

UNIVERSIDAD NACIONAL DE ROSARIO

Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura



TESIS DOCTORAL

CARACTERIZACION DE PROCESOS HIDROLÓGICOS
SUPERFICIALES Y SUBTERRÁNEOS MEDIANTE HIDROGEOQUÍMICA
Y
TÉCNICAS ISOTÓPICAS PARA LA MODELACIÓN HIDROLÓGICA DE LA CUENCA PENÍNSULA DE
MAGALLANES (El Calafate-Santa Cruz-Argentina)

Autor: MSc. Ing. Osvaldo Guillermo Baumann

Director: Dr. Martinez Daniel

Co-Director: Dr. Zimmermann Erik

Miembros del Jurado Titulares:

Dr. Eduardo Kruse (kruse@fcnym.unlp.edu.ar)

Dra. Cristina Dapeña (dapenna@gmail.com)

Dr. Gerardo Riccardi (riccardi@fceia.unr.edu.ar)

Suplentes:

Dr. Hernán Stenta (hstenta@fceia.unr.edu.ar)

Dr. Luis Vives (lvives@faa.unicen.edu.ar)

Tesis presentada en la Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura, en cumplimiento parcial de los requisitos para optar al título de:

Doctor en Ingeniería

NOVIEMBRE 2022

Dedicado

A mis hijos, Marcos y Yain

Resumen

La conceptualización del modelo hidrológico de la cuenca del río Mitre, situada en la Península de Magallanes ubicada a 40 Km de la localidad de El Calafate provincia de Santa Cruz, Argentina, se logra mediante herramientas de la hidrología computacional, hidroquímica y dos puntos de vista en la representación del modelo. El primero considerado como clásico en la que se emplean series hidrológicas, y el segundo en el que se explotan las propiedades de los isótopos ambientales, oxígeno 18 (^{18}O) y deuterio (^2H). Estos enfoques permitieron definir el ciclo hidrológico. La precipitación se determinó mediante el uso del sistema PERSIANN CCS (*Precipitation Estimation from Sattelite Information using Aritifical Neural Networks*), una red neuronal desarrollada por el Centro de Hidrometeorología y Detección Remota (CHRS) de la Universidad de California, Irvine (UCI). El módulo pluviométrico del área se estableció en 1757 mm. El caudal histórico, variable de salida del sistema, se definió en una longitud equivalente de 1004 mm. El contenido isotópico de la precipitación nívea $\delta^2\text{H} \text{‰}$ quedó determinado en -121.8 ± 0.21 ; en cuanto al $\delta^{18}\text{O} \text{‰}$ fue de -16.48 ± 0.04 . Estos datos sirvieron para demostrar la existencia de un régimen nivo pluvial que determina los dos máximos observados, uno en primavera y el otro en verano (tardío). Los valores de un agua empobrecida en primavera, noviembre $\delta^2\text{H} \text{‰} -121.1$ y $\delta^{18}\text{O} \text{‰} 16.03$, denotan un efecto estacional inverso que se da como resultado de la acumulación de hielo y nieve en invierno en la parte alta de la cuenca, lo que provoca que, en primavera como resultado de la fusión, se alcancen los máximos caudales $7.29 \text{ m}^3/\text{s}$.

Abstract

The conceptual model of the catchment of the Mitre river, located in the Magallanes Península around 20 km south of El Calafate city (Santa Cruz Province, Argentina), was developed by applying different tools: numerical hydrology; hydrogeochemistry and isotope hydrology. As a result, two points of view are obtained: the first one based on hydrological data series, and the second by analyzing the features and distribution of environmental isotopes of water (^2H and ^{18}O). These perspectives allowed to determinate the components of the hydrologic cycle. Precipitation distribution was determined by using the system of Precipitation Estimation from Satellite Information using Artificial Neural Networks (PERSIANN CCS), developed by the University of California Irvine (UCI). The precipitation module was of 1757 mm. The historic discharge, as an output variable of the system, was defined by an equivalent length of 1004 mm. The isotopic content of snowfall was determined in $\delta^2\text{H} \text{‰} = -121.8 \pm 0.21$, and $\delta^{18} \text{‰} = -16.48 \pm 0.04$. These data demonstrated the existence of snow-rainfall regime, which determines the two maximum discharge periods observed, one in Spring and the other at the end of Summer. The depleted values in November (Spring) of $\delta^2\text{H} \text{‰} = -121.1$, and $\delta^{18} \text{‰} = -16.03$, reflects a seasonal cycle as a result of the snow and accumulation during Winter at the highlands and the snowmelt during Spring, leading to the maximum discharge of $7.29 \text{ m}^3/\text{s}$.

Prólogo

La tesis trata sobre el desafío de incorporar un modelo hidrológico en un área natural protegida (ANP) y cómo el aprovechamiento de información hidrológica generada por entidades públicas puede generar nuevo conocimiento. Por otra parte, resalta el hecho de que existe una baja densidad de pluviómetros y una topografía que dificulta el acceso lo que da lugar al empleo de tecnologías basadas en sensores remotos con capacidad para determinar precipitaciones para estas áreas difíciles. La determinación de esta variable de ingreso (precipitación) al sistema, es crucial para el armado del modelo hidrológico no solo para este estudio sino a nivel planetario.

En consecuencia, para enriquecer la comprensión del funcionamiento de la naturaleza, se emplea la combinación de información pública, utilizando una estimación de la precipitación obtenida mediante una red neuronal desarrollada por la Universidad de California. Esta red neuronal, conocida como Precipitation Estimation from Satellite Information using Artificial Neural Networks (PERSIANN), genera a partir del procesamiento de imágenes de radar e infrarrojo una estimación de la precipitación. Además, se incorporan datos de isótopos medidos personalmente y lecturas del limnógrafo obtenidas de bases de datos del sistema nacional de información hídrica. Este enfoque integral permite la construcción de un modelo que se beneficia de la disponibilidad de "datos libres", es decir, aquellos que están accesibles al público.

El desafío de incorporar un modelo hidrológico conceptual como complemento a la delimitación de un ANP ha sido complejo. Sin embargo, lo más difícil ha sido construir el modelo sin tener suficiente información hidrológica disponible. A lo largo de los años, he observado que cierta cantidad de entes públicos generan una abundante información. Aunque parte de esta se utiliza internamente para la toma de decisiones, hay datos que quedan subutilizados.

Por ejemplo, los análisis de agua realizados por ciertos entes públicos con el fin de observar su calidad y entregar al usuario un producto apto para ser consumido, generan información hidroquímica valiosa que podría ser empleada para investigar las características del recurso. Este tipo de información ("datos libres"), suele archivar sin más. Si se utilizaran de manera adecuada, estos datos pueden generar nuevo conocimiento y ampliar la comprensión del funcionamiento de un sistema natural.

Una demostración de ello ha sido la construcción del modelo hidroquímico de un acuífero en la zona norte de la provincia de Santa Cruz, o el modelo hidrológico de Península de Magallanes en El Calafate, presentado en este texto. De hecho, considero que el aprovechamiento de estos datos "debe" generar nuevos conocimientos, ya que un dato aislado puede ser el insumo necesario para indagar más profundamente en las características de un recurso o para investigar un tema específico.

En última instancia, creo que el uso óptimo de estos datos optimiza el gasto y aumenta la comprensión del funcionamiento de la naturaleza. A través de esta metodología, podemos expandir la frontera del conocimiento, incluso si no está directamente relacionado con la génesis del dato original.

En este contexto, el objetivo principal ha sido, crear un modelo hidrológico, mientras que los objetivos específicos incluyen caracterizar el río hidroquímicamente y definir los parámetros morfométricos de la cuenca, entre otras cosas. Estos objetivos contribuirán a la resolución de problemas relacionados con la optimización del uso del recurso. Por ejemplo, se puede usar el modelo hidrológico para determinar la cantidad de agua potencialmente explotable de manera sostenible. La intención es que este texto sirva como guía para los gestores del recurso en cuanto al funcionamiento del sistema hidrológico, que incluye el agua superficial, subterránea y sus interacciones.

Es importante destacar que el uso de datos libres tiene sus propias incertidumbres, incluyendo las vinculadas al tiempo de medición o la frecuencia de determinación. A pesar de estas limitaciones, se ha logrado observar una fluctuación isotópica que puede estar relacionada con una precipitación diferente a la nívea, lo que genera el segundo pico del hidrograma. Aunque no se ha podido describir detalladamente el componente pluvial del hidrograma, este resultado puede ser útil para comprender el comportamiento del sistema hidrológico en la zona de estudio, incluyendo la interacción entre el agua superficial y subterránea.

Una investigación profunda de esta correspondencia entre el segundo pico del hidrograma y la relación isotópica de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ a quedado pendiente, como otras cosas, para nuevos estudios y con esto ampliar y mejorar la descripción de esta parte del modelo planteado.

EL AUTOR

Agradecimiento

Para Analía que me acompañó y alentó en toda la investigación y sin sus conocimientos en informática habría sido una tarea casi imposible el tratamiento de datos.

Para Francisco, o simplemente paco, que contribuyó con la redacción.

Para Daniel y Erik, que pudieron compatibilizar sus compromisos profesionales con su entrega de conocimientos profundos en modelaje.

Para Cristina, que me ayudó adentrarme en el mundo de la hidrología isotópica.

Para Piero, dueño de un lugar de una belleza única, que me permitió el acceso para la colocación del colector.

Para pepe, que me ayudo en reiteradas oportunidades con el alojamiento.

Para Daniel y Ariela, siempre dispuestos a colaborar con el “Hombre del Clima”.

Para el Consejo Agrario Provincial de la provincia de Santa Cruz y a través de este al Departamento de Recusos Hídricos y Áreas Protegidas.

Para Paula, que aportó mapas de suelo.

Para todos ellos y otros que contribuyeron.

Muchas gracias

Índice general

1	INTRODUCCIÓN	1
2	MARCO TEÓRICO	5
2.1	El problema de la investigación	5
2.2	Objeto de estudio	6
2.3	Recursos teóricos	9
2.4	Delimitación de la investigación	11
2.4.1	Objetivo general	11
2.4.2	Objetivos específicos	11
3	ESTADO DEL ARTE	13
3.1	Estado del arte	13
4	METODOLOGÍA	16
4.1	Metodología	16
5	CARACTERÍSTICAS DE LA ZONA	19
5.1	Breve descripción del suelo y la geología de la península	19
5.2	Características de la zona	19
5.3	Unidad de paisaje	19
5.4	Suelos	21
5.5	Geología cuenca península de Magallanes, Santa Cruz.	22
6	PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS E ÍNDICES HIDROLÓGICOS	25
6.1	Resultado de parámetros morfométricos, índices hidrológicos y caracterización de los componentes hidrológicos.	25
6.2	Índice de aridez de Martone	25
6.3	Descripción de la metodología	27
6.4	Modelo digital de elevación (MDE) ASTER	27
6.5	MDE Península de Magallanes	28
6.5.1	Correcciones del MDE	30
6.5.2	Eliminación de depresiones	30
6.5.3	Delimitación del borde de la cuenca	30
6.6	CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DE LA CUENCA PM	33
6.6.1	Parámetros básicos	33
6.6.2	Curvas de Nivel	34
6.7	DISTRIBUCIÓN DE LA SUPERFICIE EN FUNCIÓN DE LA ALTURA	36
6.7.1	Curva hipsométrica y curva de frecuencia altimétrica	36

6.8	ÍNDICES CUENCA DE DRENAJE	37
6.9	ÍNDICES REPRESENTATIVOS DE LA CUENCA PM	37
6.9.1	Índice de compacidad	37
6.9.2	Ancho de la cuenca	37
6.9.3	Desnivel altitudinal	38
6.9.4	Factor de forma	38
6.9.5	Radio de elongación	38
6.9.6	Altura media de la cuenca	38
6.9.7	Pendiente media de la cuenca	38
6.9.8	Longitud total del drenaje	38
6.9.9	Densidad del drenaje	38
6.9.10	Frecuencia de drenaje	39
6.9.11	Coficiente de torrencialidad	39
6.10	CAUCE PRINCIPAL	39
6.10.1	Altitud mayor del cauce	39
6.10.2	Altitud menor del Cauce	39
6.10.3	Longitud del cauce principal	39
6.10.4	Pendiente del cauce	40
6.10.5	Tiempo de concentración	40
6.11	SUBCUENCAS, RED DE DRENAJE Y ORDEN DE DRENAJE	48
6.11.1	Red de drenaje	50
6.11.2	Orden del drenaje	51
6.12	CLASIFICACIÓN DE LAS CORRIENTES	53
6.13	ÍNDICE TOPOGRÁFICO DE HUMEDAD	55
6.14	CARACTERIZACIÓN DE LOS COMPONENTES DEL CICLO HIDROLÓGICO	56
6.15	PRECIPITACIÓN	57
6.16	PERSIANN	58
6.17	OTRAS FUENTES DE DATOS DE PRECIPITACIÓN ANALIZADAS	61
6.17.1	Universidad East Anglia (UEA), Climatic Research Unit (CRU), Medias Mensuales de Precipitación Resolución 0,5° X 0,5°	61
6.17.2	Global Precipitation Measurement (GPM)	63
6.17.3	La constelación GPM	65
6.17.4	Poligonos de THIESSEN	66
6.18	PRECIPITACIÓN EMPLEADA EN EL ÁREA DE ESTUDIO	67
6.18.1	Perssian ccs	68
6.19	LAMINA MEDIA CAIDA EN EL ÁREA (ANUAL)	70
6.19.1	Determinación del módulo pluviométrico	70
6.20	COMPARACIONES DE ÁREAS DE COBERTURAS	73
6.21	PRECIPITACIÓN EFECTIVA	74
6.22	EXPRESIÓN DEL CAUDAL EN TÉRMINOS DE PROFUNDIDAD EQUIVALENTE (mm)	74
6.23	COEFICIENTE DE ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL	74
6.24	EVAPOTRANSPIRACIÓN	74
6.24.1	Balance de agua	75
6.24.2	Thornthwaite	75
6.24.3	Enfoque FAO Penman-Monteith	77
6.25	HIDROGRAMA	79
6.25.1	Hidrograma Anual	79

6.26	CAPACIDAD DE LA CUENCA, FLUJO BASE Y ESCORRENTÍA DIRECTA	80
6.26.1	Curva de agotamiento del hidrograma	80
6.26.2	Embalse subterráneo (Capacidad de retención de la cuenca)	84
6.27	ESCURRIMIENTO SUBTERRÁNEO	85
6.27.1	Separación de componentes (dos líneas rectas)	85
6.28	ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL	86
6.29	MODELO HIDROLÓGICO CONCEPTUAL PROPUESTO	86
6.30	CURVA DE DESCARGA (HQ)	88
6.31	CONTRASTE DE HIPÓTESIS Y ESTADÍSTICAS BÁSICAS DE LA CURVA DE DESCARGA (HQ)	90
7	ISÓTOPOS - HIDROQUÍMICA	91
7.1	ISÓTOPOS AMBIENTALES	91
7.2	RELACIÓN ISOTÓPICA Y LA NOTACIÓN δ	93
7.3	FRACCIONAMIENTO ISOTÓPICO	93
7.3.1	Fraccionamiento de equilibrio y cinético	94
7.4	PRECIPITACIÓN	95
7.5	PROCESO RAYLEIGH	96
7.6	RECTAS METEÓRICAS	98
7.7	RECTA DE EVAPORACIÓN - SUBLIMACIÓN	99
7.8	PUNTOS DE MUESTREO	100
7.9	AGUA SUBTERRÁNEA COMPORTAMIENTO ISÓTOPOS	101
7.10	AGUA SUPERFICIAL	105
7.10.1	Promedios anuales máximos y mínimos de $^{2}\delta$ y $^{18}\delta$	107
7.11	HIDROQUÍMICA	108
7.11.1	Caracterización hidroquímica río Mitre – manantial	112
8	DISCUSIÓN	116
8.1	DISCUSIÓN	116
8.1.1	Condiciones locales	116
8.1.2	Lamina media caída	120
8.1.3	Análisis del hidrograma	120
8.1.4	Análisis de la curva de descarga	125
8.1.5	Análisis de la variación isotópica	127
8.1.6	Análisis de la variación hidroquímica	132
8.1.7	Análisis integral (río Mitre, manantial, precipitación)	136
8.1.8	Breve resumen esquemático de las interrelaciones observadas y sinopsis del control isotópico en el manantial.	143
8.1.9	Relación entre el hidrograma y el desplazamiento isotópico.	144
8.1.10	Estimación de la contribución relativa del flujo base a la escorrentía total, mediante un balance de masas y el empleo de un trazador como el deuterio (δ^2H).	145
9	CONCLUSIÓN	148
9.1	CONCLUSIÓN	148
10	BIBLIOGRAFÍA	152

Índice de figuras

1.1	Península de Magallanes zona de estudio.	1
1.2	Ciclo hidrológico.	4
1.3	Ciclo hidrológico basado en el análisis de isótopos ambientales	4
2.1	Departamento Lago Argentino.	7
2.2	Detalle de ubicación de la cuenca en estudio.	8
2.3	Complejo andino (a) y Pastizal subandino (b).	9
2.4	Fotografía de áreas ecológicas, pastizal subandino y complejo andino.	9
3.1	Esquema que describe en forma sintética la secuencia seguida para la obtención de los parámetros morfométricos y otros índices de interés.	13
5.1	Valles Intermontanos y Cordones Rocosos.	20
5.2	Mapa de suelos.	21
5.3	Mapa de suelos y red de drenaje.	22
5.4	Relaciones estratigráficas.	23
6.1	Mapa de índice de aridez.	26
6.2	Isolneas de Índice de aridez.	26
6.3	Esquematización del procedimiento implementado para la obtención de índices.	27
6.4	Tamaño, resolución temporal y espacial en el ecuador, pixel 30 x 30 m.	28
6.5	Modelo digital de elevación (MDE) de Península de Magallanes.	29
6.6	Ajuste del MDE. Superposición en Google Earth.	29
6.7	Mapa de borde de cuenca.	31
6.8	Mapa de curva de nivel.	31
6.9	Mapa de superposición.	32
6.10	Mapa de recorte de la cuenca con fondo de imagen satelital.	33
6.11	Mapa de clases considerando las alturas	35
6.12	Curva hipsométrica.	36
6.13	Mapa de sombra y relieve.	37
6.14	Cauce principal	39
6.15	Limnigrafo, cierre de cuenca del río Mitre.	42
6.16	Salida Hec-Ras.	43
6.17	Corte transversal al cauce.	44
6.18	Mapa de puntos de corte.	44
6.19	Delimitación de las secciones modelizadas.	45
6.20	Subcuenca 5.	46
6.21	Mapa de isócronas.	47
6.22	Mapa de intervalos de isócronas.	47

6.23 Mapa de subcuencas.	48
6.24 Mapa de subcuencas con etiquetas de identificación.	49
6.25 Foto, vista del lago Argentino, desde el borde de la subcuenca 3.	49
6.26 Mapa de cuencas construida a partir de MDE, POSGAR 2007 F1.	50
6.27 Dirección de flujo real.	51
6.28 Mapa de red de drenaje.	51
6.29 Mapa de identificación de elementos de la cuenca.	52
6.30 Mapa de orden de drenaje.	53
6.31 Material rocoso por donde transita el cauce principal del río mitre.	54
6.32 Cortes sobre el río Mitre.	54
6.33 Figura del perfil del cauce principal.	55
6.34 Mapa de índice topográfico de humedad.	56
6.35 Ubicación de la estación meteorológica.	58
6.36 Sensores remotos de la red neuronal.	59
6.37 Red neuronal de tres capas.	59
6.38 Correlación entre PERSIANN CDR vs PERSIANN CCS, CMORPH y NOAA.	60
6.39 Correlación del mes cinco (5) del año 2016.	61
6.40 Cuadrículas construidas y definidas por Universidad East Anglia (UEA).	62
6.41 Variación de la precipitación.	63
6.42 Radiómetro de microondas GMI.	64
6.43 Constelación de satélites misión GPM.	65
6.44 Esquema de conformación de los Polígonos de Thiessen con las estaciones conside- radas y las superficies en Km2.	66
6.45 Mapa de polígonos de Thiessen.	67
6.46 Relación tasa de Tb-Lluvia.	69
6.47 Relaciones entre los sensores y red neuronal.	69
6.48 Mapa de área de cobertura de PERSIANN.	70
6.49 Resolución espacial de 0.04° x 0.04° de PERSIANN CCS.	71
6.50 Mapa de isoclinas de módulo pluviométrico.	72
6.51 Salida de QGIS con el máximo de precipitaciones.	72
6.52 Diferencias, en la comparación de áreas de polígonos de Thiessen y PERSIANN. . .	73
6.53 Superficie del pixel cuya resolución espacial es 0.5 x 0.5 cuando se emplea CRU. . .	73
6.54 Evapotranspiración empleando Thornthwaite, calculada con QGIS.	76
6.55 Píxeles con un gradiente de color están en función de la temperatura.	77
6.56 Salida del software Cropwat.	78
6.57 Régimen del río Mitre.	79
6.58 Hidrograma del río Mitre.	80
6.59 Esguerrimiento e infiltración 3D.	81
6.60 Inicio del flujo base.	81
6.61 Detalle de la caída de caudal en la curva de agotamiento, hasta alcanzar un mínimo en junio.	82
6.62 Detalle de la correlación entre lo modelizado y lo medido.	84
6.63 Embalse subterráneo de Península de Magallanes.	84
6.64 Volumen correspondientes a cada área bajo la curva.	86
6.65 Modelo conceptual hidrológico.	87
6.66 Resume de las entradas y salidas en el sistema considerado.	87
6.67 Curva de descarga.	89

7.1	Recorte de la tabla periódica	91
7.2	Isótopos, isobaros, isótonos.	92
7.3	Esquema del pozo de energía.	94
7.4	Relaciones isotópicas de componentes en equilibrio isotópico	95
7.5	Modelo Rayleigh.	96
7.6	Variación del isótopo ^{18}O , vinculada la temperatura.	97
7.7	Efecto latitud.	98
7.8	Recta meteórica.	99
7.9	Resultados del experimento de Sokratov y Golubev (2009).	102
7.10	Recta de sublimación / evaporación, manantial.	103
7.11	Salida del manantial congelado durante el mes de junio, julio y agosto.	103
7.12	Salida del manantial en septiembre.	103
7.13	Foto (a) y (b) se puede apreciar la salida de agua, congelada procedente de los manantiales.	104
7.14	Afloramiento del manantial.	104
7.15	Muestreo de isótopos.	105
7.16	Recta de sublimación / evaporación río Mitre.	106
7.17	Perfil del río Mitre.	108
7.18	Variación del IS mensual del río Mitre.	110
7.19	Variación estacional de los índices de saturación (IS) del río Mitre.	111
7.20	Variación del IS del Manantial.	111
7.21	Comparación de los IS entre manantial y río Mitre.	112
7.22	Variación de caudal y el IS calcita en el río Mitre.	112
7.23	Diagrama de PIPPER en el río Mitre.	113
7.24	Gráfico STIFF en el manantial.	114
7.25	Gráfico STIFF río Mitre.	114
7.26	Diagrama de Schöeller.	115
8.1	Elevación de la cuenca y laderas expuestas al sol.	116
8.2	Modelo hidrológico conceptual 3D.	119
8.3	Variación de la precipitación y el caudal.	120
8.4	Períodos de máximas, del río Mitre.	121
8.5	Primera y segunda recesión, río Mitre.	122
8.6	Hidrograma de descarga total del río Mitre.	123
8.7	Hidrograma de descarga total y superficies descontadas para la estimación del hidrograma de escorrentía directa.	123
8.8	Hidrograma de escorrentía directa.	124
8.9	Representación del hidrograma de descarga directa del río Mitre.	125
8.10	Puntos de la curva de descarga, río Mitre.	126
8.11	Curva H-Q, considerando la altura de referencia “e”.	127
8.12	Variación isotópica $\delta^{18}\text{O}$ ‰ y variación del caudal.	127
8.13	Variación del caudal y de $\delta^2\text{H}$ ‰ en el río Mitre.	128
8.14	Variación estacional del caudal y $^2\delta$, río mitre y manantial.	129
8.15	Variación anual del caudal del río mitre, y del desvío isotópico $\delta^{18}\text{O}$ del río Mitre y el manantial.	130
8.16	Recta sublimación - evaporación, manantial río Mitre.	130
8.17	Zona de recarga en septiembre.	131

8.18 Variación isotópica de $2\delta\%$, río Mitre y manantial.	132
8.19 Variación $2\delta\%$, e IS calcita.	133
8.20 Media aritmética del IS del manantial y río Mitre.	134
8.21 Variación estacional del IS de la calcita y abundancia isotópica $2\delta\%$	135
8.22 Variación de los IS (promedio) del río Mitre. Durante el año.	135
8.23 Promedio de los IS de la nieve, río y manantial.	136
8.24 Variación estacional de la abundancia isotópica del río y manantial.	137
8.25 Variación isotópica de la media,nieve, manantial y el río Mitre, con el caudal.	137
8.26 Transiciones mensuales.	138
8.27 Transición junio-septiembre del manantial.	139
8.28 Contraste, manantial río.	140
8.29 Máxima saturación del manantial y efecto de una tormenta.	141
8.30 Pico de caudal.	142
8.31 Resumen esquemático de algunas interrelaciones observadas.	144
8.32 Abundancia isotópica del río Mitre, comparada con la del manantial.	145
8.33 Variación del flujo base como una proporción del flujo encauzado.	146
8.34 Porcentaje flujo base como un porcentaje del caudal total.	147
9.1 Modelo 3D, isótopos e hidroquímica	151
9.2 Modelo 3D, desde una perspectiva clásica	151

Índice de cuadros

6.1	Valores del índice asociados a cada clima.	27
6.2	Parámetros morfométricos básicos de la cuenca	34
6.3	Clases e intervalos de alturas considerados.	34
6.4	Marcas de clase y área ocupada por cada clase	35
6.5	Altitudes características	36
6.6	Resumen tiempo de concentración.	41
6.7	Valores de “n” considerando la descripción del canal.	43
6.8	Salida del HEC RAS.	45
6.9	Área y perímetro de las subcuencas definidas en Península de Magallanes.	48
6.10	Precipitación media mensual en mm, en el área de estudio, obtenida como resultado del sistema F1PERSIANN CCS.	70
6.11	Thorntwaite EVP, mensuales en la zona de estudio, obtenidas como resultado de la media de los rasters de cada mes.	76
6.12	Resume los valores obtenidos en la determinación de la EVT por diversos métodos.	78
6.13	Inicio y fin de las estaciones en el cono sur.	79
6.14	Comparación de caudales.	83
6.15	Resumen de entradas y salidas del modelo hidrológico.	87
6.16	Altura (m) vs caudal (m ³ /s)	89
6.17	Estadísticas de los valores de caudal (Q) y altura en el limnógrafo (H).	90
7.1	Puntos de muestreos con sus respectivas coordenadas y altura.	100
7.2	Procesos que contribuyen al fraccionamiento.	101
7.3	Valores de deuterio y oxígeno 18.	101
7.4	Valores promedios de los isótopos pesados del RM.	106
7.5	Promedio ¹⁸ δ. Río Mitre y manantial	107
7.6	Promedio ² δ. Río Mitre y manantial.	107
7.7	Altitudes de la cuenca bajo estudio.	108
7.8	Algunos parámetros físico químicos bajo estudio del río Mitre (cierre de cuenca) y nieve a 690 msnm.	108
7.9	Media aritmética de los iones bajo estudio, determinados en el río mitre (cierre de la cuenca) y el Manantial.	108
7.10	Índices de saturación del río Mitre, promedio mensual.	110
8.1	Resumen de características morfométricas de la cuenca.	119
9.1	Promedios por estación.	149
9.2	Promedios diarios.	150
9.3	Caudal base estimado.	150

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

CARACTERIZACION DE PROCESOS HIDROLÓGICOS SUPERFICIALES Y SUBTERRÁNEOS MEDIANTE HIDROGEOQUIMIA Y TÉCNICAS ISOTÓPICAS PARA LA MODELACIÓN HIDROLÓGICA DE LA CUENCA PENÍNSULA DE MAGALLANES (El Calafate-Santa Cruz-Argentina).

La cuenca bajo estudio, ubicada en el departamento Lago Argentino, provincia de Santa Cruz, corresponde a la Península de Magallanes, que esta ubicada a 40 Km aproximadamente de la localidad de El Calafate, Figura 1.1.



Figura 1.1: Península de Magallanes zona de estudio.
Imagen extraída de google earth.

La península considerada en parte como reserva y en parte como parque provincial, según la ley provincial 786, en la que en su artículo 3, describe las actividades potenciales que se pueden realizar, en ese contexto, se cita a continuación.

Ley 786

ARTÍCULO 3.- Serán Parques Provinciales, las áreas a conservar en su estado primitivo, sin otras alteraciones que las necesarias para asegurarse su control y la atención del visitante. En ellas está prohibida toda explotación económica, con excepción de las

derivadas del turismo y de las que puedan efectuarse en propiedades privadas, en ambos casos con sujeción a las reglamentaciones que dicte la autoridad de aplicación.

Posteriormente a esto la necesidad provincial de enmarcar el ordenamiento territorial de los bosques, según lo estipula la ley nacional 26331, se promulga en el año 2010, la ley provincial 3142, que en sus artículos 2 y 3, cito a continuación, redefinen nuevamente la relaciones entre lo público y privado en donde aparecen de nuevo, tensiones sobre el uso potencial de la península con fines recreativos.

Ley 3142

ARTÍCULO 2.- El Ordenamiento Territorial de los Bosques Nativos existentes en la jurisdicción de la provincia de Santa Cruz, se enmarca con lo dispuesto por la Ley Nacional 26.331 de "Presupuestos Mínimos de Protección Ambiental de los Bosques Nativos", en función del valor ambiental de las distintas unidades de Bosques Nativos y de los servicios ambientales que estos presten.

ARTÍCULO 3.- La zonificación efectuada en el Ordenamiento Territorial de Los Bosques Nativos de la provincia de Santa Cruz, se efectuó de acuerdo a lo determinado en el Decreto Nacional N° 91/09, Artículo 9°, que reglamenta la Ley Nacional 26.331, donde se establece que se debe optar por la categorización de mayor valor, hasta tanto se culmine con los relevamientos integrales y a escalas mas específicas de los predios que comprenden las categorías de protección determinadas por la normativa nacional.

Esta problemática en donde intervienen actores con distintos intereses compitiendo por el uso de los recursos naturales y la necesidad de aportar o eventualmente ampliar o complementar con un mayor nivel de detalle en lo referente a la caracterización detallada de la cuenca, pone en relieve la necesidad de estudios orientados a conocer en profundidad todo el entorno relacionado a la península y en particular la realización de un modelo hidrológico de la cuenca que aportaría un conocimiento más detallado de la relación agua superficial-subterránea que se supone redundaría en una correcta gestión de la misma. Si se considera que el bosque y la cuenca están íntimamente relacionados este conocimiento podrá servir como una contribución al manejo integral del bosque. Ante la decisión de la provincia de elaborar un Plan de Manejo Integral de la Península de Magallanes y con el fin de contar con un conocimiento científico se considera oportuno enmarcar la tesis, como un aporte anexo en el armado del Plan de Gestión, contribuyendo con un modelo hidrológico del sistema Península de Magallanes. En este contexto el entendimiento del funcionamiento del sistema hidrológico (interacción superficial-subterráneo) se vuelve una herramienta fundamental para la conservación y uso del sistema. La comprensión de sistemas hidrológicos implica la integración de los sistemas de agua superficial y subterránea (Winter, 1998) y la diferenciación de los diferentes componentes del ciclo hidrológico.

El caudal de un curso se compone de agua de origen meteórico, pero que ha podido seguir diferentes caminos. El agua en los cursos superficiales tiene dos componentes principales: un flujo superficial y subsuperficial rápido en respuesta a lluvias o deshielos, y un flujo de base, que es el flujo que ingresa en forma persistente por descarga de agua subterránea en el lecho, con poca variación y que mantiene el flujo del río entre dos eventos de entrada de agua. El flujo de base proviene en general de acuíferos someros no confinados, conteniendo aguas de una edad menor de 50 años en profundidades entre 10 y 100 m (Seiler & Lindner, 1995). El aporte de

agua subterránea a los ríos constituyendo el flujo base recibe diferentes denominaciones, tales como direct runoff (Hewlett, 1967), old flow and new flow (Chapman T. , 1999), old water and young water (Kirchner J. W., 2003), etc. Sin embargo, la respuesta de los cursos a precipitaciones importantes no suele resultar tan evidente, por lo que (Kirchner J. W., 2003) definió como la movilización rápida del agua vieja.

En climas fríos el aporte de agua tanto a los ríos como su infiltración en los acuíferos puede provenir de diferentes reservorios, ya sea la infiltración directa de la lluvia o a partir de deshielo de parches de nieve, glaciares o permafrost (Koeniger, et al, 2008) (Lee, et al, 2010.). La nieve puede sufrir diferentes procesos de meteorización que afectan su composición isotópica y por lo tanto se requieren estudios detallados y toma de muestras especiales. Diferentes estudios han utilizado los isótopos estables como una forma aproximación para comprender los aportes hídricos en climas de nieve (Jeelani, et al, 2010) (Unnikrishna , et al, 2002), demostrando la importancia de este método. Resulta muy habitual que, en regiones limítrofes de nuestro país, en condiciones de clima adverso, la disponibilidad de instalaciones de registro hidrológico o climatológicos son escasas o quedan inactivas durante periodos prolongados. En estos lugares, tales como la zona de estudio propuesta, la disponibilidad de registros históricos de información hidrológica para caracterizar el funcionamiento de los sistemas hídricos, es escasa o nula. Es entonces cuando el uso de diferentes trazadores ambientales cobra especial relevancia ya que permite interpretar rasgos generales del balance hidrológico y comportamiento de una cuenca, en tiempos relativamente breves y a costos relativamente económicos. El Abordaje al modelo hidrológico en el contexto expuesto lo podemos realizar básicamente de dos formas, una que la podríamos definir como clásica como un complemento de los métodos isotópicos (Dapeña, 2008) y otra en la que se analizan isótopos ambientales que funcionan en la naturaleza como elementos conservativos.

En el abordaje clásico y considerando propiedades del agua, se podría resumir que está más orientado al análisis de propiedades físicas como por ejemplo la viscosidad que repercute en los cálculos de pérdida de carga y finalmente se considera en la velocidad del fluido que redundaría en las mediciones de caudal por ejemplo; mientras que en un abordaje que considera isótopos ambientales, la mirada se pone en ciertas propiedades que tienen los isótopos como resultado de su masa, quizás se puede resumir que la mirada se centra en observar las pequeñas diferencias del comportamiento físico químico que se observan en las moléculas isotópicas debidas a las diferencias de masas. Las aplicaciones de esta técnica y la Red Nacional de Colectores (RNC), se puede apreciar en (Dapeña, 2008). Consideremos, por ejemplo, que el interés está puesto en observar a partir de qué momento se considera que el caudal que estamos observando en un río, es el resultado del caudal base. En un enfoque clásico, analizaremos el hidrograma y a partir de ciertas herramientas como el hidrograma unitario u otro, nos proporcionaría información para discernir sobre esta problemática. Para resolver esto podríamos analizar una parte del hidrograma: la curva de agotamiento y observar en que momento estamos en presencia del caudal base.

Mientras que, en un enfoque alternativo, en el que se consideran isótopos, nuestra mirada estará puesta en un análisis basado en las relaciones isotópicas para considerar finalmente el fraccionamiento isotópico que se produce por la diferencia de masas entre isótopos. Como resultado del análisis de esta particularidad de los isótopos, podríamos definir si el caudal que se observa en este ejemplo imaginario, se corresponde o no, con el caudal base. Los esquemas mostrados a continuación permiten ilustrar gráficamente las consideraciones que se hacen en cada uno de los abordajes propuestos en este trabajo Figura 1.2; Figura 1.3.

Estas dos formas de abordar un problema en hidrología, pueden emplearse en forma

complementaria: un enfoque clásico, que suele necesitar de series temporales muy largas y luego son procesadas mediante herramientas de la hidráulica y la estadística, mientras que el segundo enfoque en donde se emplee isótopos ambientales, que por su carácter de elemento conservativo, puede integrar junto con la hidroquímica y el procesamiento de rasters, un punto de vista distinto, que permita, como se mencionó, el análisis de las partes de un hidrograma desde otra perspectiva (fraccionamiento y mezclas isotópicas) de una determinada agua bajo estudio.

En la actualidad no solo se considera el análisis de trazadores en agua como complemento, sino que se ha constituido como una disciplina en sí misma que se la define como Hidrología Isotópica (Mook W. G., 2000). Para alcanzar estos objetivos, se ha dividido la tesis en 10 capítulos. El primero relacionado con la introducción, el capítulo 2, refleja cual es el objeto de estudio y la delimitación de la investigación. El capítulo 3 vinculado al estado del arte mientras que el cuarto capítulo se refiere a la metodología empleada, el capítulo quinto es empleado para definir las características de la zona y los capítulos sexto y séptimo se reservan para los resultados, en particular en el capítulo 7, se desarrolla por separado los resultados de las técnicas isotópicas. La discusión se define en el capítulo 8 y las conclusiones en el capítulo 9. Estos nueve capítulos sumados a la bibliografía, correspondiente al capítulo 10, son los que conforman el texto completo de la tesis.

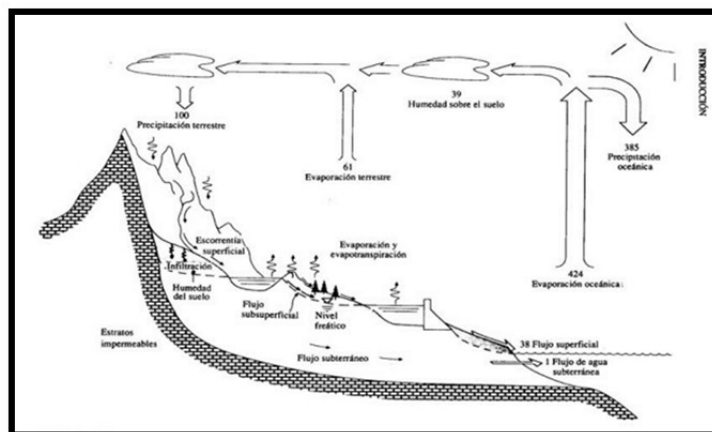


Figura 1.2: Ciclo hidrológico.

En donde se evalúan las entradas y salidas del sistema, basados en propiedades físicas (figura extraída de (Ven Te Chow M. D., 1994).

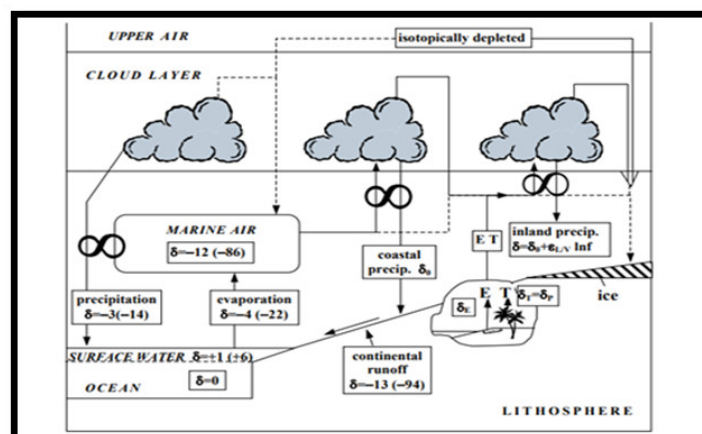


Figura 1.3: Ciclo hidrológico basado en el análisis de isótopos ambientales (figura extraída de (Mook, 2000).

Capítulo 2

MARCO TEÓRICO

2.1 El problema de la investigación

La Península de Magallanes se encuentra en el departamento Lago Argentino, al sudoeste de la Provincia de Santa Cruz, Argentina, se ubica a 50 Km de la localidad de El Calafate.

La ley 2662, crea el Área natural protegida, constituida por:

RESERVA PROVINCIAL ÁREA PENÍNSULA MAGALLANES ZONA NORTE

Ubicación: Parte oeste del lote fraccionario 132 de la zona sur del río Santa Cruz.

Superficie: Aproximada 3200 Ha.

RESERVA PROVINCIAL AREA PENINSULA DE MAGALLANES ZONA SUR.

Ubicación: Reserva para el pueblo, chacras I, II, III, IV, V, VI, VII y VIII de la Colonia Francisco P. Moreno de la Zona Sur del Río Santa Cruz.

Superficie: Aproximada 6.000 Ha.

PARQUE PROVINCIAL AREA PENINSULA DE MAGALLANES

Ubicación: parte Oeste y centro Sur del lote 141, parte al Sur del lote 140, parte al centro y al Oeste del lote 151, parte al Norte del lote 159 y parte del ángulo N.O. del lote 160 todos de la zona Sur del Río Santa Cruz.

Superficie: Aproximada 30.600 Ha.

Esta península cobra relevancia por su paisaje natural susceptible de ser explotado comercialmente por emprendimientos privados. El estado provincial, con el fin de evitar el uso irracional de los recursos crea mediante ley 2316 la Reserva provincial Península de Magallanes, que tiene entre sus objetivos, según se rescata en la página oficial *“Conservar el equilibrio ecológico de los sistemas naturales, procurando el mantenimiento de la mayor parte del área en condiciones silvestres”*.

De esta manera brinda protección a las especies de la fauna representadas en el área, manteniendo el carácter silvestre del corredor turístico de acceso al glaciar Perito Moreno, limitando la implementación de servicios sólo a los necesarios para la atención del visitante, asegurando el uso sustentable de los recursos naturales y aplicando normas de manejo y tecnologías adecuadas.

Con esta ley se otorga provisoriamente al Consejo Agrario Provincial, a la Subsecretaría de Turismo y a la Municipalidad de El Calafate, la dirección y la administración del área. En el año

2003 mediante ley provincial N°2662 que modifica el artículo 1 de la ley vigente N°2316, el cual queda redactado como sigue: *“Art. 1.- Créase, la que estará integrada por la Reserva provincial Península de Magallanes Zona Norte, la Reserva Provincial Península de Magallanes Zona Sur y el Parque Provincial Península de Magallanes, en el marco de lo establecido en ley 786 con los límites que se indican y describen en el anexo I”*.

En ese marco se pone en marcha la elaboración de un plan de Manejo de la Península previsto en el artículo 2 de la ley 2316. Un detalle pormenorizado del marco legal y la creación del ANP, se puede encontrar en Plan de Manejo. (CAP, 2022)

Con la creación del área natural protegida (ANP), quedan determinadas las limitaciones en las posibilidades de desarrollo comercial. Es ahí que los propietarios de la Península ven afectados sus intereses y se inician acciones legales que en la actualidad continúan vigentes.

A partir de un convenio realizado por parte del Consejo Agrario Provincial (CAP) con la Subsecretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable fue contratado el Centro de Investigación y Extensión Forestal Andino Patagónico (CIEFAP), este organismo con sede en la localidad de Esquel provincia del Chubut es el encargado de la coordinación para la elaboración de un documento identificado como "Plan de manejo de la ANP Península de Magallanes.." (CAP, 2022). Cuya culminación se registra en marzo del año 2022.

Según se describe el objetivo es el de “Elaborar el Plan de Manejo del ANP Península Magallanes para guiar el manejo del patrimonio natural y cultural del área, fortaleciendo la implementación y gestión sustentable de la misma” (CAP, 2022). En lo detallado existe una necesidad objetiva en cuanto a la descripción del medio físico y biológico para dar cumplimiento a las leyes vigentes y es en ese contexto que se enmarca la tesis la que está orientada en describir un modelo hidrológico, que se pretende sirva de aporte al plan de manejo.

La caracterización para su posterior modelación de la cuenca requiere, como se sabe, la determinación de distintos parámetros que nos van a permitir describir de forma aproximada el comportamiento de la misma. El principal inconveniente en este caso es la ubicación geográfica y la falta de medidas en lo referente a precipitaciones, evapotranspiración, infiltración, etc. que serían necesarias para conformar el mencionado modelo hidrológico. Por este motivo toda esta tesis está centrada en la determinación de estos parámetros y otros más, mediante el empleo de lecturas que se realizan in situ (como lo es la generada por el limnigrafo que se encuentra en el cierre de la cuenca), y mediciones de la calidad del agua subterránea superficial, proveniente de precipitaciones nivas a las que se le realizan determinaciones de isótopos ambientales, deuterio y oxígeno 18. Además, se complementa este estudio, con un modelo digital de elevación (MDE), procesamiento de imágenes mediante SIG y herramientas de la hidroquímica.

2.2 Objeto de estudio

Como se describe en la introducción, el objeto de estudio es en particular la cuenca delimitada Figura 2.1 y Figura 2.2, en la península de Magallanes. Esta cuenca tiene la particularidad de estar enclavada en el borde de dos áreas ecológicas, como se detalla más adelante y que la hace interesante en su estudio desde el punto de vista hidrológico por el contraste de las características en lo referente a precipitaciones, suelo, vegetación etc.

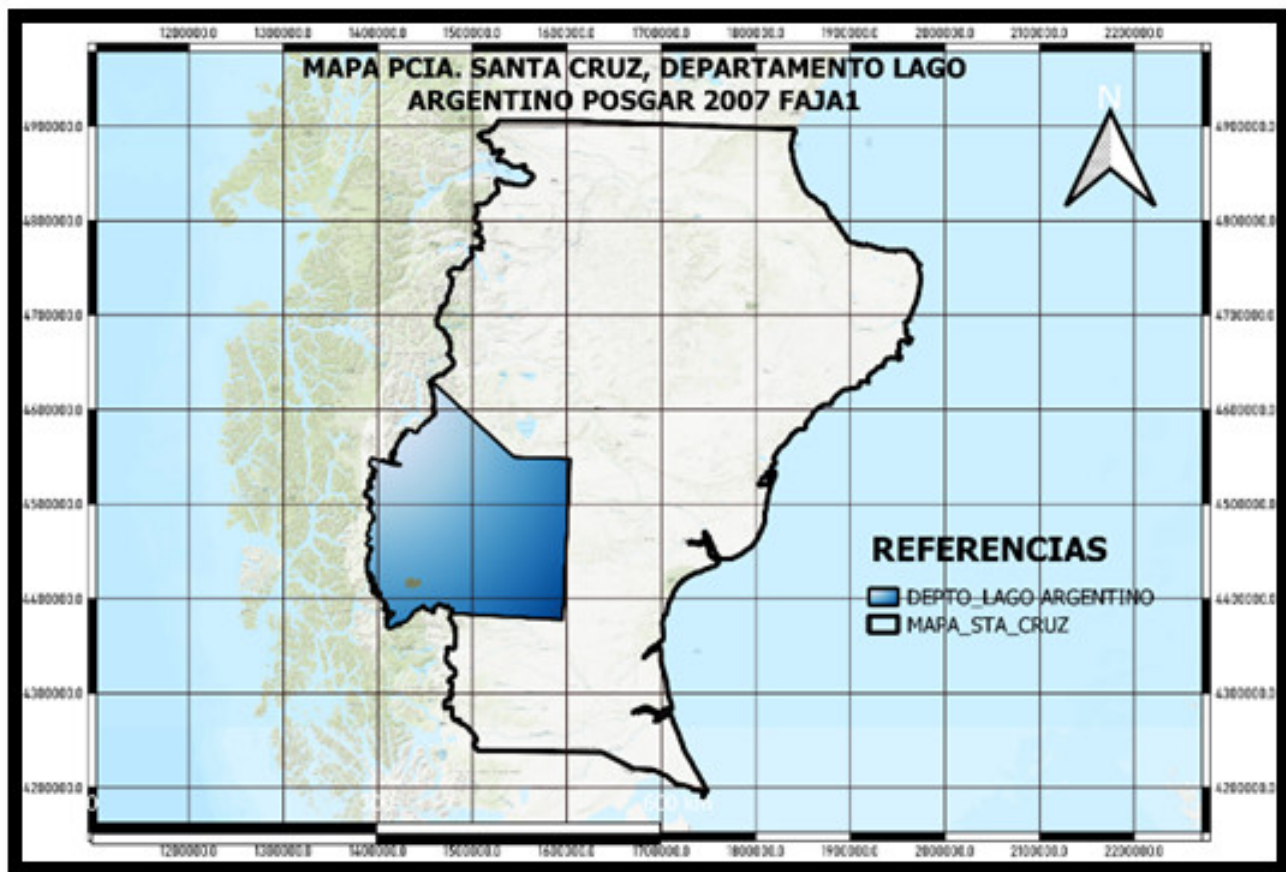


Figura 2.1: Departamento Lago Argentino.

En color azul claro el departamento Lago Argentino, y al SO, se puede observar el borde de la cuenca .

Su ubicación dentro de las áreas ecológicas descritas para la provincia, la sitúa en el límite entre el complejo andino y el pastizal subandino (Borelli y Oliva, 2001). Este hecho ya marca una diferencia fundamental en lo referente al tipo de vegetación, clima, etc., que existen entre estas dos áreas ecológicas Figura 2.3a y 2.3b, que quedan de manifiesto a simple vista como se observa en la Figura 2.4.

Por lo que se espera una franca diferencia entre estas dos áreas ecológicas y en particular, en lo relacionado a las precipitaciones. Esta variable de entrada al sistema (que por un lado determina el comportamiento del modelo hidrológico y por el otro, es el resultado de las características orográficas del complejo andino donde se enclava la península), Figura 2.4.

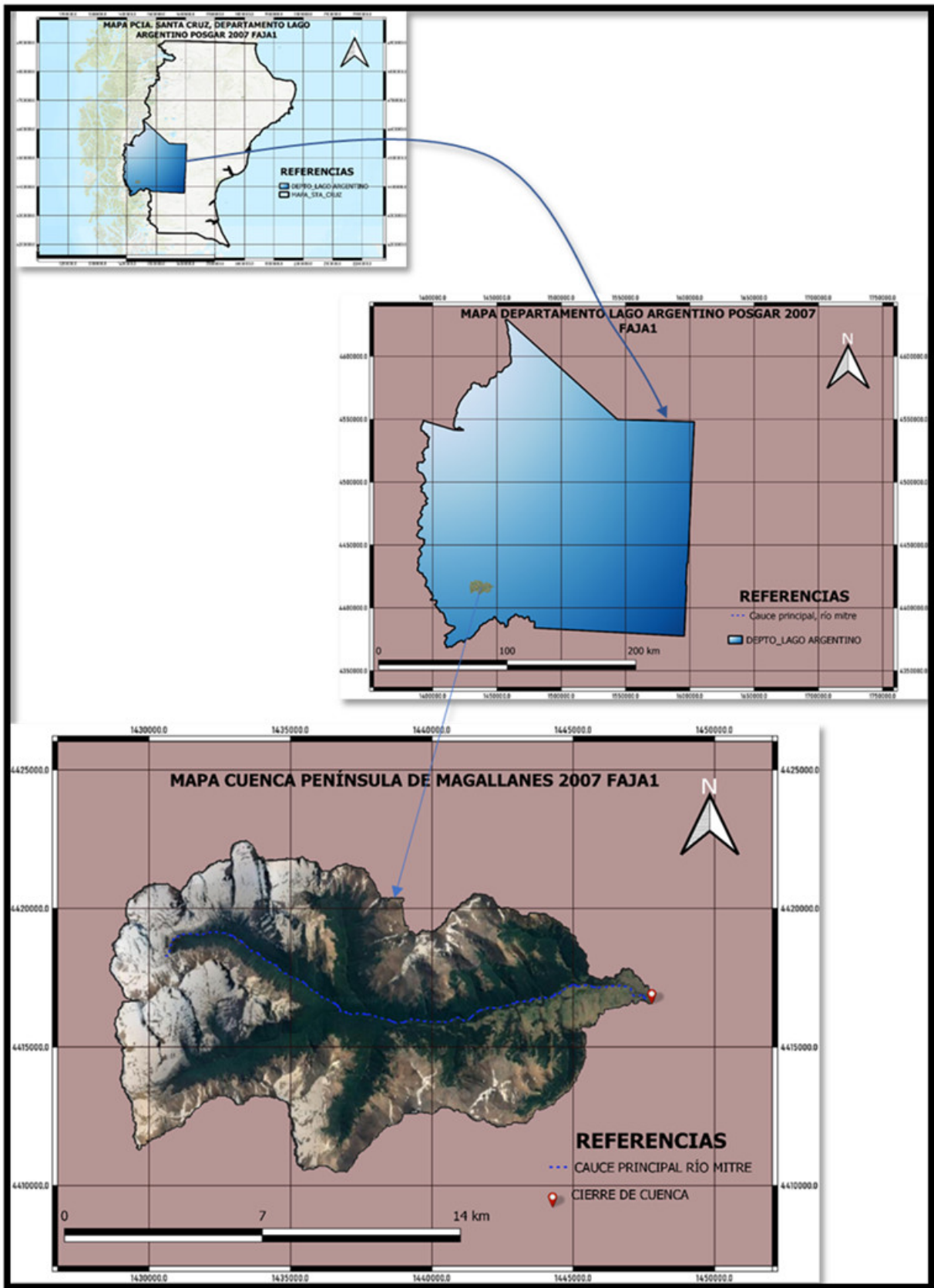


Figura 2.2: Detalle de ubicación de la cuenca en estudio.

