

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL



# **Un nuevo índice de similitud hidrológica para la simulación precipitación - escorrentía en sistemas de llanura**

Carlos César Scioli

**FICH**

FACULTAD DE INGENIERIA  
Y CIENCIAS HIDRICAS

**INTEC**

INSTITUTO DE DESARROLLO TECNOLÓGICO  
PARA LA INDUSTRIA QUIMICA

Tesis de Doctorado **2016**



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL  
Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas  
Instituto de Desarrollo Tecnológico para la Industria Química

**Un nuevo índice de similitud hidrológica para la  
simulación precipitación - escorrentía en sistemas  
de llanura**

**Carlos César Scioli**

Tesis remitida al Comité Académico del Doctorado  
como parte de los requisitos para la obtención  
del grado de  
DOCTOR EN INGENIERIA  
Mención Recursos Hídricos  
de la  
UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL

**2016**

Comisión de Posgrado, Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Ciudad Universitaria,  
Paraje "El Pozo",  
S3000, Santa Fe, Argentina



# **Un nuevo índice de similitud hidrológica para la simulación precipitación - escorrentía en sistemas de llanura**

**Carlos César Scioli**

Centro de Estudios de Variabilidad y Cambio Climático (CEVARCAM)  
Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas  
UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL

## **Director**

**Erik Zimmermann**

**Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y  
Agrimensura – Universidad Nacional de  
Rosario**

## **Co-director**

**Raúl A. Pedraza**

**Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas –  
Universidad Nacional del Litoral**

Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas  
UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL  
2016



**UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL**  
**Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas**

Santa Fe, 4 de Octubre de 2016.

Como miembros del Jurado Evaluador de la Tesis de Doctorado en Ingeniería titulada *“Un nuevo índice de similitud hidrológica para la simulación precipitación - escorrentía en sistemas de llanura”*, desarrollada por el Mag. Carlos Marcelo García, en el marco de la Mención “Recursos Hídricos”, certificamos que hemos evaluado la Tesis y recomendamos que sea aceptada como parte de los requisitos para la obtención del título de Doctor en Ingeniería.

La aprobación final de esta disertación estará condicionada a la presentación de dos copias encuadernadas de la versión final de la Tesis ante el Comité Académico del Doctorado en Ingeniería.

Dra. Leticia Rodriguez

Dr. Carlos Marcelo García

Dr. Marcelo Varni (u)

El Dr. Varni participó por video conferencia

Santa Fe, 4 de Octubre de 2016

Certifico haber leído la Tesis, preparada bajo mi dirección en el marco de la Mención “Recursos Hídricos” y recomiendo que sea aceptada como parte de los requisitos para la obtención del título de Doctor en Ingeniería.

Dr. Raúl Pedraza  
Codirector de Tesis

Dr. Erik Zimmermann  
Director de Tesis

Universidad Nacional del Litoral  
 Facultad de Ingeniería y  
 Ciencias Hídricas  
 Secretaría de Posgrado

Ciudad Universitaria  
 C.C. 217  
 Ruta Nacional N° 168 - Km. 472,4  
 (3000) Santa Fe  
 Tel: (54) (0342) 4575 229  
 Fax: (54) (0342) 4575 224  
 E-mail: posgrado@fich.unl.edu.ar

# Agradecimientos

En primer lugar le agradezco al Centro de Estudios de Variabilidad y Cambio Climático (CEVARCAM), Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (FICH) de la Universidad Nacional del Litoral (UNL) por haberme brindado durante estos años todo lo necesario para desarrollar y culminar esta tesis. Para la realización de la misma se recibieron fondos de la Secretaría de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional del Litoral (Proyecto CAI+D 2013) y del Gobierno de la Provincia de Santa Fe, secretaria de Ciencia, Tecnología e Innovación (Proyecto 2010-107-12).

A mi director, Erik Zimmermann, por haber dirigido esta tesis de doctoral, por su paciencia y enseñanza durante los años que me llevó desarrollar el presente estudio.

En igual medida, agradezco a Raúl Pedraza, co-director del trabajo, por permitirme enriquecer esta tesis, a través de sus sugerencias, correcciones y consejos.

Al Instituto de Hidrología de Llanuras (IHLLA), de la Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires (UNCPBA) y a todos sus integrantes por permitirme contar con los materiales, equipos, apoyo en campo, bibliografía y elementos indispensables para la elaboración de la presente tesis.

A las dos instituciones, DHI Argentina y ACUMAR, que me cedieron la licencia del modelo MIKE SHE para realizar parte de mis estudios para la tesis.

También quiero agradecer a la FICH y al Instituto de Desarrollo Tecnológico para la Industria Química (INTEC), por permitirme desarrollar mis carreras de grado y posgrado en un ambiente familiar y ameno. Una especial mención a todos mis compañeros del CEVARCAM, en particular a Esteban, Mariano, Diego, Gabriela, José, Jorge, Miguel, Omar y Leandro, que con su humor y continuo apoyo en todas las tareas cotidianas posibilitaron un comfortable ámbito de trabajo.

A Luis por su amistad y ayuda incondicional que nunca dejó de aconsejarme y alentarme en esta etapa de mi carrera.

A mis padres Juan Carlos y Alicia por su esfuerzo y apoyo durante la carrera de grado y esta etapa.

Al resto de la gran familia, Emi, Cristal, Fabián, Haydé, Cristina, Myriam, Javier, Silvina, Rosanna, José, Marta, Gabriela, Pía, Sofía y Eugenia por su gran compañerismo y apoyo.

Finalmente quiero agradecer especialmente a mi esposa, Fernanda, que siempre está a mi lado, sin dejar de alentarme y brindando un apoyo más que suficiente e incondicional.

# Resumen

En esta tesis se investigan los procesos de las áreas fuentes variables (Variable Source Areas, VSAs) en sistemas de llanura y se propone un nuevo Índice de Similitud Hidrológica distribuido,  $I_{SH}$ , en reemplazo del Índice Topográfico original (Beven y Kirby, 1979),  $I_{Top}$ , para adaptar el modelo TopModel a las características físicas de estos sistemas. Para la determinación del  $I_{SH}$  se propone una metodología basada en técnicas de Sistemas de Información Geográfica y Teledetección.

El  $I_{Top}$  representa la probabilidad de saturación de cada punto de la cuenca y se calcula con una expresión que varía directamente a la superficie drenada por unidad de longitud que drena en dicho punto e inversamente a la pendiente del terreno en el punto. En cuencas de serranas, el  $I_{Top}$  describe adecuadamente las características topográficas y de drenaje. En cambio, en sistemas de llanura con pendientes inferiores al 2% pierde su significado físico; debido a los valores muy bajos de pendiente, la expresión genera valores numéricos altos del índice, independientemente del tamaño del área drenada.

El  $I_{SH}$  propuesto contempla no sólo las características topográficas y de drenaje de la cuenca, sino además las propiedades físicas del suelo. El nuevo índice incorpora los efectos sobre el suelo y la vegetación producidos por la alta frecuencia y permanencia de niveles freáticos próximos a la superficie del terreno en las VSAs de los sistemas de llanura. Esta característica particular de estos sistemas es aprovechada en la formulación del  $I_{SH}$ .

Las investigaciones de esta tesis se desarrollaron sobre la cuenca de llanura experimental Arroyo Santa Catalina (141 km<sup>2</sup>), ubicada en el Partido de Azul, Prov. de Buenos Aires.

Las VSAs se identificaron y delimitaron en la cuenca utilizando información de sensores remotos para distintas fechas. La metodología de bi-plot de la banda de infrarrojo de onda corta (SWIR) versus el Índice de Humedad Diferencial Normalizado (NDWI) resultó adecuada para identificar áreas saturadas en sistemas de llanura. El ploteo de ambas bandas no presenta zonas de transición, pudiéndose identificar bien las zonas húmedas, suelo secos y vegetación. La técnica resultó favorable para distintos estados de saturación de la cuenca: exceso y déficit hídrico.

Por otra parte, se encontró una fuerte relación entre las áreas saturadas totales y las profundidades freáticas en la cuenca, con un coeficiente de correlación de 0,72. La relación obtenida indica que las VSAs influyen significativamente en el proceso de transformación precipitación-escorrentía en la cuenca, ya que para profundidades freáticas menores a 2,0 m, el área saturada supera el 25% de la superficie total, mientras que para profundidades freáticas mayores a 4,0 m, el porcentaje se reduce al 5%.

Se analizaron los mecanismos generadores de escurrimiento y su correspondencia con la distribución espacial de áreas saturadas utilizando un modelo distribuido, de simulación continua y de base física MIKE SHE. Los resultados obtenidos permitieron verificar por otra vía la estrecha relación entre las variaciones de los niveles freáticos y las VSAs en la cuenca.

Se aplicó la metodología propuesta para determinar el  $I_{SH}$  en la cuenca y se evaluó la performance del modelo TopModel (Beven y Kirby, 1979) con el nuevo índice. Los resultados obtenidos indican que el modelo con el  $I_{SH}$  representa satisfactoriamente la variación de las VSAs en la cuenca. Cuando los niveles freáticos se encuentran altos, el mecanismo "dunneano" predomina en el escurrimiento total. En cambio, cuando los niveles freáticos son bajos, generalmente solo las precipitaciones de alta intensidad generan escurrimiento, siendo en este caso el proceso "hortoniano" el que domina el hidrograma.

El  $I_{SH}$  propuesto en esta tesis y su metodología de determinación pueden ser extrapolados a sistemas de llanura similares, para adecuar el modelo TopModel a las características de estos sistemas. Esto permitirá mejorar la evaluación espacio-temporal de la escorrentía en estos sistemas, sin necesidad de aplicar un modelo hidrológico distribuido basado físicamente. Dada la simpleza del TopModel, que lo hace aplicable aún en cuencas con escasa información, es de esperar su difusión en aplicaciones ingenieriles en sistemas de llanura.

# Abstract

In this thesis, variable source areas (VSAs) processes in plain systems, are investigated. A new hydrologic similarity Index,  $I_{SH}$ , replacing the original topographic Index (Beven and Kirby, 1979),  $I_{Top}$  is proposed in order to adapt the model TopModel to the physical characteristics of plain systems. The  $I_{SH}$  is determined using methodology based on GIS and remote sensing techniques.

The  $I_{Top}$  index, which is a function of both the slope and the upstream contributing area per unit width orthogonal to the flow direction, represents the probability of saturation of each point of the basin. The  $I_{Top}$  describes appropriately the topographic and drainage features in highland basins. Instead, in flatland systems, with slopes less than 2% loses its physical meaning. The very low slope values generates large index values, for any size of the drained area.

The proposed  $I_{SH}$  includes the topography and drainage characteristics of the basin and the physical properties of soil. The new index incorporates the effects on soil and vegetation produced by the high frequency and shallow water tables in the VSAs in plain systems. This particular feature of these systems is utilized in the formulation of  $I_{SH}$ .

Research of this thesis were developed on the experimental Santa Catalina basin (141 km<sup>2</sup>), located near of Azul city, Buenos Aires province.

The VSAs were identified and defined in the basin using remote sensors for different dates. A bi-plot methodology, using shortwave infrared (SWIR) band versus Normalized Difference Wetness Index (NDWI) resulted right to identify saturated areas in plain systems. The methodology allows to identify wetlands, dry soil and vegetation areas.

The technique is favorable for different saturation states of the basin: excess and water stress.

On the other hand, a strong relationship between total saturated areas and groundwater depths in the basin was found with a correlation coefficient of 0.72. The resulting ratio indicates that the VSAs have significantly influence in the process of transformation rainfall-runoff, because for groundwater depths less than 2.0 m, the saturated area exceeds 25% of the total, while for groundwater depths greater surface 4.0 m, the percentage drops to 5%.

The mechanisms of the runoff and its relationships with the spatial distribution of VSAs areas were evaluated with the application of the distributed model physically based MIKE SHE. The results allowed to verify the close relationship between changes in groundwater levels and the VSAs in the basin.

The proposed methodology to determine  $I_{SH}$  was applied in the basin and the performance of the TopModel (Beven and Kirby, 1979) with the new index was analyzed. Results shown that with  $I_{SH}$  index a better representation of the hydrological response of plain systems can be achieved. When groundwater levels are high, the dunnean mechanism predominates in the total runoff. Instead, when groundwater levels are low, only high intensity rainfall generated runoff, which in this case the "Hortonian" processes dominates the hydrograph.

The  $I_{SH}$  proposed in this thesis and its methodology of determination can be extrapolated to similar systems, to adapt the TopModel to the characteristics of these systems. This will improve the evaluation of the runoff in these systems, without need to apply a hydrological distributed model physically based. Given the simplicity of TopModel, which makes it applicable even in basins with limited information, its diffusion in engineering applications in plain systems is expectable.

# CONTENIDO

<b>CAPÍTULO 1 Introducción .....</b>	<b>1</b>
1.1 Motivación.....	1
1.2 Estado del arte.....	3
1.3 Objetivos.....	7
1.4 Organización de la tesis.....	8
<b>CAPÍTULO 2 Marco Teórico .....</b>	<b>9</b>
2.1 Mecanismos de generación de escorrentía .....	9
2.2 Modelación hidrológica .....	12
2.3 Modelos digitales de elevaciones .....	13
2.4 SIG y teledetección en la modelación hidrológica .....	15
2.5 Metodología aplicada.....	18
<b>CAPÍTULO 3 Cuenca del Arroyo Santa Catalina .....</b>	<b>20</b>
3.1 Descripción general de la cuenca experimental .....	20
3.2 Hidrometeorología .....	21
3.3 Geología y suelos .....	25
3.4 Topografía .....	26
3.4.1 Modelo digital de elevaciones operacional.....	26
3.5 Imágenes de sensores remotos.....	30
<b>CAPÍTULO 4 Identificación y evaluación de VSAs mediante imágenes de sensores remotos .....</b>	<b>31</b>
4.1 Técnica utilizada .....	31
4.1.1 Imágenes seleccionadas.....	33
4.1.2 Tratamiento de las Imágenes .....	34
4.1.3 Comparación de bandas .....	36
4.2 Relaciones entre bandas elegidas .....	37
4.3 Validación y análisis de la metodología para identificar las VSAs ....	41
4.4 Relación superficie saturada total – profundidad freática .....	45
4.5 Conclusiones del capítulo .....	47
<b>CAPÍTULO 5 Análisis de los mecanismos generadores del escurrimiento en la cuenca experimental con el modelo MIKE SHE .....</b>	<b>49</b>
5.1 Implementación del modelo .....	49
5.1.1 Dominio y desagregación espacial.....	49
5.1.2 Datos climáticos .....	51

5.1.3	Flujo superficial .....	54
5.1.4	Flujo encauzado .....	55
5.1.5	Flujo en zona no saturada .....	57
5.1.6	Flujo en zona saturada .....	61
5.2	Calibración del modelo .....	64
5.3	Análisis de los resultados .....	68
5.4	Conclusiones del Capítulo .....	73
<b>CAPÍTULO 6 Determinación del Índice de Similitud Hidrológica .....</b>		<b>74</b>
6.1	Mapas de pendientes, acumulación y dirección de flujo .....	74
6.2	Índice Topográfico .....	76
6.2.1	El mapa de distancia del recorrido del flujo (DistRF).....	78
6.3	Índice Similitud Hidrológica (ISH) .....	80
6.3.1	Delimitación de cuenca alta y baja .....	82
6.3.2	ISH en las zonas con y sin VSAs .....	84
6.3.3	Mapa de ISH .....	85
6.3.4	Sistematización del cálculo del ISH mediante herramientas de GIS 88	
6.4	Conclusiones del Capítulo .....	89
<b>CAPÍTULO 7 Evaluación de la performance del TopModel y del ISH en la cuenca experimental .....</b>		<b>90</b>
7.1	Implementación del modelo .....	90
7.1.1	Parámetros del TopModel .....	91
7.1.2	Información de la cuenca .....	91
7.2	Calibración del modelo .....	92
7.3	Análisis de los resultados del modelo .....	95
7.4	Conclusiones del capítulo .....	100
<b>CAPÍTULO 8 Conclusiones y Recomendaciones.....</b>		<b>101</b>
8.1	Conclusiones .....	101
8.2	Recomendaciones .....	103
<b>CAPÍTULO 9 Bibliografía .....</b>		<b>104</b>
<b>Anexo N° 1: Modelos Hidrológicos Aplicados .....</b>		<b>1</b>
	TopModel .....	1
	MIKE SHE .....	5
<b>Anexo N° 2: Mapas de VSAs obtenidos a partir de sensores remotos ...</b>		<b>10</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 – Clasificación de los mecanismos de generación de escorrentía (Beven, 2001) .....	10
Figura 3.2 – Incidencia de los principales factores sobre los mecanismos de generación de escorrentía (Dunne y Leopold, 1978).....	11
Figura 3.1 – Delimitación del área de estudio en el Arroyo Santa Catalina ubicado en el partido de Azul, Provincia de Buenos Aires .....	21
Figura 3.2 – Ubicación de la sección de control en el Arroyo Santa Catalina con su respectiva Curva H - Q (en RN 3) .....	22
Figura 3.3 – a. Ubicación de los pluviómetros para el periodo 1996 – 2003. – b. Estaciones telemétricas que conforman la red de alerta de la ciudad de Azul .....	23
Figura 3.4 – Medias mensuales de precipitación y evapotranspiración para el periodo 1966-2013 – Datos de la estación Aero Azul SMN .....	23
Figura 3.5 – Ubicación de la parcela experimental en La Vanguardia y de los pozos someros de la red del IHLLA .....	24
Figura 3.6 – Mapa de tipo de suelo de la zona del Arroyo Santa Catalina digitalizada de las cartas del INTA, escala 1:50.000.....	25
Figura 3.7 – Modelo digital de elevaciones SRTMv4.0 NASA de la zona de influencia del Arroyo Santa Catalina, Partido de Azul, Prov. Buenos Aires ...	27
Figura 3.8 – a. Red vial y de drenaje obtenida de las cartas del IGN y de imágenes satelitales – b. Cuenca y red de escurrimiento generada a partir del SRTM corregido – c. Puntos relevados con GPS diferencial – d. DEM operacional para la zona de influencia del Arroyo Santa Catalina.....	29
Figura 4.1 – Método del bi-plot aplicado a una imagen Landsat 7 ETM+ del 4 de agosto 2002: (a) Relación del Infrarrojo cercano vs Rojo – (b) Delimitación las Zonas 1 y 2 de la Figura (a) sobre la imagen satelital.....	32
Figura 4.2 – Bandas del Landsat 5 TM en el espectro electromagnético - Firmas espectrales de diferentes materiales. Fuente: <a href="http://landsat.gsfc.nasa.gov/">http://landsat.gsfc.nasa.gov/</a> ..	33
Figura 4.3 – Pasos seguidos en el procesamiento de las imágenes Landsat 5 TM y 7 ETM+ .....	36
Figura 4.4 – Composición falso color: a. Bandas 3, 2 y 1; b. Bandas NIR-SWIR –NDVI; Arroyo Santa Catalina, Azul, Bs As; Landsat 7, 7/10/2002.....	38
Figura 4.5 – Composición falso color: a. Bandas NIR-SWIR-NDWI; b. Bandas NIR-SWIR –Ts; Arroyo Santa Catalina, Azul, Bs As; Landsat 7, 7/10/2002 ..	38
Figura 4.6 – Bi-plots entre las bandas SWIR (Ref 7) y térmica (°K) representada por Ts; Arroyo Santa Catalina, Azul, Bs As; Landsat 7, 7/10/2002 .....	39
Figura 4.7 – Bi-plot entre la banda SWIR (Ref 7) y NDVI; Arroyo Santa Catalina, Azul, Bs As; Landsat 7, 7/10/2002 .....	40

Figura 4.8 – Bi-plot entre la banda SWIR (Ref 7) y NDWI; Arroyo Santa Catalina, Azul, Bs As; Landsat 7, 7/10/2002 .....	40
Figura 4.9 – Sector 1: Paisaje de depresiones y bajos encharcados (09/10/2002, IHLLA); Sector 2: Depresión encharcada en áreas con vegetación (06/12/2002, IHLLA); Sector 3: Ensanche de la red de drenaje (26/08/2012, IHLLA).....	41
Figura 4.10 – a. Mapa extraído de las cartas de suelos del INTA; b, c y d Mapa VSAs delimitados con imágenes satelitales para condiciones húmedas de la cuenca en diferentes fechas .....	43
Figura 4.11 – Delimitación de las VASs para distintas profundidades freáticas registradas en estación La Vanguardia.....	44
Figura 4.12 – Delimitación de las VASs para distintas profundidades freáticas registradas en estación La Vanguardia.....	45
Figura 4.13 – Relación entre área saturada en % dentro de la cuenca y la profundidad freática .....	47
Figura 5.1 – Dominio del modelo hidrológico distribuido MIKE SHE.....	50
Figura 5.2 – Información pluviométrica ponderada arealmente con el método de los polígonos de Thiessen .....	52
Figura 5.3 – Topología implementada en el MIKE 11 para la modelación hidrodinámica de la red de drenaje.....	56
Figura 5.4 – Triángulo utilizado para la clasificación textural de los suelos según el USCS .....	58
Figura 5.5 – Mapa de textura de las unidades de suelos, utilizado para la implementación del MIKE SHE (extraído de cartas del INTA 1:50.000) .....	61
Figura 5.6 – a. Mapa de cotas del fondo del acuífero en el dominio del modelo. – b. Mapa de profundidades del basamento cristalino junto al mapa de afloramientos rocosos .....	63
Figura 5.7 – Comparación entre los PF observados en la estación La Vanguardia y los simulados por el modelo .....	66
Figura 5.8 – Comparación entre caudales observados y simulados con el modelo MIKE SHE en la sección de RN 3 y el Arroyo Santa Catalina.....	67
Figura 5.9 – Mapa de profundidades freáticas para distintas fechas simuladas con el MIKE SHE .....	69
Figura 5.10 – a. Mapa de profundidades freáticas obtenidas de los resultados del modelo MIKE SHE – b. Mapa de máscara de áreas saturada (VSAs).....	70
<i>Figura 5.11 – Secuencia temporal del agua libre en superficie para el evento de diciembre del 1999.....</i>	<i>71</i>
Figura 5.12 – Secuencia temporal del agua libre en superficie para el evento de octubre del 2002 .....	72
Figura 6.1 – Procesamiento del DEM operacional de la cuenca del Arroyo Santa Catalina - Mapa de Pendientes .....	75

Figura 6.2 – Procesamiento del DEM operacional de la cuenca del Arroyo Santa Catalina – a. Mapa de dirección de flujo – b. Mapa de acumulación de flujo .....	76
Figura 6.3 – a. Ubicación de celdas con $I_{Top}$ altos y bajos en un perfil topográfico esquemático– b Histograma acumulado de la porción de área saturada en función del valor del $I_{Top}$ .....	77
Figura 6.4 – Mapa de $I_{Top}$ para la cuenca del Arroyo Santa Catalina.....	78
Figura 6.5 – a. Mapa de distancia del recorrido del flujo – b. Histograma área (nº de celdas) vs distancia de la cuenca del Arroyo Santa Catalina .....	79
Figura 6.6 – Esquema para la determinación del límite inferior de los intervalos del $I_{SH}$ de las zonas con y sin VSAs utilizando el gráfico área saturada vs $I_{Top}$ .....	82
Figura 6.7 – a. Delimitación de cuenca Alta (pendiente > 2%) y Baja (pendiente < 2%) – b. Sectorización de la cuenca baja en zona con y sin VSAs utilizando mapa de suelo con problemas hídricos .....	83
Figura 6.8 – Zonas con VSAs con los valores de: a. Índice topográfico ( $I_{Top}$ ) – b. Índice de similitud hidrológica ( $I_{SH}$ ) .....	85
Figura 6.9 – Zonas sin VSAs con los valores de: a. Índice topográfico ( $I_{Top}$ ) – b. Índice de similitud hidrológica ( $I_{SH}$ ) .....	86
Figura 6.10 – Mapa del $I_{SH}$ de la cuenca del Arroyo Santa Catalina.....	87
Figura 6.11 – Histograma acumulado del área saturada vs $I_{SH}$ .....	87
Figura 6.12 – Comparación entre los índices $I_{Top}$ y $I_{SH}$ .....	88
Figura 6.13 – Diagrama de flujo del procesamiento para obtener el $I_{SH}$ .....	89
Figura 7.1 – Comparación entre datos observados y simulados con el TopModel para los eventos considerados: a. Relación entre volúmenes – b. Relación entre caudales .....	94
Figura 7.2 – Relación entre las PF de la estancia La Vanguardia y a. $SR_{ini}$ – b. $Q_{ini}$ .....	95
Figura 7.3 – Distribución espacial de las VSAs para los eventos de mayo, agosto y octubre del 2002 simulados con el TopModel .....	99
Figura 7.4 – Comparación entre mapas de VSAs para el evento de octubre 2002: a. Obtenido de la simulación del TopModel con el $I_{SH}$ . b. Determinado con la imagen satelital 0710/2002 (ítem 4.1) 6 días antes del evento. ....	99
Figura 7.5 – Mapas de VSAs que representan un 13.48% de área saturada (evento de Agosto 2002): Generados con a. $I_{SH}$ y b. $I_{Top}$ . ....	100
Figura A1.1 – Representación esquemática de una subcuenca en el TOPMODEL (Beven y Kirby, 1979) .....	2
Figura A1.2 – Esquema del funcionamiento del modelo MIKE SHE (Refsgaard y Storm, 1995) .....	6
Figura A2.1– SWIR – NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 30 de octubre de 1996 .....	10

Figura A2.2 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 08 de abril del 1997.....	10
Figura A2.3 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 27 de junio del 1997.....	11
Figura A2.4 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 17 de agosto del 1998.....	11
Figura A2.5 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 9 de febrero del 1999.....	12
Figura A2.6 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 12 de agosto del 1999.....	12
Figura A2.7 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 29 de septiembre del 1999.....	13
Figura A2.8 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 7 de marzo del 2000.....	13
Figura A2.9 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 24 de abril del 2000.....	14
Figura A2.10 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 10 de mayo del 2000.....	14
Figura A2.11 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 26 de mayo del 2000.....	15
Figura A2.12 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 13 de julio del 2000.....	15
Figura A2.13 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 22 de febrero del 2001.....	16
Figura A2.14 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 27 de abril del 2001.....	16
Figura A2.15 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 9 de agosto del 2001.....	17
Figura A2.16 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 18 de septiembre del 2001.....	17
Figura A2.17 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 23 de diciembre del 2001.....	18
Figura A2.18 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 5 de marzo del 2002.....	18
Figura A2.19 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 14 de abril del 2002.....	19
Figura A2.20 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 4 de agosto del 2002.....	19
Figura A2.21 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 7 de octubre del 2002.....	20

Figura A2.22 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 24 de noviembre del 2002.....	20
Figura A2.23 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 3.....	21
Figura A2. 24 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 20 de octubre del 2004 .....	21
Figura A2.25 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 7 de octubre del 2005 .....	22
Figura A2.26 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 26 de octubre del 2006 .....	22
Figura A2. 27 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 2 de octubre del 2009 .....	23
Figura A2.28 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 18 de octubre del 2009 .....	23

## LISTA DE TABLAS

Tabla 4.1 – Imágenes Landsat 5 TM y 7 ETM+ utilizadas, asociadas a la información de profundidad freática (PF) y precipitaciones antecedentes.....	34
Tabla 4.2 – Relación entre las VASs y las profundidades freáticas de la estación La Vanguardia.....	46
Tabla 5.1 – Valores máximos del índice de área foliar y profundidad radicular, UTN–FRA (2007).....	53
Tabla 5.2 – Parámetros específicos del modelo de evapotranspiración de Kristensen y Jensen (1975).....	53
Tabla 5.3 – Valores de los parámetros de los modelos Van Genuchten y Van Genuchten/Mualen para suelos de distintas texturas (Schaap y Leij, 2000)..	58
Tabla 5.4 – Composición textural de la unidades de suelo en el área de estudio (INTA).....	59
Tabla 5.5 – Valores de permeabilidad horizontal y rendimiento específico utilizados para la implementación del MIKE SHE.....	63
Tabla 5.6 – Datos observados utilizados en la etapa de calibración del modelo MIKE SHE.....	65
Tabla 5.7 – Parámetros de la zona no saturada determinados por calibración.....	65
Tabla 5.8 – Determinación del error relativo entre los volúmenes y caudales observados y simulados.....	67
Tabla 6.1 – Discretización de la cuenca del Arroyo Santa Catalina y sus principales características físicas.....	83
Tabla 6.2 – Valores máximos y mínimos que adopta el $I_{SH}$ en las zonas de la cuenca.....	84
Tabla 7.1 – Descripción de los eventos utilizados para la calibración del TopModel.....	92
Tabla 7.2- Características de los eventos: volumen escurrido y caudal pico observados y simulados con el TopModel.....	93
Tabla 7.3 – Valores de los parámetros obtenidos de la calibración del modelo.....	94
Tabla 7.4 – Valores de condiciones iniciales y niveles freáticos para los eventos considerados.....	95
Tabla 7.5 – Aporte de los procesos generadores de escorrentía al volumen escurrido total en cada evento simulado con el TopModel ( $I_{SH}$ ).....	97

# CAPÍTULO 1

## *Introducción*

### **1.1 Motivación**

El agua es un recurso fundamental para la vida y para el desarrollo sostenible de la humanidad. La fase actual del Programa Hidrológico Internacional (PHI) de UNESCO tiene como propósito mejorar la seguridad hídrica en respuesta a los desafíos locales, regionales y globales.

La seguridad hídrica se define como la capacidad de una determinada población para garantizar el acceso a cantidades adecuadas de agua de calidad aceptable, que permita sustentar tanto la salud humana como la del ecosistema, así como garantizar la protección de la vida y la propiedad contra riesgos relacionados con el agua, como inundaciones y sequías.

La demanda de agua tiene su origen en cuatro fuentes principales: agricultura, producción de energía, usos industriales y consumo humano. Debido al aumento de la demanda de agua por el crecimiento demográfico mundial, a la degradación de la calidad del agua por contaminación, a prácticas inadecuadas como por ejemplo deforestaciones y canalizaciones de humedales, y al creciente impacto de las inundaciones y sequías relacionado con el cambio climático, la seguridad hídrica es cada vez más difícil de satisfacer en vastas regiones del mundo.

De acuerdo a un reciente informe de Naciones Unidas ([http://www.un.org/waterforlifedecade/water\\_and\\_sustainable\\_development.shtml](http://www.un.org/waterforlifedecade/water_and_sustainable_development.shtml)), en la actualidad más de 1.700 millones de personas viven en cuencas en las que el uso del agua supera la recarga natural. Se observa una tendencia que indica que 2/3 de la población mundial podría vivir en regiones con escasez de agua para 2025.

Para dar respuesta a esta problemática, se promueve la Gestión Integrada de los Recursos Hídricos (GIRH) con un enfoque multidisciplinario y compatible con el medio ambiente.

Existe una relación directa entre el agua y la producción de alimentos. Según el Programa Mundial de Evaluación de los Recursos Hídricos (WWAP) de la UNESCO la agricultura representa un 70% de las extracciones de agua dulce de los ríos, lagos y acuíferos; e incluso hasta un 90% en algunos países en desarrollo.

La creciente demanda de productos agrícolas para satisfacer las necesidades de una población cada vez mayor sigue siendo el factor principal que subyace al consumo de recursos hídricos.

Se estima que la demanda mundial de alimentos aumentará en un 70% en 2050. Sin embargo, la predicción de la futura demanda de agua de uso agrícola está cargada de incertidumbre, en función de las metodologías y los supuestos adoptados. Los niveles de población, el tipo de alimento demandado y las cantidades consumidas son factores que influyen en la demanda.

Los tipos de cosechas, la producción y la eficiencia de la producción agrícola también afectan a las cantidades de agua necesaria, mientras que las variaciones climáticas se añaden a las incertidumbres. Las mejores estimaciones de consumo de agua global para el sector agrícola (incluidas las agriculturas de secano y de regadío) en un futuro muestran un aumento de alrededor del 19% en 2050.

A nivel mundial, las llanuras templadas son las regiones más aptas para la producción agrícola-ganadera. En nuestro país, la Llanura Pampeana es la que más contribuye al Producto Bruto Interno del país, con una participación de más del 50 %.

Con la necesidad de hacer más eficiente el uso del agua para la producción de alimentos, es fundamental conocer y comprender el comportamiento del agua en una determinada cuenca. Esta necesidad es aún mayor cuando esta se trata de una cuenca de llanura, dado que su funcionamiento hidrológico es relativamente más complejo que el de aquellas con pendientes moderadas. Un avance en el estudio en un sistema de llanura sería evaluar la distribución espacio-temporal de la escorrentía.

Los sistemas de llanura se caracterizan por poseer bajas pendientes superficiales, por lo que los procesos hidrológicos verticales (precipitación, evapotranspiración, infiltración, percolación y ascenso de niveles freáticos) suelen predominar sobre los horizontales (flujos superficial, subsuperficial y subterráneo) en el balance hídrico, excepto durante períodos de excedencia hídrica extrema (Fuschini Mejía, 1994).

Asociado a este fenómeno de balance vertical, en las cuencas de llanura se da, en general, una marcada dependencia de la respuesta de la escorrentía al estado de humedad de la cuenca (Sallies, 1999), en especial a la condición imperante del agua subterránea. Si bien los procesos dominantes son, en general, la evaporación y la infiltración, cuando el nivel freático alcanza niveles cercanos a los del terreno, la capacidad de infiltrar se reduce enormemente, por lo que pueden aparecer grandes excedentes superficiales en ocasión de precipitaciones incluso moderadas. Como resultado es difícil establecer relaciones simples entre la precipitación y el escurrimiento para cuencas de llanura (Sallies, 1999).

Este ascenso del nivel freático hasta proximidades de la superficie del terreno origina la saturación de las áreas deprimidas del paisaje y la ocurrencia de precipitación sobre éstas genera un flujo superficial "de saturación".

El flujo superficial "de saturación" es el mecanismo dominante en la generación de escorrentía en pequeñas cuencas de regiones húmedas (Beven y Kirby, 1979). Se diferencia del flujo superficial "por exceso de infiltración" o "hortoniano", que es el que ocurre cuando la intensidad de lluvia excede la capacidad de infiltración del suelo.

Las áreas que contribuyen flujo "de saturación" pueden considerarse como una extensión de la red de drenaje y varían en tamaño durante el desarrollo de la tormenta; se expanden durante el humedecimiento y se contraen con posterioridad a la lluvia. Se las denomina "áreas fuente variables" (Variable Source Areas, VSAs). Estos procesos y sus características explican la fuerte no linealidad observada del escurrimiento en respuesta a la precipitación.

La hidrología de VSAs fue descrita originalmente por Hewlett (1961) y Hewlett y Hibbert (1967) y es ampliamente reconocida por los hidrólogos (Dunne y Black, 1970; Dunne y Leopold, 1978; Beven y Kirkby, 1979; Srinivasan et al., 2002; Needleman et al., 2004; Schneiderman et al., 2007; Easton et al., 2008).

Por lo general, grandes crecidas en sistemas de llanura se corresponden a eventos donde el mecanismo del VSAs fue el principal generador de escorrentía. Ejemplos de esto son las crecidas del Arroyo del Azul (Prov. Buenos Aires) en 2002 y 2012 o la del Rio Salado (Prov. Santa Fe) en 2003. En todos los casos mencionados, las cuencas antes de dichos eventos se encontraban con niveles freáticos altos, generando la saturación de los suelos.

El conocimiento sobre la dinámica y distribución espacial de las VSAs es esencial en la comprensión de los procesos hidrológicos en sistemas de llanura, al influir en la distribución espacio-temporal de la escorrentía. Además juega un papel esencial en la actualidad en varias ciencias, como la meteorología y climatología, ecología, botánica y agronomía, entre otras.

## **1.2 Estado del arte**

La humedad del suelo es una variable clave que controla una serie de importantes procesos hidrológicos y biogeoquímicos. Por ejemplo, se correlaciona bien con la distribución espacial de las escorrentías, las propiedades del suelo, el ciclo de nutrientes y la composición y riqueza de especies de las plantas y la vida silvestre (Beven et al., 1988; Sivapalan y Wood, 1987; Siviapalan et al., 1990; Moore et al., 1993; Zinko et al., 2005; Sørensen et al., 2008; Ali et al., 2014; Kopecký y Cízková, 2010).

A través de los años, en numerosos trabajos científicos se han propuesto técnicas para describir y predecir de mejor manera la distribución espacial del agua en el suelo. (Por ejemplo: Jackson, 1993; Larson et al., 2008; Mallick et al., 2009; Sayde et al., 2010; Scioli et al., 2013; Ågren, et al., 2014; Kumar y Lakshman, 2015).

Tal vez los dos enfoques más comunes son (i) implementar un modelo hidrológico distribuido para simular numéricamente los procesos físicos que rigen la dinámica hídrica del agua en el suelo o (ii) usar índices basados en la topografía o en propiedades de los suelos.

Las modelaciones numéricas, encuadradas en los modelos hidrológicos distribuidos han mostrado representar razonablemente la distribución espacial del agua en el suelo, tanto en zonas montañosas (Thompson, et al., 2004; Hunter et al., 2006; Cuo et al., 2006) como en llanura (Zimmermann y Riccardi, 2003; Badano, 2010). Sin embargo, estos modelos tienen una elevada cantidad de parámetros y requieren una gran cantidad de información básica, siendo difícil su implementación y calibración con la información habitualmente disponible. Además, su implementación suele ser compleja, lo que hace necesario que el modelista sea altamente capacitado.

Los índices del terreno pueden incluir atributos del terreno primarios como curvatura, pendiente o aspecto, pero la mejor correlación con el patrón de humedad o saturación del suelo se da con los índices compuestos que sintetizan varios índices primarios (Moore et al., 1988, 1991, 1993). Estos últimos índices ofrecen una alternativa simple para la determinación de la distribución espacial de las variables como son la humedad o saturación del suelo. Por lo general presentan una formulación básica con pocos requisitos de parametrización, pudiéndose aplicar a escalas espaciales mayores, siempre y cuando se mantenga una resolución espacial pequeña. La utilización de estos índices facilita tanto las predicciones hidrológicas como así también las aplicaciones biológicas o geomorfológicas (Moore et al., 1993).

Uno de los índices compuestos del terreno más conocidos y ampliamente utilizados en varias ciencias (hidrología, ecología, biología, etc.) es el Índice Topográfico ( $I_{Top}$ ) originalmente propuesto por Beven y Kirby (1979). El  $I_{Top}$  está definido como el logaritmo de la relación entre el área drenada a un punto en la ladera y su pendiente local. Este índice brinda información relativa, no absoluta, de la humedad del suelo en un área particular o pixel. Es considerado un predictor de la distribución espacial de las VSAs por brindar la probabilidad de saturación de cada punto de la cuenca.

Desde su inicio, el  $I_{Top}$  ha sido integrado en numerosos modelos hidrológicos, como TopModel (Topography Based Hydrological Model, Beven y Kirby, 1979), STopModel (shallow-soil TopModel, Walter et al., 2002), VSLF (Variable Source Loading Function, Schneiderman et al., 2007) y SWAT-VSA (Soil and Water Assessment Tool – VSA, Easton et al., 2008), entre otros. La integración del  $I_{Top}$  con estos modelos permitió simular el funcionamiento de los sistemas hidrológicos contemplando el mecanismo de las VSAs sin tener que recurrir a modelos distribuidos de base física, de complicada implementación.

TopModel es uno de los modelos más usados ya que representa los distintos mecanismos de generación de escorrentía con una estructura simple y semidistribuida, contemplando explícitamente la dinámica de las VSAs (Beven y Kirby, 1979; Beven, et al., 1984, 1988; Oblet et al., 1994; Wolock, 1995; Christiaens y Feyen, 2001; Güntner, 2004; Buytaert, W., 2011).

El modelo fue desarrollado para cuencas donde se cumplen las hipótesis simplificativas siguientes: la dinámica de la zona saturada puede ser aproximada mediante una sucesión de estados estacionarios; y el gradiente hidráulico de la zona saturada puede ser aproximado por la pendiente topográfica local. Generalmente estas condiciones se cumplen en zonas con relieve marcado, donde la topografía es uno de los factores más determinantes en la cuantificación y dinámica del flujo superficial.

El uso creciente de TopModel y del  $I_{Top}$  para identificar la distribución espacial y representación dinámica de las VSAs llevó a plantear reformulaciones del modelo e índice para expandir el campo de aplicación de los mismos (Grabs, et al. 2009). Las modificaciones radican en poder aplicar el modelo en zonas donde no se cumplen las hipótesis o para satisfacer objetivos de ciencias como la ecología, biología o geomorfología.

Las principales reformulaciones realizadas a TopModel se basan en modificaciones en la estructura del modelo. Estos cambios permiten aplicar el modelo en regiones donde no se cumplen las hipótesis originales del mismo.

Como ejemplo de esto se puede citar a Beven y Freer (2001) que reformularon el modelo original incorporando un ruteo de onda cinemática para el flujo subterráneo poco profundo, en vez de considerarlo en estado cuasi-permanente. Mientras que Woods et al. (1997) modificaron la hipótesis de recarga constante en todo el dominio, y la consideraron variable en el área de estudio.

Walter et al. (2002) también modificaron el modelo original considerando como variable de estado la humedad media del suelo, expresada como altura de agua equivalente, en lugar de la profundidad freática como lo hace el modelo original.

Con respecto a las reformulaciones del  $I_{Top}$ , principalmente se las puede dividir en variantes que modifican el método de cálculo o algoritmo para la determinación de la dirección / acumulación del flujo; y variantes conceptuales o geomorfológicas que incorporan en la expresión del índice la apreciación del gradiente del terreno, la inclusión de información sobre el suelo, de clima, etc. (Sørensen, et al 2006; Grabs, et al., 2009; Ali et al., 2014).

Existen numerosos métodos para el cálculo de la dirección / acumulación del flujo, los cuales varían en la forma de calcular la dirección de agua, y pueden ser unidireccionales o multidireccionales. Los autores Quinn et al. (1991), Tarboton (1997), Yong, et al. (2007), Qin et al. (2009), entre otros han desarrollado este tipo de algoritmos con el objeto de mejorar la metodología para la representación del movimiento del agua sobre el terreno.

Otras variantes del  $I_{Top}$  surgen de la modificación en la metodología de cálculos de la pendiente local. Por ejemplo, Hjerdt et al. (2004) determinaron la pendiente local a distintas distancias y no lo hicieron entre celdas contiguas, debido a que este último en zonas de pie de ladera puede sobrestimar la pendiente aguas abajo. Grabs et al. (2009), para obtener un índice más dinámico que considere los distintos estados de saturación de la cuenca, utilizaron como pendiente local el gradiente del nivel freático obtenido de una modelación hidrológica distribuida.

Variantes más complejas del  $I_{Top}$  incluyen información complementaria del suelo, como ser la profundidad y conductividad hidráulica saturada. De este nuevo índice, denominado Soil –  $I_{Top}$  ( $SI_{Top}$ ), también existen variantes. Las cuales surgen de suponer perfiles lineales, exponenciales o parabólicos de la disminución de la transmisividad saturada con respecto a la profundidad del suelo (Ambroise et al., 1996a). El  $SI_{Top}$  ha sido utilizado en varios estudios regionales en el noreste de Estados Unidos con resultados aceptables (Schneiderman et al., 2007; Easton et al., 2008)

Estudios detallados de las diferentes variantes del  $I_{Top}$  pueden encontrarse en Güntner et al. (2004), Sørensen et al. (2006), Grabs et al. (2009), Kopecký y Cizková (2010), Ali, et al. (2013), Buchanan, et al. (2014), entre otros. En los citados trabajos se testean las diferentes variantes del índice para identificar cual es conveniente usar para distintos objetivos y regiones.

Güntner et al. (2004) compararon diferentes algoritmos y modificaciones del  $I_{Top}$  con la distribución espacial de áreas saturadas. Ellos concluyeron que la habilidad de los índices para predecir las áreas saturadas fue sensible al algoritmo utilizado para el cálculo de la dirección / acumulación del flujo y de la pendiente local.

En el trabajo de Sørensen et al. (2006) se relacionaron distintas variantes del  $I_{Top}$  con información de especies de plantas, pH del suelo, nivel freático y humedad del suelo. Concluyeron que no hay un índice que represente todas las variables testeadas, aunque la variante del  $I_{Top}$  determinado con el algoritmo de Tarboton (1997) fue el que presentó una mejor performance.

Kopecký y Cízková (2010) analizaron la influencia de la elección del algoritmo para el cálculo de la dirección del flujo en la aplicación del  $I_{Top}$  en la ecología vegetal. Encontraron que la performance del índice para este propósito es afectada por el método de cálculo escogido. Además recomendaron utilizar el algoritmo desarrollado por Quinn et al. (1991). Los autores no obtuvieron una buena performance de los índices testeados en la cuenca que presentaba pendientes del orden del 2%.

Ali et al. (2013) evaluaron un amplio rango de formulaciones del  $I_{Top}$  para predecir la conectividad de VSAs con las redes de drenaje. Comentaron que los índices por lo general representaron bien esta conexión en condiciones de humedad de la cuenca, siendo pobre la identificación de las áreas con la cuenca seca. En el área de estudio (región serrana), los índices con mayor información (textura y profundidad del suelo, aspecto del terreno, etc.) no tuvieron mejor performance que los formulados solo con datos topográficos.

Buchanan et al. (2014) correlacionaron distintas variantes de  $I_{Top}$  y  $SI_{Top}$  con la humedad de suelo observada en campos agrícolas de Estados Unidos. Concluyeron que los mejores resultados, en cuencas de pendiente moderada (4 a 6%), se obtuvieron con los índices que consideran las propiedades del suelo.

En base a la revisión bibliográfica, se observa que no se encuentran formulaciones del  $I_{Top}$  para zonas de llanura. Además, varios autores (Boehner y Selige 2006; Grabs, et al., 2009; Kopecký y Cízková, 2010; Ali, et al., 2013) no han obtenido resultados aceptables al aplicar las distintas variantes del índice en zonas con pendientes bajas.

Boehner y Selige (2006) comentaron que para zonas planas y particularmente en amplios valles cerca de las vaguadas, las pequeñas diferencias de altitud generan azar en la identificación de la dirección del flujo, lo cual limita la capacidad predictiva de todos los índices. Por el método de cálculo no es aconsejable utilizar el  $I_{Top}$  y sus variantes en áreas planas debido a que pueden sobrestimar los valores del índice, generando alta incertidumbre en la distribución espacial de las áreas saturadas.

Dada la importancia que tiene la generación de escorrentía por el mecanismo de VSAs en zonas de llanura, es necesario contar con un índice que permita conocer la distribución espacial de las mismas.

Esta tesis pone el foco en este punto y hace una contribución original al respecto, proponiendo un nuevo Índice de Similitud Hidrológica ( $I_{SH}$ ) distribuido en reemplazo del  $I_{Top}$  original. Este nuevo índice conceptual permite adaptar el TopModel a sistemas de llanura, brindando una herramienta simple y de pocos parámetros que contempla, entre otros, el mecanismo de flujo superficial "de saturación" y es aplicable con la información habitualmente disponible. En consecuencia, el  $I_{SH}$  permitirá mejorar la evaluación de la distribución espacio-temporal de la escorrentía para aplicaciones ingenieriles en sistemas de llanura.

Además de utilizarse para la modelación de los procesos hidrológicos, el nuevo  $I_{SH}$  puede emplearse en regiones planas para la identificación de áreas saturadas para objetivos relacionados con la ecología, biología, agronomía, etc.

El  $I_{SH}$  propuesto contempla las características topográficas y de drenaje de la cuenca, pero además las características físicas y de cobertura del suelo. Estas últimas son representadas por el tipo de suelo, capacidad de uso e índice de productividad, las cuales fueron extraídas de las cartas de suelo del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA).

El nuevo índice incorpora los efectos sobre el suelo y la vegetación producidos por la alta frecuencia y permanencia de niveles freáticos próximos a la superficie del terreno en las VSAs de sistemas de llanura. El agua es un factor formador del suelo, hasta el punto que éste lleva firmas (propiedades morfológicas) de los procesos hidrológicos involucrados en su génesis (Van Tol et al., 2011). La alta frecuencia de niveles freáticos cercanos a superficie del terreno en las VSAs es una característica particular de los sistemas de llanura, que es aprovechada en esta tesis para la determinación del nuevo índice.

Las investigaciones de esta tesis se desarrollaron sobre la cuenca experimental de llanura del Arroyo Santa Catalina (141 km<sup>2</sup>), ubicada en el Partido de Azul, Prov. de Buenos Aires. Esta cuenca fue seleccionada por dos razones: (i) se dispuso de información planialtimétrica, de suelos, meteorológica, hidrológica y de imágenes de sensores remotos para el desarrollo del estudio; (ii) las características fisiográficas y de suelos son representativas de una extensa zona de la Llanura Pampeana.

### **1.3 Objetivos**

El objetivo general de la tesis es investigar la dinámica y distribución espacial de las VSAs en sistemas de llanura con el fin de contribuir al conocimiento de la distribución espacio-temporal de la escorrentía en estas áreas.

Como objetivos particulares, se tienen:

a) Identificar y evaluar las VSAs en la cuenca experimental de llanura, a partir de información de sensores remotos para distintas fechas, y analizar la relación entre los valores obtenidos de superficie saturada total en la cuenca y las profundidades freáticas correspondientes.

b) Analizar los procesos hidrológicos generadores de escurrimiento en la cuenca mediante la aplicación de un modelo hidrológico distribuido de simulación continua y de base física.

c) Desarrollar una metodología para determinar un nuevo Índice de Similitud Hidrológica ( $I_{SH}$ ) distribuido para sistemas de llanura, que permite adaptar el modelo TopModel a las características físicas de estos sistemas, aplicando técnicas de SIG y teledetección.

d) Evaluar la performance del modelo TopModel con el nuevo  $I_{SH}$  para representar la dinámica espacio-temporal de las VSAs en la cuenca.

La metodología de determinación del nuevo  $I_{SH}$  propuesta puede extrapolarse a otras cuencas de llanura similares, a partir de información topográfica y de características físicas y de cobertura de suelos habitualmente disponible, para adaptar el modelo TopModel a las características físicas de estos sistemas.

#### **1.4 Organización de la tesis**

En el Capítulo 1 se presentó una introducción con los motivos de la elección del tema de tesis, una revisión bibliográfica de investigaciones recientes en la temática y los objetivos generales y particulares.

En el Capítulo 2 se presenta el marco teórico de esta tesis, que incluye una descripción de los distintos mecanismos generadores de escurrimiento y las técnicas y metodologías aplicadas para alcanzar los objetivos planteados.

En el Capítulo 3 se describe la cuenca experimental en cuanto a sus características generales, físicas y climáticas, la información disponible y las tareas realizadas para el desarrollo de esta tesis.

En el Capítulo 4 se propone una metodología para identificar y delimitar VSAs en áreas planas, basado en un análisis bi-plot a partir de información de sensores remotos. Se aplica esta metodología a la cuenca experimental y se determina una relación entre los valores obtenidos de superficie saturada total de la cuenca para distintas fechas y las correspondientes profundidades freáticas.

En el Capítulo 5 se aplica el modelo MIKE SHE a la cuenca experimental para analizar los mecanismos generadores de escurrimiento y evaluar la correspondencia de los mismos con la distribución espacial de áreas saturadas.

En el Capítulo 6 se presenta una nueva metodología para determinación del Índice de Similitud Hidrológica distribuido ( $I_{SH}$ ) para sistemas de llanura, contempla no sólo las características topográficas y de drenaje de la cuenca, sino además las propiedades físicas del suelo.

En el Capítulo 7 se evalúa la performance del modelo TopModel con nuevo  $I_{SH}$  para representar la dinámica espacio-temporal de las VSAs en la cuenca.

Finalmente, en el Capítulo 8 se describen las conclusiones de esta tesis y recomendaciones para futuras investigaciones en la temática.

# CAPÍTULO 2

## *Marco Teórico*

### **2.1 Mecanismos de generación de escorrentía**

En base a investigaciones de campo, se han identificado los siguientes mecanismos de generación de escorrentía en cuencas naturales (Beven, 2001):

(i) *flujo superficial por exceso de infiltración u "hortoniano"*: generado cuando la intensidad de lluvia excede la capacidad de infiltración del suelo en toda la cuenca (Horton, 1933, Figura 3.1a). Este proceso es posible de ocurrir en cuencas donde la vegetación es rala y con presencia de tasas de infiltración bajas, o en cuencas muy antropizadas.

En cuencas naturales de regiones húmedas, este mecanismo puede estar confinado solamente a una porción del área de drenaje, pero no a la escala de la cuenca completa, salvo para eventos extremos.

La escorrentía por exceso de infiltración en una tormenta no se produce necesariamente sobre la totalidad de la cuenca debido a la variabilidad espacial de la lluvia y de las propiedades del suelo que afectan la capacidad de infiltración. Betson (1964) señala que el área que contribuye a la escorrentía por efecto de este proceso puede ser sólo una pequeña parte de la cuenca, a la que denomina "área parcial" (partial area) del flujo superficial por exceso de infiltración (Figura 3.1b).

(ii) *flujo superficial de saturación o "dunneano"*: generado cuando la lluvia cae sobre suelo saturado por ascenso del nivel freático hasta la superficie del terreno (Figura 3.1c). Este ascenso produce una saturación completa del perfil del suelo (VSAs) y el agua caída en estos sectores se convierte en escorrentía superficial.

En las regiones más húmedas la capacidad de infiltración es alta porque la vegetación protege el terreno del impacto de las gotas de lluvia y la generación de materia orgánica, raíces y actividad de la micro fauna crean una estructura de suelo abierta. Bajo tales condiciones las intensidades de lluvia generalmente no superan la capacidad de infiltración, siendo rara la ocurrencia del proceso hortoniano.

En cuencas de pendientes medias-altas, las VSAs se forman cuando el flujo subsuperficial se acumula en las zonas de pie de monte y próximas a la red de drenaje. En sistemas de llanura, en cambio, las VSAs se forman por ascenso del nivel freático hasta proximidades de la superficie del terreno.

