

Hidrología y erosión hídrica en zonas áridas. Análisis a distintas escalas espaciales en Patagonia Norte.

Tesis presentada para optar al título de Doctora de la Universidad de Buenos Aires, Área Ciencias Agropecuarias

María Valeria del Luján Aramayo

Ingeniera Agrónoma – Universidad Nacional del Comahue – 2014

Lugar de trabajo: INTA EEA Bariloche



FAUBA

Escuela para Graduados Ing. Agr. Alberto Soriano
Facultad de Agronomía – Universidad de Buenos Aires



COMITÉ CONSEJERO

Director de tesis

Marcelo D. Nosetto

Ingeniero Agrónomo (Universidad Nacional de Entre Ríos)

Doctor en Cs. Agropecuarias (Universidad de Buenos Aires)

Co-directora

María Victoria Cremona

Ingeniera Agrónoma (Universidad de Buenos Aires)

Master of Science en Horticultura (Universidad de Hannover, Alemania)

Consejero de Estudios

Roberto J. Fernández Aldúncin

Ingeniero Agrónomo (Universidad de Buenos Aires)

Ph.D. Doctor of Philosophy, Botánica/Ecología (Duke University, EEUU)

JURADO DE TESIS

Juan Cruz Colazo

Ingeniero agrónomo - Universidad Nacional de La Pampa

Doctor en Agronomía - Universidad Nacional del Sur

Juan José Gaitán

Ingeniero agrónomo - Universidad Nacional de Luján

Magister en Recursos Naturales- Universidad de Buenos Aires

Doctor en Ciencias Agropecuarias - Universidad de Buenos Aires

Jorge Gonzalo Nicolás Irisarri

Ingeniero agrónomo - Universidad de Buenos Aires

Magister en Recursos Naturales- Universidad de Buenos Aires

Doctor en Ciencias Agropecuarias - Universidad de Buenos Aires

Fecha de defensa de la tesis: 3 de Junio de 2024

Dedicatoria

A mi mamá Alejandra y mi papá Marcelo
a Rosa y Guille, Katy y Victor,
Y a mis hermanas Gise y Agus.

Agradecimientos

A mi familia por estar en todo momento, por entender mi ausencia, motivarme y alentarme a llegar hasta acá.

A todos los que me recibieron en el INTA Bariloche, especialmente a Donald Bran y Guillermo Siffredi, por su paciencia, su acompañamiento y sus enseñanzas. Y a los muchos que dedicaron tiempo, sugerencias, oído, colaboraciones, guía académica, en distintos momentos de este largo trayecto de posgrado: Marcos Easdale, Clara Fariña, Aldana López, Daniel Castillo, Pablo Gáspero, Juan Gaitán, Andrea Enriquez, Nicolás Giovannini, Antonella Falconaro, Silvana López, Fito Sarmiento, a Moni y Teresita, Aldo Zúñiga, Cristian Reven, Dante Marcoveccio, Esteban Pizzio. A Javier Gyenge, que desde su humilde consejo me motivó a ingresar en este programa de doctorado.

A Matias Ayalef por estar siempre al pie del cañón en el campo y facilitar mi trabajo, y por los mates, las charlas y las comidas junto a Francisco Dominguez. A Agustín que puso a disposición el campo y a Ernesto Busetto (QEPD) que además de abrir su establecimiento, puso oídos, ideas, predisposición y aliento.

A todos los que pude conocer en el campo, con la excusa de la tesis, y están siempre atentos a recibirte, darte su tiempo y colaborar. Entre ellos a José Ojeda (QEPD) por sus enseñanzas. A la familia Cabrera, a Sergio y Mabel por su cordialidad. A la familia Pignón: Laurentino, Mirta, Segundo, Rolando, y Eliseo. A Tomás Wesley y Juan Carlos Martínez. A Mechy y Néstor que me brindaron mucho más que hospedaje para poder cursar el posgrado.

A los docentes y los colegas de la Facultad de Ciencias Agrarias de la Universidad Nacional del Comahue que compartieron en mi formación no sólo métodos y contenidos, sino también respeto, empatía y agradecimiento.

A mis colegas y primeros tutores: Santiago Valdez, Dante Ignacio, que más allá de la distancia continúan compartiendo experiencias y aprendizajes. Y muy especialmente agradecer a Federico Boggio por darme el primer impulso para trabajar con dedicación en lo que nos gusta.

A Nicolás Haneck y Juan Grassini por compartir su trabajo, su tiempo y sus preguntas, que alimentaron mi chispa del conocimiento sobre el manejo de los pastizales y la búsqueda de repuestas.

A los colegas que aguantaron los trapos en los trabajos compartidos durante varios años de tesis: Mariana Hafford, Leandro Girardin y Alfonso Nogueira. Y a los estimados compañeros de muchas horas de trabajo, de viaje y de esparcimiento que supieron alentar en esta carrera. No me quiero olvidar de nadie, por eso, gracias a todo el INTA Bariloche (desde Chosma hasta El Bolsón) por cada momento compartido en este gran esfuerzo.

Al INTA por permitirme este logro.

Al comité asesor de esta tesis, por su gran esfuerzo en acompañarme y por guiarme en las sendas del complejo mundo académico. A Marcelo gracias por la paciencia, el conocimiento y los valores. A Viqui gracias por el apoyo y las tantas gestiones. A Roberto gracias por insistir en mejorar mi español y mi escritura ¡Gracias a los tres por sus consejos!

Gracias.

Declaro que el material incluido en esta tesis es, a mi mejor saber y entender, original producto de mi propio trabajo (salvo en la medida en que se identifique explícitamente las contribuciones de otros), y que este material no lo he presentado, en forma parcial o total, como una tesis en ésta u otra institución.

Artículos derivados de la Tesis

Aramayo, V., Cremona, M. V., Fernández, R. J. y Nosetto, M. D. 2022. Características de las precipitaciones en zonas áridas de la Patagonia Norte, Argentina. *Cuadernos del CURIHAM*, 28.

Aramayo, V., Cremona, M. V. y Nosetto, M. D. 2023. Comportamiento hidrológico de un paisaje con diferentes estados del pastizal en el noroeste de la Patagonia árida. *Ciencia del suelo*, 41(2), 223-23.

Aramayo, V., Nosetto, M. D. y Cremona, M. V. 2024. Análisis de la susceptibilidad a la erosión hídrica en una cuenca de la Patagonia árida bajo distintos escenarios. *Investigaciones Geográficas (España)*, (81), 181-199.

Índice general

1	Introducción a la Erosión hídrica en la Patagonia árida.....	2
2	Susceptibilidad a erosión hídrica en una cuenca de la Patagonia norte.	12
2.1	INTRODUCCIÓN.....	12
2.2	METODOLOGÍA	17
2.2.1	Descripción del área de estudio	17
2.2.2	Estimación de la susceptibilidad a erosión	21
2.2.3	Variación de la USLE en el tiempo y planteo de escenarios	25
2.2.4	Sedimentos en suspensión.....	26
2.3	RESULTADOS	27
2.3.1	Estimación de la susceptibilidad a erosión	27
2.3.2	Variación de la USLE en el tiempo y planteo de escenarios	33
2.3.3	Sedimentos en suspensión.....	37
2.4	DISCUSIÓN.....	38
3	Entre sequía y tormentas erosivas. Características de las precipitaciones en el oeste árido de Río Negro	46
3.1	INTRODUCCIÓN.....	46
3.2	METODOLOGÍA	50
3.2.1	Área de estudio.....	50
3.2.2	Datos pluviométricos y su análisis.....	51
3.2.3	Datos satelitales y su relación con datos de terreno	53
3.3	RESULTADOS	54
3.3.1	Datos pluviométricos	54
3.3.2	Datos satelitales y su relación con datos de terreno	66
3.4	DISCUSIÓN.....	67
4	Escurrimiento en cuencas de zonas áridas de patagonia Norte.....	73
4.1	INTRODUCCIÓN.....	73
4.2	METODOLOGÍA	76
4.2.1	Área de estudio.....	76
4.2.2	Morfometría de cuencas.....	76
4.2.3	Caudales	78
4.2.4	Relación entre caudales, precipitaciones y sedimentos	79

4.3	RESULTADOS	81
4.3.1	Morfometría de cuencas	81
4.3.2	Comportamiento del caudal	82
4.3.3	Relación entre caudal y precipitaciones	87
4.3.4	Caudales y sedimentos	90
4.4	DISCUSIÓN.....	91
5	Comportamiento hidrológico de un paisaje con diferentes estados del pastizal en la patagonia árida.	97
5.1	INTRODUCCIÓN.....	97
5.2	METODOLOGÍA	101
5.2.1	Área de estudio.....	101
5.2.2	Diseño del muestreo	104
5.2.3	Conexión de interparches	105
5.2.4	Funcionalidad hidrológica del paisaje.....	106
5.2.5	Propiedades físicas del suelo.....	107
5.2.6	Monitoreo de humedad superficial en eventos de precipitación	108
5.2.7	Variación espacial del NDVI	109
5.3	RESULTADOS	110
5.3.1	Conectividad y funcionalidad hidrológica del paisaje	110
5.3.2	Propiedades físicas del suelo y humedad superficial	111
5.3.3	Variación espacial del NDVI _{máximo}	113
5.4	DISCUSIÓN.....	114
6	Discusión general	121
7	BIBLIOGRAFÍA	135

Índice de Cuadros

Cuadro 2-1: Características de las unidades de suelo y su correspondiente valor del factor K .	22
Cuadro 2-2: Superficie afectada por cada valor o rango de cada uno de los factores de la USLE, en orden de menor a mayor susceptibilidad a erosión.	31
Cuadro 3-1: Características de las bases de datos pluviométricas.	52
Cuadro 3-2: Frecuencia (f) absoluta ($abs.$) y acumulada ($acu\%$) por clase de precipitación anual en el SO de Río Negro.	56
Cuadro 3-3: Frecuencias (f) por clase de precipitación diaria en $mm.día^{-1}$ para cada estación de medición. abs : indica la frecuencia absoluta de registros de la clase, $f\%$: el porcentaje de $f\ abs$ de cada clase sobre el total de días con precipitación.	59
Cuadro 3-4: Pendiente (b) de la tendencia para tres períodos con su desvío estándar (ds), coeficiente de ajuste (R^2) y valor de significancia para $b \neq 0$ (p -valor) del número de días con precipitación (n° días con pp), la precipitación (Pp) media diaria (mm) y la frecuencia porcentual ($f\%$) de las clases de precipitación diaria sobre el total de días con precipitación, en seis estaciones de medición en el SO de Río Negro para los periodos: a) 1956-2019, b) 1956-1995 y c) 1996-2019.	62
Cuadro 3-5: Coeficientes de determinación (R^2) de la asociación entre precipitaciones anuales de las cinco estaciones de medición para el período 1956-2019.	65
Cuadro 3-6: Coeficientes de ajuste R^2 y RMSE de la relación entre todos los registros de seis estaciones de medición en el SO de Río Negro y las estimaciones de precipitación diaria ($mm.día^{-1}$), mensual ($mm.mes^{-1}$) y anual ($mm.año^{-1}$) de GPM y TRMM, para cada estación puntual y para la ponderación del área de la cuenca por polígonos de Thiessen, en el período 2014-2016.	67
Cuadro 4-1: Parámetros e índices morfométricos empleados en la caracterización de cuencas.	77
Cuadro 4-2: Parámetros e índices morfométricos de las cuencas Anecón, Corral, Quintupanal y DPA.	82
Cuadro 4-3: Caudales (Q) específicos y precipitación (Pp) promedio para las cuencas de Anecón, Corral, Quintupanal y DPA.	86
Cuadro 4-4: Índices de correlación (r) entre los parámetros e índices morfométricos de las cuencas Anecón, Corral, Quintupanal y DPA, con los caudales (Q) máximo/medio, pico/total y total/precipitación anual (P_{anual}). Valores significativos con * para $\alpha = 0.10$, y ** para $\alpha = 0.05$	87
Cuadro 4-5: Modelos con el mayor coeficiente de determinación (R^2) para la explicación del caudal en función de la precipitación acumulada de 6 (mes actual más 5) y 5 (mes actual más 4) meses previos.	89
Cuadro 5-1: Características de los sectores de muestreo	103
Cuadro 5-2: Características de los mayores eventos de precipitación registrados durante 2019	108
Cuadro 5-3: Promedios $\pm$ desvíos estándar de las variables referidas a la conexión de interparches y la funcionalidad del pastizal en los dos estados (III y IV), con el p -valor(p) que indica diferencias significativas (*) o no significativas.	111

Cuadro 5-4: Promedios $\pm$ desvíos estándar de las propiedades físicas del suelo superficial para los factores Estado (III, IV) y Posición (Alta: A, Baja: B) y su combinación, a saber: profundidad efectiva (cm), contenido de arena (%), resistencia a la penetración (kg.cm^{-2}), densidad aparente (gr.cm^{-3}) e índice de infiltración (mm.min^{-1}); y la respuesta del suelo a los eventos como grado de saturación porcentual (%). Se informa el p-valor (p) de la prueba Kruskal-Wallis. 112

Índice de Figuras

Figura 1-1: Ubicación del área de estudio.	9
Figura 2-1: Localización del área de estudio: cuenca alta del arroyo Comallo y cuencas de sus afluentes. (Elaboración propia. Fuente de imágenes: Bing®).	19
Figura 2-2: Esquema del dispositivo colector de sedimentos en suspensión (tomado de Phillips et al. 2000, izquierda) y fotografía del colector instalado en el cauce (derecha).	27
Figura 2-3: Tasa de pérdida de suelo por erosión hídrica potencial (A potencial, izquierda) y actual (A actual, derecha) en $t.ha^{-1}.año^{-1}$ para la cuenca alta del arroyo Comallo.	29
Figura 2-4: Distribución espacial de los factores del modelo USLE: a) erosividad de las lluvias (R, en $MJ.mm.ha^{-1}.h^{-1}.año^{-1}$), b) erodabilidad del suelo (K, en $t.MJ^{-1}.mm^{-1}$), c) pendiente y largo de pendiente (LS, adimensional), d) cobertura (C, adimensional), e) prácticas de conservación (P, adimensional) para la cuenca alta del arroyo Comallo.	29
Figura 2-5: Resultados del análisis de componentes principales para todos los píxeles con las 6 variables: A, R, K, LS, C y P. Panel izquierdo: gráfico de las variables en el plano de los componentes 1 y 2. Panel derecho: autovectores con su magnitud en valor absoluto representada en la escala de color y con el signo sobre el símbolo, para los mayores a $ 0.5 $	32
Figura 2-6: Relación entre la pérdida de suelos actual (A, $t.ha^{-1}.año^{-1}$) de cada píxel con cada uno de los factores del modelo USLE en la cuenca alta del Comallo. Las líneas de colores demarcan el límite entre clases de A de la forma: 0-10 = “Leve” (verde), 10-50 = “Moderada” (amarilla), 50-200 = “Alta” (roja) y >200 “Muy alta”.	33
Figura 2-7: Evolución de los mínimos (-), máximos (-), rango (I) y promedios (•) del NDVImax y del factor C para los píxeles del área de la cuenca alta del Comallo, por año, de 1981 a 2018.	34
Figura 2-8: Distribución espacial y proporción de superficie afectada por clase de pérdida de suelo actual (A) como resultado del Promedio de los 5 factores (R, K, LS, C, P) y tres escenarios: [1] Menor índice de vegetación (año 2013), [2] Mayor índice de vegetación (año 2018), [3] Prácticas de conservación de suelos extendida a todos los mallines de la cuenca. En color los factores que se modifican en cada escenario y en escala de grises los que se mantienen iguales al promedio.	36
Figura 2-9: Relación entre los sedimentos en suspensión colectados en tres cauces de las nacientes del Comallo (de oeste a este): Quintupanal, Corral y Anecón, y la tasa de pérdida de suelo actual promedio en sus respectivas áreas de aporte para los años 2018 y 2019.	38
Figura 3-1. Titulares de diarios de la región que reflejan el efecto de precipitaciones extremas y erosivas en los últimos 20 años en la región norte de la Patagonia argentina.	47
Figura 3-2. Ubicación de la cuenca alta del arroyo Comallo y de las estaciones pluviométricas cercanas utilizadas en este estudio.	51
Figura 3-3: Precipitación anual ($mm.año^{-1}$) para las estaciones de medición del SO de Río Negro: Comallo (1973-2019), Corralito (1999-2019), Pilcanieú (1966-2019), Las Bayas (1986-2019) y Maquinchao (1956-2019).	56

Figura 3-4: Participación porcentual de las precipitaciones de Primavera (barra verde), Invierno (barra azul), Otoño (barra amarilla) y Verano (barra roja) en el total anual a lo largo de los años en cada una de las estaciones de medición.	57
Figura 3-5: Participación porcentual de las precipitaciones mensuales en el total anual en promedio para cada una de las cinco estaciones de medición.	58
Figura 3-6: a) Tendencias hasta 1995 y 1996-2019 (en líneas llenas) y media móvil de 10 años (en trazas punteadas) de la precipitación anual para cinco estaciones de medición en el SO de Río Negro. b) Precipitación anual promedio de las mismas cinco localidades (en barras) y sus tendencias en los períodos 1956-1995 y 1996-2019 (en trazas punteadas). ...	60
Figura 3-7: Relación de la distancia latitudinal (grados), longitudinal (grados), euclidiana (km) y altitudinal (m) con el R^2 entre registros de precipitación anual de las estaciones de medición (ver Cuadro 5).	66
Figura 3-8: Relación de la estimación de precipitaciones mensuales (mm.mes^{-1}) de GPM y de TRMM con los registros de precipitación en terreno de seis estaciones del árido de Río Negro: Comallo (celeste), Corralito (naranja), Pilcanieú (gris), Las Bayas (amarillo), Maquinchao (azul), Río Chico (verde).	67
Figura 4-1: Caudales específicos totales (en líneas llenas) y base (en líneas punteadas) para la cuenca DPA y precipitación diaria (en barras azules, eje derecho) en los años con registros entre 2013 y 2019. Nótese una escala diferente del eje Caudal en cada año.	84
Figura 4-2: Caudales específicos totales (en líneas llenas) y base (en líneas punteadas) para las cuencas Anecón (celeste), Corral (rojo) y Quintupanal (amarillo), y precipitación diaria (en barras azules, eje derecho) registrados durante 2018.	85
Figura 4-3: Caudales específicos totales (en líneas llenas) y base (en líneas punteadas) para las cuencas Anecón (celeste), Corral (rojo) y Quintupanal (amarillo), y precipitación diaria (en barras azules, eje derecho) registrados durante 2019.	85
Figura 4-4: Caudal específico total (Q, azul), base (Qbase, naranja) y pico (Qpico, gris) por año en relación a la precipitación anual entre 2013 y 2019 para la cuenca DPA, con la tendencia lineal en línea punteada y el valor del ajuste lineal (R^2).	88
Figura 4-5: Distribución de la precipitación mensual (barras con líneas) y del caudal mensual (barras llenas) como proporción del total anual en la cuenca DPA para el período 2013-2019.	89
Figura 4-6: Correlación (r) entre caudal (Q) y precipitación (Pp) mensual acumulada de 1 a 12 meses anteriores, para la cuenca DPA.	90
Figura 4-7: Caudal específico total (Q, azul), base (Qbase, naranja) y pico (Qpico, gris) promedio por día en relación a los sedimentos en suspensión colectados en 2018 y 2019 en los arroyos Anecón, Corral y Quintupanal, con la tendencia lineal en línea punteada y el valor del coeficiente de correlación (r).	90
Figura 5-1: Área de estudio dentro de la cuenca alta del A° Comallo, mostrando los sitios de muestreo para la combinación de Estado (III o IV) y Posición en la ladera (Alta o Baja). Los valores de NDVI derivan de imágenes Landsat 8 (diciembre 2018).	102
Figura 5-2: Ilustraciones de los sitios de muestreo para la combinación de Estado (III, IV) y Posición en la ladera (Alta, Baja).	104
Figura 5-3: Esquema del procesamiento desde la imagen Bing (a) convertida en 8-bits (b) y los segmentos de conexión de los interparches (c).	106

Figura 5-4: Registros del grado de saturación del suelo (proporcional al máximo) en el tiempo de acuerdo al Estado (III, IV) y posición en la ladera (A:Alta, B:Baja) en el panel superior, para los eventos de precipitación (barras azules) con los registros de temperatura de la estación automática (línea ocre) del 2019 en el panel inferior.....	113
Figura 5-5: a) $NDVI_{máximo}$ por año (2015-2019) promedio para los puntos a lo largo de transectas en la ladera ordenados del 1 al 7 desde la posición alta a la baja, para el Estado III (rojo) y el Estado IV (azul). b) $NDVI_{máximo}$ por año en el período 2015-2019 para los puntos según el estado III o IV y en la posición más alta (líneas llenas) o más baja (líneas punteadas) de las transectas.....	114
Figura 6-1: Esquema que resume algunos de los principales resultados obtenidos en esta tesis, esquematizado a partir del ciclo hidrológico en un paisaje con pendiente desde donde se exporta agua y sedimentos hacia una escala superior, en la cuenca alta del arroyo Comallo. En el mismo se indica: a) Tasa de pérdida de suelo promedio para la cuenca; b) precipitación media con tendencia temporal al aumento de la intensidad; c) caudal total y su partición entre caudal pico (alimentado por aportes del flujo superficial) y caudal base (alimentado por el flujo subsuperficial); y d) generación de flujos desde el paisaje con pendiente y pastoreo que afectan las propiedades del suelo y definen la partición infiltración/escurrimiento y consecuentemente los siguientes pasos en el ciclo. Las flechas indican la dirección del movimiento, no magnitudes.....	125

Abreviaturas

- USLE: siglas en inglés para Ecuación Universal de Pérdida de Suelo, Universal Soil Loss Equation
- FAO: siglas en inglés para Organización Mundial para la Alimentación y la Agricultura (Organización de las Naciones Unidas), Food and Agriculture Organization.
- A*: pérdida de suelo promedio anual
- R*: erosividad de las lluvias
- K*: erodabilidad del suelo
- LS*: factor topográfico de longitud y gradiente de pendiente
- C*: cobertura/uso de la tierra
- P*: prácticas de conservación de suelo
- DPA: Departamento Provincial de Agua (Río Negro)
- SMN: Servicio Meteorológico Nacional
- INTA: Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria
- pi*: precipitación mensual
- P*: precipitación anual
- UC: Unidad Cartográfica
- GPM: siglas en inglés para Medidas de Precipitación Global, Global Precipitation Measurement
- TRMM: siglas en inglés para Misión de Medición de Lluvias Tropicales, Tropical Rainfall Measuring Mission
- Q*: caudal
- NDVI: siglas en inglés para el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada, Normalized Difference Vegetation Index
- LFA: siglas en inglés para Análisis Funcional del Paisaje, Landscape Function Analysis

RESUMEN

La erosión hídrica es un proceso de degradación en pastizales naturales áridos. Su rol en la pérdida de suelo, contribuye a la desertificación de zonas áridas y al aumento de la vulnerabilidad de las poblaciones basadas en el aprovechamiento de los recursos de estos ambientes. En el noroeste de la Patagonia árida los estudios sobre esta problemática son escasos. En este marco se desarrolló esta tesis para estudiar: la severidad y distribución espacial de la erosión hídrica y sus factores predisponentes en una cuenca, las características y tendencias de las precipitaciones para entender su potencial erosivo, la respuesta hidrológica de las cabeceras de cuenca, y la influencia de la alteración por pastoreo sobre la generación de escurrimientos en un paisaje con pendiente. Las aproximaciones metodológicas incluyeron: la aplicación del modelo USLE (Ecuación Universal de Pérdida de Suelo, Universal Soil Loss Equation) a escala de cuenca, la recolección de sedimentos en suspensión, el análisis de las precipitaciones, del escurrimiento superficial en cuencas y de la respuesta hidrológica a escala de paisaje. Como resultado se encontró que, entre los factores determinantes del proceso de erosión hídrica, la pendiente del terreno fue la que más afectó la variabilidad espacial de la tasa de pérdida de suelo y se relacionó a los caudales pico en los arroyos de las nacientes. A la escala de paisaje, la pendiente de la ladera marcó el sentido de los flujos que fueron favorecidos por los cambios introducidos por el pastoreo. Por otra parte, en virtud de la tendencia temporal a una mayor concentración de las precipitaciones, el factor de erosividad de las precipitaciones aumentaría. La sensibilidad a la erosión otorgada por la erosividad de las precipitaciones y la topografía debería ser considerada más seriamente a la hora de definir el uso de los recursos naturales en la región. El enfoque con distintas aproximaciones y escalas permitió

generar un conocimiento integral de la problemática en los pastizales de la región y, posiblemente, de otros sistemas áridos.

Palabras clave: pérdida de suelo, precipitaciones, escurrimiento, caudal, cuenca, paisaje, estepa.

ABSTRACT

Water erosion is a degradation mechanism in arid rangelands. Its role in soil loss, contributes to desertification of arid lands and the increase in the vulnerability of populations based on these environments resources use. In the Northwest of arid Patagonia, studies on this problem are scarce. Within this context, this thesis was developed to study: the severity and spatial distribution of water erosion and its predisposing factors in a watershed, the characteristics and trends of precipitation to understand its erosive potential, the hydrological response of the headwaters, and the influence of grazing disturbance on runoff generation in a hillslope. The methodological approaches included: the application of the USLE (Universal Soil Loss Equation) model at the watershed scale, the collection of suspended sediments, the analysis of precipitation, surface runoff in watersheds and the hydrological response at the landscape scale. As a result, among the determining factors of the water erosion process, the slope was the one that most affected the spatial variability of the soil erosion rate and was also related to the peak flows in the headwater streams. At the landscape scale, the slope of the hillslope marked the direction of the flows that were favored by changes introduced by grazing. On the other hand, due to the temporal trend towards greater concentration of precipitation, the erosivity factor of precipitation would increase. The sensitivity to erosion given by precipitation erosivity and topography should be considered more seriously when defining the use of natural resources in the region. The study with different approaches and scales allowed to generate a comprehensive knowledge of this problem in rangelands of the region and, possibly, of other arid systems.

Keywords: soil loss, precipitation, run off, water flow, watershed, landscape, steppe.

Capítulo 1

1 INTRODUCCIÓN A LA EROSIÓN HÍDRICA EN LA PATAGONIA ÁRIDA

La erosión hídrica es el proceso de remoción y transporte de material sobre la superficie terrestre por acción del agua. Como generalidad, se acepta que sucede cuando las precipitaciones superan a la capacidad de infiltración del suelo y se genera un flujo de agua superficial que arrastra material de un lugar a otro (Cisneros et al. 2012). A escala geológica es un proceso formador de paisajes, que ha tallado valles y contribuido a la formación de suelos, controlado principalmente por la topografía y el clima. Sin embargo, a la escala de nuestras vidas, la remoción de material y su transporte se han visto acelerados por los cambios que introducimos por el uso de la tierra, por construcciones, por la agricultura y el sobrepastoreo. Esas actividades han sido capaces de impactar en forma negativa sobre la cobertura del suelo y sus propiedades físicas (Thurow 1991). Como resultado el agua, el suelo y otros materiales, salen del sistema, es decir se pierden recursos. En la actualidad la tasa de erosión del suelo excede su tasa de formación, esta última estimada a nivel global en $1 \text{ t.ha}^{-1}.\text{año}^{-1}$, en extensas áreas del mundo como consecuencia de las actividades humanas (Toy et al. 2002).

A nivel mundial, la erosión por acción del agua y del viento es la forma más extendida de degradación del suelo. Según Lal (2003), a principios de siglo el área afectada globalmente por erosión hídrica era de 1094 millones de ha (Mha), de las cuales 751 Mha estaban gravemente afectadas. La erosión de suelo origina considerables problemas en el sitio afectado y fuera de él (López-Vicente y Navas 2009), con efectos ecológicos y socioeconómicos negativos. Los costos económicos globales de los impactos de la erosión del suelo en las tierras agrícolas *in situ* y externamente se han estimado en 400.000 millones de dólares al año (IAEA 2014).

Las preocupaciones actuales sobre los efectos de la erosión acelerada del suelo generan la necesidad de comprender mejor el proceso y obtener datos cuantitativos fiables sobre el alcance y las tasas reales de erosión en todo el mundo (Toy et al. 2002, Borrelli et al. 2020). La falta de información actualizada pone en relieve la carencia de metodologías que permitan la rápida valoración de este tipo de procesos complejos, dinámicos y con resultados diversos de acuerdo a la escala de análisis considerada (Martínez et al. 2017, Poesen 2018). En el marco del cambio global, se requiere una estimación más ajustada del volumen de esorrentía y el mapeo de la distribución espacial de la erodabilidad del suelo y la erosión. Esto permite entender y cuantificar las consecuencias del cambio del uso del suelo y del clima, y son de interés para los tomadores de decisiones a distintas escalas, desde el nivel predial hasta políticas locales y regionales (López-Vicente y Navas 2009, Borrelli et al. 2020).

La estepa patagónica es un ambiente naturalmente árido donde aún se busca entender por qué la erosión hídrica tiene tanta incidencia (Rostagno y La Manna 2020). Los ecosistemas de Patagonia están fuertemente controlados por el agua, cuyo ingreso al sistema, en forma de precipitación, es poco frecuente, discreta e impredecible (Noy Meir 1973). Las precipitaciones para la región fueron descriptas hasta los años '90 por varios autores (Jobbagy et al. 1995, Paruelo et al. 1998) sin actualizaciones con datos locales según nuestro conocimiento. La mayoría de los modelos climáticos predicen que en las latitudes medias y subtropicales se producirán cambios con tendencia a una disminución de los recursos hídricos y al aumento en la variabilidad hidrológica, es decir aumento de las sequías y crecidas (Duarte et al. 2006). Surge entonces una posible amenaza para los suelos locales; la ocurrencia de precipitaciones intensas cada vez más frecuentes que podrían

originar mayores flujos de escurrimiento y pérdida de suelo (Becker et al. 2012, Borrelli et al. 2020).

En la Patagonia extra-andina la erosión hídrica se ha considerado de menor importancia que la eólica, posiblemente debido a que la presencia de pendientes fuertes y de lluvias torrenciales estarían desacopladas espacialmente (Godagnone y Bran 2009). En efecto, prevalecen topografías más quebradas y precipitaciones invernales poco intensas en la región extra-andina occidental, mientras que en la región extra-andina oriental, que presenta lluvias en forma de mangas torrenciales, predominan las topografías planas (Bran et al. 2015). Sin embargo, para la región occidental, de interés en este estudio, existen evidencias empíricas de que los procesos de erosión hídrica cobran importancia cuando se aumenta el detalle en la escala temporal de análisis. En otras regiones áridas, las tasas de pérdida de suelo por erosión hídrica reportadas en estudios a escala global son del orden de decenas de toneladas por hectárea y año ($t \cdot ha^{-1} \cdot año^{-1}$) (Wuepper et al. 2020, Borrelli et al. 2020); mientras que estudios a escala de cuencas en las mismas áreas se informan entre decenas y cientos de $t \cdot ha^{-1} \cdot año^{-1}$ de pérdida (por ejemplo García Ruiz 2010, Raclot et al. 2018, Mahleb et al. 2022, Hailu et al. 2023). La descripción y actualización de los factores que predisponen esta región a sufrir erosión hídrica, las retroalimentaciones entre ellos y el conocimiento de los mecanismos que desatan el proceso de pérdida de suelos permitirían identificar umbrales de no retorno y anticiparse a alteraciones difíciles de revertir en ambientes áridos (Saco et al. 2018).

El agua es uno de los elementos de mayor importancia en la definición de atributos estructurales y funcionales de los paisajes. El ciclo hidrológico consiste en la secuencia de procesos de circulación del agua por la cual se evapora desde la superficie a la atmósfera y

vuelve en forma de precipitaciones o condensación (Brooks et al. 2013). Sus componentes se pueden expresar en el balance:

$$\begin{aligned} \text{Precipitación} = & \text{Intercepción} + \text{Esguerrimiento} + \text{Cambio de almacenaje en el suelo} + \\ & \text{Drenaje profundo} + \text{Evapotranspiración} \end{aligned} \quad (\text{Ecuación 1})$$

De acuerdo con la escala temporal considerada, ciertos componentes cobran mayor importancia relativa. Por ejemplo, en el lapso de una precipitación sub-horaria, tendrá sentido evaluar la magnitud de los primeros cuatro componentes, mientras que el drenaje profundo y la evapotranspiración tal vez no lleguen a modificarse. En general, se acepta que la diferencia entre la intensidad de precipitación (lámina de precipitación en el tiempo) y la capacidad de infiltración (lámina que ingresa y se mueve en el suelo en el tiempo) produce un exceso que da origen al esguerrimiento superficial. Este esguerrimiento se puede definir como una cantidad de agua perdida por el sistema local que, además, contribuye al arrastre y depósito de material. Así, la energía del flujo excedente aguas abajo y la condición de la superficie son fundamentales en la partición del agua entre los componentes del ciclo hidrológico y la intensidad del proceso erosivo (Cisneros et al. 2012). En los pastizales naturales la cuantificación de la temporalidad y los umbrales para la generación de esos excesos está estudiada al detalle solo para algunas comunidades vegetales (Chartier y Rostagno 2006, Chartier et al. 2013). Sin embargo, regionalmente se asume que la pérdida de cobertura vegetal, causada por sequía, fuego, pastoreo o desmontes por cambio de uso, incrementa el esguerrimiento superficial y favorece la erosión (Cerdà y Lavée 1995, Rostagno y La Manna 2020).

En Patagonia, la sobreutilización de los pastizales ha llevado, entre otras consecuencias, a una mayor exposición del suelo a los agentes climáticos (Bran et al. 2015). Chartier y

Rostagno (2006) simulando lluvias intensas en el este de la Patagonia, concluyen que hay una retroalimentación positiva entre la pérdida de productividad y la aceleración del proceso erosivo cuando hay sobrepastoreo. Este aumento, aunque comienza en forma local, deriva en erosión de suelo e incisión del paisaje con un incremento en el transporte de agua y nutrientes entre sitios. El efecto de estos flujos es, muchas veces, el aumento de la heterogeneidad de la distribución espacial de humedad y nutrientes a una escala mayor, pudiendo incluso formarse islas de fertilidad en contraste con la aridez regional (Rodríguez-Iturbe 2000). Como consecuencia, una mayor proporción de recursos son exportados fuera del paisaje, con lo cual se reduce la calidad del suelo y el sistema se vuelve más susceptible a la degradación (Gaitán et al. 2009).

Los pastizales en la zona más alta de una cuenca, además de producir forraje con los recursos agua y suelo a nivel local, son fuente importante de recarga de agua superficial y subsuperficial. Los pastizales naturales en estos ambientes áridos están estructural y funcionalmente adaptados a la dinámica del agua en el suelo (Noy Meir 1973) y además influyen en la respuesta a las precipitaciones, dado que su estado controla la partición de flujos y recarga de acuíferos una vez que el agua llega a la superficie (Thurow 2000). A su vez, estos pastizales constituyen la vegetación principal en las áreas de aporte de las cuencas de la Patagonia y sustentan la producción de forraje para el pastoreo de la ganadería extensiva desde hace más de 100 años (Fernández y Busso 1999). Los pobladores y tomadores de decisión locales muestran preocupación por aumentar la eficiencia del uso del agua de lluvias en esas áreas de secano (Pascual 2019, de Pascuale Bovi 2020). Frecuentemente, aguas abajo existen valles irrigados, ríos con infraestructura para los sistemas de riego y la generación de energía eléctrica, obras hidráulicas para el

abastecimiento a las ciudades, otras industrias, etc. La cantidad y calidad de agua derivada desde los pastizales bajo manejo ganadero son determinantes de la disponibilidad para otros usos (Thurow 1991, Wilcox et al. 2017). En zonas áridas como el norte de Patagonia, aunque el escurrimiento superficial sea una proporción menor en el balance hídrico promedio puede generar importantes flujos de redistribución espacial. Entender esos procesos de redistribución de agua es especialmente importante para la producción ganadera porque ésta depende del aprovechamiento eficiente de las escasas lluvias por parte de las plantas forrajeras, y en algunos casos, de la captura y almacenamiento de escorrentía para bebida de los animales (Magliano et al. 2015, Magliano et al. 2023).

Esta tesis abordará la problemática de la erosión hídrica desde el análisis de la dinámica del agua superficial y de sedimentos de erosión en diferentes escalas espaciales y temporales. La susceptibilidad del suelo a la erosión resulta de la interacción de múltiples factores que cambian en el espacio y el tiempo. La erosión hídrica puede caracterizarse mediante modelos que estiman la pérdida de suelo como la ecuación universal de pérdida de suelo (USLE, por sus siglas en inglés; Wischmeier y Smith 1978) combinando información espacialmente explícita e integrándola mediante Sistemas de Información Geográfica (SIG; King y Delpont 1993, Obaid y Shahid 2017). También puede explicarse desde el estudio de los componentes del balance hídrico, en especial de las precipitaciones y del escurrimiento superficial. La erosividad de las lluvias y flujos está estrechamente relacionada con las características de los eventos de precipitación, las condiciones antecedentes y las propiedades hidrológicas de la superficie del suelo (Ridolfi et al. 2003). La evaluación de la erosión hídrica en áreas de pastizales naturales pretende sumar información en la toma de

decisiones sobre el uso de la tierra y aportar instrumentos para la conservación de los recursos agua y suelo.

De este panorama se desprende una serie de preguntas que motivaron esta tesis:

¿Cuál es el grado de afectación y severidad de la erosión hídrica en el norte de la Patagonia árida a escala de una cuenca?

¿Cómo son las precipitaciones en esta región? ¿Mantienen los patrones descritos en los 90's, 30 años después? ¿Ocurren precipitaciones erosivas?

En el proceso de erosión hídrica es necesario que existan escurrimientos ¿Cómo se generan los excesos de agua superficial y flujos de escurrimiento? ¿Cómo son los escurrimientos en cuencas vecinas de esta zona árida? ¿Pueden los cambios introducidos por el pastoreo modificar la respuesta hidrológica de la estepa?

En la búsqueda de respuestas, el objetivo general de esta tesis fue estudiar la dinámica del agua y procesos de erosión hídrica, a distintas escalas espaciales, en una cuenca del norte de la Patagonia árida. Asimismo, tuvo como propósito brindar elementos para la mejor comprensión y toma de decisiones en el manejo de los recursos agua y suelo desde el nivel predial hasta la escala de cuenca. Para darle entidad espacial a este estudio, se eligió una cuenca de la provincia de Río Negro, Argentina. El área de estudio es la de la cuenca alta del arroyo Comallo, afluente del río Limay, que responde a las características típicas de la Patagonia extra-andina (Godagnone y Bran 2009), está expuesta al riesgo de sequías (Barros y Camilloni 2016), cuenta con datos hidrometeorológicos y la población asentada en la margen del arroyo tiene una tendencia creciente (INDEC 2023) (Figura 1-1).

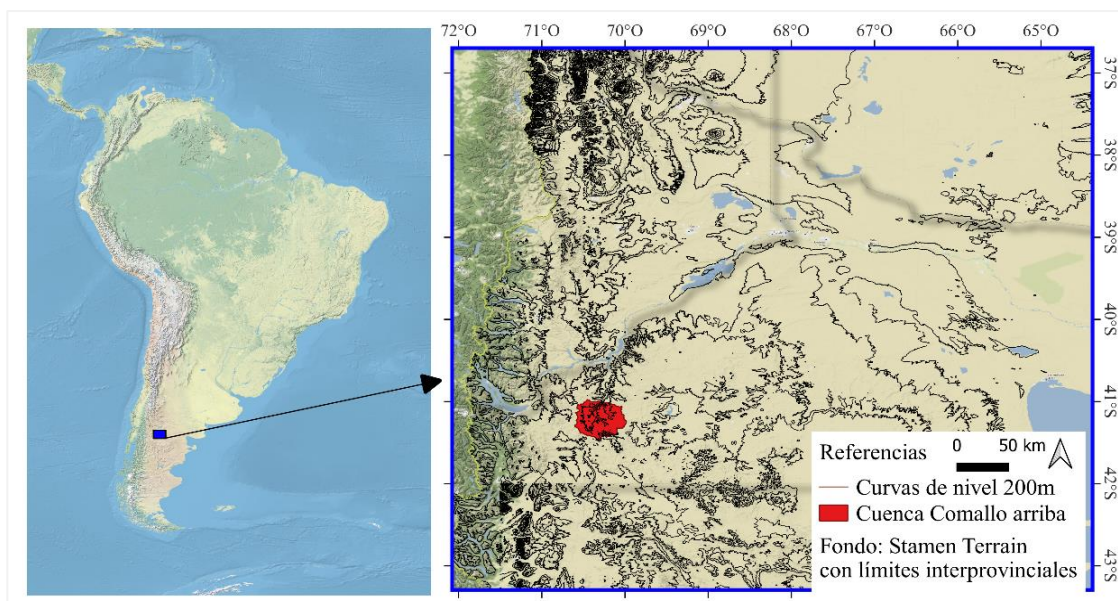


Figura 1-1: Ubicación del área de estudio.

Los objetivos específicos se abordarán en cada uno de los capítulos a continuación, de la siguiente forma:

Capítulo 2: Evaluación de la susceptibilidad a la erosión hídrica y sus factores predisponentes, estimada a través de la tasa de pérdida de suelo con el modelo USLE, a escala de cuenca.

Capítulo 3: Caracterización actualizada de la variación espacial y temporal de las precipitaciones en la región de la cuenca de estudio.

Capítulo 4: Estudio del escurrimiento a escala de cuencas pequeñas, contenidas en la cuenca de estudio, en relación con las características físicas de la superficie, la precipitación y la pérdida de suelo.

Capítulo 5: Evaluación a escala de paisaje, de la relación entre el estado del pastizal y características de la superficie que influyen en la respuesta hidrológica del suelo a las precipitaciones en una ladera.

Finalmente, en el Capítulo 6 se compilan los principales resultados de los capítulos anteriores y se integran procurando relacionar las escalas espaciales evaluadas. Asimismo, se presentan algunas implicancias y aplicaciones de los resultados y reflexiones sobre nuevos interrogantes, como aporte a la comprensión de los procesos de erosión hídrica en la región.

Capítulo 2

2 SUSCEPTIBILIDAD A EROSIÓN HÍDRICA EN UNA CUENCA DE LA PATAGONIA NORTE.

2.1 INTRODUCCIÓN

A nivel mundial, la erosión por acción del agua es la forma más común de degradación de suelos (Li y Fang 2016); en pastizales naturales es uno de los principales procesos de pérdida de suelo (FAO 2016) y en zonas áridas contribuye sustancialmente a la desertificación (Reed et al. 2015). Las actividades humanas pueden acelerar la pérdida de suelo a través de su impacto sobre la cobertura y las propiedades físicas (Thurow 1991). Las actividades agropecuarias tienden a alterar las condiciones naturales del suelo y a promover su mayor susceptibilidad a la erosión (Yu et al. 2022), por lo que el sobrepastoreo, la deforestación y las prácticas agrícolas inadecuadas acentúan el problema con efectos tanto en el sitio como fuera de él (Lal 2016).

Por otro lado, los eventos climáticos extremos favorecen la generación de escurrimientos y arrastre de material. Las zonas áridas, que cubren aproximadamente un 45% de la superficie terrestre (Právělie 2016), reciben lluvias menores a la evapotranspiración potencial durante al menos una porción del año, y así sus suelos presentan déficit hídrico estacional o permanente (D'odorico y Porporato 2006). A pesar de ello, ciertas combinaciones de factores pueden llevar a la pérdida de suelo por erosión hídrica en estas regiones y a una retroalimentación positiva (auto-acelerada) de disminución en la calidad de las tierras (Le Houerou 1996). La Patagonia argentina es una de las regiones áridas donde las condiciones climáticas adversas, junto con medidas de manejo de pastizales inapropiadas, favorecen en muchos casos la degradación de suelos (Spinoni et al. 2015). Esas condiciones adversas reducen la fertilidad del suelo ya que actúan directamente sobre las capas superiores donde se encuentran la mayoría de los nutrientes (Lal 2016), y en

particular el carbono orgánico (Gaitán 2009, Enriquez et al. 2020). En esta región, el deterioro antrópico de los pastizales naturales se inició hace unos 200 años con el establecimiento de los colonos europeos (Fernández y Busso 1999) y la expansión de la ganadería extensiva como forma de uso de suelo mayoritario en las áreas de aporte de las cuencas principales. Desde entonces, y como en otras regiones similares (Australia, Sudáfrica), la producción de lana y carne se orientó a satisfacer la demanda del mercado exterior y el cuidado de la tierra fue relegado (Defossé y Robberecht 1987).

