

La investigación reportada en esta tesis es parte de los programas de investigación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

La investigación fue financiada por el CONAHCYT (Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías).

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México). El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo o titular de los Derechos Autor.

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Maestría en Ciencias
en Ciencias de la Tierra con orientación
en Geociencias Ambientales**

**Evaluación del aporte hidrológico superficial en el sistema de
bloque de montaña de la subcuenca Ojos Negros**

Tesis
para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:

Ricardo Adolfo Hidalgo Rodríguez

Ensenada, Baja California, México
2023

Tesis defendida por
Ricardo Adolfo Hidalgo Rodríguez

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Thomas Gunter Kretzschmar
Director de tesis

Dr. Efraín Gómez Arias

Dra. María Tereza Cavazos Pérez



Dr. Diego Ruiz Aguilar
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Ana Denise Re Araujo
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Ricardo Adolfo Hidalgo Rodríguez** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geociencias Ambientales.

Evaluación del aporte hidrológico superficial en el sistema de bloque de montaña de la subcuenca Ojos Negros

Resumen aprobado por:

Dr. Thomas Gunter Kretzschmar
Director de tesis

Este trabajo se realizó en la sección de la subcuenca Ojos Negros, sobre el bloque de montaña de la Sierra de Juárez (denominado Sistema de Bloque de Montaña de la Subcuenca Ojos Negros, SBMON), en el estado de Baja California, México. Se llevó a cabo un modelado hidrológico del escurrimiento en el periodo 1981-2020 para cuantificar el aporte hidrológico de salida hacia el Valle de Ojos Negros. En cumplimiento del objetivo, se diseñó una base de datos meteorológicos compuesta por los registros diarios de las estaciones meteorológicas en la región y del modelo de forzamiento de superficie NLDAS-2. Se recopiló un conjunto de información edafológica, forestal, geológica, satelital y topográfica dentro del área de estudio. Con la información recolectada, se elaboraron dos modelos de escurrimiento empleando el método de las curvas numeradas (CN) del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA). Los modelos fueron ajustados con los valores de sustracción inicial, I_a , de 0.2 (modelo A) y 0.05 (modelo B). Las series generadas se compararon con los resultados del modelo GCN250, basado en los datos edafológicos y forestales de la Agencia Espacial Europea (ESA). A nivel regional, se observó un aporte de escurrimiento anual de 9.2 Mm^3 (GCN250), 10.9 Mm^3 (modelo A) y 4.7 Mm^3 (modelo B). La sección oriental del SBMON mostró el mayor potencial de infiltración, pero también fue la zona con mayor producción de escurrimiento en todos los modelos. Desde la perspectiva estacional, se identificaron periodos donde los escurrimientos formados a partir de las lluvias en verano superaron a los generados en la temporada invernal. Con base a los resultados obtenidos, el aporte de escurrimiento dentro del SBMON es significativa, no obstante, los procesos de escurrimiento subsuperficial y subterráneo pueden tener un papel todavía más importante en la recarga hacia el Valle de Ojos Negros. Se recomienda dar seguimiento a la variación del contenido de humedad en los suelos del SBMON, a los patrones anuales y estacionales de precipitación, así como la contribución hídrica del derretimiento de la nieve en la Sierra de Juárez.

Palabras clave: Sistema de bloque de montaña de la subcuenca Ojos Negros, escurrimiento, infiltración, método de las Curvas Numeradas, GCN250

Abstract of the thesis presented by **Ricardo Adolfo Hidalgo Rodríguez** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences with orientation in Environmental Geosciences.

Surface hydrological contribution evaluation in the mountain block system of the Ojos Negros sub-basin

Abstract approved by:

PhD. Thomas Gunter Kretzschmar
Thesis Director

This work was realized in the section of the Ojos Negros sub-basin, on the Sierra de Juárez mountain block (denominated Mountain Block System of the Ojos Negros Sub-Basin, SBMON), in the state of Baja California, Mexico. A hydrological runoff modeling was carried out for the period 1981-2020 to quantify the output hydrological contribution toward the Ojos Negros Valley. In compliance with the objective, a meteorological database consisting of the daily records of the meteorological stations and the NLDAS-2 surface forcing model was designed. A set of edaphological, forestry, geological, satellite, and topographical information was collected within the study area. Based on the collected information, two runoff models were developed using the Curve Number (CN) method from the United States Department of Agriculture (USDA). The models were adjusted with the initial subtraction values, I_a , of 0.2 (model A) and 0.05 (model B). The generated series were compared with the results of the GCN250 model, based on soil and forestry data from the European Space Agency (ESA). Regionally, an annual runoff contribution of 9.2 Mm³ (GCN250), 10.9 Mm³ (model A), and 4.7 Mm³ (model B) was observed. The eastern section of the SBMON showed the highest infiltration potential, but it was also the area with the highest runoff production in all models. From the seasonal perspective, periods were identified where the runoff formed from summer rains exceeded that generated in the winter season. Based on the results obtained, the runoff contribution within the SBMON is significant, however, the subsurface and underground runoff processes may have an even more key role in the recharge toward the Ojos Negros Valley. It is recommended to monitor the variation of the moisture content in the SBMON soils, the annual and seasonal patterns of precipitation, as well as the water contribution from the snow melting in the Sierra de Juárez.

Keywords: Mountain Block System of the Ojos Negros Sub-Basin, runoff, infiltration, Curve Number method, GCN250

Dedicatoria

Para todas las personas que han sido parte de mi vida

Por los que me acompañan físicamente

Por quienes me cuidan desde el firmamento

Gracias por su amor y conocimiento...

Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE), por la oportunidad de formar parte de su comunidad y todos los aprendizajes obtenidos.

Al Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías (CONAHCYT) por brindarme el apoyo económico para la realización de mis estudios de maestría.

A mi director de tesis, Dr. Thomas Gunter Kretzschmar, por todo el apoyo dado durante el trabajo de tesis. Por mostrarme más perspectivas sobre la investigación hidrológica y por incentivar me hacia mi superación profesional.

A los miembros de mi comité de tesis, Dr. Efraín Gómez Arias y Dra. María Tereza Cavazos Pérez, por los consejos, correcciones y recomendaciones que enriquecieron el presente trabajo.

Al personal técnico y administrativo del Sistema de Laboratorios Especializados (SLE) por la accesibilidad y el apoyo dado. En especial, al Mtro. Porfirio Avilez Serrano por todo el apoyo dado durante las salidas de campo y sus consejos, así como al Dr. Enrique Iñiguez por su apoyo y recomendaciones durante las pruebas de laboratorio.

A todo el personal académico y administrativo del posgrado en Ciencias de la Tierra, que formaron parte de mi desarrollo académico. En especial al Geólogo Gabriel Rendón Márquez, por sus consejos a lo largo de mi maestría y, en particular, durante las pruebas de laboratorio. A la Lic. Ivonne Pedrín por todo su apoyo y seguimiento correspondiente a los viáticos.

A la Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (CONANP) por permitirme trabajar dentro del Parque Nacional Constitución de 1857. Particularmente, a la Mtra. Genoveva Trejo Macías por su atención durante la adquisición de los datos meteorológicos en la zona, así como al cuerpo de guardabosques de esta área natural protegida por las facilidades e información proporcionada en materia climática y forestal.

A los pobladores del ejido Sierra de Juárez por las facilidades de acceso y su conocimiento histórico respecto a la Sierra de Juárez. En especial, a la Sra. Verónica del rancho Los Pollitos y al Sr. Juan.

A mi familia, que siempre me ha apoyado y piden a Dios por mí en cada momento.

A todos mis amigos que he hecho a lo largo de mi vida. En especial, a los que hice durante mi maestría, destacando a mi compañera de cubículo Pamela, Marisol, Jorge, Amelia, Vanessa, y Edgar. A todos los del grupo de senderismo, en especial a Jazmín. A Pasquinel, con quien compartí mucho conocimiento del tema satelital y confío que su trabajo será pionero en varios aspectos.

A mis roomies Isabel, Sarela, Camila, Julián, Karen, Evelyn y Luis. Sin ustedes, mi tiempo en Ensenada no hubiese sido tan extraordinario.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	xi
Lista de tablas	xv
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Antecedentes	2
1.2 Área de estudio	4
1.2.1 Clima.....	5
1.2.2 Geología	6
1.2.3 Fisiografía	7
1.2.4 Cobertura forestal y suelos	8
1.3 Justificación	9
1.4 Hipótesis.....	10
1.5 Objetivos	10
1.5.1 Objetivo general	10
1.5.2 Objetivos específicos.....	10
Capítulo 2. Marco teórico.....	11
2.1 Mecanismos de distribución en el ciclo hidrológico	11
2.2 Ciclo del escurrimiento.....	13
2.3 El método de las curvas numeradas	14

2.4	Descripción del método de las CN para el escurrimiento	15
2.4.1	Grupo hidrológico de suelos	16
2.4.2	Tipo de cobertura	16
2.4.3	Condición hidrológica.....	17
2.4.4	Condición previa de humedad	18
2.4.5	Estimación del escurrimiento.....	19
2.5	Criterios de ajuste del método original.....	20
2.5.1	Ajuste de la CPH	20
2.5.2	Ajuste con la pendiente.....	21
2.5.3	Ajuste de I_a	21
Capítulo 3.	Metodología.....	24
3.1	Pendiente	25
3.2	Capacidad de infiltración.....	26
3.3	Análisis de suelos	28
3.3.1	Contenido de humedad gravimétrico	28
3.3.2	Conductividad hidráulica.....	29
3.3.3	Textura del suelo	30
3.4	Análisis climático	32
3.4.1	Homogeneización y estimación de datos faltantes	33
3.4.2	Evapotranspiración potencial.....	37
3.4.3	Análisis estadístico	41
3.5	Cobertura de vegetación.....	43
3.6	Estimación de escurrimiento.....	45
3.6.1	Balance hídrico directo.....	45
3.6.2	Diseño del modelo de las curvas numeradas para el SBMON	47

3.6.3	El modelo GCN250	50
Capítulo 4. Resultados		52
4.1	Pendiente	52
4.2	Capacidad de infiltración.....	53
4.3	Análisis de suelos	54
4.3.1	Contenido de humedad gravimétrico	54
4.3.2	Conductividad hidráulica.....	55
4.3.3	Textura del suelo	57
4.4	Variables climáticas.....	58
4.4.1	Precipitación.....	58
4.4.2	Temperatura máxima	62
4.4.3	Temperatura mínima	65
4.4.4	Evapotranspiración potencial.....	69
4.5	Comportamiento de la cobertura de vegetación.....	72
4.6	Balance hídrico directo.....	74
4.6.1	Regional.....	74
4.6.2	Microcuencas y estaciones.....	76
4.7	Modelos de curvas numeradas	76
4.7.1	Clasificación supervisada.....	76
4.7.2	Modelos regionales	77
4.7.3	Modelos por microcuencas.....	82
Capítulo 5. Discusión.....		85
5.1	Propiedades físicas del suelo	85
5.2	Variables climáticas.....	86

5.3	Comportamiento de la cobertura de vegetación.....	88
5.4	Balance hídrico.....	89
5.5	Aporte de escurrimiento.....	90
Capítulo 6. Conclusiones		92
Literatura citada.....		94
Anexos		102

Lista de figuras

Figura	Página
1. a) Ubicación de la cuenca Guadalupe en el estado de Baja California. b) Ubicación del área de estudio. c) Red de drenaje y topografía del Sistema de montaña de la subcuenca Ojos Negros.	4
2. Tipos de clima en el área de estudio.	5
3. Configuración geológica del área de estudio.	7
4. Tipos de suelos en el área de estudio.	9
5. Esquema general del ciclo del agua a nivel cuenca. Modificado de Vich (1998).	11
6. Distribución de la precipitación efectiva. Modificado de Andrés y Rodríguez (2008).	13
7. Distribución de la relación precipitación-escorrentía a partir del método de CN, bajo $I_a=0.2$	23
8. Distribución de la relación precipitación-escorrentía a partir del método de CN, bajo $I_a=0.05$	23
9. Ubicación de los puntos de trabajo en el SBMON, indicando el total de puntos por microcuenca.	25
10. a) Esquema del funcionamiento del doble anillo. Modificado de Campos-Aranda (1998); b) fotografía del Infiltrómetro de doble anillo en campo.	27
11. Probetas colocadas para las pruebas de Bouyoucos.	31
12. Ubicación de las estaciones meteorológicas y centroides de NLDAS-2.	33
13. Ubicación de las estaciones representativas del SBMON.	37
14. Distribución espacial de los rangos de la pendiente sobre el área de estudio.	52
15. Variación de la capacidad de infiltración por prueba.	53
16. Contenido de humedad gravimétrico por muestra.	54
17. Variación de la porosidad por muestra.	55
18. Variación de la conductividad hidráulica por muestra.	56
19. Triángulo de texturas con la clasificación de las muestras de suelos del SBMON.	57
20. Precipitación total anual y estacional en el SBMON en el periodo 1981-2020.	59

21. Valores p de precipitación diaria de las estaciones aledañas al SBMON para el periodo 1981-2020.....	59
22. Tendencia a 100 años de la precipitación diaria en las estaciones aledañas al SMBON.	60
23. FDP de la precipitación diaria a) histórica y b) registros mayores al P95 de las estaciones aledañas y los centroides de NLDAS-2 cercanos a estas.....	60
24. Valores de a) PBIAS (%), b) RMSE (mm), c) R^2 y d) NSE de la precipitación diaria en las estaciones aledañas y los centroides de NLDAS-2 cercanos a estas. Los recuadros negros enmarcan los resultados de interés.....	61
25. Temperatura máxima anual y estacional en el SBMON en el periodo 1981-2020.	62
26. Valores p de la temperatura máxima diaria mensual de las estaciones aledañas al SBMON para el periodo 1981-2020.	63
27. Tendencia a 100 años de la temperatura máxima diaria en las estaciones aledañas al SMBON.	63
28. FDP de la temperatura máxima diaria a) histórica y b) registros mayores al P95 de las estaciones aledañas y los centroides de NLDAS-2 cercanos a estas.....	64
29. Valores de a) PBIAS (%), b) RMSE ($^{\circ}\text{C}$), c) R^2 y d) NSE de la temperatura máxima diaria en las estaciones aledañas y los centroides de NLDAS-2 cercanos a estas. Los recuadros negros enmarcan los resultados de interés.	65
30. Temperatura mínima anual y estacional en el SBMON en el periodo 1981-2020.....	66
31. Valores p de la temperatura mínima diaria mensual de las estaciones aledañas al SBMON para el periodo 1981-2020.	66
32. Tendencia a 100 años de la temperatura mínima diaria en las estaciones aledañas al SMBON.	67
33. FDP de la temperatura mínima diaria a) histórica y b) registros menores al P05 de las estaciones aledañas y los centroides de NLDAS-2 cercanos a estas.....	67
34. Valores de a) PBIAS (%), b) RMSE ($^{\circ}\text{C}$), c) R^2 y d) NSE de la temperatura mínima diaria en las estaciones aledañas y los centroides de NLDAS-2 cercanos a estos. Los recuadros negros enmarcan los resultados de interés.	68
35. Ajuste hacia ET_{Penman} mensual, partiendo de a) $ET_{\text{Hargreaves}}$ y b) $ET_{\text{Thornthwaite}}$	69
36. FDP del histórico de los modelos de ET mensual.....	70
37. Valores de a) PBIAS (%), b) RMSE (mm), c) R^2 y d) NSE de los modelos de ET para el EMA-Const1857. Los recuadros negros enmarcan los resultados de interés.....	71
38. ETP anual y estacional obtenida con el método de Hargreaves-Samani en el SBMON en el periodo 1981-2020.....	72

39. Vegetación promedio en a) Cerro Grande, b) El Barbón, c) El Ranchito, d) Laguna Hanson, e) Los Barrancos y d) Valle Redondo. Fotos capturadas durante las salidas a campo.....	72
40. Series de tiempo del comportamiento anual por dirección de laderas del NDVI durante a) la temporada húmeda y b) temporada seca, así como del MDDI c) en temporada húmeda y d) temporada seca.....	74
41. Normales climatológicas en el SBMON para el periodo 1981-2020. Las líneas punteadas marcan la separación entre las temporadas húmeda (TH), seca (TS) y de transición.	75
42. Distribución de coberturas a lo largo del SBMON para el periodo invernal 2022-2023.....	77
43. Distribución de las curvas numeradas por diferente CPH y modelo.....	78
44. Escurrimiento anual por modelo en el SBMON en el periodo 1981-2020.....	79
45. Comparación entre escurrimiento anual y estacional a partir de los modelos a) GCN250, b) A y c) B.....	80
46. Aporte mensual de escurrimiento por cada modelo aplicado en el SBMON.	81
47. Escurrimiento anual a nivel microcuenca en el periodo 1981-2020 a partir de los modelos a) GCN250, b) A y c) B.....	83
48. Aporte mensual de escurrimiento por cada modelo aplicado en a) Cerro Grande, b) El Barbón, c) El Ranchito, d) Laguna Hanson, e) Los Barrancos y f) Valle Redondo.	84
49. Gráficos de infiltración de las muestras obtenidas en Cerro Grande.	103
50. Gráficos de infiltración de las muestras obtenidas en El Barbón (Parte 1).....	104
51. Gráficos de infiltración de las muestras obtenidas en El Barbón (Parte 2).....	105
52. Gráficos de infiltración de las muestras obtenidas en El Ranchito (Parte 1).	106
53. Gráficos de infiltración de las muestras obtenidas en El Ranchito (Parte 2).	107
54. Gráficos de infiltración de las muestras obtenidas en Laguna Hanson (Parte 1).	108
55. Gráficos de infiltración de las muestras obtenidas en Laguna Hanson (Parte 2).	109
56. Gráficos de infiltración de las muestras obtenidas en Los Barrancos.....	110
57. Gráficos de infiltración de las muestras obtenidas en Valle Redondo.....	111
58. Gráficos de infiltración de las muestras obtenidas fuera del SBMON.	112
59. Distribución de NDVI para la temporada seca entre los años 1986 y 2004.....	114
60. Distribución de NDVI para la temporada seca entre los años 2005 y 2020.....	115
61. Distribución de NDVI para la temporada húmeda entre los años 1986 y 2004.....	116

62. Distribución de NDVI para la temporada húmeda entre los años 2005 y 2020.....	117
63. Distribución de MDDI para la temporada seca entre los años 1986 y 2004.....	118
64. Distribución de MDDI para la temporada seca entre los años 2005 y 2020.....	119
65. Distribución de MDDI para la temporada húmeda entre los años 1986 y 2004.....	120
66. Distribución de MDDI para la temporada húmeda entre los años 2005 y 2020.....	121
67. Normales climatológicas para las estaciones a) 2049 – San Juan de Dios Norte, b) híbrido 2066/EMA-Const1857 (Sierra de Juárez/Constitución de 1857), c) 2079 – El Alamar, y d) 2118 – Valle de San Rafael, en el periodo 1981-2020. Las líneas punteadas marcan la separación entre las temporadas húmeda (TH), seca (TS) y de transición.....	128
68. Normales climatológicas para las microcuencas a) Cerro Grande, b) El Barbón, c) El Ranchito, d) Laguna Hanson, e) Los Barrancos, y f) Valle Redondo, en el periodo 1981-2020. Las líneas punteadas marcan la separación entre las temporadas húmeda (TH), seca (TS) y de transición.	129
69. Distribución de NDVI para la temporada invernal 2022-2023 sobre el SBMON.....	130
70. Distribución del verdor de vegetación (GF) para la temporada invernal 2022-2023 sobre el SBMON.	130

Lista de tablas

Tabla	Página
1. Curvas numeradas para regiones áridas y semiáridas. Modificado de USDA (2022a).	17
2. Rangos de lluvia estacional asociados a las condiciones previas de humedad. Modificado de USDA (2022a).	18
3. Curvas numeradas para las condiciones del suelo y vegetación en el SBMON.	49
4. Curvas numeradas del modelo GCN250. Modificado de Jaafar et al. (2019).	50
5. Distribución y clasificación de la pendiente en el SBMON, por grado, porcentaje y área.....	53
6. Promedios a nivel microcuenca de la capacidad de infiltración.	54
7. Promedios a nivel microcuenca del contenido de humedad gravimétrico.	55
8. Promedios a nivel microcuenca de la porosidad.	56
9. Promedios a nivel microcuenca de la conductividad hidráulica.	57
10. Balance hídrico directo en el SBMON correspondiente al periodo 1981-2020.	75
11. Distribución de los tipos de cobertura en el área de estudio por porcentaje y área.	76
12. Estadística de los modelos de curvas numeradas a escala regional.	79
13. Distribución total de P_{min} por modelo de CN para generar 1 mm de escurrimiento por época de desarrollo de la vegetación, sobre el SBMON.....	82
14. Balance hídrico en la estación 2049 – San Juan de Dios Norte, correspondiente al periodo 1981-2020.....	123
15. Balance hídrico en el híbrido 2066/EMA-Const1857 (Sierra de Juárez/Constitución de 1857), correspondiente al periodo 1981-2020.	123
16. Balance hídrico en la estación 2079 – El Alamar, correspondiente al periodo 1981-2020. ...	124
17. Balance hídrico en la estación 2118 – Valle de San Rafael, correspondiente al periodo 1981-2020.....	124
18. Balance hídrico en la microcuenca Cerro Grande, correspondiente al periodo 1981-2020.	125
19. Balance hídrico en la microcuenca El Barbón, correspondiente al periodo 1981-2020.....	125
20. Balance hídrico en la microcuenca El Ranchito, correspondiente al periodo 1981-2020.	126
21. Balance hídrico en la microcuenca Laguna Hanson, correspondiente al periodo 1981-2020.	126

22. Balance hídrico en la microcuenca Los Barrancos, correspondiente al periodo 1981-2020.	127
23. Balance hídrico en la microcuenca Valle Redondo, correspondiente al periodo 1981-2020.	127
24. Estadística de los modelos de curvas numeradas sobre la microcuenca Cerro Grande.....	131
25. Estadística de los modelos de curvas numeradas sobre la microcuenca El Barbón.	131
26. Estadística de los modelos de curvas numeradas sobre la microcuenca El Ranchito.	132
27. Estadística de los modelos de curvas numeradas sobre la microcuenca Laguna Hanson.....	132
28. Estadística de los modelos de curvas numeradas sobre la microcuenca Los Barrancos.	133
29. Estadística de los modelos de curvas numeradas sobre la microcuenca Valle Redondo.	133

Capítulo 1. Introducción

El agua es el recurso natural más importante para la subsistencia de los seres vivos, y en el caso del ser humano, prioritario en el desarrollo de sus actividades agrícolas, domésticas, económicas e industriales. El constante crecimiento de la población ha derivado en una mayor demanda del recurso hídrico. En consecuencia, cada vez son más los esfuerzos hacia el diseño e implementación de estrategias enfocadas a la detección, explotación y conservación de fuentes superficiales y subterráneas.

A escala global, la precipitación pluvial es la principal entrada de agua a escala continental. No obstante, su distribución no es homogénea a lo largo de la Tierra. En función de las condiciones atmosféricas, geográficas y topográficas, existen regiones con altas y bajas cantidades de precipitación. Si a esto se considera la distribución litológica y de vegetación, así como el uso del suelo, resultará en la existencia de regiones con buena disponibilidad, así como aquellas con reservas limitadas.

Las regiones con climas de tipo árido y semiárido dependen principalmente de las reservas subterráneas, las cuales son recargadas durante la temporada de lluvias. Presentan una tasa baja de precipitación anual (200 - 500 mm/año), de carácter errático a escala espacial y temporal. Además, poseen una fuerte variación de temperaturas y una tasa de evapotranspiración anual mayor a la precipitación, asociadas con la alta radiación solar (PEACC, 2012; Sánchez-Cano, 2019).

El estado de Baja California está compuesto por un conjunto de cuencas con climas áridos y semiáridos en la mayor parte de su territorio. Solamente en las sierras de Juárez y San Pedro Mártir existen zonas de transición climática de tipo semiárido a templado. De acuerdo con García (2004), la principal diferencia entre ambos tipos de clima radica en la variación isotermal. Se han reportado valores de precipitación de hasta 750 mm anuales (Hallack-Alegría et al., 2012) y la incidencia de nevadas en la temporada invernal, lo cual implica un proceso hidrológico más complejo en comparación al resto del estado.

Guadalupe es una de las cuencas más importantes en el estado debido a su aprovechamiento a nivel agrícola, industrial, urbano y turístico. Ubicada al noroeste del estado, drena sobre una superficie de 2,380.5 km² y forma parte de la Región Hidrológica I “Baja California Noroeste”. Se divide en las subcuencas Ojos Negros, Guadalupe y La Misión, contando con un total de cuatro acuíferos. Los primeros tres son homónimos y dentro de sus respectivas subcuencas, mientras que el cuarto es el acuífero Real del Castillo, ubicado dentro de la subcuenca Ojos Negros. En la actualidad, se encuentra bajo presión antropogénica

dada la sobreexplotación regional (CONAGUA, 2020a, 2020b). Por otra parte, existe una tendencia hacia la intensificación de condiciones extremas de precipitación y temperatura, propiciando eventos extremos con mayor frecuencia (IPCC, 2022). De acuerdo con los resultados del Programa Estatal de Acción ante el Cambio Climático de Baja California (PEACC-BC, 2012), se proyecta una disminución entre el 10-20 % de la precipitación media anual en la región. Además, en los próximos 50 años se espera un incremento de la temperatura en un rango entre 1.5 °C a 2.5 °C. Esto daría como consecuencia una menor tasa de recarga en los acuíferos asociado al déficit de humedad del suelo (periodos de sequías) y al aumento de la escorrentía superficial (precipitaciones extremas).

1.1 Antecedentes

La mayor parte de los estudios en la cuenca Guadalupe se enfocan exclusivamente en la cantidad y calidad del recurso hídrico en los acuíferos. Tal es el caso de López-Lambrano et al. (2020), quienes emplearon el modelo hidrológico SWAT (Soil and Water Assessment Tool) con la finalidad de evaluar la demanda hídrica de los cultivos dentro de la cuenca. Simularon las componentes del balance hídrico a escala regional y con enfoque a los cultivos existentes en la región. Obtuvieron un escurrimiento anual de ~8.8 Mm³, con una relación favorable hacia el déficit regional. Concluyeron que la tendencia hacia el déficit se ha incrementado, siendo insuficiente para la cuenca Guadalupe, sugiriendo las aplicaciones de alternativas agrícolas sostenibles.

Dentro de la subcuenca Ojos Negros, la mayor parte de los antecedentes se enfocan en metodologías de geofísica aplicada en los acuíferos de Real del Castillo y Ojos Negros, siendo este último el más estudiado. A finales del siglo pasado, Ponce et al. (1999) determinaron el balance hídrico de la subcuenca a partir del análisis de tormentas con tiempos de retorno de 2 a 100 años. Reportaron que el acuífero de Ojos Negros mostró una tasa de recarga de 18.6×10^6 m³/año, pero también una tasa de extracción de 25.1×10^6 m³/año, indicando un déficit hídrico. Estimó que los eventos de tormentas contribuyeron a la recarga vertical en un rango del 14-39 % hacia el acuífero.

En 2002, Campos-Gaytán presentó un modelo de flujo de agua subterránea en el periodo 1983-2001 en la zona de los valles de Ojos Negros y Real del Castillo. El modelo se basó en un esquema de diferencias finitas con el fin de resolver la ecuación de Boussinesq, utilizando la información geohidrológica de ese entonces. En el caso del valle de Ojos Negros, estimó un abatimiento total de 30 m del nivel freático y un abatimiento parcial de 10 m, dentro de los primeros 9 años de simulación. Mientras tanto, el valle de Real del Castillo

mostró abatimientos total y parcial de 6 m y 2.5 m, respectivamente. Los resultados de tendencia los asoció al incremento de los pozos de extracción y al incremento eventual de la demanda hídrica. El trabajo de Campos-Gaytán (2002) es, hasta la fecha, la base de referencia de los modelados de disponibilidad de agua subterránea en Ojos Negros. Un ejemplo de esto son los resultados de Méndez-Cervantes (2012), quien modificó el modelo establecido en el trabajo anterior, considerando una actualización y recalibración de parámetros. Los resultados del modelado en el periodo 1983-2000 mostraron un abatimiento relativamente mayor a los publicados por Campos-Gaytán (2002). Además, elaboró una proyección del escenario de tasas de recarga y extracción en el periodo 2000-2030, donde contempla un déficit significativo de agua.

Molina-Navarro et al. (2015) aplicaron el modelo SWAT con el objetivo de simular la descarga hídrica hacia proyecciones climáticas en la subcuenca Ojos Negros. Emplearon la información hidrológica disponible en la zona de los valles, así como los modelos de proyección de cambio climático a escala global y regional. Identificaron una reducción del 45 % a corto plazo (2010-2030) y de hasta 60 % a largo plazo (2070-2099) de la disponibilidad de agua. La proyección de la recarga en los acuíferos radica en un 74 %, mientras que la escorrentía disminuirá en un 72 %.

En cuanto a la medición del escurrimiento superficial, a nivel general se consideran los modelos calibrados con las mediciones históricas de las estaciones hidrométricas Agua Caliente y Boquilla Santa Rosa (Molina-Navarro et al., 2015, López-Lambraño et al., 2020). Al no contar con suficiente infraestructura para la medición de escurrimiento superficial, se ha optado por el empleo de modelos de escurrimiento y la construcción de infraestructura locales. En el primer caso, Kurczyn-Robledo et al. (2007) evaluaron el potencial de escurrimiento-infiltración en la Sierra Matcuatai (al noreste del valle de Guadalupe). Aplicaron una modificación del método de las curvas numeradas (CN) del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA, por sus siglas en inglés) (2022a). Reportaron un volumen medio anual escurrido al valle de 258,000 a 123,000 m³, encontrando que el 88 % del suelo favorece al escurrimiento y un 12 % a la infiltración. Dicho modelo fue empleado por Moraila-Martínez (2010) sobre la subcuenca Santa Rosa (aforo de la subcuenca Guadalupe hacia La Misión). Determinó la disponibilidad hídrica desde la perspectiva histórica (1969-2000) y con escenarios de cambio climático (2001-2030). El flujo de agua superficial histórico alcanzó los 8.9 Mm³ anuales, con una proyección de 5.4 Mm³. Destacó el alto potencial de escurrimiento de la subcuenca, asociado a la pendiente. Un ejemplo de infraestructura local se realizó en la subcuenca El Mogor, donde Del Toro-Guerrero (2012) empleó un vertedor triangular, con el cual midió la contribución del escurrimiento hacia el balance hídrico en el periodo 2010-2011. Obtuvo un

volumen aproximado de 60,000 m³/año, comparándose con las estimaciones derivadas de modelos empíricos y mediciones instrumentales, con valores de 86,000 y 51,000 m³/año, respectivamente.

1.2 Área de estudio

El área de estudio del presente trabajo forma parte de la subcuenca Ojos Negros, la cual abarca una superficie de 1,577 km² y corresponde a la parte alta de la cuenca de Guadalupe (Campos-Gaytán, 2002; Molina-Navarro et al., 2015). Colinda al Norte con la cuenca Las Palmas, al Este con la cuenca Laguna Salada, al Sur con la cuenca San Carlos y al Oeste con la subcuenca Guadalupe.

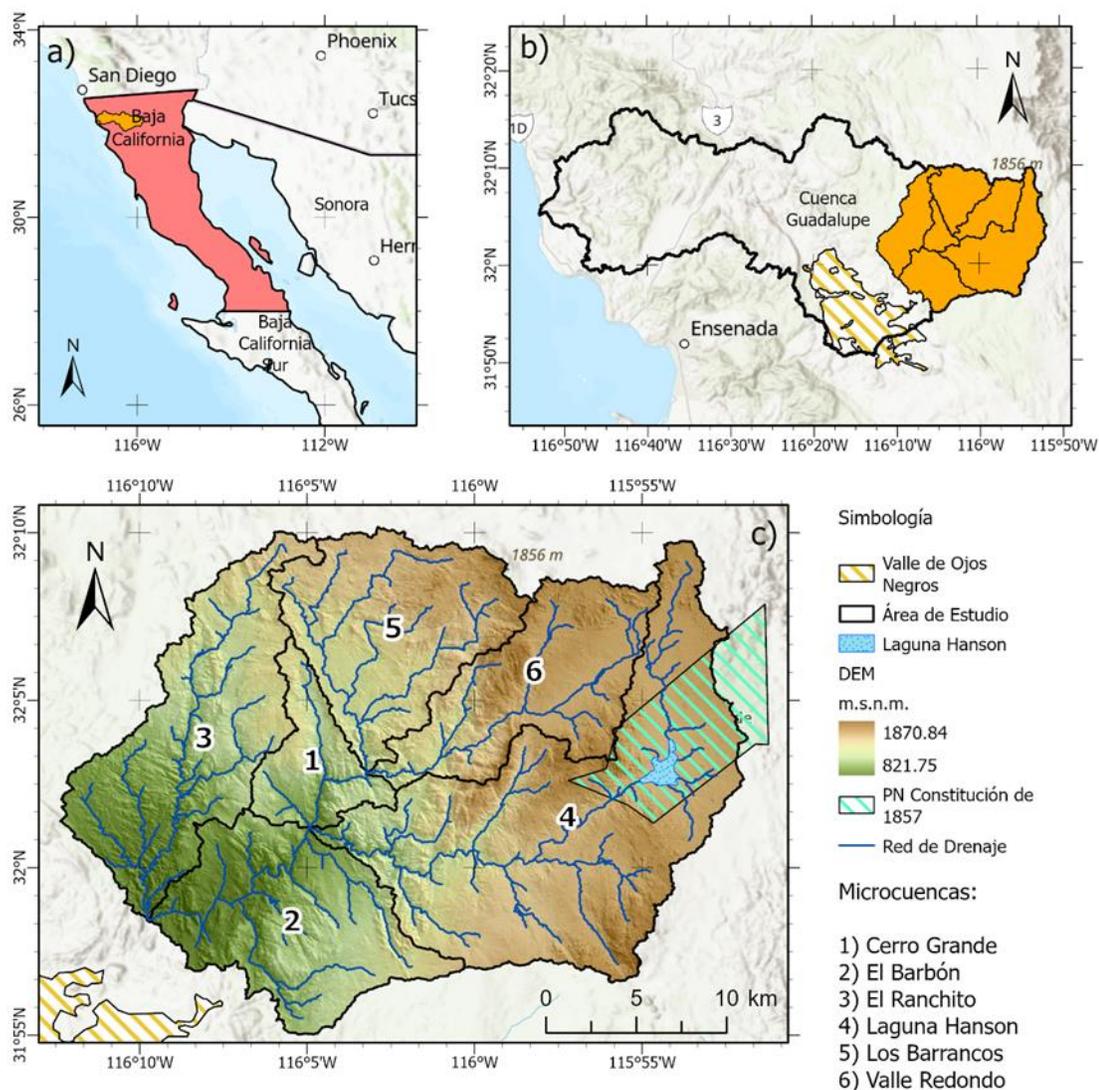


Figura 1. a) Ubicación de la cuenca Guadalupe en el estado de Baja California. b) Ubicación del área de estudio. c) Red de drenaje y topografía del Sistema de montaña de la subcuenca Ojos Negros.

Como se observa en la figura 1, el área de estudio abarca las microcuencas Cerro Grande, El Barbón, El Ranchito, Laguna Hanson, Los Barrancos y Valle Redondo. Al conjunto de estas microcuencas se denominará Sistema de bloque de montaña de la subcuenca Ojos Negros (SBMON). Abarca un área de 615.35 km², ocupando el 25.85 % de la extensión de la cuenca Guadalupe, así como del 35.02 % de la subcuenca Ojos Negros. Se extiende entre los paralelos 31°55' y 32°10' latitud Norte, y los meridianos 115°51' y 116°12' longitud Oeste. La principal diferencia con el resto de la subcuenca radica en su ubicación sobre el bloque de montaña de la Sierra de Juárez. El acceso al área de estudio es a través de la carretera No. 3 Ensenada-San Felipe, y se ubica a ~43 km de la ciudad de Ensenada.

1.2.1 Clima

Con base a García (2004), a lo largo del SBMON hay una zona de transición climática entre el clima semiárido mediterráneo al templado mediterráneo. La configuración existente consiste en los climas templado con lluvias en invierno (Cs) y semifrío subhúmedo con verano fresco largo (Cb's) (figura 2).

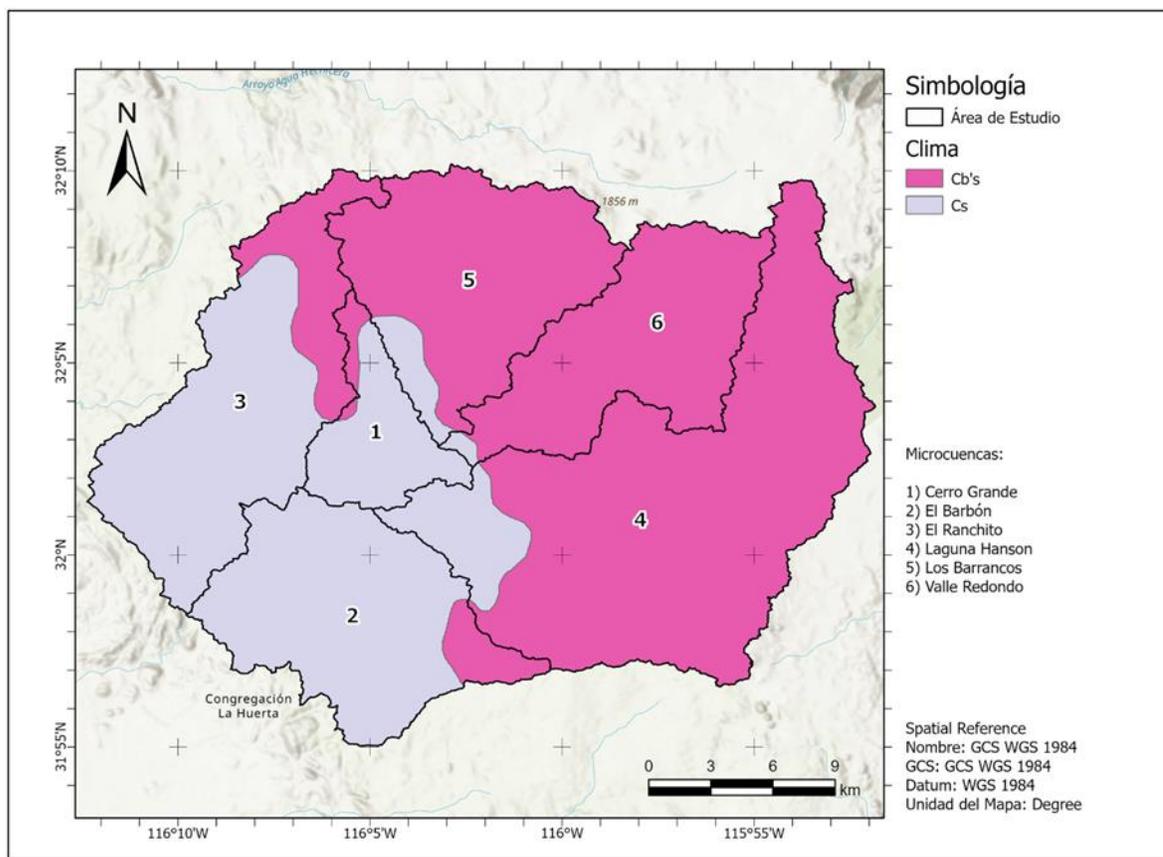


Figura 2. Tipos de clima en el área de estudio.

La temperatura media mensual ronda entre los 7.4°C hasta los 19.7°C, llegando a temperaturas bajo cero en las microcuencas Laguna Hanson y Valle Redondo. Debido al factor orográfico, la precipitación en el SBMON es mayor en comparación al resto de la cuenca Guadalupe. La media anual ronda los 400 mm/año, con registros históricos mayores a los 800 mm (Ponce et al., 1999; Minnich et al., 2000). El mayor porcentaje de precipitación se da en invierno, ya que durante esta temporada ocurren la mayoría de los frentes fríos. Minnich et al. (1997) reportan que alrededor del 15 % de la precipitación en la Sierra de Juárez ocurre como nieve arriba de los 1,700 m.s.n.m. Consideran de 100-150 mm como líquido equivalente, con una densidad del paquete de nieve entre los 30-40 %. En verano, las tormentas tropicales y ciclones originados en el pacífico son la principal fuente de lluvias (Minnich et al., 2000; Pavía, 2004).

1.2.2 Geología

Las sierras de Juárez y San Pedro Mártir son producto del levantamiento de la Península de Baja California entre el Jurásico tardío y Cretácico temprano. Este proceso consistió en diversos procesos tectónicos y volcánicos asociados a la subducción de la placa de Farallón, los cuales dieron como resultado la intrusión del batolito que conforma ambas sierras (Gastil et al., 1975).

La litología en el área de estudio se muestra en la figura 3. Las unidades ígneas se componen por rocas intrusivas identificadas como granodioritas y tonalitas, asociadas al proceso de formación de la península de Baja California. Existen afloramientos de rocas metamórficas formadas a partir del confinamiento de unidades del Paleozoico. Están integrados por esquistos, gneiss, pizarra y plutónicas, así como mezclas metamórficas. En cuanto a las unidades sedimentarias, se reportan depósitos del Cuaternario relacionados con el fuerte impacto de los agentes erosivos en la sierra. Consisten en el depósito lacustre donde está situada la Laguna Hanson, en la parte oriental y superior del SBMON, además de las islas de aluviones en las zonas relativamente planas de los cauces de los arroyos (CONANP, 2010; CONAGUA, 2020b).

En lo que respecta a rasgos estructurales, el Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2022) indica la presencia de fallas normales y fracturas, aunque parte de estas son inferidas. El grado de fracturamiento y afallamiento es intenso, por lo que a las unidades expuestas se les ha asignado una permeabilidad media. Hacia el Oeste, el SBMON delimita con el sistema de fallas San Miguel-Vallecitos, la cual es de tipo lateral derecho y rumbo N60°W. La falla San Miguel es de las más activas en la península de Baja California, ya que su actividad se data del Mioceno medio y su velocidad ronda entre los 0.1-3 mm/año (Gastil et al.,

1975; Cruz-Castillo, 2002). Existe evidencia de actividad microsísmica asociada a la deformación generada por la falla San Miguel (Hirabayashi et al., 1996; Frez et al., 2000).

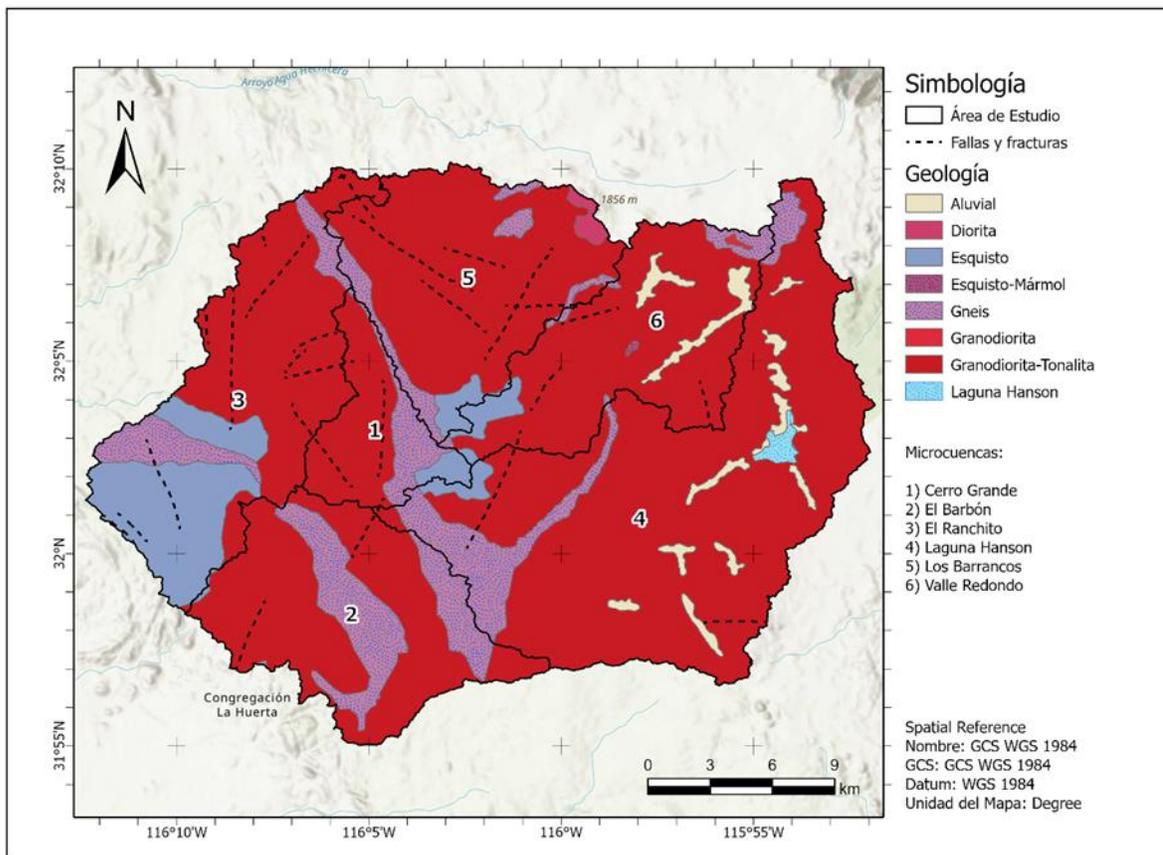


Figura 3. Configuración geológica del área de estudio.

1.2.3 Fisiografía

Al estar ubicada sobre una porción de la Sierra de Juárez, la red de drenaje dentro del SBMON presenta un comportamiento dendrítico. Su corriente principal es el arroyo El Barbón, cuyo origen es en la laguna Hanson, ubicada a una altura de 1620 m.s.n.m. Durante su trayectoria recibe la contribución por parte de los arroyos Los Barrancos, Valle Redondo, El Amargoso y El Ranchito en la temporada de lluvias. Desciende a lo largo de la sierra hasta ingresar al valle de Ojos Negros y lo atraviesa en dirección Oeste (Ponce et al., 1999; CONAGUA, 2020b).

Después llega a la intercepción con el arroyo Agua Caliente, el cual es considerado la salida de la subcuenca Ojos Negros. A partir de esa zona, se denomina arroyo Guadalupe y continúa su recorrido por las subcuencas Guadalupe y La Misión, hasta llegar a su desembocadura en el Océano Pacífico (CONAGUA,

2020b). Dentro del área de estudio no se reportan ni estaciones piezométricas ni de aforo, pese a la existencia de represas en algunos puntos dentro o aledaños a los ranchos en el SBMON.

La topografía en el SBMON varía desde los 820 m.s.n.m. en la salida hacia el valle, hasta los 1870 m.s.n.m. al sur de la microcuenca Laguna Hanson. Las microcuencas Cerro Grande, El Barbón y El Ranchito se ubican a una elevación media menor a los 1,000 m.s.n.m, correspondiendo a la zona baja del SBMON. Mientras tanto, Laguna Hanson, Los Barrancos y Valle Redondo se ubican a una elevación media mayor a los 1,000 m.s.n.m, conformando la zona alta del área de estudio.

1.2.4 Cobertura forestal y suelos

Dentro de la zona se encuentra una distribución de vegetación de chaparral, el cual varía entre especies de transición hasta chaparral de montaña (Rzedowski, 2006). A partir de los 1,300 m.s.n.m., se distribuye un bosque de coníferas, conformado principalmente por especies de pinos (*Pinus jeffreyi* y *Pinus Juniperus*). Entre el bosque se encuentra el Parque Nacional Constitución de 1857, el cual tiene una extensión de 50.1 km², de las cuales alrededor del 72 % se contemplan dentro del área de estudio. Pese a la presencia de encinos en la zona, estos están limitados a los márgenes de los arroyos, en especial al Oeste (CONANP, 2010).

Con relación a los incendios forestales, el ecosistema en el SBMON es considerado como adaptado al fuego, ya que requiere de este factor en su desarrollo. La mayoría de los incendios forestales ocurren en verano, aunque se han registrado algunos durante el resto del año, asociados tanto a factores naturales como antropogénicos.

Los suelos en el área de estudio son de composición areno-limosa, con una permeabilidad alta, en especial en las inmediaciones de la laguna Hanson. Los tipos de suelos distribuidos en el SBMON son litosoles, regosoles, regosoles eutríco, phaeozems, leptosoles y arenosoles en menor proporción, como se observa a continuación. En lo que respecta al uso del suelo, consisten en terrenos de propiedad federal (Parque Nacional Constitución de 1857 y áreas de conservación) y privados conformados por asentamientos humanos, ranchos, el Aserradero y concesiones mineras.

