.
- Hock, R., 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology* 282, 104–115.

- Hock, R., 2005. Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in Physical Geography* 29, 362–391.
- Hock, R., Noetzli, C., 1997. Areal melt and discharge modelling of Storglaciaren, Sweden. *Annals of Glaciology* 24, 211–216.
- Hogue, T.S., Sorooshian, S., Gupta, H., Holz, A., Braatz, D., 2000. A Multistep Automatic Calibration Scheme for River Forecasting Models. *Journal of Hydrometeorology* 1, 524–542.
- Huang, W., Nakane, K., Matsuura, R., Matsuura, T., 2007. Distributed tank model and GAME reanalysis data applied to the simulation of runoff within the Chao Phraya River Basin, Thailand. *Hydrological Processes* 21, 2049–2060.
- Ingeniería 75, S.A., 2005. ASTER. Modelo Hidrológico de simulación y previsión aplicado a cuencas donde el fenómeno nival es relevante (Manual de usuario). Madrid.
- Jain, S.K., Kumar, N., Ahmad, T., Kite, G.W., 1998. SLURP - model and GIS - for estimation of runoff in a part of Satluj catchment, India / Estimation de l'écoulement d'une partie du bassin de Satluj par le modèle SLURP - et un GIS - PB - Taylor & Francis. *Hydrological Sciences Journal* 43, 875.
- Jansson, P.-E., Gustafson, A., 1987. Simulation of Surface Runoff and Pipe Discharge from an Agricultural Soil in Northern Sweden. *Nordic Hydrology* 18, 151–166.
- Jeton, A.E., Dettinger, M.D., Smith, J.L., 1996. Potential effects of climate change on streamflow, Eastern and Western slopes of the Sierra Nevada, California and Nevada. *Water-Resources Investigations Report, U.S. Geological Survey* 44.
- Jin, J., Gao, X., Sorooshian, S., Yang, Z.-L., Bales, R., Dickinson, R.E., Sun, S.-F., Wu, G.-X., 1999. One-dimensional snow water and energy balance model for vegetated surfaces. *Hydrological Processes* 13, 2467–2482.
- Jóhannesson, T., 1997. The response of two Icelandic glaciers to climatic warming computed with a degree-day glacier mass-balance model coupled to a dynamic glacier model. *Journal of Glaciology* 43, 321–327.
- Jóhannesson, T., Sigurdsson, O., Laumann, T., Kennett, M., 1995. Degree-day glacier mass-balance modelling with applications to glaciers in Iceland, Norway and Greenland. *Journal of Glaciology* 41, 345–358.

- Jordan, R., 1998. A One-Dimensional Temperature Model for a Snow Cover: Technical Documentation for SNTHERM.89., U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory Special Rep. 91-16, 49 p.
- Kalin, L., Govindaraju, R.S., Hantush, M.M., 2003. Effect of geomorphologic resolution on modeling of runoff hydrograph and sedimentograph over small watersheds. *Journal of Hydrology* 276, 89–111.
- Kane, D.L., Gieck, R.E., Hinzman, L.D., 1997. Snowmelt Modeling at Small Alaskan Arctic Watershed. *Journal of Hydrologic Engineering* 2, 204–210.
- Kapnick, S., Hall, A., 2010. Observed Climate–Snowpack Relationships in California and their Implications for the Future. *Journal of Climate* 23, 3446–3456.
- Karssenberg, D., Schmitz, O., Salamon, P., de Jong, K., Bierkens, M.F.P., 2010. A software framework for construction of process-based stochastic spatio-temporal models and data assimilation. *Environmental Modelling & Software* 25, 489–502.
- Kayastha, R., Takeuchi, Y., Nakawo, M., Ageta, Y., 2000. Practical Prediction of Ice Melting Beneath Various Thickness of Debris Cover on Khumbu Glacier, Nepal, Using a Positive Degree-Day Factor. *Debris-Covered Glaciers* (Proceedings of a workshop held at Seattle, Washington, USA) 264, 71–82.
- Khakbaz, B., Imam, B., Hsu, K., Sorooshian, S., 2012. From lumped to distributed via semi-distributed: Calibration strategies for semi-distributed hydrologic models. *Journal of Hydrology* 418–419, 61–77.
- Kim, J., Miller, N.L., Oh, J.-H., Chung, J.-S., Rha, D., 1998. Eastern Asian hydrometeorology simulation using the Regional Climate System Model. *Global and Planetary Change* 19, 225–240.
- Kim, Y.-O., Palmer, R.N., 1997. Value of Seasonal Flow Forecasts in Bayesian Stochastic Programming. *Journal of Water Resources Planning and Management* 123, 327–335.
- Kirkby, M.J., Chorley, R.J., 1967. Throughflow, overland flow and erosion. *Hydrological Sciences Journal* 12, 5–21.
- Kite, G., 2000. Using a basin-scale hydrological model to estimate crop transpiration and soil evaporation. *Journal of Hydrology* 229, 59–69.

- Kite, G.W., 1995. Scaling of Input Data for Macroscale Hydrologic Modeling. *Water Resour. Res.* 31, 2769–2781.
- Klemes, V., 1988. A hydrological perspective. *Journal of Hydrology* 100, 3–28.
- Kling, H., Fürst, J., Nachtnebel, H.P., 2006. Seasonal, spatially distributed modelling of accumulation and melting of snow for computing runoff in a long-term, large-basin water balance model. *Hydrological Processes* 20, 2141–2156.
- Klok, E.J., Oerlemans, J., 2002. Model study of the spatial distribution of the energy and mass balance of Morteratschgletscher, Switzerland. *Journal of Glaciology* 48, 505–518.
- Kondo, J., Yamazaki, T., 1990. A Prediction Model for Snowmelt, Snow Surface Temperature and Freezing Depth Using a Heat Balance Method. *Journal of Applied Meteorology* 29, 375–384.
- Koren, V., Reed, S., Smith, M., Zhang, Z., Seo, D.-J., 2004. Hydrology laboratory research modeling system (HL-RMS) of the US national weather service. *Journal of Hydrology* 291, 297–318.
- Koren, V., Finnerty, B., Schaake, J., Smith, M., Seo, D.-J., Duan, Q.-Y., 1999. Scale dependencies of hydrologic models to spatial variability of precipitation. *Journal of Hydrology* 217, 285–302.
- Krzysztofowicz, R., Watada, L.M., 1986. Stochastic Model of Seasonal Runoff Forecasts. *Water Resources Research* 22, 296–302.
- Kuchment, L.S., 1997. Estimating the risk of rainfall and snowmelt disastrous floods using physically-based models of river runoff generation, in: In *Destructive Water: Water Caused Natural Disasters, Their Abatement and Control*, Conference Proceedings. IAHS Publ, Anaheim, CA, pp. 95–100.
- Kuchment, L.S., Gelfan, A.N., 1991. Dynamic-stochastic models of rainfall and snowmelt runoff formation / Modèles dynamico-stochastiques de formation de l'écoulement pluvial et de l'écoulement de fonte des neiges. *Hydrological Sciences Journal* 36, 153.
- Kuchment, L.S., Gelfan, A.N., 1996. The determination of the snowmelt rate and the meltwater outflow from a snowpack for modelling river runoff generation. *Journal of Hydrology* 179, 23–36.

- Kuchment, L.S., Gelfan, A.N., 2002. Estimation of Extreme Flood Characteristics Using Physically Based Models of Runoff Generation and Stochastic Meteorological Inputs. *Water International* 27, 77–86.
- Kustas, W.P., Rango, A., Uijlenhoet, R., 1994. A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. *Water Resources Research* 30, 1515–1527.
- Kuusisto, E., 1980. On the Values and Variability of Degree-Day Melting Factor in Finland. *Nordic Hydrology* 11, 235–242.
- Kuzmin, V., Seo, D.-J., Koren, V., 2008. Fast and efficient optimization of hydrologic model parameters using a priori estimates and stepwise line search. *Journal of Hydrology* 353, 109–128.
- Langlois, A., 2007. Development of Snow Water Equivalent (SWE) Algorithm over first-Year Sea Ice Using In Situ Passive Microwave Radiometry (Thesis). University of Manitoba, Canada.
- Laumann, T., Reeh, N., 1993. Sensitivity to climate change of the mass balance of glaciers in southern Norway. *Journal of Glaciology* 39, 656–665.
- Lee, H., Seo, D.-J., Koren, V., 2011. Assimilation of streamflow and in situ soil moisture data into operational distributed hydrologic models: Effects of uncertainties in the data and initial model soil moisture states. *Water Resources* 34, 1597–1615.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Fierz, C., 2002. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part III: meteorological forcing, thin layer formation and evaluation. *Cold Regions Science and Technology* 35, 169–184.
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Russi, T., Stockli, U., Zimmerli, M., 1998. A network of automatic weather and snow stations and supplementary model calculations providing snowpack information for avalanche warning. Presented at the ISSW 98 *International Snow Science Workshop*, Sunriver, Oregon.
- Lindström, G., Johansson, B., Persson, M., Gardelin, M., Bergström, S., 1997. Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Journal of Hydrology* 201, 272–288.
- Liston, G.E., Hall, D.K., 1995. An energy-balance model of lake-ice evolution. *Journal of Glaciology* 41, 373–382.

- Liston, G.E., Sturm, M., 1998. A snow transport model for complex terrain. *Journal of Glaciology* 44, 498–516.
- Liu, Z., Todini, E., 2002. Towards a comprehensive physically-based rainfall-runoff model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 6, 859–881.
- Mabuchi, K., Sato, Y., 2002. Verification of the Climatic Features of a Regional Climate model with BAIM. *J. Meteor. Soc. Japan* 80, 621–644.
- Madsen, H., 2000. Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives. *Journal of Hydrology* 235, 276–288.
- Madsen, H., Wilson, G., Ammentorp, H.C., 2002. Comparison of different automated strategies for calibration of rainfall-runoff models. *Journal of Hydrology* 261, 48–59.
- Mahfouf, J.-F., Manzi, A.O., Noilhan, J., Giordani, H., DéQué, M., 1995. The Land Surface Scheme ISBA within the Météo-France Climate Model ARPEGE. Part I. Implementation and Preliminary Results. *Journal of Climate* 8, 2039–2057.
- Maidment, D.R., 1993. *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, New York.
- Male, D.H., Granger, R.J., 1981. Snow Surface Energy Exchange. *Water Resources Research* 17, 609–627.
- Male, D.H., Gray, D.M., 1975. Problems in Developing a Physically Based Snowmelt Model. *Canadian Journal of Civil Engineering* 2, 474–488.
- Male, D.H., Gray, D.M., 1981. *Handbook of Snow. Principles, processes, management & use*. Pergamon Press, Canada.
- Marks, D., Dozier, J., 1992. Climate and Energy Exchange at the Snow Surface in the Alpine Region of the Sierra Nevada 2. Snow Cover Energy Balance. *Water Resources Research* 28, 3043–3054.
- Marks, D., Winstral, A., 2001. Comparison of Snow Deposition, the Snow Cover Energy Balance, and Snowmelt at Two Sites in a Semiarid Mountain Basin. *Journal of Hydrometeorology* 2, 213–227.
- Martinec, J., 1960. The degree-day factor for snowmelt runoff forecasting (No. 51). *In IUGG General Assembly of Helsinki*, IAHS Commission of Surface Waters.