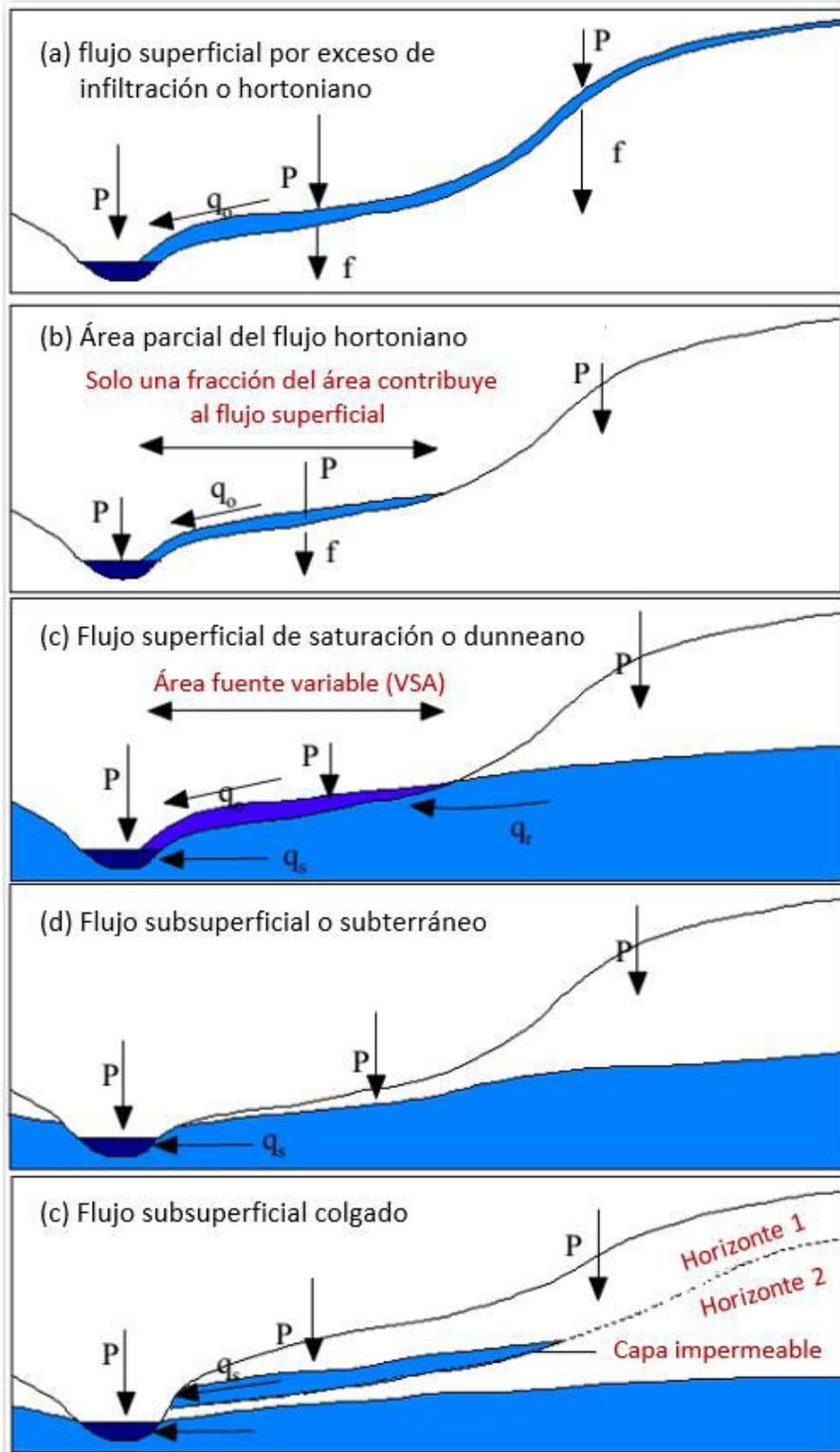


Figura 2.1 – Clasificación de los mecanismos de generación de escorrentía (Beven, 2001)

(iii) *flujo subsuperficial – subterráneo*: compuesto por el flujo subsuperficial o hipodérmico y el aportante al caudal base de los cauces. Este mecanismo es característico en cuencas forestadas con suelos profundos y con alta capacidad de infiltración. La escorrentía superficial está restringida principalmente a los cauces (Figura 3.1d), y la generación de escorrentía es producto del flujo subsuperficial – subterráneo que aportan a la red de drenaje.

(iv) *flujo subsuperficial colgado*: este proceso tiene lugar en zonas escarpadas cuando existe un cambio en la permeabilidad del suelo, en general asociado a la presencia de un horizonte impermeable poco profundo. En zonas de llanura esto puede generarse por el laboreo en la actividad agrícola, el cual forma el pie de arado, compactando el horizonte B, o en zonas de sierras con presencia rocosa cercana a la superficie. Esto puede conducir a la generación de un acuífero freático colgado e incluso a la saturación del perfil del suelo (Figura 3.1e).

En la Figura 3.2, Dunne y Leopold (1978), muestran como inciden los principales factores sobre los diversos procesos de generación de escorrentía. Éstos varían de acuerdo a la combinación entre dos grupos de factores. El primero, conformado por el clima, la vegetación y el uso del suelo (eje horizontal) y el segundo, por la topografía y el tipo de suelo (eje vertical). En las regiones áridas y semiáridas y antropizadas la capacidad de infiltración es un factor limitante y el flujo por exceso de infiltración es el mecanismo dominante en la generación de escorrentía en una tormenta.

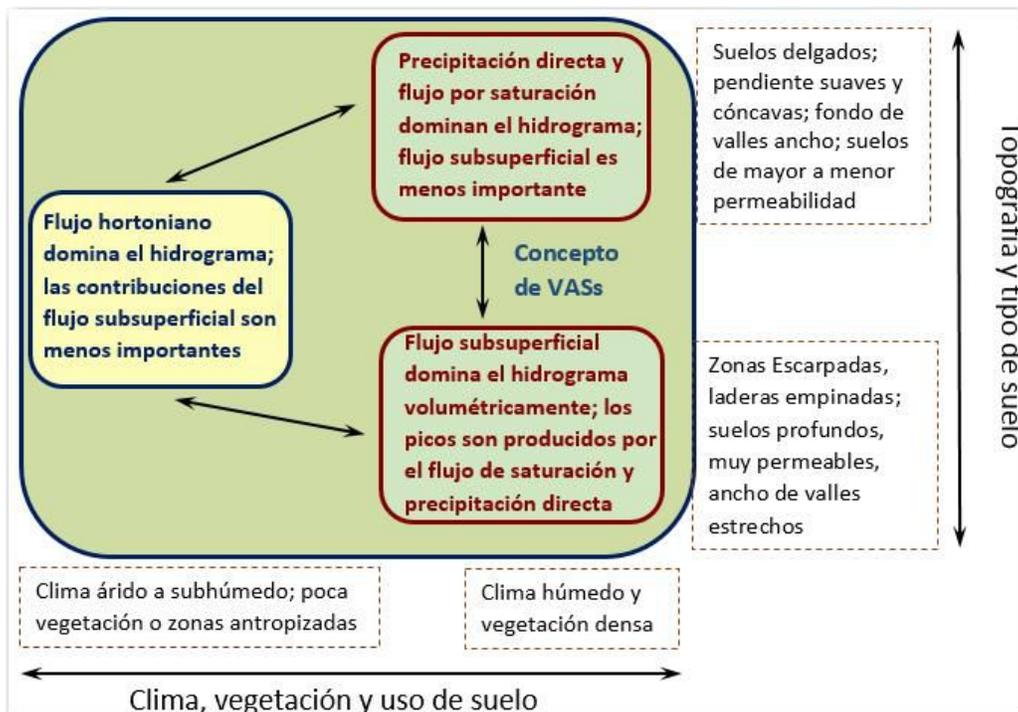


Figura 2.2 – Incidencia de los principales factores sobre los mecanismos de generación de escorrentía (Dunne y Leopold, 1978)

En cambio, en regiones más húmedas donde la infiltración no es un factor limitante, el flujo de saturación es el que domina la generación de escorrentía. A su vez, dentro de estas regiones se pueden separar los mecanismos generadores de escorrentía en flujo subsuperficial - subterráneo y flujo superficial de saturación. Además, en las regiones húmedas la importancia volumétrica del flujo subsuperficial en el hidrograma aumenta con la pendiente de la cuenca.

## 2.2 Modelación hidrológica

En hidrología, la simulación de los diferentes procesos hidrológicos se realiza generalmente mediante la utilización de modelos matemáticos. Por modelo se entiende la representación de algún objeto o sistema, en un lenguaje o forma de fácil acceso y uso, con el objetivo de entender y buscar su respuesta para diferentes entradas (Tucci, 1998). El modelo hidrológico es una herramienta que permite simular y predecir el comportamiento hidrológico de los procesos físicos en la cuenca hidrográfica.

Desde el punto de vista espacial los modelos hidrológicos pueden clasificarse en agregados, semi-distribuidos y distribuidos. Los primeros consideran toda el área de estudio de forma conjunta, caracterizándola con un número relativamente pequeño de parámetros y variables (Refsgaard, 1997) por ejemplo una cuenca hidrográfica. Sus parámetros se determinan mediante una "media espacial". Esto genera uniformidad en la cuenca ya que cada parámetro tiene un único valor. La respuesta del sistema representa el funcionamiento global del sistema, pero no brinda información de lo que ocurre dentro del mismo.

Los modelos semi-distribuidos se construyen a partir de la unión de modelos agregados. Estos dividen la cuenca en subcuencas, agrupándolas en unidades de análisis donde los parámetros tienen similares características hidrológicas. Las diferentes unidades generan sus propias salidas de forma agregada y luego se unen estas salidas para conformar la respuesta del sistema completo.

Por último, los modelos distribuidos consideran explícitamente la variación espacial de la geografía y de los procesos en una cuenca. Para esto dividen el área de estudio en porciones (celdas o grillas) y cada una de ellas tiene su propio conjunto de parámetros y sus propias variables de estado. Cada porción recibe un flujo de materia y energía de algunas de sus vecinas que a su vez trasmite a otras.

Los modelos hidrológicos distribuidos representan a la escorrentía como una respuesta hidrológica desagregada en el espacio y en el tiempo que afecta de distinta manera a toda la superficie de la cuenca. Ellos pueden cuantificar la variabilidad espacial de los parámetros hidrológicos y usarlos para analizar el proceso precipitación-escorrentía en cualquier punto de la cuenca hidrológica.

En síntesis, estos últimos modelos permiten representar explícitamente la variabilidad espacial de las características físicas de la cuenca, de las precipitaciones y de los procesos generadores de flujo. Una desventaja, sin embargo, es la gran cantidad de parámetros requeridos, lo que hace que el proceso de calibración sea una tarea muy engorrosa y difícilmente aplicable en cuencas con datos escasos.

Los mecanismos generadores del escurrimiento en una cuenca pueden ser simulados por un grupo de modelos distribuidos de base física. Los mismos, de diferente grado de sofisticación y rigor teórico, están basados esencialmente en la cuantificación de la humedad del suelo.

Uno de los modelos de este tipo más difundido es el MIKE SHE (Integrated Hydrological Modelling System, Refsgaard y Storm, 1995). Es un sistema que contempla la interacción de las aguas superficiales y subterráneas. La cantidad de datos y parámetros necesarios para su implementación restringe su uso práctico a proyectos de investigación donde el criterio económico no es el dominante.

Con el objeto de representar los distintos mecanismos de generación de escorrentía pero con una representación simplificada y semidistribuida, Beven y Kirkby (1979) propusieron el modelo TopModel (Topography Based Hydrological Model). El modelo es aplicable a cuencas de relieve marcado y de escala media (<500 km<sup>2</sup>) y contempla explícitamente la dinámica de las VSAs.

En el Anexo N° 1 se presenta una descripción general de los modelos TopModel y MIKE SHE, que fueron aplicados a la cuenca experimental para simular los distintos mecanismos generadores de flujo.

### **2.3 Modelos digitales de elevaciones**

Los modelos digitales del terreno (MDT) se pueden definir como una estructura numérica de datos que representa la distribución espacial de una variable cuantitativa y continua (Felicísimo, 1994). Con este tipo de modelos pueden ser representadas muchas propiedades del terreno, como el uso y tipo de suelo, pendientes y otras. Los MDT que se emplean para representar el relieve del terreno se denominan modelos digitales de elevación (DEM).

La representación digital de la topográfica del terreno ha sido cada vez más usada en la modelación hidrológica y en el gerenciamiento de los recursos hídricos. Esto se debe a que ellos proveen información de los parámetros hidrológicos asociados a las coordenadas del terreno (Martz y Garbrecht, 1992).

Diferentes técnicas y procedimientos se han utilizado en estos años para desarrollar los DEM, siendo las más comunes por la disponibilidad de datos la digitalización de los mapas topográficos e interferometría radar. Todas las metodologías tienen como objetivo describir la altimetría de una zona mediante un conjunto de datos acotados.

La digitalización de los mapas topográficos es lenta y trabajosa, y la precisión depende de la escala del mapa y la equidistancia de las curvas de nivel. La interferometría radar consiste en obtener interferogramas con las imágenes de radar, tomadas al mismo tiempo pero desde lugares diferentes. Esta técnica es bastante precisa y su resolución espacial depende de las imágenes radar. Una vez obtenidos los datos de altitud del terreno se procede a la construcción del DEM, esto implica llegar a una matriz regular interpolando los datos de elevación.

Uno de los DEM más utilizados actualmente es el generado por interferometría de radar a partir de la información capturada por la Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). La misión SRTM fue un proyecto conjunto entre la National Geospatial-Intelligence Agency (NGA), la National Aeronautics and Space Administration (NASA) y las Agencias Espaciales de Alemania (DLR) e Italia (ASI), desarrollado en febrero del 2000. Este DEM brinda valores de elevación digital para el 80% de la superficie de la Tierra, los cuales están expresados en metros al geoide WGS84 EGM2008.

El SRTM está disponible en la web (<http://seamless.usgs.gov/>) para la zona de Argentina con una resolución espacial de 30 y 90 m. El modelo, al tener esta resolución, no identifica cambios en el relieve del terreno que se desarrollan en escasos metros. Un canal o ruta de 10 m de ancho no puede ser representado con esta escala de representación. Por ello es que el SRTM no representa canales, terraplenes o caminos que tienen solo un ancho de pocos metros.

El modelo presenta los valores altimétricos de cada celda como números enteros, o sea sin decimales, ocasionando una pérdida de la precisión. En otras palabras el truncamiento de estos decimales genera que el mínimo desnivel entre dos celdas adyacentes de diferente cota sea de 1m.

El modelo presenta errores en la representación de depresiones con agua y arboledas. Las superficies con agua son identificadas por el modelo pero no son correctas las elevaciones determinadas para esas áreas (Scioli et al., 2007). Los montes o arboledas son representados como elevaciones del terreno porque el método de interferometría de radar utilizado para la construcción del SRTM no logra diferenciar la superficie de las copas de los árboles de la del terreno (Rodríguez et al., 2006).

Otro DEM global que ha empezado a tener utilidad es el denominado GDEM II (<http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/>) construido a partir de estereoscopia de las bandas 3N (Nadir) y 3B (Back) de imágenes satelitales ASTER.

Este modelo tiene una resolución de 30 m y logra representar de manera satisfactoria la morfología del terreno. Por ser generado a partir de imágenes satelitales, discrimina caminos, potreros, rutas, ríos y otros elementos del paisaje. Las versiones lanzadas en 2011 y 2013 presentan errores en la medición de elevaciones, generando errores significativos en la zona de llanura. Por el momento, no es aconsejable la utilización de este DEM como base topográfica para modelos de hidrología en zonas de bajo relieve.

El SRTM se ha usado en numerosos estudios hidrológicos como base topográfica con resultados aceptables (Hunter, et al., 2007; Scioli y Villanueva, 2011; Sharma y Tiwari, 2014).

Sharma y Tiwari (2014) evalúan la precisión vertical y utilización para la representación de procesos hidrológicos mediante el uso de modelos distribuidos. Ellos concluyen que la información topográfica que aporta el DEM es valiosa para la aplicación hidrológica siempre que haya sido evaluado y caracterizado correctamente el error o incertidumbre que tiene los datos de elevación en la región de estudio.

En este último tiempo se ha comenzado a utilizar esta información para la representación del relieve en zonas de llanura. La aplicación del SRTM en estas regiones no es directo, se deben tener en cuenta ciertas correcciones en los valores de elevación para obtener una adecuada representación morfológica del terreno.

La aplicabilidad del SRTM en zonas planas fue evaluada por Scioli et al. (2007), quien demostró que el mencionado DEM representa la morfología de la superficie del terreno con un grado de detalle aceptable para estudios hidrológicos en áreas de llanura, siendo éste más representativo que uno creado a partir de las curvas de nivel del IGM con equidistancia de 2,5 m.

Para utilizar el SRTM en estudios hidrológicos es necesario tener en cuenta y corregir los efectos de montes de árboles, depresiones con agua, caminos y canales que producen incerteza en este DEM. Además, en zonas de llanuras el SRTM no representa la mayoría de los cauces naturales y artificiales porque éstos son “cortes” de pocos metros de ancho y profundidad en un terreno plano (Scioli y Villanueva, 2011).

En varios trabajos se corrigieron o modificaron los valores de elevación del DEM para mejorar la representación del relieve del terreno para estudios hidrológicos en áreas de llanura.

Scioli (2009) realizó ajustes topo altimétricos a un SRTM para aplicarlo a una modelación hidrológica distribuida. Como resultado reprodujo adecuadamente la escorrentía superficial en una cuenca de llanura.

Badano (2010) utilizó el SRTM para mejorar la representación de depresiones superficiales dentro de las celdas de un modelo hidrológico distribuido, logrando identificar de forma adecuada las áreas inundadas.

Yamazaki et al. (2012) realizaron ajustes de la elevación del SRTM para aplicarlo a una modelación hidrodinámica en planicies de inundación.

Los trabajos mencionados muestran que ajustando el DEM con una red hidrográfica de detalle se pueden obtener buenos resultados. La modificación y o corrección del SRTM se realiza ajustando las alturas del SRTM, con respecto a datos de elevación de campo, imágenes Landsat y o vectores de caminos o canales. Es necesario usar varias fuentes de información, tales como cartas Instituto Geográfico Nacional (IGN), imágenes satélites, etc., para complementar la información del SRTM.

#### **2.4 SIG y teledetección en la modelación hidrológica**

Un *Sistema de Información Geográfica (SIG)* es una herramienta eficaz para el almacenamiento, integración, procesado y análisis de información. Esta herramienta permite representar en forma simple la distribución espacial de cualquier variable. Al tener vinculados los datos a un sistema de referencia, estos pueden superponerse o cruzarse entre sí para optimizar la explotación de la información.

En los últimos años, la utilización de los SIG como herramienta de apoyo para la modelación hidrológica ha aumentado de manera significativa. Los SIG y modelos hidrológicos tienen una fuerte dependencia de los datos espaciales, por lo que resulta lógico integrarlos en una única herramienta.

La gran capacidad de los SIG para manejar información espacial ha llevado a su consolidación como herramientas adecuadas para afrontar de forma eficiente la modelización hidrológica (Quiñonero y Alonso, 2007). Dependiendo del grado de relación entre estas dos herramientas podemos diferenciar tres niveles de integración.

En un primer nivel están los SIG y modelos utilizados de manera complementaria, donde los SIG se utilizan como una simple herramienta para el procesado de datos de entrada y para hacer representaciones cartográficas de los resultados. El SIG y el modelo hidrológico son sistemas separados, que comparten un mismo formato de archivos fichero de importación/exportación de datos. Un ejemplo de esto son las primeras herramientas creadas por Olivera y Maidment (1999) para ArcView que generan los archivos de entrada que necesita el modelo hidrológico HEC-HMS (Feldman, A.D., 2000).

Un segundo nivel se considera cuando existe una integración de dos sistemas separados, los cuales comparten una interfaz de usuario, los formatos de archivo y el espacio de memoria. En este nivel se puede mencionar el software Watershed Modeling System (WMS, 2004) que integra un SIG con modelos hidrológicos como el HEC-HMS, GSSHA (Downer y Ogden, 2004), TR-55 entre otros.

Por último, el tercer nivel es una integración total donde el modelo y el SIG son un único programa. Un ejemplo de este nivel es el programa MODULUS (Engelen, 2000).

En todos los casos presentados de integración, los SIG cumplen con la función de facilitar la implementación del modelo y el análisis de los resultados (Kopecký y Cízková, 2010; Sharma y Tiwari, 2014). El proceso de calibración y verificación de modelos hidrológicos, especialmente modelos distribuidos, mejora con el uso de estos sistemas (Scioli y Villanueva, 2008; Badano, 2010).

Los SIG se han convertido en una herramienta de uso cotidiano para el modelista, ya que con ellos se puede vincular todo tipo información en un mismo marco de referencia espacial. La vinculación simple de datos con una referencia espacial y la rapidez para generar mapas temáticos, informes y tablas de resultados hacen que la utilización de esta tecnología sea cada vez más aprovechada en diferentes ciencias. El continuo avance tecnológico brinda nuevas metodologías que amplían el campo de utilización de estas herramientas.

*La teledetección* es la medición e interpretación de las propiedades de un objeto en la superficie terrestre a partir de datos adquiridos de aeronaves o satélites. Es decir, permite obtener información de los elementos a una determinada distancia, sin tener la necesidad de estar en contacto con el mismo.

Esta disciplina permite monitorear grandes regiones, cuantificando el flujo de energía que proviene de distintos objetos. Con esta información es posible identificar la presencia, el estado y comportamiento de elementos y variables naturales. Las principales aplicaciones del uso de los sensores remotos son el monitoreo y detección de cambios climáticos globales, agricultura, exploración de recursos naturales, cartografía, y evaluación ambiental.

En los últimos años el uso de la teledetección ha aumentado considerablemente en el campo de la hidrología debido al desarrollo de sensores específicos utilizados para monitorear algunas variables y propiedades hidrológicas, como la temperatura y humedad de la superficie de la tierra, cobertura de nieve / hielo y vegetación, relieve del terreno, uso de suelo, precipitación, humedad y otras.

Diferentes estudios proponen la utilización de datos de sensores remotos para identificar, en grandes regiones, zonas con diferente contenido de humedad o de vegetación (Engman y Chauhan, 1995; Gao, 1996; De Alwis et al., 2007; Haas, 2010; Kumar y Lakshman, 2015). Esta información está asociada al nivel de saturación que presenta el perfil del suelo en el momento de la adquisición de la imagen.

La determinación del contenido de humedad del suelo es esencial para la implementación de los modelos hidrológicos, debido a que representa una de las condiciones iniciales del sistema. El estado de esta variable cobra una mayor importancia en simulaciones donde es de interés reproducir los distintos mecanismos generadores de escorrentía que dependen del grado de saturación de los suelos.

El contenido de humedad de los suelos tienen una alta relación con los VSAs, así lo demuestran los trabajos de Gunter, et al. (2004), Sørensen et al. (2006), Ali, et al. (2013) que correlacionan el  $I_{Top}$  y sus variantes con mapas de humedad de suelo observados.

Un problema que surge para relacionar estas variables es que la humedad del suelo es dinámica (se modifica en función de la saturación de la cuenca) mientras que los índices son estáticos (dependen de la topografía). Las relaciones se obtuvieron para un estado de humedad de la cuenca determinado. La utilización de sensores remotos para delimitar la humedad del suelo permite obtener en forma fácil mapas de VSAs para distintos estados de saturación de la cuenca.

Algunos autores proponen obtener la variabilidad de la humedad del suelo a partir de las variaciones del verdor de la biomasa (Yang et al., 2006; De Alwis et al., 2007), siendo el Índice de Vegetación Diferencial Normalizado (NDVI) el más utilizado. El NDVI constituye una buena medida de la actividad fisiológica de las plantas. Este índice proporciona registros cualitativos de densidad de cobertura vegetal global.

En cambio, el Índice de Humedad Diferencial Normalizado (NDWI) (Gao, 1996) es sensible a los cambios en el contenido de agua líquida de la cobertura vegetal y se obtiene a partir de las bandas del infrarrojo cercano (NIR) y del infrarrojo medio (SWIR).

El SWIR refleja tanto los cambios de contenido de agua en la vegetación como los cambios en la estructura del mesófilo esponjoso, mientras que el NIR es afectado por la estructura interna de la hoja y su contenido de materia seca, pero no por el contenido de agua (Ceccato et al., 2001). El NDWI está fuertemente relacionado a la cantidad de agua por unidad de superficie (Tucker, 1980; Ceccato et al., 2001; Fensholt y Sandholt, 2003), siendo factible utilizarlo para la identificación de VSAs.

Un trabajo que muestra la aplicación de este índice para la delimitación de VSAs es el de De Alwis, et al. (2007). Ellos generan los mapas de VSAs aplicando al NDWI una clasificación no supervisada. Los mapas obtenidos son comparados con los resultados del modelo hidrológico VSLF (Schneiderman et al., 2007). Los resultados de la validación muestran que la información generada con las técnicas de teledetección son adecuados para representar la distribución espacial de las áreas saturadas para las distintas coberturas del terreno.

## 2.5 Metodología aplicada

Las investigaciones de esta tesis se desarrollaron sobre la cuenca de llanura experimental Arroyo Santa Catalina (141 km<sup>2</sup>), ubicada en el Partido de Azul, Prov. de Buenos Aires.

### *Procesos de las VSAs en sistemas de llanura*

La identificación y delimitación de las VSAs en la cuenca se realizó con información de sensores remotos para distintas fechas. La metodología de bi-plot de la banda de infrarrojo de onda corta (SWIR) versus el Índice de Humedad Diferencial Normalizado (NDWI) resultó adecuada para identificar áreas saturadas en sistemas de llanura. Por otra parte, se encontró una fuerte relación entre las áreas saturadas totales y las profundidades freáticas en la cuenca, obteniendo una relación que muestra la influencia de las VSAs en el proceso de transformación precipitación-escorrentía.

Con un modelo distribuido, de simulación continua y de base física MIKE SHE se analizaron los mecanismos generadores de escurrimiento y se evaluó su correspondencia con la distribución espacial de áreas saturadas. Los resultados obtenidos permitieron verificar por otra vía la estrecha relación entre las variaciones de las profundidades freáticas y las VSAs en la cuenca.

*Nuevo  $I_{SH}$ , en reemplazo del  $I_{Top}$  (Beven y Kirby, 1979).*

Para la determinación del  $I_{SH}$  se propone una metodología basada en técnicas de Sistemas de Información Geográfica y Teledetección.

El  $I_{Top}$  representa la probabilidad de saturación de cada punto de la cuenca y se calcula con una expresión que varía directamente a la superficie drenada por unidad de longitud que drena en dicho punto e inversamente a la pendiente del terreno en el punto.

En cuencas de serranas, el  $I_{Top}$  describe adecuadamente las características topográficas y de drenaje. En cambio, en sistemas de llanura con pendientes inferiores al 2% pierde su significado físico; debido a los valores muy bajos de pendiente, la expresión genera valores numéricos altos del índice, independientemente del tamaño del área drenada.

El  $I_{SH}$  propuesto contempla no sólo las características topográficas y de drenaje de la cuenca, sino además las propiedades físicas del suelo. El nuevo índice incorpora los efectos sobre el suelo y la vegetación producidos por la alta frecuencia y permanencia de niveles freáticos próximos a la superficie del terreno en las VSAs de los sistemas de llanura. Esta característica particular de estos sistemas es aprovechada en la formulación del  $I_{SH}$ .

Se evaluó la performance del modelo TopModel (Beven y Kirby, 1979) con el nuevo índice. Los resultados obtenidos indican que el modelo con el  $I_{SH}$  representa satisfactoriamente la variación de las VSAs en la cuenca. Cuando los niveles freáticos se encuentran altos, el mecanismo "dunneano" predomina en el escurrimiento total. En cambio, cuando los niveles freáticos son bajos, generalmente solo las precipitaciones de alta intensidad generan escurrimiento, siendo en este caso el proceso "hortoniano" el que domina el hidrograma.

## CAPÍTULO 3

### *Cuenca del Arroyo Santa Catalina*

#### **3.1 Descripción general de la cuenca experimental**

El área de estudio comprende la cuenca y zona de influencia del Arroyo Santa Catalina, Partido de Azul, Prov. de Buenos Aires (Figura 3.1). La cuenca tiene una superficie de 141 km<sup>2</sup>, una longitud del cauce de aprox. 32 km y un desnivel máximo de 212 m. La cuenca posee características fisiográficas representativas de una extensa zona de la Llanura Pampeana, lo cual la hace atractiva como cuenca experimental.

En función del relieve puede reconocerse un ambiente serrano que se transforma en una llanura de transición, la cual presenta un relieve ondulado con depresiones que encierran espejos de agua de distintas dimensiones y permanencias (Cazenave, 2005). Por la baja pendiente, los flujos verticales del agua son preponderantes sobre los horizontales, es decir los procesos de precipitación, infiltración, evapotranspiración y otros predominan a los flujos superficial, subsuperficial y subterráneo (Scioli, 2009).

Según los registros del período 1901-2010 la de la estación Aero Azul del Servicio Meteorológico Nacional, la región tiene una precipitación media anual de 917 mm. El periodo más lluvioso del año medio se presenta desde el mes de octubre hasta abril. Teniendo en cuenta la clasificación climática de Thornthwaite (1948), el clima se clasifica como subhúmedo – húmedo mesotermal, con poca o nula deficiencia de agua.

El Partido de Azul, al igual que los partidos que conforman la Pampa Deprimida, alterna procesos de inundaciones y sequías que afectan el desarrollo socio económico de la región (Sala et al., 1987). En períodos de estiaje, el arroyo es alimentado sólo por agua subterránea y puede llegar a secarse. En periodos de crecidas, el caudal puede variar de unos pocos m<sup>3</sup>/s a más de 50 m<sup>3</sup>/s, variando los tiempos de respuesta de la cuenca en función de la intensidad del evento y el estado de humedad antecedente de la cuenca.

En cuanto al perfil geológico, la región de estudio se compone por el basamento cristalino y los sedimentos Pampeanos-Postpampeanos. El basamento cristalino, conformado por rocas metamórficas e ígneas de edad precámbrica, aflora en la cabecera de la cuenca conformando parte de las Sierras de Azul - Sistema de Tandilia. Estudios geofísicos realizados por el Instituto de Hidrología de Llanuras (IHLLA) en la cuenca muestran que este basamento se profundiza en dirección norte, llegando aproximadamente a 104 m en límite del partido.

Por encima del basamento se presentan los denominados Sedimentos pampeanos de edad Plio-Pleistoceno (Zabala, 2009). Estos sedimentos albergan el acuífero que se comporta como libre en la sección superior y semilibre en la inferior (por debajo de los 30 m).

Las características de la cuenca y su tamaño brindan una escala de trabajo adecuada para alcanzar con mayor detalle los objetivos planteados para esta Tesis.

La cuenca ha sido monitoreada por el IHLLA desde 1996 en el marco de diversos proyectos de investigación. Como resultado del monitoreo se cuenta con información planialtimétrica, de suelos, meteorológica, hidrológica y de sensores remotos.

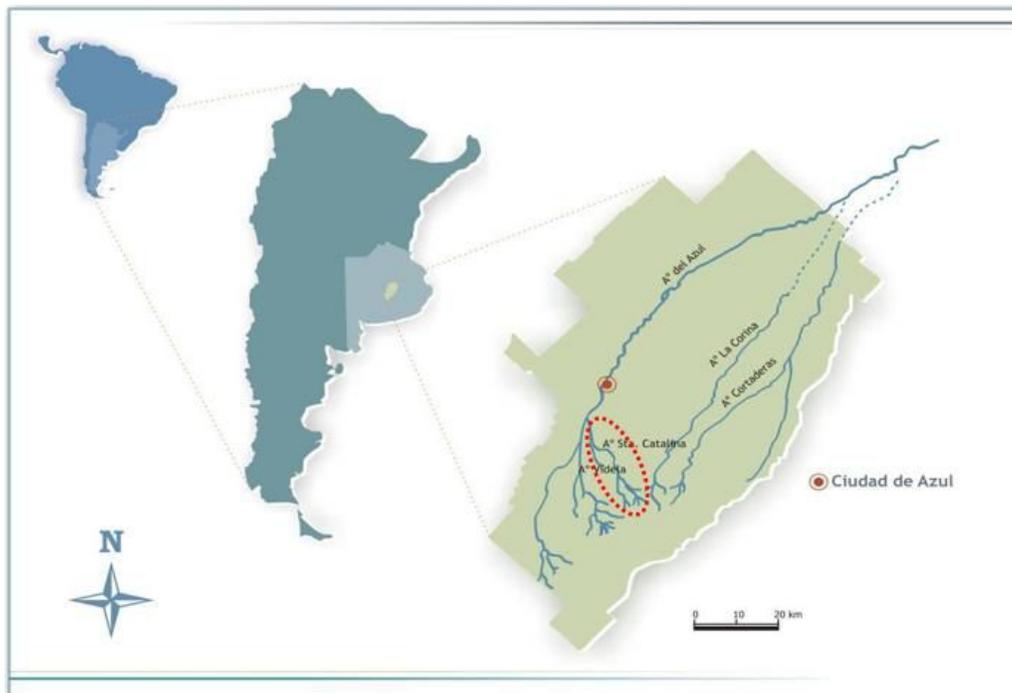


Figura 3.1 – Delimitación del área de estudio en el Arroyo Santa Catalina ubicado en el partido de Azul, Provincia de Buenos Aires

### 3.2 Hidrometeorología

#### Datos de caudales

El Arroyo Santa Catalina tiene una sección de control ubicada sobre la RN 3, presentada en la Figura 3.2. Para esta sección fue construida la curva  $h - Q$  con aforos realizados por personal del IHLLA y la municipalidad de Ciudad de Azul con molinete hidrométrico para distintos eventos durante el periodo 2001 al 2005. La sección dispone de datos de altura observadas para los eventos de 2001 y 2002. Para los años siguientes se instaló un limnógrafo para registrar las variaciones de altura del arroyo para distintas crecidas.

Las mediciones realizadas con la observación de las regletas son confiables para todo el rango de medición, en cambio los registros del limnógrafo no son confiables para niveles de altura superiores a 1,4 m por el ingreso a la sección de caudales provenientes del desborde del Arroyo del Azul. Para realizar los distintos estudios planteados en la tesis se tuvieron en cuenta estas consideraciones para poder utilizar los datos de caudal observados.

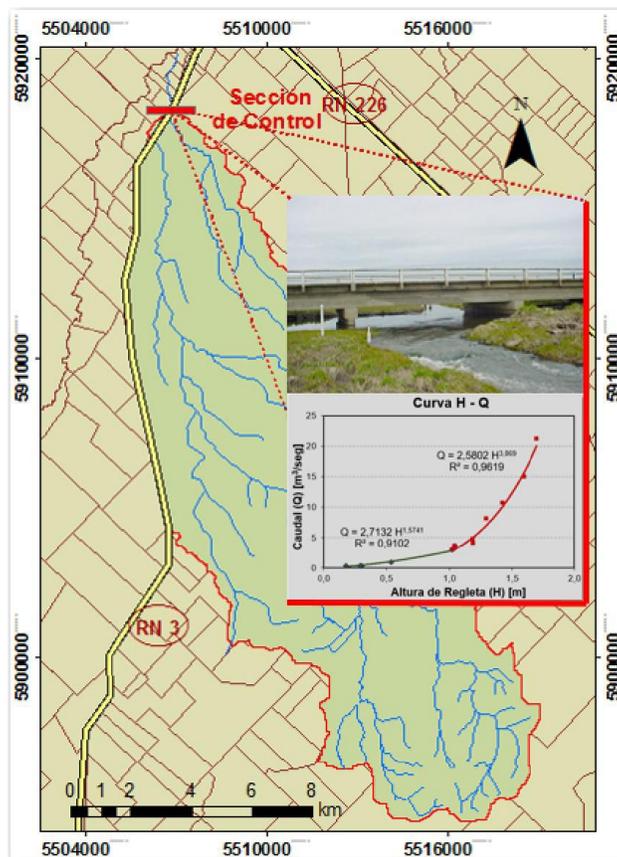


Figura 3.2 – Ubicación de la sección de control en el Arroyo Santa Catalina con su respectiva Curva H - Q (en RN 3)

#### Información pluviométrica

La zona de estudio y área de influencia presenta una serie histórica desde 1906 de precipitaciones de la estación Azul Aero del Servicio Meteorológico Nacional (SMN). El IHLLA en la bdh-azul (<http://www.azul.bdh.org.ar/>) dispone de una serie de datos de precipitación obtenida de pluviómetros instalados en estancias, instituciones etc. cercanos a la zona de estudio (Figura 3.3a). Estos últimos registros tienen una extensión de 8 años comprendidos entre 1996 y 2003 (Figura 3.4).

La información de pluviométrica más reciente, a partir del 2004, se obtuvo de la red estaciones telemétricas instaladas por el IHLLA y la municipalidad de azul. En la Figura 3.3b se muestra la ubicación de las estaciones, las cuales registran los valores de las distintas variables meteorológicas cada 10 min.

#### Datos de evapotranspiración

A partir de los datos de temperatura media diaria de la estación Aero Azul (SMN) se calcularon los valores mensuales de evapotranspiración potencial con el método de Thornthwaite (1948) para el período 1966 al 2013. Los cálculos por este método están basados en la determinación de la evapotranspiración en función de la temperatura media, con una corrección en función de la duración astronómica del día y el número de días del mes.

En la región la evapotranspiración media mensual es de 62 mm, siendo máxima entre los meses de noviembre a marzo. Esto se observa en la gráfica de las medias mensuales presentada en la Figura 3.4.

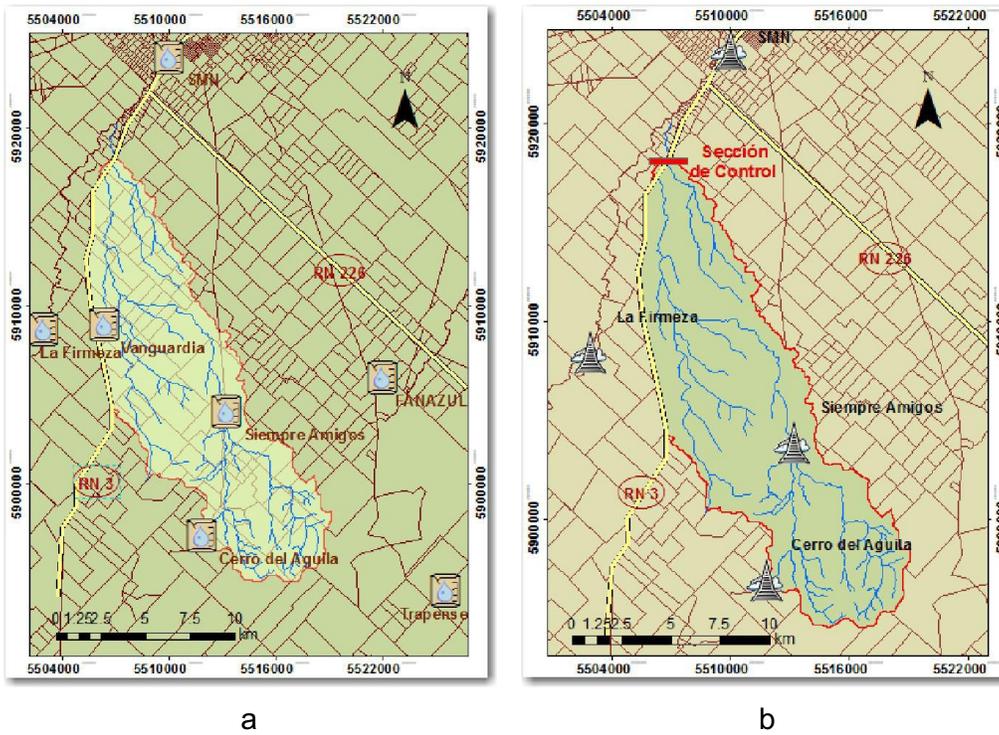


Figura 3.3 – a. Ubicación de los pluviómetros para el periodo 1996 – 2003. – b. Estaciones telemétricas que conforman la red de alerta de la ciudad de Azul

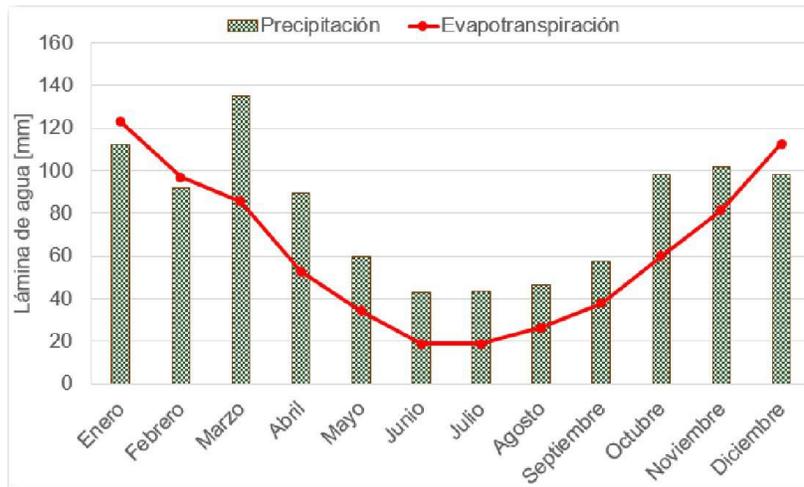


Figura 3.4 – Medias mensuales de precipitación y evapotranspiración para el periodo 1966-2013 – Datos de la estación Aero Azul SMN

### Información freaticométrica

La cuenca de estudio es cubierta por la red de pozos someros operada por el IHLLA desde 1996. Durante estos años, con una frecuencia trimestral, se viene realizando el monitoreo de los pozos, que consiste en medir profundidades freáticas y tomar muestras de agua para realizar diversos análisis químicos. En la Figura 3.5 se observa la ubicación de los pozos cercanos a la zona de estudio.

Dentro de la cuenca del Arroyo Santa Catalina, el IHLLA tiene una parcela experimental para estudios de zona no saturada que se ubica en el campo La Vanguardia, indicada en la Figura 3.5. Los datos de profundidades freáticas en la misma tienen una frecuencia de muestreo quincenal, lo que permite mejorar la representación de la variación temporal de la freática en la zona. Esta parcela también cuenta con distintos ensayos que permitieron estimar parámetros físicos y curvas del suelo (capacidad de campo, punto de marchitez permanente, conductividad hidráulica saturada, porosidad, etc) útiles para determinar/simular el comportamiento del agua en la zona no saturada (Weinzettel, 2005).

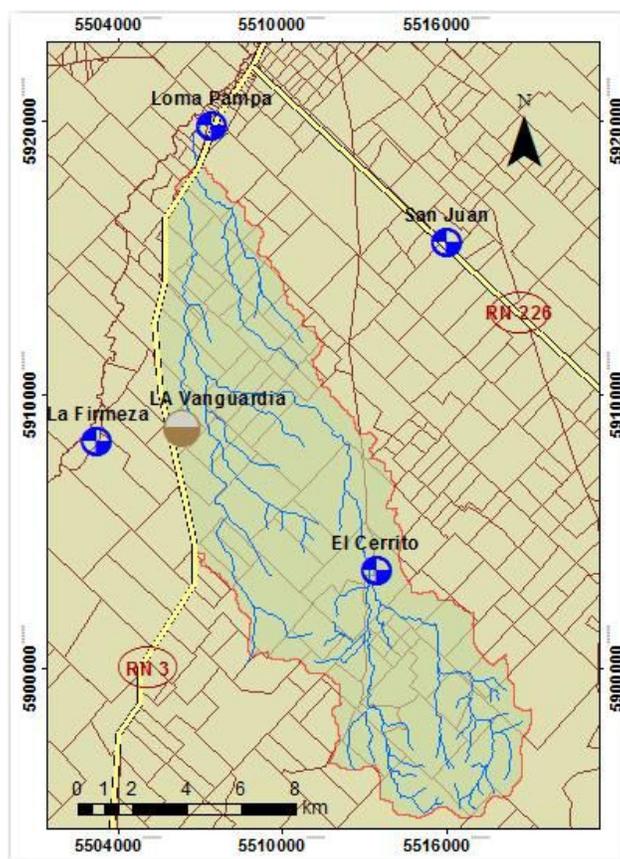


Figura 3.5 – Ubicación de la parcela experimental en La Vanguardia y de los pozos someros de la red del IHLLA

### 3.3 Geología y suelos

El IHLLA cuenta con información de sondeos eléctricos verticales y ensayos de bombeo que permiten caracterizar el perfil geológico de la región. Además, algunas tesis doctorales y de maestría desarrolladas en dicha institución aportan información y valores de parámetros que permiten caracterizar la geología de la zona (Varni, 2005; Weinzettel, 2005; Zabala, 2009).

Mientras que para caracterizar los suelos de la cuenca se utilizaron las cartas de suelo del INTA que proveen la clasificación de suelos según la “Soil Taxonomy”. En la Figura 3.6 se muestra el mapa de suelos para el área de estudio, determinado con cartas a escala 1:50.000.

Las cartas ofrecen información y distribución sobre propiedades de los suelos, su aptitud de uso y normas generales para su manejo y conservación.

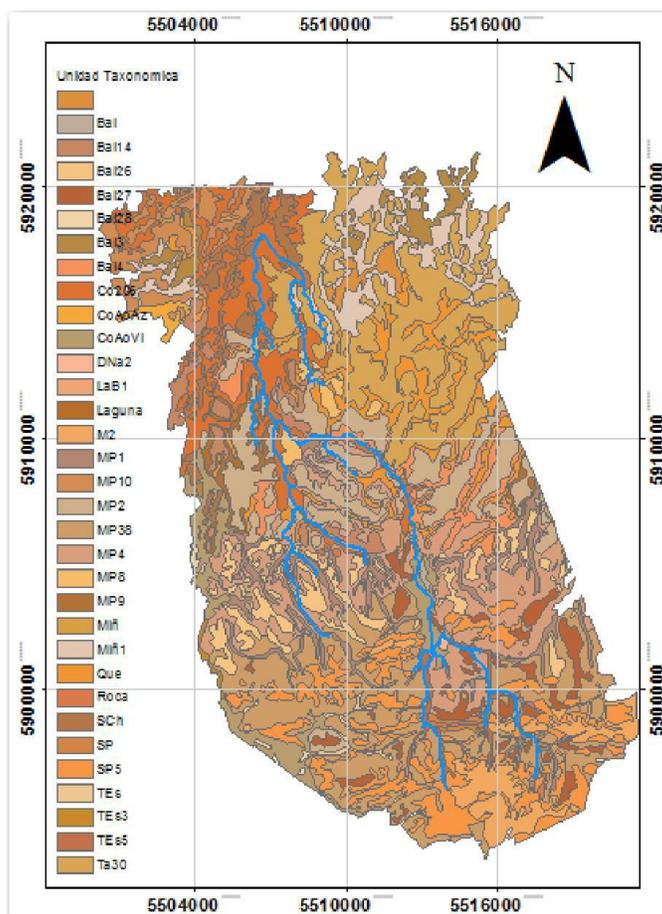


Figura 3.6 – Mapa de tipo de suelo de la zona del Arroyo Santa Catalina digitalizada de las cartas del INTA, escala 1:50.000

En la cuenca del Arroyo Santa Catalina las series que tienen mayor preponderancia son las de Mar del Plata, Balcarce, Sierra de los Padres y del Arroyo del Azul. Dentro de las mismas, se destacan los suelos argiudoles típicos, que cubren gran parte de la superficie de la cuenca.

Además de la información citada, se tienen datos de algunos parámetros de infiltración, los cuales fueron determinados mediante ensayos de infiltración con doble anillo y simulador de lluvia (IHLLA, 2000; Ares, 2010). Los valores de infiltración base determinados en la cuenca de estudio con el último de los ensayos mencionados se encuentran dentro de un rango de 10 a 50 mm/h. La variación de los valores depende de la cobertura vegetal (pasturas, rastrojo, etc.) y de las características físicas (pendiente, bajos, etc.) del lote ensayado.

### **3.4 Topografía**

El relieve de la región fue caracterizado utilizando diferentes fuentes de información, entre las cuales se destacan los relevamientos topoaltimétricos en sectores de interés para estas tesis (complementaron la información topográfica existente), cartas del IGN 1:50.000 (en formato digital y papel) y modelos digitales de elevaciones SRTM-NASA y ASTER GDEM.

Parte de la topografía existente y tareas de campo adicionales para complementar dicha información se describen a continuación.

#### **3.4.1 Modelo digital de elevaciones operacional**

Un DEM operacional es la representación digital de la información del relieve de la superficie del terreno, incluyendo factores morfológicos naturales o antrópicos de escasa envergadura que modifican la topografía y/o la dinámica hídrica de la zona. Ejemplo de estos son rutas, caminos, terraplenes, canales, obras de drenaje, etc. Una forma sencilla de obtener un DEM que cumpla estas características es tomando de base un modelo de elevaciones global, corregirle de manera más adecuada los errores de elevación y agregarle información topo-altimétrica para representar los efectos de dichos factores.

Como base topográfica de la zona de estudio se utilizó el SRTM v4.0 de la NASA. Trabajos anteriores demuestran que la información del SRTM tiene una precisión aceptable para representar el relieve en sistemas de llanura (Scioli et al. 2007; Scioli, 2009), aunque son necesarias ciertas correcciones (LaLonde et al., 2010).

El SRTM utilizado tiene una resolución de 30 m y fue obtenido de la página de la Universidad de Maryland (<http://glcfapp.glcf.umd.edu:8080/esdi/>). En primera instancia se adoptó Posgar98 Faja 5 como el sistema de coordenadas planas y el modelo de Geoide Global EGM2008 como el sistema de referencia de elevaciones. En la Figura 3.7 se presenta el SRTM de la zona en estudio proyectado a los sistemas de referencia mencionados.

Los datos topográficos, de suelo, de relevamientos de campo e imágenes satelitales se compatibilizaron con el sistema de referencia adoptado para el DEM. Esto es indispensable para asegurar una correcta superposición de la información y posterior procesamiento de la misma.

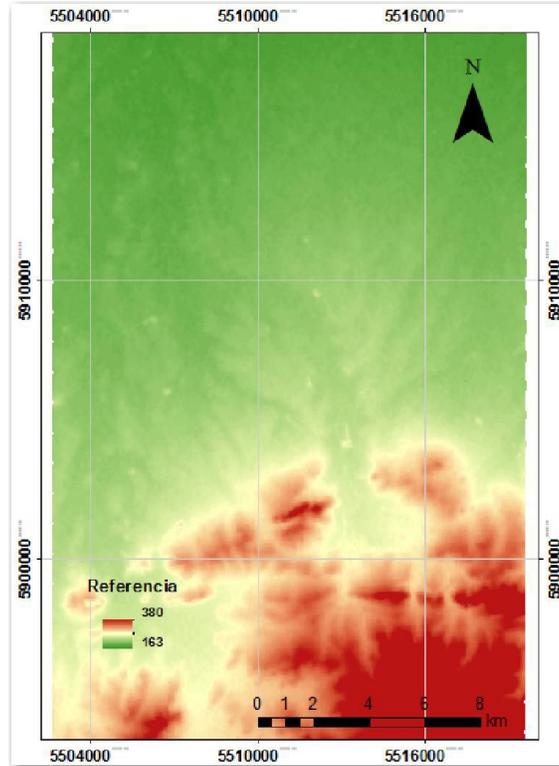


Figura 3.7 – Modelo digital de elevaciones SRTMv4.0 NASA de la zona de influencia del Arroyo Santa Catalina, Partido de Azul, Prov. Buenos Aires

Las actividades desarrolladas para la generación del DEM operacional se describen a continuación.

- i) *Morfología de los cauces.* Con la información de la red de drenaje (arroyos, ríos, canales) se ajustó la traza de la red en el SRTM y se corrigieron las pendientes de los cauces teniendo en cuenta datos topográficos y las cartas del IGN.
- ii) *Rutas y caminos.* Estos elementos que influyen en el flujo superficial fueron incorporados al SRTM como terraplenes. La existencia de alcantarilla o puentes en la traza de estos elementos fue tomada en cuenta mediante cortes realizados en los terraplenes.
- iii) *Error por arboledas y monte.* Este tipo de cobertura se delimitó sobre las imágenes satelitales de alta resolución, para luego superponerlas sobre el SRTM. El valor de elevación de los píxeles coincidentes con arboledas o montes fue reemplazada con la cota del terreno natural (TN) correspondientes a los píxeles vecinos.
- iv) *Corrección de errores propios del SRTM.* Los datos topo altimétricos relevados en campo con GPS diferencial se interpolaron junto a los datos del SRTM para disminuir el error en la estimación de la elevación y atenuar el error generado por el truncamiento de decimales. La interpolación se realiza considerando como dato de mayor peso a los datos relevados en campo.

Para la actividad *iv* se utilizó el algoritmo de interpolación desarrollado por Hutchinson (1988, 1989), denominado ANUDEM. Este método ha sido diseñado para la construcción de DEMs para uso hidrológico, favoreciendo la continuidad de la red de drenaje. Las restantes actividades se realizaron con el paquete de herramientas de edición de DEMs del GIS hidrológico WMS (Watershed Modeling System, <http://www.aquaveo.com/software/wms-watershed-modeling-system-introduction>). Este software permitió modificar los valores de elevación del SRTM para representar los diferentes elementos descritos en *i*, *ii* y *iii* que influyen en el flujo superficial.

La topografía utilizada para la modelación hidrológica distribuida debe representar adecuadamente la dinámica hídrica del flujo superficial. Para obtener un DEM con estas características se incorporó al SRTM los factores morfológicos que interfieren con el flujo superficial. Además se corrigieron valores de elevación del terreno natural (TN) en zonas de interés.

Las trazas de los arroyos y canales de la zona se utilizó para modificar el SRTM con el objeto de reproducir la red de drenaje del sistema, presentada en la Figura 3.8a. La red fue digitalizada de las cartas del IGN y posteriormente complementada con información de las imágenes satelitales de alta resolución.

Con la superposición de la información se identificaron los píxeles coincidentes con la red de drenaje. Las elevaciones de estos píxeles se modificaron con la herramienta de edición de DEMs del WMS para reproducir la traza del arroyo y la pendiente del cauce.

Con el mismo procedimiento descrito en el párrafo anterior se modificaron los valores de cota de los píxeles que coincidían con RN 3 y el camino Martín Fierro (Figura 3.8a). Ambas vías fueron representadas como terraplenes en el SRTM debido a que obstruyen la escorrentía natural del flujo superficial. Las alcantarillas o puentes que permiten el paso del flujo fueron incorporados como cortes en dichos terraplenes.

Teniendo en cuenta la ubicación de las arboledas y montes se seleccionaron los píxeles del SRTM que se superponían sobre dichas zonas. Como en la región este tipo de cobertura es raleada, particularmente ubicada alrededor de los cascos de estancias pudo adoptarse el criterio de reemplazar las cotas de las arboledas por las del terreno natural de áreas vecinas.

Utilizando las herramientas de análisis del relieve del WMS se determinó la red de drenaje obtenida a partir del SRTM corregido que se muestra en la Figura 3.8b. Con las correcciones realizadas se mejoró la representación del relieve en estas zonas de llanura con el SRTM, pero aún existen errores en las elevaciones del TN. En este trabajo es importante conocer las cotas del TN en las zonas donde se identificó la presencia de VSAs, por lo que fue necesario relevar altimétricamente dichas zonas.

Los datos topoaltimétricos relevados con GPS diferencial, presentados en la Figura 3.8c, se utilizaron para corregir el SRTM. Los puntos relevados corresponden a perfiles de arroyo, caminos y áreas donde se verificó mediante el análisis de las imágenes satelitales la frecuencia de anegamientos por niveles freáticos elevados.

Los datos relevados junto a las curvas de nivel generadas con el SRTM fueron interpolados con el algoritmo ANUDEM para generar un nuevo DEM. Este algoritmo también se utilizó para la remoción de píxeles espurios para brindar continuidad al flujo.