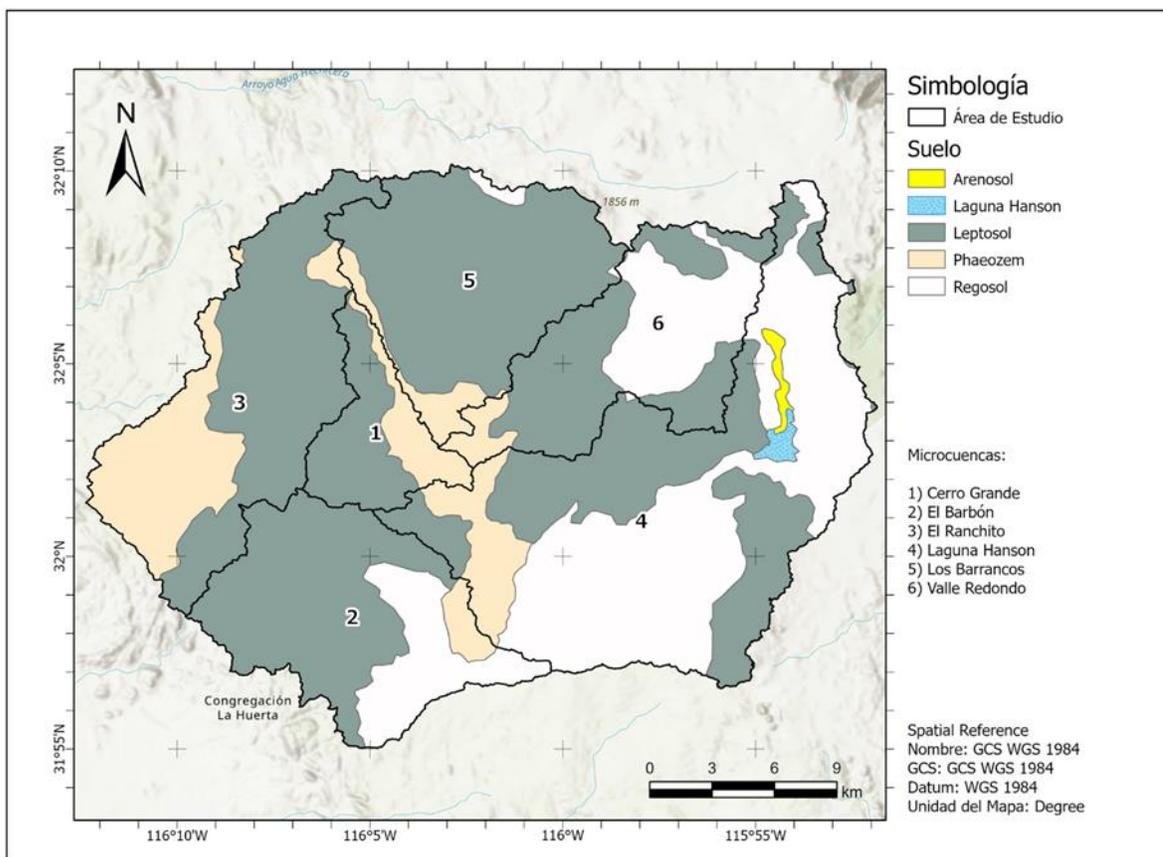


Figura 4. Tipos de suelos en el área de estudio.

1.3 Justificación

Debido a la complejidad climática, fisiográfica y geológica del área de estudio, se puede asociar un aporte hidrológico importante del SBMON hacia el valle de Ojos Negros y, por ende, a los acuíferos de Ojos Negros y Real del Castillo. No obstante, son pocos los trabajos realizados y limitados al estudio de disponibilidad hídrica en la zona del valle de Ojos Negros.

Los cálculos de las componentes del balance hídrico requieren de una base de datos con mediciones continuas, homogéneas y que abarquen la cobertura temporal necesaria (Herrera-Oliva et al., 2017). Sin embargo, la información no está del todo disponible ya que las bases de datos, o son de uso particular o las de dominio público presentan vacíos de información a través del tiempo. En el peor de los casos, ni siquiera se cuentan con estaciones de medición, generando una mayor incertidumbre dentro de los cálculos hidrológicos (Healy et al., 2007; Fisher et al., 2017). El estado de Baja California no es la excepción, por lo que en los últimos años se ha recurrido a la estimación de datos faltantes de las estaciones meteorológicas (Herrera-Oliva et al., 2017; Lomelí-Banda et al., 2019).

Existen diversas metodologías que permiten calcular variables, desde aquellas basadas en los promedios de estaciones cercanas, hasta los modelos empíricos en función de otros parámetros de fácil medición (Campos-Aranda, 1998; Segura-Castruita y Ortiz-Solorio, 2017). En las últimas décadas, el uso de modelos de reanálisis y observaciones satelitales han resultado en alternativas para solventar la falta de información a diferentes escalas. El principal inconveniente es su grado de precisión, dada la probabilidad de subestimar o sobreestimar el comportamiento de las variables de interés (Healy et al., 2007; Lomelí-Banda et al., 2019).

1.4 Hipótesis

La contribución de escurrimiento en el área de estudio corresponde a un porcentaje considerable con respecto al balance hídrico.

1.5 Objetivos

1.5.1 Objetivo general

Realizar una evaluación hidrogeológica correspondiente al SBMON, enfocada en la contribución hídrica superficial hacia el sistema hidrológico de la cuenca Guadalupe.

1.5.2 Objetivos específicos

- Comprender el proceso de escurrimiento en suelos de bloque de montaña de cuencas con clima semiárido.
- Analizar la variabilidad espacial para los parámetros hidrológicos derivados de las estaciones climatológicas y datos de reanálisis hidrológico.
- Identificar el comportamiento y distribución de la vegetación en función del clima y morfología en la región.
- Estimar el balance hídrico y obtener el aporte superficial del sistema hacia la Cuenca Guadalupe.

Capítulo 2. Marco teórico

2.1 Mecanismos de distribución en el ciclo hidrológico

Cuantificar el volumen disponible de agua a lo largo de una cuenca requiere conocer la dinámica de las componentes de entrada y salida con respecto al ciclo hidrológico (figura 5). La precipitación (P) es considerada como la principal variable de entrada. Como principales variables de salida están la evaporación (Ev) y la transpiración de las plantas (T), que en conjunto constituyen la evapotranspiración (ET). Además, es importante tomar en cuenta los procesos de captación y distribución, al regular la capacidad de almacenamiento en un tiempo dado.

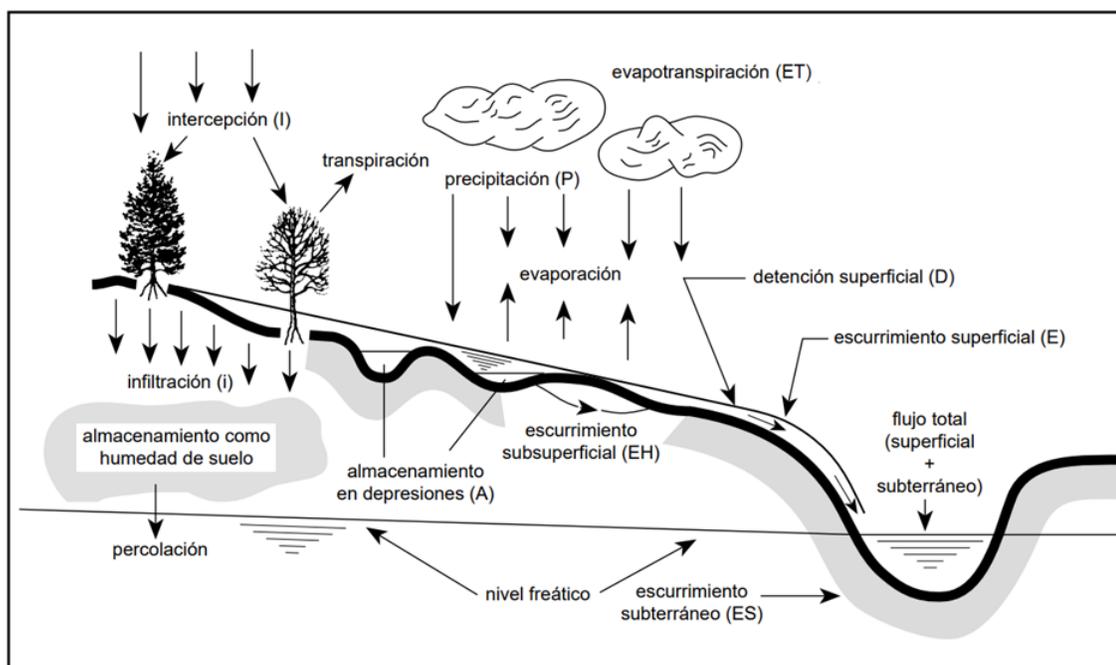


Figura 5. Esquema general del ciclo del agua a nivel cuenca. Modificado de Vich (1998).

Cuando llueve sobre una región se da la captación a través de la intercepción (I). Este proceso define la cantidad de precipitación que no llega a la superficie de la cuenca y se perderá por evaporación (Campos-Andrade, 1998). La lluvia puede ser retenida de manera vertical (IV) por la vegetación e infraestructuras urbanas, y horizontal (IH) mediante el almacenamiento en depresiones. La diferencia entre la precipitación

y el volumen de intercepción es conocido como lluvia efectiva (P_e), siendo la porción aprovechable en los procesos de distribución (Vich, 1998).

El primer proceso es la infiltración (i), en la cual el agua penetra desde la superficie del terreno a través de las capas del suelo. El agua puede quedar retenida en él (agua edáfica) o alcanzar un manto acuífero por percolación (agua subterránea), favoreciendo el proceso de recarga (Huffman et al., 2013). La infiltración depende de varios factores: la intensidad de la lluvia, las propiedades del fluido que se infiltra, la topografía del terreno, la cobertura vegetal, las propiedades físicas del suelo y su contenido de humedad (Campos-Aranda, 1998). Las condiciones superficiales del suelo gobiernan la capacidad de infiltración, que consiste en la velocidad máxima de absorción del agua. En el caso de su estructura interna, define la velocidad y distribución del agua ya sea hacia la recarga o en el siguiente proceso.

El segundo mecanismo de distribución es el escurrimiento (Q), definido como la parte de la precipitación efectiva que fluye por gravedad ya sea por la superficie del suelo o en su interior. Cuando la intercepción horizontal y la capacidad de infiltración han llegado a su límite, la lluvia no interceptada se considerará como excedente y tendremos la formación de escurrimiento superficial (E). Se hablará de escurrimiento hipodérmico (EH , también conocido como subsuperficial) cuando una parte del agua infiltrada en el suelo se queda a poca profundidad y se desplaza en los horizontes hasta salir a la superficie en alguna depresión. Por último, otra parte del agua infiltrada se percola y alcanza el nivel freático, cuya descarga bajo su lecho generará el escurrimiento subterráneo (ES) (Campos-Aranda, 1998; Andrés y Rodríguez, 2008). La importancia del escurrimiento radica en la formación de las corrientes superficiales que acaban en cuerpos de agua interiores (como flujo externo) o en el mar.

Algunos autores hacen referencia a diferenciar entre los factores que afectan la formación de escurrimiento (climatología y topografía) con aquellos que controlan su distribución (comportamiento de la precipitación, cobertura forestal, litología y tipo de suelo) (Campos-Aranda, 1998; Andrés y Rodríguez, 2008). No obstante, su formación dependerá de las condiciones de la humedad del suelo y de la infiltración, como se muestra en la figura 6.

En las regiones de bloque de montaña, la relación infiltración-escurrimiento forma un sistema de beneficio mutuo de gran importancia en materia forestal y geomorfológica (Liang, 2020). A partir del desarrollo de la vegetación, existe una contribución mediante la formación de materia orgánica y fracturamiento del lecho rocoso. Esto conlleva al incremento de la permeabilidad del bloque de montaña y, en consecuencia, del flujo subterráneo en la interfase suelo-roca (Masaoka et al., 2016; Somers y McKenzie, 2020). En

regiones con suelos más consolidados, porosos y menor variación de pendiente habrá un mayor potencial de infiltración y un menor flujo de escurrimiento. En cambio, en las regiones con suelos poco consolidados, no cohesivos y mayor variación de pendiente habrá un menor potencial de infiltración, pero un mayor flujo de escurrimiento (Campos-Aranda, 1998; Healy et al., 2007).

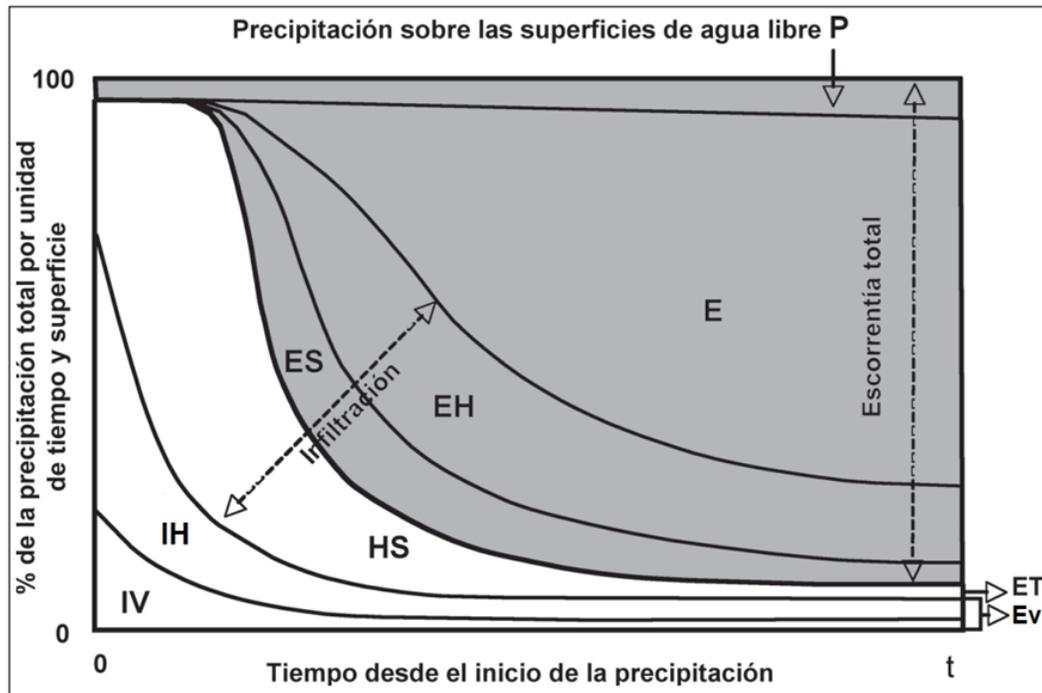


Figura 6. Distribución de la precipitación efectiva. Modificado de Andrés y Rodríguez (2008).

2.2 Ciclo del escurrimiento

Campos-Aranda (1998) menciona que el escurrimiento posee un ciclo compuesto de cinco fases:

- 1) Época seca: la precipitación es escasa o nula. El flujo en los ríos es alimentado exclusivamente por los mantos de agua subterránea. La evapotranspiración es bastante intensa, lo cual hace que el agua contenida por las plantas, en el suelo, en los depósitos de agua y en los cauces se vaya perdiendo rápidamente. Puede llegar al punto de secar las corrientes si esta fase no es interrumpida por la temporada de lluvias. En zonas nevadas, habrá agua disponible en las corrientes si la temperatura permite el deshielo.
- 2) Período húmedo: se tienen las primeras precipitaciones, que satisfacen el déficit de humedad del suelo. Las corrientes superficiales, en caso de no haberse secado, siguen siendo alimentadas por

el escurrimiento subterráneo. Existe una disminución de la evapotranspiración. En esta etapa sí ocurre escurrimiento superficial, pero es mínimo. Si se dan nevadas, el almacenamiento de humedad y la formación de escurrimientos será prolongado en función de la temperatura. Habrá infiltración solo si la humedad del suelo es muy baja.

- 3) Período húmedo en una etapa más avanzada: se satisface el almacenamiento en depresiones y la deficiencia de humedad del suelo, de manera que el agua infiltrada pasa por gravedad a aumentar las reservas de agua subterránea. Se tienen los valores más bajos de evapotranspiración. Se presenta el escurrimiento superficial, pudiendo o no llegar a los cauces de las corrientes en función de las características del suelo sobre el que el agua se desliza. Si el cauce continúa seco, el aumento del manto freático puede ser, en esta fase, suficiente para tener la pendiente necesaria y descargar en los cauces. En la presencia de nieve, la lluvia que llega a la superficie pasará a ser escurrimiento superficial y, por ende, no habrá infiltración.
- 4) Continuación del período húmedo: la lluvia ha satisfecho todo tipo de almacenamiento hidrológico. En función de la topografía del terreno y los espesores del suelo, los escurrimientos hipodérmico y subterráneo pueden alcanzar al escurrimiento superficial. Entre esta fase y la anterior son comunes los manantiales, ya que la velocidad de descarga llega a ser igual a la velocidad de recarga. Bajo condiciones de nieve, no hay cambios significativos.
- 5) Término de la temporada de lluvias: inicia el descenso del nivel freático. Las corrientes se alimentan del escurrimiento hipodérmico, subterráneo y el almacenamiento en el cauce. Comienza a incrementar la evapotranspiración. En el caso de la nieve, el efecto dependerá de la oscilación térmica y es probable tener los primeros escurrimientos a partir de esta fuente. Esta fase termina cuando las reservas de agua del subsuelo quedan de tal manera reducidas que se presentan las características de la época seca.

2.3 El método de las curvas numeradas

Existe una variedad de métodos que permiten obtener el escurrimiento superficial de manera empírica, los cuales también permiten obtener otras variables hidrológicas de interés. El método de las curvas numeradas (CN) es un modelo hidrológico empírico desarrollado por el USDA (2022a) que se aplica en la actualidad en la estimación del escurrimiento, con antecedentes en la cuenca Guadalupe (Kurczyn-

Robledo et al., 2007; Moraila-Martínez, 2010). Está basado en el análisis de un conjunto de escurrimientos superficiales para distintos acuíferos. Se diseñan una familia de curvas que permite demostrar la relación entre el escurrimiento y la precipitación acumulados a escala diaria. Cada familia de curvas está numerada, razón por la cual se le atribuye el nombre de CN.

El método es muy popular en la actualidad debido a su estabilidad, precisión, simplicidad, su poco requerimiento de datos y las relaciones empíricas entre las propiedades del suelo que maneja. Sin embargo, se debe tomar en cuenta que el método cuenta con varias limitaciones. En cuestión de las condiciones del suelo, es sensible a los cambios, en especial cuando son abruptos. La asunción general de parámetros que requieren un monitoreo a profundidad puede meter ruido en la precisión. En sí, no se recomienda su uso a escala subdiario debido a que ignora los efectos de la intensidad y duración de la precipitación (Verma et al., 2017; Jaafar et al., 2019). Otra de las limitaciones más importantes es que no considera del todo la relación escurrimiento-infiltración. Al asumir que el exceso de infiltración es el mecanismo primario de escurrimiento, ignora la capacidad de saturación y resulta menos preciso durante eventos extremos. En las regiones con periodos de nevadas se tendrán los errores más altos, ya que el método no toma en cuenta el aporte hidrológico por derretimiento de la nieve (Ponce y Hawkins, 1996; USDA, 2022a).

A pesar del contraste entre las ventajas y limitaciones del método, Verma et al. (2017) mencionan que en las dos últimas décadas se ha optimizado el método. Al considerar los modelos de retención de humedad en el suelo y las herramientas de monitoreo satelital, se han propuesto diversos ajustes con respecto al método inicial. El rango de aplicaciones del método de CN va desde la ingeniería hidráulica, agricultura, gestión ambiental y de riesgos, entre otros sectores (Ponce y Hawkins, 1996). Por lo general, los modelos más recientes permiten la determinación del volumen de escurrimiento a escala eventual o periódica, así como la extracción de la tasa de infiltración en intervalos cortos de tiempo.

2.4 Descripción del método de las CN para el escurrimiento

El método de las CN está formulado en función de cuatro factores: grupo hidrológico de suelo (GHS), tipo de cobertura superficial, condición hidrológica y condiciones previas de humedad del suelo (CPH) (USDA, 2022a). En los siguientes párrafos se describe la metodología para la obtención de las CN.

2.4.1 Grupo hidrológico de suelos

Permite clasificar los suelos con base al potencial de escurrimiento-infiltración bajo condiciones uniformes de precipitación. Los suelos son clasificados en cuatro grupos individuales (A, B, C, y D) y tres grupos duales (A/D, B/D y C/D). Las clasificaciones están basadas en las propiedades físicas del suelo y la capacidad de infiltración bajo condiciones de humedecimiento prolongado y sin vegetación. A continuación, se describen cada uno de los grupos individuales:

- Grupo A: los suelos tienen bajo potencial de escurrimiento y alta capacidad de infiltración, aun cuando están saturados. Consisten principalmente de suelos profundos, desde bien drenados a excesivamente drenados. Su composición es principalmente de arenas y gravas, con un alto rango de transmisión de agua (>0.1016 mm/h).
- Grupo B: poseen una capacidad de infiltración moderada estando saturados. Son suelos moderadamente profundos a profundos, moderadamente drenados a bien drenados. Poseen texturas moderadamente finas a moderadamente gruesas y tienen un índice moderado de transmisión de agua ($0.0845 - 0.1016$ mm/h).
- Grupo C: los suelos presentan una baja capacidad infiltración cuando están saturados. En su mayoría, poseen una capa poco permeable que impide el movimiento vertical del agua, con texturas moderadamente fina a fina. Estos suelos presentan un rango bajo de transmisión del agua ($0.0675 - 0.0845$ mm/h).
- Grupo D: los suelos muestran una capacidad de infiltración muy baja, propiciando el escurrimiento bajo condiciones de saturación. Se tratan de suelos arcillosos con un alto potencial de abultamiento y un alto nivel freático permanente. Muestran una capa de arcilla sobre o cerca de la superficie y son poco profundos sobre material casi impermeable. Su transmisión es muy baja (<0.0675 mm/h).

2.4.2 Tipo de cobertura

En general, se divide en superficies impermeables, suelos desnudos y suelos con cobertura de vegetación. La USDA (2022a) posee varias tablas de clasificación de coberturas, asignando un número de curva inicial

en función de su condición hidrológica y el impacto de la infraestructura humana. En el caso de las regiones áridas y semiáridas, la siguiente tabla es usada con enfoque a los tipos de vegetación existentes en estas regiones.

Tabla 1. Curvas numeradas para regiones áridas y semiáridas. Modificado de USDA (2022a).

Descripción de cobertura		Número de curva para los grupos hidrológicos de suelos			
Tipo de cobertura	Condición hidrológica	A	B	C	D
Herbácea: mezcla de pasto y hierba, así como arbustos de tamaño pequeño en menor proporción	Pobre	-	80	87	93
	Media	-	71	81	89
	Buena	-	62	74	85
Encino-aspen (álamo temblón): mezcla de arbustos de montaña como encino, caoba de montaña, arbusto amargo, maple y otros	Pobre	-	66	74	79
	Media	-	48	57	63
	Buena	-	30	41	48
Pino-enebro: pino, enebro o ambos, con sotobosque de pasto	Pobre	-	75	85	89
	Media	-	58	73	80
	Buena	-	41	61	71
Artemisa con sotobosque de hierba	Pobre	-	67	80	85
	Media	-	51	63	70
	Buena	-	35	47	55
Arbustos del desierto: en su mayoría planta de sal, arbusto de madera grasa, gobernadora, arbusto negro, ambrosías, palo verde, mezquite y cactus	Pobre	63	77	85	88
	Media	55	72	81	86
	Buena	49	68	79	84

Es en este factor donde podemos hacer uso de las herramientas satelitales con el fin de llevar a cabo una clasificación de cobertura. En consecuencia, se da la asignación inicial de CN, las cuales poseen un rango entre 0 y 100. Los valores más bajos están asociados con un mayor potencial de infiltración, mientras que los más altos se relacionan con un mayor potencial de escurrimiento.

2.4.3 Condición hidrológica

Este factor indica los efectos que causa el tipo de cobertura en la infiltración y escurrimiento y generalmente se estima por la densidad de plantas y cobertura residual en las áreas de muestreo. Una condición hidrológica buena indica que el suelo tiene un bajo potencial de escurrimiento bajo dados grupo

hidrológico de suelo y tipo de cobertura. Se toman en cuenta la densidad de maleza de pastos, hierbas, cosechas u otras áreas vegetativas.

En el caso de las regiones áridas y semiáridas (tabla 1), una condición pobre corresponderá a menos del 30 %, la condición intermedia rondará entre 30 y 70 %, y la condición buena estará asociada con valores mayores al 70 %. Es importante resaltar que las CN del GHS de tipo A están condicionadas exclusivamente para las coberturas desérticas.

2.4.4 Condición previa de humedad

El índice del potencial de escurrimiento previo a un evento de tormenta es la condición previa de humedad (CPH). Es un intento por evaluar la variación en las CN en un lugar entre un evento de tormenta y otro. La USDA (2022a) define una condicional de lluvias acumuladas en los 5 días previos al evento de interés (tabla 2). Está basado en las fases de desarrollo de la vegetación y la duración de la temporada de lluvias.

Tabla 2. Rangos de lluvia estacional asociados a las condiciones previas de humedad. Modificado de USDA (2022a).

Clase	3	
	Época durmiente (fuera de la temporada de lluvias)	Época de crecimiento (en la temporada de lluvias)
I	< 12.7 mm	< 35.56 mm
II	12.7 - 27.94 mm	35.56 - 53.34 mm
III	> 27.94 mm	> 53.34 mm

Bajo este esquema, se tienen tres clases de CHP:

- 1) Clase I (CN_I): cuando la humedad del suelo es menor al 60 % de la capacidad de campo, asumiremos que el suelo se encuentra seco. Los valores de CN iniciales se ajustarán usando la ecuación 1.
- 2) Clase II (CN_{II}): si la humedad del suelo ronda entre 60 y 100 % de la capacidad de campo, estaremos hablando de una condición promedio del suelo. En este caso, las CN no se ajustan.

- 3) Clase III (CN_{III}): el suelo presenta una humedad mayor a la capacidad de campo, por lo que asumimos una condición húmeda. Las CN deben ajustarse a partir de la ecuación 2.

$$CN_I = 0.39CN_{II}e^{(0.009CN_{II})} \quad (1)$$

$$CN_{III} = 1.95CN_{II}e^{(-0.00663CN_{II})} \quad (2)$$

2.4.5 Estimación del escurrimiento

Una vez aplicados los cuatro factores del método, se procede a calcular el escurrimiento mediante la siguiente ecuación:

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a) + S} \quad (3)$$

Donde:

Q = escurrimiento (mm);

P = precipitación (mm);

S = potencial máximo de retención después de que el escurrimiento haya empezado (mm); y

I_a = sustracción inicial (mm).

I_a se refiere a todas las pérdidas antes de que el escurrimiento haya comenzado. Incluye el agua interceptada tanto en depresiones superficiales como por la vegetación, evaporación e infiltración. I_a se correlaciona con las condiciones del suelo y el tipo de cobertura, teniendo un comportamiento muy variable entre tormentas (Woodward et al., 2003). De manera empírica, I_a se deriva a partir de S:

$$I_a = 0.2S \quad (4)$$

Sustituyendo términos en la ecuación 1, se entiende que solamente se generará Q cuando P satisfaga I_a .

$$Q = \frac{(P - 0.2S)^2}{(P + 0.8S)}; P \geq 0.2S \quad (5)$$

$$Q = 0; P \leq 0.2S \quad (6)$$

S está en función de las condiciones del suelo y el tipo de cobertura superficial, partiendo de las CN. Se puede estimar S usando la siguiente ecuación:

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (7)$$

Al considerar los valores individuales CN_i por cada sección de área A_i a lo largo de una cuenca, se obtiene la media regional del escurrimiento. Este valor es representativo cuando se evalúan una serie de eventos:

$$\bar{Q} = \sum_{i=1}^n \frac{Q_i A_i}{A} \quad (8)$$

2.5 Criterios de ajuste del método original

2.5.1 Ajuste de la CPH

Verma et al. (2017) mencionan que la profundidad del escurrimiento se ve fuertemente influenciada por la intensidad y duración de la lluvia, además de la CHP. Sin embargo, se ha demostrado que la CPH es sobrestimada cuando trabajamos con eventos de larga duración y cuando ignoramos los espesores de los perfiles del suelo.

Se han hecho múltiples intentos por ajustar esa sobrestimación, concluyendo en variedades de ecuaciones que priorizan la capacidad de saturación de los suelos y delimitan los rangos de la CPH. Se ha identificado que muchos de los modelos propuestos tienden a satisfacer las condiciones del terreno de prueba y, por ende, los requerimientos hídricos de la vegetación existente. Esto ha llevado a considerar al tipo de vegetación y su variación de cobertura como un factor aparte (Ponce y Hawkins, 1996; Jaafar et al., 2019). Los trabajos que han considerado estos aspectos consisten en modelos a escala temporal que expresan la formación de Q bajo mayor cantidad de condicionales que en el método original. A diferencia de los modelos basados en una sola escena, requieren mayor capacidad de computación y la segmentación de los resultados a diferentes escalas regionales aportan una mayor comprensión de la dinámica hidráulica sobre una zona de estudio.

2.5.2 Ajuste con la pendiente

La pendiente (α) es otro factor que ha tomado relevancia en el modelado del escurrimiento. Se han desarrollado otros modelos que aplican la calibración de la CN_{II} tales como la aplicación de rangos de variación (Kurczyn-Robledo et al., 2007). Su principal limitante en este caso radica en no representar adecuadamente el incremento gradual si existen cambios abruptos de cobertura y tipo de suelo. Por otra parte, en los ajustes exponenciales toma importancia el incremento, pero tienden a sobrestimarla y asumir que los terrenos con valores intermedios de α ignoran el proceso de infiltración.

Una de las fórmulas más aplicadas y que se recomienda por la USDA (2022a) es aquella derivada del método de Sharpley-Williams (1990). El cálculo del CN ajustado, $CN_{II\alpha}$, solamente requiere de los valores de CN_{II} , CN_{III} y la pendiente:

$$CN_{II\alpha} = \frac{1}{3}(CN_{III} - CN_{II})(1 - 2e^{-13.86\alpha}) + CN_{II} \quad (9)$$

Al considerar el ajuste por la pendiente, el USDA (2022a) recomienda utilizar las siguientes ecuaciones para las condiciones seca ($CN_{I\alpha}$, ecuación 10) y húmeda ($CN_{III\alpha}$, ecuación 11):

$$CN_{I\alpha} = CN_{II\alpha} - \frac{20(100 - CN_{II\alpha})}{100 - CN_{II\alpha} + e^{[2.53 - 0.0636(100 - CN_{II\alpha})]}} \quad (10)$$

$$CN_{III\alpha} = CN_{II\alpha} * e^{[0.00673(100 - CN_{II\alpha})]} \quad (11)$$

2.5.3 Ajuste de I_a

Woodward et al. (2003) evaluaron la relación entre I_a y S a partir del análisis de eventos de lluvia y ajuste por mínimos cuadrados. Encontraron que la condición expuesta en la ecuación sobrestima la formación de escurrimientos generados por los eventos. Mediante una serie de ajustes, establecieron una relación más representativa:

$$I_a = 0.05S \quad (12)$$

Al cambiar I_a , se debe realizar una corrección en las CN:

$$CN_{\text{corr}} = \frac{100}{18.79 \left[\frac{100}{CN} - 1 \right]^{1.15} + 1} \quad (13)$$

$$S_{0.05} = 1.33S_{0.2}^{1.15} \quad (14)$$

Introduciendo 7 en 12, tendremos que:

$$S_{0.05} = 1.33 \left(\frac{25400}{CN_{\text{corr}}} - 254 \right)^{1.15} \quad (15)$$

Finalmente, Q bajo la nueva condición estará dado por:

$$Q = \frac{(P - 0.05S_{0.05})^2}{(P + 0.95S_{0.05})}; P \geq 0.05S \quad (16)$$

$$Q = 0; P \leq 0.05S \quad (17)$$

Existen varias diferencias entre las ecuaciones 5 y 16. Bajo la primera ecuación, se requiere una menor cantidad de lluvia para satisfacer la demanda de humedad del suelo. Se tiene una relación exponencial donde se llega a la tendencia lineal 1:1 cuando $P = 100$ mm (figura 7). Con la ecuación 16, la formación de Q en función de P es menor con respecto al modelo anterior. Sin embargo, se obtiene la misma relación lineal con $P = 100$ mm (figura 8). En términos de representatividad, la segunda ecuación expresa con mejor precisión la influencia del proceso de infiltración, así como la mayor formación de Q a partir de la saturación del suelo. Sin embargo, la primera ecuación es válida cuando las propiedades físicas del suelo establecen una baja capacidad de infiltración del suelo y, por ende, una mayor tasa de formación de Q.

En la actualidad, ambas ecuaciones son aplicadas siguiendo las recomendaciones del USDA (2022a) y con base al comportamiento hidráulico del suelo y/o las capas superficiales en el área de aplicación. Cada cobertura posee una CN bajo la cual se expresa su potencial para la formación de Q, asumiendo las condiciones del método y el estado de conservación que posee dicha cobertura.

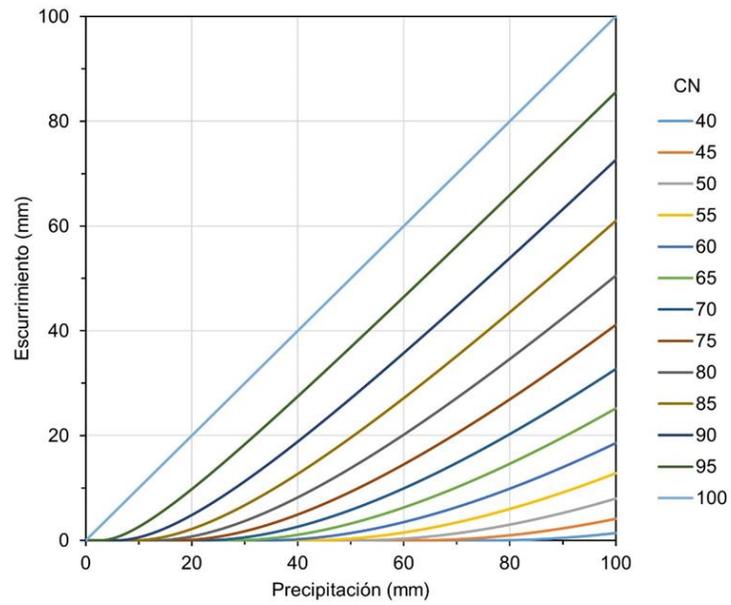


Figura 7. Distribución de la relación precipitación-escurrimiento a partir del método de CN, bajo $I_a=0.2$.

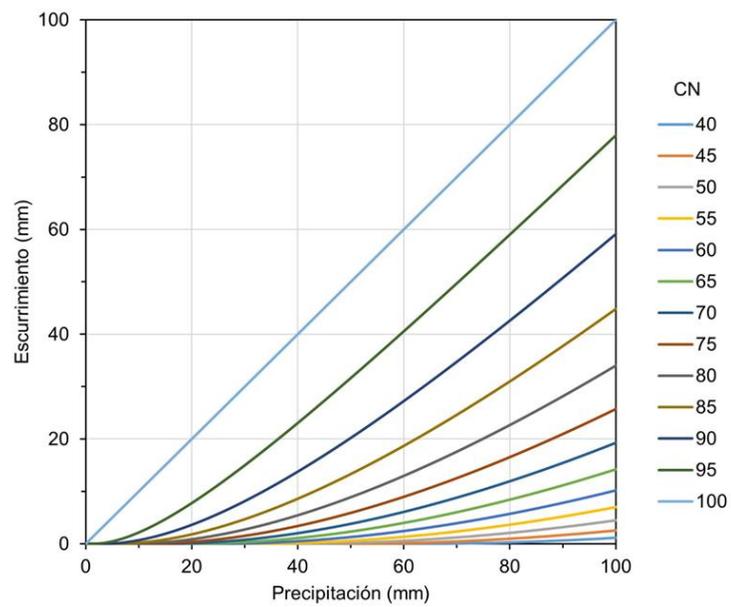


Figura 8. Distribución de la relación precipitación-escurrimiento a partir del método de CN, bajo $I_a=0.05$.

Capítulo 3. Metodología

Con la finalidad de cumplir con los objetivos establecidos, se llevaron a cabo una serie de actividades que consistieron en trabajos de campo, análisis de laboratorio y trabajos de gabinete. En cuanto a las planeaciones y delimitación de los trabajos realizados, se recabó la siguiente información:

- Topografía del área de estudio, a partir de los modelos digitales de elevación (DEM) de tipo superficie y de alta resolución LiDAR, con resolución espacial de 5 m y a escala 1:10,000, del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI, 2022).
- Cartas geológicas a escala 1:250,000 del SGM (2022).
- Catálogo de serie VI sobre uso de suelo y vegetación del INEGI (2022).

Se realizaron dos periodos de salidas a campo en los meses de octubre y noviembre del 2022, respectivamente. El primero se enfocó en las microcuencas El Barbón, Laguna Hanson y la sección sur de El Ranchito. En el segundo periodo, se continuó con la sección Norte de El Ranchito, así como con las microcuencas Cerro Grande, Los Barrancos y Valle Redondo. Por cada punto de trabajo, se registró evidencia fotográfica de las condiciones del suelo y vegetación (ver Anexo A), se hizo una prueba de infiltración y la recolección de una muestra de ~1,000 g de los primeros 5 cm de suelo empleando una pala. Las muestras se colocaron dentro de bolsas herméticas de plástico (USDA, 2022b) y se llevaron al Sistema de Laboratorios Especializados (SLE) del CICESE para su almacenamiento y posterior análisis.

Los puntos de trabajo se seleccionaron con base a las descripciones de las condiciones del suelo, la distribución de vegetación y la accesibilidad en la zona. En algunos puntos ubicados dentro de terrenos particulares y cercanos a zonas importantes, se solicitó el permiso de acceso a los propietarios. En particular, se solicitó el acceso a los guardabosques del Parque Nacional Constitución de 1857 con el fin de trabajar algunos puntos acatando la normativa federal de las Áreas Naturales Protegidas (ANP). En total, se registraron un total de 65 puntos de trabajo ubicados a lo largo del SBMON (figura 9). Del total, 5 se encuentran externos al área de estudio con el fin de comparar el cambio de las condiciones del suelo externos al SBMON. Otros dos sitios del primer periodo se establecieron sobre secciones de arroyos sin escorrentía superficial al momento de trabajar en el área de estudio. Estos dos últimos se ubican en las microcuencas El Ranchito y El Barbón, las cuales por su elevación corresponden a la parte baja del SBMON.

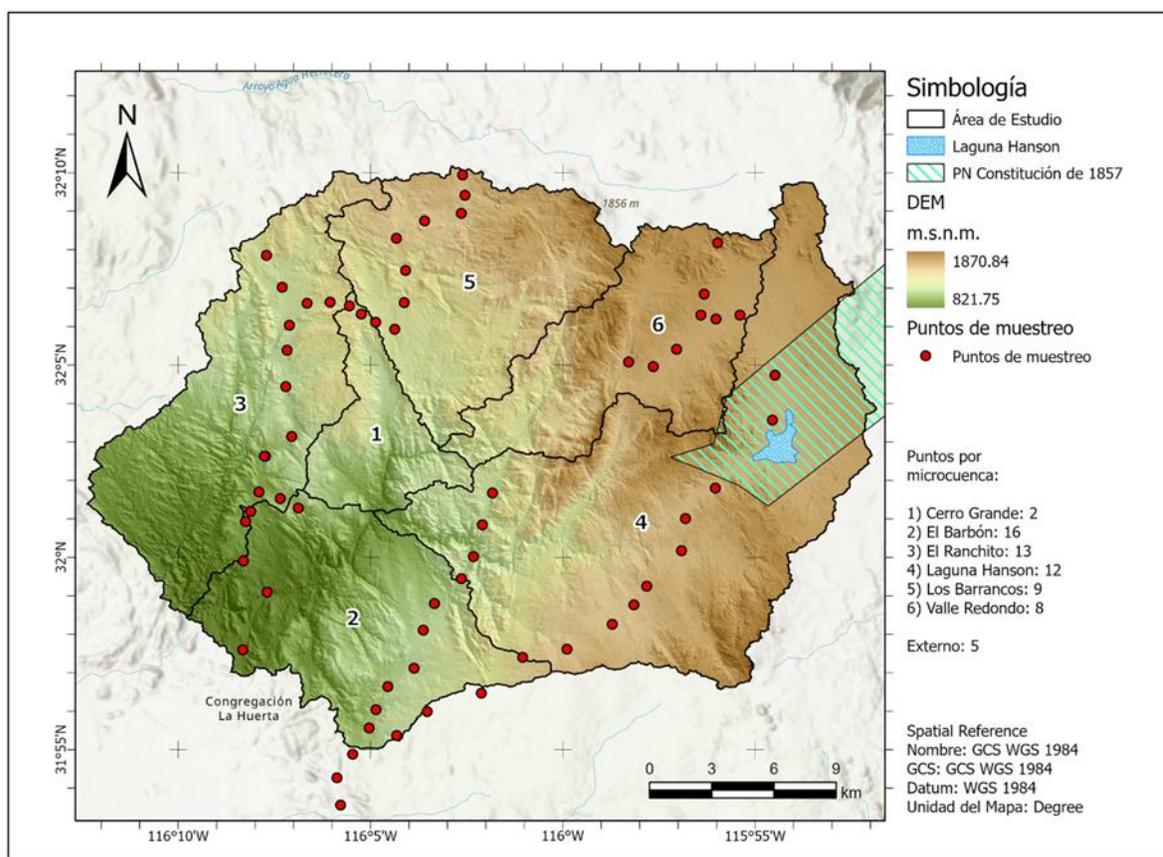


Figura 9. Ubicación de los puntos de trabajo en el SBMON, indicando el total de puntos por microcuena.

Es importante mencionar que en el transcurso de ambos periodos se observaron intervalos de lluvias. En el primer periodo, se reportó la entrada de humedad del Océano Pacífico y un canal de baja presión (CONAGUA, 2022a). Días previos a los muestreos del segundo periodo, el paso del frente frío No. 7 provocó la primera nevada en las sierras de Juárez y San Pedro Mártir. Aunado a esto, durante el segundo periodo ingresó el frente frío No. 8 sobre la Península de Baja California (CONAGUA, 2022b; 2022c).

3.1 Pendiente

A escala regional, la pendiente es un parámetro de gran importancia. Define la magnitud e intensidad de los procesos de infiltración, escurrimiento superficial y humedad del suelo, así como la contribución del agua subterránea al flujo de los cauces (Campos-Aranda, 1998).

A partir de los DEM, se calculó la distribución de pendientes a lo largo del SBMON con el software ArcGIS Pro. La herramienta empleada fue “Surface parameters”, la cual ajusta el DEM a la vecindad de las celdas, proporcionando una mayor precisión con respecto al terreno. (ESRI, 2022). Permite tamaños de ventana de hasta 15 por 15 celdas, siendo más útil en el procesado de datos de elevación de alta resolución. Además, la opción de ventana adaptable permite un mejor diseño y delimitación en aquellos datos con cambios abruptos de elevación y con rasgos topográficos bien marcados (tales como arroyos, fallas geológicas y sumideros). El método empleado en “Surface parameters” fue el método planar, el cual parte del teorema de Pitágoras.

3.2 Capacidad de infiltración

Se aplicó el método del cilindro infiltrómetro de doble anillo. El método consiste en emplear dos cilindros con diferencia de diámetros con el objetivo de determinar la tasa de infiltración de agua en el suelo, basándose en la saturación del perfil del suelo. En este trabajo, se utilizaron un par de tubos con 16 cm y 5 cm de diámetro, y 30 cm de altura.

Las pruebas de infiltración mediante este método requieren que la pendiente del terreno sea plana y que no existan alteraciones, afín de representar la proporción del suelo lo menos alterada posible. La medición con el infiltrómetro de doble anillo se realizó de la siguiente manera:

- El cilindro de menor diámetro es colocado dentro del de mayor diámetro, enterrándose en el suelo a una profundidad de 10 cm con ayuda de un martillo (Figura 10).
- Una vez enterrados, se midió con la cinta métrica la altura del cilindro de menor diámetro donde se realizó la medición. Se vertió el agua en ambos cilindros, procurando alterar lo menos posible el sustrato a fin de que la infiltración ocurriese de manera natural.
- El nivel de agua en ambos cilindros debe ser igual antes de iniciar las mediciones.
- Se registraron por tiempos los centímetros disminuidos de agua dentro del cilindro interno, dependiendo de la velocidad a la que se infiltró el agua. Los cilindros se van llenando conforme el agua se siga infiltrando.

- La prueba finaliza cuando el tiempo entre registros de láminas infiltradas sea constante, indicando que se ha alcanzado la tasa de infiltración final.
- Posterior a las pruebas, se graficaron el conjunto de mediciones con el fin de obtener las curvas de tiempo de infiltración (ver Anexo B).

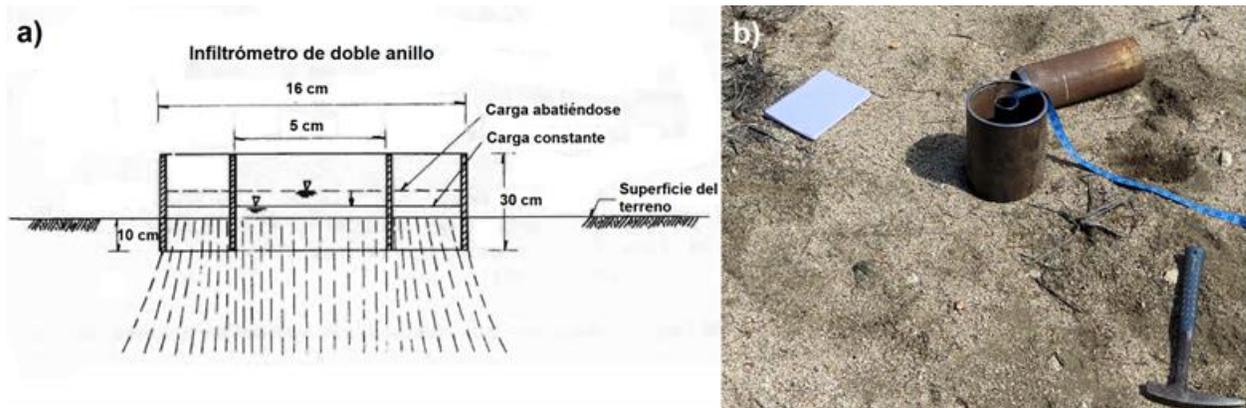


Figura 10. a) Esquema del funcionamiento del doble anillo. Modificado de Campos-Aranda (1998); b) fotografía del Infiltrómetro de doble anillo en campo.

Con base a Campos-Aranda (1998), se estimó la capacidad de infiltración usando la ecuación de Horton (ecuación 18). Explica que, cuando la lluvia supera la tasa de infiltración, la tasa de infiltración decrece en función del tiempo:

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt} \quad (18)$$

Donde:

$f(t)$ = Capacidad de infiltración en el tiempo (mm/h);

f_c = Tasa de infiltración final (mm/h);

f_0 = Tasa de infiltración inicial, cuando $t = 0$ (mm/h);

e = Base de los logaritmos naturales;

k = Constante de decaimiento de la infiltración (1/min); y

t = Tiempo que duró la prueba (min).

La constante de decaimiento “k” es un parámetro que controla la disminución de la capacidad de infiltración y se obtiene empíricamente con la tasa de infiltración final calculada con los datos registrados en las mediciones con el doble anillo infiltrómetro y las siguientes ecuaciones (Campos-Aranda, 1998):

$$\frac{-1}{\log e^k} = -t \quad (19)$$

Por lo tanto:

$$k = t * 0.4343 \quad (20)$$

Donde:

k = Constante de decaimiento (adimensional); y

t = Tiempo en que se llega a la tasa de infiltración final (adimensional).

3.3 Análisis de suelos

Los estudios realizados a las muestras de suelo se diseñaron partiendo de las metodologías aplicadas en trabajos del CICESE anteriores al presente trabajo (Del Toro-Guerrero, 2012; Duarte-Martínez, 2014).

3.3.1 Contenido de humedad gravimétrico

Se siguió el procedimiento señalado por La Sociedad Americana de Prueba y Materiales (ASTM) con respecto a la obtención del contenido de humedad gravimétrico. Por cada muestra, se preparó un par de 200 g de muestra, poniéndolas a secar en un horno a una temperatura de 100 ± 5 °C por un período de 24 horas. Una vez pasado el tiempo, se retiraron del horno y se procedió a pesarse nuevamente. La diferencia en porcentaje entre los pesos previo y posterior al secado representará el contenido de humedad gravimétrico de la muestra.

3.3.2 Conductividad hidráulica

La conductividad hidráulica puede ser estimada por varios métodos, ya sea por ensayos de campo o de laboratorio. Su determinación en campo es compleja por la heterogeneidad de los suelos. En laboratorio, también resulta compleja por la poca representatividad debido al número limitado de muestras, por errores experimentales y por el tiempo necesario en el análisis de suelos de baja permeabilidad (Montoro y Francisca, 2011). Una buena alternativa en el cálculo de la conductividad hidráulica de forma aproximada es utilizando los métodos empíricos. Puede ser obtenida a partir del análisis de los distintos tamaños de granos del suelo por medio de ecuaciones empíricas en relación con las propiedades de los sedimentos (Odong, 2008). La distribución del tamaño de las partículas del suelo puede estimar la cantidad del espacio poroso, el cual está disponible para almacenar agua si no se encuentra saturado.

En este caso, se obtuvo la conductividad hidráulica partiendo de la granulometría de las muestras recolectadas. Por cada muestra se pesaron 100 g de suelo previamente secado y se tamizaron con tamices en un rango de 2-0.045 mm de diámetro durante 10 minutos. De esta manera, se separaron las fracciones de arena y limo-arcilla. Lo siguiente fue establecer el tipo de gradación de las muestras estableciendo los límites de los parámetros D_{10} , D_{30} y D_{60} , correspondientes al diámetro por debajo del cual quedan el 10, 30 y 60 % del suelo en peso, respectivamente. Con los datos se calcularon el coeficiente de uniformidad (C_U , ecuación 21) y el coeficiente de curvatura (C_C , ecuación 22). El primer coeficiente representa el tipo de gradación del material, mientras que el segundo representa la forma de la curva.

$$C_U = \frac{D_{60}}{D_{10}} \quad (21)$$

$$C_C = \frac{(D_{30})^2}{D_{10}D_{60}} \quad (22)$$

Una vez obtenidos los coeficientes, se empleó la ecuación de conductividad propuesta por Kozeny-Carman (ecuación 23). Esta ecuación es ampliamente aceptada en la estimación de la permeabilidad, en función de las características del suelo. Al multiplicar la permeabilidad por la relación G/V , se obtiene la conductividad hidráulica (Odong, 2008), la cual se ajusta a los 9.77×10^6 en el caso del agua a 20°C (Schwartz y Zhang, 2002).

$$K = \frac{G}{V} * 8.3 * 10^{-3} * \left[\frac{n^3}{(1-n)^2} \right] * D_{10}^2 \quad (23)$$

Donde:

K = Conductividad hidráulica (m/s);

G = Aceleración de la gravedad (m/s²);

V = Viscosidad cinemática del líquido (m²/s);

n = Porosidad (adimensional); y

D_{10} = Diámetro efectivo del 10 % del suelo (m).