- Martinec, J., 1989. Hour-to-hour snowmelt rates and lysimeter outflow during an entire ablation period, in: *Snow Cover and Glacier Variations. Presented at the Proceedings of the Baltimore Symposium*, IAHS Publ, Maryland, pp. 19–28.
- Martinec, J., de Quervain, M.R., 1975. The effect of snow displacement by avalanches on snow melt and runoff. *Snow and Ice-Symposium-Neiges et Glaces* 104, 365–377.
- Martinec, J., Rango, A., 1986. Parameter values for snowmelt runoff modelling. *Journal of Hydrology* 84, 197–219.
- Martinec, J., Rango, A., Roberts, R., 2008. Snowmelt Runoff Model (SRM) User's Manual. New Mexico State University, 178 p.
- Martínez, L., Jordán, A., Anaya, M., Gómez, I., Bellinfante, N., 2005. Clasificación automática de elementos geomorfológicos en la cuenca del río Tepalcatepec (México) a partir de un Modelo Digital de Elevaciones. *Rev. C & G* 19, 49–61.
- Matthew, G.L., Nigel, T.R., Neil, T.C., 2000. Parametrization of Peatland Hydraulic Properties for the Canadian Land Surface Scheme. *Atmosphere-Ocean* 38, 141–160.
- McCuen, R., Knight, Z., Cutter, A., 2006. Evaluation of the Nash–Sutcliffe Efficiency Index. *Journal of Hydrologic Engineering* 11, 597–602.
- McKay, G.A., Gray, D.M., 1981. Chapter 5: The distribution of snowcover, in: *Handbook of Snow, Principles, Processes, Management and Use*. Pergamon Press, Toronto, pp. 153–190.
- McQueen, J.T., Valigura, R.A., Stunder, B.J.B., 1997. Evaluation of the RAMS model for estimating turbulent fluxes over the Chesapeake Bay. *Atmospheric Environment* 31, 3803–3819.
- Merz, R., Blöschl, G., 2004. Regionalisation of catchment model parameters. *Journal of Hydrology* 287, 95–123.
- Miller, D.A., White, R.A., 1998. A Conterminous United States Multilayer Soil Characteristics Dataset for Regional Climate and Hydrology Modeling. *Earth Interactions* 2, 1–26.
- Miller, N.L., Bashford, K.E., Strem, E., 2003. Potential impacts of climate change on california hydrology1. *Journal of the American Water Resources Association* 39, 771–784.

- Miteva, V., Margesin, R., Schinner, F., Marx, J.-C., Gerday, C., 2008. Bacteria in Snow and Glacier Ice, in: *Psychrophiles: From Biodiversity to Biotechnology*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 31–50.
- Montesi, J., Elder, K., Schmidt, R.A., Davis, R.E., 2004. Sublimation of Intercepted Snow within a Subalpine Forest Canopy at Two Elevations. *Journal of Hydrometeorology* 5, 763–773.
- Moreda, F., Cong, S., Schaake, J., Smith, M., 2006. Gridded rainfall estimation for distributed modeling in western mountainous areas. *AGU Spring Meeting Abstracts* 23, 32.
- Morris, E., 1989. Turbulent transfer over snow and ice. *Journal of Hydrology* 105, 205–223.
- Murray, C.D., Buttle, J.M., 2003. Impacts of clearcut harvesting on snow accumulation and melt in a northern hardwood forest. *Journal of Hydrology* 271, 197–212.
- Nash, L.L., Gleick, P.H., 1991. Sensitivity of streamflow in the Colorado Basin to climatic changes. *Journal of Hydrology* 125, 221–241.
- Neitsch, S.L., Arnold, J.G., Kiniry, J.R., Williams, J.R., 2011. Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation Versión 2009. USDA-ARS Grassland Soil and Water Research Laboratory.
- Nerozzi, F., 2008. Modello bayesiano per la riduzione dell'incertezza nella previsione delle piene del fiume reno (PhD). Università di Bologna, Bologna.
- Noilhan, J., Mahfouf, J.-F., 1996. The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change* 13, 145–159.
- Nolin, A.W., Stroeve, J., 1997. The changing albedo of the Greenland ice sheet: implications for climate modeling. *Annals of Glaciology* 25, 51–57.
- O'Loughlin, E.M., 1981. Saturation regions in catchments and their relations to soil and topographic propertie. *Journal of Hydrologic* 53, 229–246.
- Ohara, N., Kavvas, M., Chen, Z., 2008. Stochastic Upscaling for Snow Accumulation and Melt Processes with PDF Approach. *Journal of Hydrologic Engineering* 13, 1103–1118.
- Ohmura, A., Kasser, P., Funk, M., 1992. CliInate at the equilibriuIn line of glaciers. *Journal of Glaciology* 38, 397–411.

- Ohta, T., 1994. A distributed snowmelt prediction model in mountain areas based on an energy balance method. *Annals of Glaciology* 19, 107–113.
- Orozco, I., 2010. Evaluación del submodelo de fusión de nieve del Modelo TETIS en las cuencas de alta montaña del río American y Carson dentro del proyecto DMIP2 (Tesis de máster). Universidad Politécnica de Valencia, España.
- Orozco, I., Camarero, L., Butturini, A., Francés, F., 2013. Variabilidad espacial y temporal de los factores grado-día de fusión de nieve en una cuenca mediterránea, in: Jornadas de Ingeniería del Agua. Valencia, España.
- Pandey, G.R., Cayan, D.R., Georgakakos, K.P., 1999. Precipitation structure in the Sierra Nevada of California during winter. *J. Geophys. Res.* 104, 12,019–12,030.
- Parviainen, J., Pomeroy, J.W., 2000. Multiple-scale modelling of forest snow sublimation: initial findings. *Hydrological Processes* 14, 2669–2681.
- Perrin, C., 2000. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative (PhD). Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble.
- Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology* 279, 275–289.
- Plüss, C., 1997. The Energy Balance Over an Alpine Snowcover: Point Measurements and Areal Distribution. Geographisches Institut Eidgenössische Technische Hochschule.
- Pomeroy, J.W., Davies, T.D., Jones, H.G., Marsh, P., Peters, N.E., Tranter, M., 1999. Transformations of snow chemistry in the boreal forest: accumulation and volatilization. *Hydrological Processes* 13, 2257–2273.
- Pomeroy, J.W., Dion, K., 1996. Winter Radiation Extinction and Reflection in a Boreal Pine Canopy: Measurements and Modelling. *Hydrological Processes* 10, 1591–1608.
- Pomeroy, J.W., Gray, D.M., Shook, K.R., Toth, B., Essery, R.L.H., Pietroniro, A., Hedstrom, N., 1998. An evaluation of snow accumulation and ablation processes for land surface modelling. *Hydrological Processes* 12, 2339–2367.
- Puricelli, M.M., 2003. Estimación y distribución de parámetros del suelo para la modelación hidrológica (Tesis doctoral). Universidad Politécnica de Valencia.

- Qingcun, Z., Yongjiu, D., Feng, X., 1998. Simulation of the asian monsoon by IAP AGCM coupled with an advanced land surface model (IAP94). *Advances in Atmospheric Sciences* 15, 1–16.
- Quick, M.C., Pipes, A., 1977. U.B.C. Watershed Model. *Hydrol. Sci. Bull* 153–161.
- Rango, A., Martinec, J., 1995. Revisiting The Degree-Day Method For Snowmelt Computations. *Journal of the American Water Resources Association* 31, 657–669.
- Refsgaars, J.C., Knudsen, J., 1996. Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models. *Water Resources Research* 32, 2189–2202.
- Rich, P.M., Dubayah, R., Hetrick, W.A., Saving, S.C., 1994. Using Viewshed models to calculate intercepted solar radiation: applications in ecology. American Society for Photogrammetry and Remote Sensing Technical Papers,, pp. 524- 529.
- Riley, J.P., Israelsen, E.K., Eggleston, K.O., 1972. Some approaches to snowmelt prediction, in: He Role of Snow and Ice in Hydrology. *Presented at the proceedings of the Banff Symposia*, AISH Publ, pp. 956–971.
- Rockwood, D.M., 1964. Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation (Technical Bulletin No. 22). U.S. Army Engineer Division, North Pacific, Portland, Oregon.
- Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Christoph, M., Claussen, M., Dümenil, L., Esch, M., Giorgetta, M., Schlese, U., Schulzweida, U., 1996. The atmospheric circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate. *MPI für Meteorologie* 218.
- Schaake, J., Hartman, R., Demargne, J., 2007. Ensemble Hindcasts for the North Fork of the American River, California. *AGU Fall Meeting Abstracts* 43, 1224.
- Schaefer, M.G., Barker, B.L., 2002. Stochastic Event Flood Model (SEFM), in: Mathematical Models of Small Watershed Hydrology and Applications. pp. 707–748.
- Schlosser, C.A., Robock, A., Vinnikov, K.Y., Speranskaya, N.A., Xue, Y., 1997. 18-Year Land-Surface Hydrology Model Simulations for a Midlatitude Grassland Catchment in Valdai, Russia. *Monthly Weather Review* 125, 3279–3296.

- Schlosser, C.A., Slater, A.G., Robock, A., Pitman, A.J., Vinnikov, K.Y., Henderson-Sellers, A., Speranskaya, N.A., Mitchell, K., The PILPS 2(D) Contributors, 2000. Simulations of a Boreal Grassland Hydrology at Valdai, Russia: PILPS Phase 2(d). *Monthly Weather Review* 128, 301–321.
- Senarath, S., Ogden, F.L., Downer, C.W., Sharif, H.O., 2000. On the calibration and verification of two-dimensional distributed, Hortonian, continuous watershed models. *Water Resources Research* 36, 1495–1510.
- Shamir, E., Georgakakos, K.P., 2006. Distributed snow accumulation and ablation modeling in the American River basin. *Advances in Water Resources* 29, 558–570.
- Shamir, E., Georgakakos, K.P., 2007. Estimating snow depletion curves for American River basins using distributed snow modeling. *Journal of Hydrology* 334, 162–173.
- Shmakin, A., 1998. The updated version of SPONSOR land surface scheme: PILPS-influenced improvements. *Global and Planetary Change* 19, 49–62.
- Silverman, B.A., 2010. An evaluation of eleven operational cloud seeding programs in the watersheds of the Sierra Nevada Mountains. *Atmospheric Research* 97, 526–539.
- Simpson, J.J., Dettinger, M.D., Gehrke, F., McIntire, T.J., Hufford, G.L., 2004. Hydrologic Scales, Cloud Variability, Remote Sensing, and Models: Implications for Forecasting Snowmelt and Streamflow. *Weather and Forecasting* 19, 251–276.
- Singh, P., Bengtsson, L., 2005. Impact of warmer climate on melt and evaporation for the rainfed, snowfed and glacierfed basins in the Himalayan region. *Journal of Hydrology* 300, 140–154.
- Singh, P., Kumar, N., Arora, M., 2000a. Degree-day factors for snow and ice for Dokriani Glacier, Garhwal Himalayas. *Journal of Hydrology* 235, 1–11.
- Singh, P., Kumar, N., Arora, M., 2000b. Degree-day factors for snow and ice for Dokriani Glacier, Garhwal Himalayas. *Journal of Hydrology* 235, 1–11.
- Singh, P., Singh, V.P., 2001. Snow and Glacier Hydrology, Water Science and Technology Library. ed. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston.
- Singh, V.P., Haritashya, U.K., Singh, P., 2011. Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Springer, Amsterdam.