Los pastizales que dominan la región son las estepas arbustivo-graminosas, estepas arbustivas y, localizados en sectores puntuales, los mallines. Las estepas, caracterizadas por León et al. (1998) como unidad florística de la Provincia fitogeográfica Patagónica, tienen una cobertura vegetal aproximada de 50%, dada en mayor parte por gramíneas perennes, llamadas “coirones”, y arbustos xerofíticos (León et al. 1998, Gaitán et al. 2018). Los mallines (*mallín* de la lengua mapuche: humedal, tierra pantanosa) son praderas húmedas que se desarrollan sobre suelos azonales, en las partes bajas del paisaje, cubiertas por juncáceas, ciperáceas y gramíneas. La productividad de los mallines es de 5 a 20 veces superior a la de la estepa circundante, su contribución a la producción forrajera puede ir del 10 al 50% (Buono et al. 2010) y son la principal reserva de carbono orgánico del suelo en la Patagonia árida (*histosoles*; Enriquez et al. 2020). Por todo esto, los mallines son un recurso muy valorado en los sistemas ganaderos (Villagra et al. 2013).

La cobertura vegetal en una cuenca actúa como regulador de la cantidad, la temporalidad y la calidad del agua de escurrimiento y el aporte de sedimentos a los cauces. Las características estructurales y funcionales de los pastizales patagónicos han sido estudiadas mediante índices espectrales derivados de imágenes de satélite desde hace más de 20 años,

y actualmente se acepta al NDVI como un estimador confiable de la cobertura vegetal (Paruelo y Golluscio 1994, Irisarri et al. 2012, Gaitán 2016, Bandieri et al. 2020). El manejo adecuado del pastoreo es determinante de la cobertura de la vegetación y por lo tanto de la conservación del suelo y el agua (Golluscio et al. 1998, Hopmans 2019). En Patagonia norte existen prácticas de conservación de suelo recomendadas por el INTA (Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria) para los campos ganaderos, tales como la evaluación y planificación del uso del pastizal y la restauración de mallines por redistribución del agua de escurrimiento (Siffredi et al. 2015, SAyDS 2018, Cremona et al. 2019). Esta última práctica ha sido promovida por financiamiento público¹ en la región, y se emplea desde la década del 2000 en la cuenca alta del arroyo Comallo. La práctica de restauración por redistribución del agua se basa en el control y distribución del agua enfocado en la recarga de la napa freática. Las obras a campo requeridas consisten en canales de recarga sin pendiente que aumentan la humedad del suelo por infiltración, con la consecuente reducción del escurrimiento superficial, y elevan la altura del nivel freático, permitiendo la recuperación de la humedad del suelo para fomentar la cobertura vegetal de mallines degradados (Horne 2010, Boggio et al. 2019).

Las estimaciones de erosión son fundamentales para la optimización de estrategias de conservación de suelos, por eso se abordan en múltiples países, lo cual refleja la severidad de esta problemática y su amplia distribución en distintos ambientes (García-Ruiz et al. 2017, Li y Fang 2016). La susceptibilidad a la erosión hídrica de una determinada región puede abordarse mediante modelos que estiman la pérdida de suelo (Jetten et al. 1999). Por ejemplo, la ecuación universal de pérdida de suelo USLE (por sus siglas en inglés:

¹ Ley ovina https://www.magyp.gob.ar/sitio/areas/d_ovinos/leyovina/presentacion/ley_ovina/

Universal Soil Loss Equation; Wischmeier y Smith 1965) es un método ampliamente aceptado para predecir la tasa de erosión en cualquier región y cualquier combinación de suelo, topografía, clima, cobertura y prácticas de manejo (Alewell et al. 2019). En zonas áridas, explicar la generación de escurrimientos y erosión de suelo es especialmente difícil dada la intermitencia y discontinuidad de los flujos y la gran variabilidad de las precipitaciones (Ziadat y Taimeh 2013). Sin embargo, los modelos de erosión constituyen un esquema conceptual para la interpretación de los componentes y procesos que la regulan, como así también para el planteo de escenarios. La USLE permite evaluar el impacto de prácticas de control de erosión en varios usos de la tierra, incluidos los pastizales (Renard y Foster 1985, Xiong et al. 2019), y los efectos del cambio climático (Yang et al. 2003). Su potencial aplicación en el manejo de pastizales naturales está ligada a la capacidad de los usuarios para tomar decisiones apropiadas de acuerdo a los resultados obtenidos.

Estimaciones basadas en modelos tipo USLE han sido aplicadas en nuestro país para varios ambientes y a distintas escalas, pero aún es necesario evaluar su performance en zonas áridas bajo uso pastoril y a una escala adecuada. La tasa de erosión hídrica actual estimada para Argentina se ha informado recientemente con resolución de 250 m, como resultado del modelo USLE (Gaitán et al. 2017). Metodologías similares, que combinan datos espacialmente explícitos con información de sensores remotos a escala de cuenca, se han aplicado a cuencas andinas y de otras regiones del país (Rienzi et al. 1999, Orúe et al. 2007, Behrends Kraemer et al. 2013, Rodríguez Vagaría y Gaspari 2015) pero nunca en la Patagonia árida. A escala de lotes o parcelas, las investigaciones de erosión hídrica pertenecen en su mayoría a cultivos y muy pocas a cobertura natural (Vich y Mariani

2010). En parcelas de pastizales del este de la Patagonia se estudió la generación de escurrimientos y pérdida de suelo (Rostagno et al. 1999) usando otros modelos como WEPP (Water Erosion Prediction Project, Flanagan y Nearing 1995), que tuvo baja eficiencia en la predicción de escurrimiento y la producción de sedimentos (Chartier y Rostagno 2010). El abordaje a una escala intermedia entre la parcela y la región nos acercaría a la escala de toma de decisiones a nivel de establecimientos agropecuarios. Más aún, una de las formas en que se vinculan los recursos naturales superando los límites antrópicos es a través de flujos dentro de las cuencas hidrográficas (Thurow 2000).

La cantidad de sedimentos en un curso o reservorio de agua es de sumo interés para el manejo de cuencas (Walling y Collins 2008) y puede variar en el espacio y en el tiempo. Si bien la producción de sedimentos es un proceso natural, la emisión en exceso de sedimentos hacia los cauces indicaría una erosión de suelo no deseada desde las nacientes, laderas y cauces efímeros. El exceso de sedimentos puede afectar la calidad del agua, la estabilidad de los cauces, las obras de conducción y reservorio, y la infraestructura de abastecimiento (Brooks et al. 2013). Existen limitaciones históricamente reconocidas para vincular la producción y transporte de sedimentos con las tasas de erosión, como la existencia de fuentes de sedimentos cercanos al área de recolección o las interacciones con movimientos de suelo debido a causas ajenas al flujo de agua reduzcan o aumenten la cantidad de material que llega a los cauces (Walling 1983, García Ruiz et al. 2017). Pese a ello, varios autores han encontrado relaciones significativas entre la pérdida de suelo modelada y los sedimentos en los cauces (De Vente et al. 2013).

El objetivo de este capítulo fue estudiar la susceptibilidad a la erosión hídrica y sus factores predisponentes en una cuenca de la región árida de Patagonia Norte, con mayor detalle

espacial al actualmente disponible. Para eso estimamos la tasa de pérdida de suelo con el modelo USLE basado en cinco factores obtenidos a partir de datos históricos, información remota y fuentes secundarias, y evaluamos cómo varían en el espacio los factores y el resultado del modelo. Además, propusimos escenarios de cambios en la cobertura y prácticas de manejo para evaluar el resultado de la estimación a través de la sensibilidad del modelo en términos de proporción de superficie afectada por clases de severidad de erosión. Por último, relacionamos la tasa de pérdida de suelo con los sedimentos en suspensión colectados en tres cauces durante dos años.

2.2 METODOLOGÍA

2.2.1 Descripción del área de estudio

El área de estudio es la cuenca alta del arroyo Comallo, en la región semiárida de Río Negro (41.02° Sur; 70.2° Oeste), con aproximadamente 2.000 km². Esta cuenca constituye el límite oeste del Sitio Piloto Jacobacci perteneciente al Observatorio Nacional de Degradación de Tierras y Desertificación (<http://www.desertificacion.gob.ar>) y es territorio de intervención de múltiples proyectos de INTA (<https://www.argentina.gob.ar/inta>) como la actual “Plataforma de Innovación Territorial del Semiárido Sur de la provincia de Río Negro”, entre otros. La forma de uso de la tierra dominante es el pastoreo por herbívoros domésticos (Gaitán 2016) principalmente ganadería de cría ovina y bovina extensiva. En el punto de cierre del área de estudio se ubica la localidad de Comallo con 1497 habitantes (Censo Nacional de Población, Hogares y Viviendas 2010) y tendencia creciente de acuerdo con datos preliminares del Censo 2022 (INDEC 2023).

El arroyo Comallo recorre cerca de 120 km en sentido sur-norte desde sus nacientes en las laderas septentrionales del macizo Anecón Grande hasta su desembocadura en el río Limay

(Figura 2-1). En su recorrido atraviesa una topografía quebrada, con altitudes de entre 700 y 1990 msnm, tiene pocos afluentes y variaciones estacionales de caudal muy marcadas. Los aluviones y torrentes de barro son frecuentes y han sido registrados en cercanías de la zona urbana como respuesta a avenidas pluviales de importancia (Prez y Massaferrero 2013). El clima de esta zona corresponde a la categoría BSk de Köppen, de estepa fría, semiárida, con nevadas en los campos altos y lluvias invernales, con marcado déficit de humedad en el verano. La precipitación media anual registrada en la estación del Departamento Provincial de Agua (41.1°S; 70.36°O) para la serie 1974-2016 es de 224 mm. Las temperaturas medias son de 16.4°C para el mes de enero y de 2.3°C para julio (Massaferrero et al. 2012, Gaitán et al. 2004).

En la cabecera de la cuenca se originan dos cauces que aportan al Comallo. Por el oeste ingresa el arroyo Quintupanal, que nace en la ladera occidental del cerro Anecón Grande; en su recorrido atraviesa varios mallines y recibe el aporte de cañadones y arroyos menores. Por otro lado, el arroyo Anecón nace en la ladera oriental del cerro que le da su nombre; sus aguas corren por un cauce frecuentemente profundizado y ancho que denota el paso de grandes crecientes de origen torrencial. El Anecón recibe el aporte del arroyo del Corral y se une al Quintupanal aguas abajo del mismo punto (Prez y Massaferrero 2013) (Figura 2-1).

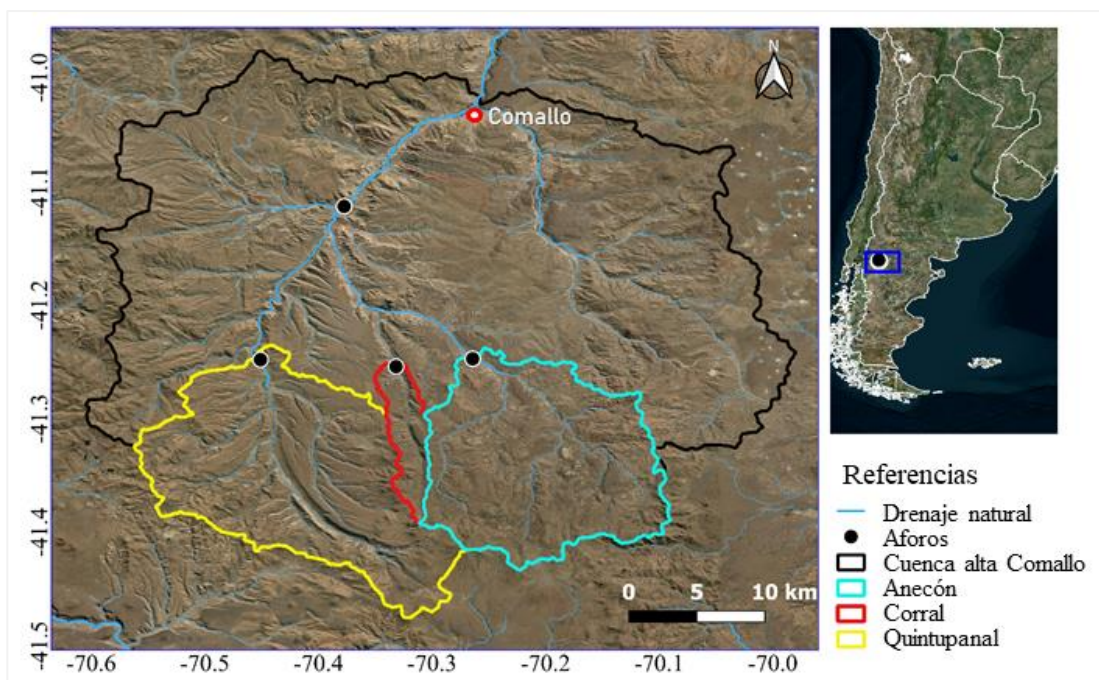


Figura 2-1: Localización del área de estudio: cuenca alta del arroyo Comallo y cuencas de sus afluentes. (Elaboración propia. Fuente de imágenes: Bing®).

El relieve de la zona incluye sierras y colinas, mesetas basálticas, mesetas sedimentarias, peniplanicies y bajos (Ayesa et al. 1995). En las mesetas, pendientes y cimas redondeadas dominan suelos de textura contrastante, con un horizonte superficial franco-arenoso de escaso desarrollo, y un segundo horizonte franco arcilloso, con estructura fuerte, presencia de carbonatos y gravas. En laderas superiores y medias dominan suelos someros, arenosos uniformes, con escaso contenido de materia orgánica, estructura débil, presencia de gravas y cantos rodados en profundidad. En los pies de ladera y abanicos aluviales dominan suelos moderadamente profundos, arenosos uniformes, de estructura moderada y escasa presencia de gravas. Todos los suelos se caracterizan por un fuerte déficit hídrico anual, de 6-8 meses. En cambio, en las llanuras aluviales de los principales arroyos y en los humedales o mallines dominan suelos desarrollados en un ambiente hidromórfico, con abundante materia orgánica superficial y una napa de agua oscilante subsuperficial (0-2 m) (Gaitán et al. 2004).

La vegetación de la cuenca alta del Comallo es mayormente de estepas y sólo un 4% está cubierta por mallines. Las estepas presentan una fisonomía subarborescente-graminosa, en ocasiones arbustivo-graminosa, con 30-50% de cobertura y donde los principales elementos florísticos son: *Mulinum spinosum*, *Senecio filaginoides* y *Nassauvia axilaris* entre los arbustos, y *Pappostipa ssp.*, *Jarava ssp.*, *Festuca argentina* y *Poa ligularis* entre los pastos. La cobertura de hierbas anuales no supera el 1% y la de material senescente y muerto en pie varía entre 4 y 11%, según siete lecturas de sitios del sistema de Monitoreo Ambiental para Regiones Áridas y Semiáridas MARAS basado en relevamientos en transectas de vegetación y caracterización del suelo (Oliva et al. 2020).

El estado de desertificación del área de estudio fue caracterizado por el Proyecto INTA-GTZ “Lucha contra la desertificación en la Patagonia” de acuerdo con la metodología de Eiden (Ayesa et al. 1995). El método define cinco clases de degradación entre Leve y Grave que resultan de la valoración de indicadores del estado de la cobertura vegetal y de la erosión del suelo. La clase predominante de desertificación encontrada es Media-Grave, representada por movimientos de suelo, sectores con pastoreo intenso y/o frecuente y balance hídrico deficitario. El grado de desertificación Leve cubre la mayoría de las sierras y los sectores planos de la mitad oeste de la cuenca, con uso moderado de los pastizales. Por último, la desertificación es Grave en laderas con mayor presión de pastoreo, donde existen suelos someros que han sido erosionados. En algunos sectores la desertificación Grave se presenta en forma concentrada y asociado a mallines, con presencia de cárcavas (Ayesa et al. 1995).

2.2.2 Estimación de la susceptibilidad a erosión

Utilizamos el modelo USLE que estima la pérdida de suelo (A) como producto de los factores: erosividad de lluvia (R), erodabilidad del suelo (K), longitud (L) y gradiente (S) de la pendiente, cobertura/uso de la tierra (C) y prácticas de conservación (P) (Ecuación 1). Para cada uno de los factores obtuvimos una capa ráster en base a datos georreferenciados compilados con el software libre QGIS (Qgis.org 2021).

$$A = R * K * L S * C * P \quad (\text{Ecuación 1})$$

A : pérdida de suelo promedio anual ($\text{t.ha}^{-1}.\text{año}^{-1}$)

R : erosividad de las lluvias ($\text{MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}.\text{año}^{-1}$)

K : erodabilidad del suelo ($\text{t.MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$)

LS : factor topográfico de longitud y gradiente de pendiente (adimensional)

C : cobertura/uso de la tierra (adimensional)

P : prácticas de conservación de suelo (adimensional)

El factor R , que representa la erosividad de las lluvias, se obtuvo por las Ecuaciones 2 y 3 (Arnoldus 1977) en forma puntual con los datos históricos de las estaciones pluviométricas de Comallo, Pilcañeu, Las Bayas, Río Chico, Corralito y Maquinchao.

$$F = \sum_{i=1}^{12} p_i^2 / P \quad (\text{Ecuación 2})$$

F = Índice de Fournier modificado por Arnoldus (1977)

p_i = precipitación mensual en mm

P = precipitación anual en mm

$$R = 0.264 F^{1.5} * 1.735 \quad (\text{Ecuación 3})$$

Los valores puntuales de R se interpolaron en SAGA (Conrad 2006) con el método Thin Plate Splines (Mitas y Mitasova 1999), seleccionado por la densidad de puntos disponibles.

Así generamos una capa con píxeles de 100 m de resolución del factor R promedio para el período 1965-2019. Existen múltiples alternativas para la estimación de R , entre ellas las metodologías usadas por Renard y Freimund (1997) y Gaitán et al. (2017), las cuales fueron puestas a prueba, pero se descartaron por mostrar menor variabilidad espacial.

El factor K , de erodabilidad del suelo, se determinó por el nomograma de Wischmeier y Smith (1978) que contempla la textura, el porcentaje de materia orgánica, la estructura y la permeabilidad de los suelos. Los valores para esos atributos del suelo se obtuvieron de la caracterización de los suelos dominantes de las unidades cartográficas (UC) del área identificadas por Godagnone y Bran (2009) y López et al. (2005) y georreferenciadas por el Laboratorio de Teledetección del INTA EEA Bariloche (Cuadro 2-1). Como no se cuenta con la descripción de la estructura de los suelos de las UC, se asumió un valor de 1 para ingresar al nomograma. Para el caso particular de la UC 19, que presenta suelos de escaso desarrollo y roca en superficie, se asignó un valor de $K = 0.22$, el que resulta del promedio entre el determinado por el nomograma (0.36) y el de rocas 0.08 (según Hernández y Dufilho 2012, Videla y Rostagno 1993). Las características del suelo de mallín para esta zona fueron brindadas por el laboratorio de suelos INTA EEA Bariloche (M.V. Cremona y A. S. Enriquez, com. pers.). Para el período analizado, asumimos valores de K constantes.

Cuadro 2-1: Características de las unidades de suelo y su correspondiente valor del factor K .

UCs	Suelo dominante	% $A_{\text{muy}}_{\text{fina}} + \text{limo}$	% $A_{0.1-2\text{mm}}$	%MO	Permeabilidad	K
UC*1 20 y 23	Haplargide lítico xérico, grueso	34	54	0.96	Moderada a rápida	0.15
UC 19	Haplargide típico/xerortente litico grueso/roca	55	36	0.38	Moderada a rápida	0.22

UC 50	Haplargide lítico xérico, grueso	28	63	0.5	Moderada a rápida	0.14
MALLI- NES*2	Endoacuol cumúlco	70	15	6	Lenta a moderada	0.32

UC = Unidad Cartográfica. MO = Materia Orgánica. A = Arena. *1: UCs definidas por Godagnone y Bran (2009). *2: “Mallines” definidos por López et al. (2005).

Los factores L y S , referidos al largo y gradiente de la pendiente, se generaron con la Ecuación 4 (Moore et al. 1991) en el software SAGA a partir del modelo digital de elevación SRTM V3 (Shuttle Radar Topography Mission, NASA 2013), de alrededor de 30 m de resolución espacial, adquirido del sitio web de libre acceso earthexplorer.usgs.gov. En el período analizado, supusimos valores de LS constantes.

$$LS = 1.4(As)^{0.4} / 0.0896 * (\sin\beta)^{1.3} / 22.13 \quad (\text{Ecuación 4})$$

As = Área de contribución específica ($\text{m}^2 \cdot \text{m}^{-1}$)

β = Ángulo de la pendiente (radianes)

El factor C , que disminuye a medida que aumenta la cobertura vegetal, se estimó en base al NDVI, considerado un índice espectral válido para estudios de la cobertura vegetal en pastizales naturales de Patagonia (Paruelo y Golluscio 1994, Gaitán 2016). Las estepas arbustivas y arbustivo-graminosas que dominan el área presentan NDVI máximos en noviembre-diciembre y tienen pequeña variación entre años (Di Bella et al. 2004, Bandieri et al. 2020). Por ese motivo utilizamos los máximos valores de NDVI de cada año, procurando capturar el pico de actividad fotosintética y aumentar la representación de la cobertura vegetal total (Duncan et al. 1993, Senay y Elliot 2002, Gaitán 2016). La fuente de datos fue el producto NDVI de Landsat 8, de 2015 a 2019, con resolución espacial de 30 m x 30 m, obtenido de Google Earth Engine (Gorelick et al 2017). Así, calculamos los valores del factor C mediante la Ecuación 5 (Van der Knijff et al. 1999), la que ha mostrado

resultados aceptables en otros estudios (Van der Knijff et al. 2000, Alexakis et al. 2013, Yohannes et al. 2021), con $\alpha=4$ y $\beta=1$, para cada año.

$$C = e^{\left[-\alpha \frac{NDVI}{\beta - NDVI}\right]} \quad (\text{Ecuación 5})$$

Para el factor P , que representa a las prácticas de conservación, se presentan dos valores alternativos: se designó con un valor de 0.8 a los mallines con obras para manejo del agua de escurrimiento y con 1 a toda la superficie restante, sin prácticas de manejo. Esas áreas se delimitaron en base a informes de obras provistos por los propietarios de los establecimientos en la cuenca, interpretación visual de imágenes de alta resolución espacial y trazado de polígonos en forma manual. El valor de 0.8 contempla ambientes de lluvias estacionales y pendiente menor a 15% (FAO 1980, Morgan 2005).

Una vez elaborados los rásters con los cinco factores del modelo, todos llevados a resolución de 30 m, estimamos la tasa de pérdida de suelo de la cuenca. En primer lugar, obtuvimos la pérdida de suelo por erosión hídrica potencial (A_{pot}) como producto de los factores R , K y LS . Luego, con el producto de A_{pot} por los factores C y P obtuvimos la pérdida de suelo por erosión hídrica actual (A) promedio.

Para analizar la relación entre las seis variables: A , R , K , LS , C , P , y comprender cuáles se asocian en mayor medida a la variabilidad de la pérdida de suelo estimada por el modelo se realizó un ordenamiento por el método de componentes principales (Mc Garigal et al. 2000). El análisis incluyó a todos los píxeles de la cuenca con el valor correspondiente a las seis variables y se realizó en R con las librerías Raster (Hijmans et al. 2015) y FactoMineR

(Husson et al. 2016). Para facilitar la interpretación se graficó el valor de A (pérdida de suelo estimada) en función de cada uno de los cinco factores del modelo.

2.2.3 Variación de la USLE en el tiempo y planteo de escenarios

Complementario a lo anterior, empleamos la USLE para estimar la pérdida de suelo en tres escenarios para la cuenca alta del Comallo: [1] *Menor índice de vegetación*, [2] *Mayor índice de vegetación* y [3] *Prácticas de conservación de suelos extendidas a todos los mallines del área*. El factor C , referido a la cobertura, fue diferente en cada uno de los primeros dos escenarios, pero también lo fue el factor R , contemplando que las condiciones de crecimiento de la cobertura vegetal dependen, en parte, de las precipitaciones de cada año (Fabricante et al. 2009). El factor P fue el único que se modificó en el escenario [3]. Por su parte, los factores LS y K que se supusieron constantes en el tiempo abordado en esta tesis, propios de la historia de formación de los paisajes y suelos de la cuenca

Los escenarios de menor y de mayor efecto protector de la cobertura se identificaron a partir del cálculo del factor C con la Ecuación 5 usando el $NDVI_{\text{máximo}}$ de NOAA-AVHRR promedio para la cuenca para cada año del período 1981 a 2018. De esta serie obtuvimos los promedios, máximos, mínimos y el coeficiente de variación temporal. En función de ese análisis seleccionamos el año 2013 para el escenario [1] de menor índice de vegetación, con mayores valores del factor C . En el otro extremo, el año 2018 fue seleccionado para el escenario [2] de mayor índice de vegetación, con valores menores de C . Identificados esos dos años, y sacando provecho de la disponibilidad de imágenes de mayor detalle espacial, calculamos nuevamente el factor C con los productos de Landsat 8 para lograr un ráster del factor C_{2013} y otro ráster del C_{2018} , ambos de 30 m x 30 m. Dado que el factor R también cambia según la distribución de las precipitaciones dentro de cada año, para cada uno de los

escenarios de menor y mayor cobertura se generó el ráster del factor R_{2013} y R_{2018} con las Ecuaciones 2 y 3 en base a los datos correspondientes de las estaciones citadas anteriormente. En cambio, para el escenario [3] se empleó el R promedio histórico calculado en la sección 2.2. Por otra parte, en el escenario [3] de prácticas de conservación extendidas a todos los mallines aptos, tal aptitud para obras para la restauración y conservación del suelo, se definió de acuerdo con la cartografía de López et al. (2005) considerando adecuadas para esta práctica a todas las áreas descritas como *mallín muy húmedo*, *mallín húmedo* y *mallín subhúmedo*.

Cada ráster de pérdida de suelo estimada (A) en $\text{t.ha}^{-1}.\text{año}^{-1}$, se reclasificó en QGIS siguiendo la escala de FAO (1980) de la forma: “Leve” hasta $10 \text{ t.ha}^{-1}.\text{año}^{-1}$, “Moderada” hasta $50 \text{ t.ha}^{-1}.\text{año}^{-1}$, “Alta” hasta $200 \text{ t.ha}^{-1}.\text{año}^{-1}$ y “Muy alta” cuando supera $200 \text{ t.ha}^{-1}.\text{año}^{-1}$. La proporción de superficie afectada por esas clases de erosión en el promedio y en los tres escenarios se informa como indicador de la sensibilidad del modelo a los cambios planteados.

2.2.4 Sedimentos en suspensión

A fin de cotejar las salidas del modelo USLE con información de campo, se realizó un muestreo de sedimentos en suspensión durante 2018 y 2019 en los puntos de salida de tres subcuencas en las nacientes del Comallo: Quintupanal (41.24°S ; 70.46°O) con una superficie de 32300 ha, Corral (41.24°S ; 70.33°O) con 3500 ha y Anecón (41.24°S ; 70.27°O) con 27800 ha (ver Figura 2-1). Se emplearon colectores de sedimentos en suspensión (Phillips et al. 2000) por duplicado en cada cauce desde julio hasta diciembre de ambos años, ya que en ese período se estimaba incluir el máximo caudal. Los colectores fueron contruidos con tubos de PVC de 110 mm x 1 m de largo, con un orificio de entrada

y otro de salida de 8 mm de diámetro dados por caños de 15 cm de largo (Figura 2-2), de modo que la alteración del régimen de flujo producido por el cambio de sección al ingreso permite la sedimentación de las partículas transportadas. Luego de la temporada de crecida de los arroyos, el contenido de cada tubo se llevó a estufa y se obtuvo el peso seco de las muestras. Para los dos años muestreados, 2018 y 2019, repetimos la aplicación de la USLE (Ecuación 1), ahora con los factores C y R correspondientes a estos años para obtener la pérdida de suelo por erosión hídrica actual A ($\text{t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{año}^{-1}$) de cada uno. Es importante aclarar, que los sedimentos capturados en cada cauce contribuyen a la interpretación del proceso de transporte de material pero no pretende estar vinculado directamente en forma numérica a la tasa de erosión de suelos estimada en la cuenca de aporte (Ares et al. 2014) ya que intervienen distintos factores en ambos procesos. Más allá de esa limitación, la relación entre los A y la cantidad de sedimentos ($\text{g}/\text{colector}$) se evaluó mediante un análisis de correlación de Pearson (r) al 0.01 de significancia.

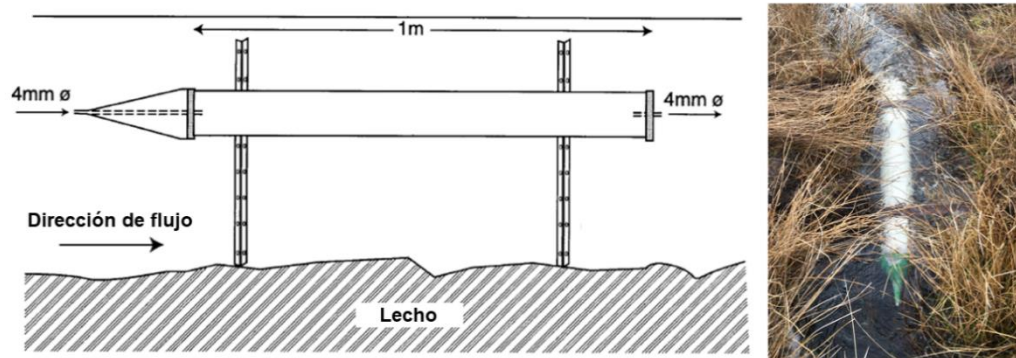


Figura 2-2: Esquema del dispositivo colector de sedimentos en suspensión (tomado de Phillips et al. 2000, izquierda) y fotografía del colector instalado en el cauce (derecha).

2.3 RESULTADOS

2.3.1 Estimación de la susceptibilidad a erosión

El modelo USLE estimó una pérdida de suelo por erosión hídrica con predominio de la clase Moderada según la clasificación de FAO (1980) para la cuenca alta del arroyo

Comallo, a pesar de encontrarse en una zona árida con alrededor de 200 mm de precipitación anual. La estimación de pérdida de suelo potencial ($A_{\text{potencial}}$) en la cuenca, producto de los factores erosividad de las precipitaciones (R), erodabilidad del suelo (K) y longitud y gradiente de la pendiente (LS), resultó mayormente Moderada, con un 46% de la superficie comprendida en esa clase que incluye el rango de 10 a 50 $\text{t.ha}^{-1}.\text{año}^{-1}$. En segundo lugar se ubicó la superficie de clase Alta con 38% y luego la Leve con 14%. En promedio la pérdida de suelos potencial estimada fue de 55 $\text{t.ha}^{-1}.\text{año}^{-1}$. Por su parte, la pérdida de suelo actual (A), que considera además los factores de cobertura de suelo (C) y prácticas de manejo (P), fue Moderada en un 57% de la superficie, seguida por la clase Leve con 33% y por último la clase Alta con 10%. El promedio para la cuenca resultó en 22 $\text{t.ha}^{-1}.\text{año}^{-1}$ (Figura 2-3). Los mayores valores de pérdida de suelo, tanto actual como potencial, se ubicaron en el sudeste de la cuenca y los mínimos en los valles y planicies de toda el área de la cuenca.

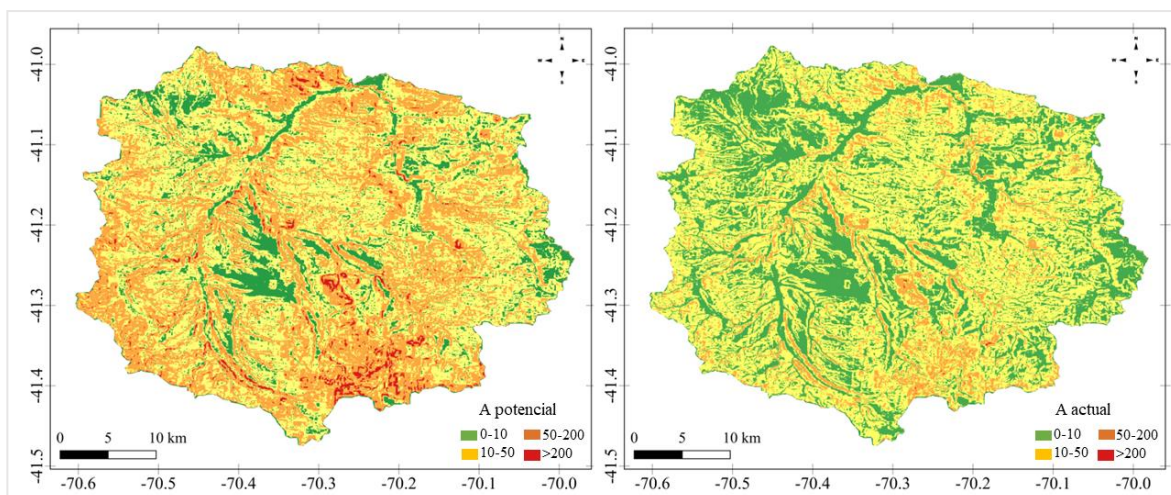


Figura 2-3: Tasa de pérdida de suelo por erosión hídrica potencial (A potencial, izquierda) y actual (A actual, derecha) en $\text{t.ha}^{-1}.\text{año}^{-1}$ para la cuenca alta del arroyo Comallo.

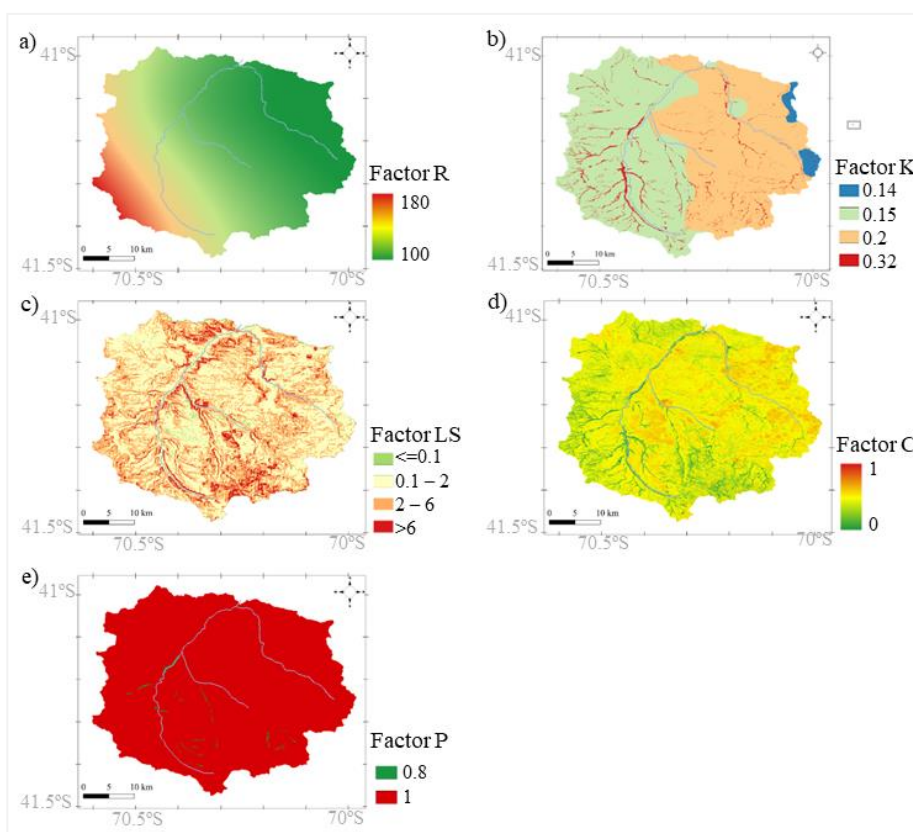


Figura 2-4: Distribución espacial de los factores del modelo USLE: a) erosividad de las lluvias (R, en $\text{MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}.\text{año}^{-1}$), b) erodabilidad del suelo (K, en $\text{t.MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$), c) pendiente y largo de pendiente (LS, adimensional), d) cobertura (C, adimensional), e) prácticas de conservación (P, adimensional) para la cuenca alta del arroyo Comallo.

Los factores que predisponen a la erosión hídrica presentaron cierta variabilidad espacial dentro de la cuenca alta del Comallo (Figura 2-4). La erodabilidad del suelo, K , varió entre 0.14 y 0.32, y presentó valores mínimos en prácticamente toda la mitad oeste de la cuenca (49% de la superficie) donde dominan suelos de texturas gruesas. La mayoría de la mitad restante (46%) correspondió al valor 0.22 que puede representar una subestimación del factor para las áreas de suelos con texturas más finas y al mismo tiempo una sobreestimación para los afloramientos rocosos donde la erodabilidad sería nula. Mientras que los valores máximos (0.32) se ubicaron en las líneas de drenaje natural, cubriendo el 3% de la cuenca, con suelos de texturas finas, drenaje lento y mayor contenido de materia orgánica. El factor LS varió en función de los distintos relieves, con valores entre 0 y 18, con un promedio de 2.4 correspondiente a topografías plano-onduladas, y sus máximos se ubicaron en las sierras del sudeste y en las laderas de toda la cuenca. La erosividad de las precipitaciones, R , promedio para la cuenca fue $127 \text{ MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}.\text{año}^{-1}$, con valores en el registro histórico entre 117 y $217 \text{ MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}.\text{año}^{-1}$. El factor C , que refiere a la cobertura, fue en promedio de 0.3, con mínimos cercanos a cero en los mallines del oeste de la cuenca y con máximos cercanos a 0.8 en los caminos sobre el noreste de la cuenca y en los afloramientos rocosos dominantes al este. El factor de prácticas de conservación de suelo, P , con valor de 0.8 se ubicó en algunos mallines en el sur y oeste de la cuenca, con un total de 0.4% del área, mientras en la gran mayoría de la superficie no se reconocieron prácticas de conservación de suelo (Cuadro 2-2).

Cuadro 2-2: Superficie afectada por cada valor o rango de cada uno de los factores de la USLE, en orden de menor a mayor susceptibilidad a erosión.

Factor	Valor	Denominación FAO (si corresponde)	Superficie (ha)	Cobertura
<i>R</i>	0-50	Ligera	0	0%
	50-500	Moderada	197 400	100%
	>500	Alta y Muy Alta	0	0%
<i>K</i>	0.14		3 740	2%
	0.15		97 040	49%
	0.22		90 010	46%
	0.32		6 790	3%
<i>LS</i>	<0.01	Plano	2 900	1%
	0.01-2	Plano-ondulado	106 320	54%
	2-6	Ondulado	73 530	37%
	>6	Sierras y montañas	14 780	7%
<i>C</i>	0 - 0.025		1 190	1%
	0.025 - 0.15		4 430	2%
	0.15 - 0.2		2 190	1%
	0.2 - 0.3		8 470	4%
	0.3 - 1		181 320	92%
<i>P</i>	0.8		860	0.4%
	1		196 600	99.6%

La variación del factor de longitud y gradiente de la pendiente (*LS*) fue la más relacionada a la de la tasa de pérdida de suelo en el análisis local de la cuenca (píxel a píxel). Esto resulta del ordenamiento donde los primeros dos componentes mostraron una variación en la misma dirección entre *A* y *LS* (CP1) y una variación de *R* opuesta al factor *K* (CP2) (Figura 2-5). Estos primeros dos ejes representan el 57% de la variancia total y le sigue el componente 3 (con 19% de variancia) en cuya variación hay gran participación del factor *C*.

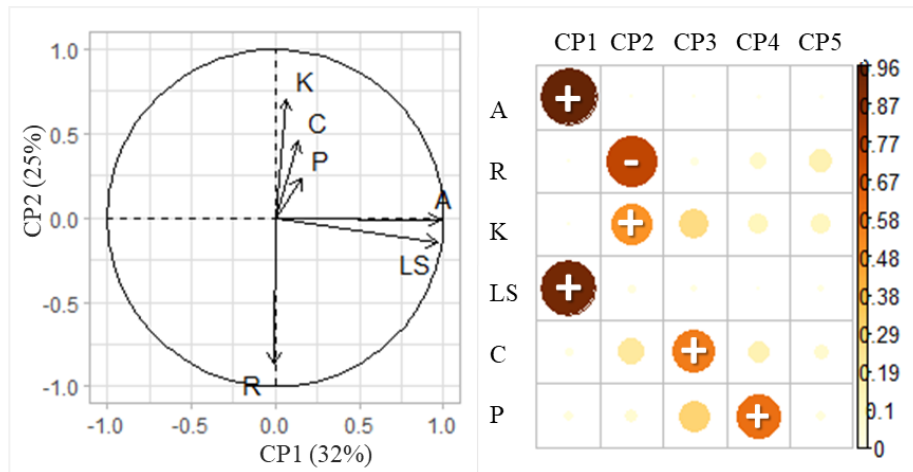


Figura 2-5: Resultados del análisis de componentes principales para todos los píxeles con las 6 variables: A, R, K, LS, C y P. Panel izquierdo: gráfico de las variables en el plano de los componentes 1 y 2. Panel derecho: autovectores con su magnitud en valor absoluto representada en la escala de color y con el signo sobre el símbolo, para los mayores a $|0.5|$.

Para resumir, encontramos rangos de algunos factores que siempre se vinculan a cierta clase de erosión. Por ejemplo, valores menores a 5 del factor *LS*, de la pendiente, se corresponden con tasas de pérdida de suelo Leve, Moderada o Alta dependiendo de la erosividad de las precipitaciones. En el otro extremo, cuando el factor *LS* supera 12 unidades entonces la pérdida de suelos resulta, Alta o Muy alta. Para el factor *C*, si bien no hay una relación tan marcada como con *LS*, cuando *C* toma valores bajos, entre 0 y 0.2, la erosión hídrica actual es casi exclusivamente Moderada o Leve. Para los *P* de 0.8 no hay pérdida de suelo Alta o Muy alta. Los factores *R* y *K* cubren en todo su espectro las distintas clases de A (Figura 2-6).

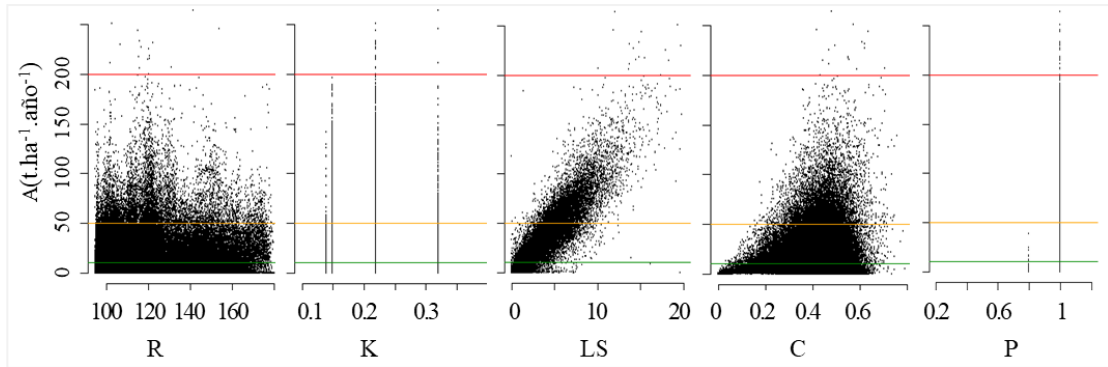


Figura 2-6: Relación entre la pérdida de suelos actual (A , $t.ha^{-1}.año^{-1}$) de cada píxel con cada uno de los factores del modelo USLE en la cuenca alta del Comallo. Las líneas de colores demarcan el límite entre clases de A de la forma: 0-10 = “Leve” (verde), 10-50 = “Moderada” (amarilla), 50-200 = “Alta” (roja) y >200 “Muy alta”.

2.3.2 Variación de la USLE en el tiempo y planteo de escenarios

En la búsqueda de años contrastantes para el NDVI como estimador de la cobertura vegetal, se encontraron valores de alrededor de 0.25, con una variación menor al 10% del promedio para 36 de los 38 años de la serie (Figura 2-7). La excepción fueron los años 2011, 2012 y 2013 donde se observó una caída en el NDVI y por lo tanto un factor C entre 20 y 30% mayor al promedio. De esta manera, como ya se dijo, se seleccionaron los años 2013 y 2018, por tener el mayor y menor factor C , respectivamente.