Con el objetivo de establecer las características del suelo y calcular la conductividad hidráulica, se han realizado trabajos donde calculan esta propiedad a partir de diferentes características geotécnicas de los suelos y pueden ser clasificadas en forma rápida. Por ejemplo, mediante el tamaño de partículas, distribución granulométrica, etc. (Montoro y Francisca, 2011). Vukovic y Soro (1992) en Del Toro-Guerrero (2012), proponen una ecuación para estimar la porosidad (n), con base en la relación empírica existente entre esta y C_u :

$$n = 0.255 * (1 + 0.83^{C_u}) \quad (24)$$

3.3.3 Textura del suelo

Se emplearon de manera híbrida el procedimiento de preparación de muestras de los trabajos anteriores, en conjunto con los lineamientos de la NOM-021-RECNAT-2000 correspondientes al método de Bouyoucos (SEMARNAT, 2022):

- Por cada muestra, se pesaron 120 g de suelo, previamente seco y tamizado en un tamiz de 2 mm de diámetro, y se depositó en un vaso de precipitados de 500 ml.
- Posteriormente se llevaron a la campana de extracción y se añadió con mucho cuidado 40 ml de peróxido de hidrógeno al 30 %, con el fin de eliminar el contenido de materia orgánica. Se dejaron reaccionar de una a tres horas, de acuerdo con la intensidad de la reacción (indicando la presencia

de materia orgánica). Se traspasaron al horno hasta evaporación y se repitió el ciclo hasta observar que no hubiese efervescencia ante el peróxido de hidrógeno.

- Se extrajeron 100 g (siguiendo el caso de los suelos con texturas arenosas) y se añadieron 5 g de oxalato de sodio como agente dispersante, depositados en un vaso de precipitados de 500 ml. Se añadieron 300 ml de agua destilada y se dejó reposar de 10-15 minutos.
- Se pasaron las muestras al vaso de un agitador mecánico, con ayuda de una piceta con el fin de no dejar residuos. Se agitó la muestra durante 5 minutos. Terminando de agitar, se transfirió el contenido del vaso a una probeta de 1,000 ml, evitando dejar residuos en el vaso usando la piceta.
- Se añadió agua destilada hasta aforar en la marca de 1,000 ml, como se ve en la figura 11. En caso de haberse formado espuma, se empleó alcohol isopropílico con el fin de dispersarla. Se agitó el contenido con un agitador de mano entre 1-2 minutos.
- Una vez pasado el tiempo, se comenzó a arrancar el cronómetro. Se tomaron lecturas usando un hidrómetro a los 40 segundos y 2 horas posteriores a la agitación. Las lecturas se realizaron introduciendo el hidrómetro 20 segundos previos al tiempo de medición, procurando evitar alterar la suspensión lo menos posible. Por cada lectura con el hidrómetro, se midió también la temperatura de la mezcla con el objetivo de corregirlas.



Figura 11. Probetas colocadas para las pruebas de Bouyoucos.

La corrección de las mediciones con el hidrómetro consiste en sumar 0.36 por cada grado centígrado por encima de 19.5 °C, y restando la misma cantidad por debajo de dicha temperatura. La lectura a los 40 segundos equivale al porcentaje de arcillas más limos, por lo que restando de 100 se obtiene el porcentaje de arenas. La lectura a las 2 horas de vertido indica el porcentaje de arcillas. El porcentaje de limos se calcula por diferencia. Los porcentajes de textura por muestra se graficaron en el triángulo de texturas del suelo del USDA (2022b).

3.4 Análisis climático

Se trabajó con el periodo de estudio 1981-2020 a partir de una base de datos diarios de precipitación, así como temperaturas máxima y mínima. Desde la perspectiva de campo, se recopilieron los datos de las estaciones meteorológicas dentro y aledañas al SBMON (figura 12) empleando la plataforma *Climate Computing Project* (CLICOM, 2022). Además, se solicitó ante la Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (CONANP) el registro histórico de la estación meteorológica automática (EMA) “Constitución de 1857” (2012-2017). La EMA registra en un periodo de 10 minutos las variaciones de precipitación, temperatura, velocidad y dirección del viento, presión atmosférica, humedad relativa y radiación solar. Actualmente, solo se puede descargar de manera gratuita la información de los últimos 90 días a partir de la última medición desde la página del SMN (2022). Con la finalidad de que los registros históricos sean representativos de las condiciones climáticas en la serranía, las estaciones se seleccionaron cumpliendo con al menos dos de las siguientes condiciones:

- Contar con un registro mínimo de 5 años;
- Estar posicionada a una elevación mayor a los 400 m.s.n.m.; y
- Ubicarse a máximo 75 km de distancia del SBMON.

En conjunto, se adquirieron los registros históricos del modelo de forzamiento de superficie NLDAS-2 (North American Land Data Assimilation System – second phase, por sus siglas en inglés), utilizando la plataforma Climate Engine (2022). La distribución de los centroides se delimitó al área del SBMON, como se observa a continuación.

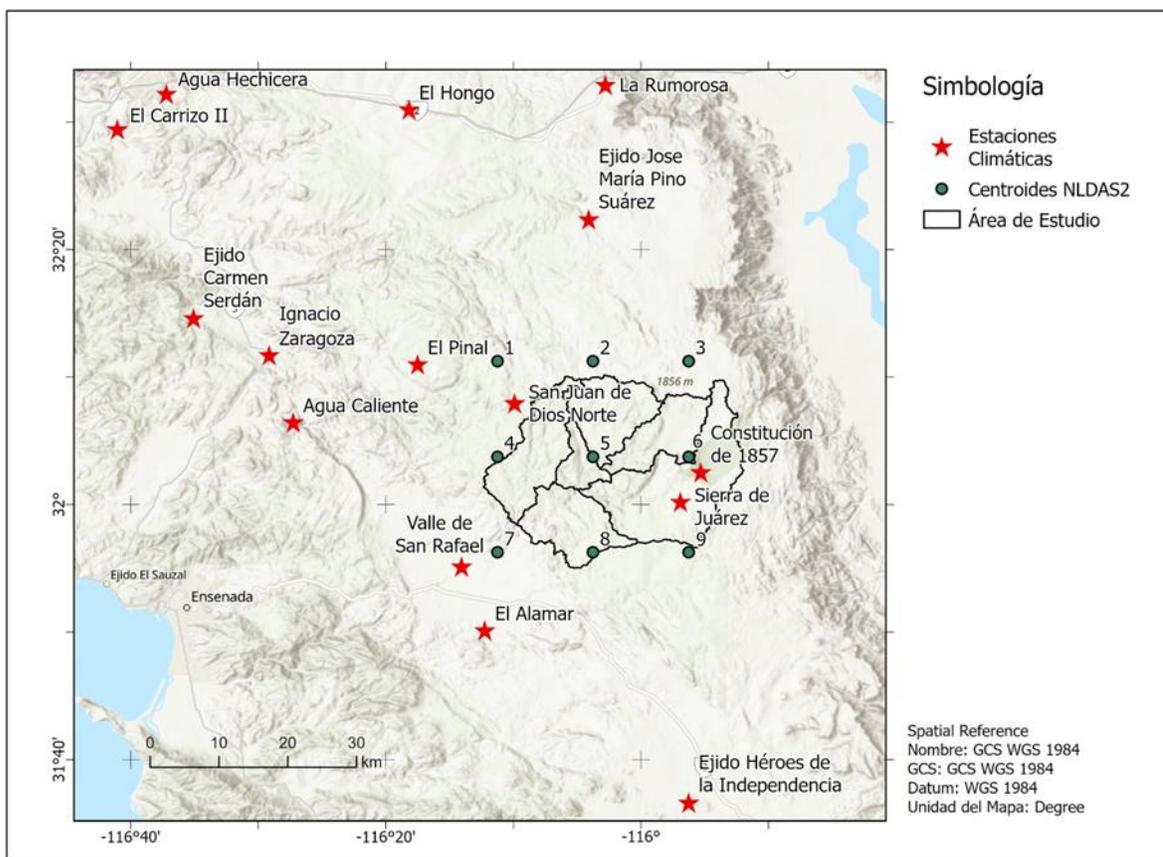


Figura 12. Ubicación de las estaciones meteorológicas y centroides de NLDAS-2.

NLDAS-2 posee una resolución de $\frac{1}{8}^\circ$ (~ 12 km) y cubre la porción continental de los Estados Unidos. Además, cubre la porción norte de México, teniendo información completa para toda la extensión del estado de Baja California. Sus variables de forzamiento se basan en el modelo de reanálisis regional de Norteamérica (NARR, por sus siglas en inglés). Su diseño reduce los errores asociados al contenido de humedad en los modelos numéricos de predicción meteorológica y que degradan la precisión de los pronósticos (LDAS, 2022).

3.4.1 Homogeneización y estimación de datos faltantes

Freitas et al. (2013) definen a una serie homogeneizada como aquella cuya variabilidad es provocada únicamente por las condiciones climáticas o al estado atmosférico en un determinado momento. La presencia de datos no homogéneos en los registros son producto de factores instrumentales (fallas en el sensor o durante la transmisión de datos, instalación errónea de los instrumentos y desplazamiento de la

estación), factores ambientales (obstrucciones cercanas al instrumento, cambios abruptos por urbanización e incremento del ruido ambiental) y por el usuario (confusión en las anotaciones y errores en cálculos). Al tomarlos en cuenta en los registros, modifican la veracidad de las interpretaciones (Campos-Aranda, 1998; Peterson et al., 1998).

La base de datos fue sometida a un control de calidad mediante su homogeneización. Se usó el paquete Climatol (versión 4.0.0), diseñado por Guijarro (2023) y disponible en lenguaje R. Consiste en un conjunto de procesamiento de datos climáticos que ha ganado popularidad en los últimos años debido a su accesibilidad, automatización de procesos, capacidad de datos, oferta de herramientas, rendimiento en la homogeneización de series, así como su soporte espacial y temporal (Montero-Martínez y Pita-Díaz, 2018; Pita-Díaz, 2018; Coll et al., 2020; Kessabi et al., 2022; Guijarro et al., 2023).

El método de homogeneización en Climatol está basado en la Prueba de Homogeneidad Normal Estándar (SNHT, por sus siglas en inglés) (Alexandersson, 1986; Alexandersson y Moberg, 1997). El principio del algoritmo consiste en dividir una serie en sus “puntos de ruptura” detectados, continuando con la búsqueda de otros puntos adicionales en sus subseries. Por default, Climatol inicia su prueba de homogeneización con el relleno de los datos ausentes mediante la división por promedios de estaciones alrededor usando el método de Paulus y Kohler (1952, en Guijarro, 2023). Sin embargo, Climatol también realiza la normalización de los datos usando la desviación con respecto a la media (ecuación 25), la proporción con respecto a la media (ecuación 26) y la estandarización (ecuación 27).

$$x = X - mx \quad (25)$$

$$x = \frac{X}{mx} \quad (26)$$

$$x = \frac{(X - mx)}{sx} \quad (27)$$

Donde:

X = serie de referencia;

x = valor faltante de la serie;

mx = media de la serie; y

s_x = desviación típica de la serie.

Pita-Díaz (2018) menciona que las variables limitadas a cero y con una distribución de probabilidad sesgada deben ser normalizadas con la proporción (ecuación 26). Por lo general, la precipitación y la velocidad del viento cumplen con esos aspectos. En el caso de la temperatura, la estandarización es el método más aceptable dada la variación cíclica y constante de la temperatura.

Las pruebas de homogeneización fueron llevadas a cabo siguiendo las recomendaciones de Guijarro (2023):

- Se ordenaron los registros de las estaciones meteorológicas y los centroides de NLDAS-2 en archivos de texto (formato .txt). Cada columna de los archivos corresponde al año, mes, día, precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima. Las fechas sin registro climático se identificaron con el valor -99.9.
- Se elaboró un archivo de texto con la información de referencia de los registros. Los datos insertados fueron el nombre del archivo de referencia de la estación/centroide (con extensión .txt) longitud (grados decimales), latitud (grados decimales), elevación (m.s.n.m), ID y nombre de la estación/centroide. En el caso de los centroides, al ID se les añade un * previamente con la finalidad de indicarle a Climatol que ese registro pertenece a un modelo derivado de forzamiento, reanálisis u observación satelital. Por default, Climatol da mayor peso a los registros de estaciones meteorológicas en comparación de los modelos.
- Una vez creados los archivos de entrada, se mandó a llamar al archivo de referencia con el comando "daily2climatol". Se establecieron la variable de interés, el intervalo de estudio (1981-2020), los signos de separación de columnas y decimales, y el valor equivalente a los registros sin valor (-99.9). Como resultado, el comando generó un archivo con todos los registros integrados de la variable seleccionada en formato de dato (.dat) y el archivo de las estaciones ajustado al lenguaje que maneja Climatol (.est). Se obtuvieron en total tres pares de archivos por cada variable.
- Se ejecutó el proceso de homogeneización con enfoque exploratorio, con el objetivo de llevar una línea base del control de calidad. Empleamos el comando "homogen", especificando el repositorio a procesar, los años del periodo y la opción de análisis exploratorio (expl = TRUE). La normalización

de los datos se llevó a cabo con la división por promedios, ya que al no estar completas las series, deben realizarse iteraciones para aproximar al valor que no sea catalogado como punto de quiebre (Guijarro *et al.*, 2023). Cuando termina el análisis exploratorio, Climatol arroja un archivo de texto con el reporte estadístico y un documento de formato PDF con el reporte gráfico.

- Se revisaron los reportes lanzados por cada análisis exploratorio. El reporte estadístico contiene el resumen del SNHT por muestra y de toda la base de datos, así como el cálculo de los datos faltantes. En el caso del reporte gráfico, los aspectos más importantes tienen que ver con la distribución de clústeres, la distribución de tolerancia de anomalías y los cálculos de SNHT en ventanas escalonadas superpuestas y globalizado.
- Con los resultados de los reportes, se procedió a la segunda homogeneización, ajustando los límites de corte a partir del dendograma, la tolerancia de anomalías y el SNHT. Se repitió el proceso de homogeneización hasta tener los límites que permitiesen la mayor conservación posible de datos originales y la menor cantidad de subseries modificadas.
- Una vez obtenida la homogeneización final, se guardaron las series procesadas. Con el comando “dahstat” (opciones del stat “tnd” y “series”), se crearon los archivos (en formato CSV) con la información correspondiente a las series, los identificadores del tipo de registro (original, rellenado o modificado), los puntos de ruptura detectados, los datos anómalos (denominados *outliers*), el valor de probabilidad (valor p) y la tendencia a 100 años. Estos últimos están evaluados a escala mensual y anual.
- Por cada variable climática, se revisó la estadística de homogeneización y se reintegraron los *outliers* que fueron considerados como datos no anómalos.

De las series homogeneizadas se seleccionaron los registros de las estaciones aledañas al área de estudio (figura 13). Estos son San Juan de Dios Norte (2049-SJD), Sierra de Juárez (2066-SJ), El Alamar (2079-AI), Valle de San Rafael (2118-VSR) y EMA Constitución de 1857 (EMA-Const1857). A escalas regional y microcuencia se generaron las series mensuales, anuales y estacionales, enfocadas a invierno (diciembre - febrero) y verano (junio - agosto). Los promedios se calcularon empleando el método de los polígonos de Thiessen.

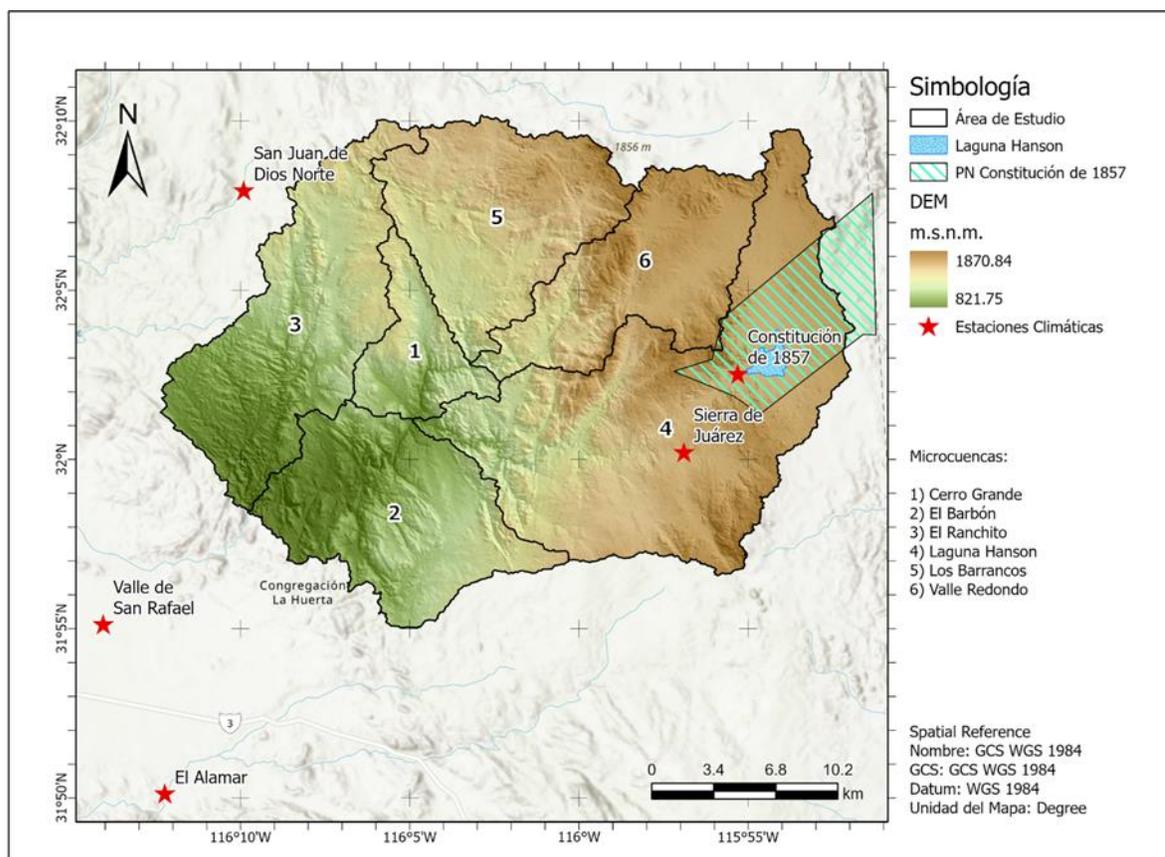


Figura 13. Ubicación de las estaciones representativas del SBMON.

3.4.2 Evapotranspiración potencial

La evapotranspiración (ET) es el proceso combinado de la pérdida de agua de la vegetación por transpiración y del suelo por evaporación. Es una variable clave en la gestión de los recursos hídricos en diversos ámbitos (Allen et al., 2006).

Del concepto de la ET se derivan la evapotranspiración real o de referencia (ET_o), y la evapotranspiración potencial (ETP). La ET_o se define como la cantidad de agua perdida por el complejo suelo-planta en las condiciones meteorológicas, edáficas y biológicas de la zona. Por su parte, la ETP es la cantidad máxima de agua que se pierde a lo largo de una cobertura con distribución vegetativa continua, bajo condiciones ilimitadas de suministro de agua (Campos-Aranda, 1998; Allen et al., 2006). En la práctica, ET_o adquiere mayor importancia al momento de trabajar con el monitoreo de cultivos, mientras que ETP se asocia principalmente con la gestión hídrica en cuencas. Segura-Castruita y Ortiz-Solorio (2017) mencionan que, pese a la diferencia entre ET_o y ETP, indican máximas cantidades de agua perdida en favor de la atmósfera.

Esto implica que ambos conceptos pueden considerarse como equivalentes, siempre y cuando las condiciones dentro de la cuenca permitan esta representatividad.

Existen diferentes métodos para determinar la evapotranspiración, siendo los más comunes los métodos empíricos. Por lo general, la temperatura y la radiación incidente son las más comunes debido a su fácil obtención, así como a la limitante de registros vacíos o falta de estaciones en una región. Al contar con estaciones con registros de múltiples variables, se puede obtener la ETP a partir de métodos catalogados de alta precisión.

En el caso del presente trabajo, el cálculo de la evapotranspiración se realizó ajustando los valores de métodos de menor requerimiento de datos con respecto a la ET_o . Los datos ingresados en el ajuste correspondieron a la EMA Constitución de 1857. La ET_o fue estimada con el método FAO Penman-Monteith, desarrollada por Allen et al. (2006). Este método supone un cultivo hipotético de referencia con una altura asumida de 0.12 m, con una resistencia superficial de 70 S/m y un albedo de 0.23. Dichas condiciones representan a la evapotranspiración de una superficie extensa de pasto verde de altura uniforme, creciendo activa y adecuadamente regado. Las variables requeridas por el método son la temperatura, radiación solar incidente, velocidad del viento y humedad relativa, como se muestra en la siguiente ecuación:

$$ET_o = \frac{0.408 * \Delta * (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} * u_2 * (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34 * u_2)} \quad (28)$$

Donde:

ET_o = evapotranspiración de referencia por el método el método FAO Penman-Monteith (mm/mes);

R_n = radiación solar incidente (MJ/m²);

G = flujo de calor del suelo (MJ/m²);

T = temperatura media mensual (°C);

u_2 = velocidad del viento (m/s);

e_s = presión de vapor de saturación (kPa);

e_a = presión real de vapor (kPa);

Δ = pendiente de la curva de presión de vapor (kPa/°C);

γ = constante psicrométrica (kPa/°C); γ

0.408 = constante de conversión a evaporación equivalente (mm).

En el caso de la ETP, se decidió por el manejo de dos métodos con base en los antecedentes a lo largo de la cuenca de Guadalupe y su efectividad en regiones con climas áridos y semiáridos. El primer método en ser aplicado fue el de Thornthwaite (1948), el cual solo requiere de la temperatura y la latitud en su fórmula. Este método se ha aplicado en los estudios del valle de Guadalupe, mostrando resultados precisos (Del Toro-Guerrero, 2012).

$$ETP_{Thr} = 16 \left(10 \frac{T_{prom}}{L} \right)^a \quad (29)$$

Donde:

ETP_{Thr} = evapotranspiración potencial por el método de Thornthwaite (mm/mes);

T_{prom} = temperatura media mensual (°C);

L = índice de calor anual, en función de los índices de calor mensual, l ; y

a = constante en función de L .

L y a se calculan de la siguiente manera:

$$L = \sum_{i=1}^{12} l \quad (30)$$

$$l = \left(\frac{T_{prom}}{5} \right)^{1.514} \quad (31)$$

$$a = [(6.75 * 10^{-7}) * L^3] - [(7.71 * 10^{-5}) * L^2] + [(1.792 * 10^{-2}) * L] + 0.49239 \quad (32)$$

Después se ajustó la ETP con respecto al mes de cálculo usando un factor de corrección (K) en función de la latitud:

$$ETP_{Thr} = 16 * K * \left(10 \frac{T_{prom}}{L}\right)^a \quad (33)$$

El segundo método utilizado fue el de Hargreaves-Samani (1985), el cual solamente requiere información sobre la temperatura y radiación extraterrestre. Se ha demostrado que el método de Hargreaves-Samani ofrece resultados con buena precisión en regiones áridas y semiáridas, en comparación con otros métodos de mayor aplicación como Droogers-Allen, Thornthwaite y Turc (Allen et al., 2006; Sepaskhah y Razzaghi, 2009; Moeletsi et al., 2013; Villa-Camacho et al., 2021). La ecuación de ETP de Hargreaves-Samani es la siguiente:

$$ETP_{HS} = 0.0135 * k_{rs} * (T_{prom} + 17.8) * (T_{max} - T_{min})^{0.5} * R_a * 0.408 * d \quad (34)$$

Donde:

ETP_{HS} = evapotranspiración potencial por el método de Hargreaves-Samani (mm/mes);

k_{rs} = coeficiente de ajuste de radiación (equivalente a 0.17);

T_{max} = temperatura máxima mensual (°C);

T_{min} = temperatura mínima mensual (°C);

T_{prom} = temperatura media mensual (°C);

R_a = radiación extraterrestre (MJ/m²);

d = días del mes;

0.00135 = constante; y

0.408 = constante de conversión a evaporación equivalente (mm).

Varios autores coinciden en que la calibración de la ETP aplicando ET_0 debe ser de manera lineal y a escala diaria (Allen et al., 2006; Villa-Camacho et al., 2021). Sin embargo, los ajustes mensuales han demostrado tener una mayor precisión, la cual mejora a medida de tener un mayor registro de tiempo y calibrando por meses/temporadas (Moeletsi et al., 2013; Segura-Castruita y Ortiz-Solorio, 2017). En este trabajo se optó por una calibración partiendo de los datos mensuales de manera general, dado que no se cuentan con los suficientes años para realizarla por meses. Los resultados de ETP_{HS} y ETP_{Thr} se ajustaron con respecto a ET_0 mediante regresión lineal simple forzada a cruzar por el origen. Los coeficientes de calibración K_{Thr} y K_{HS} se calcularon utilizando sus correspondientes valores de las pendientes de ajuste. Una vez obtenidos, se multiplicaron las series de ETP por su coeficiente de calibración, determinando así las series corregidas.

3.4.3 Análisis estadístico

Las series climáticas diarias muestran un comportamiento muy variable y una tendencia menos fija, a diferencia con las series mensuales y anuales (Herrera-Oliva et al., 2017; Guijarro, 2023). En el caso de la temperatura, es más sencillo ajustarla a una función periódica debido a su comportamiento anual. Sin embargo, la precipitación es la variable más complicada en términos de ajuste a una función periódica. Cuando se manejan modelos de predicción, reanálisis y observaciones satelitales, el rendimiento de estas bases de datos no garantiza un ajuste preciso en términos estadísticos. Por lo tanto, es de esperarse que existan periodos de incertidumbre a lo largo de estos modelos, siendo poco confiable en función de la probabilidad de ocurrencia de un evento meteorológico (Bhattacharyya et al., 2021).

Se trabajaron dos conjuntos de análisis estadísticos a partir de las bases de datos climáticos. El primer conjunto corresponde a la comparación entre los registros de precipitación y temperatura aledaños al SBMON (figura 13) con los centroides de NLDAS-2 más cercanos a las estaciones (1, 6 y 7). El segundo conjunto está conformado por los registros de ET_0 , además de los modelos originales y calibrados de ETP.

Con la finalidad de identificar el rango y la distribución histórica en las estaciones climáticas, se obtuvieron las funciones de densidad de probabilidad (FDP). Por cada variable climática se estimó su FDP a partir de su registro completo. En el caso del primer conjunto, se generaron las FDP asociadas a los eventos extremos utilizando los percentiles 5 (temperatura mínima) y 95 (precipitación y temperatura máxima).

El análisis estadístico en ambos conjuntos consistió en la aplicación de cuatro índices de bondad del ajuste: el porcentaje BIAS (PBIAS), el error cuadrático medio (RMSE), el coeficiente de determinación (R^2) y la eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE).

De acuerdo con Gupta et al. (1999), el PBIAS indica el porcentaje de tendencia hacia la sobrestimación ($PBIAS \geq 0$) o subestimación ($PBIAS \leq 0$) del modelo hacia los datos observados:

$$PBIAS = 100 * \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{sim})}{\sum_{i=1}^n Y_i^{obs}} \quad (35)$$

Donde:

PBIAS = porcentaje BIAS (%);

n = total de pares de datos;

Y^{obs} = variable observada (mm, °C); y

Y^{sim} = variable modelada (mm, °C).

El RSME (ecuación 36) es la desviación estándar de los valores residuales, es decir, aquellas medidas de la distancia entre los datos sobre una la línea de regresión (Kumar et al., 2022). Indica el nivel de concentración de los datos en la línea de mejor ajuste. Un modelo perfectamente representativo garantiza un RSME igual a cero. A medida que el RSME sea mayor, menos representativo será con respecto a los datos de las estaciones.

$$RSME = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{sim} - Y_i^{obs})^2}{n}} \quad (36)$$

R^2 es un índice adimensional que representa la dispersión lineal entre los modelos y los datos observados (Rodgers y Nicewander, 1988). Su valor ronda entre 0 (no logra modelar los datos con precisión) y 1 (el modelo es representativo de la variable observada). Se calculó R^2 empleando la siguiente ecuación:

$$R^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{\text{obs}} - \bar{Y}^{\text{obs}}) (Y_i^{\text{sim}} - \bar{Y}^{\text{sim}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i^{\text{obs}} - \bar{Y}^{\text{obs}})^2} * \sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i^{\text{sim}} - \bar{Y}^{\text{sim}})^2}} \right)^2 \quad (37)$$

Donde:

\bar{Y}^{obs} = media de la variable observada (mm, °C); y

\bar{Y}^{sim} = media de la variable modelada (mm, °C).

La NSE (ecuación 38) determina la magnitud relativa de la variación del ruido en el modelo en comparación a los registros de las estaciones, estimando su capacidad para predecir su comportamiento. Es un índice adimensional que va desde $-\infty$ hasta 1, donde a medida que es mayor significa un mayor ajuste del modelo hacia los datos observados (Gupta et al., 1999). Cuando la NSE es cercana a cero, la predicción del modelo será tan precisa como la media de la variable observada. A medida que NSE se reduce, implicará que la media de estos registros es un mejor predictor que el propio modelo.

$$NSE = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{\text{sim}} - Y_i^{\text{obs}})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i^{\text{obs}} - \bar{Y}^{\text{obs}})^2} \right] \quad (38)$$

3.5 Cobertura de vegetación

Los estudios enfocados al monitoreo de la vegetación a lo largo de una cuenca han adquirido mayor importancia en la última década. Se ha evidenciado que los cambios en su distribución están influenciados por las condiciones climáticas y topográficas, lo cual repercute en los procesos hidrológicos (Del Toro-Guerrero et al., 2019; Kumari et al., 2020). El uso de índices espectrales derivados de satélites de percepción remota ha ganado terreno en los estudios multitemporales. Sus mayores aplicaciones radican en estimar el verdor de la vegetación, identificar los cambios del uso de suelo y el monitoreo de los incendios forestales (Hurtado-Abril y Lizarazo, 2019).

Con el objetivo de conocer el comportamiento y distribución de la vegetación en el SBMON, se procedió a evaluar el registro histórico de las observaciones satelitales. Las imágenes satelitales empleadas forman parte del acervo histórico de la constelación Landsat, el cual es el programa de observación de la Tierra de mayor antigüedad (Wulder et al., 2019). La cobertura temporal data desde 1972, limitándose en sus

primeros años al territorio de los Estados Unidos. En el caso del Noroeste de México, hay registros desde 1985 a partir del satélite Landsat 5 *Thematic Mapper* (TM, por sus siglas en inglés). En total, se trabajaron con 36 años de observaciones a lo largo del SBMON derivadas de los satélites Landsat 5 TM, Landsat 7 *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+, por sus siglas en inglés) y Landsat 8 *Operational Land Imager 1* (OLI-1, por sus siglas en inglés). Toda la secuencia de adquisición, procesado y filtrado se llevó a cabo usando *Google Earth Engine* (GEE, por sus siglas en inglés). Al ser una plataforma de computación en la nube, podemos acceder a la información de la constelación Landsat y realizar múltiples análisis. Las ventajas de GEE con relación a Landsat radican en el ahorro de tiempo de trabajo, al no requerir descargar cada escena, y su acceso con correcciones a la reflectancia de superficie. Se empleó el paquete GEE para R (RGEE), el cual permite conectar con dicha plataforma y optimizar la secuencia de procesado al aplicar las herramientas en R (Aybar et al., 2020).

Con base a la información forestal preliminar de la CONANP (2010) y a los registros fotográficos de las salidas a campo, se trabajó con un enfoque en el verdor y los cambios de cobertura de vegetación. Siguiendo el criterio de trabajos anteriores en la cuenca Guadalupe (Del Toro-Guerrero et al., 2016; 2019), se decidió enfocarse hacia la vegetación existente sobre las laderas con pendientes mayores a 10° con direcciones Norte y Sur. Se definieron dos periodos de humedad: húmedo (diciembre – marzo) y seco (junio - septiembre), creando una composición media en función de las condiciones de nubosidad y total de registros por periodo.

El análisis del verdor de la vegetación se determinó con el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI, por sus siglas en inglés). Este índice representa la absortividad y la capacidad de reflectancia de la vegetación a partir de su respuesta en los rangos rojo (RED) e infrarrojo cercano (NIR) del espectro electromagnético. Por lo tanto, es un índice que permite identificar los cambios en las condiciones de la vegetación proporcionales a la absorción de radiación fotosintéticamente activa (Sellers, 1985). La ecuación 39 sirve para estimar el NDVI, el cual es una variable adimensional que ronda de -1 a 1.

$$\text{NDVI} = \frac{\text{NIR} - \text{RED}}{\text{NIR} + \text{RED}} \quad (39)$$

Una de las limitaciones del NDVI radica en la detección de cambios abruptos en la cobertura de vegetación. Los rangos espectrales que maneja no permiten a primera instancia diferenciar entre coberturas de agua (ríos, lagos y lagunas) y suelos en recuperación forestal. Además, los rangos NIR y RED no son suficientemente representativos en la detección de variaciones térmicas y de humedad del suelo. El rango

del infrarrojo de onda corta (SWIR) permite una mayor representación de la condiciones de humedad del suelo, como se demuestra en el Índice de Radio Quemado Normalizado (NBR, por sus siglas en inglés). Sin embargo, este índice presenta dificultades en la detección de deforestación asociada a causas diferentes a la tala (Hurtado-Abril y Lizarazo, 2019). Una alternativa reciente en la diferenciación inicial del tipo de deforestación es el Índice Multitemporal de Diferencia de Deforestación (MDDI, por sus siglas en inglés), desarrollado por Hurtado-Abril y Lizarazo (2021). Está basado en la relación entre los rangos NIR y SWIR, y se obtiene con la diferencia entre dos escenas previa (t_0) y posterior (t_1) al evento de deforestación:

$$MDDI = \frac{NIR_{t_1} - \left(\frac{SWIR1_{t_1} + SWIR2_{t_1}}{2} \right)}{SWIR1_{t_1} + SWIR2_{t_1}} - \frac{NIR_{t_0} - \left(\frac{SWIR1_{t_0} + SWIR2_{t_0}}{2} \right)}{SWIR1_{t_0} + SWIR2_{t_0}} \quad (40)$$

Dado que el MDDI está desarrollado para su aplicación con las bandas espectrales en los satélites Landsat, las variables SWIR1 y SWIR2 en la ecuación 40 se refiere a las respectivas bandas. Por cada periodo de humedad se calculó la media regional y los resultados se compararon entre los periodos de humedad.

3.6 Estimación de escurrimiento

Se aplicaron dos métodos empíricos: el balance hídrico directo (BHD) de Thornthwaite (1948) y el método de las curvas numeradas (CN) del USDA (2022a).

3.6.1 Balance hídrico directo

Usando la precipitación (P) y ETP medias mensuales, se definieron los meses correspondientes a la temporada húmeda y seca del año hidrológico (Almorox, 2003). Partiendo de las normales climatológicas del periodo de estudio, se identificaron los meses de las temporadas húmeda ($P > ETP$) y seca ($P < ETP$):

$$P - ETP \quad (41)$$

Después se calculó la reserva de agua (R), la cual depende de características físicas y biológicas del suelo como la textura del suelo y cobertura vegetal. En algunos casos se puede tomar como reserva máxima 100

mm sin hacer diferencia en el tipo de suelo ni en la cobertura vegetal. Esta variable es propia de los meses húmedos, sumándole la reserva del mes anterior (R_{i-1}):

$$R = R_{i-1} + (P - ETP) \quad (42)$$

Posteriormente se estimó la variación de la reserva, siendo la diferencia entre las reservas del mes del cálculo y el mes anterior:

$$VR = R_i - R_{i-1} \quad (43)$$

Se prosiguió con la obtención de la evapotranspiración real (ETR). Consiste en el volumen de agua que realmente se evapotranspira en el mes dependiendo del agua disponible para evapotranspiración. La precipitación en el mes de cálculo y la reserva de agua en el suelo existente serán el agua disponible. Si la precipitación cubre la demanda potencial (temporada húmeda), se emplea la ecuación 44. En el caso contrario (temporada seca), se ocupa la ecuación 45:

$$ETR = ETP \quad (44)$$

$$ETR = P + |VR| \quad (45)$$

Las siguientes variables extraídas fueron el déficit (F) y el exceso (E) de agua. Por un lado, F corresponde al volumen de agua faltante con respecto a las necesidades hídricas potenciales del sistema hidrológico (ecuación 46). En cambio, E es el recurso que excede la reserva máxima y que se ha perdido por escurrimiento superficial o subterránea (ecuación 47):

$$F = ETP - ETR \quad (46)$$

$$E = P - ETP - VR \quad (47)$$

Finalmente, a partir de E se derivó el desagüe (D), siendo el exceso de agua con dirección hacia los cauces naturales y niveles freáticos. Thornthwaite menciona que el 50 % del excedente de agua de un mes se escurre hacia los ríos mientras que el resto se infiltra:

$$D = 0.5(D_{i-1} + E) \quad (48)$$

Si la estimación en el balance es correcta, la precipitación será igual a la suma de la evapotranspiración real más el desagüe en el sistema (Del Toro-Guerrero, 2012):

$$P = ETR + D \quad (49)$$

Se usaron las series mensuales en la obtención del BHD a escala regional, microcuenca y por cada estación.

3.6.2 Diseño del modelo de las curvas numeradas para el SBMON

Siguiendo los criterios del método de las curvas numeradas (CN), se llevaron a cabo un par de modelos regionales de CN. La asignación de CN inicial siguió la secuencia de clasificación propuesta por Kurczyn-Robledo et al. (2007).

La clasificación de los grupos hidrológicos de suelos (GHS) se realizó con base a los resultados de las pruebas de infiltración y la clasificación de texturas de suelos. Estos resultados se proyectaron sobre la distribución litológica con la finalidad de asignar los GHS a escala regional. Debido a que el SBMON se encuentra en una zona semiárida, las texturas con mayor contenido de arena fueron asignados como suelos del grupo B. Aquellos suelos con un incremento en el contenido de arcillas y limos fueron identificados en la clase C. En el caso de la superficie de la Laguna Hanson, se clasificó como clase D.

En cuanto a la cobertura, se optó por sustituir el criterio de clasificación por NDVI. Al tener la presencia de diferentes coberturas de vegetación, es necesario aplicar más índices espectrales que permitan hacer una diferenciación entre las coberturas. Además, es importante considerar una temporada de máximo verdor reciente para todas las especies, donde la Laguna Hanson se encuentre en su máxima capacidad. Por estas razones, se decidió aplicar una clasificación supervisada en GEE sobre el área de estudio comprendiendo el periodo invernal 2022-2023 (diciembre del 2022 – febrero del 2023). Las fotografías recolectadas durante los muestreos en campo fueron empleadas como datos de control. Se optaron por 6 clases de coberturas:

- 1) Herbácea: chaparral de montaña y pastizal.
- 2) Encino-Aspen: encinos a lo largo de los arroyos y escurrimientos.

- 3) Pino-Enebro: bosque de coníferas.
- 4) Cuerpos de agua: Laguna Hanson, otros cuerpos menores y represas.
- 5) Rocas expuestas: granitos y plutones expuestos a lo largo del SBMON.
- 6) Suelos expuestos: se consideraron las superficies expuestas aledañas a la Laguna Hanson y los suelos expuestos tanto en los caminos de terracería como en los ranchos.

Se utilizó una escena promedio de la temporada húmeda 2022-2023 derivada del satélite Landsat 9 *Operational Land Imager 2* (OLI-2, por sus siglas en inglés). Con el fin de tener una mejor clasificación en función del comportamiento espectral de las coberturas, se incluyeron el NDVI y el índice de agua de diferencia normalizada modificado (MNDWI, por sus siglas en inglés) dentro de las bandas de clasificación. EL MNDWI es un índice espectral que permite la detección de cuerpos de agua y la tendencia hacia la retención de humedad en los suelos evaluando los espectros verde (GREEN) y SWIR1 en Landsat.

$$\text{MNDWI} = \frac{\text{GREEN} - \text{SWIR1}}{\text{GREEN} + \text{SWIR1}} \quad (50)$$

Se usaron algunas combinaciones en falso color RGB basadas en la distribución de bandas espectrales de Landsat 9 OLI-2 con el fin de identificar comportamientos entre coberturas y ajustar aquellos puntos que mostraran un desfase espectral. Se emplearon las combinaciones de color verdadero (RGB 4-3-2), infrarrojo para vegetación (RGB 5-4-3), salud de la vegetación (RGB 5-6-2) agricultura (RGB 6-5-2) y natural con remoción atmosférica (RGB 7-5-3).

A los cuerpos de agua y las rocas expuestas se les asignó la condición de máximo escurrimiento en la clase D del GHS. En el caso de los suelos expuestos, fueron ajustados a la cobertura herbácea bajo una condición hidrológica pobre (<30 %).

La condición hidrológica fue definida usando la fracción de verdor de la vegetación (GF, por sus siglas en inglés). Obedece a la tendencia de los valores máximos (NDVI_{max}) y mínimos (NDVI_{min}), asociándolos con la presencia y ausencia de vegetación, respectivamente (Gutman e Ignatov, 1998). Se recomienda que el valor máximo de NDVI se asocie con la cobertura de vegetación más vigorosa, siendo los encinos en este caso. En el caso del valor mínimo, se puede optar entre rocas expuestas y los suelos expuestos con poca humedad y sin influencia de incendios forestales. La ecuación de la GF (%) es la siguiente:

$$GF = 100 * \frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \quad (51)$$

A partir de los datos anteriores, se introdujo el conjunto de datos en ArcGIS Pro y se obtuvieron los valores de CN bajo la condición de humedad promedio (CN_{II}). Aplicando las ecuaciones 1 y 2, se estimaron las CN en las condiciones seca (CN_I) y húmeda (CN_{III}). En la siguiente tabla, se ordenan las clasificaciones definidas sobre el área de estudio.

Tabla 3. Curvas numeradas para las condiciones del suelo y vegetación en el SBMON.

Descripción de cobertura		Número de curva para los grupos hidrológicos de suelos		
Tipo de cobertura	Condición hidrológica	B (rocas ígneas y metamórficas)	C (aluvión)	D (laguna Hanson y rocas expuestas)
Herbácea y suelo expuesto: mezcla de pasto y hierba, así como arbustos de tamaño pequeño en menor proporción	Pobre	80	87	93
	Media	71	81	89
	Buena	62	74	85
Encino-aspen (álamo temblón): mezcla de arbustos de montaña como encino, caoba de montaña, arbusto amargo, maple y otros	Pobre	66	74	79
	Media	48	57	63
	Buena	30	41	48
Pino-enebro: pino, enebro o ambos, con sotobosque de pasto	Pobre	75	85	89
	Media	58	73	80
	Buena	41	61	71

Con las tres distribuciones iniciales de CN obtenidas, se ajustaron en función de la pendiente mediante la ecuación 9, correspondiente al método de Sharpley-Williams (1990). En los casos de las condiciones seca y húmeda, se aplicaron las ecuaciones 10 y 11 en el cálculo de las distribuciones ajustadas por la pendiente.

Posteriormente, se procedió a la elaboración de dos modelos regionales de CN bajo diferentes condiciones de sustracción inicial (I_a). El modelo A se diseñó bajo la condición $I_a=0.2$ (ecuaciones 4-7), mientras que en el modelo B se aplicó la relación $I_a=0.05$ (ecuaciones 12-17). Se ingresaron los datos de precipitación diaria a escala regional en el periodo procesado, y se calcularon los escurrimientos diarios (Q) en mm. Para cada modelo se generaron las series mensuales y anuales de escurrimiento a nivel regional y por microcuenca. En cada caso, se estimaron los volúmenes de Q aportado en millones de metros cúbicos (Mm³) sobre el área (A, en m³):

$$Q(\text{Mm}^3) = Q(\text{mm}) \left(\frac{1 \text{ m}}{1000 \text{ mm}} \right) \left(\frac{A}{1000000} \right) \quad (52)$$

3.6.3 El modelo GCN250

El avance de la tecnología y la mayor distribución de información han permitido crear modelos espaciales a diferentes escalas. En el caso de la hidrología, la constante aplicación del método de las CN ha derivado en el uso de modelos desarrollados a partir de información satelital o en conjunto con observación de campo.

Tabla 4. Curvas numeradas del modelo GCN250. Modificado de Jaafar et al. (2019).

Tipo funcional de vegetación	Condición hidrológica	Número de curva para los grupos hidrológicos de suelos			
		A	B	C	D
Árboles perenne de hoja ancha	Bosque (buena)	30	55	70	77
Árboles de hojas caducas y anchas	Bosque (media)	33	58	72	78
Árboles perenne de hoja tipo aguja	Bosque (media)	33	58	72	78
Árboles de hojas caducas de tipo aguja	Bosque (pobre)	45	66	77	83
Arbustos perenne de hoja ancha	Media entre chaparral y arbusto (buena)	40	58	72	79
Arbustos de hojas caducas y anchas	Media entre chaparral y arbusto (media)	42	62	75	81
Arbustos perenne de hoja tipo aguja	Media entre chaparral y arbusto (media)	42	62	75	81
Arbustos de hojas caducas de tipo aguja	No clasificable por la ESA	—	—	—	—
Hierba	Pradera (buena)	39	61	74	80
Agrícola	Media entre los tipos de cultivos	57	68	75	78
Suelo expuesto	Barbecho (suelo agrícola expuesto)	77	86	91	94
Humedales	—	100	100	100	100

Un modelo de CN que ha tomado importancia en la comunidad científica ha sido el modelo Global de Curvas Numeradas (GCN250), desarrollado por Jaafar et al. (2019). Está basado en los modelos globales de cobertura del suelo de la Agencia Espacial Europea (ESA, por sus siglas en inglés), y de clasificación

hidrológica de suelos (HYSOGs250m). La clasificación de las CN obedece al tipo funcional de vegetación (morfología y estacionalidad), ambiente forestal y GHS (tabla 4). Está diseñado a una resolución espacial de 250 m y se encuentra disponible en el repositorio en la nube de GEE. Sus aplicaciones abarcan desde el diseño hidráulico, gestión de riesgos, monitoreo de cuencas e hidrología urbana, entre otras. El GCN250 ha mostrado resultados favorables y un buen grado de precisión en estudios a escala regional, bajo condiciones de $I_a=0.2$ (Ferreira et al., 2021; Ekmekcioğlu et al., 2022). Una de sus principales limitantes es que no considera el efecto de la pendiente. No obstante, recientemente se han dado esfuerzos que toman en cuenta dicho factor, con resultados aún más favorables (Sujud y Jaafar, 2022).

Se adquirieron los datos del GCN250 delimitados al área de estudio, se elaboraron las series mensuales y anuales a las mismas escalas que los modelos A y B. Se utilizó $I_a=0.2$ con la finalidad de comparar los volúmenes de Q con los obtenidos con los modelos de campo.

Capítulo 4. Resultados

4.1 Pendiente

En la figura 14 se muestra la distribución espacial de la pendiente en el SBMON. Hacia la parte alta, se identificó un valle distribuido entre las microcuencas Laguna Hanson y Valle Redondo. En los parteaguas de las microcuencas Cerro Grande, El Barbón, Los Barrancos y Valle Redondo se observó un terreno bastante accidentado y escarpado. En medio de las microcuencas El Barbón y El Ranchito existen otras zonas muy accidentadas. Solamente en Los Barrancos existe una variación regular de la pendiente predominantemente accidentada.