- Slater, A.G., Pitman, A.J., Desborough, C.E., 1998. The validation of a snow parameterization designed for use in general circulation models. *International Journal of Climatology* 18, 595–617.
- Slater, A.G., Schlosser, C.A., Desborough, C.E., Pitman, A.J., Henderson-Sellers, A., Robock, A., Vinnikov, K.Y., Mitchell, K., Boone, A., Braden, H., Chen, F., Cox, P.M., de Rosnay, P., Dickinson, R.E., Dai, Y.-J., Duan, Q., Entin, J., Etchevers, P., Gedney, N., Gusev, Y.M., Habets, F., Kim, J., Koren, V., Kowalczyk, E.A., Nasonova, O.N., Noilhan, J., Schaake, S., Shmakin, A.B., Smirnova, T.G., Verseghy, D., Wetzell, P., Xue, Y., Yang, Z.-L., Zeng, Q., 2001. The Representation of Snow in Land Surface Schemes: Results from PILPS 2(d). *Journal of Hydrometeorology* 2, 7–25.
- Smith, M., Koren, V., Zhang, Z., Moreda, F., Cui, Z., Cosgrove, B., Mizukami, N., Kitzmiller, D., Ding, F., Reed, S., Anderson, E., Schaake, J., Zhang, Y., Andréassian, V., Perrin, C., Coron, L., Valery, A., Khakbaz, B., Sorooshian, S., Behrang, A., Imam, B., Hsu, K.-L., Todini, E., Coccia, G., Mazzetti, C., Andres, E.O., Francés, F., Orozco, I., Hartman, R., Henkel, A., Fickenscher, P., Staggs, S., 2013. The Distributed Model Intercomparison Project - Phase 2: Experiment Design and Summary Results of the Western Basin Experiments. *Journal of Hydrology*.
- Smith, M., Seo, D.J., Koren, V., Reed, S., Zhang, Z., Moreda, F., Kuzmin, V., 2003. Results of the Distributed Model Intercomparison Project (DMIP). EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Abstracts from the meeting held in Nice, France, 6 - 11 April 2003, abstract #6955 6955.
- Sorooshian, S., Duan, Q., Gupta, V.K., 1993. Calibration of Rainfall-Runoff Models: Application of Global Optimization to the Sacramento Soil Moisture Accounting Model. *Water Resources Research* 29, 1185–1194.
- Storck, P., Bowling, L., Wetherbee, P., Lettenmaier, D., 1998. Application of a GIS-based distributed hydrology model for prediction of forest harvest effects on peak stream flow in the Pacific Northwest. *Hydrological Processes* 12, 889–904.
- Sturm, M., Holmgran, J., Perovich, D.K., 2002. Winter snow cover on the sea ice of the Arctic Ocean at the Surface Heat Budget of the Arctic Ocean (SHEBA): Temporal evolution and spatial variability. *J. Geophys. Res.* 107, 8047.
- Subramanya, K., 1991. Engineering Hydrology. McGraw-Hill, New Delhi.

- Sumner, N.R., Mick Fleming, P., C. Bates, B., 1997. Calibration of a modified SFB model for twenty-five Australian catchments using simulated annealing. *Journal of Hydrology* 197, 166–188.
- Sun, S., Jin, J., Xue, Y., 1999. A simple snow-atmosphere-soil transfer model. *J. Geophys. Res.* 104, 597.
- Takala, M., Pulliainen, J., Huttunen, M., Hallikainen, M., 2008. Detecting the onset of snow-melt using SSM/I data and the self-organizing map. *Int. J. Remote Sens.* 29, 755–766.
- Tarboton, D.G., Luce, C.H., 1996. Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model (UEB), Computer model technical description and users guide: Utah Water Research Laboratory and USDA Forest Service Intermountain Research Station.
- Tedesco, M., Pulliainen, J., Takala, M., Hallikainen, M., Pampaloni, P., 2004. Artificial neural network-based techniques for the retrieval of SWE and snow depth from SSM/I data. *Remote Sensing of Environment* 90, 76–85.
- Thyer, M., Beckers, J., Spittlehouse, D., Alila, Y., Winkler, R., 2004. Diagnosing a distributed hydrologic model for two high-elevation forested catchments based on detailed stand- and basin-scale data. *Water Resour. Res.* 40, 1–20.
- Ujihashi, Y., Takase, N., Ishida, H., Hibobe, E., 1994. Distributed snow cover model for a mountainous basin, in: *Snow and Ice Covers: Interactions with the Atmosphere and Ecosysteme*. Presented at the Proceedings of Yokohama Symposia J2 and J5, IAHS, Yokohama, pp. 153–162.
- Valéry, A., 2010. Modélisation précipitations–débit sous influence nivale. Elaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants. L'Institut des Sciences et Industries du Vivant et de l'Environnement, PhD.
- Vélez, J.I., 2001. Desarrollo de un modelo hidrológico conceptual y distribuido orientado a la simulación de las crecidas (Tesis doctoral). Departamento de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente, Universidad Politécnica de Valencia, España.
- Vélez, J.J., 2003. Desarrollo de un modelo distribuido de predicción en tiempo real para eventos de crecidas (Tesis doctoral). Departamento de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente, Universidad Politécnica de Valencia, España.

- Vélez, J.J., Puricelli, M., López, F., Francés, F., 2009. Parameter extrapolation to ungauged basins with a hydrological distributed model in a regional framework. *Hydrology and Earth System Sciences* 13, 229–246.
- Vélez, J.J., Vélez, J.I., Francés, F., 2002. Simulación hidrológica de crecidas en grandes cuencas mediante el uso de la modelación distribuida. XX Congreso Latinoamericano de Hidráulica. La Habana, Cuba, 1682–1687.
- Verseghy, D.L., 2000. The Canadian Land Surface Scheme (CLASS): Its History and Future. *Atmosphere-Ocean* 38, 1–13.
- Vischel, T., Pegram, G.G.S., Sinclair, S., Wagner, W., Bartsch, A., 2008. Comparison of soil moisture fields estimated by catchment modelling and remote sensing: a case study in South Africa. *Hydrology and Earth System Sciences* 12, 751–767.
- Walland, D.J., Simmonds, I., 1996. Sub-Grid-Scale Topography And The Simulation Of Northern Hemisphere Snow Cover. *International Journal of Climatology* 16, 961–982.
- Wang, S., Grant, R.F., Verseghy, D.L., Black, T.A., 2002. Modelling Carbon Dynamics of Boreal Forest Ecosystems Using the Canadian Land Surface Scheme. *Climatic Change* 55, 451–477.
- Warren, S.G., 1982. Optical Properties of Snow. *Reviews of Geophysics* 20, 67–89.
- Westrick, K.J., Storck, P., Mass, C.F., 2002. Description and Evaluation of a Hydrometeorological Forecast System for Mountainous Watersheds. *Weather and Forecasting* 17, 250–262.
- Wigmosta, M.S., Vail, L.W., Lettenmaier, D.P., 1994. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research* 30, 1665–1680.
- Williams, M.W., Cline, D., 1999. Data for snowmelt model development, calibration, and verification at an alpine site, Colorado Front Range. *Water Resources Research* 35, 3205–3209.
- Winther, J.G., 1993. Short- and Long-Term Variability of Snow Albedo. *Nordic Hydrology* 24, 199–212.
- Xue, Y., Cracknell, A.P., 1995. Advanced thermal inertia modelling. *International Journal of Remote Sensing* 16, 431–446.

- Yang, Z.-L., Dickinson, R.E., 1996. Description of the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the Soil Moisture Workshop and evaluation of its performance. *Global and Planetary Change* 13, 117–134.
- Yang, Z.-L., Dickinson, R.E., Hahmann, A.N., Niu, G.-Y., Shaikh, M., Gao, X., Bales, R.C., Sorooshian, S., Jin, J., 1999. Simulation of snow mass and extent in general circulation models. *Hydrological Processes* 13, 2097–2113.
- Yongjiu, D., Feng, X., Qingcun, Z., 1998. A land surface model (IAP94) for climate studies Part II: Implementation and preliminary results of coupled model with IAP GCM. *Advances in Atmospheric Sciences* 15, 47–62.
- Yongjiu, D., Qingcun, Z., 1997. A land surface model (IAP94) for climate studies part I: Formulation and validation in off-line experiments. *Adv. Atmos. Sci.* 14, 433–460.
- Yuan, Y., Jin, L., Shao, X., He, Q., Li, Z., Li, J., 2003. Variations of the spring precipitation day numbers reconstructed from tree rings in the Urumqi River drainage, Tianshan Mts. over the last 370 years. *Chinese Science Bulletin* 48, 1507–1510.

## A. Trabajo de campo en la cuenca de Contraix

### A.1. Primera visita de campo

A la fecha dentro del proyecto ACOPLA se han realizado varias visitas de campo con el objetivo de reunir la información para la implementación de la cuenca de Contraix en el modelo hidrológico TETIS. La primera visita se realizó el 6 de octubre de 2008, que coincidió con la primera nevada, por lo que se midieron conductividades y se observó la distribución de la nieve (Figura 6. 1).



Figura 6. 1. Imágenes de la primera nevada en el Parque Nacional de Aigüestortes.

### A.2. Segunda visita de campo

En la segunda visita de campo llevada a cabo del 20 al 23 de julio 2009, se realizaron las siguientes actividades: toma de muestras de suelo, verificación en campo de los temas vectoriales de ocupaciones de suelo, definición de secciones de cauces y cuantificación e identificación de infiltraciones.

## A.2.1. Muestras de suelo

Se tomaron un total de 16 muestras de suelo para su caracterización en el interior de la cuenca de Contraix (Tabla 6. 1 y Figura 6. 2). La ubicación de las catas, se decidió en campo con base en los mapas de ocupación de suelo.

Tabla 6. 1. Las 16 catas hechas en campo (P.R\*=presencia de roca).

Cata	longitud	latitud	Profundidad (cm)	P. R*
Cata1	329916	4714090	35-45	no
Cata2	328644	4718276	20	si
Cata3	329277	4717486	35-40	no
Cata4	329705	4714968	20-25	si
Cata5	330146	4716848	30	si
Cata6	329981	4715975	3.5	si
Cata7	330180	4715819	2.5	no
Cata8	330511	4715549	3.5-40	si
Cata9	329728	4715422	1.5-20	si
Cata10	330577	4716231	30-35	no
Cata11	330411	4716113	40-45	si
Cata12	330611	4715467	10	si
Cata13	331145	4716165	2.5	no
Cata14	330360	4716234	2.5-30	si
Cata15	330342	4715961	1.5	si
Cata16	330342	4715961	1.5-20	si

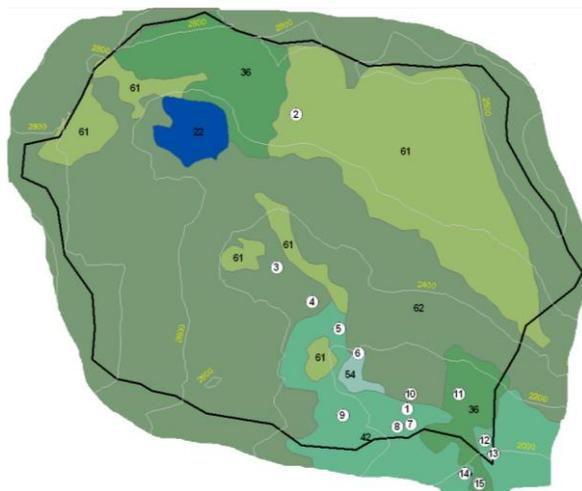


Figura 6. 2. Ubicación de las catas de extracción de las muestra de suelo. En el mapa sólo aparecen 15, debido a que la cata 15 y 16 se encuentran a 4 metros.

A continuación se muestran las catas realizadas en campo, así como, los resultados reportados por el laboratorio del Departamento de Ingeniería del Terreno de la Universitat Politècnica de València.

**Cata 1.** Ubicada a 2.5 m del cauce principal, se observa un material homogéneo con un alto contenido de materia orgánica (Figura 6. 3).



Figura 6. 3. Cata 1, realizada entre 35 y 45 cm, a esta profundidad no se observó cambio en el perfil del suelo. El suelo completamente cubierto por vegetación.

Los resultados proporcionados por el laboratorio son: 4.91% de materia orgánica y 56.3% de humedad de suelo. Además, de una composición granulométrica según la USDA de: 33.7% gravas ( $G > 2$  mm), 48.6% arena ( $0.05 \text{ mm} < S < 2$  mm), 14% limos ( $0.002 \text{ mm} < M < 0.05$  mm) y 3.7% arcilla ( $C < 0.002$  mm). En la Figura 6. 4, se muestra la granulometría de la cata 1.