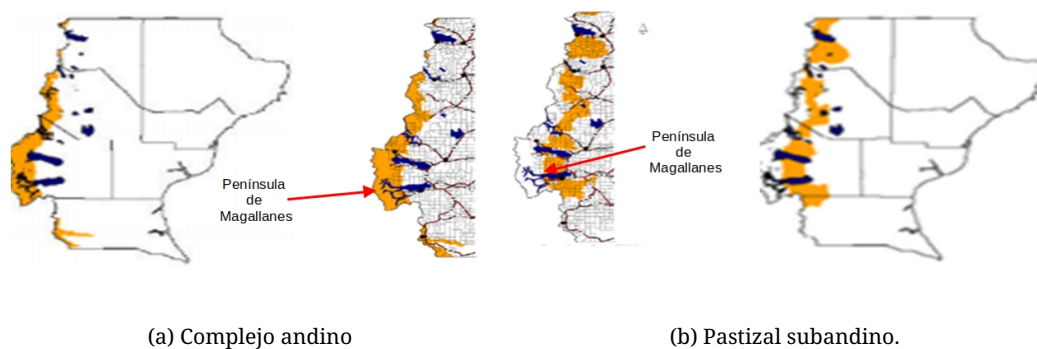


Figura 2.3: Complejo andino (a) y Pastizal subandino (b).
 Imágenes extraídas de (Borelli & Oliva, 2001) «*Ganadería ovina sustentable de la Patagonia Austral*», ediciones INTA.



Figura 2.4: Fotografía de áreas ecológicas, pastizal subandino y complejo andino. cuya vegetación dominante es el bosque de ñire (*Nothofagus antarctica*) y lenga (*Nothofagus pumilio*).

2.3 Recursos teóricos

El relevamiento en campo mediante drones, sensores remotos y la estimación de precipitaciones mediante un sistema apoyado en satélites y redes neuronales, son algunos de los avances que han permitido que se pueda abordar la hidrología desde otras perspectivas. Combinados, permiten establecer la caracterización de un área de forma más precisa utilizando ciertos métodos para la definición de parámetros que hace 20 o 30 años hubieran sido sólo un planteamiento teórico, ya sea por su complejidad o por su costo. Un ejemplo de esto podría ser el de determinar el tiempo de concentración (T_c) mediante el uso de isócronas. Probablemente hace 20 años hubiera demandado un trabajo considerable y seguramente la mejor opción hubiera sido el empleo de fórmulas empíricas. Hoy, con la disponibilidad de modelos digitales de elevación (MDE) y SIG, se puede establecer de forma relativamente simple la definición de isócronas que pueden complementar y ampliar a los T_c determinados mediante otros métodos. Las herramientas

provenientes de la hidroquímica como son los índices de saturación (IS) que proveen información sobre la capacidad del compuesto para estar en dilución o precipitar (dato importante en lo que respecta a la calidad del agua subterránea) también han contribuido al desarrollo del modelo propuesto. Estos índices (IS), por ejemplo, cuando se trabaja con agua subterránea, ayudan a definir el tipo de material del filtro al realizar una perforación para la extracción de agua, pero también, pueden servir como una medida complementaria para estimar, en el caso de agua saturada en ciertos iones debido a la interacción agua roca, un tiempo tentativo en el que ingresó esta agua, al acuífero. Los cálculos para determinar los IS hace 20 o 30 años eran extensos y muy tediosos lo que llevaba a que no fueran considerados como una rutina. Solían emplearse IS que solo suponían uno o dos compuestos (en general algún sulfato o carbonato) y esto sólo en los casos en los que se los consideraban, pues en muchas ocasiones solían obviarse por la relativa complejidad del cálculo o por falta de información en la calidad del agua. En la actualidad existen códigos muy robustos como el PHREEQC (<https://www.usgs.gov/software/phreeqc-version-3>) que posibilitan determinar estos índices (como el IS) y muchos más, para lo que sólo se necesita contar con la información de un análisis de agua tradicional que contenga fundamentalmente iones mayores, la entrada de datos se puede apreciar en (Parkhurst y. A., 2012) y un detalle de las ecuaciones empleadas para el cálculo en (Parkhurst C. , 1999). Este avance permite pensar en la utilización de la calidad del agua como un elemento más a considerar para complementar la información proveniente de caudales. Por ejemplo, en un análisis tradicional, el inicio de la recesión en un hidrograma se realiza observando la curva de agotamiento. Quizás la pregunta de importancia en este análisis podría ser: ¿a partir de qué momento considero la recesión? La respuesta a este interrogante puede ser; empleando ciertas ecuaciones matemáticas como las utilizadas en este trabajo y complementando el análisis de la curva con el cálculo del IS, hecho a partir de la variación de concentración estacional de las concentraciones de iones mayores en el agua superficial, que en principio son empleados en la observación de la calidad del agua. Esta herramienta proveniente de la hidroquímica puede servir para visualizar la recesión, cuando se la emplea en el estudio de la variación temporal. La variación de este (IS) en el tiempo, sirve para observar el momento aproximado en el que podría estar produciéndose esta recesión. Además, se le suma el empleo de isótopos estables de hidrógeno y oxígeno, cuyas determinaciones en laboratorio están basadas en las diferencias de masas entre los isótopos pesado y livianos (relación isotópica). contribuyendo a dar respuestas en la conformación de un modelo hidrológico. En la naturaleza estas diferencias de masas se manifiestan en lo que se denomina fraccionamiento y es esa particularidad de estos átomos la que se aprovecha para distinguir las partes de un hidrograma, o diferenciar distintos tipos de agua: superficial, subterránea, etc. Finalmente, el empleo de estas herramientas en su mayoría software libre combinadas con imágenes satelitales y MDE, ya sea en forma separada o todas integradas a un proceso de sistematización, posibilitan la caracterización de la cuenca permitiendo definir un modelo hidrológico para el área propuesta. La cuenca investigada en la Península de Magallanes, cuenta con una superficie cercana a los 139 Km². Su fácil acceso al cierre de la misma, en el período de verano y la presencia de un limnigrafo operado por la Secretaria de infraestructura y política hídrica de la nación, (SIPH), facilitan, relativamente, su estudio. La tesis pretende integrar todas las herramientas antes mencionadas (SIG, MDE etc.) y emplearlas de forma complementaria para, definir los parámetros morfométricos, definir la red de drenaje de la cuenca, realizar un análisis del hidrograma (mediante isótopos e hidroquímica de iones mayores), completar el análisis en la recesión (mediante un modelo matemático de la hidrología clásica que se puede aplicar a la curva de agotamiento como son las expresiones matemáticas de Boussinesq 1904 en (Custodio y Llamas, 1983). Para finalmente definir el modelo hidrológico

conceptual del sistema. La estimación de la variable de ingreso al sistema como lo es la precipitación, variable hidrológica de importancia, porque a partir de ella se pretende estimar otras, como la infiltración etc. presenta un doble problema en el área bajo estudio, por una parte la falta de información hidrológica debido a la baja densidad de pluviómetros en la zona, a esta falencia también se suma que en el borde oeste de toda la Argentina circunscripta por la cordillera de los Andes la topografía dificulta aún más el despliegue de estaciones destinadas a las mediciones meteorológicas, por ello una metodología que considere estas complicaciones desde lo operativo y de la falta de información como lo ha sido el sistema PERSIANN (Precipitation Estimation from Sattelite Information using Aritifical Neural Networks) se consideran adecuadas para sortear la problemática de la densidad de pluviómetros y de las dificultades relacionadas al acceso a los puntos de muestreo dependientes de la topografía. (CHRS_PERSIANN, 1997). Este sistema ha permitido el armado de un mapa de precipitación global a nivel mundial, con un retraso de 2 días (<https://chrsdata.eng.uci.edu/>, s.f.). La nueva versión del sistema PERSIANN de resolución fina, utiliza patrones para la clasificación de nubes y un sistema de estimación de lluvia basado en imágenes satelitales infrarrojas ha contribuido a sortear algunos problemas generados por la topografía ya que la resolución espacial de esta nueva versión PERSIANN-CSS (0.04° x 0.04°) (CHRS), (https://chrs.web.uci.edu/SP_activities01.php), resuelve, al menos en parte, la falta de densidad de pluviómetros y compensa el difícil acceso al punto de muestreo de precipitaciones níveas. Una descripción detallada de como funciona la red se puede observar en la página oficial de la Universidad de California (CHRS). A continuación, se rescata el principio básico de funcionamiento de la red neuronal (extraído de la página oficial, https://chrs.web.uci.edu/SP_approach.php#training). *“Las redes neuronales artificiales son hardware y / o software de computadora cuya arquitectura se basa en el cerebro. Contienen neuronas idealizadas llamadas nodos que están conectados entre sí en una determinada red. La estructura de ANN permite el "aprendizaje" inteligente mediante un "proceso de entrenamiento" automático.”* Lo que hace poderoso a este sistema es la permanente retroalimentación de la red neuronal que se entrena utilizando todas las estimaciones de precipitación basadas en microondas disponibles para cada día. Con estas consideraciones se delimita la investigación considerando los siguientes objetivos de la tesis, orientada básicamente a satisfacer una necesidad concreta, que es contribuir con el plan de manejo de la península por ello, tomando las palabras de (Sabino C. , 1992), es decir considerar que sus objetivos son externos, se espera que el gran aporte sea fuera del ámbito científico y más focalizada a su utilidad.

2.4 Delimitación de la investigación

2.4.1 Objetivo general

Caracterizar los procesos hidrológicos superficiales y subterráneos con métodos clásicos e incorporando técnicas isotópicas e hidroquímicas, en el marco de una gestión integrada de los recursos hídricos de un área natural protegida orientada a conservar el equilibrio ecológicos de los sistemas. Caso de aplicación cuenca de la Península de Magallanes.

2.4.2 Objetivos específicos

1. Determinar la precipitación del área mediante el empleo de imágenes satelitales en combinación con redes neuronales.

2. Comparar métodos en la determinación de la evapotranspiración, considerada como una de las variables de salida del sistema hidrológico.
3. Emplear SIG en la definición de parámetros morfométricos de la cuenca.
4. Caracterizar hidrogeoquímicamente la cuenca.
5. Definir la composición de isótopos estables, $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$, en los diferentes componentes del ciclo hidrológico: Precipitaciones, agua de deshielo, agua subterránea, y diferenciar mediante técnicas isotópicas el escurrimiento superficial del subterráneo.
6. Proponer un modelo hidrológico conceptual del sistema Península de Magallanes y analizar la interacción subterránea y superficial.

Capítulo 3

ESTADO DEL ARTE

3.1 Estado del arte

En este capítulo se pretende establecer un breve resumen de como abordan las distintas disciplinas el tema propuesto respecto a la caracterización y modelamiento hidrológico.

Un término que se ha empleado en este trabajo es el de *hidrología computacional*, dejando al lector la interpretación de la definición. Seguramente lo primero que se piensa es en la fusión de la hidrología combinada con herramientas de informática las que se le han ido acoplando en un inicio como un auxiliar para cálculos (complejos y tediosos), hasta convertirse, en una ciencia en sí misma. Rastrear el inicio de este nuevo enfoque en el abordaje de la hidrología, escapa a este trabajo. Un análisis histórico detallado se puede leer en el libro *hidrología computacional* de Victor Olaya. (Ferrero, 2004).

La forma de abordar la elaboración de un modelo hidrológico, se toma de la propuesta metodológica seguida por el autor previamente mencionado, Figura 3.1.

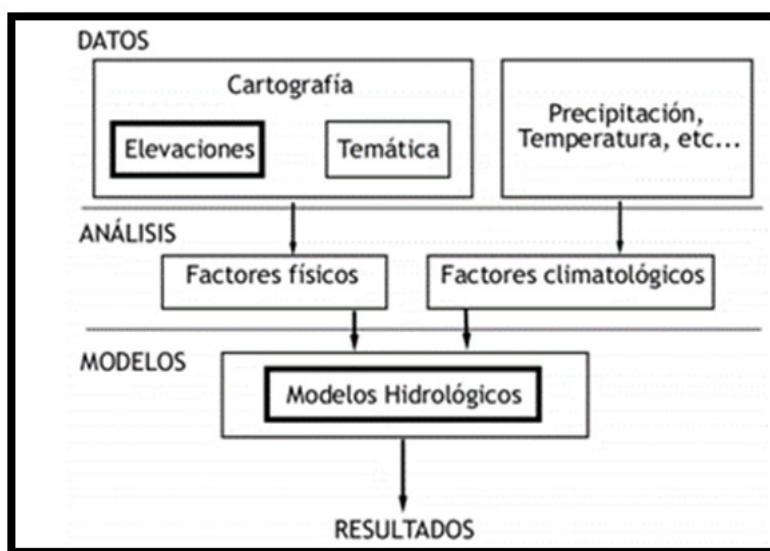


Figura 3.1: Esquema que describe en forma sintética la secuencia seguida para la obtención de los parámetros morfométricos y otros índices de interés. Imagen extraída (Ferrero, 2004).

Con el empleo masificado de los SIG y los MDE surgen sus usos que, dependiendo del área en que lo apliquemos (múltiples, por cierto) podemos vincularlos a la salud, seguridad o al manejo

de recursos naturales. También se los ha fusionado a ciertos softwares como el HEC_RAS. (Bruner, 2016) o el HEC_HMS (Mike, y otros, 2022) que son aplicaciones con componentes SIG. Estas herramientas vinculadas a la hidrología han permitido que se pueda desarrollar por ejemplo un mallado de tipo raster del terreno bajo análisis, que posibilita estudiar grandes áreas con relativa rapidez y profundidad dependiendo de las resoluciones de las imágenes o modelos tratados. Por ello si contamos con una malla raster con información en lo referente a precipitaciones que tenga una resolución espacial por ejemplo de 4 Km x 4 Km, como PERSIANN CCS, (CHRS), servirá para modelizar sobre el área considerada, en este caso Península de Magallanes. Complementando a esto, en un enfoque más convencional o tradicional está la colocación de pluviógrafos en el área. Como se describió oportunamente, esta metodología, la de determinar las precipitaciones mediante pluviógrafos, tiene el inconveniente principal de establecer una densidad adecuada de estos, para definir la precipitación en el área. Por lo tanto, podría ser (y de hecho lo es) impracticable. Este trabajo no está centrado en mostrar las virtudes y defectos de cada una de estas metodologías (pluviografos imágenes raster), sino en que se ha valorado como la mejor metodología debido a los aspectos antes considerados para la estimación de las precipitaciones mediante un método basado en el mallado del terreno mediante rasters, en virtud de que si se hubiera empleado otro método no hubiera sido posible llevar a la práctica esta tesis. La importancia del empleo de los MDE, es el equivalente cartográfico a un mapa de curvas de nivel (Ferrero V. O., 2014), empleado habitualmente para el análisis de pendientes o para definir las características hidrológicas del área bajo estudio. Hoy el registro de la realidad física mediante curvas de nivel, se sustituye ahora por los, modelos digitales del terreno, (MDT). (Ferrero, 2004). Estos MDE permiten no solo el armado de curvas de nivel como se hacía y se hace en la actualidad, sino que además cuentan con información numérica que pueden servir para el análisis de humedad, cálculos de pendientes etc., parámetros que son de importancia en un análisis hidrológico (Ferrero V. O., 2004). Otro punto considerado también de importancia es el vinculado a la interacción agua-roca. Se observa que la pendiente pronunciada del curso del río determina la velocidad de salida y con esto, el tiempo de concentración. Estas consideraciones se las ha vinculado con la concentración de iones mayores y con ello su IS. Esta asociación es importante porque nos permite relacionar el aumento de caudal con el correspondiente aumento de velocidad y la saturación de iones como calcio, magnesio, sulfatos carbonatos, etc. La variación de los IS es posible relacionarla con el aumento de caudales y emplearla como una herramienta complementaria en la construcción del modelo propuesto. Existe una recopilación extensa de trabajos que describen situaciones como las planteadas aquí, que pueden ser consultadas en (Appelo y Postma, 2005). Un ejemplo de la relación existente entre el material del acuífero y el tipo de agua se puede apreciar en un trabajo de balance de masas en Sierra Nevada (USA). Este trabajo que fue realizado por Garrels y Mackenzie (1967) en (Appelo y Postma, 2005), vincula la hidroquímica del agua con el material granítico del acuífero, en cuyos resultados obtenidos luego de la modelización, se pueden apreciar la capacidad predictiva del PHREEQC en un balance de masas contrastando las concentraciones calculadas en el agua por este software, con los resultados obtenidos de análisis físico químicos del agua proveniente de la meteorización de varios silicatos que eran parte del material granítico del acuífero, como plagioclasas, biotita etc. (Appelo y Postma, 2004). Algunos minerales como el yeso y la halita reaccionan muy rápidamente con el agua del acuífero (Appelo y Postma, 2004) y alcanzan el equilibrio en un tiempo relativamente corto cuando se compara con el tiempo de residencia del agua en el acuífero. Otros, en general los silicatos, reaccionan más lentamente. Muchas veces el equilibrio nunca se alcanza y a esto se suma que, en el caso del agua de la zona bajo estudio, está a temperaturas relativamente bajas que lentifica la cinética de la reacción (Appelo y Postma,

2004). La manera en la cual la velocidad de reacción varía con la concentración, está definida por el orden de la reacción que es un valor que se encuentra experimentalmente (Chang R. , 1997). Se puede ampliar este y otros conceptos en bibliografía específica pues el desarrollo teórico de este conocimiento escapa a los objetivos de este trabajo. Sin embargo, se emplean estos conceptos para relacionar esta dinámica entre el agua, la roca y la temperatura con los caudales en el análisis del hidrograma. En el análisis de isótopos ambientales, se ha empleado la teoría concerniente a los sistemas de baja temperatura, es decir menor a 90°. La bibliografía empleada (Mook W. G., 2000), (Mook W. , 2002) (versión en español), (Kendall y McDonnell, 1998) y otros autores, han aportado la base teórica para el desarrollo del capítulo referido a este tema. En estas bibliografías se pueden apreciar las técnicas y las consideraciones teóricas, que son de uso común para la separación de las partes que conforman el hidrograma. Se pueden observar también, ejemplos en los que están involucrados el almacenamiento temporal de la precipitación en forma de nieve (y el posterior deshielo) como sucede en los ambientes alpinos provocando variaciones en las concentraciones isotópicas como resultado del cambio de fase, similar al área de estudio. Se pueden encontrar en los trabajos de Buhl et al 1991, en (Mook W. G., 2000), un desarrollo de la dinámica en este ambiente del río Rhin y sus afluentes. Por otra parte, existen numerosos antecedentes de la aplicación de isótopos estables para el estudio de ambientes criogénicos en los sectores andinos de Argentina y Chile como (Moser, 1972), (Moser y Stichler, 1975), (Crespo, 2020), (Ohlanders,2013), (Rodríguez, 2016), (Panarello y Dapeña, 1996), (Rodríguez, 2014), (Sileo, 2020). A nivel mundial se pueden citar trabajos como a sido la separación de los hidrogramas de tormenta utilizando trazadores de isótopos estables que se remontan a finales de la década de 1960. Estos estudios marcaron el comienzo de un cambio de paradigma en la forma en que los hidrólogos conceptualizaron la generación de escorrentía. (Klaus y McDonnell, 2013). Según estos autores aún existen problemas bajo el supuesto de que "el agua mantiene una firma isotópica constante en el espacio y el tiempo,". Y añaden que esto es especialmente cierto en cuencas de captación grandes y con topografía compleja. (Klaus y McDonnell , 2013). Una profundización en los avances desde 1994 a la fecha se puede encontrar en este texto. Otros trabajos, como el realizado en la India, en donde estudiaron la contribución isotópica del agua subterránea al río Ganges, para ello emplearon el oxígeno-18, y en el que se concluye que existe enriquecimiento del río durante los meses sin monzón. (Navada y Rao, 1991). A nivel nacional se pueden citar distintos investigadores que han empleado estas técnicas para evaluar, por ejemplo, contaminantes procedentes de lixiviados de residuos en la ciudad de Mar del Plata, estudiar acuíferos como el que se realizó en la provincia de La Pampa, orientada a la caracterización hidroquímicamente e isotópicamente en donde se demostró que las existencias de zonas enriquecidas isotópicamente se corresponden a la descarga del acuífero. (Ceballo, et al, 2012). La contaminación de acuíferos en Mendoza es otro ejemplo de aplicación de isótopos, la investigación les permitió corroborar que el origen de esta contaminación proviene de excretas humanas y/o animales empleando $\delta^{18}O$ y ^{15}N . (Álvarez, et al, 2011). Y a un nivel provincial, en la provincia de Santa Cruz, también se realizaron algunas investigaciones, en particular en la Laguna Potrok Aike y Laguna Azul, destinados al análisis de la variabilidad en la composición isotópica, en este estudio se demostró una gran variabilidad en la composición, que se explica, al menos en parte, por las diferentes vías de las masas de aire que traen la lluvia, se demostró que las masas de aire que provienen de las direcciones sur y oeste en general tienen valores de composición isotópica significativamente más empobrecidos que las lluvias de las direcciones norte y este . (Mayr, et al, 2006) Todas estas aplicaciones de las técnicas isotópicas y otras más, sirvieron de inspiración para el análisis local.

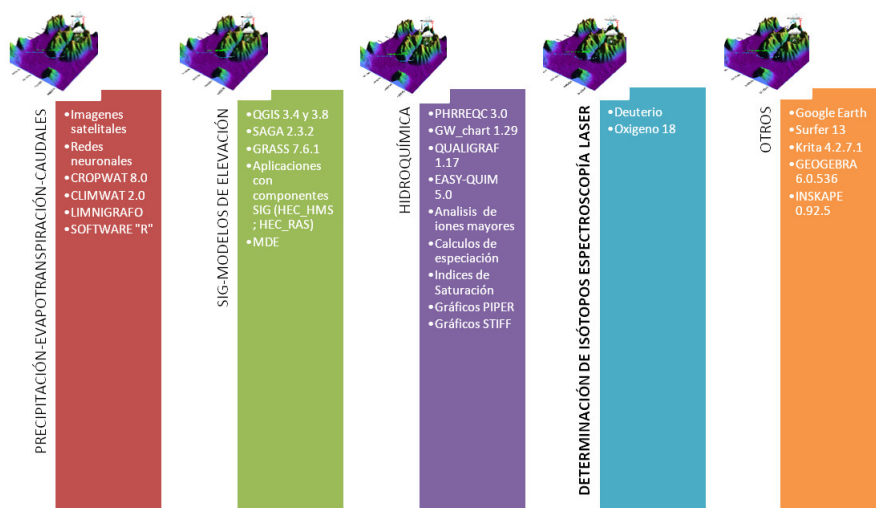
Capítulo 4

METODOLOGÍA

4.1 Metodología

En este capítulo se establece la hoja de ruta seguida en la investigación. Se considera para ello la definición de método en (Sabino, 1992), que lo define como el “*Modelo lógico que se sigue en la investigación científica*”. Con esto se construye el principal objetivo en el desarrollo del presente capítulo, que es el de posicionar al lector en la visualización del modelo seguido, para apreciar cómo ha sido la integración lógica de las distintas disciplinas y de esta forma arribar a las conclusiones de la tesis.

“La investigación es un proceso creativo, plagado de dificultades imprevistas y de asechanzas paradójicas, de prejuicios invisibles y de obstáculos de todo tipo. Por ello, la única manera de abordar el problema del método científico, en un sentido general, es buscar los criterios comunes las orientaciones epistemológicas de fondo que guían los trabajos de investigación” (Sabino, 1992).



El problema bajo estudio, se abordará con una variedad de software, como los referenciados arriba. Respecto a las técnicas empleadas, es muy probable que no surgieron para dar respuesta a un problema de tipo hidrológico, aunque su uso se ha masificado tanto en la resolución de distintos problemas que discutir el motivo de su inicio se considera irrelevante. Este el caso

de los SIG, desarrollado por Roger Tomlinson a principios de los 60 (Ferrero V. O., 2014), con el propósito de manejar datos del inventario geográfico canadiense. Pero hoy es una herramienta fundamental para el proceso de imágenes y el tratamiento de los MDE, que ha permitido abordar la hidrología desde una perspectiva moderna. Los recursos empleados expuestos en el esquema de arriba, han contribuido en la integración del armado del modelo hidrológico, en un esfuerzo por describir un esquema lógico de los pasos seguidos. Se puede partir de la Figura 3 1, en la que se inicia con datos que son extraídos de sensores remotos en los casos de imágenes satelitales o modelos digitales de elevación además de otros datos que provienen de lecturas directas en la regla del limnigrafo o bien de los resultados de análisis de isótopos y físico químicos. Dependiendo del tipo de dato a procesar se emplearon distintos softwares. En modo sintético se puede decir que todo se inicia con un MDE. Estos cuentan con información numérica de vital importancia para el desarrollo de un estudio hidrológico. Como se expresó más arriba, estos MDE son los que han reemplazado a los mapas de curvas de nivel habituales en la cartografía clásica. Cuentan con información en 3 dimensiones, la espacial (x,y) y la vinculada a las elevación (z). La naturaleza matricial de esta información, justamente la definición de Burrough 1998 en (Ferrero V. O., 2004), “ *...Un MDT, es una representación matricial regular de la variación continua del relieve en el espacio..* ” , los hace susceptibles de procesarlos mediante los SIG o aplicaciones con componentes SIG. Este hecho admite tratar a esta matriz de datos con un formato de tipo raster, con todas las herramientas con las que cuenta un SIG para procesar la información matricial del raster empleado. En este punto es importante resaltar la importancia de la resolución espacial del MDE empleado, considerando que una buena resolución con fines hidrológicos oscila entre 10 y 50 m (Ferrero V. O., 2004). En este trabajo se emplea un MDE cuya resolución está en los 30 m (se amplía más adelante). Con esta resolución es viable definir redes de drenaje, parámetros morfológicos o bien analizar pendientes, definir cuencas etc. En virtud de la importancia manifiesta del MDE para la extracción de parámetros hidrológicos, para ello primero es necesario (antes del empleo) corregir el MDE como por ejemplo el llenado de depresiones a los efectos de ajustar la malla de direcciones de flujo y disminuir de esta forma los errores en el cálculo de parámetros vinculados a este. Las aplicaciones con componentes SIG como el HEC-HMS o el HEC RAS, en particular este último, se emplearon para la determinación de las velocidades en los distintos tramos del MDE, esto con el fin de poder armar el mapa de isócronas y especificar el tiempo de concentración (T_c) de la cuenca. Este software combinado con un script de QGIS (Q-RAS) (Pierluigi D. R., 2015), permitieron establecer las transectas de corte en el cauce del río Mitre y con esto definir las velocidades, determinadas en los cortes, empleando el software QRAS. Las imágenes raster también estuvieron presentes en la elaboración de la definición de las precipitaciones (CHRS) en el área. Estas imágenes al igual que el resto, se procesaron por medio de los SIG expuestos en el resumen de arriba. Con el uso de la calculadora raster, propia del mismo software (QGIS), se pudieron determinar no solo los promedios de precipitaciones anuales sino también el cálculo de evapotranspiración en el área, un mayor detalle de esto se describe más adelante. Sabemos que, el agua subterránea que fluye es un mecanismo importante para el transporte de productos químicos desde las rocas enterradas hasta el medio ambiente accesible. (Konikow y Glynn, 2013). Por ello el agua muestreada y analizadas de las fuentes, río, nieve y agua subterránea, son modelizadas mediante PHREEQC, una herramienta fundamental que toma toda la información proveniente de los análisis físico químicos. Este es un programa de computación escrito en lenguaje C que ha sido diseñado para cálculos hidroquímicos. Emplea para el cálculo del coeficiente de actividad (fundamental para los cálculos de los índices de saturación IS), la ecuación de Davis o la ecuación extendida Debye – Hückel. Así mismo se utilizó la base de datos por defecto de phreeqc.dat. La estimación de los índices de saturación (IS) y el cálculo de

especiación se realizan también, empleando este software. Otros softwares para la construcción de gráficos con el propósito de caracterizar hidroquímicamente el agua es el GW_Chart v1.30 (Winston, 2020), QUALIGRAF 1.17 y EASY-QUIM 5.0. El primero, desarrollado por el Servicio Geológico de Estado Unidos USGS siglas en inglés, es un programa para la construcción de gráficos especializados en el estudio de aguas subterráneas, con el que se confecciono el gráfico de PIPER. El segundo software mencionado fue desarrollado por la fundación FUNCEME (Fundação Cearense de Meteorología e Recursos Hídricos) y empleado para la construcción de gráficos STIFF y finalmente con el tercer software empleado, se construye el diagrama de Shöeller-Berkaloff, importante en el análisis de la evolución espacial y temporal. En lo referente a la variable hidrológica precipitación se utilizan las imágenes generadas por PERSSIAN-CCS, (CHRS), accediendo a ellas a través del portal de datos de la Universidad de California (UCI) mediante su Centro de Hidrometeorología y Sensores Remotos (CHRS por sus siglas en ingles). Desde ese portal se puede ingresar a las imágenes de precipitación con una resolución espacial de 4 Km x 4 Km. La imagen de precipitación suministrada por dicho centro se produce con datos que surgen de la interacción de sensores remotos y redes neuronales que en conjunto constituyen el sistema denominado PERSIANN. (CHRS_PERSIANN, 1997) Respecto a la evapotranspiración esta también se determinó empleando imágenes satelitales que fueron procesadas mediante la calculadora de raster de QGIS 3.8 y por otra parte se determinó la ETo mediante CROPWAT 8.0 (FAO), (Allen, 1998), tomando la información climatológica necesaria desde la base de datos de CLIMWAT 2.0. (Grieser, Jürgen, 2006) La determinación de los estadísticos empleados y la regresión no lineal se realiza mediante el software “R”, empleando el paquete MINPACK. En referencia a los análisis físico químicos e isotópicos se emplearon técnicas estándar y en particular los isótopos ambientales (deuterio y oxígeno 18) .Las muestras fueron analizadas en el laboratorio de hidrogeoquímica e hidrología isotópica del Grupo de hidrogeología de la UNMdP, mediante la técnica de espectroscopia laser, utilizando un instrumento Los Gatos Research LIWA-45-EP Todos los resultados son expresados en δ , definido como: $\delta = 1000 (R_s - R_p) / R_p \text{‰}$, donde δ = desviación isotópica en ‰; s = muestra; p = referencia internacional; R = relación isotópica (2H/1H, 18O/16O). La referencia utilizada fue la Vienna Standar Mean Ocean Water (V-SMOW) (Gonfiantini, 1978) y las incertidumbres fueron de $\pm 0.2 \text{‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$ y de $\pm 1 \text{‰}$ para $\delta^2\text{H}$. Finalmente, para la construcción de la curva HQ se empleó el software GEOGEBRA y “R”. La base de datos empleada fué suministrada por el Sistema Nacional de Información Hídrica (SNIH), dependiente del SIPH, (Secretaria de Infraestructura y Política Hídrica de la Nación). La información se extrae del limnigrafo en el cierre de la cuenca del río Mitre, estación 2822-RP_11.

Capítulo 5

CARACTERÍSTICAS DE LA ZONA

5.1 Breve descripción del suelo y la geología de la península

El capítulo 5 referido a una descripción de las características del suelo y una descripción somera de la geología.

5.2 Características de la zona

La Península de Magallanes está ubicada en el departamento Lago Argentino al SO de la provincia de Santa Cruz, Figura 2.1, Figura 2.2. Se puede apreciar el borde del departamento Lago Argentino donde se ubica la península, cuyo centro de la cuenca presenta las siguientes coordenadas: -50.399097° Latitud Sur y -72.875872° Longitud Oeste. La precipitación media estimada es de 1757 mm anuales, con vientos predominantes del Oeste a una velocidad media anual de 7.2 m/s y una temperatura media anual de 4,8 °C. Si bien algunas instituciones o individuos, en forma aislada, podrían haber determinado algunas características climáticas en la zona, no se conocen publicaciones respecto a estas, como tampoco se conocen descripciones del sistema hidrológico de la Península de Magallanes. En virtud de ello es que se decide definir y documentar debidamente todas las condiciones climáticas, así como la caracterización del sistema hidrológico, que por las pendientes observadas in situ se lo puede definir a priori como un sistema hidrológico típico (SHT) (Orsolini et al, 2005) el cuál se determinará fehacientemente con el estudio propuesto.

5.3 Unidad de paisaje

El INTA Santa Cruz, con el objetivo de definir grandes unidades de paisaje en la provincia, emplea imágenes satelitales Landsat TM, con una resolución 100 x 100 m. A partir de estas, la institución elabora las unidades de paisajes reconociéndolas como áreas homogéneas. Se elaboraron mapas en donde se identifican estas áreas, Figura 5 1, y donde se puede distinguir en un color naranja la unidad de paisaje definida como “Valles Intermontanos y Cordones Rocosos” (Borelli y Oliva, 2001), que correspondería a la unidad en la que se encuentra la península de Magallanes (Zona de Estudio). A continuación, se rescatan algunos puntos que se consideran de interés

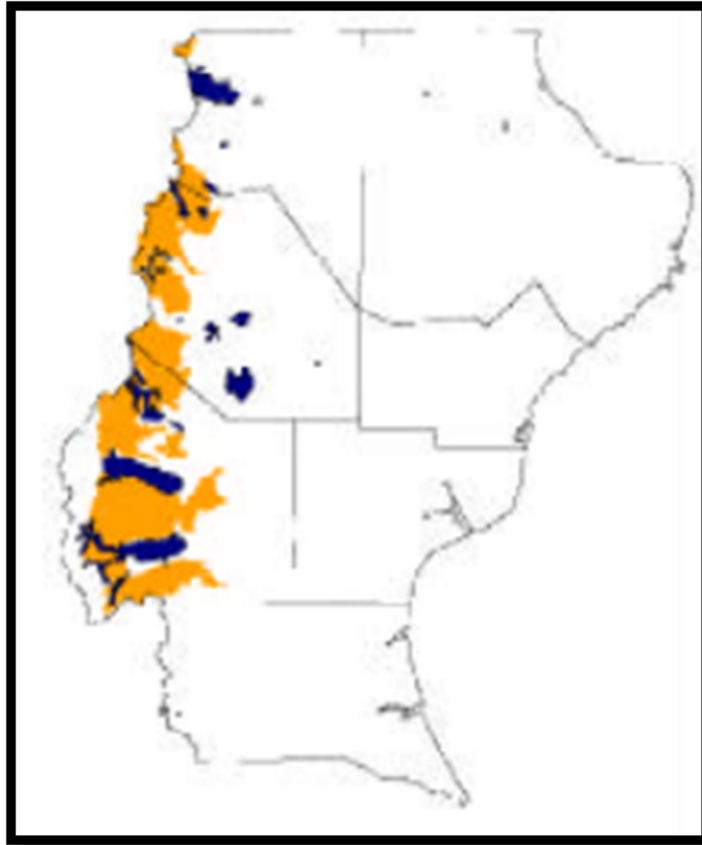


Figura 5.1: Valles Intermontanos y Cordones Rocosos.

Borelli y Oliva, 2001

En el borde oeste se desarrolla la unidad de paisaje, “Valles Intermontanos y Cordones Rocosos”, que se extiende por el borde oeste en la provincia, hasta alcanzar en el norte el límite con la provincia de Chubut, mientras que al sur su límite está vinculado, prácticamente con el borde del departamento, Lago Argentino. Allí se puede observar, en el extremo SO, la península de Magallanes (imagen extraída de (Borelli y Oliva, 2001).

Según se describe, las geoformas se agrupan en virtud que conforman una unidad con una superficie de 1.942.372 Ha.

En otro párrafo se detalla a esta unidad como sigue

“En estas zonas es característica la forma de los valles en V, en ocasiones con valles colgantes...Las corrientes de agua en esta región no transportan la carga usual, si bien permanecen con agua gran parte del año, el mayor caudal lo adquieren en época de deshielo.”

Respecto a la geología se describe

“Se encuentra constituida principalmente por rocas volcánicas del jurásico medio – superior, rocas sedimentarias marinas provenientes de intrusiones del Pacífico hasta el terciario inferior. Estos materiales luego han sido modelados por la acción erosiva de los glaciares” (Borelli y Oliva, 2001).

5.4 Suelos

Se adopta como información de base los mapas de suelo elaborado por en Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), (Panigatti, 2010). A partir de esta base, se construye un mapa considerando la cartografía de suelos presentada por este autor: se corta el archivo shape empleando como máscara el borde de la Cuenca. Con esto queda determinado un nuevo mapa de suelo a nivel local, Figura 5.2, Figura 5.3, en el que se puede apreciar que gran parte de la zona estaría cubierta por suelos del orden molisol, mientras que los inceptisoles se encontrarían en el cierre de la cuenca. Los tres órdenes encontrados descriptos, desde el oeste con dirección este, son:

1. Molisoles
2. Entisoles
3. Inceptisoles

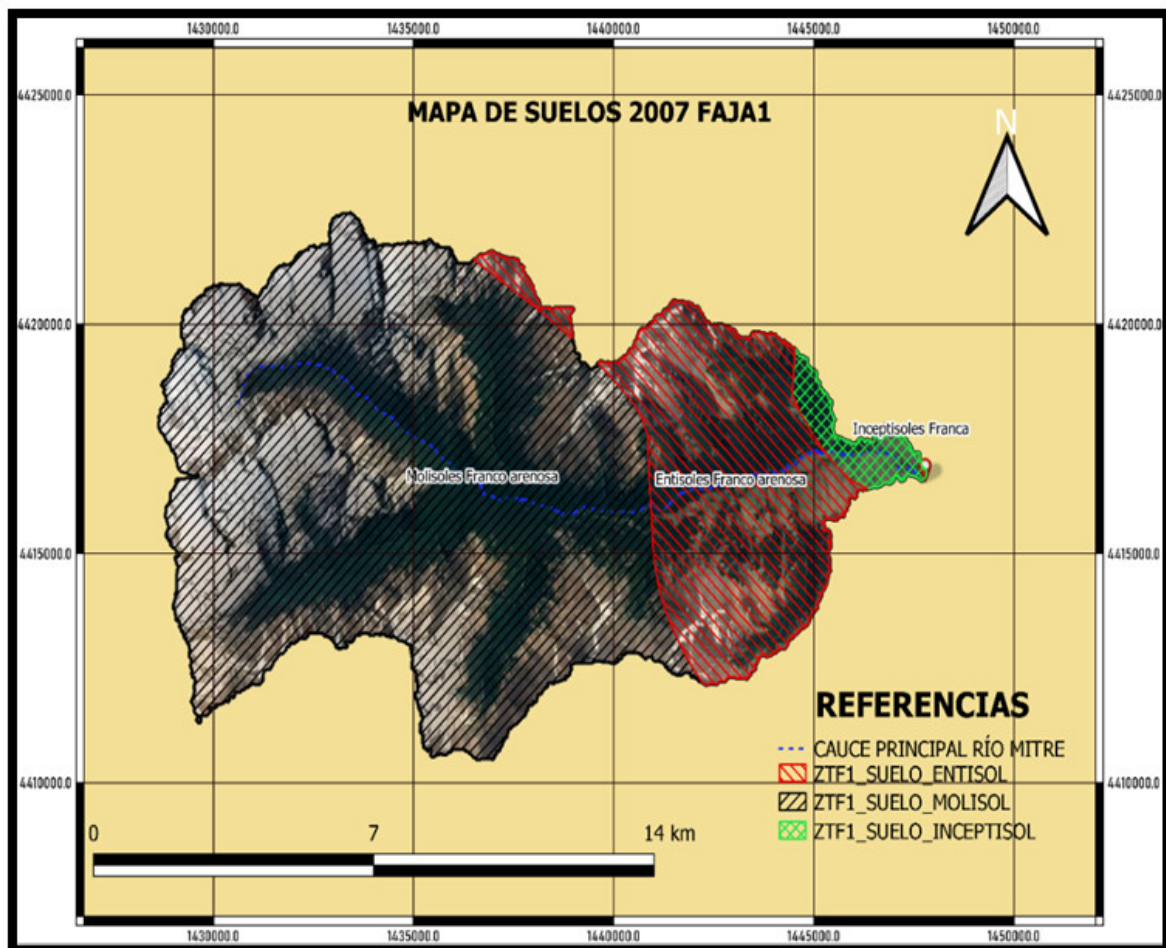


Figura 5.2: Mapa de suelos.

Se observan los distintos órdenes de suelos, molisoles al oeste de la cuenca, en el centro los entisoles y los inceptisoles en el borde este de la cuenca, las texturas que se definieron, fueron desde franco arenosa a franca en los inceptisoles.

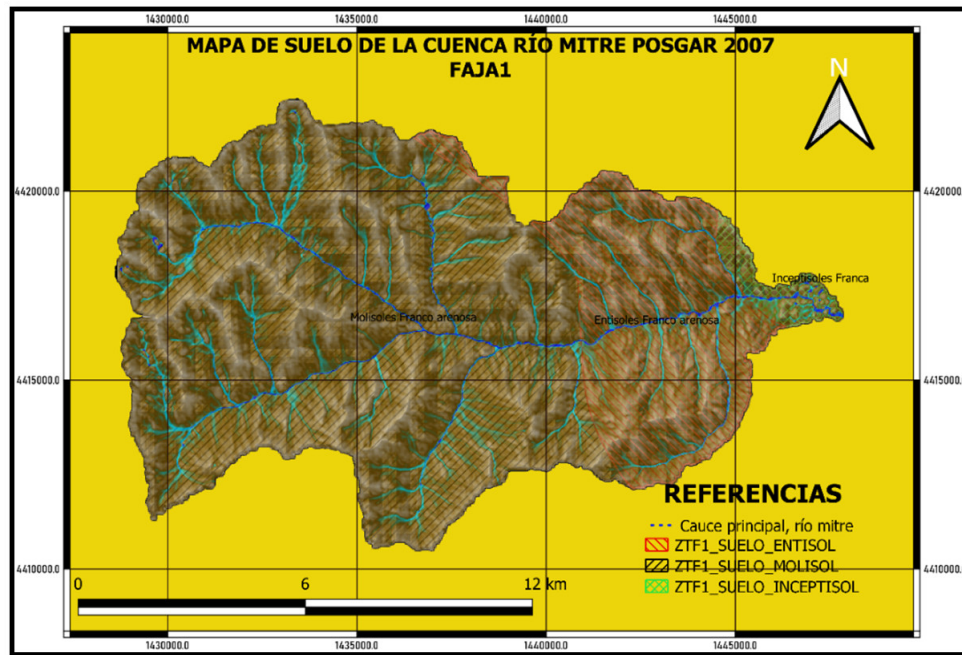


Figura 5.3: Mapa de suelos y red de drenaje.
La red de drenaje es cubierta mayoritariamente por el tipo molisol franco arenosa.

5.5 Geología cuenca península de Magallanes, Santa Cruz.

La cuenca del río Mitre se encuentra en la provincia Geológica Cordillera Austral Patagónica (Riccardi y Rolleri, 1980). La misma se extiende desde la región del lago Nahuel Huapi (41°S) hasta el estrecho de Magallanes (53°S). Tiene una orientación general norte-sur, alcanzando a la altura del lago Argentino, un ancho de 50 a 60 km y una altura promedio de 2000-2500 m.

La cuenca Patagónica Austral es una unidad integrada mayoritariamente por un núcleo de rocas paleozoicas al que se superponen rocas volcánicas, sedimentarias y metasedimentarias del Jurásico, Cretácico y Cenozoico, con la intrusión de cuerpos ígneos de edad meso-cenozoica.

Ramos(1999), divide a esta cuenca en dos tramos: Norte y Sur por su diferente comportamiento e historia geológica. El área de estudio de esta Tesis se incluye en el segmento sur, que corresponde a la zona situada al sur del lago Buenos Aires. La misma se caracteriza por una topografía más elevada que el segmento norte, en donde sobresalen los cerros de naturaleza granítica: San-Lorenzo, Fitz Roy, Murallón, Stokes y las Torres del Paine.

La zona del lago Argentino fue descrita geológicamente por (Furque, 1973). Las rocas más antiguas que conforman el basamento son de edad Jurásica correspondientes a las formaciones Spring Hill, Zapata y Complejo El Quemado. El Complejo El Quemado es una unidad compuesta por rocas volcánicas y piroclásticas que afloran en la margen noroccidental del Lago Argentino, donde están compuestas por pórfidos de colores rojizos, verdosos y blanquecinos. Su edad es Jurásica media a superior. Por encima de estas rocas se superponen areniscas de edad Jurásico Superior que se conocen como formación Springhill.

En el lago Argentino se reconocen sus afloramientos en su margen septentrional, en el arroyo de las Hayas o los Caballos. Son areniscas de grano grueso cementadas de colores gris claro a castaño amarillento. Su composición mineralógica indica que predominan los fragmentos de cuarzo del 65 % al 95 %, con feldespatos, magnetitas, micas y zircón como accesorios. Por encima del Complejo El Quemado y de la Fm. Springhill se disponen pelitas marinas del Cretácico Inferior

que constituyen la Fm. Zapata.

Estas pelitas se intercalan con rocas volcánicas sobre los bordes de la cuenca. Particularmente en la zona del lago Argentino estas rocas alcanzan los 1000 m de espesor y son pelitas duras de color negro. En las inmediaciones del lago Argentino aflora una potente sucesión de hasta 350 m de potencia, de rocas pelíticas que presentan alternancia con samitas de grano fino, con características de turbiditas que han sido denominadas Formación cerro Toro. Estas rocas presentan estructuras sedimentarias como ondulitas, laminación entrecruzada y convoluta. Su edad podría corresponder al Cretácico Superior. Se superpone a ésta la Formación La Anita, que son arenas de colores claros, muy bien expuestos en la margen austral del lago Argentino. Está integrada por areniscas finas a conglomerádicas macizas de color blanquecino, gris verdoso y pardo amarillento. La Formación la Anita es reemplazada hacia el norte por la Formación Pari Aike. La secuencia del mesozoico finaliza en la zona de la cuenca en estudio, con la Formación Man Aike, que está formada por areniscas amarillentas y verdosas de grano mediano a grueso con escasa laminación. Hacia el sur del lago Argentino presenta intercalaciones arcillosas y limolíticas. Un detallado análisis de esta formación en la zona de estudio fue realizado por (Marenssi, et al, 2002). Su edad ha sido asignada al Maastrichtiano (Cretácico Superior)-Paleoceno (Terciario Inferior). Un esquema de la estratigrafía del Cretácico en la cuenca se puede observar en la Figura 5.4.

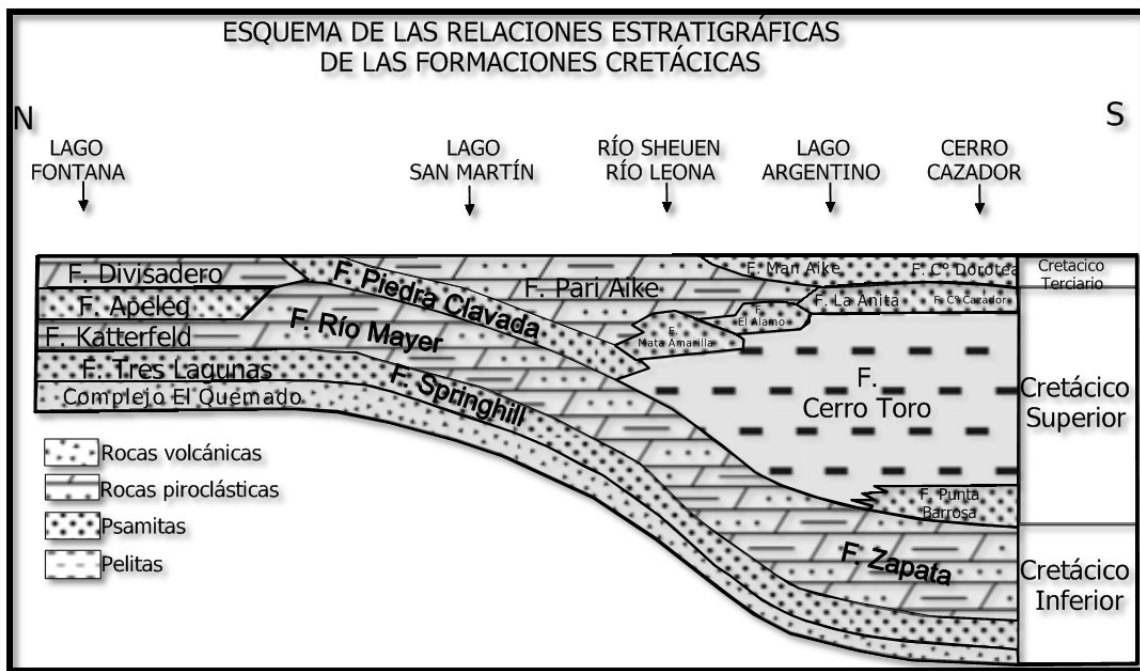


Figura 5.4: Relaciones estratigráficas.
Tomada de Riccardi y Rolelri 1980.

El Cenozoico incluye por sobre la Formación Man Aike a las sedimentitas de la Formación Río Turbio, de origen continental, compuesta por areniscas de grano grueso, verdosas hasta azuladas compactas, con intercalaciones de arcilitas y calcáreas, y en la parte superior estratos de tobas y mantos de carbón. La Formación Río Turbio (areniscas y pelitas marinas litorales del Eoceno medio a Eoceno superior bajo con mantos de carbón en explotación) ha sido subdividida bioestratigráficamente mediante microfósiles. Es cubierta en manifiesta discordancia por los conglomerados fluviales de la Formación Río Guillermo (Eoceno superior) y, más arriba, por las pelitas y psamitas continentales de la Formación Río Leona (Eoceno cuspidal a Oligoceno

inferior). Continúan las areniscas marinas someras de la Formación Centinela (Mioceno inferior) que son sucedidas en leve discordancia por sedimentitas y piroclastitas continentales de la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior cuspidal-Medio basal), que se compone de tobas cineríticas, areniscas de colores variables de blanco a gris, terminando en un conglomerado grueso (Malumián, et al, 2000). En la zona del lago Argentino alcanza un espesor de 430 m. Al Pleistoceno y Holoceno se asignan depósitos glaciarios, fluviales, eólicos y de remoción en masa (Malumián, et al, 2000). Estos depósitos son especialmente visibles en las cuencas de los lagos cordilleranos y en los valles de sus prolongaciones hacia el este. En el Pleistoceno predominó la acción glacial como modeladora del paisaje, el cual está en la actualidad sometido a la acción fluvial; localmente son importantes las formas y efectos producidos por acción eólica y remoción en masa. Los depósitos están constituidos por till, gravas arenosas y limos. Desde el punto de vista estructural la zona de estudios de esta tesis se encuentra dentro del sector denominado Faja Plegada Externa., la cual está dominada por afloramientos de la tectosecuencia de subsidencia termal cretácica y una disminución progresiva de la intensidad de la deformación, que pasa de corrimientos que involucran el basamento y la cubierta sedimentaria a suaves pliegues de gran longitud de onda en el borde oriental. El límite oriental de la faja plegada y corrida externa está marcado por una orla de afloramientos terciarios de la tectosecuencia de antepaís, que marcan el pasaje a la Cuenca Austral, dominada por una tectónica previa de tipo extensional (Kramer, et al, 2002).

Capítulo 6

PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS E ÍNDICES HIDROLÓGICOS

6.1 Resultado de parámetros morfométricos, índices hidrológicos y caracterización de los componentes hidrológicos.

El capítulo 6 referido a resultados que involucra a los parámetros morfométricos e índices hidrológicos, también comprende el capítulo 7 donde este último está relacionado básicamente con la hidroquímica. Se decidió separar los resultados en dos capítulos porque se interpreta que es más fácil su lectura y por otra parte se sabe que muchas de las herramientas empleadas en el capítulo 7 son básicamente las correspondientes a la hidroquímica.