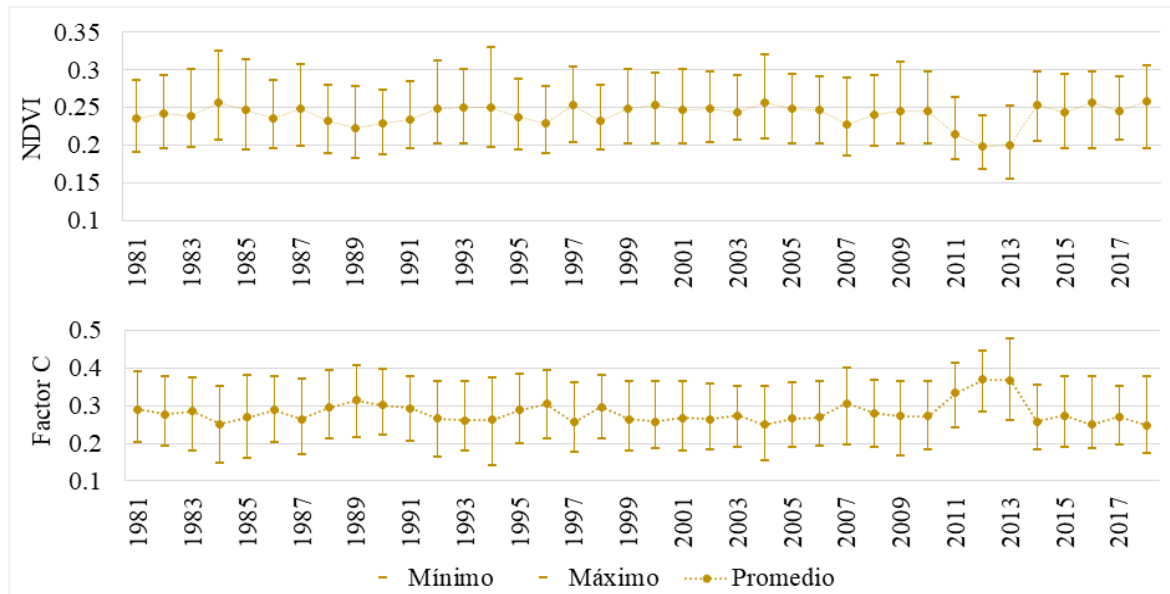


Figura 2-7: Evolución de los mínimos (-), máximos (-), rango (I) y promedios (•) del NDVI_{max} y del factor C para los píxeles del área de la cuenca alta del Comallo, por año, de 1981 a 2018.

La pérdida de suelo actual promedio de la cuenca alta del Comallo resultó mayormente Moderada (57% de la superficie), luego Leve (29%) y en menor medida Alta (14%) (Figura 2-8). La aplicación de la USLE en los escenarios [1] *Menor índice de vegetación* y [2] *Mayor índice de vegetación* resultó diferente en pérdida de suelo respecto al Promedio. En cambio, no hubo diferencias entre el Promedio y el escenario [3] *Prácticas de conservación de suelos extendidas a todos los mallines del área*. En el escenario [1] el factor C fue superior al promedio ($C_{2013} = 0.37$ promedio para la cuenca) mientras que el factor R disminuyó respecto al promedio. Esta combinación resultó en menor pérdida de suelos estimada para el área con un 81% de la superficie en la clase de erosión Leve y 19% Moderada. En el escenario [2] el factor C tomó valores menores ($C_{2018} = 0.24$ promedio para la cuenca) y el factor R es mayor al de 2013, consecuentemente la proporción de superficie afectada por la clase de pérdida de suelos Moderada y Alta fue mayor (45 y 2 % respectivamente), al tiempo que disminuye la Leve (53%). En el escenario [3], la simulación de aumento del área de mallines con prácticas de conservación elevó a 3% la

proporción de superficie con factor $P=0.8$ que en el Promedio era de 0.4% (Cuadro 2). Sin embargo, eso no modificó la proporción de clases de pérdida de suelos del Promedio a escala de cuenca (Figura 2-8).

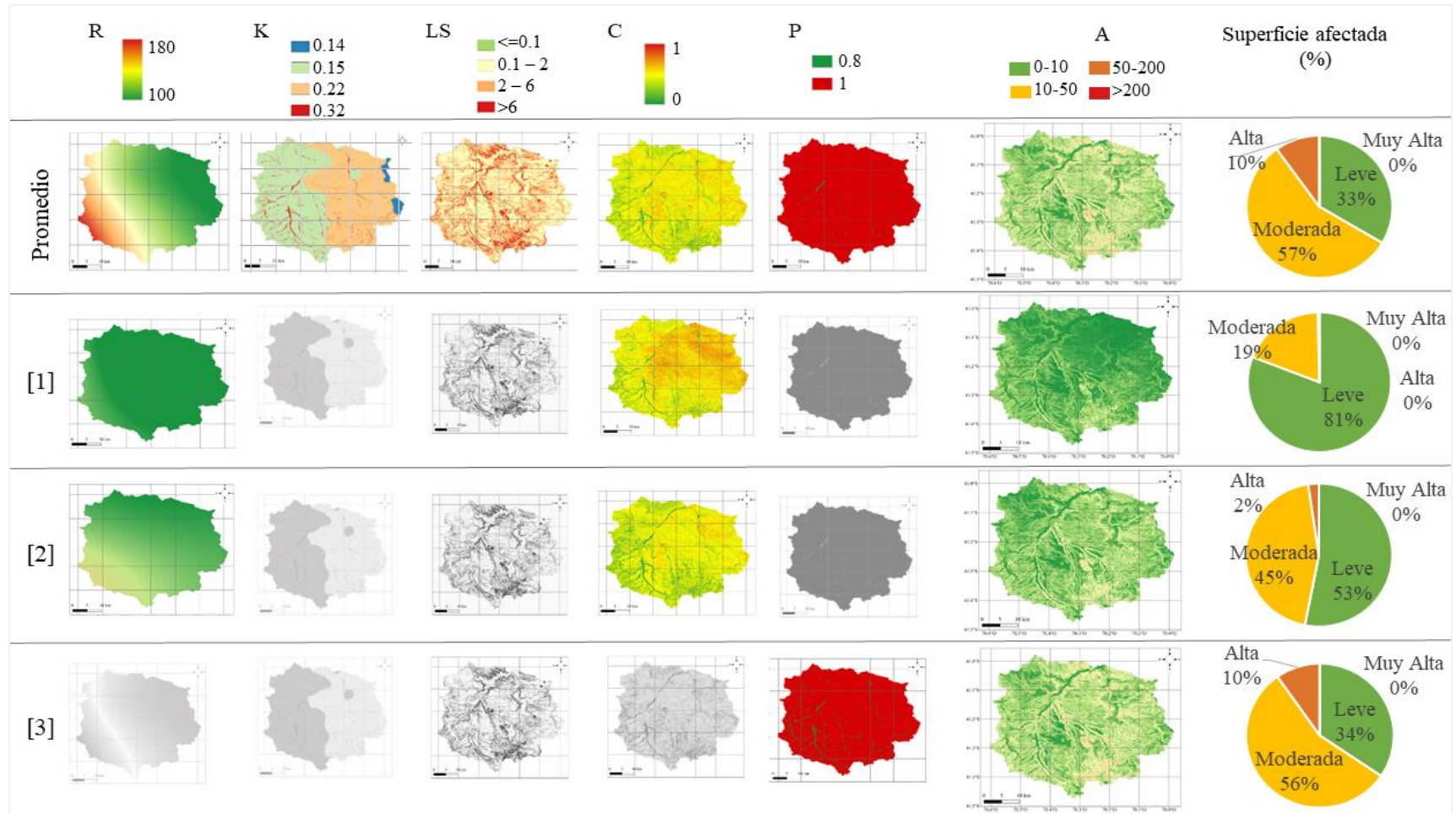


Figura 2-8: Distribución espacial y proporción de superficie afectada por clase de pérdida de suelo actual (A) como resultado del Promedio de los 5 factores (R, K, LS, C, P) y tres escenarios: [1] Menor índice de vegetación (año 2013), [2] Mayor índice de vegetación (año 2018), [3] Prácticas de conservación de suelos extendida a todos los mallines de la cuenca. En color los factores que se modifican en cada escenario y en escala de grises los que se mantienen iguales al promedio.

2.3.3 Sedimentos en suspensión

Para poder comparar los sedimentos en suspensión recolectados con la tasa de erosión estimada, se aplicó nuevamente el modelo USLE para obtener la pérdida de suelo de los años 2018 y 2019. En promedio para la cuenca alta del Comallo la tasa de pérdida de suelo para toda la cuenca fue de $13.6 \text{ t.ha}^{-1}.\text{año}^{-1}$ en 2018 y de $22.2 \text{ t.ha}^{-1}.\text{año}^{-1}$ en 2019, en función de un C que promedió 0.69 y 0.73, y un R que promedió 77 y 114 $\text{MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}.\text{año}^{-1}$, respectivamente. En total, en el año 2019 se colectaron 2.5 veces más sedimentos que en 2018.

Al confrontar los datos de las cantidades de sedimentos de los tres cauces con la estimación de la USLE por subcuenca, encontramos que a mayor tasa de pérdida de suelo estimada fue mayor la cantidad de sedimentos en el cauce ($r = 0.86$). Las nacientes orientales del arroyo Comallo coinciden con la subcuenca Anecón cuya área de aporte presentó un promedio de pérdida de suelo de 17 y $30 \text{ t.ha}^{-1}.\text{año}^{-1}$ para 2018 y 2019 respectivamente. En ese cauce los sedimentos en suspensión superaron en más de 10 veces a los del sudoeste. En las áreas de aporte del arroyo Quintupanal y del Corral predominan las clases Moderada y Leve con promedios de pérdida de suelo inferior a $20 \text{ t.ha}^{-1}.\text{año}^{-1}$ en los dos años y los sedimentos en suspensión sumaron entre 5 y 20 g/colector (Figura 2-9).

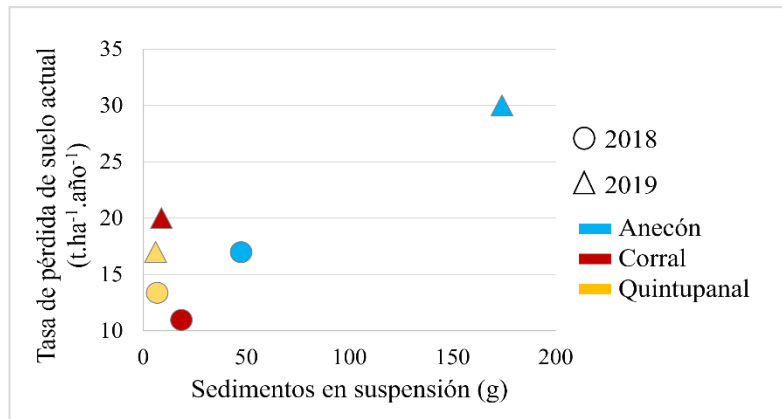


Figura 2-9: Relación entre los sedimentos en suspensión colectados en tres cauces de las nacientes del Comallo (de oeste a este): Quintupanal, Corral y Anecón, y la tasa de pérdida de suelo actual promedio en sus respectivas áreas de aporte para los años 2018 y 2019.

2.4 DISCUSIÓN

La erosión hídrica es un proceso de degradación del suelo que alcanza regiones áridas de la Patagonia con distintos niveles severidad según atributos del medio físico como la pendiente del terreno, la cantidad e intensidad de la lluvia, la erodabilidad del suelo y también según las formas de uso de la tierra que afectan a la cobertura de la superficie. En la cuenca estudiada, la estimación con el modelo USLE resultó en una tasa de pérdida de suelo mayormente Moderada (entre 10 y 50 t.ha⁻¹.año⁻¹), con mínimos cercanos a 0 y máximos del orden de 250 t.ha⁻¹.año⁻¹ (Figura 2-3). En estudios globales anteriores se ha estimado para la zonas áridas de Argentina valores de 5-10 t.ha⁻¹.año⁻¹ (Borrelli et al. 2021) hasta 25-80 t.ha⁻¹.año⁻¹ (Li y Fang 2016). Para la zona de estudio, el mapa nacional de pérdida de suelo por erosión hídrica estimó entre 2 y más de 30 t.ha⁻¹.año⁻¹ (Gaitán et al 2017). Más allá de la magnitud, la valoración relativa de la severidad y la distribución espacial de la erosión hídrica es la primer estimación local para empezar a comprender el proceso en la cuenca estudiada.

Dado que USLE es un modelo paramétrico multiplicativo, hay una relación directamente proporcional entre la variación de la magnitud de cada factor y el resultado de la estimación de pérdida de suelo. Además, las escalas espacial y temporal de análisis

condicionan el resultado de la misma (Palacio et al. 2014, García-Ruiz et al 2017, Morgan 2005). La configuración de los factores predisponentes en esta cuenca mostró que, a la escala espacial estudiada, la topografía ejerce el mayor control sobre la variabilidad de la erosión hídrica magnificando o reduciendo el poder erosivo de las lluvias. Esa erosividad por precipitaciones está clasificada como Moderada (Cuadro 2-2) y es el factor desencadenante. Ante un evento de precipitación erosiva mediado por la pendiente, las características del suelo que reducen su erodabilidad representarían la principal barrera a la erosión, seguida por la cobertura (Figura 2-5). En este estudio, el factor que depende de la longitud y gradiente de la pendiente fue el que marcó más claramente las diferencias entre clases de pérdida de suelos (Figura 2-6). En este estudio, el factor que depende de la longitud y gradiente de la pendiente fue el que marcó más claramente las diferencias entre clases de pérdida de suelos (Figura 2-6). Esta reconstrucción del proceso a través del modelo USLE resulta conceptualmente útil. Sin embargo, al carecer de datos de campo para validar la pérdida de suelos estimada, es posible que exista cierta sobreestimación, debida a: la existencia de laderas de pendiente muy pronunciada y la presencia de roca en superficie. En cuanto al índice de erosividad de las precipitaciones, que resultó en un promedio de $118 \text{ MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}.\text{año}^{-1}$, la baja resolución espacial y temporal de los datos disponibles, no permite asegurar si está sub o sobre estimado. Aunque ese valor sería comparable a otras estimaciones como la del estudio nacional de pérdida de suelo por erosión hídrica que presenta un R entre 50 y $300 \text{ MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}.\text{año}^{-1}$ para la región de interés (Gaitán et al. 2017). Por un lado, el detalle espacial para la erodabilidad del suelo muestra escasa variabilidad dentro de la cuenca, por lo que se podría disminuir el error de estimación del factor K si existiera información de mayor detalle, respaldada con mediciones locales, tal como fue documentado para aridisoles de otras regiones del mundo (Ostovari et al. 2019, Wang et

al. 2013). Por otro lado, el factor *LS* podría explicar las diferencias entre los resultados de esta tesis y las estimaciones publicadas por otros autores, dado que al emplear en este caso un píxel de menor tamaño se logró un mayor detalle en la representación de este factor que estaría asociado a mayor variabilidad y valores elevados para los paisajes de pendiente pronunciada (Kruk et al. 2020, Efthimiou et al. 2020).

El largo y gradiente de la pendiente y la erodabilidad del suelo son resultado de extensos procesos de desarrollo geomorfológico y edáfico, por lo que modificarlas activamente en toda la cuenca y en el corto plazo sería muy costoso. En general se propone la utilización de maquinaria pesada y de movimiento de grandes volúmenes de material, lo cual, debido a la difícil accesibilidad y los costos, limita su factibilidad en esta zona. Sin embargo, la implementación planificada de construcciones que disminuyen el factor pendiente al aumentar la tortuosidad y la rugosidad de la superficie, con flujos de agua más lentos, ha mostrado ser efectivo en otras regiones áridas del mundo (Bruins et al. 1986, Rango et al. 2006, Jahantigh y Pessarakli 2009). Las obras de redistribución de agua en mallines cumplen una función similar en cuanto al aumento de la permanencia del agua en la cuenca, pero de acuerdo con las estimaciones realizadas en este capítulo, aún si se extendiera a los mallines de toda la cuenca, no se modificaría la proporción de las tasas de erosión más graves (Figura 2-8). Esto último permitiría suponer que, a escala de cuenca, los esfuerzos concentrados sólo en prácticas sobre los mallines tienen menor impacto que el que generarían acciones enfocadas en el mantenimiento de la cobertura total a través del manejo del pastizal natural a escala de establecimientos. Más allá del alcance de la práctica, la implementación de las obras mencionadas en mallines ha mostrado resultados favorables a la escala local (Curcio et al. 2023).

Los cambios en los factores *C* y *R* de los escenarios planteados tuvieron el mismo efecto sobre la USLE que para otras zonas de baja precipitación, donde la pérdida de suelo y el escurrimiento aumentan más en relación al porcentaje de aumento de precipitaciones y su intensidad que por el cambio porcentual en la cobertura del suelo (Nearing et al. 2005). Estas relaciones quedaron en evidencia al comparar los escenarios de 2013 y 2018 (Figura 2-8) donde la cobertura vegetal inferior al promedio coincide con menor erosividad de las lluvias y genera menor tasa de pérdida de suelos en el escenario [1] que en el [2] con mayor cobertura, pero también mayor erosividad. La misma situación se corroboró en el año 2019 con la mayor tasa de erosión estimada y mayor cantidad de sedimentos en suspensión en dos de los tres cauces (Figura 2-9). Por otro lado, si bien mayores precipitaciones brindarían condiciones propicias para el crecimiento de la vegetación en estos sistemas áridos, la recuperación de la estructura del pastizal natural requiere de mayor esfuerzo cuanto mayor es su estado de deterioro (Ayesa et al. 1995, López 2013).

Los cambios en la cobertura del pastizal, introducidos por el pastoreo inadecuado o causas ambientales como la caída de cenizas y sequías intensas y/o prolongadas, tienen efectos extendidos en el espacio y son convergentes al aumento de la degradación del suelo en Patagonia (Chartier y Rostagno 2006, Gaitán et al. 2009, Yu et al. 2022). Además, en la escala intra-anual la vegetación de la región tiene una fenología muy marcada, la cual, en combinación con la erosividad de precipitaciones a una escala de mayor detalle temporal, podrían aumentar el riesgo de erosión (Bandieri et al. 2019, De Luis et al. 2010). En el área de estudio la caída de cenizas por la erupción del complejo volcánico Puyehue-Cordón Caulle en junio de 2011, sumada a la sequía que atravesaba la región, se vieron reflejadas en la disminución del NDVI (Gaitán et al. 2011, Irisarri et al. 2012), que se mantuvo inferior al promedio histórico durante 3 años (Figura 2-7).

Este evento significó una deposición de material fácilmente erodable que contribuyó a la generación de eventos impactantes de erosión hídrica por la ocurrencia de tormentas en 2012 (Becker et al. 2012). Si bien no se puede tomar control sobre eventos naturales como el mencionado, si se puede trabajar en la prevención o restauración del estado de deterioro de los pastizales naturales para hacerlos más robustos. En ese sentido podrían adoptarse medidas como la evaluación y planificación de uso (Siffredi et al. 2015, Andrade et al. 2015, SAyDS 2018), el manejo controlado del pastoreo (Rodríguez y Jacobo 2012) y la restauración por diseño hidrológico (Rango et al. 2006). Aunque la Constitución Nacional establece que el dominio y las decisiones de uso de los recursos naturales, incluidos el agua y el suelo, son potestad de las provincias, la actual implementación de estrategias de restauración y conservación están mayormente restringidas por las realidades económicas de los gestores de los ecosistemas de pastizales naturales que en su mayoría son productores familiares (Thurow 2000, Oliva y Cibils 2008, Tiftonell et al. 2021). Es claro el desacople entre la escala de toma de decisiones sobre el uso de la tierra y la escala de impacto que puede generar la ausencia de prácticas de manejo adecuadas.

La estimación de la tasa de pérdida de suelo anual en este estudio de la cuenca del Comallo brinda un panorama de relaciones entre las variables involucradas y permite esquematizar el proceso, pero enmascara ciertos eventos de corta duración, concentrados en el espacio y de gran impacto como las tormentas ocurridas en 2012 (ANB 2012, Becker et al. 2012). En otros lugares del mundo se asegura que ha habido cambios en la cantidad e intensidad de las precipitaciones (De Luis et al. 2010, Arias et al. 2021) con efectos en la generación de escurrimientos y erosión de suelo (Nearing et al. 2005). En la región de este estudio no hay suficientes antecedentes para afirmar las tendencias globales sobre un aumento en la intensidad de las precipitaciones. Dado que

precipitaciones más intensas conducen a procesos erosivos, es necesario mejorar el conocimiento de este parámetro en la región y así dimensionar cuál es el impacto que debe amortiguar la cuenca (Colombani et al. 2017). La carencia de datos actuales y tendencias de las precipitaciones en la zona son motivo de desarrollo del siguiente capítulo de esta tesis.

Es interesante notar que las áreas más afectadas por tasas de pérdida de suelo más severas también resultaron las mayores exportadoras de sedimentos en suspensión. Es decir que, aunque la relación entre ambos procesos no es directa, las dos aproximaciones aportan a la descripción de la pérdida de suelos con resultados en el mismo sentido. El modelo USLE y sus derivados (RUSLE, MUSLE, HUSLE) estiman la tasa de erosión y, si bien no pueden representar el transporte de sedimentos que alcanza los cauces, varios autores han incorporado este flujo en modelos más complejos como AnnAGNPS (Bingner y Theurer 2005) o SWAT (Arnold et al. 1998) que explican procesos erosivos y producción de sedimentos (De Vente et al. 2013). En las cuencas de este estudio, la correlación entre la estimación de pérdida de suelo y la cantidad de sedimentos fue elevada a pesar de que en uno de los cauces hubo más sedimentos en el año con menor pérdida estimada (Figura 2-9). Esa mayor cantidad de material recolectado puede deberse al tránsito de vacunos aguas arriba de los colectores en la temporada de muestreo. Es sabido que la medición de sedimentos a la salida de la cuenca puede subestimar la tasa de erosión en la cuenca debido a la escasa cantidad de material que alcanza el tránsito en los cauces respecto del total producido dado que operan procesos intermedios como la sedimentación y la erosión concentrada en surcos (Coronato y Del Valle 1993). Sin embargo, los sedimentos pueden contribuir a interpretar los procesos erosivos que ocurren en una cuenca (De Vente et al. 2013, Ares et al. 2014), dado que la cantidad que llega a los canales depende de la conectividad de

los flujos en los paisajes aguas arriba (López Vicente et al. 2013). Por ello es interés de esta tesis evaluar si los cambios introducidos en el área de aporte por el uso ganadero alteran la densidad de flujos y vías de escape a escala de mayor detalle, cuestiones abordadas en el capítulo 5.

La escala de cuenca para estudiar el problema de erosión permitió una amplitud mayor que las parcelas y sitios, en un contexto lógico para abordar los desafíos ecológicos y económicos de la restauración de sistemas degradados (Thurow 2000). La extensión espacial alcanzada fue posible gracias a la percepción remota y el empleo de modelos como USLE, con SIG y softwares estadísticos como R. La combinación de estas herramientas permitió visibilizar en el corto plazo problemas complejos y de largo plazo (Li y Fang 2016, Borrelli et al. 2021, Jetten et al. 1999), pero al mismo tiempo implicó resignar detalle en algunos parámetros que necesitarían de mayor control de campo. A esta escala, los modelos no calibrados probablemente continuarán siendo utilizados y aceptados dados los esfuerzos en accesibilidad, tiempo y dinero que implica su calibración (Borrelli et al. 2021, Allewel et al. 2019). Los resultados ponen de manifiesto la existencia de áreas críticas, y por lo tanto permiten establecer prioridades de acción o alcances de las decisiones para su restauración.

Capítulo 3

3 ENTRE SEQUÍA Y TORMENTAS EROSIVAS. CARACTERÍSTICAS DE LAS PRECIPITACIONES EN EL OESTE ÁRIDO DE RÍO NEGRO

3.1 INTRODUCCIÓN

La precipitación es el factor climático determinante de la erosión hídrica (Rostagno et al. 1999, Cisneros et al. 2012) y punto de partida para la modelación hidrológica (Li y Fang 2016), al tiempo que ejerce un fuerte control sobre la productividad primaria en zonas áridas (Le Houèrou et al. 1988, Jobbágy et al. 2002, Castillo et al. 2021). La variabilidad de la precipitación, tanto espacial como temporal, es de relevancia en estudios climáticos aplicados a diferentes áreas como agronomía, hidrología y meteorología. Los eventos extremos, con intensidades de precipitación altas y baja frecuencia, pueden generar colapsos en la infraestructura, inundaciones, deslizamientos de laderas y destrucción de caminos (Colombani et al. 2017). En los últimos años, eventos extremos de precipitación en la región de estudio generaron severos daños económicos y perjuicios al bienestar social, registrándose entre otros: evacuaciones, interrupciones del transporte y daños en la infraestructura pública (Figura 3-1). El poder erosivo de las precipitaciones depende principalmente de su magnitud, intensidad y frecuencia, pero la interacción con otros factores como la topografía, el tipo y uso del suelo, la permeabilidad y la cobertura definen la generación de escurrimientos y erosión del suelo (Lal 2001).



Figura 3-1. Titulares de diarios de la región que reflejan el efecto de precipitaciones extremas y erosivas en los últimos 20 años en la región norte de la Patagonia argentina.

En el noroeste de la Patagonia argentina las precipitaciones se concentran en invierno y otoño (Paruelo et al. 1998). La interacción entre la topografía, la circulación atmosférica y la distancia a los océanos genera patrones de precipitación complejos tanto espaciales como temporales. La cordillera de Los Andes actúa como barrera a la circulación atmosférica en toda Sudamérica y da lugar no sólo a gradientes climáticos sinópticos sino también a perturbaciones de mesoescala (Bianchi et al. 2016). La humedad que fluye desde el océano Pacífico produce una precipitación anual máxima cercana a 4000 mm en la pendiente oeste de los Andes, mientras al este hay una disminución exponencial que llega a un mínimo por debajo de los 200 mm anuales en el centro de la Patagonia árida (Jobbágy et al. 1995, Viale et al. 2019). Más hacia el Atlántico, los vientos desde éste océano, de dirección predominante noreste, contribuyen con precipitaciones convectivas esporádicas, para alcanzar 400 mm de precipitación media anual en el extremo oriental (Bianchi et al. 2016). En la cordillera de las provincias de Río Negro y Neuquén, se ha investigado la acción combinada de más de un forzante atmosférico sobre la anomalía de eventos de precipitación (González et al. 2015) en

línea con otras descripciones de la variación del clima a escala regional (Aravena y Luckman 2009, Peñalba y Rivera 2016). Sin embargo, el clima de las localidades más áridas de la región aún no se ha estudiado con igual énfasis.

Los registros de precipitación proveen información esencial para el cómputo del balance de agua a distintas escalas espaciales. En Patagonia, la capacidad de capturar patrones espaciales y variabilidad climática de mayor detalle está reducida por la escasa densidad de estaciones meteorológicas y la carencia de continuidad de registros en el tiempo (Masiokas et al. 2008, Bianchi et al. 2016). Trabajos anteriores respaldan con información de sensores remotos el abordaje de problemas como la sequía (Easdale et al. 2012) y de controles climáticos sobre el crecimiento de la vegetación (Paruelo et al. 1993, Bianchi et al. 2020). A escala local, basados en registros de 22 años en el noroeste de Chubut, Golluscio et al. (1998) encontraron que la mayor parte de los eventos de precipitación son menores a 5 mm y que la cantidad total de agua aportada por estos eventos es aproximadamente constante a través de los años. De esta manera atribuyen la diferencia entre años húmedos y secos a la ocurrencia de eventos de mayor magnitud, lo cual podría ocurrir en otras zonas áridas similares (Paruelo et al. 1998).

La variabilidad espacial de las precipitaciones es difícil de caracterizar dada la gran extensión de la región árida patagónica y la ya mencionada baja densidad de registros de precipitaciones. En este aspecto, las estimaciones satelitales de precipitación pueden constituir una herramienta valiosa (Brizuela et al. 2015, Pessacg et al. 2015, Colombani et al. 2017, Ovando et al. 2018). Sin embargo, dada la influencia de ciertos factores como por ejemplo la orografía y la intensidad de eventos en la precipitación acumulada, existen desajustes en los productos satelitales respecto de los datos de terreno (Zhang et al. 2018, Wang et al. 2021). Por esto es necesario evaluar el error asociado a las

distintas resoluciones temporales actualmente disponibles y de acuerdo al detalle espacial en el área de interés.

El cambio climático y en particular las tendencias de mediano plazo en las precipitaciones son factores fundamentales a considerar en el pronóstico del comportamiento futuro de los ecosistemas (Knapp et al. 2008), más aun en regiones áridas y semiáridas donde el agua es el principal recurso limitante para la productividad primaria (Noy Meir 1973). De acuerdo a la Tercera Comunicación Nacional de la República Argentina a la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático, el noroeste de la Patagonia comparte con el resto del país la tendencia al aumento en la intensidad de las precipitaciones, a pesar de la proyección de una disminución generalizada de la precipitación anual, que aquí representa pocos milímetros (Barros et al. 2015). La conjunción de tendencias hacia mayores temperaturas y menores precipitaciones anuales, aun en el caso de reducciones pequeñas, configura un escenario de tendencia hacia una mayor aridez (Gaitán 2016, Pessagc et al. 2020).

La importancia crucial de las precipitaciones en los sistemas productivos de zonas áridas, no solo como un recurso ecológico fundamental sino también como un factor nocivo asociado a procesos erosivos, remarca la necesidad de contar con una caracterización actualizada de las mismas, de su variación temporal y espacial, y de la posibilidad de utilizar información satelital para estimarla. El objetivo de este capítulo es caracterizar la variabilidad espacial y temporal de las precipitaciones y evaluar la relación entre los registros de estaciones en terreno y los productos satelitales de precipitación para la norpatagonia árida Argentina. En particular buscamos brindar una descripción actualizada de las precipitaciones medias anuales, estacionales, mensuales y

diarias, describir la magnitud y frecuencia de las precipitaciones anuales y diarias, y reconocer si existen cambios en ellas a lo largo del tiempo. Asimismo, evaluamos la asociación entre dichos registros de terreno y su relación con la ubicación geográfica. Por último evaluamos la relación de esos registros de terreno con los productos satelitales GPM y TRMM a distintas escalas temporales.

3.2 METODOLOGÍA

3.2.1 Área de estudio

El área de estudio se ubica en el sudoeste de la provincia de Río Negro, entre las latitudes 41° y 41.5° sur y longitudes 70.5° y 70° oeste, y contiene a la cuenca alta del arroyo Comallo que fue presentada en el capítulo anterior (Figura 3-2). Algunas características del área con implicancias en este capítulo son la topografía quebrada, las altitudes entre 600 y 1990 msnm y las condiciones climáticas. En esta región el clima es templado-frío, con vientos dominantes del oeste, temperaturas medias mensuales mínimas en julio y máximas en enero. Las precipitaciones se concentran en invierno y periódicamente ocurren en forma de nieve, por el contrario en verano existe un marcado déficit hídrico (Massaferro et al. 2012, Gaitán et al. 2004). La forma de uso de la tierra más extendida en la región es el pastoreo por herbívoros domésticos (Gaitán 2016) y existen zonas urbanas, entre ellas, las localidades de Comallo y Pilcaniyeu que concentran la mayor población y demanda de agua de la zona.



Figura 3-2. Ubicación de la cuenca alta del arroyo Comallo y de las estaciones pluviométricas cercanas utilizadas en este estudio.

3.2.2 Datos pluviométricos y su análisis

Los registros de precipitación recopilados pertenecen a bases de datos de organismos estatales y establecimientos privados de localidades cercanas al área de estudio (Figura 3-2), seleccionados por presentar frecuencia diaria durante más de veinte años y con baja proporción de datos faltantes (Cuadro 3-1). Los registros correspondientes a Río Chico sólo se usaron para la caracterización de valores diarios y de la asociación con datos satelitales recientes dado que para los períodos anteriores tiene datos faltantes demasiado frecuentes. En la serie de Pilcaniehu los datos faltantes están concentrados en el período de 1974 a 1984.

A partir de los registros diarios de las estaciones de Comallo, Corralito, Pilcaniehu, Las Bayas y Maquinchao se calculó la precipitación acumulada mensual y anual. Para esto, solo se tuvieron en cuenta aquellos meses y años sin datos faltantes. Una vez obtenida la precipitación anual, calculamos la frecuencia absoluta y acumulada por tamaño en clases crecientes de a 50 mm.año^{-1} , entre 0 y 600 mm.año^{-1} , para las cinco estaciones de medición. Con los datos de precipitación mensual analizamos la distribución estacional (verano, otoño, invierno, primavera) a lo largo de las series. Para eso asignamos como meses de verano a diciembre, enero y febrero, de otoño a marzo, abril y mayo, de invierno a junio, julio y agosto, y de primavera a septiembre, octubre y noviembre, y

calculamos el porcentaje del total anual que se registra en cada estación. Además revisamos la participación de la precipitación mensual a lo largo del año como porcentaje promedio que precipita en cada mes para cada serie de registros.

Cuadro 3-1: Características de las bases de datos pluviométricas.

Estación de medición	Lat, Long	Altitud (m.s.n.m.)	Serie	Fuente	% datos faltantes	Precipitación media anual (mm)
Comallo	-41.11, -70.38	820	jun-1973 a dic-2019	DPA ²	4%	212
Corralito	-40.72, -70.71	657	abr-1999 a dic-2019	AIC ³	0%	298
Pilcanieú	-41.15, -70.68	980	ene-1966 a nov-2018	Ea. Pilcanieú ⁴	14%	280
Las Bayas	-41.46, -70.67	993	mar-1986 a ago-2019	BDHI ⁵	5%	233
Maquinchao	-41.25, -68.70	888	abr-1956 a dic-2019	SMN ⁶	2%	195
Río Chico	-41.71, -70.48	961	ago-1962 a dic-2019	BDHI	16%	185

De la combinación de las series de precipitación anual obtuvimos un promedio regional y evaluamos su tendencia temporal. Este primer análisis sugirió cambios de la precipitación anual en ciertos períodos, por eso evaluamos las tendencias de cada una de las series para tres ventanas de tiempo: primero para el período completo (1956-2019), segundo para el período anterior a 1995, que abarca la primera mitad de la serie de Comallo, y tercero para el período más reciente que incluye los últimos 23 años (1996 al 2019). Paralelamente ilustramos el comportamiento del mediano plazo de la precipitación anual de cada serie mediante la media móvil de 10 años.

² Departamento Provincial de Aguas de Río Negro.

³ Autoridad Interjurisdiccional de las Cuencas de los ríos Limay, Neuquén y Negro.

⁴ Estancia Pilcañeu.

⁵ Base de Datos Hidrológica Integrada, Secretaría de Infraestructura y Política Hídrica.

⁶ Servicio Meteorológico Nacional.

A escala diaria, para cada estación de medición y para el promedio construido con las seis estaciones de medición, analizamos año por año el número de días con precipitación y la lámina media de precipitación diaria (en mm). También estudiamos la distribución de las precipitaciones diarias clasificadas en cuatro clases de acuerdo a su magnitud en: 0-10, 10-20, 20-40 y 40 a más de 100 mm.día⁻¹, con especial atención a los días con más de 40 mm por su asociación a posibles eventos extremos que generan erosión hídrica. Para cada clase calculamos año por año para cada estación y para el promedio de las seis: la frecuencia total (f) como la cantidad de registros diarios correspondientes a cada una de las clases en cada estación, y la frecuencia porcentual ($f\%$) como el porcentaje de f sobre el número total de días con precipitación. Luego evaluamos la tendencia del número de días con precipitación, la lámina media de precipitación diaria (mm) y los $f\%$ de las clases definidas anteriormente, con un análisis de regresión lineal tomando el p-valor como criterio de significancia. En estos análisis de tendencias consideramos las mismas tres ventanas de tiempo que en la escala anual: primero el período completo 1956-2019, segundo el período 1956-1995 y por último el período 1996-2019. Los análisis estadísticos para todas las tendencias se realizaron en el software Prisma. Desde el punto de vista espacial, estudiamos la correlación de la precipitación anual entre las distintas estaciones de medición y la relación de dicha correlación con la distancia longitudinal (de oeste a este), latitudinal (de norte a sur), euclidiana (en línea recta) y altitudinal entre todos los pares de estaciones.

3.2.3 Datos satelitales y su relación con datos de terreno

Los productos satelitales de precipitación se obtuvieron de la plataforma web Giovanni (NASA, <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/>) que toma datos de las bases de libre acceso TRMM (por sus siglas en inglés Tropical Rainfall Measuring Mission; Adler et al. 2003, Huffman et al. 2007) y GPM (por sus siglas en inglés Global Precipitation

Measurement, Huffman et al. 2019). Ambos productos, generados a partir de mediciones satelitales de las agencias NASA y en cooperación con JAXA en el caso de GPM, brindan estimaciones de precipitación multi-satélite. El producto TRMM 3B42 contiene datos de precipitación acumulada diaria con resolución espacial de 0.25° de latitud y longitud. El producto GPM 3IMERGEM V0.6 se genera con datos acumulados de precipitación cada 3 horas con una resolución espacial de 0.1° por píxel.

Los valores diarios, mensuales y anuales de TRMM y GPM se relacionaron con las precipitaciones de las seis estaciones de medición en terreno (Comallo, Corralito, Pilcanieú, Las Bayas, Maquinchao y Río Chico) registrados en el período más reciente sin datos faltantes en los registros de terreno: del 1/1/2014 al 31/12/2016. Se evaluó la correlación entre los productos satelitales y los datos de terreno, calculándose el coeficiente de determinación (R^2) y el error medio de estimación (RMSE) por dos vías. La primera con el dato puntual de cada estación contra el valor del correspondiente al píxel que la contiene en cada uno de los productos satelitales. En el caso de TRMM, dado el mayor tamaño de píxel, calculamos la proporción aportada por cada píxel a un área circular de 10 km de radio alrededor de cada estación de registro. La segunda vía de análisis consistió en la relación entre los valores promedio de TRMM y GPM para el área completa de la cuenca alta del Comallo contra el valor de precipitación promedio para el área obtenido por el método de los polígonos de Thiessen con los datos de terreno.

3.3 RESULTADOS

3.3.1 Datos pluviométricos

El carácter variable de las precipitaciones de la región se evidencia en las diferentes escalas de tiempo analizadas. Por ejemplo, el espectro de registros anuales tuvo mínimos por debajo de 100 mm.año^{-1} y un máximo de 640 mm.año^{-1} (Figura 3-3).

Particularmente la serie de Comallo fluctuó entre 84 y 437 mm.año⁻¹, con diferencias entre años sucesivos de 20 a 304 mm. En cuanto a la frecuencia por magnitud de precipitación anual, tres cuartas partes de los registros son inferiores a 300 mm.año⁻¹ (Cuadro 3-2). En Comallo, Las Bayas y Maquinchao el 50% de los registros anuales fue inferior a 200 mm.año⁻¹. En Corralito y Pilcanieu el 50% de los registros se ubican entre 250 y 300 mm.año⁻¹. Asimismo, la probabilidad de que llueva menos de 150 mm.año⁻¹ varía de un mínimo de 2% en Pilcanieu a un máximo de 37% en Las Bayas.

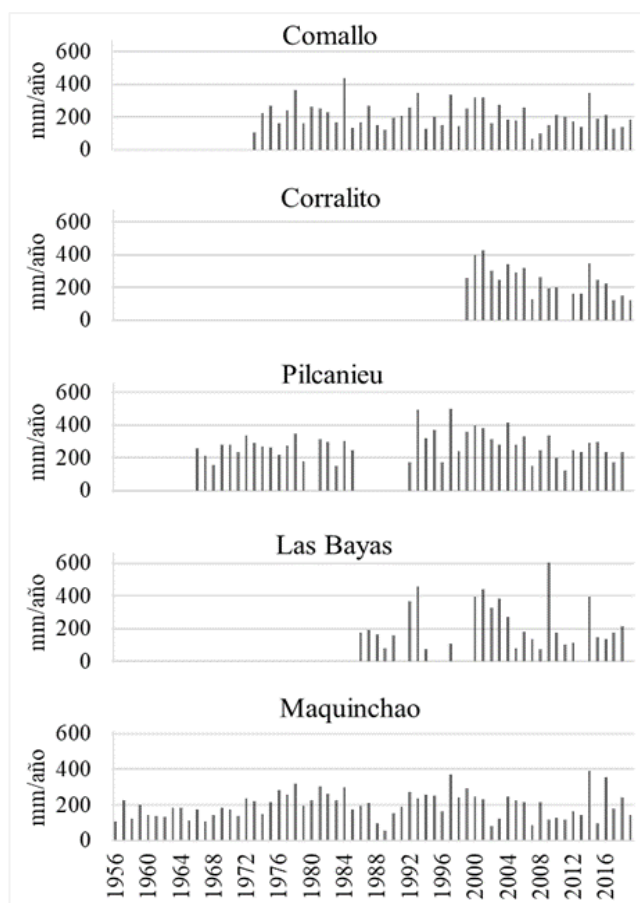


Figura 3-3: Precipitación anual (mm.año^{-1}) para las estaciones de medición del SO de Río Negro: Comallo (1973-2019), Corralito (1999-2019), Pilcanieuv (1966-2019), Las Bayas (1986-2019) y Maquinchao (1956-2019).

Cuadro 3-2: Frecuencia (f) absoluta (abs.) y acumulada (acu%) por clase de precipitación anual en el SO de Río Negro.

	f^*	Clase de precipitación (mm.año^{-1})										
		50	100	150	200	250	300	350	400	450	500	>
Comallo	abs.	0	1	10	13	9	6	5	1	1	0	0
	acu.%	0	2	24	52	72	85	96	98	100		
Corralito	abs.	0	0	3	4	4	3	4	0	2	0	0
	acu.%	0	0	15	35	55	70	90	90	100		
Pilcanieuv	abs.	0	0	1	7	11	12	8	4	1	2	0
	acu.%	0	0	2	17	41	67	85	93	96	100	
Las Bayas	abs.	0	4	6	7	1	1	1	4	1	1	1
	acu.%	0	15	37	63	67	70	74	89	93	96	100
Maquinchao	abs.	0	5	16	13	17	8	2	3	0	0	0
	acu.%	0	8	33	53	80	92	95	100			

A lo largo del año, las precipitaciones se concentran mayormente en invierno (junio, julio y agosto) salvo por la serie de Maquinchao, que tiene un régimen más regular

(Figura 3-4). En los meses invernales sucede el mayor aporte hacia el oeste, en Comallo, Corralito, Pilcanieú y Las Bayas, con un promedio de 44% de la precipitación anual, y en verano las precipitaciones aportan en promedio menos del 12%. En esas cuatro estaciones de medición la contribución del invierno fue superada por el otoño entre 40 y 19% de los años de cada serie, y por la primavera entre 19 y 11% de los años. En Maquichao, en cambio las cuatro estaciones aportan al total anual una magnitud similar (verano 23%, otoño 32%, invierno 24%, primavera 21%) y dos tercios de los años tienen mayores precipitaciones en otoño-invierno que durante el resto del año. El aporte de precipitaciones otoñales promedia el 30%, con un mínimo de 26% para Corralito y un máximo de 32% para Pilcanieú y Maquichao. Entre años se observan distintas participaciones de cada una de las cuatro estaciones a lo largo de todas las series.