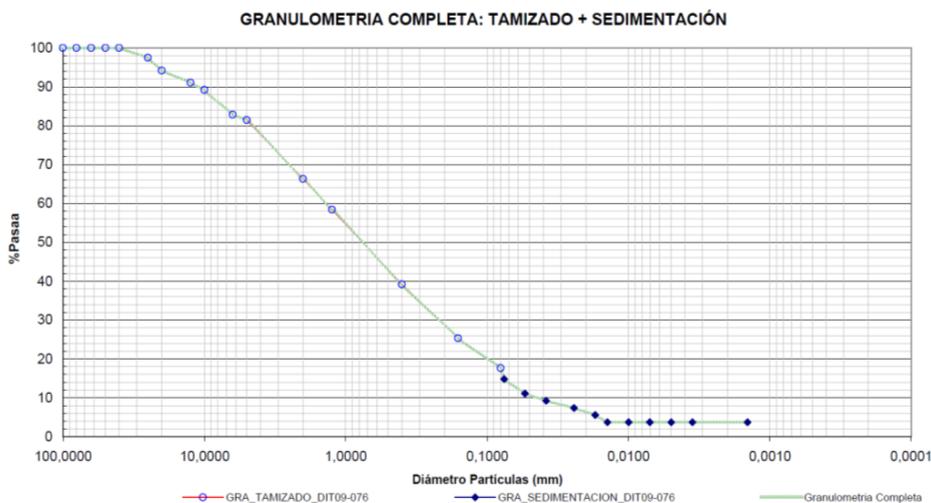


Figura 6. 4. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 1.

**Cata 2.** Ubicada en ladera sur (Figura 6. 2), suelo completamente cubierto por vegetación de pradera y altos contenidos de raíces (Figura 6. 5).



Figura 6. 5. Cata 2, realizada a 20 cm de profundidad, no se observó cambio en el perfil del suelo y se encontró roca.

Los resultados del laboratorio son: 5.86% de materia orgánica y 37.7% de humedad de suelo. Una composición granulométrica según la clasificación de la USDA de: 40.2% gravas, 42.3% arena, 13.8% limos y 3.7% arcilla. En la Figura 6. 6, se muestra la granulometría de la cata 2.

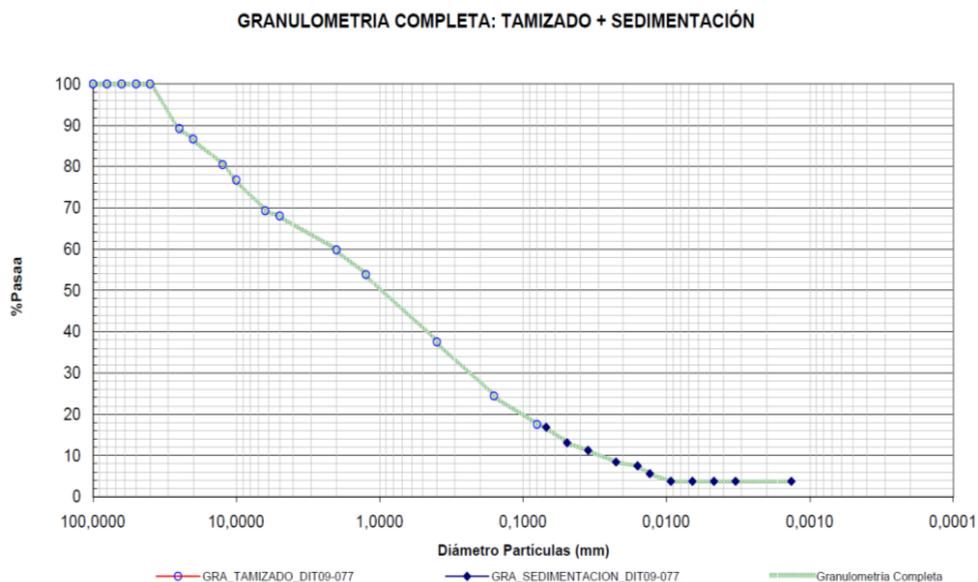


Figura 6. 6. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 2.

**Cata 3.** Tomada en un extracto de turbera entre 35 y 40 cm (Figura 6. 7), se observó un cambio de horizonte a sedimentos arenosos por debajo de los 40 cm.



Figura 6. 7. Cata 3, no se encontró presencia de roca.

Los resultados del laboratorio son: 4.67% de materia orgánica y 86% de humedad de suelo. Una composición granulométrica según la clasificación de la USDA de: 5% gravas, 53.1 % arena, 38.7% limos y 3.2% arcilla. En la Figura 6. 8, se muestra la granulometría de la cata 3.

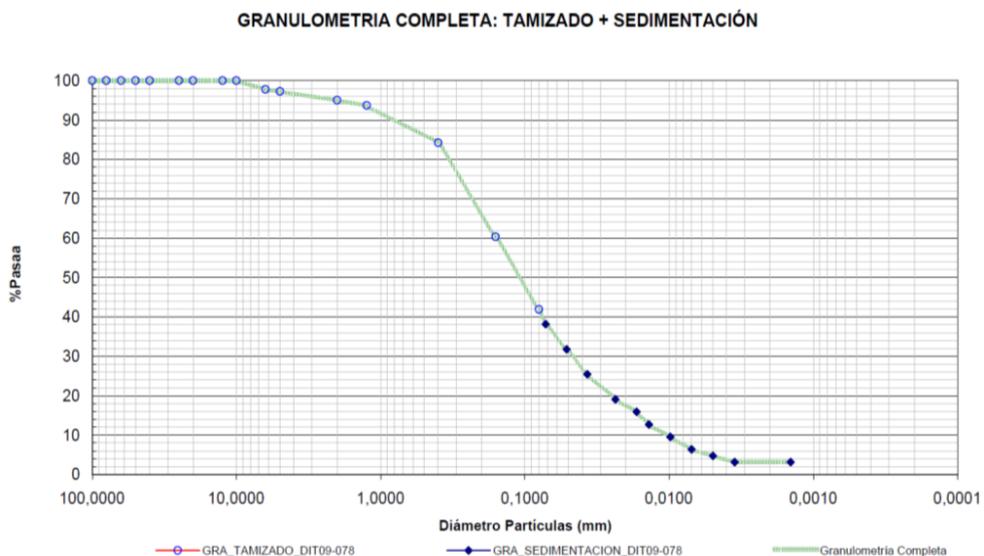


Figura 6. 8. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 3.

**Cata 4.** Tomada en ocupación por bosque y con suelo cubierto por vegetación, se observó un suelo homogéneo sin cambios de texturas (Figura 6. 9).



Figura 6. 9. Cata 4, realizada entre 20 y 25 cm, a esta profundidad no se observó cambio en el perfil del suelo y no se encontró presencia de roca.

Los resultados del laboratorio son: 7.24% de materia orgánica y 29.4% de humedad de suelo. Además, una composición granulométrica según la clasificación de la USDA de: 48.7% gravas, 36.8 % arena, 11.9% limos y 2.6% arcilla. En la Figura 6. 10, se muestra la granulometría de la cata 4.

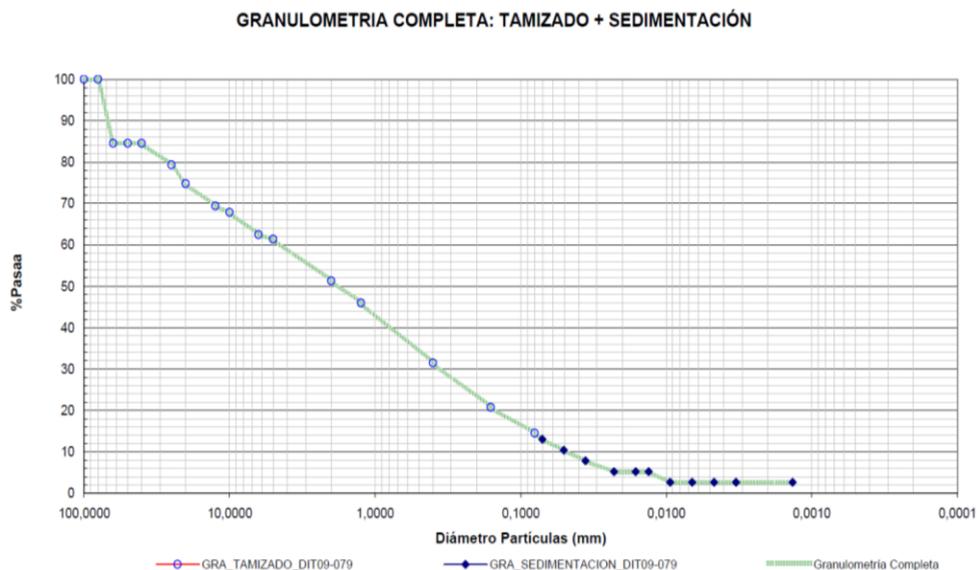


Figura 6. 10. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 4.

**Cata 5.** Realizada en una zona ubicada aguas abajo de la ladera sur, con presencia de bosque. Se observó un alto contenido de materia orgánica (Figura 6. 11).



Figura 6. 11. Cata 5, realizada a 30 cm de profundidad, no se observó cambio en el perfil del suelo y se encontró roca.

Los resultados del laboratorio son: 7.01% de materia orgánica y 40.8% de humedad de suelo. Una composición granulométrica según la clasificación de la USDA de: 40.5% gravas, 41.6% arena, 15.1% limos y 2.8% arcilla. En la Figura 6. 12, se muestra la granulometría de la cata 5.

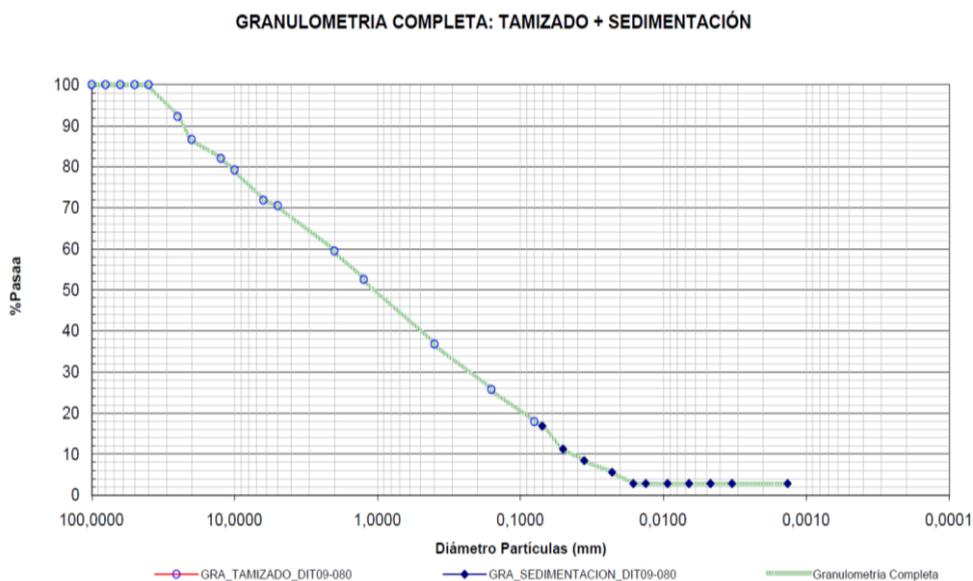


Figura 6. 12. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 5.

**Cata 6.** Realizada aguas abajo de la ladera sur, junto al cauce principal y con ocupación por bosque y pradera. Suelo cubierto por vegetación de pradera y con un alto contenido de humedad (Figura 6. 13).



Figura 6. 13. Cata 6, realizada a 35 cm de profundidad, no se observó cambio en el perfil del suelo y se encontró roca.

Los resultados del laboratorio son: 7.66% de materia orgánica y 157.4% de humedad de suelo. Composición granulométrica según la clasificación de la USDA de: 1.7% gravas, 74.5% arena, 20% limos y 3.8% arcilla. En la Figura 6. 14, se muestra la granulometría de la cata 6.