6.2 Índice de aridez de Martone

Este índice desarrollado por el geógrafo Emanuel de Martone, (Martone, 1926), se basa en la utilización de dos variables ambientales, relativamente simple de conseguir y por otra parte el índice en sí mismo es muy simple de calcular.

Para su cálculo se emplea la precipitación media anual en mm y la temperatura media anual en °C, la expresión matemática que lo define es la siguiente:

$$IA = \frac{\bar{P}}{\bar{T} + 10} \quad (6.1)$$

Donde, IA es el índice de aridez; \bar{P} es la precipitación media anual en mm; \bar{T} es la temperatura media anual en °C.

Con los datos de estas variables en la zona de estudio se construye la Figura 6.1.

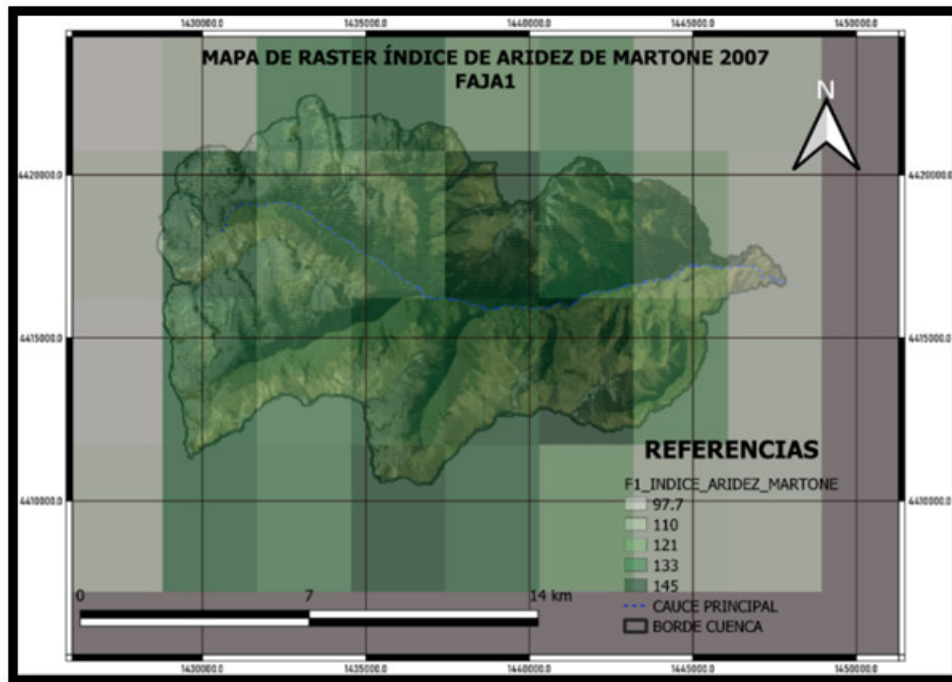


Figura 6.1: Mapa de índice de aridez. .

Los pixeles en tonos de verde identifican los valores del índice de aridez (IA) calculado en la cuenca

A partir de esta información en formato *raster* se construye un mapa de isolíneas del índice de aridez empleando como técnica el kriggado, la Figura 6.2, refleja la distribución en la cuenca.

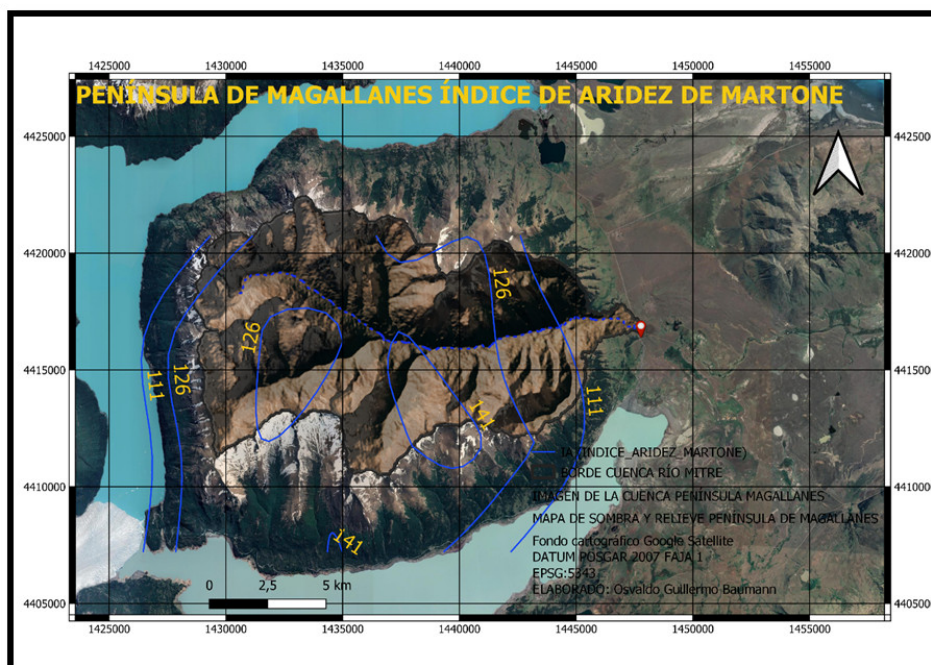


Figura 6.2: Isolíneas de Índice de aridez.

Se construye empleando los valores del pixel, Figura 6.1, con un posterior vectorizado. Se emplea una técnica de kriggado para el armado de las isolíneas con la que se construye la distribución del IA .

La interpretación del Índice de aridez (IA) se basa en la tabla 6-1:

IA	CLIMA
>60	Per-húmedo
60-30	Húmedo
30-20	Sub-húmedo
20-15	Semiárido (mediterráneo)
15-5	Árido (estepario)
5-0	Árido extremo (desierto)

Cuadro 6.1: Valores del índice asociados a cada clima.

De acuerdo con este índice se puede inferir que la cuenca se encuentra en un clima *per-húmedo*.

6.3 Descripción de la metodología

Para una mejor comprensión del procedimiento empleado para la definición de parámetros morfométricos e índices, se esquematiza de manera sintética el procedimiento seguido, Figura 6.3, en esta se destaca que el principal insumo empleado es un modelo digital de elevación (MDE), a partir del cual se determinan los parámetros e índices.

Este MDE, se extrae de la página oficial del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS, 2000).

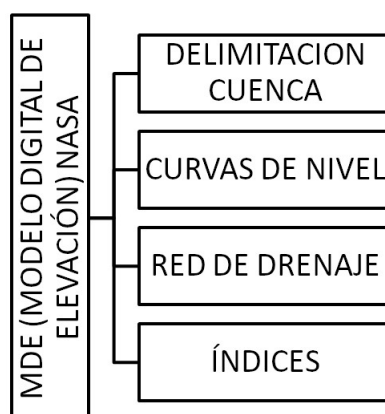


Figura 6.3: Esquematización del procedimiento implementado para la obtención de índices. Delimitación de cuenca, etc., a partir del MDE.

6.4 Modelo digital de elevación (MDE) ASTER

Considerando que el principal insumo es el MDE, se describe a continuación las características del MDE empleado, ASTER GLOBAL DEM. (USGS, 1999). El Modelo de Elevación Digital Global (ASTGTM) de ASTER fue desarrollado conjuntamente por la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio de los EE. UU. (NASA) y el Ministerio de Economía, Comercio e Industria de Japón (METI). Para la construcción de este modelo se emplean cámaras en el infrarrojo cercano, para producir escenas de 60 x 60 Km. Cubre superficies de terreno entre 83°N y 83°S (Tachikawa, 2011), esta cobertura la hace óptima para cubrir el área bajo estudio, estos MDE, se distribuyen en un formato GeoTIFF con coordenadas geográficas (Latitud, Longitud), con una resolución aproximada de 30 x 30 m en el ecuador; la Figura 6.4, siguiente resume las características del MDE empleado:

Collection		Granule	
Characteristic	Description	Characteristic	Description
Collection	Terra ASTER	Number of Science Dataset (SDS) Layers	2
DOI	10.5067/ASTER/ASTGTM.002	Columns/Rows	3601 x 3601
File Size	~12 MB	Pixel Size	30 meter
Temporal Resolution	Multi-Year		
Temporal Extent	1999-12-18 to 2011-02-28		
Spatial Extent	Global		
Coordinate System	Geographic Latitude and Longitude		
Datum	WGS84/EGM96		
File Format	GeoTIFF		
Geographic Dimensions	1 degree lat x 1 degree lon		

Figura 6.4: Tamaño, resolución temporal y espacial en el ecuador, pixel 30 x 30 m.

El MDE, equivale a los mapas correspondientes a la cartografía tradicional. Se podría decir que estos se enmarcan en lo que es la cartografía informática: de allí es que se considera necesario delimitar algunos términos y definir el alcance apoyado en esta tecnología.

Para evitar confusiones se define la diferencia entre MDE y MDT (Modelo Digital de Terreno). Para ello se consideran las definiciones vertidas en Ferrero (2014):

“... un MDT es una estructura numérica de datos que representa la distribución espacial de una variable cuantitativa y continua, mientras que un MDE es un caso particular dentro de los MDT en el cual la variable recogida es la elevación”.

Se considerará que el formato del MDE es de tipo raster, aunque podrían encontrarse otros formatos, tipo TIN, que quedan excluidos en el análisis.

6.5 MDE Península de Magallanes

El MDE empleado para la determinación de los parámetros morfométricos, Figura 6.5 y Figura 6.6, responde a las características descritas previamente para la extracción de la información: delimitación de cuencas, subcuencas etc., por ello es necesario preparar el MDE para que la información extraída a partir de este, sea confiable.

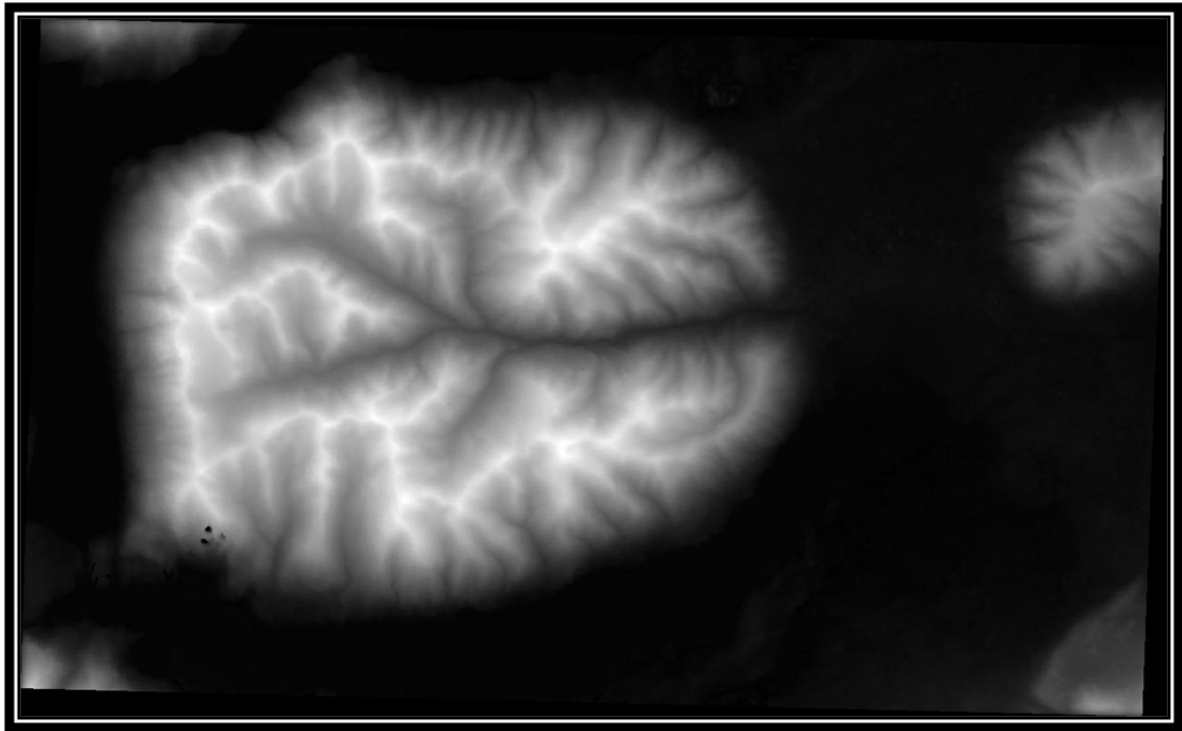


Figura 6.5: Modelo digital de elevación (MDE) de Península de Magallanes. Obtenida de <https://lpdaac.usgs.gov>. Resolución 30 x 30 m.

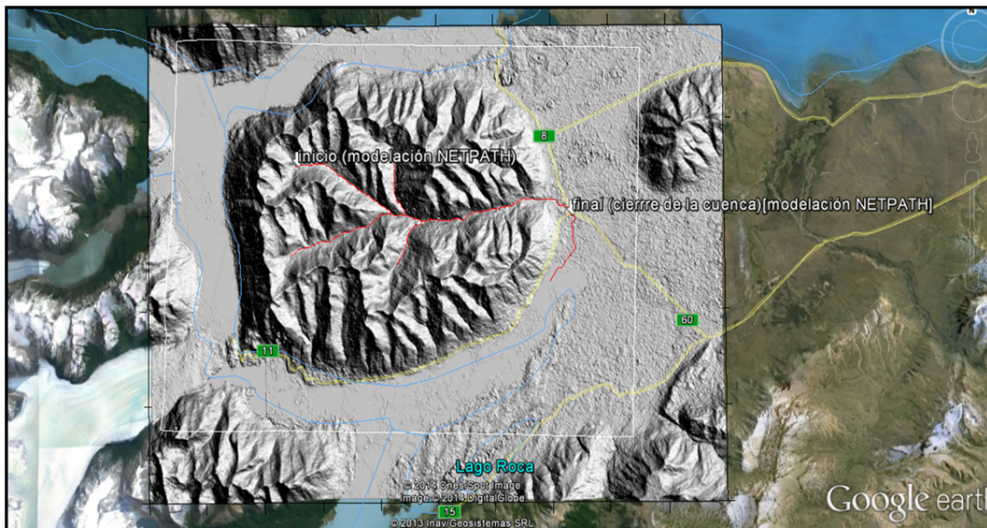


Figura 6.6: Ajuste del MDE. Superposición en Google Earth.

Se carga el modelo digital de elevación a Google earth (GE) con el propósito de observar el ajuste. Luego de las correcciones se puede observar en la Figura 6.6 (tomando distintos puntos de control como por ejemplo el glaciar Perito Moreno o las rutas) que existe una continuidad entre lo modelado y la imagen de GE.

Se considera este primer análisis como exploratorio a los efectos de poder establecer si es viable continuar con esta metodología, es decir emplear el MDE para el análisis hidrológico,

o bien si se debe emplear una técnica diferente a los efectos de obtener resultados que se aproximen a la realidad.

La imagen que se observa superpuesta a GE, se construye a partir de un mapa de sombra y relieve porque se considera que nos permite apreciar con mayor claridad el relieve de la imagen satelital e identificar a simple vista los cauces, como el borde de la cuenca y las subcuencas.

6.5.1 Correcciones del MDE

Un MDE no se puede emplear en muchos casos directamente sin realizarles las correcciones necesarias para su uso, como por ejemplo el relleno de zonas sin datos, que en este trabajo figura como “Eliminación de depresiones”. Para la corrección de las celdas sin datos o valores outliers, en el MDE se emplea una herramienta estadística conocida como “neighbors”(GRASS, 2003-2019), del software “GIS GRASS 7.6.1 a los efectos de corregir y completar la información faltante. Esta función examina los valores asignados a las celdas vecinas definidas por el usuario a su alrededor y como resultado, genera una nueva capa de mapa ráster. Para la corrección se emplea una matriz 3 x 3. El resultado de esta corrección es un MDE con toda la información necesaria para el cálculo de los parámetros.

6.5.2 Eliminación de depresiones

La eliminación de las depresiones en los MDE suele ser necesaria, aunque se debe tener presente que no siempre lo es, como lo sugiere el manual de GRASS (GRASS, 2003-2019). *“No todas las depresiones son errores en los modelos digitales de elevación. De hecho, muchos son humedales y, como señalan Jenkins y McCauley (2006), el uso descuidado de la depresión puede llevar a consecuencias no deseadas, como la pérdida de humedales”*. Para la eliminación de las depresiones se emplea GRASS 7.6.1 y SAGA 2.3.2, (Conrad, O, et al,1991). El procedimiento consiste en llenar todas las depresiones mediante un algoritmo que considera una dirección de flujo única para cada celda. Una vez que el programa encuentra un área con huecos, delimita esta área y emplea nuevamente la técnica del vecino más cercano, llenándose el hueco considerado. De esta forma queda determinada una salida final que será una capa de elevación con una única dirección de flujo. Para el llenado de huecos se emplea el algoritmo de flujo D8 el que determina la pendiente en cada una de las 8 celdas circundantes del raster (Ferrero, 2014). El análisis se realiza en sentido contrario a las agujas del reloj, cada 45°, (GRASS, 2003-2019).

6.5.3 Delimitación del borde de la cuenca

Para la corrección del MDE y la determinación de todos los parámetros morfométricos se emplea “QGIS 3.4.7 Madeira y 3.8” con sus módulos de GRASS. A partir del MDE corregido se comienza a procesar el mismo mediante QGIS 3.4 y 8 a los efectos de definir la cuenca bajo estudio. Para ello se emplea un archivo vectorial del borde de cuenca, Figura 6.7, que es la que se emplea como máscara para el corte del MDE.

Se pueden distinguir básicamente dos tipos de cuencas vertiente: topográfica y cuenca real. Considerando la cuenca vertiente, la podemos definir como “La línea divisoria de aguas que se traza en un plano con curvas de nivel, según las líneas de máximas alturas que bordean la cuenca” (Orsolini et.al, 2000).

Estas curvas de nivel se extraen a partir del MDE corregido, quedando definidas como se observa en la, Figura 6.8 se generan con una equidistancia de 200 m.

Con las curvas ya definidas se limita el borde de la cuenca a la que se denomina cuenca Península de Magallanes (PM), Figura 6.9.

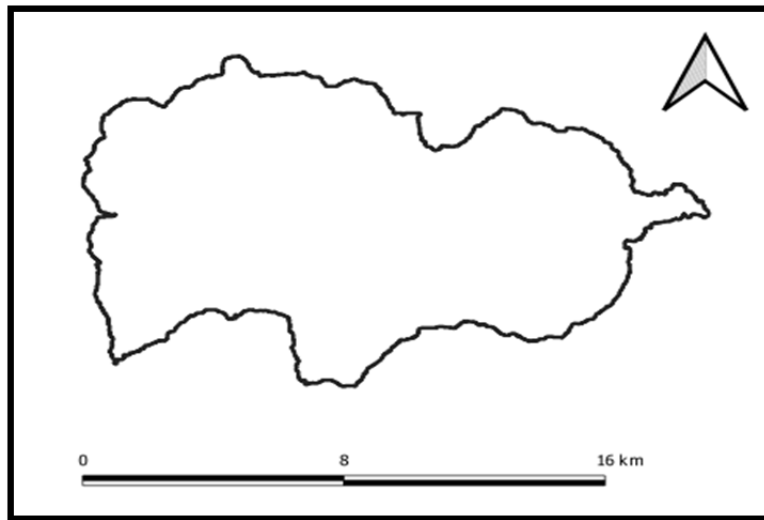


Figura 6.7: Mapa de borde de cuenca.
Este es generado a partir del MDE, la misma identificada como cuenca PM.

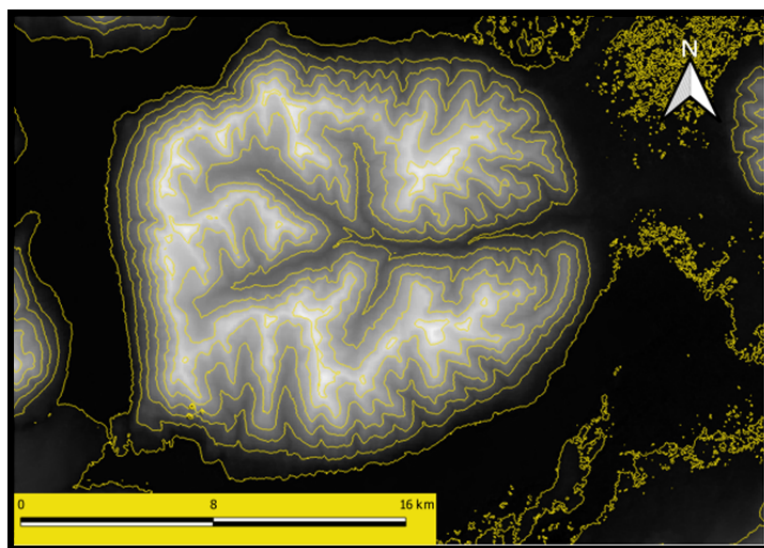


Figura 6.8: Mapa de curva de nivel.
Estas están representadas en color amarillo con una equidistancia de 200 m son generadas a partir del MDE corregido.



Figura 6.9: Mapa de superposición.

El borde de la cuenca en línea gruesa delimita las curvas de nivel en color amarillo, imagen extraída mediante Quick Map Service.

Es una práctica corriente la observación del encaje de las curvas de nivel y el borde de la cuenca. A los efectos de un análisis exploratorio de lo generado con esta metodología, se observa que existe un ajuste perfecto entre el borde de la cuenca y las curvas de nivel, que posibilitan continuar con el análisis del resto de los parámetros. Una vez establecida la concordancia mínima necesaria se puede continuar con el empleo del modelo digital en el cálculo de parámetros como son los índices, curva hipsométrica entre otros parámetros.

A partir de esto se delimita la cuenca bajo estudio, Figura 6.10. Se realiza un recorte de la misma a los fines de poder concentrarse en el área a estudiar. La cuenca definida en la imagen corresponde a la cuenca vertiente, en la que se puede identificar la zona de bosque en color verde oscuro, y las zonas nevadas en un color blanco. El recorte se realiza empleando un archivo shape del borde, Figura 6.11, sobre una imagen satelital BING.

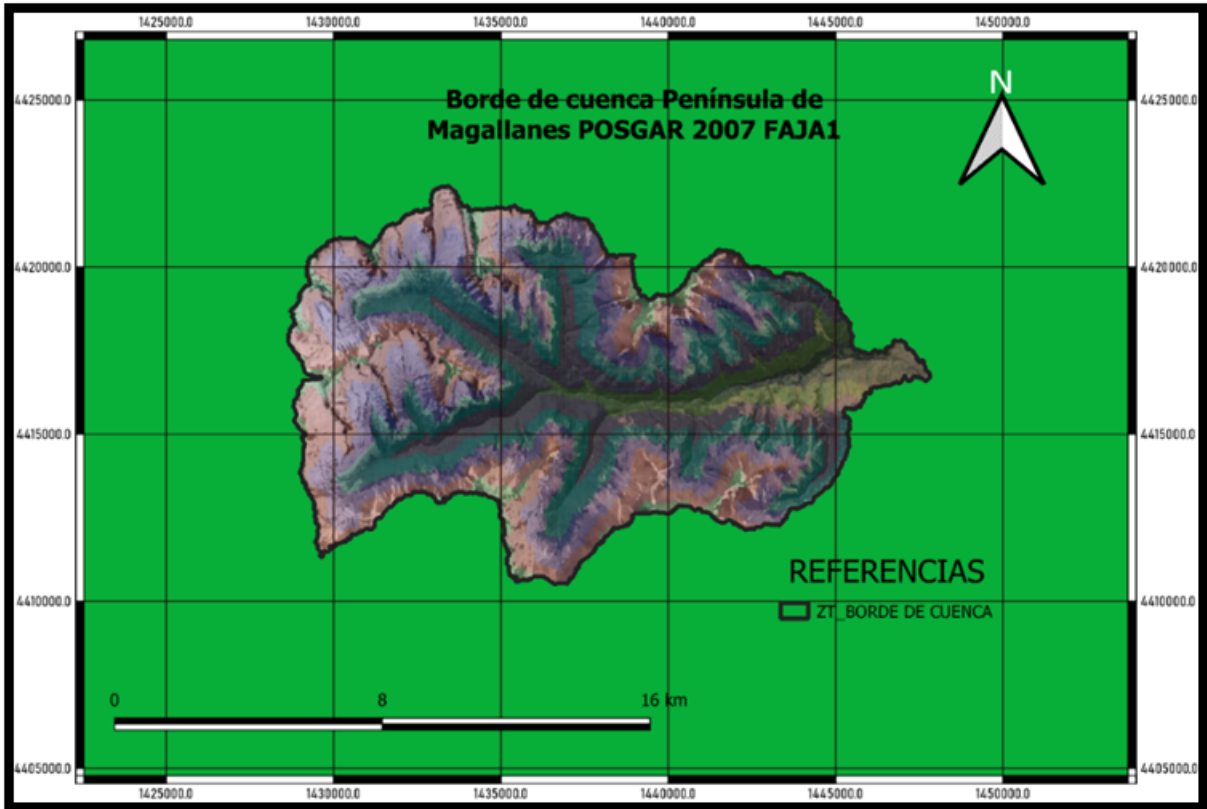


Figura 6.10: Mapa de recorte de la cuenca con fondo de imagen satelital. Empleado para el análisis de parámetros empleando el borde de la cuenca PM bajo estudio.

6.6 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DE LA CUENCA PM

6.6.1 Parámetros básicos

1. Superficie de la cuenca
2. Perímetro
3. Cota Máxima
4. Cota Mínima
5. Desnivel
6. Cota Media
7. Altura Máxima cauce principal
8. Altura mínima del Cauce principal

Estos parámetros se determinaron considerando la metodología propuesta en Hidrología Procesos y Métodos, (Orsolini et.al, 2000). Para la determinación de la superficie y el resto de características de la cuenca, se emplea el MDE corregido, para el cual se empleó, el software QGIS 3.4.7 madeira y 3.16.4-Hannover. El resumen de los datos obtenidos se muestra en el Cuadro 6.2.

Cuenca PM	Área Km ²	138.8
	Perímetro Km	85.7
	Cota Mínima m	211.0
	Cota Máxima m	1562.0
	Desnivel m	1351.0
	Cota Media m	983.8
	Cota máxima Cauce Principal m	1437.0
	Cota Mínima Cauce Principal m	211.0

Cuadro 6.2: Parámetros morfométricos básicos de la cuenca

6.6.2 Curvas de Nivel

Se adopta el criterio sugerido en Hidrología Procesos y Métodos (Orsolini et.al, 2000) para la construcción de las curvas de nivel

$$N = \frac{H_M - H_E}{7} \quad (6.2)$$

Siguiendo el criterio establecido en la ecuación 6.2, se definen curvas de nivel con una equidistancia de 193. Figura 6.11, se construyen 7 clases que serán empleadas en la construcción de la curva hipsométrica, las clases definen las alturas, Cuadro 6.3

Nº CLASES	cota INF	cota SUP
1	211	404
2	404	597
3	597	790
4	790	983
5	983	1176
6	1176	1369
7	1369	1562

Cuadro 6.3: Clases e intervalos de alturas considerados.

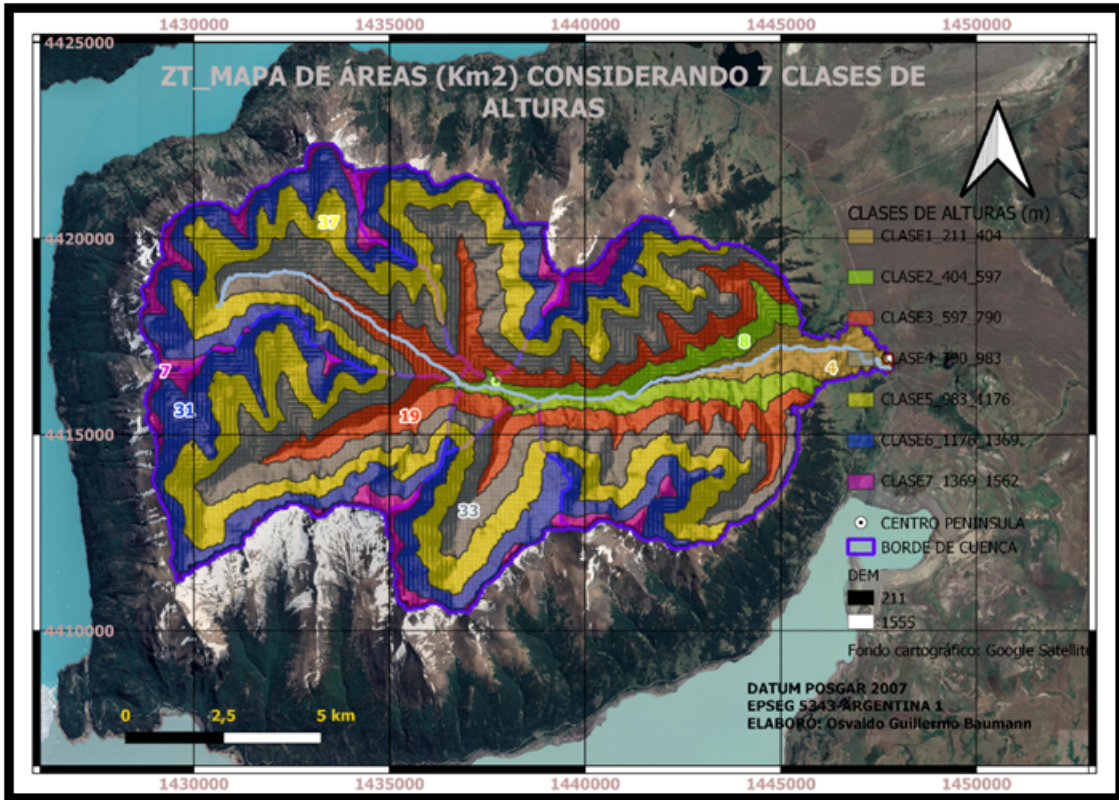


Figura 6.11: Mapa de clases considerando las alturas
 Las curvas de nivel de la cuenca PM con un ancho de clase de 193 m, se observan los valores de la superficie en Km², el Cuadro 6.4, resume los valores de área.

MARCA DE CLASE (cota media) msnm	Area parcial (%)
307.5	4.4
500.5	7.8
693.5	18.9
886.5	33.1
1079.5	36.9
1272.5	30.8
1465.5	7.0

Cuadro 6.4: Marcas de clase y área ocupada por cada clase

6.7 DISTRIBUCIÓN DE LA SUPERFICIE EN FUNCIÓN DE LA ALTURA

6.7.1 Curva hipsométrica y curva de frecuencia altimétrica

La relevancia de la altura en las precipitaciones, temperaturas y otros factores meteorológicos, se pueden reflejar en una curva hipsométrica, que se construye considerando en las ordenadas, las superficies de la cuenca y en las abscisas, las alturas definidas como marca de clase. Cuadro 6.4 .

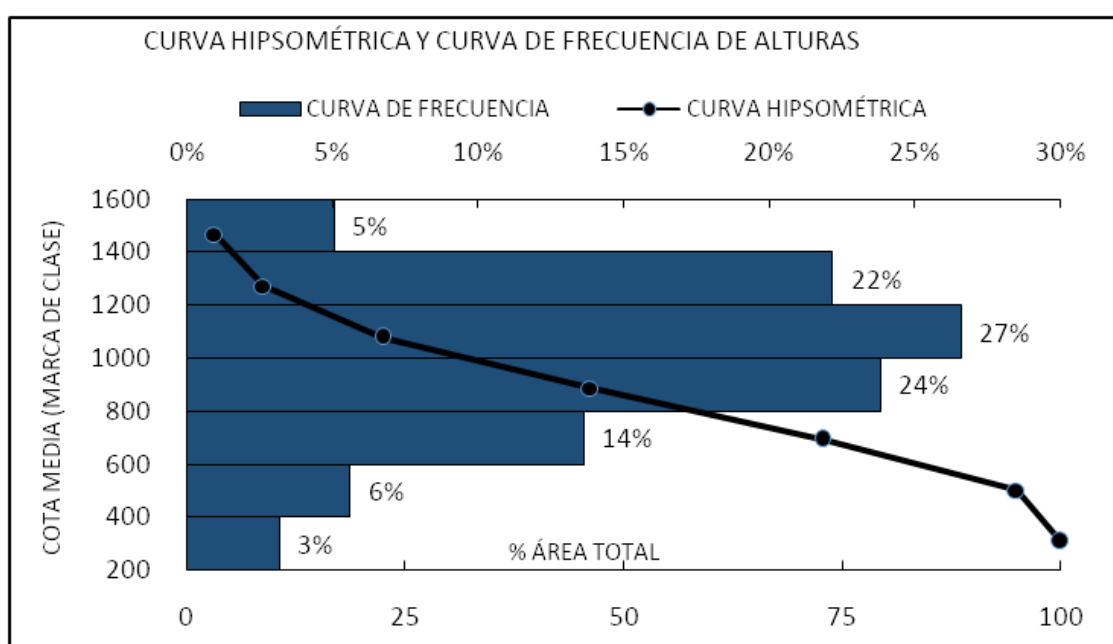


Figura 6.12: Curva hipsométrica.

Construida considerando las marcas de clase y áreas. Cuadro 6.4. Considerando estos gráficos se pueden obtener las altitudes características (Remeneiras, 1974)

Que son:

1. Altitud media: Ordenada media de la curva hipsométrica
2. Altitud más frecuente: Máximo de la curva de frecuencia
3. Altitud de frecuencia media: Altitud correspondiente al punto de abscisas media de la curva de frecuencia.

Los resultados obtenidos se resumen en el Cuadro 6.5.

Altitud media	847.5
Altitud más frecuente	1079.5
Altitud de frecuencia media	983

Cuadro 6.5: Altitudes características

6.8 ÍNDICES CUENCA DE DRENAJE

Todos los índices estimados para la cuenca Península de Magallanes (PM), Figura 6.13, se desarrollan a partir del MDE.

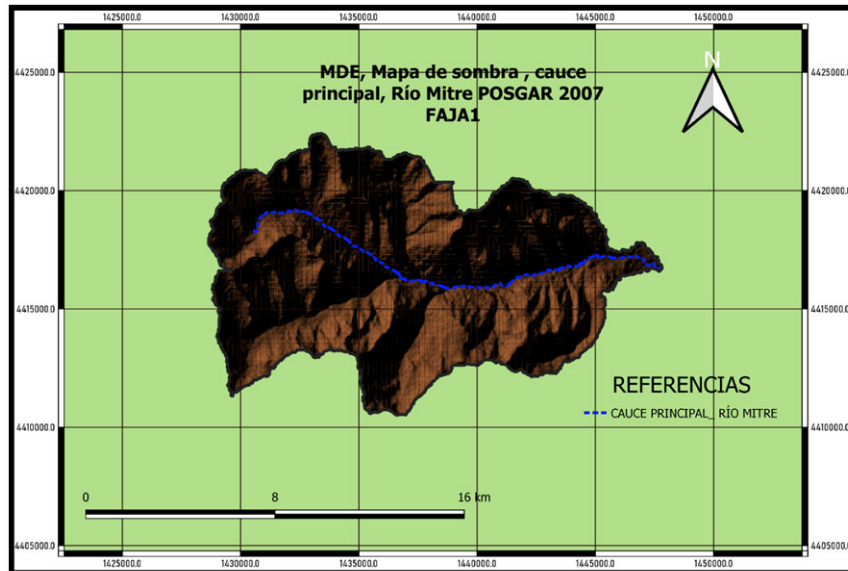


Figura 6.13: Mapa de sombra y relieve.

Se emplea para el cálculo de los índices que se desarrollan a continuación.

6.9 ÍNDICES REPRESENTATIVOS DE LA CUENCA PM

6.9.1 Índice de compacidad

La forma de la Cuenca es importante porque tiene influencia sobre la escorrentía. Un índice que ayuda en este sentido es el índice de compacidad de GRAVELIUS. Este compara el área de un círculo, de igual área que la cuenca considerada y su análisis se basa en observar que tanto se aleja de la unidad. El círculo es la figura con menos perímetro a igualdad de área, por lo tanto, es de esperar que mientras más nos acerquemos a la unidad, la forma de la cuenca sea más circular.

$$K_c = \frac{\text{perímetro}}{2\sqrt{\pi A}} \quad (6.3)$$

Donde es $K_c = 1,74$. Este valor se aleja de la unidad por lo cual se supone una forma irregular, en relación con el círculo. Otra inferencia que se puede hacer es que al alejarse el valor de la unidad, el T_c (Tiempo de concentración) sería mayor que otra cuenta de tipo circular y se esperaría un hidrograma más achatado si se la compara con otra cuyo valor esté más cercano a uno.

Por el valor obtenido ($K_c = 1,74$) se la puede definir como *Oblonga*.

6.9.2 Ancho de la cuenca

$$\frac{\text{Área de la cuenca}}{\text{Longitud máxima (extraída del MDE)}} \quad (6.4)$$

Igual a 7,08 Km.

6.9.3 Desnivel altitudinal

$$\text{Altura máxima} - \text{Altura mínima} = 1351 \text{ m} \quad (6.5)$$

6.9.4 Factor de forma

$$K_f = \frac{\text{Área}}{\text{Longitudinal axial}^2} \quad (6.6)$$

igual a 0,36.

Considerando el factor, se la define como «Ligeramente alargada».

6.9.5 Radio de elongación

$$R_e = \frac{1,1284\sqrt{A}}{B} \quad (6.7)$$

donde B es igual longitud máxima del río Mitre; A , diámetro del círculo con un área equivalente.

Re=0,189.

6.9.6 Altura media de la cuenca

$$\frac{\text{Altura máxima} - \text{Altura mínima}}{2} \quad (6.8)$$

altura media de 856 msnm.

6.9.7 Pendiente media de la cuenca

$$\% = \frac{\text{Cota máxima} - \text{cota mínima}}{\text{Longitud del cauce} \times 1000} \times 100 \quad (6.9)$$

Se obtiene una pendiente de 6,58 %.

6.9.8 Longitud total del drenaje

Se extrae del MDE 91.9 Km.

6.9.9 Densidad del drenaje

$$D = \frac{\sum \text{longitud del drenaje}}{\text{Área de la cuenca}} \quad (6.10)$$

se obtiene un valor de D , igual a 0.66 1/Km.

Con este valor se podría considerar que está medianamente bien drenada, un valor menor a 0.5, se considera que la cuenca no estaría bien drenada.

6.9.10 Frecuencia de drenaje

$$F = \frac{\text{Número Total de cauces}}{\text{Área total en km}^2} \quad (6.11)$$

Se obtiene un valor F, igual a 0.24 1/Km², en este punto hay que considerar que se emplea el MDE, y puede suceder que por una cuestión de resolución espacial, el número total de cauces deba revisarse.

Con esta salvedad se considera que una cuenca con una frecuencia de drenaje baja (textura gruesa) estaría mal drenada, mientras que, por el contrario, una cuenca con números altos (textura fina) estaría mejor drenada.

6.9.11 Coeficiente de torrencialidad

$$C_t = \frac{\text{Número de cauces de orden 1}}{\text{Área de cuenca en Km}^2} \quad (6.12)$$

Se obtiene un valor bajo, de 0.22 1/Km², que indicaría que tendrá un bajo poder erosivo.

6.10 CAUCE PRINCIPAL

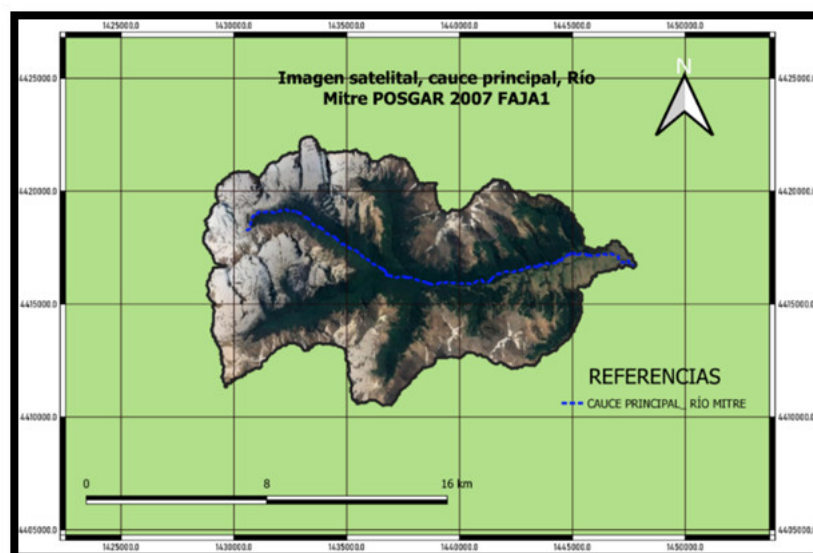


Figura 6.14: Cauce principal

6.10.1 Altitud mayor del cauce

Extraído del MDE, igual a 1437 msnm

6.10.2 Altitud menor del Cauce

Extraído del MDE, igual a 211 msnm

6.10.3 Longitud del cauce principal

Extraído del MDE, igual a 21699 m

6.10.4 Pendiente del cauce

$$\% = \frac{\text{Desnivel del cauce}}{\text{Longitud del cauce principal}} \times 100 \quad (6.13)$$

Se obtiene una pendiente del cauce igual a 5.65 %.

6.10.5 Tiempo de concentración

Bransby - Williams

$$T_c(\text{horas}) = \frac{L}{1,5 \times D} \times \sqrt[5]{\frac{A^2}{i}} \quad (6.14)$$

Tc = Tiempo concentración en (horas)

L = Distancia máxima a la salida en (Km) = 21.7

D = Diámetro del círculo de área equivalente a la superficie de la cuenca en (Km²) = 13.3

A = área de la cuenca en (Km²) = 138.8

i = Pendiente del cauce principal en porcentaje (%) = 5.65

Rouse

$$T_c = 0,0256 \times \left(\frac{L}{i^{0,5}} \right)^{0,77} \quad (6.15)$$

Tc = Tiempo de concentración (min)

L = Longitud del cauce principal (m) = 21699

i = Pendiente (m/m) = 0.06

Kirpich

$$T_c = 0,02 \times L^{0,77} \times S^{-0,385} \quad (6.16)$$

Tc = Tiempo de concentración (min)

L = Longitud máxima a la salida (m)

S = Pendiente media del lecho (m/m)

Ventura – Heras

$$T_c = \alpha \times \sqrt{\frac{A}{i}} \quad (6.17)$$

Tc = tiempo de concentración (horas)

A = superficie de la cuenca (Km²)

i = pendiente media del cauce principal (m/m)

0.03 < a < 0.15 = coeficiente de ajuste

α = 0.06

Rowe – Thomas (1942)

$$T_c = \left(\frac{0,87 \times L^3}{H} \right)^{0,385} \quad (6.18)$$

Tc = Tiempo de concentración (horas)

L = Longitud del cauce ppal en (Km)

H = Desnivel medio del cauce principal (m)

Pezzoli (1988)

$$T_c = 0,055 \times \frac{L}{\sqrt{S}} \quad (6.19)$$

Tc = Tiempo de concentración (Horas)

L = Longitud del cauce principal (Km)

S = Pendiente media del canal principal (m/m)

California Culvert

$$T_c = \left(\frac{0,87 \times L_c^3}{H} \right)^{0,38} \quad (6.20)$$

Lc = Longitud del cauce principal en Km

H = Diferencia entre la cota mayor y la cota menor de la cuenca

Tabla resumen tiempo de concentración (tc)

FÓRMULA	Tc (minutos)
Kirpich	150
Rouse	192
Bransby-Williams	130
Ventura-Heras	173
Rowe- Thomas	122
Pezzoli	355
CaliforniaCulvert	121
Mapa de Isocrona	240

Cuadro 6.6: Resumen tiempo de concentración.

Otra forma de establecer el tiempo de concentración es utilizando un mapa de isocronas, Figura 6.21 y Figura 6.22. Este se construye empleando en conjunto el software HEC_RAS 5.0, que define las velocidades por tramo, Figura 6.18, Figura 6.19 y Figura 6.20, las que posteriormente son levantadas por QGIS 3.4 y 3.8, mientras que la construcción de las isocronas son realizadas por Surfer 13, empleando un método geoestadístico denominado kriging, Figura 6.21.

Determinar las velocidades implica poder establecer ciertos coeficientes como el de Manning. Se sabe que, para la correcta selección de este coeficiente, se debe considerar la estimación de la resistencia al flujo de un determinado canal y del flujo mantiforme que se da en las laderas, que es determinante en el cálculo de las velocidades. Los valores de este coeficiente son muy variables y dependen de un gran número de factores como lo son la rugosidad, la vegetación, las obstrucciones que pudieran existir en el canal, las irregularidades del mismo, etc. Cuando no se disponen de datos como en este caso, se puede inferir el valor del factor de manning “n” a partir de tablas como las que ofrece el capítulo 3 del Manual de Referencia Hidráulica, las del propio programa (HEC-RAS, 2016), , tambien se puede emplear valores de tabla del manual de canales abiertos (Ven Te Chow, 2004) u otras fuentes que basados en cálculos, establecieron valores de referencia. En este trabajo en particular se emplea, para estimar el valor de “n”, información del “manual de referencia hidráulica HEC-RAS”, capítulo 3, tablas provenientes del libro de Ven Te Chow, hidráulica de canales abiertos 1994 y las consideraciones vertidas por Limerinos, respecto a la importancia de considerar básicamente dos factores para la definición del coeficiente de Manning, (1) Tamaño característico de las partículas del lecho del arroyo. (2) Distribución del tamaño de las partículas. Estos dos elementos que implican el tamaño de las partículas se pueden combinar en un solo elemento. (Limerinos, 1970). Estos aportes y considerando además una primera estimación por comparación, se aproxima el factor “n” para luego continuar con un proceso iterativo empleando para ello el HEC-RAS.

A continuación, se muestra una de las tablas consultadas para definir el valor de “n”, Cuadro 6.7.

Basados en estas consideraciones se define un valor de “n” que suponga todas las características mencionadas y que esté acorde a las condiciones naturales del terreno analizado. Como metodología para su definición, se toma como base los valores de tabla, partiendo de estas y empleado el software HEC-RAS para la calibración, a través de un proceso iterativo, apoyado en los cortes observados de la Figura 6.16 y considerando los valores del limnigrafo en el cierre de cuenca, Foto 6.15, se logra ajustar el valor del coeficiente de Manning, Figura 6.16 y Figura 6.17. Como resultado de esta metodología, se puede observar un buen ajuste entre lo modelizado mediante HEC-RAS, con los valores de altura alcanzado en el limnigrafo, instalado en el cierre de la cuenca. Con esto se define el valor de coeficiente de manning, “n” igual a 0.085.



Figura 6.15: Limnigrafo, cierre de cuenca del río Mitre.

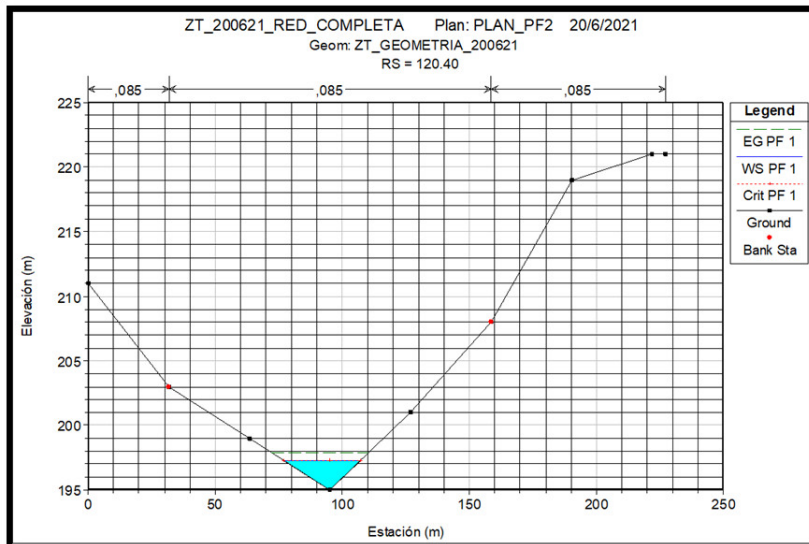


Figura 6.16: Salida Hec-Ras.

Coefficiente de Manning para flujo encauzado y mantiforme. $n = 0.085$. La superficie del agua (color cyan) alcanza los valores del limnigrafo.

Tipo de canal y descripción	Mínimo	Normal	Máximo
<i>b.</i> Corrientes montañosas, sin vegetación en el canal, bancas usualmente empinadas, árboles y matorrales a lo largo de las bancas sumergidas en niveles altos			
1. Fondo: gravas, cantos rodados y algunas rocas	0.030	0.040	0.050
2. Fondo: cantos rodados con rocas grandes	0.040	0.050	0.070
D-2. Planicies de inundación			
<i>a.</i> Pastizales, sin matorrales			
1. Pasto corto	0.025	0.030	0.035
2. Pasto alto	0.030	0.035	0.050
<i>b.</i> Áreas cultivadas			
1. Sin cultivo	0.020	0.030	0.040
2. Cultivos en línea maduros	0.025	0.035	0.045
3. Campos de cultivo maduros	0.030	0.040	0.050
<i>c.</i> Matorrales			
1. Matorrales dispersos, mucha maleza	0.035	0.050	0.070
2. Pocos matorrales y árboles, en invierno	0.035	0.050	0.060
3. Pocos matorrales y árboles, en verano	0.040	0.060	0.080
4. Matorrales medios a densos, en invierno	0.045	0.070	0.110
5. Matorrales medios a densos, en verano	0.070	0.100	0.160
<i>d.</i> Árboles			
1. Sauces densos, rectos y en verano	0.110	0.150	0.200
2. Terreno limpio, con troncos sin retoños	0.030	0.040	0.050
3. Igual que el anterior, pero con una gran cantidad de retoños	0.050	0.060	0.080
4. Gran cantidad de árboles, algunos troncos caídos, con poco crecimiento de matorrales, nivel del agua por debajo de las ramas	0.080	0.100	0.120
5. Igual al anterior, pero con nivel de creciente por encima de las ramas	0.100	0.120	0.160
D-3. Corrientes mayores (ancho superficial en nivel de creciente > 100 pies). El valor de n es menor que el correspondiente a corrientes menores con descripción similar, debido a que las bancas ofrecen resistencia menos efectiva.			
<i>a.</i> Sección regular, sin cantos rodados ni matorrales	0.025	0.060
<i>b.</i> Sección irregular y rugosa	0.035	0.100

Cuadro 6.7: Valores de "n" considerando la descripción del canal. Extraído de hidráulica de canales abiertos (Ven Te Chow, 2004).

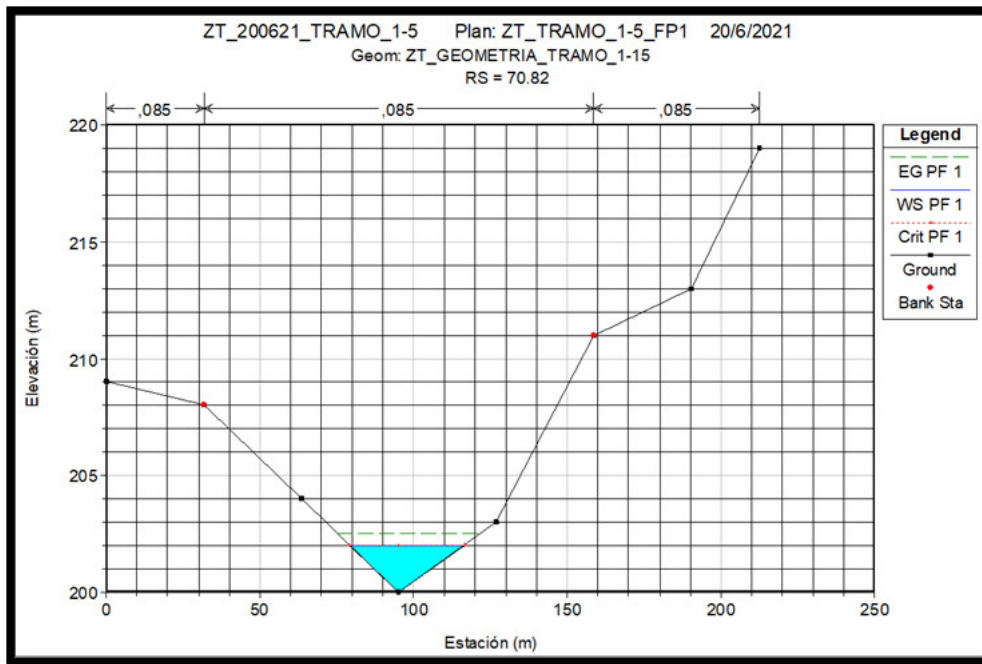


Figura 6.17: Corte transversal al cauce.