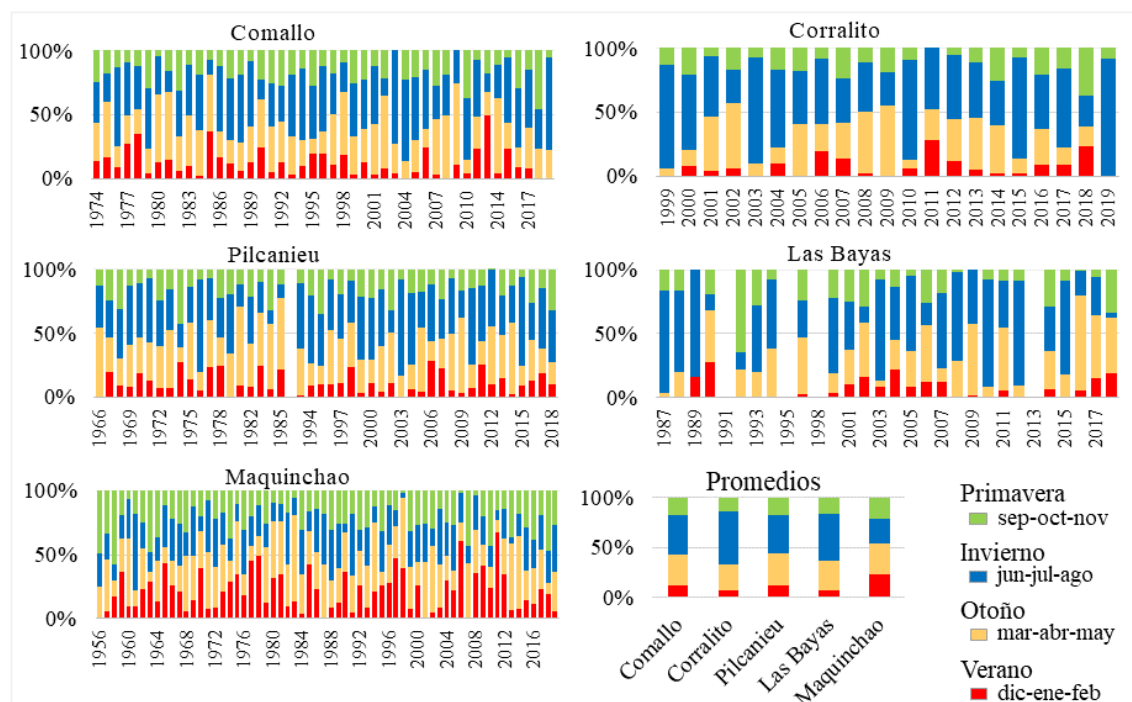


Figura 3-4: Participación porcentual de las precipitaciones de Primavera (barra verde), Invierno (barra azul), Otoño (barra amarilla) y Verano (barra roja) en el total anual a lo largo de los años en cada una de las estaciones de medición.

El aporte mensual a la precipitación anual, expresada como el porcentaje del total anual que precipita en cada mes, es mayor entre mayo y agosto para las cinco localidades

(Figura 3-5). Las mayores diferencias de aporte promedio entre meses se dan en Corralito, con 20% más de precipitaciones en junio que en diciembre, y las menores en Maquinchao, con menos de 5% de diferencia entre los mismos meses. A esta escala se repite la semejanza de distribución temporal de las precipitaciones entre las estaciones de medición Comallo, Corralito, Pilcanieú y Las Bayas. En Maquinchao, en cambio, la diferencia entre las precipitaciones mensuales es menor (Figura 3-5).

A escala diaria la gran mayoría de los ingresos son de magnitud menor a 10 mm.día^{-1} , con más de 75% de los registros en este rango para todas las estaciones de medición. La frecuencia porcentual del aporte de esta clase de precipitación diaria varió entre 90% (en Maquinchao) y 75% (en Las Bayas y Río Chico). Le siguen los eventos de 10 a 20 mm.día^{-1} con una frecuencia mínima de 7% en Maquinchao y máxima de 19% en Las Bayas. Al aumentar la magnitud de la precipitación diaria, la frecuencia disminuye drásticamente en todas las series (Cuadro 3-3). Todas las estaciones de medición han aportado al menos siete registros mayores a 40 mm.día^{-1} en el período de 1956 a 2019. En todas hubo ingresos diarios superiores a 80 mm.día^{-1} pero sólo en Maquinchao y Las Bayas hubo registros por encima de 100 mm.día^{-1} . Se identificaron 6 días con precipitación extrema registrados simultáneamente en al menos tres estaciones ocurridos en: marzo de 1975, marzo del 1984, junio de 1993 y de 2004, febrero de 2006 y abril de 2014.

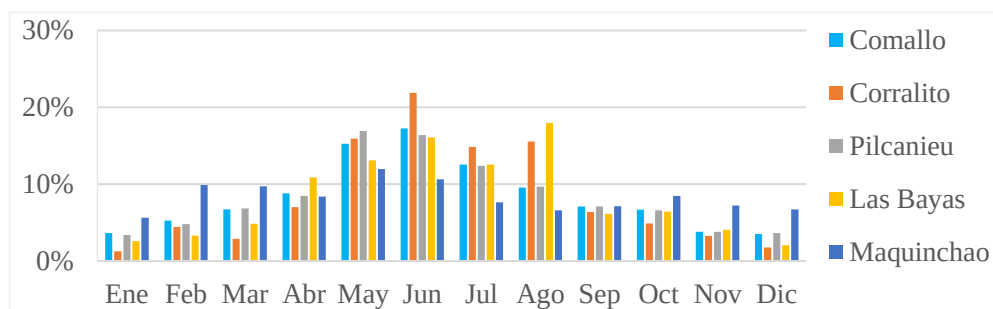


Figura 3-5: Participación porcentual de las precipitaciones mensuales en el total anual en promedio para cada una de las cinco estaciones de medición.

Cuadro 3-3: Frecuencias (f) por clase de precipitación diaria en mm.día^{-1} para cada estación de medición. *abs*: indica la frecuencia absoluta de registros de la clase, $f\%$: el porcentaje de f *abs* de cada clase sobre el total de días con precipitación.

	f^*	Clase de precipitación (mm.día^{-1})				
		0	(0-10]	(10-20]	(20-40]	(40- >100)
Comallo	<i>abs</i>	15687	1037	220	52	19
	<i>f%</i>	-	78	16	4	1
Corralito	<i>abs</i>	6204	1212	117	37	10
	<i>f%</i>	-	88	8	3	0
Pilcanieú	<i>abs</i>	14807	1375	254	86	18
	<i>f%</i>	-	79	15	5	1
Las Bayas	<i>abs</i>	10398	716	182	44	14
	<i>f%</i>	-	75	19	5	1
Maquinchao	<i>abs</i>	20062	2575	215	66	13
	<i>f%</i>	-	90	7	2	0
Río Chico	<i>abs</i>	16965	783	188	73	7
	<i>f%</i>	-	75	18	7	1
Promedio	<i>f%</i>	-	81	14	4	1

Al considerar todo el período de análisis (1956-2019) no se observaron tendencias temporales en la precipitación anual en la región de estudio. Sin embargo, en el análisis de períodos más cortos se identificaron tendencias significativas tanto de ascenso como de descenso. En los últimos 23 años se detectó una tendencia general decreciente significativa que promedió -4.7 mm.año^{-1} ($p\text{-valor} = 0.03$ y $R^2 = 0.22$) (Figura 3-6 b). Asimismo, luego de un período relativamente húmedo entre 1999 y 2002, todas las estaciones registraron tendencia negativa con tasas que variaron entre -9 mm.año^{-1} (Estación Corralito) y -3 mm.año^{-1} (Estación Río Chico). Por otro lado, en el período previo a 1995 el promedio de todas las estaciones no registró una tendencia significativa y solo Maquinchao mostró un aumento de las precipitaciones anuales, con una tasa de 2 mm.año^{-1} ($p\text{-valor}=0.016$ y $R^2 = 0.14$). Las fluctuaciones de mediano plazo de las precipitaciones, representadas por la media móvil, fueron diferentes de acuerdo al lugar pero cabe notar que en los últimos 5 años todas las series convergieron en un rango de 100 mm alrededor de los 200 mm.año^{-1} (Figura 3-6).

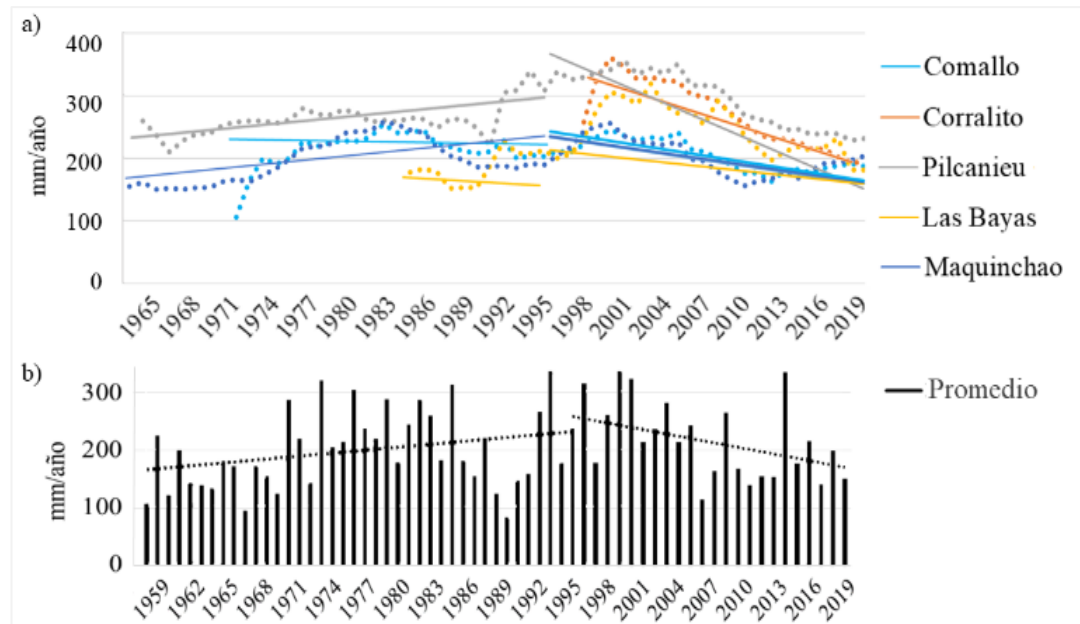


Figura 3-6: a) Tendencias hasta 1995 y 1996-2019 (en líneas llenas) y media móvil de 10 años (en trazas punteadas) de la precipitación anual para cinco estaciones de medición en el SO de Río Negro. b) Precipitación anual promedio de las mismas cinco localidades (en barras) y sus tendencias en los períodos 1956-1995 y 1996-2019 (en trazas punteadas).

Para el periodo completo de 1956 a 2019 detectamos una tendencia a la reducción en los promedios del número de días con precipitación por año y de la participación de las precipitaciones inferiores a 10 mm.día^{-1} , al tiempo que la precipitación media diaria presentó una leve tendencia al aumento igual que las frecuencias de registros mayores a 10 mm.día^{-1} para el promedio de las estaciones estudiadas. En el mismo periodo encontramos iguales tendencias en la estación de medición de Comallo y sólo tendencia al aumento de la lámina media diaria en Maquinchao. En Río Chico mostraron tendencia negativa las frecuencias de precipitación diaria entre 10 y 40 mm, y tendencia al aumento de la precipitación de hasta 10 mm.día^{-1} , pero todos con menores niveles de ajuste (Cuadro 3-5 a)). En el periodo anterior a 1995 también hubo tendencia a la disminución del promedio de días con precipitación y al aumento en la precipitación media diaria promedio. Esa tendencia al aumento se repitió en Pilcaniehu y Maquinchao. Las frecuencias de cada clase de precipitación diaria también presentaron tendencias para el promedio, con decrecimiento de las precipitaciones menores a 10 mm.día^{-1} y

crecimiento de las clases superiores. Entre todas las estaciones de medición, Maquinchao presentó tendencia a una menor frecuencia de registros por debajo de 10 mm.día⁻¹ y al incremento de los registros entre 10 y 20 mm.día⁻¹. Pilcanieú sólo presentó tendencia positiva en la frecuencia de días con lámina mayor a 40 mm (Cuadro 3-5 b)). La mayor tasa de reducción en la cantidad de días con precipitación promedio por año se obtuvo en el periodo 1996-2019 (Cuadro 3-5 c)). Particularmente en Corralito, esa caída estuvo acompañada por decrecimiento de la lámina de precipitación media diaria y de la frecuencia porcentual de precipitaciones diarias mayores a 40 mm y , al mismo tiempo, tendencia al aumento en la frecuencia porcentual de precipitaciones diarias inferiores a 10 mm. En Comallo y Las Bayas se repite la disminución en el número anual de días con precipitación. La misma variable tiene tendencia positiva en Maquinchao con variaciones anuales menores a 1.5 días con precipitación/año. Por otro lado, Maquinchao y Río Chico compartieron una tendencia negativa en el tamaño promedio de las precipitaciones diarias. En Río Chico ese comportamiento se correspondió con decrecimiento en los registros de 10-20 mm.día⁻¹ y crecimiento de los días con menor lámina diaria.

Cuadro 3-4: Pendiente (b) de la tendencia para tres períodos con su desvío estándar (ds), coeficiente de ajuste (R^2) y valor de significancia para $b \neq 0$ (p-valor) del número de días con precipitación (nº días con pp), la precipitación (Pp) media diaria (mm) y la frecuencia porcentual (f %) de las clases de precipitación diaria sobre el total de días con precipitación, en seis estaciones de medición en el SO de Río Negro para los periodos: a) 1956-2019, b) 1956-1995 y c) 1996-2019.

a)		Período 1956-2019					
		nº días con pp	Pp media diaria(mm)	f% 0-10mm	f% 10-20mm	f% 20-40mm	f% 40->100mm
Comallo	b ±	-0.78 ±	0.21 ±	-0.94 ±	0.61 ±	0.22 ±	0.11 ±
	ds	0.08	0.03	0.16	0.11	0.08	0.05
	R^2	0.66	0.49	0.45	0.43	0.15	0.12
	p-valor	< 0.0001	< 0.0001	< 0.0001	< 0.0001	0.0084	0.0223
Corralito		datos en el periodo 1999-2019					
Pilcaniehu	b ±						
	ds						
	R^2						
	p-valor	ns	ns	ns	ns	ns	ns
Las Bayas	b ±						
	ds						
	R^2						
	p-valor	ns	ns	ns	ns	ns	ns
Maquinchao	b ±		0.02 ±				
	ds		0.01				
	R^2		0.09				
	p-valor	ns	0.02	ns	ns	ns	ns
Río Chico	b ±		-0.10 ±	0.75 ±	-0.48 ±	-0.26 ±	
	ds		0.03	0.21	0.12	0.11	
	R^2		0.2	0.23	0.28	0.12	
	p-valor	ns	0.0026	0.0008	0.0002	0.0208	ns
Promedio regional	b ±	-0.22 ±	0.04 ±	-0.28 ±	0.20 ±	0.05 ±	0.03 ±
	ds	0.05	0.01	0.04	0.03	0.02	0.01
	R^2	0.23	0.19	0.39	0.41	0.08	0.24
	p-valor	< 0.0001	0.0004	< 0.0001	< 0.0001	0.0283	< 0.0001

b)		Periodo 1956-1995					
		nº días con pp	Pp media diaria(mm)	f% 0- 10mm	f% 10- 20mm	f% 20- 40mm	f% 40- >100mm
Comallo	b ±						
	ds						
	R ²						
	p- valor	ns	ns	ns	ns	ns	ns
Corralito		sin datos					
Pilcaniehu	b ±		0.11 ±				0.08 ±
	ds		0.04				0.04
	R ²		0.26				0.19
	p- valor	ns	0.012	ns	ns	ns	0.04
Las Bayas		pocos datos					
Maquinchao	b ±		0.06 ±	-0.28 ±	0.21 ±		
	ds		0.01	0.05	0.04		
	R ²		0.38	0.43	0.38		
	p- valor	ns	< 0.0001	< 0.0001	< 0.0001	ns	ns
Río Chico	b ±						
	ds						
	R ²						
	p- valor	ns	ns	ns	ns	ns	ns
Promedio regional	b ±	-0.27 ±	0.08 ±	-0.52 ±	0.37 ±	0.11 ±	0.04 ±
	ds	0.11	0.02	0.09	0.06	0.04	0.009
	R ²	0.13	0.29	0.49	0.51	0.13	0.39
	p- valor	0.023	0.0003	< 0.0001	< 0.0001	0.021	< 0.0001

c)		Periodo 1996-2019					
		n° días con pp	Pp media diaria(mm)	f% 0- 10mm	f% 10- 20mm	f% 20- 40mm	f% 40- >100mm
Comallo	b ±	-0.60 ±					
	ds	0.20					
	R ²	0.32					
	p- valo r	0.006	ns	ns	ns	ns	ns
Corralito	b ±		-0.14 ±	0.48 ±			-0.09 ±
	ds		0.04	0.21			0.04
	R ²		0.37	0.23			0.23
	p- valo r	ns	0.005	0.033	ns	ns	0.032
Pilcaniehu	b ±						
	ds						
	R ²						
	p- valo r	ns	ns	ns	ns	ns	ns
Las Bayas	b ±	-1.38 ±					
	ds	0.47					
	R ²	0.3					
	p- valo r	0.008	ns	ns	ns	ns	ns
Maquinchao	b ±	1.06 ±	-0.14 ±				
	ds	0.38	0.06				
	R ²	0.27	0.32				
	p- valo r	0.011	0.05	ns	ns	ns	ns
Río Chico	b ±		-0.15 ±	1.02 ±	-0.94 ±		
	ds		0.05	0.27	0.22		
	R ²		0.29	0.4	0.47		
	p- valo r	ns	0.008	0.001	0.0003	ns	ns
Promedio regional	b ±	-0.68 ±					
	ds	0.15					
	R ²	0.5					
	p-valor	0.0001	ns	ns	ns	ns	ns

Como primera aproximación a la variabilidad espacial de las precipitaciones se analizó la relación de la precipitación anual entre las distintas estaciones de medición. Las localidades con mayor correlación entre sí son el par Corralito-Pilcanieu y el par Comallo-Corralito. Entre todas las demás series el coeficiente de determinación fue inferior, hasta un mínimo de 0.01 entre Las Bayas, localidad de mayor altitud, y Maquichao, localidad del extremo este (Cuadro 3-5). No se encontraron asociaciones fuertes con las distancias longitudinal ($R^2=0.18$), latitudinal ($R^2=0.001$), euclidiana ($R^2=0.2$) ni altitudinal ($R^2=0.14$) que expliquen estas relaciones entre todas las series (Figura 3-7).

Cuadro 3-5: Coeficientes de determinación (R^2) de la asociación entre precipitaciones anuales de las cinco estaciones de medición para el período 1956-2019.

	Comallo	Corralito	Pilcanieu	Las Bayas
Corralito	0.51			
Pilcanieu	0.3	0.66		
Las Bayas	0.22	0.13	0.14	
Maquinchao	0.31	0.19	0.18	0.01

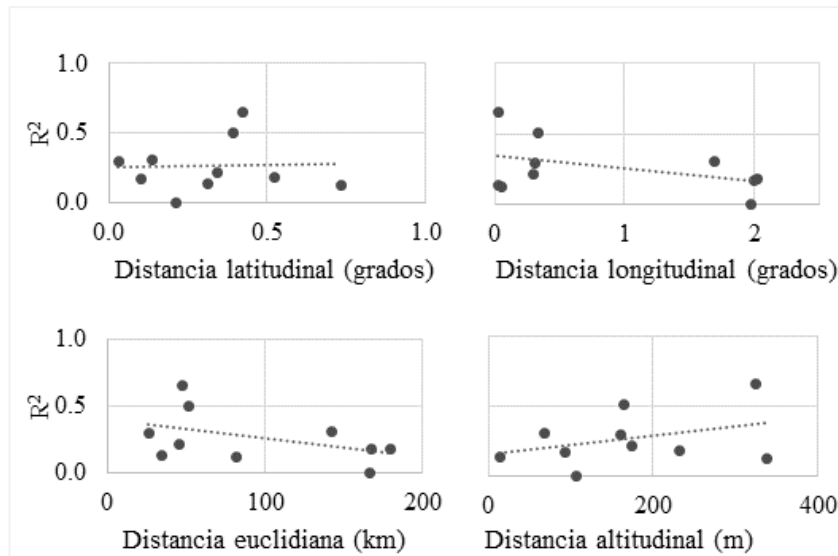


Figura 3-7: Relación de la distancia latitudinal (grados), longitudinal (grados), euclidiana (km) y altitudinal (m) con el R^2 entre registros de precipitación anual de las estaciones de medición (ver Cuadro 5).

3.3.2 Datos satelitales y su relación con datos de terreno

El grado de ajuste entre los datos de precipitación satelitales y de terreno varió según la escala temporal y el producto satelital considerados (Cuadro 3-6). A la escala diaria y la anual se observaron bajos niveles de ajuste entre los productos satelitales y los registros puntuales de terreno, detectándose una performance ligeramente superior del producto GPM por sobre TRMM. A nivel mensual la estimación satelital mejora sensiblemente y es mejor en el caso del producto GPM. Sin embargo, aún en este caso se estima un RMSE elevado (42 mm.mes^{-1}) teniendo en cuenta la pequeña magnitud de la precipitación media mensual (22 mm.mes^{-1}). Integrando a nivel de la cuenca alta del Comallo por el método de polígonos de Thiessen, encontramos mejores valores de ajuste para GPM que para TRMM en todas las escalas temporales. Sin embargo, se repite un RMSE elevado en los registros mensuales para GPM (63 mm.mes^{-1}). A escala de cuenca los coeficientes para las estimaciones anuales carecen de relevancia dado que sólo se estudian 3 años (Figura 3-8).

Cuadro 3-6: Coeficientes de ajuste R^2 y RMSE de la relación entre todos los registros de seis estaciones de medición en el SO de Río Negro y las estimaciones de precipitación diaria (mm.día^{-1}), mensual (mm.mes^{-1}) y anual (mm.año^{-1}) de GPM y TRMM, para cada estación puntual y para la ponderación del área de la cuenca por polígonos de Thiessen, en el período 2014-2016.

	Estimaciones	mm.día^{-1}		mm.mes^{-1}		mm.año^{-1}	
		R^2	RMSE	R^2	RMSE	R^2	RMSE
Puntual	GPM	0.26	9	0.47	42	0.11	328
	TRMM	0.07	4	0.26	28	0.18	178
Cuenca	GPM	0.14	7	0.76	63	0.98	510
	TRMM	0.03	4	0.35	29	0.65	225

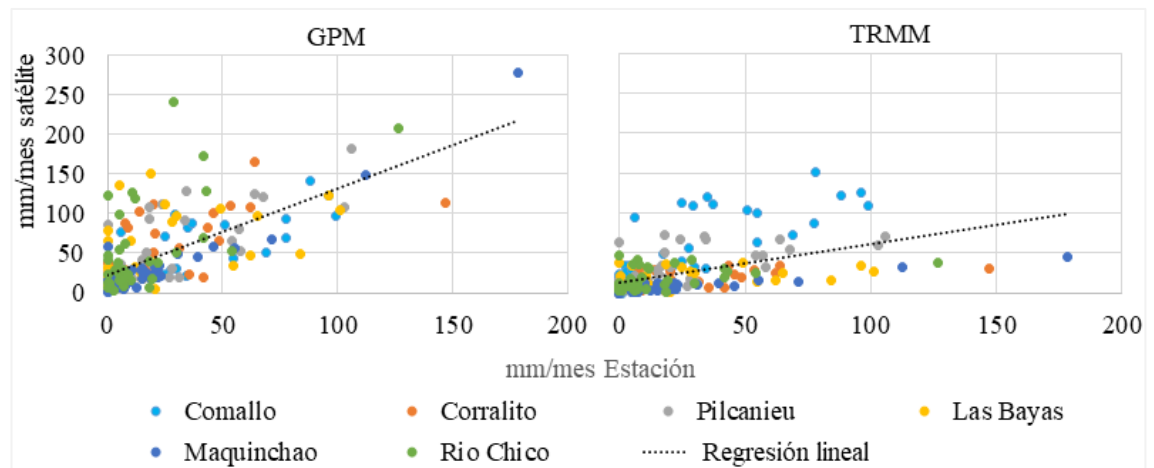


Figura 3-8: Relación de la estimación de precipitaciones mensuales (mm.mes^{-1}) de GPM y de TRMM con los registros de precipitación en terreno de seis estaciones del árido de Río Negro: Comallo (celeste), Corralito (naranja), Pilcaniehu (gris), Las Bayas (amarillo), Maquinchao (azul), Río Chico (verde).

3.4 DISCUSIÓN

Para brindar una caracterización actualizada de las precipitaciones en zonas áridas del norte de Patagonia, sistematizamos los registros disponibles de seis localidades con datos de precipitación diaria en el sudoeste de Río Negro. Nuestros resultados demostraron que estas precipitaciones presentan cualidades reconocidas para zonas áridas: son escasas, de baja frecuencia, y tienen un carácter variable en el tiempo (Noy Meir 1973). La escasez de precipitaciones se reflejó claramente en la elevada ocurrencia de años con menos de 300 mm (Cuadro 3-2) y días sin precipitación (Cuadro 3-3). Ambas

variables decaen fuertemente en frecuencia al aumentar la magnitud de la lámina de precipitación. Las diferencias de precipitación entre periodos conllevan consecuencias en el funcionamiento de los sistemas áridos a diferentes escalas (Reynolds et al. 2004, Shwinning y Sala 2004, Yadhjian y Sala 2008) y en las oportunidades de aprovechamiento del agua de lluvia (Epele et al. 2018, Magliano et al. 2019).

El carácter variable de las precipitaciones se evidencia en las diferentes escalas de tiempo presentadas en este capítulo. Por ejemplo, el espectro de registros anuales tuvo mínimos por debajo de 100 mm.año^{-1} a un máximo de 640 mm.año^{-1} (Figura 3-3). Dentro del año, si bien las precipitaciones se concentraron en fines de otoño e invierno, el aporte porcentual de cada estación (verano, otoño, invierno, primavera) no es constante a lo largo de los años en ninguna de las series (Figura 3-4). En cuanto a los eventos diarios, hubo registros superiores a 40 mm.día^{-1} al menos siete veces en las series estudiadas (Cuadro 3-2), lo que significa una lámina equivalente al 20% de la precipitación media anual en un solo día. Esa variabilidad del ingreso de agua a la región ocurre tanto en el tiempo como en el espacio (Scarpati et al. 2011, Jobbágy et al. 1995).

La distribución intra-anual de las precipitaciones mantuvo el comportamiento descrito por investigaciones anteriores (Paruelo et al. 1998) y marca una diferencia entre las localidades de oeste a este. Se puede notar que en Comallo, Corralito, Pilcaniehu y Las Bayas, las estaciones más cercanas a los Andes, el aporte mayoritario sucede en invierno y es superado sólo por el otoño, con pocas excepciones. En Maquinchao, en cambio, la diferencia entre estaciones es menor (Figura 3-4). Esto podría deberse a un aumento paulatino hacia el este de la influencia moderadora del régimen de

precipitaciones que ejerce el ingreso de humedad desde el océano Atlántico (Bianchi et al. 2016).

Uno de los resultados más contundentes fue la tendencia a la disminución en varias series de precipitación anual desde los '90s. Dado que el estudio de tendencias y promedios está sesgado por la ventana de tiempo considerada, nuestra incorporación de registros más actuales en los resultados difiere de descripciones anteriores. Los resultados del presente capítulo brindan promedios inferiores a los históricos, como por ejemplo la precipitación media anual de 232 mm para Comallo según Godagnone y Bran (2009) se redujo a 212 mm en la serie 1973-2019. Las fluctuaciones del ingreso de agua por precipitaciones, representadas en el mediano plazo por la media móvil (Figura 3-6), mostraron valores por debajo de los promedios históricos en todas las estaciones de medición, lo cual coincide con sequías reportadas en áreas cercanas a la región de este estudio (Solano-Hernández et al. 2020).

En el período 1956-2019 encontramos menor cantidad de días al año con precipitación para el promedio de todas las estaciones. Además observamos indicios de aumento en la frecuencia de precipitaciones de magnitudes diarias elevadas y disminución de la frecuencia de registros menores a 10 mm.día^{-1} (Cuadro 3-4). Esos cambios en las frecuencias de eventos menores a 10 mm.día^{-1} podrían indicar un comportamiento diferente al aporte constante de eventos de baja magnitud que postularon Golluscio et al. (1998) décadas pasadas. A escala ecosistémica estos eventos pueden adquirir una importancia mayor de lo que podría sugerir su limitada contribución sobre la precipitación anual (Dunkerley 2021). También hubo registros de precipitación diarios de gran magnitud y baja frecuencia que, dependiendo de su intensidad, podrían disparar procesos erosivos. Para el este de la Patagonia, Rostagno et al. (1999) explicaron la

generación de escurrimientos en base a datos de precipitación sub-horarios, y encontraron que los eventos de la estación cálida eran más cortos y de mayor intensidad que en la estación más fría. En nuestra zona se podría brindar mayor precisión sobre la intensidad y erosividad de las precipitaciones si hubiera información de resolución temporal sub-diaria o sub-horaria, como se ha planteado en otras regiones (Dunkerley 2019). De esto se desprende la importancia de la generación de información detallada en la región, basada en una red oficial con mayor densidad de mediciones y con continuidad para contar con actualizaciones.

La baja densidad de estaciones pluviométricas en el espacio, dificulta el estudio de gradientes con mayor resolución espacial. La localización relativa de las estaciones de medición estudiadas no mostró patrones que permitan definir relaciones directas entre ubicación espacial y precipitación anual (Cuadro 3-5 y Figura 3-7). Esto indicaría que las condiciones locales tienen influencia en la magnitud y distribución de las precipitaciones. Las particularidades de cada localidad pueden escapar a la representación de patrones del clima basada en datos de sensores remotos apoyadas sobre grillas de terreno con baja densidad de puntos de control. Y en sentido opuesto, también es posible que la información remota capture señales de precipitación donde no existen estaciones de medición terrenas. Por lo tanto, es necesario revisar los productos derivados de imágenes satelitales o modelos globales antes de su extrapolación a escala de mayor detalle.

Atendiendo las limitaciones antes mencionadas, la asociación entre los registros de terreno y los productos satelitales permite salvar algunas carencias y contar con información de interés para nuestra región (Pessacg et al. 2020). En este estudio la performance de GPM fue mejor que para TRMM en cuanto a la captura de la

variabilidad, pero no en la representación de la magnitud de las precipitaciones (Cuadro 3-6). Estudios anteriores coinciden en un mejor ajuste de las estimaciones de GPM cuando se aumenta el paso temporal de diario a mensual (Gavilán et al. 2018). Al sur de nuestra área de interés se encontró que las imágenes de satélite subestimaban las precipitaciones extremas registradas en estaciones de terreno en eventos extremos (Colombani et al. 2017). Por el contrario, en el noreste del país las estimaciones de TRMM sobreestiman los registros de estaciones locales, y los errores de ajuste resultaron inferiores en latitudes menores y con mayor precipitación (Brizuela et al. 2015; Gavilán et al. 2018). Para el producto GPM la captura de la orografía y la capacidad de representar fuertes intensidades ha mejorado respecto de TRMM, pero es todavía un desafío (Zhang et al. 2018, Wang et al. 2021).

El seguimiento de la variabilidad espacial y temporal de las precipitaciones constituye una de las bases para la comprensión de múltiples cambios en los procesos ecosistémicos (Knapp et al. 2008). En especial es interesante conocer las fluctuaciones en parámetros del clima y su efecto en los ecosistemas áridos en el contexto de cambio climático (De Luis et al. 2010, Bianchi et al. 2020). La disminución esperada para las precipitaciones en el noroeste y centro de la Patagonia no sólo afectará a los sistemas productivos basados en pastizales naturales sino también a la recarga de los acuíferos y el caudal de los arroyos (Masiokas et al. 2008, Brendel et al. 2020, Pessacg et al. 2020). Dado que la actividad ganadera es la principal forma de uso de la tierra de la región, los registros en cada localidad y, más aún, en cada establecimiento ganadero permitirían contar con una base de información sólida para predecir variables biofísicas como la productividad primaria (Fabricante et al. 2009, Bandieri et al 2020) y tomar decisiones de manejo a tiempo en pos de mejorar los índices productivos (Castillo et al. 2021) y asegurar la provisión de agua.

Capítulo 4

4 ESCURRIMIENTO EN CUENCAS DE ZONAS ÁRIDAS DE PATAGONIA NORTE

4.1 INTRODUCCIÓN

El enfoque de cuenca brinda un contexto adecuado para afrontar desafíos ecológicos y económicos sobre la gestión de los recursos naturales (Thurow 2000, Gaspari 2013). En particular la erosión hídrica, que implica una pérdida de los recursos agua y suelo, se puede abordar desde la perspectiva del manejo de cuencas hidrográficas (Cisneros et al. 2012). La cuenca funciona como un sistema dinámico, indivisible e interdependiente, en el que se relacionan aspectos sociales, económicos, políticos, administrativos, tecnológicos, productivos, biológicos y físicos. Por lo tanto, aunque dos cuencas tengan igual forma, la respuesta hidrológica, el riesgo de erosión hídrica y las consecuencias de eventos extremos en cada una es diferente. Es por esto que la planificación integral de cuencas debe comenzar con el conocimiento de los aspectos antes mencionados (Gaspari 2013).

En el norte de la Patagonia, la mayoría de las áreas de aporte de las cuencas principales se encuentran bajo uso ganadero extensivo. Los pastizales en la zona más alta de una cuenca, además de producir forraje con los recursos agua y suelo a nivel local, son fuente importante de recarga de agua superficial y subterránea, cuya cantidad y calidad definen el posible uso por parte de otros sectores agrícolas, industriales y urbanos (Thurow 1991). En esta región de escasa disponibilidad de agua por precipitaciones, las acciones de gestión del agua deben basarse en el análisis participativo de los problemas, causas y consecuencias, y del aprovechamiento racional del agua como recurso integrador (Reyes Trujillo et al. 2010).

A nivel global, existe un potencial de incremento de las tasas de erosión hídrica debido al cambio climático (Nearing et al. 2005) que puede reducirse con medidas de

conservación planificadas sobre sólidos conocimientos de la topografía, estado actual de erosión y patrones del drenaje (Sreedevi et al. 2013). Parte de esos conocimientos, las mediciones y las valoraciones numéricas de la superficie de las cuencas y dimensión de sus geoformas, son facultad de la morfometría. En las últimas décadas, la teledetección y los Sistemas de Información Geográfica (SIG) agilizaron la caracterización espacio-temporal de las propiedades morfométricas de las cuencas hídricas, de sus parámetros de relieve y de las redes de drenaje (Gaspari et al. 2013). Por su parte, los estudios morfométricos permiten cuantificar el sistema de drenaje (Horton 1945) para contribuir con la evaluación del potencial de recarga de las cuencas, la producción de sedimentos y su manejo (Khanday y Javed 2016), la caracterización del drenaje (Genchi et al. 2016), la evaluación de riesgos e identificación de zonas sensibles a la erosión (Sarkar et al. 2022), la selección de sitios para emplazamiento de defensas y reservorios (Murugesan et al. 2022), entre otras. Además, la morfometría de cuencas brinda elementos para predecir, en cierta medida, la respuesta ante las precipitaciones (Gaspari et al. 2013, Brieva 2018) ya sean medias, torrenciales (Esper Angillieri 2012), extremas (Genchi et al. 2011) o nivales (Aumassane et al. 2018). Esto último es especialmente valorado en regiones con escasez de mediciones de campo (Quiroga et al. 2017, Basahi et al. 2016).

Desde una mirada dinámica, el funcionamiento hidrológico de una cuenca se asemeja a un colector que recibe la precipitación y la convierte en escurrimiento, condicionado por el clima y las características físicas de la cuenca (Gaspari et al. 2013). El caudal a la salida de una cuenca tiene contribuciones de diferentes flujos. Por un lado, el flujo o caudal base es la parte del caudal total aportado por las reservas de una cuenca, principalmente por los flujos subterráneos, más lentos que los superficiales, y que se mantiene fuera de periodos de lluvia o deshielo. Por otro lado, el aporte que genera aumentos en el caudal después de una precipitación se denomina flujo o caudal pico y

está relacionado a crecientes producto del exceso de agua por saturación o porque la intensidad de las precipitaciones supera la capacidad de infiltración de la superficie (WMO 2012). Este exceso, traducido en esorrentía superficial, ejerce el rol de transporte de material y pérdida de suelo (Cisneros et al. 2012).

Los escurrimientos en los ambientes de la Patagonia Norte se dan mayoritariamente en los meses de invierno (julio-agosto) en forma coincidente con las mínimas temperaturas y desacopladas del aumento en la demanda por evapotranspiración (Ciari 2009, Aguiar et al. 1996, Milkovic et al. 2019). Se supone que, en esta región, existen excesos durante o al finalizar la temporada de precipitaciones por flujo de saturación, es decir, superada la capacidad de almacenaje de agua del suelo, y no por flujo hortoniano, cuando la tasa de infiltración es menor a la intensidad de precipitación (Rodríguez-Iturbe y Porporato 2004). En los capítulos anteriores demostramos que en la cuenca alta del Comallo la topografía determina la predisposición a erosión hídrica, que las precipitaciones se concentran en invierno y que la frecuencia de extremos es menor a un evento por año. Además, se encontraron tendencias a la reducción de la precipitación anual y al aumento de los días con precipitaciones mayores a extremos de 40 mm.día^{-1} (Capítulo 3). Dado que en la región existe susceptibilidad a erosión hídrica y que, aunque con baja frecuencia, ocurren precipitaciones intensas, nos preguntamos a escala de cuenca: ¿Qué parámetros de la morfometría de las cuencas nos permiten inferir su respuesta hidrológica? ¿Qué relación existe entre la precipitación y el caudal? ¿En qué medida se vincula el escurrimiento superficial a la pérdida de suelo de esta región?

En la construcción del escenario del proceso de erosión hídrica en zonas áridas, el objetivo de este capítulo fue estudiar, a escala de cuencas, las características físicas de la superficie que condicionan los escurrimientos y la relación de éstos con las precipitaciones y la pérdida de suelo. En particular, estudiamos las características

morfométricas de cuencas hidrográficas pequeñas a través de parámetros e índices que podrían anticiparnos el movimiento del agua y el potencial erosivo. En las mismas cuencas estudiamos el comportamiento del caudal, desagregamos el caudal total entre caudal base y caudal pico, este último asociado al escurrimiento superficial, y analizamos la relación entre los caudales y las características morfométricas. Por último, evaluamos la relación entre las precipitaciones y el caudal, y entre el caudal y los sedimentos en suspensión en los arroyos.

4.2 METODOLOGÍA

4.2.1 Área de estudio

El área de estudio es la porción sur dentro de la cuenca que fue presentada en el capítulo 2 (Figura 2-1). En este capítulo retomamos las tres cuencas de cabecera del arroyo Comallo: la cuenca del arroyo Quintupanal, que nace en la ladera oeste del cerro Anecón Grande, la del arroyo Anecón, que nace en la ladera oriental, y la del arroyo del Corral que se une al Anecón y luego desembocan en el Comallo (Prez y Massafarro 2013). A ellas sumamos un cuarto punto de cierre que incluye a las tres anteriores, con un área de aporte de 1248 km², sobre el arroyo Comallo (41.11°S; 70.37°O) donde se ubica una estación hidrométrica del Departamento Provincial de Aguas (DPA) de Río Negro.

4.2.2 Morfometría de cuencas

La caracterización de los parámetros e índices morfométricos de las cuencas se realizó sobre el modelo digital de elevación derivado del producto SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, NASA 2013) adquirido del sitio web de libre acceso *earthexplorer.usgs.gov*. La delimitación de divisorias se realizó con el software SAGA y la determinación de variables morfométricas se realizó en QGIS (Conrad et al. 2015, Qgis.org 2023). Los parámetros utilizados en la descripción de las cuencas fueron: área, perímetro, longitud total del drenaje, longitud del canal principal, desnivel total,

longitud axial, número de cauces de orden 1 (siendo 1 el valor correspondiente al primer cauce sin tributarios y creciente hacia el cauce en la salida, según Strahler (1957)), número de cauces de todos los órdenes y pendiente de los cauces. A su vez, los índices contruidos con esos parámetros fueron: densidad de drenaje, frecuencia de cauces, índice de compacidad, índice de bifurcación, relación de longitud de los cauces, coeficiente de torrencialidad y coeficiente de almacenamiento hídrico (Horton 1945, Reyes Trujillo et al. 2010, Busnelli y Horta 2014). Estos descriptores han sido utilizados ampliamente desde el nacimiento de la morfometría de cuencas (Harlin 1984). La obtención y aplicación de los parámetros e índices se detallan en el Cuadro 4-1.

Cuadro 4-1: Parámetros e índices morfométricos empleados en la caracterización de cuencas.

Parámetros morfométricos	Aplicación	Abreviatura / Cálculo
Área (km ²)	Tamaño y	A
Perímetro (km)	forma de la cuenca.	P
Longitud total drenaje (km)	Largo total de la red de drenaje y del cauce principal.	Ld
Longitud del canal principal (km)		Lc
Desnivel (m)	Desnivel total de la cuenca.	H
Longitud axial de la cuenca (km)	Distancia desde el punto más alejado en dirección al punto de cierre sobre el cauce principal.	La
Número de cauces de orden 1	Cantidad de cauces de orden 1. Debido a su génesis por formación de surcos, se los relaciona con mayores tasas de erosión.	N1
Número de cauces de todos los órdenes	Cantidad de cauces.	Nm
Pendiente de los cauces (%)	Desnivel de los cauces; se puede asociar al gradiente hacia la salida de la cuenca.	S
Índices morfométricos		
Densidad de drenaje (km/km ²)	Representa la eficiencia de la red de drenaje. Valores bajos suelen corresponderse a superficies permeables, de relieve suave y resistentes a erosión.	$Dd = Ld/A$
Frecuencia de cauces	Representa la intensidad de los procesos de erosión hídrica concentrada.	$f = Nm/ A$
Índice de compacidad	Relacionado al tiempo de concentración. Cuanto más cerca de 1, la cuenca tiende a ser redonda, con mayor peligrosidad a crecidas, con menor tiempo para que el agua alcance la salida.	$Kc = P / (2 \sqrt{\pi A})$

Índice de bifurcación	Proporción entre el número de cauces de determinado orden con los del orden anterior, indica el grado de control geológico de la red de drenaje que es mayor cuanto más cercano a 5	$Rb = Nu/Nu-1$
Relación de longitud de los cauces	Proporción de incrementos en la longitud de los cauces a medida que aumenta el número de orden.	$Rl = Lu/Lu-1$
Coeficiente de torrencialidad	Relacionado a los procesos de erosión lineal y a la capacidad de descarga de la cuenca. Valores altos indican elevada susceptibilidad a la erosión.	$CT = N1/A$
Coeficiente de almacenamiento hídrico	Permite evaluar la capacidad de almacenamiento de la red de drenaje, crece con la atenuación de la intensidad de una crecida.	$RHO = Rl/Rb$

4.2.3 Caudales

A partir de los datos de caudal de los arroyos de las cuatro cuencas, describimos su

comportamiento y evaluamos la contribución de los flujos base y pico al caudal total.

Los registros de caudal de la cuenca aforada por el DPA, se tomaron en la estación

hidrométrica perteneciente a ese organismo, ubicada aguas abajo de las otras tres. La

serie con datos completos incluye los años 2013-2016, 2018 y 2019. Esta información

se utilizó para encontrar los caudales mensuales mínimos y así asignar el inicio y fin del año hidrológico en la zona.

Por otra parte, para estimar el caudal en los arroyos Anecón, Corral y Quintupanal,

tributarios del Comallo, realizamos mediciones de la altura de agua (h) registrada con

sensores dataloggers HOBO® (Onset, Bourne, MA, USA), ubicados dentro de tubos de pvc perforados, dentro de los cauces, durante los períodos de mayo a diciembre en 2018

y de marzo a diciembre en 2019. Durante el verano no fue posible mantener el nivel

mínimo de agua por encima de los sensores en los arroyos Anecón y Quintupanal, por

eso las series de datos presentaron interrupciones. A su vez, se ajustó una curva de gasto

(h/caudal) en base a la altura y el caudal estimado a través del cálculo de la sección

multiplicado por la velocidad. Para ello se seleccionó en cada arroyo una sección

regular, con la velocidad medida con flujómetro Global Water® (YSI, Yellow Springs,

OH, USA). Se repitió el procedimiento en cada curso de agua en 4 fechas. La

verificación de ajuste entre valores observados y predichos se realizó para los tres arroyos en conjunto, obteniendo buen ajuste para el modelo lineal ($R^2=0.98$, $n=12$).

Una vez obtenidas las series de caudal, en mm.día^{-1} , calculamos el promedio, mediana, máximos y mínimos, y luego descompusimos el caudal total entre caudal base y caudal pico mediante el filtro digital recursivo de la metodología de separación de flujos de Arnold y Allen (1999) que ha sido empleada con resultados satisfactorios en otras cuencas (Jobbágy et al. 2013, Abo y Merkel 2015). Calculamos los caudales específicos de cada serie, dividiendo por el área de cada cuenca, las proporciones de caudal máximo y pico respecto del caudal total y medio, y el caudal total respecto de la precipitación. Con esas proporciones generamos valores relativos, independientes de las magnitudes y de los diferentes períodos muestreados, para hacerlos comparables entre arroyos. Para comprender en qué medida se relacionan los caudales con las características morfométricas detalladas en la sección anterior, se realizaron análisis de correlación entre los parámetros e índices y tres proporciones: caudal máximo/caudal medio, caudal pico/caudal total y caudal total/precipitación anual.