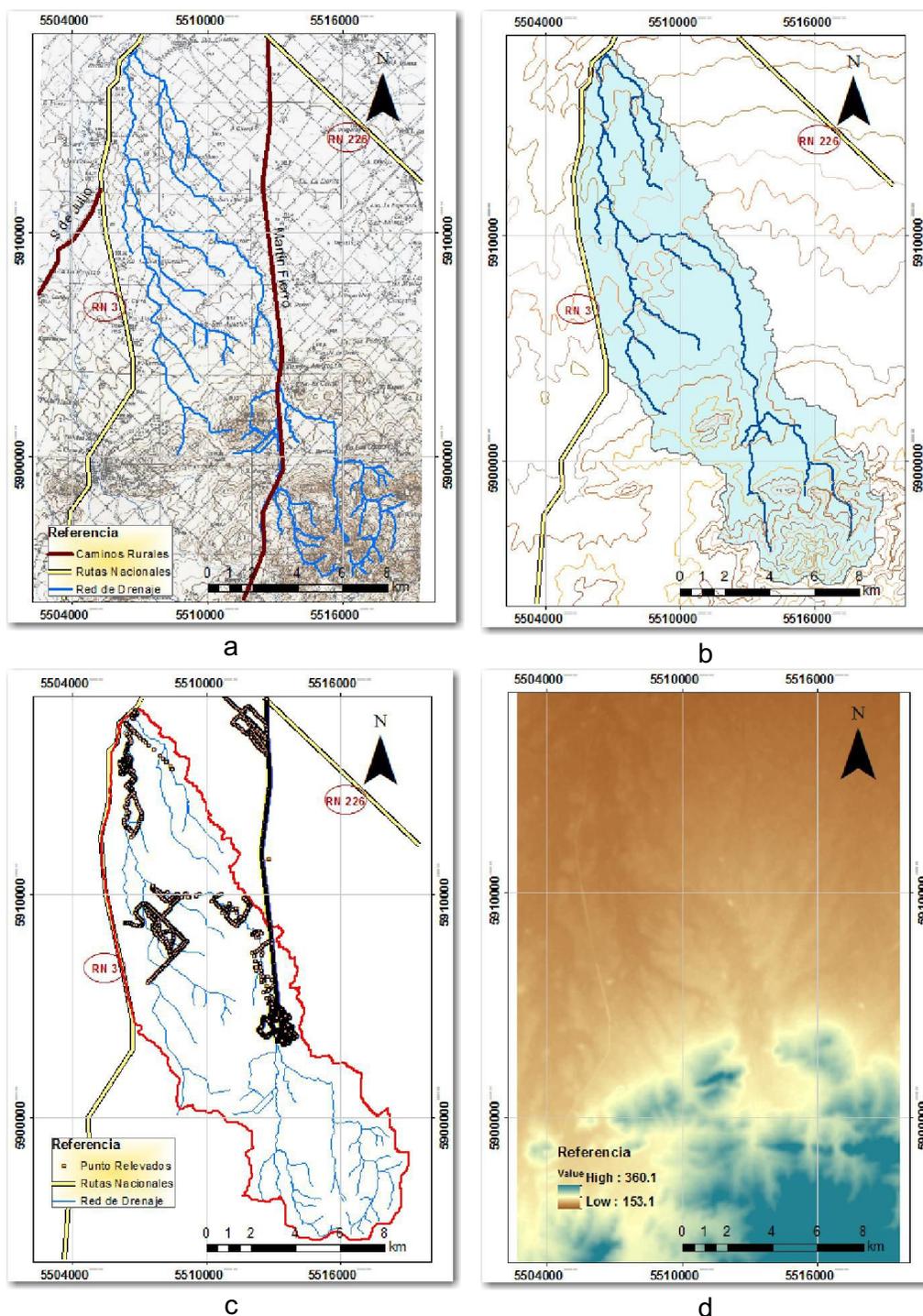


Figura 3.8 – a. Red vial y de drenaje obtenida de las cartas del IGN y de imágenes satelitales – b. Cuenca y red de escurrimiento generada a partir del SRTM corregido – c. Puntos relevados con GPS diferencial – d. DEM operacional para la zona de influencia del Arroyo Santa Catalina

Con la interpolación realizada se ajustaron los valores del SRTM a las cotas medidas en campo y se atenuó el error generado por el truncamiento de decimales. Con los ajustes realizados se generó un DEM operacional presentado en la Figura 3.8d, el mismo es adecuado para representar la topografía de estas zonas de llanura. *Esta información fue la utilizada en la modelación hidrológica distribuida y en la determinación de índices topográficos y de similitud hidrológica.*

### **3.5 Imágenes de sensores remotos**

El área de estudio cuenta con la cobertura de los productos obtenidos de los satélites Landsat 5 TM y Landsat 7 ETM+, estos tienen una altura de vuelo de 705 km en órbita helio sincrónica. Ambos satélites tienen 6 bandas en común (1, 2, 3, 4, 5 y 7). El período de revisita de la superficie terrestre es de 16 días (<http://landsat.gsfc.nasa.gov/>).

La plataforma Landsat 5 posee un sensor denominado Thematic Mapper (TM), especialmente diseñado para la cartografía temática, mientras que Landsat 7 está equipado con el sensor Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+), que mejora las características técnicas del TM, añadiéndole una banda pancromática de 15 m de resolución, y aumentando la resolución de la banda térmica (de 120 m a 60 m). Una imagen de los sensores Landsat 5 o 7 permite contemplar 34.000 km<sup>2</sup> en una sola adquisición.

El Landsat 5 fue lanzado en 1985 y permaneció en servicio hasta noviembre del 2011. Landsat 7 fue puesto en órbita en 1999 y aun en 2015 se encontraba plenamente operativo.

La información generada por dichos satélites se encuentra disponible en los servidores globales de libre acceso como GLCF (<http://www.glcf.umd.edu/index.shtml>), USGS (<http://glovis.usgs.gov/>), INPE (<http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>), y LAADS (<https://ladsweb.nascom.nasa.gov/>), entre otros.

Otra fuente de información de imágenes satelitales fue la CONAE (Comisión Nacional de Actividades Espaciales), que suministra este tipo de datos a instituciones que desarrollen actividades científico-técnicas.

## CAPÍTULO 4

# ***Identificación y evaluación de VSAs mediante imágenes de sensores remotos***

La variabilidad temporal y espacial de las VSAs hace que sea muy difícil su identificación y caracterización (Van de Griend y Engman, 1985). En este sentido, la tecnología satelital provee una cobertura espacial y temporal de datos que es pertinente para el análisis regional de este proceso generador de escorrentía.

En esta sección se plantea un *análisis exploratorio descriptivo para identificar y evaluar las VSAs en áreas de llanura* a partir de imágenes de sensores remotos. Se investigan relaciones entre bandas para identificar áreas con diferente contenido de agua en el suelo.

### **4.1 Técnica utilizada**

La técnica utilizada fue el análisis de la relación entre diferentes bandas de las imágenes satelitales. Esto consiste en interpretar el gráfico que se genera al plotear en ejes cartesianos los valores de dos bandas (bi-plot). Un ejemplo clásico de este análisis es plotear la banda roja visible (R) e infrarrojo cercano (NIR) con el fin de discriminar áreas con distinta cobertura. La Figura 4.1 muestra este bi-plot donde se han identificado zonas con cobertura vegetal y suelo desnudo o sin cobertura.

Los bi-plot se realizaron con el paquete de herramientas de teledetección del software Envi 4.7 (ITT Visual Information Solutions, USA). Esta herramienta permite que al seleccionar grupos de píxeles en el bi-plot, con similares características, se visualice la ubicación espacial de éstos en la imagen; también es posible marcar píxeles de una zona homogénea en la imagen para visualizarlos en el bi-plot. Con este procedimiento es posible identificar donde se agrupan los píxeles con determinadas características de cobertura, composición mineralógica, humedad, etc.

En una primera etapa, se compusieron imágenes falso color con las bandas e índices calculados con el objetivo de determinar una combinación adecuada para la visualización de áreas con alto contenido de humedad. Esta composición de imágenes se realiza para poder discriminar distintas coberturas y materiales por medio de un contraste visual. Eligiendo la combinación de bandas adecuada es posible identificar, por ejemplo, determinados minerales.

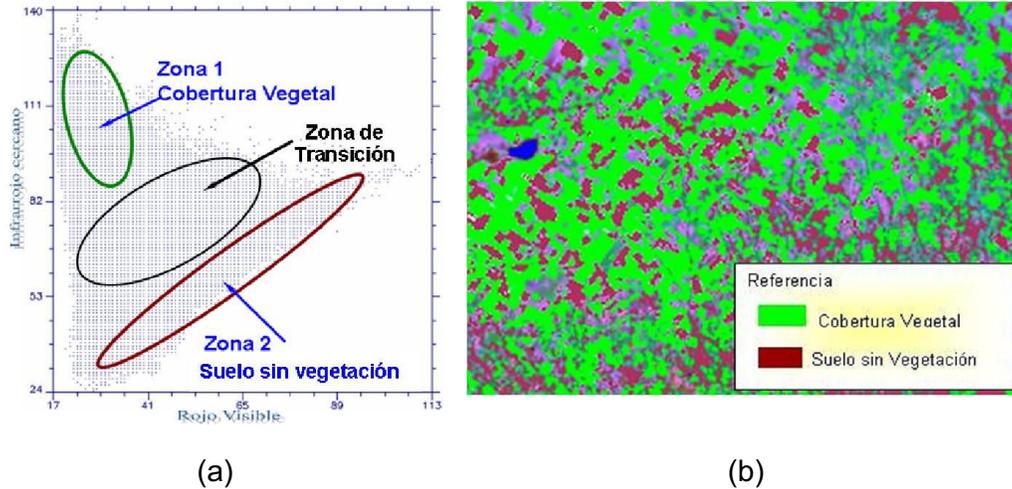


Figura 4.1 – Método del bi-plot aplicado a una imagen Landsat 7 ETM+ del 4 de agosto 2002: (a) Relación del Infrarrojo cercano vs Rojo – (b) Delimitación las Zonas 1 y 2 de la Figura (a) sobre la imagen satelital

Posteriormente se seleccionaron las bandas que contienen información útil para discriminar el contenido de humedad de distintos materiales. Con el análisis de los bi-plot realizados con dichas bandas se identificaron pixeles de la imagen que correspondían a distintos estados de humedad, coberturas, etc. Particularmente esta actividad tiene por objeto delimitar áreas con alto contenido de agua o bien, saturadas. La técnica utilizada consistió en determinar qué combinación de bandas proporciona un gráfico bi-plot donde es posible identificar claramente áreas con mayor o menor contenido de humedad.

Las áreas delimitadas de cada imagen satelital representan el estado de humedad de la cuenca para la fecha de adquisición de la imagen. Estas áreas son exportadas como mapas vectoriales para facilitar su superposición con otra información, realizar cálculos de estadísticos, etc. Posteriormente son recortados con los límites de la cuenca para obtener la superficie del área saturada dentro de la misma.

Los mapas de VSAs resultantes del análisis de los bi-plot fueron contrastados con información que evidencia la presencia de áreas propensas a la saturación por efecto del nivel freático próximo a la superficie. Esta información está compuesta de datos de las cartas de suelo 1:50.000 del INTA, tratamiento de modelos digitales de elevación (DEM), imágenes satelitales falso color y recorridas a campo.

La verificación realizada permitió seleccionar la combinación de bandas que generó el bi-plot más adecuado para la identificación de VSAs en sistemas de llanura.

#### 4.1.1 Imágenes seleccionadas

Para esta tesis en particular se utilizaron imágenes captadas en la región óptica del espectro electromagnético. Las imágenes fueron adquiridas de las páginas web INPE (<http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>) y USGS (<http://glovis.usgs.gov/>). De dichos servidores se descargaron imágenes satelitales de los sensores Landsat 5 TM y 7 ETM+ para el periodo 1996 – 2009.

En la Figura 4.2 se muestran las longitudes de onda de las bandas 1, 2, 3, 4, 5 y 7 del sensor TM que son comunes al sensor ETM+ del Landsat 7. En la misma figura también se presentan las firmas espectrales de algunos materiales.

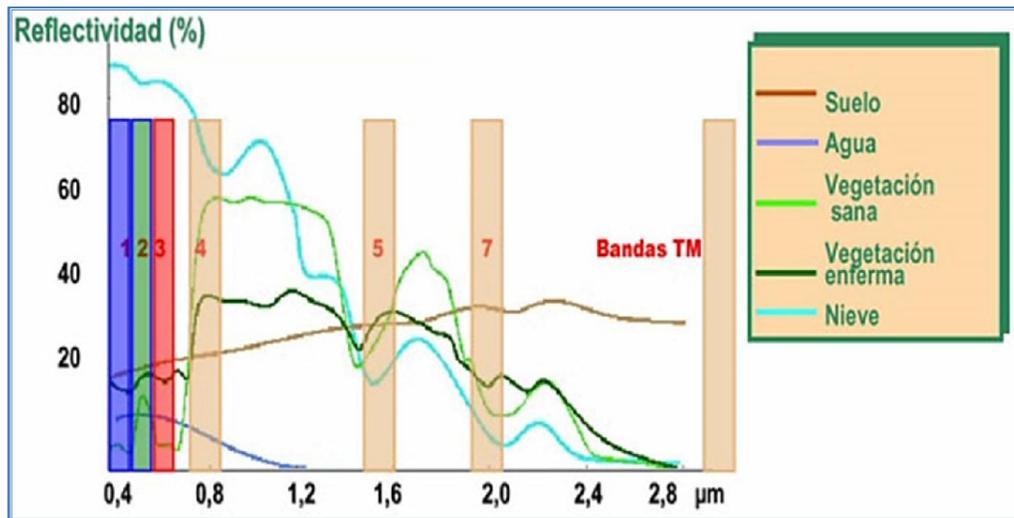


Figura 4.2 – Bandas del Landsat 5 TM en el espectro electromagnético - Firmas espectrales de diferentes materiales. Fuente: <http://landsat.gsfc.nasa.gov/>

Las imágenes empleadas debieron cumplir ciertos requisitos: no poseer nubes en la zona de estudio y su fecha de adquisición corresponderse con mediciones de niveles freáticos de la zona. En la Tabla 4.1 se presentan las imágenes Landsat TM y ETM+ recopiladas de la región. De las mismas solo se utilizaron 28 para el análisis.

Como información complementaria se presentan en la tabla las fechas de adquisición de la imagen, profundidad freática (PF) de la zona y tiempo transcurrido de la última lluvia. Cuanto mayor es el tiempo transcurrido entre la última precipitación y la adquisición de la imagen, las áreas saturadas identificadas en la zona están más relacionadas con el nivel freático y en menor medida con la escorrentía superficial producto de las precipitaciones recientes.

Tabla 4.1 – Imágenes Landsat 5 TM y 7 ETM+ utilizadas, asociadas a la información de profundidad freática (PF) y precipitaciones antecedentes

Fecha Adquisición	Días despues	Pozos con PF Observados				Fecha Adquisición	Días despues	Pozos con PF Observados			
30-Oct-96	1	La Vanguardia		Loma Pampa		9-Aug-01	3	La Vanguardia			
		15-Nov-96	3,87 m	15-Nov-96	3,39 m			7-Aug-01	2,98 m	15-Aug-01	3,00 m
8-Apr-97	17	Loma Pampa				18-Sep-01	3	La Vanguardia			
		15-Feb-97	1,63 m	27-May-97	3,39 m			11-Sep-01	2,43 m	18-Sep-01	2,50 m
27-Jun-97	7	Loma Pampa				23-Dec-01	2	La Vanguardia		Loma Pampa	
		27-May-97	3,39 m	27-Aug-97	2,72 m			26-Dec-01	2,86 m	10-Dec-01	1,39 m
17-Aug-98	7	Loma Pampa				5-Mar-02	2	La Vanguardia			
		3-Jun-98	1,56 m	7-Sep-98	2,21 m			21-Feb-02	3,43 m	20-Mar-02	1,90 m
9-Feb-99	3	La Vanguardia				14-Apr-02	2	La Vanguardia			
		2-Feb-99	4,16 m	11-Feb-99	4,31 m			10-Apr-02	1,95 m	18-Apr-02	2,03 m
12-Aug-99	6	La Vanguardia				4-Aug-02	11	La Vanguardia			
		11-Aug-99	4,28 m	18-Aug-99	4,27 m			18-Jul-02	2,77 m	7-Aug-02	2,65 m
29-Sep-99	4	La Vanguardia				7-Oct-02	2	La Vanguardia			
		23-Sep-99	4,14 m	30-Sep-99	4,10 m			3-Oct-02	2,47 m	9-Oct-02	2,60 m
7-Mar-00	5	La Vanguardia				24-Nov-02	5	La Vanguardia		Loma Pampa	
		7-Mar-00	4,30 m	17-Mar-00	4,37 m			30-Oct-02	1,95 m	27-Nov-02	1,94 m
24-Apr-00	15	La Vanguardia				3-Nov-03	4	La Vanguardia			
		18-Apr-00	3,87 m	26-Apr-00	3,82 m			30-Oct-03	3,55 m	6-Nov-03	3,60 m
10-May-00	3	La Vanguardia				20-Oct-04	4	La Vanguardia			
		4-May-00	3,75 m	11-May-00	3,68 m			7-Oct-04	3,64 m	21-Oct-04	3,70 m
26-May-00	1	La Vanguardia				7-Oct-05	5	La Vanguardia			
		19-May-00	3,60 m	29-May-00	3,46 m			9-Sep-05	3,93 m	11-Oct-05	3,84 m
13-Jul-00	1	La Vanguardia				23-Oct-05	6	La Vanguardia			
		13-Jul-00	3,55 m	18-Jul-00	3,57 m			18-Oct-05	3,85 m	25-Oct-05	3,88 m
12-Dec-00	2	La Vanguardia				26-Oct-06	0	La Vanguardia			
		6-Dec-00	3,30 m	14-Dec-00	3,44 m			24-Oct-06	3,77 m	7-Nov-06	3,73 m
22-Feb-01	13	La Vanguardia				2-Oct-09	4	La Vanguardia		Loma Pampa	
		22-Feb-01	4,06 m	28-Feb-01	4,01 m			4-Mar-09	4,53 m	4-Mar-09	4,05 m
27-Apr-01	5	La Vanguardia		Loma Pampa		18-Oct-09	0	La Vanguardia		Loma Pampa	
		25-Apr-01	4,03 m	3-May-01	3,95 m			4-Mar-09	4,53 m	4-Mar-09	4,05 m

#### 4.1.2 Tratamiento de las Imágenes

Al tratarse de un estudio multitemporal, fue necesario proceder a la calibración de las imágenes en forma previa a su uso, a fin de obtener magnitudes físicas que sean comparables entre todas ellas. Es importante transformar la información digital almacenada en una magnitud física de la superficie del suelo (reflectividad o temperatura). Esta transformación posibilita la utilización de la información para estudios hidrológicos multitemporales (Rivas et al., 2007). Las imágenes Landsat TM y ETM+ fueron calibradas en función de los parámetros y procedimientos propios de cada sensor.

Una vez obtenidas las magnitudes físicas a nivel de sensor, se realizaron las correcciones atmosféricas para llevarlas a magnitudes a nivel de la superficie terrestre (Schroeder et al, 2006). Posteriormente, estas imágenes se corrigieron geoméricamente, referenciándolas al sistema plano POSGAR98, faja 5, datum horizontal elipsoide WGS 84.

Las cuentas digitales (ND) de las imágenes provenientes del sensor óptico-infrarrojo fueron calibradas radiométricamente a partir de la técnica propuesta por Chander et al. (2009), para luego obtener la reflectancia al tope de la atmósfera. Posteriormente las imágenes fueron corregidas por los efectos atmosféricos mediante la aplicación del modelo de corrección publicado por Schroeder et al. (2006) para llevar las magnitudes físicas a nivel de la superficie de la tierra.

Este método no requiere de información de los perfiles atmosféricos y es un complemento al Modelo del Histograma por Valores Mínimos propuesto por Chavez Jr (1996). A continuación se calculó la temperatura de la superficie ( $T_s$ ) al tope de la atmósfera a partir de la banda térmica del sensor. Debido a que en este trabajo se realiza un análisis entre los valores relativos de cada imagen, no fue necesario corregir la temperatura a nivel del suelo. Seguidamente se obtuvo el índice de vegetación NDVI y el NDWI a partir de las siguientes expresiones:

$$NDVI = \frac{(\rho_{NIR} - \rho_R)}{\rho_{NIR} + \rho_R} \quad (5.1)$$

donde:  $\rho_{NIR}$  = reflectividad en la longitud de onda 0,78–0,90  $\mu\text{m}$ ;  $\rho_R$  = reflectividad en la longitud de onda 0,63–0,69  $\mu\text{m}$

$$NDVI = \frac{(\rho_{NIR} - \rho_{SWIR})}{\rho_{NIR} + \rho_{SWIR}} \quad (5.2)$$

donde:  $\rho_{SWIR}$  = reflectividad en la longitud de onda 1,55–1,75  $\mu\text{m}$

Para una mejor organización del trabajo se agruparon las bandas en una sola imagen, compuesta de 9 bandas. Dicha imagen contiene a las bandas calibradas (1, 2, 3, 4, 5 y 7) de Landsat, valor temperatura de la superficie de la tierra a tope de atmósfera y los índices NDVI y NDWI. De esta forma es más simple el análisis de las relaciones entre bandas, las visualizaciones, cálculo de diferentes estadísticos, etc. Este procedimiento se repitió con todas las imágenes TM y ETM+.

Posteriormente las imágenes fueron georreferenciadas al elipsoide de referencia WGS 84 para trabajar con una correcta superposición de las mismas, y una vez delimitada el área de estudio se realizaron los recortes necesarios.

En la Figura 4.3 se muestran esquemáticamente los pasos seguidos para el procesamiento de las 28 imágenes Landsat 5 TM y 7 ETM+.

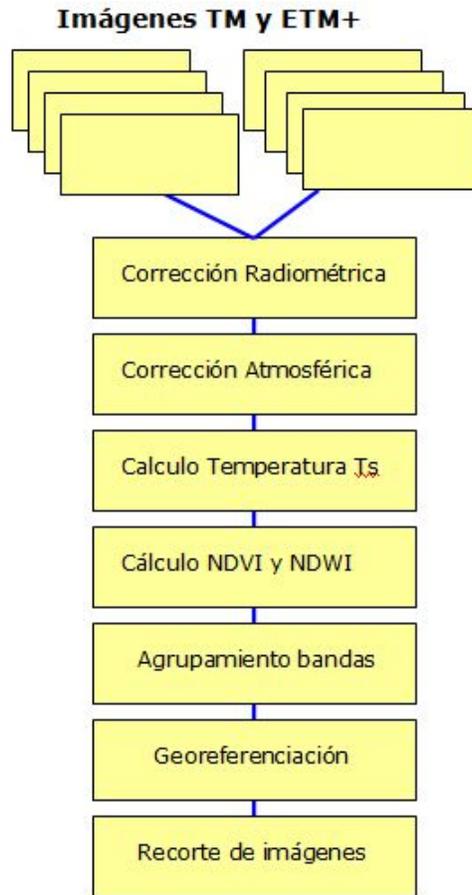


Figura 4.3 – Pasos seguidos en el procesamiento de las imágenes Landsat 5 TM y 7 ETM+

#### 4.1.3 Comparación de bandas

La composición de imágenes falso color se realizó combinando las diferentes bandas de la imagen Landsat y los índices calculados. En la Figura 4.4 y 4.5 se presentan algunas de las combinaciones de las bandas del infrarrojo con los índices NDWI, NDVI y la temperatura de la superficie ( $T_s$ ). La Figura 4.4a es una composición típica denominada falso color verdadero que combina las bandas rojo, verde y azul del espectro visible. Esta combinación es usada comúnmente debido a que se asemeja a una fotografía, representando a los distintos materiales con la tonalidad que el ojo humano percibe. En la imagen es posible diferenciar los distintos elementos presentes en la zona, como arroyos, caminos y potreros con y sin cobertura vegetal pero no es fácil diferenciar entre zonas que contienen más o menos humedad.

Una combinación donde se observa el contraste entre materiales con y sin agua se muestra en la Figura 4.4b, donde se utilizaron las bandas SWIR, NIR y el NDWI. La disposición de estas bandas resalta en tonos de azul los elementos con contenido de agua, mientras que los rojos y verdes corresponden a vegetación y suelo secos, respectivamente.

En la Figura 4.5 se observan otras de las combinaciones evaluadas para la identificación de contenido de humedad donde se utilizaron las bandas SWIR, NIR con el NDVI y Ts. La Figura 4.5a muestra la composición SWIR – NIR – NDVI, mediante un análisis visual no se observan diferencias significativas con la Figura 4.4b, notándose para este análisis que es prácticamente indiferente la utilización del NDWI o NDVI con las bandas de los infrarrojos para la composición de la imagen.

La Figura 4.5b, construida con las bandas del infrarrojo y la Ts, presenta una atenuación del contraste con respecto a las imágenes anteriores. En parte, esta atenuación se debe a que la resolución de la Ts es menor que la de los índices. Otro factor que influye es que en la banda térmica es difícil discriminar entre un suelo saturado de uno con buena cobertura vegetal, ya que ambos pueden tener la misma temperatura. Esta característica hace que la Ts brinde menos información que los índices, ya que estas identifican bien la cobertura del suelo.

El análisis realizado a las imágenes falso color mostró, coincidente con los trabajos de Ceccato et al. (2001), Fensholt y Sandholt (2003), Yang et al. (2006), De Alwis, et al. (2007), que las bandas que aportan información de la variación del contenido de humedad en los materiales de la zona son las pertenecientes al infrarrojo (cercano –medio), la Ts y los índices NDWI y NDVI.

## 4.2 Relaciones entre bandas elegidas

Esta actividad consiste en plotear entre sí las bandas de las imágenes a través de un bi-plot con el objetivo de identificar áreas homogéneas. Las bandas que se utilizaron fueron las que son sensibles a la variación del contenido de humedad de los elementos, lo que permitió minimizar el trabajo. En este caso las bandas utilizadas fueron las del infrarrojo, la Ts y los índices NDWI y NDVI.

La banda SWIR representa la variación del contenido de agua en algunos materiales, esto se verifica al observar las firmas espectrales de los materiales. En la longitud de onda del SWIR el contenido de humedad produce una disminución de la reflectividad. Teniendo en cuenta esta característica se la adoptó para relacionarla con la Ts y los índices mediante el uso del bi-plot. En las Figuras 4.6, 4.7 y 4.8 se presentan los bi-plots del SWIR con las demás bandas acompañados de una imagen composición falso color SWIR-NIR-NDWI donde se visualiza la máscara generada al seleccionar los píxeles en el bi-plot. En esta imagen los tonos de azules oscuros indican alto contenido de agua en la zona.

Los bi-plot se realizaron con el paquete de herramientas para procesamiento de imágenes del software Envi 4.7 (ITT Visual Information Solutions, USA). En el eje de las abscisas se asignó el SWIR y en ordenadas se fueron alternando las restantes bandas.

Se seleccionan píxeles en el bi-plot en función del valor de reflectividad, índice o temperatura y se visualiza la ubicación espacial de los píxeles en la imagen satelital. Esta técnica se asemeja o puede considerarse como una clasificación supervisada en función de las firmas espectrales de los materiales.

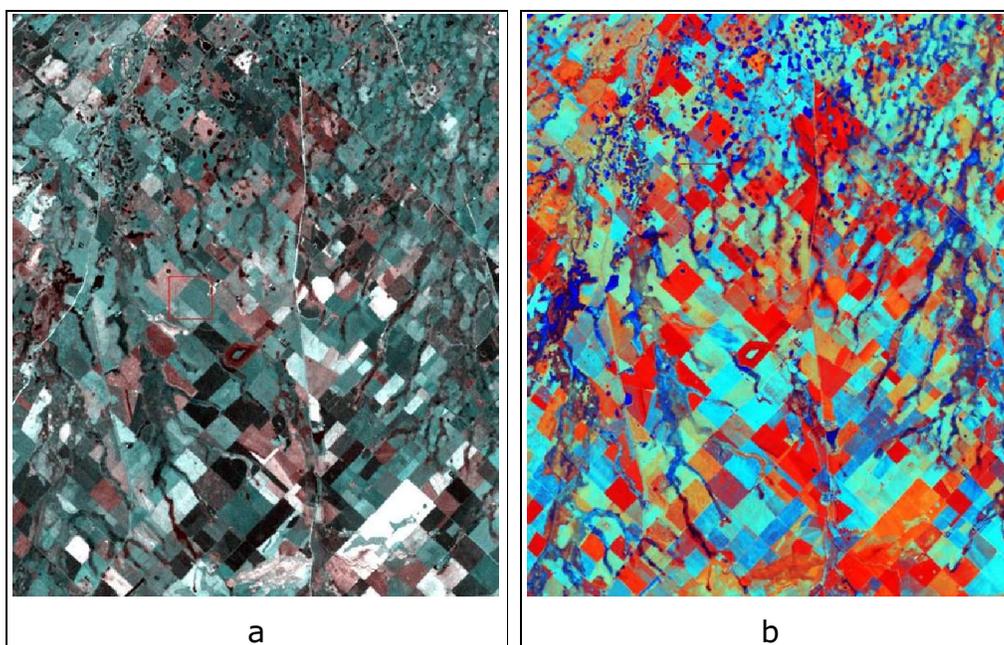


Figura 4.4 – Composición falso color: a. Bandas 3, 2 y 1; b. Bandas NIR-SWIR –NDVI; Arroyo Santa Catalina, Azul, Bs As; Landsat 7, 7/10/2002

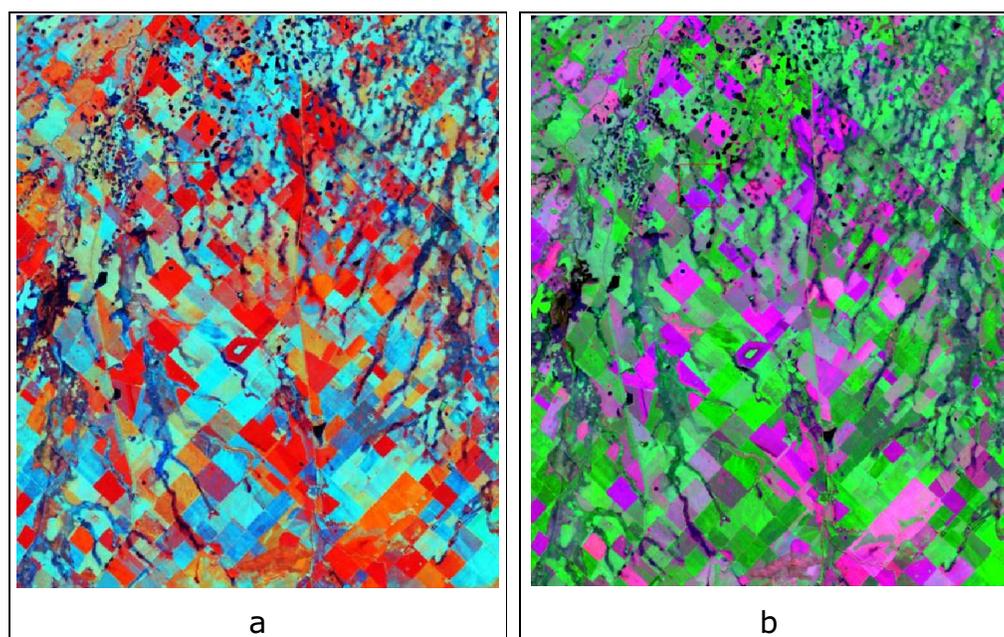


Figura 4.5 – Composición falso color: a. Bandas NIR-SWIR-NDWI; b. Bandas NIR-SWIR –Ts; Arroyo Santa Catalina, Azul, Bs As; Landsat 7, 7/10/2002

En la Figura 4.6, el bi-plot de la banda del SWIR y Ts, se seleccionaron con color rojo los píxeles que representan suelo saturado. Este suelo está caracterizado con valores pequeños de reflectividad del SWIR y temperaturas bajas. En la imagen composición falso color se visualiza la máscara correspondiente a la ubicación espacial de los píxeles marcados en el bi-plot.

Los píxeles que representan el suelo saturado en bi-plot se ubicaron en forma dispersa en la imagen satelital debido a que la banda Ts no diferencia suelos húmedos de zonas con vegetación saludable, ambas tienen una temperatura parecida, haciendo difícil la discriminación. La máscara en color amarillo sobre la imagen satelital no representa totalmente el suelo saturado porque cubre algunos potreros con cobertura vegetal en suelos con poca humedad.

Con la relación de las bandas SWIR y NDVI también se realizó la identificación de áreas saturadas como se muestra en la Figura 4.7. En la imagen composición falso color se observa que parte del suelo saturado presente en la imagen no fue enmascarada ya que fue difícil delimitar toda la zona saturada sin seleccionar áreas secas. Además, en esta configuración de bandas no existe un sector donde solo se encuentren píxeles *que se correspondan con agua libre en superficie*.

En el bi-plot generado con el SWIR y el NDWI resultó más simple realizar la discriminación de suelos con alto contenido de humedad. Los píxeles seleccionados en el biplot generan una máscara que cubre en gran parte las áreas saturadas presentes en la imagen satelital. En la Figura 4.8 se muestran en rojo los píxeles seleccionados y en amarillo la máscara sobre la imagen. El grupo de píxeles ubicados en el triángulo superior en el bi-plot caracterizado por valores bajos de SWIR y altos de NDWI representan agua libre en superficie. En los bi-plot realizados con imágenes satelitales correspondientes a periodos secos no aparece este triángulo en esta parte superior por no haber anegamiento en la región.

En los bi-plot analizados se obtuvo una discriminación entre las zonas húmedas y secas, siendo la relación entre SWIR y NDWI la que resultó más adecuada para esta tarea.

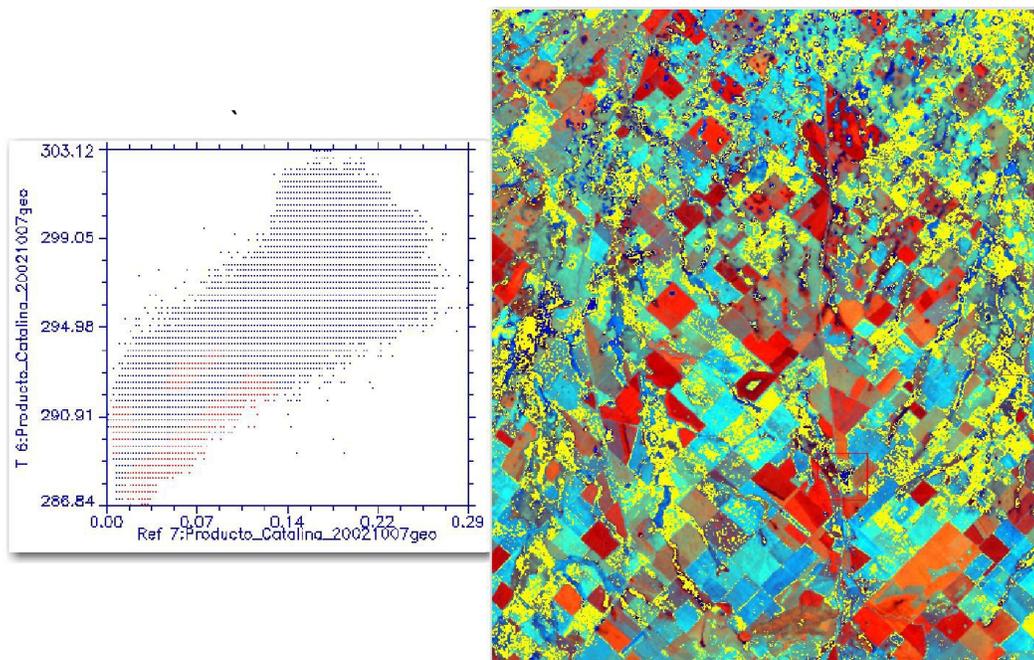


Figura 4.6 – Bi-plots entre las bandas SWIR (Ref 7) y térmica ( $^{\circ}$ K) representada por Ts; Arroyo Santa Catalina, Azul, Bs As; Landsat 7, 7/10/2002

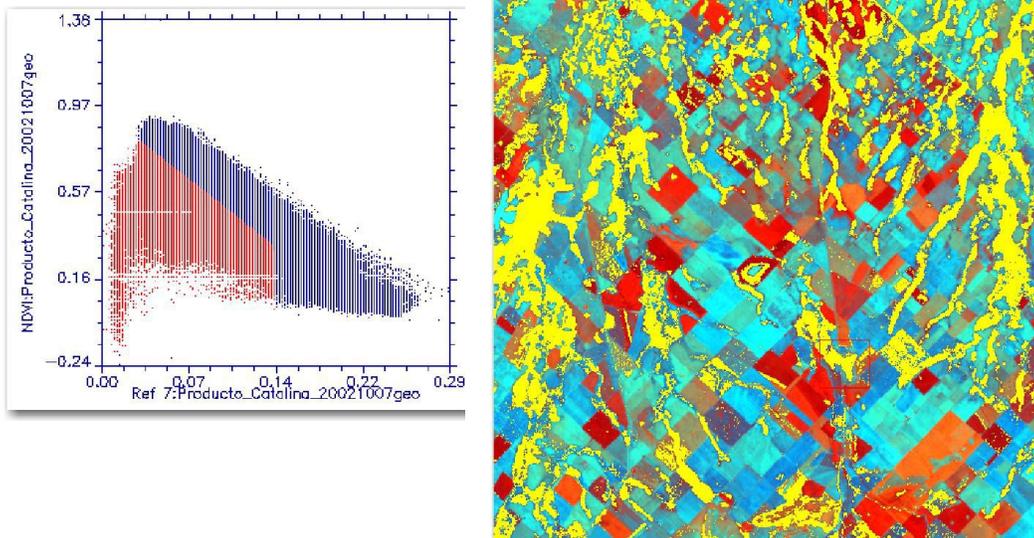


Figura 4.7 – Bi-plot entre la banda SWIR (Ref 7) y NDVI; Arroyo Santa Catalina, Azul, Bs As; Landsat 7, 7/10/2002

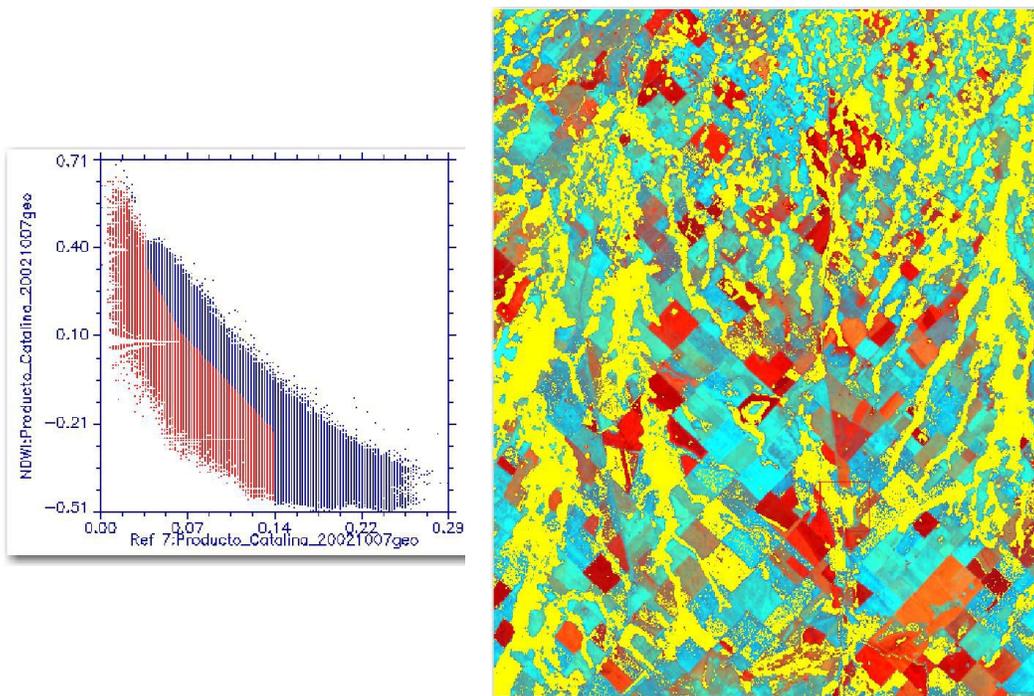


Figura 4.8 – Bi-plot entre la banda SWIR (Ref 7) y NDVI; Arroyo Santa Catalina, Azul, Bs As; Landsat 7, 7/10/2002

### 4.3 Validación y análisis de la metodología para identificar las VSAs

Con el objeto de verificar que las áreas delimitadas con el bi-plot entre SWIR y NDWI representan las VSAs de la zona, se compararon de manera cualitativa con información obtenida en campo, mapas de suelo (INTA) y datos topográficos (DEM - cartas del IGN).

En la Figuras 4.9 se demarcaron sectores que fueron caracterizados como VSAs con la metodología del bi-plot para compararlos con información de salidas al campo, fotos aéreas e imágenes satelitales de alta resolución. En la misma figura se presentan algunas fotos que muestran el estado de dichos sectores en fechas con niveles freáticos altos.

Esta comparación muestra que las VSAs delimitadas con el bi-plot presentan encharcamiento y saturación del suelo cuando los niveles freáticos están próximos a la superficie del terreno. Esta correspondencia es una evidencia de que las áreas delimitadas pueden asociarse al proceso de VSAs.



Figura 4.9 – Sector 1: Paisaje de depresiones y bajos encharcados (09/10/2002, IHLLA); Sector 2: Depresión encharcada en áreas con vegetación (06/12/2002, IHLLA); Sector 3: Ensanche de la red de drenaje (26/08/2012, IHLLA)

En la Figura 4.10a se presenta un mapa de suelos donde se han seleccionado los suelos que presentan problemas hídricos con una capacidad de uso mayor de IV (suelos que necesitan grados crecientes a intensos de cuidado y protección para uso agrícola – ganadero o forestación). Estos suelos en función de su capacidad de uso presentan la característica de tener un drenaje pobre, humedad excesiva, capa de agua alta (freática o suspendida) y anegabilidad.

En la Figura 4.10 b, c y d se presenta la máscara de área saturada obtenida con el bi-plot SWIR – NDWI en la cuenca del Arroyo Santa Catalina para diferentes condiciones húmedas. En las figuras se observa que existe una correspondencia en la zona media y baja de la cuenca entre las VSAs determinadas con las imágenes y el mapa de suelos con problemas hídricos. En cambio, no se corresponden las VSAs con los suelos en la zona de cabecera de la cuenca.

La cuenca media y baja tiene una pendiente longitudinal del cauce del 0.12%, y pendientes de la superficie del terreno menores al 2%. La correspondencia de las VSAs con suelos que presentan problemas hídricos puede explicarse a partir de la génesis de estos últimos. Generalmente en zonas planas y bajas la formación de estos tipos de suelo está asociado a la permanencia frecuente de niveles freáticos altos durante periodos largos de tiempo, siendo esta una de las características de las VSAs.

En cuenca alta las áreas saturadas se distribuyen sobre la ladera de las sierras o al pie de las mismas. Mientras que los suelos con problemas hídricos se ubican en el fondo del valle. Esto puede ser causa que los niveles freáticos no son un factor determinante en la formación de las VSAs en esta zona, ellas dependen de la presencia de un substrato impermeable poco profundo (Beven, 2001). Estas condiciones generan un flujo subsuperficial rápido que genera encharcamiento al pie de la ladera.

El análisis cualitativo realizado entre las diferentes fuentes de información con la máscara obtenida del bi-plot permite probar que la técnica utilizada para delimitación de áreas saturadas es adecuada. Considerando estos resultados se adoptó al bi-plot de las bandas del SWIR y NDWI como una adecuada herramienta para la detección de VSAs en zonas de pendientes moderadas - bajas.

Los mapas VSAs confeccionados se visualizaron sobre sus respectivas imágenes compuestas SWIR-NIR-NDWI en las Figuras 4.11 y 4.12.

La cantidad de imágenes satelitales analizadas permitió reproducir el estado de saturación del suelo en la zona para distintos periodos entre los años 1997 - 2009. Entre estas fechas se alternaron periodos hidrológicos secos y húmedos en la región, donde se destaca la sequía del 2008 – 2009 y las crecidas extraordinarias ocurridas en 2001 y 2002. Estas variaciones hidrológicas permitieron determinar la evolución temporal y areal de la VSAs en la zona. Los mapas de VSAs obtenidos con la metodología propuesta se presentan en el Anexo 2 de la presente tesis.

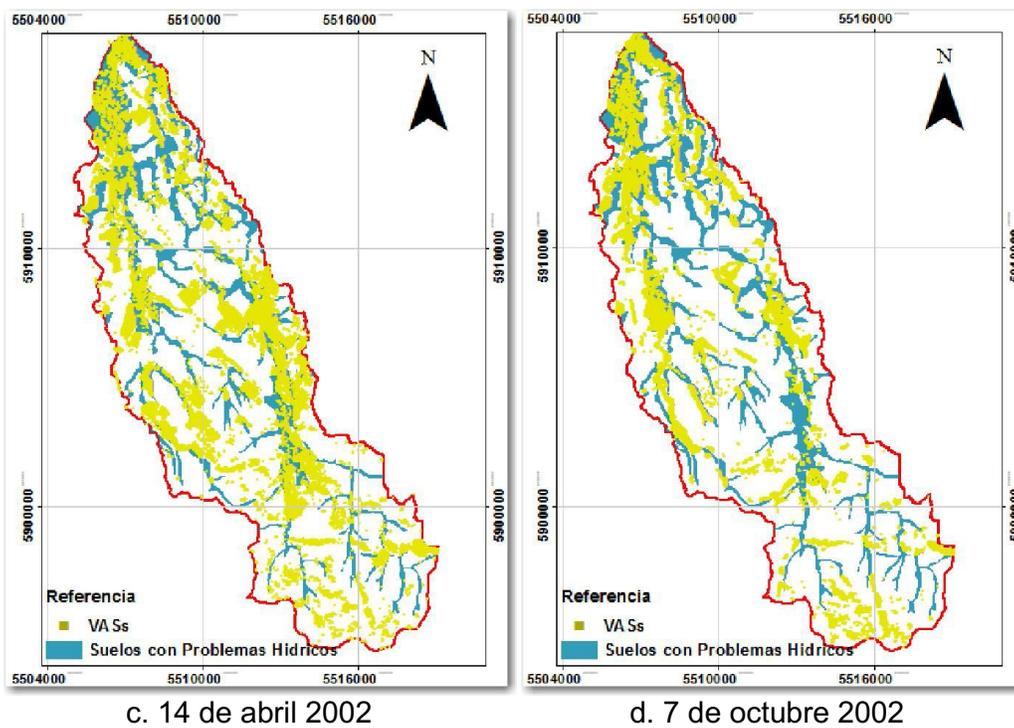
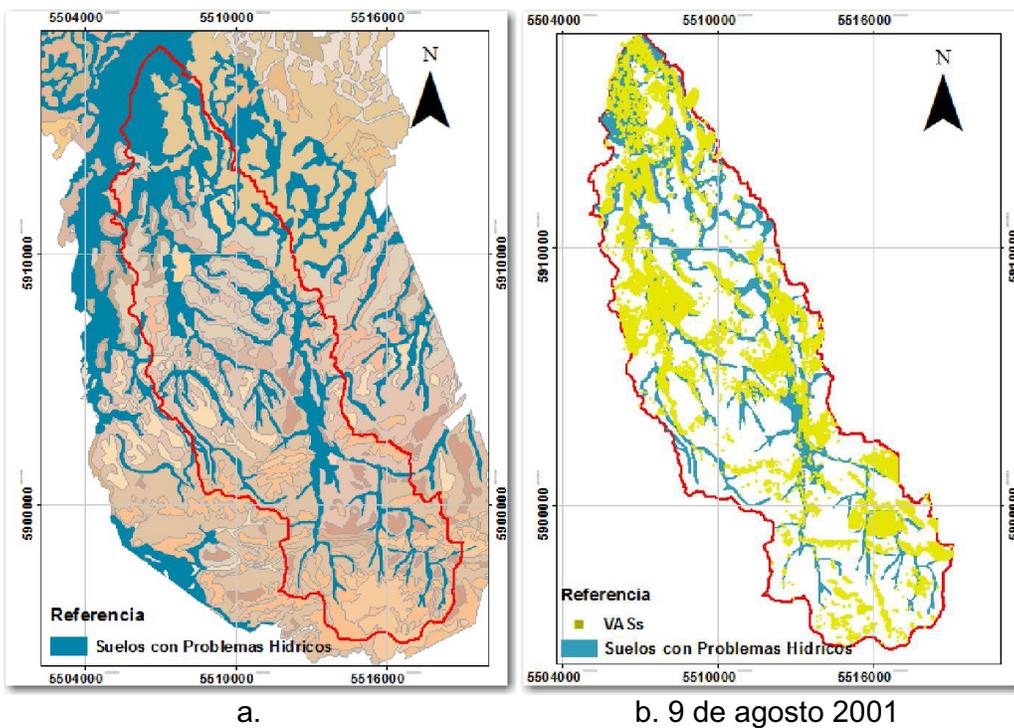


Figura 4.10 – a. Mapa extraído de las cartas de suelos del INTA; b, c y d Mapa VSAs delimitados con imágenes satelitales para condiciones húmedas de la cuenca en diferentes fechas

Las VSAs determinadas para las distintas fechas presentan variaciones de tamaño, forma y distribución. Estos cambios se deben a la humedad antecedente del suelo, siendo más notorios entre los periodos secos y húmedos.

En periodos de sequía prácticamente no se identificaron áreas saturadas, como es el caso de las imágenes de la Figura 4.11 donde las profundidades freáticas son mayores a 3 m. Los pocos píxeles identificados con agua se pueden atribuir a zonas húmedas cercanas a arroyos o potreros regados (en la zona existen muchos campos con sistemas de riego, principalmente para el cultivo de la papa).

En los años donde se produjeron crecidas importantes las VSAs delimitadas para esas fechas se distribuyen mayoritariamente sobre la zona aledaña a la red de drenaje natural como se observa en la Figura 4.12. El resto de las VSAs cubren algunos potreros o parte de ellos donde se encuentran zonas bajas o bañados.

La presencia de áreas saturadas en las imágenes se corresponde con los niveles freáticos altos mientras que para niveles bajos no fue posible identificarlas. Al igual que tamaño de las VSAs, los niveles freáticos presentan fluctuaciones (entre 2 y 3 m) entre los periodos de sequías y crecidas.

Teniendo en cuenta esto se relacionaron las VSAs con los datos observados de profundidades freáticas (PF) de los pozos ubicados en la zona. Cada mapa de VSAs fue asociado con un valor de PF observado en la cuenca correspondiente a la fecha de la imagen satelital. El análisis realizado muestra que la saturación de los suelos en la zona baja de la cuenca es producto de las fluctuaciones de los niveles freáticos, coincidiendo con lo planteado por Sallies (1999).

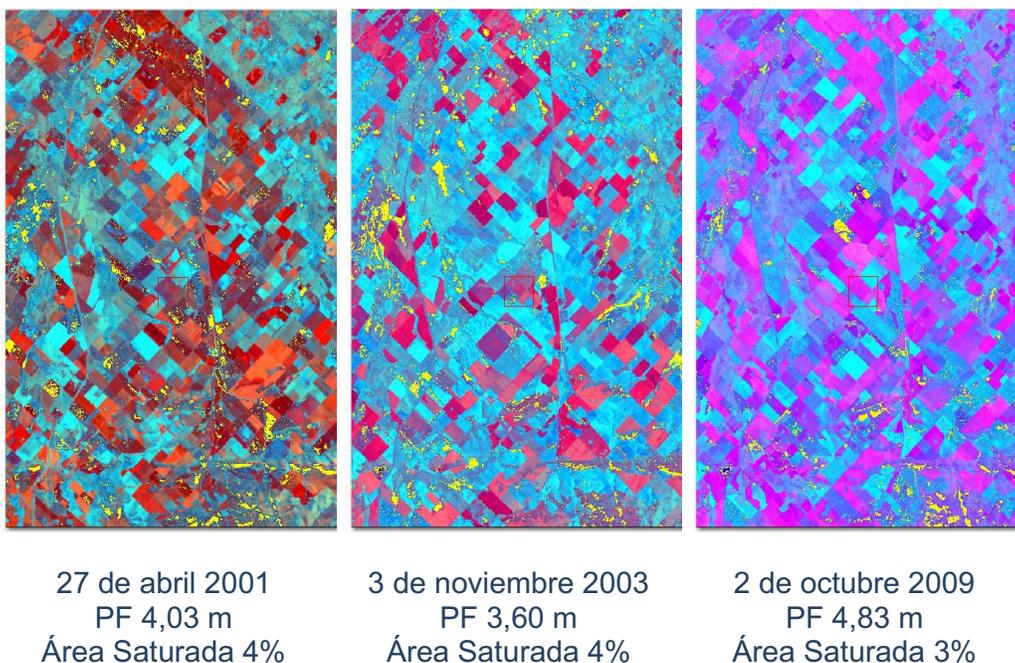


Figura 4.11 – Delimitación de las VSAs para distintas profundidades freáticas registradas en estación La Vanguardia

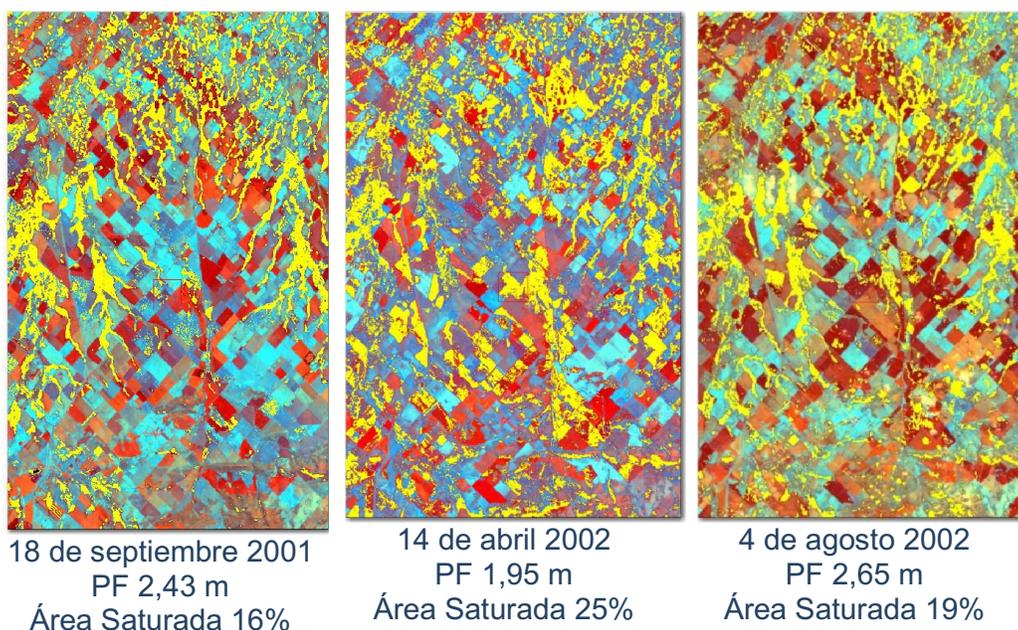


Figura 4.12 – Delimitación de las VSAs para distintas profundidades freáticas registradas en estación La Vanguardia

#### 4.4 Relación superficie saturada total – profundidad freática

El tamaño de las VSAs es variable en el tiempo durante el transcurso de un evento de lluvia. Además, en zonas de llanura, esta variación también depende de la fluctuación del nivel freático. Para verificar esto último, se investigó la relación entre el área saturada total de la cuenca y la PF representativa de la zona.