Se realiza en un tramo de un curso de agua en la subcuenca cinco (5). El corte tiene un poco más de 200 m de long, y se puede apreciar las distintas alturas en los márgenes, en color cyan se observa el nivel del agua cuando se modeliza, “n” = 0.085.

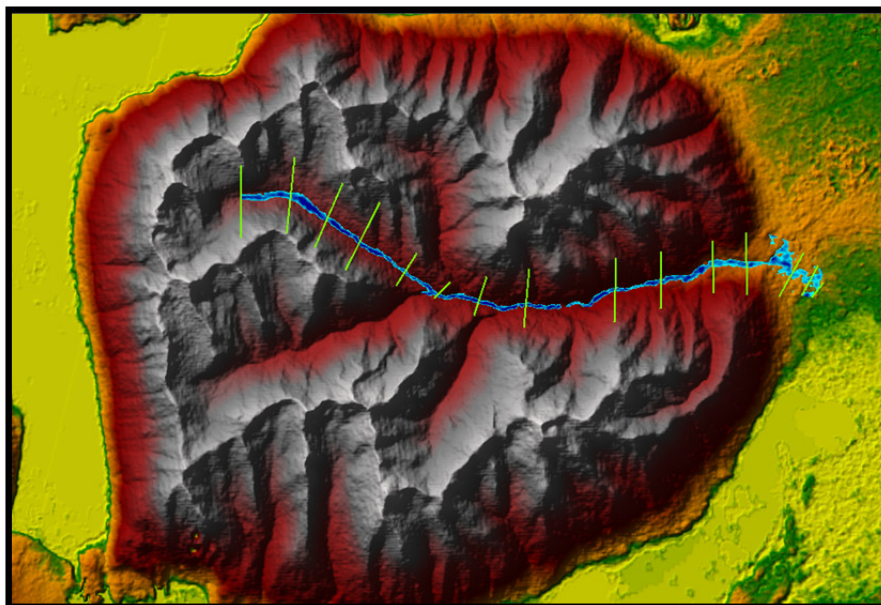


Figura 6.18: Mapa de puntos de corte.

Los puntos donde se determinaron las velocidades, con el propósito de construir el mapa de isócronas, se corresponden con el punto de corte entre las líneas de color verde, y el cauce del río Mitre. En estos puntos se determinaron velocidades empleando el HEC_RAS.

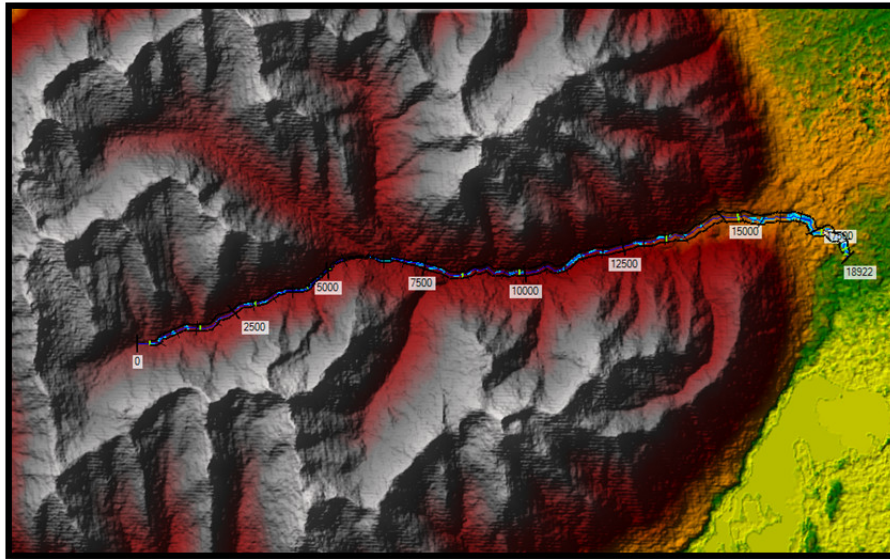


Figura 6.19: Delimitación de las secciones modelizadas.

Las etiquetas son puntos de referencia cercano donde se determinan las velocidades del cauce en el tramo identificado como ZT tramo 1_2.

De la salida del HEC RAS, no solo se obtiene la velocidad, sino otros parámetros como el perímetro mojado, energía específica etc. Cuadro 6.8.

Plan: PLAN_1_2 F1_ZT_TRAMO_1_2 F1_ZT_TRAMO_1_2 RS: 15937.25 Profile: PF 1				
E.G. Elev (m)	679,30	Element	Left OB	Channel
Vel Head (m)	0,06	Wt. n-Val.		0,085
W.S. Elev (m)	679,24	Reach Len. (m)	1370,58	1370,58
Crit W.S. (m)	679,24	Flow Area (m2)		1,03
E.G. Slope (m/m)	0,145759	Area (m2)		1,03
Q Total (m3/s)	1,13	Flow (m3/s)		1,13
Top Width (m)	8,53	Top Width (m)		8,53
Vel Total (m/s)	1,10	Avg. Vel. (m/s)		1,10
Max Chl Dpth (m)	0,24	Hydr. Depth (m)		0,12
Conv. Total (m3/s)	3,0	Conv. (m3/s)		3,0
Length Wtd. (m)		Wetted Per. (m)		8,57
Min Ch El (m)	679,00	Shear (N/m2)		172,30
Alpha	1,00	Stream Power (N/m s)		188,85
Frctn Loss (m)		Cum Volume (1000 m3)		23,19
C & E Loss (m)		Cum SA (1000 m2)		133,95

Cuadro 6.8: Salida del HEC RAS.

Con los parámetros determinados luego de una corrida, del tramo 1_2 de la zona bajo estudio, Figura 6.20, en un punto de ese tramo (15937.25), se observa una pendiente por ejemplo 0.14 m/m, una velocidad de 1.1 m/s y un “n” de 0.085.

La combinación de los distintos mapas temáticos empleando QGIS, HEC RAS y SURFER 13, facilitaron la construcción de un mapa de isocronas Figura 6.21 y Figura 6.22. Se emplearon las velocidades en los puntos de corte definidos mediante Q-RAS en cada una de las subcuencas. Esto se puede apreciar en la Figura 6.20, en donde las transectas se realizan mediante una recta (de color verde) que cortan al río en forma perpendicular y con esto se define el punto en el que se estiman parámetros como velocidad, perímetro mojado etc, que se realizan sobre el software HEC-RAS cuya salida con los parámetros calculados se puede apreciar en el Cuadro 6.8.

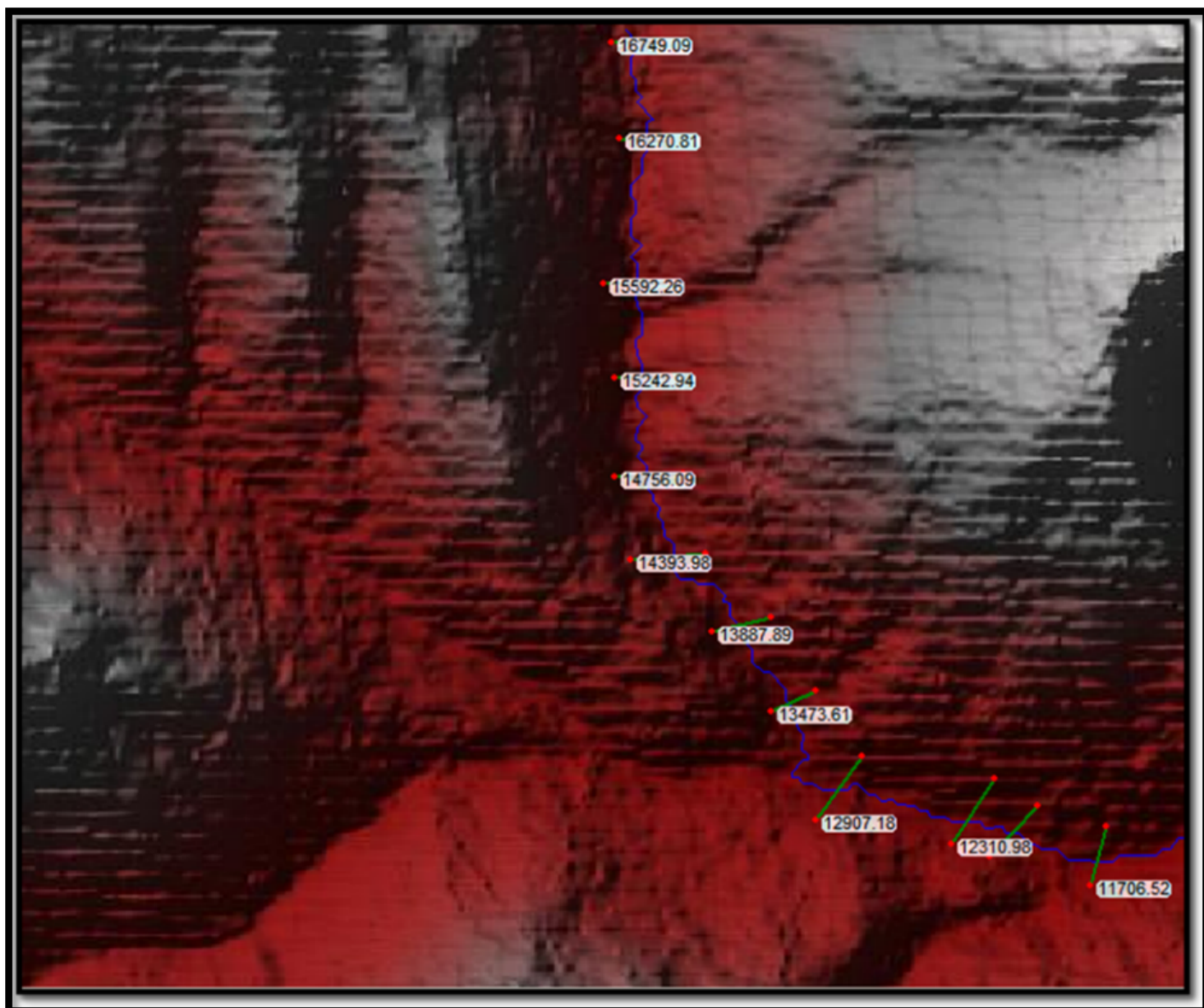


Figura 6.20: Subcuenca 5.

Al final se observa el punto 12310.95 en el que se realiza el corte. Se puede apreciar que está prácticamente al final de su recorrido para incorporarse al cauce principal motivo por el cual el margen izquierdo, en la figura de referencia, es menos pronunciado que el derecho. Todos los cortes se realizaron mediante la herramienta Q_RAS (Pierluigi, 2015), un script para QGIS2.18

El resultado de los cálculos de la salida de HEC RAS se lo emplea para la determinación de un mapa de isocronas, que se construye mediante SURFER 13, como el que se muestra en la, Figura 6.21 y Figura 6.22.

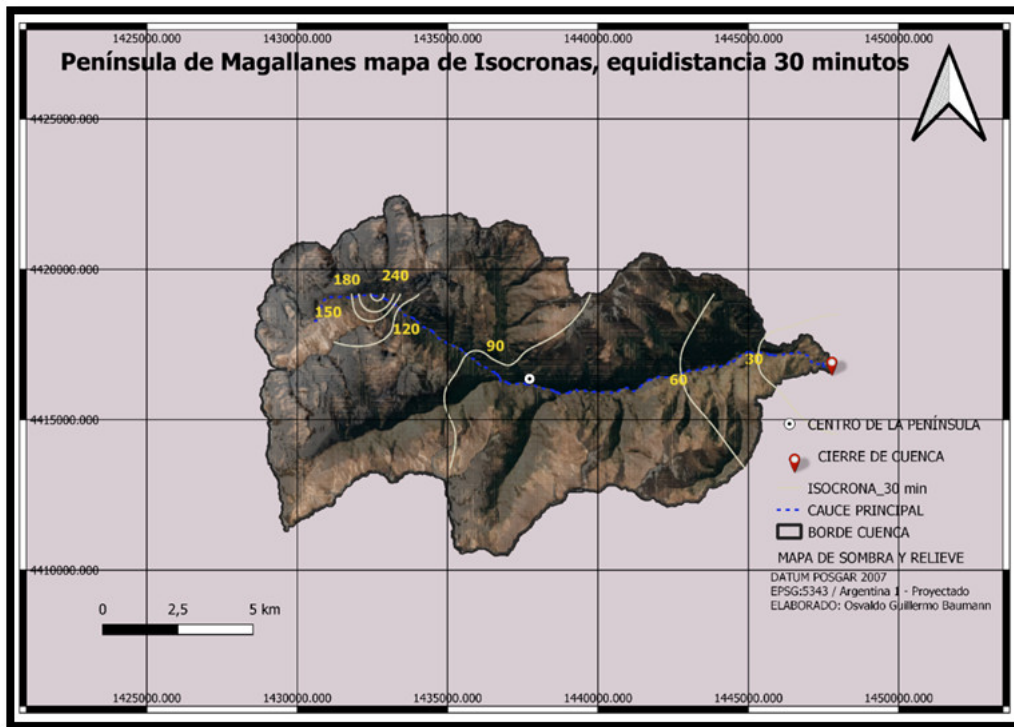


Figura 6.21: Mapa de isócronas.

Para la construcción del mapa de isócronas se emplea una técnica de krigeado, mediante SURFER 13, el máximo valor que se observa es de 240 minutos.

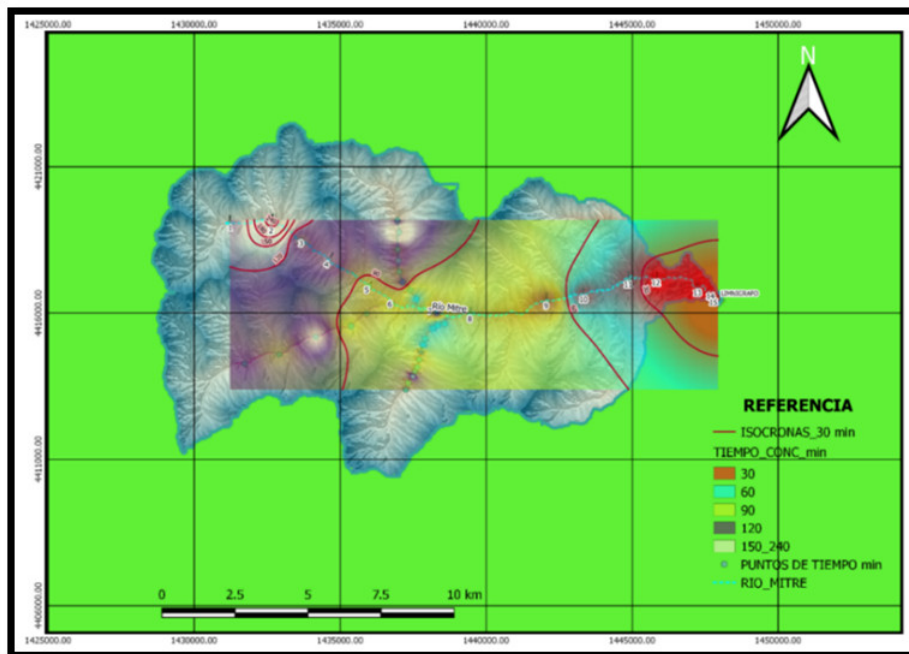


Figura 6.22: Mapa de intervalos de isócronas.

Con colores se identifican las áreas de cobertura cada 30 minutos.

6.11 SUBCUENCAS, RED DE DRENAJE Y ORDEN DE DRENAJE

La delimitación de subcuencas se realiza con el programa GRASS 7.6.1, y se definen áreas superiores a las 2000 Ha: partiendo de esta premisa quedan definidas 5 subcuencas, Figura 6.23 y Figura 6.24.

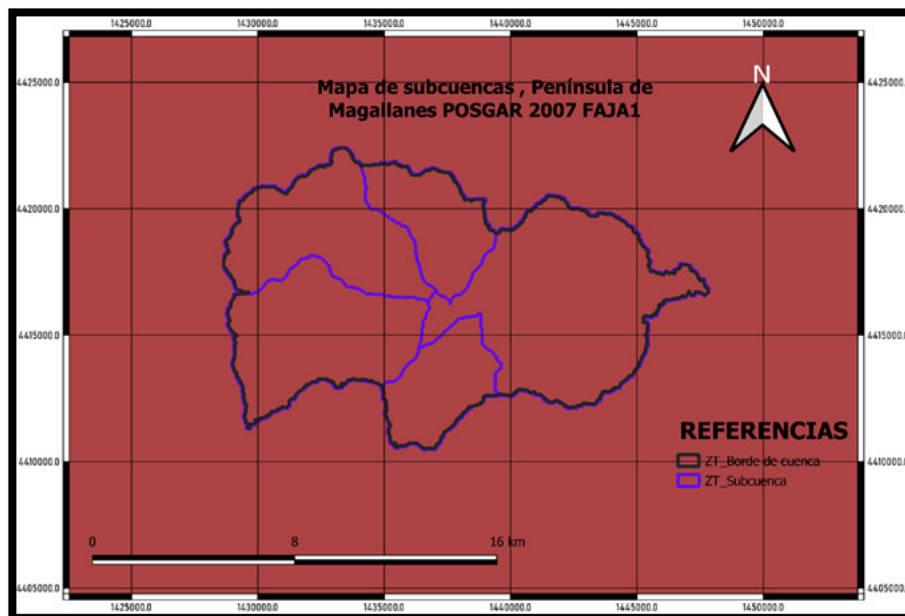


Figura 6.23: Mapa de subcuencas.

Contorno de las subcuencas, en total cinco (5), delimitadas con GIS GRASS.

Considerando estas divisiones se determinan las áreas de las subcuencas definidas. Estos resultados se resumen en el Cuadro 6.9.

CUENCA	ÁREA (Km ²)	PERÍMETRO (Km)
SUBCUENCA UNO	49.6	49.9
SUBCUENCA DOS	31.1	33.7
SUBCUENCA TRES	27.7	34.4
SUBCUENCA CUATRO	14.5	22.1
SUBCUENCA CINCO	15.5	23.5
CUENCA TOTAL	138.8	85.7

Cuadro 6.9: Área y perímetro de las subcuencas definidas en Península de Magallanes.

Como se observa en el Cuadro 6.9 y Figura 6.23, Figura 6.24, la subcuenca más grande es la número uno con una superficie de casi 50 Km², mientras que la más pequeña es la subcuenca cuatro con una superficie aproximada de 14 Km².

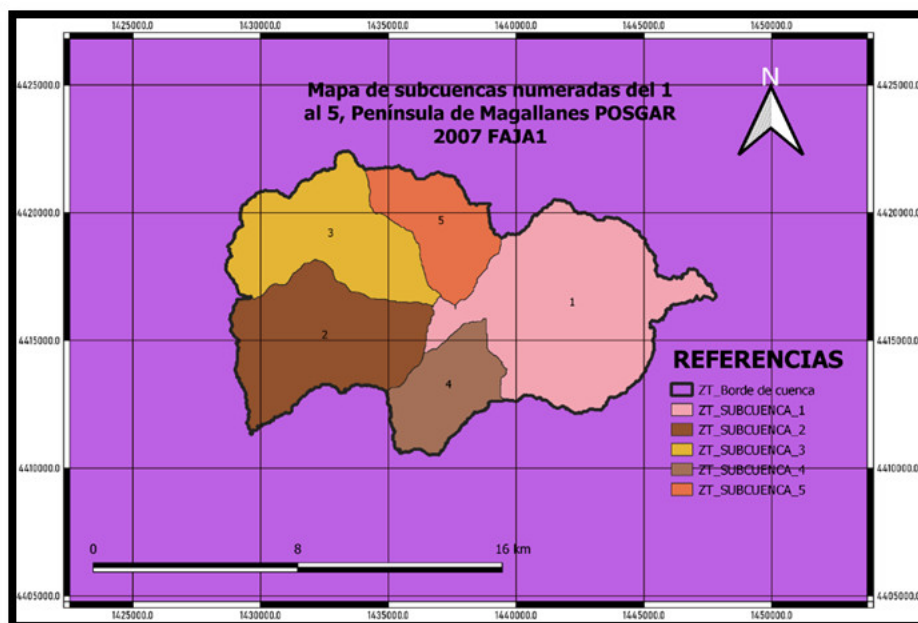


Figura 6.24: Mapa de subcuencas con etiquetas de identificación. Las subcuencas identificadas con distintos colores numeradas del 1 al 5, se mantiene la numeración y serán identificadas durante todo el trabajo.

La foto de la Figura 6.25, permite tener una mirada más amplia en donde está ubicada la cuenca. A partir del MDE construido, se puede identificar en color blanco los potenciales lugares donde se acumularía nieve. Cuando se complementa esta observación con el índice topográfico de humedad descrito anteriormente, se puede argumentar con relativa precisión el / los lugares o áreas de acumulación de nieve.



Figura 6.25: Foto, vista del lago Argentino, desde el borde de la subcuenca 3. Ver la ubicación en Figura 6.26.

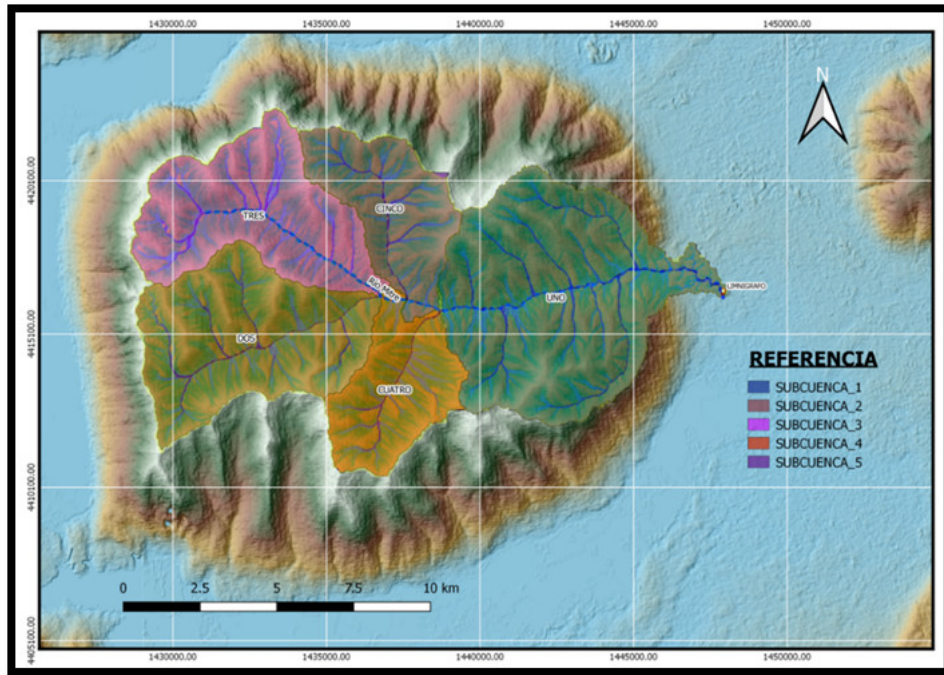


Figura 6.26: Mapa de cuencas construida a partir de MDE, POSGAR 2007 F1. Muestra la península de Magallanes en donde se encuentra la cuenca bajo estudio, se observa la red de drenaje en color azul y en el cierre el limnigrafo donde se realizan las mediciones, en el borde SO, se puede apreciar como apoya el glaciar Perito Moreno, luego continúa el borde oeste de la península que está cubierta por el canal de los témpanos.

6.11.1 Red de drenaje

Para la construcción de la red de drenaje se emplea el programa SAGA GIS, versión 2.3.2, (Conrad, et al, 1991). La red se construye considerando el modelo D8. La construcción parte de la “Dirección de Flujo” que tiene importancia dado que la salida desde una celda determina el ingreso a otra. En este punto es importante considerar que el empleo del MDE ha discretizado el terreno y quizás este sea el principal inconveniente con el que nos encontramos a la hora de modelizar un fenómeno continuo.

El modelo D8 como ya se explicó, permite únicamente 8 direcciones posibles. Por otra parte, el flujo de una celda solo puede salir de esta hacia una celda vecina y tiene el inconveniente que, en los lugares de divergencia de flujo, no puede dividirse en dos (Ferrero, 2014).

Así mismo, pueden existir casos en que un determinado flujo presente una orientación distinta a 45°, 40°, por ejemplo, este quedaría fijado en una dirección que se ajuste a 45°, desplazándose de su orientación original Figura 6.26. A pesar de ello es uno de los métodos que más se emplean y es el que se utiliza en este trabajo. La frecuencia de drenaje y la densidad de drenaje, ya establecida más arriba con un valor de 0.24 y 0.66 respectivamente, indicaría en apariencia la existencia de un buen drenaje de la cuenca, el que en un primer análisis exploratorio, podría confirmarse visualmente como se observa en la Figura 6 29

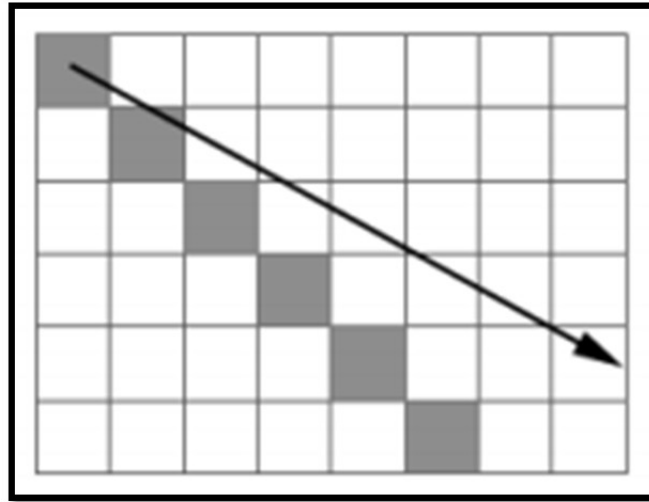


Figura 6.27: Dirección de flujo real.

Se identifica mediante una flecha, mientras que el efecto de aplicar D8, a una representación de la realidad, como lo es un MDE, y pretender inferir sobre la realidad que es un modelo continuo, pone de manifiesto uno de los problemas de este tipo de algoritmo, se observa cómo se modifica la dirección (extraído de (Ferrero, 2014)).

6.11.2 Orden del drenaje

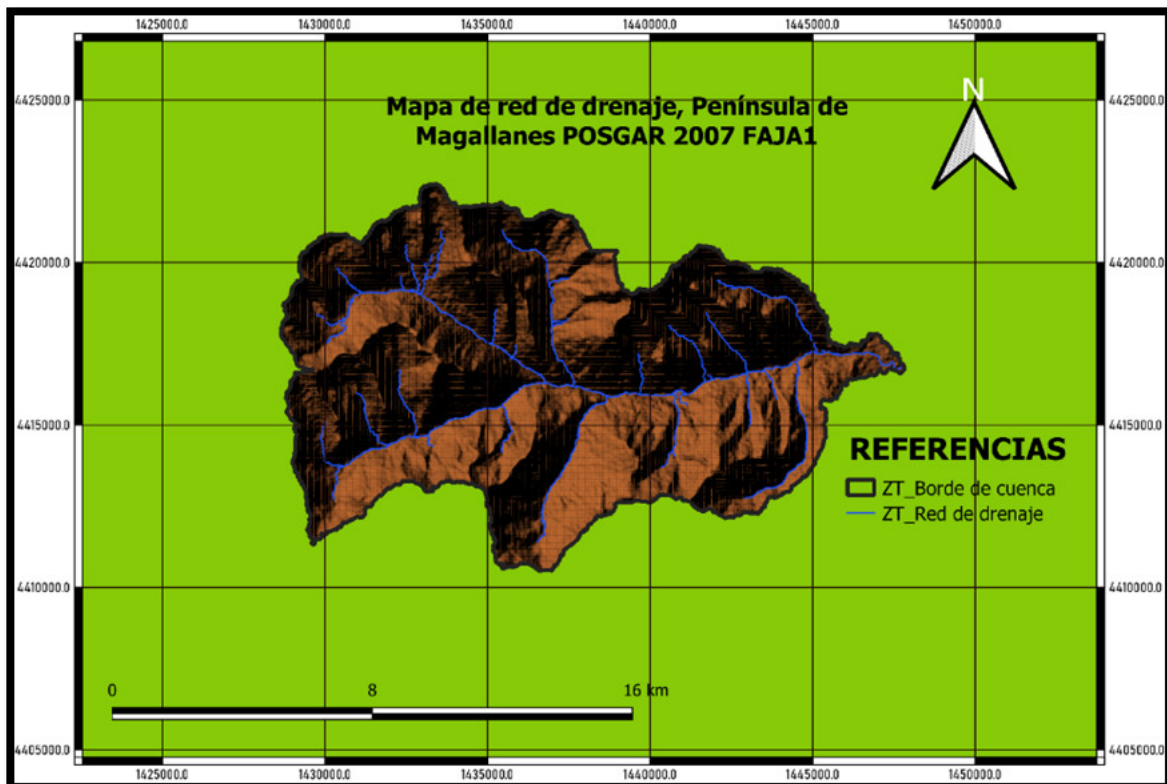


Figura 6.28: Mapa de red de drenaje.

Se identifica la red de drenaje de textura media en color azul.

Toda el agua que circula en una cuenca luego de una precipitación, está condicionada por el nivel de urbanización de la misma y por sus características geomorfológicas. En este caso en particular

la condición de parque provincial, fija la carga urbanística y el principal condicionamiento del escurrimiento superficial está dado por sus características geomorfológicas.

Estas características delimitan la respuesta de la cuenca básicamente de dos formas: controlando el volumen de escurrimiento (área, tipo de suelo) o controlando la velocidad del escurrimiento (orden de escurrimiento, pendiente, etc.) (Mijares, 1992).

Se identifican a continuación algunos elementos básicos de la cuenca bajo estudio PM. Lo primero es la corriente principal, referida como río Mitre con su cierre de cuenca, donde se ubica el limnigrafo, Figura 6.29.

También se puede reconocer el orden de drenaje, según la clasificación de STRAHLER, en la que una corriente de orden uno (Mijares,1992) es un tributario sin ramificaciones, una de orden dos se determina por la unión de dos corrientes de orden uno, y finalmente la de orden tres, por dos de orden dos. Según este esquema se muestra en la Figura 6.30, los órdenes del río.

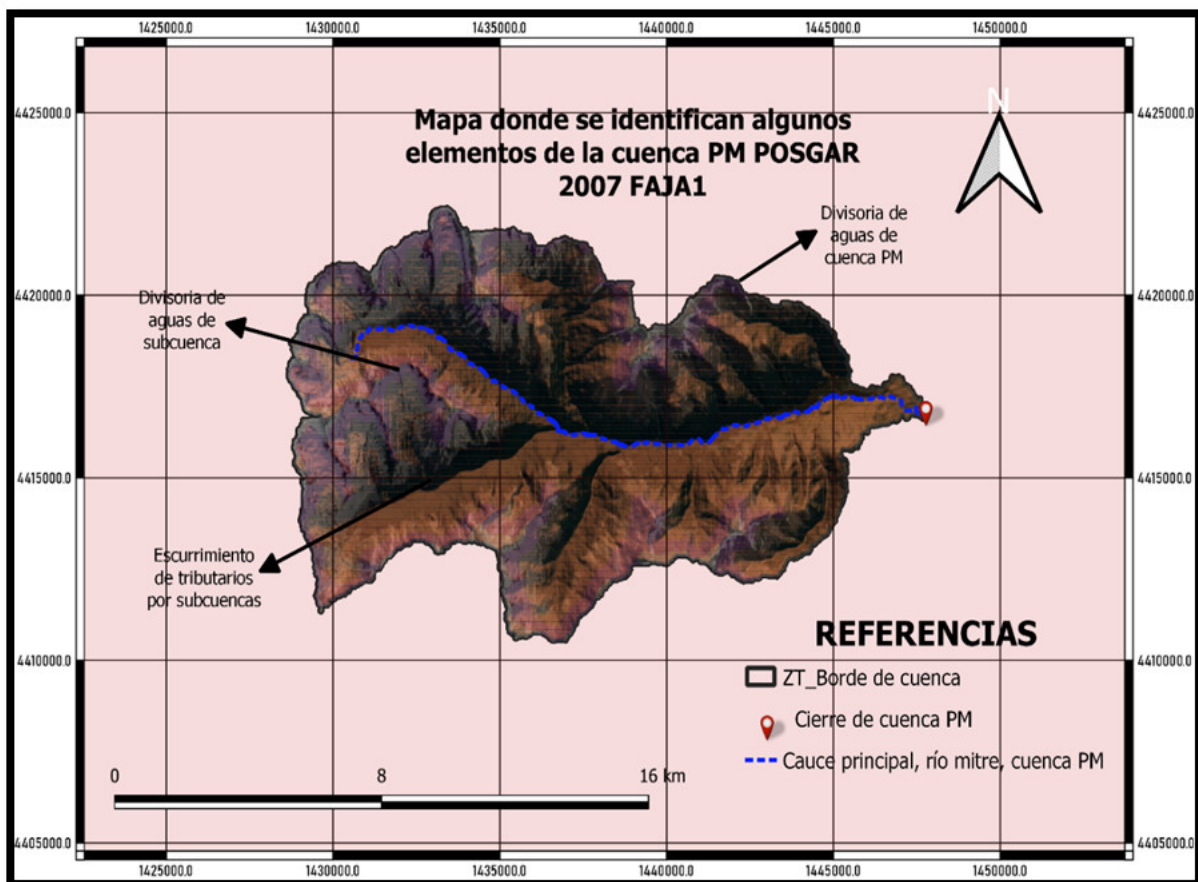


Figura 6.29: Mapa de identificación de elementos de la cuenca.

Se rescatan algunos elementos de la cuenca bajo estudio, como lo son las divisorias de agua y el cierre de la cuenca donde se ubica el limnigrafo empleado para las determinaciones de caudal.

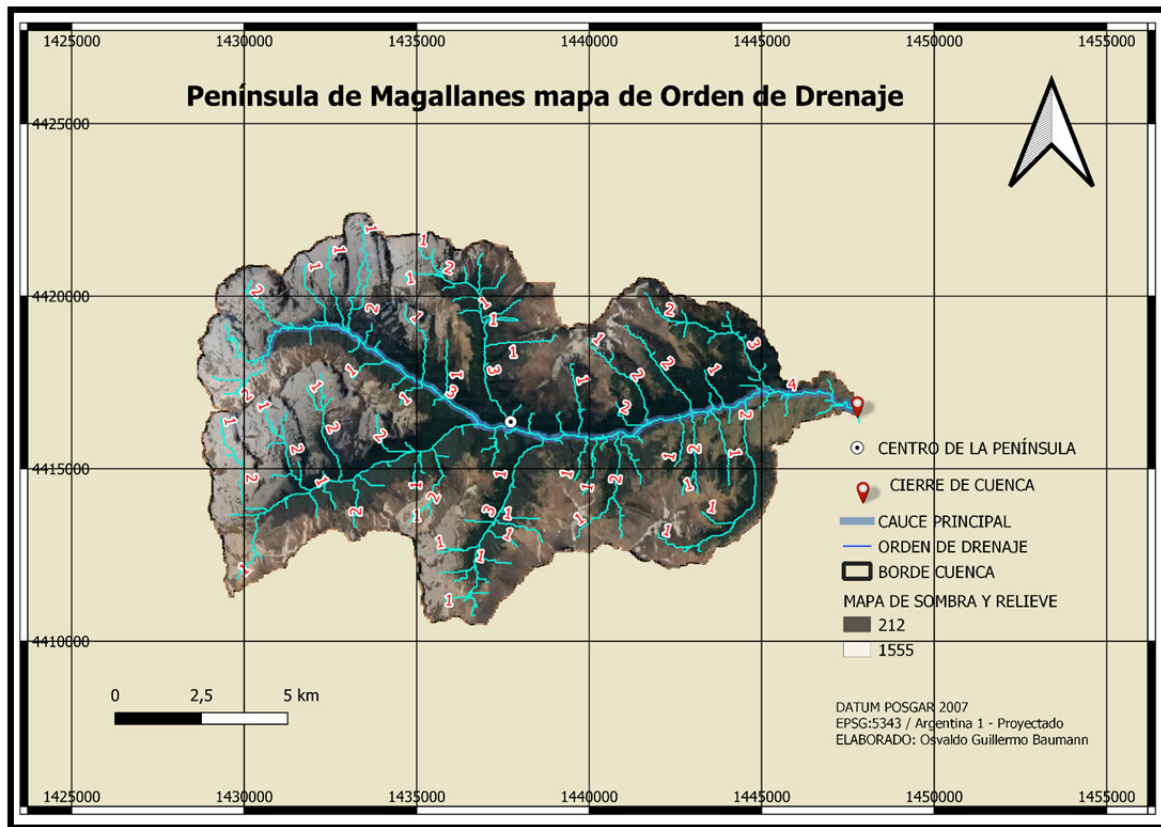


Figura 6.30: Mapa de orden de drenaje.

Los órdenes de drenaje de la red, alcanzan un máximo de orden 4, y en los extremos de orden 1 (Lo cual es correcto). El orden de la cuenca queda definida por el orden del cierre, en este caso, 4.

Empleando SAGA GIS 2.3.2 se construye el orden de la cuenca. Esta queda definida como de orden cuatro, de acuerdo al orden del cauce principal que como se observa en la imagen de arriba, es el resultado de la union de dos cursos de orden tres.

6.12 CLASIFICACIÓN DE LAS CORRIENTES

Las podemos clasificar considerando el tiempo en que transportan el agua. Según esta clasificación las podríamos definir como perennes, intermitentes o efímeras (Mijares, 1992).

En particularse observa que existe muy pocas corrientes efímeras, es decir en donde el tributario se comporte como efluente. El sistema básicamente funciona con corrientes perennes o intermitentes.

Que sean efímeras, implican que se tratan de ríos influentes, es decir que su nivel freático se encuentra básicamente todo el año por debajo de la base del curso, y ocasionalmente traen agua cuando suceden las precipitaciones, aunque gran parte de estas terminan recargando el acuífero.

Si atendemos a su posición topográfica, y considerando la Figura 6.32 y Figura 6.33, se puede decir que se trata de un río de montaña en toda su extensión. Esto queda definido cuando observamos las pendientes, que derivan en altas velocidades y por consiguiente pocas curvas. Las altas velocidades provocan en que no exista, o exista muy poco material fino y predominan básicamente las gravas. (Mijares, 1992), Foto 6.31.



Figura 6.31: Material rocoso por donde transita el cauce principal del río mitre. Se observa, el limnigrafo a la derecha, en el cierre de la cuenca.

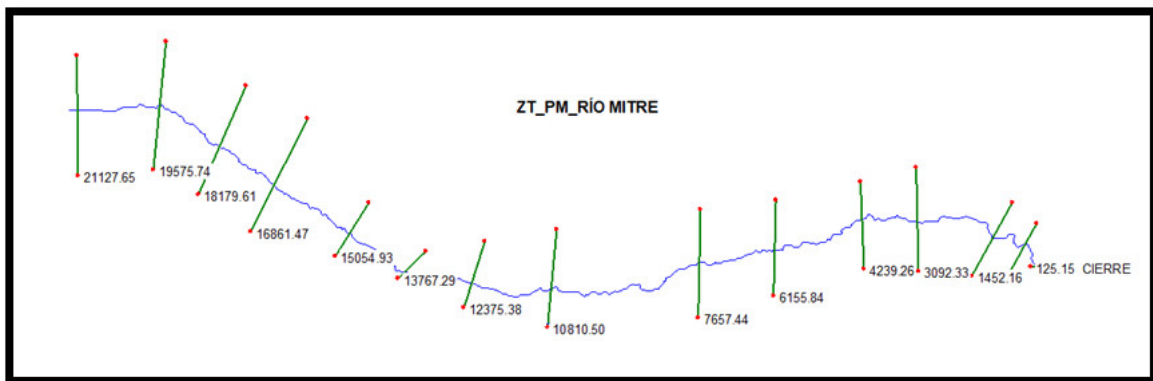


Figura 6.32: Cortes sobre el río Mitre. Generado por el software HEC_RAS, sobre el río Mitre, muestra los tramos de color verdecreados mediante un plugin de QGIS 2.18, llamado Q_Ras (Pierluigi, 2015), se emplearon para definir velocidades en esos tramos de corte y otros parámetros de interés, los números en el punto de corte se corresponden con las progresivas del cauce.

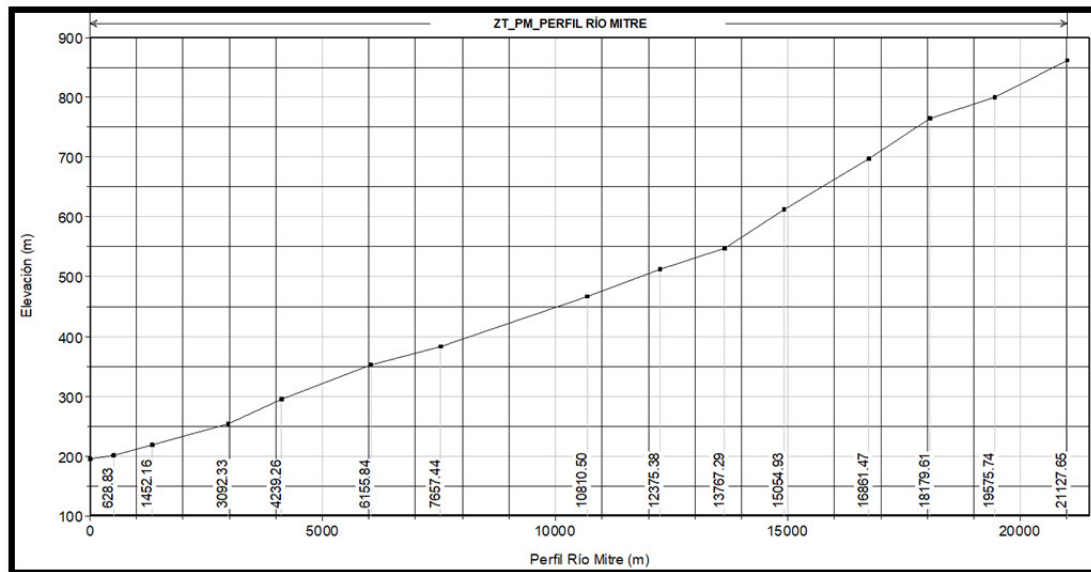


Figura 6.33: Figura del perfil del cauce principal. Las elevaciones (ordenadas) en los puntos de las secciones estudiadas del perfil, permite apreciar la pendiente pronunciada del cauce principal, río Mitre.

6.13 ÍNDICE TOPOGRÁFICO DE HUMEDAD

Este índice, desarrollado por K.J. Beven and M.J. Kirkby (1979), es muy útil porque permite establecer áreas en donde se concentra la humedad. Este al igual que otros índices para su cálculo se basa en la pendiente. Debido a esto, se establece como una norma empírica que para aquellos casos en donde la zona es plana, por lo tanto, la pendiente es cero, se reemplaza este valor por uno muy pequeño a los efectos de poder realizar el cálculo. El valor que suele emplearse es de 0.0001 % (Ferrero, 2014).

Se define como:

$$I = \ln \left(\frac{a'}{\tan(s)} \right) \tag{6.21}$$

Donde:

a = área acumulada específica

s = pendiente

Este índice antiguamente expresaba la relación entre la morfología del relieve y la acumulación del agua en el suelo (Ferrero, 2014). Hoy se lo emplea para vincular sus valores altos con áreas húmedas y podría relacionarse con la capacidad para generar escorrentía y eventualmente recargar el acuífero. Por otro lado, sus valores bajos implicarían zonas de pendientes elevadas y con poca capacidad para saturarse en agua dando como resultado zonas con baja humedad, como podrían ser las laderas de una montaña.

A los efectos de poder establecer cuáles serían los potenciales lugares con capacidad para generar escorrentía, se construye un mapa, Figura 6.34, en el que se identifican mediante diversos colores, los lugares con mayor capacidad para retener la humedad. La interpretación es la siguiente: mientras más alto es el valor del índice (colores desde marrón pasando por celeste hasta azul) la zona tendría mayor capacidad para retener la humedad y generar eventualmente escorrentía

Se puede apreciar que en el nacimiento de los cauces que se corresponden con algunas partes altas, existen valores elevados de los índices, que suele darse en los lugares donde hay acumulación de nieve en el invierno, y en el verano se formarían pequeñas lagunas con potencialidad de escurrir y conformar la red de drenaje. Por otro lado, en la divisoria de aguas el color predominante es el rojo, con valores muy bajos en el índice, que estaría indicando, baja humedad.

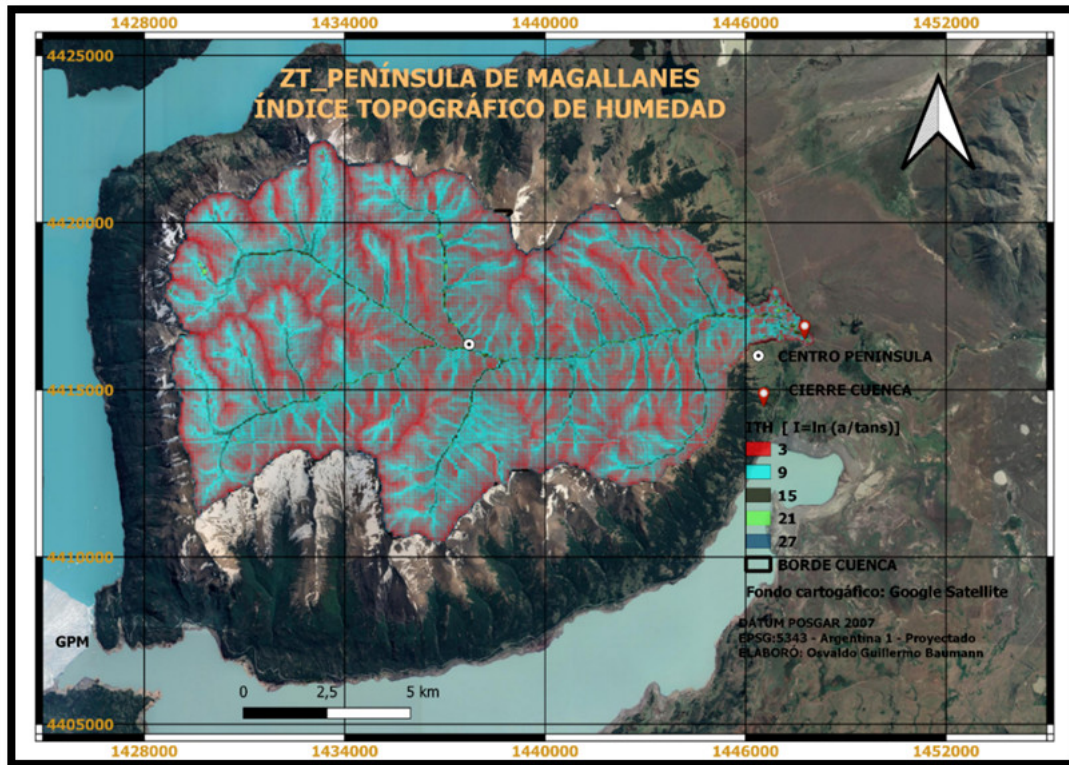


Figura 6.34: Mapa de índice topográfico de humedad.

La paleta de colores con los valores distintos del índice topográfico de humedad (ITH), sirven para establecer las áreas con mayor capacidad para retener humedad. El color rojo y celeste, se da en la divisoria de agua asociado a elevadas pendientes, mientras que el color azul con un valor alto, se se reserva para las zonas bajas o zonas altas pero planas, con tendencia a generar escorrentía o acumular humedad.

6.14 CARACTERIZACIÓN DE LOS COMPONENTES DEL CICLO HIDROLÓGICO

Todos estos parámetros, como el orden del drenaje, la forma de la cuenca, las pendientes, el índice topográfico de humedad etc., se consideran importantes para poder entender y explicar los caudales observados. La orografía de un área, reducida en 139 Km² que se impone en la meseta, requiere que se analice por ejemplo el índice de humedad. Este nos va a permitir al menos, aproximar o identificar lugares donde se puede acumular agua, que después nos servirán como argumento para explicar, por ejemplo, el hidrograma.

La orografía que se observa también tiene su importancia al momento de analizar las precipitaciones. Como se explica, la cuenca está ubicada prácticamente al borde del complejo andino patagónico (Borelli y Oliva, 2001). Esto tiene relevancia porque contrariamente a lo que podría esperarse por la cercanía a la localidad de El Calafate a solo 40 Km, las precipitaciones

son considerablemente más elevadas en la península (zona de estudio) que en esta localidad. Se puede apreciar a simple vista cuando se analiza la vegetación: la zona de estudio está dominada por árboles de la familia del *Nothofagus* mientras que el abrigo meteorológico, ubicado en El Calafate, está enclavado en un ambiente caracterizado como estepa con predominancia de gramíneas (Borelli y Oliva, 2001).

Estas consideraciones son importantes porque de alguna forma definen la información que debe emplearse para el análisis detallado de la zona. En primer lugar, se considera que no sería apropiado el empleo de datos meteorológicos de la localidad más cercana, El Calafate, lo que, por ejemplo, dificulta el análisis de precipitaciones. Por tal motivo se realiza a continuación una breve descripción del entorno como un elemento argumental del empleo de metodologías modernas y probadas para evaluar la entrada de agua al sistema (precipitación), permitiéndonos acceder a lugares remotos con una relativa precisión por medio de imágenes radar o sistemas de sensores remotos y redes neuronales.

6.15 PRECIPITACIÓN

Probablemente una de las variables con mayores inconvenientes al momento de conseguir la información en el área bajo estudio.

Existe una estación ubicada en la Península de Magallanes, Figura 6.35, identificada como una Estación Meteorológica Automática (EMA) por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Mide, además de las precipitaciones, temperatura, humedad.

La EMA, inicia su funcionamiento en mayo del año 2013 lo que limita su empleo, para el análisis estadístico de la información.

A raíz de ello se analizaron distintas fuentes de información de precipitaciones en el área. Una de esas fuentes consideradas es el aeropuerto de la localidad de El Calafate, el que cuenta con una estación meteorológica dependiente del SMN. Esta información está disponible, pero tiene el inconveniente de estar ubicada físicamente en un área fisiológica florística que, a simple vista, evidencia el paso de una estepa (aeropuerto) a un bosque (área bajo estudio) lo que a priori estaría determinando variación en las precipitaciones. Por este motivo, no se considera que los datos aportados por esa estación sean representativos del área bajo estudio.

Con el propósito de solucionar la falta de información respecto a las precipitaciones, se analizan posibles fuentes de datos entre ellas, las que proceden de redes neuronales y en particular la generada por la Universidad de California Irvine que conforman el sistema PERSIANN (<https://chrsdata.eng.uci.edu/>, s.f.).



Figura 6.35: Ubicación de la estación meteorológica.

Al SO se puede observar la estación meteorológica automática (EMA), dependiente del SMN. Con un funcionamiento que quedó discontinuado.

6.16 PERSIANN

El sistema PERSIANN es una red desarrollada por el Centro de Hidrometeorología y Sensores Remotos (CHRS,2000) dependiente de la Universidad de California Irvine. Estima la tasa de lluvia a partir de información detectada remotamente utilizando redes neuronales artificiales (ANN) por sus siglas en ingles, con una resolución de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ la imagen considera la temperatura de brillo infrarrojo proporcionada por satélites geostacionarios (Precipitation Estimation from Sattelite Information using Aritifical Neural Networks (PERSIANN)).

Una función de entrenamiento adaptativo facilita la actualización de los parámetros de la red siempre que haya estimaciones independientes de lluvia disponibles. El sistema PERSIANN se basó en imágenes infrarrojas geostacionarias y luego se amplió para incluir, además, imágenes infrarrojas y visibles durante el día. (<https://chrsdata.eng.uci.edu/>, s.f.) (CHRS, 2000). Una descripción breve se muestra en Figura 6.36.