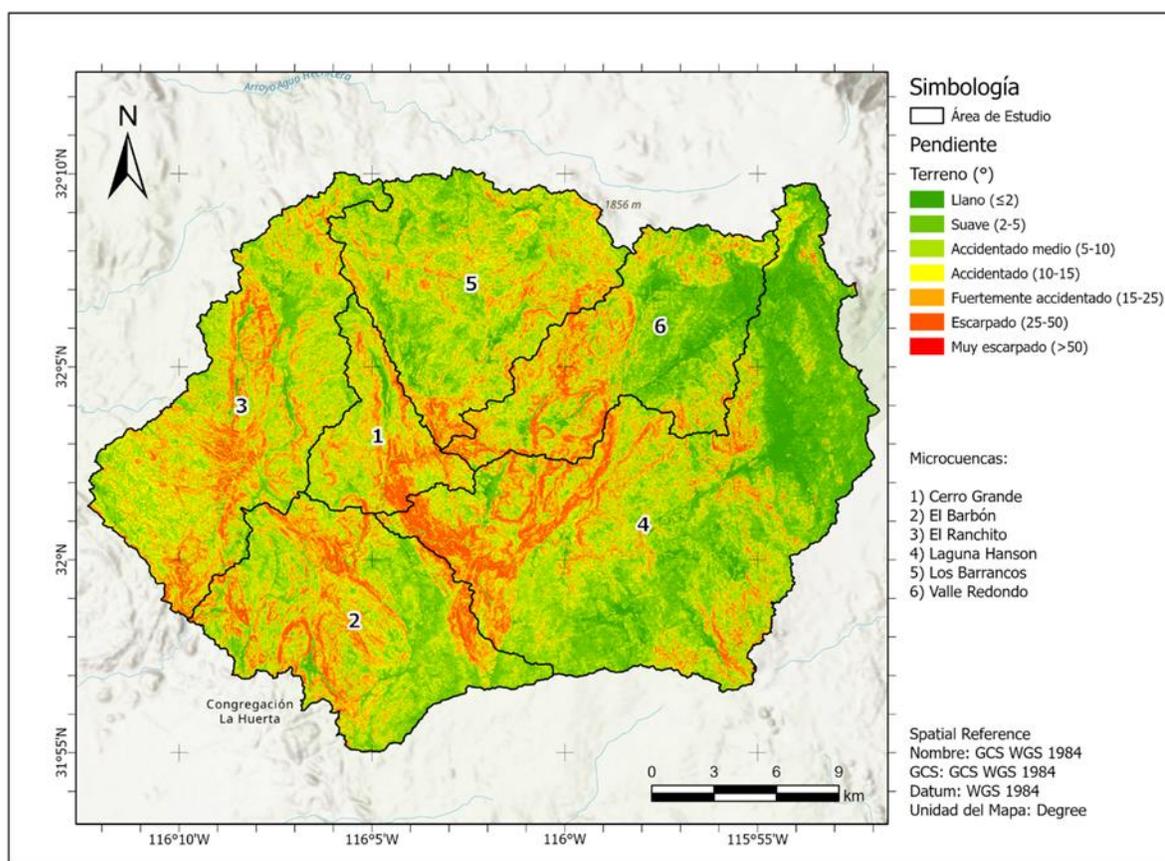


Figura 14. Distribución espacial de los rangos de la pendiente sobre el área de estudio.

Dentro del área de estudio, la pendiente dominante ronda entre accidentado medio y suave (27.38 % y 20.75 % del área total, respectivamente). Le siguen los terrenos accidentados (37.08 %), escarpado (7.41

%) y llano (7.36 %), con el resto del área a muy escarpado (tabla 5).

Tabla 5. Distribución y clasificación de la pendiente en el SBMON, por grado, porcentaje y área.

Rango (°)	Cobertura (%)	Área (km ²)
Llano (≤ 2)	7.36	45.29
Suave (2-5)	20.75	127.71
Accidentado medio (5-10)	27.38	168.46
Accidentado (10-15)	17.94	110.41
Fuertemente accidentado (15-25)	19.14	117.78
Escarpado (25-50)	7.41	45.59
Muy escarpado (> 50)	0.02	0.11

4.2 Capacidad de infiltración

A nivel regional, la capacidad de infiltración mostró una tendencia hacia valores muy altos (figura 15). Los rangos oscilaron entre 6.34 mm/h (Valle Redondo) hasta 489.27 mm/h (Los Barrancos). En cuanto a las muestras de los arroyos, arrojaron valores superiores a los 800 mm/h.

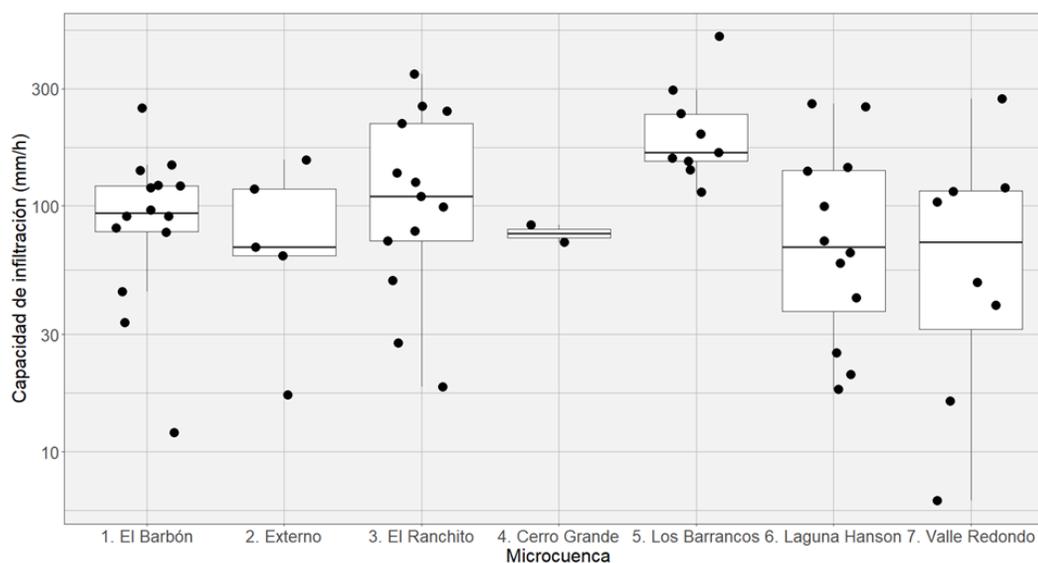


Figura 15. Variación de la capacidad de infiltración por prueba.

Los promedios por microcuenca (tabla 6) indican que Los Barrancos registraron la mayor capacidad de infiltración, con 216.47 mm/h. En cambio, Cerro Grande reportó una capacidad de infiltración de 77.53

mm/h. Los promedios en la parte baja del SBMON fueron mayores con respecto a la parte alta.

Tabla 6. Promedios a nivel microcuencia de la capacidad de infiltración.

Microcuencia	Capacidad de infiltración (mm/h)
Cerro Grande	77.53
El Barbón	101.75
El Ranchito	136.67
Laguna Hanson	99.73
Los Barrancos	216.47
Valle Redondo	95.97
Externo	83.77

4.3 Análisis de suelos

4.3.1 Contenido de humedad gravimétrico

El contenido de humedad en las muestras de suelo fue bajo, desde los 0.47 % hasta 12.31 %, siendo mayores los valores registrados en la parte alta del SBMON, como se observa en la siguiente figura.

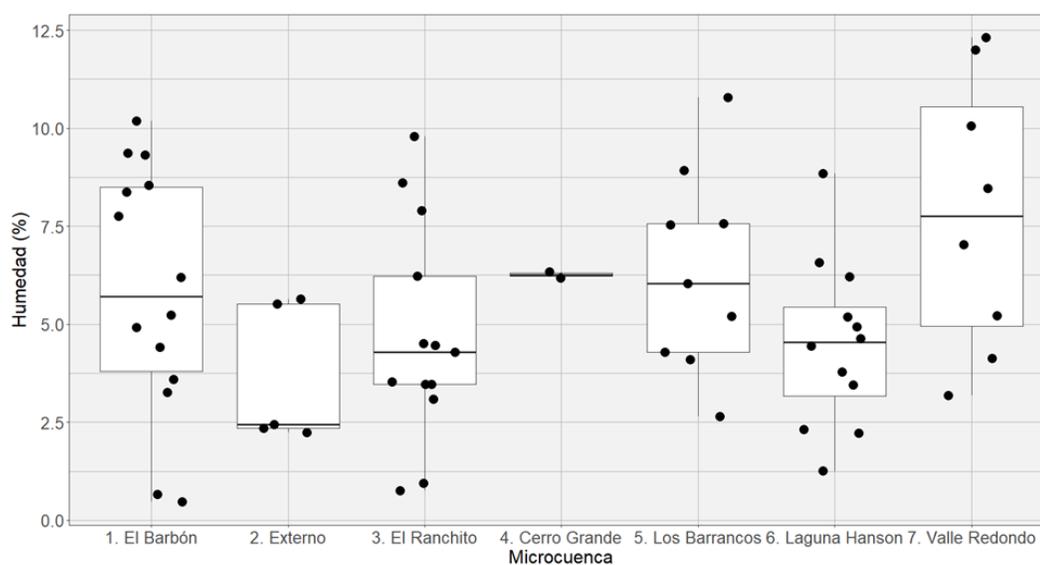


Figura 16. Contenido de humedad gravimétrico por muestra.

En promedio, las muestras obtenidas en Los Barrancos mostraron el mayor contenido de humedad (6.34 %), mientras que las muestras de Laguna Hanson presentaron el promedio más bajo (4.49 %). Si se considera la diferencia de fechas entre los muestreos, no se observó un valor anómalo que implicara saturación de la humedad en el suelo. En la tabla 7 destaca que la media correspondiente a las muestras externas al área de estudio es todavía menor (3.64 %).

Tabla 7. Promedios a nivel microcuencia del contenido de humedad gravimétrico.

Microcuencia	Humedad (%)
Cerro Grande	6.26
El Barbón	5.88
El Ranchito	4.69
Laguna Hanson	4.49
Los Barrancos	6.34
Valle Redondo	7.80
Externo	3.64

4.3.2 Conductividad hidráulica

Las muestras de suelo reportaron una porosidad intermedia, abarcando un rango de 26 – 36 % (figura 17). A escala regional (tabla 8), la porosidad media mínima fue de 27.50 % en Cerro Grande, mientras que en El Barbón se registró un máximo de 30.00 %.

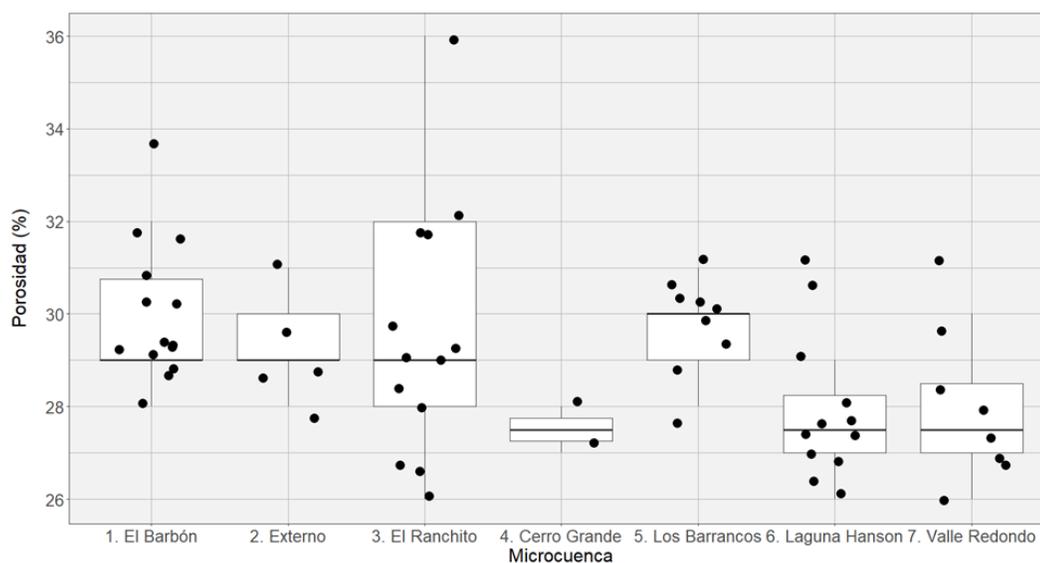


Figura 17. Variación de la porosidad por muestra.

Los valores de porosidad en las microcuencas de la parte alta promediaron desde los 27.92 % (Laguna Hanson) hasta los 29.78 % (Los Barrancos).

Tabla 8. Promedios a nivel microcuenca de la porosidad.

Microcuenca	Porosidad (%)
Cerro Grande	27.50
El Barbón	30.00
El Ranchito	29.62
Laguna Hanson	27.92
Los Barrancos	29.78
Valle Redondo	28.00
Externo	29.40

Con relación a la conductividad hidráulica, los resultados oscilaron desde 5 a 120 m/día (figura 18). Los suelos de la parte baja del SBMON registraron los valores más altos de conductividad hidráulica, en comparación con los valores menores a 55 m/día en la parte alta. Los promedios regionales (tabla 9) muestran una conductividad hidráulica máxima de 42.09 m/día en El Ranchito. En el caso de la microcuenca Cerro Grande, se reportó el promedio mínimo regional de 10.68 m/día.

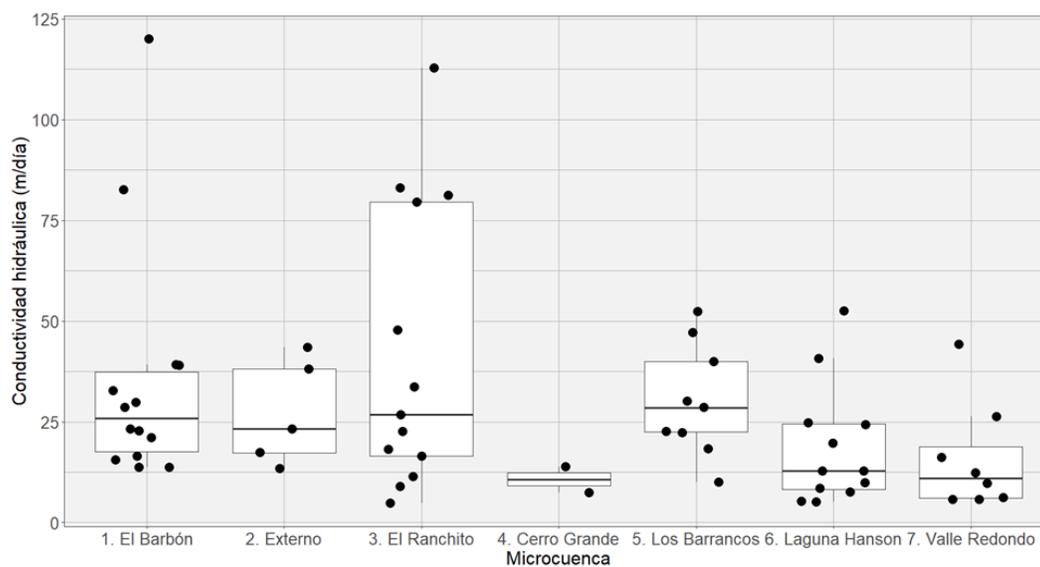


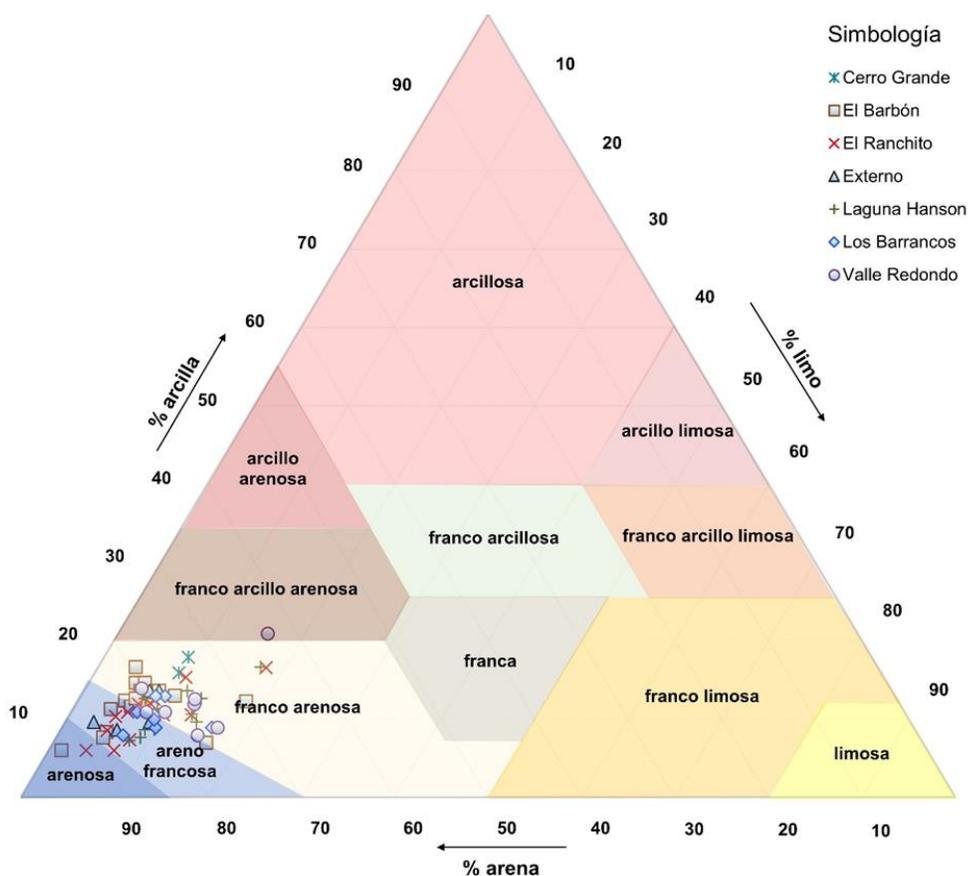
Figura 18. Variación de la conductividad hidráulica por muestra.

Tabla 9. Promedios a nivel microcuencia de la conductividad hidráulica.

Microcuencia	Conductividad hidráulica (m/día)
Cerro Grande	10.68
El Barbón	35.61
El Ranchito	42.09
Laguna Hanson	18.65
Los Barrancos	30.16
Valle Redondo	15.82
Externo	27.14

4.3.3 Textura del suelo

Durante la preparación de las muestras se observó que la mayoría presentaron un porcentaje considerable de gravas, superior al 25 % del tamaño de muestra. Todas las muestras de suelo mostraron un contenido de arenas superior al 60 %, de limos menor al 18 % y de arcillas menor al 20.9 % (figura 19).

**Figura 19.** Triángulo de texturas con la clasificación de las muestras de suelos del SBMON.

La mayoría de las muestras fueron clasificadas como suelos areno francoso y franco arenoso, con un porcentaje de limos que no superó el 20 %. Con el segundo tipo de suelos, no se identificó ninguna tendencia de distribución relacionada con los factores físicos y de vegetación. Las muestras recolectadas en zonas de arroyo poseen un contenido de arenas mayor al 90 %, clasificándose como suelos arenosos. La muestra de suelo con menor porcentaje de arenas (63.1 %) fue adquirida dentro de la microcuenca Valle Redondo, siendo la única clasificada como suelo franco arcillo arenoso.

4.4 Variables climáticas

Los registros de las estaciones 2066 - Sierra de Juárez (2066-SJ) y EMA Constitución de 1857 (EMA-Const1857) fueron fusionados (2066-SJ/EMA-Const1857) y ajustados a la ubicación de la segunda estación. Esto se realizó debido a que las series derivadas de ambos registros mostraron un comportamiento y tendencia semejantes durante las primeras pruebas de homogeneización.

4.4.1 Precipitación

En el área de estudio se observó una precipitación total anual de 465.4 mm, con una mínima anual de 130.5 mm en el año 1989 y una máxima de 1,011.9 mm para el año 2019 (figura 20). Sobre la serie de tiempo es posible delimitar dos periodos de tendencias anuales. El primer periodo comprendió desde 1981 hasta 1999, donde la mayoría de los años tuvieron una precipitación anual por encima de la media. El segundo periodo fue entre los años 2000 y 2020, caracterizado porque la mayoría de la precipitación no superó la media anual. Los únicos años con la excepción fueron 2004, 2008, 2010 y 2019. Las precipitaciones en invierno (diciembre – febrero) contribuyeron con el 49.93 % de la precipitación anual, siendo el invierno de 1993 la temporada con mayor aporte (664.8 mm). La década de 1990 ha sido el periodo con el mayor registro de precipitaciones invernales. En el caso de las lluvias de verano (junio – agosto), la contribución con respecto a la anual fue del 10.67 %, registrándose la mayor contribución en el año 1984 (298.3 mm). Es importante destacar que las lluvias de verano superaron a las de invierno durante los años 1984, 2006 y 2014. En las décadas de los años 1980 y 2010 se refleja una mayor contribución de la precipitación fuera de invierno y verano. Las oscilaciones en las precipitaciones estacionales no mostraron una tendencia fija, a pesar de que la componente anual presentó una tendencia negativa con la incidencia de un año superior a la media cada 5-10 años.

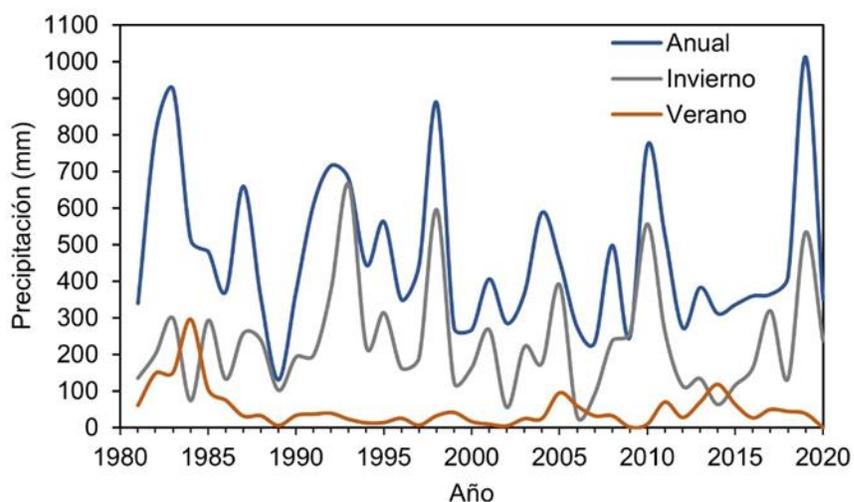


Figura 20. Precipitación total anual y estacional en el SBMON en el periodo 1981-2020.

En el periodo septiembre-febrero los valores de probabilidad (p) estuvieron por encima de 0.75, teniendo una tendencia constante por estación (figura 21). Solamente en 2079 - El Alamar (2079-AI) correspondiente al mes agosto se observó un registro menor a 0.05. En el caso del periodo marzo-agosto, la mayoría de las estaciones mostraron una tendencia del valor $p > 0.05$. La estación 2118 – Valle de San Rafael (2118-VSR) no siguió esta tendencia, indicando una menor variación de la precipitación. Por otra parte, el registro de la estación 2049 – San Juan de Dios Norte (2049-SJD) presenta valores cercanos a 0.5 en los meses de abril y junio, mes a partir del cual sigue una tendencia parecida al 2066-SJ/EMA-Const1857. En los meses de marzo y agosto se observaron las tendencias más dinámicas en el comportamiento de la precipitación.

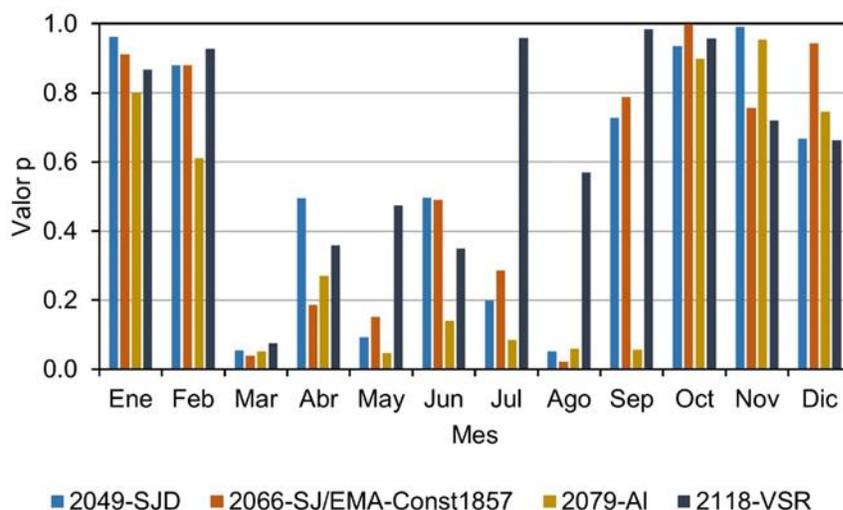


Figura 21. Valores p de precipitación diaria de las estaciones aledañas al SBMON para el periodo 1981-2020.

Las tendencias a 100 años (figura 22) tuvieron una variación mínima que no supera los ± 0.15 mm/día por mes en la mayor parte de las estaciones. El mes con la tendencia más drástica fue marzo, con todas las estaciones marcando una tendencia negativa desde los 0.30 mm/día (2079-AI) hasta 0.70 mm/día (2066-SJ/EMA-Const1857). En los meses de julio y agosto, las estaciones 2049-SJD y 2066-SJ/EMA-Const1857 arrojaron una tendencia negativa cercana a los 0.25 mm/día.



Figura 22. Tendencia a 100 años de la precipitación diaria en las estaciones aledañas al SMBON.

Las funciones de densidad de probabilidad (FDP) de los registros completos y los percentiles 95 (P95) indicaron una distribución simétrica (figura 23). En ambos casos, todos los centroides de NLDAS-2 aledaños a las estaciones de interés presentaron una misma tendencia entre sí, pero no con las estaciones. En cuanto a estas últimas, los pares semejantes consisten en 2049-SJD/2066-SJ y 2079-AI/2118-VSR/EMA-Const1857. Los máximos históricos están registrados en 2079-AI (98 mm) y 2118-VSR (89.2 mm).

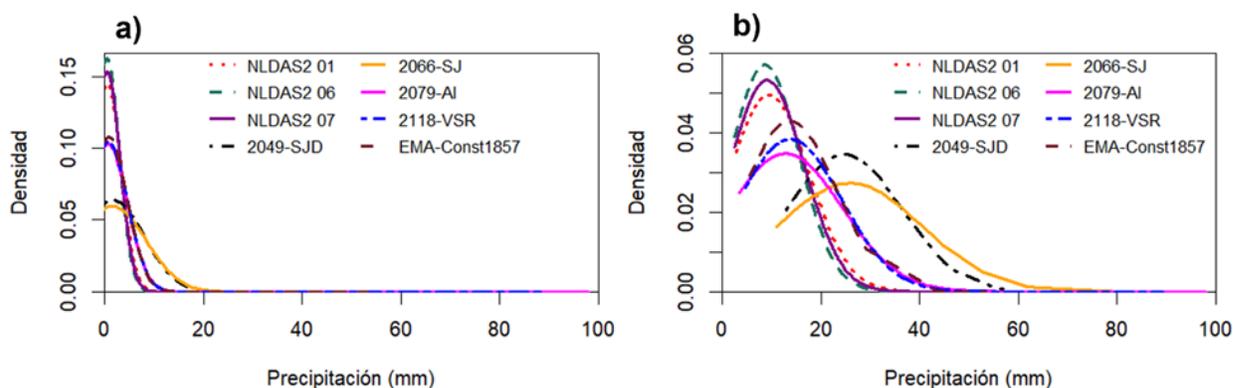


Figura 23. FDP de la precipitación diaria a) histórica y b) registros mayores al P95 de las estaciones aledañas y los centroides de NLDAS-2 cercanos a estas.

Los resultados estadísticos en la figura 24 indicaron que los PBIAS de los centroides tendieron a subestimar los valores históricos en las estaciones, siendo menos representativos de las estaciones 2049-SJD y 2066-SJ. Con el RMSE ocurrió una tendencia parecida, siendo los centroides más representativos de los registros históricos en 2079-AI, 2118-VSR y EMA-Const1857. En el caso del R^2 , los resultados de 2066-SJ indicaron que el modelo no es representativo con relación a las lluvias generadas en la parte alta de la Sierra de Juárez. Con el resto de las estaciones, la fiabilidad del NLDAS-2 es relativamente baja de los registros históricos. La NSE mostró un comportamiento parecido al del R^2 , donde NLDAS-2 se ajustó más a la media histórica de los registros en las estaciones, con una ligera excepción en 2079-AI, 2118-VSR y EMA-Const1857.

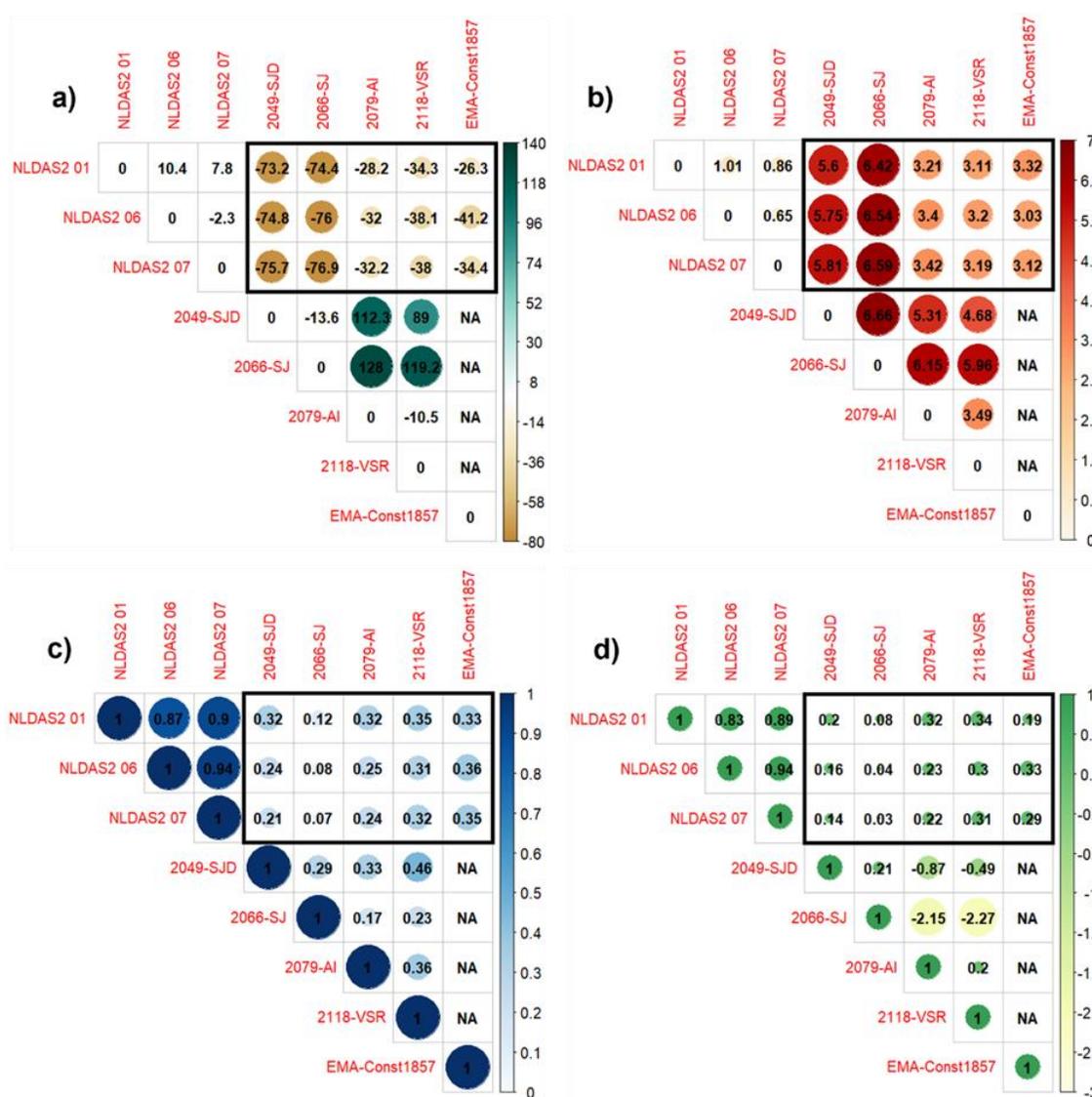


Figura 24. Valores de a) PBIAS (%), b) RMSE (mm), c) R^2 y d) NSE de la precipitación diaria en las estaciones aledañas y los centroides de NLDAS-2 cercanos a estas. Los recuadros negros enmarcan los resultados de interés.

4.4.2 Temperatura máxima

La temperatura máxima anual en el periodo de estudio fue de 21.4 °C, con un rango entre 19.3 °C (1984) y 23.0 °C (2008). La media invernal fue de 15.5 °C, mientras que la media en verano rondó los 27.9 °C. A lo largo de la serie de tiempo no se observaron cambios que variaran 2 °C mayores a los promedios. No obstante, en las temperaturas máximas en verano se observó un ligero incremento en la segunda mitad del periodo de estudio (2001-2020), el cual está más pronunciado en el registro del verano. En el caso del invierno, existe una ligera tendencia hacia la disminución de la temperatura máxima, pese a que es la componente con mayor oscilación anual entre las tres.

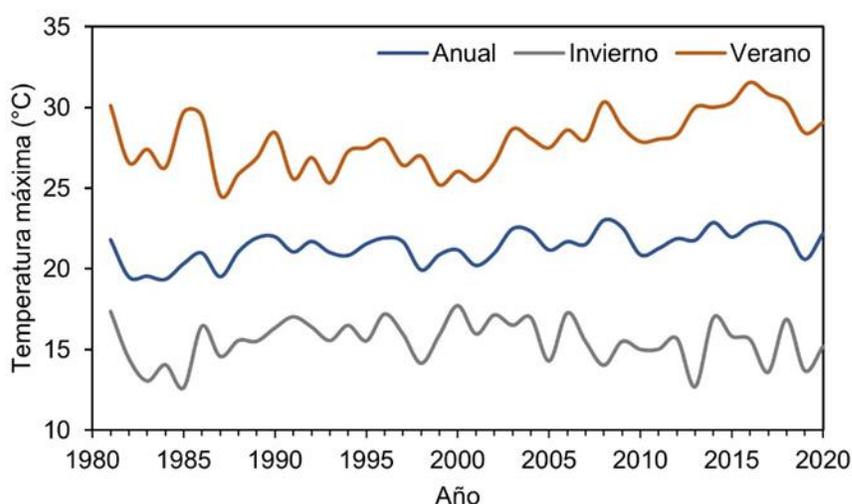


Figura 25. Temperatura máxima anual y estacional en el SBMON en el periodo 1981-2020.

Los resultados correspondientes a los valores p (figura 26) un conjunto de tendencias climáticas por estaciones. A lo largo de la primavera meteorológica (periodo comprendido desde marzo hasta mayo) se registró una tendencia del valor $p > 0.1$, con un pico cercano a 0.5 en el caso de la estación 2118-VSR. Entre los meses de junio y septiembre se observó un comportamiento de $p < 0.1$, indicando un comportamiento más fijo.

Los meses transitorios posteriores al verano y aquellos de la temporada invernal reportaron los valores p más altos. Destacaron los registros en 2049-SJD y 2066-SJ, que representaron un comportamiento menos dinámico con respecto al resto del año.

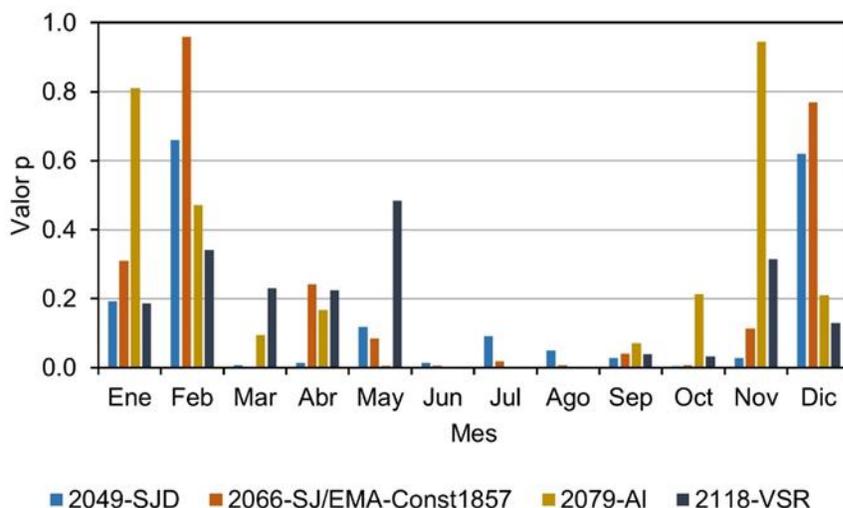


Figura 26. Valores p de la temperatura máxima diaria mensual de las estaciones aledañas al SBMON para el periodo 1981-2020.

Las tendencias a 100 años (figura 27) indicaron incrementos muy altos en la temperatura máxima en el periodo comprendido entre marzo y noviembre. Los incrementos rondaron desde 0.3 °C (2118-VSR en mayo) hasta 1.7 °C (2079-AI en junio). Los mayores picos se detectaron en verano, donde en el mes de junio se registraron los picos más altos para todas las estaciones. Mientras tanto, en invierno ocurrió una tendencia hacia la disminución de la temperatura máxima. La mayor disminución se detectó en diciembre en todas las estaciones, destacando los registros de 2118-VSR (0.5 °C) y 2079-AI (0.2 °C). En el mes de enero se identificó un incremento de hasta 0.4 °C por parte de las estaciones 2049-SJD y 2066-SJ/EMA-Const1857.

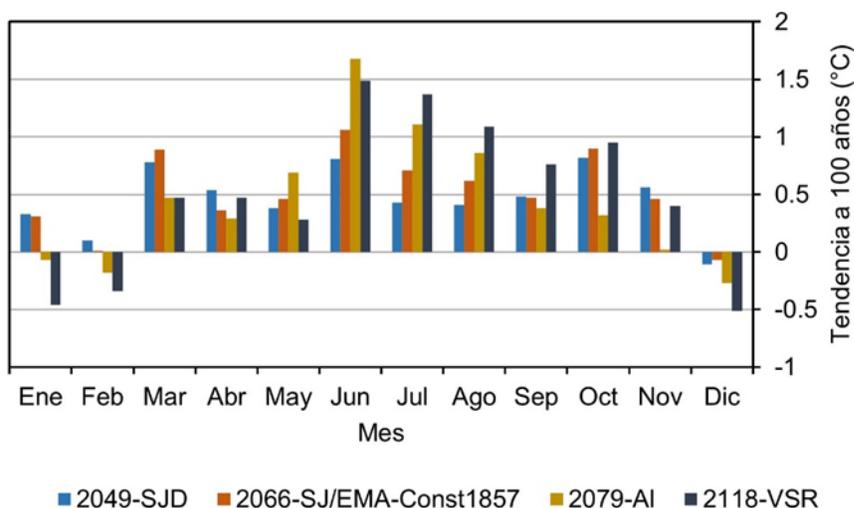


Figura 27. Tendencia a 100 años de la temperatura máxima diaria en las estaciones aledañas al SBMON.

Las FDP en los registros históricos (figura 28a) arrojaron una distribución normal simétrica sobre esta variable climática. Todos los centroides de NLDAS-2 presentaron un comportamiento parecido con la mayoría de las estaciones aledañas. Solamente en los casos de 2079-AI y 2118-VSR existió un ligero desfase con una tendencia hacia valores más altos de temperatura máxima diaria. En el caso de los P95 (figura 28b) las distribuciones mostraron asimetría y desfase entre los registros de las estaciones y los centroides de NLDAS-2. Los centroides 1 y 6 conformaron un primer par semejante, con valores extremos de 37 °C. El centroide 7 tuvo una tendencia semejante con las estaciones 2049-SJD, 2066-SJ y EMA-Const1857, reportando un máximo histórico de 40 °C. Por su parte, las estaciones 2079-AI y 2118-VSR mostraron un comportamiento diferente con el resto de los registros y entre sí.

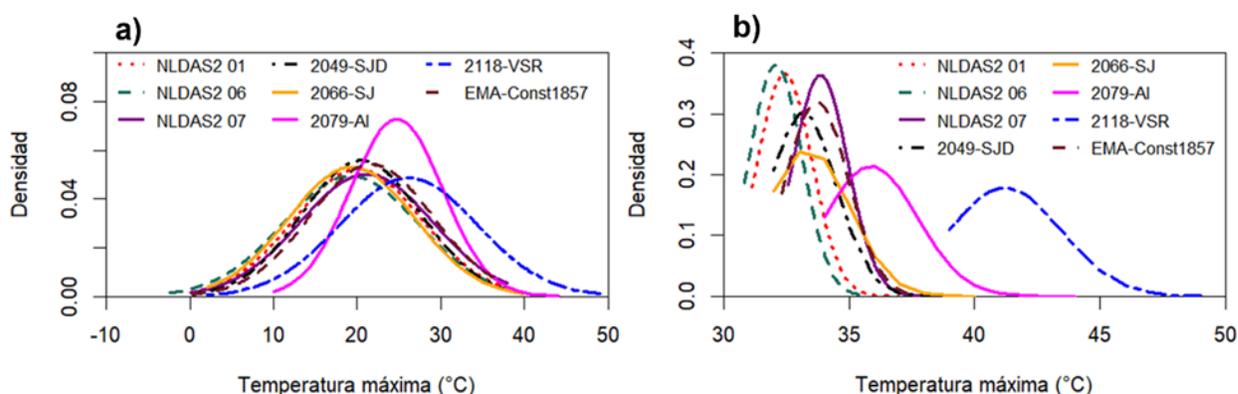


Figura 28. FDP de la temperatura máxima diaria a) histórica y b) registros mayores al P95 de las estaciones aledañas y los centroides de NLDAS-2 cercanos a estas.

Los resultados estadísticos en la figura 29 señalan que los PBIAS de los centroides fueron más representativos hacia los datos en 2049-SJD, 2066-SJ y EMA-Const1857. Hay una sobrestimación por parte de NLDAS2-7 hacia 2066-SJ. En los casos de 2079-AI y 2118-VSR la subestimación del modelo fue mayor, reduciéndose al considerar NLDAS2-7. Con el RMSE se tuvo una tendencia parecida, siendo los centroides más representativos con los datos de la EMA-Const1857. Los valores de RSME obtenidos de las estaciones 2049-SJD y 2066-SJ indicaron una representatividad media, lo cual no se vio con 2079-AI y 2118-VSR. Los R^2 de los registros de temperatura máxima diaria fueron mayores a 0.60, implicando un buen ajuste de NLDAS con respecto a las estaciones en el área de estudio. Los valores más altos se registraron en la EMA-Const1857 (0.94). Los resultados de la NSE sostienen que el modelo es muy representativo de los datos históricos en las estaciones 2049-SJD, 2066-SJ y EMA-Const1857. En el resto de las estaciones, el ajuste fue mayor a comparación de la media histórica, con mayor desfase en 2079-AI.

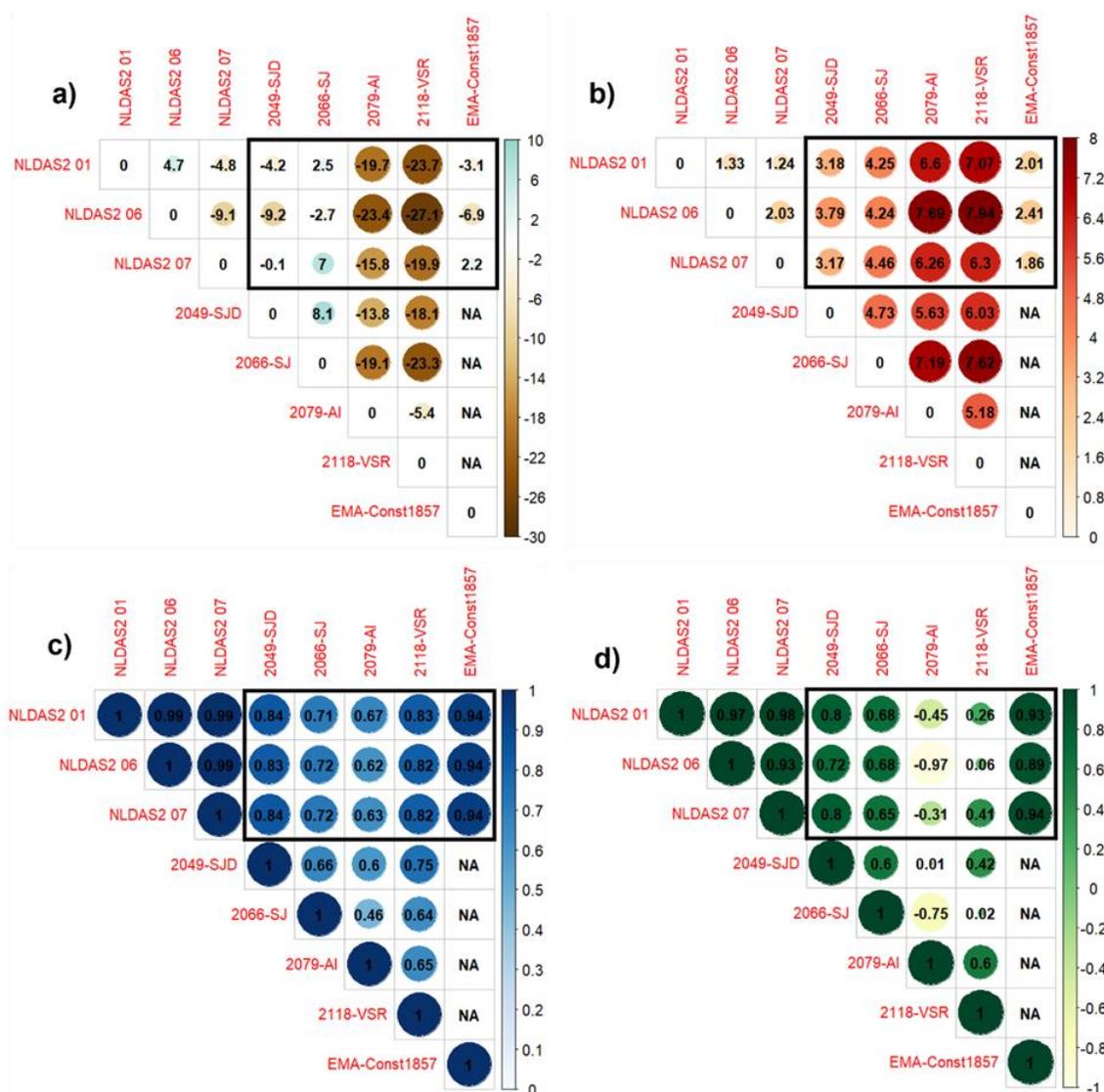


Figura 29. Valores de a) PBIAS (%), b) RMSE (°C), c) R² y d) NSE de la temperatura máxima diaria en las estaciones aledañas y los centroides de NLDAS-2 cercanos a estas. Los recuadros negros enmarcan los resultados de interés.

4.4.3 Temperatura mínima

La temperatura mínima anual en el periodo de estudio fue de 4.2 °C, con un mínimo histórico de 2.5 °C en el año 2000 y una máxima de 6.0 °C en 1981 (figura 30). Se registró una media invernal de -0.1 °C, mientras que la media en verano rondó los 9.5 °C. A escala histórica, se observó una tendencia de disminución en el periodo 1981-2001. En el transcurso de los años 2002 y 2003 se dio un incremento de las temperaturas mínimas, con una tendencia constante hasta el 2012. A partir del 2013, ocurrió otro cambio en la tendencia de la temperatura mínima con un incremento desde el 2016.

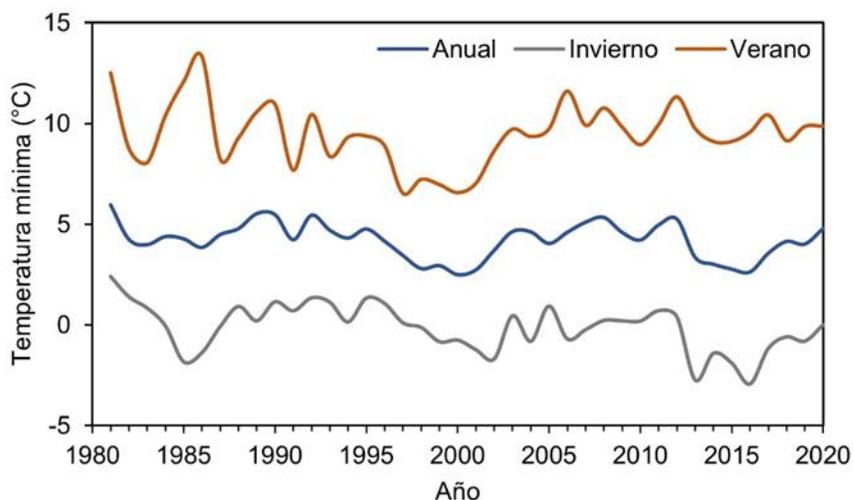


Figura 30. Temperatura mínima anual y estacional en el SBMON en el periodo 1981-2020.

Los valores p de la temperatura mínima diaria (figura 31) mostraron una tendencia de incremento desde marzo a agosto, alcanzando valores mayores a 0.5. A partir de septiembre, hubo una ligera disminución con valores rondando los 0.7, manteniéndose constante hasta octubre en las estaciones 2049-SJD y 2066-SJ/EMA-Const1857. Entre los meses de noviembre y diciembre se registró un contraste entre los valores p, yendo desde rangos mayores a 0.38 en el primer mes, hasta alcanzar uno de los umbrales mínimos en el segundo. El comportamiento de la temperatura mínima diaria posee una tendencia más fija durante el invierno, a diferencia del resto del año, superando ligeramente los 0.2 en 2049-SJD y 2079-AI.

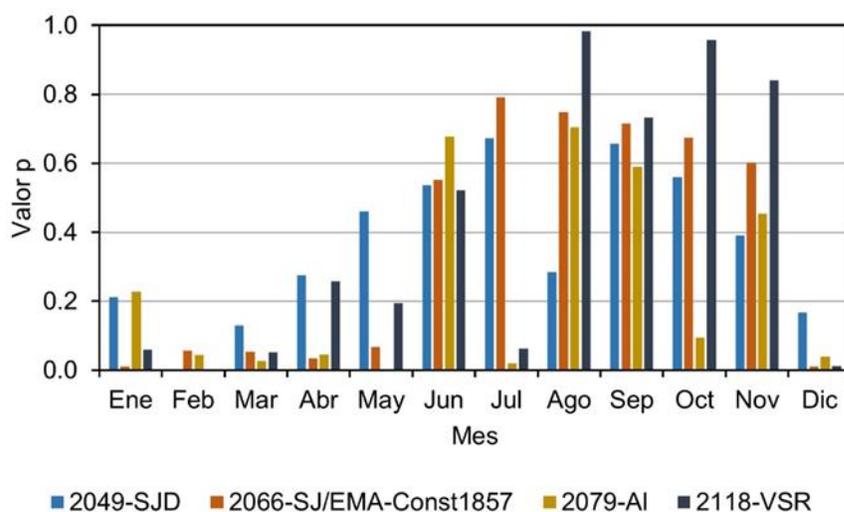


Figura 31. Valores p de la temperatura mínima diaria mensual de las estaciones aledañas al SBMON para el periodo 1981-2020.