Los mapas de VSAs de la cuenca obtenidos con los bi-plots fueron relacionados con PF de los pozos ubicados en la zona. En ocasiones no coincide la fecha de la imagen con la de los registros de niveles. Para estos casos se realizó una interpolación lineal entre los valores observados para obtener una PF para la fecha correspondiente a la imagen.

Los pares de valores de VSAs y niveles freáticos para cada fecha se graficaron en un eje cartesiano, para luego ajustar una expresión matemática que represente la relación que existe entre ambas variables.

En cada mapa de VSAs se determinó la superficie en  $\text{km}^2$  suelo saturado dentro de los límites de la cuenca del Arroyo Santa Catalina. En la Tabla 4.2 se presenta la fecha de cada imagen, los  $\text{km}^2$  de VSAs dentro de la cuenca y la correspondiente PF.

Los niveles utilizados corresponden al pozo de la estancia La Vanguardia que se ubica dentro de la cuenca. Cuando no había datos de dicho pozo se tomó como profundidad freática el resultado de la correlación entre los registros de La Vanguardia, Loma Pampa y La Firmeza.

Tabla 4.2 – Relación entre las VSAs y las profundidades freáticas de la estación La Vanguardia

Fecha Adquisición	PF [m]	Area saturada	
		[km2]	[%]
30-Oct-96	3,87	4,27	3%
8-Apr-97	4,6	2,79	2%
27-Jun-97	4,2	6,35	5%
17-Aug-98	3,65	5,66	4%
9-Feb-99	4,28	3,24	2%
12-Aug-99	4,28	4,57	3%
29-Sep-99	4,11	2,37	2%
7-Mar-00	4,30	4,54	3%
24-Apr-00	3,83	7,29	5%
10-May-00	3,69	3,08	2%
26-May-00	3,50	6,56	5%
13-Jul-00	3,55	6,10	4%
22-Feb-01	4,06	1,89	1%
27-Apr-01	4,01	6,04	4%
9-Aug-01	2,99	20,10	14%
18-Sep-01	2,50	16,75	12%
23-Dec-01	2,95	7,81	6%
5-Mar-02	2,45	24,25	17%
14-Apr-02	1,99	32,81	23%
4-Aug-02	2,67	23,51	17%
7-Oct-02	2,56	13,95	10%
24-Nov-02	1,94	36,56	26%
3-Nov-03	3,58	5,68	4%
20-Oct-04	3,70	4,98	4%
7-Oct-05	3,85	3,83	3%
26-Oct-06	3,77	4,35	3%
2-Oct-09	4,53	5,51	4%
18-Oct-09	4,30	10,11	7%

Para una mejor comprensión de la importancia del fenómeno de las VSAs en zonas de llanura, se ajustó una curva teórica a la relación entre el VSAs, expresada en porcentaje del área total y la PF. Esta relación se presenta en la Figura 4.13 donde se observa que las variables se relacionan de forma exponencial creciente.

Se encontró que a medida que disminuye la profundidad freática, aumenta la superficie VSAs en la cuenca. Ajustes similares han sido obtenidos por otros autores, por ejemplo, Seibert et al. (2003) determinaron relaciones similares al contrastar las PF y el escurrimiento; Sørensen et al. (2006) relacionaron mapas de VSAs determinados con distintas formulaciones  $I_{Top}$  con información de especies de plantas, pH del suelo, PF y humedad del suelo.

En áreas de llanura, Preciado (2008) y Badano (2010) encontraron relaciones entre el agua libre sobre la superficie del terreno vs profundidad freática en zonas de llanura, obteniendo ajustes exponenciales similares al encontrado en esta tesis.

Teniendo en cuenta la relación obtenida se observa que para PF menores a 2 m, el área saturada supera el 23% de la superficie total, mientras que para profundidades freáticas mayores a 4 m, el porcentaje se reduce al 5%.

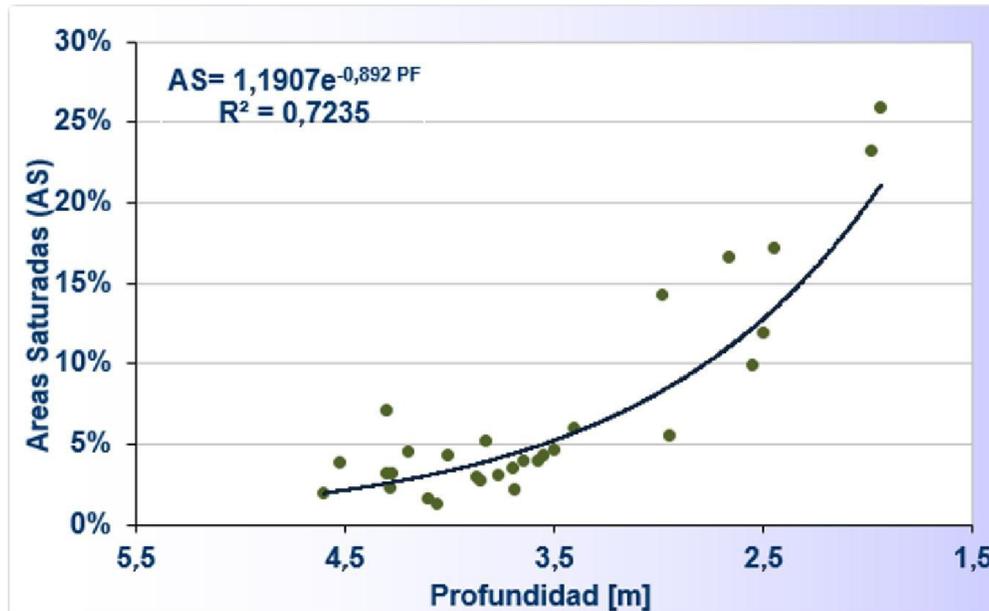


Figura 4.13 – Relación entre área saturada en % dentro de la cuenca y la profundidad freática

#### 4.5 Conclusiones del capítulo

La alta correspondencia espacio-temporal entre los mapas de VSAs obtenidos a partir de imágenes de sensores remotos con los relevamientos de campo, fotografías aérea y la información de suelos permite concluir que la metodología de bi-plot SWIR vs NDWI se muestra adecuada para identificar zonas extensas de VSAs en sistemas de llanura.

El ploteo de ambas bandas no presenta zonas de transición, pudiéndose identificar bien las zonas húmedas, suelo secos y vegetación. La técnica resultó favorable tanto para escenarios con estados húmedos y secos de la cuenca.

Los resultados obtenidos con esta técnica alientan a estudiar distintas herramientas estadísticas que brinden elementos para mejorar o sistematizar la identificación de las zonas saturadas. Esto permitiría que el análisis cambie de exploratorio descriptivo a una metodología sistemática para la cuantificación de las VSAs a partir de imágenes satelitales en zonas de llanura.

Se encontró una relación entre las áreas saturadas totales y las profundidades freáticas en la cuenca en estudio, con un coeficiente de correlación de 0.72. La relación obtenida indica que las VSAs influyen significativamente en el proceso de transformación precipitación-escurrentía en la cuenca, ya que para profundidades freáticas menores a 2,0 m, el área saturada supera el 25% de la superficie total, mientras que para profundidades freáticas mayores a 4,0 m, el porcentaje se reduce al 5%.

Las VSAs no alcanzan a representar ni la mitad de la superficie de la cuenca en estudio, solo cubren una porción menor durante los eventos (15-23%). Sin embargo son extremadamente importantes para la generación de escurrentía cuando los niveles freáticos se encuentran a poca profundidad.

## CAPÍTULO 5

# ***Análisis de los mecanismos generadores del escurrimiento en la cuenca experimental con el modelo MIKE SHE***

Con el objeto de analizar los mecanismos generadores de escurrimiento y evaluar la correspondencia de los mismos con la distribución espacial de áreas saturadas se realizó una modelación hidrológica distribuida y continua por medio de la aplicación del software MIKE SHE (Refsgaard y Storm, 1995). La aplicación del modelo comprendió las etapas de implementación y calibración para un período de tiempo suficientemente largo, que incluyó un rango amplio de variación de PF y condiciones de freática en superficie en los sectores bajos.

### **5.1 Implementación del modelo**

#### ***5.1.1 Dominio y desagregación espacial***

Para la aplicación del modelo numérico fue necesario delimitar un dominio de trabajo para acotar el área de estudio. La configuración del dominio se sustenta en la de establecer con mayor certidumbre y simplicidad las condiciones de borde del flujo superficial y subterráneo.

En áreas de llanura donde el relieve es muy suave no hay una superficie de aporte claramente definida por efecto del intercambio de agua que se produce con las áreas vecinas. En *zonas planas* es aconsejable cuando se realiza una modelación hidrológica distribuida expandir el dominio a áreas fuera de los límites de la cuenca (Scioli, 2009; Scioli y Villanueva, 2011) para poder representar los trasvase entre las divisorias de agua topográficas.

Posteriormente, en función de la información disponible se realiza la discretización espacial del dominio con el objetivo de representar adecuadamente los procesos intervinientes en la generación de escorrentía sin tener un costo alto en el tiempo de la simulación.

El dominio espacial del modelo numérico comprende la cuenca del Arroyo Santa Catalina y una zona ubicada entre la RN 3 y el camino Martín Fierro a la altura de la cuenca baja como se muestra en la Figura 5.1. La configuración del dominio se sustenta en la de establecer con mayor certidumbre y simplicidad las condiciones de borde del flujo superficial y subterráneo.

La condición de borde para el flujo superficial fue definida en sector serrano por la divisoria de aguas de la cuenca del Arroyo Santa Catalina. Mientras, que en los sectores de pendientes bajas, como dominio del modelo fue adoptada la cuenca media-baja del Arroyo Santa Catalina y las cuencas de los pequeños cauces de la región ubicada entre la RN 3 y el camino Martín Fierro (Figura 5.1). En este último sector no se tuvieron en cuenta los límites internos entre dichas cuencas. Al no considerar estas divisorias es posible representar el trasvase de agua en este sector.

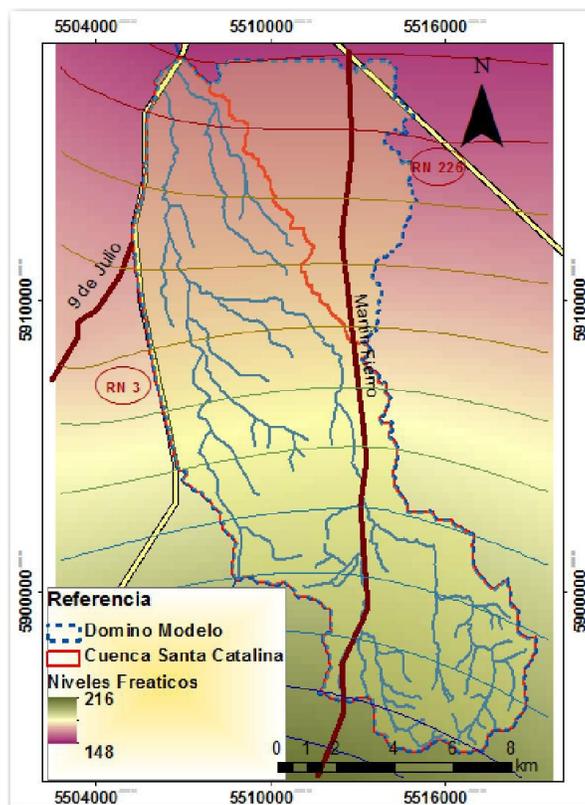


Figura 5.1 – Dominio del modelo hidrológico distribuido MIKE SHE.

Para determinar las condiciones de borde del flujo subterráneo fue superpuesto el dominio adoptado para el flujo superficial con un mapa de la superficie freática de la zona, como se muestra en la Figura 5.1. Si bien, en la cuenca media-baja, existen algunos sectores donde la piezometría muestra posibles zonas de entrada y/o salida de flujo del dominio del modelo, en general, las líneas equipotenciales pueden considerarse perpendiculares al límite del dominio. Esto implica asumir que no exista intercambio de flujo entre el dominio y el resto de la región. Por ello se consideró como flujo nulo a la condición de borde para los flujos subterráneos en estos sectores

En el sector de cuenca alta se presentan afloramientos rocosos que demarcan la divisoria de agua superficial, teniendo en cuenta esto, se consideró que la cuenca de agua subterránea es coincidente con la superficial en este sector. La condición de borde adoptada para el flujo subterráneo en cuenca alta fue de flujo nulo

La resolución de la información topográfica y la escala de trabajo permitieron implementar el modelo con una adecuada desagregación espacial del dominio. Se consideró un tamaño de grilla de 90 m que permitió estudiar los distintos procesos de generación de escorrentía. Esta desagregación genera aproximadamente 22.000 celdas que constituyen los 176,9 km<sup>2</sup> del dominio.

### **5.1.2 Datos climáticos**

La implementación del modelo fue realizado para un periodo donde se tenían datos registrados de la mayor cantidad de variables meteorológicas. Por consiguiente, el periodo de simulación quedó definido entre los años 1998 y 2003 inclusive. Para estos 6 años se tiene información de precipitación, temperatura, PF y caudales observados de crecidas extraordinarias.

#### Precipitación

La precipitación es un dato de entrada al modelo, utilizada para la simulación de los procesos hidrológicos presentes en el sistema. Es importante cuantificar la magnitud y la distribución de las precipitaciones a fin de obtener una adecuada representación del evento.

La pluviometría puede ser ingresada en el modelo en forma distribuida o puntual. Para explotar las características de la modelación hidrológica distribuida planteada en este trabajo es lógico pensar en implementar el modelo con una lluvia distribuida arealmente en toda la cuenca (por ejemplo precipitación estimada por imágenes de radar meteorológico). Lamentablemente no se cuenta con este tipo de información en el área de estudio por lo tanto se utilizan datos puntuales de la red de pluviómetros presentada en la Figura 3.3a

Los datos puntuales se interpolan mediante el método de los polígonos de Thiessen para obtener valores areales de la precipitación.

El modelo se implementó para el periodo de simulación con los datos pluviométricos registrados por la estación Azul Aero del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y por los pluviómetros instalados en las estancias La Vanguardia, Siempre Amigos, fábrica militar FANAZUL y Monasterio Los Trapenses. Estos datos se interpolaron con el método de polígonos de Thiessen para obtener una ponderación areal de la precipitación sobre el dominio del modelo como se presenta en la Figura 5.2.

#### Evapotranspiración

El modelo determina la evapotranspiración real (ETR) (evaporación de agua desde el suelo y la transpiración de las plantas) mediante el método de Kristensen y Jensen (1975) a partir de una tasa de evapotranspiración potencial (ETP), que es función de factores meteorológicos.

La ETP es un dato de entrada al modelo, la misma representa la extracción potencial de agua del sistema. Esta información puede ser ingresada al modelo como series distribuidas espacial y temporalmente o simplemente como una única serie temporal para todo el dominio del modelo.

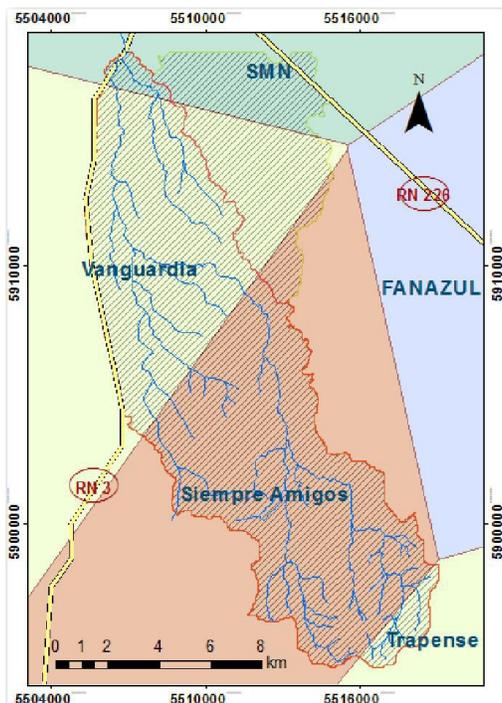


Figura 5.2 – Información pluviométrica ponderada arealmente con el método de los polígonos de Thiessen

La evapotranspiración real (ETR) está condicionada por el uso del suelo y la disponibilidad de humedad en el mismo, siendo siempre menor o a lo sumo igual a la ETP. Los usos de suelo pueden ser representados mediante las características del follaje y de las raíces de la vegetación, las cuales se parametrizan en el modelo a través de un índice de área foliar (LAI), y una profundidad máxima de las raíces de la vegetación (RD). Además de estos parámetros, el modelo requiere la estimación de cinco parámetros específicos ( $C_{int}$ ,  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3$  y AROOT) que pueden ser adoptados de acuerdo a las recomendaciones existentes en la bibliografía (Liu et al., 2007; DHI, 2005). Estos últimos parámetros se adoptan uniformes para todo el dominio del modelo.

Otros parámetros necesarios para determinar la ETR con el método citado son la humedad residual, los puntos de marchitez y capacidad de campo del suelo, los cuales son obtenidos de la información de suelo ingresada en el módulo de flujo en zona no saturada.

Para calcular la ETR fue necesario ingresar como dato de entrada la ETP para el periodo simulado (1998 – 2003). Los valores de la evapotranspiración potencial se determinaron por el método de Thornthwaite (1948) con las temperaturas medias registradas en la estación Aero Azul perteneciente al SMN.

La ETP se consideró constante en toda la superficie de la cuenca de estudio, esta variable no presenta variaciones significativas en la escala de trabajo utilizada. En consideración la ETP se implementó como una serie temporal distribuida uniformemente sobre todo el dominio del modelo.

Aunque la ETR está condicionada por el uso del suelo, en este trabajo se utilizaron las características del follaje y de las raíces de la vegetación en función de una media de la vegetación presente en la cuenca. El uso del suelo se reparte durante todo el año principalmente entre pasturas, cultivos extensivos y suelo desnudo - rastrojo.

La Tabla 5.1 presenta valores máximos del índice de área foliar y de la profundidad radicular determinados en el trabajo de la UTN–FRA (2007). Para la implementación del modelo en la cuenca de estudio se consideraron los parámetros del índice de área foliar igual 5 y la profundidad radicular 0,7 m (estos valores son una ponderación de las principales coberturas de la cuenca durante el año y del crecimiento del cultivo).

Tabla 5.1 – Valores máximos del índice de área foliar y profundidad radicular, UTN–FRA (2007)

Cultivo	Índice de área foliar	Profundidad de Raíz [m]
Maíz	10,0	1,2
Soja	9,5	1,2
Trigo	5,5	1,8
Girasol	5,8	2
Pasturas	2,5	0,3

Los demás parámetros que requiere el modelo Kristensen y Jensen (1975) se adoptaron similares a los utilizados por Badano (2010) en la implementación del MIKE SHE en una cuenca en zona de llanuras. En dicho trabajo la adopción de los valores de  $C_{int}$ ,  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3$  y AROOT se sustentó en las recomendaciones existentes en la bibliografía (Stisen et al., 2008; Liu et al., 2007; Thompson et al., 2004; Vázquez y Feyen, 2003).

Los valores de los parámetros específicos del modelo Kristensen y Jensen (1975) utilizados en la modelación se presentan en la Tabla 5.2. Estos valores fueron implementados de forma uniforme para todo el dominio del modelo. La información del suelo necesaria para el cálculo de la ETR es obtenida del módulo de flujo en zona no saturada.

Tabla 5.2 – Parámetros específicos del modelo de evapotranspiración de Kristensen y Jensen (1975)

Parámetro	Descripción	Rango Bibliografía	Valor adoptado
$C_{int}$ [mm]	Representa la intercepción de follaje	0,005 - 0,07	0,05
$C_1$	Influencia del LAI sobre la transpiración vegetal	0,28 - 0,31	0,3
$C_2$		0,07 - 0,5	0,2
$C_3$ [mm/día]	Influencia en extracción radicular del grado de humedad del suelo	5,0 - 20	20
AROOT	Variación de la tasa de extracción radicular a lo largo de su profundidad	0,09 - 2,0	0,25

### **5.1.3 Flujo superficial**

El módulo que permite calcular el flujo superficial no encauzado requiere un modelo digital de elevación representativo del terreno, una distribución espacial del almacenamiento específico en depresiones, de alturas iniciales de agua sobre el terreno y del coeficiente de rugosidad para este tipo de flujo.

Dependiendo de la resolución del DEM y desagregación utilizada en la modelación, el almacenamiento específico puede ser representado directamente por la topografía (Scioli, 2009; Scioli y Villanueva, 2011). Con celdas pequeñas es posible representar las depresiones y ondulaciones existentes en el terreno, en cambio para celdas mayores a 500 o 1000 m esto no es posible, siendo necesario estimar en cada celda el almacenamiento específico (Badano, 2010).

Como base topográfica se utilizó el DEM operacional presentado en la Figura 3.2d que fue determinado según el procedimiento descrito anteriormente en el ítem 3.4.1. Este modelo se generó a partir del SRTM – NASA, cartas del IGN, imágenes satelitales y relevamientos topoaltimétricos. La resolución espacial de este DEM se adecuó a la desagregación del dominio del MIKE SHE, se modificó el tamaño de la celda de 30 a 90 m. El nuevo DEM (DEM 90 m) se construyó asignando a una celda de 90 m el valor promedio de las 9 celdas de 30 m.

Con la nueva desagregación de la información topográfica también es posible representar adecuadamente el relieve de la zona. El nuevo DEM de 90 m implementado en el modelo permite identificar depresiones generales, cubetas de deflación, cauces principales, ondulaciones, etc. presentes en el paisaje de llanura (Scioli, 2009). Con el nivel de detalle que presenta el nuevo DEM fue posible representar el almacenamiento específico del agua sobre el terreno.

Como el periodo de simulación comienza en una fecha coincidente con una prolongada sequía se adoptó como nula la altura de agua sobre la superficie del terreno. Además se comenzó la simulación un año antes del periodo considerado para la calibración del modelo para que las condiciones iniciales del sistema no afecten los resultados.

El mapa de altura de agua sobre la superficie del terreno es una condición inicial del sistema, representa el estado del sistema en el instante previo al periodo de simulación. Esta información influye sobre los resultados cuando se realiza una modelación de eventos. Cuando se plantea una simulación continua (modelación para un largo periodo de tiempo) estas condiciones pueden ser determinadas con un período de precalentamiento del modelo que consiste en extender el periodo de simulación varios días antes del período de estudio. Este proceso independiza al modelista de conocer el estado del sistema al momento de la simulación.

El coeficiente de rugosidad es uno de los parámetros en el modelo de onda difusiva que utiliza el MIKE SHE para resolver el flujo superficial. Este coeficiente puede ser ingresado como un valor uniforme, distribuido espacialmente y /o temporalmente.

El coeficiente de rugosidad de la superficie del terreno varía en función de una agrupación de factores de resistencia al flujo (tirante de agua sobre el terreno y de la altura, disposición y densidad de los elementos de rugosidad), ajustes numéricos y factor de escala. Teniendo en cuenta esto y dado que no se contó con datos de escurrimiento distribuidos se adoptó como hipótesis simplificativa un valor uniforme para el coeficiente de rugosidad de flujo superficial dentro del rango sugerido en la literatura internacional. Para una estimación inicial del coeficiente se utilizó un valor dentro del rango recomendado por la literatura (Donigian y Davis, 1978; Donigian et al., 1983; Morgan, et al. 1998 y U. S. Environmental Protection Agency, 2000).

Trabajos como los realizados por Cazenave (2005), Scioli (2009) y Badano (2010) muestran que se obtienen buenos resultados de la simulación del flujo superficial en zonas de llanura considerando un único valor de rugosidad para todo el dominio del modelo. Los buenos resultados obtenidos en dichos trabajos demostraron que el flujo superficial puede ser representado adecuadamente con un valor uniforme de este coeficiente para toda la cuenca.

El MIKE SHE se implementó con un único valor del coeficiente de rugosidad superficial para todo el dominio del modelo. Como este coeficiente es un parámetro de calibración, se estimó un valor inicial de 0,18, coincidente con el obtenido por Scioli (2009), donde implementó el modelo cuasi bidimensional SSHH I desarrollado por Riccardi (2000) y Renteria y Stenta (2003) para representar la dinámica del flujo superficial en zona de llanuras.

#### **5.1.4 Flujo encauzado**

El modelo hidrológico está acoplado al modelo hidrodinámico unidimensional MIKE 11. La interrelación de ambos modelos permitió representar el intercambio bidireccional de agua superficial o subterránea entre la cuenca y los distintos cursos.

Para la implementación del modelo hidrodinámico fue necesario caracterizar desde el punto de vista físico y morfológico los cursos de agua. La geometría de los cauces se representó con secciones transversales del curso, las cuales fueron determinadas mediante el análisis de relevamientos topoaltimétricos, imágenes satelitales de alta resolución, DEM operacional y cartas del IGN.

En función de la sedimentología, la morfología y tipo de cobertura de los cauces se adoptaron coeficientes necesarios para la modelación. Uno de ellos fue el coeficiente de Manning que representa la rugosidad, generando resistencia al flujo. El mismo fue adoptado de la bibliografía (Chow, 1959; Barnes, 1967) y de trabajos realizados en regiones con similares características (Scioli, 2009).

El otro coeficiente ( $k$ ) es utilizado por el modelo para determinar la conductancia del lecho del cauce, parámetro que regula la interacción río acuífero. El valor de este coeficiente fue adoptado por un valor de 0,00001 en función de bibliografía consultada (Henriksen et al., 2003; Thompson et al., 2004; Zhang et al., 2008; DHI 2005).

La red de drenaje está compuesta por 9 cauces donde se incluyen canales de primer y segundo orden (Figura 5.3). Las pendientes de los diferentes tramos del Arroyo Santa Catalina fueron determinadas con las cotas de fondo relevadas en las campañas topográficas realizadas. Las pendientes de los sectores del arroyo que no fueron relevados se calcularon con las cartas del IGN.

Otra información relevada en las salidas de campo fueron las secciones transversales del arroyo, el cauce se caracterizó midiendo su profundidad y ancho. En los tramos no relevados, parte de la información fue obtenida de imágenes satelitales de alta resolución y de la topografía digital (cartas IGN y DEM operacional).

Las secciones transversales se extendieron 250 m a cada lado de las orillas para representar con el modelo los desbordes del arroyo. La información topométrica de estas secciones fue extraída del DEM operacional.

Para esta etapa se consideró un coeficiente de Manning uniforme de 0,03 para todos los tramos del arroyo. Este valor corresponde según Chow (1959) a cursos naturales poco profundos sin vegetación en cauce.



Figura 5.3 – Topología implementada en el MIKE 11 para la modelación hidrodinámica de la red de drenaje

### 5.1.5 Flujo en zona no saturada

Esta zona comprende el perfil de suelo entre la superficie del terreno y el nivel freático. Las características de esta porción condicionan la infiltración, proceso que determina en periodos de lluvia la fracción de agua que percola de la que permanece en superficie, pudiendo originar flujo superficial. En periodos sin precipitación las propiedades del suelo también inciden en el proceso de evapotranspiración real.

El proceso de infiltración tiene un rol fundamental en la generación de escorrentía por el método hortoniano. El rol de esta zona comienza a decaer cuando el ascenso de los niveles freáticos genera que la escorrentía sea producto de la saturación del suelo. El modelo representa ambos procesos generadores del flujo superficial.

Para la modelación del flujo en esta zona fue necesario caracterizar el perfil del suelo mediante la humedad de saturación  $\theta_s$  y la humedad residual del suelo  $\theta_r$ , y las curvas de retención y conductividad hidráulica ( $K_0$ ).

Para la implementación del MIKE SHE se adoptó en el presente trabajo el modelo de Van Genuchten (1980) para la curva de retención y el de Van Genuchten - Mualem (Mualem, 1976) para la curva de conductividad hidráulica. Estas curvas son necesarias para aplicar el modelo de ecuación de Richards para el cálculo de la infiltración.

Los valores de estos parámetros pueden ser medidos experimentalmente en muestras de suelos o parcelas experimentales en la zona de estudio. Estos ensayos son escasos y no están suficientemente difundidos en la actualidad, de manera que no se conocen datos locales de estos parámetros característicos. La falta de esta información obliga a utilizar las escasas correlaciones existentes entre los parámetros del modelo y otros característicos del suelo que son frecuentemente medidos.

Una de las publicaciones existentes que correlacionan los valores de los parámetros de Van Genuchten y la textura del suelo son los publicados por Schaap y Leij (2000). Estas correlaciones permitieron obtener una primera aproximación del valor de los parámetros, siendo posible ajustar sus valores posteriormente en el proceso de calibración.

En la Tabla 5.3 publicada por Schaap y Leij (2000) pueden observarse los valores de los parámetros  $\theta_r$ ,  $\theta_s$ ,  $K_0$ ,  $\alpha$  y  $n$  para los modelos de Van Genuchten correlacionados con la textura del suelo. Aunque estos valores presentan desvíos estándar elevados se consideró apropiado utilizarlos como base para estimar curvas de retención y conductividad hidráulica a partir de la textura de los suelos. Estos valores fueron posteriormente reafirmados o ajustados por calibración, a partir de la evolución de los niveles freáticos.

Como el modelo permite ingresar en forma espacialmente distribuida la información del suelo se desagregó el área de estudio en función de la clasificación textural según el Unified Soil Classification System (USCS) presentado en la Figura 5.4.

Los suelos fueron clasificados como arenosos, francos, limosos y arcillosos, coincidentes con el grupo textural utilizado en el trabajo publicado por Schaap y Leij (2000). De esta forma la relación del tipo de suelo con los parámetros para de los modelos de Van Genuchten fue directa.

Tabla 5.3 – Valores de los parámetros de los modelos Van Genuchten y Van Genuchten/Mualen para suelos de distintas texturas (Schaap y Leij, 2000)

Textura	$\theta_r$ [cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		$\theta_s$ [cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]		$\text{Log}(\alpha)$ [1/cm]		$\text{Log}(n)$		$\text{Log}(K_o)$ [cm/dia]	
	media	desvio	media	desvio	media	desvio	media	desvio	media	desvio
Arenas <sup>1</sup>	0,052	0,043	0,396	0,056	-1,58	0,37	0,349	0,228	2,24	0,79
Franco <sup>2</sup>	0,056	0,091	0,512	0,132	-1,39	0,5	0,076	0,047	2,03	0,64
Limos <sup>3</sup>	0,031	0,058	0,428	0,078	-1,92	0,52	0,139	0,141	1,7	0,61
Arcillas <sup>4</sup>	0,098	0,109	0,512	0,108	-1,75	0,64	0,114	0,112	1,31	0,8

<sup>1</sup> Arenas, Franco - Arenoso, Arcillo arenosas, franco arcillo arenosos

<sup>2</sup> Franco, franco-arcillosos.

<sup>3</sup> Franco limosos, limosos.

<sup>4</sup> Arcilla,areno-arcillosos , arcillas limosas, Franco arcillo limoso.

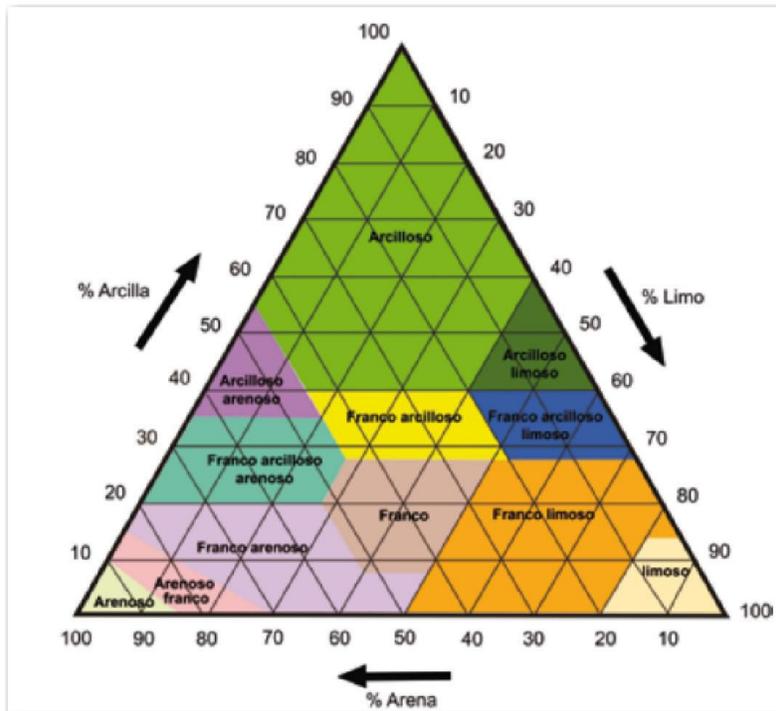


Figura 5.4 – Triángulo utilizado para la clasificación textural de los suelos según el USCS

Con la información de las cartas se determinó que porcentaje de cada serie compone cada unidad de suelo presente en el área de estudio. Como las series presentan información del contenido de arcillas, limos y arenas fue posible determinar mediante una ponderación simple la textura de cada unidad de suelo mapeada en el dominio del modelo.

Posteriormente cada unidad de suelo fue clasificada como arenosos, francos, limosos y arcillosos mediante el USCS con el objetivo de poder relacionarlos con el trabajo realizado por Schaap y Leij (2000), y así determinar los parámetros para caracterizar el perfil de cada suelo.

La Tabla 5.4 presenta la información extraída de las cartas del INTA y la clasificación textural de cada unidad de suelo. A cada tipo de textura de suelo se le asignaron los valores de los parámetros que caracterizan el perfil de suelo para la resolución de la ecuación de Richards (1931) y se implementaron en modelo de forma espacialmente distribuida como se muestra en la Figura 5.5.

Tabla 5.4 – Composición textural de la unidades de suelo en el área de estudio (INTA)

Unidades	Series	Arcillas [%]	Limos [%]	Arenas [%]	USCS
Ay4	LNE 50%	30,53	30,52	38,95	Franco
	Bch 40%				
	Np 10%				
Ay6	Ay 40%	40,43	35,92	22,91	Arcilla
	GG 30%				
	s/c 30%				
Bch	Bch 100%	18,96	19,46	61,57	Arena
Bch1	Bch 45%	29,93	29,17	40,90	Franco
	LNE 35%				
	LD 20%				
Bch2	Bch 70%	25,33	24,77	49,90	Arena
Bch3	LD 30%	25,98	28,32	45,70	Franco
	Bch 60%				
Bch6	LNE 20%	25,80	27,82	46,37	Franco
	LEs 20%				
	Bch 50%				
Bal	LNE 30%	28,73	30,49	40,78	Franco
	Sch 20%				
	Bal 60%				
Bal3	Bal 60%	30,25	30,14	39,61	Franco
	MP 20%				
	CC 20%				
Bal4	Bal 50%	25,75	31,38	42,87	Franco
	Bal 30%				
Bal14	Bal 60%	28,73	30,49	40,78	Franco
	MP 40%				
	CC 20%				
Bal26	Bal 40%	33,19	29,05	37,76	Franco
	CC 40%				
	SP 20%				
Bal27	Bal 40%	28,71	30,39	40,90	Franco
	MP 30%				
	CC 30%				
Bal28	Bal 40%	27,34	35,29	37,36	Franco
	MP 30%				
	EaA 15%				
	SaL 15%				

Unidades	Series	Arcillas [%]	Limos [%]	Arenas [%]	USCS
CC8	CC 40%	33,19	29,05	37,76	Franco
	Bal 40%				
	LA 20%				
CC11	CC 40%	31,67	29,40	38,93	Franco
	MP 20%				
	Bal 20%				
	SP 20%				
Che	Che 40%	31,15	39,78	29,07	Franco
	GG 40%				
	Tdf 20%				
Che1	Che 40%	32,86	40,04	27,09	Franco
	GG 20%				
	Mco 20%				
	Tdf 20%				
Che8	Che 50%	30,89	42,11	27,01	Franco
	GG 20%				
	LEs 20%				
	Tdf 10%				
Co206	Suelos alcalinos hidromórficos				
CoAoVi	Suelos alcalinos hidromórficos				
Cri	Cach 50%	26,20	29,19	44,61	Franco
	Ay 30%				
	Mco 20%				
Eg1	Eg 30%	25,10	27,15	47,75	Arena
	Cach 30%				
	Rch 30%				
	MCo 10%				
GG25	GG 40%	30,12	36,44	33,44	Franco
	Che 20%				
	Rch 20%				
	Tdf 20%				
GG26	GG 50%	34,02	38,50	27,48	Franco
	Mco 20%				
	Tdf 20%				
	Che 10%				
GG28	GG 60%	28,58	35,21	36,21	Franco
	Ay 30%				
	Che 10%				
LA14	Ta 100%	33,47	36,99	29,54	Franco

Tabla 5.4 – Composición textural de la unidades de suelo en el área de estudio (INTA) (continuación)

Unidades	Series	Arcillas [%]	Limos [%]	Arenas [%]	USCS
<b>LaB1</b>	EaA 40%	35,77	46,01	18,22	<b>Arcilla</b>
	LEs 30%				
	Np 30%				
<b>LD4</b>	LD 50%	33,97	33,85	32,18	<b>Franco</b>
	LNE 30%				
	SaL 10% Mñ 10%				
<b>LEs</b>	LEs 40%	38,68	39,17	22,15	<b>Franco</b>
	Mñ 40%				
	LD 20%				
<b>LEs4</b>	LEs 70%	36,92	42,25	20,83	<b>Franco</b>
	Mñ 30%				
<b>LEs5</b>	LEs 50%	37,38	42,29	20,33	<b>Franco</b>
	Np 30%				
	Mñ 20%				
<b>LEs7</b>	LEs 40%	31,78	42,89	25,33	<b>Franco</b>
	GG 30%				
	Che 30%				
<b>LEs15</b>	LEs 50%	34,83	39,99	25,18	<b>Franco</b>
	Mñ 30%				
	Sch 20%				
<b>MP1</b>	MP 70%	23,70	34,62	41,68	<b>Franco</b>
	TEs 30%				
<b>MP2</b>	MP 80%	22,72	32,07	45,21	<b>Franco</b>
	Bal 20%				
<b>MP4</b>	MP 70%	23,47	31,90	44,63	<b>Franco</b>
	Bal 30%				
<b>MP8</b>	MP 70%	23,47	31,90	44,63	<b>Franco</b>
	Bal 30%				
<b>MP9</b>	MP 30%	29,44	30,12	40,44	<b>Franco</b>
	Bal 30%				
	LA 20%				
	CC 20%				
<b>MP10</b>	MP 30%	24,23	31,72	44,04	<b>Franco</b>
	MP 30%				
	Bal 20%				
	Bal 20%				

Unidades	Series	Arcillas [%]	Limos [%]	Arenas [%]	USCS
<b>MP12</b>	MP 45%	24,23	31,72	44,04	<b>Franco</b>
	Bal 20%				
	Bal 20%				
	MP 15%				
<b>MP17</b>	MP 100%	21,20	32,42	46,38	<b>Franco</b>
<b>Que</b>	Que 70%	48,57	33,69	16,03	<b>Arcilla</b>
	Mñ 20%				
	Np 5%				
	EaA 5%				
<b>Rch</b>	Rch 40%	27,05	33,50	39,46	<b>Franco</b>
	Che 30%				
	Tdf 20%				
	Ay 10%				
<b>R igual</b>	Afloramiento rocoso 100%				
<b>Sch</b>	Sch 100%	24,38	34,83	40,79	<b>Franco</b>
<b>SaL</b>	SaL 100%	28,87	39,66	31,47	<b>Franco</b>
<b>TEs4</b>	TEs 40%	32,13	41,69	26,17	<b>Franco</b>
	EaA 30%				
	Ta 30%				
<b>TEs5</b>	TEs 40%	28,45	40,32	31,22	<b>Franco</b>
	EaA 30%				
	MP 30%				
<b>Ta30</b>	Ta 60%	33,68	34,09	32,23	<b>Franco</b>
	Az 40%				
<b>Ta31</b>	Ta 65%	33,89	35,06	31,05	<b>Franco</b>
	Az 30%				
	Np 5%				
<b>Ta32</b>	Ta 70%	35,65	36,73	27,62	<b>Franco</b>
	Mñ 20%				
	Np 10%				
<b>Ta33</b>	Ta 50%	31,17	38,32	30,51	<b>Franco</b>
	SaL 50%				

En cuanto a la discretización en capas de la zona no saturada para la resolución numérica, según las recomendaciones del DHI (2005), la parte superior del suelo debe ser discretizada con mayor detalle, con intervalos del orden de 3-5 cm, ya que es en esa zona donde se producen los mayores gradientes. El tamaño de celda puede aumentarse gradualmente hacia la parte inferior de la columna de suelo, dado que los gradientes disminuyen considerablemente. La utilización de una discretización más gruesa tiende a producir una sobreestimación de la capacidad de infiltración del suelo durante eventos de precipitación intensa.

En base a estas recomendaciones, se adoptó la discretización en capas de la zona no saturada. Para los primeros 40 cm se determinaron capas de 5 cm de espesor, mientras que el 1,6 m siguiente se discretizó en capas de 20 cm. El perfil se completó con capas de 1 m de espesor hasta una profundidad de 20 m. La napa freática no desciende en ningún momento de la simulación a esa profundidad, por lo que siempre existe continuidad entre el la zona no saturada y el flujo subterráneo.

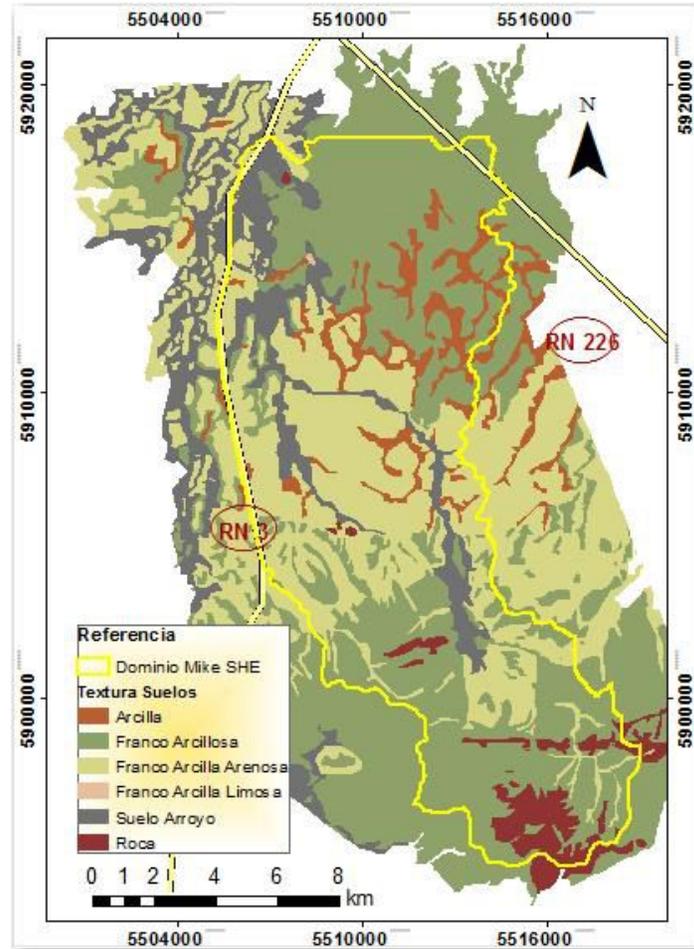


Figura 5.5 – Mapa de textura de las unidades de suelos, utilizado para la implementación del MIKE SHE (extraído de cartas del INTA 1:50.000)

### 5.1.6 Flujo en zona saturada

Con la descripción de la geología de la zona fue posible caracterizar las formaciones para representar el flujo subterráneo con la ecuación de Boussinesq (Liu et al., 2007). El modelo se implementó para simular el flujo subterráneo a través de un acuífero libre siendo el límite superior el nivel freático e inferior el basamento cristalino.

Las cotas del basamento cristalino fueron utilizadas como el fondo del acuífero. En el sector de cuenca baja se utilizaron los datos de elevación del basamento publicadas por Zabala (2009), quien analizó los resultados de sondeos eléctricos verticales (SEV) realizados por el IHLLA.

En la zona de cabecera se identificaron y mapearon los afloramientos del basamento cristalino. Las áreas identificadas se utilizaron en el modelo como zonas con muy poca permeabilidad. La ubicación de los afloramientos rocosos permitió estimar el espesor de suelo en la zona serrana. En función de la profundización del basamento y la distancia a los afloramientos se fue identificando la cota del fondo del acuífero. Esta información se utilizó en el modelo como una zona muy poco permeable.

Con la profundidad del basamento estimada en cuenca alta complementada con la recopilada en cuenca baja se conformó el mapa de cotas del fondo del acuífero presentado en la Figura 5.6a. En la Figura 5.6b se presenta el mapa de profundidad del basamento cristalino, donde pueden observarse las zonas con profundidad nula que corresponde a los afloramientos rocosos. Este último mapa es generado de la diferencia del DEM operativo utilizado como base topográfica y el mapa de la Figura 5.6a.

La formulación del modelo utilizado para simular el comportamiento del flujo en la zona saturada requiere un valor de permeabilidad horizontal, considerada isótropa, y uno de permeabilidad vertical para caracterizar el acuífero. También es necesario introducir un coeficiente de almacenamiento en caso de acuíferos confinados o bien el rendimiento específico en caso de acuíferos libres.

Para la permeabilidad horizontal se adoptaron los valores determinados con ensayos hidráulicos de pozos en la zona de estudio. Estos ensayos fueron realizados por el IHLLA y publicados por Varni (2005) y Zabala (2009). En cuanto a la permeabilidad vertical, se adoptaron valores un orden de magnitud menor a los utilizados para la permeabilidad horizontal. Posteriormente estos valores fueron ajustados/ratificados en la etapa de calibración.

Para el rendimiento específico se adoptó un valor dentro del rango publicado por Halcrow & Partners (1999) para el acuífero Pampeano en la zona de la cuenca del Salado. Para esta etapa se consideró adecuado la elección del parámetro dentro del rango mencionado debido a que la sedimentología del acuífero del área de estudio es similar a la del Pampeano.

En la Tabla 5.5 se presenta el rango posible y el valor adoptado de la permeabilidad horizontal y del rendimiento específico. Es válido mencionar que estos valores fueron ajustados o ratificados en la etapa de calibración del modelo. Estos parámetros se implementaron considerando una distribución homogénea en todo el dominio del modelo.

El modelo se configuró para que represente la interacción río acuífero, para esto fue necesario ingresar el valor del coeficiente de pérdida del cauce, en este trabajo se utilizó un valor de  $0.00001 \text{ S}^{-1}$  propuesto por DHI (2005). Este coeficiente es utilizado por el modelo para determinar la conductancia del lecho. Para el cálculo también se utiliza la conductividad hidráulica del suelo y las características geométricas de la grilla del dominio.

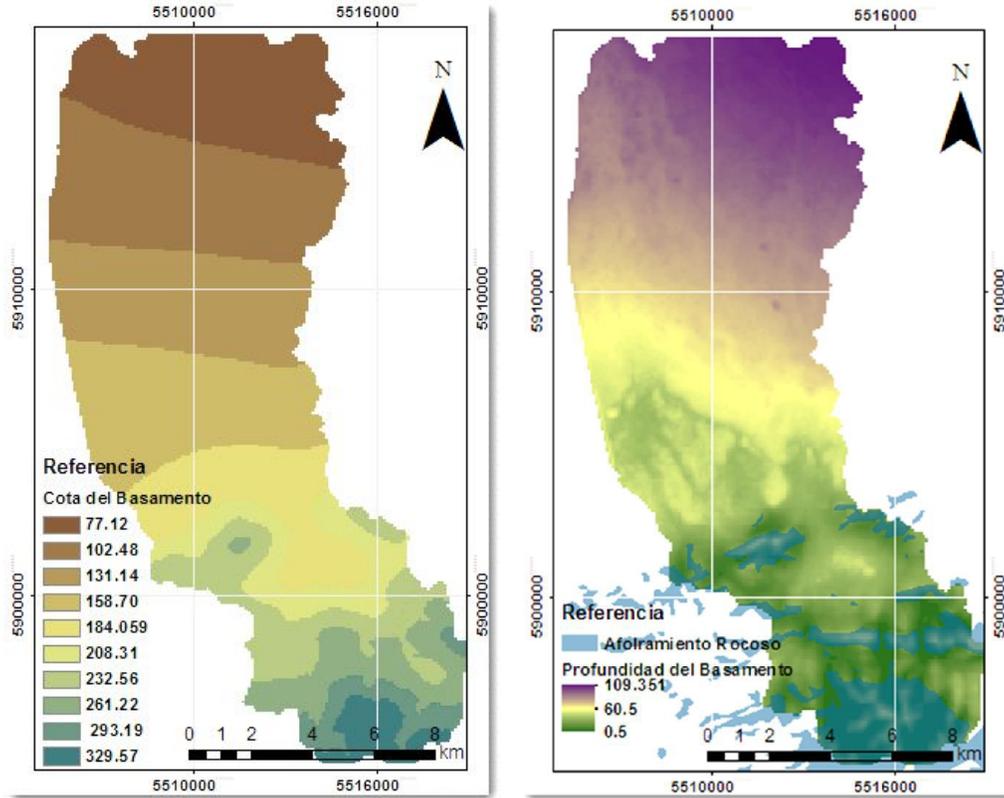


Figura 5.6 – a. Mapa de cotas del fondo del acuífero en el dominio del modelo. – b. Mapa de profundidades del basamento cristalino junto al mapa de afloramientos rocosos

Tabla 5.5 – Valores de permeabilidad horizontal y rendimiento específico utilizados para la implementación del MIKE SHE

<i>Unidades</i>	<i>Permeabilidad Horizontal [m/d]</i>		<i>Rendimiento específico [-]</i>		<i>Publicado</i>
	<i>Rango</i>	<i>Adoptado</i>	<i>Rango</i>	<i>Adoptado</i>	
<b>Acuífero libre Cuenca Santa</b>	0,2 -12	6	-	-	Zabala (2009)
<b>Acuífero Pampeano</b>	0,5 - 5	5	0,05 - 0,1	0,075	Halcrow & Partners (1999)

Las condiciones de borde (CB) se plantearon en función de los mapas de isofreática y el dominio del modelo. La información observada de los niveles freáticos fue utilizada en el modelo como condición inicial.

Para la implementación del modelo se utilizaron dos tipos de CB, flujo nulo y gradiente constante. Esta última fue asociada solo al límite norte del modelo, el cual es coincidente con una de las líneas isofreáticas. La CB de gradiente permite un caudal de intercambio entre el dominio modelado y su entorno. El valor de este gradiente se determinó analizando los mapas de niveles freáticos confeccionados para diferentes fechas.

Como se mencionó en el ítem 5.1, el dominio del modelo fue adoptado en función de la cuenca superficial y de los mapas de niveles freáticos. Los límites este y oeste del modelo son prácticamente perpendiculares a las curvas isofreáticas (Figura 5.1), por lo se adopta flujo nulo en estos límites. Mientras que en la zona serrana, CB sur del modelo, también se considera flujo nulo por asumir que la cuenca subterránea coincide con al superficial.

## 5.2 Calibración del modelo

El proceso de calibración de un modelo hidrológico consiste en estimar los valores de un juego de parámetros de modo que los resultados simulados se ajusten a los datos observados. Generalmente luego se plantea el proceso de validación que consiste en verificar si el modelo es capaz de reproducir situaciones para las que no fue específicamente calibrado. La validación del modelo calibrado suele realizarse contrastando la respuesta del modelo con datos observados no tenidos en cuenta en el proceso de calibración. En este trabajo no fue posible plantear el proceso de validación del modelo porque se contaba con pocos registros de caudal observados, y los mismos fueron utilizados para el proceso de calibración.

Pensando en optimizar los parámetros se propuso realizar una calibración similar a la planteada por Badano (2010) al implementar el MIKE SHE en una cuenca de llanura. En este caso se ajustaron los parámetros del modelo para reproducir el comportamiento de los niveles freáticos y caudales observados durante un periodo de tiempo, aplicando los estadísticos coeficiente de eficiencia (Nash y Sutcliffe, 1971) y error estándar.

El periodo de tiempo utilizado para la calibración fue desde 1996 al 2003, suficientemente extenso para abarcar periodos húmedos y secos. La alternancia de estos estados de humedad de la cuenca permitió ajustar los parámetros del modelo para que puedan ser representados los procesos intervinientes tanto en los eventos extremos como en los periodos de transición.

Los datos de profundidades freáticas y caudales utilizados para el proceso de calibración corresponden a los registros pertenecientes al IHLLA (Figura 3.5). Los datos de niveles freáticos fueron registrados en la estación La Vanguardia y los datos de caudales corresponden a aforos realizados en el puente de la RN 3 durante diferentes eventos. En la Tabla 5.6 se presenta un resumen de las variables monitoreadas y la duración del registro.

En esta etapa se ajustaron los parámetros de la zona saturada, no saturada y escorrentía para representar las variaciones de los niveles freáticos y caudales observados. En la Tabla 5.7 se muestran los valores ajustados para representar el flujo en la zona no saturada y zona saturada.

Puede observarse que los valores ajustados de la zona no saturada se encuentran dentro del intervalo de un desvío estándar según las correlaciones de Schaap y Leij (2000) para los correspondientes tipos de suelo. Los parámetros del acuífero (Tabla 5.5) en la etapa de calibración no han tenido un significativo cambio a los adoptados a implementar el modelo.

Tabla 5.6 – Datos observados utilizados en la etapa de calibración del modelo MIKE SHE

<i>Variable</i>	<i>Periodo</i>	<i>Ubicación</i>	<i>Observación</i>
<b>Nivel Freático</b>	(1998 - 2003)	La Vanguardia	Monitoreo Quincenal
<b>Caudal</b>	Jun-01	RN3 y Arroyo Santa Catalina	Aforo
	May-02		
	Aug-02		
	Oct-02		

Los valores de los parámetros que presentaron una mayor variación en esta etapa de calibración fueron los valores de conductividad hidráulica. Los valores obtenidos por el ajuste además de estar en el rango de los estimados por Schaap y Leij (2000) coinciden con los determinados por Zabala (2009) con ensayos SLAG realizados en la zona de estudio.

Con respecto al ajuste de los caudales observados, además de los parámetros de la zona no saturada influyentes en la infiltración, se ajustó el coeficiente de rugosidad que afecta el traslado de la escorrentía superficial. Este valor fue llevado de 0,18 a 0,12 con el objeto de acelerar el flujo y empuntar los hidrogramas. Los valores de  $n$  de Manning de los cauces no fueron modificados en esta etapa, adoptando como válido el valor implementado.

La Figura 5.7 presenta la comparación entre las profundidades freáticas observadas y simulados en el periodo 1996 – 2003 para la estación La Vanguardia. El modelo representa adecuadamente los registros de la estación La Vanguardia, se observa que los niveles simulados presentan representan la tendencia y variación de los valores registrados, siendo el coeficiente de eficiencia (Nash y Sutcliffe, 1971) superior a 0,8, con lo cual se concluye que el modelo reproduce adecuadamente los registros freáticos de esta estación.