4.2.4 Relación entre caudales, precipitaciones y sedimentos

Con el objetivo de evaluar la relación entre el caudal de escurrimiento y las precipitaciones en el tiempo, realizamos dos análisis. En el primero evaluamos la relación entre la precipitación anual y los caudales anuales (total, base y pico) para los años completos en la serie DPA del 2013 al 2019 ($n= 6$). En segundo lugar, evaluamos la correlación entre los registros mensuales de caudal contra la variable precipitación mensual del mismo mes y de la suma de los meses anteriores, incorporando progresivamente de a un mes. Este análisis se realizó con los seis años de datos en la cuenca DPA y con los dos años de datos para las tres sub-cuencas de la cabecera. Una vez obtenida la cantidad de meses integrados con mayor correlación para el caudal

mensual, utilizamos esa integración de meses como variable dependiente de “precipitación” y evaluamos el coeficiente de determinación (R^2) para elegir el modelo que mejor explique el caudal en función de la precipitación.

La precipitación anual y mensual promedio por sub-cuenca se calculó a partir del mapeo de las precipitaciones de las estaciones pluviométricas del Capítulo 3 a las que sumamos otras cuatro estaciones con registros en los últimos años: Cerro Blanco (41.26°S; 70.33°O), Casa de Piedra (41.17°S; 70.43°O), chacra de Martínez (41.15°S; 70.41°O) y Campo Anexo Pilcaniyeu- INTA (41.03°S; 70.59°O). La precipitación anual se consideró para el año hidrológico de abril a marzo. Se obtuvieron rásters de precipitación anual y mensual producto de la interpolación de los valores acumulados anuales y mensuales por el método de Red Irregular Triangulada en QGIS. De esos rásters se obtuvo el valor promedio de precipitación anual y mensual para el área de cada sub-cuenca con la herramienta de análisis espacial de Estadísticas de zona. Cabe aclarar que las precipitaciones anuales de 2018 y 2019 estuvieron debajo del promedio histórico. Además, ningún evento superó la intensidad de 30 mm.h^{-1} , siendo de casi 4 mm.min^{-1} el índice de infiltración promedio medido sobre suelo húmedo (ver Capítulo 5).

Por último, evaluamos la correlación para la variable sedimentos en suspensión en los arroyos contra la proporción caudal máximo diario/caudal medio diario y contra la proporción caudal pico/caudal total. Para obtener la cantidad de sedimentos en suspensión, en gramos, de cada uno de los arroyos, se siguió la metodología explicada en la sección 2.2.4. La significancia de todas las correlaciones mencionadas se evaluó de acuerdo al coeficiente de correlación de Pearson (r).

4.3 RESULTADOS

4.3.1 Morfometría de cuencas

La caracterización física de las cuencas en la cabecera del Comallo permitió una primera descripción de similitudes y diferencias. En primer lugar, fueron diferentes en forma y tamaño entre ellas, desde 35 km² de superficie y 18 km de drenaje en el Corral hasta 326 km² y 96 km de longitud de drenaje en Quintupanal, que forman parte de los 1280 km² y 260 km de longitud de drenaje de la cuenca DPA. A pesar de sus diferencias en forma y tamaño, presentaron rangos acotados para algunos parámetros e índices morfométricos. Por ejemplo, la pendiente de los cauces tuvo un mínimo de 2.04% en el arroyo Corral y un máximo de 2.62% en el Anecón, la densidad de drenaje varió entre 0.4 (Corral) y 0.54 (Quintupanal) y la relación de longitud de cauces varió entre 0.41 (Corral) y 0.46 (Quintupanal) (Cuadro 4-2).

Las cuencas Anecón y Quintupanal fueron semejantes en cuanto a los parámetros morfométricos y no así para los índices. Los índices relacionados al potencial de erosión y la peligrosidad de crecidas como la frecuencia de cauces, el índice de compacidad y el coeficiente de torrencialidad, son mayores en Anecón que en las otras tres cuencas. Por su parte el coeficiente de almacenamiento hídrico, relacionado a la atenuación de crecidas, fue menor en Anecón y mayor en el Corral. La cuenca DPA, de mayor tamaño y longitud de drenaje, tuvo un coeficiente de almacenamiento hídrico similar a Quintupanal y un coeficiente de torrencialidad de los más bajos (Cuadro 4-2).

Cuadro 4-2: Parámetros e índices morfométricos de las cuencas Anecón, Corral, Quintupanal y DPA.

		Cuenca			
		Anecón	Corral	Quintupanal	DPA
Parámetros morfométricos	Área (km ²)	278	35	326	1280
	Perímetro (km)	82	38	96	260
	Longitud total drenaje (km)	127	14	175	541
	Longitud del canal principal (km)	27	8	32	46
	Desnivel (m)	1000	705	1020	1160
	Longitud axial (km)	22	15	27	40
	N1	31	2	33	98
	Nm	61	3	65	269
Pendiente de los cauces (%)		2.62	2.04	2.51	2.21
Índices morfométricos	Densidad de drenaje (km.km ⁻²)	0.46	0.40	0.54	0.42
	Frecuencia de cauces	0.22	0.09	0.20	0.21
	Índice de compacidad	1.39	1.81	1.50	2.05
	Índice de bifurcación	4.79	2.00	3.40	3.01
	Relación de longitud de cauces	0.45	0.41	0.46	0.43
	Coef. de torrencialidad	0.11	0.06	0.10	0.08
	Coef. de almacenamiento hídrico	0.09	0.21	0.14	0.14

4.3.2 Comportamiento del caudal

El comportamiento hidrológico del arroyo Comallo en el punto de aforo perteneciente al DPA mostró caudales promedio bajos y diferencias entre años. El caudal total promedio para esta cuenca fue de 0.013 mm.día⁻¹, que equivale a 4.6 mm.año⁻¹ y representa alrededor del 2% de la precipitación anual promedio, mientras que la mediana del caudal diario fue de 0.0036 mm.día⁻¹. Dentro del año, los máximos se registraron entre agosto y octubre, y los caudales mínimos se registraron entre diciembre y abril. El mes de abril quedó definido como inicio y cierre del año hidrológico para las demás cuencas. Los caudales máximos no sucedieron en la misma fecha entre diferentes años. El caudal diario máximo absoluto fue de 0.9 mm.día⁻¹ en agosto de 2014 (Figura 4-1). La

fracción del caudal total que corresponde a los aportes lentos, subterráneos y sub-superficiales, estimados como caudal base, representó el 55% en promedio para el período. Su complemento, el escurrimiento que responde a las crecidas o flujos superficiales, el caudal pico, tuvo el registro más alto en 2014 representando ese año el 51% del total y el más bajo en 2019 con 38% (Cuadro 4-3).

En las tres cuencas de cabecera, los caudales específicos en 2018 y 2019 fueron de 1 y 4 mm.año⁻¹ en Quintupanal, 4 y 8 mm.año⁻¹ en el Corral, y 20 y 19 mm.año⁻¹ en Anecón, respectivamente. La mediana del caudal diario fue de 0.003 mm.día⁻¹ en Quintupanal, 0.027 mm.día⁻¹ en Corral y 0.008 mm.día⁻¹ en Anecón. Los máximos ocurrieron entre octubre y noviembre en 2018 y entre agosto y octubre en 2019. El caudal máximo estimado fue de 0.42 mm.día⁻¹ en Quintupanal (28/8/2019), 0.06 mm.día⁻¹ en el Corral (30/10/2019), y 0.79 mm.día⁻¹ en Anecón (28/8/2019). Los mínimos se dan en verano, con días sin escurrimiento para Anecón y Quintupanal desde enero. El caudal pico estimado en las cuencas del Corral y Quintupanal no superó los 2 mm.año⁻¹, mientras que en Anecón el caudal pico fue de 10 mm.año⁻¹ en 2018 y 8 mm.año⁻¹ en 2019 (Figura 4-2, Figura 4-3, Cuadro 4-3).

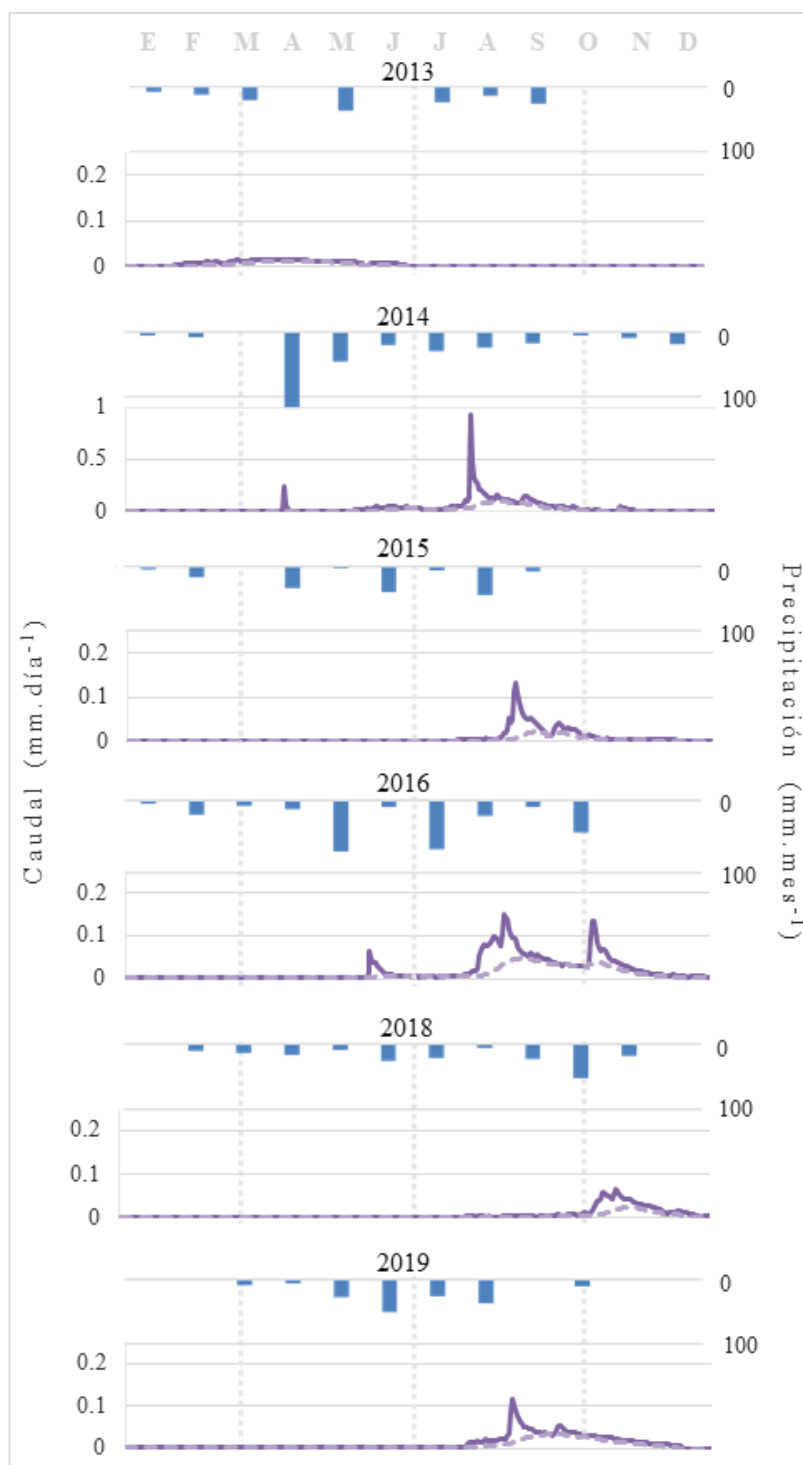


Figura 4-1: Caudales específicos totales (en líneas llenas) y base (en líneas punteadas) para la cuenca DPA y precipitación diaria (en barras azules, eje derecho) en los años con registros entre 2013 y 2019. Nótese una escala diferente del eje Caudal en cada año.

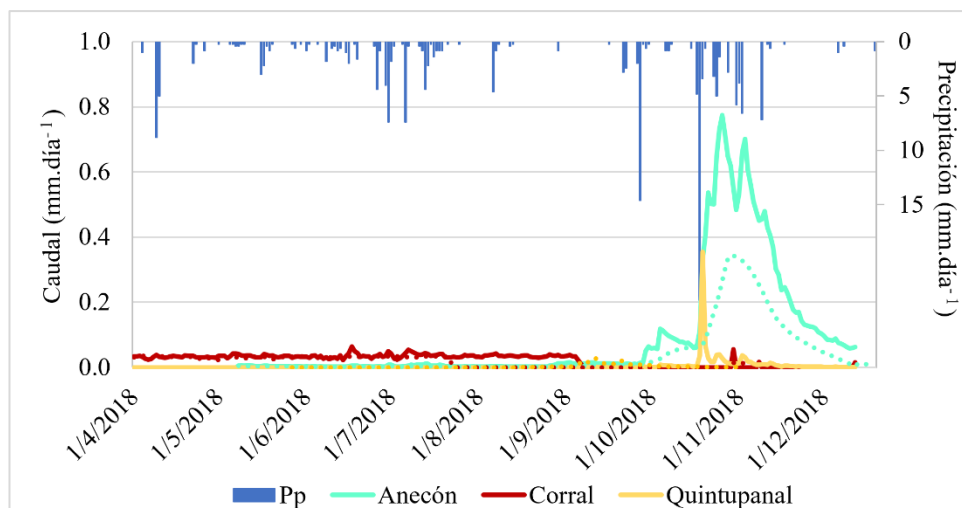


Figura 4-2: Caudales específicos totales (en líneas llenas) y base (en líneas punteadas) para las cuencas Anecón (celeste), Corral (rojo) y Quintupanal (amarillo), y precipitación diaria (en barras azules, eje derecho) registrados durante 2018.

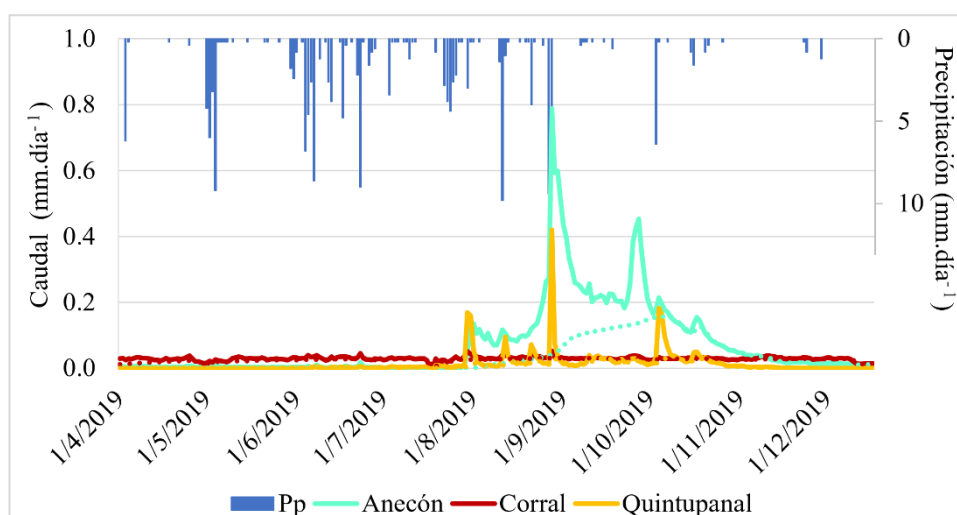


Figura 4-3: Caudales específicos totales (en líneas llenas) y base (en líneas punteadas) para las cuencas Anecón (celeste), Corral (rojo) y Quintupanal (amarillo), y precipitación diaria (en barras azules, eje derecho) registrados durante 2019.

En resumen, la serie de caudales en el aforo por el DPA, que incluye a las otras tres cuencas, mostró máximos y picos menores a las cuencas Anecón y Quintupanal, sus principales aportantes. Entre estas dos, el caudal total medido en Quintupanal es menos de la octava parte del Anecón. Expresado en proporción de la precipitación el caudal que escurre por Anecón fue el mayor, le sigue el Corral y por último Quintupanal, que

incluso presentó una proporción menor al de la cuenca del DPA. La relación de caudal pico/caudal total representó el 30% en Quintupanal, el 14% en el Corral, 50% en Anecón y 45% en DPA (Cuadro 4-3).

Cuadro 4-3: Caudales (Q) específicos y precipitación (Pp) promedio para las cuencas de Anecón, Corral, Quintupanal y DPA.

	Cuenca			
	Anecón	Corral	Quintupanal	DPA
$Q_{\text{máximo}}$ (mm.día ⁻¹)	0.78	0.06	0.38	0.18
Q_{medio} (mm.día ⁻¹)	0.08	0.02	<0.01	0.01
Q_{pico} (mm.día ⁻¹)	0.039	0.003	0.006	0.006
Q_{total} (mm.año ⁻¹)	19.9	6.4	2.3	4.6
$Q_{\text{máximo}}/Q_{\text{medio}}$	9.97	2.44	34.86	13.71
$Q_{\text{pico}}/Q_{\text{total}}$	0.49	0.14	0.58	0.45
$P_{\text{p anual}}$ (mm.año ⁻¹)	169	165	170	168
$Q_{\text{total}}/P_{\text{p anual}}$	0.12	0.04	0.01	0.02

Las características morfométricas de las cuencas estuvieron asociadas al comportamiento del caudal. Se observó que las proporciones de caudal máximo/caudal medio y caudal pico/caudal total aumentaron conforme al incremento en los parámetros morfométricos, mientras que la proporción caudal total/precipitación anual disminuyó. Pero de todas las relaciones sólo dos resultaron significativas: el parámetro longitud del canal principal con caudal pico/caudal total ($r = 0.86$) y el desnivel también con caudal pico/caudal total ($r = 0.86$). Respecto de las correlaciones entre índices y proporciones de caudal, la mayor se dio entre la densidad de drenaje y caudal máximo/caudal medio ($r = 0.95$) y también resultó significativa la correlación entre relación de longitud de cauces y caudal máximo/caudal medio ($r = 0.86$) (Cuadro 4-4).

Cuadro 4-4: Índices de correlación (r) entre los parámetros e índices morfométricos de las cuencas Anecón, Corral, Quintupanal y DPA, con los caudales (Q) máximo/medio, pico/total y total/precipitación anual (P_{anual}). Valores significativos con * para $\alpha = 0.10$, y ** para $\alpha = 0.05$

r	$Q_{\text{máximo}}/Q_{\text{medio}}$	$Q_{\text{pico}}/Q_{\text{total}}$	$Q_{\text{total}}/P_{\text{anual}}$
Parámetros morfométricos	Área (km ²)	0.11	0.60
	Perímetro (km)	0.14	0.62
	Longitud total drenaje (km)	0.18	0.65
	Longitud del canal principal (km)	0.48	0.86*
	Desnivel (m)	0.49	0.86*
	Longitud axial (km)	0.36	0.79
	N1	0.18	0.66
	Nm	0.10	0.59
Índices morfométricos	Pendiente de los cauces (%)	0.53	0.47
	Densidad de drenaje (km/km ²)	0.95**	0.71
	Frecuencia de cauces	0.51	0.77
	Índice de compacidad	-0.34	-0.02
	Índice de bifurcación	0.23	0.32
	Relación de longitud de cauces	0.86*	0.75
	Coef. de torrencialidad	0.54	0.51
	Coef. de almacenamiento hídrico	-0.36	-0.52

4.3.3 Relación entre caudal y precipitaciones

El caudal en la cuenca DPA entre 2013 y 2019 mostró una marcada estacionalidad en el promedio del período y estuvo relacionado con la precipitación. El caudal anual varió en línea con las precipitaciones anuales, siendo el caudal pico anual el componente más asociado a la precipitación anual ($R^2=0.92$, $p=0.002$), luego el caudal total ($R^2=0.86$, $p=0.006$) y por último el caudal base ($R^2 = 0.78$, $p=0.02$) (Figura 4-4). A lo largo del año, las precipitaciones en la cuenca DPA ocurrieron mayormente en los meses de otoño-invierno, con más del 50% de los aportes del año ocurridos entre abril y agosto. Por su parte, el caudal se concentró en agosto (31%), septiembre (20%) y en menor medida en octubre (14%), con 9 de los 12 meses del año contribuyendo con menos del

10% al caudal anual promedio (Figura 4-5). A la escala mensual no hubo una respuesta inmediata a la precipitación del mismo mes sino que el caudal tiene relación con la precipitación acumulada de algunos meses anteriores. Si bien las precipitaciones mensuales se correlacionaron con los caudales, la mayor relación se obtuvo al acumular la precipitación de los seis meses previos ($r = 0.71$) y los cinco meses previos ($r = 0.69$) al registro de caudal mensual (Figura 4-6). El modelo exponencial para explicar el caudal mensual en función de la precipitación acumulada de los seis meses previos mostró el mejor ajuste, aunque el modelo con cinco meses mostró resultados semejantes (Cuadro 4-5).

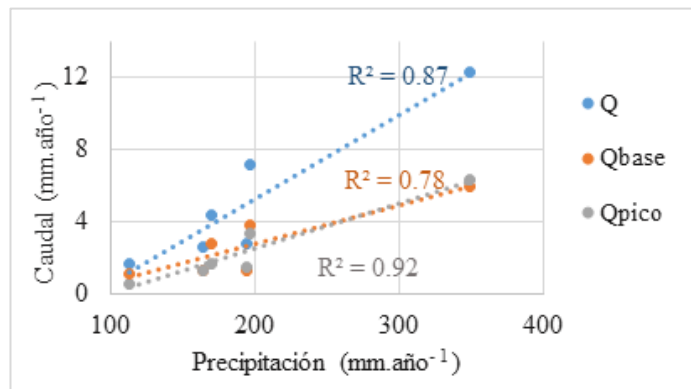


Figura 4-4: Caudal específico total (Q, azul), base (Qbase, naranja) y pico (Qpico, gris) por año en relación a la precipitación anual entre 2013 y 2019 para la cuenca DPA, con la tendencia lineal en línea punteada y el valor del ajuste lineal (R^2).

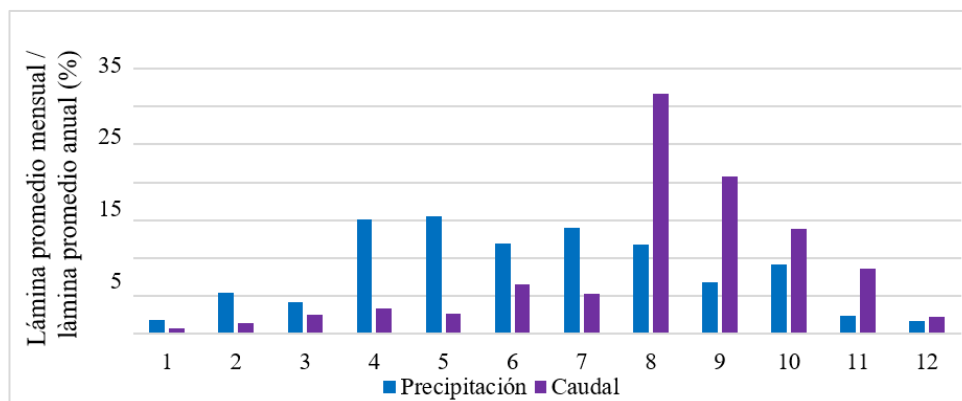


Figura 4-5: Distribución de la precipitación mensual (barras con líneas) y del caudal mensual (barras llenas) como proporción del total anual en la cuenca DPA para el período 2013-2019.

Cuadro 4-5: Modelos con el mayor coeficiente de determinación (R^2) para la explicación del caudal en función de la precipitación acumulada de 6 (mes actual más 5) y 5 (mes actual más 4) meses previos

Nº meses integrados	Ecuación. $Q_{(p)}$	R^2
6	$0.0084 * e^{0.0247.P}$	0.54
5	$0.0136 * e^{0.0244.P}$	0.48

Para los años 2018 y 2019, con incorporación de las cuencas de cabecera, las correlaciones entre caudales y precipitaciones mensuales integrando meses hacia atrás, varió de acuerdo a la cuenca considerada. Como excepción, los caudales mensuales del arroyo del Corral no mostraron relación con las precipitaciones. Los mayores valores de correlación se dieron entre los caudales y las precipitaciones acumuladas de los cinco meses anteriores para Anecón y Quintupanal, comparado con los seis meses para la cuenca DPA. Para Anecón la correlación con la precipitación acumulada fue significativa desde los dos meses previos al caudal mensual ($r = 0.57$) (Figura 4-6).

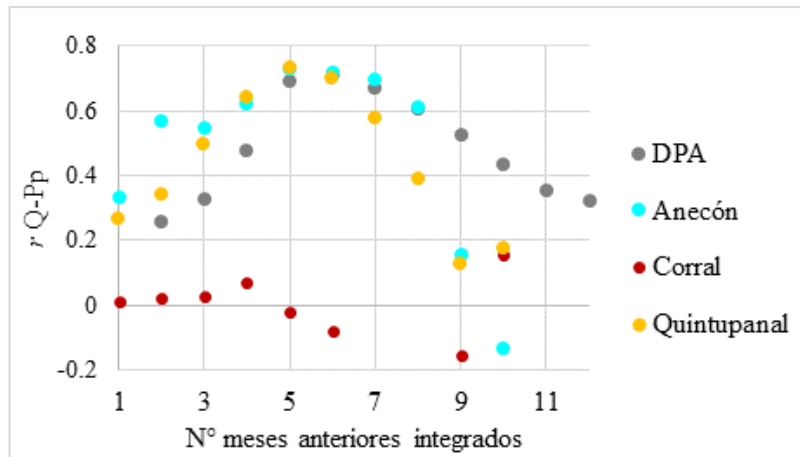


Figura 4-6: Correlación (r) entre caudal (Q) y precipitación (Pp) mensual acumulada de 1 a 12 meses anteriores, para la cuenca DPA.

4.3.4 Caudales y sedimentos

Los sedimentos colectados en los arroyos de la cabecera de la cuenca del Comallo en 2018 y 2019 se incrementaron conforme lo hicieron los caudales. El caudal total y sus componentes (pico y base) mostraron una fuerte relación con los sedimentos en suspensión en los arroyos Anecón, Corral y Quintupanal (Figura 4-7).

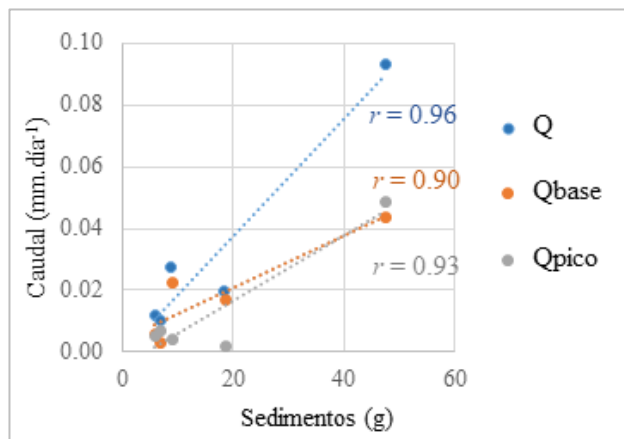


Figura 4-7: Caudal específico total (Q, azul), base (Qbase, naranja) y pico (Qpico, gris) promedio por día en relación a los sedimentos en suspensión colectados en 2018 y 2019 en los

arroyos Anecón, Corral y Quintupanal, con la tendencia lineal en línea punteada y el valor del coeficiente de correlación (r).

4.4 DISCUSIÓN

El escurrimiento superficial y los sedimentos en los arroyos en la cuenca alta del Comallo se relacionaron a características de la superficie que condicionan los caudales que la transitan. La integración de las características físicas de las cuencas y de las mediciones de caudal in situ para esta región árida permitió distinguir parámetros e índices morfométricos más relacionados a su comportamiento hidrológico. La importancia de esta evaluación radica en el fácil acceso a la información satelital y su procesamiento para la obtención de tales índices, lo cual reduce costos y tiempo para el estudio de cuencas en comparación con las mediciones a campo.

Bajo esa premisa, encontramos que la longitud del canal principal y el desnivel total de la cuenca guardan relación con la proporción de caudal pico sobre el caudal total (Cuadro 4-2). Esto apoya conclusiones de otros autores que sostienen que el largo de los cauces y el factor pendiente tienen un rol decisivo en la hidrología de las cuencas (Esper Angillieri 2012, Sajadi et al. 2022). También fue relevante la relación entre la proporción de caudal máximo sobre caudal medio respecto del índice de densidad de drenaje y, en menor medida, respecto de la relación de longitud de cauces (Cuadro 4-4). Estos índices basados en la red de drenaje y sus dimensiones señalan la oportunidad de permanencia del agua en la cuenca, dado que a valores bajos de los índices se asume que existe un retardo en la concentración del escurrimiento (Quiroga et al. 2017). Aunque no todos los índices tuvieron significancia estadística, tal vez debido a las pocas cuencas en estudio, la interpretación de todas las características morfométricas en conjunto contribuye a la comprensión de la posible respuesta hidrológica mediada por las características físicas de la cuenca (Quiroga et al. 2014).

La disponibilidad de agua superficial en la cuenca estuvo ligada al ingreso de agua por precipitaciones de cada año. La precipitación anual se consideró para el año hidrológico de abril a mayo tal como ha sido contemplado en trabajos sobre las cuencas Limay y Negro (Romero y González 2016) donde vierte el arroyo Comallo. Es notable que los aumentos de caudal anual se correlacionaron con los años más lluviosos (Figura 4-4), como sucede en otras zonas áridas del mundo donde la máxima evapotranspiración está desacoplada de la precipitación (Zhang et al. 2001). Con precipitaciones concentradas en invierno (Capítulo 3), la precipitación eleva la humedad antecedente en las áreas de aporte y las diferencias espaciales en las propiedades del suelo que determinan la generación de escurrimientos a escala de sitio, se pierden a escala de cuenca (Yair y Raz Yassif 2004). En la mayoría de la superficie de cabecera del Comallo, la acumulación de precipitación de seis y cinco meses explicó el comportamiento del caudal (Figura 4-6). Sólo Anecón mostró correlaciones elevadas entre el caudal y las precipitaciones del mismo mes sumado al previo, lo cual puede traducirse en una fluctuación más ligada a las precipitaciones de corto plazo en comparación con las demás. La cuenca aforada por el DPA, que recibe la vertiente del Anecón, no refleja esa misma respuesta, lo que da la pauta de un tránsito diferente en cada área de aporte (Figura 4-1 a Figura 4-3). Estas respuestas diferentes tuvieron un correlato con las descripciones de morfometría, que posicionaron a la cuenca Anecón como la de menor capacidad de atenuación esperada dado su mayor coeficiente de torrencialidad y menor coeficiente de almacenamiento hídrico (Cuadro 4-2). Así, la descripción física se condice con la respuesta a las precipitaciones reflejada en los caudales. Es por ello que este tipo de análisis sirve de base para futuros estudios de cuenca que pretendan abordar la modelación de escorrentía y evaluaciones de riesgo (Quiroga et al. 2014).

El arroyo Comallo, en el punto de aforo del DPA, tuvo un caudal pico cercano a la mitad del caudal total en promedio, con un escurrimiento total muy bajo en la mayor parte del año y especialmente al alejarnos de la estación de mayores precipitaciones (Figura 4-1). La participación del caudal pico en este punto indicaría que la mitad del flujo sale de esta cuenca en forma rápida y sólo la mitad de los aportes están dados por flujos lentos, subsuperficiales. Esos flujos lentos serían los que brindan cierta seguridad de provisión de caudal (WMO 2012) a la población en la localidad de Comallo. Sin embargo, nos concentramos en los caudales pico dada su relación con la erosión hídrica. Las cuencas Quintupanal y Anecón, que ocupan la mayoría de la superficie de aporte, presentaron una participación del componente de caudal pico cercana o mayor al 50% del total, siendo la cuenca Anecón la que entregó mayor caudal específico. Como se mencionó antes, la respuesta hidrológica en cada cuenca fue diferente. Así, el caudal en el aforo del DPA no copió exactamente la dinámica de sus afluentes y la magnitud del escurrimiento superficial fue inferior a la integral de los aportes de las tres cuencas de cabecera (Figura 4-1, Cuadro 4-3). Esa diferencia podría atribuirse a flujos de agua subterráneos que no fueron alcanzados por este estudio.

En las cuencas de cabecera estudiadas, aunque el período de registros es muy corto, la proporción de caudal base es mayor en la cuenca del Corral, de mayor proporción de mallines (ver Capítulo 2) e índices morfométricos de mayor capacidad de atenuación de crecidas (Cuadro 4-2). Es sabido que estos ambientes ejercen una fuerte regulación sobre el flujo del agua en regiones áridas de la Patagonia, constituyendo una reserva de agua disponible cerca de la superficie por más tiempo que en las estepas que los rodean (Ciari 2009). Otra posible estrategia para disminuir la velocidad de salida del agua de la cuenca podría ser el cuidado y aumento de la cobertura de las estepas a través del

planteo de estrategias de pastoreo que así lo permitan o de prácticas de restauración activa que implican mayor costo (Huss 1986, Rango et al. 2006, SAyDS 2018).

La comprensión de procesos hidrológicos tiene implicancias en la previsión de la disponibilidad de agua y la conservación de suelos dado que los caudales mostraron correlacionarse con los sedimentos en suspensión en los arroyos (Figura 4-7).

Anteriormente en esta tesis se evaluó la erosión hídrica a escala de cuenca con resultados favorables a mayor exportación de sedimentos desde el área de aporte más sensible (Capítulo 2). A eso agregamos que el caudal en el arroyo de nacimiento sur-este también mostró valores más elevados de escurrimiento total. Con la mirada puesta en la pérdida de suelos encontramos que el caudal en cuencas de esta zona tiene capacidad de transportar material, a pesar del escaso ingreso de agua por precipitaciones. Por ello, la cantidad de sedimentos en suspensión sería interesante de relevar sistemáticamente para esta cuenca y otras de la región ya que es uno de los atributos de la calidad del agua de escurrimiento, determinante de los usos aguas abajo y poco estudiado hasta el momento. En otras cuencas de Patagonia se ha encontrado mayor exportación de sedimentos desde las zonas más áridas en comparación con los aportes de ambientes húmedos (Miserendino 2009), tal vez debido a la mayor erodabilidad de los suelos en condiciones más secas y de texturas más finas (Ludwig y Probst 1998, Cerdá 1999), con la mayoría del aporte de sedimentos debida a eventos extremos – cuando suceden- (Gaiero et al. 2003).

Las características físicas, los caudales y sedimentos descriptos para la cuenca alta del Comallo constituyen un aporte en la comprensión de procesos complejos aplicable a zonas de régimen de precipitación y geoformas similares. Las implicancias del trabajo a escala de cuenca precisan de mayor información en los demás aspectos que condicionan

la salida de agua en su punto de cierre. Todavía son muchas las incógnitas sobre la disponibilidad y accesibilidad futura al agua en regiones áridas de la Patagonia. Sin embargo, las relaciones estudiadas entre relevamientos de campo e información remota permiten decidir sobre el uso de herramientas de teledetección y SIG para una evaluación preliminar más ágil en pos del mejor aprovechamiento y planificación del uso de los recursos naturales con las ventajas en tiempo y costos que ello implica.

Capítulo 5

5 COMPORTAMIENTO HIDROLÓGICO DE UN PAISAJE CON DIFERENTES ESTADOS DEL PASTIZAL EN LA PATAGONIA ÁRIDA.

5.1 INTRODUCCIÓN

El pastoreo por ganado doméstico en Patagonia ha modificado la estructura de la vegetación y ha afectado el comportamiento hidrológico de los suelos desde hace más de 100 años (Rostagno 1989, Cibils y Borrelli, 2005, Gaitán et al. 2009, Bran et al. 2017). El control que ejercen los pastizales naturales en la recarga de acuíferos y cursos de agua superficiales es vital para las poblaciones aguas abajo (Wilcox et al. 2017). Existen antecedentes de los impactos negativos de las estrategias tradicionales de pastoreo sobre la estructura y funcionamiento de los pastizales (Aguar et al. 1996, Funk et al. 2018, Gaitán et al. 2018) que, al modificar las características hidrológicas de un sitio, repercuten a escala de cuencas (Thurrow 2000). El abordaje de esos impactos se puede realizar mediante el análisis de índices de imágenes satelitales, como el NDVI (Verón y Paruelo 2010, Gaitán et al. 2018). Como primer elemento en la partición de flujos del ciclo del agua, la cobertura del suelo por plantas y mantillo y la distribución heterogénea de la vegetación condicionan la capacidad de infiltración de los suelos. Cuando la cobertura y heterogeneidad se reducen, la escorrentía superficial y la erosión del suelo aumentan más que proporcionalmente (López et al. 2013). Como resultado, una mayor proporción de recursos son transportados fuera del paisaje, con lo cual disminuye la calidad de los suelos. En el largo plazo, los suelos erodados son menos productivos, tienen menor capacidad para almacenar agua, la vegetación desaparece y el sistema se vuelve más susceptible a la degradación (Chartier et al. 2011, Gaitán et al. 2009).

En zonas áridas, explicar la generación de escurrimientos y erosión de suelo es especialmente difícil dada la gran variabilidad de las precipitaciones, la intermitencia y

discontinuidad de los flujos (Noy Meir 1973, Ziadat y Taimeh 2013). La respuesta del suelo a las mismas dependerá de las condiciones meteorológicas previas. Así, existen dos mecanismos que explican la generación de escurrimiento superficial sobre el suelo desnudo: el primero ocurre cuando el ingreso por precipitaciones supera la capacidad de infiltración y el segundo cuando hay un excedente de agua porque el suelo está saturado, siendo este último el dominante en suelos ya húmedos (Morgan 2005, Dijkema et al. 2018) y congelados (Seyfried y Wilcox, 1995). Aunque el escurrimiento superficial sea una proporción menor en el balance hídrico anual o estacional, puede generar un importante flujo de redistribución del agua sobre el paisaje, condicionado por la estructura del ecosistema y las características de la lluvia (Turnbull et al. 2010). Es relevante entender el balance hídrico en los pastizales, donde la producción ganadera depende de una asignación eficiente de las lluvias a la transpiración por plantas forrajeras y, en algunos casos, captura y almacenamiento de esorrentía para bebida de los animales (Magliano et al. 2015, Magliano et al. 2023).

Para el norte de la Patagonia no existe un entendimiento acabado sobre la generación de flujos de esorrentía y erosión hídrica en ambientes áridos. Por otro lado, sí está extensamente demostrado que la sobreutilización de los pastizales patagónicos ha llevado a la reducción de la cobertura vegetal y por lo tanto a una mayor exposición del suelo a agentes erosivos (Bran et al. 2015, Gaitán et al. 2018). En zonas áridas la retroalimentación positiva entre la pérdida de productividad por sobrepastoreo y la aceleración del proceso erosivo (Chartier et al. 2011) potencian la degradación del paisaje hasta superar umbrales de no retorno (Saco et al. 2020). En este sentido es útil considerar la conectividad, definida como la magnitud de la redistribución que pueden alcanzar los recursos (agua, suelo, energía, organismos) a lo largo del paisaje (Bracken et al. 2013, Okin et al. 2015). Cuando se trata de flujos de agua de escurrimiento en

paisajes con pendiente, aunque comienzan en forma local, pueden en ocasiones derivar en erosión e incisión del paisaje con un incremento en el transporte de agua y nutrientes entre sitios. El efecto de estos flujos es el aumento de la concentración de recursos, con la consiguiente heterogeneidad de la distribución espacial de humedad y nutrientes a una escala mayor, formando islas de fertilidad en contraste con la aridez de la matriz circundante (Rodríguez-Iturbe 2000). La longitud de los flujos es una medida que ha sido utilizada como indicador de la conectividad hidrológica del paisaje (Mayor et al. 2008). Si las conexiones son lo suficientemente largas, el transporte de recursos puede alimentar un cauce o sumidero, eliminando agua y materiales del paisaje (Okin et al. 2009). La detección a tiempo de esos signos de degradación en zonas áridas es primordial para prevenir estados degradados difíciles de revertir (Saco et al. 2018).

La comprensión de la hidrología en paisajes con pendiente es compleja y desafiante dado que intervienen características y procesos de múltiples escalas, dinámicos en el espacio y el tiempo. Entre otros factores, intervienen los diferentes tipos de clima y sus elementos variables en las distintas ubicaciones del paisaje, la geometría de la pendiente en sus tres dimensiones, la posición geográfica y exposición, la distribución del agua por flujos laterales y desde aguas arriba, los patrones y las características de la vegetación, y la heterogeneidad espacial de las propiedades del suelo, entre otros (Bryan 2000, Ridolfi et al. 2003). El balance hídrico durante cada evento de precipitación en una ladera depende mayormente de las características de los interparches y de la posición en la pendiente (Seyfried y Wilcox 1995, Mayor y Bautista 2012, Barbosa-Briones et al. 2019). En el plazo de un evento de precipitación, en la posición más alta de la ladera el balance de agua a los primeros centímetros de suelo está determinado por la precipitación y por los egresos, en forma de escurrimiento y percolación. En la parte más baja de la ladera, en cambio, los ingresos están definidos no sólo por la

precipitación sino también por el escurrimiento que proviene de aguas arriba (Cantón et al. 2004, Ludwig et al. 2005). Si la vegetación y las características de la ladera son homogéneas, se puede considerar que la humedad del suelo aumenta monotónicamente pendiente abajo. Así, cuando se genera escurrimiento en cierto punto de la ladera, todos los puntos aguas abajo están saturados y el escurrimiento no puede infiltrarse (Ridolfi et al. 2003).

El objetivo de este capítulo es avanzar en la comprensión de la relación entre el estado de la vegetación y la dinámica del agua superficial a escala local y de paisaje en pastizales del noroeste de Patagonia. Para indagar sobre este problema, caracterizamos la cobertura de superficie y el suelo de una ladera inicialmente homogénea que ha sostenido un uso ganadero diferencial producto del apotreramiento por más de cuarenta años. Esa diferente historia de pastoreo derivó en dos estados del pastizal, con distinto nivel de alteración a un lado y a otro del alambrado que establece un límite en la dirección de la pendiente. En cada uno de los estados y en distintas posiciones de la ladera, estudiamos la conexión entre interparches y las características del paisaje y del suelo relacionadas al movimiento del agua en los interparches de suelo desnudo, en un abordaje de menor a mayor detalle espacial. También monitoreamos la humedad superficial del suelo durante una temporada de lluvias para entender la respuesta del suelo a las precipitaciones. La hipótesis de este capítulo es que el estado de degradación más avanzado de la vegetación reúne condiciones biofísicas que son más propicias para que ocurra el escurrimiento superficial, acentuando la susceptibilidad a la pérdida de recursos desde la estepa en la ladera alta hacia la ladera baja. De ser así, esperamos que los atributos físicos y biológicos evaluados, como así también los índices construidos a partir de los mismos (i.e. índice de estabilidad y de infiltración/escurrimiento), presenten valores más favorables a la generación de escurrimiento en la ladera más

degradada. Asimismo, esperamos un mayor contenido de agua en el suelo de la ladera baja que en el de la ladera alta del estado más degradado, a diferencia del estado más conservado donde esperamos menos diferencias entre ambas posiciones topográficas. Esas diferencias en el contenido de agua, podrían verse reflejadas en actividad de la vegetación, si hubiera cobertura que la exprese.

5.2 METODOLOGÍA

5.2.1 Área de estudio

Se seleccionaron sitios de estudio ubicados sobre una misma unidad geomorfológica: ladera de exposición suroeste con material originario homogéneo dentro del establecimiento Cerro Blanco del Comallo (41.25° S; 70.33° O). Esta ladera representa la clase de pendiente del 44% de la superficie de la cuenca alta del arroyo Comallo (ver Cuadro 2-2) y su inclinación promedio, del 21%, se encuentra en el rango descripto para paisajes ondulados o sierras (FAO 1980). La exposición elegida persiguió llevar al mínimo la posible influencia de la erosión eólica dado que el viento predominante es desde el oeste, por lo tanto, existe cierto reparo de la pendiente enfrentada del valle y es opuesto al flujo de la pendiente. De acuerdo con la caracterización de los sitios en la ladera, se reconocieron dos estados de conservación del pastizal y suelo superficial, separados por un alambrado. El suelo presentó una textura Areno-franca o Areno-franco-arcillosa, con presencia de grava, en muestras tomadas hasta 7.5 cm de profundidad. La profundidad efectiva del suelo (hasta contacto lítico) fue variable, entre 0.2 y más de 1 m, determinada con pala-barreno. La vegetación de la ladera es de estepa con arbustos y gramíneas. Producto del apotreramiento, a un lado y otro del alambrado, cada sector fue sometido a diferentes niveles de pastoreo durante los últimos cuarenta años. Hacia el norte del alambrado, donde se encuentra el cuadro con menor nivel de

uso, existe mayor diversidad y cobertura, mientras que al sur se encuentran los potreros usados con más frecuencia para actividades de manejo de ganado (Figura 5-2).