La tendencia a 100 años de la temperatura mínima diaria fue negativa sobre los meses para la mayoría de las estaciones (figura 32). Las disminuciones se registraron desde 0.05 °C en verano hasta 0.70 °C en invierno. El mes de febrero presentó la tendencia con mayor disminución en todas las estaciones. A lo largo del año, 2049-SJD mostró las tendencias más pequeñas de disminución, con las más grandes en 2066-SJ/EMA-Const1857. Entre los meses de junio y noviembre se reportaron algunas tendencias de aumento, destacando las del mes de julio en las estaciones 2079-AI (0.45 °C) y 2118-VSR (0.60 °C). En el resto de las estaciones, las tendencias en dicho periodo no superaron los 0.20 °C.

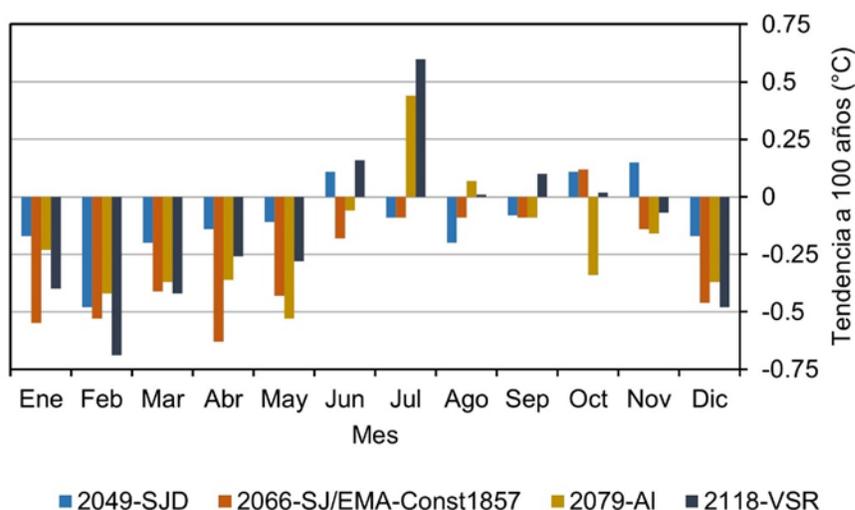


Figura 32. Tendencia a 100 años de la temperatura mínima diaria en las estaciones aledañas al SMBON.

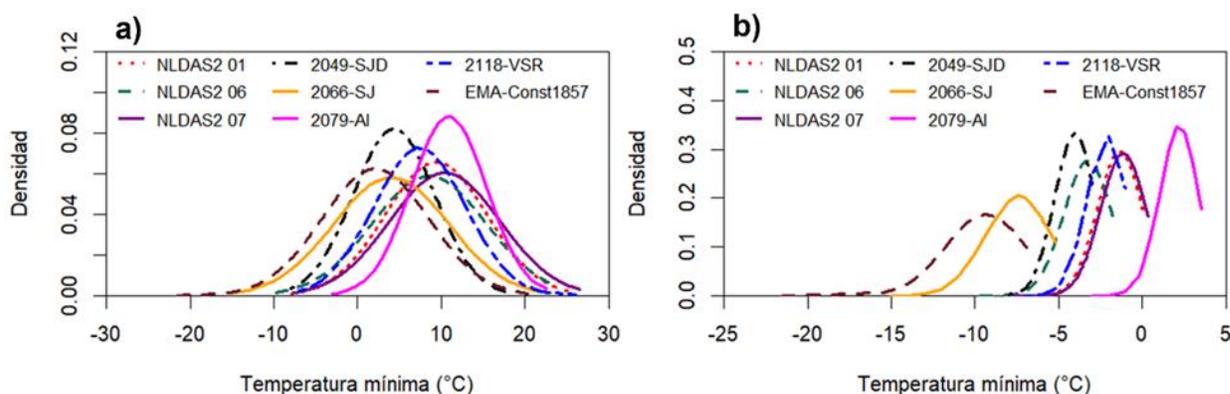


Figura 33. FDP de la temperatura mínima diaria a) histórica y b) registros menores al P05 de las estaciones aledañas y los centroides de NLDAS-2 cercanos a estas.

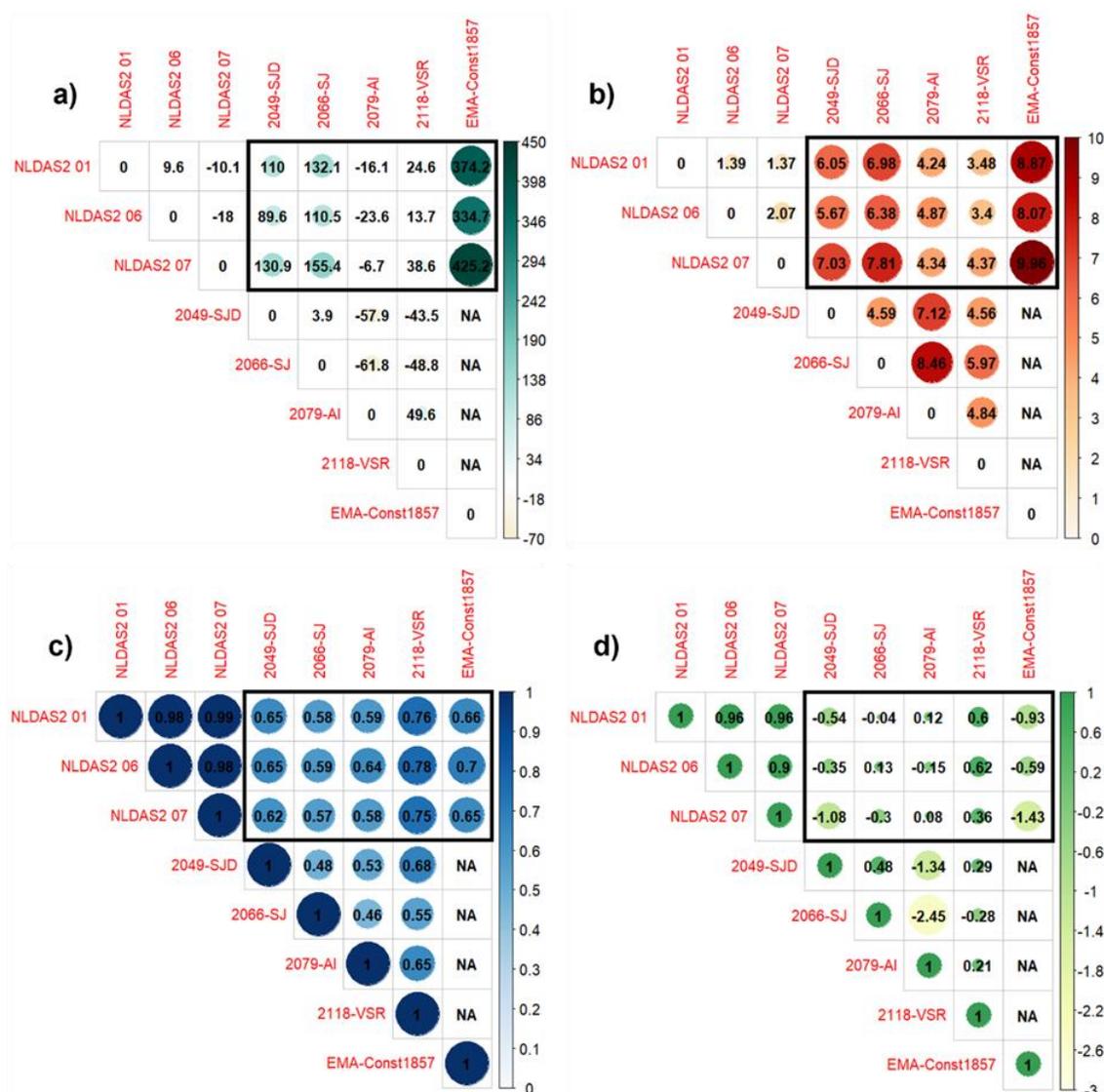


Figura 34. Valores de a) PBIAS (%), b) RMSE (°C), c) R² y d) NSE de la temperatura mínima diaria en las estaciones aledañas y los centroides de NLDAS-2 cercanos a estos. Los recuadros negros enmarcan los resultados de interés.

Con respecto a las FDP del histórico (figura 33a), todos los centroides de NLDAS-2 presentaron un comportamiento parecido con la mayoría de las estaciones aledañas. Solamente en los casos de 2049-SJD, 2066-SJ y EMA-Const1857 hubo un ligero desfase hacia valores más bajos de temperatura mínima diaria. En el caso de los P05 (figura 33b) las distribuciones mostraron asimetría y desfase entre los registros de las estaciones y los centroides de NLDAS-2. Los centroides 1 y 7 conformaron un primer par semejante, con una mínima extrema de -8 °C. El centroide 6 arrojó una tendencia semejante con la estación 2049-SJD, con un histórico de -10 °C. La estación 2079-AI tuvo la distribución con el mínimo extremo más alto, siendo de -2.5 °C. El comportamiento de 2118-VSR osciló entre el par NLDAS2-6 y del resto de centroides. Las estaciones 2066-SJ y EMA-Const18557 conformaron otro par, aunque con un desfase de 2.5 °C con relación

a los picos de máxima amplitud. La temperatura mínima extrema se encontró en la EMA-Const1857, siendo de $-21.5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Los resultados del PBIAS (figura 34a) mostraron una sobrestimación del modelo basado en los registros de las estaciones. La única excepción es la estación 2118-VSR, donde existe una ligera subestimación de datos. Los resultados del RMSE indicaron una representatividad de los registros en 2079-AI y 2118-VSR a partir del NDLAS2. Con el resto de las estaciones, se identificó un mayor desfase de hasta $10\text{ }^{\circ}\text{C}$. Los R^2 de los registros de temperatura mínima diaria fueron mayores a 0.55, implicando un ajuste aceptable de NLDAS hacia las estaciones del área de estudio. Los valores más altos se obtuvieron con respecto 2118-VSR (0.78). Los resultados de la NSE indicaron que el modelo es representativo sobre la estación 2118-VSR. Con el resto de las estaciones, la representatividad se ajustó más con base a la media histórica de los registros.

4.4.4 Evapotranspiración potencial

La figura 35a corresponde al ajuste de la ET por el método de Hargreaves-Samani (HS) hacia ET_0 generada usando método de Penman (PM). El valor de R^2 calculado fue de 0.943, implicando que la ET_{HS} tuvo una representatividad inicial muy buena en la determinación de la ET con relación a los datos de la EMA-Const1857. El rango de los valores entre 100 – 150 mm fue la zona con mejor ajuste. En cuanto al ajuste con el método de Thornthwaite (Thr), en la figura 35b se observa que este también fue muy efectivo para aproximar PM, con un R^2 de 0.8487. En este caso, el rango comprendido entre 50 – 75 mm mostró el mejor ajuste. Ambos modelos iniciales de ET fueron ajustados aplicando las pendientes registradas (0.6253 para HS y 1.1483 en Thr), y los modelos calibrados (HS-Cal y Thr-Cal) se incluyeron en el análisis estadístico.

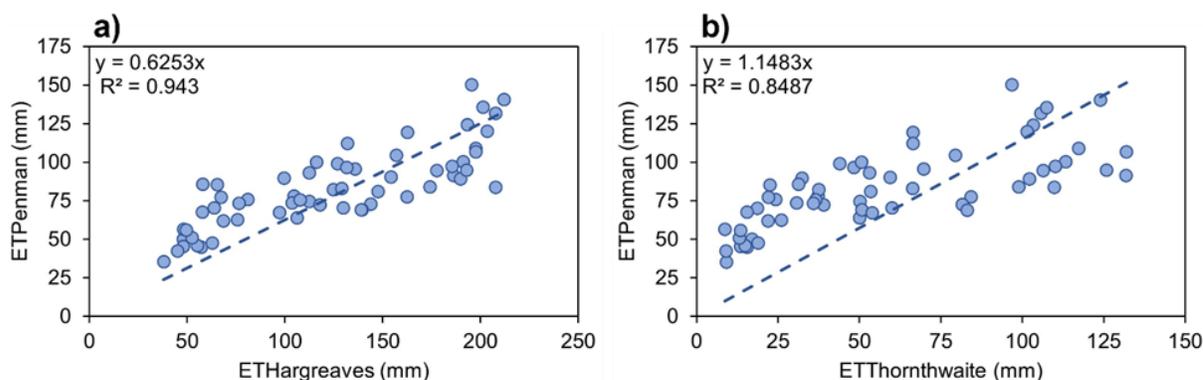


Figura 35. Ajuste hacia ET_{Penman} mensual, partiendo de a) $ET_{Hargreaves}$ y b) $ET_{Thornthwaite}$.

Las FDP de los modelos de ET se observa en la siguiente figura. La distribución de datos mensuales de HS mostró los valores más altos de ET, con el mayor desfase y la menor densidad en comparación con la distribución de PM. Con Thr se tuvo una sobreposición por la sección inferior de PM, con los valores más bajos de ET y una densidad mayor pero desfasada con relación a PM. Al considerar los modelos calibrados, HS-Cal resultó con una tendencia parecida a PM. Sin embargo, su distribución de densidad sigue siendo relativamente menor en relación con los datos de referencia. Con Thr-Cal se desfasó ligeramente con una tendencia parecida, pero con una distribución de densidad todavía menor que HS-Cal.

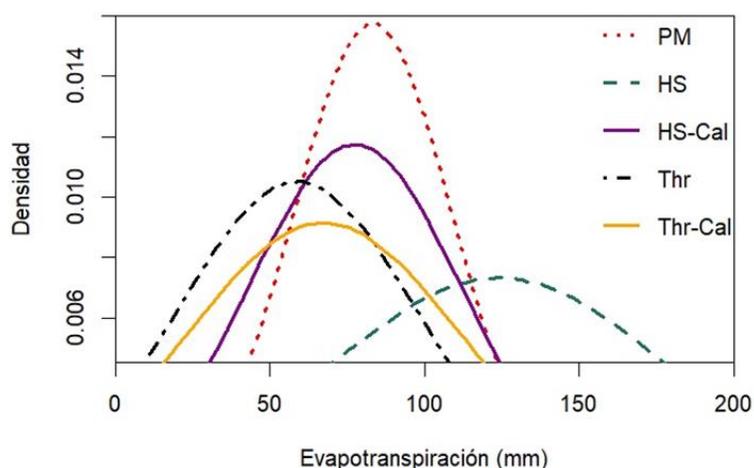


Figura 36. FDP del histórico de los modelos de ET mensual.

Los resultados estadísticos de los modelos de ET corresponden a la figura 37. En el caso del PBIAS, resultó interesante observar la sobrestimación de HS y la subestimación de Thr hacia PM. A partir de la calibración de los modelos, ambos tendieron a subestimar la ET_o , siendo HS-Cal el que ofreció una mayor aproximación al modelo.

Con el RMSE hubo un comportamiento parecido, donde resaltó la mejor representatividad de Thr en comparación a HS. La calibración benefició más a HS, al tener una mayor disminución del RMSE. En cambio, el cambio entre Thr y Thr-Cal apenas superó los 1.5 mm. Los resultados de R^2 no indicaron un cambio significativo, dado que las calibraciones son una representación proporcional de los modelos iniciales. HS apenas y es más preciso que Thr, aunque ambos modelos se encontraron en un rango intermedio. El comportamiento de la NSE fue semejante al RMSE, donde el mayor cambio se detectó en el ajuste de HS, siendo más representativo de la media histórica.

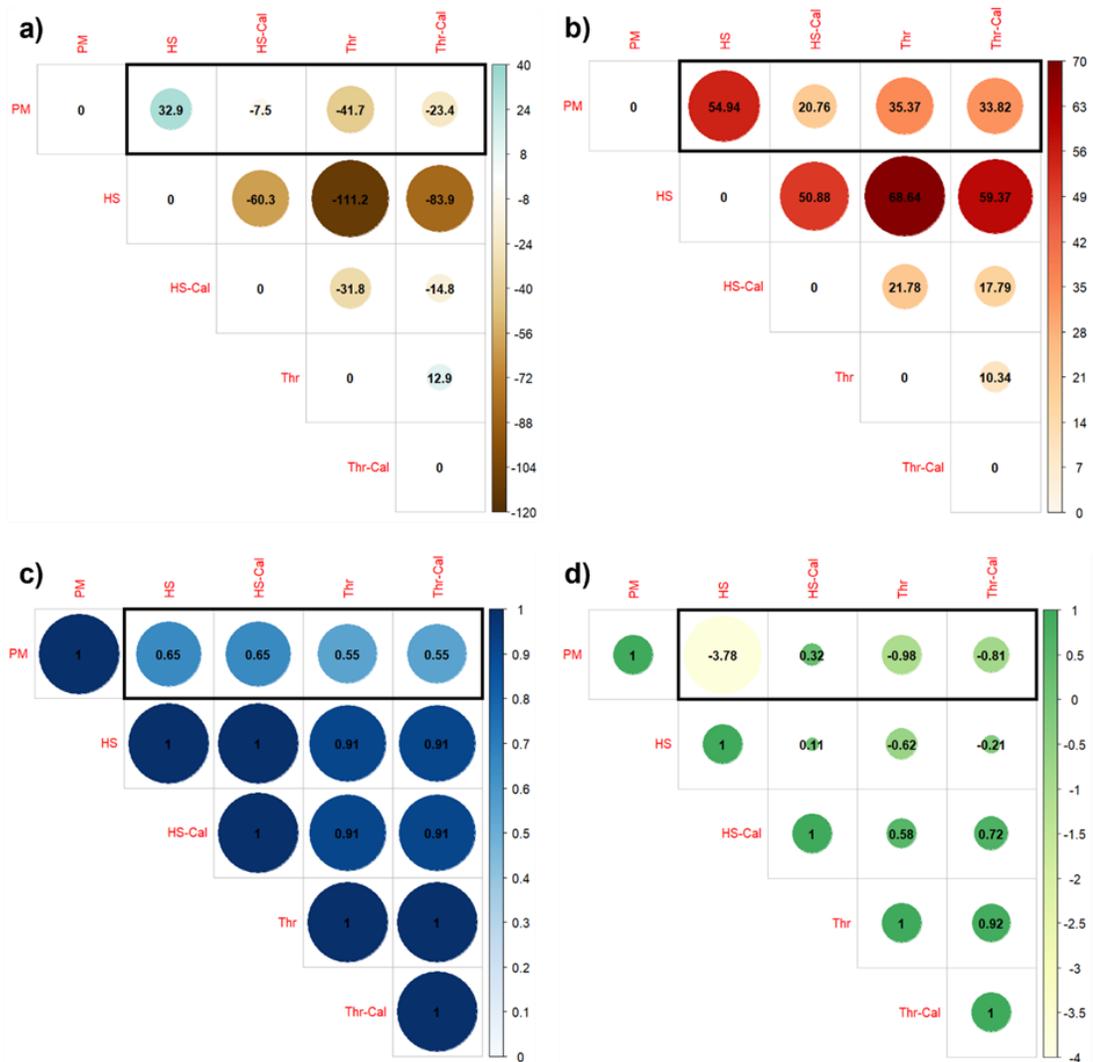


Figura 37. Valores de a) PBIAS (%), b) RMSE (mm), c) R² y d) NSE de los modelos de ET para el EMA-Const1857. Los recuadros negros enmarcan los resultados de interés.

A partir de los resultados estadísticos, se decidió por seleccionar HS-Cal en la representación de la ETP a nivel regional y se calcularon los valores por estación y microcuenca. La ETP anual a partir del método de Hargreaves – Samani es de 872.2 mm, siendo casi el doble del aporte por precipitación en el área de estudio. La ETP en invierno es de 111.5 mm/año, mientras que en verano rondó los 336.8 mm/año. Al derivarse de la temperatura, la ETP también reflejó una tendencia al incremento en la componente anual. Sin embargo, en las componentes estacionales se mantuvo sin variación alguna.

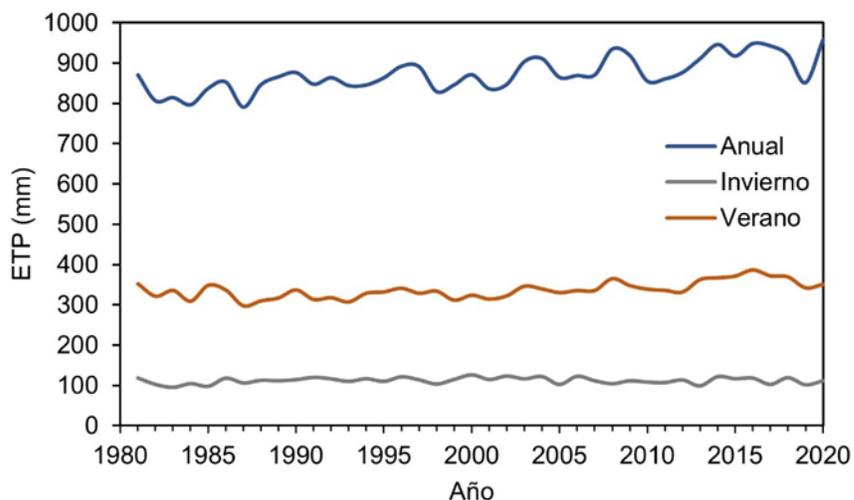


Figura 38. ETP anual y estacional obtenida con el método de Hargreaves-Samani en el SBMON en el periodo 1981-2020.

4.5 Comportamiento de la cobertura de vegetación

La distribución de vegetación a lo largo del SBMON comprendieron dos tipos de grupos. En el primer grupo está el chaparral de montaña, donde las especies de plantas superan el metro de altura. Este se encuentra distribuido en la parte baja del área de estudio, con algunas extensiones a lo largo de la parte alta.

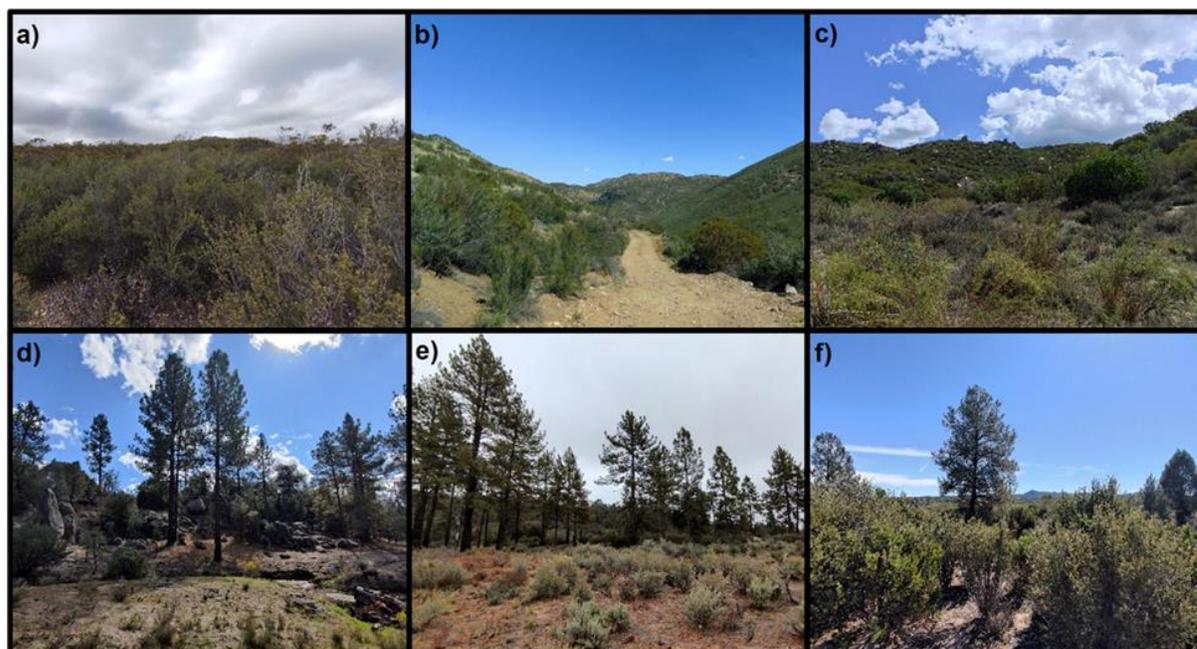


Figura 39. Vegetación promedio en a) Cerro Grande, b) El Barbón, c) El Ranchito, d) Laguna Hanson, e) Los Barrancos y d) Valle Redondo. Fotos capturadas durante las salidas a campo.

El segundo grupo está comprendido por el bosque de coníferas, conformado principalmente por especímenes de *Pinus Jeffreyi*. Esta abarca principalmente la parte alta del SBMON y al norte de las microcuencas El Barbón y El Ranchito. Uno de los aspectos más importantes al momento de la evaluación visual de la vegetación fue el hecho de la incidencia de precipitaciones entre ambas salidas a campo. Para más información, se puede consultar el acervo fotográfico desde el Anexo A.

El monitoreo de vegetación requirió de 36 años de escenas estacionales a lo largo de la constelación Landsat. De estas, solo se visualizaron 35 años debido al MDDI, que requiere la diferencia entre dos escenas a diferente tiempo. Las escenas individuales de NDVI y MDDI pueden consultarse en el Anexo C. En la siguiente figura se observan los comportamientos del NDVI durante la temporada húmeda (figura 40a) y seca (figura 40b). En ambas secuencias, los valores ajustados en las laderas con dirección hacia el norte registraron mayor verdor que aquellas con dirección al sur. A primera vista se identificó la falta de información en el periodo 1989-1991 durante la temporada húmeda, coincidiendo con una disminución abrupta del NDVI en la temporada seca en ambas direcciones de ladera. Desde 1992 se extendió un periodo de recuperación que llegó hasta el año 1998 de la temporada seca. A partir de la temporada húmeda de 1999 hasta el año 2008 se identificó un periodo de estrés en la vegetación. El periodo más reciente consistió en una mejora de las condiciones de vegetación desde el verano del 2008 hasta el 2020, con un cambio abrupto en el lapso 2015-2016 sobre la temporada húmeda.

Con respecto al MDDI, los promedios por laderas y el promedio regional tuvieron un comportamiento semejante durante la temporada seca. En la temporada húmeda (figura 40c), las laderas con dirección hacia el sur mostraron una menor amplitud que aquellas con dirección al norte. Por orden de magnitud, los cambios negativos abruptos (≥ 0.15) en la temporada húmeda comprendieron los periodos 2012-2013, 1999-2000, 2018-2019 y 1987-1988. Este último, junto con el periodo 1999-2000, fueron los cambios negativos más marcados sobre la serie de tiempo de la temporada húmeda (figura 40a). En cuanto a los incrementos abruptos, durante la temporada húmeda destacaron los periodos 2013-2014, 2008-2009 y 1997-1999. Los periodos de estabilidad (≤ 0.1) en la temporada húmeda comprendieron los periodos 1986-1987, 1993-1996, 2003-2006, 2009-2012 y 2014-2015. Los registros de la temporada seca (figura 40d) registraron un comportamiento parecido entre las direcciones por ladera y la media regional. Si se compara con el NDVI, la tendencia fue más paralela a diferencia con las series de tiempo de la temporada húmeda. Las disminuciones abruptas más destacables fueron los periodos 1998-1999, 1995-1996 y 2005-2007. Los incrementos abruptos de mayor amplitud abarcaron los periodos 1996-1998, 1989-1990 y 2002-2003. Mientras tanto, los únicos periodos de estabilidad entre las temporadas secas consistieron en 1990-1994 y 2011-2015.

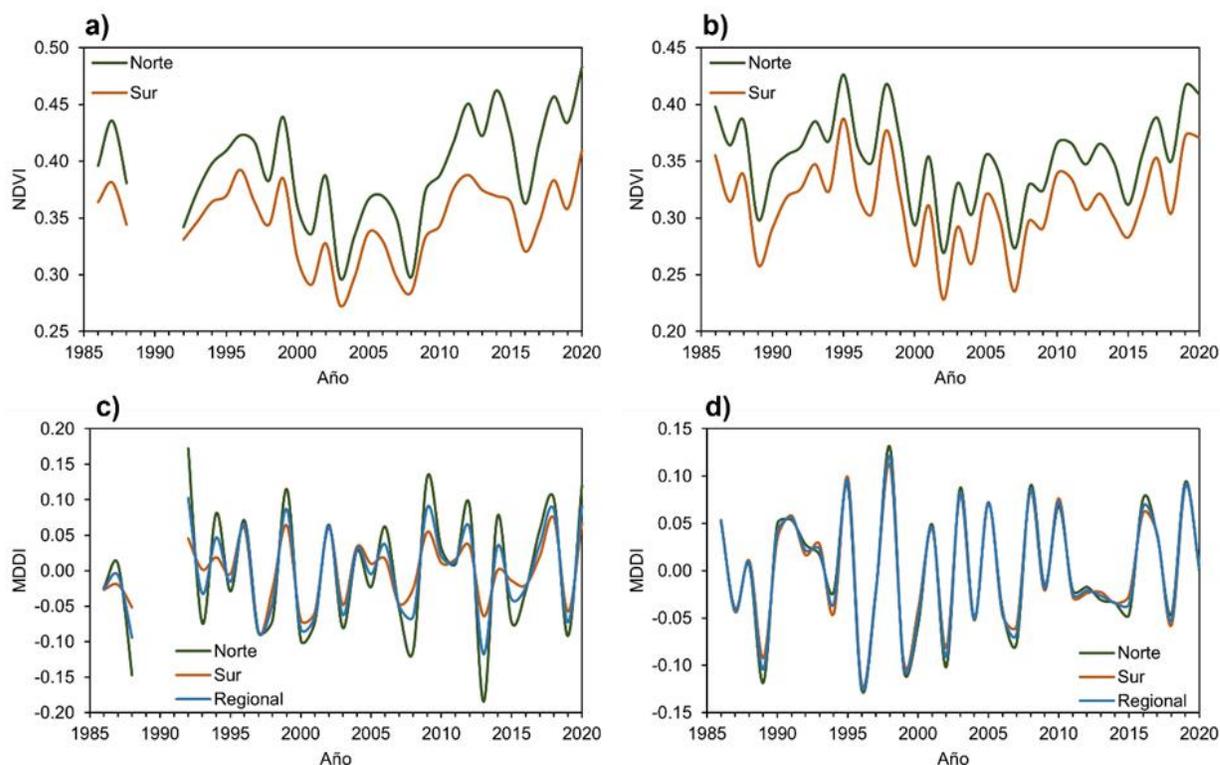


Figura 40. Series de tiempo del comportamiento anual por dirección de laderas del NDVI durante a) la temporada húmeda y b) temporada seca, así como del MDDI c) en temporada húmeda y d) temporada seca.

4.6 Balance hídrico directo

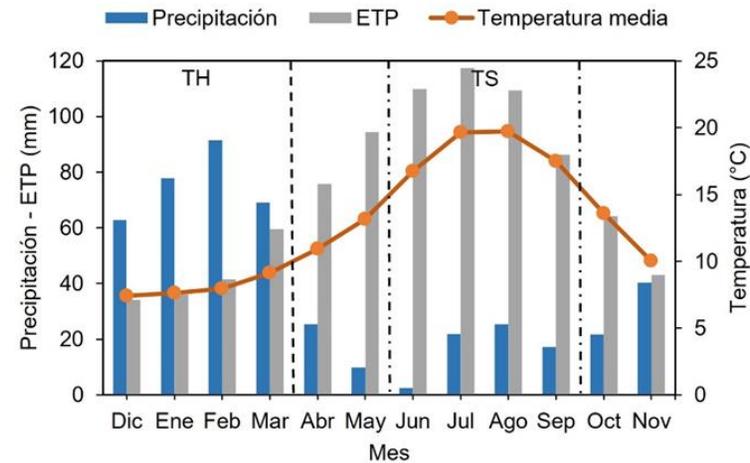
4.6.1 Regional

El volumen de entrada a partir de la precipitación fue de 465.4 mm/año. Considerando el área de estudio, el volumen de entrada consistió en 286.4 Mm³/año. La ETR en el área de estudio rondó los 435.7 mm/año, equivalente a 268.1 Mm³/año en términos de volumen. La diferencia entre el volumen precipitado y el evapotranspirado equivale al volumen descargado en el SBMON. Se calculó una contribución de descarga de 29.7 mm/año, igual a 18.3 Mm³/año en términos de volumen.

Derivado de las medias mensuales (figura 41), la temporada húmeda (TH, $P > ETP$) comprendió el periodo entre diciembre y marzo. La precipitación invernal tuvo mayor influencia en los meses de enero y febrero, alcanzando un máximo mensual de 91.5 mm. En la TH, la temperatura media y la ETP alcanzaron los valores mínimos de 7.4 °C y 34.2 mm/mes, respectivamente. Los meses de abril y mayo están considerados como los meses de transición hacia la temporada seca (TS, $P < ETP$), conformada por el periodo junio-septiembre.

Tabla 10. Balance hídrico directo en el SBMON correspondiente al periodo 1981-2020.

Mes	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Anual	Mm ³
P	62.9	77.8	91.5	69.0	25.4	9.9	2.4	21.9	25.3	17.2	21.8	40.3	465.4	286.4
ETP	34.2	36.1	41.6	59.7	75.8	94.4	109.9	117.5	109.4	86.3	64.2	43.1	872.2	536.7
P - ETP	28.8	41.7	49.9	9.4	-50.4	-84.6	-107.5	-95.6	-84.1	-69.1	-42.5	-2.8	-406.8	-250.3
R	28.8	70.4	100.0	100.0	49.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	348.7	214.6
VR	28.8	41.7	29.6	0.0	-50.4	-49.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
ETR	34.2	36.1	41.6	59.7	75.8	59.4	2.4	21.9	25.3	17.2	21.8	40.3	435.7	268.1
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	35.0	107.5	95.6	84.1	69.1	42.5	2.8	436.5	268.6
E	0.0	0.0	20.3	9.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	29.7	18.3
D	0.0	0.0	10.2	9.8	4.9	2.4	1.2	0.6	0.3	0.2	0.1	0.0	29.7	18.3

**Figura 41.** Normales climatológicas en el SBMON para el periodo 1981-2020. Las líneas punteadas marcan la separación entre las temporadas húmeda (TH), seca (TS) y de transición.

El mes de junio reportó la precipitación más baja (2.4 mm), mientras que el mes de julio registró el valor máximo de ETP. Además, durante este mes se presentó un repunte en la precipitación hasta alcanzar el valor máximo en la TS en el mes de agosto. Los meses de octubre y noviembre marcaron un incremento en la precipitación y disminución de la ETP en comparación al final de la TS. Es importante destacar que la precipitación en el mes de noviembre superó los valores de ETP en algunos años.

4.6.2 Microcuencas y estaciones

Los valores obtenidos en los BHD para cada microcuenca y estación se incluyeron en el Anexo D. Sus respectivas normales climatológicas se pueden consultar en el Anexo E.

4.7 Modelos de curvas numeradas

4.7.1 Clasificación supervisada

El código correspondiente a la clasificación supervisada y algunos datos resultantes se puede consultar en el anexo F. Con la clasificación supervisada, se observó que la mayor parte del bosque de coníferas se encuentra en la parte alta del SBMON. No obstante, las coberturas de suelo y rocas expuestas muestran una considerable distribución a lo largo del área de estudio. La vegetación herbácea (chaparral de montaña y pastizal) es la cobertura dominante sobre la parte baja y gran parte considerable en la alta, como se observa en la figura 42.

Tabla 11. Distribución de los tipos de cobertura en el área de estudio por porcentaje y área.

Tipo de cobertura	Cobertura (%)	Área (km ²)
Cuerpo de agua	0.07	0.42
Suelo expuesto	5.12	31.48
Roca expuesta	1.80	11.10
Vegetación herbácea	64.10	394.43
Vegetación de Encino - Aspen	0.81	4.98
Vegetación de Pino - Enebro	28.10	172.94

En términos de porcentaje (tabla 11), se tuvo que la vegetación herbácea cubrió 64.10 % del SBMON. Le siguieron la vegetación de pino – encino (bosque de coníferas) y el suelo expuesto, con 28.10 % y 5.12 %, respectivamente. Las rocas expuestas se extendieron sobre ~1.80 % del área de estudio, mientras que la vegetación de encino – aspen y los cuerpos de agua solo abarcaron 0.81 % y ~0.07 % cada uno.

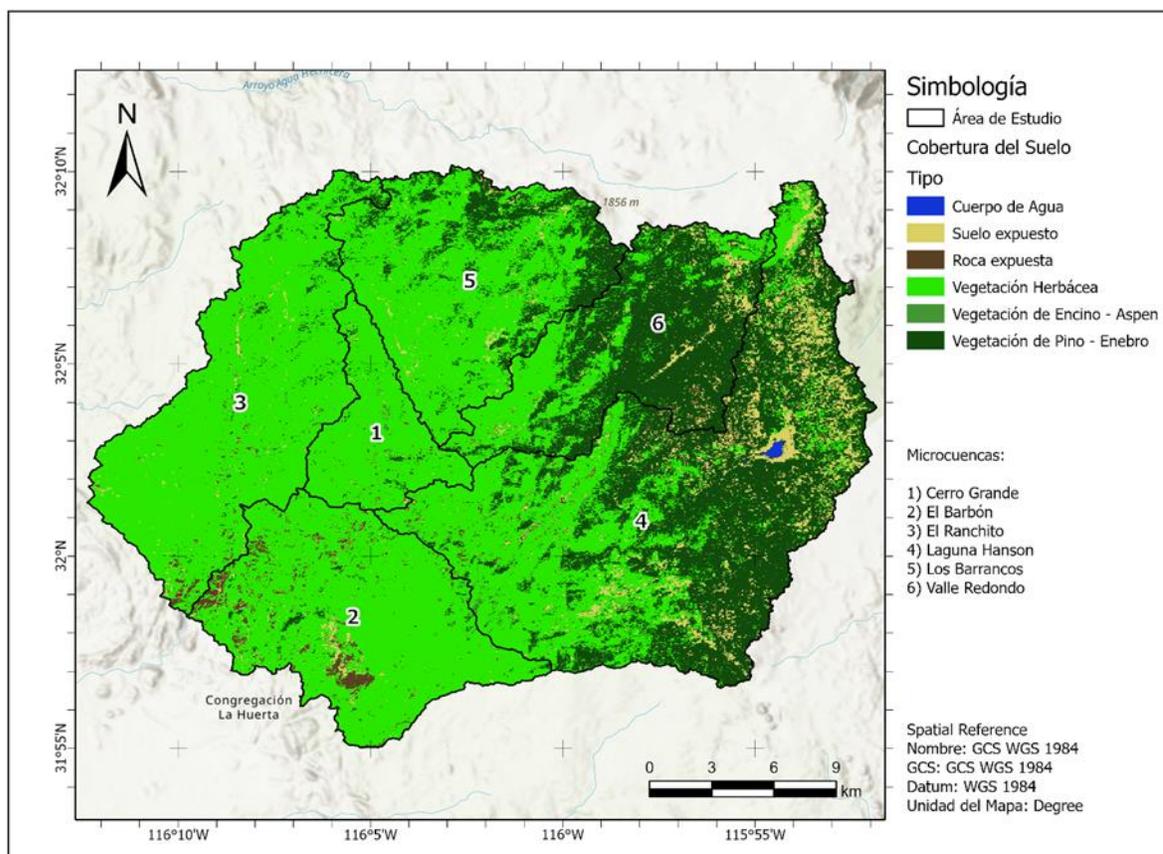


Figura 42. Distribución de coberturas a lo largo del SBMON para el periodo invernal 2022-2023.

4.7.2 Modelos regionales

Los modelos de CN generados mostraron un contraste del potencial de escurrimiento en comparación al GCN250. Hubo un mayor potencial de escurrimiento en el modelo A, mientras que el modelo B tuvo un mayor potencial de infiltración (figura 43). En cuanto al GCN250, se detectaron secciones con potencial de infiltración en las microcuencas Laguna Hanson, Valle Redondo y la porción norte de El Ranchito. Sin embargo, en una porción de la cobertura de la Laguna Hanson no registró información asignada dentro del modelo. El resto de la región bajo el GCN250 mostró un potencial de escurrimiento entre considerable y alto. Por otro lado, las zonas de mayor potencial de infiltración en los modelos se ubicaron sobre las

microcuencas Laguna Hanson, Los Barrancos y Valle Redondo. El resto del SBMON arrojó una tendencia hacia el escurrimiento, siendo mayor en el modelo A.

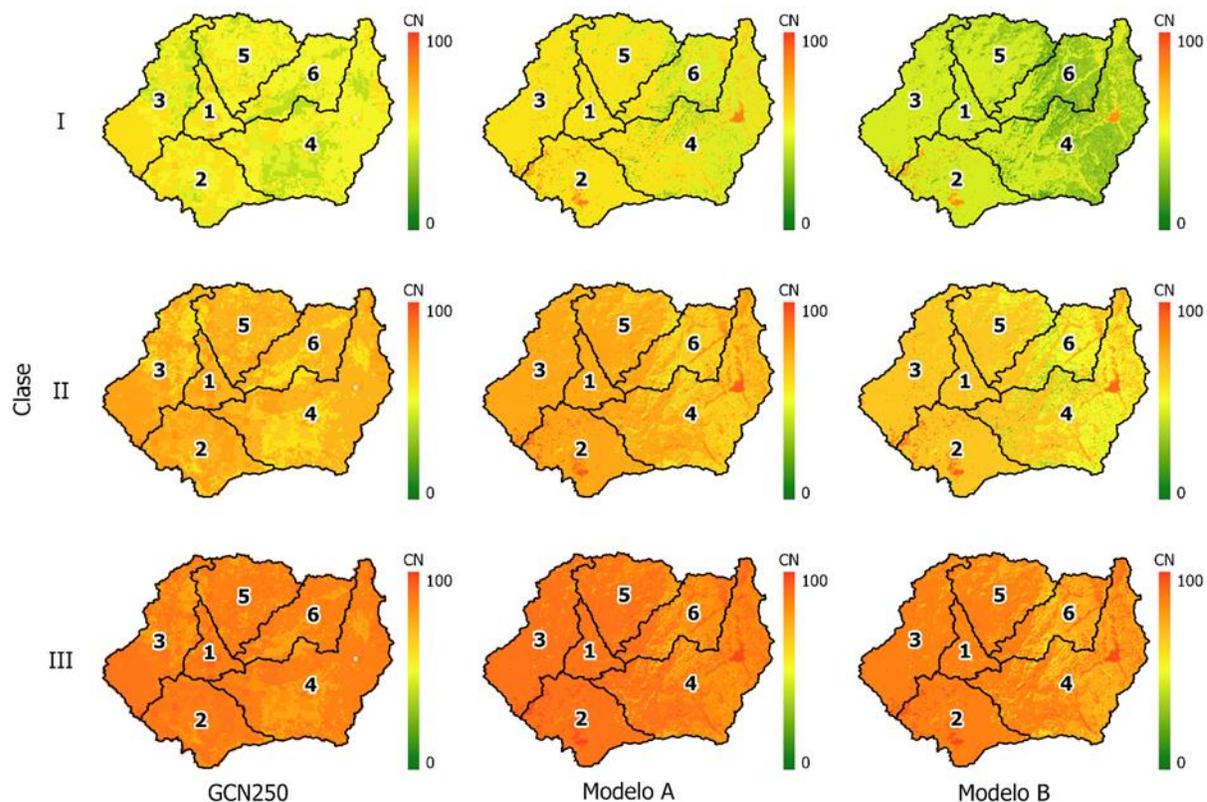


Figura 43. Distribución de las curvas numeradas por diferente CPH y modelo.

Con base en la clase II de la CPH (tabla 12), el GCN250 mostró un rango de 59.00-83.00 y una CN media de 71.13 a nivel regional. En los modelos generados se observó un mayor rango de CN con una marcada diferencia asociada con la I_a . En el modelo A se obtuvo una distribución entre 29.58 y 94.63, con una media regional de 72.73. Con el modelo B, los valores rondaron de 16.41 a 93.52 y se estimó una media regional de 62.57. Estadísticamente, el modelo A aportó la mayor cantidad de escurrimiento, mientras que el modelo B tuvo la menor cantidad.

A partir de los resultados de precipitación y siguiendo los lineamientos de la tabla 2, se asignaron los meses correspondientes a las épocas de desarrollo de vegetación. La época de crecimiento se delimitó en el periodo noviembre-abril, mientras que la época durmiente se ajustó al periodo mayo-octubre. Partiendo de esto, se generaron los modelos de escurrimiento anuales (figura 44). La contribución hídrica desde el modelo GCN250 consistió en 14.9 mm/año, equivalente a 9.2 Mm³/año en términos de volumen. El

modelo A fue el de mayor aporte de escurrimiento, con 17.7 mm/año (10.9 Mm³/año). El escurrimiento derivado del modelo B solamente formó 7.6 mm/año (4.7 Mm³/año), siendo así el modelo con menor escurrimiento. En términos de porcentajes, los modelos de escurrimiento arrojaron una contribución de 1.6 % (modelo B), 3.2 % (GCN250) y 3.8 % (modelo A) con respecto a la precipitación anual.

Tabla 12. Estadística de los modelos de curvas numeradas a escala regional.

Modelo	Clase	Q			
		Max	Min	Media	σ
GCN250	I	67.00	39.00	52.51	6.47
	II	83.00	59.00	71.13	5.78
	III	93.00	77.00	85.29	3.87
A ($I_a=0.2$)	I	87.11	9.62	54.68	9.40
	II	94.63	29.58	72.73	8.06
	III	98.11	47.51	86.97	5.52
B ($I_a=0.05$)	I	82.74	3.89	40.40	10.30
	II	93.52	16.41	62.57	10.41
	III	98.04	32.19	82.56	7.80

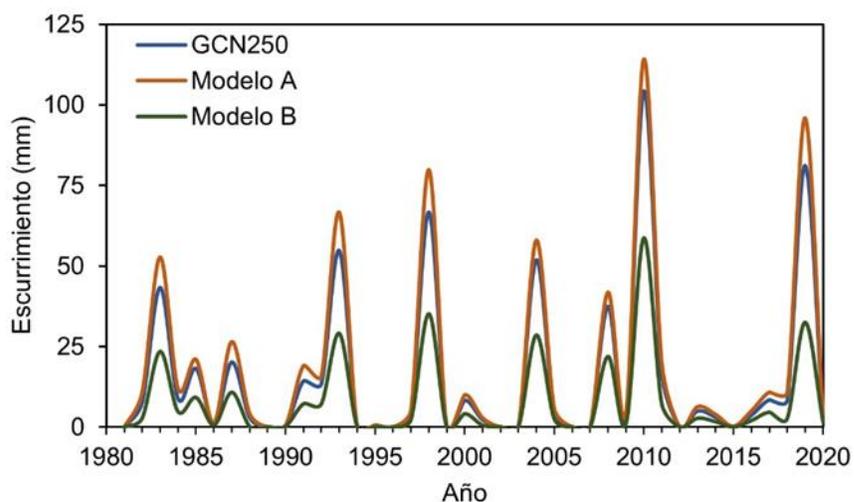


Figura 44. Escurrimiento anual por modelo en el SBMON en el periodo 1981-2020.

Durante la década de 1980 hubo un aporte anual menor a los 55 mm con base al modelo A, destacando que los años 1981 y 1989 no tuvieron formación de escurrimientos en ninguno de los modelos evaluados.

En la década de 1990 se mostró un incremento gradual del escurrimiento anual hasta 1993, teniendo un periodo de aporte inferior a los 0.6 mm anuales entre 1994 y 1996. Se dio otro incremento que acaba en el año 1999 con cero aporte de escurrimiento. La década de los 2000 se caracterizó por un ciclo conformado por años con aporte seguido por años sin aporte de escurrimiento. En el año 2010 se detectó la mayor cantidad de escurrimiento del periodo de estudio, con 114.1 mm (70.2 Mm^3) en el modelo A. Le siguió un periodo de mínimo aporte comprendido desde el 2012 hasta el 2016, donde el escurrimiento en el modelo A no superó los 6.3 mm anuales. Desde el 2017 se generó un incremento hasta alcanzar un aporte de 95.9 mm (59.0 Mm^3) en el 2019. Sin embargo, en el año 2020 volvió a registrar un aporte mínimo de 3.9 mm sobre el modelo A.

Observando las tendencias estacionales en la figura 45, se identificó una mayor formación de escurrimiento en verano durante la década de 1980, a diferencia con el invierno. El mayor aporte se concentró en los años 1982-1984, terminando en el primer año sin generación de escurrimiento anual (1985). En los años posteriores, no se volvió a presentar un aporte de escurrimiento en verano hasta el año 2014 (3.9 mm con respecto al modelo A). Con el escurrimiento formado en invierno existió una contribución menor y nula en los primeros hasta el año 1987. En los años siguientes se presentó una tendencia a compensar mayoritaria o completamente al escurrimiento anual, destacando los años 1993, 2010 y 2017 con el 100 % del aporte anual. Cabe resaltar los casos de desfase (2009 y 2020) asociados a los intervalos considerados para la precipitación estacional.