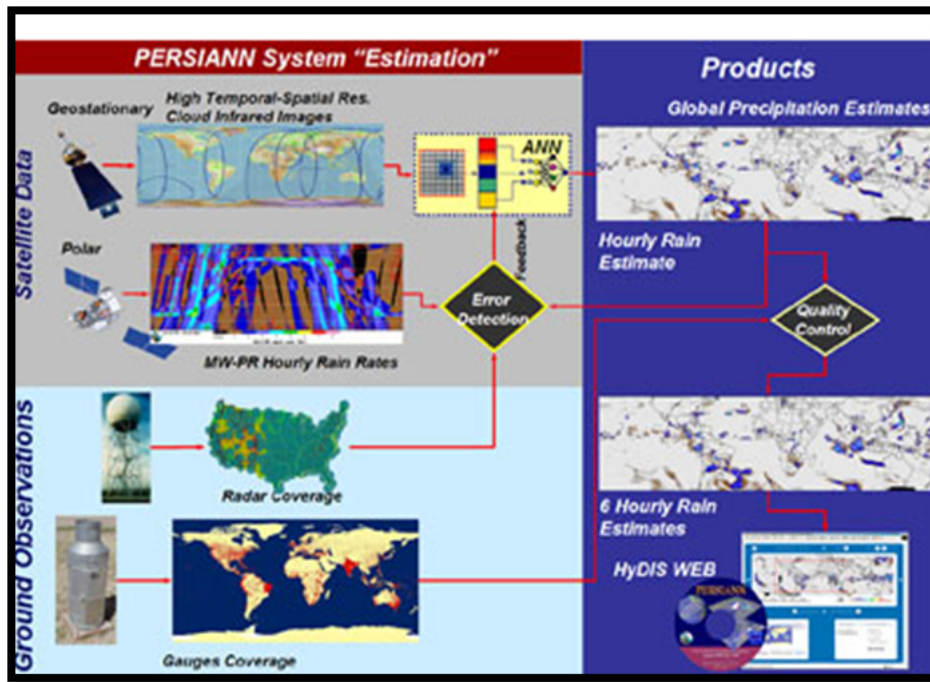


Figura 6.36: Sensores remotos de la red neuronal.

Existe una relación entre las lecturas mediante sensores remotos y observaciones en tierra, toda esa información es procesada mediante una red neuronal, que permite finalmente entregar un producto de precipitación en el área bajo estudio. Imagen extraída de: https://chrs.web.uci.edu/SP_activities01.php.

Según la descripción realizada por la institución, se puede conseguir un aprendizaje inteligente, mediante un proceso de entrenamiento automático. Una forma común de ANN se denomina, multi-layerfeed-forward network (MFN), y el más popular de MFN es una red neuronal de tres capas, (TLFNN)(CHRS, 2000), las configuraciones de estas capas se muestran en la Figura 6.37

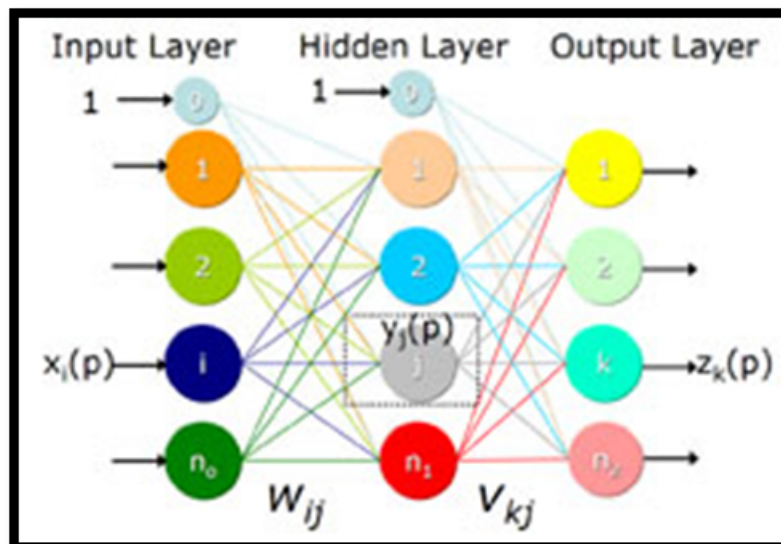


Figura 6.37: Red neuronal de tres capas.

Donde «a» es la capa de entrada, «b» la capa oculta y «c» la capa de salida, el comportamiento de la capa oculta depende de los valores de la variable de entrada. (CHRS, 2000). Figura extraída de: https://chrs.web.uci.edu/SP_approach.php#training.

El proceso de aprendizaje de la red se realiza indicando el resultado deseado para un conjunto de variables de entrada. Los algoritmos de optimización se basan en minimizar la diferencia entre la salida observada (es decir la deseada) y la salida calculada.

Debido a ciertas dificultades encontradas por los desarrolladores de la red, se emplea una red de tres capas modificada definida como MCPN (Modified Counter Propagation Network), siendo esta una red híbrida de tres capas, que consta de dos componentes a y b entrada y salida oculta. (CHRS, 2000).

Se comprobó que, para obtener una estimación exitosa mediante el empleo de ANN, se debe prestar especial atención a la selección de variables que proporcione información suficiente como para permitir la discriminación adecuada de la precipitación. La variable empleada que permite una buena estimación, es la temperatura de brillo (Tb) de la imagen satelital IR. El modelo MCPN puede emplear muchas variables de entrada que podrían considerarse informativas respecto a la precipitación y mejorarían eventualmente la salida de una red neuronal convencional.

El desarrollo de PERSIANN desde 1997 por parte de la Universidad ha permitido que se exploren múltiples variables para la aproximación de la precipitación. (CHRS_PERSIANN, 1997) (<https://chrsdata.eng.uci.edu/>, s.f.).

Estos modelos de precipitación tienen la ventaja que pueden emplearse en altas latitudes, con una cobertura (60°N ; 60°S) con una resolución espacial que oscila entre 0.04° y 0.25° dependiendo del uso.

Quizás su principal fortaleza sea precisamente, la de cubrir altas latitudes y prácticamente todo el globo. Se han desarrollado comparaciones con otras fuentes de información como CMORPH, NOAA e IMERG, cuyos resultados de correlación en muchos casos no son buenos, Figura 6.38 y Figura 6.39, aunque ayudan con la información faltante en áreas remotas de muy difícil acceso o con escasa información meteorológica.

CHRS Data Portal
<http://chrsdata.eng.uci.edu>
 Inspiring research on hydrology

Comparison Summary
 Time Period: 2007-01-31
 Common grid for comparison: 0.25° x 0.25°

	PERSIANN-CDR	PERSIANN	PERSIANN-CCS	CMORPH	NOAA-HE
Number of points:	12	12	12	12	12
# points w/ rain:	7	0	2	11	0
Mean rain rate (mm):	0.384	0.0	0.167	0.684	0.0
Max. rain rate (mm):	0.91	0.0	1.0	2.417	0.0

PERSIANN-CDR vs.	PERSIANN	PERSIANN-CCS	CMORPH	NOAA-HE
Correlation:	nan	nan	-0.841	nan
Mean Absolute Error (mm):	nan	0.37	0.665	nan
RMSE (mm):	nan	0.371	0.863	nan
RMSE (normalized):	nan	6.183	6.164	nan

Figura 6.38: Correlación entre PERSIANN CDR vs PERSIANN CCS, CMORPH y NOAA. Los valores de correlación son muy bajos, para el día 31 de enero del año 2007.

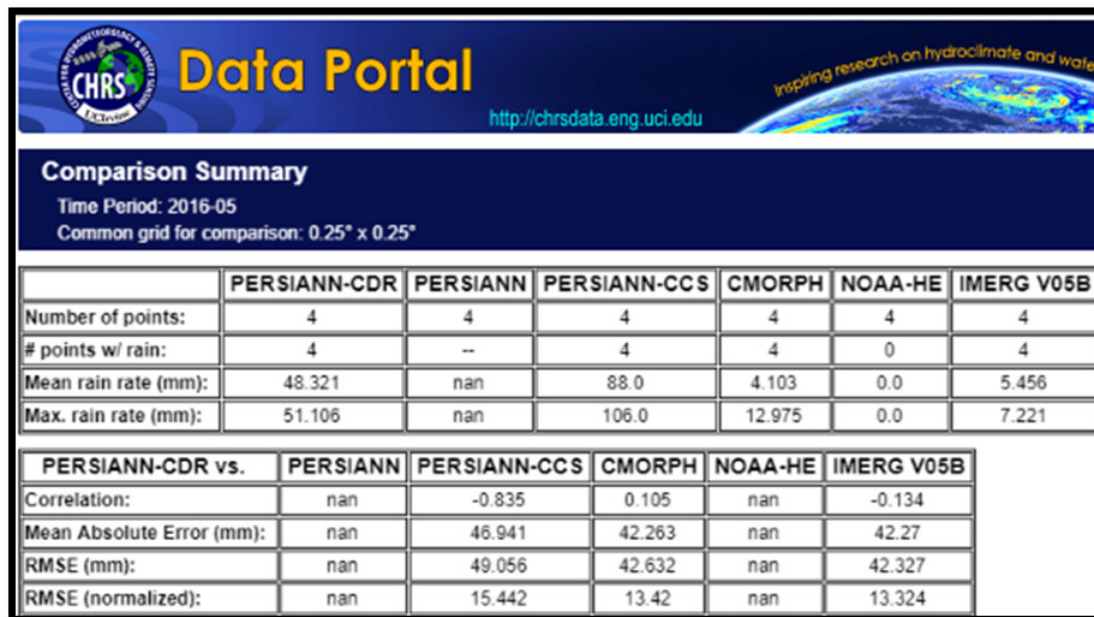


Figura 6.39: Correlación del mes cinco (5) del año 2016. Obteniéndose un valor muy bajo de 0.105 para la imagen CMORPH.

6.17 OTRAS FUENTES DE DATOS DE PRECIPITACIÓN ANALIZADAS

6.17.1 Universidad East Anglia (UEA), Climatic Research Unit (CRU), Medias Mensuales de Precipitación Resolución 0,5° X 0,5°

Dentro de las fuentes consultadas respecto a las precipitaciones, está la perteneciente a la Unidad de Investigación Climática (CRU) (Climatic Research Unit, University of East Anglia), de la Universidad de East Anglia, Reino Unido. Según publica su página, desde 1982 cuenta con datos de temperatura y precipitación y se los identifica como CRUTEM4, (UEA), una revisión de la base de datos y actualización se desarrolla en (Jones, y otros, 2012) y (Osborn y Jones, 2014) de este último se rescata la descripción de la construcción de CRUTEM4. En Harris, et al, 2013, se puede apreciar la construcción de un conjunto de datos climáticos cuadrículados actualizado (denominado CRU TS3.10) a partir de observaciones mensuales en estaciones meteorológicas en todas las áreas terrestres del mundo. Los datos con los que se construyen las estadísticas provienen de los Servicios Meteorológicos Nacionales (obtenidos en estaciones meteorológicas de todo el mundo), (Jones, y otros, 2012) e intercambian sus datos a través de la red CLIMWAT, la que forma parte de la Organización Meteorológica Mundial (OMM). CLIMWAT 2.0 para CROPWAT se ofrece como una publicación conjunta del Servicio de Gestión, Desarrollo y Recursos Hídricos y el Servicio de Medio Ambiente y Recursos Naturales de la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación. CLIMWAT 2.0 ofrece datos agroclimáticos observados de más de 5000 estaciones en todo el mundo. (Grieser, 2006). En la Figura 6.42 se observan las estaciones Lago Argentino y Charles Fhur, consideradas por la unidad climática para el armado de las cuadrículas, según se observa en la red. Finalmente, se sabe que hace algunos años, la OMM promulgó la resolución 40 donde menciona el intercambio de datos meteorológicos producidos por los SMN y se insta a las instituciones a disponer en forma gratuita y de fácil acceso a los datos

para investigación. A pesar de ello se observa que aún hoy es difícil acceder a la información meteorológica por distintos motivos.

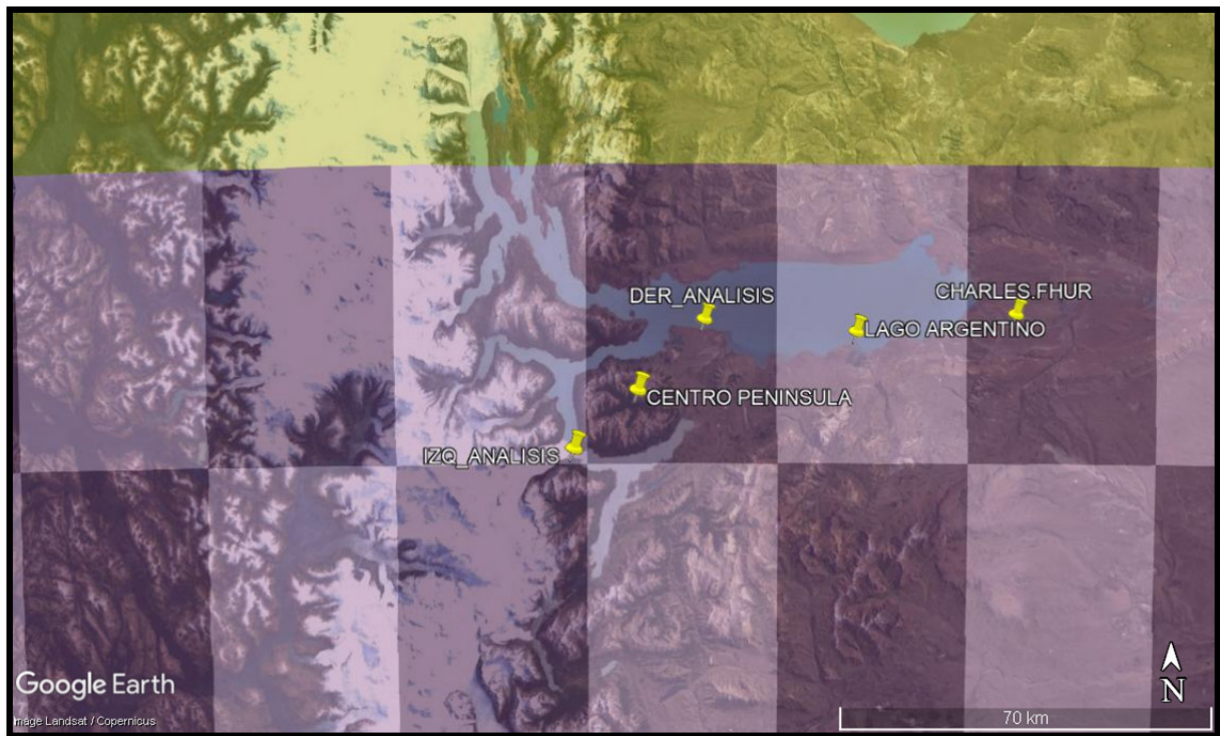


Figura 6.40: Cuadrículas construidas y definidas por Universidad East Anglia (UEA). (Jones, y otros, 2012). Con una resolución de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, toman la información de aproximadamente 4000 estaciones distribuidas en el planeta. En particular se observa las estaciones de Lago Argentino y Charles Fhur, pertenecientes a esta red (UEA). <https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/crutem/ge/>.

Estos datos abarcan un período que cubre desde 1901 a 2018 (en la actualidad se sigue corrigiendo). Los cuadros proporcionan información de precipitación y temperatura mensuales, que se emplearon en un primer momento para el análisis.

La importancia de estos datos está dada básicamente por la resolución temporal de los mismos.

Se puede observar en el Figura 6.41 la oscilación de las precipitaciones desde 1901 a 2018.

La gran mayoría de las celdas de $0,5^\circ$ se llenan con datos interpolados desde estaciones que estarían fuera de la cuadrícula, pero que se encuentran dentro del CDD (Distancias de la disminución de la correlación) que oscilan entre 1200 Km para las temperaturas y 450 Km para las precipitaciones. La influencia de los datos de la estación varía con el tiempo y entre las variables.

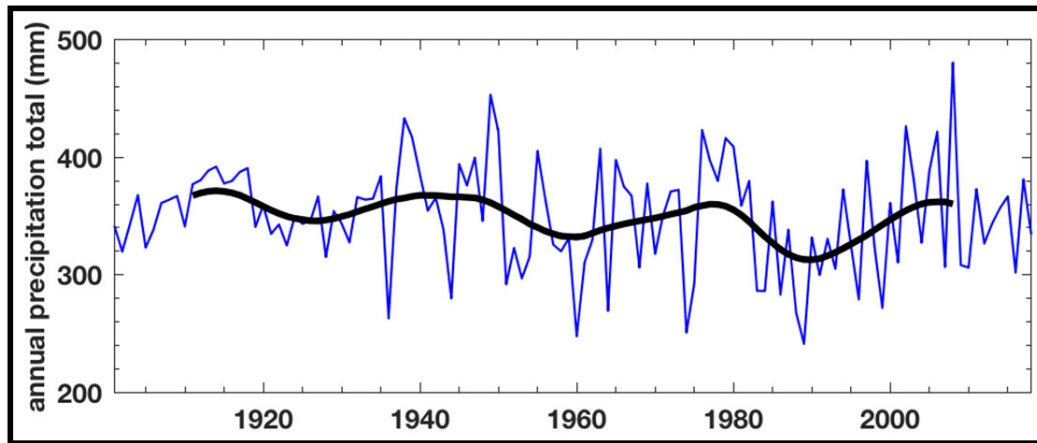


Figura 6.41: Variación de la precipitación.

Extraído de CRU grid box data 4.0. (Harris, 2013), se observan las variaciones anuales de las precipitaciones en el área de estudio, a priori se ve que están limitadas entre 240 aproximadamente y 480 mm anuales.

6.17.2 Global Precipitation Measurement (GPM)

medición de precipitación global, se refiere a una red internacional de satélites que proporciona las observaciones globales de lluvia y nieve. (NASA Precipitation Measurement Missions GPM), 6.43

Se desarrolla sobre la base del éxito de la misión de medición de lluvias tropicales (TRMM), esta misión se centra en el despliegue de un satélite “core” (NASA GPM CORE.) que lleva un sistema avanzado de radar, para determinar la precipitación desde el espacio y sirve como un estándar de referencia para unificar las mediciones de precipitación de una constelación de satélites de investigación.

Esta misión es iniciada por la NASA y la Agencia de Exploración Aeroespacial de Japón (JAXA). También comprende un consorcio de agencias espaciales internacionales incluido el Centro Nacional de Estudios Espaciales (CNES), la Organización de Investigación Espacial de la India (ISRO), la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA), la Organización Europea para la exploración de Satélites Meteorológicos (EUMETSAT) y otros.

La misión se lanza el 27 de febrero del año 2014 del centro espacial Tanegashima, Japón.

El éxito de la misión de lluvia pesada sobre áreas tropicales (TRMM) trajo como consecuencia el desarrollo de GPM CORE: este satélite lleva el primer radar de precipitación doble frecuencia y un generador de imágenes de microondas multicanal (GMI). El instrumento GMI es un radiómetro de microondas multicanal de barrido cónico que cubre una franja de 550 millas (885 km) con trece canales que varían en frecuencia de 10 GHz a 183 GHz. El GMI utiliza un conjunto de frecuencias que se han optimizado en las últimas dos décadas para recuperar precipitaciones pesadas, moderadas y ligeras utilizando la diferencia de polarización en cada canal como un indicador del grosor óptico y del contenido de agua. (NASA GPM CORE). El instrumento DPR que proporciona mediciones tridimensionales de la estructura de precipitación en franjas de 125 y 245 Km, consiste en un radar de precipitación de banda Ka, que funciona a 35.5 GHz y un radar de precipitación de banda Ku, operando a 13.6 GHz, Figura 6.42.

El DPR es más sensible a las tasas de lluvias ligeras y nevadas que el sensor del TRMM. Por otra parte, las mediciones simultáneas por la superposición de las bandas Ka/Ku, pueden

proporcionar nueva información sobre la distribución del tamaño de la gota.

Finalmente se espera que esta misión también aporte información adicional sobre como los procesos de precipitación pueden verse afectados por las actividades humanas.

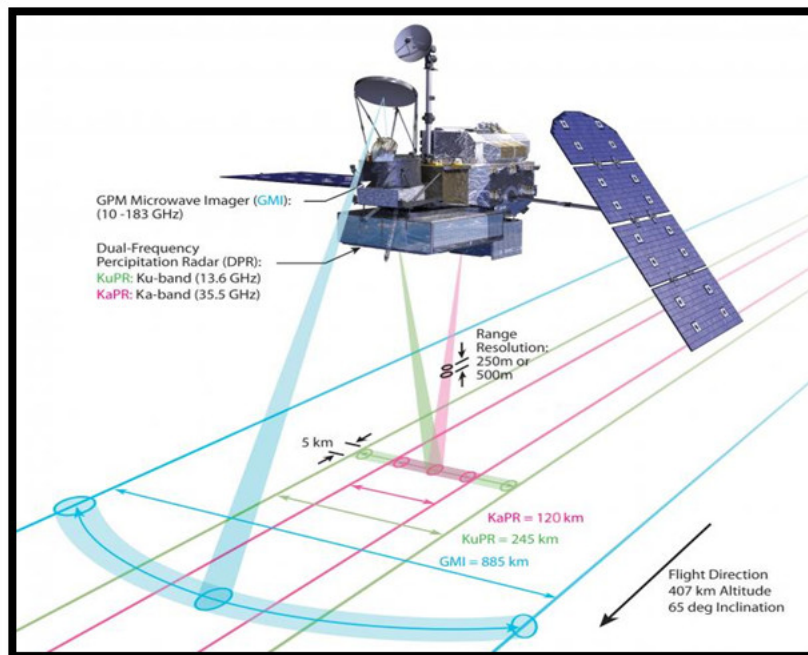


Figura 6.42: Radiómetro de microondas GMI.

Imagen extraída de <https://gpm.nasa.gov/missions/GPM>. Es un radiómetro de microondas multi-canal de barrido cónico que cubre una franja de 550 millas (885 km) con trece canales que varían en frecuencia de 10 GHz a 183 GHz. El GMI utiliza un conjunto de frecuencias que se han optimizado en las últimas dos décadas para recuperar precipitaciones pesadas, moderadas y ligeras utilizando la diferencia de polarización en cada canal como un indicador del grosor óptico y del contenido de agua.

La validación de la información generada por la misión GPM la realiza la NOAA, a través del Centro de Predicción del Clima (CPC), mediante la técnica CPC Morphing Techniques (CMORPH) (CPC-NOAA). Se puede acceder a los datos de validación terrestre, a través del siguiente enlace: <https://ghrc.nsstc.nasa.gov/pub/fieldCampaigns/gpmValidation/>

Esta validación se realizó a través de distintas campañas de campo, una de ellas es la IPHEX, (Integrado, Precipitation y Hydrology EXperiment), (DUKE UNIVERSITY,2019) (IPHEX: Integrated Precipitation and Hydrology Experiment, 2013-2014). Esta campaña pretendía caracterizar entre otras cosas, regímenes de precipitación y procesos hidrológicos en regiones de terreno complejo.

La campaña de validación en el terreno se llevó a cabo en el sur de los montes Apalaches el 1 de mayo del año 2014, teniendo como socios en la campaña a la universidad de DUKE. Esta campaña tuvo dos objetivos.

1. Evaluar las observaciones de los satélites de monitoreo de la precipitación, si coinciden con la mejor estimación de la precipitación real medida a nivel del suelo como se distribuye la precipitación en las nubes.
2. Utilizar los datos de precipitación recopilados para evaluar modelos que describen y predicen la hidrología de la región.

Con esta información se pretende predecir la cantidad de agua disponible en ríos y acuíferos.

Una de las observaciones / conclusiones que realizaron es que es muy difícil predecir y entender los patrones de precipitación en zonas de montañas debido a que las cimas impiden a los radares meteorológicos hacer observaciones precisas. Se observó que existen sesgos importantes en la determinación de precipitaciones, por encima y por debajo, en las regiones montañosas, ya que los procesos en la formación y de cómo se mueve la lluvia y nieve no se conocen bien sumado a la complejidad de los terrenos. (Petersen, 2018) (IPHEX: Integrated Precipitation and Hydrology Experiment, 2013-2014).

6.17.3 La constelación GPM

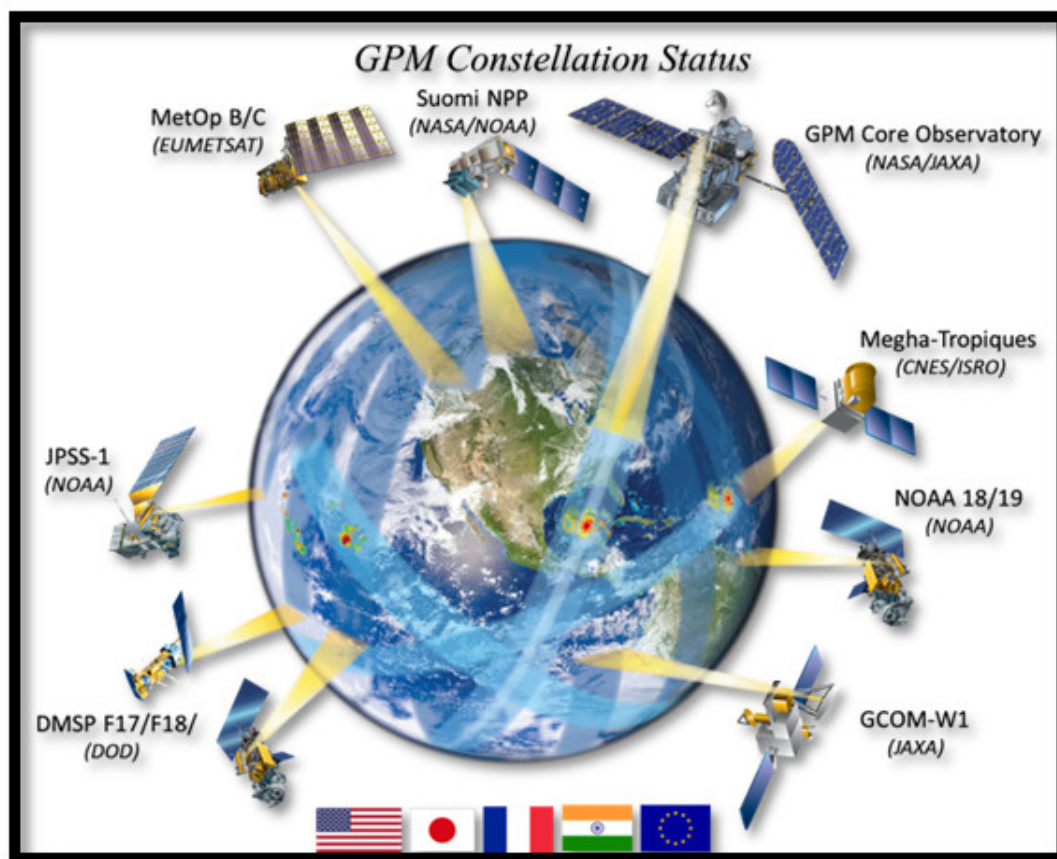


Figura 6.43: Constelación de satélites misión GPM.
Extraída de: <https://gpm.nasa.gov/missions/GPM/constellation>.

Considerando todas las agencias intervinientes en la misión GPM quedan reflejadas en la figura. A través de acuerdos bilaterales con la NASA o con JAXA, GPM logra una cobertura global con una alta frecuencia de muestreo al confiar tanto en los programas satelitales existentes como en las nuevas oportunidades de misión de sus socios. Cada miembro de la constelación puede tener sus objetivos científicos u operacionales únicos, pero contribuye con mediciones de microondas a GPM para la generación y disseminación de productos uniformes de precipitación global para comunidades de usuarios de todo el mundo.

6.17.4 Polígonos de THIESSEN

Otra alternativa que también se evaluó, es la construcción de los polígonos de Thiessen. Como se sabe se construyen formando polígonos que delimitan un área de influencia de cada estación.

Si las precipitaciones son representativas del área, se puede establecer que la precipitación media será:

$$\bar{P} = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^M P \times A_i \quad (6.22)$$

Donde A_i es el área asociada a la i -ésima estación

Esta metodología no contempla los efectos que se derivan de la orografía. (Orsoliniet al, 2005) Las gráficas presentadas a continuación considera las estaciones tenidas en cuenta para la confección de los polígonos de Thiessen, Figura 6.44. Con ocho estaciones en Argentina y 7 de Chile se construye la Figura 6.45.

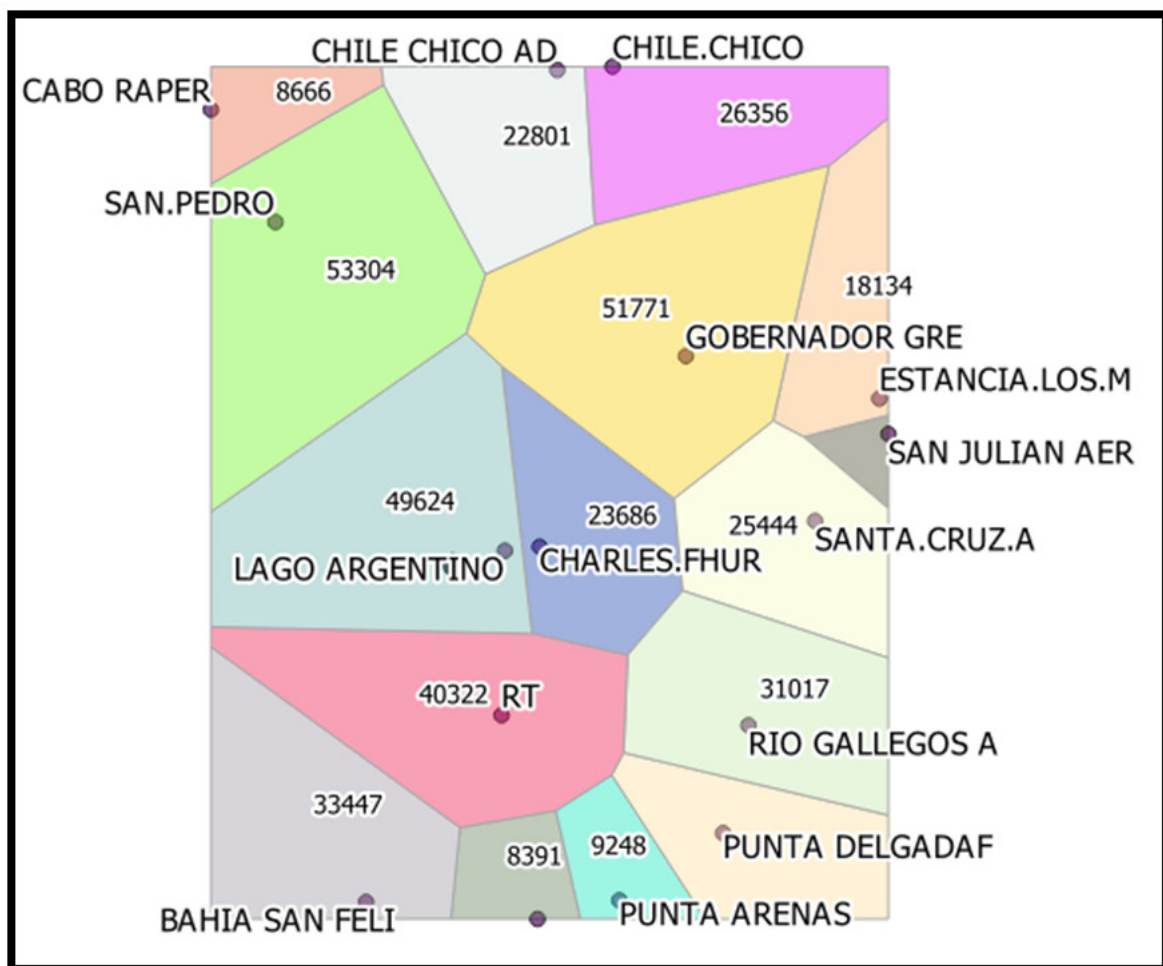


Figura 6.44: Esquema de conformación de los Polígonos de Thiessen con las estaciones consideradas y las superficies en Km².

Que abarcan, por ejemplo El polígono que contiene a la zona de tesis, cubre 49624 Km².

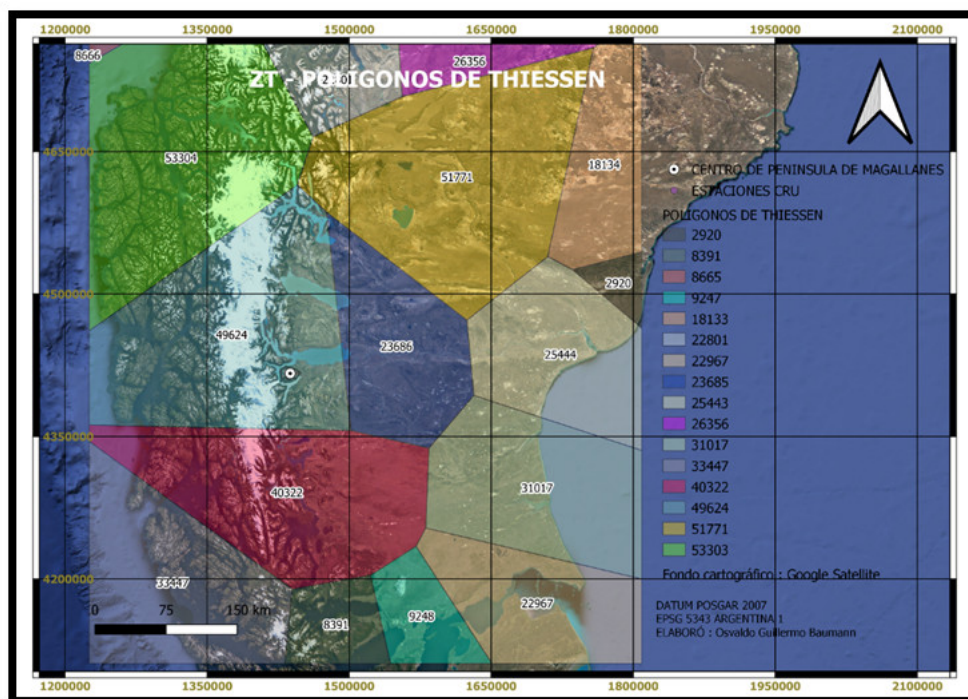


Figura 6.45: Mapa de polígonos de Thiessen.

Se puede apreciar todos los polígonos construidos a partir de las estaciones definidas en CRU (Climatic Research Unit (University of East Anglia) in conjunction with the Hadley Centre). Se distingue en detalle el alcance del polígono que contiene a la zona en estudio, identificada como “lago argentino”, Figura 6.44, el polígono definido tiene una superficie cercana a los 50000 Km², se puede observar la proximidad al glaciar perito moreno con una cobertura areal que involucra además de Argentina a Chile que son las estaciones ubicadas al oeste.

La extensión del área, la diferencia que existe desde lo fisonómico florístico entre la estepa y la zona bajo estudio, sumado a la escasez de pluviómetros mas las características orográficas de la región, hacen que no se pueda considerar que la determinación de la precipitación promedio, se aproxime con relativa precisión al área bajo estudio.

6.18 PRECIPITACIÓN EMPLEADA EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Observando los distintos inconvenientes de cada una de las metodologías expuestas para definir la precipitación, es importante reconocer a priori, la limitación de la información y en particular de la zona bajo estudio donde no se cuenta con pluviómetros. Considerando las conclusiones realizadas por el equipo de validación de GPM, queda en evidencia que los datos de satélite en un futuro, no se deben emplear en forma aislada, aunque sí son el complemento de lecturas en suelo y modelos donde se consideren, además, las nubes. Estas mediciones en forma integrada, sería el reemplazo del dato aislado en donde se requiera información sobre la precipitación, como variable de entrada en un modelo.

El inconveniente de obtener datos en regiones montañosas quedó demostrado en las conclusiones de la IPHEX (2013-2014) cuándo estas definen la dificultad a la que se enfrentan a la hora de predecir y entender respecto a los patrones de precipitación en zonas montañosas, como lo es la zona de Península de Magallanes.

Esto refleja entre otras cosas, la importancia de una buena distribución de pluviómetros que esté vinculada a la profundidad que se pretenda dar al estudio, cuando se cuenta con recursos limitados. Se suma a esto, el difícil acceso al área lo que acota aún más el análisis, las características orográficas de una superficie relativamente pequeña como lo es la zona de estudio (aproximadamente de 139 Km^2) en comparación de la resolución con polígono de Thiessen que consideraría con las estaciones actuales, una superficie de casi 50.000 Km^2 o por otro lado, las estimaciones de la UEA con sus datos CRU (Climatic Research Unit, University of East Anglia) cuya resolución espacial están dadas en cuadrículas de $0,5^\circ$.

Por otra parte, tenemos las estimaciones realizadas mediante sensores remotos como el sistema PERSSIAN las que también presentan sus inconvenientes. Si bien cubren prácticamente toda la superficie del globo con una resolución mayor, las validaciones de esta metodología (como lo demuestra el grupo IPHEX dependiente de la NASA) no son fáciles, principalmente por la falta de un conocimiento profundo de los factores que definen las precipitaciones en el área de montaña y por el difícil acceso a lugares con una orografía como la de la zona en estudio. En lo a que precipitaciones corresponde entonces, estos factores nos limitan y condicionan al momento de definir la mejor opción a considerar.

El avance tecnológico considerando los sensores remotos o las redes neuronales como lo propone la Universidad de California, "CHRS, Center for Hydrometeorology and Remote Sensing" presentan sus inconvenientes, pero ofrecen datos en los lugares como el estudiado, que pueden aportar al conocimiento del área bajo ciertas consideraciones. Por ejemplo en este caso: una variable de salida que se mide, es el caudal que debería ser explicado en parte por las precipitaciones en la zona. Estas precipitaciones son una limitante que tendrían los modelos adoptados al momento de establecer su similitud con la realidad. En una aproximación grosera se puede decir que es poco probable que exista un caudal en una zona en la que la precipitación por área de la cuenca considerada, no pudiera explicarla y esto es lo que se observa en la Península cuando consideramos los datos del SMN.

En función de lo explicado se considera que la mejor opción para la precipitación es el uso de los datos del sistema PERSIANN, fundamentalmente porque puede explicar los volúmenes vertido en el cierre de la cuenca.

6.18.1 Perssian ccs

CHRS ha desarrollado una nueva versión de PERSIANN. La nueva versión utiliza el procesamiento de imágenes por computadora y las técnicas de reconocimiento de patrones para desarrollar una clasificación de nubes basada en áreas y un sistema de estimación de lluvia basado en imágenes satelitales infrarrojas. El sistema PERSIANN-Cloud Classification System (PERSIANN-CCS) permite la categorización de las características de los parches de nubes en función de la altura de la nube, la extensión de área y la variabilidad de la textura estimada a partir de imágenes de satélite.

Las áreas individuales de nubes se pueden clasificar según la textura, las propiedades geométricas, la evolución dinámica y la altura de la parte superior. Estas clasificaciones ayudan a asignar valores de lluvia a píxeles dentro de cada nube en función de una curva específica que describe la relación entre la tasa de lluvia y la temperatura de brillo Figura 6.46.

Los trabajos realizados para la comparación entre precipitación estimada mediante radar, PERSSIAN y PERSSIAN CCS, mostraron que PERSSIAN CCS, muestra mayor precisión en cuanto a la distribución espacial, que PERSSIAN tradicional.

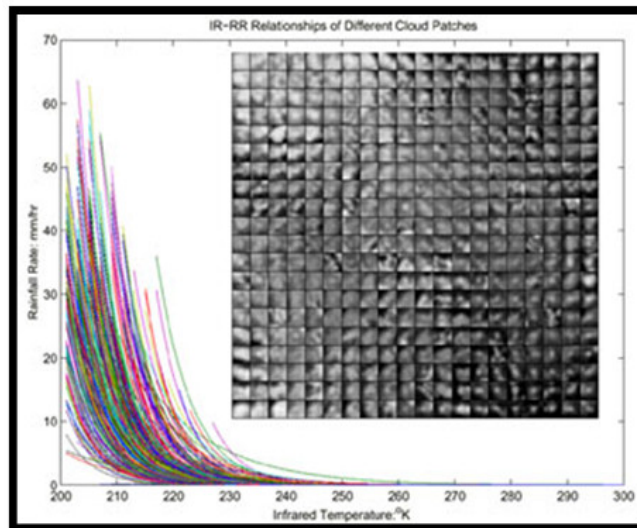


Figura 6.46: Relación tasa de Tb-Lluvia.

Esta varía según la clasificación de las nubes. Cada curva representa la relación para una de las clases de nubes. Imagen extraída de: https://chrs.web.uci.edu/SP_activities01.php

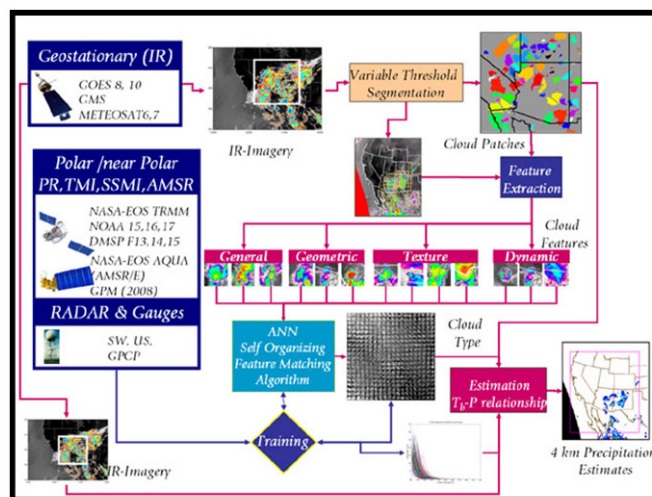


Figura 6.47: Relaciones entre los sensores y red neuronal.

En forma sintética, se observan las distintas relaciones entre sensores remotos, red neuronal y temperatura de brillo para definir las precipitaciones en una determinada área. (CHRS, 2000). Imagen extraída de: [tps://chrs.web.uci.edu/SP_activities01.php](https://chrs.web.uci.edu/SP_activities01.php)

La intensidad de precipitación y la distribución del parche de nubes clasificadas se entrenan inicialmente utilizando radar terrestre y observaciones TRMM. El PERSIANN-CCS permite la asimilación de datos (en el espacio y en el tiempo) y el entrenamiento del sistema, lo que da flexibilidad en el ajuste de las curvas de distribución de nubes y lluvia a medida que están disponibles nuevas mediciones de radar terrestres o espaciales.

La cobertura del sistema PERSIANN CCS alcanza desde los 60°N hasta 60°S, con un inicio en el período de cobertura desde el año 2003 y una resolución espacial de 0.04° x 0.04°. (CHRS, 2000).

Un resumen del funcionamiento integral del sistema PERSIANN CCS, se muestra en la Figura 6.47.

Por las características expuestas fundamentalmente, cobertura espacial y períodos de temporales, se termina adoptando como una estimación de la variable precipitación a PERSIANN y

PERSIANN CCS. Por lo cual todos los cálculos desarrollados en este trabajo considerarán a PERSIANN, como el adecuado para definir el resto de las variables que conforman el sistema bajo estudio.

6.19 LAMINA MEDIA CAIDA EN EL ÁREA (ANUAL)

La precipitación en el área considerada Figura 6.48, delimitada por los píxeles cuya resolución espacial de $0.04^\circ \times 0.04^\circ$, provenientes de un raster cuyo resultado es la media aritmética de 16 años en lo que respecta a las precipitaciones anuales y mensuales. Esto deriva en un módulo pluviométrico de 1757 mm con un desvío estándar de 82.65 mm.

Las precipitaciones medias mensuales de un período de 16 años son las que se muestran en la Cuadro 6.10, a continuación. Esta tabla se construye con la media de los píxeles empleando como herramienta de cálculo la calculadora raster de QGIS.

ENERO	FEBRERO	MARZO	ABRIL	MAYO	JUNO	JULIO	AGOSTO	SEPTIEMBRE	OCTUBRE	NOVIEMBRE	DICIEMBRE
146.66	133.69	121.14	147.79	174.64	168.96	157.93	161.82	138.22	123.62	137.99	144.16

Cuadro 6.10: Precipitación media mensual en mm, en el área de estudio, obtenida como resultado del sistema F1PERSIANN CCS.

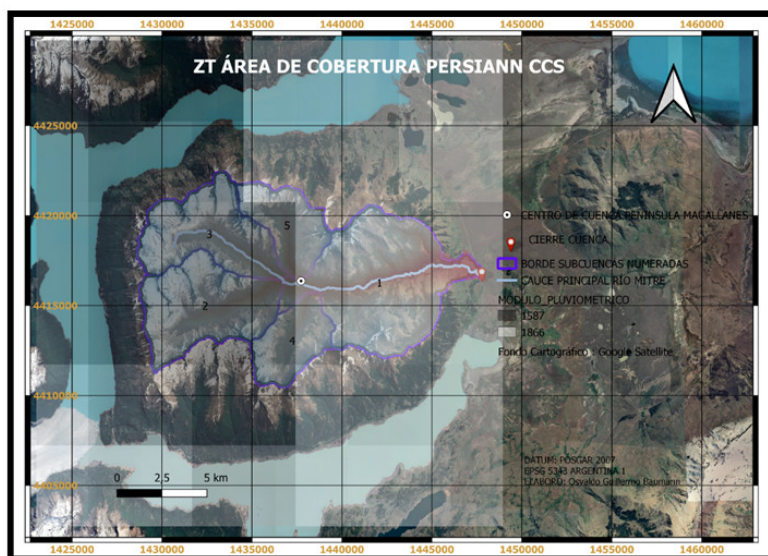


Figura 6.48: Mapa de área de cobertura de PERSIANN.

La cobertura de los píxeles en tonos de grises, cuya resolución espacial es de $0.04^\circ \times 0.04^\circ$ cubren la superficie de toda la cuenca, se puede apreciar las cinco subcuencas bajo estudio numeradas del 1 al 5 y el cauce principal en celeste, correspondiente al río Mitre, los píxeles son el resultado del sistema PERSIANN CCS, se busca que las coberturas de los mismos tiendan hacia el oeste a los efectos de que predomine mayoritariamente las características climáticas de la cordillera.

6.19.1 Determinación del módulo pluviométrico

Para la determinación del módulo pluviométrico se emplean precipitaciones mensuales desde el año 2003 al 2018/2019. Se promedian las precipitaciones mensuales obtenidas en formato raster mediante la calculadora QGIS 3.4 y 3.8. Con todos estos datos se definió un raster de salida que es el resultante de la media aritmética mensual de los 16/17 años ingresados. Con estos raster

de salida se construye la Figura 6.49, que representa la sumatoria de las medias mensuales, con una media aritmética que es el resultado de los píxeles analizados (sumados), cuyo valor es el considerado como el **módulo pluviométrico**.

También es posible apreciar en la Figura 6.51, los datos de coordenadas empleados que definen un recuadro considerado como la zona bajo estudio. Así mismo se observa el tamaño del pixel, el máximo, mínimo, desvío estándar y la media aritmética, que representa el módulo empleado para el cálculo.

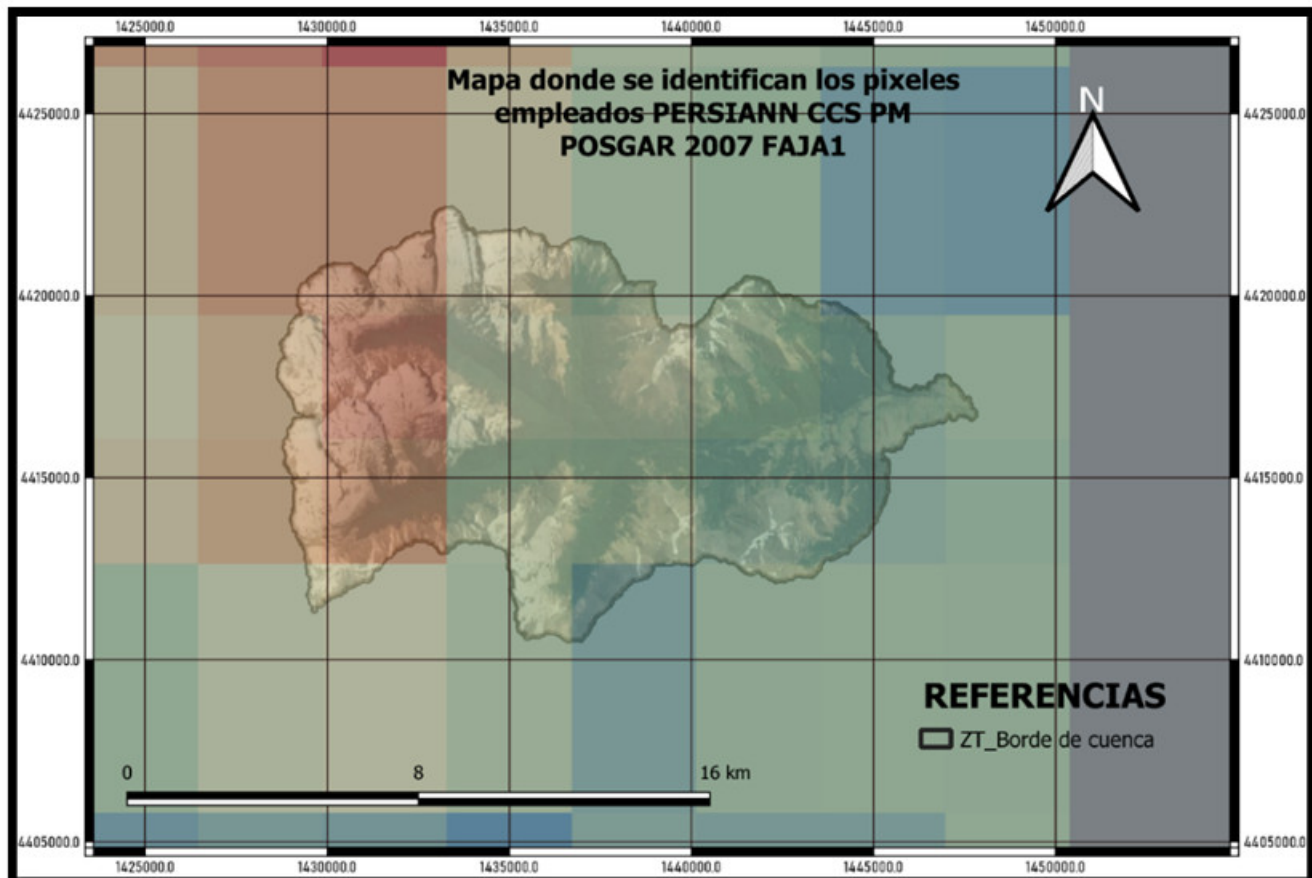


Figura 6.49: Resolución espacial de 0.04° x 0.04° de PERSIANN CCS. Cubren la totalidad de la cuenca.

Una metodología similar se utiliza para la obtención de los estadísticos media diaria y mensual. Se consideraron los rasters bajo estudio y con ellos luego de un procesamiento como el descrito, se definieron las medias y los desvíos estándares.

Finalmente, se puede decir que el área estudiada que cubren los píxeles de PERSIANN CCS, resultan en una cobertura de un poco más de 680 Km². Si se compara con el área de la cuenca de 139 Km², esta (la cuenca), resulta en un valor ligeramente superior al 20 % del área cubierta por los píxeles considerados, mientras que cuando se analiza el porcentaje de cobertura respecto a los polígonos de Thiessen, Figura 6.52, es cercano al 0.3 %, demostrando lo poco representativa que es esta última metodología cuando se la aplica en el área bajo estudio.

La información contenida en el raster final de salida, Figura 6.49, se emplea para la construcción de isohietas, Figura 6.50, empleando la técnica de interpolación de krigging.

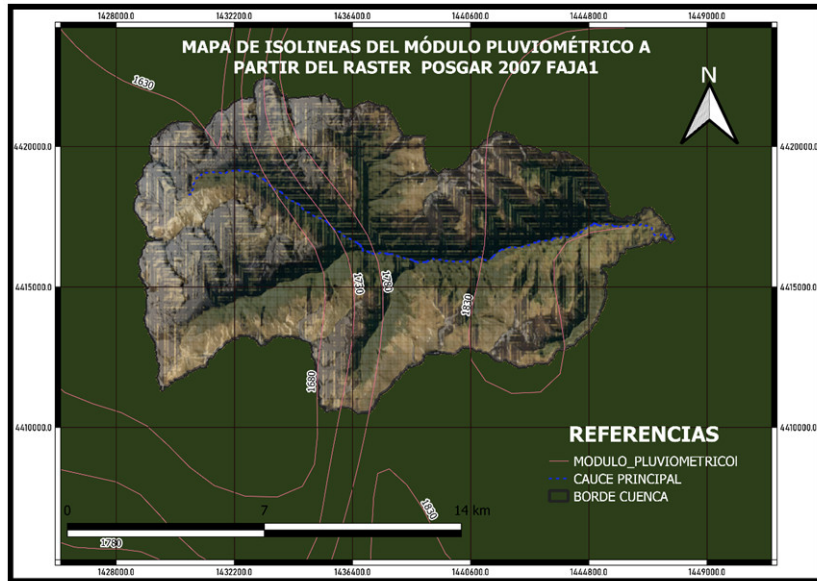


Figura 6.50: Mapa de isocotas de módulo pluviométrico. La información de cada píxel generada en el raster de arriba, Figura 6.49, sirve para el armado de un mapa de isohietas, que cubren el área estudiada.