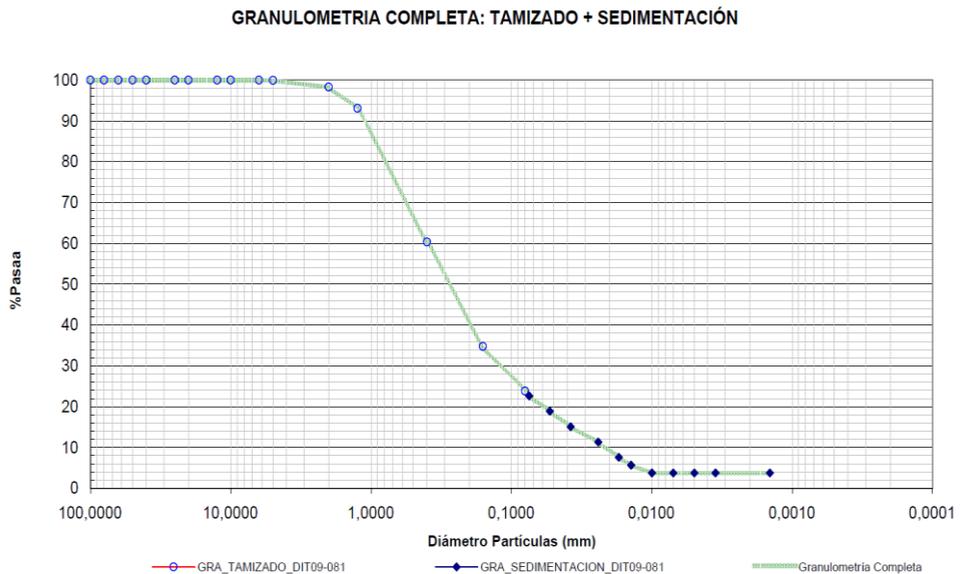


Figura 6. 14. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 6.

**Cata 7.** Se tomó la muestra en zona de bosque de pinus uncinata con densidad media, se observó un alto contenido de materia orgánica y raíces (Figura 6. 15).



Figura 6. 15. Cata 7, realizada a 25 cm de profundidad, no se observó cambio en el perfil del suelo y no se encontró roca.

Los resultados del laboratorio son: 5.20% de materia orgánica y 18.5% de humedad de suelo. Una composición granulométrica según la clasificación de la USDA de: 31.2% gravas, 39.9% arena, 25.6% limos y 3.3% arcilla. En la Figura 6. 16, se muestra la granulometría de la cata 7.

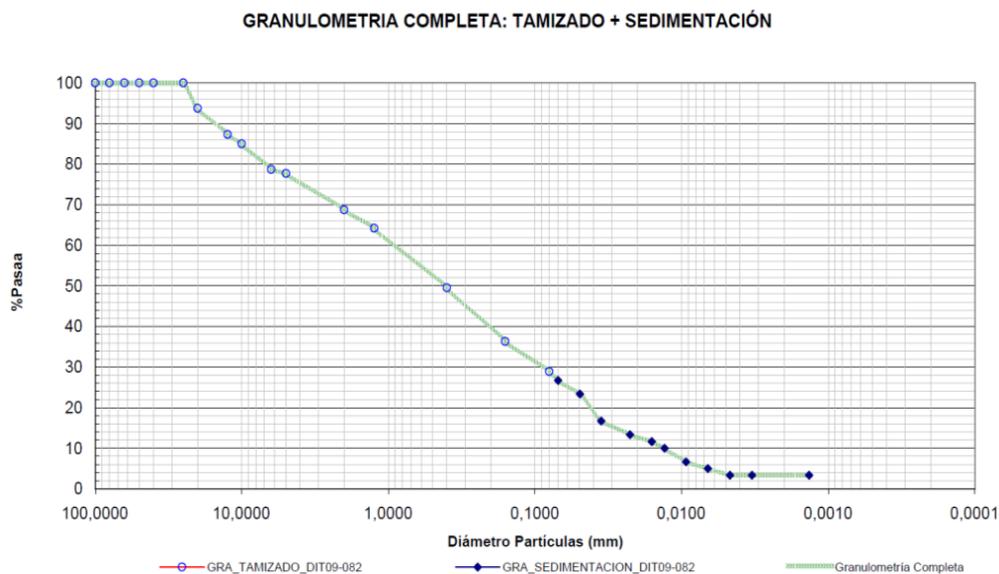


Figura 6. 16. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 7.

**Cata 8.** Se tomó la muestra en zona de bosque de pinos uncinata con densidad alta. Se observó un alto contenido de materia orgánica en la superficie del suelo (Figura 6. 17).



Figura 6. 17. Cata 8, realizada entre 35 y 40 cm de profundidad, no se observó cambio en el perfil del suelo y se encontró roca.

Los resultados del laboratorio son: 3.54% de materia orgánica y 24.3% de humedad de suelo. Una composición granulométrica según la clasificación de la USDA de: 27.1% gravas, 49.9% arena, 17.8% limos y 5.2% arcilla. En la Figura 6. 18, se muestra la granulometría de la cata 8.

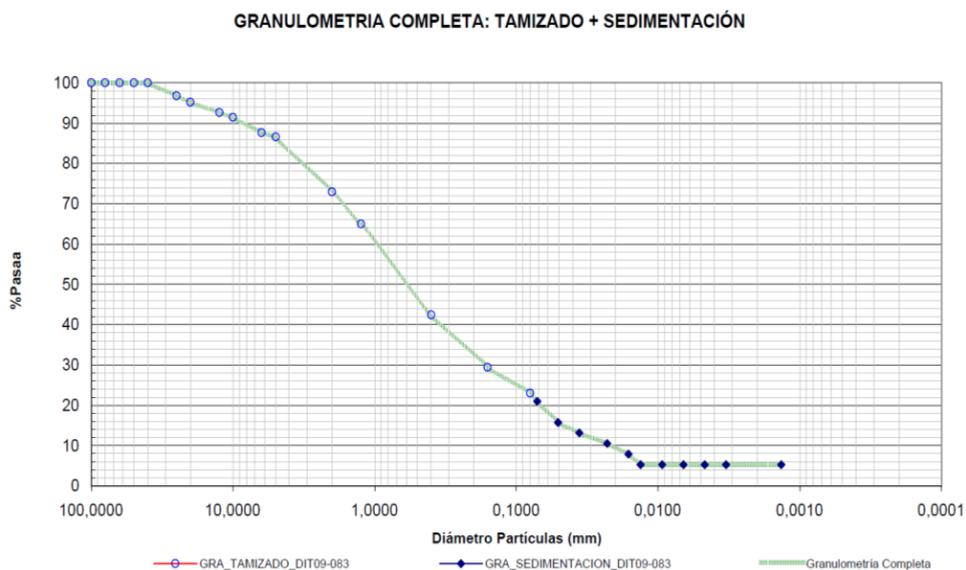


Figura 6. 18. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 8.

**Cata 9.** Se buscó que la zona de extracción del suelo fuera representativa de la parte alta de la cuenca en ladera norte. La cata se realizó en ocupación de rocas no litorales. Suelo poco profundo (Figura 6. 19).



Figura 6. 19. Cata 9, realizada entre 15 y 20 cm de profundidad, no se observó cambio en el perfil del suelo y se encontró roca.

Los resultados del laboratorio son: 5.27% de materia orgánica y 31.2% de humedad de suelo. Composición granulométrica de: 24.5% gravas, 46.4% arena, 26.3% limos y 2.8% arcilla. En la Figura 6. 20, se muestra la granulometría de la cata 9.

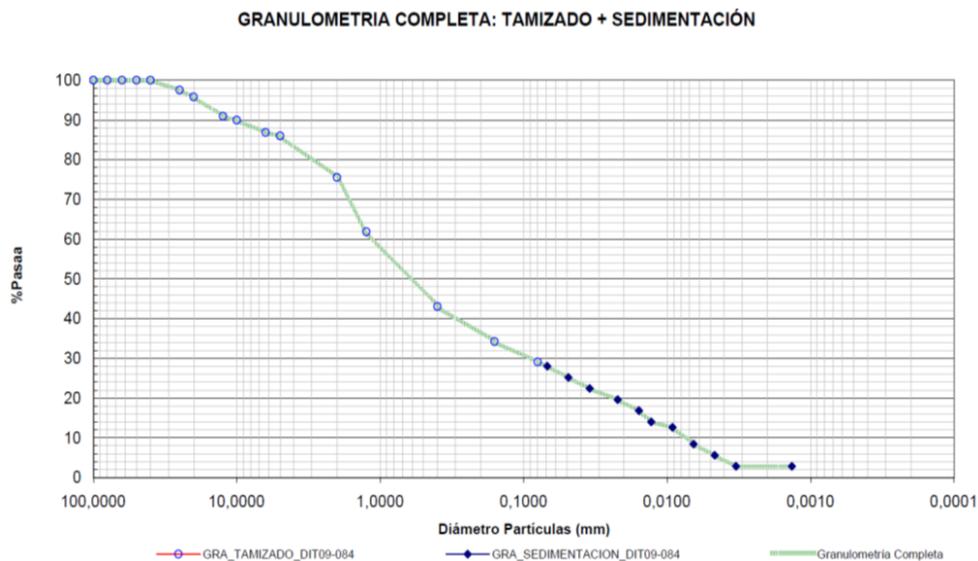


Figura 6. 20. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 9.

**Cata 10.** Muestra extraída en ocupación de turbera, ubicada en el canchal cercano a la cata 1, en la margen izquierda. Suelo homogéneo, cambio de textura arenosa a los 35 cm de profundidad (Figura 6. 21).



Figura 6. 21. Cata 10, realizada entre 30 y 35 cm, el perfil cambia a partir de los 35 cm de profundidad (arena), y no se encontró roca.

Los resultados del laboratorio son: 7.64% de materia orgánica y 234.0% de humedad de suelo (por peso específico). Una composición granulométrica de: 22.2% gravas, 57.8% arena, 17.6% limos y 2.4% arcilla. En la Figura 6. 22, se muestra la granulometría de la cata 10.

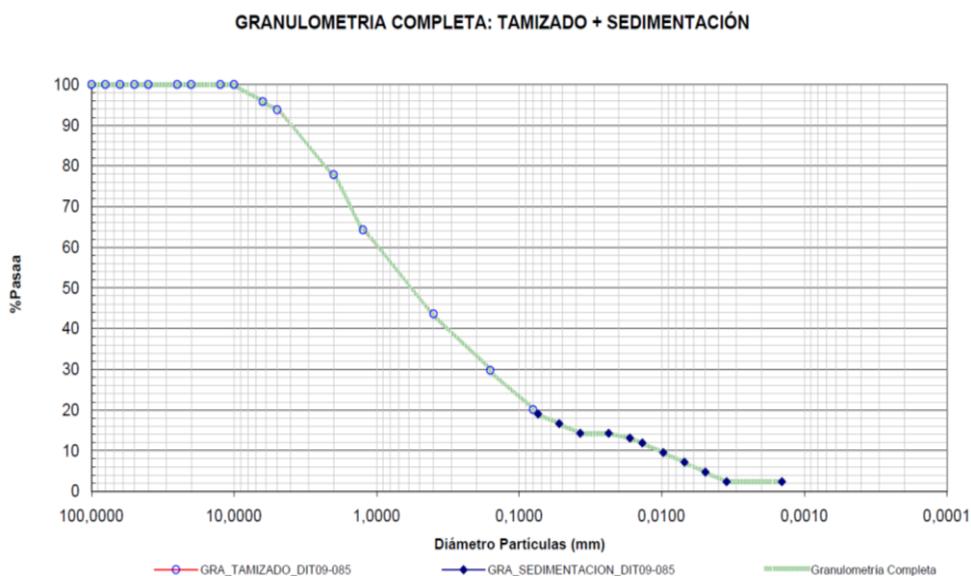


Figura 6. 22. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 10.

**Cata 11.** Se realizó en ocupación de prado de alta montaña. Suelo superficial, aunque se localizó un suelo más profundo para la extracción de la muestra (Figura 6. 23).



Figura 6. 23. Cata 11, realizada entre 40 y 45 cm, no se observó cambio en el perfil del suelo y se encontró roca.

Los resultados del laboratorio son: 2.56% de materia orgánica y 24.9% de humedad de suelo. Una composición granulométrica de: 20.1% gravas, 63.0% arena, 14.2% limos y 2.7% arcilla. En la Figura 6. 24, se muestra la granulometría de la cata 11.