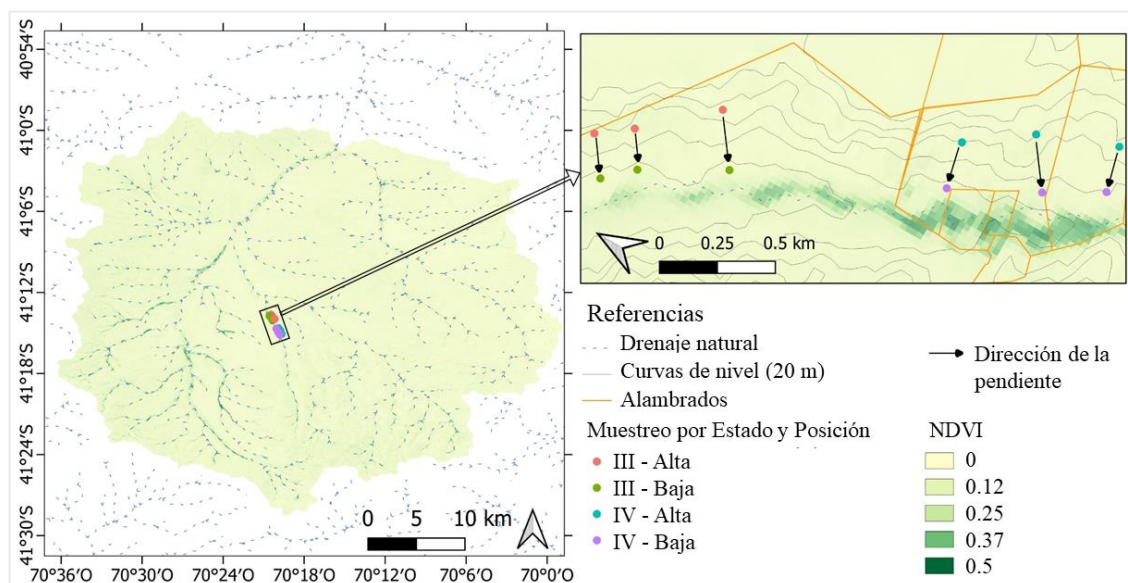


Figura 5-1: Área de estudio dentro de la cuenca alta del A° Comallo, mostrando los sitios de muestreo para la combinación de Estado (III o IV) y Posición en la ladera (Alta o Baja). Los valores de NDVI derivan de imágenes Landsat 8 (diciembre 2018).

Las diferencias en el estado de la vegetación entre los dos sectores fueron descritas de acuerdo al catálogo del modelo de Estados y Transiciones para el área ecológica de sierras y mesetas (Bonvissuto et al. 1993). El porcentaje de cobertura en cada sector se obtuvo de tres líneas de 50 puntos con lecturas cada 20 cm. El primer sector, en Estado III, es una “estepa subarbusitivo-graminosa de *Senecio* spp., *Mulinum spinosum* y *Pappostipa speciosa* v. *speciosa*” (sensu Bonvissuto et al. 1993), que ha tenido al menos un período de pastoreo por año y descansos desde hace 8 años. El segundo sector, en Estado IV, corresponde a un “mosaico de estepa subarbusitiva de *Senecio* spp., *Stipa humilis* y erial de subarbusustos en cojin y *Pappostipa speciosa* v. *speciosa*” (sensu Bonvissuto et al. 1993), que ha sido parte de un potrero cercano al casco con sobreuso histórico (Cuadro 5-1, Figura 5-1, Figura 5-2).

Cuadro 5-1: Características de los sectores de muestreo

Estado	III - "Regular"	IV - "Degradado"
Pendiente (%)	20 ± 7	23 ± 7
Profundidad efectiva (m)	0.8 ± 0.2	0.6 ± 0.4
Textura de suelo	Areno-franco o areno-arcillo-franco	Areno-arcillo-franco o Areno-franco
Grava (%)	21 ± 9	7 ± 7
Coberturas (%)		
Suelo desnudo	18%	24%
Roca	0%	1%
Mantillo/cobertura de anuales	9%	30%
Cobertura vegetal perenne	73%	45%
Pastos	22%	4%
Especies dominantes	<i>Jarava humilis</i> , <i>Poa lanuginosa</i> , <i>Hordeum comosum</i> , <i>Pappostipa speciosa</i> var <i>major</i>	<i>Poa ligularis</i> , <i>Jarava humilis</i> , <i>Pappostipa speciosa</i> var <i>speciosa</i> , <i>Festuca argentina</i> var <i>major</i>
Suelo desnudo	15%	21%
Mantillo/cobertura de anuales	9%	39%
Cobertura vegetal perenne	56%	30%
Pastos	41%	10%
Especies dominantes	<i>Poa lanuginosa</i> , <i>Jarava humilis</i> , <i>Hordeum comosum</i> , <i>Bromus setifolius</i>	<i>Jarava humilis</i> , <i>Pappostipa speciosa</i> var <i>major</i> , <i>Festuca argentina</i> , <i>Hordeum comosum</i>
Arbustos	36%	31%
Especies dominantes	<i>Stillingia patagonica</i> , <i>Azorella prolifera</i> , <i>Senecio bracteolatus</i> , <i>Berberis heterophylla</i>	<i>Nassauvia axilaris</i> , <i>Senecio bracteolatus</i> , <i>Azorella prolifera</i> , <i>Stillingia patagonica</i>

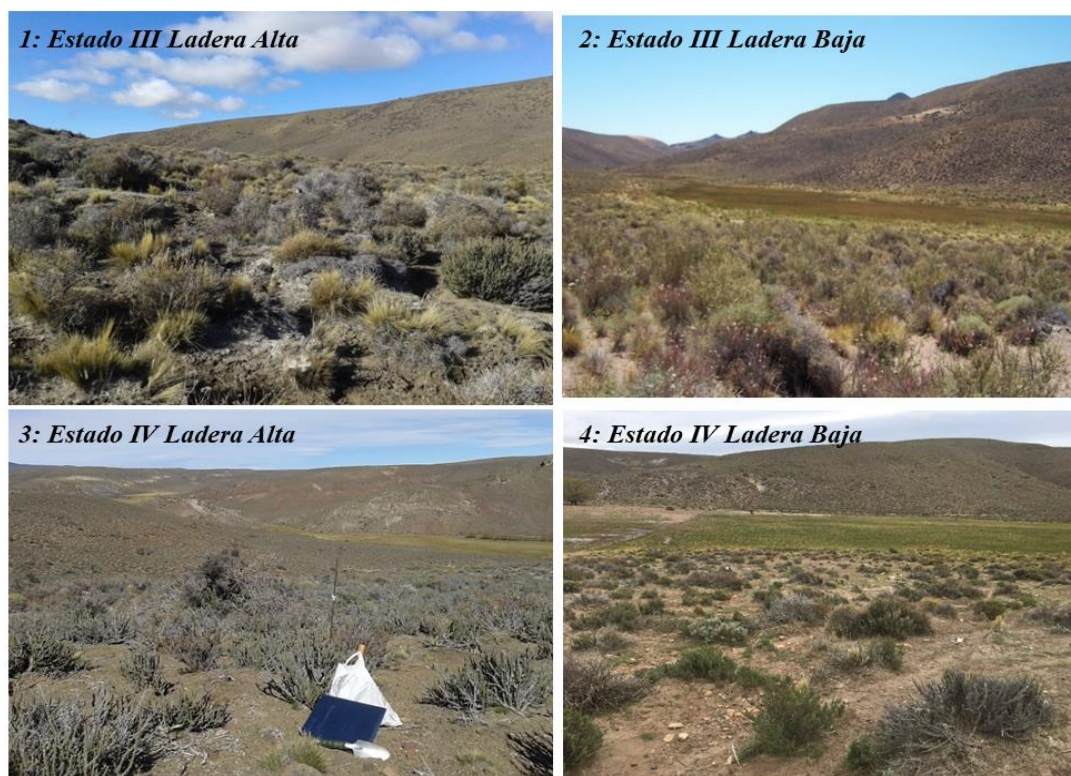


Figura 5-2: Ilustraciones de los sitios de muestreo para la combinación de Estado (III, IV) y Posición en la ladera (Alta , Baja)

5.2.2 Diseño del muestreo

En primer lugar, para el factor Estado, con los niveles III y IV, estudiamos las características vinculadas a la funcionalidad del paisaje con tres repeticiones por Estado. Luego, analizamos las diferencias dadas por el Estado y la Posición topográfica en conjunto. La Posición en el paisaje fue establecida como Alta o Baja, según se trate de la posición de mayor altitud, más cercana a la divisoria de aguas (Alta), o bien por estar en el final de la pendiente, aguas abajo de la anterior y por eso denominada Baja. Así, el diseño fue de dos factores con dos niveles: Estado III y IV, y Posición Alta y Baja, con tres repeticiones por combinación de factores. En cada una de estas situaciones se evaluaron las propiedades físicas de los suelos de los interparches y el contenido de humedad del suelo durante los eventos de precipitación. Por otro lado, la actividad de la vegetación producto de la hipotética transferencia de agua en el paisaje, se evaluó a lo

largo de la pendiente, sobre tres transectas que unen las posiciones Alta y Baja en cada Estado las cuales fueron coincidentes con los lugares de evaluación a campo (ver Figura 5-2).

5.2.3 Conexión de interparches

La longitud media y uniones de interparches, indicadores de la tortuosidad del paisaje (Ludwig y Tongway 1997), se usaron como estimadores de la conexión de los espacios entre plantas por donde pueden ocurrir los flujos de escurrimiento. Para calcularlos utilizamos recortes de imágenes Bing® en 3 polígonos de 2.5 ha para cada uno de los dos estados de cada ladera. Cada una de estas imágenes, que combinan productos de distintos satélites con menos de 3 m de resolución, RGB fue convertida a imagen de 8 bits en el software ImageJ (Rasband et al. 2022; Kereszturi y Németh 2016; Liu et al. 2021). Sobre esta nueva imagen el programa calcula el histograma de distribución de los píxeles y establece un umbral de corte automático para separar un “fondo”, que asumimos como representación de la matriz de interparches, de las “figuras”, que asumimos como parches. Sacando ventaja de esa diferenciación, se trazaron segmentos que unen los interparches con la herramienta de análisis *Skeleton*, del mismo software, que aplica un algoritmo de estrechamiento (Zhang y Suen 1984) de la matriz y une estos espacios formando segmentos de un solo pixel de ancho. Estos segmentos están conformados por “ramas” y su “longitud” se refiere al largo de las ramas. En cada una de las 3 muestras por Estado obtuvimos el valor de los parámetros: longitud media de las ramas (píxeles), cantidad de puntos de unión triple (número, donde convergen 3 ramas) y cantidad de puntos de unión cuádruple (número, donde convergen 4 ramas) por segmento.

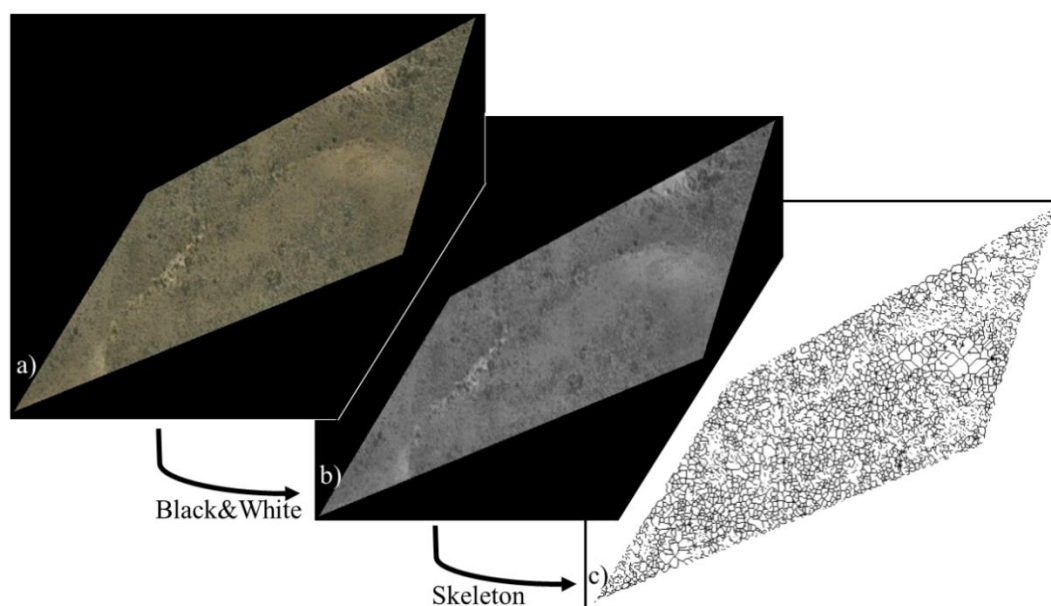


Figura 5-3: Esquema del procesamiento desde la imagen Bing (a) convertida en 8-bits (b) y los segmentos de conexión de los interparches (c).

5.2.4 Funcionalidad hidrológica del paisaje

Para la valoración del paisaje en cuanto a sus funciones de estabilidad y partición de flujos en infiltración/escurrimiento, aplicamos la metodología Landscape Function Analysis (LFA por sus siglas en inglés, Tongway y Hindley 2004) adaptada en Argentina para el Monitoreo Ambiental para Regiones Árida y Semiáridas (de acrónimo “MARAS”, Oliva et al. 2011). Los atributos físicos y biológicos considerados, que condicionan la funcionalidad del sistema en cuanto a la capacidad de resistir la acción de fuerzas erosivas y de capturar el agua de las lluvias (Tongway 1995), fueron los siguientes:

- 1) cobertura aérea del suelo (%)
- 2) cobertura de mantillo, origen e incorporación (clase)
- 3) cobertura de criptógamas (%)
- 4) tipos de erosión y severidad (clase)
- 5) materiales depositados (clase)
- 6) presencia y rotura de costras (clase)
- 7) resistencia de la superficie (clase)
- 8) estabilidad de agregados (clase)
- 9) textura del suelo (clase)

10) microtopografía (clase)

11) cobertura basal de los parches (%)

Éstos se relevaron en los interparches en seis transectas de 30 m perpendiculares a la pendiente, en cada uno de los dos Estados (III y IV). La longitud de los interparches y parches se midió en cm. La descripción completa de la metodología es extensa y se puede encontrar en las publicaciones de Tongway y Hindley (2004) y Oliva et al. (2011), pero para sintetizar: el índice de Estabilidad resulta de la valoración de los atributos 1) a 8) y el índice de Infiltración/Escurrimiento resulta de valoración de 2) y 7) a 11).

Además de estos índices, para cuantificar la incisión del paisaje por erosión, sobre las mismas transectas medimos con cinta métrica la diferencia de altura (cm) entre la base de cada parche y el punto más profundo del interparche contiguo, y contamos la cantidad de surcos por interparche.

5.2.5 Propiedades físicas del suelo

Las variables usadas para caracterizar las propiedades físicas del suelo fueron: la profundidad efectiva del suelo, la textura, la resistencia a la penetración, la densidad aparente y el índice de infiltración. La profundidad efectiva (cm) se determinó por la profundidad alcanzada con pala-barreno (de hasta 1.1 m). La textura se evaluó sobre muestras superficiales (0-6 cm) que se secaron al aire, se tamizaron por 2 mm y a las que se les determinó la granulometría por el método de la pipeta (Gee y Bauder, 1986), en el Laboratorio de Suelos y Agua del INTA EEA Bariloche. Luego de la determinación de la proporción por tamaño de partículas, tomamos el % de Arena para las comparaciones. La resistencia a la penetración (kg.cm^{-2}) se midió en diez lecturas por sector con penetrómetro manual AMS 59032 (AMS, American Falls ID, EEUU) y la densidad aparente (gr.cm^{-3}) se determinó con el método del cilindro (Blake, 1982). El índice de infiltración (mm.min^{-1}) se midió a campo, en 8 repeticiones por sector, con un

infiltrómetro de anillo simple adaptado del prototipo Infiltest (Mongil Manso et al. 2015), registrando el tiempo que demoran en infiltrar 20 mm de lámina agregada artificialmente.

5.2.6 Monitoreo de humedad superficial en eventos de precipitación

Los parámetros meteorológicos del período de muestreo se registraron en una estación automática Davis (Davis instruments, Hayward CA, EEUU) en cercanías de la ladera muestreada. La precipitación se verificó en un pluviómetro de lectura directa. Hubo 4 eventos de magnitud mayor a 8 mm y un evento de derretimiento de nieve con intensidad de 7.6 mm.h⁻¹ registrados por la estación automática (Cuadro 5-2).

Cuadro 5-2: Características de los mayores eventos de precipitación registrados durante 2019

Evento	Fecha	Magnitud (mm)	Duración (h)	Intensidad máxima (mm.h ⁻¹)
1	7 jun	8.6	4	12
2	22 jun	10.8	12	7.8
3	30 jul	9.4	7	4.2
4	11 ago	2.8	3	7.6*
5	27 ago	19.2	19	7.2

*derretimiento de nieve.

Cabe destacarse que los eventos de 2019 fueron en general de baja magnitud e intensidad en relación a los eventos históricos de la zona (Cuadro 3-2, Cuadro 3-3, Capítulo 3) por lo que la generación de escurrimientos no tuvo magnitudes inusuales. Para los eventos en el Cuadro 5-2 monitoreamos la humedad de suelo a 5 cm de profundidad en los interparches de suelo desnudo de la ladera. Se tomaron registros horarios de sensores ECH₂O (Decagon, Pullman, WA) con dataloggers Cavadevices (Cavadevices, Bs. As.) en 6 puntos de cada uno de los estados de pastizal, III y IV, 3 en una posición Alta de la ladera y 3 en una posición Baja, aguas abajo de los primeros, a alrededor de 200 m entre sí. El período analizado por evento se inició en el registro

anterior a la ocurrencia de la precipitación y finalizó 4 a 6 registros (horas) después de finalizada la precipitación. Dos dataloggers fallaron en ciertos eventos, por lo cual el número de sub-muestras por evento no es constante. A partir de los registros horarios obtuvimos el contenido volumétrico de agua en el suelo de acuerdo a las ecuaciones de calibración provistas por el fabricante y calculamos el grado de saturación del suelo (Hopmans 2019) en cada punto (G_{sat}) de la forma:

$$G_{sat} = \frac{\theta_i}{\theta_{sat}}$$

Donde: θ_i = Contenido volumétrico actual , θ_{sat} = Contenido volumétrico saturado. Así, G_{sat} representa el grado de saturación, sin unidades, en una escala que varía de 0 a 1.

Análisis estadístico

Los análisis estadísticos para todas las variables anteriores se realizaron en R. En primer lugar evaluamos con ANOVA las diferencias dadas por el Estado para las variables de conexiones de interparches y de funcionalidad del pastizal. Luego, los efectos de las demás variables, que no siguieron una distribución normal, se evaluaron con la prueba no paramétrica de Kruskal Wallis. De esta manera, la profundidad efectiva, el porcentaje de arena, la resistencia a la penetración, la densidad aparente, el índice de infiltración y el grado de saturación se evaluaron para detectar diferencias entre los niveles de los factores Estado, Posición y la combinación entre Estado y Posición.

5.2.7 Variación espacial del NDVI

Por último, a fin de evaluar la potencial respuesta de la vegetación a la redistribución superficial de agua utilizamos el NDVI, índice largamente asociado a la productividad primaria aérea, índice de área foliar y biomasa verde, entre otros (Duncan et al. 1993, Verón y Paruelo 2010, Gaitán 2016). Por lo que, a mayor redistribución superficial de agua sería esperable un mayor contraste del índice NDVI entre las posiciones

topográficas alta y baja. Para evaluar esa heterogeneidad espacial, estudiamos los valores de NDVI de Landsat 8, de diciembre (mes de máximo índice) de 2015 a 2019, en 7 puntos a lo largo de tres transectas en cada uno de los dos Estados. Cuando el séptimo punto incluía parte del mallín, la vegetación del fondo de valle, se tomaron sólo 6 puntos. Los valores de $NDVI_{\text{máximo}}$ de los puntos de cada transecta se ordenaron del 1 al 7 pendiente abajo, siendo 1 el píxel que contiene el punto de la posición alta del monitoreo de humedad mencionado en la sección anterior, y 7 el de la posición más baja, con los años como repeticiones. Para cada transecta de puntos evaluamos la significancia de la pendiente de la regresión entre $NDVI_{\text{máximo}}$ y posición en la ladera en el software PRISMA. Los gráficos presentados se realizaron en R.

5.3 RESULTADOS

5.3.1 Conectividad y funcionalidad hidrológica del paisaje

El estudio de los interparches en la ladera arrojó diferencias en algunas de las variables estudiadas de acuerdo al nivel de detalle considerado. En primer lugar, el abordaje de las conexiones entre interparches por imágenes ópticas arrojó promedios similares para la longitud media (14 unidades) y para el número de interparches con uniones triples y cuádruples en los Estados III y IV. Sin embargo, los desvíos estándar fueron 60% mayores para el Estado III en cuanto a la cantidad de interparches con uniones triples y cuádruples. Los índices de Estabilidad y de Infiltración/Escorrimento no fueron diferentes entre Estados ($p > 0.5$). En cambio, el largo medio de los interparches, la diferencia de altura del interparche con el parche y la cantidad de surcos por interparche, fueron más de dos veces superiores en el Estado IV que en el III ($p < 0.02$); además estas variables mostraron mayor dispersión en el Estado IV que en el III (Cuadro 5-3).

Cuadro 5-3: Promedios $\pm$ desvíos estándar de las variables referidas a la conexión de interparches y la funcionalidad del pastizal en los dos estados (III y IV), con el p-valor(p) que indica diferencias significativas (*) o no significativas.

		Estado		p
		III	IV	
Conexiones	Longitud media (unidades de imagen)	14 $\pm$ 11	14 $\pm$ 11	0.15
	# Puntos de unión triple	10 $\pm$ 178	7 $\pm$ 119	0.52
	# Puntos de unión cuádruple	0.6 $\pm$ 8	0.4 $\pm$ 5	0.44
Estructura	Índice de estabilidad (%)	49 $\pm$ 7	48 $\pm$ 8	0.87
	Índice de infiltración/escurrimiento (%)	43 $\pm$ 6	43 $\pm$ 6	0.73
	Largo medio del interparche (m)	1.3 $\pm$ 0.8	3.6 $\pm$ 4.6	0.007*
	Diferencia de altura con el parche (cm)	7.2 $\pm$ 11	16.5 $\pm$ 17	0.02*
	# Surcos por interparche	0.3 $\pm$ 0.4	0.8 $\pm$ 1.1	0.01*

5.3.2 Propiedades físicas del suelo y humedad superficial

La evaluación de las propiedades físicas del suelo de los interparches mostró diferencias dadas por la interacción entre Estado y Posición para la profundidad efectiva ($p=0.02$), la resistencia a la penetración ($p=0.003$) y el índice de infiltración ($p=0.0002$), y no así para el contenido de arena ni la densidad aparente. La combinación del Estado III y la Posición Baja tuvo la mayor profundidad efectiva, cuyo promedio estuvo limitado por la profundidad alcanzada por la pala-barreno (de 1 m). Además, se distinguió de las otras combinaciones por presentar 1.7 a 2 veces menos resistencia a la penetración con 0.6 kg.cm^{-2} (± 0.4). En contraste, el Estado IV en la Posición Alta presentó el menor índice de infiltración con 2.2 mm.min^{-1} , que es el 43% del mismo índice en la Posición Alta del Estado III. Por su parte, hubo ligeras diferencias entre estados para el porcentaje de arena ($p=0.05$), con una composición textural levemente más gruesa en el estado más conservado, 68% (± 7) contra 59 % (± 7). Las dos posiciones de la ladera fueron apenas

diferentes para la densidad aparente ($p=0.03$) con promedios alrededor de 1 gr.cm^{-3} en la posición Alta y 1.2 gr.cm^{-3} en la Baja (Cuadro 5-4).

En cuanto a la evaluación del grado de saturación de humedad de suelo superficial en los eventos de precipitación (Figura 5-4), también la posición Baja del Estado III fue diferente a las demás, con entre 5 y 9 puntos porcentuales menos. En el otro extremo, la posición Alta del Estado IV mostró el mayor grado de saturación promedio seguida por la posición Baja del mismo estado (Cuadro 5-4).

Cuadro 5-4: Promedios $\pm$ desvíos estándar de las propiedades físicas del suelo superficial para los factores Estado (III, IV) y Posición (Alta: A, Baja: B) y su combinación, a saber: profundidad efectiva (cm), contenido de arena (%), resistencia a la penetración (kg.cm^{-2}), densidad aparente (gr.cm^{-3}) e índice de infiltración (mm.min^{-1}); y la respuesta del suelo a los eventos como grado de saturación porcentual (%). Se informa el p-valor (p) de la prueba Kruskal-Wallis.

	Estado		p	Posición		p	Estado x Posición				p
	III	IV		Alta	Baja		III.A	IV.A	III.B	IV.B	
Profundidad efectiva	80 ± 23	65 ± 33	0.04	49 ± 17	96 ± 10	0.003	60 ± 10	38 ± 18	100 +	92 ± 14	0.02
% Arena	68 ± 7.3	59 ± 6.8	0.05	62 ± 8.7	65 ± 8.3	0.4	68 ± 5.7	55 ± 5	68 ± 10	62 ± 7.1	0.15
Resistencia	0.8 ± 0.6	1.1 ± 0.8	0.09	1.1 ± 0.8	0.8 ± 0.6	0.01	1 ± 0.6	1.2 ± 0.9	0.6 ± 0.4	1 ± 0.7	0.003
Densidad aparente	1.1 ± 0.2	1.1 ± 0.2	0.9	1 ± 0.2	1.2 ± 0.2	0.03	1 ± 0.1	1.1 ± 0.2	1.2 ± 0.2	1.2 ± 0.1	0.18
Índice de infiltración	4.9 ± 2.9	3.2 ± 4.5	<0.001	3.7 ± 3.1	4.5 ± 3	0.12	5.1 ± 3.4	2.2 ± 1.9	4.7 ± 2.4	4.2 ± 3.6	<0.001
Grado de saturación %	77 ± 14	84 ± 11	<0.001	83 ± 11	79 ± 14	<0.001	80 ± 13	86 ± 7	75 ± 15	82 ± 13	<0.001

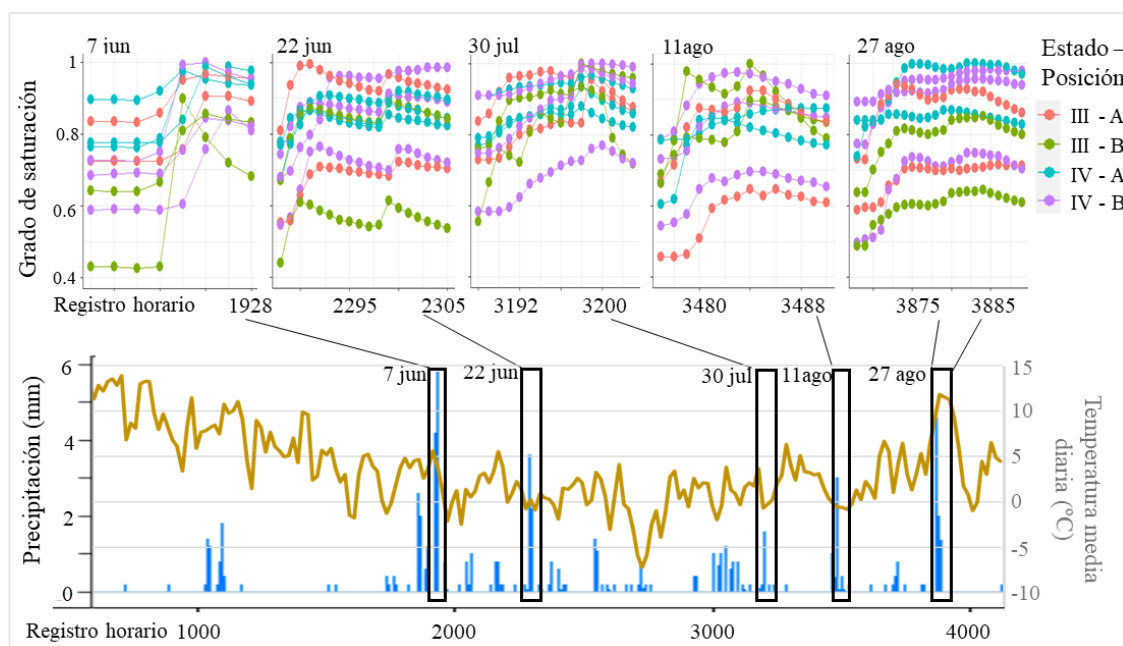


Figura 5-4: Registros del grado de saturación del suelo (proporcional al máximo) en el tiempo de acuerdo al Estado (III, IV) y posición en la ladera (A:Alta, B:Baja) en el panel superior, para los eventos de precipitación (barras azules) con los registros de temperatura de la estación automática (línea ocre) del 2019 en el panel inferior.

5.3.3 Variación espacial del $NDVI_{\text{máximo}}$

El $NDVI_{\text{máximo}}$ fue mayor en la ladera Baja del Estado IV que en las otras

combinaciones de estado y posición (Figura 5-5). Las transectas en las que se evaluó

$NDVI_{\text{máximo}}$ desde la posición más alta de la pendiente a la más baja mostraron

tendencias crecientes en el Estado IV y decrecientes en el III, en todos los casos con

bajo nivel de ajuste. Sólo resultaron significativamente distintas de cero las pendientes

de regresión de la Transecta 3 del Estado III ($p < 0.001$ y $R^2 = 0.4$) y de la Transecta 1 del

Estado IV ($p = 0.03$ y $R^2 = 0.13$). La variabilidad entre años fue mayor en la posición más

baja del paisaje (Figura 5-5) sin considerar la interacción con el Estado.

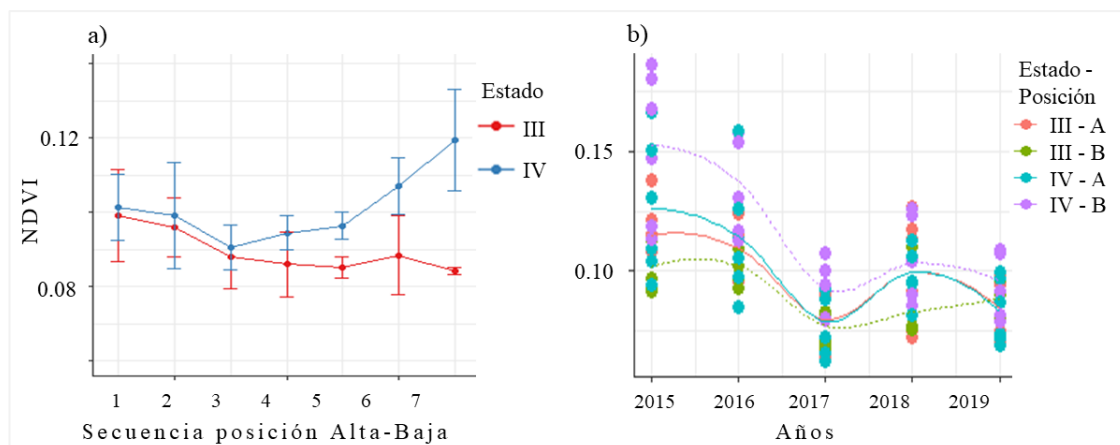


Figura 5-5: a) $NDVI_{\text{máximo}}$ por año (2015-2019) promedio para los puntos a lo largo de transectas en la ladera ordenados del 1 al 7 desde la posición alta a la baja, para el Estado III (rojo) y el Estado IV (azul). b) $NDVI_{\text{máximo}}$ por año en el período 2015-2019 para los puntos según el estado III o IV y en la posición más alta (líneas llenas) o más baja (líneas punteadas) de las transectas.

5.4 DISCUSIÓN

El pastizal de estepa en el paisaje de ladera en sus distintos estados mostró diferencias en las características de la superficie de los interparches y las propiedades físicas de su suelo relacionadas al funcionamiento hidrológico. Al aumentar el detalle espacial de las características analizadas encontramos más diferencias entre un estado de deterioro de la vegetación y otro más avanzado. Los estudios de conectividad de los interparches y de las características resumidas en los índices de funcionalidad del paisaje no distinguieron entre estados de la vegetación. Esa incapacidad del índice de Estabilidad para diferenciar estados del pastizal fue detectada en otros sitios de la región (Gaitán et al. 2009) y se puede atribuir a la similitud entre los estados evaluados dada por las características predominantes de textura del suelo, con elevada proporción de arena (Cuadro 5-4), y de estructura mayormente suelta, la ausencia de criptógamas o costras biológicas y la escasa resistencia de la superficie del suelo. Por el lado de las mediciones directas, el estado más conservado mostró menor largo medio de interparches, menor cantidad de surcos (Cuadro 5-3:) y propiedades físicas asociadas a un mayor ingreso de agua en el suelo como su menor resistencia a la penetración, mayor

índice de infiltración y menor grado de saturación del suelo, respecto del otro estado (Cuadro 5-4). En cuanto a las posiciones en el paisaje como factor aislado, los resultados fueron favorables a una mayor capacidad de infiltración en la ladera baja. Sin embargo, encontramos que las características estudiadas dependieron de la forma en que se combinan estados y posiciones. Así, la posición alta del estado más degradado resultó el sitio con mayor predisposición al escurrimiento superficial por su menor profundidad del perfil, mayor resistencia a la penetración e infiltración más lenta. En consonancia con ello, la ladera baja del mismo estado registró el segundo grado de saturación más elevado hacia el final de la estación húmeda. Este sector fue similar a las posiciones alta y baja del estado menos degradado en las demás propiedades físicas (Cuadro 5-4).

La existencia de vías de conectividad por sí solas no asegura que vaya a ocurrir un proceso de pérdida de materiales, sino que es necesaria cierta energía para moverlos. De todas maneras, la efectividad del transporte tiene relación con la longitud de la vía de flujo (Okin et al. 2009, Okin et al. 2015). En los sitios evaluados, el largo medio de los interparches, la diferencia de altura con la base de los parches y la cantidad de surcos fueron superiores en el estado del pastizal con menor cobertura vegetal perenne. Estos resultados refuerzan que el cuidado de la estructura de la vegetación podría reducir las pérdidas de agua y nutrientes (Ludwig et al. 2005, Turnbull et al. 2010). Asimismo, la conectividad ocurre tanto superficialmente como debajo de la superficie del suelo incluyendo el intercambio de carbono, agua y energía a través de la actividad microbiana y de las raíces (Klass 2012). Los escenarios futuros de mayor intensidad de precipitaciones en la zona (Barros y Camilloni 2016) imponen condiciones más desafiantes para el manejo de la conectividad en las zonas de pastoreo. Para el caso estudiado, la metodología basada en imágenes ópticas (Sección 5.2.3) no capturó las diferencias en dimensiones de los interparches que funcionan como vías de conectividad

en el paisaje. Tal vez el empleo de imágenes de mayor resolución espacial o de otro tipo de sensores o métodos permita recrear mejor el mosaico de conectividad y los procesos que la controlan. De esta manera se podría ayudar a orientar esfuerzos de remediación a los lugares que mejor responden a la intervención sobre la pérdida de recursos en las estepas (Saco et al. 2020).

Las propiedades de la superficie del suelo estudiadas en la escala más fina fueron diferentes entre estados. Para el estado más conservado hubo mayor infiltración y menor resistencia a la penetración, coincidentes con menor número de surcos y menor diferencia de altura entre parches e interparches en un nivel inferior de detalle (Cuadro 5-4). Esta interacción positiva entre mayor cobertura de parches y regulación de los procesos hidrológicos es conocida en otros ambientes de zonas áridas (Vásquez-Méndez et al. 2010, Chartier et al. 2011). Al incrementarse el área descubierta, aumenta la cantidad de vías de flujo conectadas y la superficie propensa a generar escorrentía que a su vez está más sincronizada con los eventos de precipitación (Turnbull et al. 2010). La variabilidad espacial de la capacidad de infiltración del suelo afecta al escurrimiento localmente (Seyfried y Wilcox 1995) y condiciona la extensión del flujo lateral. Por eso, su medición en los interparches ha demostrado ser un buen predictor del escurrimiento en laderas (Mayor y Bautista 2012). La aplicación de la hidrología al análisis de la evolución del paisaje y de problemas de manejo de la tierra requiere de conceptos basados en los procesos de escorrentía reales y su variación a diferentes escalas dentro de las cuencas (Dunne 1983). La tasa natural de transformación de los paisajes puede estar acelerada por procesos de degradación debidos a la forma de uso de la tierra, a menos que se tomen medidas basadas en el entendimiento de esos procesos a los cuales pretendemos aportar con nuestros resultados.

El monitoreo de la humedad del suelo durante los eventos de 2019 solo capturó un evento de intensidad de precipitación superior a 10 mm.h^{-1} (12 mm.h^{-1}), que ocurrió en otoño, sobre suelo seco. En Patagonia, sobre condiciones secas, la mayoría de las lluvias de baja intensidad infiltran dando como resultado aumento de la humedad del suelo sin escurrimiento (Kaless et al. 2021). En estos ambientes caracterizados por precipitaciones de baja intensidad, la humedad antecedente juega un rol más importante en el control del escurrimiento que la magnitud o intensidad de la precipitación (Istok y Boersma 1986). En base a los registros de precipitación en la zona de estudio, la frecuencia de eventos mayores a 20 mm.h^{-1} de intensidad es de 2% y de eventos superiores a 40 mm.h^{-1} es del 1%. Este podría ser un motivo por el cual no logramos detectar mayores diferencias entre posiciones del paisaje, sumado a que, en las pruebas para el índice de infiltración, la mayoría de los sitios infiltraron al menos 20 mm en menos de 60 minutos. Como consecuencia, la generación de flujos de agua superficial estaría asociada al exceso de saturación. Si bien el contenido de humedad relativa del suelo fue mayor en promedio para el estado del pastizal más degradado, todos los suelos respondieron a los eventos de precipitación con incrementos de humedad y ese incremento fue más notable hacia el final de la estación de lluvias (Figura 5-4). Ese incremento podría deberse a que, en invierno, con la vegetación en latencia y bajas temperaturas, el contexto es favorable a la acumulación de humedad en el paisaje. Sin embargo, cuando comienza a secarse, al aumentar la temperatura y la demanda de evapotranspiración, el contenido de humedad es mayor en superficies con menor cobertura (Turnbull et al. 2010) tal como registramos en el último evento de este estudio. De todas formas, la dinámica del agua en cada evento de precipitación debería abordarse con mayor detalle temporal y espacial dada la cantidad de controles que interactúan en las diferentes escalas y condiciones de la superficie (Bryan 2000, Ridolfi

et al. 2003), y contar con más representación de eventos para lograr un balance hídrico completo que permita dimensionar todos los flujos con mayor precisión.

El escurrimiento superficial en laderas ocurre primordialmente en el sentido de la pendiente (Wilcox y Wood 1989). Esa transferencia de recursos podría explicar la mayor cobertura vegetal en las laderas bajas que en las altas (Gaitán 2002) como se reflejó en el comportamiento del NDVI. En este estudio, el $NDVI_{\text{máximo}}$ dependió del estado del pastizal, con mayores valores para la ladera baja del estado IV que es el sitio de mayor proporción de cobertura de hierbas anuales (ver

Cuadro 5-1, Figura 5-5). En estepas gramíneas más al sur del área de estudio, se ha encontrado que la respuesta marginal de la actividad de la vegetación al incremento de precipitaciones es mayor en estados de degradación intermedios (Verón y Paruelo 2010). Resultados similares se encontraron en comunidades arbustivo-gramíneas del este de Patagonia, donde gramíneas de los sitios degradados mostraron un período de crecimiento mayor (Bisigato y Laphitz 2009). Las diferencias observadas en el $NDVI_{\text{máximo}}$ responderían a la diferencia de agua disponible por transferencia desde aguas arriba a aguas abajo. Así, pendiente abajo la humedad superficial del suelo fue mayor, promoviendo los procesos ecosistémicos que resultan en mayor verdor avanzada la estación de crecimiento, pero esto no implica una compensación de la pérdida de productividad global (Bisigato y Laphitz 2009). Por otro lado, las posibilidades de mayor intercepción de flujo, infiltración de agua en el suelo y menor riesgo de erosión en nuestro estudio mostraron tendencias en favor del paisaje más conservado y en la ladera baja. Aunque la producción de biomasa vegetal en términos de $NDVI_{\text{máximo}}$ podría estar enmascarada por la alteración del pastizal a causa del pastoreo, dado que,

inevitablemente, existe una mayor presión de uso en cercanías de las aguadas ubicadas en el fondo del valle.

De acuerdo con nuestro conocimiento, este es el primer estudio que aborda los efectos de cambios introducidos por pastoreo sobre las condiciones para la generación de escurrimientos en las estepas patagónicas a escala de paisaje bajo el régimen natural de precipitación en condiciones de campo. Nuestros resultados apoyan la idea de que la respuesta hidrológica en paisajes con pendiente de zonas áridas depende de la variación en la funcionalidad del suelo de los interparches (Mayor y Bautista 2012) y que la humedad antecedente juega un rol principal en la definición del escurrimiento (Rostagno 1989, Ziadat y Taimeh 2013). Dado que, además de las precipitaciones, la temperatura condiciona la humedad del suelo en estepas (Coronato y Bertiller 1997), la entrega de agua por escurrimientos desde estos ambientes podría ser crítica en escenarios futuros de clima con mayores temperaturas (Barros y Camilloni 2016, Arias et al. 2021). La capacidad de los pastizales para responder a los escenarios de cambio climático estará asociada al estado de vulnerabilidad del sistema que recibe el impacto de eventos extremos (Peters et al. 2006, López et al. 2013). Por su rol y por la sustancial importancia de los servicios que brindan los pastizales naturales (Tittonell et al. 2021), las decisiones sobre su manejo deben contemplar el mantenimiento o fortalecimiento de estos sistemas con una mirada integral.

Capítulo 6

6 DISCUSIÓN GENERAL

Encuadre y principales resultados de esta tesis

La comprensión de los procesos de erosión hídrica es necesaria para la generación de tecnologías para la conservación de los recursos suelo y agua en pos del sustento de la población (Poesen 2018, Lal et al. 2021). El desconocimiento acerca de los factores determinantes del proceso de erosión y sus consecuencias aumenta la vulnerabilidad de las zonas áridas en el contexto de cambio global (Raclot et al. 2018). Para que ocurra erosión hídrica deben coincidir factores erosivos con condiciones predisponentes en la superficie del suelo. Dado que los antecedentes de este proceso en zonas áridas del norte de la Patagonia son escasos, en esta tesis se estudiaron: la severidad y distribución espacial de la erosión hídrica y sus factores predisponentes en una cuenca de la zona; las características de las precipitaciones para entender la frecuencia de eventos erosivos; la respuesta hidrológica de las cuencas de cabecera y la entrega de escurrimientos en función de sus características morfológicas; y por último, la influencia del uso ganadero, como agente de erosión del suelo, sobre la generación de escurrimientos.

Las preguntas y metodologías evaluadas contribuyeron a una mejor conceptualización de la pérdida de agua y suelo, a escala de cuenca y de paisaje en zonas áridas. Como caso de estudio representativo se seleccionó la cuenca alta del Comallo, donde estimamos una pérdida de suelo por erosión hídrica actual *Moderada* según la denominación de FAO (1980) (Figura 2-3, Figura 6.1 **a**)). Entre los factores que determinan la variabilidad espacial del proceso de erosión hídrica, la pendiente del terreno resultó el de mayor importancia a escala de cuenca (Figura 2-3, Figura 2-6). En concordancia con esto, el desnivel total de las áreas de aporte de los arroyos dentro de la cuenca tuvo elevada correlación con los caudales pico, relacionados a la generación de escurrimiento superficial (Cuadro 4-4). Al aumentar el detalle de la escala espacial, en

el paisaje de ladera la pendiente marcó el sentido de los flujos que además fueron favorecidos por los cambios a causa del pastoreo (Figura 5-5). Por otra parte, la erosividad de las precipitaciones, otro factor determinante de la erosión, estaría favorecida por la tendencia encontrada de una mayor intensidad de las precipitaciones en el tiempo, expresada en la disminución de la precipitación anual junto con un aumento de la lámina diaria y disminución del número de días con precipitación (Cuadro 3-3, Figura 6-1 **b**). La sensibilidad a la erosión otorgada por la erosividad de las precipitaciones y la topografía debería ser una de las principales amenazas a contemplar a la hora de definir pautas de manejo, sea del pastoreo o de otros usos, que procuren contrarrestar la facilitación de flujos desde la escala del paisaje hasta la cuenca (Figura 6-1).