Nombre	F1_MODULO_PLUVIOMETRICO_SUMA_DE_MEDIAS_MENS_CCS
Ruta	C: \Users\Usuario\Documents\TOTAL\DOCTORADO\PERSSIAN_TIF_ASC\PERSSIAN_CCS\PERSIANN_ANUAL_CCS\PERSIANN_TIFF_ANUAL_CCS\PP_ANUAL_SUMA_DE_MESES_PROMEDIOS\F1_MODULO_PLUVIOMETRICO_SUMA_DE_MEDIAS_MENS_CCS.tif
SRC	EPSG:5343 - POSGAR 2007 / Argentina 1 - Proyectado
Extensión	1423020.0567000000737607,4402719.7730000000447035 ; 1448938.2331999999005347,4429725.76410000002622604
Unidad	metros
Anchura	9
Altura	6
Tipo de datos	Float32 - Número de coma flotante de 32 bits
Descripción del controlador de GDAL	GTiff
Metadatos del controlador de GDAL	GeoTIFF
Descripción del conjunto de datos	C: \Users\Usuario\Documents\TOTAL\DOCTORADO\PERSSIAN_TIF_ASC\PERSSIAN_CCS\PERSIANN_ANUAL_CCS\PERSIANN_TIFF_ANUAL_CCS\PP_ANUAL_SUMA_DE_MESES_PROMEDIOS\F1_MODULO_PLUVIOMETRICO_SUMA_DE_MEDIAS_MENS_CCS.tif
Compresión	
Banda 1	<ul style="list-style-type: none"> • STATISTICS_MAXIMUM=1866.8382568359 • STATISTICS_MEAN=1756.6210507993 • STATISTICS_MINIMUM=1587.3088378906 • STATISTICS_STDDEV=82.653482860826 • STATISTICS_VALID_PERCENT=100 • AREA_OR_POINT=Area
Más información	
Dimensiones	X: 9 Y: 6 Bandas: 1
Origen	1.42302e+06,4.42973e+06

Figura 6.51: Salida de QGIS con el máximo de precipitaciones. 1866.83 y un mínimo de 1587,31 la media aritmética, igual 1756.62 y el desvío estándar de 82.65 de los píxeles en estudio.

6.20 COMPARACIONES DE ÁREAS DE COBERTURAS



Figura 6.52: Diferencias, en la comparación de áreas de polígonos de Thiessen y PERSIANN. La primera de 49624 km² y la segunda, más pequeña de 1000 km², píxeles en amarillo y rojo, reflejan el mayor detalle que aporta el sistema PERSIANN.

Se considera importante hacer esta comparación para mostrar lo poco representativa de las otras metodologías desechadas. Si observamos las Figura 6.52 y Figura 6.53 se puede comparar las distintas áreas de cobertura que existen al momento de analizar las imágenes PERSIANN con el polígono de Thiessen o con el área de cobertura de CRU, además de las consideraciones ya vertidas.

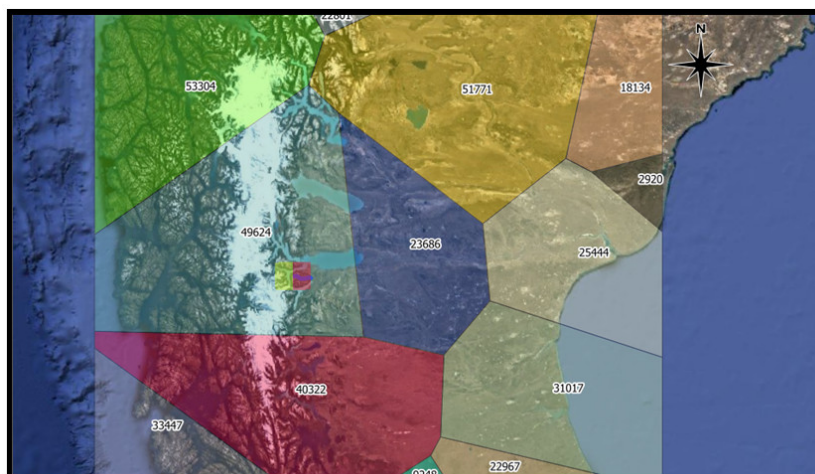


Figura 6.53: Superficie del pixel cuya resolución espacial es 0.5 x 0.5 cuando se emplea CRU. Esta cubre un área de aproximadamente 3100 Km², si se compara con la figura de arriba, se puede observar a simple vista que PERSIANN tiene una mayor resolución. Aunque los motivos por la que no emplea (CRU), no es solo la resolución espacial, sino también que no existe una buena resolución espacial y temporal.

6.21 PRECIPITACIÓN EFECTIVA

La precipitación efectiva se estima por diferencia entre el escurrimiento total y el subterráneo. Ver punto 6.27 al 6.29 será ESUP (escurrimiento superficial) = 1004 – (ESUB (escurrimiento subterráneo) = 378) *El valor corresponde a la media aritmética. (El cálculo se desarrolla mas adelante)

$$\text{ESUP} = 626 \text{ mm} = \text{PRECIPITACIÓN EFECTIVA}$$

6.22 EXPRESIÓN DEL CAUDAL EN TÉRMINOS DE PROFUNDIDAD EQUIVALENTE (mm)

El caudal expresado en mm en la zona de estudio será igual a:

$$Q_{mm} = \frac{\sum_1^{12} \bar{x} \text{ m}^3 / s_{mes}}{1,384 \times 10^8 \text{ m}^2} \quad (6.23)$$

$$Q_{mm} \approx 1004 \text{ mm}$$

Los valores del caudal son extraídos de la base de datos del Sistema Nacional de Información Hídrica (SNIH), dependiente del SIPH, en donde se identifica al limnógrafo con el número 2822-RP_11.

6.23 COEFICIENTE DE ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL

También a partir de esto se puede establecer un coeficiente de escurrimiento superficial como la relación siguiente:

$$\text{Coeficiente de escurrimiento superficial} = \frac{Q(mm)}{P(mm)} \quad (6.24)$$

En donde:

Q = es la esorrentía expresada en mm por el área de toda la cuenca

P = al módulo pluviométrico = 1756.62 mm \approx 1757 mm

Obteniéndose un coeficiente de escurrimiento superficial igual a 0.42 (42%).

6.24 EVAPOTRANSPIRACIÓN

Existen diferentes métodos para determinar la evapotranspiración pudiendo clasificarlos en 4 grandes grupos: (Orsolini, et al, 2005)

1. Métodos basados en el balance de agua
2. Métodos basados en el balance de energía
3. Métodos basados en fórmulas empíricas
4. Métodos basados en la medida de perfiles medios de velocidades de viento y humedades en la atmósfera.

6.24.1 Balance de agua

Como una primera aproximación se estimó la evapotranspiración empleando un método basado en el balance de agua. Esto se cumplirá en el caso de considerarse un período de observación de larga duración, en el que las reservas se asumirán nulas. Se realiza un balance anual empleando la ecuación:

$$EVT(real) = P - Q \quad (6.25)$$

donde

P = Precipitación media anual;

Q = volumen de salida anual expresado en mm por toda el área de la cuenca.

P = 1757 mm

Q = 1004 mm

EVT = 1757 - 1004

EVT = 753 mm

Dentro de los métodos basados en fórmulas empíricas se emplearon las fórmulas de Thornthwaite, para la determinación de EVT con el objetivo de observar la diferencia con los otros métodos que se consideran mas efectivos.

6.24.2 Thornthwaite

Esta emplea la media mensual de las temperaturas medias diarias con la cual se calcula el índice de calor mensual "i" de acuerdo a la siguiente fórmula:

$$i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1,514} \quad (6.26)$$

A partir de ello se halla el índice de calor anual "I" con la siguiente expresión:

$$I = \sum i \quad (6.27)$$

Siendo $\sum i$ la suma de los 12 índices mensuales del año.

Con esto se calcula la EVT potencial media sin corregir.

$$EVT = 16 \times \left(\frac{10t}{I}\right)^a \quad (6.28)$$

donde

t = Temperatura media diaria del mes en curso en °C

a = $675.10 - 9I^3 - 771.10 - 7I^2 + 1972.10^{-5} I + 0.49239$

Si consideramos la duración real del mes y el número máximo de horas de sol según la latitud, tendremos que ajustar la EVT mediante un factor "K" que contemple esto. Este factor se calcula como sigue:

$$K = \frac{N}{12} * \frac{d}{30} \quad (6.29)$$

donde

N = Número máximo de horas de sol según la latitud

d = Número de días del mes.

Finalmente, la evapotranspiración potencial será:

$$EVP_{(mm/mes)} = K * EVT \quad (6.30)$$

Con esta metodología se estimó la EVP empleándose para su cálculo, información para las temperaturas rasters de WORLDCLIM. A partir de esta, se elaboraron mapas mediante QGIS 3.8, de EVP en la zona donde los resultados se resumen en la Cuadro 6.11, mientras que en la Figura 6.54, se muestran como ejemplo, los valores empleados para la construcción de la tabla.

ENERO	FEBRERO	MARZO	ABRIL	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOSTO	SEPTIEMBRE	OCTUBRE	NOVIEMBRE	DICIEMBRE
99.49	80.98	64.59	40.37	18.12	7.51	7.49	15.19	31.63	57.89	75.03	95.23

Cuadro 6.11: Thornthwaite EVP, mensuales en la zona de estudio, obtenidas como resultado de la media de los rasters de cada mes.

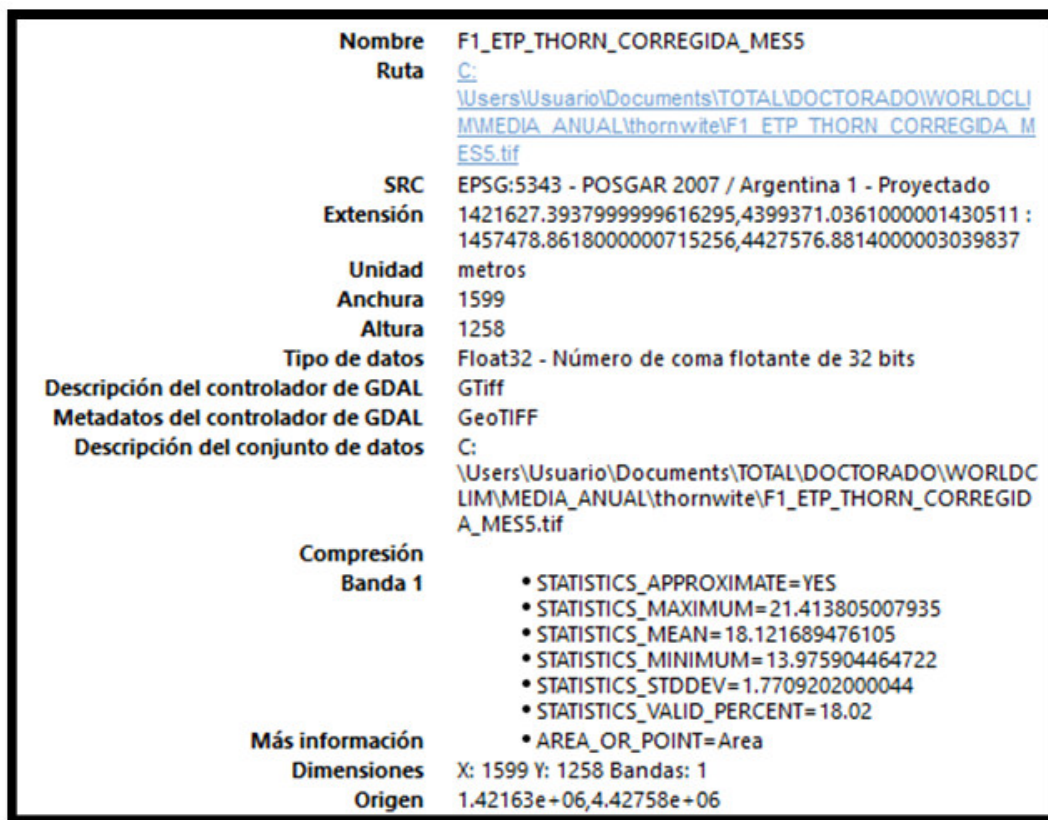


Figura 6.54: Evapotranspiración empleando Thornthwaite, calculada con QGIS. Valores máximos, mínimos y medios del raster bajo análisis, en este caso del mes de mayo, con un valor de la EVP media igual a 18.12, el cual es volcado en el cuadro de arriba (Cuadro 6.11).

La EVP media anual se calculó como la sumatoria de las EVP media mensuales y arroja un resultado de 593.52 \approx 593 mm/año.

Para el cálculo de la temperatura media anual se emplea la media extraída de un raster construido mediante QGIS 3.8 con datos provenientes de WORLDCLIM (www.worldclim.org, s.f.) Figura 6.55, de donde se obtiene la temperatura media anual con un valor de 4.83°C.

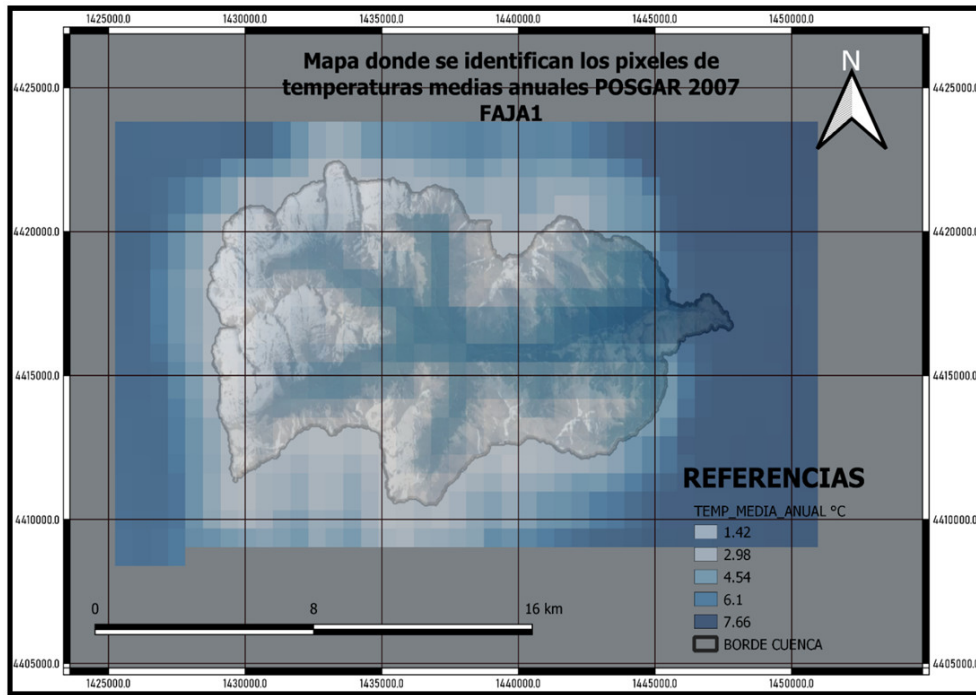


Figura 6.55: Píxeles con un gradiente de color están en función de la temperatura.

6.24.3 Enfoque FAO Penman-Monteith

El grupo de expertos recomendó la adopción del método combinado de Penman-Monteith como una nueva norma para el cálculo de la evapotranspiración de referencia y sugirió procedimientos para el cálculo de los distintos parámetros. El método FAO Penman-Monteith (Allen, et al, 1998) fue desarrollado mediante la definición del cultivo de referencia como un cultivo hipotético de referencia con una altura asumida de 0.12 m, una resistencia superficial fija de 70 s m⁻¹ y un albedo de 0.23. La superficie de referencia se asemeja a una superficie extensa de pasto verde de altura uniforme, creciendo activamente, sombreando totalmente la tierra y con un adecuado aporte de agua. El método supera las deficiencias del anterior método FAO Penman y proporciona valores más consistentes con el uso real de agua por parte de los cultivos en todo el mundo (Evapotranspiración del cultivo Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos) (Allen, et al, 1998). En base a la ecuación original de Penman-Monteith y a las ecuaciones de resistencia aerodinámica y de superficie, el método FAO Penman-Monteith para estimar E_{To}, se expresa como:

$$E_{To} = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \quad (6.31)$$

donde

E_{To} evapotranspiración de referencia (mm día⁻¹)

R_n radiación neta en la superficie del cultivo (MJ m⁻² día⁻¹)

R_a radiación extraterrestre (mm día⁻¹)

G flujo del calor de suelo (MJ m⁻² día⁻¹)

T temperatura media del aire a 2 m de altura (°C)

u_2 velocidad del viento a 2 m de altura (m s-1)

e_s presión de vapor de saturación (kPa)

e_a presión real de vapor (kPa)

$e_s - e_a$ déficit de presión de vapor (kPa)

D pendiente de la curva de presión de vapor (kPa °C-1)

g constante psicrométrica (kPa °C-1)

Considerando esta metodología se estima la ETo en la zona de estudio mediante el software de la FAO CROPWAT 8.0 (Organización de las Naciones Unidas, FAO) obteniéndose los resultados mostrados en la Figura 6.56, siguiente:

País		ARGENTINA		Estación		ZT_PM	
Altitud		1000 m.		Latitud		50.39 °S	
				Longitud		72.88 °W	
Mes	Prom Temp	Humedad	Viento	Insolación	Rad	ETo	
	°C	kPa	m/s	horas	MJ/m ² /día	mm/mes	
Enero	9.6	0.65	8.9	3.9	15.8	120.55	
Febrero	9.2	0.66	7.9	4.0	13.9	96.15	
Marzo	7.6	0.63	7.3	3.7	10.4	83.03	
Abril	5.2	0.58	6.8	2.7	6.2	55.20	
Mayo	1.8	0.50	5.9	1.7	3.4	33.61	
Junio	0.0	0.46	5.6	1.2	2.3	23.91	
Julio	-0.1	0.43	5.5	1.7	2.9	28.46	
Agosto	0.7	0.44	6.0	2.4	5.1	36.59	
Septiembre	2.9	0.47	6.9	3.8	9.2	55.63	
Octubre	5.5	0.51	8.0	4.1	12.9	85.94	
Noviembre	7.0	0.55	8.6	3.9	15.3	99.51	
Diciembre	8.7	0.61	9.0	4.4	17.1	117.88	
Promedio	4.8	0.54	7.2	3.1	9.5	836.46	

Figura 6.56: Salida del software Cropwat.

La información que ha sido introducida aparece con un fondo blanco, y la salida generada por el programa, está determinada con un fondo amarillo, se puede apreciar al final de la última columna de la derecha el valor de la ETo anual, con valores mensuales, la información de las horas de insolación se obtienen del programa de la FAO CLIMWAT, (Grieser, Jürgen, 2006), que emplea como un complemento de CROPWAT para la obtención de la variables de ingreso, la temperatura media y la humedad es generada a partir de la base WORLDCLIM, estas se procesaron mediante QGIS 3.8, para obtener las medias mensuales.

Con los datos obtenidos se construye la Cuadro 6.12, que resume los resultados de las fórmulas empleadas.

MÉTODO	EVT mm AÑO
Balance anual	753
Thornthwaite	593
FAO Penman-Monteith	836

Cuadro 6.12: Resume los valores obtenidos en la determinación de la EVT por diversos métodos.

Si consideramos la media aritmética de las EVT obtendríamos un valor de 727 mm/año. Se asumirá una EVT igual a 753 mm/año.

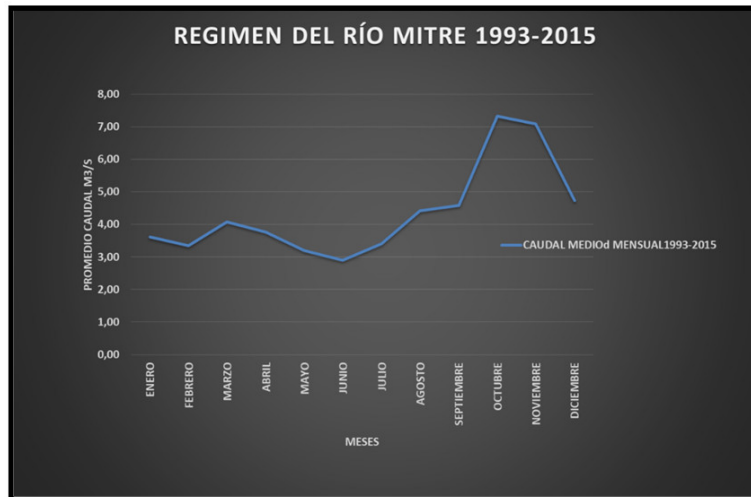


Figura 6.57: Régimen del río Mitre.

Se aprecia el máximo en octubre y de una caída importante en el caudal en diciembre a 4.74 m³/s que continua lentamente hacia junio donde alcanza el mínimo de 2.89 m³/s en promedio.

6.25 HIDROGRAMA

Se puede definir el hidrograma de caudal como una “Gráfica o una tabla que muestra la tasa de flujo como función del tiempo en un lugar dado de una corriente” (Chow, et al, 1994).

El autor justamente destaca que se trata de una “expresión integral de las características fisiográficas y climáticas, que rigen las relaciones entre la lluvia y la escorrentía de una cuenca de drenaje particular” (Chow, et al, 1994). Esta última parte de su definición nos pone en perspectiva para observar lo difícil del concepto y las complicaciones a la hora de tener que explicar un determinado hidrograma.

6.25.1 Hidrograma Anual

Este tipo de hidrograma se construye considerando el caudal versus el tiempo en un año (en principio ideal para mostrar el balance a largo plazo de la precipitación) y el caudal de la cuenca.

En particular en un primer análisis del hidrograma bajo estudio Figura 6.57 del río Mitre, se podría inferir que se trataría de un río que, como resultado de las precipitaciones aumenta su caudal desde un otoño tardío hasta alcanzar un máximo, en una primavera temprana, con un mínimo en Junio, lo que de alguna forma indicaría que la recarga del acuífero estaría dada básicamente en invierno o en una primavera temprana Cuadro 6.13.

VERANO				OTOÑO				INVIERNO				PRIMAVERA			
21-dic	ENE	FEB	20-mar	21-mar	ABR	MAY	20-jun	21-jun	JUL	AGO	20-sep	21-sep	OCT	NOV	20-dic

Cuadro 6.13: Inicio y fin de las estaciones en el cono sur.

La relativa suavidad en la evolución del caudal desde diciembre hacia junio estaría siendo regulada por la acumulación de nieve durante el período invernal y las precipitaciones mensuales.

Figura 6.58 permite apreciar con detalle la variación anual considerando el mínimo como inicio del gráfico, con una máxima entre Octubre - Noviembre y la caída del caudal hacia Diciembre.

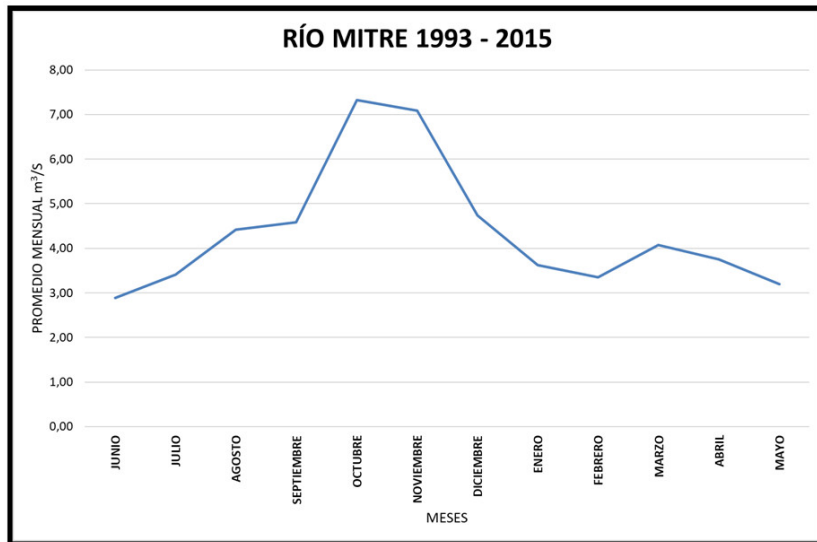


Figura 6.58: Hidrográfico del río Mitre.

Desde diciembre hacia junio existe una caída suave del caudal explicado por la acumulación de nieve durante el invierno y se incorpora al flujo base, el pico del hidrográfico entre octubre y noviembre, lo explica fundamentalmente, el derretimiento de la nieve, que predomina sobre el flujo base.

En un análisis mas detallado del hidrográfico quizás podrían reconocerse dos períodos de máximos: uno con un pico importante en los meses de Octubre-Noviembre, que podría explicarse por el deshielo y un pico secundario en el mes de Marzo que probablemente sea la conjunción de aportes subterráneos y precipitaciones distintas a la nieve.

6.26 CAPACIDAD DE LA CUENCA, FLUJO BASE Y ESCORRENTÍA DIRECTA

Existen algunos conceptos importantes a definir. Uno de ellos es la capacidad de la cuenca, que la consideraremos como “El volumen total de flujo bajo el hidrográfico anual” (Chow, et al, 1994). Este volumen total estaría constituido básicamente, por la escorrentía directa y el flujo base. Esa escorrentía directa, sería lo que explicarían los picos en el hidrográfico por las tormentas y el deshielo, mientras que el flujo saturado (hipodérmico) y el escurrimiento subterráneo (que constituyen el flujo base, que se transforma probablemente en flujo superficial de saturación en las cercanías del río) sería lo que podría explicar la zona de valle en el hidrográfico.

6.26.1 Curva de agotamiento del hidrográfico

Si analizamos el hidrográfico de una tormenta o anual, es posible reconocer distintas partes del mismo. Una de estas partes es lo que se denomina curva de agotamiento o curva de recesión de flujo base, como la nombra Ven te Chow. Esta parte de la curva reflejaría en el hidrográfico anual, una parte del caudal observado en el cierre, el cual se debería al flujo subterráneo. En este análisis existen simplificaciones como por ejemplo que en el estiaje solo el caudal se debe al flujo base, situación que no siempre es así, pero que en este trabajo se considerará que sólo es debido al flujo base. La técnica que se aplicará para poder establecer la escorrentía subterránea y el almacenaje, es la de suponer que en el agotamiento se sigue la ley exponencial, por ello es

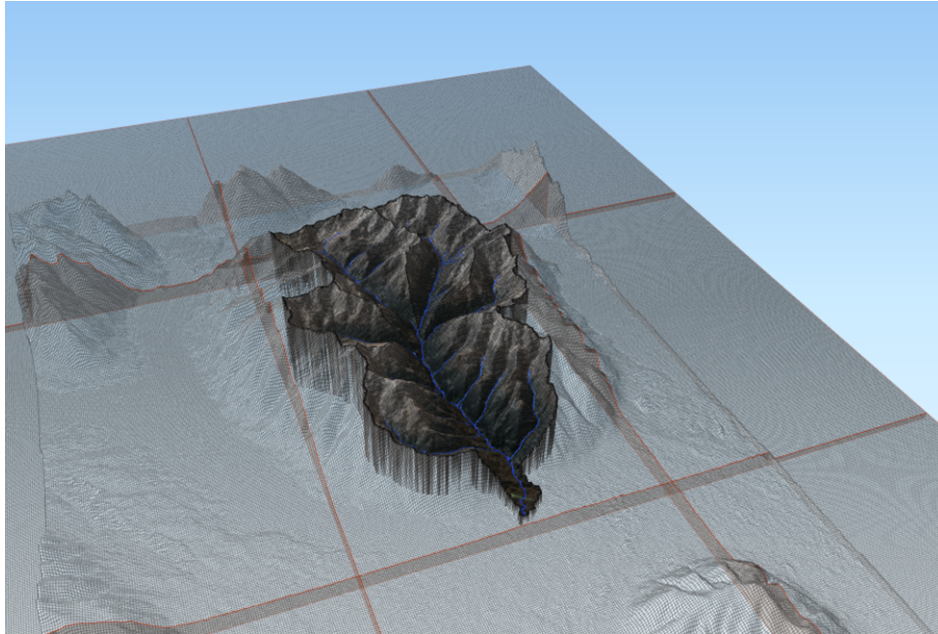


Figura 6.59: Esguerrimiento e infiltración 3D. Parte de la precipitación esgurre y otra se infiltra que constituye la reserva.

que se considera de importancia el poder establecer el inicio de la curva de agotamiento

Podemos simplificar esto con un esquema Figura 6.59 . Es importante el análisis de esta parte de la curva porque de ello se puede extraer el caudal base del río, que se considerará en conjunto con el flujo hipodérmico, es decir no se realizará ninguna discriminación entre ambos flujos.

De la observación del hidrograma anual, también es posible reconocer un período en el cual se podría considerar que se inicia la recesión, en este caso identificado entre los meses que van de Marzo a Junio, Figura 6.60 y un detalle se aprecia en la Figura 6.61.

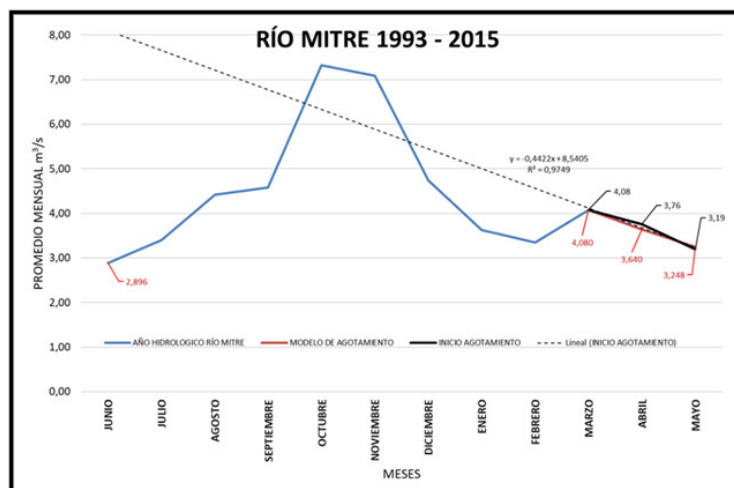


Figura 6.60: Inicio del flujo base.

En color negro, aparece lo que se considera como el inicio del flujo base, que se extiende hasta su mínimo en junio, las etiquetas en negro muestran los valores obtenidos en las mediciones mientras que las etiquetas de color rojo corresponden al resultado de aplicar modelo de agotamiento propuesto Ec.(31) con un α igual a 0.0038, se puede observar un buen ajuste del modelo a lo observado.

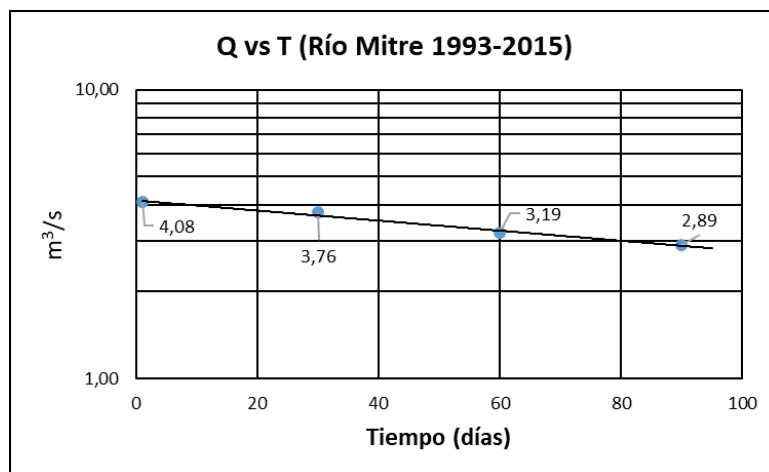


Figura 6.61: Detalle de la caída de caudal en la curva de agotamiento, hasta alcanzar un mínimo en junio.

Si consideramos que esta parte de la curva del hidrograma refleja lo que procede fundamentalmente de la escorrentía básica, podemos decir que es posible estimar el volumen almacenado en el acuífero, si no existiera una nueva recarga mediante la expresión siguiente (Custodio & Llamas, 1983):

$$V = \int_0^{\infty} Q_0 e^{-\alpha t} dt \quad (6.32)$$

Donde:

Q_0 Caudal en el instante t_0

t_1 Tiempo que ha transcurrido desde t_0

Q_t Caudal en el instante t

En este caso la curva que describe el agotamiento, (ec.30), es la siguiente:

$$Q_t = Q_0 \times e^{-\alpha t} \quad (6.33)$$

La resolución de la ecuación 6.32, se corresponde con la de una integral impropia. La misma, por su condición de impropia, también puede expresarse como: $Q_0 \lim_{b \rightarrow \infty} \int_0^b e^{-\alpha x} dx$, la cual al dividirla entre la superficie de la cuenca, se puede obtener la profundidad equivalente del caudal.

$$\frac{V = Q_0 \lim_{b \rightarrow \infty} \int_0^b e^{-\alpha x} dx}{\text{Área Cuenca}} = \frac{l^3}{l^2} = l \quad (6.34)$$

Se puede demostrar, algo que escapa a esta tesis, que partiendo de esta (ec. 6.32), la integral resuelta se reduce a la ec. 6.35.

Esta expresión nos estaría indicando que el caudal de salida es proporcional al almacenamiento en el momento que estamos considerando (Chow, Maidment, & Mays, 1994). Lo que se interpreta de esto es que el caudal de salida disminuirá según la 6.33 hasta agotarse. Se puede determinar el volumen de ese embalse subterráneo integrando la ec. 6.33, para ello se simplifica un poco la variabilidad que existe en la naturaleza, aquí, se considera que existe homogeneidad en el acuífero, y este supuesto no es estrictamente cierto.

La existencia de esta ecuación posibilita determinar analíticamente el volumen del embalse mediante la resolución de su integral, que luego de resolverla quedaría expresada como sigue:

$$V = \frac{Q_0}{\alpha} \quad (6.35)$$

En donde “ α ” (coeficiente de agotamiento) es una constante que dependerá del material poroso que consideramos. El volumen obtenido aquí, representará el volumen total contenido en el almacenaje, que está representado en la Figura 6.61, y que potencialmente podría alimentar el río en el estiaje.

El problema principal en este análisis es que el valor de “ α ” debe ser estimado y dependerá como se dijo del material que se considere. Para resolver esto se puede recurrir al despeje del coeficiente alfa aplicando logaritmos a la ecuación ec. 6.33 y con ello obtener la ec. 6.36 con lo que resulta en:

$$\log(Q_t) = \log(Q_0) - \alpha t \log(e) \quad (6.36)$$

Con esta función la curva de agotamiento se linealiza y su pendiente será $-\alpha \log(e)$. Esta metodología es la que se aplica al gráfico de arriba Figura 6.61. A partir de esto es posible obtener “ α ” y con ello calcular el embalse subterráneo con la expresión ec. 6.35.

Es importante resaltar que “ α ” es un coeficiente dimensional, por lo tanto, su valor estará en función de las unidades en que se mida en el tiempo, además no es una constante del acuífero, sino que depende de las condiciones iniciales (Custodio y Llamas, 1983).

Con esto se obtiene un valor de $\alpha = 0.0038$ por lo que el volumen con un Q_0 igual a $4.08 \text{ m}^3/\text{s}$ será de $92.766.316 \text{ m}^3$, que llevado a mm corresponderá a una precipitación 668 mm repartida en toda la cuenca, que representa el 38 % del módulo pluviométrico, estimado en 1757 mm.

Con esto quedaría definida la curva de agotamiento como:

$$Q_t = Q_0 \times e^{-0,0038 t} \quad (6.37)$$

donde “t” está en días.

Si se observa la Figura 6.61, se puede ver el valor modelado mediante la ec. 6.36 en el que se aprecia la caída del caudal hacia Junio. A partir de este mes se reinicia el ciclo para alcanzar el pico nuevamente entre Octubre y Noviembre.

La correlación entre los valores medidos y los valores estimados por el modelo propuesto se pueden observar en la Cuadro 6.14 siguiente a partir de la cual se construye la Figura 6.62.

CORRELACIÓN ENTRE EL VALOR MEDIDO Y EL VALOR ESTIMADO POR EL MODELO DE AGOTAMIENTO		
Mes	Medido (m ³ /s)	Estimado (m ³ /s)
Marzo (inicio)	4.08	4.08
Abril	3.76	3.640
Mayo	3.19	3.248
Junio	2.89	2.896

Cuadro 6.14: Comparación de caudales.

Medidos vs estimados. Valores medidos, comprendidos entre los meses marzo a junio, donde se observa el máximo descenso del caudal en promedio.

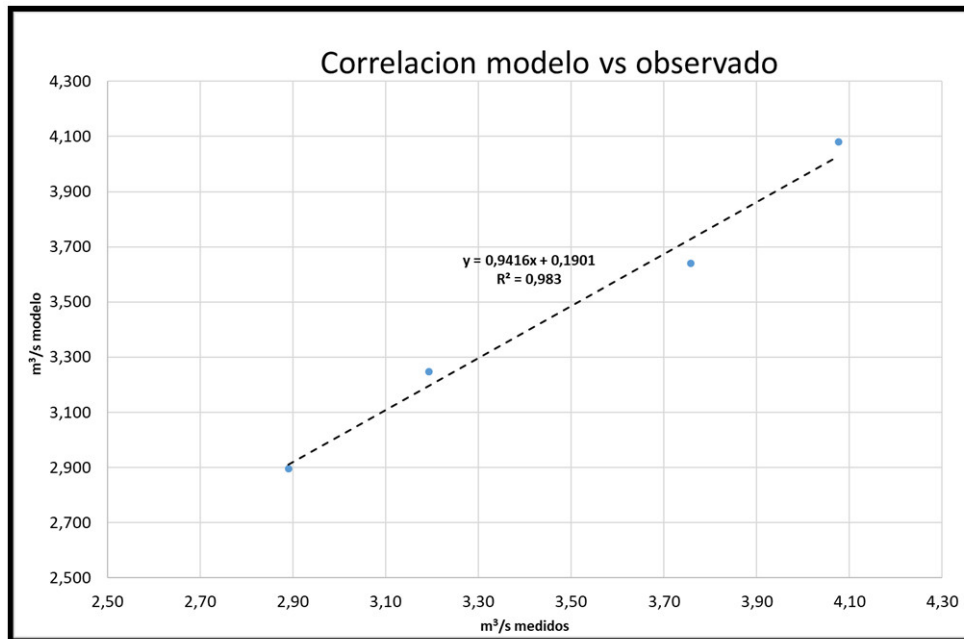


Figura 6.62: Detalle de la correlación entre lo modelizado y lo medido. Los valores para su construcción se toman del Cuadro 6.14, de arriba. Se puede apreciar un $R^2 = 0.983$.

6.26.2 Embalse subterráneo (Capacidad de retención de la cuenca)

A modo de conclusión preliminar se observa que es posible estimar con relativa precisión el régimen de descarga de del flujo base el cuál se ajusta a los valores promedios durante el período 1993 – 2015, medidos en la zona. Para su estimación se emplearon modelos conceptuales que fueron desarrollados por investigadores como Boussinesq y Maillet durante el inicio del siglo pasado (Custodio y Llamas, 1983). Estos modelos presentan sus limitaciones como fue expresado oportunamente. A pesar de ello han permitido predecir en principio, el caudal mínimo que se esperaría en el curso del río y el embalse subterráneo, también llamado capacidad de retención de la cuenca (Custodio & Llamas, 1983), Figura 6.63, este y otros valores son los que se emplearán en todo el desarrollo del trabajo los que deberán confirmarse complementando con estudios geológicos que permitan, por ejemplo, estimar los límites de la cuenca subterránea.

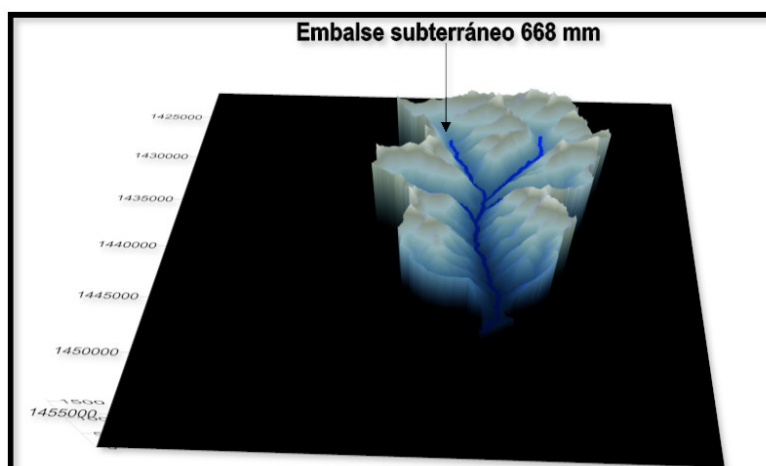


Figura 6.63: Embalse subterráneo de Península de Magallanes.

6.27 ESCURRIMIENTO SUBTERRÁNEO

Si definimos infiltración como al proceso de penetración de agua desde la superficie del terreno al interior y conociendo que tenemos un módulo pluviométrico de 1757 mm y que *la media aritmética* de los valores obtenidos producto de aplicar *dos metodologías* para la estimación del escurrimiento subterráneo fue de 378 mm (ver más abajo el desarrollo). Podemos decir que aproximadamente el 21 % de lo que precipita anualmente se infiltra y pasa a establecerse como recarga y finalmente forma el escurrimiento subterráneo (ESUB).

La estimación del escurrimiento subterráneo se realiza de dos formas una, considerando el inicio de la recesión establecido en el agotamiento, Cuadro 6.14. Se emplea la curva de agotamiento, ec. 6.33 para identificar el inicio del agotamiento y valerse de este para la separación del flujo base mediante el empleo del método de las “dos líneas rectas” a partir del cual se obtiene el valor de 404 mm, correspondiente a la profundidad equivalente sobre la cuenca, una ampliación del procedimiento para la estimación del escurrimiento subterráneo, se desarrolla mas abajo, en en el punto 6.28.1.

La segunda forma empleada, para el cálculo del escurrimiento subterráneo, es la de considerar al flujo base como una proporción del flujo encauzado utilizando como herramienta de cálculo el contenido isotópico de deuterio, un desarrollo pormenorizado de esta técnica se puede observar en el punto 8.1.10. Con esta última técnica empleada, se pudo establecer un caudal subterráneo promedio basado en las estimaciones realizadas, igual a 1.57 m³/s. A partir de este caudal se puede considerar el equivalente en mm correspondiente a la cuenca con la siguiente expresión.

$$mm \text{ correspondiente al flujo base} = \frac{\sum_1^{12} Q(\text{mes})}{\text{ÁREA CUENCA}} \quad (6.38)$$

$$\text{ESUB} = 353 \text{ mm (Método proporción isotópica)}$$

6.27.1 Separación de componentes (dos líneas rectas)

Para la separación de componentes es necesario considerar primero, que ningún método que se aplique es preciso y que por otra parte las metodologías propuestas tienen una relativa complejidad dado que las variables a determinar, como podría ser el fin de la escorrentía superficial, en muchos casos está cargada de una cierta subjetividad propia del método que se adopte. Sin embargo, se han propuestos algunas técnicas que permiten establecer con relativa precisión el flujo subterráneo. Para aplicar el método de flujo base fijo, es necesario establecer el inicio de la recesión.

La estimación del inicio de la recesión se puede construir empleando la ec. 6.33 y su linealización, ec. 6.36, se asume que la línea recta que se obtiene de la linealización mediante la ec.6.36, define el inicio del agotamiento, en este caso se supone que ese punto es 3,76 m³/s. Por otra parte el punto mas bajo del caudal subterráneo, se obtiene con el método de la proporción isotópica, detallado en el punto 8.1.10, el cual corresponde a 0.26 m³/s, con estos elementos se emplea el método denominado como del flujo base fijo (Chow, Maidment, & Mays, 1994), el cual consiste en prolongar la curva de recesión antecedente, 2.89 m³/s, (en esta tesis definida como fin de la recesión 2, Figura 8.6, hasta alcanzar el caudal subterráneo 0.26 m³/s, (determinado por el método isotópico) que se corresponde con el pico del hidrograma total, posteriormente se une este punto (0.26 m³/s), con el inicio del agotamiento, identificado como 3.76 m³/s el cual es determinado linealizando la ec. 6.33.

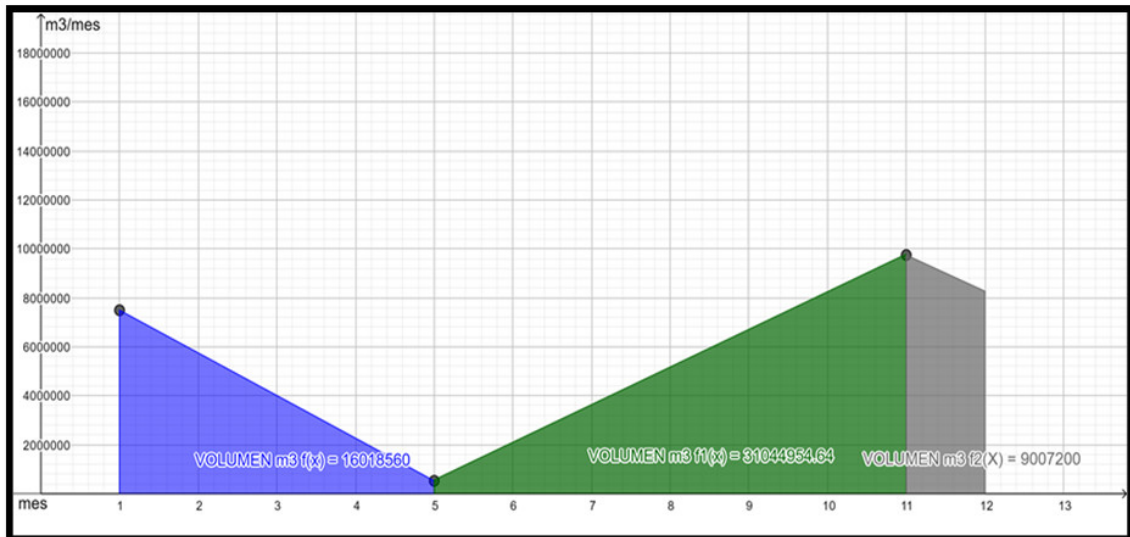


Figura 6.64: Volumen correspondientes a cada área bajo la curva.

Habiendo identificado estos puntos se construye la Figura 6.64, los volúmenes estimados se calculan considerando tres funciones lineales, identificadas como $f(x)$, $f_1(x)$ y $f_2(x)$, a partir de establecer el área bajo la curva, Figura 6.64, se calculan los mm que corresponden a la profundidad equivalente sobre la cuenca con la siguiente expresión:

$$\frac{\int_a^b f(x)dx + \int_b^c f_1(x)dx + \int_c^d f_2(x)dx}{\text{ÁREA DE LA CUENCA}} \times 1000, \text{ obteniéndose como resultado } \mathbf{404 \text{ mm (ESUB)}}.$$

6.28 ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL

Considerando el escurrimiento subterráneo, se puede estimar el escurrimiento superficial (ESUP) mediante la diferencia con el caudal total que queda expresado de la siguiente forma:

ESUP = 1004 – ESUB (promedio), consecuentemente tendremos que:

$$\mathbf{ESUP = 626 \text{ mm}}$$

6.29 MODELO HIDROLÓGICO CONCEPTUAL PROPUESTO

Apoyado en toda la información procesada se puede plantear un modelo hidrológico básico que considere al menos en parte, la entrada y las salidas del sistema. Donde como entrada estará la precipitación y se considerará una salida manifestada por la EVT y la otra, el caudal (Q). Con esto podemos establecer un balance medio anual para una cuenca hidrológicamente aislada (Orsolini, et.al, 2000).

$$P = EVT + Q \tag{6.39}$$

Donde:

P = Precipitación media anual.

EVT= Evapotranspiración media anual.

Q = Escurrimiento medio anual.

Se considera que las variaciones en el almacenamiento en una serie de años se anulan.

Un esquema general que considere todos estos elementos de la cuenca se calculan y grafican en la Figura 6.65 y Figura 6.66.

Módulo pluviométrico (mm)	1757
Evapotranspiración media anual (mm)	753
Escorrimento total anual (mm)	1004
Escorrimento subterráneo (ESUB) mm	378
Escorrimento superficial (ESUP) mm	626

Cuadro 6.15: Resumen de entradas y salidas del modelo hidrológico.

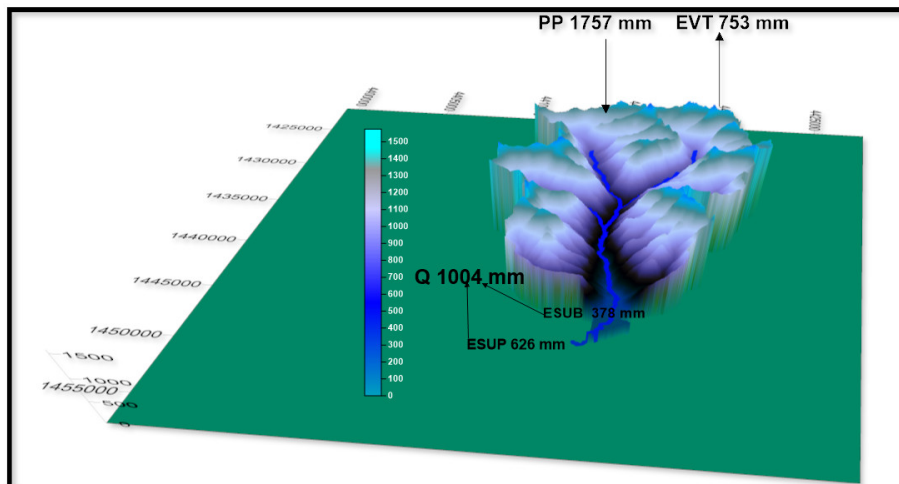


Figura 6.65: Modelo conceptual hidrológico.

Se puede apreciar el balance obtenido luego del análisis de la información: se parte de una precipitación anual de 1757 mm, y una evapotranspiración de 753 mm obtenida como un balance anual. A partir del promedio de las EVT mostradas en la Tabla 6 15. Por otra parte, considerando el caudal medido en el cierre de la cuenca se pudo establecer el escorrimento superficial de 626 mm que, sumado al promedio del escorrimento subterráneo igual a 378 mm (como resultado del promedio) permite obtener 1004 mm en el cierre.

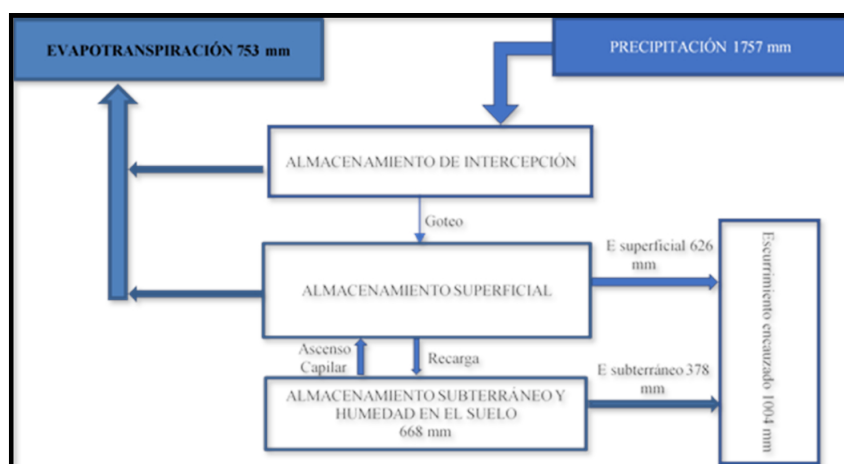


Figura 6.66: Resume de las entradas y salidas en el sistema considerado. Se puede decir que la precipitación efectiva (PE) sería de 626 mm, por otra parte, el escorrimento subterráneo igual a 378 mm que definen un escorrimento encauzado igual a 1004 mm.