Tabla 5.7 – Parámetros de la zona no saturada determinados por calibración

<i>Parámetros</i>		<i>Ajuste Calibración</i>			
		<i>Sands</i> <sup>1</sup>	<i>Loams</i> <sup>2</sup>	<i>Silts</i> <sup>3</sup>	<i>Clays</i> <sup>4</sup>
$\theta_r$	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]	0,054	0,058	0,03	0,098
$\theta_s$	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]	0,39	0,5	0,435	0,51
$\alpha$	[1/cm]	0,026	0,04	0,012	0,017
$n$		2,23	1,19	1,37	1,3
$K_0$	[cm/día]	173,66	12,96	50,11	1,99

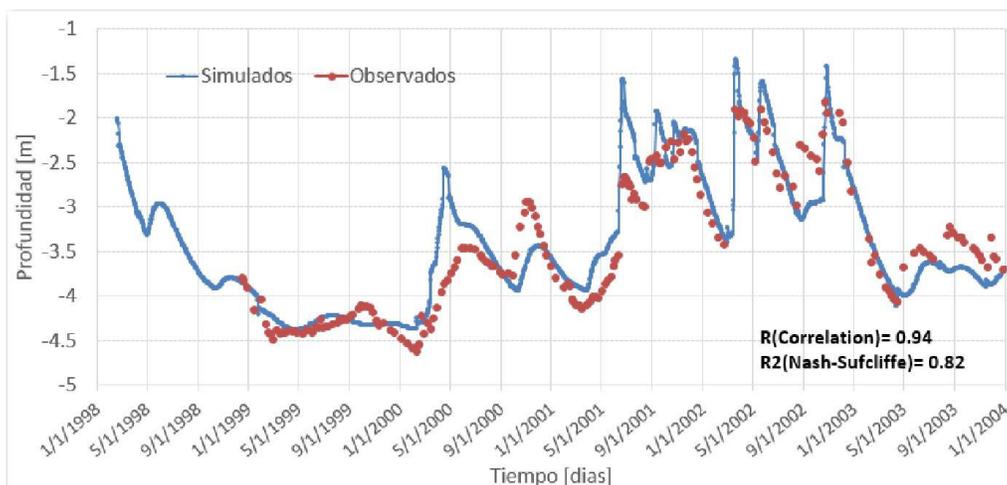


Figura 5.7 – Comparación entre los PF observados en la estación La Vanguardia y los simulados por el modelo

En la Figura 5.8 se presenta la comparación entre los caudales simulados y los aforados sobre la RN 3 y el Arroyo Santa Catalina durante los eventos ocurridos en 2001 y 2002.

En las comparaciones se observa una correspondencia entre los datos observados y simulados. Analizando los hidrogramas se deduce que el modelo representa adecuadamente la propagación de los flujos tanto en cuenca como en cauce, dada la buena representación de la forma de los hidrogramas.

Para los 4 hidrogramas observados disponibles, en todos se obtuvieron errores relativos del volumen escurrido inferiores al 15% y en 3 de ellos se obtuvieron errores en el caudal pico también inferiores al 15% (Tabla 5.8). A partir de los errores relativos obtenidos del caudal pico y volumen escurrido se consideró como aceptable el desempeño del modelo siguiendo el criterio propuesto por Alley (1986).

Con respecto al evento de junio del 2001 es notorio que es el peor ajuste, se obtiene un error de caudal máximo superior al 20%. Una de las posibles causas de estos errores altos puede deberse a que dicho evento no pudo ser adecuadamente reproducido con el modelo por la discretización temporal utilizada para los datos de entrada. La intensidad de la precipitación al ser estimada con los datos diarios es menor que la real (la intensidad se mantiene constante en el transcurso del día), esto favorece la infiltración en suelos poco permeables.

Esta situación ocasiona una disminución de escorrentía generada por el proceso hortoniano y como se menciona en ítem 7.3, en este evento gran parte de la escorrentía es producto de dicho proceso. No se pudo mejorar la representación de este evento por no contar con datos de precipitación en intervalos inferiores al diario.

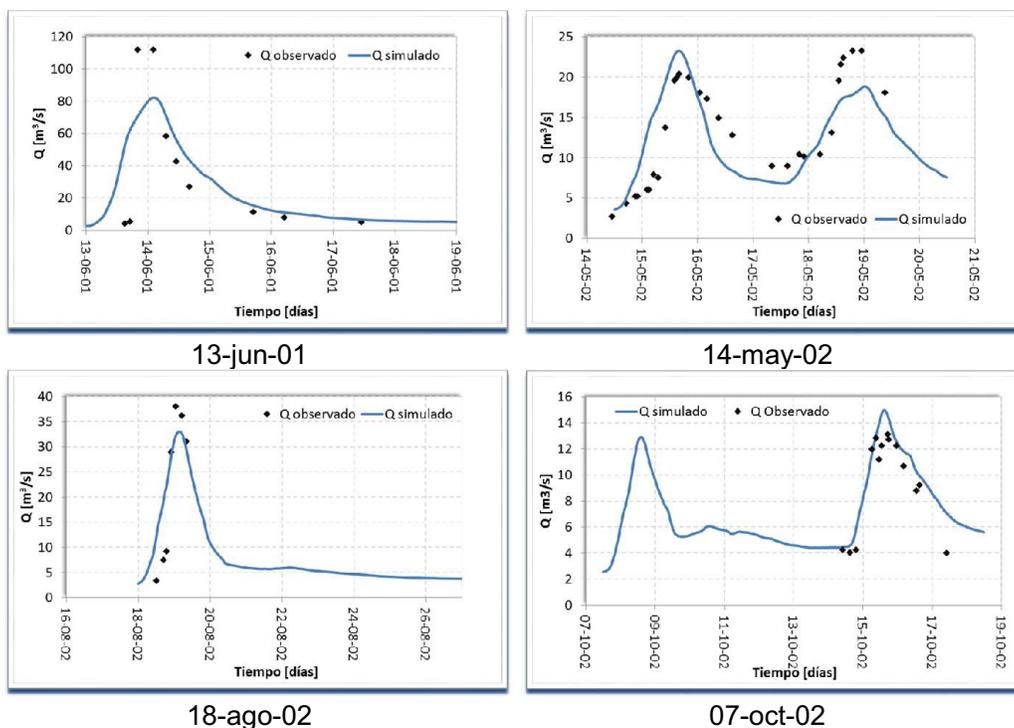


Figura 5.8 – Comparación entre caudales observados y simulados con el modelo MIKE SHE en la sección de RN 3 y el Arroyo Santa Catalina

Tabla 5.8 – Determinación del error relativo entre los volúmenes y caudales observados y simulados

Eventos	Observados		Simulados		Errores Realtivos	
	Volumen	Q <sub>pico</sub>	Volumen	Q <sub>pico</sub>	Volumen	Q <sub>pico</sub>
	[hm <sup>3</sup> ]	[m <sup>3</sup> /s]	[hm <sup>3</sup> ]	[m <sup>3</sup> /s]	[%]	[%]
13-jun-01	9,1	112	10,4	82	14,29	26,79
13-may-02	5,82	20,4	6,12	23,3	5,15	14,22
18-ago-02	4,2	38	4,84	33	15,24	13,16
13-oct-02	2,5	13,7	2,57	12,8	2,80	6,57

Luego del proceso de calibración realizado con los registros de niveles freáticos y caudales se puede concluir que los ajustes realizados en algunos parámetros del modelo permitieron representar adecuadamente el comportamiento del sistema hidrológico en estudio para el periodo 1998 – 2003.

Cabe mencionar que el modelo al ser capaz de representar correctamente la transición de la respuesta del sistema entre condiciones hidrológicas variables (periodos secos y húmedos) es considerado por algunos autores como una verificación de la formulación del modelo (Refsgaard, 1997).

### 5.3 Análisis de los resultados

Con el modelo calibrado se obtuvieron diferentes mapas que permitieron analizar el funcionamiento del sistema. Los mapas de niveles freáticos fueron utilizados para identificar las áreas saturadas por procesos de generación de escorrentía dunneanos.

Los mapas y resultados obtenidos del modelo brindaron información relevante para comparar los resultados de la simulación del TopModel con el nuevo índice de similitud hidrológica.

En este sistema, particularmente en la zona baja, una de las variables que influye directamente en la generación de la escorrentía son las fluctuaciones del nivel freático. Con el mapeo de esta variable fue posible identificar sectores de suelo propensos a saturarse ante la ocurrencia de precipitaciones.

La Figura 5.9a muestra el mapa de profundidades freáticas para noviembre del 1999, donde los niveles freáticos se encuentran relativamente bajos. Las profundidades son menores en las cercanías de la red de drenaje y en la zona norte de la cuenca, donde el relieve es muy plano. En este sector, la disminución de pendiente genera condiciones de un sistema hidrológico de llanura.

La poca profundidad de la freática en esta zona se corresponde con las áreas donde se ubican una serie de bajos naturales y una red de drenaje no jerarquizada que aun en periodos no muy húmedos presentan agua libre en superficie.

El mapa presentado en la Figura 5.9b muestra el estado de los niveles freáticos durante octubre del 2002. Para esta fecha la napa freática se encontraba alta producto de un año con precipitaciones por arriba de la media. Esta condición genera que en las zonas donde la profundidad es menor de 1 m prácticamente los suelos no tengan capacidad de almacenar el agua infiltrada. Ante la ocurrencia de un evento, en estos sectores, se produce una saturación del perfil del suelo, lo que genera escorrentía por causa del proceso dunneano.

Un claro ejemplo de la baja capacidad de retención de agua en los suelos es el evento ocurrido en octubre del 2002. En esta ocasión los pocos milímetros precipitados ocasionaron una muy alta escorrentía producto de la saturación del perfil de suelo por el alto nivel freático de la cuenca. Prácticamente la escorrentía fue generada por efectos del proceso dunneano (coincidente con el análisis del ítem 8.3).

Con el análisis de los resultados se observa que en la zona de la cuenca baja, donde el terreno es plano, la saturación es función de la altura del nivel freático. Las áreas con niveles freáticos casi en superficie que se observa en ambas imágenes pueden ser consideradas como VSAs. La frecuencia de anegamiento de las mismas depende de su posición relativa con respecto a la red de drenaje y a la cota del terreno, es decir zonas de cota baja cercanas a los cauces son más propensas a saturarse que otros sectores de la cuenca.

En ambas imágenes de la Figura 5.9 la napa freática está a poca profundidad en la zona serrana producto del poco espesor del suelo, es decir de la escasa profundidad del basamento cristalino que aflora en esta zona de la cuenca. En la zona serrana las VSAs dependen de la topografía y la transmisividad del suelo y no tanto de los niveles freáticos.

En ambas imágenes de la Figura 5.9 la napa freática está a poca profundidad en la zona serrana producto del poco espesor del suelo, o bien debido a la escasa profundidad del basamento cristalino que aflora en esta zona de la cuenca. En la zona serrana las VSAs dependen de la topografía y la transmisividad del suelo y no tanto de los NF.

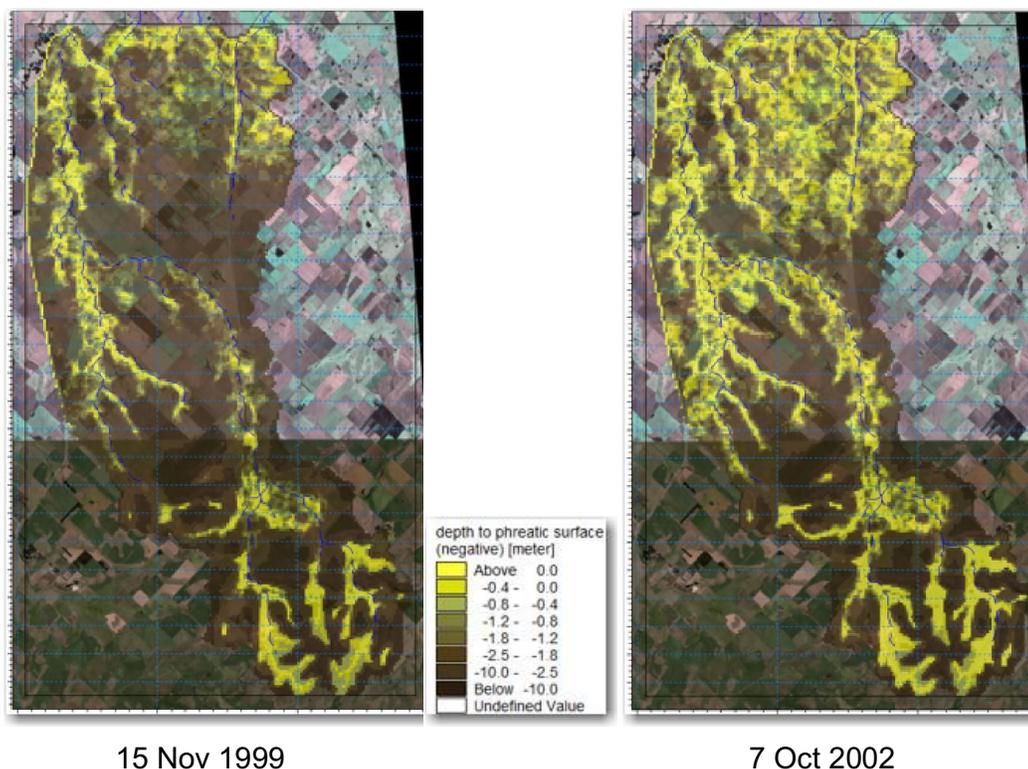


Figura 5.9 – Mapa de profundidades freáticas para distintas fechas simuladas con el MIKE SHE

Los mapas de eventos con bajas profundidades freáticas fueron contrastados con los mapas de VSAs obtenidos de imágenes satelitales para las mismas fechas. En la Figura 5.10 se presentan para una misma fecha: a. los mapas de profundidades freáticas obtenidas de la modelación y b. los mapas de las VSAs. Los sectores que evidencian niveles freáticos cercanos a superficie se corresponden con las zonas VSAs identificadas con las imágenes. Como en el caso de los suelos la mayor correspondencia se observa en la cuenca media baja, donde el ascenso de los niveles freáticos es la causa de la presencia de las VSAs. Se encontró una correspondencia entre los mapas, donde se observó la existencia de una relación entre las VSAs y las profundidades freáticas

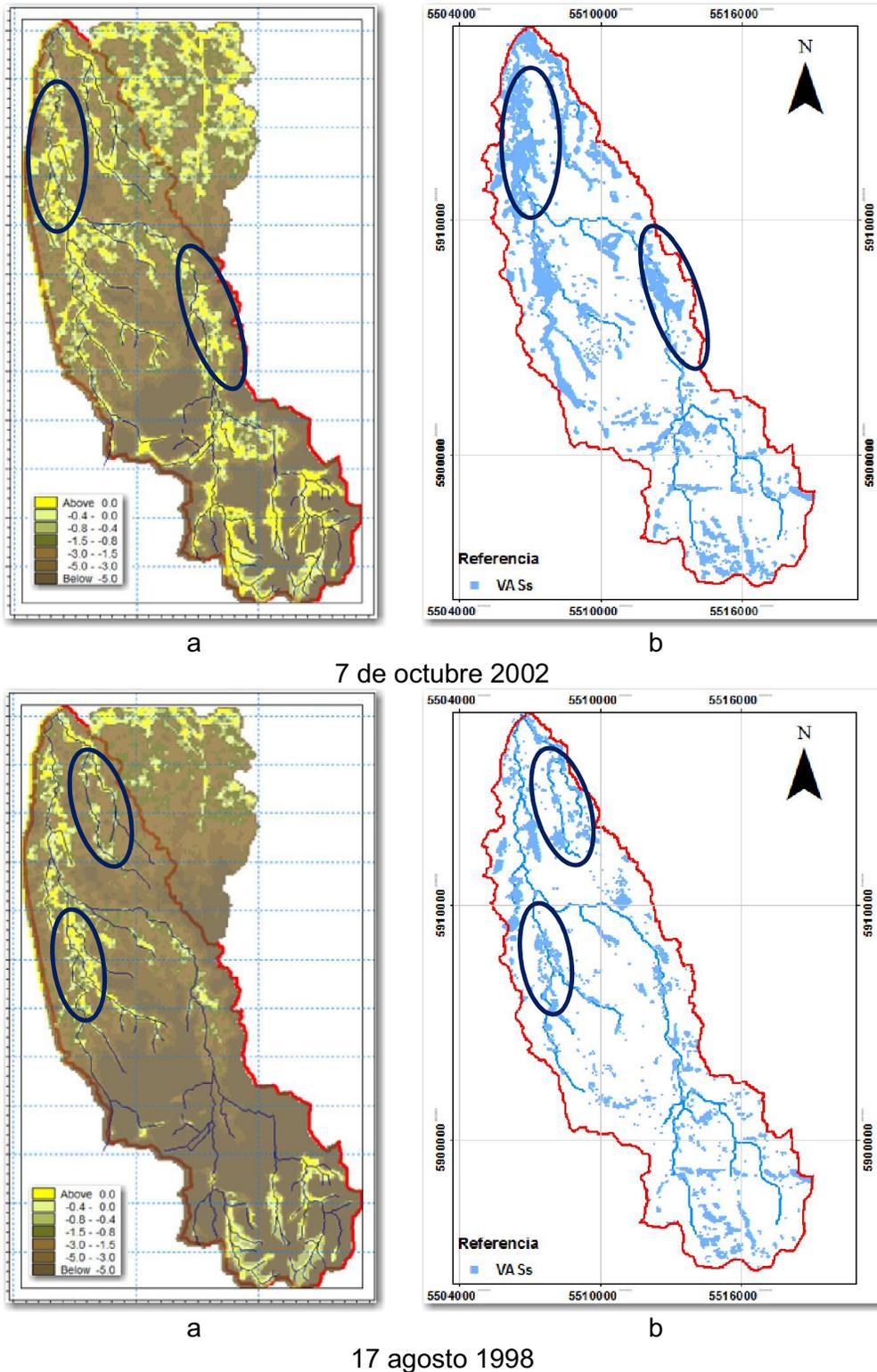
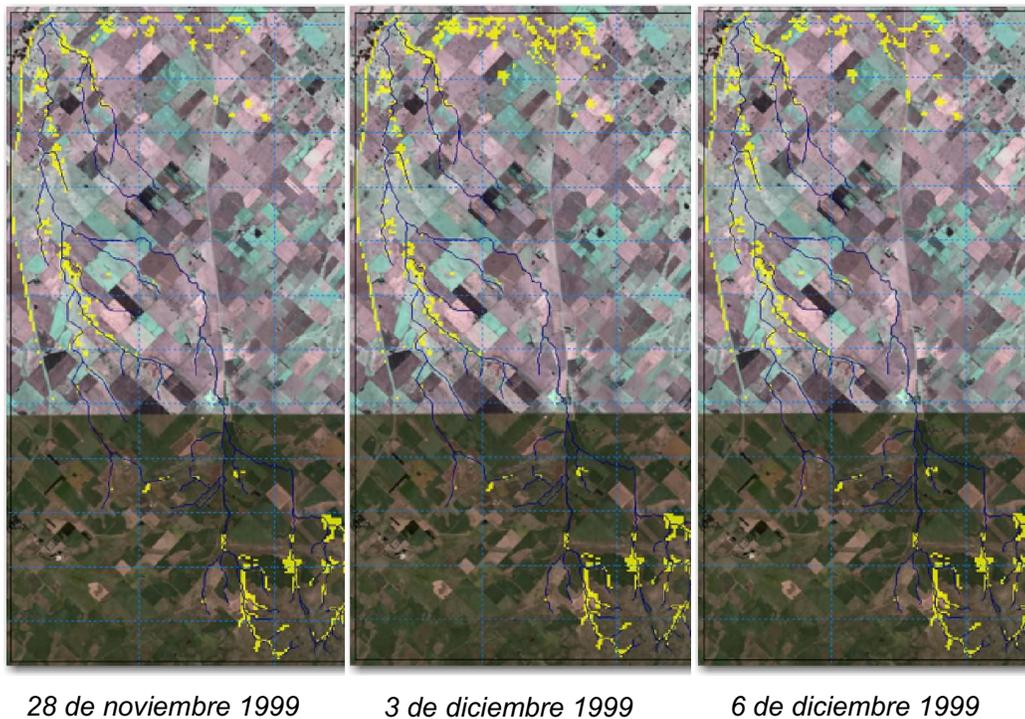


Figura 5.10 – a. Mapa de profundidades freáticas obtenidas de los resultados del modelo MIKE SHE – b. Mapa de máscara de áreas saturada (VSAs)

Las VSAs que presentan agua libre en superficie generalmente son sectores con mayor frecuencia de anegamiento por ascenso del nivel freático. Las Figuras 5.11 y 5.12 muestran la distribución espacial del agua libre en superficie antes y después de dos eventos determinados. Esta secuencia de imágenes permite representar la evolución temporal del anegamiento de la superficie del terreno.

La primera secuencia de imágenes, Figura 5.11, muestra el agua libre sobre el terreno para el evento del 1<sup>o</sup> de diciembre del 1999. En esta ocasión la precipitación fue de 84 mm que generó un escurrimiento de 5 mm, siendo el coeficiente de escorrentía muy bajo.

Con el análisis temporal se observa que la tormenta no genera una expansión significativa en las VSAs mapeadas, es decir el proceso dunneano no tiene una gran influencia en la generación de la escorrentía para este evento. Esto es atribuible a que el sistema se encuentra en un periodo de sequía donde los niveles freáticos se encuentran bajos.

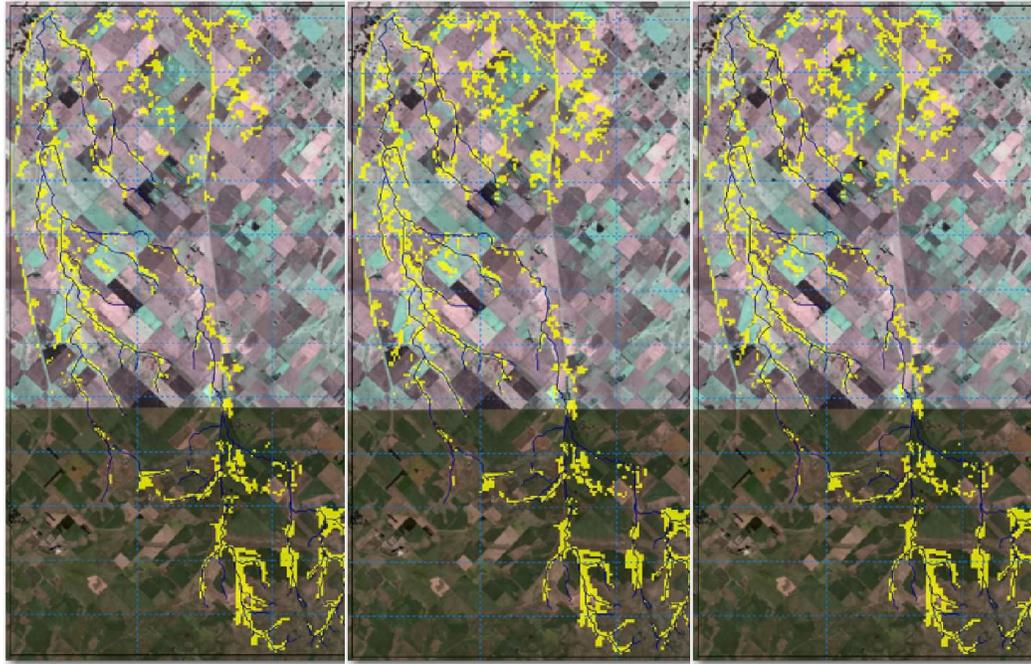


*Evento 1 al 3/12/1999 – Precipitado 84 mm – Escurrimiento 5 mm*

*Figura 5.11 – Secuencia temporal del agua libre en superficie para el evento de diciembre del 1999*

La secuencia de la Figura 5.12 muestra la expansión y posterior contracción de las VSAs durante el evento del 13 de agosto del 2002 cuando los niveles freáticos estaban elevados. En este evento precipitaron 100 mm que generaron un escurrimiento de 33 mm, evidenciando un alto coeficiente de escorrentía. El alto valor del coeficiente y la presencia activa de las VSAs muestran una importante influencia del proceso dunneano en la escorrentía total para este evento.

Las imágenes muestran que la expansión de las VSAs se origina con el comienzo del evento, pero la contracción ya no es rápida sucedió en el anterior evento. En la Figura 5.12 se observa que aun pasados 10 días del evento las VSAs mantienen su tamaño. La contracción de las VSAs está directamente relacionada con la velocidad con la que disminuyen los niveles freáticos en la zona.



10 de Octubre 2002

16 de Octubre 2002

26 de Octubre 2002

*Evento 13 al 16/10/2002 – Precipitado 100 mm – Esguerrimiento 33 mm*

Figura 5.12 – Secuencia temporal del agua libre en superficie para el evento de octubre del 2002

El análisis de estas imágenes muestra que la presencia del proceso dunneano en la generación de la escurrenría en las zonas de llanura depende del estado de saturación del perfil del suelo. Por consiguiente, está directamente relacionado con las fluctuaciones de los niveles freáticos de la zona.

La representación de las fluctuaciones del nivel freático permitió evaluar la dinámica y distribución espacial de las de VSAs en la cuenca experimental para el periodo simulado.

Igualmente, con el modelo fue posible representar de forma adecuada el funcionamiento del sistema y se pudo analizar con mapas de los niveles freáticos el comportamiento de las VSAs en las tormentas.

Por otra parte, con los resultados del modelo no fue posible evaluar el aporte al escurrimiento total de los procesos hortoniano y dunneano. La estructura del modelo no permite diferenciar el origen de la escorrentía, si bien reproduce el proceso dunneano, lo hace en forma indirecta, por la saturación del perfil del suelo ante el aumento del nivel freático. El TopModel si considera los procesos generadores de escorrentía por separado, pudiendo determinar la importancia de cada uno de ellos.

En el MIKE SHE los excedentes generados por los distintos procesos son considerados en su totalidad como escorrentía superficial y son transferidos al modelo MIKE 11, donde tampoco allí es posible diferenciar su origen.

#### **5.4 Conclusiones del Capítulo**

EL objetivo de la modelación fue analizar los mecanismos generadores de escurrimiento y evaluar la correspondencia de los mismos con la distribución espacial de áreas saturadas. En consecuencia en el proceso de calibración se puso el foco en representación de las PF, obteniéndose un coeficiente de eficiencia 0,82, por lo que la calibración obtenida resulto satisfactoria.

El modelo MIKE SHE permitió representar satisfactoriamente las interacciones entre los procesos hidrológicos en superficie, en la zona no saturada y zona saturada en la cuenca experimental.

El modelo permitió representar adecuadamente: a) la transición de la respuesta del sistema entre condiciones hidrológicas variables (periodos secos y húmedos), verificando con esto la correcta la formulación del modelo y b) los mecanismos de generación de escorrentía dunneanos.

Los resultados obtenidos de la modelación permitieron verificar la estrecha relación entre las variaciones de los niveles freáticos y las VSAs en la cuenca experimental.

## CAPÍTULO 6

### ***Determinación del Índice de Similitud Hidrológica***

Se plantea una metodología para determinar un índice de similitud hidrológica en sistemas de llanura, que exprese la probabilidad de saturación de cada celda o propensión relativa a saturarse y generar flujo superficial de saturación. El índice contempla no sólo la topografía, sino además las características físicas del suelo. La idea es aprovechar los efectos que produce la permanencia de niveles freáticos altos sobre el suelo y la vegetación, para mejorar la identificación y evaluación topográfica de las VSAs en estos sistemas.

#### **6.1 Mapas de pendientes, acumulación y dirección de flujo**

Los mapas de área drenada y pendientes fueron determinados mediante la herramienta de análisis del terreno TauDEM (<http://hydrology.usu.edu/taudem/>) usando el DEM operacional como base topográfica. TauDEM es un algoritmo gratuito desarrollado por David G Tarboton en la Universidad del Estado de Utah que se acopla con las diferentes versiones del ArcGis. Para el análisis del DEM se utilizó  $D^\infty$  Flow Direction (Haas, 2010). Esta función genera los mapas de pendiente y de dirección de flujo. Este último representa la dirección en que el agua se mueve de una celda a otra.

En el método  $D^\infty$  las pendientes se representaron con la tangente del ángulo entre celdas. Si las pendientes son no positivas, se utiliza el método para la determinación de la dirección del flujo para áreas planas de Martz y Garbrecht (1992). Este método contempla para el cálculo dos gradientes de pendientes independientes: uno desde lo más alto del terreno y el otro hacia la parte baja. La combinación lineal de ambos gradientes es suficiente para identificar el patrón de drenaje (Martz y Garbrecht, 1992) en zonas planas.

El mapa de acumulación de flujo fue calculado utilizando el mapa de dirección de flujo. El valor de cada celda de este mapa es el área aportante o drenada que llega a ella proveniente de celdas aguas arriba.

El mapa de pendientes del terreno generado a partir del DEM operacional está expresado en m/m y se muestra en la Figura 6.1. Para la determinación de este mapa se utilizó la herramienta  $D^\infty$ , incluida en el paquete de cálculo TauDem para ArcGis. En el mapa se observa que las pendientes mayores se concentran en la zona de cabecera, mientras que en cuenca media y baja las pendientes mayoritarias no superan el 2%.

En la zona baja y media la cuenca estudiada tiene un comportamiento hidrológico de áreas de llanura. La pendiente longitudinal en esta parte de la cuenca promedia el 0,12%; este valor tan bajo hace que el sistema no posea demasiada energía para mover el agua en dirección horizontal. El agua tiene un tiempo mayor de permanecía en el sistema, se almacena en depresiones o se acumula en extensas superficies de campos. En este sector de la cuenca es predominante el movimiento vertical del agua, siendo los procesos de infiltración, percolación y evapotranspiración más importantes que la escorrentía.

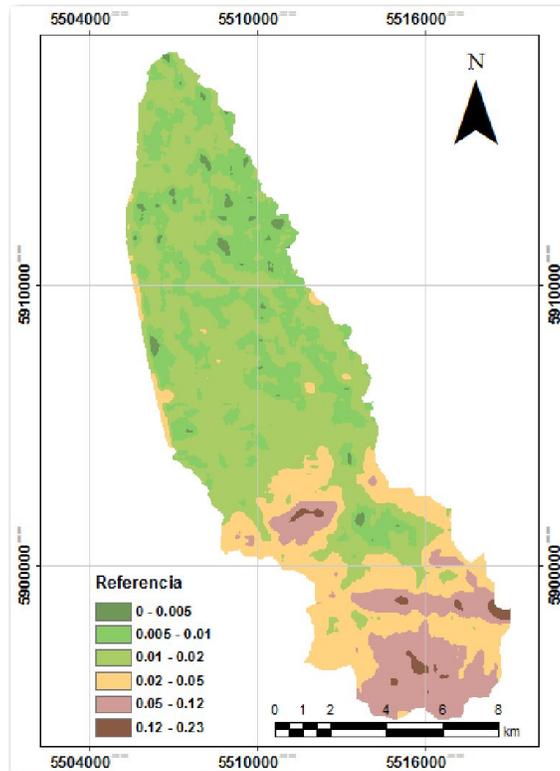


Figura 6.1 – Procesamiento del DEM operacional de la cuenca del Arroyo Santa Catalina - Mapa de Pendientes

En la Figura 6.2a se presenta el mapa de dirección de flujo de la cuenca en estudio. Los diferentes colores en el mapa corresponden a las distintas direcciones que puede tomar el agua desde una celda. Con esta información es posible obtener el mapa de acumulación de flujo presentado en la Figura 6.2b. En este último es posible identificar el patrón de drenaje de la cuenca, la alta acumulación corresponde a sectores con aporte de varias celdas, es decir se encuentra en una zona baja. Para obtener este mapa es necesario forzar en el cálculo que todas las celdas descarguen agua hacia otra, es decir se fuerza el drenaje en cada una de ellas.

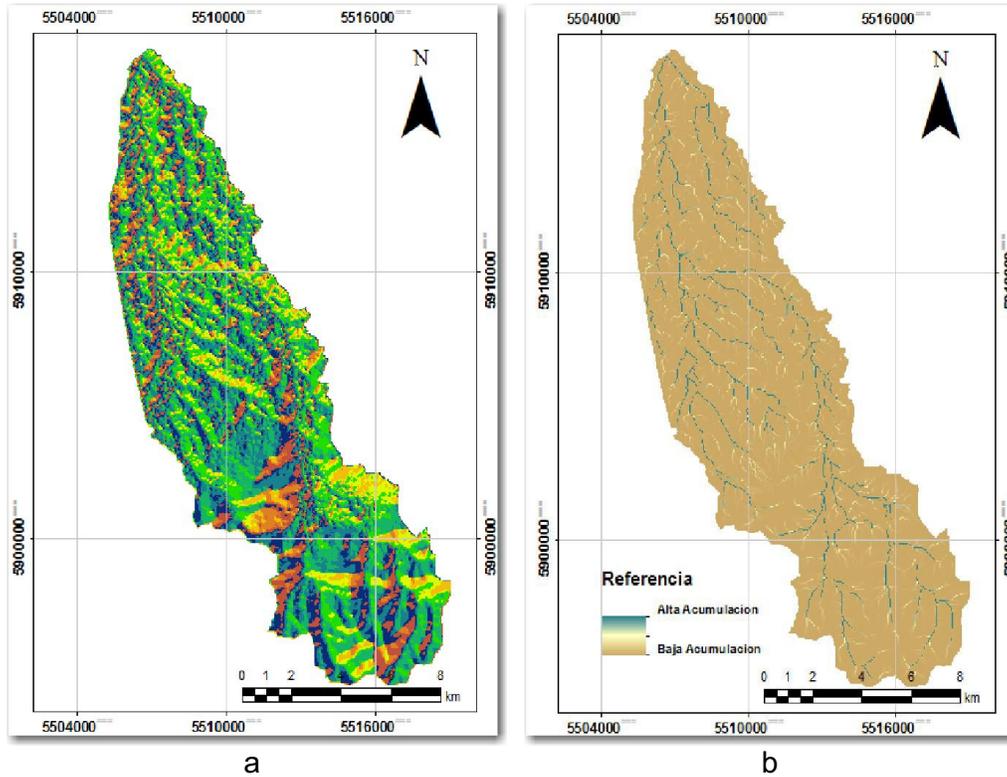


Figura 6.2 – Procesamiento del DEM operacional de la cuenca del Arroyo Santa Catalina – a. Mapa de dirección de flujo – b. Mapa de acumulación de flujo

## 6.2 Índice Topográfico

El efecto de la topografía es evaluado en el modelo TopModel por medio de un “índice topográfico”,  $I_{top}$ , (Kirkby y Weyman, 1974). En la formulación original del modelo, el índice topográfico,  $I_{Top}$ , se expresa:

$$I_{Top} = \ln\left(\frac{a_i}{tg\beta_i}\right) \quad (6.1)$$

donde  $a_i$  es la superficie drenada por unidad de longitud de contorno que desagua en un punto  $i$  en la cuenca, y  $tg\beta_i$  es la pendiente del terreno en ese punto.

Para evaluar  $I_{Top}$  es indispensable contar con una buena base topográfica del área de estudio. Diversos autores plantean que la representación exacta del terreno es dependiente de la calidad del DEM y los algoritmos usados para procesar los datos del terreno (Wolock y Price, 1994; McMaster, 2002; Callow et al., 2007).

Los valores de este índice indican la probabilidad de saturación de los suelos por efecto de la presencia de un sustrato impermeable poco profundo que genera un flujo subsuperficial.

Valores bajos representan celdas con baja probabilidad de saturación, corresponden a suelos con pequeña área de aporte y altas pendientes (zonas de cabecera o cresta de lomas) como se indica en el esquema presentado en la Figura 6.3a. Mientras que valores altos indican una mayor probabilidad de saturación y se relacionan con zonas al pie de monte, pendientes medias o bajas y grandes áreas de aporte (zonas de valle o bajos cercanos a la red de drenaje).

Mediante el empleo de los mapas de acumulación de flujo y pendientes del terreno se calculó el mapa del  $I_{Top}$  mostrado en la Figura 6.4. Como se puede observar, en cuenca alta, donde las pendientes son altas, los valores del  $I_{Top}$  describen adecuadamente el relieve del terreno.

En cambio, en el resto de la cuenca, *donde las pendientes están por debajo de un rango del 2 %*, se observa que el  $I_{Top}$  no representa adecuadamente el relieve, perdiendo su significado físico. En este sector de la cuenca, por ser plano y tener pendientes bajas, el cálculo del índice genera valores altos, independientemente del tamaño del área drenada. Esto conlleva a identificar varias celdas con alta probabilidad de saturación, aunque las mismas se encuentren en sectores altos o en áreas donde no se evidencian anegamientos frecuentes.

En el mapa de  $I_{Top}$  puede distinguirse en la cuenca baja una red de drenaje densa y zonas de depresiones o almacenamiento inexistentes en el sistema real. Este error es producto de las características del paisaje de llanura que tiene esa zona de la cuenca. En estas zonas planas, la expresión del índice no es adecuada para reflejar el relieve.

En la Figura 6.3b se presenta histograma acumulado del valor del  $I_{Top}$  en relación con la porción de área saturada de la cuenca. Este gráfico es la forma de ingresar el mapa del índice al modelo TopModel. En el modelo en cada paso de tiempo se calcula un valor del índice y con este histograma se obtiene la porción de área saturada para la escorrentía directa.

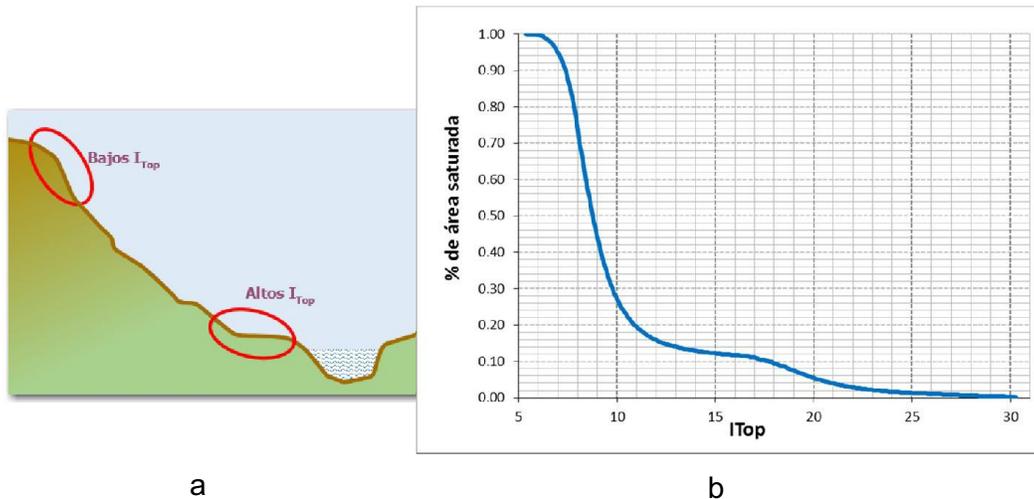


Figura 6.3 – a. Ubicación de celdas con  $I_{Top}$  altos y bajos en un perfil topográfico esquemático– b Histograma acumulado de la porción de área saturada en función del valor del  $I_{Top}$

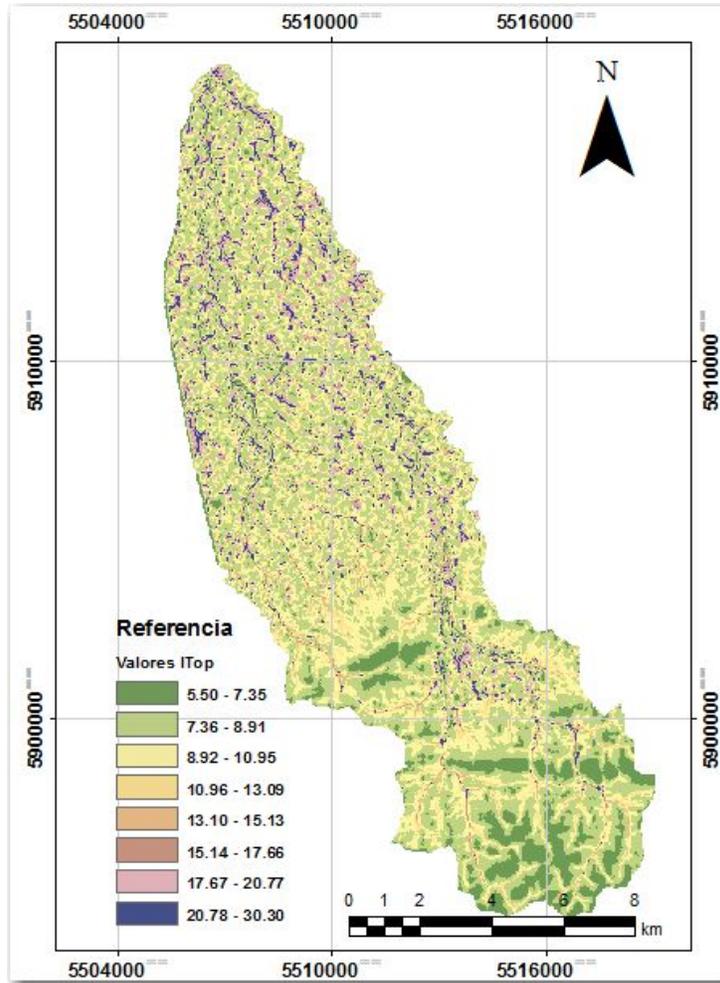


Figura 6.4 – Mapa de  $I_{Top}$  para la cuenca del Arroyo Santa Catalina

### 6.2.1 El mapa de distancia del recorrido del flujo (*DistRF*)

La longitud que recorre el agua desde cada celda hasta la salida de la cuenca es otro mapa utilizado para la modelación del flujo superficial. A partir de esta información se puede obtener el tiempo de concentración del sistema y el histograma área vs distancia (utilizado por el modelo TopModel). El mapa se calculó a partir del mapa de dirección de flujo utilizando herramientas hidrológicas del ArcGIS.

El mapa de dirección del flujo es procesado con herramientas FlowLength de GIS para determinar la distancia de cada celda hasta la salida de la cuenca. El mapa obtenido se presenta en la Figura 6.5a, mientras que a su derecha se muestra el histograma área vs distancia que sintetiza el mapa presentado. Esta última información es la utilizada en modelo TopModel para calcular la propagación del flujo a través de la cuenca.

Para la obtención de este mapa solo se considera la cantidad de celdas que atraviesa el agua hasta llegar a la salida. Los métodos utilizados para calcular la propagación del flujo en cuenca generalmente utilizan un histograma área vs tiempo de llegada del flujo desde las celdas hasta la salida (Clark, 1945). Para obtener dicho histograma el TopModel multiplica el histograma área vs distancia del recorrido del flujo por una velocidad media de traslado del agua.

Al considerar que la velocidad del agua es constante en todas las celdas se plantea una limitación del modelo para calcular la propagación del flujo en cuenca. Las velocidades del flujo en cuenca alta son mayores que en la zona baja debido al importante cambio de pendientes. La variación de las velocidades hace complejo representar al sistema estudiado con una velocidad media. Una solución posible es desagregar la cuenca en subcuencas que presenten similares características morfológicas, pero la versión del TopModel utilizada no permite por el momento la modelación de múltiples subcuencas.

La simpleza del método de propagación del flujo en cuenca genera incertidumbres en la reproducción de la forma de los hidrogramas. Pero se debe aclarar que esto no influye en la determinación del volumen escurrido, éste es calculado en el modelo teniendo en cuenta el índice topográfico.

Para simulaciones donde el objetivo sea la forma del hidrograma se deberá pensar en adecuar para zonas de llanura el proceso de cálculo del mapa de distancia del recorrido de flujo o cambiar el método de propagación del modelo.

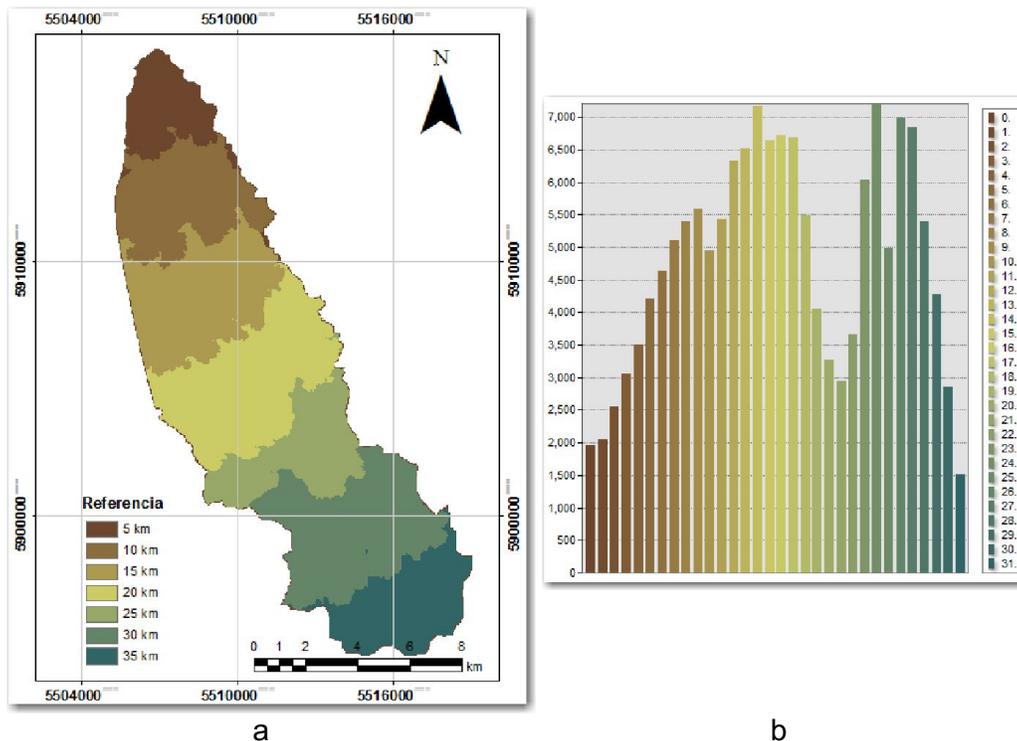


Figura 6.5 – a. Mapa de distancia del recorrido del flujo – b. Histograma área (nº de celdas) vs distancia de la cuenca del Arroyo Santa Catalina

### 6.3 Índice Similitud Hidrológica ( $I_{SH}$ )

En esta tesis se propone una metodología original para determinar un índice de similitud hidrológica en sistemas de llanura, que exprese la probabilidad de saturación de cada celda o propensión relativa a saturarse y generar flujo superficial de saturación. El índice contempla no sólo la topografía, sino además las características físicas y de uso/cobertura del suelo.

$$I_{SH} = f(I_{Top}, \text{tipo y uso de suelo/cobertura})$$

La idea se basa en aprovechar los efectos que produce la permanencia de niveles freáticos altos sobre el suelo y la vegetación, para mejorar la identificación y evaluación topográfica de las VSAs en estos sistemas a través de una suma de evidencias.

Los valores del  $I_{SH}$  representan la probabilidad de saturarse de las celdas en toda la cuenca, ya sea por ascenso de nivel freático o presencia de un estrato subsuperficial impermeable. Como se observó en la Figura 6.4 el  $I_{Top}$  representa adecuadamente la dinámica de las VSAs en áreas con pendientes mayores a un rango del 2%, por lo tanto para estas zonas el  $I_{SH}$  adopta el valor del  $I_{Top}$ . En cambio para áreas con pendientes menores a esos valores el nuevo  $I_{SH}$  se calcula a partir de una combinación de factores de suelo y topografía.

El mapa de tipo de suelo es fundamental para la nueva expresión del índice. El suelo actúa como control de la hidrología de la cuenca por gobernar el movimiento del agua, ya que influye sobre el tiempo de residencia y los mecanismos de almacenamiento. Además, el agua es un factor formador del suelo, hasta el punto que este último lleva firmas (propiedades morfológicas) de los procesos hidrológicos involucrados en la génesis del suelo (Van Tol et al., 2011).

Como primera actividad se divide la cuenca en dos zonas, una con pendientes altas y otra con bajas. El valor de pendiente utilizado como límite surge del análisis del  $I_{Top}$  presentado en la Figura 6.4. Entre un valor de pendiente de 1.8 y 2.3 % el patrón del  $I_{Top}$  cambia sustancialmente. Teniendo en cuenta este cambio es que se adopta una pendiente del 2% para dividir la región en cuenca alta y baja. Ambas cuencas se combinan con el mapa de  $I_{Top}$  para asignarles el valor del índice correspondiente.

En la zona de cabecera, como se ha mencionado, se adoptó como  $I_{SH}$  el valor del  $I_{Top}$ . El relieve serrano y las pendientes altas de esta zona permiten utilizar el  $I_{Top}$  para representar la probabilidad de saturación de las celdas.

El  $I_{Top}$  pierde significado físico en cuenca baja en la representación de las VSAs. Esto se debe a dos motivos; por efecto de las pendientes bajas y porque las VSAs en esta zona dependen principalmente del ascenso del nivel freático (efecto no considerado en el  $I_{Top}$ ).

Las pendientes bajas producen que toda el área presente valores altos del índice, lo que induce a pensar que son áreas propensas a saturarse. Generalmente las celdas cercanas a la red de drenaje son las que presentan mayor probabilidad de saturación. La probabilidad disminuye a medida que las celdas se ubican en sectores más elevados del terreno.

El índice topográfico no puede identificar las áreas afectadas por el ascenso de nivel freático. Este proceso es prioritario en la generación de flujo por saturación en este sector de la cuenca.

Para delimitar las áreas afectadas por este fenómeno se combinó el mapa de la cuenca baja con los suelos que presentan problemas hídricos. Estos suelos representan la ubicación de las VSAs en la zona de llanura (ver ítem 4.1) puesto que la génesis de los mismos pone en evidencia que han estado frecuentemente anegados por nivel freático. Esta composición de información permitió sectorizar la cuenca baja en dos zonas: *i* zona con VSAs (cuenca baja donde los suelos presentan problemas hídricos); *ii* zona sin VSAs (resto de la cuenca baja)

El paso siguiente fue asignarle a las zonas delimitadas los valores de índice que les corresponde por su respuesta hidrológica. Por ejemplo, las celdas dentro de la zona con VSAs deben tener valores altos del  $I_{SH}$  porque presentan una alta probabilidad de saturarse. Pero dentro de esta zona los  $I_{SH}$  varían en función de la pendiente; valores altos del índice corresponden a zonas bajas y valores bajos a zonas altas.

Para representar los distintos comportamientos de saturación de los suelos en la cuenca baja, se asumió que en cada zona el  $I_{SH}$  varíe dentro de un rango acotado de valores. Esto origina la determinación de dos intervalos, uno para la zona VSAs y el otro para la zona sin VSAs.

Los límites superiores e inferiores de cada intervalo del  $I_{SH}$  para la cuenca baja se determinan de la siguiente forma:

#### *Intervalo del $I_{SH}$ para la zona VSAs*

Límite superior: se adopta el valor máximo del  $I_{Top}$  de la cuenca en estudio.

Límite inferior: se obtiene al intersectar la curva de la Figura 6.6 con la porción de la zona VSAs con respecto a la cuenca. (Si el nuevo  $I_{SH}$  adopta este valor toda la zona VSAs de la cuenca baja estará saturada).

#### *Intervalo del $I_{SH}$ para la zona sin VSAs*

Límite superior: se adopta el valor del límite inferior del intervalo de la zona VSAs.

Límite inferior: se determina intersectando la curva de la Figura 6.6 con las porciones de las zonas con y sin VSAs con respecto a la cuenca. (Este valor del  $I_{SH}$  representa áreas de la cuenca baja que difícilmente se saturan, pero que presentan mayor probabilidad que la mayoría de las celdas de cuenca alta).

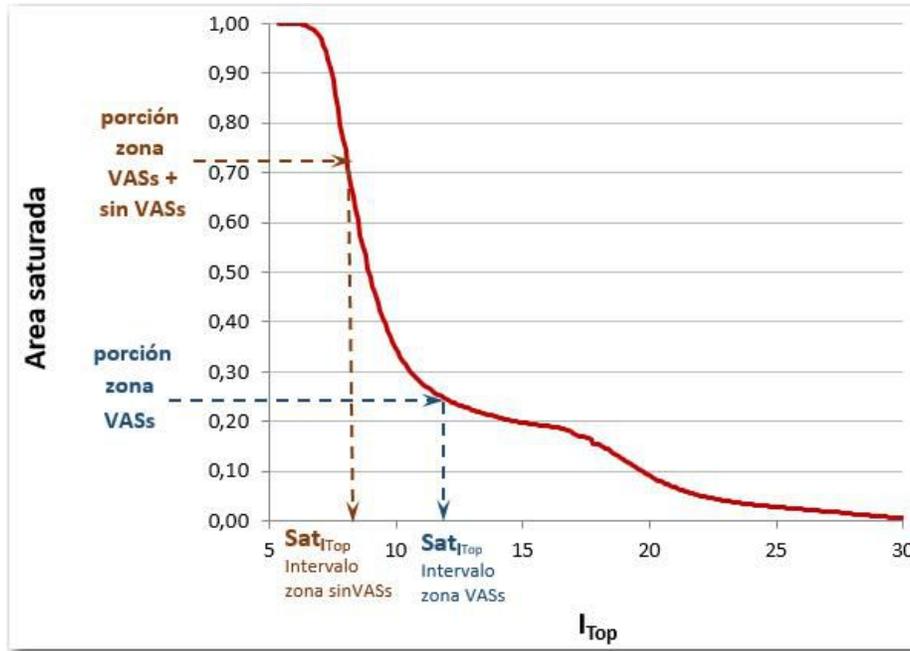


Figura 6.6 – Esquema para la determinación del límite inferior de los intervalos del  $I_{SH}$  de las zonas con y sin VSAs utilizando el gráfico área saturada vs  $I_{Top}$

Para representar la variación del valor de  $I_{SH}$  dentro del intervalo de cada zona se utilizó la información del  $I_{Top}$ . En ambas zonas se realizó un escalamiento lineal con la ecuación (6.2) para ajustar el  $I_{Top}$  a los valores del intervalo correspondiente. Una vez calculados los  $I_{SH}$  para cada zona se procedió a unir las zonas en un único mapa de la cuenca. Por último se calcula el histograma de  $I_{SH}$  para la aplicación del modelo hidrológico TopModel.

$$I_{SH_{NEW}} = \frac{min - Sat_{I_{Top}}}{min/Max^{-1}} \left( 1 - I_{Top_i}/min \right) + Sat_{I_{Top}} \left( I_{Top_i}/min \right) \quad (6.2)$$

donde:  $min$  es el valor mínimo de  $I_{Top}$ ;  $Max$  es límite superior de cada intervalo,  $Sat_{I_{Top}}$  es la límite inferior de cada intervalo.  $I_{Top_i}$ : es el valor de índice topográfico a escalar.

El procedimiento descrito para la determinación del  $I_{SH}$  se programó con la herramienta ModelBuilder de ArcGis. Esto crea una herramienta para dicho software que realiza todos los cálculos de forma expeditiva y automática, simplificando la obtención del mapa de  $I_{SH}$ .

### 6.3.1 Delimitación de cuenca alta y baja

Las áreas con pendientes superiores al 2% se identificaron como cuenca alta, mientras que las menores a ese valor se asociaron a la parte baja como se presenta en la Figura 6.7a. El valor de pendiente para marcar el límite se adoptó en función de lo observado en el mapa  $I_{Top}$ . Como se mencionó, el índice pierde significado físico para pendientes menores a ese valor, siendo necesario obtener una nueva representación del mismo en estas áreas.