A partir de los resultados de esta tesis podemos responder ahora a las preguntas planteadas en el primer capítulo. La estimación de la erosión hídrica y sus factores predisponentes con el modelo USLE (Wischmeier y Smith 1965) en la cuenca alta del Comallo, reveló que la pendiente fue el factor más relacionado a la pérdida de suelo (Figura 2-6). La topografía funcionó como la principal causa de modulación (o facilitación) de la erosividad de las precipitaciones a escala de cuenca (Figura 2-8). La tasa de erosión hídrica estimada para la cuenca, a pesar de estar en una zona de bajas precipitaciones, fue de *Alta* pérdida de suelo potencial y de *Moderada* pérdida de suelo actual (Figura 2-3 y Cuadro 2-2). La combinación de una erosividad de precipitación Moderada (según denominación de FAO 1980), pendientes sensibles en más del 40% de la superficie y estepas cubriendo la mayoría de la superficie, resultaron en una pérdida de suelos promedio cercana a $20 \text{ t.ha}^{-1}.\text{año}^{-1}$ (Capítulo 2). En acuerdo con las estimaciones, para las áreas de aporte de las nacientes con mayor tasa de pérdida de

suelos estimada por el modelo USLE encontramos mayor cantidad de sedimentos en suspensión en los arroyos (Figura 2-9).

En la búsqueda de respuestas a las preguntas sobre las precipitaciones, la caracterización y el análisis de su potencial erosividad reveló que las precipitaciones más frecuentes de la región no resultaron erosivas; sin embargo, aunque con bajas frecuencias, existieron registros superiores a 80 mm.día^{-1} (Cuadro 3-3). Como resultado de las tendencias estudiadas, la precipitación anual actual rondó los 200 mm, con más de tres cuartos de los registros diarios en el rango de $0\text{-}10 \text{ mm.día}^{-1}$ (Cuadro 3-3). Las tendencias para las últimas dos décadas mostraron una disminución de la precipitación promedio y un leve aumento de la frecuencia de eventos de mayor magnitud (Cuadro 3-4), lo que implicaría mayor intensidad de precipitación (Figura 6-1 **b**)).

En relación a la pregunta acerca de la generación de escurrimientos, encontramos que la respuesta hidrológica de la cuenca alta del Comallo en años de precipitaciones típicas (de baja intensidad y concentradas en invierno) puede explicarse por mecanismos de generación de flujos de esorrentía por exceso de saturación del suelo. A lo largo del año, los aumentos de humedad en el suelo, causados por las precipitaciones invernales, derivaron en mayor contenido de humedad en la ladera (Figura 5-4) y mayor caudal en los arroyos (Figura 4-1, Figura 4-2, Figura 4-3). Esos aumentos ocurrieron desde octubre en 2018 y desde agosto en 2019, luego del aumento de la humedad antecedente durante la temporada típica de precipitaciones. Con ello podríamos concluir que, en años de precipitaciones similares al promedio en magnitud e intensidad, los flujos de escurrimiento ocurren por saturación. Además, resultó interesante comprender que los aportes del caudal base al escurrimiento total sólo constituyen la mitad de los flujos (Figura 6-1 **c**)) y que la respuesta a las precipitaciones, reflejada en aumentos de caudal,

sucedió al menos cinco meses más tarde que el inicio de la estación húmeda (Figura 4-6). El caudal total que sale de la cuenca es sólo el 2% de las precipitaciones y la mitad de ese caudal corresponde al caudal pico, la proporción generada mayormente por flujo superficial, es decir, la proporción que abandona más rápido la cuenca. Esto evidencia la vulnerabilidad de la población local ante sequías prolongadas y precipitaciones más intensas en el contexto de cambio climático. La sensibilidad impuesta por la forma y topografía en las áreas estudiadas se relacionó a los caudales en los arroyos (Cuadro 4-4). A su vez, esos caudales se relacionaron con la cantidad de sedimentos en suspensión (Figura 4-7).

A escala de paisaje, encontramos que la generación de escurrimientos en la ladera resultó favorecida por las características del estado avanzado de degradación del pastizal (Figura 6-1 **d**). El comportamiento de la vegetación a lo largo de la pendiente mostró mayor actividad en la ladera baja compatible con una mayor disponibilidad de agua producida por los aportes desde la ladera alta (Cuadro 5-3 y Cuadro 5-4). El pastoreo y los flujos de erosión, predominantes en el sentido de la pendiente, estarían actuando en forma sinérgica en aumentar la heterogeneidad de la distribución de los recursos. A partir de estos resultados, sería esperable que la conexión entre unidades de paisaje con características favorables a la generación de flujos superficiales derive en cuencas pequeñas que entregan agua y recursos más rápidamente (Mayor et al. 2008).

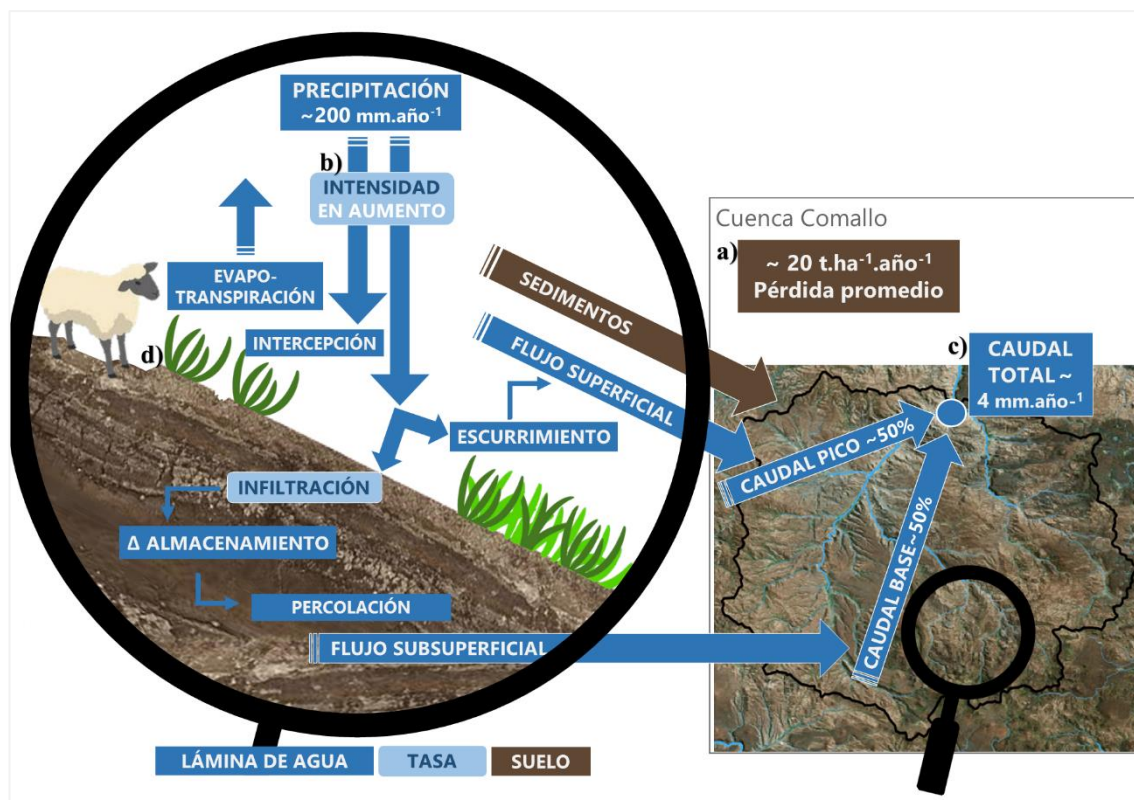


Figura 6-1: Esquema que resume algunos de los principales resultados obtenidos en esta tesis, esquematizado a partir del ciclo hidrológico en un paisaje con pendiente desde donde se exporta agua y sedimentos hacia una escala superior, en la cuenca alta del arroyo Comallo. En el mismo se indica: a) Tasa de pérdida de suelo promedio para la cuenca; b) precipitación media con tendencia temporal al aumento de la intensidad; c) caudal total y su partición entre caudal pico (alimentado por aportes del flujo superficial) y caudal base (alimentado por el flujo subsuperficial); y d) generación de flujos desde el paisaje con pendiente y pastoreo que afectan las propiedades del suelo y definen la partición infiltración/escorrentía y consecuentemente los siguientes pasos en el ciclo. Las flechas indican la dirección del movimiento, no magnitudes.

Implicancias y aplicaciones.

Los resultados de esta tesis sobre erosión hídrica en zonas áridas pueden aportar al desarrollo de abordajes en el manejo de los recursos naturales atendiendo especialmente a dos grandes desafíos que son críticos localmente y relevantes globalmente, relacionados a la disponibilidad de agua dulce. Uno de ellos es el uso racional del agua en sistemas productivos (Rockstrom et al. 2009, Gerten et al. 2020) y el otro es el entendimiento de los procesos hidrológicos en las diferentes escalas espaciales, en un contexto de cambios acelerados (Vereecken et al 2022). La pérdida de suelos en las nacientes de las cuencas implica una reducción en los servicios ecosistémicos provistos

por los pastizales naturales entre los cuales se abordaron la regulación hidrológica y el control de erosión (Costanza et al. 1997). El rol de los suelos sanos, cumpliendo con la provisión de esos servicios ecosistémicos, es fundamental para la estabilidad y sustentabilidad de los sistemas en zonas áridas (Lal 2014, Titttonel et al. 2021).

Los escenarios de clima futuro predicen un aumento de las condiciones de aridez (Arias et al. 2021, Pessacg et al. 2020), lo cual atentará contra la disponibilidad de agua si no se toman medidas para aumentar las reservas en ésta y otras cuencas de zonas áridas (Barros y Camilloni 2016). Se mostró que en la cuenca alta del Comallo, aguas arriba de la localidad homónima, los aportes al caudal dados por los flujos que corresponden a escurrimientos superficiales, constituyen la mitad del caudal medido. En un escenario de clima futuro con precipitaciones más intensas, podría aumentar la frecuencia de eventos que superen la capacidad de infiltración de los suelos generando mayor proporción de flujos superficiales, y con ello los riesgos para la población. Las acciones que persigan la intercepción de esos flujos, ya sea con estructuras de contención de grandes caudales (represas o diques), o de escurrimientos a pequeña escala (canales de infiltración, tajamares, surcos en medialuna), junto con otras buenas prácticas culturales como la planificación del uso de los pastizales, deberían abordarse siguiendo una estrategia de planificación y gestión integral de la cuenca para tener claros los alcances de tal intercepción. La complementación de construcciones que aumentan la tortuosidad y la rugosidad de la superficie para generar flujos de agua más lentos ha mostrado ser efectiva en otras regiones áridas del mundo (Bruins et al. 1986, Rango et al. 2006, Jahantigh y Pessarakli 2009). Con esas acciones, al mismo tiempo que se aumenta la permanencia del agua en la cuenca, se reducen los costos de mantenimiento o reparación de daños posteriores a las precipitaciones que ocasionan las crecidas, el arrastre de sedimentos y el colapso de la infraestructura (Barros y Camilloni 2016). La

priorización de las áreas más sensibles y la evaluación de la capacidad de respuesta, como se presentó en los Capítulos 2 y 4, se pueden aplicar a distintas escalas de trabajo, ya sea predial, de subcuenca o cuenca. Pero, independientemente de la escala, dadas las conexiones a través de los flujos de agua, los beneficios de una mejora en el manejo de la tierra o los perjuicios asociados a los impactos negativos por su uso inadecuado repercutirían no sólo en los usuarios directos que generan estos cambios en el predio, sino también en los usuarios de estas reservas o cursos de agua cuenca abajo (Brooks et al. 2013, Poesen 2018, Lal et al. 2021).

Por todo lo anterior, el enfoque de cuenca, que suele plantearse en la gestión y debate de acciones sobre los flujos de agua, sería recomendable de aplicar en la planificación de la conservación del suelo y de otros recursos, aún en pequeñas cuencas dentro de límites prediales. En cuencas como la evaluada, pudimos reconocer una sensibilidad natural a la degradación otorgada por las características físicas y climáticas que, sumada a la exposición al aumento de extremos hidrológicos, podría acentuarse y modificar la respuesta hidrológica que conocemos actualmente. Entender las conexiones de los paisajes dadas por los flujos de agua con una mirada de cuenca, ya sea a través de la generación de cartografía, de la construcción del conocimiento sobre hidrología junto a los pobladores locales, de la actualización y divulgación de los procesos eco-hidrológicos, entre otros, ayudarán a aumentar la resistencia del sistema a los eventos extremos. Por otro lado, en sistemas cuyo deterioro actual es tan severo que es necesario recurrir a medidas activas para reestablecerlos, el reconocimiento del vínculo del agua, el suelo, la biota y otros elementos a través de flujos que trascienden las diferentes escalas, es fundamental a la hora de plantear medidas de restauración (Okin et al. 2015). De esta manera, en el diseño de acciones de manejo, conservación o restauración, se debe contemplar no solo la pendiente del terreno sino también las formas del drenaje, y

de acuerdo a ello definir diferentes umbrales de intervención y de monitoreo de los cambios en los flujos. En esta línea, la aplicación de la morfometría al caso de estudio permitió encontrar diferencias entre las cuencas (Capítulo 4) demostrando ser una herramienta de análisis accesible y ágil para la jerarquización de áreas de intervención y posterior planificación de medidas. Por eso el uso apropiado de herramientas de teledetección y SIG en la caracterización de áreas de aporte ayudaría a agilizar los estudios preliminares en la gestión de cuencas.

Las prácticas de uso de la tierra tienen impactos importantes en la disponibilidad y en la calidad de los recursos hídricos. Para evaluar los costos y beneficios de las buenas prácticas de manejo ganadero es importante entender hasta qué punto afectan la respuesta hidrológica, en qué área de aporte son relevantes y cuantificar la magnitud de sus impactos, positivos y/o negativos. En ese sentido, en este capítulo se evaluó el comportamiento del agua en un paisaje con pendiente, con cobertura típica de estepa y en pastoreo, la forma de aprovechamiento de los recursos naturales más extendida en los pastizales de Patagonia. Para contribuir a la comprensión de los impactos de esta actividad, los resultados demostraron que el transporte de agua en laderas, que ocurre primordialmente en el sentido de la pendiente, fue potenciado en los estados más degradados del pastizal. Otros estudios del este de Patagonia en sitios de estepa sin pendiente también manifestaron mayor humedad en el suelo degradado por pastoreo respecto del más conservado (Bisigato y Laphitz 2009, Pereyra et al. 2017). El análisis aquí presentado se suma a otros que revelan la necesidad del ejercicio de un pastoreo capaz de mantener una buena condición del pastizal y esto, como consecuencia, llevaría a suelos y paisajes con mayor capacidad de retener agua y mayor productividad (Chartier y Rostagno 2006, López et al. 2013, Pereyra et al. 2017). Eso podría lograrse con una buena planificación de pastoreos y descansos, planificación de la infraestructura

(distribución de agua, caminos, divisiones), que disminuyan la concentración de hacienda en áreas sensibles e incluso con la asignación de un factor de uso inferior en los terrenos con mayor pendiente cuando se estima su receptividad (Siffredi et al. 2015), de manera de promover el crecimiento de la vegetación para proteger el suelo. Actualmente la asignación del factor de uso (para pastoreo) se realiza contemplando la condición y la tendencia de esa condición (Dyksterhuis 1949, Huss 1996), y no directamente la fragilidad impuesta por la topografía, por lo que la incorporación de este aspecto contribuiría al manejo sostenible.

Por otro lado, la práctica de redistribución de agua en mallines, que contribuye a la retención de agua y aumento de la cobertura vegetal, al tiempo que contrarresta los síntomas de erosión concentrados en los fondos de los valles, es aplicable a escasas porciones de la cuenca (Figura 2-8). Entonces, en términos de alcance espacial, podría decirse que su efecto sólo tendría un impacto notable en cuencas de pequeño tamaño, semejantes a la del arroyo del Corral (de 35 km²) donde se observó un caudal aproximadamente constante a lo largo del año, quizás como consecuencia de una elevada proporción de superficie con obras de redistribución de agua en relación con la superficie total (Figura 4-2, Figura 4-3). No ocurre lo mismo en las cuencas con mayor superficie de aporte (>250 km²) donde la escasa amortiguación de los caudales (Figura 4-6) indicaría que la respuesta hidrológica a esta escala escapa a los controles de la cobertura de los mallines. En un análisis temporal de la práctica, las respuestas de las cuencas a las precipitaciones en esta región reflejaron flujos de agua elevados avanzado el invierno y en primavera. Con ello, el diseño de obras de redistribución de agua superficial, que en las estimaciones de flujo excedente incluye el planteo de balances hídricos a escala espacial de cuenca (Boggio et al. 2019), debería incorporar una escala temporal que contemple la dinámica de reservas de agua edáfica y la generación de

escurrimientos por exceso de saturación, como por ejemplo lo hace el balance mensual de Thornthwaite y Matter (1957).

Interrogantes y futuras líneas de investigación

El problema de la erosión hídrica se abordó con énfasis en la vinculación entre la pérdida de suelos y los flujos superficiales de agua, y en el contexto de un paisaje y de cuenca. En la escala de mayor detalle, la ladera evaluada se seleccionó por su exposición, porque se supuso que allí la erosión hídrica y la eólica eran opuestas dado que la dirección predominante del viento era contraria a la de la inclinación de la pendiente. Cabe entonces preguntarse ¿Qué pasaría en áreas donde ambos mecanismos de movimiento de suelos actúan en la misma dirección? ¿Cómo será la pérdida de suelo total y qué respuesta hidrológica esperar en tal caso? Además, para poder valorar la magnitud de la pérdida de suelos sería necesario contar con información sobre las tasas de formación de suelos y así poder juzgar qué tasas de erosión serían tolerables en zonas áridas y cuánto atribuir a cada causa. Por ejemplo, para la cuenca estudiada la tasa estimada de pérdida de suelos por erosión hídrica promedio fue de $22 \text{ t.ha}^{-1}.\text{año}^{-1}$ (Capítulo 2) sería equivalente a una lámina de aproximadamente 2 mm.año^{-1} si consideramos una densidad aparente promedio de 1.1 g.cm^{-3} (Capítulo 5), es decir que se perderían 4 cm en 20 años. Esta magnitud no parece desmesurada si se la compara con los 3 a 5 cm de espesor de cenizas que se depositaron en la misma región desde la erupción del complejo volcánico Puyehue-Cordón Caulle en 2011 y se removilizaron luego (Gaitán et al. 2011, Wilson et al. 2013), sin dejar de contemplar que el movimiento de material también se debe a otras formas de erosión no representadas por el modelo USLE. Como ya se mencionó, el suelo de la Patagonia está en constante movimiento, con áreas de pérdida y sedimentación, sometido por los forzantes

naturales, climáticos y de uso de la tierra (Pereyra y Bouza 2019, Ferreiro et al. 2020, Schenkel 2020).

En cuanto a los flujos de agua, se estudiaron respuestas hidrológicas en la ladera y en pequeñas cuencas para períodos que coincidieron con años por debajo del promedio histórico de precipitaciones. Queda entonces el interrogante de si la generación de escurrimientos en un ciclo húmedo tendrá la misma respuesta hidrológica en esas escalas de trabajo. Por otro lado, la separación de flujos entre el caudal base y el caudal pico de la cuenca alta del Comallo no fue constante entre años. Si bien ahora tenemos un análisis de las relaciones entre el caudal y las precipitaciones, sería interesante contar con mayor cantidad de años de datos para establecer escenarios posibles en vistas de la variabilidad climática esperada. La información ahora disponible sirve de insumo parcial a la modelización de cuencas para la estimación de los componentes del balance hídrico que, validada con datos de terreno, permitiría reducir la vulnerabilidad de la población local a la escasa disponibilidad de agua. Esto llevaría a una cuantificación más ajustada de la oferta y la demanda de agua en la cuenca y posibles conflictos de uso. Vale la pena recalcar que las estimaciones deben contar con los datos de aforos, niveles de agua subterránea, consumos, entre otros, para ser validadas y aumentar la confianza de los modelos. Desde el punto de vista del balance hídrico de la cuenca, esa respuesta hidrológica resumida en el caudal del arroyo depende de las particiones anteriores en el ciclo que integran los componentes del balance. Futuros avances en el estudio de esos componentes llevarían a comprender mejor la sensibilidad de los mismos ante distintos escenarios hidrológicos.

Por otra parte, la importancia de la magnitud, la intensidad y la frecuencia de las precipitaciones como disparador de los procesos de erosión hídrica destacó la necesidad de contar con información de mayor detalle para el seguimiento de la variabilidad

espacial y temporal de las precipitaciones en esta región. Si bien se logró una caracterización anual, mensual y diaria con los registros disponibles (Capítulo 3), aun queda pendiente una descripción de eventos sub-diarios que ya han mostrado cambios en otras regiones del mundo (Barros y Camilloni 2016, Dunkerley 2019). La posible concentración de las precipitaciones en el espacio es otra cuestión que podría evaluarse incluyendo otras estaciones pluviométricas en un área mayor a la estudiada o mayor densidad de estaciones. Ese tipo de datos generados a escala local también enriquecerían los análisis de escala global que, para los escenarios de cambio climático, prevén una intensificación del ciclo hidrológico y mayor erosividad de las precipitaciones para esta zona (Borrelli et al. 2020). Dada la dificultad para sostener los registros en estaciones meteorológicas en la región también es necesario continuar la evaluación de los productos satelitales sustentados sobre esa información de terreno.

Otro aspecto de interés para el estudio es la respuesta hidrológica al aplicar prácticas de manejo a escala de pequeñas cuencas o de paisajes con características diferentes a las estudiadas en este trabajo, y profundizar en las relaciones entre escalas (Poesen 2018, Vereecken et al 2022). En esta tesis se estudió el comportamiento de una ladera alterada por el pastoreo, dado que la mayoría de los antecedentes se basan en sitios planos o levemente ondulados (por ejemplo Rostagno et al. 1999, Chartier y Rostagno 2010, Palacio et al. 2014). Pero, entre las áreas planas y las de pendiente pronunciada, las posibilidades de diferentes combinaciones con los demás factores y las múltiples interacciones son innumerables. Tal vez el estudio de la conectividad de flujos nos aproxime a resolver esa complejidad con indicadores apropiados a cada escala. Para lograr ese abordaje algunas herramientas ya disponibles son, por ejemplo, la información de imágenes satelitales (radar, espectro visible, térmicas), la evaluación de

conectividad con indicadores biológicos, o el monitoreo de los patrones de la vegetación, entre otros (Okin et al. 2015, Saco et al. 2020).

La degradación de los pastizales naturales en Patagonia se ha atribuido históricamente al sobrepastoreo y la sequía, señalándolos como los principales agentes de deterioro (Defossé y Robberecht 1987, Ayesa et al 1995, Paruelo et al. 2004). Vistos los resultados de esta tesis, proponemos modificar esa mirada de *agentes* de deterioro a *mecanismos* que llevan a la alteración de los ambientes. El estudio de varios factores en simultáneo para toda la cuenca permitió jerarquizar aquellos que tienen mayor efecto en la variabilidad de la susceptibilidad a la erosión. Esta percepción de que los cambios son producto de la interacción de varios forzantes, con influencias variables de acuerdo con la escala, permite modificar la forma de plantear medidas de manejo y restauración para cuencas con pastizales naturales y es necesario contar con metodologías para hacerlo. Por ejemplo, si partimos de pensar al sobrepastoreo como la causa de erosión hídrica en las áreas con pendiente, la recomendación para mejorar la condición del pastizal sería realizar un pastoreo apropiado. Ahora bien, si pasamos a una concepción multicausal del deterioro de las tierras, podemos comprender que la degradación por erosión hídrica resulta estimulada tanto por el sobrepastoreo como por las condicionantes topográficas y climáticas, las que además interactúan sinérgicamente. Las recomendaciones deberían ordenarse priorizando las limitaciones climáticas, luego las topográficas y luego la planificación del pastoreo. De esta manera entenderíamos que en zonas áridas es necesario recurrir a más de una acción, disciplina o herramienta, para prevenir o revertir estados severos de pérdida de los recursos agua y suelo.

Esta tesis mostró que el proceso de erosión hídrica en zonas áridas de la Patagonia tiene importancia y sucede por la conjunción de múltiples mecanismos que disminuyen la

calidad de las tierras. Ante las expectativas de un escenario de mayor aridez en la región, urge incrementar los esfuerzos en la caracterización y monitoreo del movimiento del agua y la posibilidad de reservarla en los suelos, con análisis a diferentes escalas como los paisajes y las pequeñas cuencas. La conectividad entre paisajes dada por los flujos de agua requiere una nueva mirada de los ambientes áridos que permita el análisis de unidades de manejo mayores al sitio ecológico (Bestelmeyer et al. 2011). La demanda creciente de alimentos presiona a los sistemas ganaderos que, a su vez, se ven obligados a intensificar el uso de los pastizales naturales. Para satisfacer las necesidades de la población local y regional, la historia de uso ganadero en la Patagonia ha incrementado el problema de la degradación al no atender tempranamente procesos como la pérdida de agua y de suelo. La importancia del rol de los suelos, del cuidado de la calidad de los suelos y los pastizales que sustentan tiene fuertes argumentos académicos en su favor, sin embargo, para asegurar su uso sustentable queda mucho trabajo por hacer en el traslado del conocimiento a la acción concreta (Lal et al. 2021). Entre otras, la planificación interdisciplinaria y multisectorial del uso de los recursos mediante procesos que involucren a diferentes actores locales, es una de las estrategias a potenciar en esta región. Desde las disciplinas incluidas en las ciencias agropecuarias, la mirada, métodos y resultados ofrecidos y publicados en tesis tienen intención de contribuir al desarrollo e impulso de prácticas de conservación de suelos y agua, como aporte al manejo sustentable de los pastizales de los sistemas áridos.

7 BIBLIOGRAFÍA

Abo, R. K. y Merkel, B. J. 2015. Investigation of the potential surface–groundwater relationship using automated base-flow separation techniques and recession curve analysis in Al Zerba region of Aleppo, Syria. *Arabian Journal of Geosciences*, 8, 10543-10563.

Adler, R. F., Kummerow, C., Bolvin, D., Curtis, S. y Kidd, C. 2003. Status of TRMM monthly estimates of tropical precipitation. In *Cloud Systems, Hurricanes, and the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)* (pp. 223-234). American Meteorological Society, Boston, MA.

ANB, Agencia de Noticias Bariloche. (2012/03/09). Tormenta provocó dos muertos y anegamientos. ANB. <https://www.anbariloche.com.ar/noticias/2012/03/09/26864-tormenta-provoco-dos-muertos-y-anegamientos>. Consultado 19 agosto 2022.

Aguiar, M. R., Paruelo, J. M., Sala, O. E. y Lauenroth, W. K. 1996. Ecosystem responses to changes in plant functional type composition: an example from the Patagonian steppe. *Journal of vegetation science*, 7(3), 381-390.

Alewell, C., Borelli, P., Meusburger, K. y Panagos, P. 2019. Using the USLE: Chances, challenges and limitations of soil erosion modelling. *International soil and water conservation research*, 7(3), 203-225.

Alexakis, D. D., Hadjimitsis, D. G. y Agapiou, A. 2013. Integrated use of remote sensing, GIS and precipitation data for the assessment of soil erosion rate in the catchment area of “Yialias” in Cyprus. *Atmospheric Research*, 131, 108-124.

Andrade, M. A., Suarez, D., Peri, P. L., Borrelli, N. P., Ormaechea, S. G., Ferrante, D., Rivera, E. y Sturzenbaum, M. V. 2015. Desarrollo de un modelo de asignación variable de carga animal en Patagonia Sur.

Aravena, J. C. y Luckman, B. H. 2009. Spatio-temporal rainfall patterns in southern South America. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 29(14), 2106-2120

Ares, M. G., Varni, M. y Chagas, C. 2014. Lluvia, escurrimiento y producción de sedimentos en una microcuenca agrícola bajo siembra directa. *Ciencia del Suelo*, 32(2), 259-270

Arias, P.A., N. Bellouin, E. Coppola, R.G. Jones, G. Krinner, J. Marotzke, V. Naik, M.D. Palmer, G.-K. Plattner, J., ... y K. Zickfeld. 2021. Technical Summary. En *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 33–144.

Arnold, J. G., Srinivasan, R., Muttiah, R. S. y Williams, J. R. 1998. Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development 1. *Journal of the American Water Resources Association*, 34(1), 73-89.

Aumassanne, C. M., Gaspari, F. J., Beget, M. E., Sartor, P. D., Oricchio, P. y Di Bella, C. M. 2018. Morfometría de la cuenca alta del río Colorado, Argentina. *Boletín geográfico*, 1(40), 13-17.

Ayesa, J., Bran, D., López, C., Cingolani, A., Clayton, S. y Sbriller, D. 1995. *Evaluación del estado actual de la desertificación en la transecta Río Negro*. INTA EEA-Bariloche. En: Lucha contra la desertificación en la Patagonia. Cooperación Técnica Argentina-Alemana. "Evaluación del estado actual de la desertificación en áreas representativas de la Patagonia: Informe final de la fase I." pp 153-178.

Bandieri, L. M., Fernández, R. J. y Bisigato, A. J. 2020. Risks of neglecting phenology when assessing climatic controls of primary production. *Ecosystems*, 23(1), 164-174.

Barbosa-Briones, E., Cardona-Benavides, A., Reyes-Hernández, H. y Muñoz-Robles, C. 2019. Ecohydrological function of vegetation patches in semi-arid shrublands of central Mexico. *Journal of Arid Environments*, 168, 36-45.

Barros, V., Camilloni, I. 2016. *La Argentina y el cambio climático: de la física a la política*. Eudeba. 286 pp.

Barros, V., Vera, C., Agosta, E., Araneo, D., Camilloni, I., Carril, A. ... y Solman, S. 2015. Cambio climático en Argentina; tendencias y proyecciones. 3 Comunicación Nacional de la República Argentina a la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático. Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera. Anexo II.

Basahi, J., Masoud, M. y Zaidi, S. 2016. Integration between morphometric parameters, hydrologic model, and geo-informatics techniques for estimating WADI runoff (case study WADI HALYAH—Saudi Arabia). *Arabian Journal of Geosciences*, 9, 1-18.

Basher, L. R. y Matthews, K. M. 1993. Relationship between ^{137}Cs in some undisturbed New Zealand soils and rainfall. *Soil Research*, 31(5), 655-663.

Becker, G., Bran, D., Cremona, M. y Acevedo, C. 2012. Impacto de las lluvias torrenciales en Comallo. Revista Presencia 59. INTA Bariloche. Agosto 2012: p 47-49

Behrends Kraemer, F., Chagas, C. I., Marré, G., Palacín, E. A. y Santanatoglia, O. J. 2013. Desplazamiento de la ganadería por la agricultura en una cuenca de la pampa ondulada: efectos sobre el escurrimiento superficial y erosión hídrica. *Ciencia del suelo*, 31(1), 83-92.

Bestelmeyer, B. T., Goolsby, D. P. y Archer, S. R. 2011. Spatial perspectives in state-and-transition models: A missing link to land management? *Journal of Applied Ecology*, 48(3), 746-757.

Bianchi, E., Villalba, R., Viale, M., Couvreur, F. y Marticorena, R. 2016. New precipitation and temperature grids for northern Patagonia: Advances in relation to global climate grids. *Journal of Meteorological Research*, 30(1), 38-52.

Bianchi, E., Villalba, R. y Solarte, A. 2020. NDVI Spatio-temporal patterns and climatic controls over northern Patagonia. *Ecosystems*, 23(1), 84-97.

Bingner, R. L. y Theurer, F. D. 2005. AnnAGNPS Technical Processes Documentation version 3.2. March 2005. USDA.

Bisigato, A. J. y Laphitz, R. M. 2009. Ecohydrological effects of grazing-induced degradation in the Patagonian Monte, Argentina. *Austral Ecology*, 34(5), 545-557.

Blake, G. R. 1965. Bulk density. Methods of soil analysis: Part 1 physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling, 9, 374-390.

Boggio, F., Cremona, M. V., Aramayo, M. V., Girardin, L., Raffo, F., Fariña, C. M. y Enriquez, A. S. 2019. Guía para el curso: “Restauración y mejoramiento de mallines mediante obras de redistribución del agua de escurrimiento”. Ediciones INTA.

Bonvissuto, G., Siffredi, G., Ayesa, J., Bran, D., Somlo, R. y Becker, G. 1993. Estepa subarbuscivo-graminosa de *Mulinum spinosum* y *Poa ligularis*, en el área ecológica de Sierras y Mesetas Occidentales en el noroeste de la Patagonia. En: Paruelo, Bertiller, J.M., Schlichter, M.B., T.M. y Coronato, F.R. (eds.). *Secuencia de deterioro en distintos ambientes patagónicos: Su caracterización mediante el modelo de estados y transiciones. Lucha contra la Desertificación en la Patagonia a través de un sistema de monitoreo ecológico*, pp. 23-30. LUDEPA SME, Bariloche, Argentina.

Borrelli, P., Alewell, C., Alvarez, P., Anache, J. A. A., Baartman, J., Ballabio, C., ... y Panagos, P. 2021. Soil erosion modelling: A global review and statistical analysis. *Science of the total environment*, 780, 146494.

Borrelli, P., Robinson, D. A., Panagos, P., Lugato, E. yang, J. E., Alewell, C., Wuepper, D., Montanarella, L. y Ballabio, C. 2020. Land use and climate change impacts on global soil erosion by water (2015-2070). *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 117(36), 21994-22001.

Bracken, L. J., Wainwright, J., Ali, G. A., Tetzlaff, D., Smith, M. W., Reaney, S. M., Roy, A. G. 2013. Concepts of hydrological connectivity: Research approaches, pathways and future agendas. *Earth-Science Reviews*, 119, 17-34.

Bran D, López C, Ayesa J, Gaitán J, Umaña F, Quiroga S. 2015. Erosión y Degradación de suelos en la provincia de Río Negro. En: Casas, R., Albarracín, G. (eds). *El deterioro del suelo y del ambiente en Argentina*. Fundación para la Educación, la Ciencia y la Cultura, Buenos Aires, Argentina, pp 213–223.

Bran, D. E., García, C. L. y Corso, M. L. 2017. *Proyecto Soporte de Decisiones para la incorporación y ampliación del Manejo Sustentable de Tierras (SD MST): Memoria y Productos de la Comisión Ad hoc para el Mapeo de Sistemas de Uso de Tierras (LUS) y la Degradación de Tierras (DT)*. EEA Bariloche.

Brendel, A.S., del Barrio, R.A., Mora, F., León, E.A., Flores, J.R., Campoy, J.A. 2020. Current agro-climatic potential of Patagonia shaped by thermal and hydric patterns. *Theoretical and Applied Climatology*, 142 (3-4), 855-868.

Brieva, C. 2018. *Caracterización de cuencas*. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Mendoza. 161 pp.

Brizuela, A. B., Nasetto, M. D., Aguirre, C. A. y Bressán, M. P. 2015. Comparación de datos de precipitación estimada por TRMM con mediciones en estaciones meteorológicas de Entre Ríos, argentina. *UD y la geomática*, (10), 18-26

- Brooks, K.N., Folliott, P.F. y Magner J.A. 2013. Hydrology and the management of watersheds. 4th edition. Hoboken, NJ: John Wiley & Sons, Inc.
- Bruins, H. J., Evenari, M. y Nessler, U. 1986. Rainwater-harvesting agriculture for food production in arid zones: the challenge of the African famine. *Applied Geography*, 6(1), 13-32
- Bryan, R. B. 2000. Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology*, 32(3-4), 385-415.
- Buono, G., Oesterheld, M., Nakamatsu, V. y Paruelo, J. M. 2010. Spatial and temporal variation of primary production of Patagonian wet meadows. *Journal of Arid Environments*, 74(10), 1257-1261.
- Busnelli, J. y Horta, L. R. 2014. Morfometría de cuencas montanas y metamorfosis fluvial, Tucumán. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(1), 11-20.
- Cantón Y., Solé-Benet, A. y Domingo, F. 2004. Temporal and spatial patterns of soil moisture in semiarid badlands of SE Spain. *Journal of Hydrology*, 285(1-4), 199-214.
- Castillo, D. A., Gaitán, J. J. y Villagra, E. S. 2021. Direct and indirect effects of climate and vegetation on sheep production across Patagonian rangelands (Argentina). *Ecological Indicators*, 124, 107417.
- Cerdà, A. 1999. Parent material and vegetation affect soil erosion in eastern Spain. *Soil Science Society of America Journal*, 63(2), 362-368.
- Cerdà, A. y Lavée, H. 1999. The effect of grazing on soil and water losses under arid and mediterranean climates. Implications for desertification. *Pirineos*, 153-154:159 a 174,

Chartier, M. P. y Rostagno, C. M. 2006. Soil erosion thresholds and alternative states in northeastern Patagonian rangelands. *Rangeland Ecology & Management*, 59(6), 616-624.

Chartier, M. P. y Rostagno, C. M. 2010. Evaluación del modelo WEPP para predecir la erosión hídrica en pastizales semiáridos del noreste de la Patagonia. *Ciencia del suelo*, 28(1), 91-103.

Chartier, M. P., Rostagno, C. M., y Pazos, G. E. 2011. Effects of soil degradation on infiltration rates in grazed semiarid rangelands of northeastern Patagonia, Argentina. *Journal of Arid Environments*, 75(7), 656-661.

Chartier, M. P., Rostagno, C. M. y Videla, L. S. 2013. Selective erosion of clay, organic carbon and total nitrogen in grazed semiarid rangelands of northeastern Patagonia, Argentina. *Journal of Arid Environments*, 88, 43-49.

Ciari, G. 2009. *Transferencia y Exportación de Recursos en una Cuenca Serrana de Patagonia Extra Andina*. Tesis para optar por el grado de Magíster, Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales-Universidad Nacional de La Plata.

Cibils, A. y Borrelli, P. 2005. Grasslands of Patagonia. *Grasslands of the world*, Roma, FAO, 121-170.

Cisneros, J. M., Cholaky, C., Cantero, G. A., González, J., Reynero, M., Diez, A., Bergesio, L. 2012. *Erosión hídrica. Principios y técnicas de manejo*. Universidad Nacional de Río Cuarto.

Colombani, E., Behr, S. y Brandizi, L. 2017. Estimación de precipitaciones extremas a través de GSMAP y aplicación hidrológica a la crecida del arroyo Telsen, Chubut, Patagonia Argentina. *Meteorológica*, 42(1), 53-66.

Conrad, O. 2006. SAGA—program structure and current state of implementation. SAGA—Analysis and Modelling Applications, edited by: Böhner, J., McCloy, KR, and Strobl, J., Göttinger Geographische Abhandlungen, Göttingen, 39-52.

Conrad, O., Bechtel, B., Bock, M., Dietrich, H., Fischer, E., Gerlitz, L., Wehberg, J., Wichmann, V. y Böhner, J. 2015. System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4, Geosci. Model Dev., 8, 1991-2007.

Coronato, F. R. y Bertiller, M. B. 1997. Climatic controls of soil moisture dynamics in an arid steppe of northern Patagonia, Argentina. *Arid Land Research and Management*, 11(3), 277-288.

Coronato, F. R. y Del Valle, H. F. 1993. Methodological comparison in the estimate of fluvial erosion in an arid closed basin of northeastern Patagonia. *Journal of Arid Environments*, 24(3), 231-239.

Costanza, R., d'Arge, R., De Groot, R., Farber, S., Grasso, M., Hannon, B., ... Van Den Belt, M. 1997. The value of the world's ecosystem services and natural capital. *Nature*, 387, 253-260.

Cremona, M. V., Enriquez, A. S., Ayesa, J. A., Siffredi, G. L., Aramayo, M. V., Izquierdo, F. C., ... y Bran, D. E. 2019. *Provincia de Río Negro*. En: Casas R. y Damiano F. (Eds.) Manual de buenas prácticas de conservación del suelo y del agua en áreas de secano de la Argentina. Fundación Ciencia, Educación y Cultura.

Curcio, M., Irisarri, G., García Martínez, G. y Oesterheld, M. 2023. Trends of Aboveground Net Primary Productivity of Patagonian Meadows, the Omitted Ecosystem in Desertification Studies. *Remote Sensing*, 15(10), 2531

D'odorico, P. y Porporato, A. (Eds). 2006. *Dryland Ecohydrology*. Dordrecht, The Netherlands: Springer.

de Pascuale Bovi, J. A., Ocariz, M. P., Fernandez, M. T., Easdale, M. H., Bidinost, F., Conti, S., ... y Tuttonell, P. A. 2020. El agua es prioridad: lecciones del proyecto Euroclima.

De Vente, J. y Poesen, J. 2005. Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: scale issues and semi-quantitative models. *Earth-Science Reviews*, 71(1-2), 95-125.

De Vente, J., Poesen, J., Verstraeten, G., Govers, G., Vanmaercke, M., Van Rompaey, A., Arabkhedri, M. y Boix-Fayos, C. 2013. Predicting soil erosion and sediment yield at regional scales: where do we stand? *Earth-Science Reviews*, 127, 16-29.

Defossé, G. E. y Robberecht, R. 1987. Patagonia, range management at the end of the world. *Rangelands* 9(3), 106-109.

Di Bella, C. M., Paruelo, J. M., Becerra, J. E., Bacour, C. y Baret, F. 2004. Effect of senescent leaves on NDVI-based estimates of f APAR: Experimental and modelling evidences. *International Journal of Remote Sensing*, 25(23), 5415-5427.

Dijkema, J., Koonce, J. E., Shillito, R. M., Ghezzehei, T. A., Berli, M., Van Der Ploeg, M. J. y Van Genuchten, M. T. 2018. Water distribution in an arid zone soil: Numerical analysis of data from a large weighing lysimeter. *Vadose Zone Journal*, 17(1), 1-17.

Duarte, C. M., Alonso, S., Benito, G., Dachs, J., Montes, C., Pardo Buendía, M., Valladares, F. 2006. Cambio Global. Impacto de la actividad humana sobre el sistema Tierra. CSIC. Consejo superior de investigaciones científicas.

Duarte, L., Teodoro, A. C., Gonçalves, J. A., Soares, D. y Cunha, M. 2016. Assessing soil erosion risk using RUSLE through a GIS open source desktop and web application. *Environmental Monitoring and Assessment*, 188(6).

Duncan, J., Stow, D., Franklin, J. y Hope, A. 1993. Assessing the relationship between spectral vegetation indices and shrub cover in the Jornada Basin, New Mexico. *International Journal of Remote Sensing*, 14(18), 3395-3416.

Dunkerley, D. L. 2019. Rainfall intensity bursts and the erosion of soils: an analysis highlighting the need for high temporal resolution rainfall data for research under current and future climates, *Earth Surface Dynamics*, 7, 345–360.

Dunkerley, D. L. 2021. Light and low-intensity rainfalls: A review of their classification, occurrence, and importance in landsurface, ecological and environmental processes. *Earth-Science Reviews*, 103529

Dunne, T. 1983. Relation of field studies and modeling in the prediction of storm runoff. *Journal of Hydrology*, 65(1-3), 25-48

Dyksterhuis, E. J. 1949. Condition and management of range land based on quantitative ecology. *Journal of Range Management*, 41, 450-459.

Easdale, M. H., López, D. R., Bianchi, E., Bruzone, O., Villagra, S. E., Siffredi, G. L. y Oricchio, P. 2012. Una herramienta para monitorear sequías en regiones áridas y semiáridas de Patagonia Norte. *RIA. Revista de investigaciones agropecuarias*, 38(2), 158-164.

Efthimiou, N., Lykoudi, E., y Psomiadis, E. 2020. Inherent relationship of the USLE, RUSLE topographic factor algorithms and its impact on soil erosion modelling. *Hydrological Sciences Journal*, 65(11), 1879-1893.