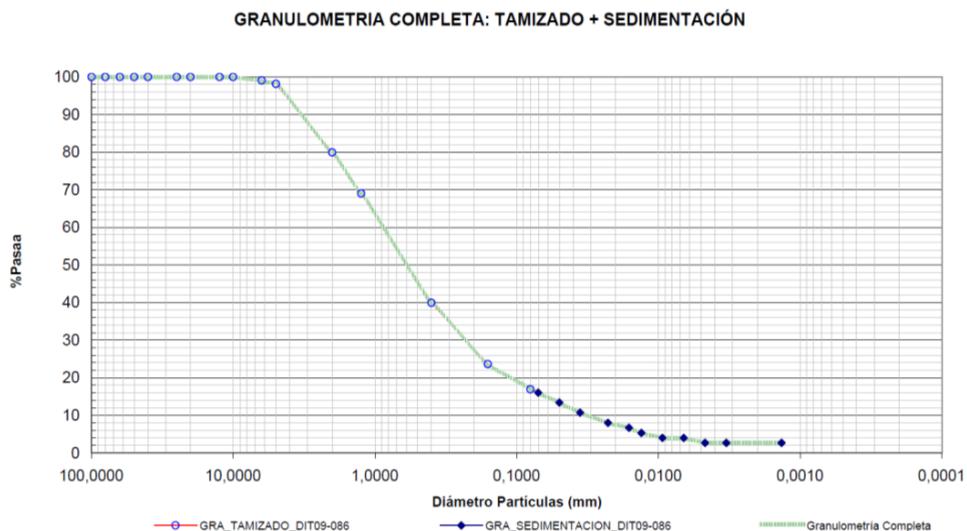


Figura 6. 24. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 11.

**Cata 12.** Esta cata se realizó al comienzo del bosque (margen izquierda). Suelo poco profundo (10-15 cm), se observó suelo homogéneo y contenido de materia orgánica (Figura 6. 25).



Figura 6. 25. Cata 12, realizada a 10 cm de profundidad, no se observó cambio en el perfil del suelo y se encontró roca.

Los resultados del laboratorio son: 7.01% de materia orgánica y 15.6% de humedad de suelo. Composición granulométrica de: 34.6% gravas, 44.7% arena, 16.9% limos y 3.8% arcilla. En la Figura 6. 26, se muestra la granulometría de la cata 12.

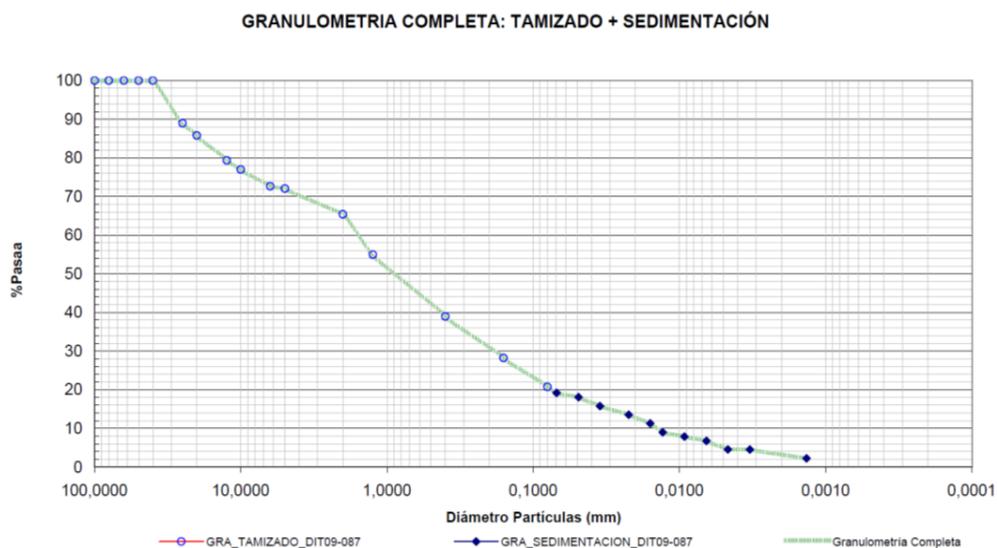


Figura 6. 26. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 12.

**Cata 13.** Realizada en margen izquierda, en ocupación de bosque de pinus uncinata de alta densidad. Se observó suelo homogéneo, saturado, sin cambio de perfil y alto contenido de materia orgánica (Figura 6. 27).



Figura 6. 27. Cata 13, realizada a 25 cm de profundidad, no se observó cambio en el perfil del suelo y no se encontró roca.

Los resultados del laboratorio son: 10.94% de materia orgánica y 178.4% de humedad de suelo. Una composición granulométrica de: 55.9% gravas, 36.8% arena, 5.4% limos y 1.9% arcilla. En la Figura 6. 28, se muestra la granulometría de la cata 13.

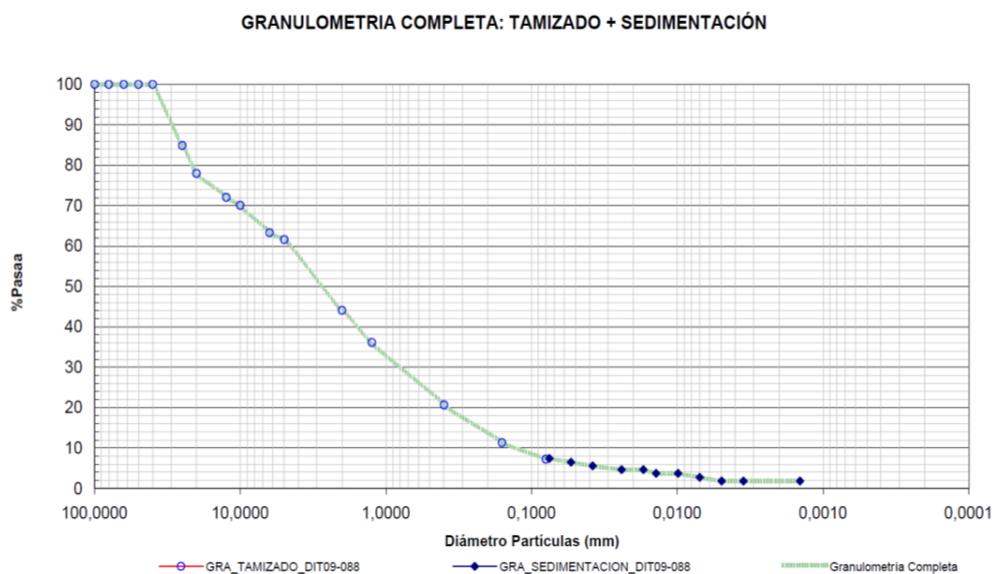


Figura 6. 28. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 13.

**Cata 14.** Realizada en ocupación de bosque de pinus uncinata alta densidad, margen derecha. Se observó materia orgánica y raíces (Figura 6. 29).



Figura 6. 29. Cata 14, realizada entre 25 y 30 cm, no se observó cambio en el perfil del suelo y se encontró roca.

Los resultados del laboratorio son: 6.08% de materia orgánica y 9.8% de humedad de suelo. Además una composición granulométrica de: 37.9% gravas, 42.6% arena, 16.3% limos y 3.2% arcilla. En la Figura 6. 30, se muestra la granulometría de la cata 14.

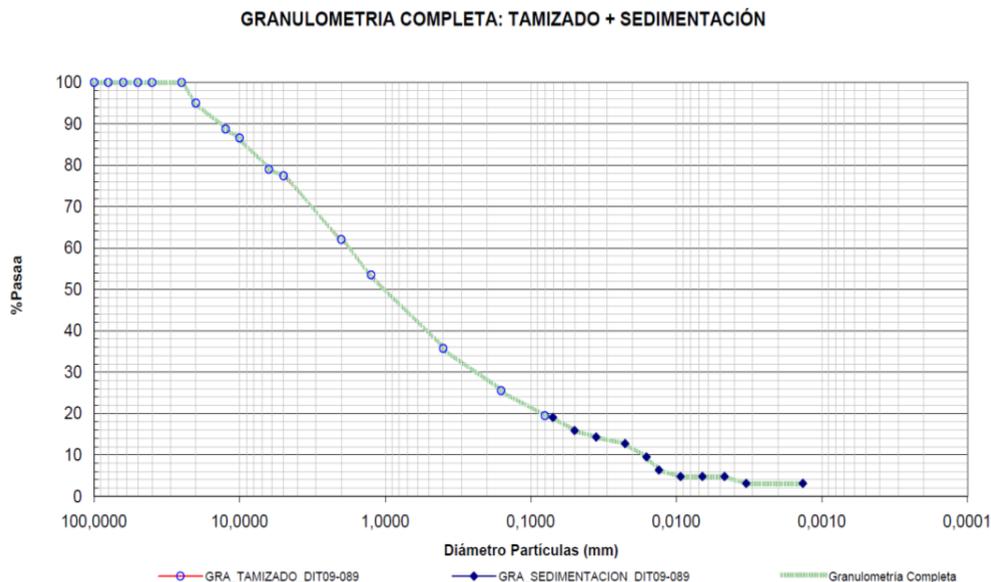


Figura 6. 30. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 14.

**Cata 15.** Realizada a 20 cm del cauce, suelo cubierto por vegetación de prado (Figura 6. 31).



Figura 6. 31. Cata 15, realizada a 15 cm de profundidad, no se observó cambio en el perfil del suelo y se encontró roca.

Los resultados del laboratorio son: 6.08% de materia orgánica y 7.5% de humedad de suelo. Composición granulométrica de: 48.6% gravas, 33.8% arena, 13.3% limos y 4.3% arcilla. En la Figura 6. 32, se muestra la granulometría de la cata 15.

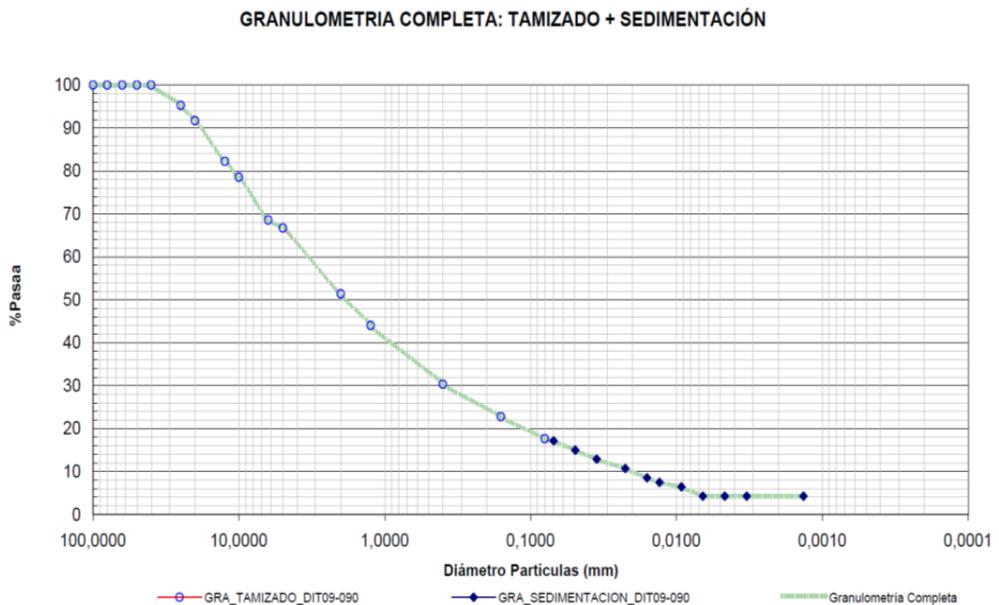


Figura 6. 32. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 15.

**Cata 16.** Realizada a 4 m de la cata 15 (Figura 6. 33).



Figura 6. 33. Cata 16, realizada entre 15 y 20 cm de profundidad, no se observó cambio en el perfil del suelo y se encontró roca.

Los resultados del laboratorio son: 6.08% de materia orgánica y 9.8% de humedad de suelo. Una composición granulométrica de: 29.9% gravas, 52.0% arena, 13.7% limos y 4.4% arcilla. En la Figura 6. 34, se muestra la granulometría de la cata 16.