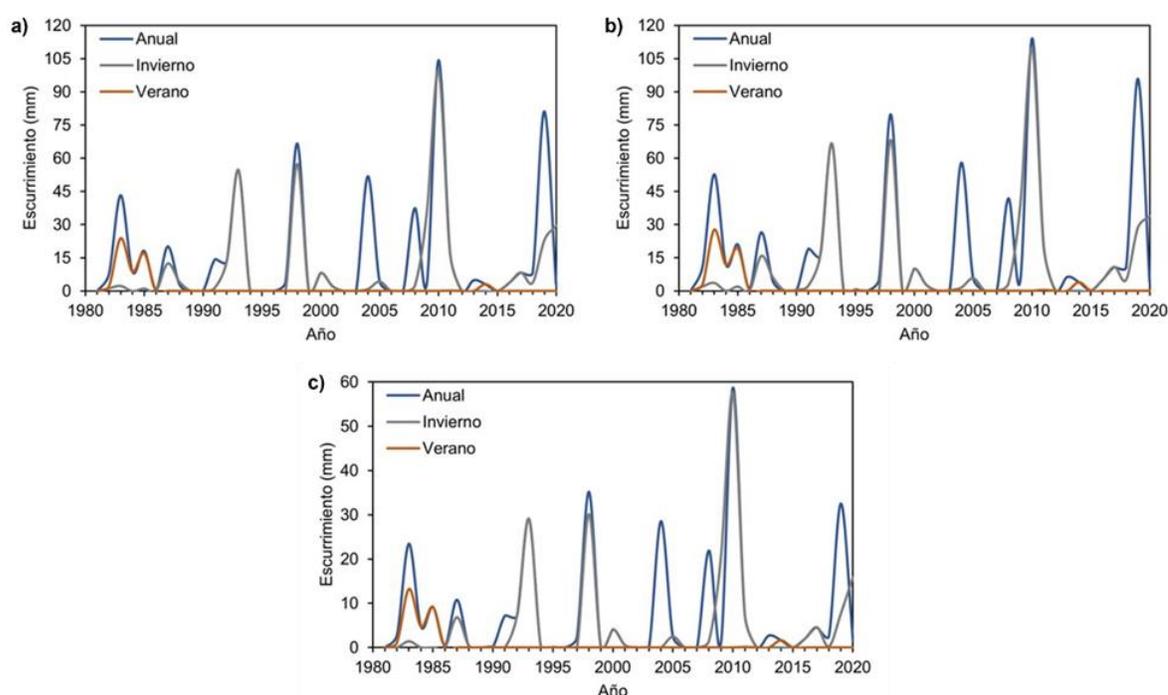


Figura 45. Comparación entre escurrimiento anual y estacional a partir de los modelos a) GCN250, b) A y c) B.

Desde la perspectiva mensual (figura 46), la temporada húmeda comprendió la mayor contribución de escurrimiento. El mes de enero fue el de mayor contribución en todos los modelos evaluados con 1.5-3.3 Mm³ de formación en término de volumen. Marzo tuvo la menor contribución dentro de la temporada húmeda, con un rango de 0.4 Mm³ a 1.0 Mm³. En el intervalo abril-junio se detectó un periodo con aporte nulo de escurrimiento, coincidiendo con el periodo de transición e inicio de la temporada seca. En el mes de julio hubo un ligero repunte con un máximo de escurrimiento en el mes de agosto, rondando los 0.2-0.5 Mm³. En septiembre tenemos el escurrimiento mínimo a escala mensual dentro del área de estudio, siendo de ~0.1 Mm³ en los modelos GCN250 y A. En el periodo de transición hacia la temporada húmeda hubo un repunte en los valores de escurrimiento mensual. La principal característica de este periodo es que en el mes de octubre se mostró un aporte superior al mes de marzo, pero menor al formado en diciembre.

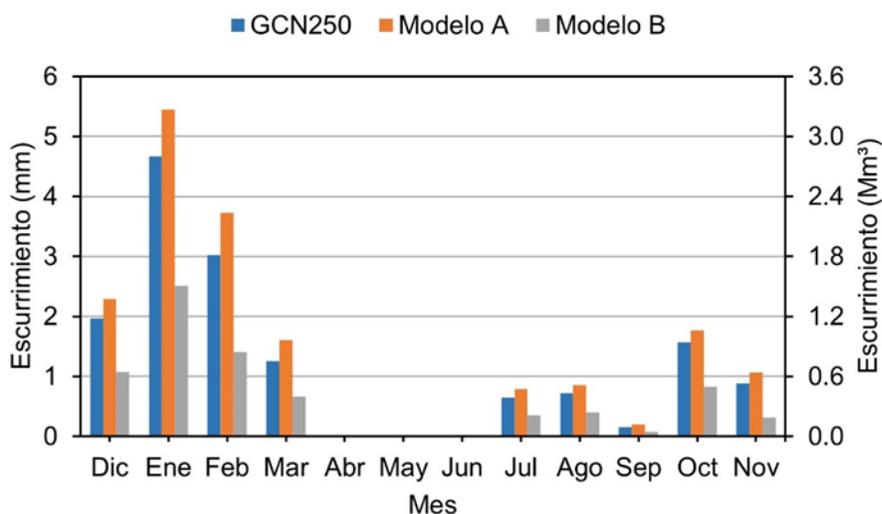


Figura 46. Aporte mensual de escurrimiento por cada modelo aplicado en el SBMON.

Con base a las CN estimadas en el área de estudio, se calcularon los valores mínimos de precipitación necesarios para generar 1 mm de escurrimiento (P_{min}). Así, se contaron el total de eventos de precipitación que cumplieron con la condición dentro del registro histórico (tabla 13). En cuanto a la clase I, el modelo GCN250 requirió una P_{min} de 61.6 mm, en el modelo A fueron necesarios 57.1 mm y en el modelo B debió llover un mínimo de 95.9 mm. Los dos primeros modelos solo mostraron un evento que superaron P_{min} en la época durmiente el 20 de octubre del 2004. Este fue el evento máximo histórico en dicha época, implicando que en el modelo B no hubiese eventos que cumpliera con P_{min} . En la época de crecimiento, los modelos registraron 14, 17 y 2 eventos, respectivamente. El máximo histórico en esta temporada fue

de 112.3 mm, detectado el 20 de noviembre del 2019. Con la clase II de las CN, los valores de P_{\min} necesarios fueron 31.3 mm (GCN250), 29.3 mm (A) y 42.7 mm (B). Entre las épocas de desarrollo se observó una relación durmiente/crecimiento desde $\sim 1/10$ (A) hasta $\sim 1/5$ (B). La frecuencia de eventos con la clase III son mayores al obtenerse P_{\min} iguales a 15.9 mm (GCN250), 14.3 mm (A) y 18.4 mm (B). La relación de frecuencia entre las épocas rondó entre $\sim 1/6$ (B) y $\sim 1/4$ (A).

Tabla 13. Distribución total de P_{\min} por modelo de CN para generar 1 mm de escurrimiento por época de desarrollo de la vegetación, sobre el SBMON.

Modelo	Clase	P_{\min} ($Q=1$ mm)	Total de eventos $\geq P_{\min}$	
			Época durmiente	Época de crecimiento
GCN250	I	61.6	1	14
	II	31.3	9	74
	III	15.9	56	273
A	I	57.1	1	17
	II	29.3	10	92
	III	14.3	72	317
B	I	95.9	0	2
	II	42.7	7	33
	III	18.4	43	218

4.7.3 Modelos por microcuencas

Las estadísticas de los modelos de CN a nivel microcuenca están disponibles en el Anexo G. Los escurrimientos anuales por microcuencas de la figura 47 arrojaron un comportamiento parecido a la tendencia regional. La microcuenca Laguna Hanson registró la mayor contribución anual en todos los modelos, con 4.12 $Mm^3/año$ (GCN250), 4.54 $Mm^3/año$ (A) y 1.84 $Mm^3/año$ (B). Bajo el modelo GCN250, la microcuenca Valle Redondo fue la segunda con mayor aporte (1.60 $Mm^3/año$). Le siguieron las microcuencas El Ranchito (1.51 $Mm^3/año$), Los Barrancos (1.39 $Mm^3/año$), El Barbón (0.97 $Mm^3/año$) y Cerro Grande (0.59 $Mm^3/año$). En el caso del modelo A se tuvo una diferencia de aportaciones, siendo la microcuenca El Ranchito la segunda de mayor contribución (2.16 $Mm^3/año$). Le siguieron las microcuencas Los Barrancos (1.69 $Mm^3/año$), Valle Redondo (1.53 $Mm^3/año$), Cerro Grande (1.47 $Mm^3/año$) y El Barbón (1.34 $Mm^3/año$). Con el modelo B, El Ranchito reportó el mayor escurrimiento después de Laguna Hanson, con 0.98 $Mm^3/año$. Le siguieron las microcuencas Los Barrancos (0.72 $Mm^3/año$), El Barbón (0.64

Mm³/año), Valle Redondo (0.59 Mm³/año) y Cerro Grande (0.32 Mm³/año). Comparando entre los modelos, la microcuenca Los Barrancos fue la única que presentó un valor más alto en el modelo GCN250. El resto de las microcuencas mostraron los aportes anuales más altos desde modelo A.

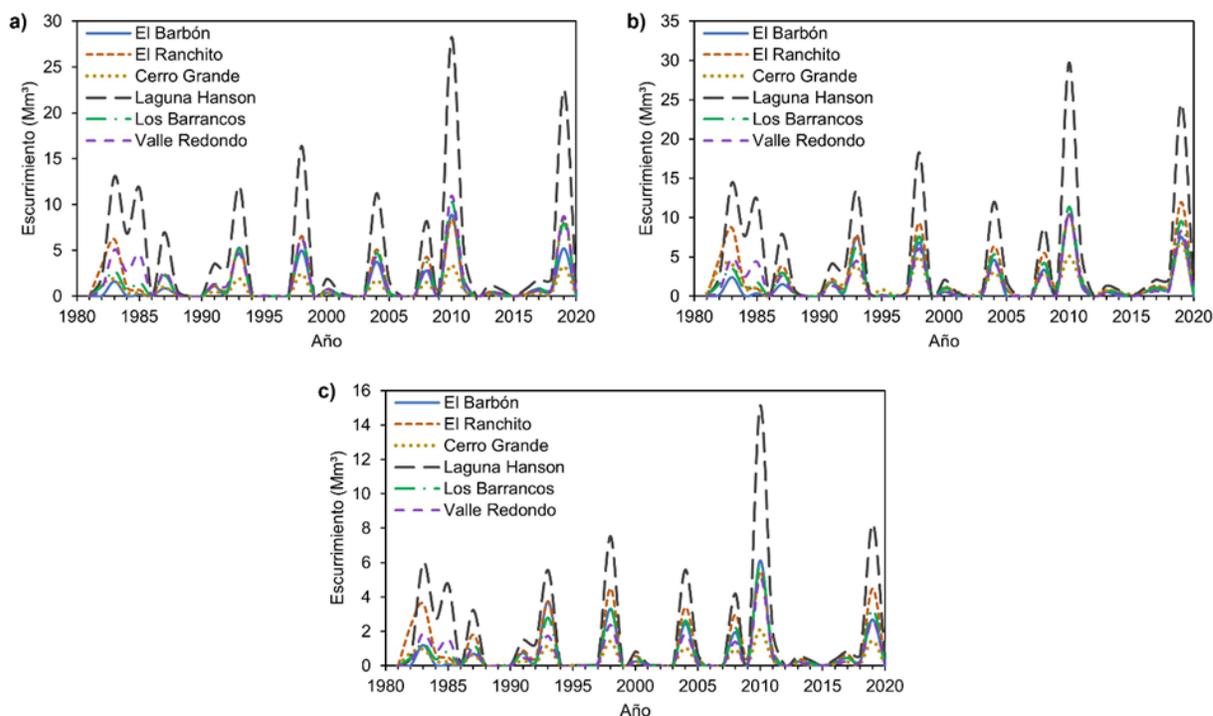


Figura 47. Escurrimiento anual a nivel microcuenca en el periodo 1981-2020 a partir de los modelos a) GCN250, b) A y c) B.

La distribución mensual del escurrimiento por microcuenca mostraron un cierto parecido con el comportamiento regional. En términos de lámina de precipitación, la microcuenca Cerro Grande (figura 48a) registró el mayor aporte con un escurrimiento invernal extendido hasta el mes de abril con el modelo A. Sin embargo, su contribución fue mínima en términos de volumen. En el caso de El Barbón (figura 48b) el periodo de aporte nulo se extendió hasta el mes de julio. Los meses de enero y febrero en El Ranchito (figura 48c) tuvo la diferencia más pequeña entre ellos, siendo menor a 10,000 m³ tanto en A como en B. Las diferencias entre GCN250 y A sobre Laguna Hanson (figura 48d) no rebasaron los 100,000 m³, y el valor ajustado con el modelo B apenas superó el 40 % de lo registrado con el GCN250. En términos de volumen, los escurrimientos mensuales en Los Barrancos (figura 48e) fueron parecidos a los observados en El Ranchito. Los aportes entre GCN250 y A para Valle Redondo (figura 48f) indicaron una diferencia de ~10,000 m³ entre modelos.

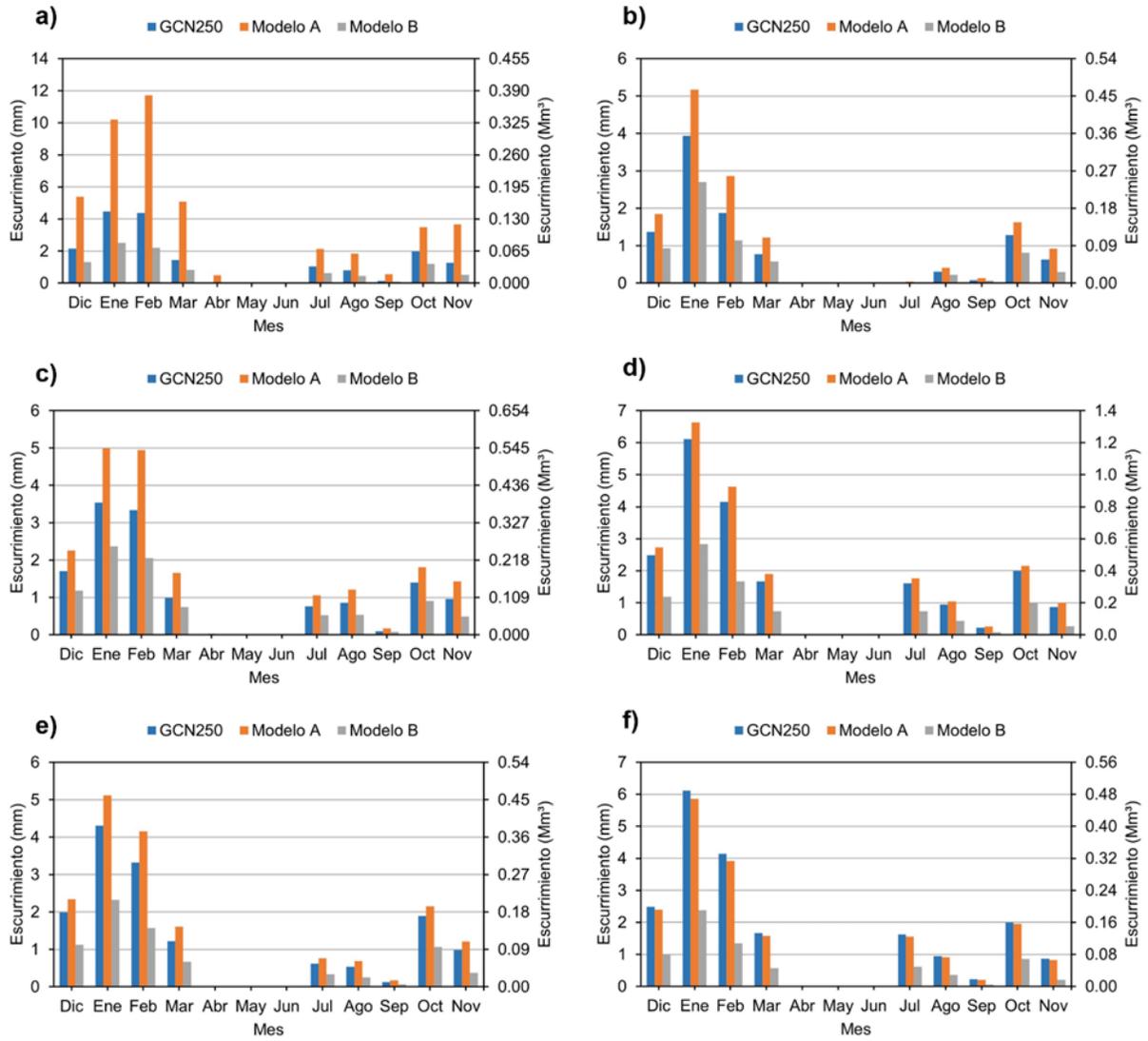


Figura 48. Aporte mensual de escurrimiento por cada modelo aplicado en a) Cerro Grande, b) El Barbón, c) El Ranchito, d) Laguna Hanson, e) Los Barrancos y f) Valle Redondo.

Capítulo 5. Discusión

5.1 Propiedades físicas del suelo

Los accesos por terracería en el área de estudio facilitaron la planeación de las salidas a campo. Sin embargo, el acceso a algunas de las regiones con condiciones óptimas de muestreo se vio limitado por cuestiones del estado de los caminos, variaciones abruptas de pendiente y restricciones de los locatarios. En cuanto a las condiciones climáticas durante las salidas a campo, no se presentaron inconvenientes. Sin embargo, en ambas salidas de campo no hubo registros de los parámetros climáticos por parte del EMA, limitando parte de la interpretación de los resultados.

Con relación a los resultados de infiltración, en la figura 15 se observa que la mayoría de las pruebas mostraron una capacidad de infiltración mayor a los 50 mm/h. Comparando con los resultados obtenidos por Del Toro-Guerrero (2012) sobre la subcuenca El Mogor (subcuenca Valle de Guadalupe), los promedios por microcuencas (tabla 6) superaron por mucho la media regional en El Mogor. Esta diferencia está presente también en los resultados de conductividad hidráulica, donde los promedios por microcuenca (tabla 9) son mayores a la media reportada en El Mogor (2.1 m/día). Solamente algunos de los valores registrados en las microcuencas Laguna Hanson y Valle Redondo tuvieron un comportamiento parecido a la tendencia detectada en El Mogor. El contenido de humedad gravimétrico en las muestras infiere que las precipitaciones ocurridas previo o durante las salidas a campo no fueron de gran magnitud, por lo que el ruido asociado a la saturación del suelo fue mínimo.

El gran contraste de los resultados entre el SBMON y El Mogor radica en las propiedades físicas del suelo. Ambas regiones poseen suelos con composición areno franco, aunque en el SBMON existen suelos arenosos, franco arenosos y franco arcillo arenosos. Un factor importante al considerar es el hecho de esperar una concentración considerable de gravas en el suelo debido al ambiente de montaña en la región. Aunque los valores de porosidad en ambas regiones rondaron en una tendencia parecida (25-39 % en El Mogor), se observó que la composición textural de los suelos en el SBMON es uniforme a lo largo de sus perfiles. La transición del chaparral de montaña hacia el bosque de coníferas y el grado de meteorización de las rocas expuestas en función de la elevación nos permite comprender las diferencias registradas entre los resultados de la parte baja y la parte alta, así como aquellas en El Mogor. A mayor elevación, hay un aumento del contenido de materia orgánica por el aumento de la densidad forestal y la presencia de

vegetación perenne, lo cual disminuye la capacidad de infiltración. La conductividad hidráulica y el porcentajes de arenas también se ven disminuidos conforme aumenta la elevación. Estos factores conforman un conjunto de condiciones iniciales en la formación de escurrimiento.

Otro aspecto importante en el área de estudio consiste en la deposición de nieve. Al limitarse a la parte alta del SBMON, se tendrá una disminución en la capacidad de infiltración durante la temporada de nevadas, extendiéndose en función de la magnitud de esta. El derretimiento de la nieve infiere un aumento en el contenido de humedad del suelo previo a la temporada seca, así como una mayor meteorización sobre la parte alta, aumentando la formación de sedimentos de origen fluvial. Esto deriva en el aumento del aporte de sedimentos hacia la parte baja del SBMON y al valle de Ojos Negros. Los habitantes y las autoridades locales comentaron que la presencia de nieve en el Parque Nacional Constitución de 1857 varía con los años, habiendo temporadas invernales sin presencia de nevadas. No obstante, no hay un sistema de monitoreo especializado en la nieve por parte de las autoridades correspondiente.

5.2 Variables climáticas

Los resultados de precipitación anual superaron los valores reportados en otros trabajos dentro de la cuenca Guadalupe (Ponce et al., 1999; Minnich et al., 2000; Hallack-Alegría et al., 2012; López-Lambraño et al., 2020), así como aquellos realizados en otras subcuencas dentro de la misma (Moraila-Martínez, 2010; Del Toro-Guerrero, 2012). Solamente la media anual calculada por Molina-Navarro et al. (2015) para la subcuenca Ojos Negros se aproximó a los resultados de este trabajo. Desde la perspectiva estacional, se observó la influencia convectiva y orográfica por parte de la Sierra de Juárez (Minnich et al., 1997, Minnich et al., 2000) hacia la formación de precipitación a lo largo del año. Esto se argumenta con el hecho de que el porcentaje de lluvias de verano en este trabajo es mayor en comparación con otros estudios. Con las temperaturas máximas y mínimas, la variación de altitud arrojó una oscilación térmica diaria relativamente mayor y una oscilación mensual menor, contrastando con el resto de la cuenca Guadalupe. Este factor también se reflejó en el comportamiento de la ETP, con una disminución a nivel regional y en las estaciones empleadas en el trabajo.

A pesar de identificar una subestimación del modelo NLDAS-2 sobre el área de estudio, hay una sobrestimación de la precipitación basada en la delimitación de la homogeneización con las estaciones seleccionadas. Las diferencias estadísticas entre las series originales de las estaciones 2066-SJ y EMA-Const1857 se atribuyen a la diferencia temporal. La primera solo abarca el periodo 1981-1985,

caracterizada por un aporte de precipitación mayor a la media anual. Mientras tanto, el registro de la EMA-Const1857 se extiende en el periodo 2012-2017, con precipitaciones menores a la media anual. Las estaciones 2049-SJD y 2066-SJ mostraron una sobrestimación anual en comparación con los datos de Herrera-Oliva et al. (2017), mientras que la estación 2118-VSR subestimó los resultados de dicho estudio. En cuanto a la temperatura, se identificó un ajuste aceptable con tendencia a una subestimación con la temperatura máxima y una sobrestimación con la temperatura mínima. A nivel regional, no existe ningún artículo de referencia que aborde la precisión de los modelos climáticos partiendo de la información de las estaciones climáticas. Por ejemplo, Lomelí-Banda et al. (2019) utilizaron NLDAS-2 en el cálculo de los periodos de sequía en la cuenca Guadalupe.

No obstante, no reportaron la variabilidad estadística del modelo en función de la información de las estaciones climáticas. Otro ejemplo es el trabajo de Colorado-Ruiz y Cavazos (2021), donde usaron otros modelos de reanálisis y modelos de circulación general (GCM, por sus siglas en inglés) en el monitoreo de eventos extremos de precipitación. Sin embargo, consideraron las observaciones satelitales e híbridas como modelos de referencia. Desde la perspectiva regional, este trabajo es el primero que considera la variabilidad de los modelos de reanálisis con respecto a las mediciones en campo para las variables climáticas.

Tomando en cuenta las proyecciones de precipitación y temperatura del PEACC (2012), notaremos que los resultados estadísticos a partir de Climatol poseen algunas similitudes. En el caso de la precipitación, la media de las tendencias entre las estaciones coincidió con el escenario de emisiones bajas (B1) del informe del PEACC. Si se consideran las tendencias mensuales, los meses de marzo, julio y agosto son semejantes con la tendencia anual bajo el escenario de emisiones altas (A2). En cuanto a la temperatura, el escenario B1 se ajustó al comportamiento de las tendencias en ambas variables observadas en este trabajo.

El criterio de ajuste de la ETP resultó adecuado a escala mensual. Otros trabajos a lo largo de la cuenca Guadalupe han empleado otros métodos de ETP en la obtención del balance hídrico. Por ejemplo, López-Lambraño et al. (2020) uso el método de Penman como ET_o , mientras que Del Toro-Guerrero (2012) uso Thornthwaite en los cálculos de El Mogor. Al comparar las estadísticas entre los diferentes métodos originales y calibrados en este trabajo, se asume que el método de Hargreaves-Samani si cumple con la precisión de la información. Sin embargo, los datos presentaron una ligera subestimación que puede meter ruido principalmente en la temporada cálida. No obstante, bajo un escenario con información muy limitada, el método de Thornthwaite es aplicable pese a su notable subestimación.

5.3 Comportamiento de la cobertura de vegetación

El comportamiento de la vegetación a escala estacional mostró una diferencia marcada entre los valores de NDVI por dirección de laderas y temporadas. Al considerar las series de tiempo en El Mogor por Del Toro-Guerrero et al. (2019), se puede identificar una tendencia semejante a las de este trabajo. Sin embargo, la mayor diferencia radicó en el tipo de coberturas existentes entre El Mogor y el SBMON. En el primero, reportaron un fuerte dominio de los chaparrales, mientras que en el área de estudio de este trabajo se cuenta también con chaparral que transita hacia el bosque de coníferas conforme aumenta la altitud. Por lo tanto, es entendible que haya una diferencia considerable al momento de considerar el ciclo fenológico de las especies temporales, lo cual se marcó entre las diferencias de NDVI entre ambas temporadas. Otro factor importante es la temporalidad de las hojas de las especies en la región. Mientras los pinos tienden a ser perennes bajo buenas condiciones de humedad y temperatura, la mayoría de las especies de chaparrales distribuidos sobre la cuenca Guadalupe muestran su mayor desarrollo entre invierno y primavera (Minnich y Chou, 1997; Del Toro-Guerrero et al., 2019).

La incidencia entre las coberturas ante los eventos de deforestación marcó una notable diferencia entre los registros. Por una parte, en El Mogor existen cambios más abruptos del NDVI partiendo de Del Toro-Guerrero et al. (2016), implicando una mayor susceptibilidad. Por otra parte, las diferencias obtenidas entre direcciones de laderas y temporadas de humedad no superaron los 0.1 en NDVI, sin tomar en cuenta el área considerada de las laderas y la mayor retención de humedad en el suelo a partir del derretimiento de la nieve.

Aparentemente, el SBMON no se ve afectado considerablemente por los incendios forestales. Sin embargo, Minnich y Chou (1997) han evidenciado que, para el siglo XX, la frecuencia de los incendios forestales en el noroeste de Baja California fue relativamente alta pero con un radio de distribución que aumenta hacia el chaparral. En el caso de la Sierra de Juárez, Minnich et al. (1993) reportaron que en verano la incidencia de incendios forestales aumenta por la formación de rayos durante las tormentas en dicha temporada. Con esta información se plantea que la serie de tiempo que mejor permite diferenciar entre deforestación y sequías es la correspondiente al MDDI en la temporada seca, considerando el verano meteorológico. No obstante, esto no podría validarse del todo sin una evaluación estadística entre los índices, las variables climáticas y los registros forestales.

Un hecho importante es que la influencia de las condiciones climáticas se ve marcada a lo largo del área de estudio. Por ejemplo, al comparar la precipitación anual (figura 20) con las variaciones del MDDI (figura

40c,d), se detecta que en verano hay un comportamiento muy marcado por el registro de las lluvias previa y durante esta temporada. Los desfases ocurridos en la década del año 1990 tienen mayor probabilidad de relacionarse con los incendios forestales que con el cambio de uso del suelo o el periodo de estiaje. La década de los 2000 es el periodo con menor aporte de precipitación con respecto a la media anual, y esto se ve reflejado en las series de tiempo de vegetación. Esto coincidió con los resultados reportados por Del Toro-Guerrero y Kretzschmar (2016), quienes indicaron un periodo de sequía persistente desde 1999 hasta el 2009. En el caso del cambio ocurrido en la temporada seca entre 1988 y 1989, la variación está asociado principalmente con el déficit hídrico reflejado en el 1889. Este dato y su posterior recuperación forestal en el periodo 1989-1992 de la temporada seca también fueron identificados por Del Toro-Guerrero et al. (2016). Por lo tanto, el corte ocurrido en la temporada húmeda reflejó un incremento de la cobertura de la vegetación que no pudo registrar el satélite en ese entonces.

5.4 Balance hídrico

En términos de porcentaje, el 6.38 % de la precipitación anual es aprovechada como descarga del SBMON. Los resultados de balance hídrico directo difieren considerablemente de los valores estimados por Molina-Navarro et al. (2015). Por ejemplo, la diferencia $P - ETR$ en el SBMON fue menor a comparación de la considerada para toda la subcuenca Ojos Negros. No obstante, hay que tomar en cuenta que el balance de este trabajo consideró los años recientes con periodos de sequía prolongados, mientras que Molina-Navarro et al. (2015) abordaron el periodo 1961-1990, caracterizado por una mayor incidencia en precipitaciones y una menor contribución de ET (Moraila-Martínez, 2010; Herrera-Oliva et al., 2017). Si solo se hubiese trabajado con la primera parte del periodo de estudio, los resultados habrían mostrado resultados con una tendencia hacia una mayor disponibilidad hídrica.

Ponce et al. (1999) reportaron que la infiltración potencial sobre la subcuenca Ojos Negros rondó entre los 14 y 39 % de la precipitación anual. Considerando este factor con los datos calculados del balance hídrico, la descarga estimada no abarcó ni el 50 % de la infiltración mínima asumida. Esto implicaría que, desde la perspectiva de Ponce et al. (1999), toda la precipitación efectiva se queda retenida en el suelo y que el proceso de escurrimiento se limita a eventos muy extremos de precipitación. Del Toro-Guerrero (2012) mencionó que la elección del modelo de ET influye en los resultados de descarga. Si en este caso se hubiese aplicado el método de Thornthwaite sin calibrar, la descarga sería mayor y se tendría la oportunidad de usar el criterio de Ponce et al. (1999).

5.5 Aporte de escurrimiento

Los modelos de CN generados en este trabajo indicaron una fuerte influencia de la pendiente, a pesar de que un porcentaje considerable de la zona es relativamente plano (tabla 5). La pendiente es un factor que influye favorablemente en el área de estudio, coincidiendo con los criterios de Kurczyn-Robledo et al. (2007) y Moraila-Martínez (2010). En los modelos A y B se reflejaron el impacto que poseen la cobertura de vegetación y las propiedades físicas del suelo. Las microcuencas que conforman la parte alta del SBMON tuvieron el mayor potencial de escurrimiento debido a la baja capacidad de infiltración que poseen los suelos, a pesar de que la vegetación dominante (bosque de coníferas) requiere una alta demanda de agua (Healy et al., 2007; Huffman et al., 2013). En cambio, el escurrimiento en la parte baja del SBMON se vio muy influenciado por el contenido de arenas, además del hecho de que el chaparral abarca casi por completo esa región.

El hecho de que los resultados con el modelo GCN250 sean parecidos a los obtenidos con el modelo A sugiere que el ajuste del primero en función de la pendiente puede llevarnos a un escenario de mayor escurrimiento bajo la misma I_a (0.02). Esto implica que las microcuencas El Barbón, El Ranchito y Laguna Hanson favorecerían más el escurrimiento que la infiltración. Si se modificara I_a a 0.05, los valores regionales y por microcuenca serían menores a diferencia de A, pero mayores a los observados en B. Un factor que destacar es que la clasificación de la cobertura vegetal por parte del GCN250 mostró una mayor precisión en el comportamiento hidrológico de la vegetación, en contraste con la clasificación del método. Además, el GHS en el GCN250 si considera aquellos con mayor contenido de arenas dentro de los ambientes semiáridos, lo cual mete ruido en los modelos A y B.

Comparando los resultados de escurrimiento con otros trabajos en la región, se observó que las tendencias anual y mensuales difieren entre trabajos. En el primer caso, las CN calculadas por Ponce et al. (1999) son menores a las registradas en el modelo A, pero mayores a las del modelo B. En cuanto al GCN250, algunas fueron relativamente cercanas entre sí y otras fueron menores, como en el caso de Valle Redondo. El porcentaje de flujo reportado por Molina-Navarro et al. (2015) superó el porcentaje de lámina acumulada de escurrimiento con respecto a la precipitación en cualquiera de los modelos. Donde sí coinciden ambos trabajos es en el peso que tienen las lluvias de verano hacia el escurrimiento, ya que ellos consideran un aumento del flujo de hasta 250 % en años secos bajo condiciones de cambio climático. Considerando la cuenca Guadalupe, los escurrimientos mensuales en el modelo A fueron mayores a los estimados por López-Lambraño et al. (2020). Solo en el periodo abril-junio es donde la diferencia es mínima por 0.1 Mm^3 . A diferencia del resto de los trabajos predecesores, los valores obtenidos con el modelo B superaron el

volumen anual de la Sierra Matcuatai (Kurczyn-Robledo et al., 2007), pero no a los aportados por la subcuenca Santa Rosa (Moraila-Martínez, 2010).

Conviene recordar que, a nivel microcuenca, los modelos de escurrimiento mostrarán mayor precisión con la parte baja del SBMON. Sobre las microcuencas Laguna Hanson, Los Barrancos y Valle Redondo, la deposición de nieve en invierno modifica los patrones de escurrimiento. Por lo tanto, los modelos por microcuenca en la parte alta del SBMON son válidos solo en la época durmiente (abril – octubre), siempre que las nevadas cesan en el mes de febrero y su derretimiento ocurra de inmediato. De extenderse la temporada de nevadas, los meses correspondientes al verano y la primera mitad del otoño meteorológico (junio – octubre) serían los únicos con un registro válido en los modelos de CN. Esta condición también será válida cuando exista un volumen acumulado de nieve que logre mantenerse con un cambio mínimo a partir de las condiciones de temperatura.

Capítulo 6. Conclusiones

Los suelos en el SBMON se caracterizan por tener una capacidad de infiltración muy alta y un contenido en arenas superior al 60 %, favoreciendo el proceso de infiltración a nivel regional. Existe una tendencia muy marcada hacia la disminución de la magnitud de las propiedades físicas del suelo medidas en este trabajo, en función de la elevación. Es posible que el espesor de los suelos y la variación en el contenido de materia orgánica influyan en la relación infiltración-escurrimiento, hacia un mayor porcentaje con respecto al primer proceso. Además, la presencia de rocas fracturadas y suelos con mayor contenido de arcillas favorece la retención de agua.

Los procesos de homogeneización en Climatol arrojaron resultados que tienden a la sobrestimación de la precipitación y temperatura mínima, así como la subestimación de la temperatura máxima. Los datos de NLDAS-2 son aceptables en el relleno de datos faltantes de los registros históricos, siempre y cuando se les otorgue más peso a los datos de las estaciones climáticas. El modelo calibrado de ETP bajo el método de Hargreaves-Samani resultó ser el más representativo sobre el área de estudio, aunque el método de Thornthwaite también es aplicable bajo condiciones limitadas de información climática.

El análisis histórico de la cobertura de vegetación permitió identificar aquellos años con ganancias y pérdidas de vegetación. El SBMON se ve influenciado por las variaciones climáticas, aunque la incidencia de los eventos de deforestación sea baja pero con una gran magnitud en algunos años. En cuanto a los últimos, la combinación del NDVI y MDDI logró diferenciar de manera preliminar entre las afectaciones por déficit hídrico de aquellas por incendios forestales. El MDDI arrojó un mayor ajuste con las variaciones en verano, respondiendo ante las tendencias climáticas sobre un ambiente semiárido de bloque de montaña.

El balance hídrico directo del área de estudio está muy marcado por los cambios en los regímenes de precipitación y temperatura. El 6.38 % de la precipitación anual es aprovechable en los procesos de infiltración y escurrimiento. La disponibilidad de agua es mayor en la parte alta del SBMON, aunque la demanda hídrica por parte de la vegetación pueda ser mayor. En la parte baja, la contribución hídrica es menor dado que la textura del suelo favorece una mayor ET del agua almacenada en los horizontes someros del suelo.

Los modelos de escurrimiento de este trabajo mostraron que el aporte de escurrimiento por parte del SBMON es significativo. No obstante, los resultados obtenidos de infiltración sugieren que los mecanismos

de escurrimiento subsuperficial y subterráneo pueden tener un papel aún más importante en el balance hídrico. Estos serían los procesos que rigen la recarga horizontal de los acuíferos del valle de Ojos Negros.

Las recomendaciones derivadas de este trabajo consisten en ampliar el estudio de los suelos a lo largo del SBMON. Es necesario llevar a cabo un registro relacionado con las propiedades físicas y químicas del suelo que influyan en los mecanismos de distribución hídrica. Se hace hincapié en la profundidad de los suelos, contenido de materia orgánica, y contenido de cationes y aniones asociados con los procesos de flujo local y regional en sistemas de bloque de montaña.

En cuanto a la estimación de datos faltantes en las series climáticas, se invita a dar seguimiento con la validación estadística a partir de otros modelos de reanálisis y observaciones satelitales. Además, se recomienda no aplicar directamente los datos de NLDAS-2 dentro de los modelos climáticos e hidrológicos, ya que implicaría una representatividad muy baja de la realidad. Contar con una estación climática aparte de la EMA garantizará un mejor monitoreo hacia la parte baja y al norte del SBMON. Se debe ampliar el cálculo de la ET hacia otros métodos que faciliten el cálculo del balance hídrico, así como la aplicación de otros métodos de ajuste con mayor rendimiento.

Se requiere ampliar la información forestal relacionada con los cambios de uso del suelo y la incidencia de los incendios forestales. La validación estadística del MDDI con la información forestal proyectada es un buen punto de partida hacia la calibración de este índice, pudiendo expandir sus aplicaciones forestales. Se sugiere diseñar los modelos de CN considerando los cambios de la cobertura del suelo, con el objetivo de visualizar el impacto de la actividad humana y de la deforestación en el balance hídrico del SBMON. También se deben ajustar las condiciones de CN hacia características del suelo y vegetación más representativas, o incluso actualizar la clasificación de zonas áridas y semiáridas. Modelar versiones del GCN250 bajo condiciones históricas permitirá profundizar en el rendimiento de esta base de datos satelital.

Lo más prioritario en el área de estudio radica en la medición del caudal y la medición del volumen acumulado de nieve. Tener una estación hidrométrica, ya sea dentro o cercana a la salida del SBMON, abrirá la oportunidad de ampliar los estudios hidrológicos relacionados con el escurrimiento. El derretimiento de la nieve involucra un periodo prolongado de escurrimiento y una mayor retención de humedad en el suelo. Con esta información se podrá evaluar el rendimiento de los modelos existentes hasta la fecha y ajustarlos hacia una mayor precisión.

Literatura citada

- Alexandersson, H. (1986). A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology*, 6(6), 661-675. <https://doi.org/10.1002/joc.3370060607>
- Alexandersson, H. y Moberg, A. (1997). Homogenization of Swedish temperature data. Part I: homogeneity test for linear trends. *International Journal of Climatology*, 17(1), 25-34. [https://doi.org/10.1002/\(sici\)1097-0088\(199701\)17:1<25::aid-joc103>3.0.co;2-j](https://doi.org/10.1002/(sici)1097-0088(199701)17:1<25::aid-joc103>3.0.co;2-j)
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D. y Smith, M. (2006). *Evapotranspiración del cultivo: Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos*. Estudio FAO: Riego y Drenaje. <https://www.fao.org/3/x0490s/x0490s.pdf>
- Almalki, R., Khaki, M., Saco, P. M. y Rodriguez, J. F. (2022). Monitoring and Mapping Vegetation Cover Changes in Arid and Semi-Arid Areas Using Remote Sensing Technology: A Review. *Remote Sensing*, 14(20), 5143. <https://doi.org/10.3390/rs14205143>
- Almorox-Alonso, J. (2003). *Climatología aplicada al medio ambiente y agricultura*. Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos. https://www.researchgate.net/publication/280830965_Climatologia_aplicada_al_medio_ambiente_y_agricultura.
- Andrés, P. y Rodríguez, R. (Ed.) (2008). *Evaluación y Prevención de Riesgos Ambientales en Centroamérica*. Documenta Universitaria - Programa de Cooperación Académica entre la Unión Europea y América Latina. <http://www.creaf.uab.es/propies/pilar/libroriesgos/>
- Aybar, C., Wu, Q., Bautista, L., Yali, R. y Barja, A. 2020. rgee: an R package for interacting with Google Earth Engine. *Journal of Open Source Software*, 5(51), 2272. <https://doi.org/10.21105/joss.02272>
- Bhattacharyya, S., Sreekesh, S. y King, A. (2022). Characteristics of extreme rainfall in different gridded datasets over India during 1983–2015. *Atmospheric Research*, 267, 105930. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2021.105930>
- Campos-Aranda, D. F. (1998). *Procesos del ciclo hidrológico* (tercera reimpression). Universidad Autónoma de San Luis Potosí – Facultad de Ingeniería. <https://repositorioinstitucional.uaslp.mx/xmlui/handle/i/3331?show=full>
- Campos-Gaytán, J. R. (2002). *Actualización del modelo geohidrológico del acuífero del Valle de Ojos Negros, Baja California* [Tesis de maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California]. Repositorio institucional CICESE.
- Climate Computing Project (20 de junio de 2022). *Base de Datos Climatológica Nacional (Sistema CLICOM)*. CICESE - CLICOM. <http://clicom-mex.cicese.mx/>
- Coll, J., Domonkos, P., Guijarro, J. A., Curley, M., Rustemeier, E., Aguilar, E., Walsh, S. y Sweeney, J. (2020). Application of homogenization methods for Ireland's monthly precipitation records: Comparison of break detection results. *International Journal of Climatology*, 2020(40), 6169-6188. <https://doi.org/10.1002/joc.6575>

- Colorado-Ruiz, G. y Cavazos, T. (2021). Trends of daily extreme and non-extreme rainfall indices and intercomparison with different gridded data sets over Mexico and the southern United States. *International Journal of Climatology*, 41(11), 5406-5430. <https://doi.org/10.1002/joc.7225>
- Comisión Nacional del Agua (2020a). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Ojos Negros (0208), Estado de Baja California*. Subdirección General Técnica – Gerencia de Aguas Subterráneas. https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/BajaCalifornia/DR_0208.pdf
- Comisión Nacional del Agua (2020b). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Real del Castillo (0248), Estado de Baja California*. Subdirección General Técnica – Gerencia de Aguas Subterráneas. https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/BajaCalifornia/DR_0248.pdf
- Comisión Nacional del Agua (2022a, 12 de octubre). *Pronóstico del tiempo – 11 de octubre de 2022 8:00 h* [Archivo de Vídeo]. YouTube. <https://www.youtube.com/watch?v=WYqMbRawuHw>
- Comisión Nacional del Agua (2022b, 09 de noviembre). *Pronóstico del tiempo – 03 de noviembre de 2022 8:00 h* [Archivo de Vídeo]. YouTube. <https://www.youtube.com/watch?v=fclgl2yYd4s>
- Comisión Nacional del Agua (2022c, 09 de noviembre). *Pronóstico del tiempo – 07 de noviembre de 2022 8:00 h* [Archivo de Vídeo]. YouTube. <https://www.youtube.com/watch?v=-BO2HMeXVfw>
- Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (2010). *Programa de Manejo Parque Nacional Constitución de 1857*. SEMARNAT – CONANP. https://simec.conanp.gob.mx/pdf_libro_pm/115_libro_pm.pdf
- Del Toro-Guerrero, F. J. (2012). *Cuantificación del aporte hidrogeológico de la Subcuenca el Mogor a la recarga del Acuífero del Valle de Guadalupe, B. C.* [tesis de maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada]. <https://cicese.repositorioinstitucional.mx/jspui/handle/1007/2482>
- Del Toro-Guerrero, F. J., Hinojosa-Corona, A. y Kretschmar, T. (2016). A Comparative Study of NDVI Values Between North- and South-Facing Slopes in a Semiarid Mountainous Region. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 9(12), 5350-5356. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2016.2618393>
- Del Toro-Guerrero, F. J. y Kretschmar, T. (2016). Identificación de periodos de sequía histórica en una región de clima tipo semiárido mediterráneo. *Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas*, 7(6), 1311-1320. <https://www.scielo.org.mx/pdf/remexca/v7n6/2007-0934-remexca-7-06-1311-en.pdf>
- Del Toro-Guerrero, F. J., Kretschmar, T. y Bullock, S. H. (2019). Precipitation and topography modulate vegetation greenness in the mountains of Baja California, México. *International Journal of Biometeorology*, 63, 1425-1435. <https://doi.org/10.1007/s00484-019-01763-5>
- Duarte-Martínez, L. A. (2014). *Disponibilidad del recurso hídrico y caracterización hidrogeoquímica de la subcuenca del municipio de Caborca, Sonora* [tesis de maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California]. <https://cicese.repositorioinstitucional.mx/jspui/handle/1007/934>

- Ekmekcioğlu, Ö., Koc, K., Özger, M. y Işık, Z. (2022). Exploring the additional value of class imbalance distributions on interpretable flash flood susceptibility prediction in the Black Warrior River basin, Alabama, United States. *Journal of Hydrology*, 610, 127877. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.127877>
- ESRI (2022). *Cómo funcionan los parámetros de superficie*. ESRI Company. <https://pro.arcgis.com/es/pro-app/latest/tool-reference/3d-analyst/how-surface-parameters-works.htm>
- Ferreira, R. G., da Silva, D. D., Elesbon, A. A. A., Fernandes-Filho, E. I., Veloso, G. V., de Souza-Fraga, M. y Ferreira, L. B. (2021). Machine learning models for streamflow regionalization in a tropical watershed. *Journal of Environmental Management*, 280, 111713. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2020.111713>
- Fisher, J. B., Melton, F., Middleton, E., Hain, C., Anderson, M. et al. (2017). The future of evapotranspiration: Global requirements for ecosystem functioning, carbon and climate feedbacks, agricultural management, and water resources. *Water Resources Research*, 53(4), 2618-2626. <https://doi.org/10.1002/2016WR020175>
- Freitas, L., Gonzalez-Pereira, M., Caramelo, L., Mendes, M. y Nunes, L. F. (2013). Homogeneity of monthly air temperature in Portugal with HOMER and MASH. *Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service*, 117(1), 69-90. https://www.researchgate.net/publication/286027313_Homogeneity_of_monthly_air_temperature_in_Portugal_with_HOMER_and_MASH
- García, E. (2004). *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen* (5ta ed.). Instituto de Geografía, UNAM. <http://www.publicaciones.igg.unam.mx/index.php/ig/catalog/book/83>
- Gastil R. G., Phillips, R. y Allison, E. (1975). Reconnaissance geology of the state of Baja California. *Geological Society of America, Memoir 140*, 1-201. <https://doi.org/10.1130/MEM140-p1>
- Guijarro, J. A. (15 de febrero de 2023). *Guía de uso del paquete de R Climatol* (versión 4.0.0). <https://www.climatol.eu/climatol4-es.pdf>
- Guijarro, J. A., López, J. A., Aguilar, E., Domonkos, P., Venema, V. K. C., Sigró, J. y Brunet, M. (2023). Homogenization of monthly series of temperature and precipitation: Benchmarking results of the MULTITEST project. *International Journal of Climatology*, 2023, 1-19. <https://doi.org/10.1002/joc.8069>
- Gupta, H. V., Sorooshian, S. y Yapo, P. O. (1999). Status of Automatic Calibration for Hydrologic Models: Comparison with Multilevel Expert Calibration. *Journal of Hydrologic Engineering*, 4(2), 135-143. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(1999\)4:2\(135\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(1999)4:2(135))
- Gutman, G. e Ignatov, A. (1998). The derivation of the green vegetation fraction from NOAA/AVHRR data for use in numerical weather prediction models. *International Journal of Remote Sensing*, 19(8), 1533-1543. <https://doi.org/10.1080/014311698215333>
- Hallack-Alegría, M., Ramírez-Hernández, J. y Watkins, Jr. D. W. (2012). ENSO-conditioned rainfall drought frequency analysis in northwest Baja California, Mexico. *International Journal of Climatology*, 32(6), 831-842. <https://doi.org/10.1002/joc.2310>

- Hargreaves, G.H., Samani, Z.A., 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, 1(2), 96-99. <http://dx.doi.org/10.13031/2013.26773>
- Healy, R. W., Winter, T. C., LaBaugh, J. W. y Franke, O. L. (2007). *Water budgets: Foundations for effective water-resources and environmental management*. U.S. Geological Survey Circular 1308. <https://pubs.usgs.gov/circ/2007/1308/>
- Herrera-Oliva, C. S., Campos-Gaytán, J. R. y Carrillo-González, F. M. (2017). Estimación de datos faltantes de precipitación por el método de regresión lineal: Caso de estudio Cuenca Guadalupe, Baja California, México. *Investigación y Ciencia de la Universidad Autónoma de Aguascalientes*, 71, 34-44. <https://doi.org/10.33064/iycuaa201771598>
- Hirabayashi, C. K., Rockwell, T. K., Wesnousky, S. G., Stirling, M. W. y Suárez-Vidal, F. (1996). A neotectonic study of the San Miguel-Vallecitos Fault, Baja California, Mexico. *Bulletin of Seismological Society of America*, 86(6), 1770-1783. <https://doi.org/10.1785/BSSA0860061770>
- Huffman, R. L, Fangmeier, D. D., Elliot, W. J. y Workman, S. R. (2013). *Soil and Water Conservation Engineering* (séptima edición). American Society of Agricultural and Biological Engineers. <https://doi.org/10.13031/swce.2013>
- Hurtado-Abril, L., y Lizarazo, I. (2019). Identification of disturbances in the Colombian tropical rainforest from Landsat satellite image time series using the Landtrendr algorithm. *Revista de Teledetección*, 2019(54), 25-39. <https://doi.org/10.4995/raet.2019.12285>
- Hurtado-Abril, L., y Lizarazo, I. (2021). Nuevo índice espectro-temporal para la detección de pérdida forestal en áreas de bosque tropical. Caso de estudio Amazonia colombiana. *Revista Cartográfica*, 104, 11-35. <https://doi.org/10.35424/rcarto.i104.1096>
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (29 de junio de 2022). *Temas – Geografía y Medio Ambiente*. INEGI. <https://www.inegi.org.mx/temas/>
- International Panel on Climate Change (2022). *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Capítulo 4: Agua). IPCC. <https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg2/chapter/chapter-4/>
- Jaafar, H. H., Ahmad, F. A. y El Beyrouthy, N. (2019). GCN250, new global gridded curve numbers for hydrologic modeling and design. *Scientific data*, 6(1), 1-9. <https://doi.org/10.1038/s41597-019-0155-x>
- Kessabi, R., Hanchane, M., Guijarro, J. A., Krakauer, N. Y., Addou, R., Sadiki, A. y Belmahi, M. (2022). *Homogenization and Trends Analysis of Monthly Precipitation Series in the Fez-Meknes Region, Morocco*. *Climate*, 10(5), 64. <https://doi.org/10.3390/cli10050064>
- Kumar, S., Pandey, K. K., Kumar, S. y Supriya, S. (2022). Estimating rainfall-runoff modeling using the rainfall prognostic model-based artificial framework with a well-ordered selective genetic algorithm. *Journal of Hydroinformatics*, 24(5), 1066-1090. <https://doi.org/10.2166/hydro.2022.009>