Enriquez, A. S., Umaña, F. y Gaitán, J. J. 2020. Estimación y cartografía de las reservas de carbono edáfico en mallines de Patagonia Norte. Actas XXVII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo.

Epele, L. B., Manzo, L. M., Grech, M. G., Macchi, P., Claverie, A. Ñ., Lagomarsino, L. y Miserendino, M. L. 2018. Disentangling natural and anthropogenic influences on Patagonian pond water quality. *Science of the Total Environment*, 613, 866-876

Esper Angillieri, M. Y. 2012. Morphometric characterization of the Carrizal basin applied to the evaluation of flash floods hazard, San Juan, Argentina. *Quaternary international*, 253, 74-79.

Fabricante, I., Oesterheld, M., Paruelo, J.M. 2009. Annual and seasonal variation of NDVI explained by current and previous precipitation across Northern Patagonia. *Journal of Arid Environments*, 73 (8), 745-753.

FAO. 1980. *Metodología provisional para la evaluación de la degradación de los suelos*. Roma.

FAO. 2016. Estado mundial del recurso suelo. *Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y Agricultura y Grupo Técnico Intergubernamental del Suelo*, Roma, Italia.

Fernández, O. A. y Busso, C. A. 1999. Arid and semi-arid rangelands: two thirds of Argentina. En: Rala Report No. 200, Keldnaholt, 112 Reykjavik, Iceland. 41–60.

Ferreiro, N., Gonzalez Polo, M., Satti, P.S. y Mazzarino, M. J. 2020. La erupción del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle (2011) y sus efectos sobre los suelos de Patagonia Norte. En: Imbellone, P. y Barbosa, O. A.(Eds.). *Suelos y vulcanismo*. Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo – AACS. Libro digital.

Flanagan, D. C., Ascoug, J. C., Nearing, M. A. y Laflen, J. M. 2001. The water erosion prediction project (WEPP) model. *Landscape erosion and evolution modeling*, 145-199.

Flanagan, D. C. y Nearing, M. A. 1995. *USDA-Water Erosion Prediction Project: Hillslope profile and watershed model documentation*. Nserl Rep, 10, 1-123.

Funk, F. A., Peter, G., Leder, C. V., Loydi, A., Kröpfl, A. y Distel, R. A. 2018. The impact of livestock grazing on the spatial pattern of vegetation in north-eastern Patagonia, Argentina. *Plant Ecology & Diversity*, 11(2), 219-227.

Gaiero, D. M., Probst, J. L., Depetris, P. J., Bidart, S. M. y Leleyter, L. 2003. Iron and other transition metals in Patagonian riverborne and windborne materials: geochemical control and transport to the southern South Atlantic Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(19), 3603-3623.

Gaitán, J. J. 2002. *Topografía, pastoreo y vegetación como factores de control de la concentración y patrón espacial del carbono edáfico en la estepa patagónica*. Tesis de maestría. Universidad Nacional de Buenos Aires.

Gaitán, J. J. 2016. *Atributos estructurales y funcionales de los ecosistemas áridos y semiáridos de la Patagonia y su relación con factores abióticos y el uso antrópico*. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires.

Gaitán, J. J., Bran, D. E., Oliva, G. E., Aguiar, M. R., Buono, G. G., Ferrante, D., Nakamatsu, V., Ciari, G., Salomone, J. Massara, V., García Martínez, G. y Maestre, F. T. 2018. Aridity and overgrazing have convergent effects on ecosystem structure and functioning in Patagonian rangelands. *Land Degradation & Development*, 29(2), 210-218.

Gaitán, J. J., López, C., Ayesa, J., Bran, D. y Umaña, F. 2004. Características y distribución espacial de los paisajes y los suelos del área Bariloche-Comallo. Área de Recursos Naturales Relevamiento integrado. INTA EEA Bariloche Comunicación Técnica 98:1-44.

Gaitán, J. J., López, C. R. y Bran, D. E. 2009. Efectos del pastoreo sobre el suelo y la vegetación en la estepa patagónica. *Ciencia del suelo*, 27(2), 261-270.

Gaitán, J.J., Bran, D.E., Oliva, G.E. 2020. *Patagonian desert*. En: Encyclopedia of the World's Biomes, M. I. Goldstein, D.A. Della Sala (Eds.). Elsevier. 163-180.

Gaitán, J. J., Navarro, M. F., Tenti Vuegen, L. M., Pizarro, M. J. y Carfagno, P. 2017. Estimación de la pérdida de suelo por erosión hídrica en la República Argentina. Ediciones INTA.

García-Ruiz, J. M. 2010. The effects of land uses on soil erosion in Spain: A review. *Catena*, 81(1), 1-11.

García-Ruiz, J. M., Beguería, S., Lana-Renault, N., Nadal-Romero, E. y Cerdà, A. 2017. Ongoing and emerging questions in water erosion studies. *Land Degradation & Development*, 28(1), 5-21.

Gaspari, F. J. 2013. El manejo de cuencas hidrográficas como unidad de planificación en Argentina. *Ecología*, 25, 99-108.

Gaspari, F. J., Rodríguez Vagaría, A. M., Senisterra, G. E., Delgado, M. I. y Besteiro, S. 2013. *Elementos metodológicos para el manejo de cuencas hidrográficas*. Series: Libros de Cátedra. 1a ed. La Plata. Universidad Nacional de La Plata.

Gavilán, S., Pastore, J. I., Lighezzolo, A., Ferral, A., Uranga, J. y Aceñolaza, P. 2018. Metodología operativa para la generación de datos históricos de precipitación a partir de la misión satelital Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) y validación de los resultados. In X Congreso de AgroInformática (CAI)-JAIIO 47 (CABA, 2018).

Gee, G. W. y Bauder, J. W. 1986. Particle-size analysis. En Klute A.(ed.). *Methods of soil analysis: Part 1 Physical and mineralogical methods*, 2da Ed., Agron. Monogr. 9. ASA & SSSA: Madison, USA, 383–409.

Genchi, S. A., Carbone, M. E., Piccolo, M. C. y Perillo, G. M. 2011. Hydrologic response of the drainage basins that intersect Las Grutas town, Argentina. *Investigaciones geográficas*, (75), 23-36.

Genchi, S. A., Vitale, A. J., Perillo, G. M. y Piccolo, M. C. 2016. Geomorphometric assessment of drainage systems in a semi-arid region of Argentina using geospatial tools and multivariate statistics. *Earth Science Informatics*, 9, 309-324.

Gerten, D., Heck, V., Jägermeyr, J., Bodirsky, B. L., Fetzer, I., Jalava, M., ... y Schellnhuber, H. J. 2020. Feeding ten billion people is possible within four terrestrial planetary boundaries. *Nature Sustainability*, 3(3), 200-208.

Godagnone, R.E. y Bran, D.E. 2009. *Inventario integrado de los recursos naturales de la provincia de Río Negro: geología, hidrología, geomorfología, suelos, clima, vegetación y fauna*. Ediciones INTA, 89-350 pp.

Golluscio, R., C. Giraudo, P. Borrelli, L. Montes, G. Siffredi, G. Cechi, V. Nakamatsu y J. Escobar. 1998. Utilización de los recursos naturales en la Patagonia. En: DHV Consultants (Holland) and SCC Swedforest International AB (Sweden) [eds.]. *Ecosistemas desérticos Patagónicos*. Buenos Aires, Argentina: Secretaría de Agricultura, Ganadería, Pesca y Alimentación. República Argentina. p. 1–82.

González, M.H., Garbarini, E.M. y Romero, P.E. 2015. Rainfall patterns and the relation to atmospheric circulation in northern Patagonia (Argentina). En Justin A. Daniels ed., *Advances in Environmental Research*. 6 (41), NY, US A, NOVA Science Publications, 85-100.

Gorelick, N., Hancher, M., Dixon, M., Ilyushchenko, S., Thau, D. y Moore, R. 2017. Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone.

Hailu, M.B., Mishra, S.K. y Jain, S.K. 2023. Sediment yield modelling and prioritization of erosion-prone sub-basins in the Tekeze watershed, Ethiopia. *Environmental Development and Sustainability* (2023): 1-16.

Harlin, J. M. 1984. Watershed morphometry and time to hydrograph peak. *Journal of Hydrology*, 67(1-4), 141-154.

Hernández, L., y Dufilho, A. C. 2012. Determinación del riesgo de erosión hídrica de los suelos de los departamentos Minas y Chos Malal (Neuquén) mediante la aplicación de la ecuación universal de pérdida de suelo (USLE). *Boletín geográfico*, (34), 11-31.

Hijmans, R. J., Van Etten, J., Cheng, J., Mattiuzzi, M., Sumner, M., Greenberg, J. A., ... Hijmans, M. R. J. 2015. Package 'raster'. *R package*, 734.

Hopmans, J. W. 2019. Soil physical properties, processes, and associated root-soil interactions. En *Dryland ecohydrology* (pp. 49-69). Springer, Cham.

Horne, F. 2010. Manejo hidrológico de mallines: aplicación al manejo sustentable del Mallín Genoa. *Educo, Universidad Nacional del Comahue, Neuquén*.

Horton, R. E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysiscal approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America* 56: 275-370

Huffman, G.J., Adler, R.F., Bolvin, D.T., Gu, G., Nelkin, E.J., Bowman, K.P., Hong y., Stocker, E.F., Wolff, D.B. 2007. The TRMM multi-satellite precipitation analysis: quasi-global, multi-year, combined-sensor precipitation estimates at fine scale. *Journal of Hydrometeorology*, 8(1), 38-55.

Huffman, G.J., Stocker, E.F., Bolvin, D.T., Nelkin, E.J., Jackson, T. 2019. GPM IMERG Final Precipitation L3 Half Hourly 0.1 degree x 0.1 degree V06, Greenbelt, MD, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), Accessed: [feb/2021],

Husson, F., Josse, J., Le, S., Mazet, J., Husson, M. F. 2016. Package 'factominer'. *R package*, 96, 698.

Huss, D. 1986. Principios de Manejo de Praderas Naturales. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria y FAO. Buenos Aires

IAEA 2014. Guidelines for using fallout radionuclides to assess erosion and effectiveness of soil conservation strategies. Vienna: international atomic energy agency. IAEA-TECDOC Series, no. 1741

INDEC 2023. Resultados previsionales del Censo Nacional de Población, Hogares y Viviendas 2022, Instituto Nacional de Estadística y Censos.

IPCC. 2021. Climate change 2021: the physical science basis. *Contribution of working group I to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*, 2.

Irisarri, G. N., Oesterheld, M., Paruelo, J. M. y Texeira, M. A. 2012. Patterns and controls of above-ground net primary production in meadows of Patagonia. A remote sensing approach. *Journal of Vegetation Science*, 23(1), 114-126.

Irisarri, G., Oesterheld, M., Paruelo, J., Baldassini, P., Arocena, D., y Oyarzabal, M. 2012. Impacto de la erupción del volcán Puyehue y el déficit de precipitaciones sobre la producción de materia seca del Suroeste de Río Negro. Informe técnico. Facultad de Agronomía UBA.

Istok, J. D. y Boersma, L. 1986. Effect of antecedent rainfall on runoff during low-intensity rainfall. *Journal of Hydrology*, 88(3-4), 329-342.

Jahantigh, M. y Pessarakli, M. 2009. Utilization of contour furrow and pitting techniques on desert rangelands: Evaluation of runoff, sediment, soil water content and vegetation cover. *Journal of Food, Agriculture and Environment*, 7(2), 736-9.

Jetten, V., De Roo, A. D. y Favis-Mortlock, D. 1999. Evaluation of field-scale and catchment-scale soil erosion models. *Catena*, 37(3-4), 521-541.

- Jobbágy, E. G., Acosta, A. M. y Noretto, M. D. 2013. Rendimiento hídrico en cuencas primarias bajo pastizales y plantaciones de pino de las sierras de Córdoba (Argentina). *Ecología austral*, 23(2), 87-96.
- Jobbágy, E. G., Paruelo, J. M. y León, R. J. 1995. Estimación del régimen de precipitación a partir de la distancia a la cordillera en el noroeste de la Patagonia. *Ecología Austral*, 5(01), 047-053.
- Jobbágy, E. G., Sala, O. E. y Paruelo, J. M. 2002. Patterns and controls of primary production in the Patagonian steppe: a remote sensing approach. *Ecology*, 83(2), 307-319.
- Kaless, G., Malnero, H., Frumeto, O. y Pascual, M. 2021. When it rains in the desert of Patagonia: heavy rains, sediment laden flash floods and hazard management challenges. *Authorea*. October 27, 2021.
- Kereszturi, G. y Németh, K. 2016. Post-eruptive sediment transport and surface processes on unvegetated volcanic hillslopes—a case study of Black Tank scoria cone, Cima Volcanic Field, California. *Geomorphology*, 267, 59-75.
- Khanday, M. Y. y Javed, A. 2016. Prioritization of sub-watersheds for conservation measures in a semi arid watershed using remote sensing and GIS. *Journal of the Geological Society of India*, 88, 185-196.
- King, C. H. y Delpont, G. 1993. Spatial assessment of erosion: contribution of remote sensing, a review. *Remote Sensing Reviews*, 7(3-4), 223-232.
- Klass, J. R. 2012. Plant-soil interactions associated with desertification of the Chihuahuan Desert: Examination of changes in the soil biotic community linked to shrub encroachment. Tesis doctoral, Universidad del Estado de Nuevo Mexico.
- Knapp, A. K., Beier, C., Briske, D. D., Classen, A. T., Luo y., Reichstein, M., Smith, M. D., Smith, S. D., Bell, J. E., Fay, P. A., Heisler, J. L., Leavitt, S., Sherry, R.,

Smith, B. y Weng, E. 2008. Consequences of more extreme precipitation regimes for terrestrial ecosystems. *Bioscience*, 58(9), 811-821.

Kruk, E., Klapa, P., Ryczek, M., y Ostrowski, K. 2020. Influence of DEM elaboration methods on the USLE model topographical factor parameter on steep slopes. *Remote Sensing*, 12(21), 3540.

Lal, R. 2001. Soil degradation by erosion. *Land degradation y development*, 12(6), 519-539.

Lal, R. 2003. Soil Erosion and the Global Carbon Budget. *Environment International*, 29:437–450.

Lal, R. 2014. Soil conservation and ecosystem services. *International Soil and Water Conservation Research*. 2, 36–47.

Lal, R. 2016. Soil health and carbon management. *Food and Energy Security*, 5(4), 212-222.

Lal, R., Bouma, J., Brevik, E., Dawson, L., Field, D. J., Glaser, B., Hatano, R., Hartemink, A. E., Kosaki, T., Lascelles, B., Monger, C., Muggler, C., Ndzana, G. M., Norra, S., Pan, X., Paradelo, R., Reyes-Sánchez, L. B., Sandén, T., Singh, B. R., Spiegel, H. yanai, J. y Zhang, J. 2021. Soils and sustainable development goals of the United Nations: An International Union of Soil Sciences perspective. *Geoderma Regional*, 25, e00398.

Le Houérou, H. N. 1996. Climate change, drought and desertification. *Journal of arid Environments*, 34(2), 133-185.

Le Houérou, H. N., Bingham, R. L. y Skerbek, W. 1988. Relationship between the variability of primary production and the variability of annual precipitation in world arid lands. *Journal of arid Environments*, 15(1), 1-18.

León, R. J., Bran, D., Collantes, M., Paruelo, J. M. y Soriano, A. 1998. Grandes unidades de vegetación de la Patagonia extra andina. *Ecología austral*, 8(2), 125-144.

Li, Z. y Fang, H. 2016. Impacts of climate change on water erosion: A review. *Earth-Science Reviews*, 163, 94-117.

Liu, B., Fan, H., Han, W., Zhu, L., Zhao, X., Zhang y., Ma, R. 2021. Linking soil water retention capacity to pore structure characteristics based on X-ray computed tomography: Chinese Mollisol under freeze-thaw effect. *Geoderma*, 401, 115170.

López, C.R., Gaitán, J.J., Ayesa, J.A., Siffredi, G.L. y Bran D.E. 2005. Evaluación y clasificación de valles y mallines del Sudoeste de Río Negro. Área de Recursos Naturales Relevamiento integrado. INTA EEA Bariloche Comunicación Técnica 97:1–27.

López, D. R., Brizuela, M. A., Willems, P., Aguiar, M. R., Siffredi, G. y Bran, D. 2013. Linking ecosystem resistance, resilience, and stability in steppes of North Patagonia. *Ecological indicators*, 24, 1-11.

López-Vicente, M. y Navas, A. 2009. Predicting soil erosion with RUSLE in Mediterranean agricultural systems at catchment scale. *Soil science*, 174(5), 272-282.

Ludwig, J. A., Wilcox, B. P., Breshears, D. D., Tongway, D. J. e Imeson, A. C. 2005. Vegetation patches and runoff–erosion as interacting ecohydrological processes in semiarid landscapes. *Ecology*, 86(2), 288-297.

Ludwig, W. y Probst, J. L. 1998. River sediment discharge to the oceans; present-day controls and global budgets. *American Journal of Science*, 298(4), 265-295.

Ludwig, J.A., and Tongway, D.J. 1997. A landscape approach to rangeland ecology. En: (Eds.) J. Ludwig, D. Tongway, D. Freudenberger, J. Noble, K. Hodgkinson. *Landscape ecology function and management: principles from Australia's rangelands*. Melbourne, Australia: CSIRO. pp. 1–12.

Magliano, P. N., Breshears, D. D., Fernández, R. J. y Jobbágy, E. G. 2015. Rainfall intensity switches ecohydrological runoff/runon redistribution patterns in dryland vegetation patches. *Ecological applications*, 25(8), 2094-2100.

Magliano, P. N., Breshears, D. D., Murray, F., Niborski, M. J., Noretto, M. D., Zou, C. B. y Jobbágy, E. G. 2023. South American Dry Chaco rangelands: Positive effects of cattle trampling and transit on ecohydrological functioning. *Ecological Applications*, 33(3), e2800.

Magliano, P. N., Fernández, R. J., Mercu, J. L. y Jobbágy, E. G. 2015. Precipitation event distribution in Central Argentina: spatial and temporal patterns. *Ecohydrology*, 8(1), 94-104.

Magliano, P. N., Mindham, D., Tych, W., Murray, F., Noretto, M. D., Jobbágy, E. G., Niborski, M. J., Rufino, M. C. y Chappell, N. A. 2019. Hydrological functioning of cattle ranching impoundments in the Dry Chaco rangelands of Argentina. *Hydrology Research*, 50(6), 1596-1608.

Mahleb, A., Hadji, R., Zahri, F., Boudjellal, R., Chibani, A. y Hamed y. 2022. Water-Borne Erosion Estimation Using the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) Model Over a Semiarid Watershed: Case Study of Meskiana Catchment, Algerian-Tunisian Border. *Geotechnical and Geological Engineering*, 40(8), 4217-4230.

Martinez, G., Weltz, M., Pierson, F. B., Spaeth, K. E. y Pachepsky y. 2017. Scale effects on runoff and soil erosion in rangelands: Observations and estimations with predictors of different availability. *Catena*, 151, 161-173.

Masiokas, M. H., Villalba, R., Luckman, B. H., Lascano, M. E., Delgado, S. y Stepanek, P. 2008. 20th-century glacier recession and regional hydroclimatic changes in northwestern Patagonia. *Global and Planetary Change*, 60(1-2), 85-100.

Massaferro, G. I., Arrigoni, G. I., Boschín, M. T., Fernández, M. M., Crivelli, E. A. y Cordero, J. A. 2012. Indicadores de tecnología y etnodinamia: el análisis de

pigmentos en el paraje arqueológico Comallo Arriba, provincia de Río Negro, Argentina. *Boletín del Museo Chileno de Arte Precolombino*, 17(1), 117-127.

Mayor, A. G. y Bautista, S. 2012. Multi-scale evaluation of soil functional indicators for the assessment of water and soil retention in Mediterranean semiarid landscapes. *Ecological Indicators*, 20, 332-336.

Mayor, A. G., Bautista, S., Small, E. E., Dixon, M. y Bellot, J. 2008. Measurement of the connectivity of runoff source areas as determined by vegetation pattern and topography. A tool for assessing potential water and soil losses in drylands. *Water Resources Research*, 44, W10423.

McGarigal, K., Stafford, S., Cushman, S. 2000. *Ordination: principal components analysis*. En: Multivariate statistics for wildlife and ecology research. Springer, 19-80.

Milkovic, M., Paruelo, J. M. y Noretto, M. D. 2019. Hydrological impacts of afforestation in the semiarid Patagonia: A modelling approach. *Ecohydrology*, 12(6), e2113.

Miserendino, L. 2009. Effects of flow regulation, basin characteristics and land-use on macroinvertebrate communities in a large arid Patagonian river. *Biodiversity and conservation*, 18(7), 1921-1943.

Mitas, L. y Mitsova, H. 1999. Spatial interpolation. *Geographical information systems: principles, techniques, management and applications*, 1(2).

Mongil Manso, J., Navarro Hevia, J., Díaz Gutiérrez, V. y Cruz Alonso, V. 2015. Nuevo infiltrómetro inundador para test de infiltración económico en terrenos agroforestales y espacios verdes. *Cuadernos de la Sociedad Española de Ciencias Forestales*, (41), 281-290.

Moore, I. D., Grayson, R. B. y Ladson, A. R. 1991. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrological processes*, 5(1), 3-30.

Morgan, R. P. C. 2005. *Soil erosion and conservation*. 3rd ed. Blackwell Publ., Oxford, UK.

Murugesan, B., Alemayehu, T. M., Gopalakrishnan, G., Chung, S. Y., Senapathi, V., Sekar, S., Elzain, H. E. y Karthikeyan, S. 2022. Site selection of check dams using geospatial techniques in Debre Berhan region, Ethiopia—water management perspective. *Environmental Science and Pollution Research*, 29(48), 72312-72331.

NASA. 2013. Shuttle Radar Topography Mission (SRTM).

Nearing, M. A., Jetten, V., Baffaut, C., Cerdan, O., Couturier, A., Hernandez, M., Le Bissonnaise y., Nichols, M.H., Nunes, J.P., Renschler, C.S., Souchère, V. y Van Oost, K. 2005. Modeling response of soil erosion and runoff to changes in precipitation and cover. *Catena*, 61(2-3), 131-154.

Noy Meir, I. 1973. Desert ecosystems: environment and producers. *Annual review of ecology and systematics*, 4(1), 25-51.

Obaid, H. A. y Shahid, S. 2017. Soil erosion susceptibility of Johor River basin. *Water and Environment Journal*, 31(3), 367-374.

Okin, G. S., Heras, M. M., Saco, P. M., Throop, H. L., Vivoni, E. R., Parsons, A. J., Wainwright, J. y Peters, D. P. 2015. Connectivity in dryland landscapes: shifting concepts of spatial interactions. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 13(1), 20-27.

Okin, G. S., Parsons A. J., Wainwright, J., Herrick J.E., Bestelmeyer, B. T., Peters, D. C., Fredrickson, L. 2009. Do Changes in Connectivity Explain Desertification? *BioScience*, Volume 59, Issue 3, March 2009, Pages 237–244.

Oliva G., J. Gaitan, D. Bran, V. Nakamatsu, J. Salomone, G. Buono, J. Escobar, D. Ferrante, G. Humano, G. Ciari, D. Suarez, W. Opazo, E. Adema, D. Celdrán. *Manual para la instalación y lectura de monitores MARAS*. PNUD, Buenos Aires (2011)

Oliva, G. E. y Cibils, A. F. 2008. Applicability of Criteria and Indicators for Sustainable Grassland Management to Rangelands of Patagonia (Argentina). *XXI International Grassland Congress: Multifunctional grasslands in a changing world*.

Oliva, G., Dos Santos, E., Sofía, O., Umaña, F., Massara, V., García Martínez, G., Caruso, C., Cariac, G., Echevarría, D., Fantozzi, A., Butti, L., Bran, D., Gaitán, J., Ferrante, D., Paredes, P., Domínguez, E. y Maestre, F. T. 2020. The MARAS dataset, vegetation and soil characteristics of dryland rangelands across Patagonia. *Scientific Data*, 7(1), 1-14.; <https://sipas.inta.gob.ar/?q=maras-portal>).

Orúe, M. E., Laterra, P. y Cabria, F. 2007. Expansión de la frontera agrícola en Argentina y erosión hídrica: mapas de riesgo utilizando el modelo USLE con apoyo de SIG. *Teledetección. Hacia un Mejor Entendimiento de la Dinámica Global*, 185-192.

Ostovari, Y., Ghorbani-Dashtaki, S., Kumar, L., y Shabani, F. 2019. Soil erodibility and its prediction in semi-arid regions. *Archives of Agronomy and Soil Science*, 65(12), 1688-1703.

Ovando, G., Sayago, S., Bellini Saibene y. y Bocco, M. 2018. Evaluación del desempeño de productos satelitales para estimar precipitación en Córdoba (Argentina). En X Congreso de AgroInformática (CAI)-JAIIO 47 (CABA, 2018).

Palacio, R. G., Bisigato, A. J. y Bouza, P. J. 2014. Soil erosion in three grazed plant communities in northeastern Patagonia. *Land Degradation & Development*, 25(6), 594-603.

Paruelo J. M., Beltrán A., Jobbágy E.G., Sala O.E., Golluscio R.A. 1998. The climate of Patagonia: general patterns and controls on biotic process. *Ecología Austral*, 8, 85–101.

Paruelo, J. M. y Golluscio, R. A. 1994. Range assessment using remote sensing in Northwest Patagonia (Argentina). *Rangeland Ecology & Management/Journal of Range Management Archives*, 47(6), 498-502.

Paruelo, J. M., Aguiar, M. R., Golluscio, R. A., León, R. J. y Pujol, G. 1993. Environmental controls of NDVI dynamics in Patagonia based on NOAA-AVHRR satellite data. *Journal of Vegetation Science*, 4(3), 425-428.

Paruelo, J. M., Golluscio, R. A., Guerschman, J. P., Cesa, A., Jouve, V. V. y Garbulsky, M. F. 2004. Regional scale relationships between ecosystem structure and functioning: the case of the Patagonian steppes. *Global Ecology and Biogeography*, 13(5), 385-395.

Pascual, M. 2019. Aplicación de ingeniería verde para fomentar la retención de sedimentos en suelos del Valle Inferior del Río Chubut.

Peñalba, O. C. y Rivera, J. A. 2016. Precipitation response to El Niño/La Niña events in Southern South America—emphasis in regional drought occurrences. *Advances in Geosciences*, 42, 1-14

Pereyra, F. X., Bouza, P. 2019. Soils from the Patagonian Region. En Rubio, G., Lavado, R., Pereyra, F. (eds). *The Soils of Argentina*. World Soils Book Series. Springer, Berlin, pp 101–121.

Pereyra, D. A., Bucci, S. J., Arias, N. S., Ciano, N., Cristiano, P. M., Goldstein, G. y Scholz, F. G. 2017. Grazing increases evapotranspiration without the cost of lowering soil water storages in arid ecosystems. *Ecohydrology*, 10(6), e1850.

Pessacg, N., Flaherty, S., Brandizi, L., Solman, S. y Pascual, M. 2015. Getting water right: A case study in water yield modelling based on precipitation data. *Science of the Total Environment*, 537, 225-234.

Pessacg, N., Flaherty, S., Solman, S. y Pascual, M. 2020. Climate change in northern Patagonia: critical decrease in water resources. *Theoretical and Applied Climatology*, 140, 807-822.

Peters, D. P., Gosz, J. R., Pockman, W. T., Small, E. E., Parmenter, R. R., Collins, S. L. y Muldavin, E. 2006. Integrating patch and boundary dynamics to understand and predict biotic transitions at multiple scales. *Landscape Ecology*, 21(1), 19-33.

Phillips, J. M., Russell, M. A. y Walling, D. E. 2000. Time-integrated sampling of fluvial suspended sediment: a simple methodology for small catchments. *Hydrological processes*, 14(14), 2589-2602.

Poesen, J. 2018. Soil erosion in the Anthropocene: Research needs. *Earth surface processes and landforms*, 43(1), 64-84.

Právělie, R. 2016. Drylands extent and environmental issues. A global approach. *Earth-Science Reviews*, 161, 259-278.

Prez, H. y Massaferro, G. 2013. Geología y geomorfología del tramo superior del arroyo Comallo, Río Negro. *Contribuciones científicas GAEA*, 26: 221-234.

QGIS.org. QGIS Geographic Information System. QGIS Association.
<http://www.qgis.org>

Quiroga, D. R. A., Gil, V. y Coronato, A. 2017. Quantitative geomorphology applied to fluvial dynamic in Aviles and Moneta basins, Tierra Del Fuego, Southern Argentina. *Environmental Earth Sciences*, 76, 1-10.

Quiroga, D., Gil, V. y Coronato, A. 2014. Morfometría de la cuenca del río Avilés, Tierra del Fuego, Argentina. Aportes al conocimiento de las condiciones de escurrimiento en territorios semiáridos. *Cuaternario y Geomorfología*, 28(1-2), 63-80.

Raclot, D., Le Bissonnais y., Annabi, M., Sabir, M. y Smetanova, A. 2018. Main issues for preserving Mediterranean soil resources from water erosion under global change. *Land Degradation & Development*, 29(3), 789-799.

Rango, A., Tartowski, S. L., Laliberte, A., Wainwright, J. y Parsons, A. 2006. Islands of hydrologically enhanced biotic productivity in natural and managed arid ecosystems. *Journal of arid environments*, 65(2), 235-252.

Rasband Wayne and contributors. *ImageJ*. National Institutes of health, USA. versión 1.53k.

Reed, M. S., Stringer, L. C., Amiraslani, F., Bernoux, M., Bragante, D., Centritto, M. y Seely, M. 2015. *Climate change and desertification: Anticipating, assessing and adapting to future change in drylands*: ‘Impulse Report for the 3rd UNCCD Scientific Conference’. Cancún, Mexico.

Renard, K. G. y Foster, G. R. 1985. Managing rangeland soil resources: the Universal Soil Loss Equation. *Rangelands Archives*, 7(3), 118-122.

Reyes Trujillo, A., Barroso, F. U. y Carvajal Escobar y. 2010. Guía básica para la caracterización morfométrica de cuencas hidrográficas. Programa Editorial UNIVALLE.

Reynolds, J. F., Kemp, P. R., Ogle, K. y Fernández, R. J. 2004. Modifying the ‘pulse–reserve’ paradigm for deserts of North America: precipitation pulses, soil water, and plant responses. *Oecologia*, 141(2), 194-210.

Ridolfi, L., D'Odorico, P., Porporato, A. y Rodríguez-Iturbe, I. 2003. Stochastic soil moisture dynamics along a hillslope. *Journal of Hydrology*, 272(1-4), 264-275.

Rienzi, E. A., Maggi, A. E., Navone, S. M. y Movia, C. P. 1999. Factores que regulan la erosión hídrica en la cuenca del río Santa María, provincia de Catamarca, Argentina. *Terra Latinoamericana*, 17(1), 45-50.

Rivera, J. A. y Penalba, O. C. 2015. Distribución espacial de la amenaza de sequías en el sur de Sudamérica. Congreso Argentino de Meteorología.

Rockström, J., Steffen, W., Noone, K., Persson, Å., Chapin, F. S., Lambin, E., ... y Foley, J. 2009. Planetary boundaries: exploring the safe operating space for humanity. *Ecology and society*, 14(2).

Rodríguez Vagaría, A. M. y Gaspari F. J. 2015. Estimación de la admisibilidad de pérdidas de suelo por erosión hídrica en la cuenca del arroyo Napaleofú, provincia de Buenos Aires-Argentina. *Revista Geográfica Venezolana*, 56.

Rodríguez, A. y Jacobo, E. 2012. Pastoreo controlado. Una herramienta para el manejo de los pastizales naturales en sistemas ganaderos extensivos. Con P. Prelliasco, G. Roitman y F. Miñarro (Colab.). 1ra, Ed. Fundación Vida Silvestre Argentina, Aves argentinas/AOP. FAUBA, Buenos Aires.

Rodríguez-Iturbe, I. 2000. Ecohydrology: a hydrologic perspective of climate-soil-vegetation dynamics. *Water Resources Research*, 36(1), 3-9.

Rodríguez-Iturbe, I. y Porporato, A. 2004. *Ecohydrology of water-controlled ecosystems: soil moisture and plant dynamics*. Cambridge University Press. 442pp.

Romero, P. E. y González, M. H. 2016. Relación entre caudales y precipitación en algunas cuencas de la Patagonia norte. *Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente*, (36), 7-13.

Rostagno, C. M., 1989. Infiltration and sediment production as affected by soil surface conditions in a shrubland of Patagonia, Argentina. *Journal of Range Management*, 42 (1989), pp. 382-385

Rostagno, C. M. y La Manna, L. A. 2020. La degradación de suelos en Patagonia: causas, procesos y medidas de conservación. Conferencia.

Rostagno, C.M., Coronato, F., Puebla, D., Del Valle, H.F. 1999. Runoff and erosion in five land units of a closed basin of northeastern Patagonia. *Arid Soil Research and Rehabilitation*, 13, 281–292.

Saco, P. M., Moreno-de las Heras, M., Keesstra, S., Baartman, J. yetemen, O. y Rodríguez, J. F. 2018. Vegetation and soil degradation in drylands: non linear feedbacks and early warning signals. *Current Opinion in Environmental Science & Health*, 5, 67-72.

Saco, P. M., Rodríguez, J. F., Moreno-de las Heras, M., Keesstra, S., Azadi, S., Sandi, S., ... Rossi, M. J. 2020. Using hydrological connectivity to detect transitions and degradation thresholds: Applications to dryland systems. *Catena*, 186, 104354.

Sajadi, P., Singh, A., Mukherjee, S., Sang y. F., Chapi, K. y Salari, M. 2022. Drainage network extraction and morphometric analysis in an Iranian basin using integrating factor analysis and geospatial techniques. *Geocarto International*, 37(3), 896-925.

Sarkar, P., Kumar, P., Vishwakarma, D. K., Ashok, A., Elbeltagi, A., Gupta, S. y Kuriqi, A. 2022. Watershed prioritization using morphometric analysis by MCDM approaches. *Ecological Informatics*, 70, 101763.

SAyDS Secretaria de Ambiente y Desarrollo Sustentable. 2018. *Región Patagonia norte: La Pampa, Neuquén y Río Negro Guía de prácticas de manejo sustentable de tierras y conservación de suelos*. Disponible en:

https://www.argentina.gob.ar/sites/default/files/patagonia_norte_guias_buenas_practicas_.pdf

Scarpati, O. E., Botana, M. I., Capriolo, A. D., Pohl Schnake, V., Puga y. y Salaverry, E. 2011. Present characteristics of northwestern Patagonia (Argentina). *Water*, 3(2), 576-589.

Schenkel, C. A. 2020. *La erosión eólica del suelo y su influencia en la dinámica de la vegetación de la Estepa Magallánica Seca*. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires.

Schenkel, C. A., Oliva, G. E., Paredes, P. N., Humano, G. y Ferrante, D. 2021. Cartografía de un nuevo Modelo de Estados y Transiciones de la Estepa Magallánica Seca en la Patagonia argentina. *Ecología Austral*, 31(2), 301-315.

Schwinning, S. y Sala, O. E. 2004. Hierarchy of responses to resource pulses in arid and semi-arid ecosystems. *Oecologia*, 141(2), 211-220.

Senay, G. B. y Elliott, R. L. 2000. Combining AVHRR-NDVI and land-use data to describe temporal and spatial dynamics of vegetation. *Forest Ecology and management*, 128(1-2), 83-91.

Senay, G. B. y Elliott, R. L. 2002. Capability of AVHRR data in discriminating rangeland cover mixtures. *International Journal of Remote Sensing*, 23(2), 299-312.

Seyfried, M. S. y Wilcox, B. P. 1995. Scale and the nature of spatial variability: Field examples having implications for hydrologic modeling. *Water Resources Research*, 31(1), 173-184.

Siffredi, G. L., Boggio, F., Giorgetti, H., Ayesa, J., Kropfl, A. y Alvarez, J. M. 2015. Guía para la evaluación de Pastizales. Ediciones INTA, Bariloche, 69.

Solano-Hernández, A., Bruzzone, O., Groot, J., Laborda, L., Martínez, A., Tiftonell, P. y Easdale, M. H. 2020. Convergence between satellite information and farmers'

perception of drought in rangelands of North-West Patagonia, Argentina. *Land Use Policy*, 97, 104726.

Spinoni, J., Vogt, J., Naumann, G., Carrao, H. y Barbosa, P. 2015. Towards identifying areas at climatological risk of desertification using the Köppen–Geiger classification and FAO aridity index. *International Journal of Climatology*, 35(9), 2210-2222.

Sreedevi, P. D., Sreekanth, P. D., Khan, H. H. y Ahmed, S. 2013. Drainage morphometry and its influence on hydrology in a semi arid region: using SRTM data and GIS. *Environmental earth sciences*, 70, 839-848.

Strahler, A. N. 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6), 913-920.

Thornthwaite, C. y Mather, J. 1957. *Instructions and tables for computer potential evapotranspiration and the water balance*. Drexel Institute of technology, Laboratory of Climatology. Centerton, New Jersey.

Thurow, T. L. 1991. Hydrology and erosion. En: *Grazing management: An ecological perspective*. R.K. Heitschmidt y J.W. Stuth (eds.), Timber Press. Portland, Ore. pp. 141–159.

Thurow, T. L. 2000. Hydrologic effects on rangeland degradation and restoration processes. En *Rangeland desertification* (pp. 53-66). Springer, Dordrecht.

Tittonell, P. A., Hara, S. M., Alvarez, V. E., Aramayo, M. V., Bruzzone, O. A., Easdale, M. H., Enriquez, A.S., Laborda, L., Trinco, F., Villagra, S. y El Mujtar, V. A. 2021. Ecosystem services and disservices associated with pastoral systems from Patagonia, Argentina—A review. *Cahiers Agricultures*, 30, 43.

Tongway, D. 1995. Monitoring soil productive potential. *Environ Monit Assess* 37, 303–318 (1995).

- Tongway, D. y Hindley, N. 2004. Landscape function analysis: a system for monitoring rangeland function. *African journal of range and forage science*, 21(2), 109-113.
- Toy, T. J., Foster, G. R. y Renard, K. G. 2002. *Soil erosion: processes, prediction, measurement, and control*. John Wiley & Sons.
- Turnbull, L., Wainwright, J. y Brazier, R. E. 2010. Changes in hydrology and erosion over a transition from grassland to shrubland. *Hydrological Processes*, 24(4), 393-414.
- Van der Knijff, J. M., Jones, R. J. y Montanarella, L. 1999. Soil erosion risk assessment in Italy. Brussels, Europe: European Soil Bureau, European Commission.
- Van der Knijff, J. M., Jones, R. J. y Montanarella, L. 2000. Soil erosion risk: assessment in Europe. https://www.unisdr.org/files/1581_ereurnew2.pdf
- Vásquez-Méndez, R., Ventura-Ramos, E., Oleschko, K., Hernández-Sandoval, L., Parrot, J. F. y Nearing, M. A. 2010. Soil erosion and runoff in different vegetation patches from semiarid Central Mexico. *Catena*, 80(3), 162-169.
- Vereecken, H., Amelung, W., Bauke, S. L., Bogaen, H., Brüggemann, N., Montzka, C., ... Zhang y. 2022. Soil hydrology in the Earth system. *Nature Reviews Earth & Environment*, 3(9), 573-587.
- Verón, S. R. y Paruelo, J. M. 2010. Desertification alters the response of vegetation to changes in precipitation. *Journal of Applied Ecology*, 47(6), 1233-1241.
- Viale, M., Bianchi, E., Cara, L., Ruiz, L. E., Villalba, R., Pitte, P. y Zalazar, L. 2019. Contrasting climates at both sides of the Andes in Argentina and Chile. *Frontiers in Environmental Science*, 7, 69.

Videla, L. S. y Rostagno, C. M., 1993. La erosión hídrica por salpicado en los suelos del noreste del Chubut. *Actas XIV "Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo"*, 1: 301-302, Mendoza.

Vich, A. I. y Mariani, A. 2010. Evaluación y predicción de la erosión hídrica en regiones áridas de relieve acentuado del centro-oeste de Argentina. *Multequina*, 19, 7-20.

Villagra, E.S., Pelliza, A., Willems, P., Siffredi, G., Bonvissuto, G. 2013. What do domestic livestock eat in northern Patagonian rangelands? *Anim. Prod. Sci.* 53 (4), 360–367.

Walling, D. E. 1983. The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology* 65, 209–237

Walling, D. E. y Collins, A. L. 2008. The catchment sediment budget as a management tool. *Environmental science & policy*, 11(2), 136-143.

Wang, J., Petersen, W.A., Wolff, D.B. 2021. Validation of satellite-based precipitation products from TRMM to GPM. *Remote Sensing*, 13, 1745.

Wang, B., Zheng, F., Römken, M. J. 2013. Comparison of soil erodibility factors in USLE, RUSLE2, EPIC and Dg models based on a Chinese soil erodibility database. *Acta Agriculturae Scandinavica, Section B – Soil & Plant Science*, 63(1), 69-79.

Wilcox, B. P. y Wood, M. K. 1989. Factors influencing interrill erosion from semiarid slopes in New Mexico. *Rangeland Ecology & Management/Journal of Range Management Archives*, 42(1), 66-70.

Wilcox, B. P., Maitre, D. L., Jobbágy, E., Wang, L. y Breshears, D. D. 2017. Ecohydrology: processes and implications for rangelands. En: Briske, D. (Ed.) *Rangeland systems* (pp. 85-129). Springer, Cham.

Wilson, T., Stewart, C., Bickerton, H., Baxter, P., Outes, A. V., Villarosa, G., y Rovere, E. 2013. *Impacts of the June 2011 Puyehue-Cordón Caulle volcanic complex eruption on urban infrastructure, agriculture and public health*. Institute of Geology and Nuclear Sciences.

Wischmeier, W. H. y Smith, D. D. 1965. *Predicting rainfall-erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains: Guide for selection of practices for soil and water conservation* (No. 282). Agricultural Research Service, US Department of Agriculture.

Wischmeier, W. H. y Smith, D. D. 1978. Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning (N° 537). Department of Agriculture, Science and Education Administration.

World Meteorological Organization (WMO). 2012. *International glossary of hydrology*. World meteorological organization – N° 385. Geneva, Switzerland, 471.

Wuepper, D., Borrelli, P. y Finger, R. 2020. Countries and the global rate of soil erosion. *Nature Sustainability* 3, 51–55 .

Xiong, M., Sun, R. y Chen, L. 2019. Global analysis of support practices in USLE-based soil erosion modeling. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 43(3), 391-409

Yahdjian, L. y Sala, O. E. 2008. Do litter decomposition and nitrogen mineralization show the same trend in the response to dry and wet years in the Patagonian steppe? *Journal of Arid Environments*, 72(5), 687-695.

Yair, A. y Raz-Yassif, N. 2004. Hydrological processes in a small arid catchment: scale effects of rainfall and slope length. *Geomorphology*, 61(1-2), 155-169.

Yang, D., Kanae, S., Oki, T., Koike, T. y Musiake, K. 2003. Global potential soil erosion with reference to land use and climate changes. *Hydrological processes*, 17(14), 2913-2928.

Yohannes, H., Soromessa, T., Argaw, M. y Dewan, A. 2021. Impact of landscape pattern changes on hydrological ecosystem services in the Beressa watershed of the Blue Nile Basin in Ethiopia. *The Science of the Total Environment*, 793, 148559.

Yu y., Zhu, R., Ma, D., Liu, D., Liu y., Gao, Z. yin, M., Bandala, E. R. y Rodrigo-Comino, J. 2022. Multiple surface runoff and soil loss responses by sandstone morphologies to land-use and precipitation regimes changes in the Loess Plateau, China. *Catena*, 217, 106477.

Zhang, L., Dawes, W. R., Walker, G. R. 2001. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water resources research*, 37(3), 701-708.

Zhang, S., Wang, D., Qin, Z., Zheng y. y Guo, J. 2018. Assessment of the GPM and TRMM precipitation products using the rain gauge network over the Tibetan Plateau. *Journal of Meteorological Research*, 32(2), 324-336.

Zhang, T. Y. y Suen, C. Y. 1984. A fast parallel algorithm for thinning digital patterns. *Communications of the ACM*, 27(3), 236-239.

Ziadat, F. M. y Taimah, A. Y. 2013. Effect of rainfall intensity, slope, land use and antecedent soil moisture on soil erosion in an arid environment. *Land Degradation & Development*, 24(6), 582-590.