En la zona baja la delimitación de las VSAs se realizó utilizando el mapa de suelos con problemas hídricos. Estos suelos pueden considerarse como zonas VSAs por ser áreas con presencia frecuente de niveles freáticos altos (ver ítem 5.3). La cuenca baja quedó desagregada en dos zonas: con y sin VSAs como se muestra en la Figura 6.7b. La Tabla 6.1 presenta un resumen de las zonas delimitadas de la cuenca y los parámetros de físicos de cada una de ellas.

Las zonas se combinaron con el mapa de  $I_{top}$  para asociarle el valor del índice. El índice topográfico es adecuado para la identificación de áreas propensas a saturarse en sectores con pendientes altas. Teniendo en cuenta este concepto se adoptaron los valores del  $I_{SH}$  iguales al  $I_{Top}$  en la zona de la cuenca alta.

Tabla 6.1 – Discretización de la cuenca del Arroyo Santa Catalina y sus principales características físicas

Zonificación de la Cuenca		Superficie		Pendiente Long [m/m]
		[km <sup>2</sup> ]	%	
Cuenca Alta		45,92	32,51	0,034
Cuenca Baja	Zona VSAs	34,24	24,24	0,0012
	Zona Sin VSAs	61,11	43,26	

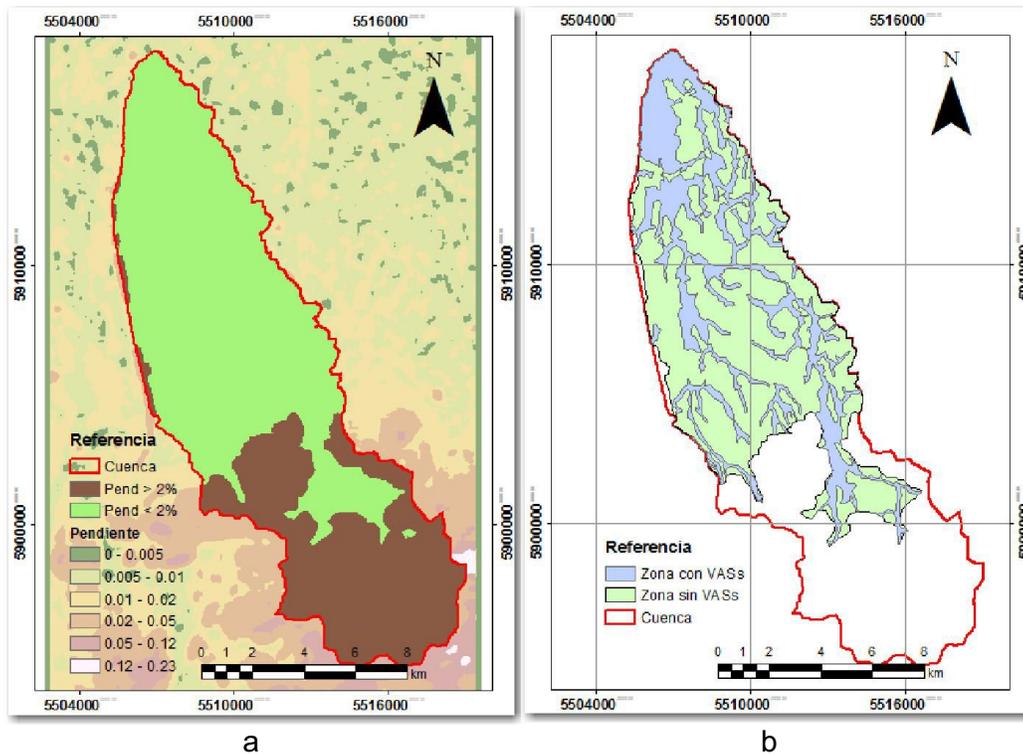


Figura 6.7 – a. Delimitación de cuenca Alta (pendiente > 2%) y Baja (pendiente < 2%) – b. Sectorización de la cuenca baja en zona con y sin VSAs utilizando mapa de suelo con problemas hídricos

### 6.3.2 $I_{SH}$ en las zonas con y sin VSAs

El área con VSAs comprende a la red de drenaje, sectores aledaños a ella y depresiones locales. Generalmente los valores del índice son altos en las celdas cercanas a la red de drenaje y disminuyen a medida que las celdas se ubican en sectores más elevados del terreno.

Teniendo en cuenta esto, es razonable considerar que dentro de esta zona el  $I_{SH}$  varía en un intervalo acotado superior e inferiormente. El límite superior del  $I_{SH}$  es igual 30,3 que corresponde al valor más alto del mapa de  $I_{Top}$  (estos valores representan zonas de acumulación).

La límite inferior ( $Sat_{I_{Top}}$ ) se determina con la porción de la superficie de la zona con VSAs y el gráfico de la Figura 6.3b. La zona con VSAs representa el 24.24% de la superficie total de la cuenca (ver Tabla 6.1). Este valor se utiliza para ingresar al gráfico del área saturada vs  $I_{Top}$  y obtener el valor del índice que determina la saturación de dicha superficie.

Como resultado se obtiene un  $I_{SH}$  igual 10.25, el cual se adopta como límite inferior del intervalo. Toda el área que comprende la zona VSAs se satura completamente cuando el cálculo de  $I_{SH}$  sea igual al valor del límite inferior, para valores mayores la saturación es parcial.

Los valores del  $I_{SH}$  en la zona sin VSAs también varían dentro de un intervalo. El valor superior está dado por el mínimo valor del índice de la zona con VSAs. Mientras que la límite inferior de este segundo intervalo se obtuvo también del gráfico de la Figura 6.3b con el procedimiento descrito en el párrafo anterior, solo que en este caso se utiliza como porcentaje del área saturada a la suma del área con y sin VSAs. El valor de superficie con que se ingresó en el gráfico fue de 67.5%, obteniendo un valor de  $I_{SH}$  igual a 8.20.

Los valores del índice en este intervalo se adoptaron para asegurar que las celdas dentro de esta zona no presenten anegamiento, pero que tengan una probabilidad mayor de saturarse que las celdas ubicadas en la cima de las sierra en cuenca alta. En la Tabla 6.2 se muestran un resumen de los valores máximos y mínimos del  $I_{SH}$  en cada zona de la cuenca.

Tabla 6.2 – Valores máximos y mínimos que adopta el  $I_{SH}$  en las zonas de la cuenca

Zonificación de la Cuenca		Intervalos $I_{SH}$	
		Max	Min
Cuenca Alta		30,30	5,50
Cuenca Baja	Zona VSAs	30,3	10,25
	Zoan Sin VSAs	10,25	8,20

### 6.3.3 Mapa de $I_{SH}$

En primera medida, en base al mapa del  $I_{Top}$  mostrado en la Figura 6.4 se generaron mapas para cada zonificación de la cuenca (Tabla 6.2). Para la cuenca alta el mapa del  $I_{SH}$  se asumió igual al del  $I_{Top}$ , debido a que este último caracteriza las VASs de este sector.

En las Figuras 6.8a y 6.9a se presentan los mapas del  $I_{Top}$  para las zonas con y sin VSAs de la cuenca baja. En ambos mapas se observa que hay celdas que tienen el mismo valor del índice independientemente de la zona en que se ubica, siendo esto un error conceptual. Las celdas ubicadas dentro de la zona VSAs deben tener una probabilidad de saturación mayor que las ubicadas fuera de la misma. Los suelos de la zona con VSAs presentan evidencia en su génesis de la frecuente afectación de anegamientos por ascenso de los niveles freáticos.

Los valores del  $I_{Top}$  de la zona con VSAs se escalaron utilizando la expresión (6.2) para generar un nuevo índice cuyos valores estén contenidos en el intervalo determinado para dicha zona (Tabla 6.2). Este procedimiento se repitió para obtener los valores del nuevo índice en la zona sin VSAs. Como resultado de la readecuación de los valores del  $I_{Top}$  se generaron los mapas del  $I_{SH}$  para las zonas con y sin VSAs presentados en las Figuras 6.8b y 6.9b.

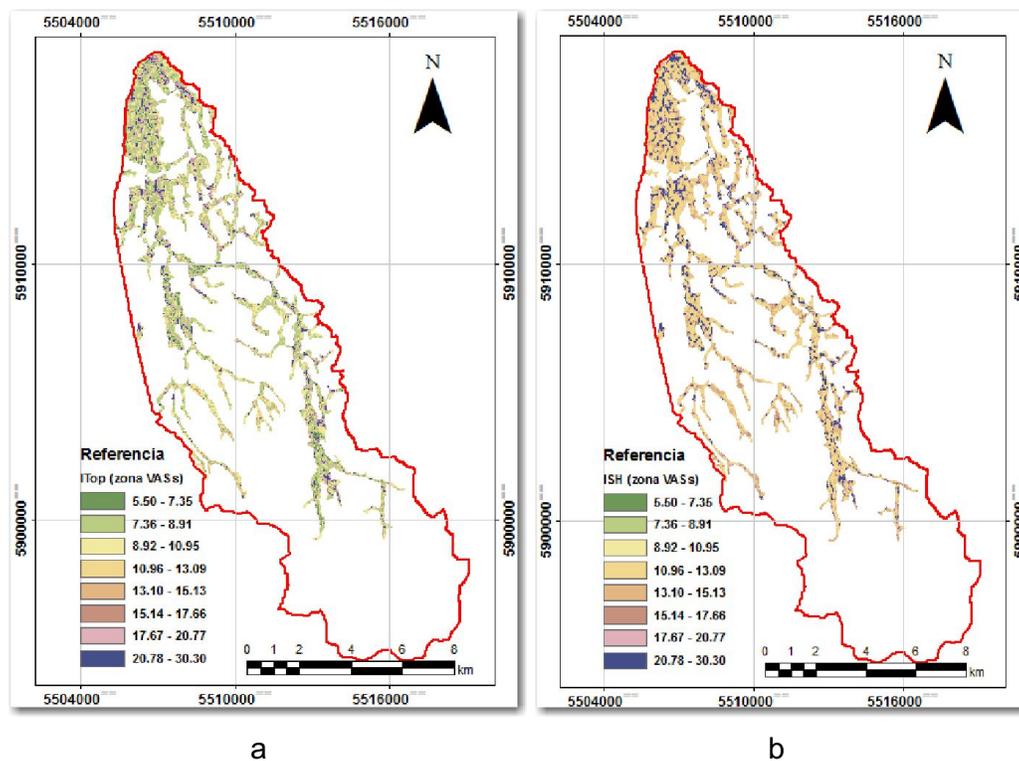


Figura 6.8 – Zonas con VSAs con los valores de: a. Índice topográfico ( $I_{Top}$ ) – b. Índice de similitud hidrológica ( $I_{SH}$ )

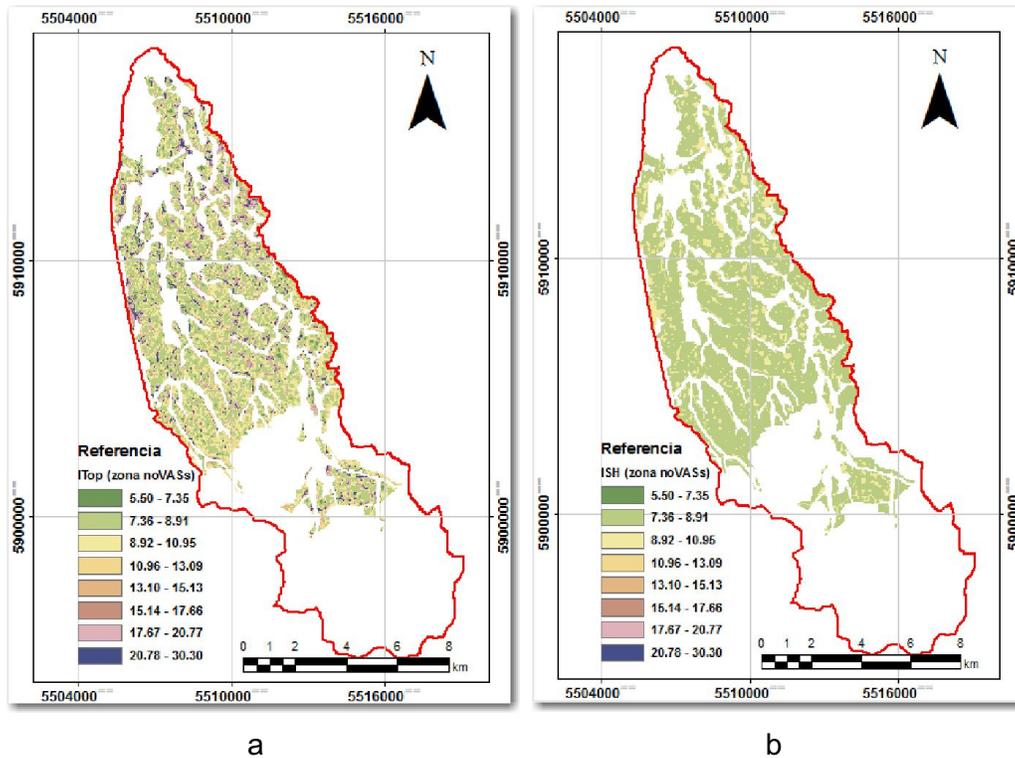


Figura 6.9 – Zonas sin VSAs con los valores de: a. Índice topográfico ( $I_{Top}$ ) – b. Índice de similitud hidrológica ( $I_{SH}$ )

Finalmente el mapa de  $I_{SH}$  de la cuenca del Arroyo Santa Catalina se realizó uniendo los mapas del índice de las zonas con y sin VSAs con el de la cuenca alta (Figura 6.10).

En el mapa del  $I_{SH}$  los mayores valores del índice en *cuenca baja* están distribuidos a lo largo de la red de drenaje y en áreas planas deprimidas, ya que son las primeras zonas que se anegan cuando ascienden los niveles freáticos. Valores intermedios del índice corresponden a una zona aledaña a la red de drenaje. Mientras que los valores mínimos se distribuyen en un área donde los suelos no son afectados por niveles freáticos altos.

Con el nuevo índice se identifican las VSAs generados por procesos de ascenso de napa freática y las producidas por flujo subsuperficial debido a estratos impermeables poco profundos. *Por consiguiente el mapa del índice permite identificar la presencia de VSAs en zonas serranas y de llanura.*

Con el mapa de  $I_{SH}$  se realizó el histograma área acumulada vs  $I_{SH}$  que se muestra en la Figura 6.11, el cual fue utilizado para la implementación del TopModel en la cuenca de estudio.

En la Figura 6.12 se observan ambos índices, el topográfico y el determinado en este trabajo. Como era de esperar en la cabecera de la cuenca son iguales, pero en cuenca baja el nuevo índice aporta información valiosa para la discriminación de las áreas con anegamiento frecuente.

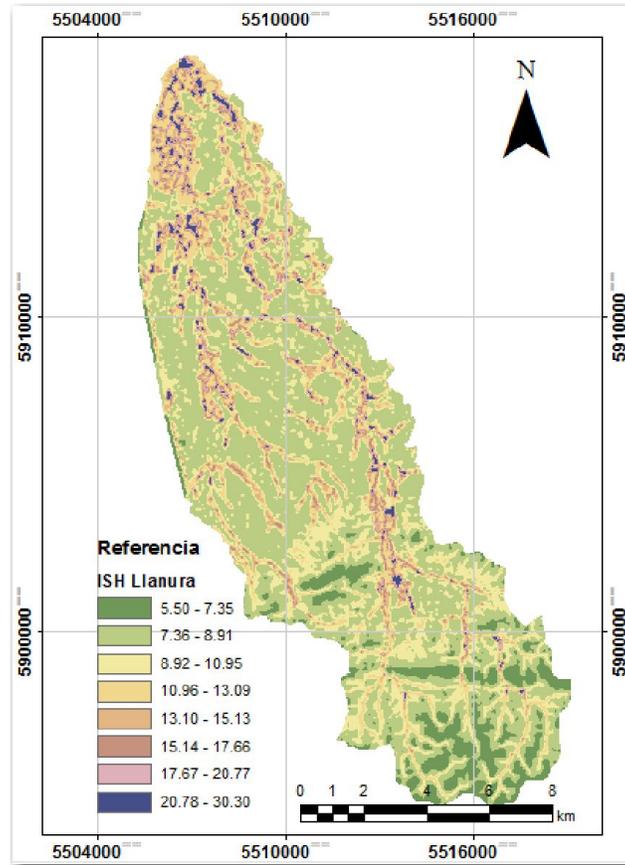


Figura 6.10 – Mapa del  $I_{SH}$  de la cuenca del Arroyo Santa Catalina

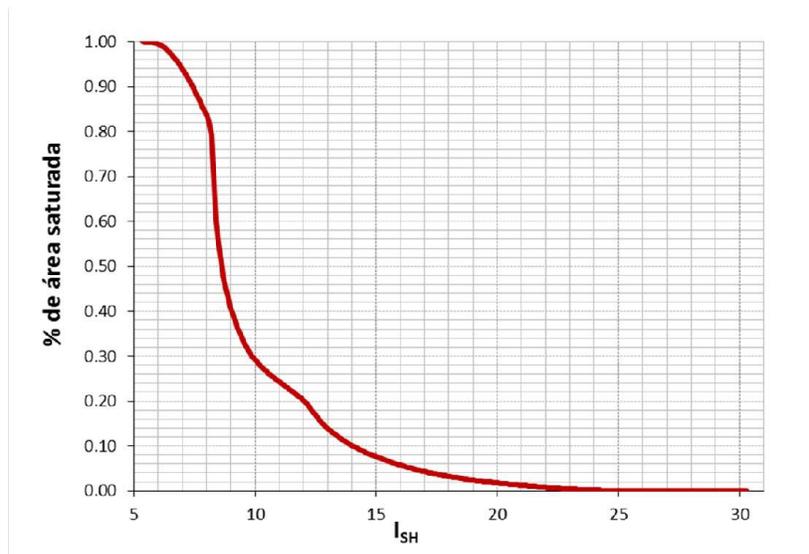


Figura 6.11 – Histograma acumulado del área saturada vs  $I_{SH}$

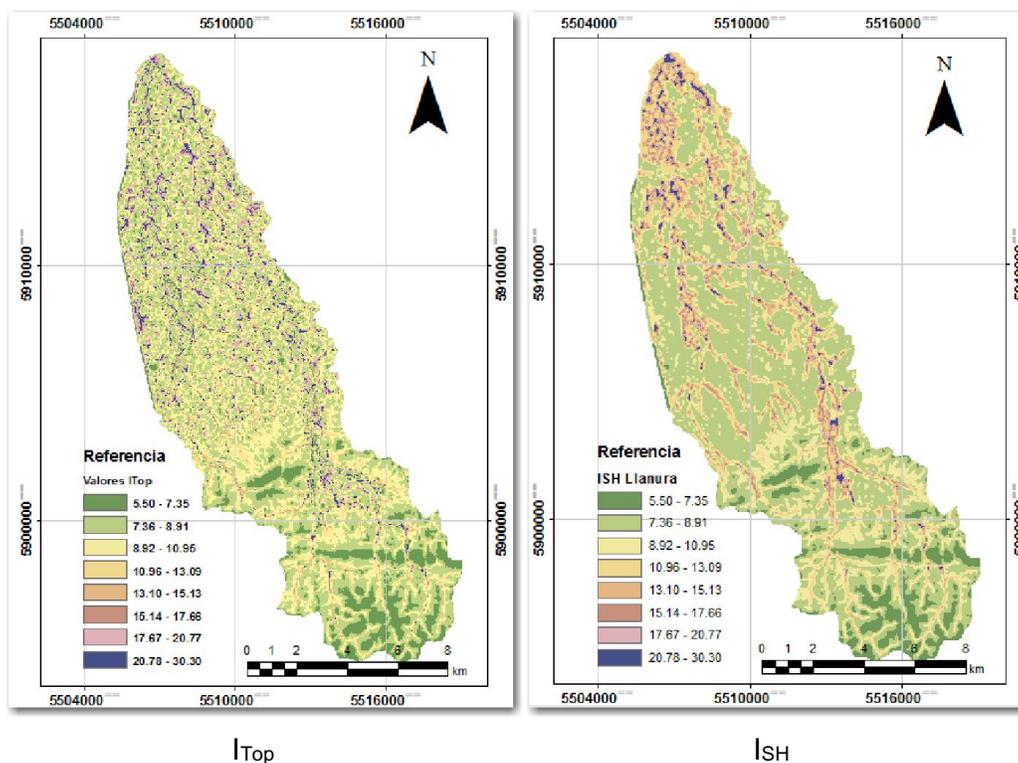


Figura 6.12 – Comparación entre los índices  $I_{Top}$  y  $I_{SH}$

#### 6.3.4 Sistematización del cálculo del $I_{SH}$ mediante herramientas de GIS

Con el desarrollo de las actividades descritas en ítems anteriores se logró generar el mapa del  $I_{SH}$  de la cuenca. Para agilizar el procedimiento de cálculo del índice se programó una rutina en el módulo ModelBuilder de ArcGis. Este módulo combina las herramientas de geoprocésamiento de forma secuencial para dar el resultado de un análisis. Con la programación en el módulo también se genera una nueva herramienta que puede ser acoplada a las preexistentes del ArcGis.

En la Figura 6.13 se muestra el diagrama de flujo planteado para el cálculo del  $I_{SH}$ . Como datos de entrada se utilizó el mapa de  $I_{Top}$  de la cuenca, valores del histograma acumulado de área saturada vs  $I_{Top}$  y las máscaras de suelo con problemas hídricos y áreas con pendientes menores a 2%.

La primera secuencia de comandos procesa la información vectorial (máscara suelos y pendiente) para determinar las zonas con y sin VSAs de la cuenca baja. El resto de la rutina realiza el geoprocésamiento del mapa  $I_{Top}$  (información raster) para generar el  $I_{SH}$  a partir del uso de la expresión (7.2).

La herramienta generada con el ModelBuider simplifica y automatiza el proceso de cálculo del mapa del  $I_{SH}$ , y permite calcular el índice en otras cuencas con características similares con solo poseer conocimientos básicos de GIS. Además como se acopla al ArcGis, la herramienta puede ser utilizada por gran número de usuarios

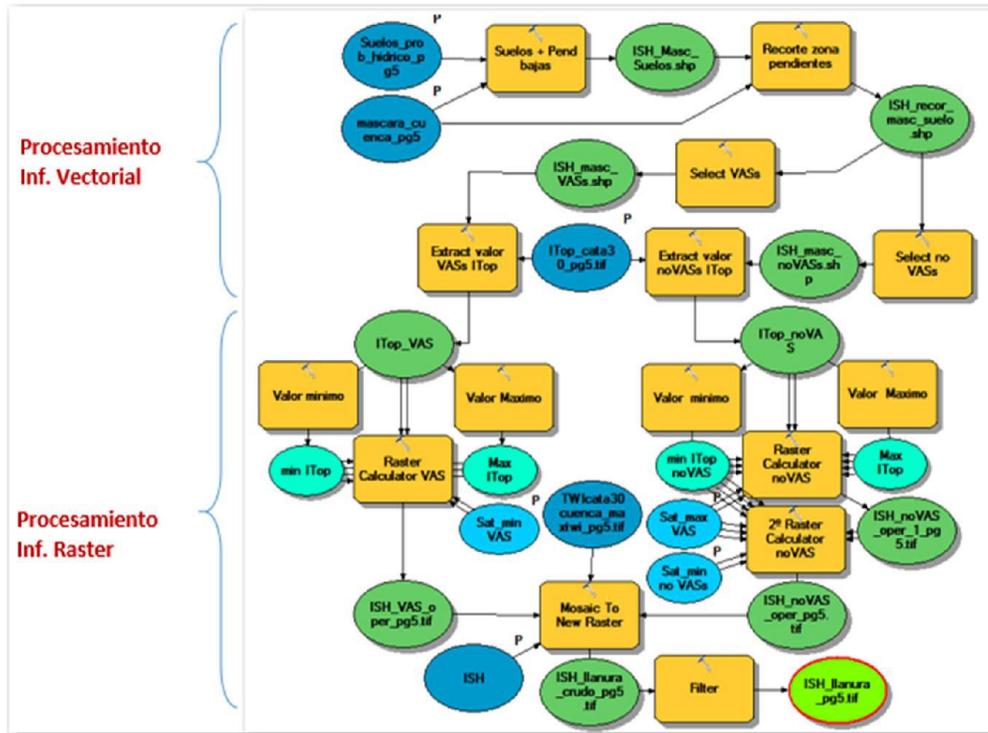


Figura 6.13 – Diagrama de flujo del procesamiento para obtener el I<sub>SH</sub>

#### 6.4 Conclusiones del Capítulo

El  $I_{Top}$  planteado por Beven y Kirkby (1979) permite representar el comportamiento de las VSAs en zonas con pendientes superiores a 2%. Básicamente este índice representa la acumulación de flujo presente al pie de las laderas. En cambio, para áreas con pendientes por debajo del 2%, el  $I_{Top}$  no representa adecuadamente el relieve, perdiendo su significado físico. En estos sectores, al poseer pendientes bajas el índice adopta valores altos, independientemente del tamaño del área drenada. Esto conlleva a identificar zonas con alta probabilidad de saturación, aunque las mismas se encuentren en sectores difícilmente anegables.

El nuevo índice  $I_{SH}$  propuesto en la tesis permite identificar las VSAs generadas por el ascenso de napa freática o por acumulación de flujo al pie de la ladera. Por consiguiente el mapa del nuevo índice permite representar las áreas generadoras de escorrentía por mecanismos dunneanos, tanto en zonas serranas como en llanura.

En las zonas de llanura los valores altos del  $I_{SH}$  se corresponden a celdas contiguas a la red de drenaje y a sectores planos o deprimidos. Esto es coincidente con las áreas que frecuentemente son anegadas por causa del ascenso del nivel freático. Mientras que las celdas con valores bajos del  $I_{SH}$  se ubican en sectores que difícilmente sean afectados por los niveles freáticos.

Con la ayuda de aplicaciones de GIS se logró generar una herramienta para automatizar el cálculo del mapa del  $I_{SH}$ . Esta herramienta, creada al simplificar y agilizar el proceso de cálculo, permite obtener el índice en otras cuencas similares con solo poseer conocimientos básicos de GIS. Además, al acoplarse al ArcGIS, la herramienta puede ser utilizada por gran número de usuarios.

## CAPÍTULO 7

# ***Evaluación de la performance del TopModel y del $I_{SH}$ en la cuenca experimental***

Se aplicó el modelo TopModel reemplazando el  $I_{Top}$  por el  $I_{SH}$  a la cuenca experimental con el objeto de evaluar su performance para representar la dinámica espacio-temporal de las VSAs.

### **7.1 Implementación del modelo**

Para la implementación del modelo es necesario contar con información morfológica de la cuenca, datos meteorológicos y los parámetros del modelo. La cantidad de estos últimos varía en función de la versión del modelo que se utilice.

*La información de la cuenca* necesaria para la implementación del TopModel son los mapas del  $I_{Top}$  y DistRF. Ambos mapas son generados a partir del procesamiento del DEM operacional obtenido en el ítem 3.4.1.

Para la implementación del modelo en sistemas de llanura como el estudiado es necesario reemplazar el  $I_{Top}$  por un índice que determine las VSAs presentes en la zona. El mapa del  $I_{Top}$  no logra delimitar las VSAs que generan la escorrentía en estas áreas, como se explicó anteriormente.

En cambio, el  $I_{SH}$  determinado en esta tesis delimita las VSAs del sistema independientemente del proceso que las genera. La información del  $I_{SH}$  se ingresa como un histograma acumulado que representa el porcentaje del área saturada para cada valor del  $I_{SH}$  (Figura 6.11).

La propagación del flujo en cuenca se realiza utilizando el histograma de acumulación de área vs DistRF. Este histograma es multiplicado por la velocidad media del flujo (parámetro del TopModel) para generar el gráfico acumulación de área vs tiempo, gráfico clásico para los métodos de propagación en cuenca derivados de Clark (1945). Tanto este histograma como el correspondiente al  $I_{SH}$  se ingresan en forma tabular.

*La información hidrometeorológica* necesaria para la modelación consiste en una serie temporal de tres variables: datos de precipitación, evapotranspiración y caudales observados. La información puede ser diaria u horaria dependiendo del objetivo de la modelación. Las dos primeras variables son consideradas las forzantes del modelo mientras que los caudales observados se utilizan para realizar el ajuste de los parámetros en el proceso de calibración automática o manual.

### 7.1.1 *Parámetros del TopModel*

Para la modelación se utilizó la versión del TopModel v95.02 realizada por Keith Beven la cual se encuentra disponible bajo lenguaje R Crank (Buytaert, 2011, <http://www.r-project.org/>). La versión utilizada fue publicada en 2011 y no permite la modelación de múltiples cuencas, por lo que la zona de estudio no puede ser discretizada.

Los parámetros necesarios para implementar el modelo son los siguientes:

$m$	parámetro exponencial del almacenamiento	[m]
$\ln(T_0)$	log natural de la transmisividad eficaz del suelo sat	[m <sup>2</sup> /h]
$SR_{max}$ ( $S_2$ )	almacenamiento suelo disponible para EPT	[m]
$R_{vel}$	velocidad de propagación en cuenca	[m/h]

#### *Condiciones iniciales*

$SR_{ini}$	déficit del almacenamiento inicial en la zona radicular	[m]
$Q_{ini}$	caudal inicial en cauce (referido al estiaje)	[m/time]

#### *Parámetros para el módulo de infiltración*

$XK_0$	conductividad hidráulica vertical	[m/h]
$H_F$	frente húmedo de succión	[m]
$D_{TH}$	contenido de humedad en función del frente de humedad	

### 7.1.2 *Información de la cuenca*

Los datos morfológicos y físicos de la cuenca fueron representados con la información obtenida de los mapas del  $I_{SH}$  y DistRF. Ambos mapas son determinados a partir del procesamiento del DEM operacional generado en el ítem 7.

El histograma acumulado del porcentaje de área saturada vs  $I_{SH}$  representa el tamaño de las VSAs a medida que varía el valor del  $I_{SH}$ . Este índice se actualiza en cada paso de tiempo determinando el aumento o disminución de la saturación de los suelos. Con esta información el TopModel determina el flujo generado por el proceso dunneano, asociado a las VSAs.

El área vs DistRF representa el área que se ubica a una determinada distancia de la sección de salida. El modelo multiplica la distancia de este histograma por la velocidad media de traslado del agua para obtener un histograma área vs tiempo. Este último es utilizado en el método de propagación del flujo en cuenca del modelo.

La información hidrometeorológica utilizada para la implementación del modelo consistió en una serie de eventos que se presentan en la Tabla 7.1. La precipitación fue determinada aplicando el método de los polígonos de Thiessen a los datos pluviométricos de estancias de la zona. Para trabajar con datos horarios se ponderaron los valores diarios con la distribución de la lluvia determinada con el pluviógrafo instalado en la estancia Vivareli. Para eventos posteriores a 2005 se utilizaron los datos de las estaciones telemétricas operadas por el IHLLA.

El cálculo de la evapotranspiración se realizó con las temperaturas diarias del SMN aplicando el método de Thornthwaite (1948). Los caudales observados se obtuvieron del registro histórico de la sección de aforo ubicada en el puente de la RN3 y el Arroyo Santa Catalina.

La condición de humedad de la cuenca fue estimada mediante el análisis de la profundidad freática registrada en la estancia La Vanguardia, donde se encuentra una parcela experimental de zona no saturada perteneciente al IHLLA.

Los eventos considerados se dieron para distintos estados de humedad de la cuenca pero generando siempre escurrimiento. El grado de saturación del suelo para cada evento fue la causa de que no exista una relación lineal entre los volúmenes precipitados y los escurridos. Los eventos utilizados permiten evaluar cuál es el impacto de las precipitaciones cuando el sistema presenta distintos estados de humedad del suelo.

Tabla 7.1 – Descripción de los eventos utilizados para la calibración del TopModel

	Eventos						
	13-Jun-01	13-May-02	18-Ago-02	13-Oct-02	7-Mar-07	8-Nov-11	3-Sept-12
<b>Precipitación [mm]</b>	136,5	142	100	70	102,2	75,4	23
<b>Lluvia antecedente 30 días [mm]</b>	32	68	34	142	123	47,5	242
<b>Prof NF - La Vanguardia [m]</b>	3,55	2,4	2,98	2,6	4,24	3,48	1,4
<b>Volumen escurrido [hm<sup>3</sup>]</b>	9,1	5,82	4,2	2,5	1,75	1	1,49
<b>Caudal pico [m<sup>3</sup>/s]</b>	112	20,4	38	13,7	12,12	7,02	6,34
<b>Coefficiente escorrentia</b>	0,47	0,25	0,30	0,25	0,12	0,09	0,46

## 7.2 Calibración del modelo

Se ajustaron los valores de los parámetros del modelo mediante una calibración manual, a efectos de que los hidrogramas simulados se aproximen lo más posible a los observados. Para ello se contó con datos observados de eventos que generaron crecidas importantes en la zona.

La estrategia de calibración consistió en ajustar un único juego de parámetros que permitan reproducir adecuadamente la respuesta de la cuenca durante los eventos considerados. Los únicos valores que se modificaron para cada evento fueron las condiciones iniciales del sistema representados por  $SR_{ini}$  y  $Q_{ini}$ . Con esta metodología se realizó paralelamente con el proceso de calibración una validación del modelo.

Como primera actividad se analizaron los parámetros del modelo y luego se procedió a hacer una estimación inicial de sus valores. Estos valores fueron determinados mediante una revisión bibliográfica y de trabajos realizados en regiones similares a la de estudio (Morel-Seytoux y Khanji, 1974; Beven y Wood, 1983; Zimmermann y Riccardi, 2003; Freer et al., 2004; Cazenave, 2005; Scioli, 2009).

Posteriormente se ajustaron los parámetros del modelo para representar con el modelo los caudales observados de la sección de aforo ubicada en cruce de la RN 3 y el Arroyo Santa Catalina.

El I<sub>SH</sub> es la información básica en el proceso de generación de la escorrentía del TopModel. Por ello para evaluar la capacidad del I<sub>SH</sub> de representar la variación espacio temporal de las VSAs en zonas de llanura fue prioridad representar con el modelo los volúmenes observados.

Siguiendo con la calibración, en un segundo plano se ajustaron los parámetros para representar los caudales máximos observados. Esa variable está más asociada a la propagación del flujo que a su generación, no siendo dependiente del I<sub>SH</sub>. Es por ello en el proceso de calibración se prioriza el ajuste de los volúmenes (directamente asociado al índice) y en un segundo nivel esta variable.

El ajuste de los parámetros del TopModel se realizó con el objetivo de representar adecuadamente los procesos de generación de escorrentía de la cuenca con el I<sub>SH</sub>. En la Tabla 7.2 se presenta la determinación del error relativo entre los volúmenes y caudales picos observados y simulados con el modelo calibrado.

Las diferencias obtenidas entre los volúmenes escurridos son satisfactorias, las mismas no superan el 7% de error. La relación entre los valores observados y simulados se puede representar con una recta de pendiente unitaria como se muestra en la Figura 7.1a. Esta correspondencia muestra el adecuado ajuste del modelo para reproducir los valores de esta variable.

El ajuste entre los caudales pico de cada evento no era el objetivo principal de la calibración, pero igualmente se lograron errores admisibles. Como se observa en la Tabla 7.2 los errores relativos del caudal pico para cada evento no supera el 6%. Este buen ajuste también se observa en la Figura 7.1b donde la relación entre los caudales observados y simulados se compara con una recta de pendiente unitaria.

Tabla 7.2- Características de los eventos: volumen escurrido y caudal pico observados y simulados con el TopModel.

Eventos	Observados		Simulados		Errores Realtivos	
	Volumen	Q <sub>pico</sub>	Volumen	Q <sub>pico</sub>	Volumen	Q <sub>pico</sub>
	[hm <sup>3</sup> ]	[m <sup>3</sup> /s]	[hm <sup>3</sup> ]	[m <sup>3</sup> /s]	[%]	[%]
13-Jun-01	9,1	112	9,07	118	0,33	5,36
13-May-02	5,82	20,4	5,78	21,23	0,69	4,07
18-Ago-02	4,2	38	4,4	38,08	4,76	0,21
13-Oct-02	2,5	13,7	2,46	13,45	1,60	1,82
7-Mar-07	1,75	12,12	1,87	11,91	6,86	1,73
8-Nov-11	1	6,63	1,05	7,02	4,70	5,88
3-Sept-12	1,49	6,34	1,48	6,4	0,67	0,95

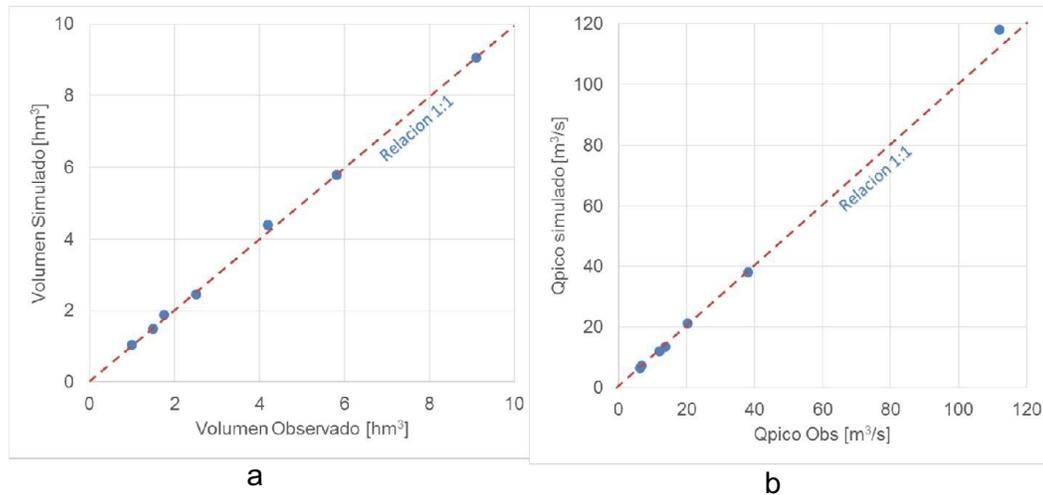


Figura 7.1 – Comparación entre datos observados y simulados con el TopModel para los eventos considerados: a. Relación entre volúmenes – b. Relación entre caudales

Los parámetros del modelo obtenidos en la calibración se presentan en la Tabla 7.3. Con este único juego de parámetros se simularon todos los eventos permitiendo realizar paralelamente al proceso de calibración una validación del modelo.

Los únicos valores del modelo que fueron modificados para cada evento fueron los  $Q_{ini}$  y  $SR_{ini}$  que son función de la humedad antecedente. Los valores de ambos parámetros se presentan junto con los niveles freáticos para cada evento en la Tabla 7.4. En la tabla se observa que el estado de humedad inicial de la cuenca depende de la cercanía del nivel freático a la superficie del terreno. Las condiciones iniciales varían en forma exponencial con el nivel freático, como se observa en la Figura 7.2.

Los resultados obtenidos en esta etapa permiten validar la aplicación del  $I_{SH}$  en el TopModel para representar el funcionamiento de las VSAs en zonas de llanuras.

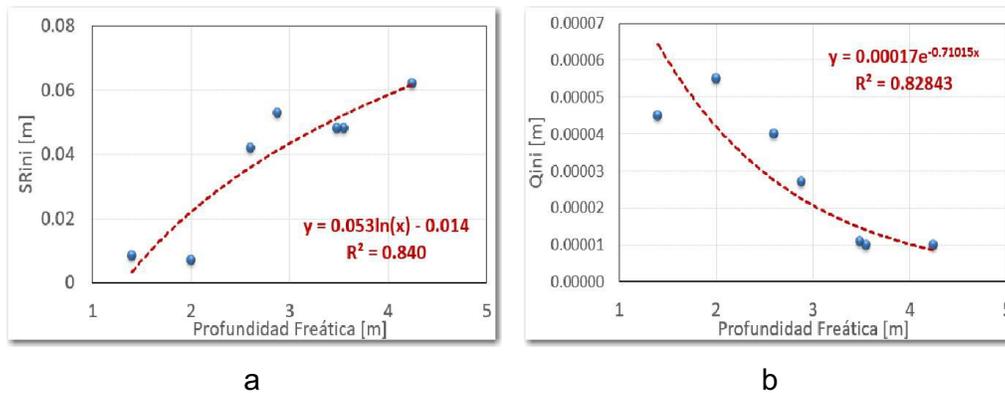
Tabla 7.3 – Valores de los parámetros obtenidos de la calibración del modelo

	$Ln(T_0)$ [m <sup>2</sup> /d]	$m$ [m]	$SR_{max}$ [m]	$R_{Vel}$ [m/h]	$XK_0$ [m/h]	$H_F$ [m]	$D_{TH}$
<b>Parámetros</b>	6	0,011	0,4	1500	0,0094	0,377	0,35

donde:  $m$ : parámetro exponencial del almacenamiento o curva de recesión;  $Ln(T_0)$  logaritmo natural de la transmisividad eficaz del suelo saturado;  $SR_{max}$  almacenamiento de perfil del suelo disponible para la evapotranspiración;  $R_{Vel}$  velocidad de propagación en cuenca;  $XK_0$  conductividad hidráulica vertical;  $H_F$  frente húmedo de succión;  $D_{TH}$  contenido de humedad en función del frente de humedad.

Tabla 7.4 – Valores de condiciones iniciales y niveles freáticos para los eventos considerados

Eventos	$Q_{ini}$ [m/time]	$SR_{ini}$ [m]	Prof. Freática
1-Jun-01	1,00E-05	0,048	3,55
1-May-02	5,50E-05	0,007	2
1-Ago-02	2,70E-05	0,053	2,88
1-Oct-02	4,00E-05	0,042	2,6
1-Mar-07	1,00E-05	0,062	4,24
1-Nov-11	1,10E-05	0,048	3,48
1-Sept-12	4,50E-05	0,0083	1,4

Figura 7.2 – Relación entre las PF de la estancia La Vanguardia y a.  $SR_{ini}$  – b.  $Q_{ini}$ 

### 7.3 Análisis de los resultados del modelo

La implementación y calibración del TopModel en la cuenca permitió reproducir el comportamiento del sistema para los diferentes eventos variando solo las condiciones iniciales. Los valores de estos parámetros en ocasiones son difíciles de medir o cuantificar antes de un evento.

Una alternativa para predecir los valores de  $SR_{ini}$  y  $Q_{ini}$  es correlacionarlos con alguna variable hidrológica simple de medir y que represente el estado de humedad de la cuenca. Una variable que cumple con estas características es el nivel freático. En el ítem 5.3 se demostró que con los valores de los niveles freáticos se pueden representar la variación de tamaño de las VSAs.

Por lo mencionado, para estimar las condiciones iniciales de la zona de estudio se relacionaron los valores de  $SR_{ini}$  y  $Q_{ini}$  con los niveles freáticos medidos en un punto y se ajustaron expresiones que representen la variación entre ambas variables.

La etapa de calibración muestra que estado de la condición inicial es fundamental para representar la respuesta del sistema de llanura con el TopModel para distintos escenarios hidrológicos. Los valores de  $Q_{ini}$  y  $SR_{ini}$  deben ser medidos o cuantificados antes de la tormenta. El caudal puede ser estimado por lecturas de regletas o mediciones continuas de un limnógrafo en una sección de control. Mientras que el déficit inicial del almacenamiento de la zona radicular podría ser determinado con una red de tensiómetros o sonda paramétrica.

Estas condiciones iniciales podrían ser monitoreadas con el instrumental detallado, pero generalmente, esto no es frecuente en las cuencas de la región. Rara vez se tienen mediciones del déficit del almacenamiento de la zona radicular y los caudales solo son monitoreados durante una crecida importante o ante la ocurrencia de algún evento extremo.

La relación presentada en Figura 7.2 es otra forma de estimar las condiciones iniciales para el TopModel teniendo en cuenta los niveles freáticos de la zona. La determinación de  $Q_{ini}$  y  $SR_{ini}$  puede volverse más sencilla porque la medición de los niveles freáticos es más simple dado que solo es necesario contar con una sonda piezométrica. Plantear este tipo de relación no es nuevo, ya que en regiones húmedas de Bélgica, Troch y De Troch (1993) encontraron una formulación para relacionar las variaciones de las PF con  $SR_{ini}$ .

Otro proceso interesante evaluado en la modelación del sistema de llanura con el TopModel fue la relación entre los procesos de generación de escorrentía dunneano y hortoniano. La preponderancia de uno u otro proceso se obtuvo con el análisis del origen de los volúmenes de escurrimiento en cada evento.

En las simulaciones de los eventos donde el flujo por saturación fue mayoritario en la generación de escorrentía se determinaron los porcentajes de áreas saturadas. Esta información está asociada a los valores del  $I_{SH}$  por medio del histograma presentado anteriormente en la Figura 6.10. Con el valor del  $I_{SH}$  se generaron mapas de las VSAs que contribuyeron en cada evento en la generación del escurrimiento. Estos mapas pudieron ser contrastados con los mapas de VSAs obtenidos de las imágenes satelitales para fechas similares a los eventos simulados.

Los resultados de la modelación muestran que los niveles freáticos son uno de los indicadores del estado de saturación de los sistemas de llanura. La influencia de los mecanismos dunneanos u hortonianos en la generación de la escorrentía en la zona de llanura depende fuertemente de la profundidad en que se encuentra la napa freática.

La aplicación del  $I_{SH}$  en el TopModel permitió determinar cómo fueron generados los escurrimientos para cada evento simulado. Con esta separación de volúmenes se analizó la preponderancia de un proceso sobre el otro en la generación de la escorrentía en áreas de llanura. En la Tabla 7.5 se presenta el porcentaje de contribución de volumen de agua generado por cada proceso a la escorrentía total.

Como se observa, la preponderancia de uno y otro proceso de generación de escorrentía varían con respecto al estado de saturación de la cuenca determinado en función de los niveles freáticos. La escasa profundidad de la napa ocasiona que el suelo no tenga capacidad de retener agua ante la ocurrencia de un evento. El proceso de generación de escorrentía predominante para este estado de la cuenca es el dunneano. Esto se observa en los eventos mayo, agosto y octubre del 2002 y septiembre 2012 donde los niveles freáticos se encuentran a menos de 3 m de la superficie del terreno en la estancia La Vanguardia.

En cambio, para niveles freáticos bajos, los suelos absorben el agua precipitada mientras que la tasa de infiltración base sea superior a la intensidad de lluvia. El agua infiltrada recarga el acuífero libre elevando el nivel freático que en ocasiones puede llegar a saturar el perfil del suelo. El proceso de generación de escorrentía predominante en estas condiciones es el hortoniano, como puede observarse en los eventos junio 2001, marzo 2007 y noviembre 2011.

Tabla 7.5 – Aporte de los procesos generadores de escorrentía al volumen escurrido total en cada evento simulado con el TopModel (I<sub>SH</sub>)

Eventos	Resultados del TopModel (I <sub>SH</sub> )			Datos Observados		
	Qd	Qh	VASs	Prof. Freatica	P [mm]	Qobs [m <sup>3</sup> /s]
13-Jun-01	41%	59%	N/A	3,55	136	112
13-May-02	81%	19%	21,47%	2,4	66,7	20,4
18-Ago-02	82%	18%	13,48%	2,88	100	38
13-Oct-02	83%	17%	17,70%	2,6	70	13,7
7-Mar-07	19%	81%	N/A	4,24	97,4	12,12
8-Nov-11	9%	91%	N/A	3,48	75,4	6,63
3-Sept-12	85%	15%	13,48%	1,4	23	6,34

Qd: porcentaje del volumen total escurrido generado mayoritariamente por el proceso dunneano

Qh: porcentaje del volumen total escurrido generado mayoritariamente por el proceso hortoniano

El TopModel con el I<sub>SH</sub> permitió representar adecuadamente los mecanismos de generación de flujo en la cuenca de llanura, identificando el volumen de agua que genera cada mecanismo en cada evento. Con el análisis de estos resultados se estableció una relación que vincula el estado de las condiciones iniciales del sistema con el tipo de flujo generado.

El área saturada contribuyente al escurrimiento se logró determinar en los eventos de mayo, agosto y octubre del 2002 y septiembre 2012. En estos eventos el flujo por saturación fue mayoritario en la generación de escorrentía.

En cambio, cuando el flujo hortoniano prevalece, el TopModel no permite diferenciar el porcentaje de VSAs interviniente en el cálculo del volumen de flujo, dada las características del proceso el modelo identifica a toda el área de la cuenca como contribuyente al escurrimiento.

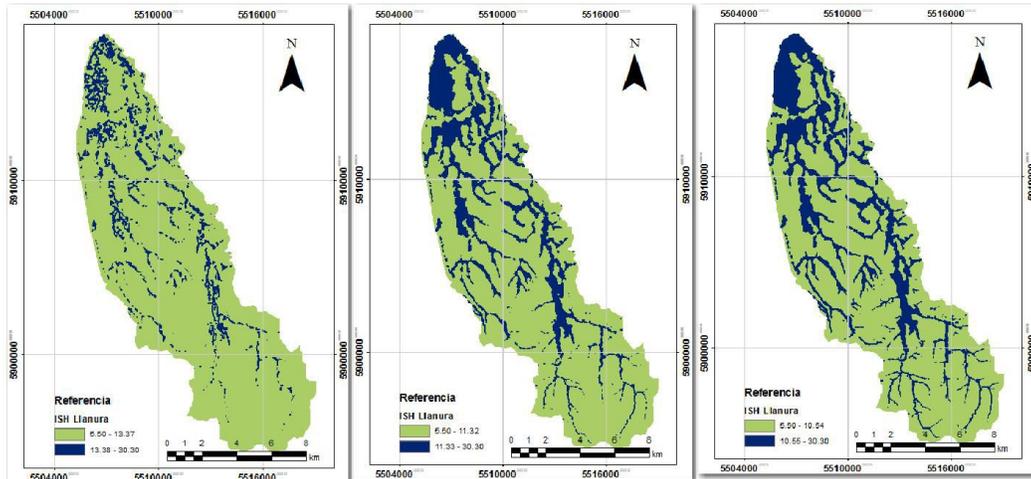
El nuevo  $I_{SH}$  aplicado en el TopModel posibilita representar la variación espacial y temporal de las VSAs en la cuenca baja. En la Figura 7.3 se presentan mapas con la distribución espacial del área saturada para cada evento. Los mapas se generaron con la relación entre el área saturada vs  $I_{SH}$  mostrado en la Figura 6.10.

En los mapas se observa que a medida que disminuye el valor del  $I_{SH}$  aumenta el porcentaje de área saturada. Estas áreas se ubican en los sectores cercanos a la red de drenaje y en áreas bajas. En cuenca baja la ubicación de las VSAs se corresponde con la presencia de los suelos con problemas de anegamiento frecuente.

El mapa de VSAs determinado con simulación del evento de octubre del 2002 se contrastó con el obtenido de las imágenes satelitales para una fecha anterior a la tormenta. El mapa de VSAs obtenido con los resultados del modelo, presentado en la Figura 7.4 a, tiene una superficie saturada mayor que el mapa generado con las imágenes satelitales. Esta diferencia se debe a que la imagen satelital con la que se identificaron las VSAs es anterior al evento, en realidad este mapa representa la condición inicial del sistema. Mientras que con los resultados del modelo se obtiene la superficie saturada o contribuyente durante el evento, que lógicamente es mayor.

En cuanto a la ubicación de las VSAs, se observa que existe una buena correspondencia entre los sectores identificados con las imágenes satelitales y los determinados con los resultados del TopModel. Los resultados del modelo presentan una coherencia física en la distribución de las VSAs en la zona baja de la cuenca. La utilización del  $I_{SH}$  en el modelo es adecuada para la representación de la formación de las VSAs en zonas de llanura donde el nivel freático es un factor importante en la saturación de los suelos.

Por último se presenta en la Figura 7.5 una comparación de cómo se representa un mismo porcentaje de área saturada con los mapas de los índices  $I_{SH}$  y  $I_{Top}$ . Se observa que en ambos mapas, como es de esperar, las VSAs en cuenca alta son identificadas de igual manera. En cambio, el  $I_{Top}$  en cuenca baja distribuye las VSAs siguiendo un patrón de pequeñas redes de drenaje, las cuales no se asemejan al sistema real. Estas pequeñas redes que impone el  $I_{Top}$  son en parte producto de su metodología de cálculo que establece una continuidad en el escurrimiento y por la baja pendiente del terreno. En cambio con el  $I_{SH}$ , las VSAs sí son representadas adecuadamente ya que pueden observarse en la zona baja distribuidas sobre la red de drenaje y zonas aledañas a la misma.



Agosto 2002      Octubre 2002      Mayo 2002  
 VASs 13.48%  $I_{SH}$  13.38    VASs 17.7%  $I_{SH}$  11.33    VASs 21.47%  $I_{SH}$  10.55

Figura 7.3 – Distribución espacial de las VASs para los eventos de mayo, agosto y octubre del 2002 simulados con el TopModel

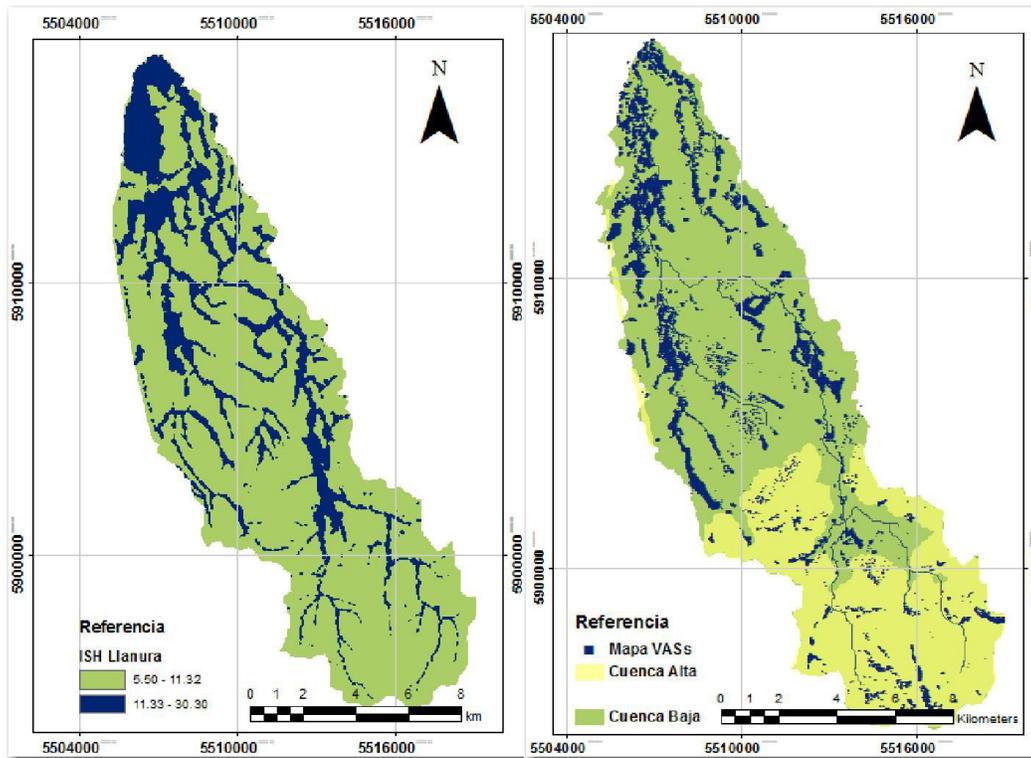


Figura 7.4 – Comparación entre mapas de VSAs para el evento de octubre 2002: a. Obtenido de la simulación del TopModel con el  $I_{SH}$ . b. Determinado con la imagen satelital 0710/2002 (ítem 4.1) 6 días antes del evento.