- Kumari, N., Saco, P. M., Rodriguez, J. F., Johnstone, S. A., Srivastava, A., Chun, K. P. y Yemetten, O. (2020). The grass is not always greener on the other side: Seasonal reversal of vegetation greenness in aspect-driven semiarid ecosystems. *Geophysical Research Letters*, 47(15), e2020GL088918. <https://doi.org/10.1029/2020GL088918>
- Kurczyn-Robledo, J. A., Kretschmar, T. y Hinojosa-Corona, A. (2007). Evaluación del escurrimiento superficial en el noroeste del Valle de Guadalupe, B.C., México, usando el método de curvas numeradas y datos de satélite. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 24(1), 1-14. https://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1026-87742007000100001
- Land Data Assimilation System (15 de noviembre de 2022). *NLDAS-2 Forcing Dataset Information*. NASA - LDAS. <https://ldas.gsfc.nasa.gov/nldas/v2/forcing>
- Liang, W. L. (2020). *Effects of Stemflow on Soil Water Dynamics in Forest Stands* (En: Levia, D. F., Carlyle-Moses, D. E., Iida, S., Michalzik, B., Nanko, K. y Tischer, A. (eds). *Forest-Water Interactions. Ecological Studies*, 240. Springer, Cham.), 349-370. https://doi.org/10.1007/978-3-030-26086-6_15
- Lomelí-Banda, M. A., Salazar-Briones, C., Mungaray-Moctezuma, A., Ruiz-Gibert, J. M. y Saiz-Rodríguez, A. (2019). Identificación de los periodos de sequía y caracterización de su intensidad en una cuenca semiárida al noroeste de México con el apoyo de datos remotos. *Revista Aristas: Investigación Básica y Aplicada*, 7(13), 33-38. <http://fcqi.tij.uabc.mx/usuarios/revistaaristas/numeros/N13/8.pdf>
- López-Lambraño, A. A., Martínez-Acosta, L., Gámez-Balmaceda, E., Medrano-Barboza, J. P., Remolina-López, J. F. y López-Ramos, A. (2020). Supply and demand analysis of water Resources. Case study: irrigation water demand in a semi-arid zone in Mexico. *Agriculture*, 10(8), 333. <https://doi.org/10.3390/agriculture10080333>
- Masaoka, N., Kosugi, K., Yamakawa, Y. y Tsutsumi, D. (2016). Processes of bedrock groundwater seepage and their effects on soil water fluxes in a foot slope area. *Journal of Hydrology*, 535, 160-172. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.081>
- Méndez-Cervantes, P. (2012). *Modelación hidrogeológica de acuíferos de la cuenca de Guadalupe, Baja California* [tesis de maestría, Universidad Autónoma de Querétaro]. <http://ring.uaq.mx/handle/123456789/778>
- Minnich, R. A., Franco-Vizcaíno, E., Sosa-Ramírez, J., Burk, J. H., Barry, W. J., Barbour, M. G. y de la Cueva-Salcedo, H. (1997). A Land above: Protecting Baja California's Sierra San Pedro Mártir within a Biosphere Reserve. *Journal of the Southwest*, 39 (3/4), 613-695. <https://www.jstor.org/stable/40170066>
- Minnich, R. A., Franco-Vizcaíno, E., Sosa-Ramírez, J. y Chou, Y. H. (1993). Lightning detection rates and wildland fire in the mountains of northern Baja California, Mexico. *Atmósfera*, 6(4), 235-253. <https://www.redalyc.org/pdf/565/56506404.pdf>
- Minnich, R. A., Franco-Vizcaíno, E. y Dezzani, R. J. (2000). The El Niño/Southern Oscillation and Precipitation Variability in Baja California, Mexico. *Atmósfera*, 13, 1-20. https://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0187-62362000000100001

- Minnich, R. A. y Chou, Y. H. (1997). Wildland Fire Patch Dynamics in the Chaparral of Southern California and Northern Baja California. *International Journal of Wildland Fire*, 7(3), 221 – 248. https://www.researchgate.net/publication/251687102_Wildland_Fire_Patch_Dynamics_in_the_Chaparral_of_Southern_California_and_Northern_Baja_California
- Moeletsi, M. E., Walker, S. y Hamandawana, H. (2013). Comparison of the Hargreaves and Samani equation and the Thornthwaite equation for estimating dekadal evapotranspiration in the Free State Province, South Africa. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 66(2013), 4-15. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2013.08.003>
- Molina-Navarro, E., Hallack-Alegría, M., Martínez-Pérez, S., Ramírez-Hernández, J., Mungaray-Moctezuma, A. y Sastre-Merlín A. (2015). Hydrological modeling and climate change impacts in an agricultural semiarid region. Case study: Guadalupe River basin, Mexico. *Agricultural Water Management*, 175, 29-42. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2015.10.029>
- Montero-Martínez, M. J. y Pita-Díaz, O. (2018). Homogeneización de datos y cálculo de índices de cambio climático para la cuenca del río Apatlaco (En: Soares-Moares, D. y Peña, A. (coord.). *Impacto del cambio climático para la gestión integral de la cuenca hidrológica del río Apatlaco*. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua. <http://repositorio.imta.mx/handle/20.500.12013/2161>), 109-145.
- Montoro, M. A. y Francisca, F. M. (2011). Permeabilidad intrínseca de suelos arenosos con presencia de partículas de limo y arcilla. *Revista Internacional de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil*, 11, 16-30. <https://ri.conicet.gov.ar/handle/11336/190626>
- Moraila-Martínez, T. J. (2010). *Modelación hidrológica de escurrimiento superficial en la subcuenca Santa Rosa, B.C.* [tesis de maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California]. <https://cicese.repositorioinstitucional.mx/jspui/handle/1007/2587>
- Odong, J. (2008). Evaluation of empirical formulae for determination of hydraulic conductivity based on grain-size analysis. *Journal of American Science*, 4(1), 1-6. https://www.jofamericanscience.org/journals/am-sci/0401/01_0287_JustineOdong_Evaluation_am0401.pdf
- Pavía, E. G. (2004). La influencia de los ciclones tropicales en la lluvia del Noroeste de Baja California y Suroeste de California. *GEOS*, 24(1), 69-72. https://oceanografia.cicese.mx/articulos/pavia_geos2004.pdf
- PEACC (2012). *Programa Estatal de Acción ante el Cambio Climático de Baja California. Secretaría de Protección al Ambiente*. <https://biblioteca.semarnat.gob.mx/janium/Documentos/Ciga/Libros2013/CD001769.pdf>
- Peterson, T. C., Easterling, D. R., Karl, T. R., Groisman, P., Nicholls, N. et al. (1998) Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: a review. *International Journal of Climatology*, 18(13), 1493–1517. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(19981115\)18:13%3C1493::AID-JOC329%3E3.0.CO;2-T](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(19981115)18:13%3C1493::AID-JOC329%3E3.0.CO;2-T)
- Pita-Díaz, O. (2018). Detección de cambio climático en la cuenca del río Conchos, mediante índices climáticos [Tesis de maestría, Instituto Mexicano de Tecnología del Agua]. <http://repositorio.imta.mx/handle/20.500.12013/2062>

- Ponce, V. M. y Hawkins, R. H. (1996). Runoff Curve Number: Has It Reached Maturity?. *Journal of Hydrologic Engineering*, 1(1), 11-19. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(1996\)1:1\(11\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(1996)1:1(11))
- Ponce, V. M., Pandey, R. P. y Kumar, S. (1999). Groundwater recharge by channel infiltration in El Barbon basin, Baja California, Mexico. *Journal of Hydrology*, 214, 1-7. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00220-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00220-0)
- Rodgers, J. y Nicewander, W. A. (1988). Thirteen Ways to Look at the Correlation Coefficient. *The American Statistician*, 42(1), 59-66. <https://doi.org/10.1080/00031305.1988.10475524>
- Rzedowski, J. (2006). *Vegetación de México* (primera Edición digital). Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. https://www.biodiversidad.gob.mx/publicaciones/librosDig/pdf/VegetacionMx_Cont.pdf
- Sánchez-Cano, J. E. (comp.) (2019). *Desarrollo Sostenible de Zonas Áridas y Semiáridas Frente al Cambio Climático*. Universidad Juárez del Estado de Durango (UJED)/El Colegio de la Frontera Norte. Editorial UJED. <https://libreria.colef.mx/detalle.aspx?id=7711&AspxAutoDetectCookieSupport=1>
- Schwartz, F. W. y Zhang, H. (2002). *Fundamentals of groundwater*. John Wiley & Sons, Inc. <https://www.wiley.com/en-us/Fundamentals+of+Ground+Water-p-9780471137856>
- Sellers, P. J. (1985). Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. *International Journal of Remote Sensing*, 6(8), 1335-1372. <https://doi.org/10.1080/01431168508948283>
- Sepaskhah, A. R. y Razzaghi, F. (2009). Evaluation of the adjusted Thornthwaite and Hargreaves-Samani methods for estimation of daily evapotranspiration in a semi-arid region of Iran. *Archives of Agronomy and Soil Science*, 55(1), 51-66. <https://doi.org/10.1080/03650340802383148>
- Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (2022). NORMA Oficial Mexicana NOM-021-RECNAT-2000, Que establece las especificaciones de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos. Estudios, muestreo y análisis. SEMARNAT. <http://www.ordenjuridico.gob.mx/Documentos/Federal/wo69255.pdf>
- Segura-Castruita, M. A. y Ortiz-Solorio, C. A. (2017). Modelación de la evapotranspiración potencial mensual a partir de temperaturas máximas-mínimas y altitud. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 8(3), 93-110. <https://doi.org/10.24850/j-tyca-2017-03-06>
- Servicio Geológico Mexicano (30 de junio de 2022). *Sistema de consulta de información geocientífica GeolInfoMex*. SGM. <https://www.sgm.gob.mx/GeolInfoMexGobMx/>
- Servicio Meteorológico Nacional (20 de agosto de 2022). *Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMAs)*. CONAGUA - SMN. https://smn.conagua.gob.mx/es/?option=com_content&view=article&id=38&Itemid=102
- Sharpley, A. N. y Williams, J. R. (1990). *EPIC—erosion/productivity impact calculator: 1. Model documentation*. USDA Technical Bulletin No. 1768. <https://naldc.nal.usda.gov/catalog/CAT10698097>
- Somers, L. D. y McKenzie, J. M. (2020). A review of groundwater in high mountain environments. *WIRES Water*, 7, e1475. <https://doi.org/10.1002/wat2.1475>

- Sophocleous, M. (2002). Interactions between groundwater and surface water: the state of science. *Hydrogeology Journal*, 10, 52-67. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0170-8>
- Sujud, L. H. y Jaafar, H. H. (2022). A global dynamic runoff application and dataset based on the assimilation of GPM, SMAP, and GCN250 curve number datasets. *Scientific Data*, 9, 706. <https://doi.org/10.1038/s41597-022-01834-0>
- Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38(1), 55-94. <https://doi.org/10.2307/210739>
- United States Department of Agriculture (2022a, 29 de junio). *National engineering handbook*, 630. Natural Resources Conservation Service. <https://directives.sc.egov.usda.gov/viewerfs.aspx?hid=21422>
- United States Department of Agriculture (2022b, 29 de junio). *National Soil Survey Handbook*, Title 430-VI. Natural Resources Conservation Service. <https://directives.sc.egov.usda.gov/OpenNonWebContent.aspx?content=46752.wba>
- Verma, S., Verma, R. K., Mishra, S. K., Singh, A. y Jayaraj, G. K. (2017). A revisit of NRCS-CN inspired models coupled with RS and GIS for runoff estimation. *Hydrological Sciences Journal*, 62(12), 1891-1930. <https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1334166>
- Vich, A. I. J. (1996). *Aguas Continentales: Formas y procesos*. Centro de Economía, Legislación y Administración del Agua - Instituto Nacional del Agua. https://www.researchgate.net/publication/305937814_Aguas_Continetales_Formas_y_procesos_1996
- Villa-Camacho, A. O., Ontiveros-Capurata, R. E., Ruíz-Álvarez, O., González-Sánchez, A., Quevedo-Tiznado, J. A. y Ordoñez-Hernández, L. M. (2021). Variación espacio-temporal de la evapotranspiración de referencia a partir de métodos empíricos en Chihuahua, México. *Ingeniería Agrícola y Biosistemas*, 13(1), 95-115. <http://dx.doi.org/10.5154/r.inagbi.2021.02.035>
- Woodward, D. E., Hawkins, R. H., Jiang, R., Hjelmfelt, A. T., Van Mullem, J. A. y Quan, Q. D. (2003). *Runoff Curve Number Method: Examination of the Initial Abstraction Ratio* [Conferencia]. World Water & Environmental Resources Congress 2003. [https://doi.org/10.1061/40685\(2003\)308](https://doi.org/10.1061/40685(2003)308)
- Wulder, M. A., Loveland T. R., Roy, D. P., Crawford, C. J., Masek, J. G. *et al.* (2019). Current status of Landsat program, science, and applications. *Remote Sensing of Environment*, 225, 127-147. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.02.015>

Anexos

Anexo A: Enlace hacia repositorio digital de fotos

El repositorio digital de fotos es de libre acceso con la finalidad de que las fotos tomadas durante las campañas de campo puedan ser de ayuda en diversos tipos de proyectos de carácter geológico y forestal. Las imágenes están georreferenciadas y cuentan con sus coordenadas en las propiedades de imagen.

Enlace: <https://drive.google.com/drive/folders/1V3mkCEzd4d6qa2JYCmoDN--cikYnSIFw?usp=sharing>

Anexo B: Gráficas de pruebas de infiltración

Las gráficas están ordenadas por microcuenca. Los cálculos fueron realizados con base a la ecuación de Horton.

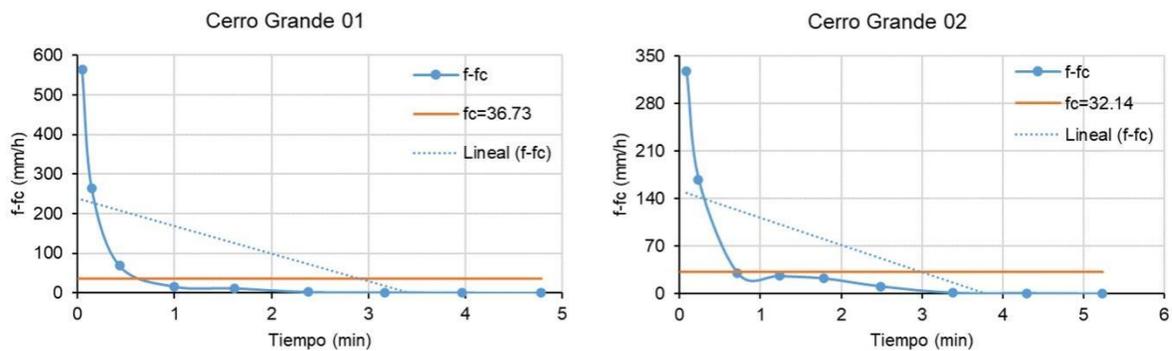


Figura 49. Gráficos de infiltración de las muestras obtenidas en Cerro Grande.

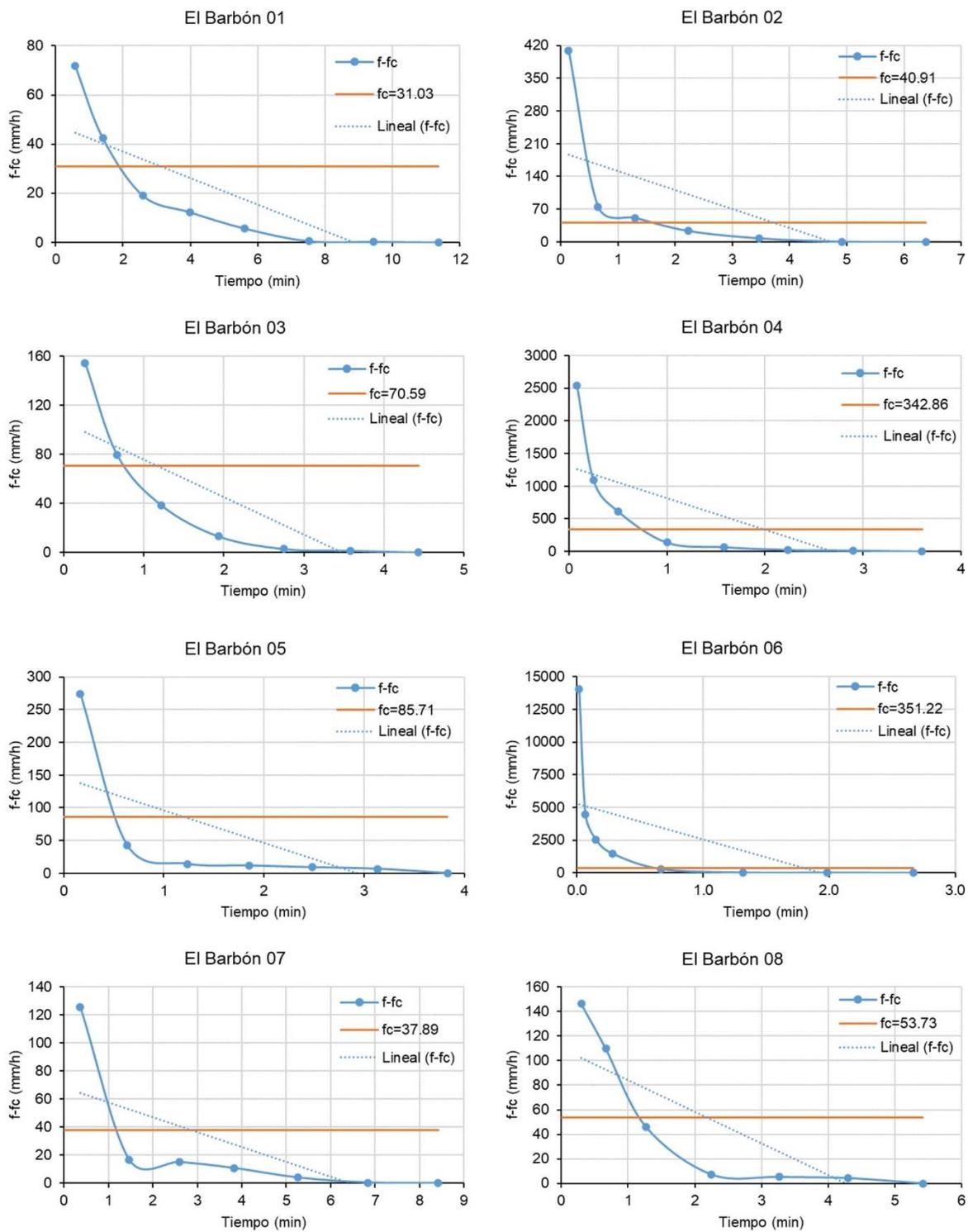


Figura 50. Gráficos de infiltración de las muestras obtenidas en El Barbón (Parte 1).

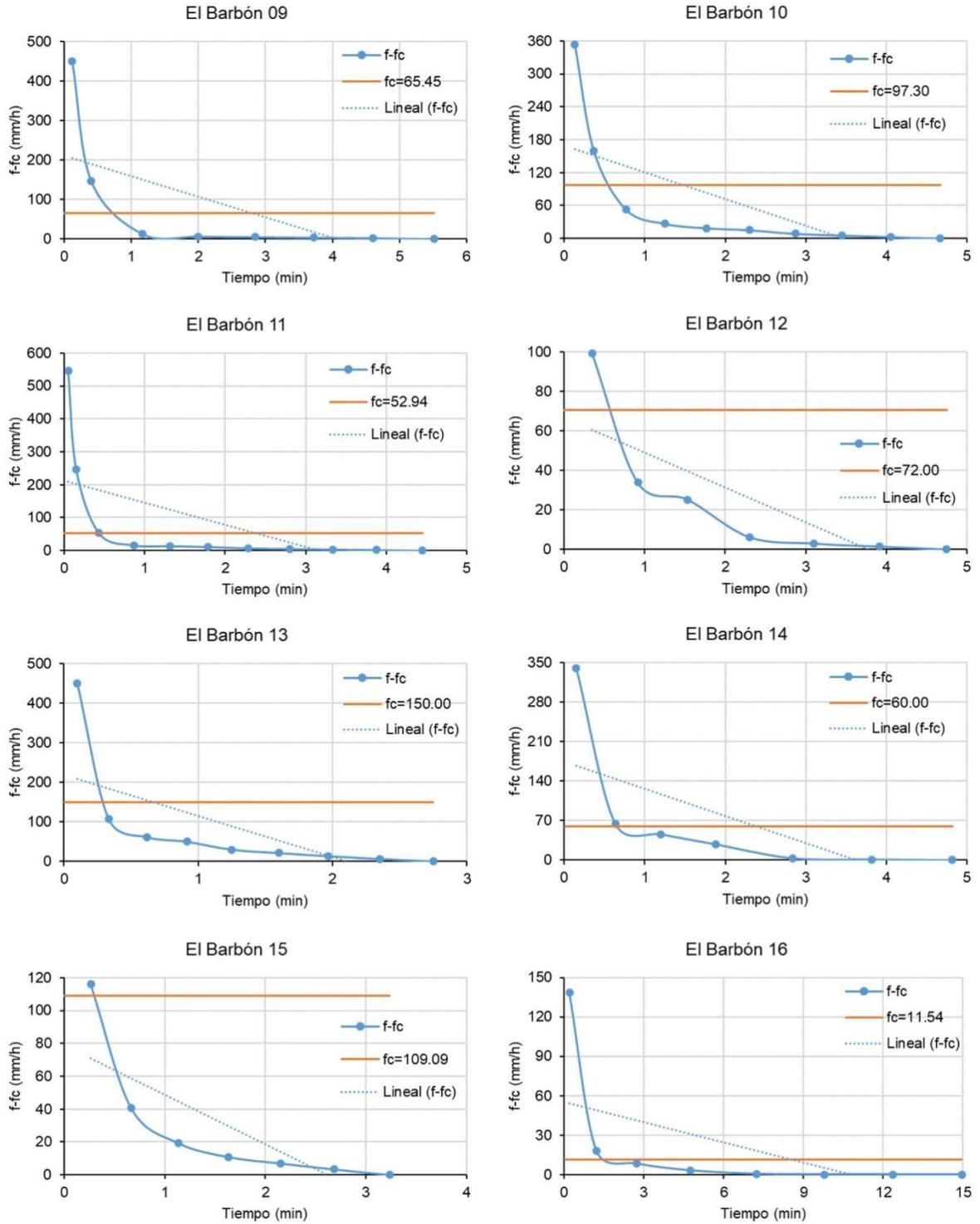


Figura 51. Gráficos de infiltración de las muestras obtenidas en El Barbón (Parte 2).

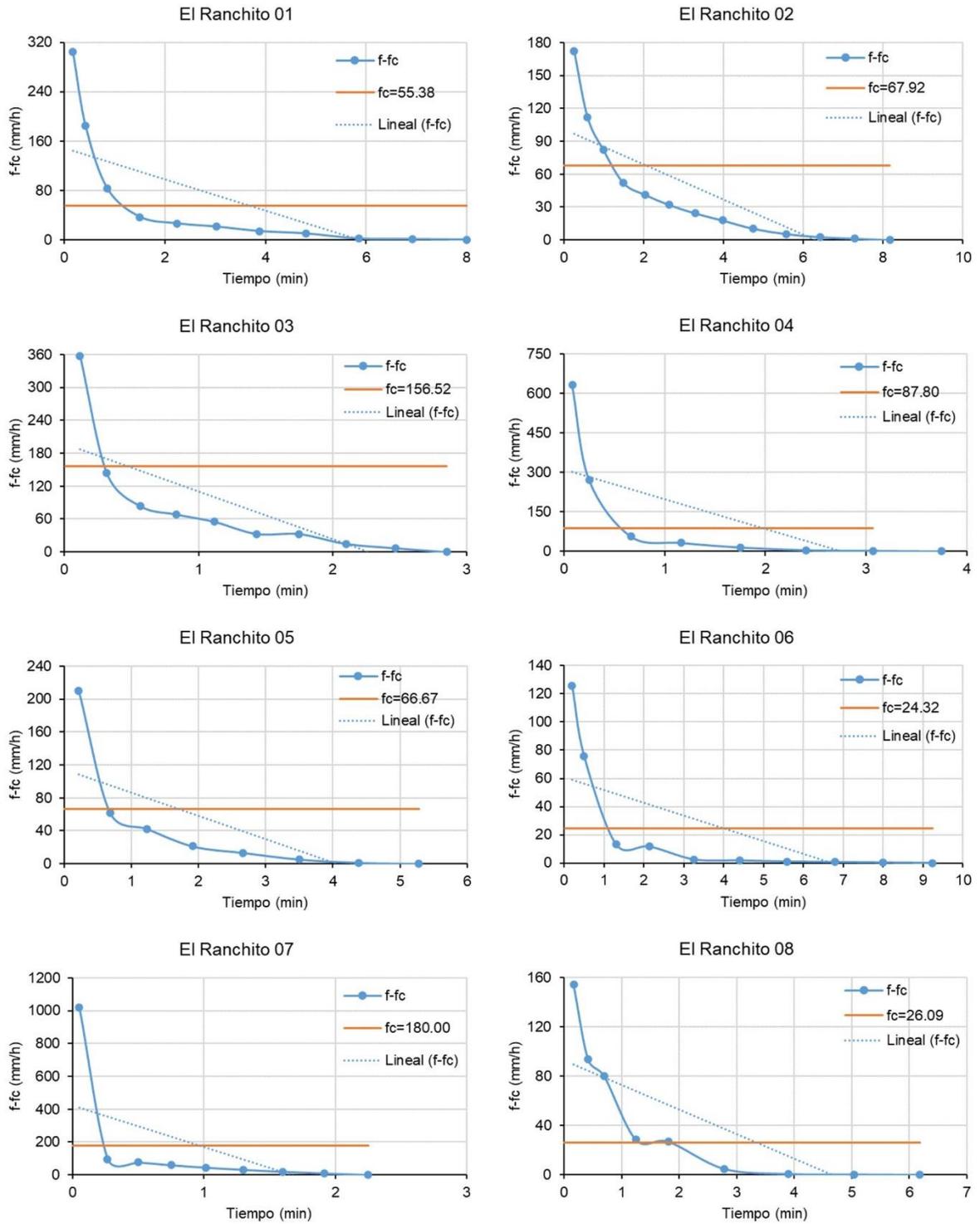


Figura 52. Gráficos de infiltración de las muestras obtenidas en El Ranchito (Parte 1).

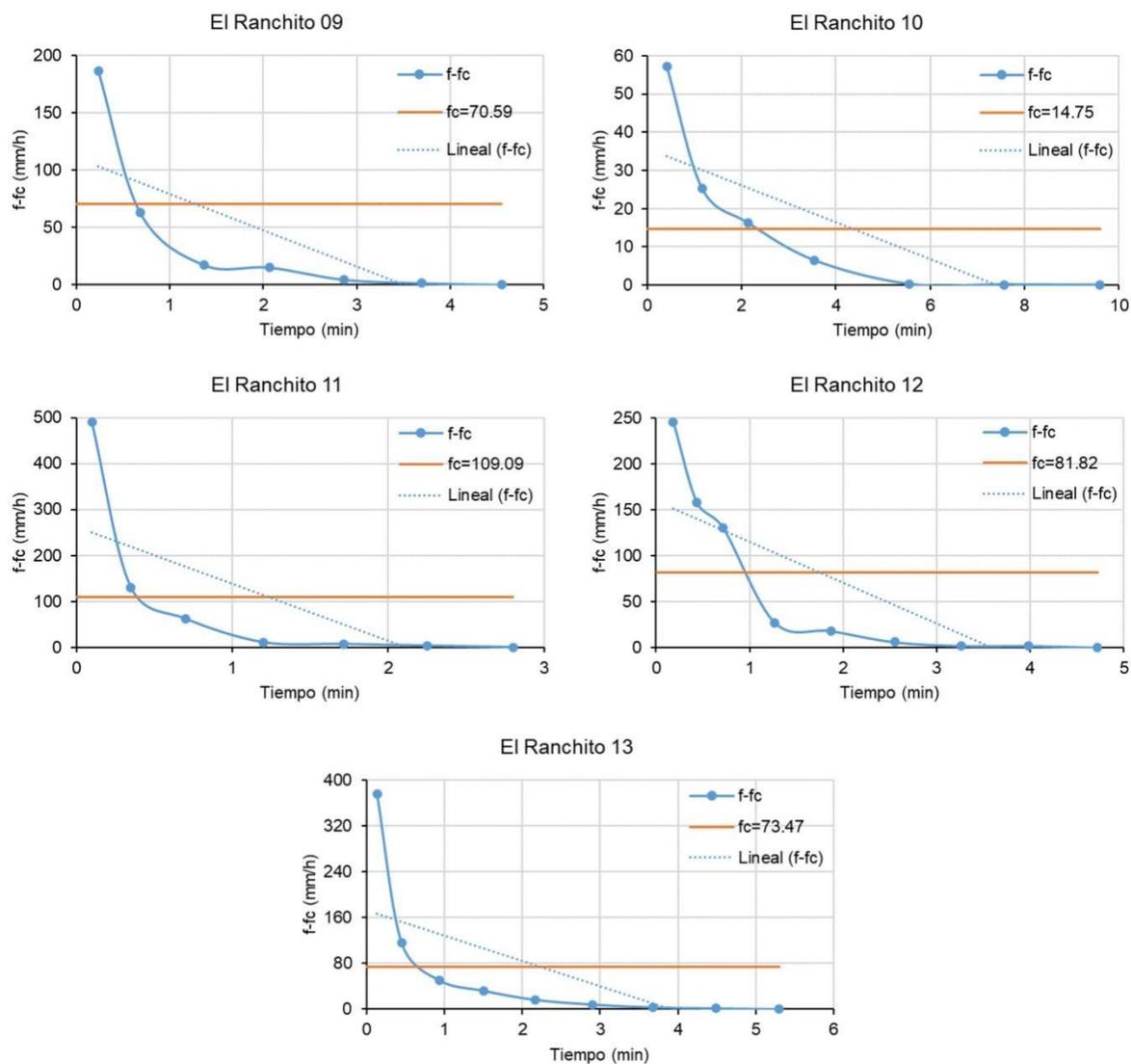


Figura 53. Gráficos de infiltración de las muestras obtenidas en El Ranchito (Parte 2).

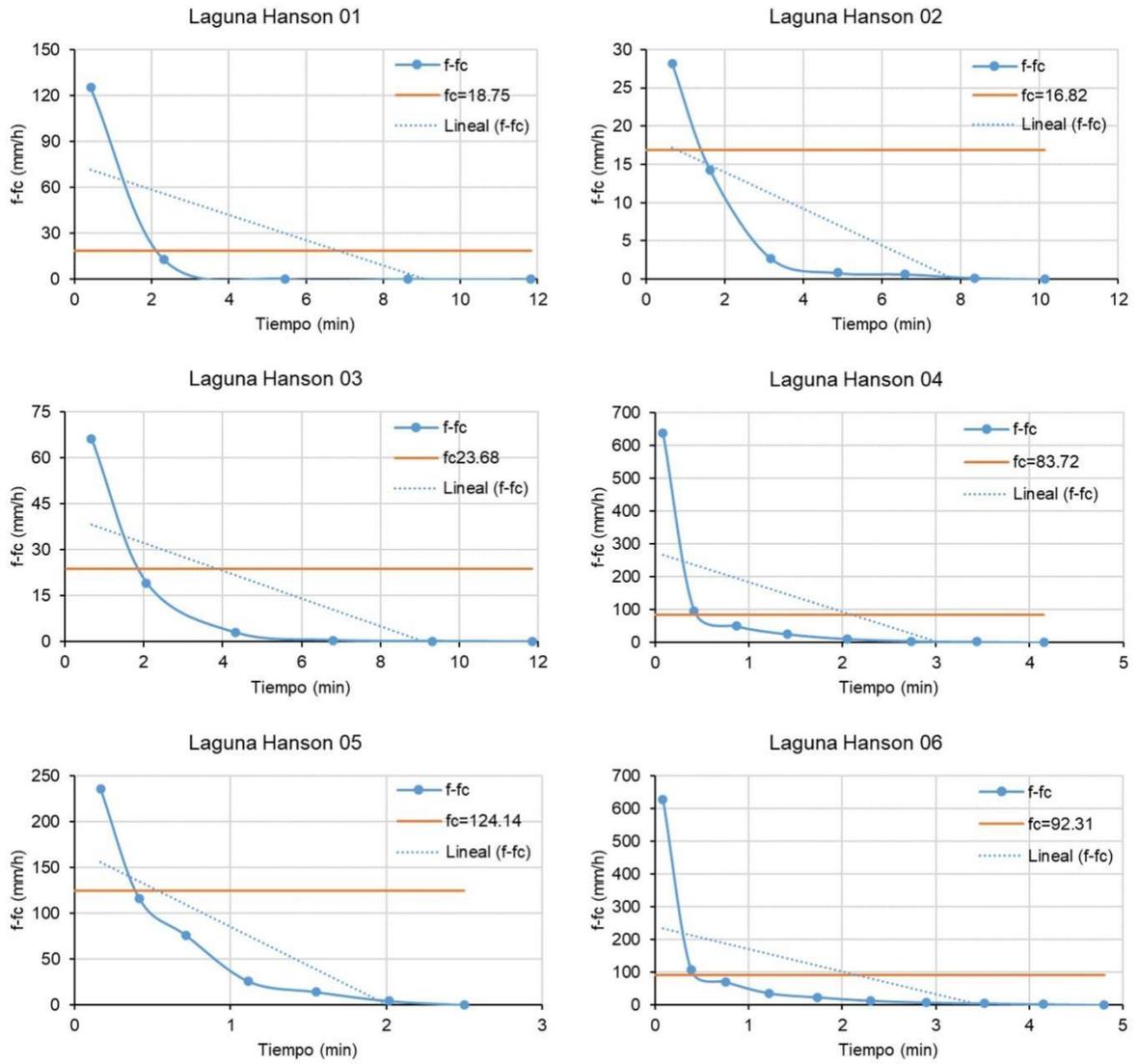


Figura 54. Gráficos de infiltración de las muestras obtenidas en Laguna Hanson (Parte 1).

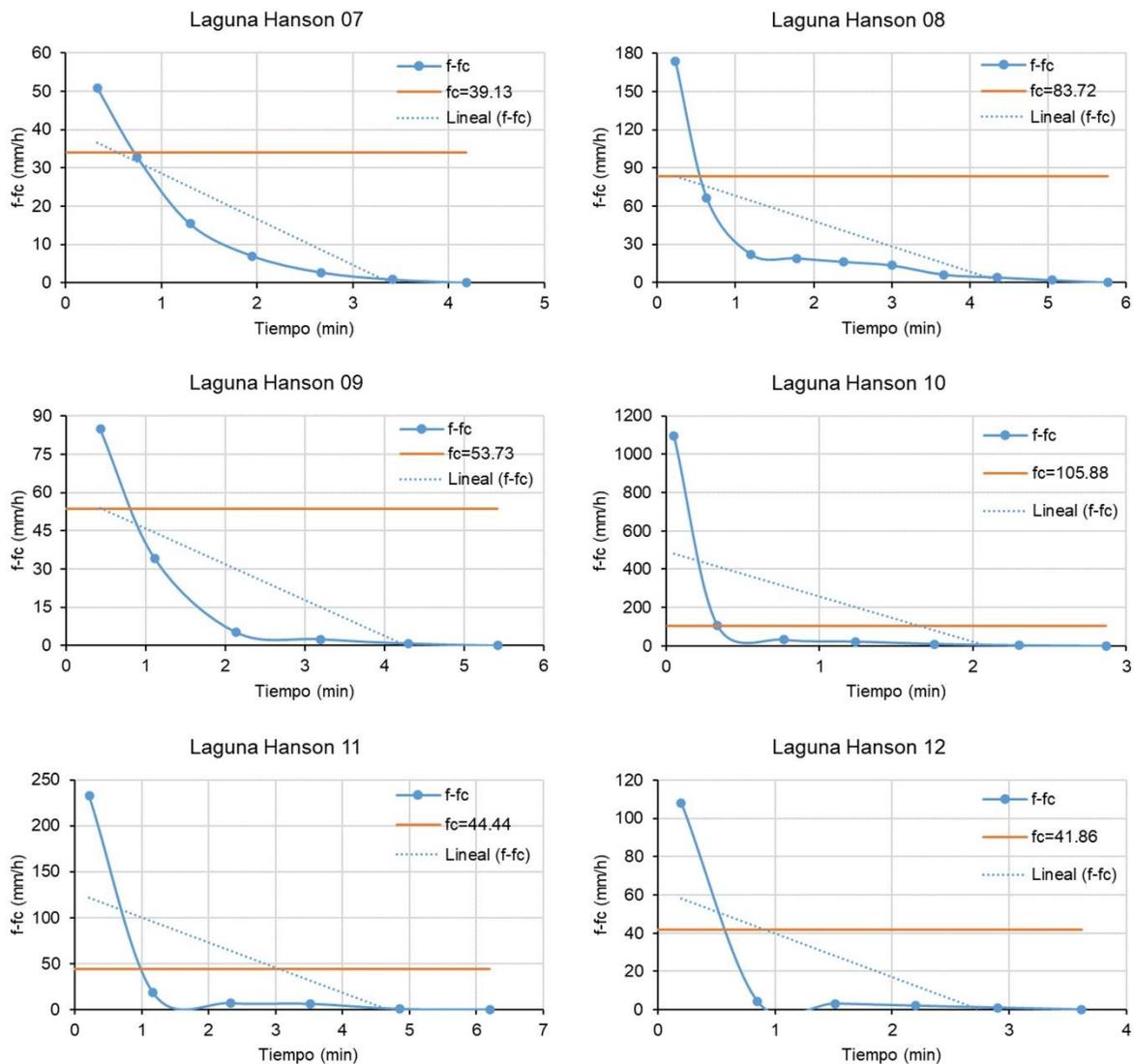


Figura 55. Gráficos de infiltración de las muestras obtenidas en Laguna Hanson (Parte 2).

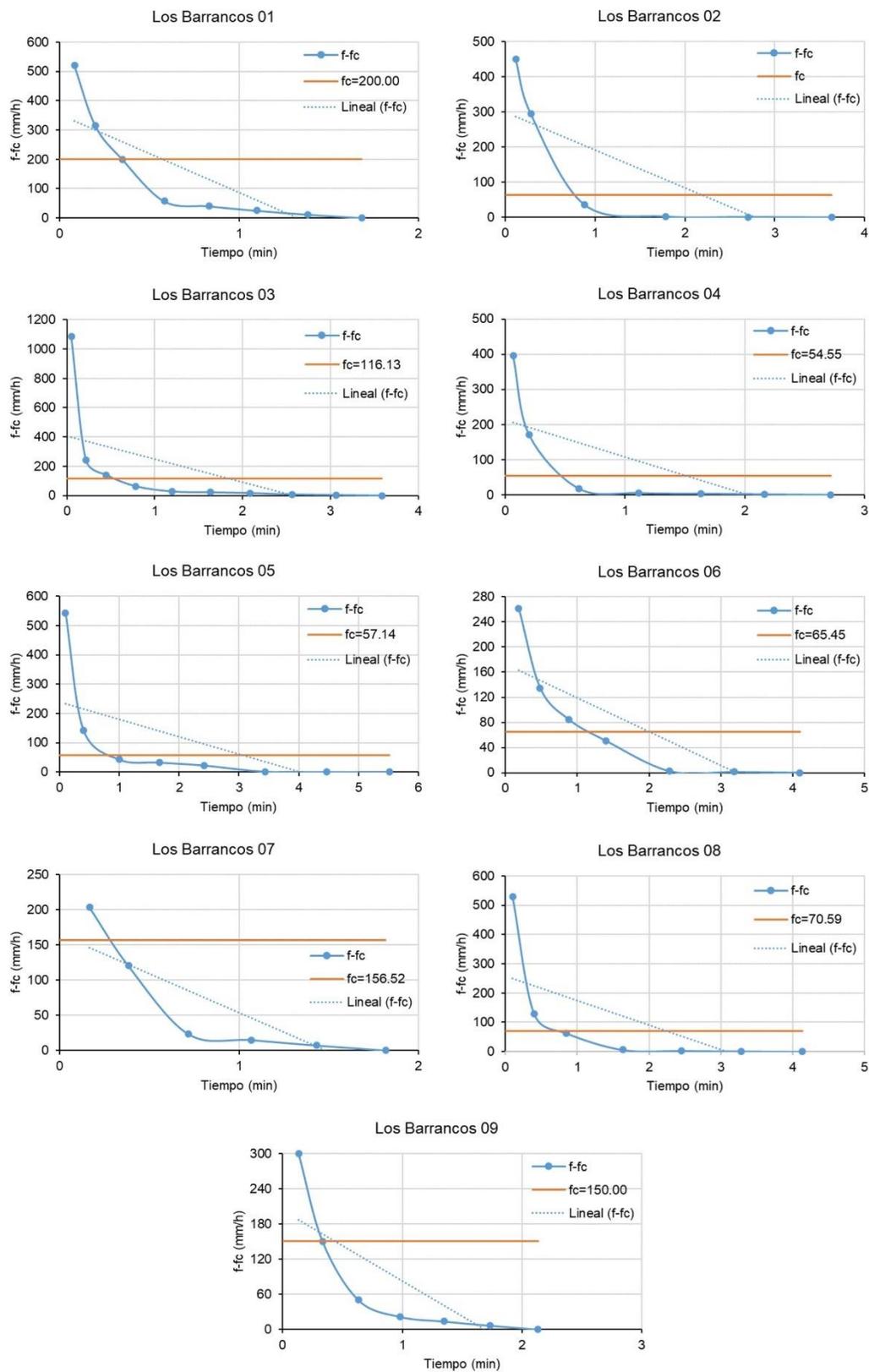


Figura 56. Gráficos de infiltración de las muestras obtenidas en Los Barrancos.

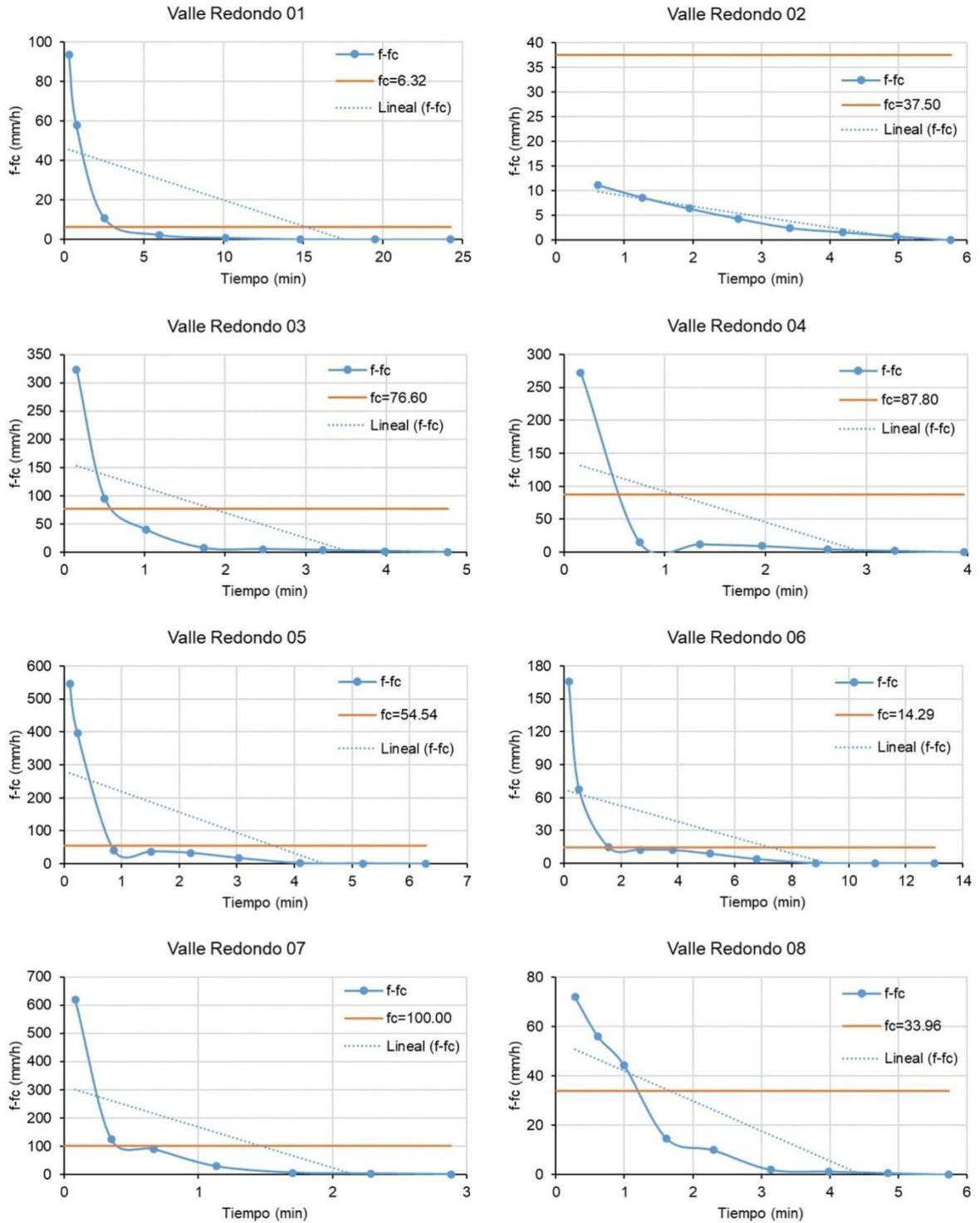


Figura 57. Gráficos de infiltración de las muestras obtenidas en Valle Redondo.

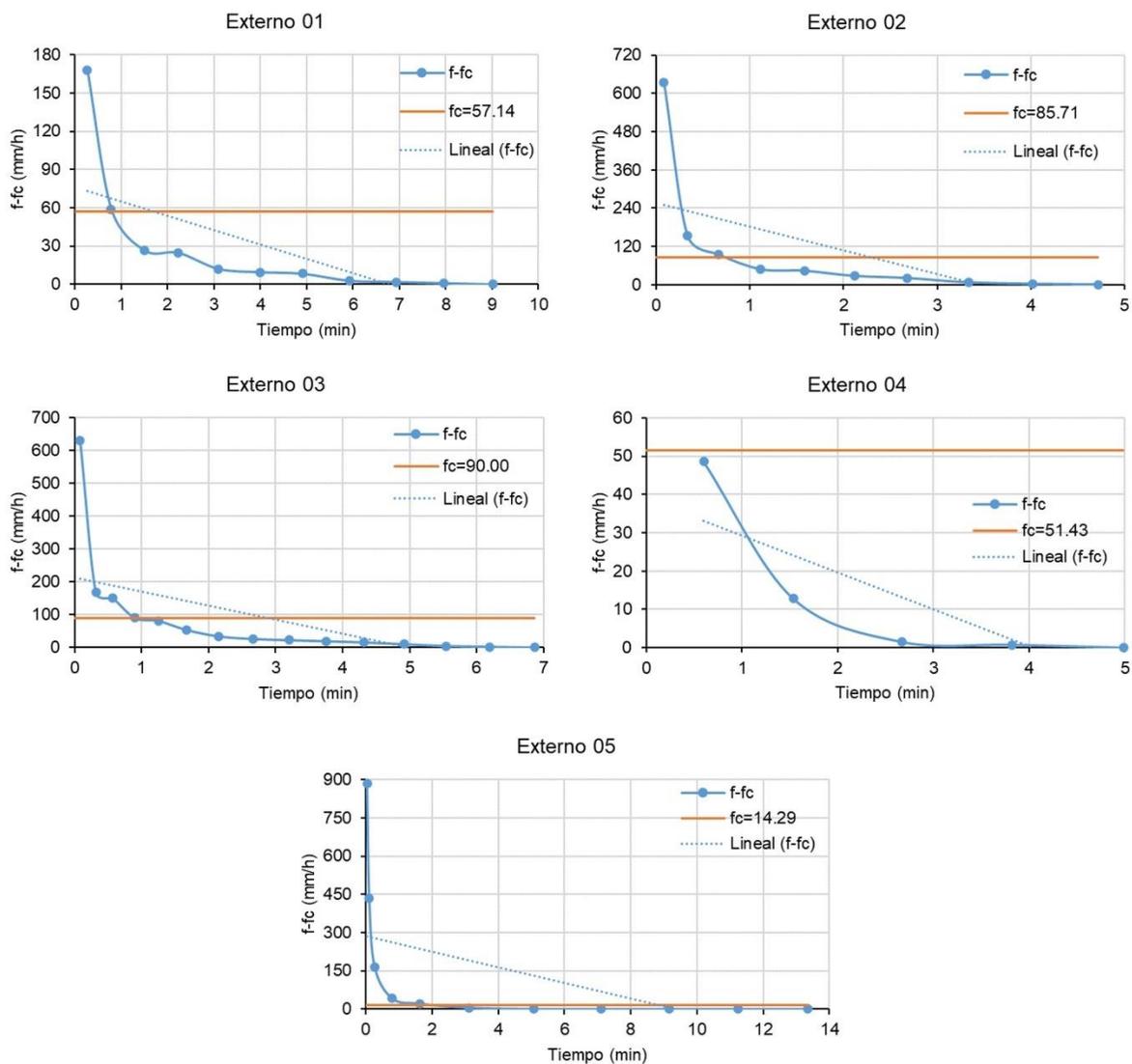


Figura 58. Gráficos de infiltración de las muestras obtenidas fuera del SBMON.