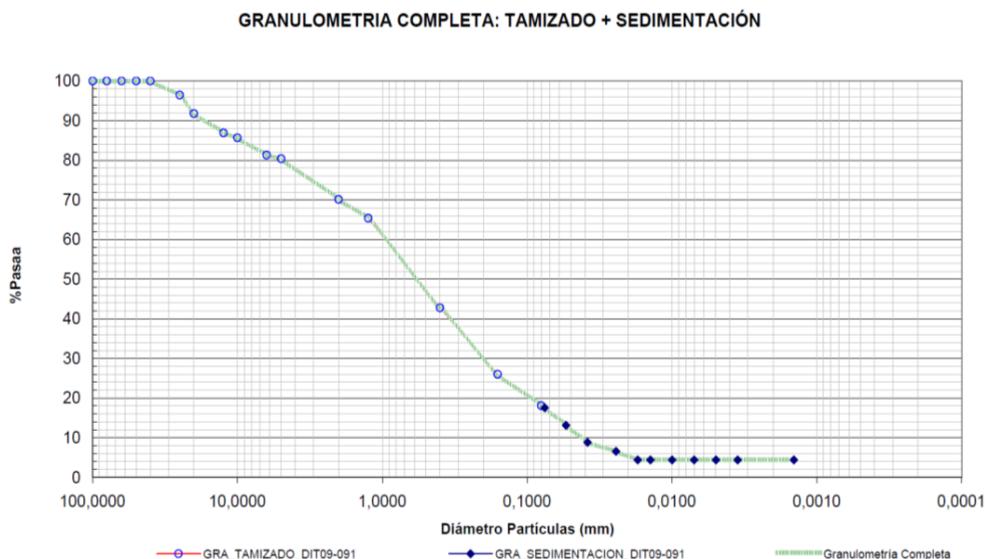


Figura 6. 34. Curva granulométrica obtenida por tamizado y sedimentación para la Cata 16.

## A.2.2. Cuerpos de agua

En la cuenca de Contraix se han ubicado seis cuerpos de agua, siendo el más importante el lago de Contraix (Figura 6. 35 y Figura 6. 36), con un área de 98.4 m<sup>2</sup>. Topográficamente el lago puede verter superficialmente por el punto 3 y 4 (Figura 6. 35). La salida 3, se ubica a la cota 2,575 m y se cuantificó un vertido superficial de 200 l s<sup>-1</sup> aproximadamente (Figura 6. 37). La salida 4, con una cota 2,577 m, no se observó escurrimiento superficial, sólo humedad en el cauce (Figura 6. 37).

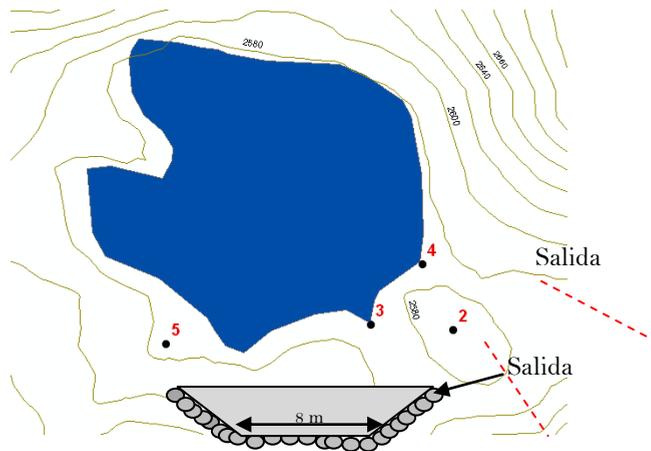


Figura 6. 35. Lago de Contraix, ubicado en la parte alta de la cuenca de Contraix.

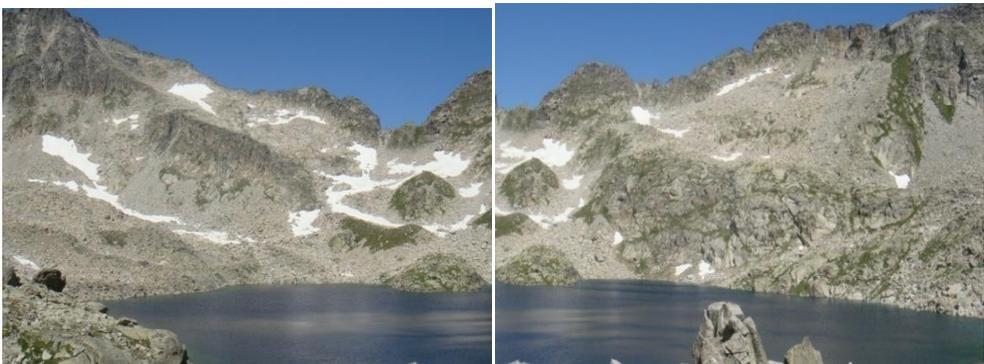


Figura 6. 36. Panorámica del lago de Contraix tomada el día 21 de julio 2009, se observa mantos nivales.



Figura 6. 37. A) cauce natural aguas abajo de la salida 3. B) salida ubicada en el punto 4, se observó un enrocamiento por arriba del nivel del agua y aguas abajo un cauce con mayor acumulación de rocas.

En el punto 5 cerca del lago de Contraix (Figura 6. 35), se observaron nubones de nieve en ladera norte (Figura 6. 38) el 23 de julio 2008, mientras que en ladera sur no se observó nieve.



Figura 6. 38. Manto de nieve ubicado en ladera norte, se escucho escurrimiento producto de la fusión de nieve.

En la cuenca se ubicaron otros cinco cuerpos de agua de menor tamaño formados por fusión de nieve (Figura 6. 39). El lago identificado con “**I**” (Figura 6. 39), se ubica a una cota 2,680 m y es el único que fue visitado. Los otros cuerpos se determinaron a partir de una imagen de satélite. En el caso del lago clasificado como “**II**”, se observó desde el lago de Contraix (Figura 6. 39).

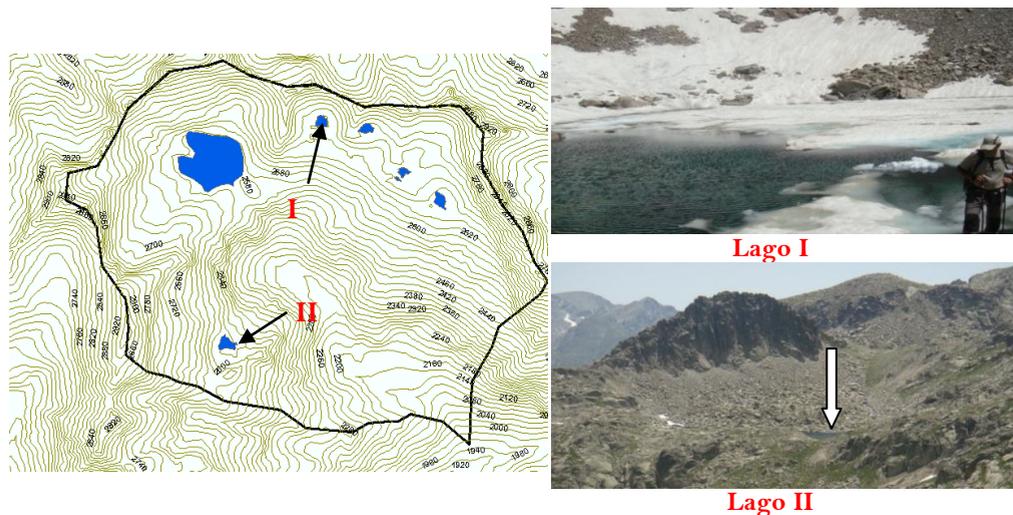


Figura 6. 39. Muestra los seis cuerpos de agua localizados en la cuenca de Contraix. En el lago "I" con cubierta de hielo, no se observó vertido directo del lago, ni escurrimiento por filtraciones. Lago "II", foto tomada desde lago de Contraix.

### A.2.3. Filtraciones

Se observaron filtraciones en los puntos 15 y 6 (Figura 6. 40), que provienen del lago de Contraix a menos 40 m de la cota de nivel del lago. En estos puntos el caudal fluye superficialmente unos cuantos metros y después se pierde entre el enrocamiento. En el punto 6, se observó un caudal de  $1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  y en el punto 15 de  $0.2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  aproximadamente.

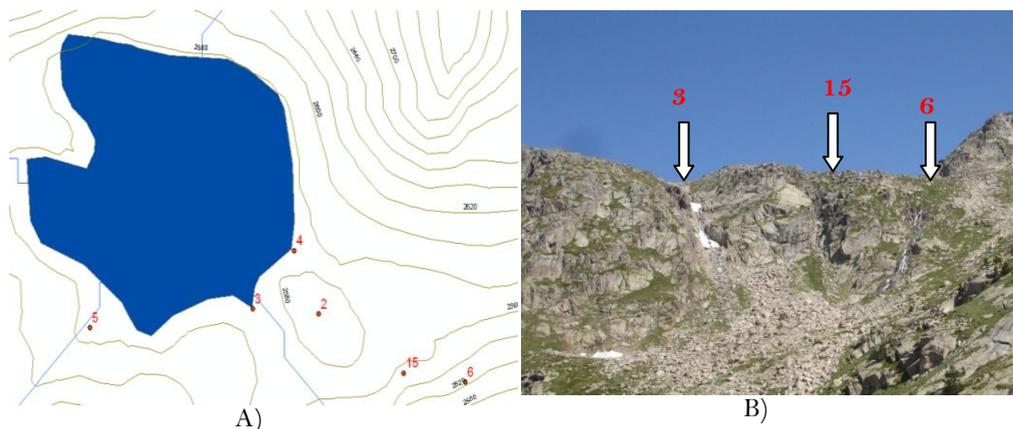


Figura 6. 40. A) muestra los puntos 15 y 6 donde se detectaron las filtraciones producto de las infiltraciones del lago de Contraix. B) Se muestra las tres salidas del lago Contraix, 15 y 6 son por filtraciones.

El caudal proveniente de los puntos 3, 15 y 6 se convierte en superficial en el punto 16 (Figura 6. 41). Saliente de flujo a 500 m aproximadamente de los puntos 15 y 16. Se observó escurrimiento superficial de  $0.2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  aproximadamente en un canal en "U", con 30 cm de ancho y 20 cm de profundidad. Proviene del punto 3 (Figura 6. 41).

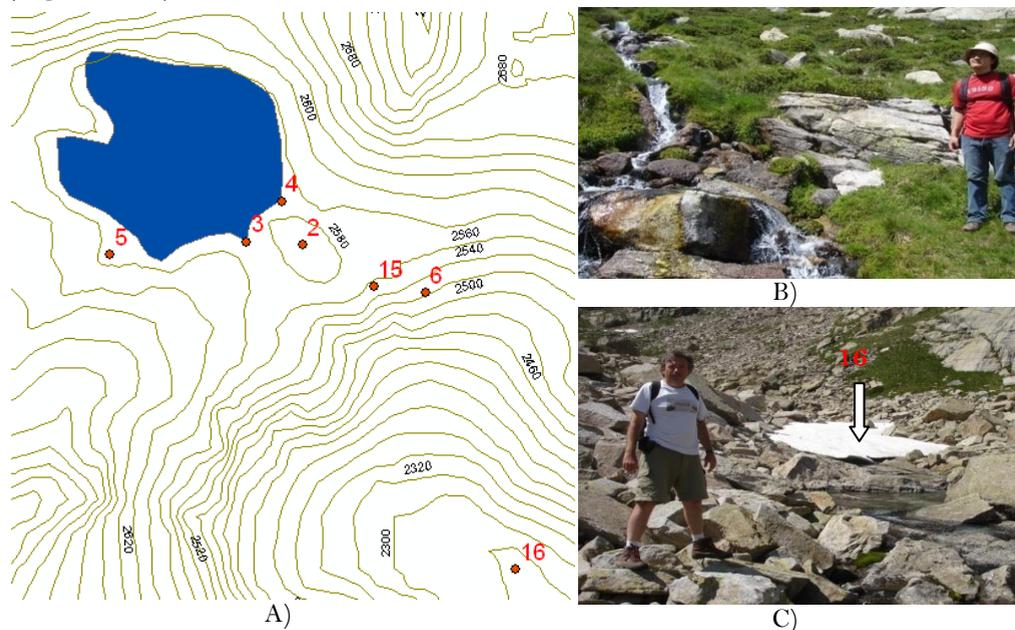


Figura 6. 41. A) localización del punto 16. B) se observa la escorrentía proveniente del punto 3, vertido directo del lago de Contraix. C) punto 16 saliente del flujo que proviene de 3, 15 y 6.