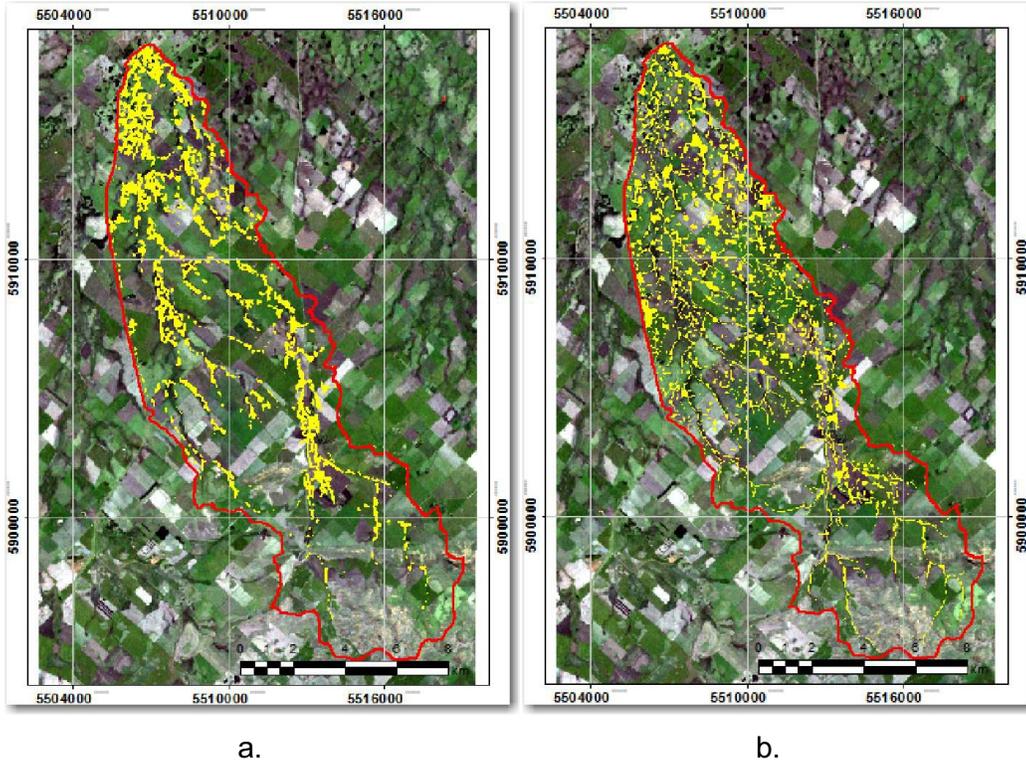


Figura 7.5 – Mapas de VSAs que representan un 13.48% de área saturada (evento de Agosto 2002): Generados con a.  $I_{SH}$  y b.  $I_{Top}$ .

#### 7.4 Conclusiones del capítulo

Los resultados obtenidos en la etapa de calibración del TopModel con  $I_{SH}$  muestran que existe una fuerte correspondencia entre la contribución de las VSAs al escurrimiento total y las fluctuaciones de las profundidades freáticas en la cuenca experimental.

Con el modelo fue posible determinar el volumen de escurrimiento generado en cada evento, discriminando el origen de la escorrentía. Con esta información se pudo analizar cuál de los mecanismos domina la escorrentía total en función de los niveles freáticos.

Cuando los niveles freáticos se encuentran altos, se satura el perfil de suelo en las zonas bajas del paisaje y el mecanismo dunneano predomina en el escurrimiento total. Al presentarse esta condición, aun bajas precipitaciones pueden producir altas escorrentías (evento octubre 2002).

En cambio, cuando los niveles freáticos son bajos, generalmente solo las precipitaciones de alta intensidad generan escurrimiento, siendo en este caso el proceso hortoniano el que domina el hidrograma.

Por último, el modelo con el  $I_{SH}$  representa satisfactoriamente la ubicación de las VSAs en la cuenca de estudio. Esto muestra que con el nuevo índice la delimitación de las VSAs en las zonas bajas tiene coherencia física, debido a que se corresponde con las áreas donde el nivel freático es un factor importante en la saturación de los suelos.

# CAPÍTULO 8

## *Conclusiones y Recomendaciones*

### **8.1 Conclusiones**

1. La metodología de bi-plot SWIR vs NDWI se muestra adecuada para identificar zonas extensas de áreas saturadas en sistemas de llanura. El ploteo de ambas bandas no presenta zonas de transición, pudiéndose identificar bien las zonas húmedas, suelo secos y vegetación. La técnica resultó favorable tanto para escenarios con exceso o déficit hídrico.
2. Se encontró una fuerte relación entre las áreas saturadas totales y las profundidades freáticas en la cuenca en estudio, con un coeficiente de determinación de 0,72. La relación obtenida indica que las VSAs influyen significativamente en el proceso de transformación precipitación-escorrentía en la cuenca, ya que para profundidades freáticas menores a 2,0 m, el área saturada supera el 25% de la superficie total, mientras que para profundidades freáticas mayores a 4,0 m, el porcentaje se reduce al 5%.
3. El modelo MIKE SHE permitió representar adecuadamente: a) la transición de la respuesta del sistema entre condiciones hidrológicas variables (periodos secos y húmedos), verificando con esto la correcta la formulación del modelo y b) los mecanismos de generación de escorrentía dunneanos. Los resultados obtenidos de la modelación permitieron verificar la estrecha relación entre las variaciones de los niveles freáticos y el aporte de las VSAs en el escurrimiento total en la cuenca experimental. Si bien este modelo se ha desempeñado correctamente, en este trabajo se planteaba implementar un modelo hidrológico simple que también represente los distintos procesos generadores de escorrentía.
4. El  $I_{TOP}$  planteado por Beven y Kirkby (1979) permite representar el comportamiento de las VSAs en zonas con pendientes superiores al rango del 2%. Básicamente este índice representa la acumulación de flujo presente al pie de las laderas. En cambio, para áreas con pendientes por debajo del rango del 2%, no representa adecuadamente el relieve, perdiendo su significado físico. En estos sectores, al poseer pendientes bajas el índice adopta valores altos, independientemente del tamaño del área drenada. Esto conlleva a identificar zonas con alta probabilidad de saturación, aunque las mismas se encuentren en sectores difícilmente anegables.

5. El nuevo índice  $I_{SH}$  propuesto en esta tesis mejora significativamente la distribución espacial de las VSAs en sistema de llanuras con respecto al índice tradicional. Identifica las VSAs generadas por el ascenso de napa freática o por acumulación de flujo al pie de la ladera. Por consiguiente el mapa del nuevo índice permite representar las áreas generadoras de escorrentía por mecanismos dunneanos, tanto en zonas serranas como en llanura. En las zonas de llanura los valores altos del  $I_{SH}$  se corresponden a celdas contiguas a la red de drenaje y a sectores planos o deprimidos. Esto es coincidente con las áreas que frecuentemente son anegadas por causa del ascenso del nivel freático.

6. Con la ayuda de aplicaciones de GIS se logró generar una herramienta para automatizar el cálculo del mapa del  $I_{SH}$ . Esta herramienta, creada al simplificar y agilizar el proceso de cálculo, permite obtener el índice en otras cuencas similares con solo poseer conocimientos básicos de GIS. Además, al acoplarse al modelo ArcGIS, la herramienta puede ser utilizada por gran número de usuarios.

7. Los resultados obtenidos en la etapa de calibración del TopModel con  $I_{SH}$  muestran que existe una fuerte correspondencia entre la contribución de las VSAs al escurrimiento total y las fluctuaciones de las profundidades freáticas en la cuenca experimental. A partir de los resultados obtenidos fue posible determinar el volumen de escurrimiento generado en cada evento, discriminando el origen de la escorrentía. Cuando los niveles freáticos se encuentran altos, se satura el perfil de suelo en las zonas bajas del paisaje y el mecanismo dunneano predomina en el escurrimiento total. En cambio, cuando los niveles freáticos son bajos, generalmente solo las precipitaciones de alta intensidad generan escurrimiento, siendo en este caso el proceso hortoniano el que domina el hidrograma.

8. El modelo con el  $I_{SH}$  representa satisfactoriamente la ubicación de las VSAs en la cuenca de estudio.

La metodología de determinación del  $I_{SH}$  propuesta en esta tesis puede ser extrapolada en otros sistemas de llanura similares para adecuar el modelo TopModel a las características de estos sistemas. Esto permitirá mejorar la evaluación de la distribución espacio-temporal de la escorrentía en estos sistemas, contemplando en la simulación hidrológica el mecanismo de generación de escorrentía de saturación, además del hortoniano, sin necesidad de aplicar un modelo hidrológico distribuido basado físicamente.

Dada la simpleza del modelo TopModel, que lo hace aplicable aún en cuencas con escasa información, es de esperar su difusión en aplicaciones profesionales en sistemas de llanura.

## 8.2 Recomendaciones

Es necesario avanzar con un método simple que pueda representar adecuadamente la propagación en cuenca de la escorrentía superficial. Si bien este objetivo es muy ambicioso dada la complejidad de la dinámica hídrica en zonas planas, se podría comenzar intentado acoplar los mecanismos generadores de escorrentía del TopModel con un modelo que represente adecuadamente el movimiento del agua en esta zona (Scioli, 2009).

El valor de la pendiente para el cual el  $I_{Top}$  deja de tener validez y debe ser usado el  $I_{SH}$  no es fácil de definir. Para reducir esta incertidumbre, se recomienda repetir la metodología planteada en esta tesis en otras cuencas con similares características a la estudiada. Esto permitirá acotar, con mayor representatividad, el rango de pendiente para el cual el nuevo índice es representativo para la identificación de las VSAs.

En la metodología planteada para la determinación del nuevo índice, se rellenan los intervalos de las zonas con y sin VSAs con valores del  $I_{SH}$  en función de una distribución lineal adoptada. Si bien con este criterio los resultados fueron satisfactorios, sería interesante plantear otro tipo de distribución (por ejemplo logarítmica, exponencial, etc) para la asignación de los valores del  $I_{SH}$  dentro de las zonas mencionadas.

Para salvar algunos inconvenientes en la explotación del modelo distribuido (por ejemplo la diferenciación del origen de flujo) se podría transferir la experiencia de la modelación y los datos de entrada a un modelo gratuito y de código abierto como el SHALL 3 (Zimmermann y Riccardi, 2003). Con esta alternativa se podría modificar los códigos del modelo para poder extraer la información necesaria para un mejor análisis de los resultados.

Con respecto a la técnica para identificación de las VSAs con imágenes satelitales, sería interesante fomentar el estudio de distintas herramientas estadísticas que ayuden a mejorar o sistematizar la identificación de las zonas saturadas, con el objetivo de determinar una metodología sistemática para la cuantificación de las VSAs con imágenes satelitales en zonas de llanura.

# CAPÍTULO 9

## *Bibliografía*

- Abbott, M.B.; Bathurst, J.C.; Cunge, J.A.; O'Connell and Rasmussen; 1986a. An introduction to the European hydrological system - Système Hydrologique Européen, SHE, 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, 87: 45-59.
- Abbott, M.B.; Bathurst, J.C.; Cunge, J.A.; O'Connell and Rasmussen; 1986b. An introduction to the European hydrological system - Système Hydrologique Européen, "SHE", 2: Structure of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, 87: 61-77.
- Ågren, M.; Lidberg, W.; Strömgren, M.; Ogilvie J. and Arp, P. A.; 2014. Evaluating digital terrain indices for soil wetness mapping – a Swedish case study *Hydrology Earth System Science* 18, 3623–3634, 2014 [www.hydrol-earth-syst-sci.net/18/3623/2014/doi:10.5194/hess-18-3623-2014](http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/18/3623/2014/doi:10.5194/hess-18-3623-2014).
- Ali, G.; Birkel, C.; Tetzlaff, D.; Soulsby, C.; McDonnell, J. J. and Tarolli, P.; 2014. A comparison of wetness indices for the prediction of observed connected saturated areas under contrasting conditions. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39: 399–413. doi:10.1002/esp.3506.
- Alley W.; 1986. Summary of experience with the Distributed Routing Rainfall-Runoff Model (DR3M). *Urban Drainage Modelling (Proceedings, International Symposium on Comparison of Urban Drainage Models with Real Catchment Data, UDM 86, Dubrovnik)*. Edited by Maksimovic and Radojkovic, 403-415, Pergamon Press, Oxford, UK.
- Ambrose, B.; Beven, K. J.; and Freer, J.; 1996a. Towards a generalization of the TOPMODEL concepts: topographic indices of hydrological similarity. *Water Resource. Res.*, 32, 2135±2145.
- Ares, G.; 2010. Escurrimiento superficial en una cuenca del Sistema de Tandilia: Análisis de su dinámica y de los principales factores que lo condicionan. Tesis Maestría. Escuela para Graduados Alberto Soriano (FAUBA). Bs. As. Argentina.
- Badano, N.; 2010. Modelación Integrada de Grandes Cuencas de Llanura con Énfasis en la Evaluación de Inundaciones. Tesis de grado en Ingeniería Civil Facultad de Ingeniería UBA
- Barnes, H.H. Jr.; 1967. Roughness Characteristics of Natural Channels. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1849.

- Betson, R. P.; 1964. What Is Watershed Runoff?. *Journal of Geophysical Research*, 68: 1541-1552.
- Beven, K. and Wood, E. F.; 1983. Catchment Geomorphology and the Dynamics of Runoff Contributing Areas. *Journal of Hydrology*, 65 139-158.
- Beven, K. and Freer, J.; 2001. A dynamic TopModel. *Hydrological Processes*, 15: 1993–2011. doi: 10.1002/hyp.252.
- Beven, K.; 1997. TopModel: a critique. *Hydrological Processes* 11:1069–1085.
- Beven, K. J.; Wood, E. F. and Sivapalan, M.; 1988. On hydrological heterogeneity – catchment morphology and catchment response, *Journal of Hydrology*, 100, 353–375.
- Beven, K.; Kirkby, M.; Schofield, N. and Togg, A. F.; 1984. Testing a Physically-Based Flood Forecasting Model (TopModel) for three U.K. Catchments. *Journal of Hydrology*. Vol. 69, pp. 119–143.
- Beven K. and Kirkby, M.; 1979. A physically-based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Science Bulletin* 24:43–69.
- Beven, K.; 2001. *Rainfall Runoff Modelling. The Primer*. Ed. Wiley – ISBN 978-0-471-98553-2 (HB).
- Boehner, J. and Selige, T.; 2006. Spatial Prediction of Soil Attributes Using Terrain Analysis and Climate Regionalisation, In: Boehner, J., McCloy, K.R. y Strobl, J.: *SAGA - Analysis and Modelling Applications*, Goettinger Geographische Abhandlungen, Vol.115, p.13-27.
- Buchanan B. P.; Fleming M.; Schneider, R. L.; Richards, B. K.; Archibald, J.; Qiu, Z. and Walter. M. T.; 2014. Evaluating topographic wetness indices across central New York agricultural landscapes. *Hydrology Earth System Sciences*, 18, 3279–3299, [www.hydrol-earth-syst-sci.net/18/3279/2014/doi:10.5194/hess-18-3279-2014](http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/18/3279/2014/doi:10.5194/hess-18-3279-2014).
- Buytaert, W.; 2011. TopModel: Implementation of the Hydrological Model TopModel in R. R Package Version 0.7.2-2. <http://CRAN.R-project.org/package=topmodel>.
- Callow, J. N.; Van Niel, K. P. and Boggs, G. S.; 2007. How does modifying a DEM to reflect known hydrology affect subsequent terrain analysis? *Journal of Hydrology* 332 (1–2), 30–39, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.06.020.
- Cazenave, G.; 2005. *Modelación Numérica del escurrimiento Superficial de la Cuenca del Arroyo del Azul: Aplicación de Modelos Agregados y Distribuidos*. Tesis de Maestría. Maestría en Recursos Hídricos en Zonas de Llanuras. Universidad Nacional de Rosario.
- Ceccato P.; Flasse S.; Tarantola S.; Jacquemoud S. and Gregoire J. M.; 2001. Detecting vegetation leaf water content using reflectance in the optical domain. *Remote Sensing Environment* vol 77, pp. 22–33.
- Chander, G.; Markham, B. L. and Helder, D. L.; 2009. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote Sensing of Environment*, 113 , 893–903.

- Chavez, P. S. Jr.; 1996. Image-based atmospheric correction - Revisited and improved. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 62(9), 1025–1036.
- Christiaens, K. and Feyen, J.; 2001. Analysis of uncertainties associated with different methods to determine soil hydraulic properties and their propagation in the distributed hydrological MIKE SHE model. *J. Hydrol.* 246:63–81.
- Chow, V. T.; 1959. *Open Channel Hydraulics*. McGraw-Hill. 680 pp.
- Clark, C. O.; 1945. Storage and the Unit Hydrograph. *ASCE Trans.* 110. 1419–1446.
- Cuo, L.; Giambelluca, T. W.; Ziegler, A. D. and 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, doi:10.1016/j.foreco.2005.12.009.
- De Alwis, D. A.; Easton, Z. M.; Dahlke, H. E.; Philpot, W. D. and Steenhuis, T. S.; 2007. Unsupervised classification of saturated areas using a time series of remotely sensed images. *Hydrology Earth System Science*, 11, 1609–1620.
- DHI; 2005. MIKE-SHE v2005 User Guide and Technical Reference Manual. Danish Hydraulic Institute, Denmark.
- Donigian, A. S. and Davis, H. H. Jr.; 1978. *User's Manual for Agricultural Runoff Management (ARM) Model*, U.S. Environmental Protection Agency, EPA- 600/3-78-080.
- Donigian, A. S. Jr.; Baker, D. A. Haith and Walter, M. F.; 1983. *HSPF Parameter Adjustments to Evaluate the Effects of Agricultural Best Management Practices*, EPA Contract No. 68-03-2895, U.S. EPA Environmental Research Laboratory, Athens, GA, (PB-83-247171).
- Downer, C.W. and Ogden, F.L.; 2004. GSSHA: Model to simulate diverse stream flow producing processes. *Journal of Hydrologic Engineering*, 9 (3), pp. 161–174.
- Dunne, T. and Black, R.; 1970. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resources Research* 6:1296–1311.
- Dunne, T. and Leopold, L.; 1978. *Water in Environmental Planning*. W.H. Freeman: New York; 818 pp.
- Easton, Z.; Fuka, D.; Walter, T.; Cowan, D.; Schneiderman, E. and Steenhuis, T.; 2008. Re-conceptualizing the soil and water assessment tool (SWAT) model to predict runoff from variable source areas. *Journal of Hydrology* 348, 279– 291.
- Engelen, G.; 2000. MODULUS: A Spatial Modelling Tool for Integrated Environmental Decision Making. [http://www.riks.nl/RiksGeo/proj\\_mod.htm](http://www.riks.nl/RiksGeo/proj_mod.htm).

- Engman, E. and Chauhan, N.; 1995. Status of microwave soil moisture measurements with remote sensing. *Remote Sensing of Environment* 51:189–198.
- Felicísimo, A. M.; 1994. Modelos digitales del terreno. Introducción y aplicaciones en ciencias ambientales. 118pp. <http://www.etsimo.uniovi.es/feli/pdf/libromdt.pdf>
- Federal Highway Administration (FHA); 2001. Urban Drainage Design Manual. U. S. Department of Transportation Federal Highway Administration. Hydraulic Engineering Circular No. 22, Second Edition.
- Feldman, A.D.; 2000. Hydrologic Modeling System HEC-HMS, Technical Reference Manual U.S. Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, HEC, Davis, CA, USA.
- Fensholt, R. and Sandholt, I.; 2003. Derivation of a shortwave infrared water stress index from MODIS near- and shortwave infrared data in a semiarid Environment. *Remote Sens. Environ.*, vol. 87, pp. 111–121.
- Freer, J.E.; McMillan, H.; McDonnell, J.J. and Beven K. J.; 2004. Constraining dynamic TopModel responses for imprecise water table information using fuzzy rule based performance measures. *Journal of Hydrology* 291. 254–277
- Fuschini Mejía, M. C.; 1994. El agua en las llanuras. UNESCO/ORCYT. Montevideo, Uruguay. 54 pp.
- Gao, B.; 1996. NDWI. A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space, *Remote Sensing. Environment*, 58(3), 257–266.
- Grabs, T.; Seibert, J.; Bishop, K. and Laudon, H.; 2009. Modeling spatial patterns of saturated areas: A comparison of the topographic wetness index and a dynamic distributed model, *Journal Hydrology*, 373, 15–23, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.03.031.
- Güntner, A.; Seibert, J. and Uhlenbrook, S.; 2004. Modeling spatial patterns of saturated areas: An evaluation of different terrain indices, *Water Resources Research*, 40, W05114, doi:10.1029/2003WR002864.
- Haas, J.; 2010. Soil moisture modelling using TWI and satellite imagery in the Stockholm region. Master's of Science Thesis in Geoinformatics; TRITA-GIT EX 10-001 Royal Institute of Technology (KTH); 100 44 Stockholm, Sweden.
- Halcrow & Partners; 1999. Plan Maestro Integral de la Cuenca de Río Salado. Ministerio de Obras y Servicios Públicos de la Provincia de Buenos Aires. La Plata, Argentina.
- Havno, K.; Madsen, M. and Dorge, J.; 1996. MIKE 11 - A generalised river modelling package, in *Computer Models of Watershed Hydrology*, Singh, V.P., Ed., Water Resources Publications, Colorado, USA.

- Henriksen, H. J.; Trolborg, L.; Nyegaard, P.; Sonnenborg, T. O.; Refsgaard, J. C. and Madsen, B.; 2003. Methodology for construction, calibration and validation of a national hydrological model for Denmark. *Journal of Hydrology* 280 - 52–71
- Hewlett, I. D.; 1961. Watershed Management, in Report for 1961. Southeastern Forest Experiment Station, US Forest Service. Asheville, NC.
- Hewlett, J. D. and Hibbert, A. R.; 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in Humid Areas. *Progress in Physical Geography*; 33: 288-293.
- Hjerdt, K. N.; McDonnell, J. J.; Seibert, J. and Rodhe, A.; 2004. A new topographic index to quantify downslope controls on local drainage. *Water Resources Research*, Vol. 40, W05602, doi:10.1029/2004WR003130
- Horton, R.; 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Eos (Transactions of the American Geophysical Union)* 14: 44–460.
- Hunter, N. M.; 2006. Flood Inundation Modelling. PhD Thesis, School of Geography, Bristol University, Bristol.
- Hutchinson, M. F.; 1988. Calculation of hydrologically sound digital elevation models. Third International Symposium on Spatial Data Handling, Sydney. Columbus, Ohio: International Geographical Union.
- Hutchinson, M. F.; 1989. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *Journal of Hydrology*:106, 211-232.
- IHLLA; 2000. Avance metodológico en el tratamiento de los recursos hídricos en una cuenca de llanura. Proyecto CIC-UNCPBA. Informe Final. Instituto de Hidrología de Llanuras, Azul, Argentina
- Jackson, T. J.; 1993. Measuring surface soil moisture using passive microwave remote sensing. *Hydrological Process*, 7, 139–152, doi:10.1002/hyp.3360070205.
- Kirkby, M. J. and Weyman, D. R.; 1974. Measurements of contributing area in very small drainage basins. Seminar Series B, No. 3. Department of Geography, University of Bristol, Bristol.
- Kristensen, K. J. and Jensen, S. E.; 1975. A model for estimating actual evapotranspiration from potential evapotranspiration. *Royal Veterinary and Agricultural University, Nordic Hydrology* 6.
- Kopecký, M. and Čížková, Š.; 2010. Using topographic wetness index in vegetation ecology: does the algorithm matter? *Applied Vegetation Science*, 13: 450–459. doi:10.1111/j.1654-109X.2010.01083.x
- Kumar R. B. C. and Lakshman N.; 2015. Identification of Hydrologically Active Areas in a Watershed using Satellite Data. *Aquatic Procedia* 4 1339 – 1344 doi: 10.1016/j.aqpro.2015.02.174.

- LaLonde, T.; Shortridge, A. and Messina, J.; 2010. The Influence of Land Cover on Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) Elevations in Low-relief Areas. *Transactions in GIS*, 14: 461–479. doi: 10.1111/j.1467-9671.2010.01217.
- Larson, K. M.; Small, E. E.; Gutmann, E. D.; Bilich, A. L.; Braun, J. J. and Zavorotny, V. U.; 2008. Use of GPS receivers as a soil moisture network for water cycle studies, *Geophysical Research Letters*, 35, 1–5, doi:10.1029/2008GL036013.
- Liu, H. L.; Chen, X.; Bao, A. M. and Wang, L.; 2007. Investigation of groundwater response to overland flow and topography using a coupled MIKE SHE/MIKE 11 modeling system for an arid watershed. *Journal of Hydrology* Vol. 347, 448-459.p.
- Mallick, K.; Bhattacharya, B. K. and Patel, N. K.; 2009. Estimating volumetric surface moisture content for cropped soils using a soil wetness index based on surface temperature and NDVI, *Agricultural and Forest Meteorology*, 149, 1327–1342, doi:10.1016/j.agrformet.2009.03.004.
- Martz, L.W. and Garbrecht, J.; 1992. A comprehensive system for extracting channel network and subwatershed parameters from digital elevation models. Supplement to EOS, *Transactions of the American Geophysical Union* 73(43) 1203
- McMaster, K.J.; 2002. Effects of digital elevation model resolution on derived stream network positions. *Water Resources Research* 38 (4), 13.1–13.9, doi:10.1029/ 2000WR000150.
- Moore, I. D.; Burch, G. J. and Mackenzie, D. H.; 1988. Topographic effects on the distribution of surface soil water and the location of ephemeral gullies. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 31, 1098–1107.
- Moore, I. D.; Grayson, R. B. and Ladson, A. R.; 1991. Digital terrain modelling: A review of hydrological, geomorphological, and biological applications, *Hydrol. Process*, 5, 3–30, doi:10.1002/hyp.3360050103.
- Moore, I. D.; Norton, T. W. and Williams, J. E.; 1993. Modelling environmental heterogeneity in forested landscapes, *Journal of Hydrology*, 150, 717–747.
- Morel-Seytoux, H. J. and Khanji, D. J.; 1974. Derivation of an Equation of Infiltration. *Water Resources Research*. Vol 10, num 4 pp. 765
- Morgan, R. P. C.; Quinton, R. E.; Smith, R. E.; Govers, G.; Poesen, J. W. A.; Auerswald, K.; Chisci, G.; Torri, D.; Styczen, M.E. and Folly, A. J. V.; 1998. *The European soil erosion model and user guide*. Version 3.6. Silsoe College. Cranfield University. Reino Unido
- Mualem Y.; 1976. A new model predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resource Research*. 12:513-522.
- Nash, J. E. and Sutcliffe, J. V.; 1971. River flow forecasting through conceptual models. *Journal of Hydrology*, 13: 297-324.

- Needleman, B.; Gburek, W.; Petersen, G.; Sharpley, A. and Kleinman, P.; 2004. Surface runoff along two agricultural hillslopes with contrasting soils. *Soil Science Society of America Journal* 68: 914–923.
- Obled, C. H.; Wendling, J. and Beven, K.; 1994. The sensitivity of hydrological models to spatial rainfall patterns: an evaluation using observed data, *Journal of Hydrology*, 159,305-333.
- Ocampo, C.; Sivapalan, M. and Oldham, C.; 2006. Hydrological connectivity of upland-riparian in agricultural catchments: Implications for runoff generation and nitrate transport. *Journal of Hydrology* 331, 643– 658.
- Olivera, F. and Maidment, D.; 1999. Developing a Hydrologic Model of the Guadalupe Basin. Center for Research in Water Resources, Austin, Texas.
- Preciado, C.; 2009. Uso de Técnicas de Teledetección y SIG para el Análisis de una Precipitación Máxima Diaria en el Partido de Tres Arroyos. Tesis maestría en Teledetección y SIG. Universidad Nacional de Centro de la Provincia de Buenos Aires - Facultad de Agronomía.
- Qin, C.; Zhu, A.; Pei T.; Li, B.; Scholten, T.; Behrens, Z. and Thorsten, C.; 2011. An approach to computing topographic wetness index based on maximum downslope gradient. *Precision agriculture* 12:32–43 DOI 10.1007/s11119-009-9152-y
- Quinn, P.; Beven, K.; Chevallier, P. and Planchon, O.; 1991. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes* 5:59- 79
- Quiñonero Rubio, J. M. y Alonso Sarría, F.; 2007. Modelización de la dinámica hidrológica y erosiva en barrancos de la cuenca del río Quípar (sureste de España) con GRASS, GeoFocus (Artículos), nº 7, p. 188-215, ISSN: 1578-5157
- Refsgaard, J. C. and Storm, B.; 1995. MIKE SHE. In *Computer Models of Watershed Hydrology*: Singh, V.P., ed., Highlands Ranch, Colo., Water Resources Publications, p. 809-846.
- Refsgaard, J. C.; 1997. Parameterization, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology* 198(1-4):69-97. doi: 10.1016/S0022-1694(96)03329-X
- Rentería, J. y Stenta, H.; 2003. Desarrollo de soporte computacional interactivo para sistema de simulación hidrológica superficial. Tesis de Grado Ingeniería Civil. Facultad de Cs. Exactas, Ingeniería y Agrimensura. Universidad Nacional de Rosario. Rosario, Argentina.
- Riccardi, G.; 2000. “Cell model for hydraulic modeling”. *Journal of Environmental Hydrology*. Vol. 8, paper 15, 1-13.
- Richards, L. A.; 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums, *Journal of Applied Physics*, 1(5), 318-333.

- Rivas, R.; Schirmbeck, J.; Vives, L. y Wohl Coelho, O.; 2007. Estimación de la evapotranspiración regional mediante sensores remotos en el sistema acuifero Guaraní. Título del Número Acuifero Guaraní: avances en el conocimiento para su gestión sustentable. Revista de la Asociación Latinoamericana de Hidrología Subterránea para el Desarrollo, 93-107
- Rodriguez, E.; Morris, C. S. and Belz, J. E.; 2006. A global assessment of the SRTM performance. Photogramm. Remote Sensing in Engineering 72 (3), 249–260. Primera Edición/2007, 174 pág. ISBN 997496140-8.
- Sala, J. M.; Kruse, E. y Aguglino, R.; 1987. Investigación hidrológica de la Cuenca del Arroyo Azul, Provincia de Buenos Aires. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, Informe 37, 235 p.
- Sallies, A.R.; 1999. Clima e Inundaciones en la Pampa Deprimida. Floodplain Management Assosiation – 17th Semiannual Conference, Sept-Oct 1999. Sacramento, California, U.S.A.
- Sayde, C.; Gregory, C.; Gil-Rodriguez, M.; Tufillaro, N.; Tyler, S.; Van de Giesen, N.; English, M.; Cuenca, R. and Selker, J. S.; 2010. Feasibility of soil moisture monitoring with heated fiber optics, Water Resource Research, 46, W06201, doi:10.1029/2009WR007846.
- Sivapalan, M. and Wood, E. F.; 1987. A multidimensional model of nonstationary space-time rainfall at the catchment scale, Water Resource Research, 23, 1289–1299.
- Sivapalan, M.; Wood, E. F. and Beven, K. J.; 1990. On hydrologic similarity. 3. A dimensionless flood frequency model using a generalized geomorphologic unit hydrograph and partial area runoff generation, Water Resource Research, 26, 43–58.
- Sharma, A. and Tiwari, K. N.; 2014. A comparative appraisal of hydrological behavior of SRTM DEM at catchment level. Journal of Hydrology 519 (2014) 1394–1404.
- Schaap, M. G. and Leij, F. J.; 2000. Improved Prediction of Unsaturated Hydraulic Conductivity with the Mualem-Van Genuchten Model. Soil Science Society of America Journal 64, 843-851.
- Schneiderman, E.; Steenhuis, T.; Thongs, D.; Easton, Z.; Zion, M.; Neal A, Mendoza, G. and Walter, T.; 2007. Incorporating variable source area hydrology into a curve-number-based watershed model. Hydrological Processes. 21, 3420–3430.
- Schroeder, T. A.; Cohen, W. B.; Song, C.; Canty, M. J. and Yang, Z.; 2006. Radiometric correction of multi-temporal Landsat data for characterization of early successional forest patterns in western Oregon. Remote Sensing of Environment, 103, 16-26.
- Scioli C.; Pedraza, R.; Burgos, M.; Zimermann, E.; 2013. Identificación y Evaluación de Áreas Fuente Variables en Sistemas Hidrológicos de Llanura. XXIV Congreso Nacional del Agua, realizado por el Comité Permanente de los Congresos Nacionales del Agua en La Ciudad de San Juan.

- Scioli, C. y Villanueva, A.; 2011. Modelación Hidrológica de Grilla en Zonas de Llanura: Movimiento multidireccional del Agua. ISSN 1688-2881 - Aqua-Lac UNESCO Montevideo pp 1-8.
- Scioli, C.; 2009. Modelación del escurrimiento superficial en áreas de llanura: Implementación y calibración de un modelo distribuido de grilla. Tesis Maestría – Universidad Nacional de Rosario, Rosario, Argentina. 160 pp.
- Scioli, C. y Villanueva, A.; 2008. Modelación Hidrológica de Grilla en Zonas de Llanura, Workshop Internacional de Aplicaciones de SIG en Hidrología, Santa Fe
- Scioli, C.; Rivas, R. y Villanueva A.; 2007. Utilización del SRTM para fines hidrológicos en zonas de escaso relieve. XXI Congreso Nacional del Agua, Tucumán. Argentina
- Seibert, J.; Bishop, K.; Rodhe A. and McDonnell, J. J.; 2003. Groundwater Dynamics Along a Hillslope: A Test of the Steady State Hypothesis. *Water Resources Research*, 39(1): 1014, doi:10.1029/2002WR001404.
- Sørensen, R.; Zinko, U. and Seibert, J.; 2006. On the calculation of the topographic wetness index: evaluation of different methods based on field observations, *Hydrology and Earth System Sciences*, 10, 101–112, doi:10.5194/hess-10-101-2006.
- Srinivasan, M.; Gburek, W. and Hamlett, J.; 2002. Dynamics of stormflow generation—a field study in east-central. Pennsylvania, USA. *Hydrological Processes* 16(3): 649–665.
- Stisen, S.; Jensen, K. H.; Sandholt, I. and Grimes, D. I. F.; 2008. A remote sensing driven distributed hydrological model of the Senegal River basin. *Journal of Hydrology* Vol. 354, p.131– 148.
- Tarboton, D.; 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research* 33:309-319.
- Thompson, J. R.; Sørensen, H. R.; Gavin, H. and Refsgaard, A.; 2004. Application of the coupled MIKE SHE/MIKE 11 modelling system to a lowland wet grassland in southeast England. *Journal of Hydrology* 293, 151–179.
- Thorntwaite C. W.; 1948. An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geographical Review*, Vol. 38, No. 1. (Jan., 1948), pp. 55-94.
- Troch, P and De Troch, F.; 1993. Effective Water Table Depth to Describe Initial Conditions Prior to Storm Rainfall in Humid Regions. *Water Resources Research*, Vol. 29, N. 2, pages 427-434.
- Tucci, C. E. M.; 1998. Modelos Hidrológicos. Editora da UFRGS ABRH 650p.
- Tucker, C. J.; 1980. Remote sensing of leaf water content in the near infrared. *Remote Sensing of Environment*, vol. 10, pp. 23–32.
- U. S. Environmental Protection Agency; 2000. Basins Technical Note 6: Estimating Hydrology and Hydraulic Parameters for HSPF. <http://www.epa.gov/waterscience/basins/tecnote6.html>

- UTN-FRA; 2007. Plan de Desarrollo Integral del Río Salado: Estudio de Impacto Ambiental, Social y Territorial.
- Van Genuchten, M. Th.; 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* 44, 892–898
- Van de Griend, A. and Engman, E.T.; 1985. Partial area hydrology and remote sensing. *Journal of Hydrology* Volume 81, Issues 3-4, 15 November 1985, Pages 211-251
- Van Tol, J. J.; Le Roux, P. and Hensley, M.; 2011. Soil Indicators of Hillslope Hydrology. Application and Assessment in Soil Science, Dr. Burcu E. Ozkaraova Guncor (ed.) ISBN: 978-953-307-740-6, InTech, doi: 10.5772/28724.
- Varni, M.; 2005. Evaluación de la recarga al acuífero del Azul: valores medios y variaciones temporal y espacial. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura. Universidad Nacional de Rosario.
- Vázquez, R. F. and Feyen J.; 2003. Effect of potential evapotranspiration estimates on effective parameters and performance of the MIKE SHE-code applied to a medium-size. *Journal of Hydrology* 270 309–327
- Walter, T.; Steenhuis, T. S.; Mehta, V. K.; Thongs, D.; Zion, M. and Schneiderman, E.; 2002. Refined conceptualization of TOPMODEL for shallow subsurface flows. *Hydrological Processes Scientific Briefing Hydrological Process* 16, 2041–2046.
- Watershed Modeling System; 2004. WMS 7.1 Tutorial Environmental Modeling Research Laboratory of Brigham Young University. <http://www.emrl.byu.edu/wms.html>
- Weinzezzel, P.; 2005. Hidrodinámica de la Zona No saturada en Suelos Arguiudoles de la Cuenca del Arroyo del Azul. Tesis Doctoral en Geología. Universidad Nacional del Sur. Pp168
- Wolock, D. M. and Price, C. V.; 1994. Effects of digital elevation model map scale and data resolution on a topography-based watershed model. *Water Resources Research* 30, 3041–3052, doi:10.1029/94WR01971.
- Wolock, D. M.; 1995. Effects of subbasin size on topographic characteristics and simulated flow paths in the Sleepers River, Vermont watershed: *Water Resources Research*, v. 31, p. 1989-1997.
- Woods, R. A.; Sivapalan, M. and Robinson, J. S.; 1997. Modeling the spatial variability of subsurface runoff using a topographic index. *Water Resources Research* 33(5): 1061- 1073
- Yang, J. P.; Ding, Y. J. and Chen, R. S.; 2006. Spatial and temporal of variations of alpine vegetation cover in the source regions of the Yangtze and Yellow Rivers of the Tibetan Plateau from 1982 to 2001, *Environmental Geology*, 50(3), 313–322.

- 
- Yong, B.; Zhang, W. and Liu, C.; 2007. A Two-parameter Exponential Function Approach to Simply and Accurately Characterize Spatial Regime of Topographic Index for Land-surface Parameterizations. Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS 2007. IEEE International 10.1109/IGARSS.2007.4423871, Page(s): 4558 – 4561.
- Yamazaki, D.; Baugh, C.A.; Bates, P.D.; Kanae, S.; Alsdorf, D. E. and Oki, T.; 2012. Adjustment of a spaceborne DEM for use in floodplain hydrodynamic modelling, *Journal of Hydrology*, 436-437, pp..81-91
- Zabala, M.; 2009. Actualización del modelo conceptual y zonificación hidroquímica del acuífero de la cuenca del Arroyo del Azul. Tesis de maestría. UNLPAM.
- Zhang, Z.; Wang, S.; Sun, G. ; McNulty, S. G.; Zhang H.; Li, J.; Zhang, M.; Klaghofer, E. and Strauss, P.; 2008. Evaluation of the MIKE SHE Model for Application in the Loess Plateau, China. *Journal of the American Water Resources Association*. Vol. 44, No. 5.
- Zinko, U.; Seibert, J.; Dynesius, M. and Nilsson, C.; 2005. Plant species numbers predicted by a topography based groundwater-flow index, *Ecosystems*, 8, 430–441.
- Zimmermann, E. D. y Riccardi, G. A.; 2003. Modelo hidrológico superficial y subterráneo desarrollado para la simulación de sistemas de llanura. 1. Aplicación en el sistema Ludueña (Santa Fe, Argentina). *Boletín Geológico y Minero*, 114 (2): 147-158 ISSN: 0366-0176

# Anexo N° 1: Modelos Hidrológicos Aplicados

## TopModel

El TopModel propuesto por Beven y Kirkby (1979) es un modelo que simula el proceso lluvia-escorrentía teniendo en cuenta el concepto de VASs (Dunne y Black, 1970). El modelo representa movimiento del agua (infiltración, escurrimiento superficial, flujo subsuperficial, evapotranspiración y escurrimiento encauzado) a través de la cuenca. Este modelo es considerado un modelo de base física ya que sus parámetros pueden ser, teóricamente determinados en campo (Beven y Kirkby, 1979, Beven et al., 1984).

El modelo esquematiza cada subcuenca por medio de cuatro componentes: Área contribuyente, Intercepción, Zona No Saturada (ZNS) y Zona Saturada (Figura A1.1). Para simular el flujo superficial contempla los mecanismos generadores de escorrentía “hortoniano” (exceso de infiltración) y “dunneano” (exceso de saturación). Para éste último, actualiza el área contribuyente ( $A_c$ ) en cada paso de tiempo, en base al almacenamiento actual de agua en la zona saturada,  $S_3$ , de la topografía y de un parámetro de escala  $m$ .

El efecto de la topografía es evaluado por medio de un “índice topográfico” (Kirkby y Weyman, 1974). En la formulación original del modelo, el índice topográfico,  $I_{Top}$ , se expresa:

$$I_{Top} = \ln \left( \frac{a_i}{tg\beta_i} \right) \quad (A.1)$$

donde  $a_i$  es la superficie drenada por unidad de longitud de contorno que desagua en un punto  $i$  en la cuenca, y  $tg\beta_i$  es la pendiente del terreno en ese punto.

El índice se evalúa en forma distribuida, desagregando la subcuenca en una grilla de celdas regulares. Las hipótesis fundamentales que sustentan la expresión el índice son las siguientes (Beven, 1997):

- i) La dinámica del nivel freático puede ser aproximada por la producción de escurrimiento subterráneo uniforme, o sucesivos estados permanentes compatibles con tasas de recarga promediadas arealmente, sobre el área de aporte a un punto.
- ii) El gradiente hidráulico de la zona saturada puede ser aproximado por la pendiente topográfica local.
- iii) La transmisividad disminuye con la profundidad siguiendo una función que se asume exponencial y constante para la cuenca.

El índice es usado como un índice de similitud hidrológica: todos los puntos de la subcuenca con el mismo valor del índice son asumidos de responder de un modo hidrológicamente similar, mientras las condiciones de cobertura vegetal y tipo de suelo sean similares (Qin et al., 2011).

Por lo tanto, no es necesario hacer cálculos para todos los puntos en la subcuenca, sólo para diferentes valores del índice cubriendo el rango de variación de éste. Altos valores del índice tenderán a saturarse primero e indicarán áreas contribuyentes de escurrimiento potenciales. La expansión y contracción de tales áreas a medida de que la cuenca se humedece y seca es evaluada a partir de la función de distribución índice topográfico – área incremental de la cuenca y de S3.

El Índice Topográfico en un punto dado de la cuenca se calcula con una expresión que varía directamente con la superficie drenada (por unidad de longitud) que desagua en dicho punto e inversamente a la pendiente del terreno en el punto. Representa la probabilidad de saturación del punto. Valores bajos indican puntos con baja probabilidad de saturación, con pequeñas áreas de aporte y altas pendientes, como las zonas de cabecera de la cuenca. En cambio, valores altos indican puntos con alta probabilidad de saturación, con pendientes relativamente bajas y grandes áreas de aporte, como las zonas de pie de monte próximas a la red de drenaje.

En cuencas con relieve marcado, la expresión del Índice Topográfico describe adecuadamente las características topográficas y de drenaje. En cambio, en sistemas de llanura, pierde significado físico; debido a los valores muy bajos de pendiente, la expresión genera valores altos del índice, independientemente del tamaño del área drenada.

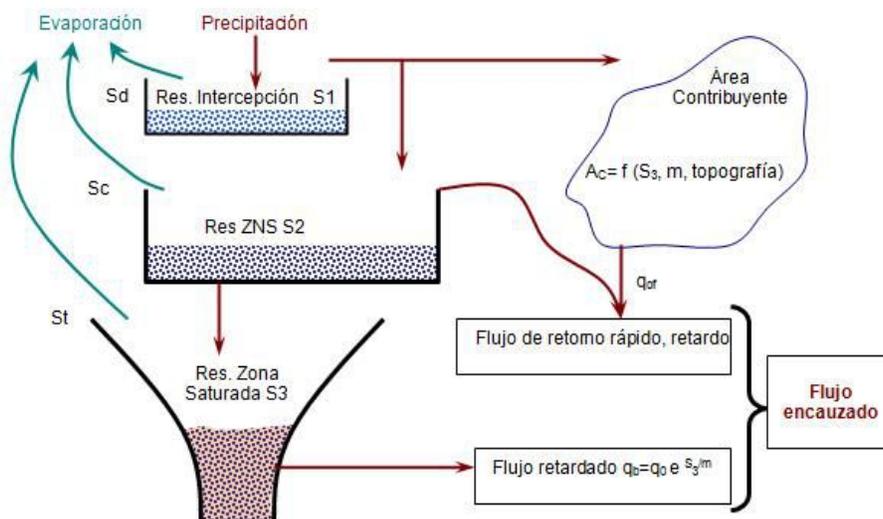


Figura A1.1 – Representación esquemática de una subcuenca en el TOPMODEL (Beven y Kirby, 1979)

El modelo ha tenido una gran difusión debido a que brinda información distribuida de la cuenca con una estructura simple y utiliza pocos parámetros para la calibración. Ha sido validado con datos de precipitación y escurrimiento en numerosas cuencas (Beven et al., 1984; Oblet et al., 1994; Wolock, 1995; Christiaens y Feyen, 2001; Graham y Butts, 2005)

Desde que se publicó el primer artículo de este modelo (Beven y Kirkby, 1979) ha habido muchas versiones diferentes de este modelo. La idea perseguida por los desarrolladores fue la de tener un sistema simple que pueda ser modificado por los usuarios con el fin de poder representar, en la medida de lo posible, los diferentes sistemas estudiados por éstos.

La superficie freática puede ser aproximadamente paralela a la superficie del terreno en suelos poco profundos sobre un estrato impermeable, en pendientes moderadas cuando existe una recarga continua en toda la pendiente. Esta situación puede cambiar a medida de que el suelo se vuelve más profundo o si existe un fuerte cambio temporal o espacial en la tasa de recarga (Beven y Freer, 2001).

En cuencas con diferentes espesores de suelo entre las zonas ribereña (poco profundo) y de cabecera (profundo) y con fuerte estacionalidad climática, se ha encontrado que ambas zonas se mantienen desconectadas la mayor parte del año, respondiendo de manera distinta e independiente a la lluvia (Ocampo et al., 2006).

Beven y Freer (2001) propusieron una reformulación del modelo original para simular la discontinuidad del nivel freático entre zonas de cabecera y ribereñas, incorporando un ruteo de onda cinemática para el flujo subterráneo poco profundo, en vez de considerarlo en estado cuasi-permanente.

Walter et al. (2002) modificaron el modelo original considerando como variable de estado la humedad de suelo media, expresada como altura de agua equivalente, en lugar de la profundidad freática como lo hace el modelo original, obteniendo ecuaciones muy similares a las de éste. Según los autores, esta re-conceptualización ayuda a explicar porque TOPMODEL frecuentemente trabaja bien en sistemas que no pueden fácilmente ser caracterizados por un nivel freático continuo en toda la pendiente.

Woods et al. (1997) modifica la hipótesis de recarga constante en todo el dominio, ya que la considerada variable en el área de estudio, calculándola en función de las condiciones iniciales de humedad y de la precipitación efectiva.

Otros autores han modificado la metodología de cálculo del índice topográfico (Quinn et al., 1991; Tarboton, 1997; Yong, et al., 2007; Qin et al., 2009, entre otros) con el objeto de adaptar el modelo a las características físicas de los sistemas hidrológicos en estudio. Entre las investigaciones antecedentes, no se encuentran aplicaciones del modelo a sistemas de llanura.

Este modelo ha sido desarrollado y utilizado en áreas con relieve marcado donde la topografía y las propiedades del suelo son factores determinantes en la cuantificación y dinámica del escurrimiento superficial. La posibilidad de modificar o añadir algoritmos del modelo permitiría adecuarlo para utilizarlo en modelaciones en áreas de escaso relieve

En el caso de la escorrentía superficial el modelo únicamente lo considera en aquellas áreas de la cuenca en las que existe saturación. La escorrentía superficial es propagada en la cuenca utilizando una derivación del modelo de Clark (1945). La suma de estas propagaciones compone el escurrimiento superficial a la salida de la cuenca.

*Formulación matemática del modelo (Beven y Kirkby, 1979)*

El esquema de la Figura A1.1 presenta los componentes que forman la estructura del TOPMODEL para representar los procesos hidrológicos en una cuenca.

- a. Intercepción superficial y almacenamiento por depresiones ( $S_1$ ). Una vez que este almacenamiento se llena con la precipitación se da inicio al cálculo del proceso de infiltración.
- b. **Zona no saturada, ZNS** ( $S_2$ ). La infiltración es representada con un reservorio lineal donde se considera una capacidad de infiltración constante ( $q_{uz}$ ) hacia el reservorio de la zona saturada ( $S_3$ ) mientras no esté lleno. La precipitación ingresa al reservorio  $S_2$  cuando la intensidad de lluvia ( $i$ ) es menor que:

$$i > i_{\max} = q_{uz} = \frac{S_2}{SR \cdot td} \quad (A.2)$$

donde  $SR$  es el déficit de la ZNS y  $td$  [s/m] tiempo de retardo que expresa permeabilidad efectiva del suelo.

Para la situación (2) el exceso de lluvia ( $i - i_{\max}$ ) es conducido hacia la salida de la cuenca sobre la superficie del terreno. Esta es la forma de representar el escurrimiento por exceso de infiltración o hortoniano. Otro proceso que también se desarrolla en este reservorio es la **evapotranspiración** que depende del déficit del almacenamiento de la zona no saturada y se calcula con la siguiente expresión:

$$e_a = e_r \left( 1 - \frac{S_2}{S_c} \right) \quad (A.3)$$

donde  $e_r$  es la evapotranspiración potencial remanente luego de haber agotado el agua del  $S_1$  y  $e_a$  es la actual pérdida del reservorio de la zona no saturada.

- c. **Zona Saturada** es representada con un reservorio no lineal, siendo el encargado de generar el flujo subsuperficial retardado / subterráneo utilizando la siguiente expresión:

$$Q_b = A \cdot e^{-\lambda} \cdot e^{S_3/m} \quad (A.4)$$

donde  $Q_b$  caudal base que ingresa al cauce;  $\lambda$  índice topográfico medio de la cuenca y  $m$  es una constante del modelo (considerada como la altura efectiva del perfil del suelo).

- d. **Área contribuyente variable:** componente en función del nivel de agua del reservorio de la zona saturada ( $S_3$ ) y de la topografía. La lluvia que cae sobre el área contribuyente ( $A_c$ ) directamente genera escorrentía superficial. El  $A_c$  es representado por los elementos del dominio cuyo  $I_{TOP}$  cumplen con la siguiente expresión en cada  $\Delta t$ :

$$I_{TOP} = \ln(a/\tan\beta) > S_T/m - S_3/m + \lambda \quad (A.5)$$

donde  $S_T$  es la capacidad máxima del reservorio de la zona saturada.

El estado de saturación del  $S_3$  durante la simulación de la cuenca brinda la expansión y contracción del área contribuyente durante una tormenta. Las siguientes precipitaciones sobre esta área están estrechamente vinculadas con el concepto de VASs, generando escurrimiento superficial que puede ser estimado mediante:

$$Q_{of} = iA_c \quad (A.6)$$

Este mecanismo de generación de escorrentía es el proceso que introduce la no linealidad al modelo.

En cuanto a la **propagación de la escorrentía superficial es** determinada teniendo en cuenta el histograma área vs tiempo de Clark (1945). La propagación del escurrimiento superficial se realiza desde cada celda del dominio hasta la salida de la cuenca. La siguiente expresión se utiliza para calcular el tiempo que tarda el agua en trasladarse desde un elemento hasta la salida considerando una velocidad constante  $R_{vel}$ .

$$t = \sum_{i=1}^N \frac{x_i}{R_{vel} \cdot \tan\beta_i} \quad (A.7)$$

donde:  $x_i$  es la longitud del elemento;  $\beta_i$  la pendiente de cada elemento;  $N$  los intervalos del histograma área – distancia.

### MIKE SHE

Este modelo es capaz de representar los procesos hidrológicos en zonas de llanura. El Modelo fue desarrollado en conjunto por tres organizaciones Europeas: Danish Hydraulic Institute (DHI), British Institute of Hydrology, y la consultora francesa SOGREAH. Es un sistema de modelación hidrológica distribuido basado físicamente, que contempla la interacción de las aguas superficiales y subterráneas.

El modelo representa el comportamiento de los fenómenos físicos que intervienen la fase terrestre del ciclo hidrológico mediante la implementación de varios módulos computacionales que acoplados forman la estructura del modelo. El MIKE SHE puede representar la retención en la vegetación, la evapotranspiración real, los escurrimientos superficial y encauzado, procesos de erosión y sedimentación, flujo en la zona saturada y no saturada e intercambio entre los acuíferos y ríos. Esta estructura modular permite a los usuarios sólo aplicar los módulos necesarios para la realización de sus proyectos.

Este modelo por ser un sistema con parámetros distribuidos y con base física requiere una gran cantidad de datos y parámetros. Para su implementación, calibración y explotación es necesario que el usuario posea la capacidad técnica para analizar y comprender los procesos simulados y los resultados de la modelación. Dado que el código del modelo es cerrado, los usuarios no pueden modificarlo para hacer frente a las necesidades de cada estudio o proyecto. Por otra parte, el modelo está bien documentado (Abbott et al., 1986a, b; Refsgaard y Storm, 1995) y ha sido testeado a fondo antes de su salida al mercado.

La modelación se realiza desagregando el dominio del modelo en una grilla regular de celdas. Cada una de esas celdas corresponde a una columna de suelo, que también se desagrega en la vertical en un número de capas para resolver el flujo subsuperficial. El intercambio de agua entre dos celdas contiguas puede suceder a través de flujo horizontal, ya sea superficial o subterráneo en la zona saturada.

El modelo permite representar todos los mecanismos de generación de escorrentía según el esquema presentado en la Figura A1.2 Flujo superficial por exceso de infiltración, flujo superficial de saturación y flujo subterráneo. Simula el movimiento del agua mediante la resolución numérica de las ecuaciones diferenciales de conservación de la masa, de momento y de energía o bien mediante ecuaciones empíricas.