Anexo C: Imágenes estacionales de NDVI y MDDI por año

Se adquirió una recopilación compuesta por 36 años de registros de imágenes satelitales, con las cuales se delimitó una serie de tiempo sobre el periodo 1986-2020. Las imágenes que se muestran en este anexo son la composición regional sin filtrado por dirección de laderas. Se indican las microcuencas por número (1: Cerro Grande; 2: El Barbón; 3: El Ranchito; 4: Laguna Hanson; 5: Los Barrancos; 6: Valle Redondo).

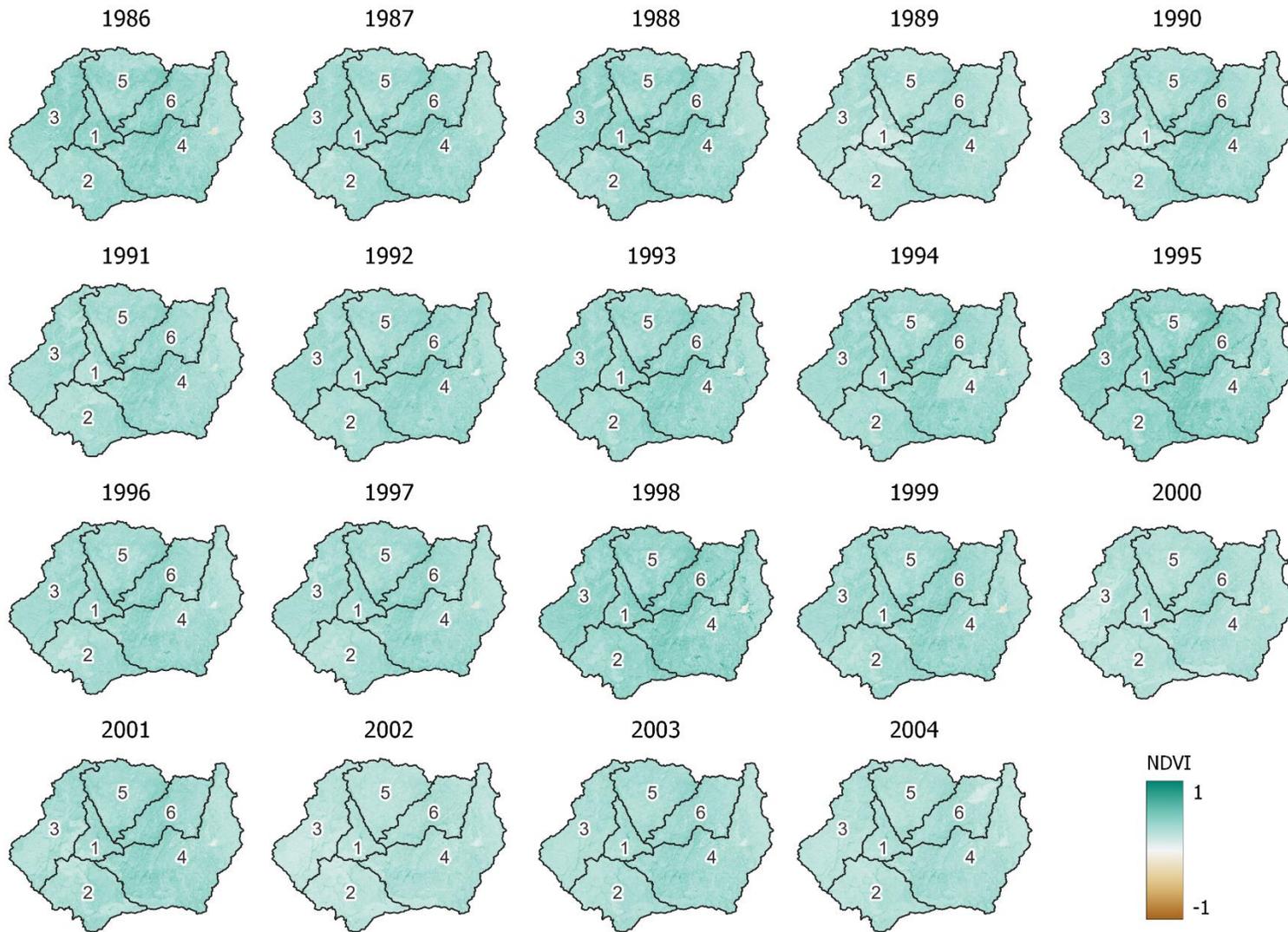


Figura 59. Distribución de NDVI para la temporada seca entre los años 1986 y 2004.

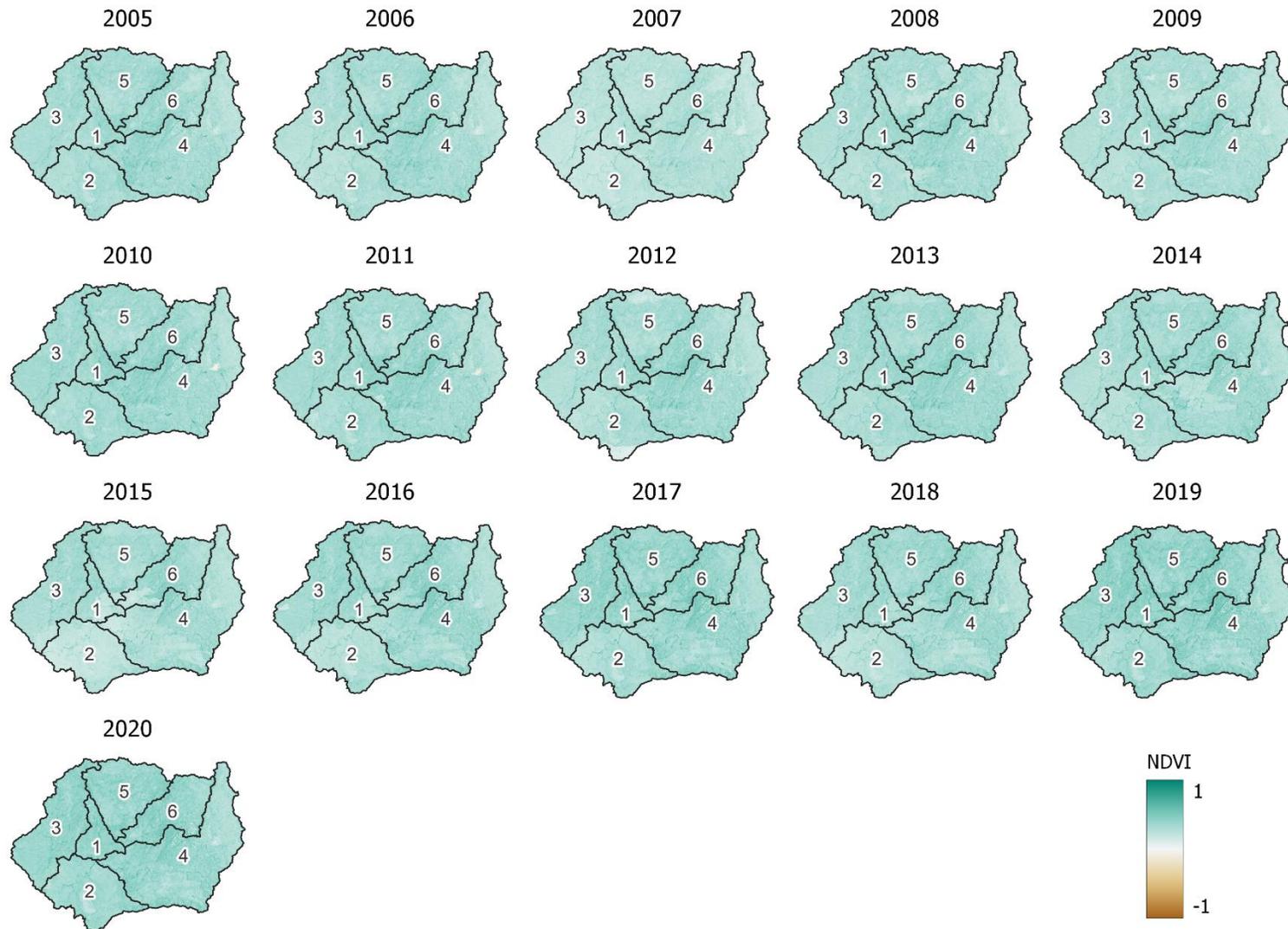


Figura 60. Distribución de NDVI para la temporada seca entre los años 2005 y 2020.

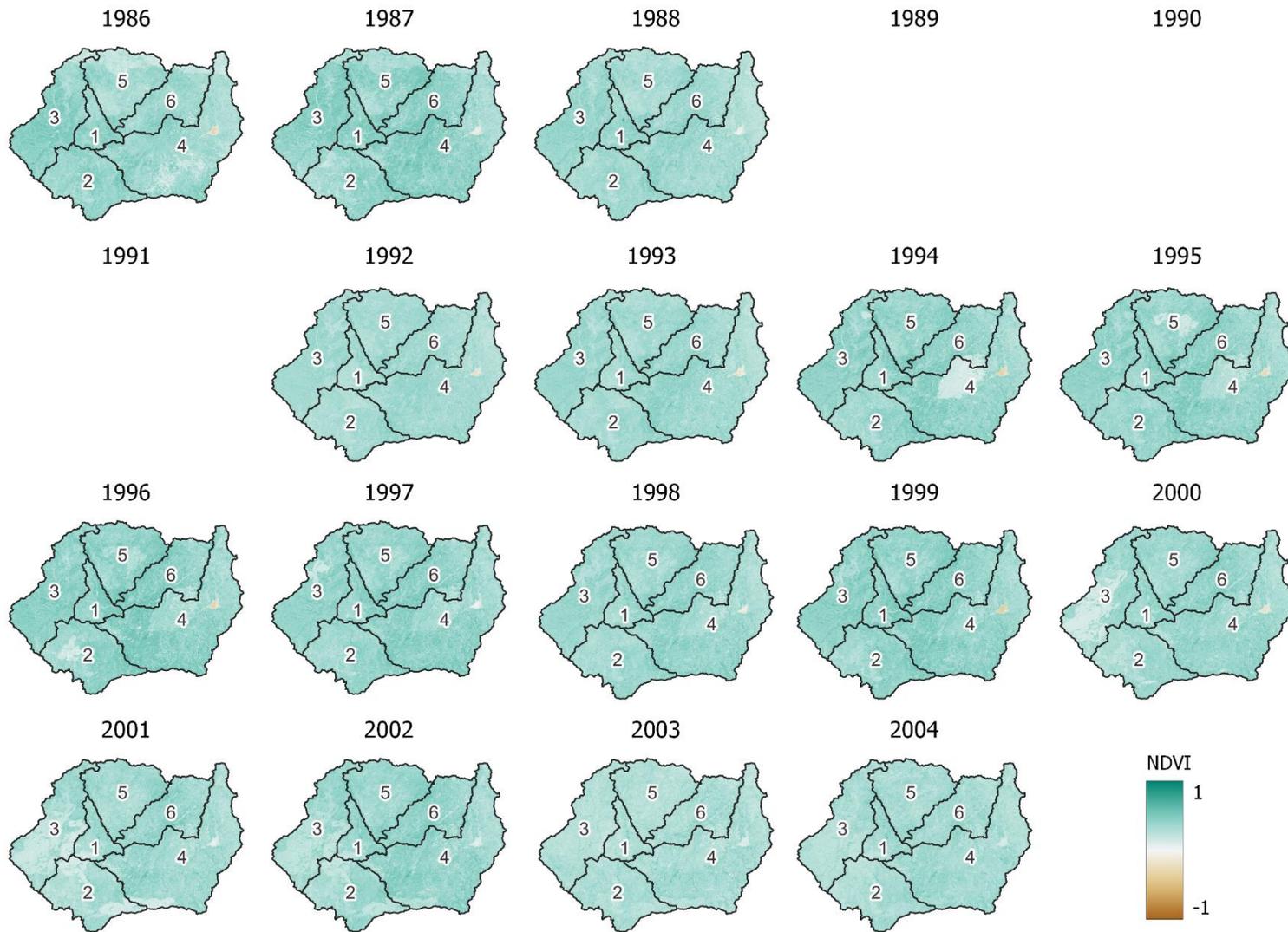


Figura 61. Distribución de NDVI para la temporada húmeda entre los años 1986 y 2004.

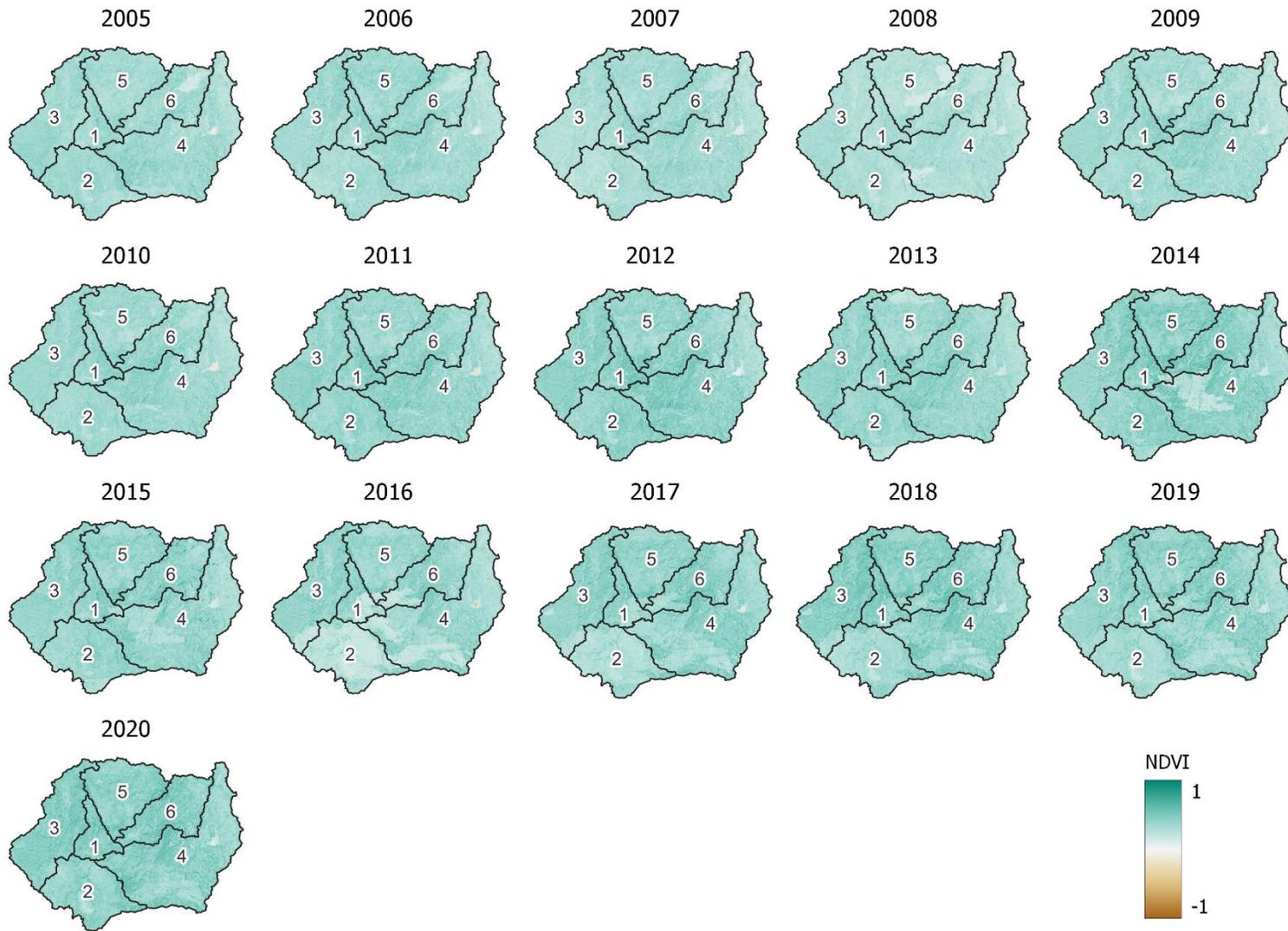


Figura 62. Distribución de NDVI para la temporada húmeda entre los años 2005 y 2020.

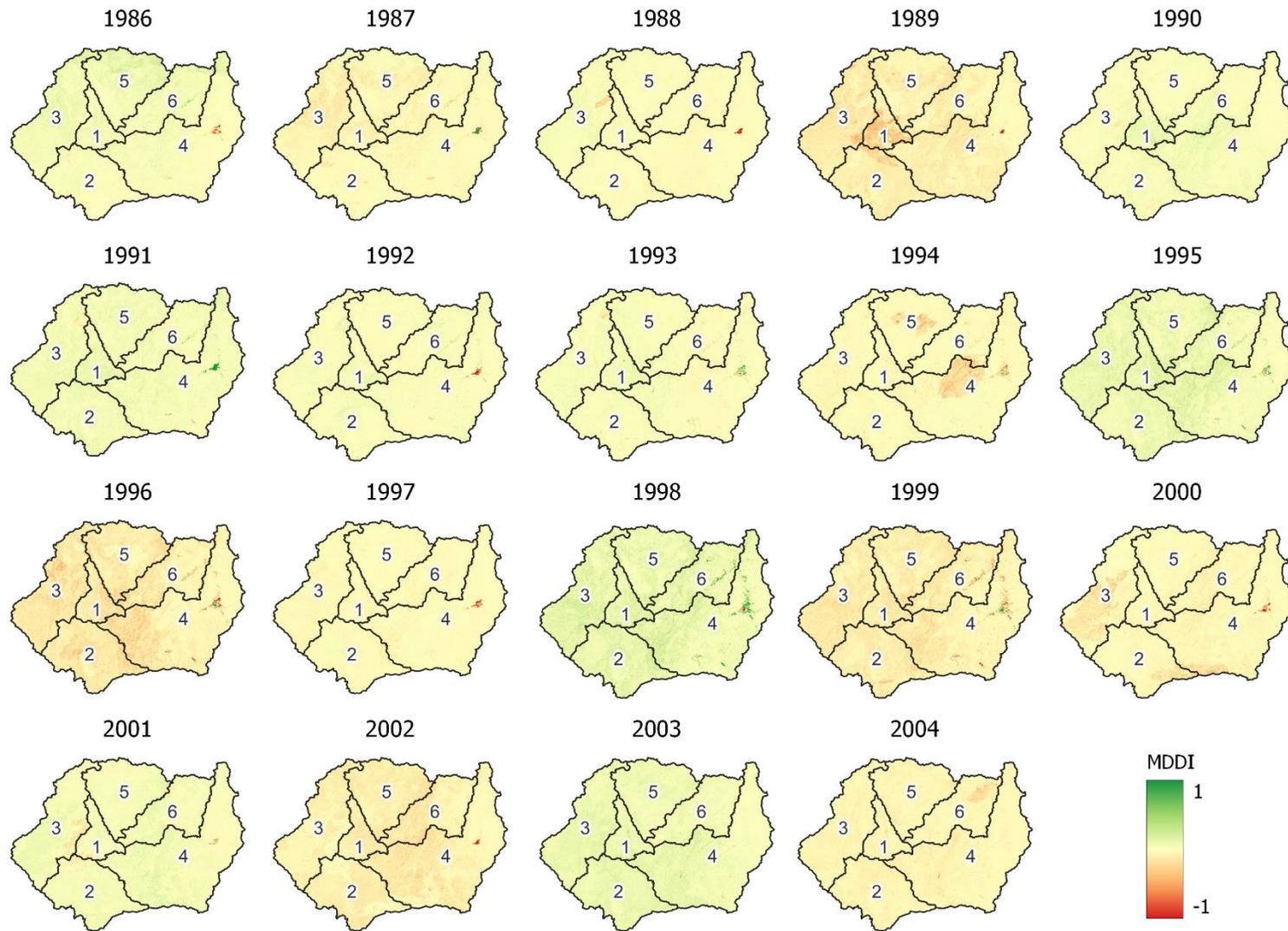


Figura 63. Distribución de MDDI para la temporada seca entre los años 1986 y 2004.



Figura 64. Distribución de MDDI para la temporada seca entre los años 2005 y 2020.

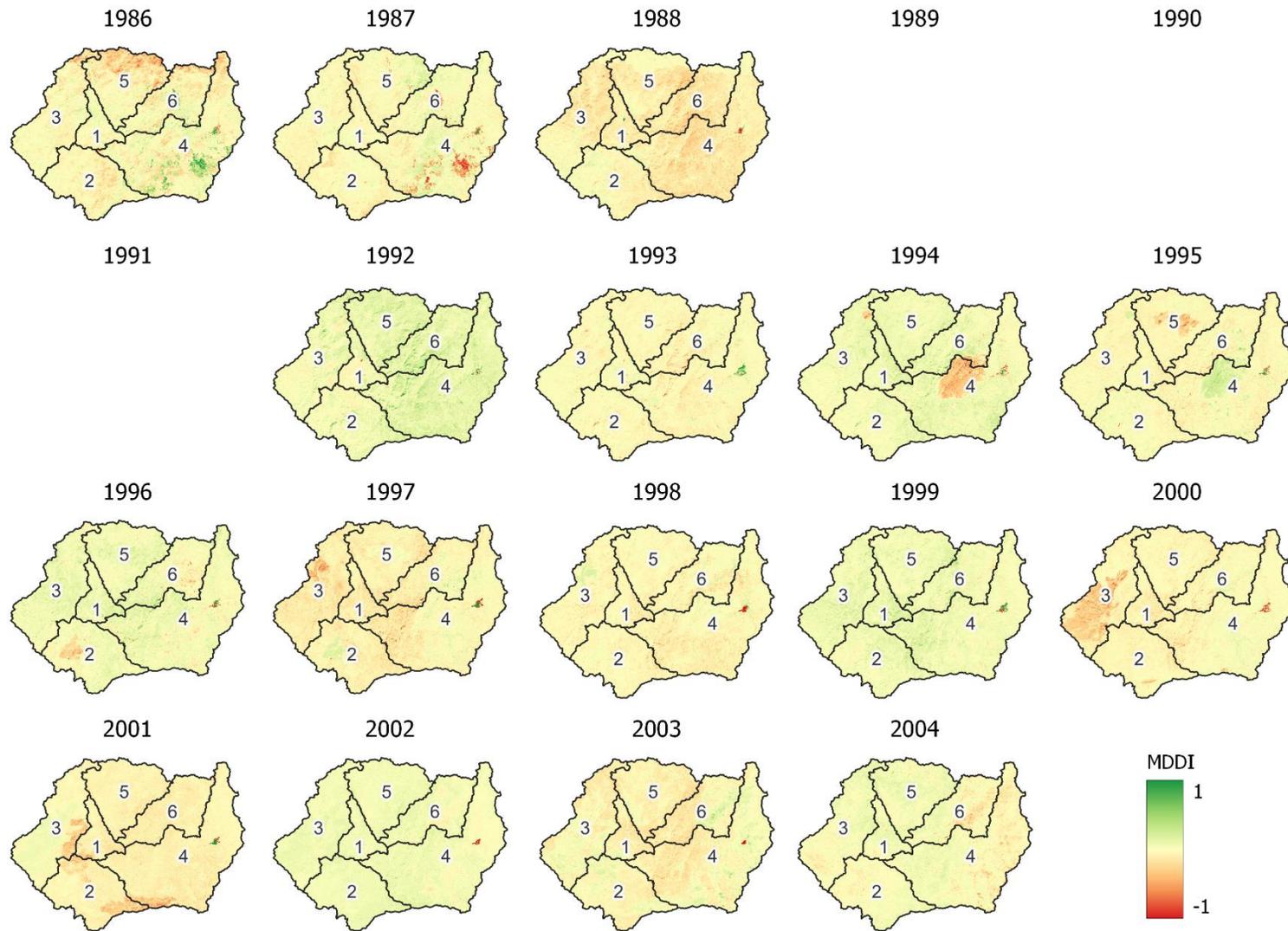


Figura 65. Distribución de MDDI para la temporada húmeda entre los años 1986 y 2004.



Figura 66. Distribución de MDDI para la temporada húmeda entre los años 2005 y 2020.

Anexo D: Balance hídrico por estación y microcuenca

Se muestran a continuación los balances hídricos generados por estación y microcuenca. Todos los valores reportados se expresan en mm, a excepción del volumen aportado por microcuenca en Mm³. Los resultados difieren en la distribución de precipitación sobre el bloque de montaña de la Sierra de Juárez. La mayor concentración de aporte hidrológico se da en la sección oriental, sobre las mayores elevaciones en el SBMON.

De manera general, se ordenan a continuación las regiones con mayor aporte hidrológico por categoría:

Por estación (en mm):

- 1) Híbrido 2066/EMA-Const1857 (Sierra de Juárez/Constitución de 1857)
- 2) 2049 – San Juan de Dios Norte
- 3) 2079 – El Alamar y 2118 – Valle de San Rafael (nulo)

Por microcuenca (en Mm³):

- 1) Laguna Hanson
- 2) Valle Redondo
- 3) Los Barrancos
- 4) Cerro Grande y El Ranchito
- 5) El Barbón (nulo)

Tabla 14. Balance hídrico en la estación 2049 – San Juan de Dios Norte, correspondiente al periodo 1981-2020.

Mes	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Anual
P	62.2	75.5	92.3	67.4	24.1	9.5	2.3	19.6	22.7	16.2	21.7	42.3	455.8
ETP	34.9	36.6	42.1	60.4	75.8	94.2	108.5	116.9	108.8	85.6	63.9	43.3	870.8
P - ETP	27.3	38.8	50.2	7.0	-51.6	-84.6	-106.2	-97.3	-86.0	-69.4	-42.2	-0.9	-414.9
R	27.3	66.1	100.0	100.0	48.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	341.8
VR	27.3	38.8	33.9	0.0	-51.6	-48.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
ETR	34.9	36.6	42.1	60.4	75.8	57.9	2.3	19.6	22.7	16.2	21.7	42.3	432.5
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	36.2	106.2	97.3	86.0	69.4	42.2	0.9	438.3
E	0.0	0.0	16.3	7.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	23.3
D	0.0	0.0	8.1	7.6	3.8	1.9	0.9	0.5	0.2	0.1	0.1	0.0	23.3

Tabla 15. Balance hídrico en el híbrido 2066/EMA-Const1857 (Sierra de Juárez/Constitución de 1857), correspondiente al periodo 1981-2020.

Mes	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Anual
P	42.0	67.1	83.8	97.0	73.7	27.7	10.2	2.6	25.5	28.8	19.0	23.3	500.5
ETP	41.6	32.9	34.8	40.2	57.5	73.4	91.2	106.1	112.6	104.9	83.1	61.9	840.2
P - ETP	0.4	34.2	49.0	56.7	16.2	-45.8	-81.0	-103.5	-87.1	-76.1	-64.2	-38.6	-339.7
R	0.4	34.6	83.7	100.0	100.0	54.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	372.9
VR	0.4	34.2	49.0	16.3	0.0	-45.8	-54.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
ETR	41.6	32.9	34.8	40.2	57.5	73.4	64.4	2.6	25.5	28.8	19.0	23.3	444.0
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	26.8	103.5	87.1	76.1	64.2	38.6	396.2
E	0.0	0.0	0.0	40.4	16.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	56.5
D	0.0	0.0	0.0	20.2	18.2	9.1	4.5	2.3	1.1	0.6	0.3	0.1	56.5

Tabla 20. Balance hídrico en la microcuenca El Ranchito, correspondiente al periodo 1981-2020.

Mes	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Anual	Mm ³
P	59.6	72.4	88.0	65.0	23.2	9.5	2.2	18.3	21.7	15.5	20.6	40.1	436.0	48.1
ETP	35.4	37.3	42.8	61.5	77.5	96.7	112.2	120.9	112.5	88.3	65.8	44.2	895.2	98.8
P - ETP	24.2	35.1	45.2	3.5	-54.4	-87.2	-109.9	-102.6	-90.8	-72.8	-45.2	-4.2	-459.1	-50.7
R	24.2	59.3	100.0	100.0	45.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	329.1	36.3
VR	24.2	35.1	40.7	0.0	-54.4	-45.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
ETR	35.4	37.3	42.8	61.5	77.5	55.2	2.2	18.3	21.7	15.5	20.6	40.1	428.1	47.3
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	41.6	109.9	102.6	90.8	72.8	45.2	4.2	467.1	51.6
E	0.0	0.0	4.5	3.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.9	0.9
D	0.0	0.0	2.2	2.8	1.4	0.7	0.4	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	7.9	0.9

Tabla 21. Balance hídrico en la microcuenca Laguna Hanson, correspondiente al periodo 1981-2020.

Mes	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Anual	Mm ³
P	42.0	67.1	83.8	96.9	73.6	27.6	10.2	2.6	25.4	28.8	18.9	23.3	500.3	102.7
ETP	41.6	32.9	34.8	40.3	57.5	73.4	91.2	106.1	112.6	104.9	83.1	61.9	840.3	172.5
P - ETP	0.4	34.2	49.0	56.6	16.1	-45.8	-81.0	-103.5	-87.1	-76.1	-64.2	-38.6	-340.0	-69.8
R	0.4	34.6	83.6	100.0	100.0	54.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	372.7	76.5
VR	0.4	34.2	49.0	16.4	0.0	-45.8	-54.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
ETR	41.6	32.9	34.8	40.3	57.5	73.4	64.4	2.6	25.4	28.8	18.9	23.3	444.0	91.1
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	26.8	103.5	87.1	76.1	64.2	38.6	396.4	81.4
E	0.0	0.0	0.0	40.2	16.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	56.3	11.6
D	0.0	0.0	0.0	20.1	18.2	9.1	4.5	2.3	1.1	0.6	0.3	0.1	56.3	11.6

Tabla 22. Balance hídrico en la microcuenca Los Barrancos, correspondiente al periodo 1981-2020.

Mes	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Anual	Mm ³
P	64.2	79.0	94.3	70.0	25.6	9.8	2.4	22.0	25.3	17.3	22.4	42.2	474.5	44.1
ETP	34.1	35.9	41.4	59.2	74.8	92.9	107.5	115.1	107.2	84.5	63.1	42.6	858.0	79.7
P - ETP	30.2	43.1	52.9	10.8	-49.2	-83.1	-105.0	-93.0	-81.9	-67.2	-40.7	-0.4	-383.5	-35.6
R	30.2	73.3	100.0	100.0	50.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	354.3	32.9
VR	30.2	43.1	26.7	0.0	-49.2	-50.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
ETR	34.1	35.9	41.4	59.2	74.8	60.6	2.4	22.0	25.3	17.3	22.4	42.2	437.5	40.6
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	32.3	105.0	93.0	81.9	67.2	40.7	0.4	420.5	39.1
E	0.0	0.0	26.2	10.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37.0	3.4
D	0.0	0.0	13.1	12.0	6.0	3.0	1.5	0.7	0.4	0.2	0.1	0.0	37.0	3.4

Tabla 23. Balance hídrico en la microcuenca Valle Redondo, correspondiente al periodo 1981-2020.

Mes	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Anual	Mm ³
P	42.0	67.1	83.8	97.0	73.7	27.7	10.2	2.6	25.5	28.8	19.0	23.3	500.5	39.8
ETP	41.6	32.9	34.8	40.2	57.5	73.4	91.2	106.1	112.6	104.9	83.1	61.9	840.2	66.8
P - ETP	0.4	34.2	49.0	56.7	16.2	-45.8	-81.0	-103.5	-87.1	-76.1	-64.2	-38.6	-339.7	-27.0
R	0.4	34.6	83.7	100.0	100.0	54.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	372.9	29.7
VR	0.4	34.2	49.0	16.3	0.0	-45.8	-54.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
ETR	41.6	32.9	34.8	40.2	57.5	73.4	64.4	2.6	25.5	28.8	19.0	23.3	444.0	35.3
F	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	26.8	103.5	87.1	76.1	64.2	38.6	396.2	31.5
E	0.0	0.0	0.0	40.4	16.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	56.5	4.5
D	0.0	0.0	0.0	20.2	18.2	9.1	4.5	2.3	1.1	0.6	0.3	0.1	56.5	4.5

Anexo E: Normales climatológicas por estación y microcuenca

Parecido con el Anexo D, pero con respecto a las normales climatológicas en el periodo 1981-2020.

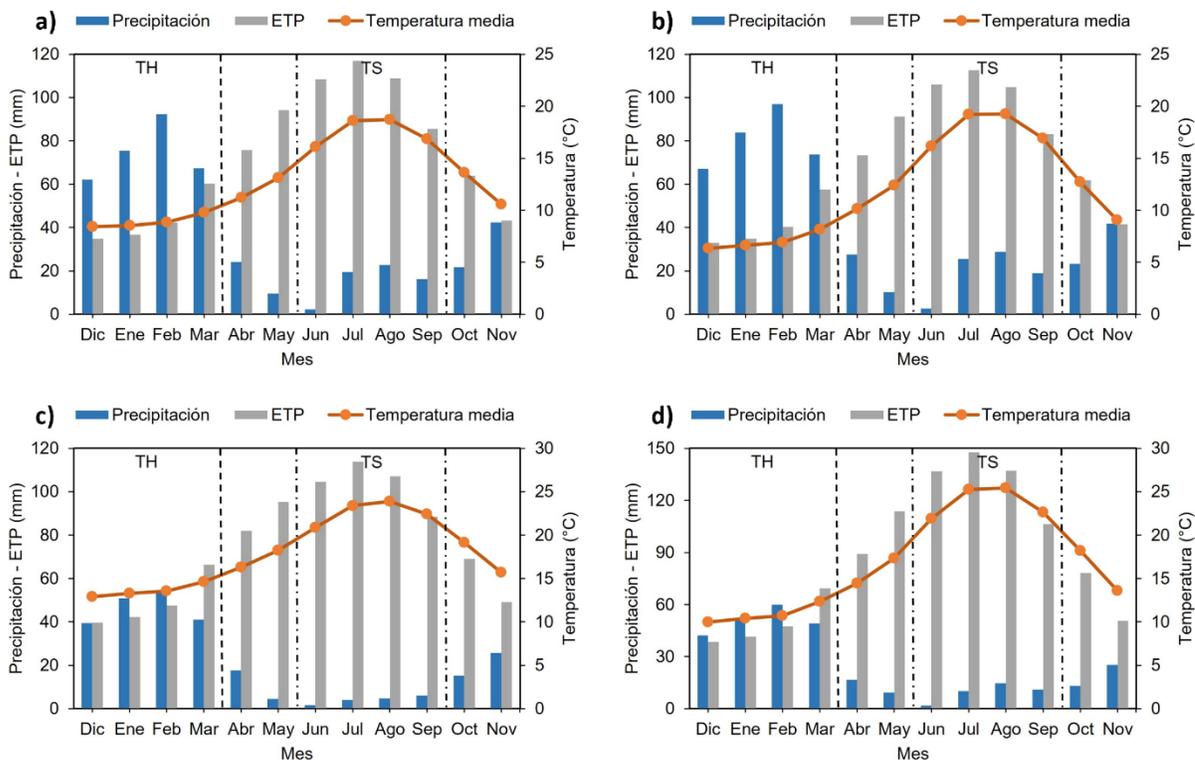


Figura 67. Normales climatológicas para las estaciones a) 2049 – San Juan de Dios Norte, b) híbrido 2066/EMA-Const1857 (Sierra de Juárez/Constitución de 1857), c) 2079 – El Alamar, y d) 2118 – Valle de San Rafael, en el periodo 1981-2020. Las líneas punteadas marcan la separación entre las temporadas húmeda (TH), seca (TS) y de transición.

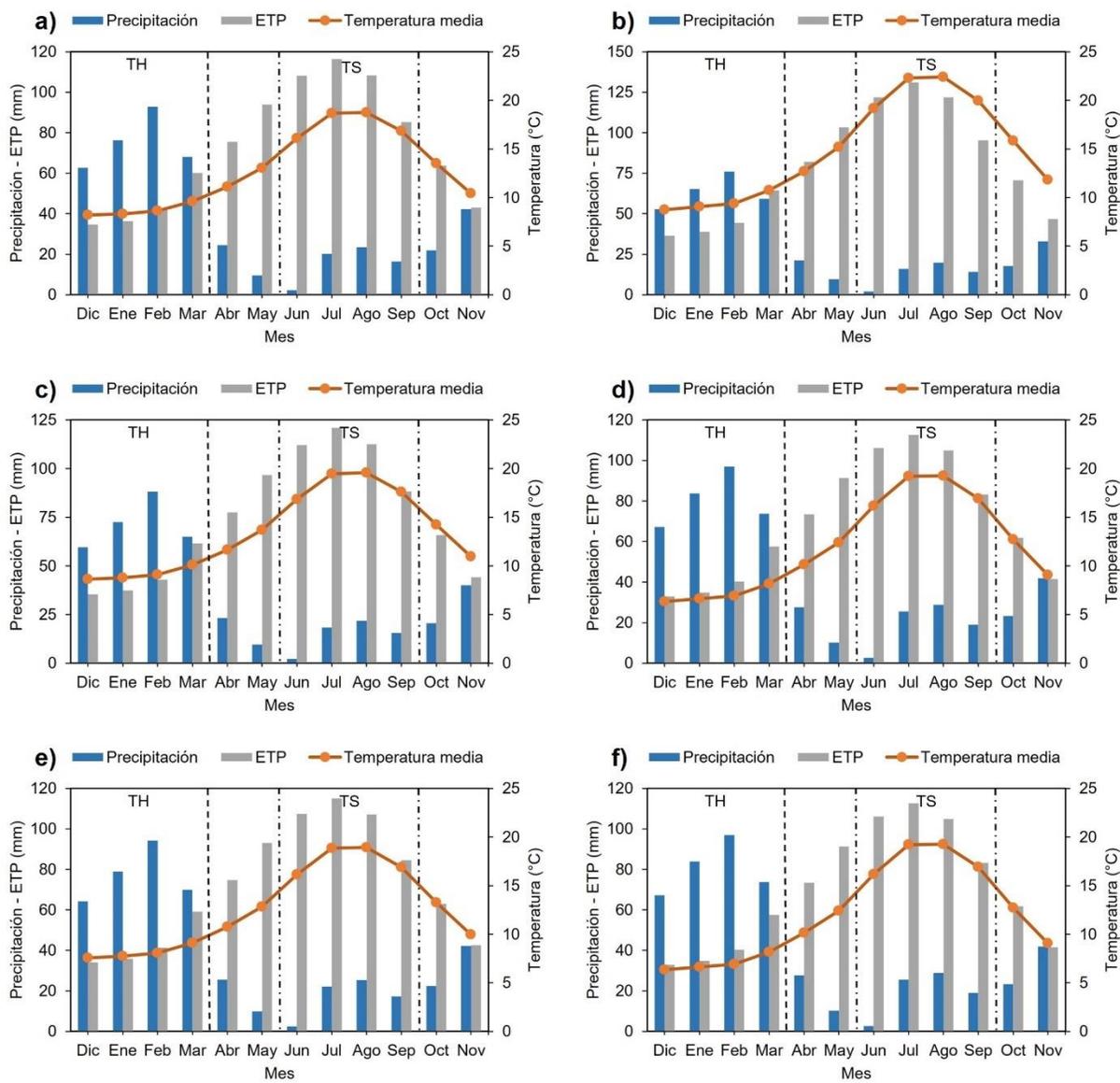


Figura 68. Normales climatológicas para las microcuencas a) Cerro Grande, b) El Barbón, c) El Ranchito, d) Laguna Hanson, e) Los Barrancos, y f) Valle Redondo, en el periodo 1981-2020. Las líneas punteadas marcan la separación entre las temporadas húmeda (TH), seca (TS) y de transición.

Anexo F: Datos para la preparación de los modelos de CN para la temporada invernal 2022-2023

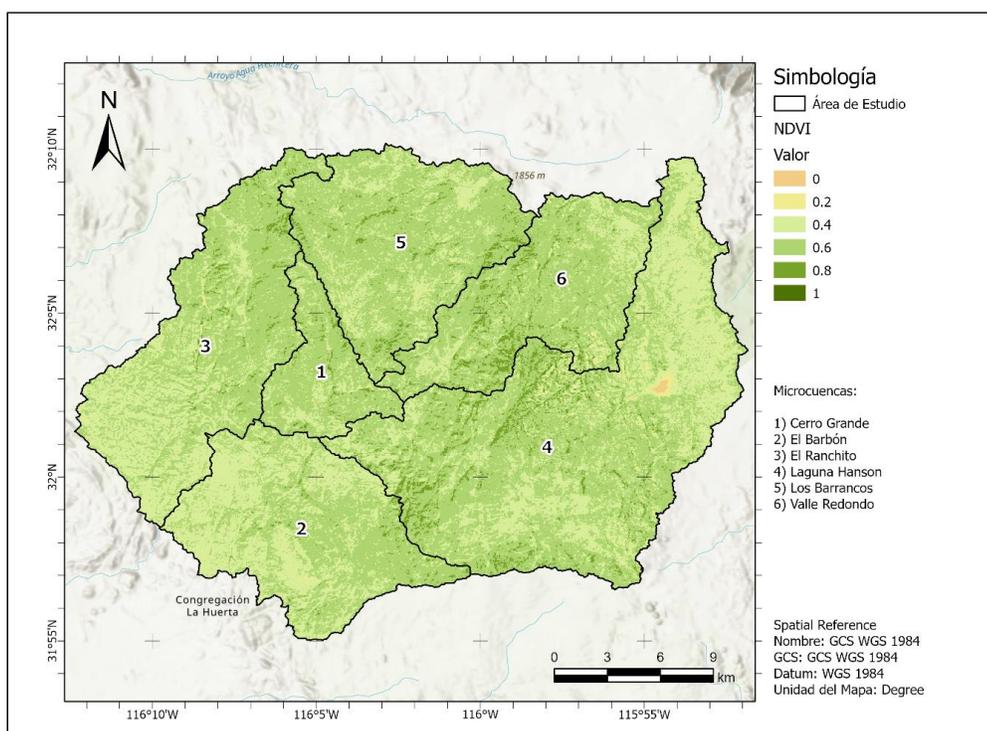


Figura 69. Distribución de NDVI para la temporada invernal 2022-2023 sobre el SBMON.

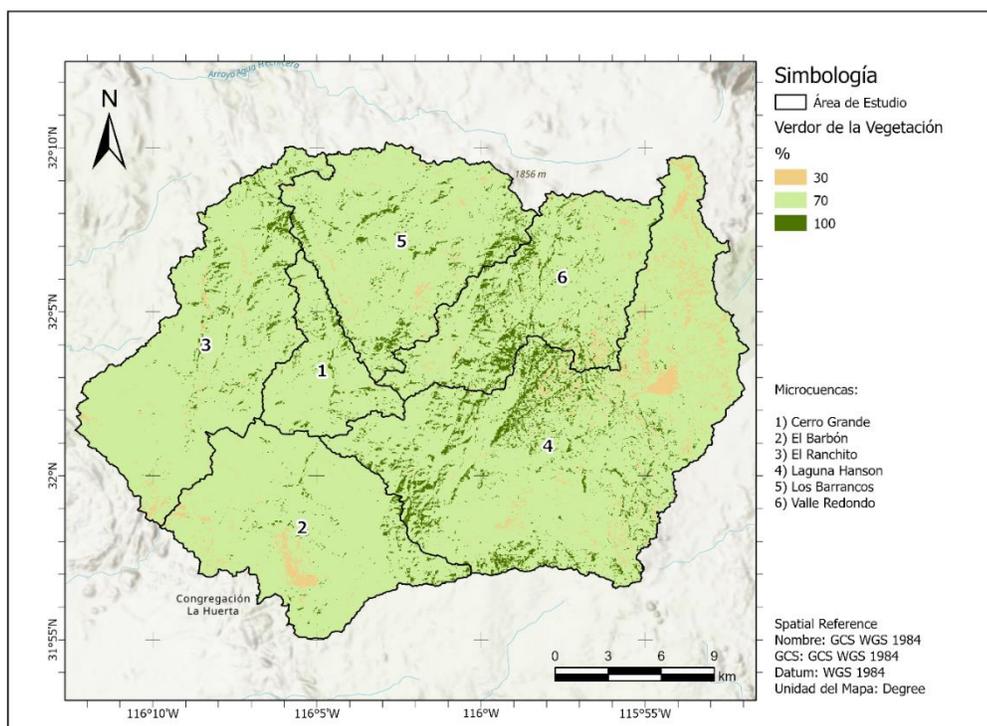


Figura 70. Distribución del verdor de vegetación (GF) para la temporada invernal 2022-2023 sobre el SBMON.

Anexo G: Estadística de los modelos de CN a nivel microcuenca

Se reportan los valores máximo y mínimo, la media regional y la desviación estándar por cada clase de los modelos aplicados a nivel microcuenca.

Tabla 24. Estadística de los modelos de curvas numeradas sobre la microcuenca Cerro Grande.

Modelo	Clase	Q			
		Max	Min	Media	σ
GCN250	I	67.00	39.00	55.21	5.85
	II	83.00	59.00	73.70	4.97
	III	93.00	77.00	87.01	3.27
A ($I_a=0.2$)	I	87.11	16.05	57.45	5.71
	II	94.63	35.98	75.36	4.92
	III	98.11	55.36	88.80	3.62
B ($I_a=0.05$)	I	82.74	7.35	43.14	6.13
	II	93.52	21.53	65.96	6.13
	III	98.04	40.53	85.22	4.98

Tabla 25. Estadística de los modelos de curvas numeradas sobre la microcuenca El Barbón.

Modelo	Clase	Q			
		Max	Min	Media	σ
GCN250	I	67.00	39.00	54.96	5.15
	II	83.00	59.00	73.56	4.45
	III	93.00	77.00	86.88	2.89
A ($I_a=0.2$)	I	87.11	16.05	59.81	8.04
	II	94.63	35.98	77.05	5.61
	III	98.11	55.36	89.74	3.17
B ($I_a=0.05$)	I	82.74	7.35	46.09	10.37
	II	93.52	21.53	68.29	7.76
	III	98.04	40.54	86.53	4.39

Tabla 26. Estadística de los modelos de curvas numeradas sobre la microcuenca El Ranchito.

Modelo	Clase	Q			
		Max	Min	Media	σ
GCN250	I	67.00	39.00	53.29	7.24
	II	83.00	59.00	72.04	6.41
	III	93.00	77.00	85.81	4.23
A ($I_a=0.2$)	I	87.11	16.05	57.86	5.69
	II	94.63	35.98	75.69	4.69
	III	98.11	55.36	89.01	3.22
B ($I_a=0.05$)	I	82.74	7.35	43.61	6.47
	II	93.52	21.53	66.39	6.02
	III	98.04	40.54	85.51	4.48

Tabla 27. Estadística de los modelos de curvas numeradas sobre la microcuenca Laguna Hanson.

Modelo	Clase	Q			
		Max	Min	Media	σ
GCN250	I	67.00	39.00	50.49	6.40
	II	83.00	59.00	69.64	5.80
	III	93.00	77.00	84.32	3.94
A ($I_a=0.2$)	I	87.11	16.05	52.14	10.57
	II	94.63	35.98	70.42	9.17
	III	98.11	55.36	85.39	6.35
B ($I_a=0.05$)	I	82.74	7.35	37.80	11.41
	II	93.52	21.53	59.58	11.81
	III	98.04	40.53	80.28	8.96

Tabla 28. Estadística de los modelos de curvas numeradas sobre la microcuenca Los Barrancos.

Modelo	Clase	Q			
		Max	Min	Media	σ
GCN250	I	64.00	39.00	52.27	5.79
	II	81.00	59.00	71.21	5.23
	III	92.00	77.00	85.37	3.51
A ($I_a=0.2$)	I	87.11	16.01	54.67	7.58
	II	94.63	35.95	72.89	6.83
	III	98.11	55.32	87.18	4.82
B ($I_a=0.05$)	I	82.74	7.33	40.18	7.81
	II	93.52	21.50	62.71	8.71
	III	98.04	40.49	82.87	6.84

Tabla 29. Estadística de los modelos de curvas numeradas sobre la microcuenca Valle Redondo.

Modelo	Clase	Q			
		Max	Min	Media	σ
GCN250	I	59.00	39.00	50.43	6.06
	II	77.00	59.00	69.58	5.56
	III	89.00	77.00	84.30	3.81
A ($I_a=0.2$)	I	87.11	9.62	49.61	10.12
	II	94.63	29.58	68.22	9.03
	III	98.11	47.51	83.96	6.42
B ($I_a=0.05$)	I	82.74	3.89	35.07	10.52
	II	93.52	16.41	56.70	11.46
	III	98.04	32.19	78.22	9.07