Se observó en el punto 7 y 8 humedad en la roca y un escurrimiento de  $0.1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  aproximadamente en el punto 9 (Figura 6. 42).

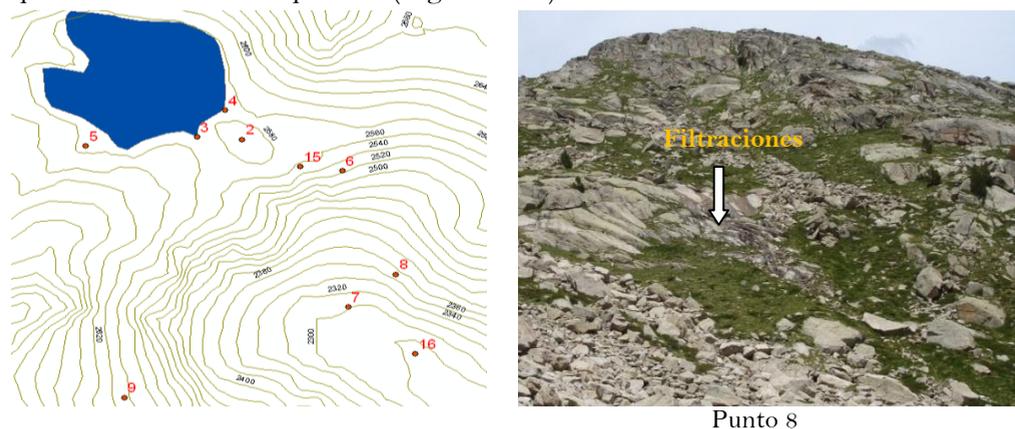


Figura 6. 42. Localización de la escorrentía en el punto 9 y filtraciones en los puntos 7 y 8.

A portación de un caudal de  $0.1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  aproximadamente de un canal en “U”, con secciones que varían entre 40 y 100 cm de ancho y 20 cm de profundidad. Ubicado en el punto 10 (Figura 6. 43).

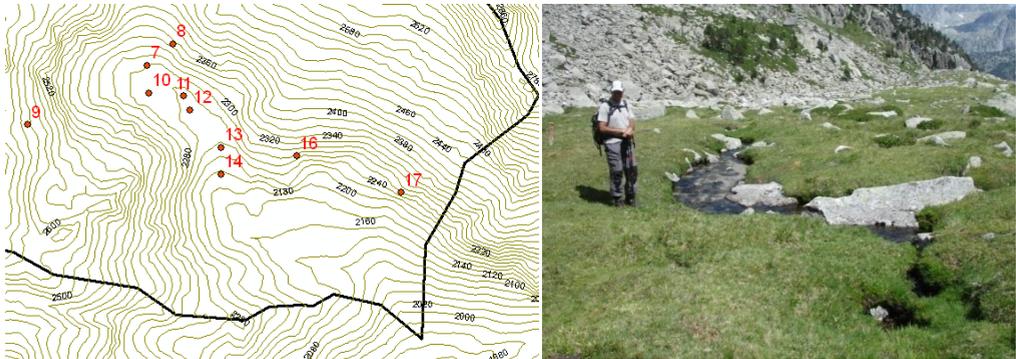


Figura 6. 43. . Muestra la ubicación geográfica de los puntos de interés 10, 11, 12, 13, 14, 18 y 17 y las aportaciones de caudales superficiales identificadas en el punto 10.

Se observa escorrentía de  $0.6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  proveniente de filtraciones y fusión de nieve (Figura 6. 44a), que desemboca en el punto 13 (Figura 6. 43). Se midió la sección del cauce principal en el punto 14 (Figura 6. 44b), y se estimó un caudal aproximado de  $2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Se localizaron otras filtraciones en los puntos 18 (Figura 6. 44c) y 17 (Figura 6. 44d) para este último se estimó  $5 \text{ l s}^{-1}$  y un total  $20 \text{ l s}^{-1}$  de los cuatro afluentes.

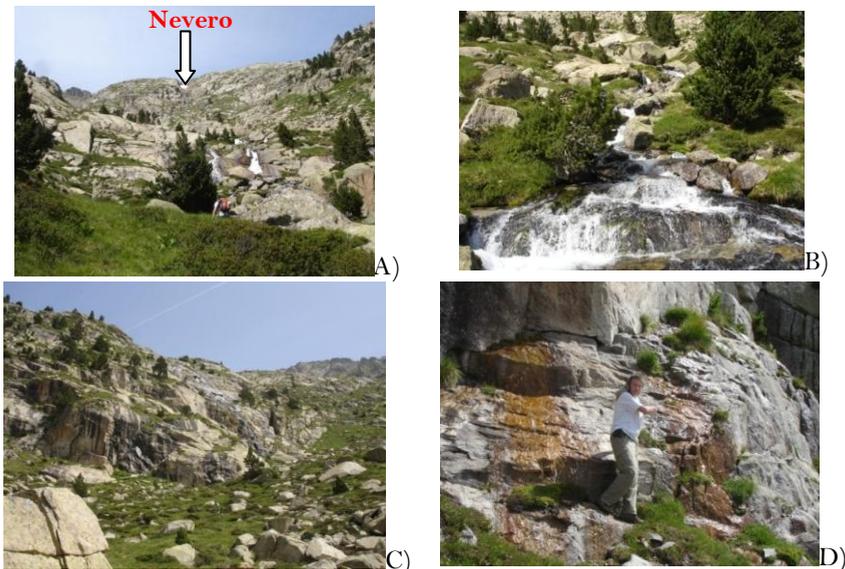


Figura 6. 44. A) escurrimiento que desemboca en el punto 13, se observa nevero y filtraciones. B) cauce principal punto 14, con un ancho de 3 metros y una profundidad de 40 cm. C) filtraciones en ladera sur, ubicadas en el punto 16. D) filtraciones en ladera sur punto 17.

## A.2.4. Cauces

El día 22 de julio se revisó en campo los cauces en diferentes puntos, con el objetivo de medir las secciones de cauce (Figura 6. 45).

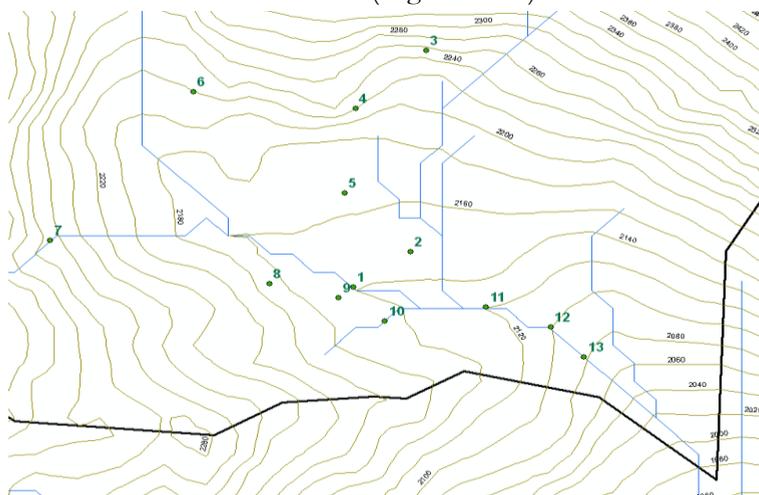


Figura 6. 45. Puntos revisados en campo correspondientes a cauces. [2] cauce aguas arriba con un caudal de  $30 \text{ l s}^{-1}$  aproximadamente. [3] manantial. [4] manantial distribuido. [5] recoge los caudales y los dirige hacia el canchal ubicado en la margen izquierda a la altura del punto 1.

A continuación se describen las secciones tomados en campo:

[1]. Cauce principal (Figura 6. 45 y Figura 6. 46a), con un caudal de  $300 \text{ l s}^{-1}$  aproximadamente. Por la margen izquierda se observaron dos cauces con un caudal de  $150 \text{ l s}^{-1}$  y otro de  $30 \text{ l s}^{-1}$  aproximadamente (Figura 6. 46b).

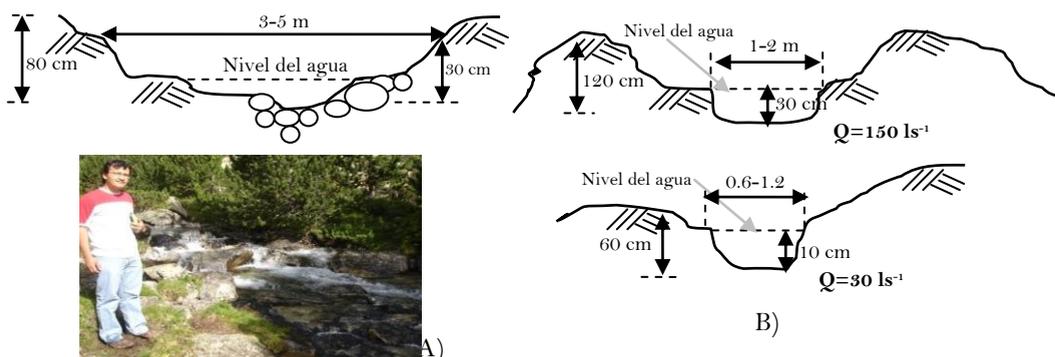
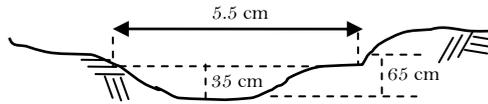
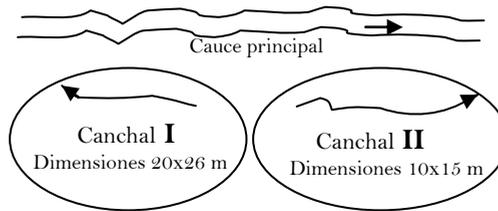


Figura 6. 46. A) muestra el cauce principal en el punto 1. B) secciones de afluentes a la margen izquierda del cauce principal.

[6]. Sección de pequeño arroyo margen izquierda del río principal con un caudal de  $90 \text{ l s}^{-1}$  aproximadamente ( $V=0.6 \text{ ms}^{-1}$ ).

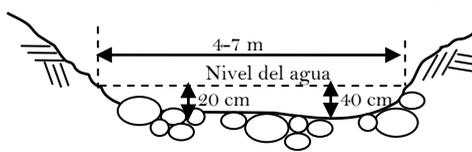


[7]. Cauce lateral recolector en canchal I, desemboca aguas arriba del punto 1.

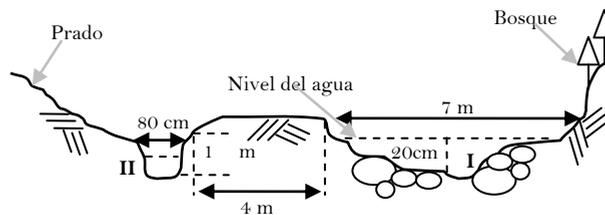


[8]. Canal lateral recolector en canchal II con un caudal de  $1 \text{ ls}^{-1}$  aproximadamente, dicho caudal es incorporado al cauce principal en el punto 11.

[11]. Sección de cauce único, con un caudal de  $1.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  aproximadamente.



[12]. Sección de cauce bifurcado, con un caudal de  $2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  en I y de  $20 \text{ l s}^{-1}$  en II. Se observan dos incorporaciones por margen izquierdo.



[13]. Sección de cauce con dos bifurcaciones principales y una tercera (III) con un caudal de  $5 \text{ ls}^{-1}$  aproximadamente.