6.30 CURVA DE DESCARGA (HQ)

Las curvas de descarga, conocidas como curvas H-Q, son muy útiles al momento de poder predecir un caudal en base a la altura observada en el limnigrafo. Según el reglamento técnico de la Organización Meteorológica Mundial 2006, (OMM-049, 2006), manifiesta que puede existir una relación satisfactoria entre la altura y el caudal en la medida que se controlen ciertos aspectos como por ejemplo la medición de toda la gama de caudales, no producirse torbellinos, remansos u otras anomalías que pudieran provocar una distorsión en la relación biunívoca entre la (H) y el (Q). Se asume en este trabajo que estos aspectos y otros, fueron considerados por la (Secretaría de infraestructura y política hídrica de la nación, s.f.) (SIPH), dado de que de allí, se extraen los datos de caudal, y no se cuestiona la validez de las mediciones tomadas como referencia para la construcción de la curva de descarga.

El volumen II del manual de medición de caudales (WMO-N°1044, 2010), desarrolla consideraciones para la elaboración de la curva de descarga, se toma este como referencia para la descripción del modelo empleado y el análisis del mismo.

Una curva de descarga se representa mediante la siguiente ecuación (WMO-N°1044, 2010):

$$Q = C(H - e)^\beta \quad (6.40)$$

Donde:

Q: es descarga

C: es la descarga cuando la altura (h - e) es igual a 1.0

H: es la altura de la regla del limnigrafo

e: es la altura de referencia de flujo cero

β : es la pendiente de la curva

La elaboración de la curva requiere considerar mediciones periódicas de altura (H) y caudal (Q), estas lecturas son publicadas por la institución antes mencionada, Cuadro 6.16, esta muestra solo una fracción de los valores empleados para la construcción de la curva H-Q . Los datos del limnigrafo, ubicado en el cierre de la cuenca, se corresponden con mediciones diarias.

La estación empleada para la extracción de datos hidrométricos, es identificada en la base de datos del Sistema Nacional de Información Hídrica (SNIH), dependiente del SIPH, con el número 2822-RP_11.

Para la construcción de la curva HQ se debe contar con una buena relación biunívoca entre H y Q, esta dependerá, como se dijo de diversos elementos y puede ser afectada por básicamente 3 factores:

- El primero por variación de la sección.
- Un segundo factor por efecto de remansos.
- Y un tercer factor por cambios en el régimen del río.

Por otra parte se puede observar que para la construcción de la curva se requiere obtener los valores de “C”, “e” y “ β ”. Una metodología para la obtención de las constantes “C” y “ β ”. es la de linealizar la ecuación (ec. 6.40) aplicando logaritmos y por tanteo el valor de “e”. Otra metodología surge como resultado del avance de la informática y con ello los softwares libres como “R”. Estos han posibilitado determinar estas constantes y “e”, mediante regresiones no lineales, aplicando algoritmos propios de machine learning. En este caso particular, se aplica un algoritmo de retropropagación con capacidad de converger velozmente hacia un error mínimo,

Fecha y Hora	Altura Escala [m]	Caudal Líquido [m3/s]
07/01/1993 9:00	0.27	4.5
12/02/1993 9:00	0.25	3.02
12/03/1993 8:00	0.34	5.82
22/04/1993 8:00	0.19	1.94
21/05/1993 8:00	0.2	2.16
15/07/1993 8:00	0.18	3.53
13/08/1993 8:00	0.33	4.62
14/09/1993 11:00	0.43	8.64
09/10/1993 11:00	0.37	5.51
05/11/1993 13:00	0.33	4.42
02/12/1993 11:00	0.21	2.05
12/01/1994 11:30	0.1	1.18
12/02/1994 11:00	0.13	1.51
18/03/1994 13:30	0.32	4.61
...

Cuadro 6.16: Altura (m) vs caudal (m3/s)

Salida de limnigrafo , algunos valores de altura y caudal empleados en el proceso iterativo, extraídas del (SNIH)

conocido como algoritmo de Levenberg – Marquardt, (LM). Hoy es considerado como uno de los algoritmos de entrenamientos más eficientes. En particular con este algoritmo se busca encontrar en forma automática los valores de las constantes mencionadas y del valor “e”. El proceso operativo consiste en cargar los valores obtenidos en campo, Cuadro 6.16, y con estos ajustar a la ecuación teórica, ec 6.40, considerando los diferentes valores de parámetros calculados (esto se realiza en forma iterativa), el resultado que se obtiene deberá cumplir con la condición de mínimo error entre una curva y las observaciones. El paquete MINPACK, del software “R” incorpora esta metodología. Una ampliación del método se puede encontrar en (Moré, 1978), (Levenberg, 1944).

De la aplicación de esta metodología se obtiene la, Figura 6.67, se observa que los valores obtenidos por el proceso iterativo para las constantes; $C = 15.78$ y $\beta = 1.68$. La línea punteada roja se construye en forma automática mediante un proceso iterativo.

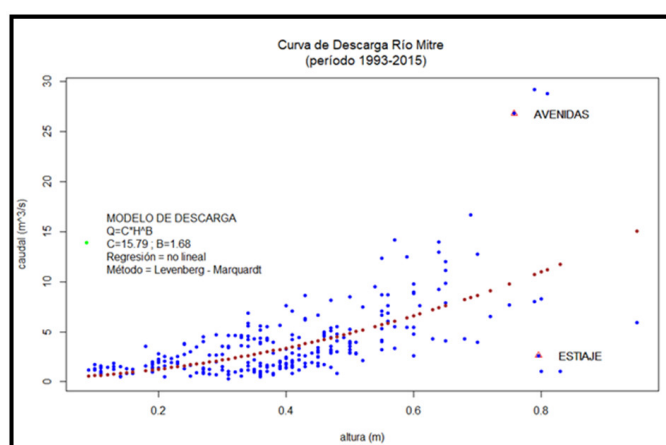


Figura 6.67: Curva de descarga.

En color rojo se aprecia la curva construida por el método LM, Los puntos en azul corresponden a los valores de la base de datos del SNIH.

Como resultado del análisis se obtiene la curva de descarga definida como sigue:

$$Q = 15,79(H)^{1,68} \tag{6.41}$$

Para el período 1993 - 2015.

6.31 CONTRASTE DE HIPÓTESIS Y ESTADÍSTICAS BÁSICAS DE LA CURVA DE DESCARGA (HQ)

Parámetros

Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)
C 15.7923	13.786	11.46	<2e-16 ***
B 1.6831	0.1331	12.64	<2e-16 ***
Number of iterations to convergence:			6

Se encuentra convergencia, para la determinación de “C” y “B”, luego de seis iteraciones, las probabilidades caen en la zona de rechazo de la hipótesis nula con valores cercanos a cero (2e-16).

Las estadísticas principales obtenidas se muestran en el Cuadro 6.17, esta se construye con los datos extraídos del SNIH y corresponden al Cuadro 6.16.

Q (m ³ /s)	H (m)
nobs=266.00	nobs=266.00
Nas=0.00	Nas=0.00
Minimum=0.27	Minimum=0.09
Maximum=29.14	Maximum=0.95
1. Quartile=1.45	1. Quartile=0.28
3. Quartile=4.48	3. Quartile=0.48
Mean=3.64	Mean=0.39
Median=2.64	Median=0.39
Sum=967.80	Sum=104.17
SE Mean=0.22	SE Mean=0.01
LCL Mean=3.20	LCL Mean=0.37
UCL Mean=4.07	UCL Mean=0.41
Variance=12.92	Variance=0.03
Stdev=3.59	Stdev=0.16
Skewness=3.38	Skewness=0.42
Kurtosis=17.80	Kurtosis=0.20

Cuadro 6.17: Estadísticas de los valores de caudal (Q) y altura en el limnógrafo (H).

Capítulo 7

ISÓTOPOS - HIDROQUÍMICA

7.1 ISÓTOPOS AMBIENTALES

A continuación, se describen brevemente principios teóricos básicos relacionados a la hidrología isotópica. El objetivo fundamental de esta descripción es tener a mano conceptos elementales de algunos principios y leyes esenciales que sirvieron como estructura argumental de lo observado. En ningún momento lo desarrollado respecto al componente teórico, está pensado en sustituir la bibliografía extensa que existe en el tema sino más bien pretende que el lector pueda acceder a lo esencial de la teoría y le permita entender las argumentaciones sin tener que recurrir a bibliografía específica como *Environmental isotopes in the hydrological cycle. Principles and applications* (Mook W. G., 2000) y otras, que sirvieron de base para la confección de esta parte del trabajo.

Muchos elementos como el hidrógeno y el oxígeno existen en la naturaleza con diferentes números de masas. Estos elementos se denominan isótopos, Figura 7.1

${}^1_1\text{H}$							${}^4_2\text{He}$
${}^7_3\text{Li}$	${}^9_4\text{Be}$	${}^{10}_5\text{B}$	${}^{12}_6\text{C}$	${}^{14}_7\text{N}$	${}^{16}_8\text{O}$	${}^{19}_9\text{F}$	${}^{20}_{10}\text{Ne}$
${}^{23}_{11}\text{Na}$	${}^{24}_{12}\text{Mg}$	${}^{27}_{13}\text{Al}$	${}^{28}_{14}\text{Si}$	${}^{31}_{15}\text{P}$	${}^{32}_{16}\text{S}$	${}^{35}_{17}\text{Cl}$	${}^{39}_{18}\text{Ar}$

Figura 7.1: Recorte de la tabla periódica

Se pueden apreciar los isótopos livianos de los elementos, imagen extraída de (Mook W. , 2002).

Si tomamos como ejemplo el hidrógeno, que tiene dos isótopos estables ${}^1\text{H}$ (protio) y ${}^2\text{H}$ (deuterio). En contraste existe también el ${}^3\text{H}$ (tritio) que es un isótopo, pero se trata de un isótopo radiactivo.

Antes de continuar con la descripción de lo observado en la zona de estudio en referencia al análisis de isótopos estables, se considera oportuno y necesario realizar una descripción somera sobre algunos fundamentos ineludibles para la comprensión del fenómeno, en virtud de que se interpreta que por tratarse de una técnica que se emplea con menor frecuencia que las clásicas, los principios involucrados probablemente sean menos conocidos.

Recordemos que, a la suma de protones y neutrones llamado en su conjunto nucleones, por encontrarse en el núcleo, es el número de masa (A) ec. 6.40 y, además, esta no involucra a los electrones que se encuentran fuera del núcleo. Se representa matemáticamente este concepto

con la siguiente expresión:

$$A = Z + N \quad (7.1)$$

Donde:

A = Número de masa

Z = Número de Protones

N = Número de neutrones

En síntesis, si sumamos el número protones (Z) más el número de neutrones (N) obtenemos el número de masa (A) La notación que se emplea para identificar un determinado átomo como fórmula general sería: A_ZX_N .

Aquí la "X" representa cualquier átomo y el resto de la información atómica respecto a su constitución en cuanto electrones y protones, así como el número de masa estaría dado con esta nomenclatura. El siguiente ejemplo contribuye a esclarecer lo descripto.

Si necesitáramos hacer mención por ejemplo a un isótopo en particular del hidrógeno deberíamos describirlo según la nomenclatura propuesta, 2_1H_1 (deuterio).

Otro isótopo de interés es el oxígeno cuyos isótopos son: ${}^{18}_8O_{10}$; ${}^{17}_8O_9$; ${}^{16}_8O_8$.

El carbono y otros elementos de mucha importancia en los ciclos biogeoquímicos, presentan isótopos de interés pero que escapan al estudio de este texto.

Un esquema que resume algunos isótopos distintos se muestra en la Figura 7.2, en la que se puede apreciar, además de los elementos mencionados, elementos de otros grupos de la tabla periódica.

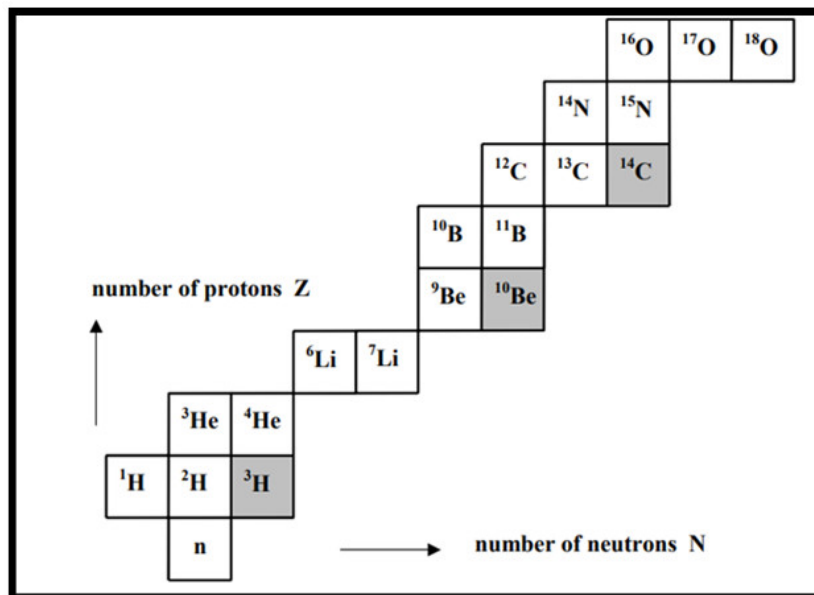


Figura 7.2: Isótopos, isobaros, isótonos.

Si ubicamos los isótopos del hidrógeno y de otros elementos como el litio, berilio etc., también es posible, con este acomodamiento de los átomos, distinguir los isótopos, por ejemplo ${}^{16}O$, ${}^{17}O$, y ${}^{18}O$, cuando leemos la figura en la horizontal, si la lectura se hace en la diagonal, por ejemplo la diagonal constituida por el 3He y 3H , se observa lo que se denominan en química elementos isobaros, que son aquellos elementos con igual número de masa y si leemos en la vertical, los cuadros de color gris, (isótopos radiactivos), son isotonos con el elemento de arriba, por ejemplo ${}^{14}C$, ${}^{15}C$, que nos indica que tienen el mismo número de neutrones. Figura extraída de (Mook W., 2002).

Debido a esta diferencia de masa los isótopos estables pueden comportarse de una forma diferente en procesos que sean físicos, químicos o biológicos (Appelo y Postma, 2005). Por ejemplo, durante un proceso de evaporación existe pequeñas variaciones en las concentraciones isotópicas que bien aprovechadas pueden servir para identificar la procedencia del agua bajo estudio.

Esas variaciones se analizan estudiando las relaciones isotópicas, en este caso la relación $^2H/^1H$ y $^{18}O/^16O$.

Dado que se está analizando las precipitaciones, las relaciones de interés están centradas en el oxígeno y el hidrógeno.

7.2 RELACIÓN ISOTÓPICA Y LA NOTACIÓN δ

La concentración de un isótopo estable está dada por la siguiente relación (Mook E., 2002):

$$R = \frac{\text{(número de moléculas de esp. menos abundante)}}{\text{número de moléculas de esp. mas abundante}} \quad (7.2)$$

y esto se expresa respecto a un estándar aceptado internacionalmente llamado “*Viena Standard Mean Ocean Water*” (VSMOW) (Gonfiantini, 1978) (Mook W. G., 2000). Según esto, el VSMOW para la relación $^2H/^1H$ tiene un valor de $1,56 \cdot 10^{-4}$ mientras que para el oxígeno $^{18}O/^16O$ será de $2,005 \cdot 10^{-3}$ (Appelo y Postma, 2005). Debido a que la variación de esta relación en la naturaleza es muy pequeña, se ha considerado que es mejor estudiarla empleando la notación “ δ ”. Esta notación considera analizar la variación de la relación “R” en la muestra respecto a una relación “R” estándar. De aquí surge la siguiente expresión general (Dansgaard, 1964):

$$\delta_{muestra} = \frac{R_{muestra} - R_{estandar}}{R_{estandar}} \times 1000 \quad (7.3)$$

La expresión delta “ δ ”, siempre expresa respecto al isótopo más pesado.

7.3 FRACCIONAMIENTO ISOTÓPICO

En un estudio de lo que podríamos llamar química clásica, en general no analizamos isótopos solo lo hacemos con la intención de definirlos y con esto consideramos que su comportamiento es igual sin importar el isótopo. Esto en general no es así pues existen pequeñas, pero medibles, diferencias en el comportamiento físico químico de los isótopos.

Uno de los motivos es que, las moléculas isotópicas más pesadas tienen una menor movilidad y por ende una menor velocidad y por otra parte las moléculas más pesadas tienen una energía de ligadura superior a la energía requerida para escapar del pozo de potencial, como se observa en la Figura 7.3 (Mook W. G., 2000).

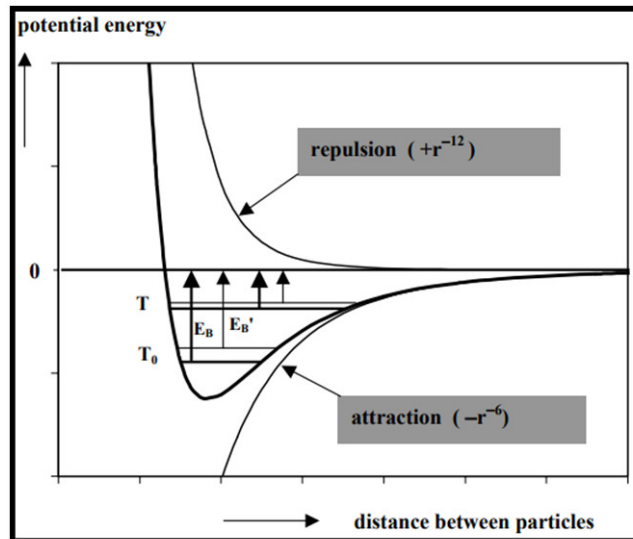


Figura 7.3: Esquema del pozo de energía.

EB y EB' están en un pozo de energía, las líneas horizontales en el pozo son los niveles de energía del sistema, las líneas finas y gruesas se refieren a la partícula isotópica ligera y pesada, respectivamente. Las flechas indican las energías de unión respectivas a la temperatura cero T₀ y a una temperatura más alta T, respectivamente. A mayor temperatura la diferencia entre las energías de unión para las partículas isotópicas es menor, lo que resulta en un efecto isotópico menor. (Extraído de (Mook W. G., 2000).

Entre las cosas que muestra la Figura 7.3, permite ir concluyendo que a medida que aumenta la temperatura llega un momento que los efectos isotópicos por diferencia de masa, no podrían emplearse y esto es por que el fraccionamiento isotópico es inversamente proporcional a la temperatura.

El fenómeno que hace que estas diferencias se produzcan se denomina “*Fraccionamiento Isotópico*”: por ejemplo, existe fraccionamiento cuando hay un cambio de estado el paso de líquido a vapor.

Este fraccionamiento se produce, por lo adelantado anteriormente, debido a que existen diferencias físicas y químicas de los componentes isotópicos y estas diferencias están dadas por la diferencia de masas, como las moléculas de agua con diferente masa molecular poseen presiones de vapor diferentes, la fase más volátil se enriquece en isótopos más ligeros, al contrario que lo que pasa con la fase menos volátil durante un cambio de fase (evaporación, condensación, sublimación) (Mook E. , 2002).

7.3.1 Fraccionamiento de equilibrio y cinético

Es el fenómeno a través del cual la composición isotópica de un elemento de un determinado compuesto, cambia por medio de la transición de este compuesto a un estado físico o de una composición química a otra.

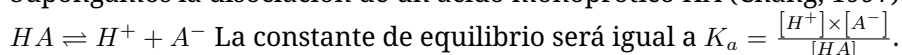
Se puede distinguir dos tipos de fraccionamiento: el “*Cinético*” y el de “*Equilibrio*”. Dentro del cinético, también conocido como *irreversible*, se encuentra la evaporación del agua. Aunque no es un proceso completamente cinético dado que una parte del vapor se condensa, se lo ubica como cinético, pero para indicar que no es completamente cinético, se dice que está fuera del equilibrio, en virtud de que no está en equilibrio porque efectivamente existe una evaporación neta.

Como se dijo previamente, la existencia de moléculas livianas pueden escapar como vapor

ya que cuentan con más velocidad que las pesadas, en resumen, el fraccionamiento estaría relacionado con las presiones de vapor, los isótopos con menor presión de vapor se evaporarían con menor facilidad, por ello las moléculas $1H_2^{18}O$ y $1H^2H^{16}O$ tienen presiones de vapor menores que el $1H_2^{16}O$ y se evaporan menos fácilmente.

En el caso del fraccionamiento en equilibrio, para una mejor comprensión, podemos plantear una ecuación clásica de equilibrio químico a los efectos de explicar un concepto similar, que es el de equilibrio dinámico de una reacción química.

Supongamos la disociación de un ácido monoprótico HA (Chang, 1997):



Este mismo razonamiento puede emplearse en el caso del estudio de un par de isótopos por ejemplo, considerando ahora la siguiente ecuación:

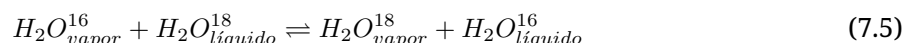


Se puede definir el concepto de “Coeficiente isotópico” que es igual a

$$\alpha_{B/A} = \frac{R_B}{R_A} \quad (7.4)$$

que surge del análisis en equilibrio.

Un ejemplo de un proceso reversible en *equilibrio*, es el proceso de evaporación / condensación, en un sistema cerrado.



Finalmente diremos que para que se establezca un equilibrio isotópico entre dos componentes debe existir un mecanismo de intercambio isotópico. Es posible afirmar que la fase densa (el agua líquida) normalmente posee mayor abundancia del isótopo más pesado: a esto se denomina enriquecimiento. Por ello en la evaporación la fase líquida se enriquece en el isótopo más pesado.

Si consideramos por ejemplo la abundancia natural del isótopo estable 2H en el ejemplo siguiente Figura 7.4.

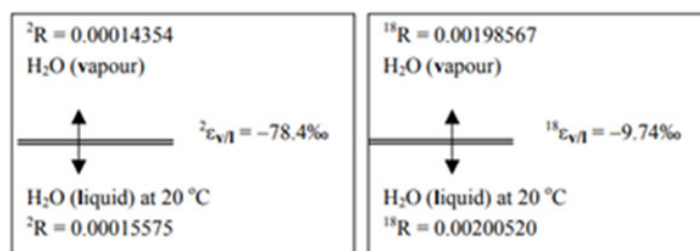


Figura 7.4: Relaciones isotópicas de componentes en equilibrio isotópico (Extraído de: (Mook E. , 2002)

Cuando se calcula el factor de enriquecimiento $\epsilon_{v/l} = \alpha_{v/l} - 1(1000)$ recordando que “ α ” representa el factor de enriquecimiento, tendremos un valor igual a $-78,4/1000 = \epsilon_{v/l}$ a $20^\circ C$, lo que nos indica empobrecimiento del isótopo (2H) en el vapor respecto al líquido.

7.4 PRECIPITACIÓN

Como regla general se tiene que cuanto más se aleje la lluvia de la fuente principal de vapor (los océanos), más negativo se vuelve $\delta^{18}O_{precipitación}$ es decir que esperaríamos que en el Ártico y en la Antártida, esta relación pueda adoptar valores de hasta $-50/1000$ (Mook E. , 2002).

Los efectos que modifican la composición isotópica:

1. **Latitudinal** con valores de $\delta^{18}O_{precipitación}$ empobrecimiento a medida que aumenta la latitud.
2. **Continental** con valores de $\delta^{18}O_{precipitación}$ más negativos para las precipitaciones que caigan en el continente.
3. **Altitudinal** con valores de $\delta^{18}O_{precipitación}$ empobrecimiento a medida que aumenta la altitud.
4. **Estacional**, con valores de $\delta^{18}O_{precipitación}$ más empobrecidos a medida que avanza el invierno.
5. **Intensidad**, con valores de $\delta^{18}O_{precipitación}$ más empobrecidos durante las tormentas intensas.

7.5 PROCESO RAYLEIGH

Si consideramos que los estudios isotópicos se conciben en el cambio de concentración en un reservorio, se puede pensar que en el análisis de este proceso se deriva del equivalente a calcular los productos de destilación en una mezcla de líquidos con diferentes puntos de ebullición. Este principio es el que se aplica y de ahí deriva su fórmula (Appelo y Postma, 2005).

Por ejemplo, durante la condensación del vapor de agua las moléculas pesadas $H_2O_{vapor}^{18}$ vapor condensan más rápidamente que las moléculas más livianas, produciendo un líquido que es isotópicamente más pesado que el vapor. A su vez el vapor remanente se ha enriquecido en el isótopo más liviano $H_2O_{vapor}^{16}$, y el cambio en la composición puede ser calculado con la fórmula Rayleigh. Un esquema presentado en la Figura 7.5, Figura 7.6 y Figura 7.7, permite entender mejor un modelo Rayleigh.

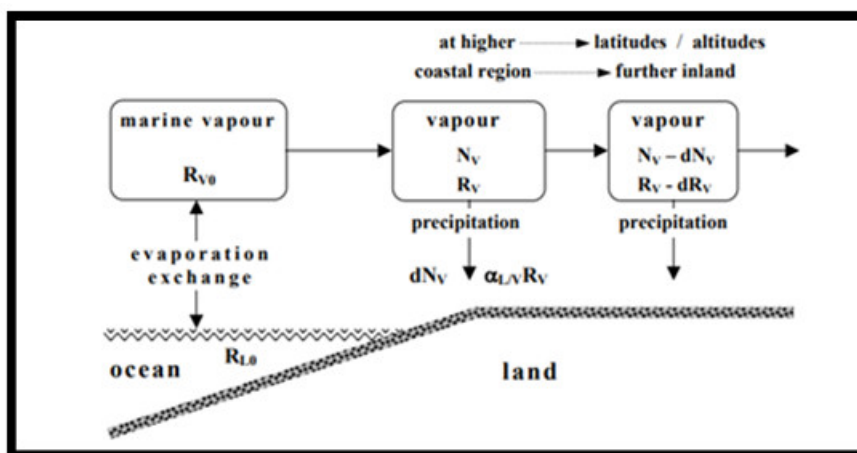


Figura 7.5: Modelo Rayleigh.

En forma simplificada el modelo Rayleigh aplicado a la evaporación del océano y una posterior precipitación (extraído (Mook W. G., 2000).

Se observa como el vapor de agua originado en las regiones oceánicas donde existe o predomina una fuerte evaporación, con formación de las nubes que se mueven a latitudes altas donde existe menores temperaturas. El vapor se condensa y precipita $H_2O_{líquido}^{18}$ más rápidamente

que $H_2O_{líquido}^{16}$. A medida que avanza hacia latitudes mayores se puede observar que existirá más empobrecimiento en el vapor, que se refleja por dN_v .

La *evaporación* se produce mediante un fraccionamiento cinético (*fuera de equilibrio*), debido a que el aire que hay sobre la superficie del mar está subsaturado en relación con el vapor de agua (Mook W. G., 2000). En cambio, en la *condensación* que genera la precipitación, se produce *fraccionamiento de equilibrio*. Este proceso que se observa desde el océano al continente provoca que las composiciones isotópicas de las precipitaciones se modifiquen (empobreciéndose) a medida que se avanza sobre el continente (efecto continental), hacia altas latitudes con valores de $\delta^{18}O_{precipitación}$ y $\delta^2H_{precipitación}$ más negativos y por otra parte que las precipitaciones se desplacen a lo largo de la recta meteórica. El mismo proceso se produce desde el ecuador a los polos (efecto latitudinal). Los efectos en la composición isotópica fueron definidos por Dansgaard (1964).

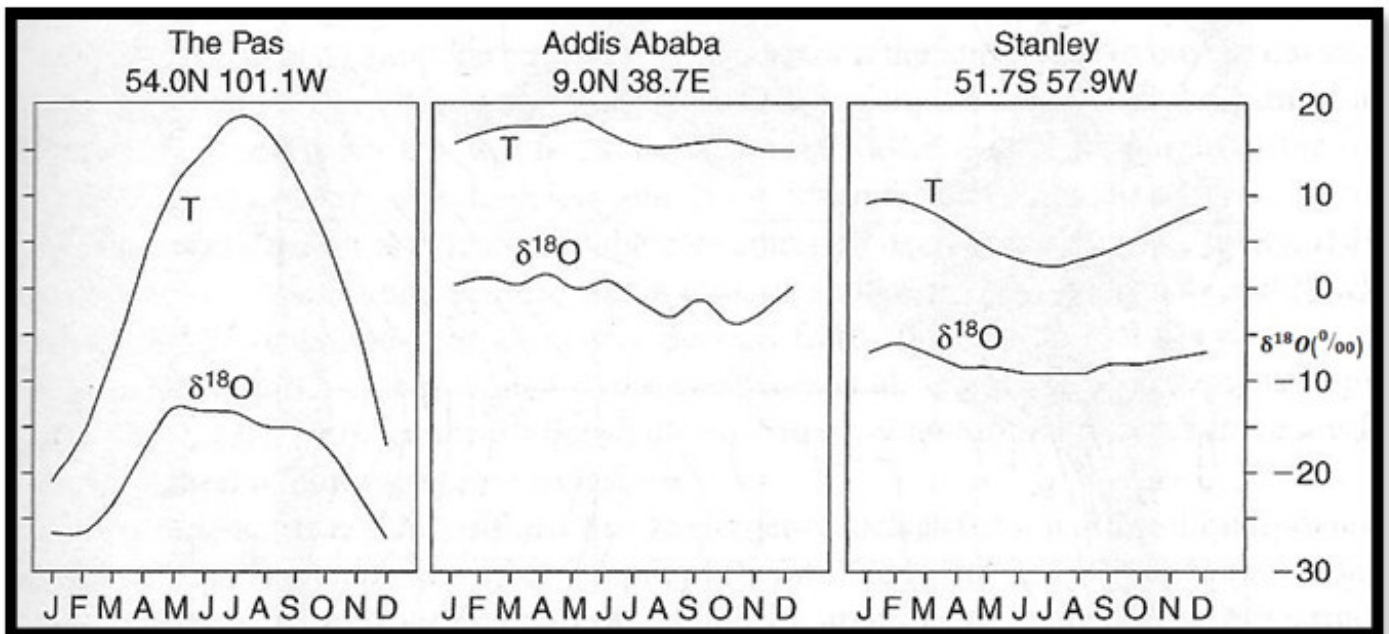


Figura 7.6: Variación del isótopo ^{18}O , vinculada a la temperatura. (Rozanski et al 1993). La estación continental (The Pas) muestra una mayor variación que la estación cercana a la costa de Puerto Argentino en las Islas Malvinas en latitud similar a la del trabajo. (figura extraída de: (Appelo y Postma, 2005)

Refleja en Puerto Argentino (Islas Malvinas) las variaciones isotópicas que son menores por su cercanía al mar que otra estación como lo es The Pas que está emplazada en el continente, ambas ubicadas a las mismas latitudes.

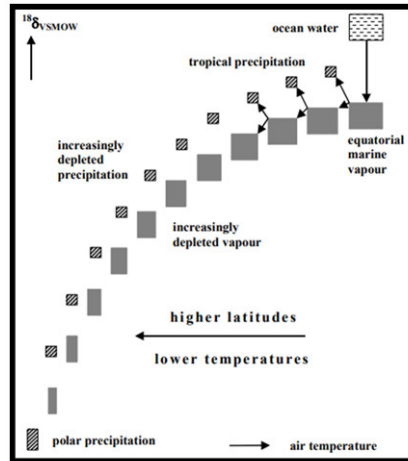


Figura 7.7: Efecto latitud.

Empobrecimiento en ^{18}O del vapor de agua, siguiendo un proceso Rayleigh, desde un inicio en el agua del océano en el ecuador, hasta latitudes elevadas, se va empobreciendo en este isótopo. figura extraída de (Mook W. G., 2000).

7.6 RECTAS METEÓRICAS

La recta meteórica mundial o global fue definida por (Craig, 1961), responden a un modelo Rayleigh. Estas representan la composición isotópica de las precipitaciones, (un análisis detallado se puede encontrar en (Mook W, 2000). La Figura 7.8, pone en relieve el trabajo desarrollado por (Dansgaard, 1964). Estas rectas se construyen mediante una relación empírica entre el con $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$, con la medición de la composición isotópica de las precipitaciones mensuales (precipitación total de un mes). Para la recta mundial o global se consideran todas las precipitaciones mensuales del mundo. Las rectas meteóricas locales se construyen sobre una estación particular. Se ha encontrado que obedece a la siguiente relación bajo condiciones de equilibrio:

$$\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} \quad (7.6)$$

La ecuación se conoce como recta meteórica, donde la pendiente de la recta estará dada por $\frac{\delta^2\text{H}}{\delta^{18}\text{O}} = 8$ y la composición isotópica del vapor de agua que hay sobre el mar con $\delta^2\text{H} = \delta^{18}\text{O} = 0\text{‰}$.

Esta última igualdad parte de la premisa en la cual se afirma que los océanos tiene una composición isotópica bastante uniforme sin considerar las partes, que son directamente mezclado con agua dulce (Epstein y Mayeda, 1953) en (Dansgaard, 1964).

Como se sabe, la evaporación en la naturaleza sucede específicamente bajo condiciones *fuera del equilibrio* y se genera un vapor que es más liviano que el predicho por el fraccionamiento en equilibrio.

Además, en el fraccionamiento cinético, el efecto es más fuerte en el ^{18}O que en el ^2H y por lo tanto el vapor estará menos enriquecido en ^{18}O que en ^2H . Por ejemplo, el vapor oceánico debería tener a 25°C $\delta^{18}\text{O} = -9,4\text{‰}$ y $\delta^2\text{H} = -85\text{‰}$ en el equilibrio, sin embargo, se observa que los valores están cercanos a -13‰ y -95‰ respectivamente.

Por otra parte, las velocidades de difusión son distintas dependiendo de las masas de las moléculas de agua. Tenemos que $\nu[\text{H}_2\text{O}] > \nu[\text{H}_2^{18}\text{O}] > \nu[\text{H}_2\text{O}^{18}\text{O}]$ (Dansgaard, 1964). Entonces como resultado de ello las precipitaciones obtenidas durante la condensación, a partir de este vapor, donde el ^{18}O fue el que más ha disminuido cuando se lo compara con el agua que le dio origen y donde la disminución fue superior a la del ^2H , la precipitación resultante tendrá un

exceso de deuterio en el agua que cuando precipita y se calcula como $d = \delta^2 H_{pp} - 8\delta^{18} O_{pp} = 10 \text{ ‰}$ (Appelo y Postma, 2005) y tiene un valor de 10 ‰ que corresponde al valor que se observa en la (ec.42) de abajo.

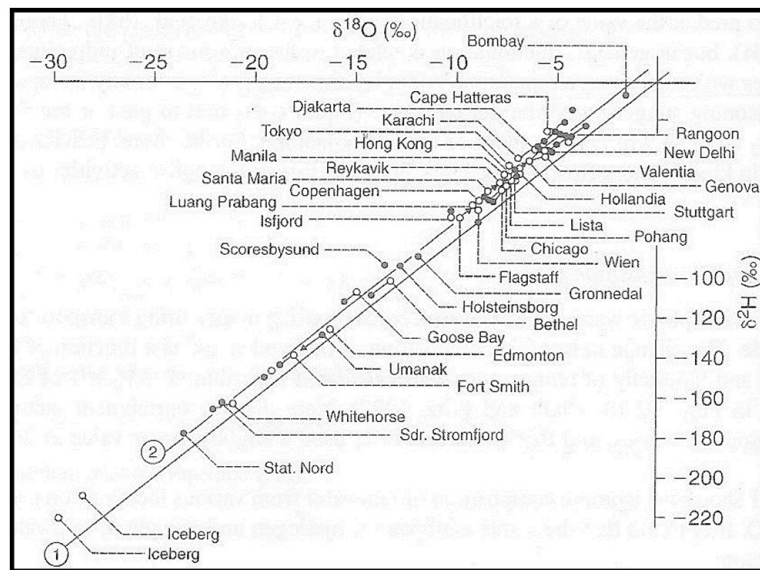


Figura 7.8: Recta meteórica.

La línea identificada como “2”, se observa la relación $\delta^2 H$ vs $\delta^{18} O$ de distintos lugares. La recta “1” tiene la misma pendiente que “2” e intercepta en cero (figura extraída de Appelo y Postma).

Como resultado de las observaciones que parte del supuesto que, la *evaporación está fuera del equilibrio* y produce un vapor que es más ligero que el generado por un fraccionamiento en *equilibrio* y además, la *condensación* en la naturaleza tiene lugar en *equilibrio isotópico*, entonces la relación empírica mostrada a continuación (definida por Craig 1961) describe la relación teórica bajo este supuesto:

$$\delta^2 H = 8 \cdot \delta^{18} O + 10 \quad (7.7)$$

La ecuación de arriba planteada determina la recta meteórica mundial ec. 7.7. Es por ello que la recta “2” de la Figura 7.8, de arriba, se muestra desplazada y con la misma pendiente que el de la recta “1” debido justamente a que las precipitaciones se generaron con un *exceso de deuterio*.

7.7 RECTA DE EVAPORACIÓN - SUBLIMACIÓN

Cuando se representan muestras de agua superficial en un diagrama de $\delta^2 H$ vs $\delta^{18} O$, juntamente con una recta de precipitación global, puede identificarse el proceso de sublimación / evaporación de las aguas por disponerse las muestras según una recta de pendiente entre 3 y 5, que difiere claramente de la pendiente de alrededor de 8 de la recta de precipitación. En zonas frías donde hay precipitación nival, pack de hielo, etc el proceso predominante podría ser el de sublimación que muestra resultados similares a la evaporación. La evaporación depende del poder evaporante de la atmósfera, a mayor humedad menor evaporación. Los estudios de Neumann, et al, (2008), demostraron que hay un fraccionamiento isotópico en la sublimación, donde se controlaron parámetros que ambientales como temperatura, humedad relativa etc., y concluyen además que el agua líquida en la superficie de los granos de nieve, modifica el coeficiente de fraccionamiento. La principal diferencia de este trabajo con los de Moser y Stichler, (1975), en el cual también se

determina fraccionamiento isotópico en la sublimación, es que estos últimos no tenían control sobre los parámetros ambientales que determinan la sublimación en virtud de que se trataba de mediciones de campo. Neumann, et al (2008).

Estos efectos de la sublimación han sido determinados experimentalmente en trabajos como el de Sokratov y Golubev, (2009). En este último la obtención de una recta que se incluye como Figura 7 9, con la que concluyen que, como resultado de la sublimación de las muestras de nieve, el contenido isotópico de la nieve restante se hizo notablemente más pesado y la desviación de la línea de la recta meteórica global corresponde a los explicados por la evaporación desde una superficie abierta. También concluyen que, el contenido isotópico, además del contenido isotópico inicial de precipitaciones sólidas y actividad de sublimación, está regulada por el tiempo de exposición de los depósitos de nieve a la atmósfera como lo describen Moser y Stichler, (1975). Y este último tiempo dependera del tiempo entre los eventos de precipitación y su cantidad de precipitación. En nuestro país la muy probable ocurrencia de procesos de sublimación fue mencionada en los Andes de Mendoza en el trabajo de Massone et al, (2016), y discutida por Sileo, et al (2020). En este último trabajo se discute la similitud en los resultados de procesos de evaporación y sublimación, pero se concluye que en climas fríos es más verosímil asumir la predominancia del último de los procesos. Conclusiones similares fueron descriptas por Neumann, (2008) *“Nuestras mediciones isotópicas del vapor sublimado de las muestras de nieve son consistentes con los estudios de campo y sugieren que, durante la sublimación, se produce el fraccionamiento ya que los isótopos más pesados quedan preferentemente en la fase sólida”* Por lo antepuesto, por la existencia de acumulación de nieve y los vientos característicos de la zona, es muy probable que exista un cambio en el contenido isotópico de la misma por sublimación. Con estas consideraciones y a partir de la información recabada en el campo, se construyen las rectas del área bajo estudio (PM) que la denominaremos recta de sublimación / evaporación. Los puntos donde se toma la información se resumen en el Cuadro 7.1.

7.8 PUNTOS DE MUESTREO

La información necesaria para la elaboración del trabajo se extrae de los siguientes puntos, con coordenadas expresadas en grados decimales, como se puede apreciar en el Cuadro 7.1.

LUGAR	X_LONG	Y_LAT	ALT.
Río (Cierre cuenca)	-72.733995°	-50.400011°	211
H ₂ O (1) (Subterránea)	-72.753392°	-50.383031°	264
H ₂ O (2) (Subterránea)	-72.756684°	-50.384928°	298
Muestreador nieve	-72.769138°	-50.379797°	690
*EMA	-73.024183°	-50.462144°	198

Cuadro 7.1: Puntos de muestreos con sus respectivas coordenadas y altura. (*EMA: Estación Meteorológica Automática) .

7.9 AGUA SUBTERRÁNEA COMPORTAMIENTO ISÓTOPOS

1	Evaporación
2	Reacciones químicas
3	Procesos microbianos y metabólicos (S,N)

Cuadro 7.2: Procesos que contribuyen al fraccionamiento.

Las velocidades de reacción disminuyen con la temperatura. Las aguas subterráneas frías conservan sus composiciones isotópicas a lo largo del tiempo, ya que el intercambio isotópico entre el agua subterránea y la roca sólo tiene lugar a altas temperaturas. Sumado al conocimiento de que, las aguas subterráneas frías rara vez alcanzan el equilibrio químico e isotópico con los minerales del acuífero (Mook W. G., 2000). Sin embargo, puede esperarse intercambio isotópico entre el oxígeno y la roca de caja, cuando exista temperatura, típico de zonas termales. Dentro de una escala temporal en la que se mueve el agua del acuífero, se pueden reconocer al menos tres procesos que contribuyen al fraccionamiento (Mook W. G., 2000). Cuadro 7.2.

Estos procesos juegan un papel determinante en la composición isotópica que se puede esperar en el agua subterránea. Se observan los manantiales en las Figura 7.11, 7.12, 7.13 a y b y 7.14, parte del agua que infiltra procedente de la cabecera, Figura 7.13a, donde los picos nevados indican la zona donde recarga el acuífero por fusión del manto en los períodos cálidos, justamente es el deshielo la fuente más importante de generación de escorrentía y recarga en muchas de las cuencas hidrográficas montañosas de todo el mundo (Frisbee, 2010) .

Luego de transitar por el subsuelo, aflora como manantial en las laderas de la Península de Magallanes (Zona de Tesis). Estos afloramientos están ubicados en las laderas de las distintas subcuencas definidas con anterioridad. Las fotos siguientes se corresponden con la subcuenca número 1, ladera norte del río Mitre: de este y otros puntos se toman muestras de agua del manantial con el fin de analizar isótopos (δ^2H y $\delta^{18}O$) cuyos resultados se muestran en el Cuadro 7.3.

ISÓTOPO	JUNIO	JULIO	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MARZO	ABRIL	MAYO
δ^2H , in ‰		-105.9	-111	-102.7		-99.7		-98.9				
$\delta^{18}O$, in ‰		-13.11	-13.88	-12.87		-12.04		-11.76				

Cuadro 7.3: Valores de deuterio y oxígeno 18. Determinados en la ladera del manantial, de la subcuenca, Foto 7-1, 7-2, 7-3 y 7-4.

Los contenidos isotópicos que se representan en un diagrama de δ^2H vs $\delta^{18}O$, Figura 7.9 alineados según una línea de pendiente alrededor de 5, que habitualmente se asigna a procesos de evaporación, para el caso de climas fríos los procesos de sublimación pueden predominar, arrojando resultados similares (Friedman et al., 1991).

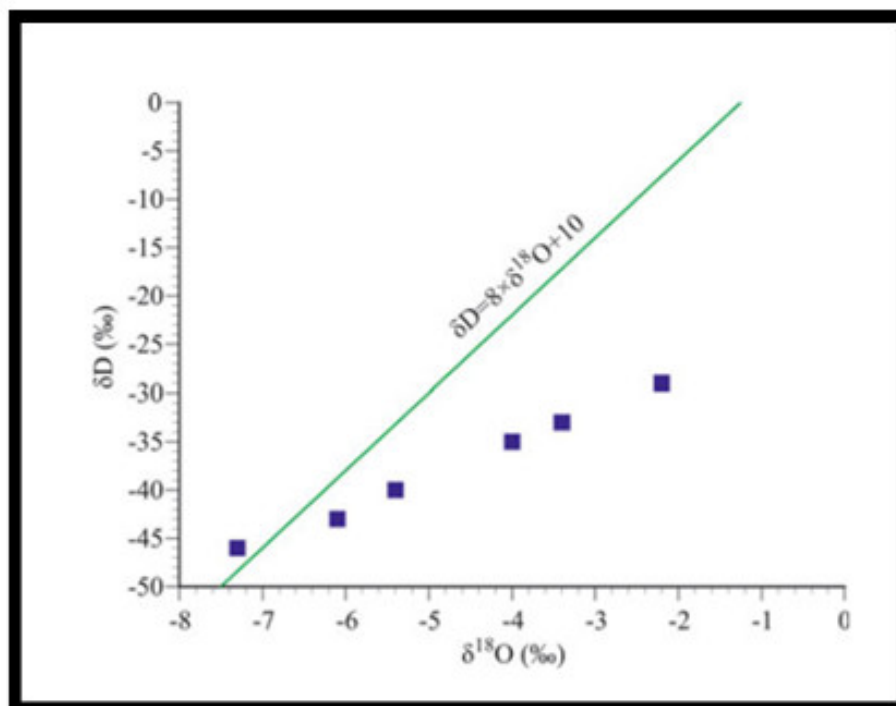


Figura 7.9: Resultados del experimento de Sokratov y Golubev (2009). Figura extraída de (Sokratov y Golubev, 2009). Muestran la composición isotópica de la nieve afectada por sublimación en el experimento desarrollado.

Las variables con las que está relacionada el proceso de sublimación mencionadas arriba, mas otras que aparecen bien descritas en los experimentos referidos como la humedad relativa resultan en cierta complejidad como para determinar su alcance en estudios de campo.

Estos valores de isótopos presentados en el Cuadro 7.3 y otros, se emplean para la confección de la recta de sublimación /evaporación del agua subterránea. En este caso esta agua está representada por los manantiales que se muestrean a lo largo de la ladera, como se observa en las fotos en la gráfica resultante, Figura 7.10. Es una recta cuya pendiente está cercana a 5, que podría indicar sublimación / evaporación. Como describe (Clark Fritz, 2013) “..En la mayoría de los casos, la composición isotópica de las aguas subterráneas está controlada por procesos meteorológicos. Existen, sin embargo, algunos entornos geológicos extremos donde la reacción entre el agua subterránea y la matriz del acuífero o los gases del subsuelo pueden modificar la firma meteórica del agua”. En particular es lo que se observa en el área de estudio una modificación de la firma isotópica en el manantial.

Debido a que conforme avanza la estación cálida ocasiona que se modifique el nivel estático del manantial, los puntos de muestreo se ven modificados, considerando que en las estaciones frías se podrán tomar las muestras en los puntos más altos mientras que en el verano el punto se aproxima a la cota del cierre de cuenca por una modificación del nivel. Por ello aparecen en el Cuadro 7.1, dos puntos de muestreo identificados como H_2O (1) y (2) (Subterránea) con cotas distintas.

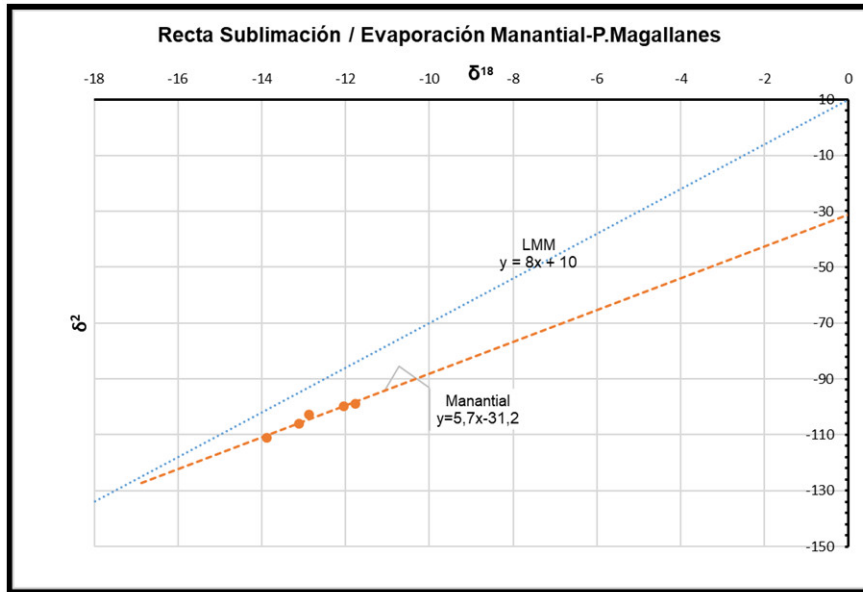


Figura 7.10: Recta de sublimación / evaporación, manantial. Con una pendiente superior a “5”, se construye empleando valores de isótopos de los distintos manantiales muestreados a lo largo de la ladera de la subcuenca 1.



Figura 7.11: Salida del manantial congelado durante el mes de junio, julio y agosto.



Figura 7.12: Salida del manantial en septiembre. El mismo punto de la foto de arriba (Figura 7.11). Finalizando septiembre, sigue vertiendo agua el manantial, aunque en menor cantidad, se observa que hay todavía algunos parches de nieve.



(a)



(b)

Figura 7.13: Foto (a) y (b) se puede apreciar la salida de agua, congelada procedente de los manantiales.

Visto desde las laderas de la subcuenca 1, Figura 6.26. Al fondo se aprecian los picos nevados de la península durante el mes de agosto, cabecera de la cuenca, zona donde recarga el acuífero.



Figura 7.14: Afloramiento del manantial.

Las zonas verdes más húmedas en donde aflora el agua como manantial (color oscuro) es uno de los puntos de donde se extrae la muestra para el análisis del agua subterránea.

7.10 AGUA SUPERFICIAL



(a) Cierre cuenca.



(b) Manantial



(c) Punto de muestreo nieve

Figura 7.15: Muestreo de isótopos.

El muestreo de isótopos se desarrolla en el cierre, en el manantial y en el borde de cuenca. Este ultimo ubicado a una altura de 690 msnm, sobre la subcuenca N°1. Figuras 7.15a, 7.15b y 7.15c respectivamente. Se extraen muestras con el fin de analizar isótopos de $^2\delta$ y $^{18}\delta$ además del análisis físico químico de iones mayores. Los valores de abundancia de los isótopos analizados en el agua del río Mitre se resume en el cuadro 7.3 y cuadro 7.4, parte de estos puntos se emplean para la construcción de la Figura 7.10

MES	2δ MEDIA	18δ MEDIA
ENERO	-114.5	-14.78
FEBRERO	-112.3	-14.31
MARZO	-110.9	-13.86
ABRIL	-110.5	-13.27
MAYO	-113.9	-14.44
JULIO	-113.2	-13.11
AGOSTO	-113.3	-14.64
SEPTIEMBRE	-117.3	-15.16
NOVIEMBRE	-121.1	-16.03
DICIEMBRE	-111.8	-14.26

Cuadro 7.4: Valores promedios de los isótopos pesados del RM.

Oxígeno 18 y deuterio se emplean para la construcción del gráfico, Figura 7.16. En el cierre de la cuenca.

A Partir de los datos del Cuadro 7.4 se construye la recta de sublimación-evaporación en la que se define el modelo lineal como muestra en la Figura 7.16, de abajo, $\delta^2\text{H}=3,2 \cdot \delta^{18}\text{O} - 68,2$. El valor del exceso de deuterio, podría estar reflejando un alto contenido de humedad con una pendiente ligeramente superior a “3”. En la Figura 7.16, se observa cómo se modifica la pendiente cuando se compara con la recta meteórica mundial cuya pendiente se establece en “8”.