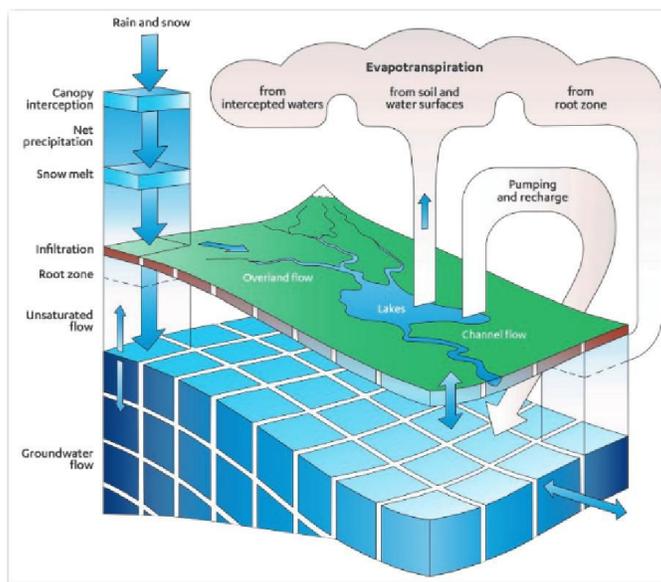


Figura A1.2 – Esquema del funcionamiento del modelo MIKE SHE (Refsgaard y Storm, 1995)

La **evaporación** directa desde el suelo y desde la interceptación en el follaje y la transpiración de las plantas se modela por el método propuesto por Kristensen y Jensen (1975). Para la aplicación del método se debe introducir como dato de entrada al modelo la evaporotranspiración potencial determinada en función de factores climáticos.

El **flujo superficial** se resuelve mediante la resolución de las ecuaciones bidimensionales de onda difusiva (aproximación de las ecuaciones bidimensionales de Saint Venant) presentadas a continuación.

Ecuación de conservación de masa:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uh) + \frac{\partial}{\partial y}(vh) = i \quad (\text{A.8})$$

Ecuaciones de cantidad de movimiento:

$$uh = \frac{1}{n} \left( -\frac{\partial z}{\partial x} \right)^{1/2} h^{5/3} \quad (\text{A.9})$$

$$vh = \frac{1}{n} \left( -\frac{\partial z}{\partial y} \right)^{1/2} h^{5/3} \quad (\text{A.10})$$

Donde h es el tirante de agua; n el coeficiente de rugosidad; u y v las velocidades medias en las direcciones x e y; i es el término de fuente, que surge del balance entre la precipitación y la infiltración y t es el tiempo.

El flujo superficial puede ser acoplado a un modelo unidimensional de **flujo en cauces** (MIKE 11), de modo de contemplar el intercambio bidireccional de agua superficial o subterránea entre la cuenca y los distintos cursos. MIKE 11 es un sistema de modelación de canales basado en la resolución de las ecuaciones dinámicas unidimensionales de Saint Venant (Havno, 1996).

Ecuación conservación de masa:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = q \quad (\text{A.11})$$

Ecuación de cantidad de movimiento:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial \left( \alpha \frac{Q^2}{A} \right)}{\partial x} + gA \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{gQ|Q|}{C^2 AR} = 0 \quad (\text{A.12})$$

Donde Q es el caudal; A el área mojada de la sección transversal; q el caudal entrante por unidad de longitud; h el nivel de agua; C el coeficiente de resistencia de Chezy; R el radio hidráulico;  $\alpha$  el coeficiente de distribución de la cantidad de movimiento, que generalmente se considera unitario; x es la distancia en el sentido del flujo y t es el tiempo.

El **flujo en la zona no saturada** se considera exclusivamente vertical (Abbot et al., 1986b) y se resuelve mediante la discretización en diferencias finitas de la ecuación de Richards (1931) presentada en la ecuación A.13

El movimiento vertical del agua no es solamente descendente por la acción de la gravedad, sino que resulta a menudo ascendente, a medida que la evapotranspiración remueve humedad desde las capas superiores del suelo, produciendo un aumento de la succión debida a fuerzas capilares. Este ascenso determina la velocidad con que es capaz de descender la napa freática bajo la acción de la evapotranspiración, resultando fundamental para reproducir la historia temporal del nivel freático

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left( K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - S(z) \quad (\text{A.13})$$

Donde C es la pendiente de la curva de retención del suelo,  $\psi$  es el potencial de presión;  $K(\theta)$  es la conductividad hidráulica no saturada;  $\theta$  es la humedad del suelo; S (z) representa un término de sumidero, que puede utilizarse para tener en cuenta la extracción de agua producida por las raíces de las plantas.

Para la modelación del movimiento del agua en la zona no saturada es necesario caracterizar el perfil del suelo. Los parámetros necesarios para la caracterización son la humedad de saturación  $\theta_s$  y la humedad residual del suelo  $\theta_r$ , junto con las curvas de retención y de conductividad hidráulica.

El MIKE SHE permite utilizar el modelo formulado por Van Genuchten (1980) para el trazado de la curva de retención. Este modelo es uno de los modelos más difundidos, el mismo relaciona de manera unívoca la saturación efectiva con la altura de presión. La saturación efectiva se define como se muestra en la expresión (13).

$$S_e(\theta) = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{\left[ 1 + (-\alpha\psi)^n \right]^{1/n}} \quad (\text{A.14})$$

donde  $\theta$  es la humedad del suelo;  $\theta_r$  y  $\theta_s$  la humedad residual y de saturación respectivamente;  $\alpha$  es un parámetro de la curva siempre mayor a cero y está relacionado con la inversa de la presión de aire en el suelo; n parámetro del modelo, siempre mayor a 1 y es una medida de la distribución del tamaño de poros.

La curva de conductividad hidráulica puede ser determinada mediante el modelo formulado por Mualem – Van Genuchten (Mualem, 1976). La expresión (A.14) relaciona la curva de conductividad con las características de la curva de retención.

$$K(S_e) = K_0 S_e^L \left\{ 1 - \left[ 1 - S_e^{n/(n-1)} \right]^{1-1/n} \right\}^2 \quad (\text{A.15})$$

donde  $n$  es un parámetro de la curva de retención de Van Genuchten;  $K_0$  es la conductividad para condición cercana a la saturación;  $L$  relaciona la tortuosidad y la conectividad de los poros del suelo. Para este último parámetro Mualem (1976) propuso un valor de 0,5.

El **flujo en la zona saturada** se describe mediante la ecuación tridimensional de Boussinesq (Liu et al., 2007).

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - Q = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{A.16})$$

donde  $K_{xx}$ ,  $K_{yy}$  y  $K_{zz}$  representan las permeabilidades hidráulicas a lo largo de los tres ejes cartesianos,  $S \partial h / \partial t$  representa la variación específica (por unidad de volumen) de almacenamiento en el cubo diferencial ante una variación de carga hidráulica  $h$  y  $Q$  es la fuente o sumidero

## Anexo N° 2: Mapas de VSAs obtenidos a partir de sensores remotos

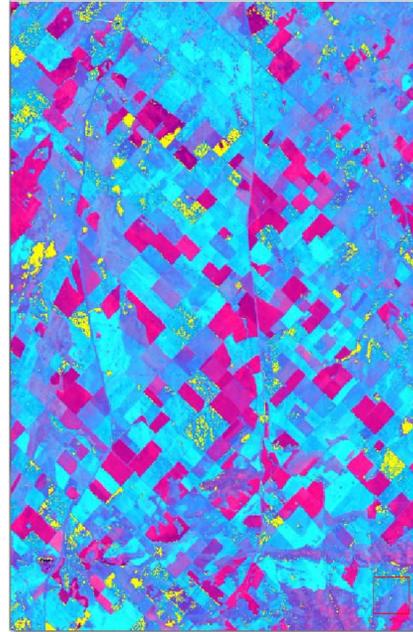
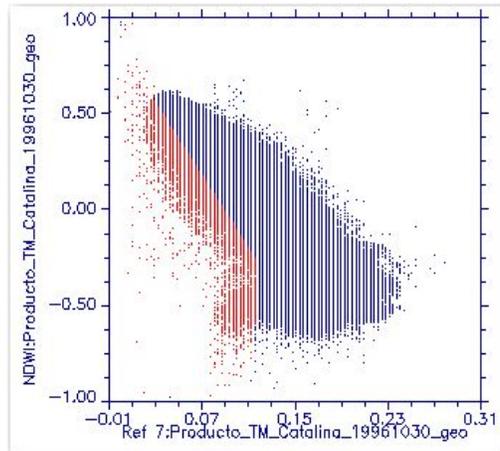


Figura A2.1– SWIR – NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 30 de octubre de 1996

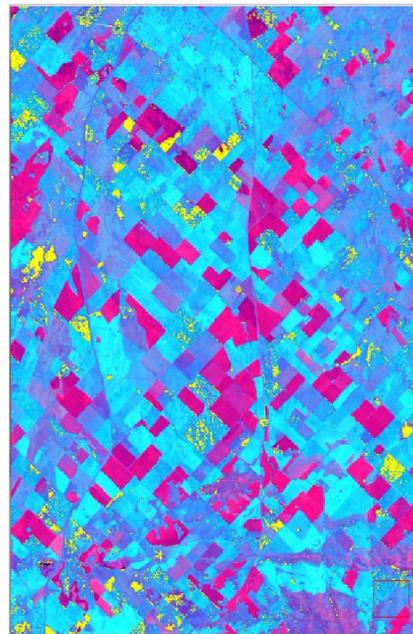
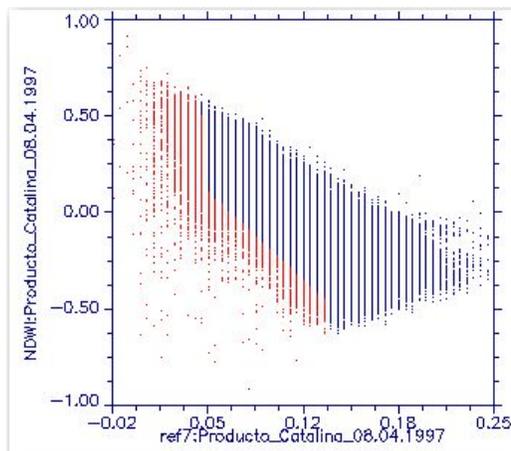


Figura A2.2 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 08 de abril del 1997

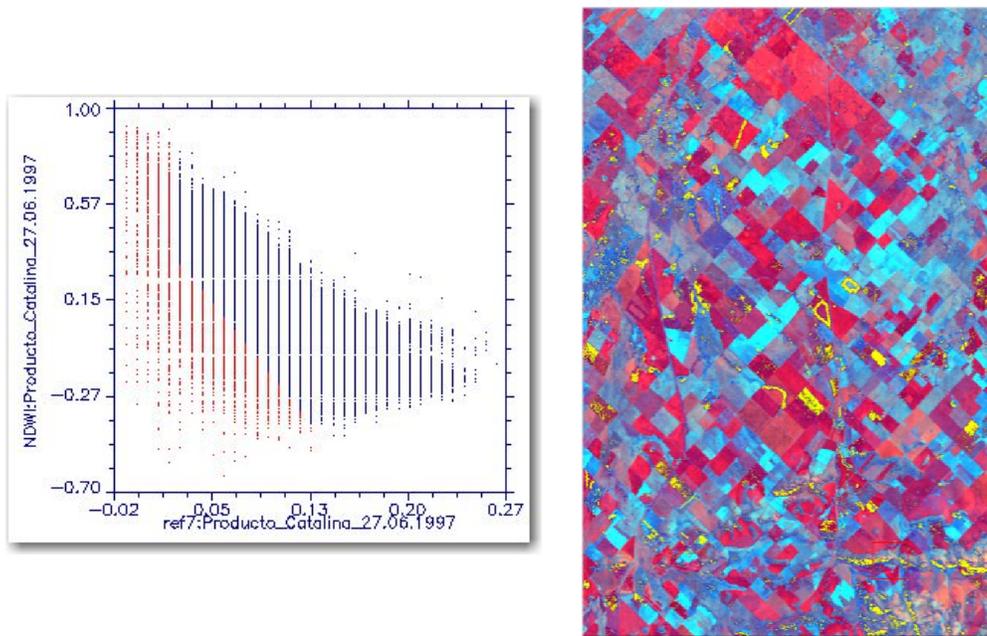


Figura A2.3 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 27 de junio del 1997

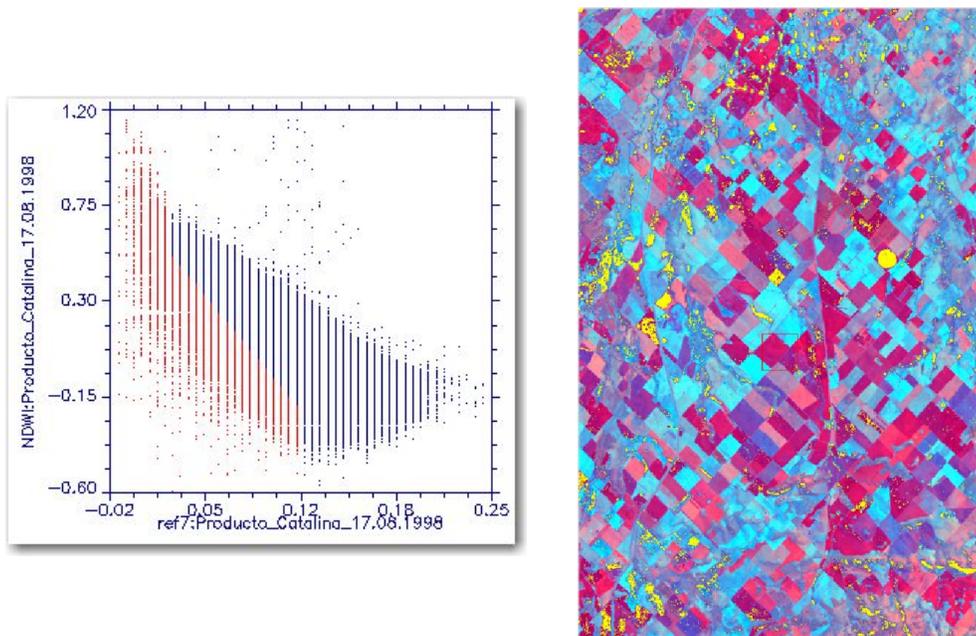


Figura A2.4 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 17 de agosto del 1998

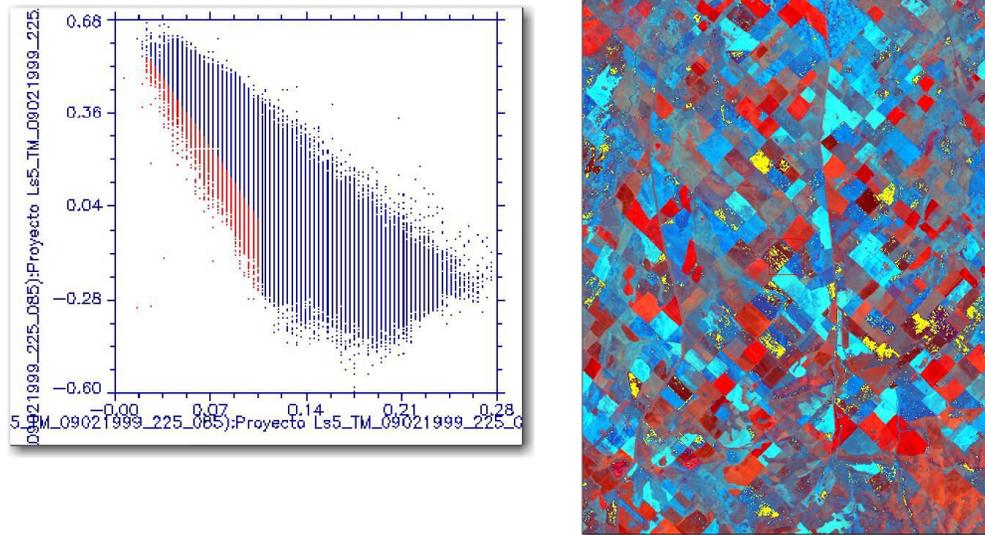


Figura A2.5 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 9 de febrero del 1999

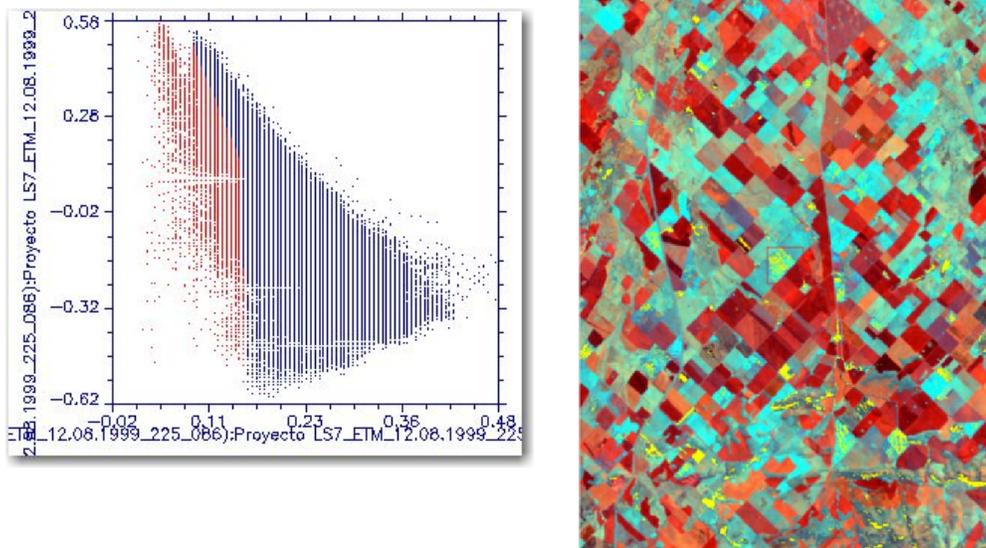


Figura A2.6 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 12 de agosto del 1999

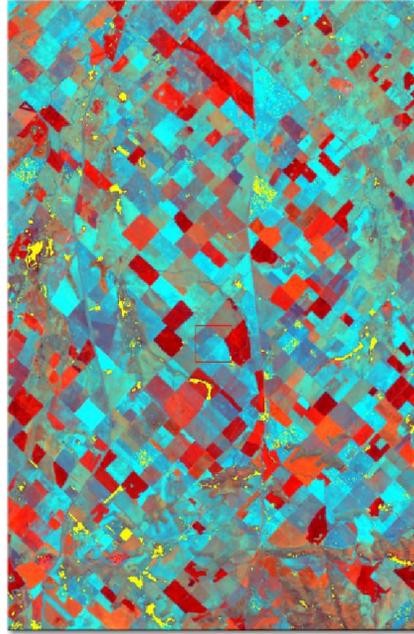
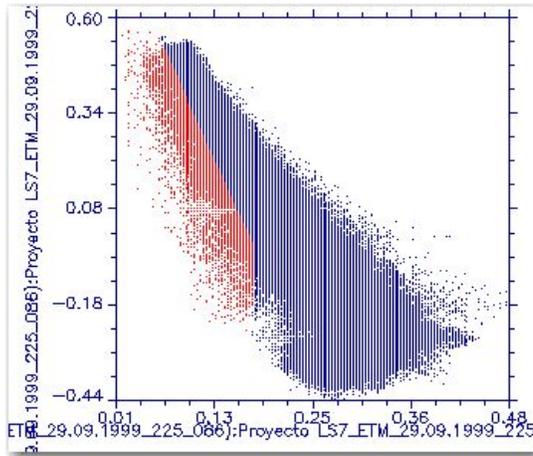


Figura A2.7 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 29 de septiembre del 1999

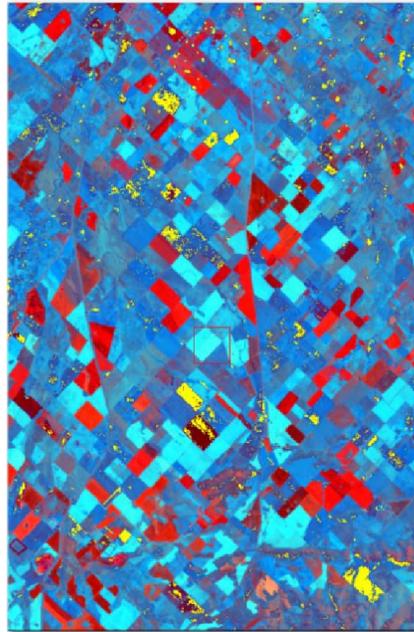
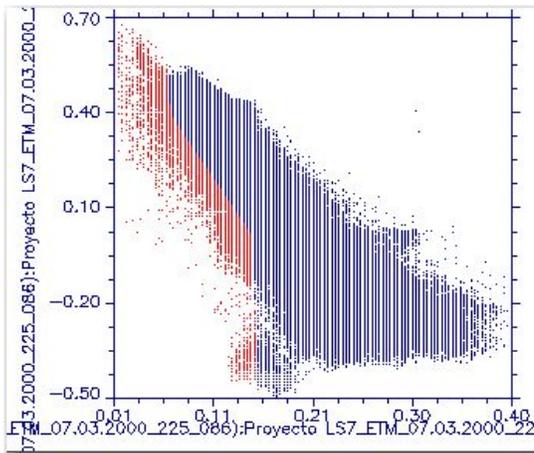


Figura A2.8 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 7 de marzo del 2000

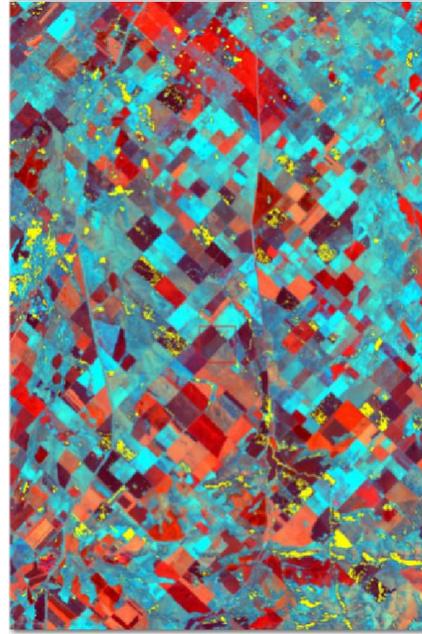
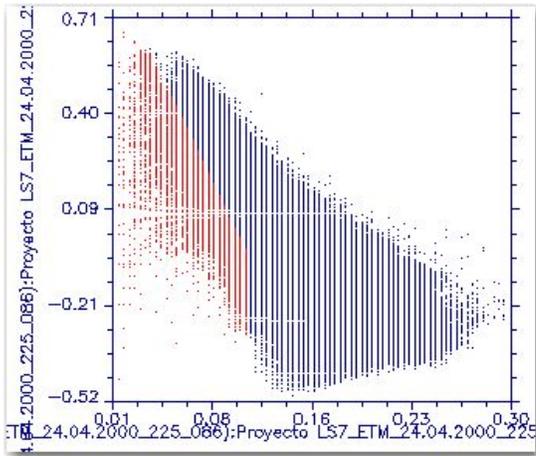


Figura A2.9 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 24 de abril del 2000

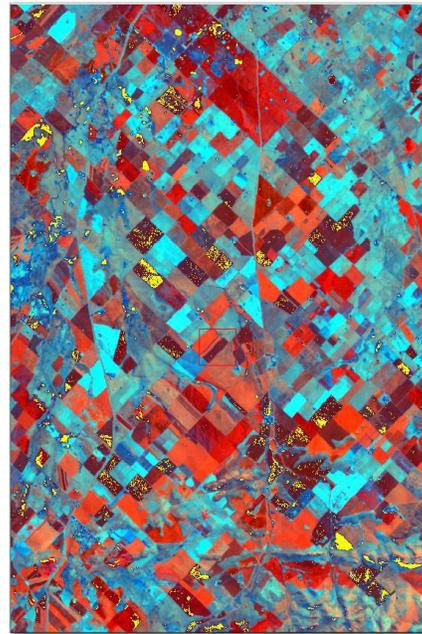
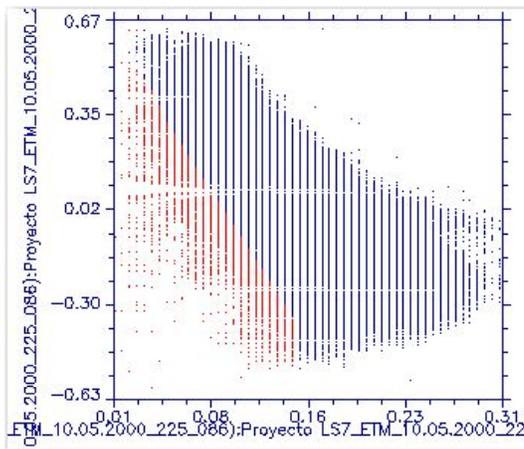


Figura A2.10 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 10 de mayo del 2000

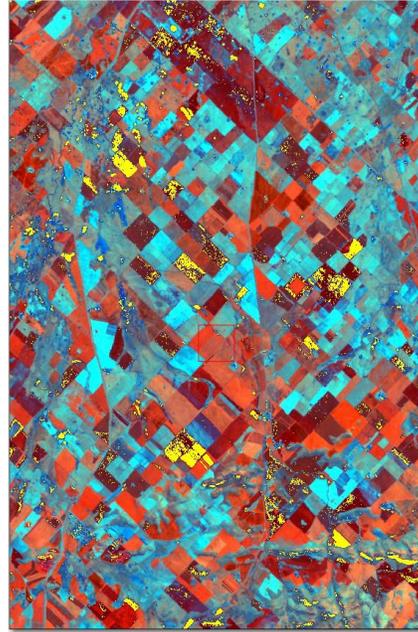
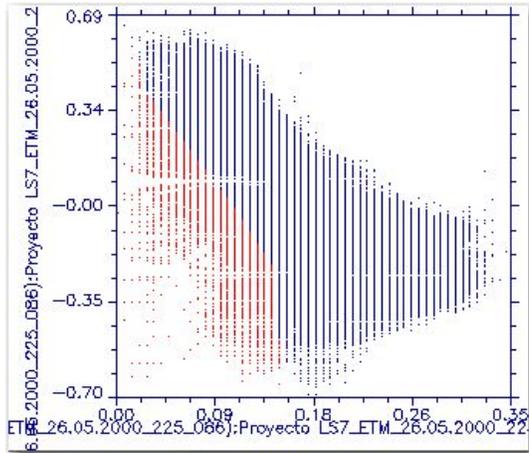


Figura A2.11 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 26 de mayo del 2000

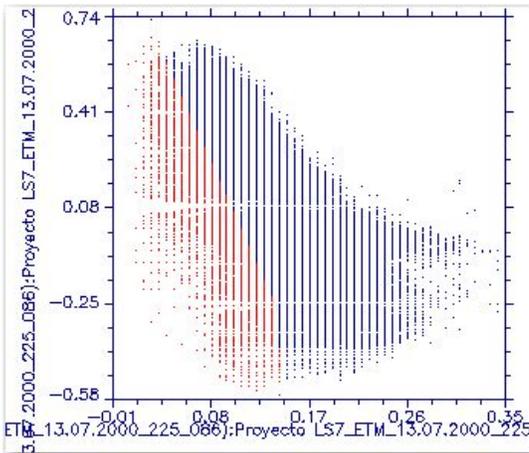


Figura A2.12 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 13 de julio del 2000

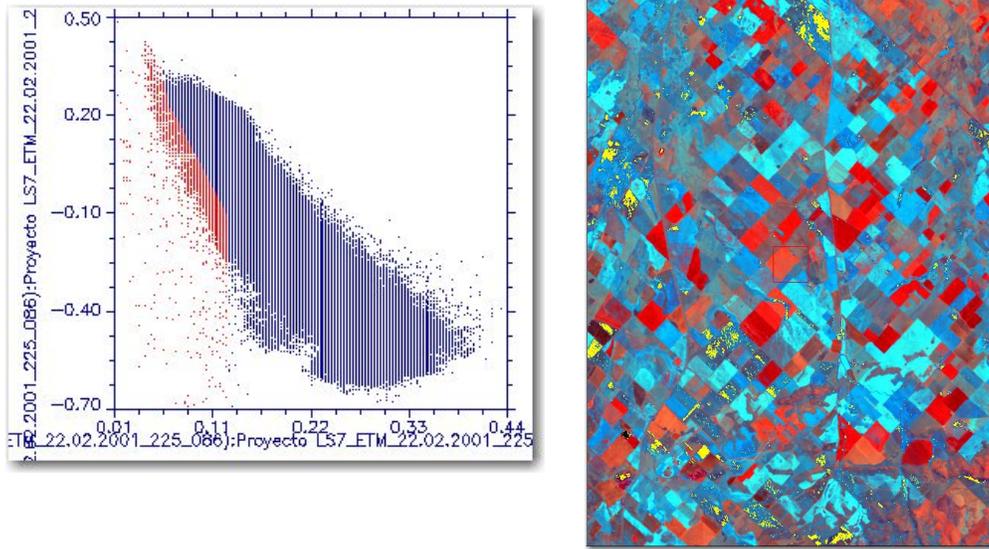


Figura A2.13 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 22 de febrero del 2001

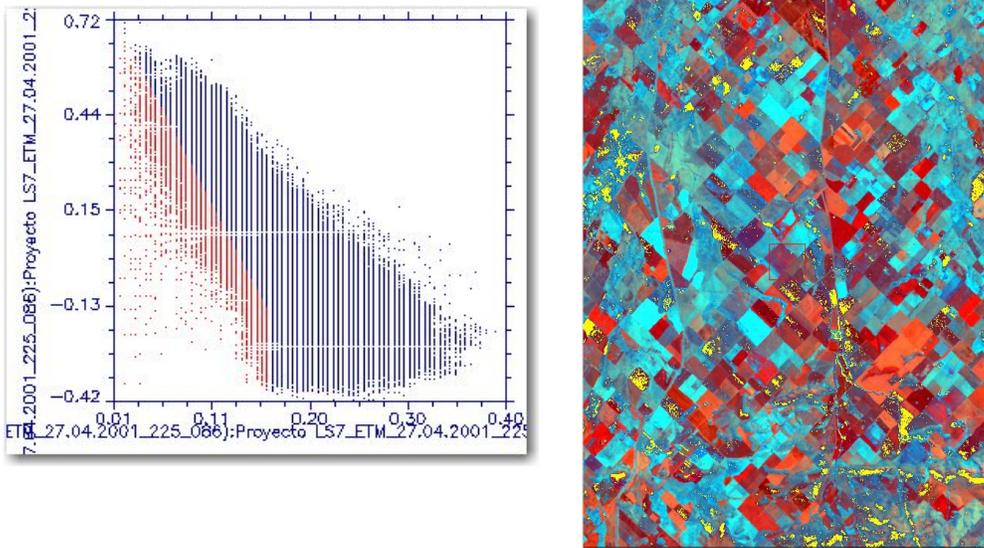


Figura A2.14 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 27 de abril del 2001

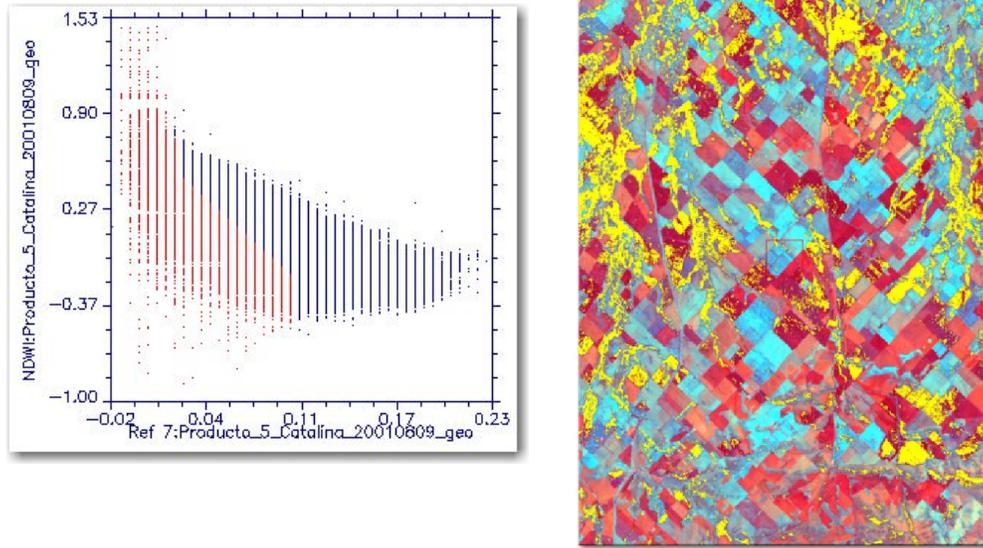


Figura A2.15 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 9 de agosto del 2001

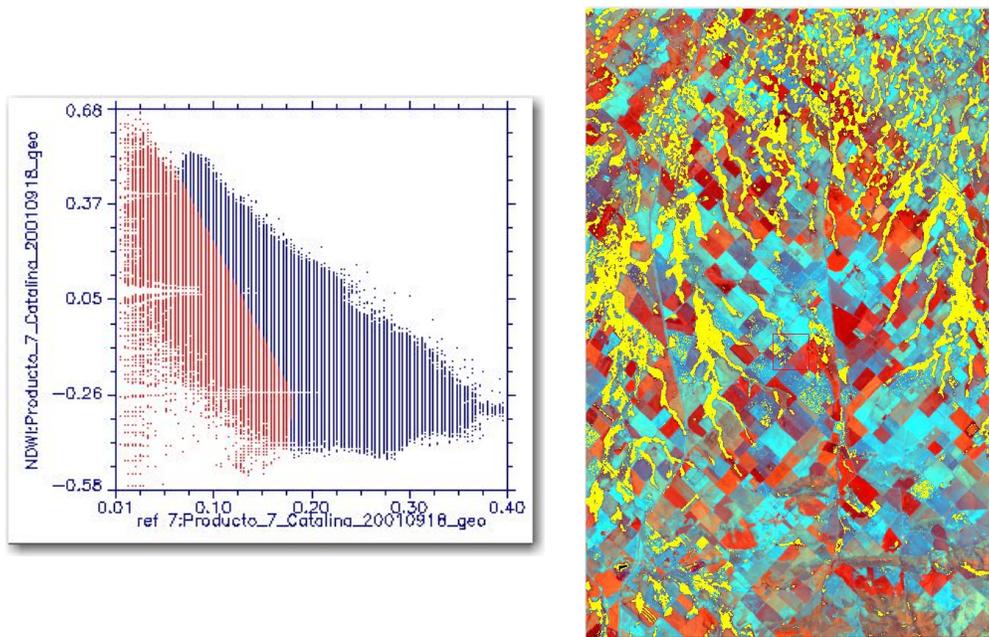


Figura A2.16 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 18 de septiembre del 2001

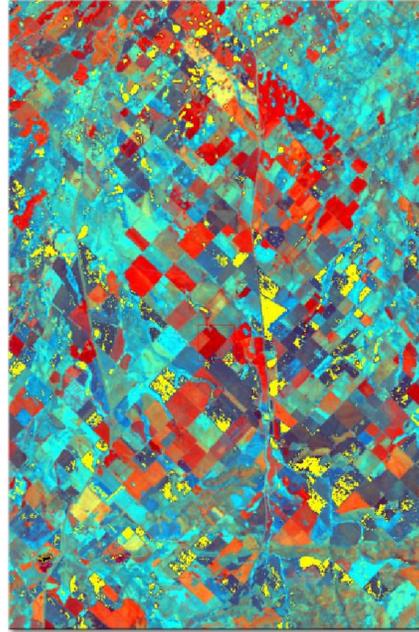
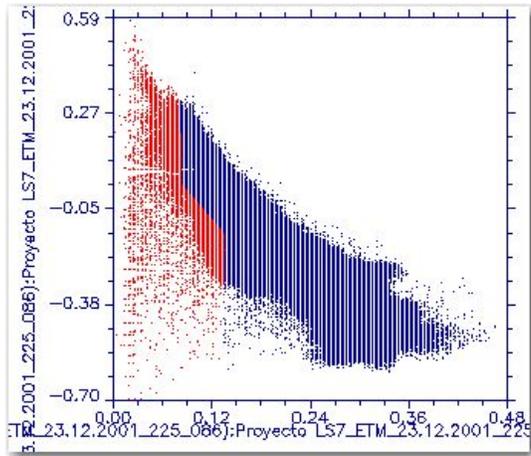


Figura A2.17 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 23 de diciembre del 2001

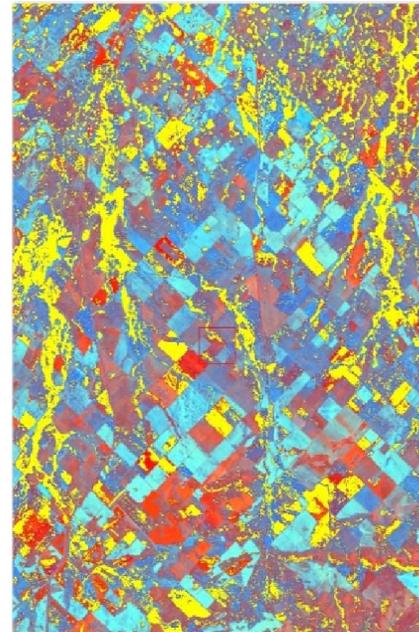
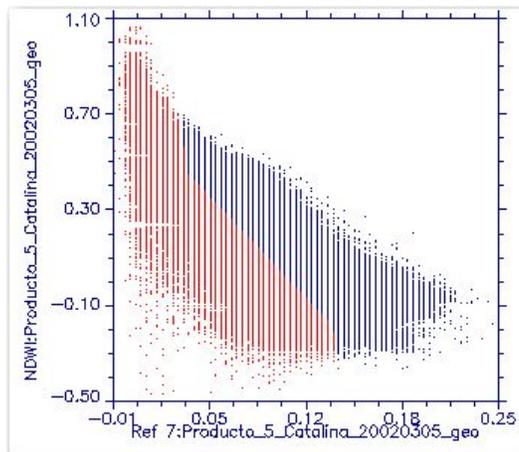


Figura A2.18 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 5 de marzo del 2002

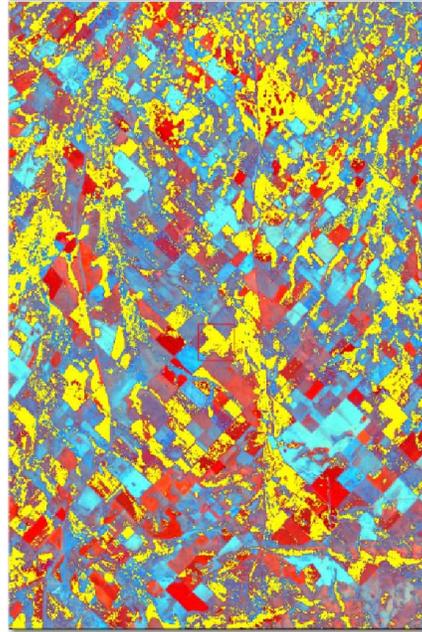
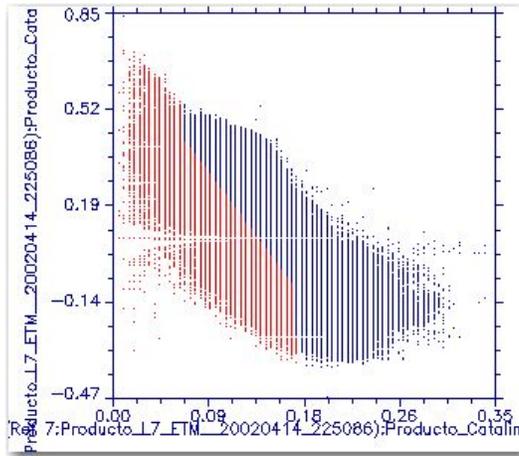


Figura A2.19 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 14 de abril del 2002

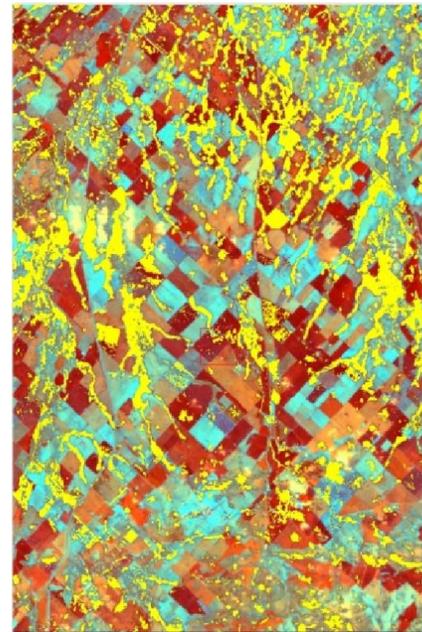
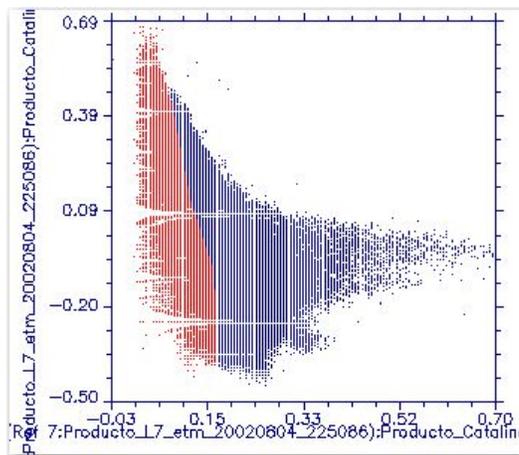


Figura A2.20 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 4 de agosto del 2002

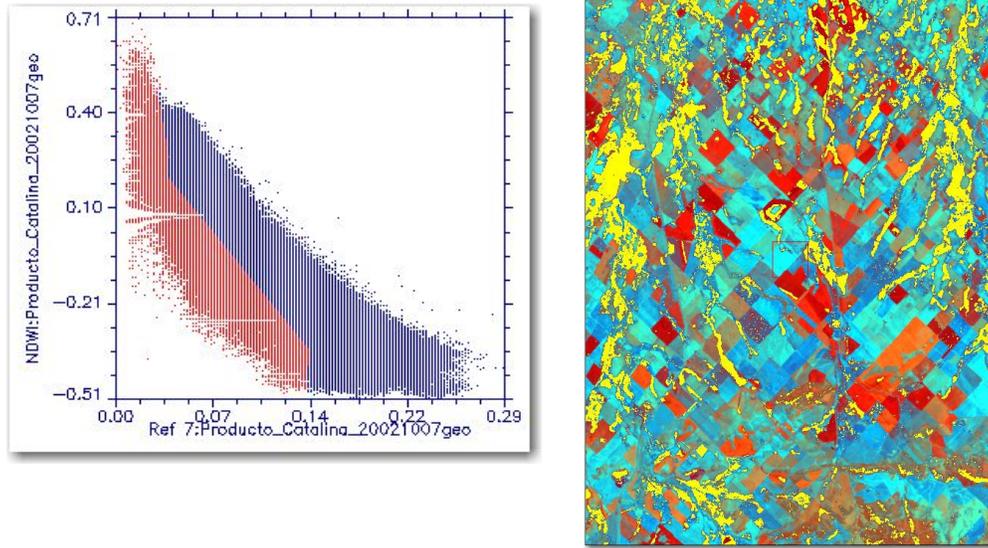


Figura A2.21 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 7 de octubre del 2002

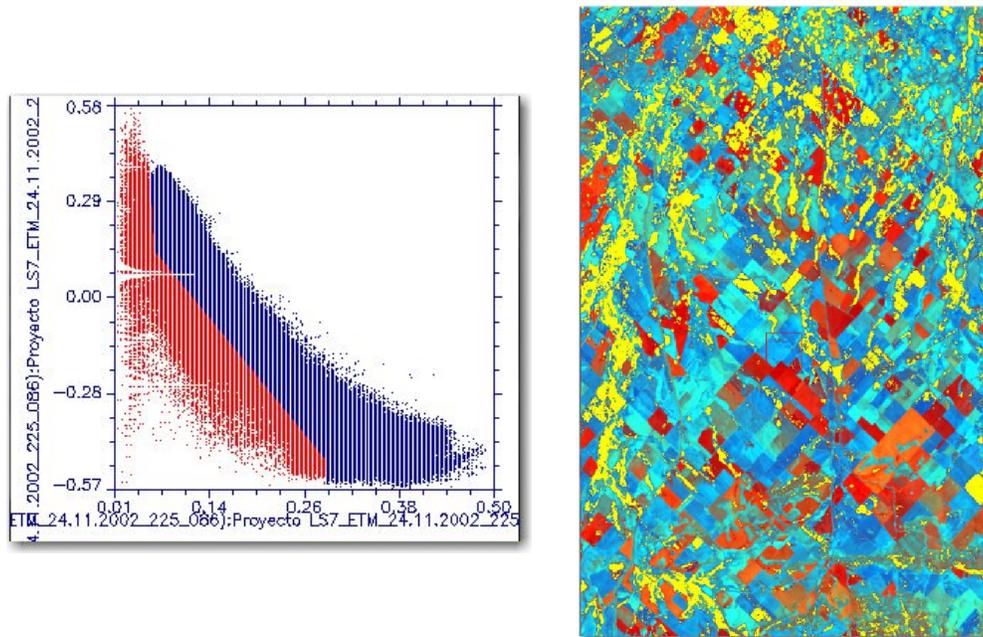


Figura A2.22 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 24 de noviembre del 2002

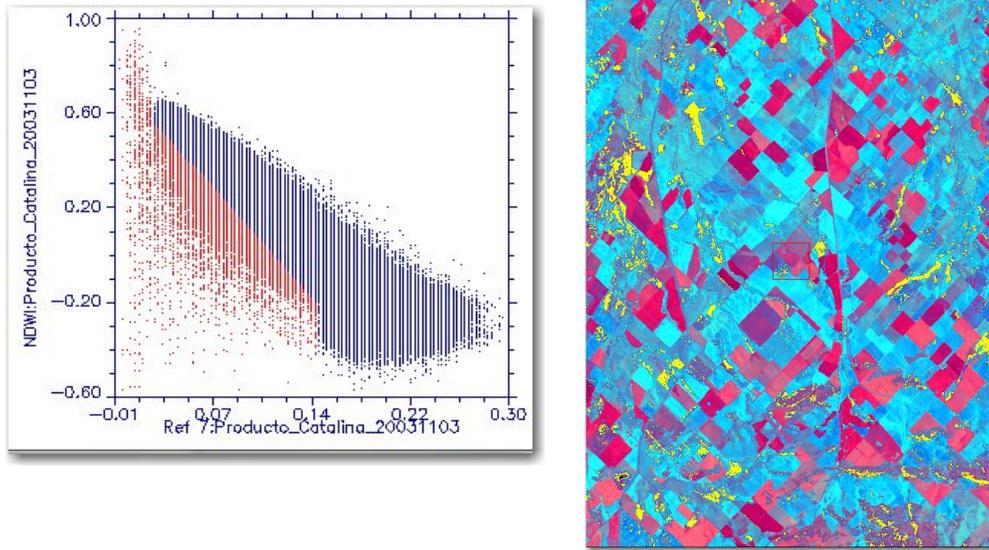


Figura A2.23 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 3

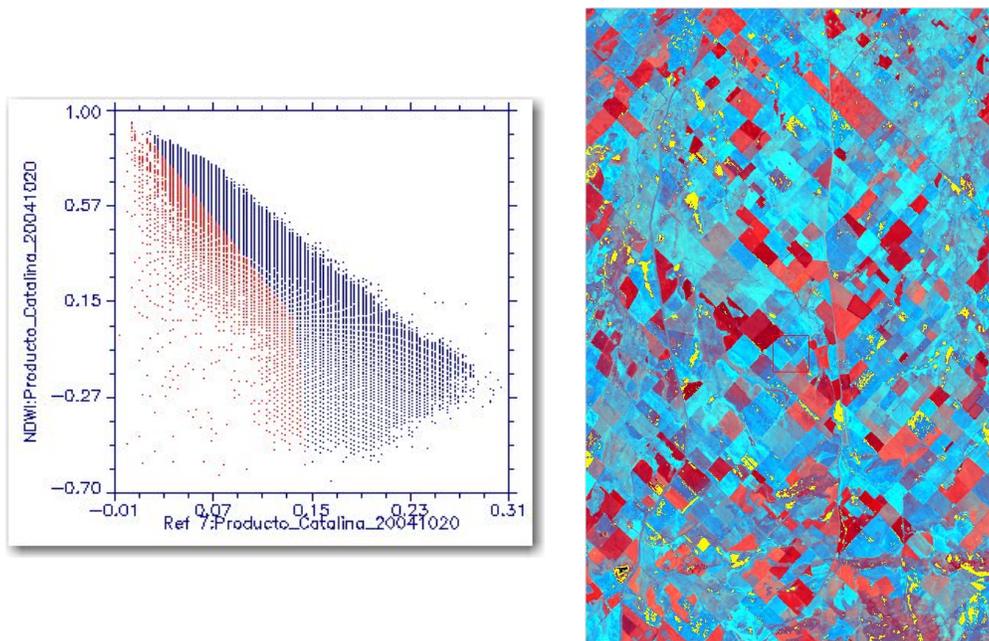


Figura A2. 24 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 20 de octubre del 2004

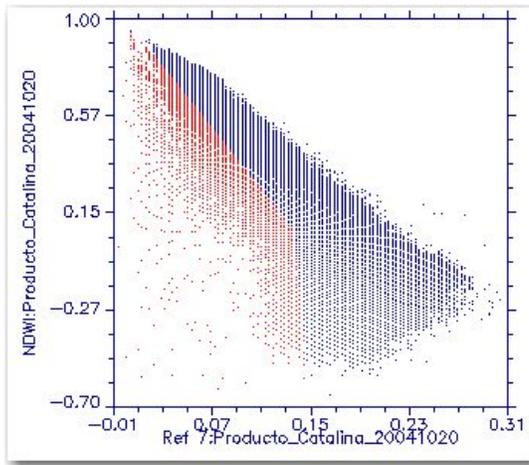


Figura A2.25 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 7 de octubre del 2005

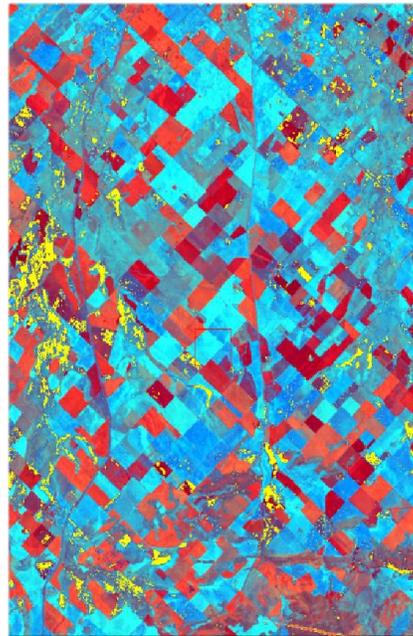
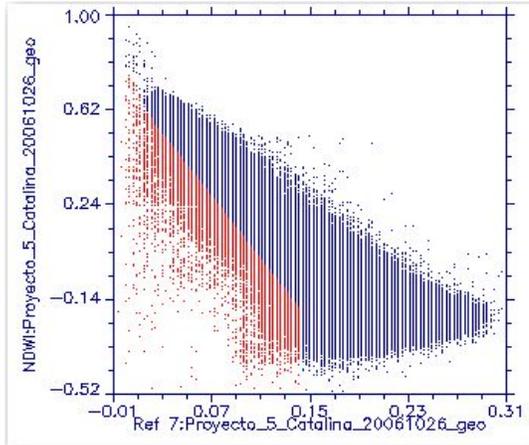


Figura A2.26 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 26 de octubre del 2006

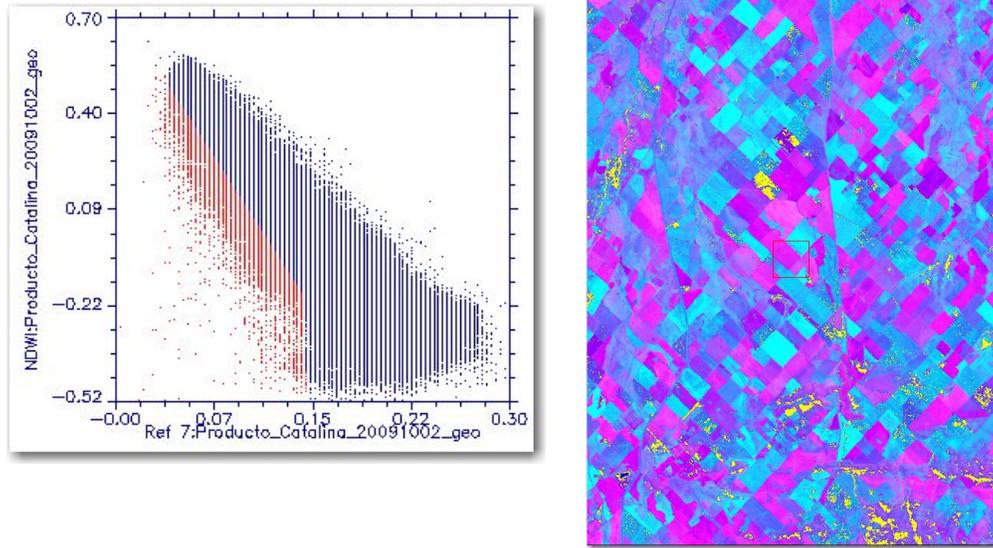


Figura A2. 27 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 2 de octubre del 2009

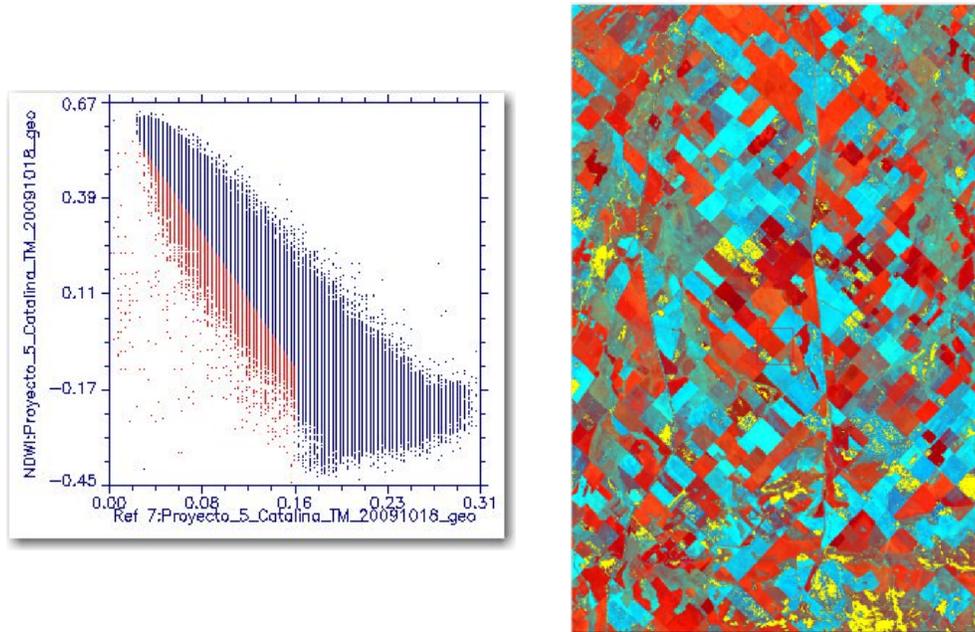


Figura A2.28 - SWIR vs NDWI – Composición falso color SWIR – NIR – NDWI. Imagen 18 de octubre del 2009

**Doctorado en Ingeniería**  
**Mención Recursos Hídricos**

Título de la obra:

**Un nuevo índice de similitud hidrológica para la simulación precipitación - escorrentía en sistemas de llanura**

Autor: Carlos César Scioli

Lugar: Santa Fe, Argentina

Palabras Claves:

VSA's, modelación hidrológica distribuida,  
procesos generadores de escorrentía,  
sistemas hidrológicos de llanura,  
profundidad freática, índice topográfica,  
TopModel, MIKE SHE,  
imágenes satelitales, SWIR, NDWI