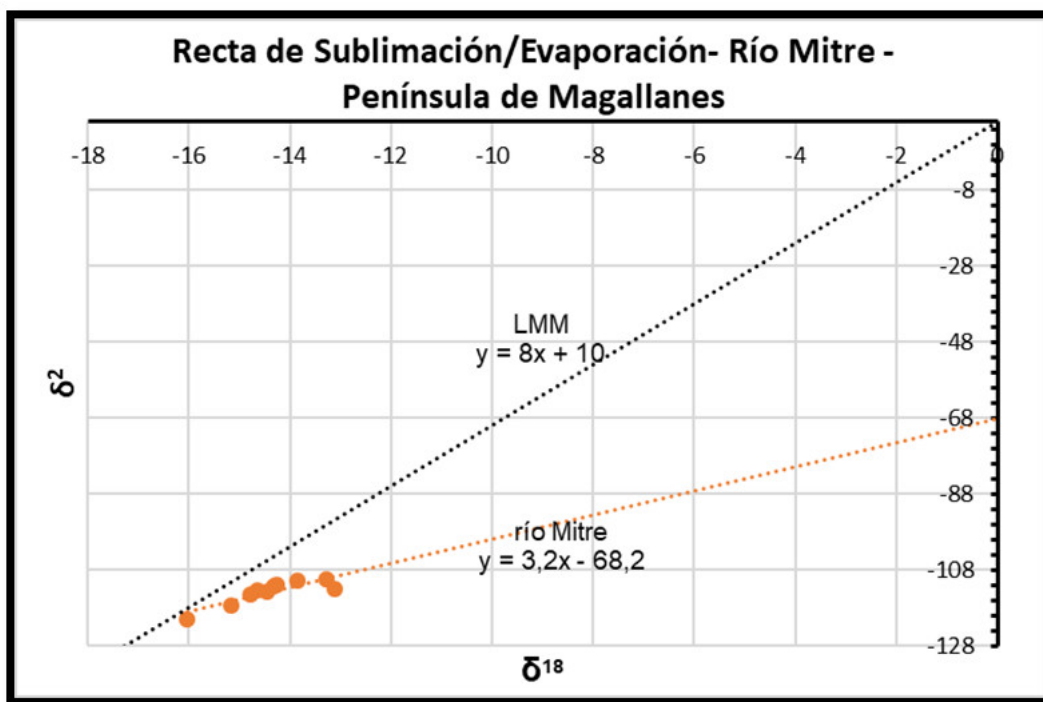


Figura 7.16: Recta de sublimación / evaporación río Mitre. Con los datos del Cuadro 7.4, se construye la recta.

La media estadística de la precipitación nival de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$, de -121.9 y -16.5 respectivamente, determinan la frontera en la zona de estudio que marcarán las características desde el punto de vista isotópico, de la escorrentía superficial. Es justamente esa marca isotópica la que se emplea para determinar los orígenes de las distintas aguas en estudio.

La precipitación nival caída en la parte alta de la cuenca, como se observa en la Figura 7.17 (abajo) escurre una parte, por el cauce principal del río Mitre, se puede apreciar la pendiente pronunciada y la diferencia de altura entre la zona de acumulación y el cierre.

Toda la precipitación nívea se acumula en la parte alta de la cuenca Figura 7.17, durante básicamente el período invernal. Posteriormente en períodos cálidos se inicia la fusión del manto, que dependerá de la energía disponible. Se estima que principalmente la fusión será durante primavera y verano, aunque esto estará sujeto a las temperaturas de esas estaciones, pudiendo condicionar el modelo sugerido, debido a que pueden existir veranos y primaveras relativamente frías.

Un trabajo similar en Surprise Valley, California realizado por (Ingraham y Taylor, 1989) en el que evaluaban el efecto del deshielo en las proporciones de isótopos de hidrógeno de la descarga de 4 arroyos, muestran que las variaciones están directamente relacionadas con la entrada de agua de deshielo durante los flujos máximos de primavera o los eventos de lluvia

7.10.1 Promedios anuales máximos y mínimos de $^{2}\delta$ y $^{18}\delta$.

Los resultados obtenidos máximos, mínimo y los promedios anuales, se resumen en los Cuadros 7-5 y 7-6.

PROMEDIO ANUAL RÍO MITRE			-14,5	$^{18}\delta$
PROMEDIO ANUAL MANANTIAL			-12,8	
R_MITRE	MINIMO	-16,0	$^{18}\delta$	
	MAXIMO	-12,9		
MAN	MINIMO	-14,1		
	MAXIMO	-11,7		

Cuadro 7.5: Promedio $^{18}\delta$. Río Mitre y manantial

PROMEDIO ANUAL RÍO MITRE			-113.6	$^{2}\delta$
PROMEDIO ANUAL MANANTIAL			-103.5	$^{2}\delta$
R_MITRE	MINIMO	-121.4	$^{2}\delta$	
	MAXIMO	-105.4		
MAN	MINIMO	-111		
	MAXIMO	-95.7		

Cuadro 7.6: Promedio $^{2}\delta$. Río Mitre y manantial.

Los promedios que se registran del manantial y el río Mitre, son marcadamente diferentes, aunque existe superposición de aguas considerando máximos y mínimos

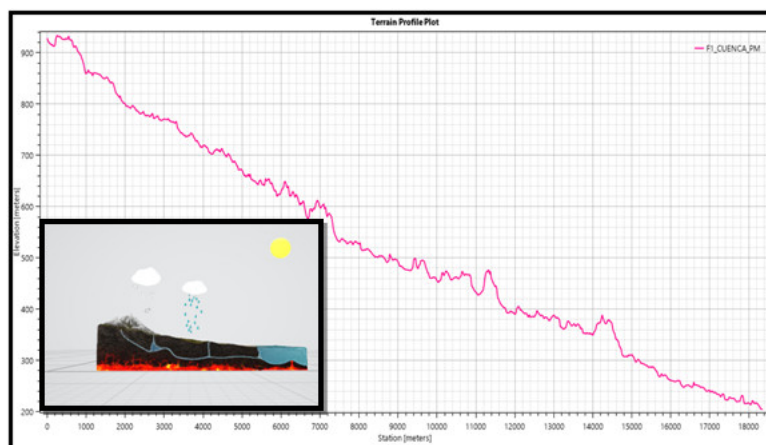


Figura 7.17: Perfil del río Mitre.

Altitud media	847.5
Altitud más frecuente	1079.5
Altitud de frecuencia media	983

Cuadro 7.7: Altitudes de la cuenca bajo estudio.

7.11 HIDROQUÍMICA

Se determinaron mediante análisis físico químicos, la concentración de iones mayores en la nieve a 690 msnm (subcuenca 1), en el manantial y en el cierre de la cuenca del río Mitre: algunos de estos resultados se muestran en el cuadro 7.8 . A partir de estos, se modeliza mediante PHREEQC 3.0 con el propósito de caracterizar el agua y analizar la distribución de las especies. Se trabaja con la media aritmética de cada ion en el cierre de la cuenca, Cuadro 7.8, Cuadro 7.9, empleándose estos resultados en la modelización. Por otra parte, se emplean los datos de cada muestra a los efectos de analizar una variación anual de las fases bajo estudio: calcita, aragonita, dolomita, yeso y anhidrita respecto a las variaciones de caudal. Estos minerales fueron seleccionados por su cinética de reacción más rápida que pueden formarse con los iones mayoritarios y por consiguiente pueden alcanzarse las condiciones de equilibrio.

MUESTRA	FECHA	LUGAR	CO3H	Cl	DUREZA	Ca	Mg	SO4	pH	cond	Na	K
SRM_110318	11/03/18	RÍO	69.00	7.30	60.00	11.00	8.00	9.00	7.54	65.00	1.00	2.30
SRM_040518	04/05/18	RÍO	69.00	3.90	47	3.00	10.00	10.00	7.29	55.00	5.00	0.10
SRM_020417	02/04/17	RÍO	46.00	11.30	50.00	9.00	6.60	12.00	7.21	72.00	1.00	0.10
SRM_220918	22/09/18	RÍO	69.00	7.63	47.00	3.00	9.48	4.00	7.20	55.00	5.00	0.40
SRM_091217	09/12/17	RÍO	46.00	7.63	23.60	2.00	4.40	2.00	7.17	52.00	8.00	0.10
SRM_030218	03/02/18	RÍO	69.00	7.63	41.30	14.00	2.00	5.00	6.06	35.00	8.00	0.10
SPSE_85664_070619	07/06/19	RÍO	32.00	10.90		19.20	3.62	10.33	7.72	128.40	2.87	0.29
LAB_MDP_010719 (nieve)	01/07/19	690 m (MUESTRADOR)	11.10	27.00	26.00	0.50	0.50	10.00	6.59	87.00		

Cuadro 7.8: Algunos parámetros físico químicos bajo estudio del río Mitre (cierre de cuenca) y nieve a 690 msnm.

Lugar	CO3H	Cl	DUREZA	Ca	Mg	SO4	pH	cond	Na	K
RÍO_promedio	59.25	11.86	56.90	7.56	9.40	5.17	7.16	56.63	3.26	0.59
MAN_promedio	196.65	29.36	210.67	38.00	22.33	3.00	6.96	80.85	6.75	0.20

Cuadro 7.9: Media aritmética de los iones bajo estudio, determinados en el río mitre (cierre de la cuenca) y el Manantial.

Como resultado de la modelización de los iones de la Cuadro 7.8 y Cuadro 7.9 se analizan los Índices de Saturación (IS) con el propósito de observar el comportamiento de este en el estiaje del río Mitre y en el período de mayor caudal.

Es conocido el hecho que existen muchos minerales que reaccionan rápidamente con el agua disolviéndose, como por ejemplo, el yeso ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) o la halita (NaCl), fluorita y muchos carbonatos. Además, estos alcanzan el equilibrio en un tiempo relativamente corto cuando se lo compara con su tiempo de residencia en el agua. (Appelo y Postma, 2005).

También existen otros minerales como es el caso de los silicatos, que reaccionan más lentamente que los anteriores y nunca alcanzan el equilibrio a lo que se les suma las bajas temperaturas en la zona de estudio que provocan una disminución en la velocidad de reacción.

Como se explicó anteriormente la descripción del equilibrio está regida por la Ley de Acción de Masas, que en su formato general se desprende de la siguiente reacción:



A partir de la ec. 7.8 se calcula la constante de equilibrio K como sigue:

$$K = \frac{[C]^c \times [D]^d}{[A]^a \times [B]^b} \quad (7.9)$$

La ec. 7.8 presentada arriba, está desarrollada para el empleo de actividades y **no** de concentraciones. Esto se pone de manifiesto por el empleo de corchetes en la expresión, por lo cual es importante vincular las actividades con la concentración para lo que se necesita considerar el factor de actividad (γ). Para el cálculo de este factor, existen distintas fórmulas y en particular, se emplea la siguiente ecuación para la determinación del factor de actividad:

$$\log(\gamma_i) = \frac{A \times z^2 \times \sqrt{I}}{1 + B \times a \times \sqrt{I}} + b_i \times I \quad (7.10)$$

Donde:

A y B = constantes dependientes de la temperatura.

I = Fuerza iónica.

a = parámetros específicos dependientes del tamaño del ion.

b = Parámetro específico que depende de la concentración.

Se puede observar que si “b” es igual a cero tenemos la ecuación de Debye-Hückel que aplica a fuerzas iónicas menores a 0,1.

Con esta información relacionada a gamma (γ) y considerando las actividades con las que están interviniendo cada uno de los iones, se puede establecer el valor de la constante “K” y con ello el producto de solubilidad a los efectos de determinar finalmente el índice de saturación (IS). La constante “K” nos ofrece información importante respecto al equilibrio de la reacción o bien si la reacción esta desplazada a la izquierda o la derecha. Así mismo cuando se relaciona el cociente de reacción con la constante de equilibrio nos permite definir en la práctica si lo que se observa es un estado de saturación o subsaturación. Esa relación cuando se la utiliza en escala logarítmica es lo que constituye el IS.

Se determinaron los IS a partir de PHREEQC 3.0 y se obtuvieron los siguientes resultados ajustados a condiciones normales de temperatura y presión (298 K y 1 atm):

		FEBRERO	MARZO	ABRIL	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOSTO	SEPTIEMBRE	NOVIEMBRE	DICIEMBRE
RIO MITRE	Anhydrite	-3.66	-3.54	-3.48	-4.04	-3.22	-4.8	-4.84	-4.74	-4.51	-4.86
	Aragonite	-2.36	-1	-1.58	-1.81	-0.91	-1.76	-1.94	-2.34	-2.62	-2.42
	Calcite	-2.22	-0.86	-1.44	-1.67	-0.76	-1.61	-1.8	-2.19	-2.48	-2.28
	Dolomite	-4.94	-1.51	-2.67	-2.46	-1.91	-2.35	-2.77	-3.26	-4.7	-3.91
	Gypsum	-3.36	-3.23	-3.17	-3.74	-2.92	-4.5	-4.54	-4.43	-4.21	-4.56

Cuadro 7.10: Índices de saturación del río Mitre, promedio mensual.

A partir de la Cuadro 7.10, se construyen los gráficos de evolución. Para la construcción se emplea las siguientes fases:

1. Anhidrita
2. Aragonita
3. Calcita
4. Dolomita
5. Yeso

Los IS se grafican abajo considerando la distribución Figura 7.18 y Figura 7.19. Se observa que, conforme avanzan las estaciones estos tienden a modificarse fundamentalmente por su estado de saturación. En el río Mitre las muestras corresponden al punto del cierre de la cuenca.

También se grafican las mismas fases para el manantial Figura 7.20. Se presta especial atención a la variación del IS durante los meses Julio a Diciembre ya que durante ese periodo aparece el pico de caudal. Finalmente se grafica la comparación entre el río Mitre y el manantial Figura 7.21. Las medias del IS empleado, corresponde al periodo de Julio a Noviembre. En este período es posible observar que el agua del manantial es más saturada en términos relativos, que el agua del río Mitre.

Ningún valor de los compuestos considerados alcanza la saturación, por lo cual es de esperar que adopten todos valores negativos, indicando un estado de subsaturación en todo momento.

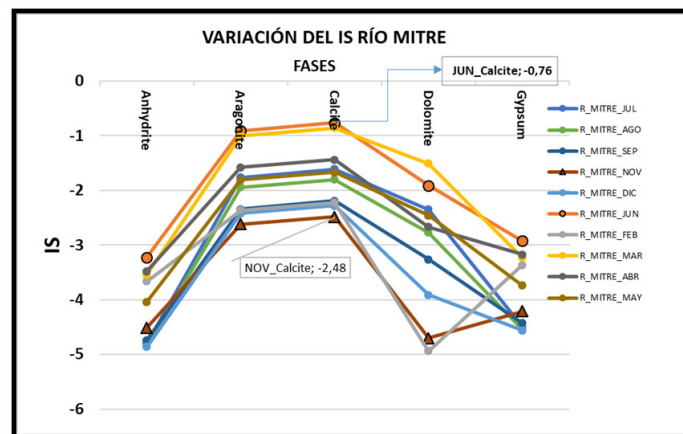


Figura 7.18: Variación del IS mensual del río Mitre.

Los mayores valores se encuentran en otoño - invierno (junio) y los menores hacia la primavera temprana – verano, los valores de calcita de junio y nov, son coincidentes con el mínimo y máximo caudal respectivamente.

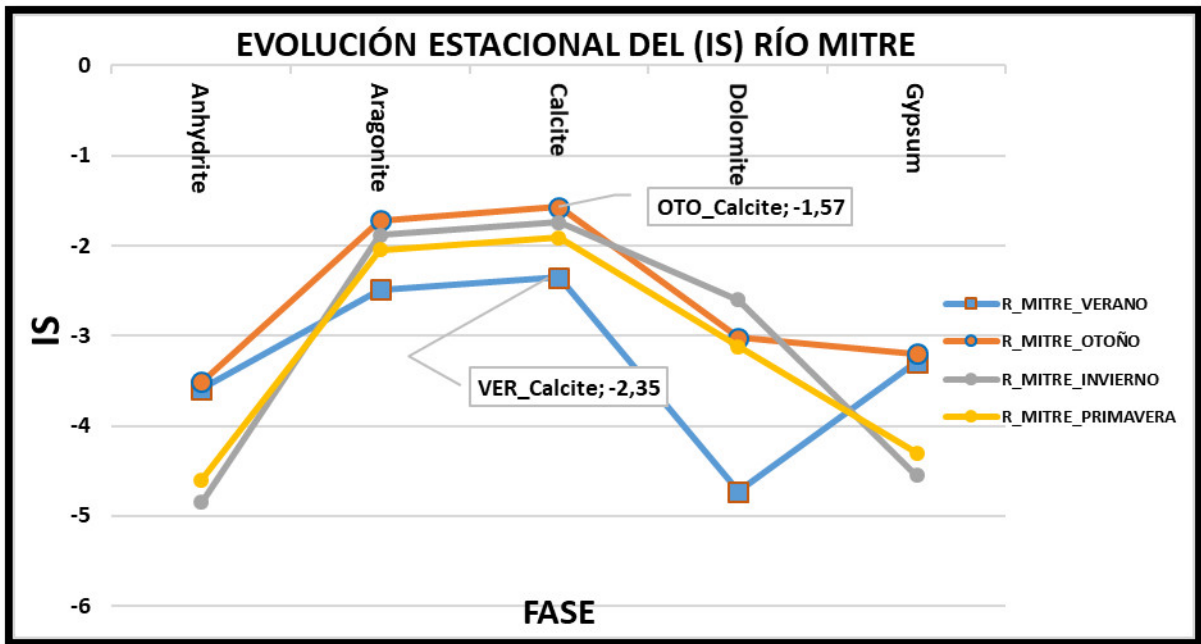


Figura 7.19: Variación estacional de los índices de saturación (IS) del río Mitre.

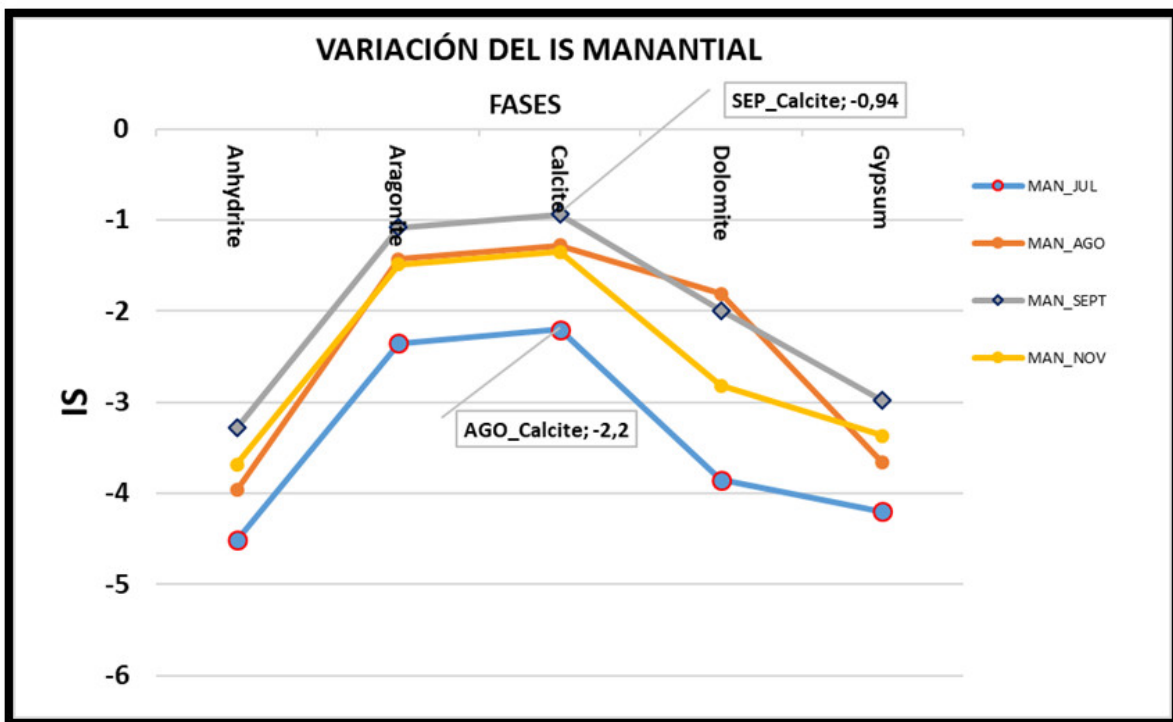


Figura 7.20: Variación del IS del Manantial.

En septiembre, el manantial, alcanza la máxima saturación y la mínima en agosto.

Los distintos compuestos tienen índices de saturación variados que dificultan su análisis por separado. No obstante, se puede observar que en general los valores aumentan hacia el invierno y tienden a disminuir hacia el verano.

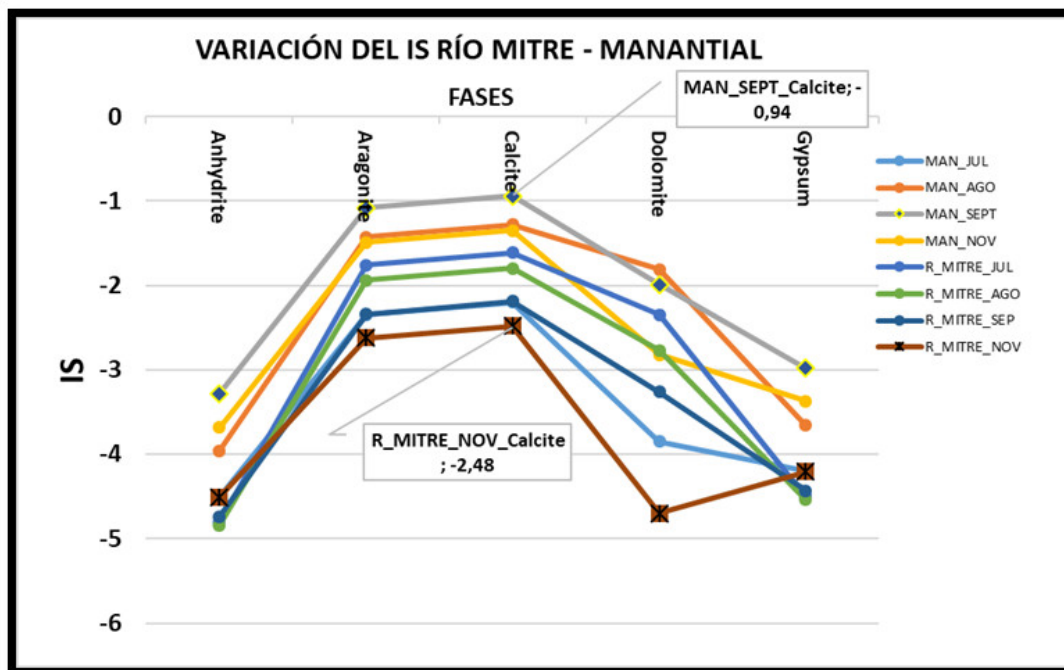


Figura 7.21: Comparación de los IS entre manantial y río Mitre. El manantial está más saturado que el río Mitre para idénticos periodos.

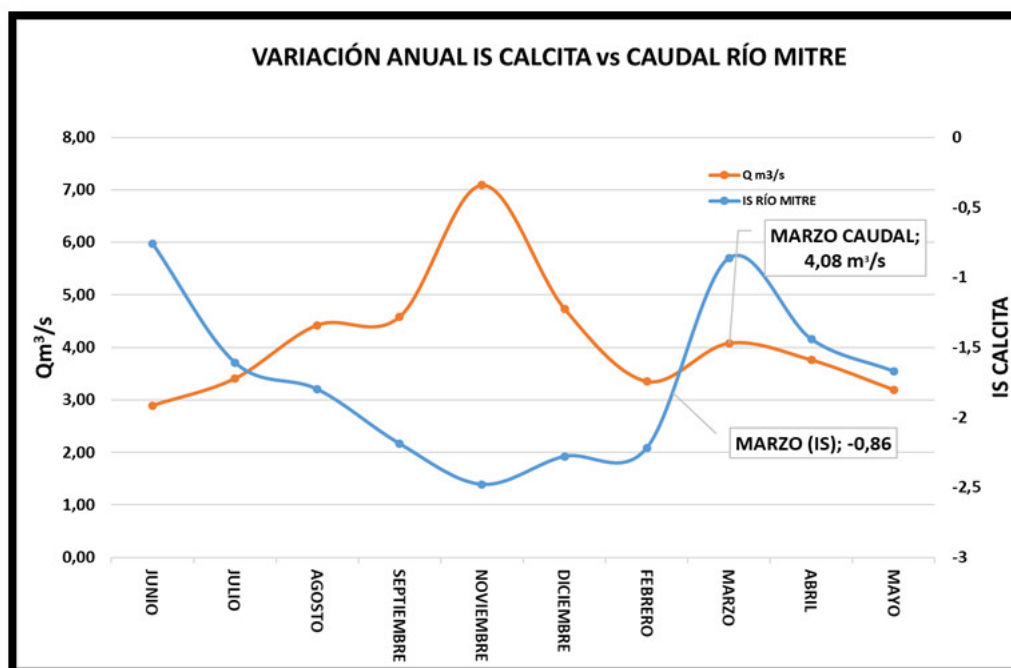


Figura 7.22: Variación de caudal y el IS calcita en el río Mitre. El IS de la calcita acompaña en forma inversa a la curva de caudal, se observa que en particular el mes de marzo, se modifica la tendencia general de disminuir el índice cuando aumenta el caudal, en este caso el IS aumenta con el aumento de caudal.

7.11.1 Caracterización hidroquímica río Mitre – manantial

Para la construcción de los diagramas de Piper Figura 7.23, Stiff, Figura 7.24 y Figura 7.25 se emplean los datos del Cuadro 7.8. Esta se construye considerando la media aritmética de los

aniones y cationes del río Mitre y del manantial: el propósito fundamental de estos gráficos es el de poder caracterizar el agua hidroquímicamente.

Para la confección del gráfico de Piper se utiliza el software GW-Chart versión 1.29.0.0. Así mismo para la construcción de los gráficos de stiff se utiliza el software QUALIGRAF versión 1.1.

En el gráfico de Piper se observa al río Mitre (círculo negro) como un agua con mayor porcentaje de magnesio que la del manantial y bicarbonatada, con lo que queda definida como una agua Bicarbonatada Magnésica. Por otra parte, el manantial (cuadrado de color rojo) está mas desplazado hacia el 50 % de calcio, aunque al igual que el río Mitre el anión dominante es el bicarbonato incluso en mayor porcentaje que el río. Esta composición resultante define al manantial como un agua Bicarbonatada Cálcica Magnésica.

En relación al gráfico de Stiff se observa que existe una marcada diferencia en los bicarbonatos entre el agua de manantial y el agua de río. La observación de una presión parcial de CO_2 de (pCO_2 -0.71) define el sistema del manantial. Esto provocaría el aumento de los bicarbonatos y el aumento de calcio que queda reflejado en la Figura 7.24. El río Mitre presenta un comportamiento distinto respecto a estos dos iones. Si bien las dos aguas son bicarbonatadas, es evidente en el gráfico de stiff del río Mitre que existe una menor concentración de prácticamente todos los iones. Por otra parte, el agua se vuelve más rica en magnesio y la presión parcial de CO_2 es distinta al manantial, obteniéndose un valor de (pCO_2 -2.22) marcadamente diferente al agua de manantial.

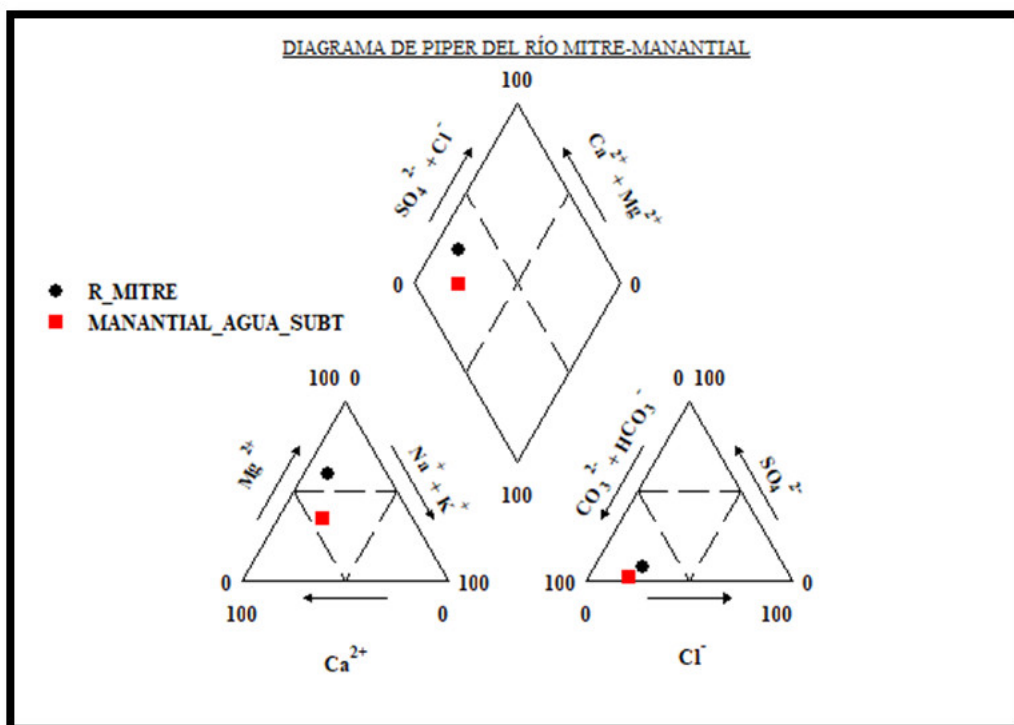


Figura 7.23: Diagrama de PIPPER en el río Mitre.

Representado por un círculo negro el porcentaje de magnesio está por encima del 50 % mientras que el calcio se encuentra en un porcentaje menor que este valor. En el caso del manantial, se da la situación inversa, el magnesio estaría disminuido respecto al calcio.

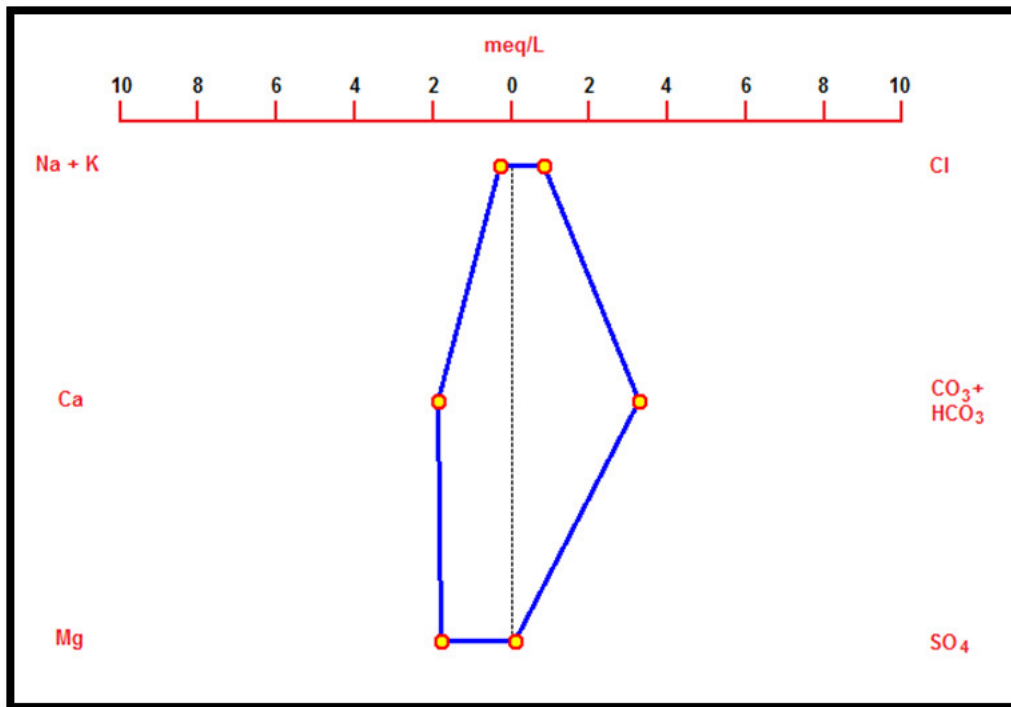


Figura 7.24: Gráfico STIFF en el manantial.

El bicarbonato del manantial aumenta como resultado del aumento en la presión parcial de CO₂. Log (pCO₂ -0.71), El calcio también aumenta como un aparente aumento de la disolución de calcita.

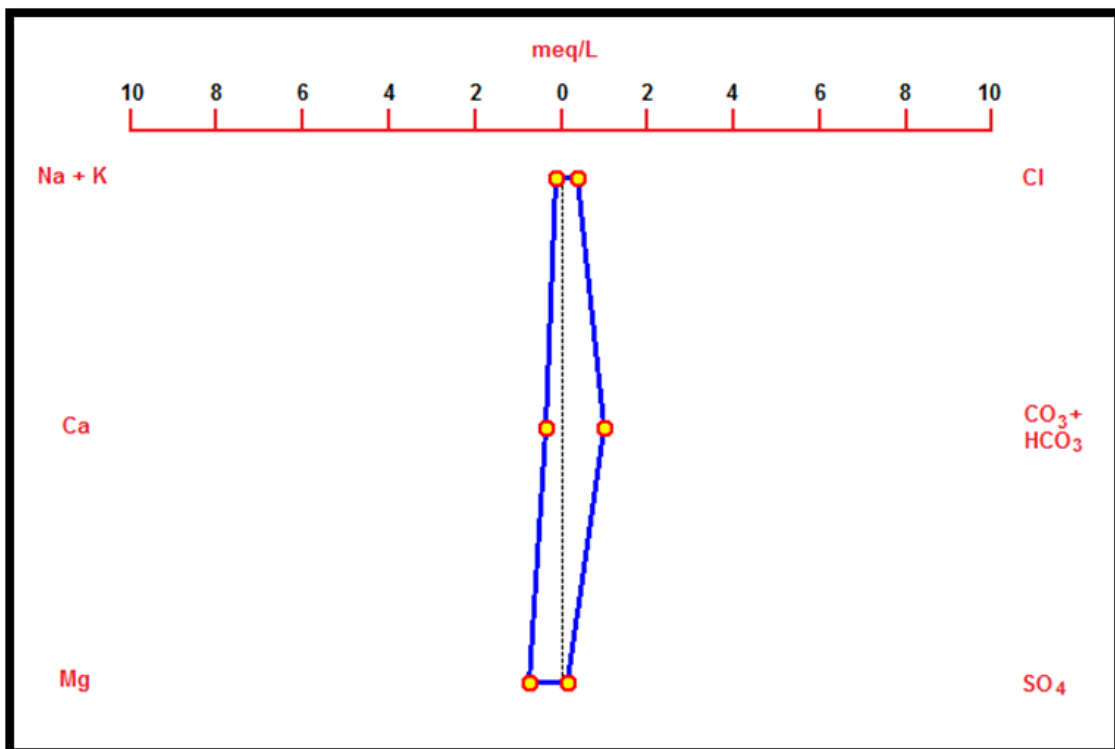


Figura 7.25: Gráfico STIFF río Mitre.

En el caso del gráfico de stiff del río Mitre, aunque también el agua es bicarbonatada, en relación al manantial existe una menor concentración de bicarbonatos, el calcio disminuye y tiene una característica de agua típica de deshielo por su baja salinidad

Se realiza además un diagrama de Schöeller - Berkaloff mediante el software EASY-QUIM 5.0 con el propósito de observar la variación entre las dos muestras de agua (río y manantial). El manantial analizado se encuentra en la ladera de la subcuenca 1 mientras que las muestras del río se determinan en el cierre de la cuenca.

Se trata de un gráfico semilogaritmico, donde las concentraciones de los iones están en miliequivalente por litro mientras que en el eje de las ordenadas están los iones bajo análisis. En este caso los iones analizados son los mismos que los empleados en el gráfico de Stiff, este tipo de gráfico (stiff) es adecuado para determinar las variaciones espaciales y temporales y en este caso, se aprovecha para observar la posible variación de los iones en el espacio. El resultado obtenido luego del análisis se expone en la Figura 7.26.

Se puede observar como el agua del manantial es sensiblemente más concentrada que el agua del río Mitre, con la excepción del ion sulfato (SO_4) que tiene una menor concentración mientras que el ion bicarbonato (HCO_3) adopta un valor cercano a los tres miliequivalentes por litro (meq/l) muy por encima del valor obtenido en el río.

El comportamiento del calcio (Ca) y el magnesio (Mg) también es distinto en el manantial donde se observa que se mueven paralelamente al eje de las ordenadas, desacoplándose del comportamiento que venía observándose en el resto de los iones, similar al río.

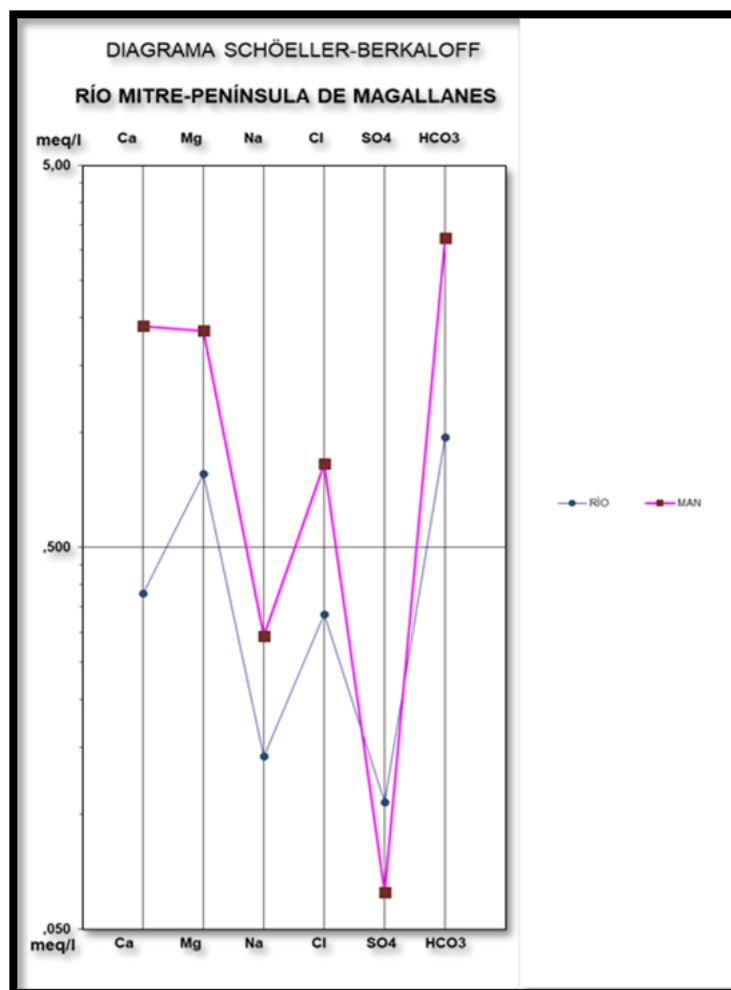


Figura 7.26: Diagrama de Schöeller.

El ion bicarbonato (HCO_3) del manantial alcanza el máximo, con una concentración muy distinta a la del río Mitre.

Capítulo 8

DISCUSIÓN

8.1 DISCUSIÓN

8.1.1 Condiciones locales

Las condiciones locales de la cuenca definen también el escurrimiento de cada subcuenca, dado que la fusión que se podría esperar, están vinculadas con aspectos como la pendiente, orientación de las laderas, cobertura vegetal, elevación etc. En la Figura 8.1, se puede apreciar la cuenca con la orientación y distribución de la nieve:.

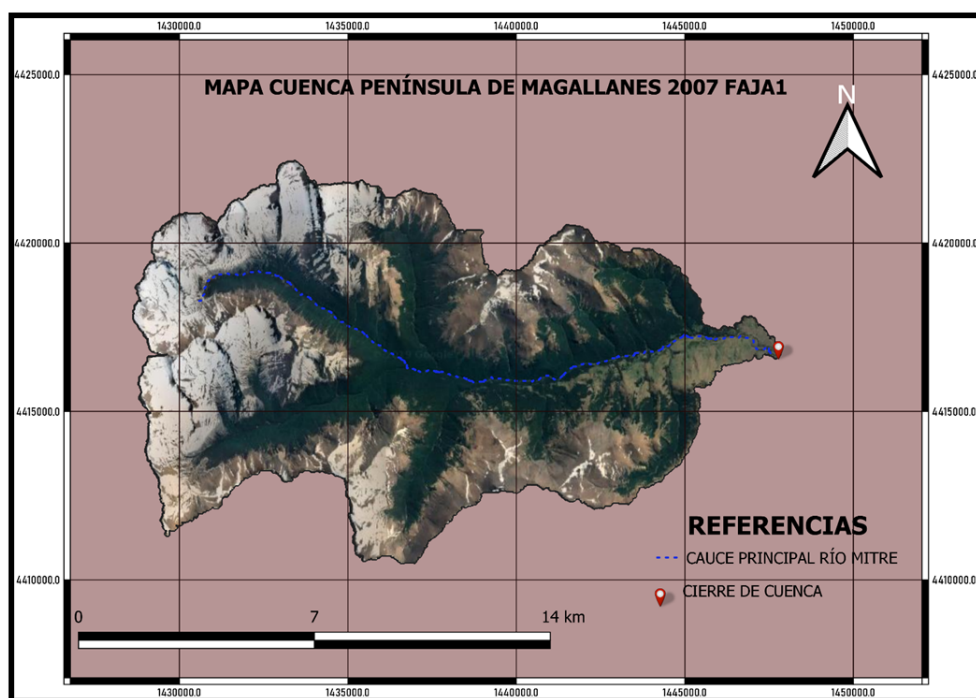


Figura 8.1: Elevación de la cuenca y laderas expuestas al sol.

Las laderas más expuestas al sol, son las que tendrán mayor tasa de fusión que aquellas, menos expuestas, así mismo al oeste con un predominio de elevadas altitudes, 1500 m aproximadamente, se espera una mayor permanencia de la nieve caída, lo que determinará también el régimen nival del río mitre, con el consecuente control de las concentraciones isotópicas y eventualmente el caudal, es decir se espera que la cabecera controle las variaciones isotópicas observadas en el

cierre de la cuenca.

El ciclo hidrológico se inicia motorizado por la energía del sol. En un resumen acotado, por cierto, se puede decir que este se inicia con la evaporación de agua en los océanos que excede a la precipitación. Justamente este vapor en exceso es el que se mueve hacia los continentes cayendo en forma de precipitación. Este esquema se refleja en las primeras imágenes introductorias de la tesis Figura 1.2 y Figura 1.3, en la que se enfrentan dos formas de concebir el modelo del ciclo. Más allá de las herramientas que se apliquen para analizarlo, existen los componentes que lo definen y la determinación de estos, parten de la ecuación 6.39 en la que quedan expuestos los términos involucrados para que se cumpla la igualdad. En particular, se analiza una porción de este ciclo hidrológico global Península de Magallanes pero al igual que en un ciclo hidrológico a mayor escala, se inicia con una variable de entrada, la precipitación y variables de salida como es la evapotranspiración y el caudal. Considerando estas, se pudo estimar el resto de las variables que delimitan el modelo hidrológico propuesto para el área. Se determinaron el escurrimiento superficial, escurrimiento subterráneo, evapotranspiración. Cuadro 6.15. Esto no quiere decir que sean los únicos componentes de un modelo hidrológico, aunque si los únicos que fueron susceptibles de determinarse con los recursos que se contaba.

Para delimitar y elaborar el modelo se emplearon distintas herramientas ya definidas en el capítulo metodología. Con ellas se pudieron elaborar gráficos, mapas e índices que permitieron interpretar como actúa la naturaleza en este entorno. La contribución de cada uno de ellos es lo que se describe ahora, ya que fueron realizados con el propósito de ser utilizados como herramientas para comprender con relativa profundidad, como se comporta la cuenca.

Existen algunos parámetros geomorfológicos que fueron calculados debido a su sencillez y que sirven para completar la información del área de estudio, aunque se sabe que cobrarían relevancia al momento de observar la similitud entre cuencas. Entre estos está el orden de la cuenca, frecuencia de drenaje y el coeficiente de torrencialidad, todos ellos de una importancia relativa ya que el desarrollo de la tesis no está centrado en el análisis comparativo de cuencas.

El índice de aridez y el índice topográfico de humedad están representados en Figura 6.1, 6.2 y Figura 6.34, respectivamente, donde el primero es el que define el área como un clima per-húmedo, mientras que el segundo, ha permitido diferenciar las áreas planas donde se concentra la humedad de otras, con baja capacidad para concentrar la humedad (como las laderas de la cuenca con gran capacidad para generar escorrentía) y los valores más altos del índice, como se observa en la Figura 6.34 están en la parte plana. Con el propósito de simplificar el análisis se divide el índice topográfico de humedad en tres grupos, el más bajo de todos que va de uno (1) a seis (6), otro de seis (6) a doce (12) y el último grupo de doce (12) en adelante. La gran mayoría de la superficie de la cuenca quedó establecida con valores superiores a 6, lo que sugiere que existe gran potencialidad para escurrir y generar una red drenaje como el que se observa en la Figura 6.30. Esta red no está condicionada por su carga urbanística sino por sus características geomorfológicas: la elevada pendiente es una de ellas Figura 6.33. Si tuviéramos que considerar la población existente en la cuenca se puede decir que es prácticamente nula por su condición de (parque-reserva natural). En el mapa Figura 6.28 y Figura 6.30, es posible observar como se genera la red en concordancia con el mapa de índice topográfico de humedad y la coherencia que le otorga el índice de aridez de Martone. La red definida como una de orden 4 (clasificación STRAHLER) también determina las subcuencas generadas, cinco en total Figura 6.24, Figura 6.26. Para identificarlas se las numera de uno a cinco (1 a 5) donde la de mayor superficie es la subcuenca número uno (1) con una superficie de 46.5 Km² y un perímetro de 49.9 Km, mientras que la más pequeña es la subcuenca número cuatro (4) con una superficie de 14,5 Km² y un perímetro de 22,1 Km. La superficie de las cinco subcuencas sumadas cubren un

área de 138,8 Km² y un perímetro de 85,7 Km, Cuadro 6.9. Estas características topográficas en donde predominan las elevadas pendientes y elevada humedad determinan una alta velocidad en el cauce. Como ejemplo en un corte de un tramo del cauce principal, Cuadro 6.8, se observa una velocidad de 1.1 m/s y una pendiente de 0,14 m/m, lo que refleja que se trata de un río con una pendiente pronunciada típico de montaña con una reducida capacidad para transportar material fino y con pocas curvas como resultado de la alta velocidad. En este tipo de cursos de agua predominan las gravas Figura 6.31 que redonda luego en un coeficiente de Manning de 0.085, Cuadro 6.7. La determinación de las velocidades en distintos tramos Figuras 6.18 , 6.19 y 6.20 de la red de drenaje, ha servido para la elaboración de un mapa de isócronas Figura 6.21 y Figura 6.22, y a partir de este, determinar el tiempo de concentración (Tc) de la cuenca. Mediante esta metodología quedó definido un valor de 240 minutos. También se emplearon otros índices para la determinación de este tiempo que se refleja en el Cuadro 6.6.

Como se adelantó, la variable de entrada es la precipitación y la elevación orográfica donde está enclavada la cuenca tienen una importancia en esta, no solo porque el agua caída lo hace en forma de precipitación nival (entre otras), sino también por el fraccionamiento isotópico que se podría esperar debido a un efecto de altitud y latitud (que no ha sido determinado). Por ello se construye la curva hipsométrica Figura 6.12 y Cuadro 6.4 en la que se observa que más del 90 % de la cuenca está por encima de los 500 msnm, y cerca de un 75 % por sobre los 800 m. La precipitación fue determinada mediante el sistema PERSSIAN CCS, Figura 6.36, con una resolución espacial 4 Km x 4 Km, fue seleccionada luego del análisis de otras opciones ya descritas, se definió una media aritmética Figuras 6.48, 6.49, 6.50 y 6.51, el resumen de las medias mensuales de las precipitaciones, Cuadro 6.10, en el área define un módulo pluviométrico de 1756,62 mm con un desvío estándar de 82,65 mm, mientras que el máximo fue de 1866.83 y el mínimo de 1587.31 mm. A partir de estas imágenes se construyó un mapa de isohietas, Figura 6.50, que refleja la distribución en el área de las precipitaciones.

Parte de estas precipitaciones se evapotranspiran y representa una salida del sistema, determinándolas mediante distintos métodos empleándose para ello imágenes satelitales procesadas mediante QGIS. Una de las variables que se necesitan para la determinación de la evapotranspiración es la temperatura, la que se determina, operando mediante la calculadora raster, archivos raster de la base de datos de WORLDCLIM obteniéndose un resultado de su distribución en el área como lo muestra la Figura 6.55 dando como resultado una media aritmética de temperatura igual a 4.83 °C. Este dato se emplea para la determinación de la evapotranspiración mediante el método de Thornthwaite, cuyos resultados se exponen en el Cuadro 6.11. Otros dos métodos más se emplearon para la determinación de la evapotranspiración, el Balance Anual y FAO Penman-Monteith, este último se lo considera el más aproximado por la cantidad de variables que considera para su cálculo, el Cuadro 6.12, resume los valores obtenidos.

Luego del balance hídrico de la Cuenca, se resumen los resultados obtenidos en el Cuadro 6.15. Con estos se definió el modelo hidrológico conceptual de la misma, cuyas variables de entrada y salida se observan en el esquema, Figura 8.2

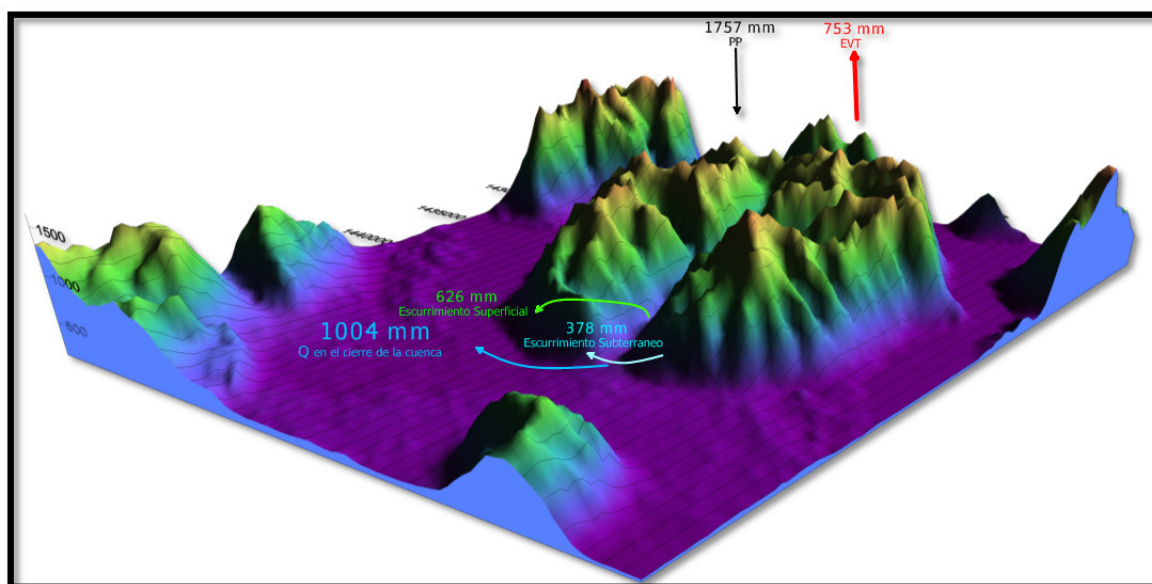


Figura 8.2: Modelo hidrológico conceptual 3D.

Es importante remarcar el hecho de que por los vientos en el área considerada con una media 7.2 m/s, Figura 6.56, sería de esperar que en la cumbre de la cuenca cerca de 1500 m, la evaporación, en particular la sublimación de la nieve, adopte valores elevados. Esto es debido a que la velocidad del viento es el principal factor que contribuye con la sublimación. El mayor o menor viento que determina la humedad de la cuenca, en conjunto con la radiación solar del área que se suma a la mayor o menor sublimación y definen los efectos isotópicos de la cuenca, todo esto repercutirá en la composición isotópica de las muestras de agua subterránea y superficial. La figura 8.3, muestra la precipitación en el área con el caudal en ambas graficadas en “mm” y se puede observar como, para el mes de Octubre Noviembre se alcanza el máximo caudal en contraste con las precipitaciones que son mínimas, generándose de esa forma un déficit. Las precipitaciones alcanzan un mínimo en Marzo y a partir de ese mes, comienzan a aumentar logrando un máximo en Mayo y con una tendencia a estabilizarse hacia Agosto, mes a partir del cual, comienzan a bajar hacia Octubre.

Cuenca PM	Área Km ²	138.8
	Perímetro Km	85.7
	Cota Mínima m	211.0
	Cota Máxima m	1562.0
	Desnivel m	1351.0
	Cota media m	983.8
	Cota Máxima Cauce Principal m	1437.0
	Cota Mínima Cauce Principal m	211.0

Cuadro 8.1: Resumen de características morfométricas de la cuenca.

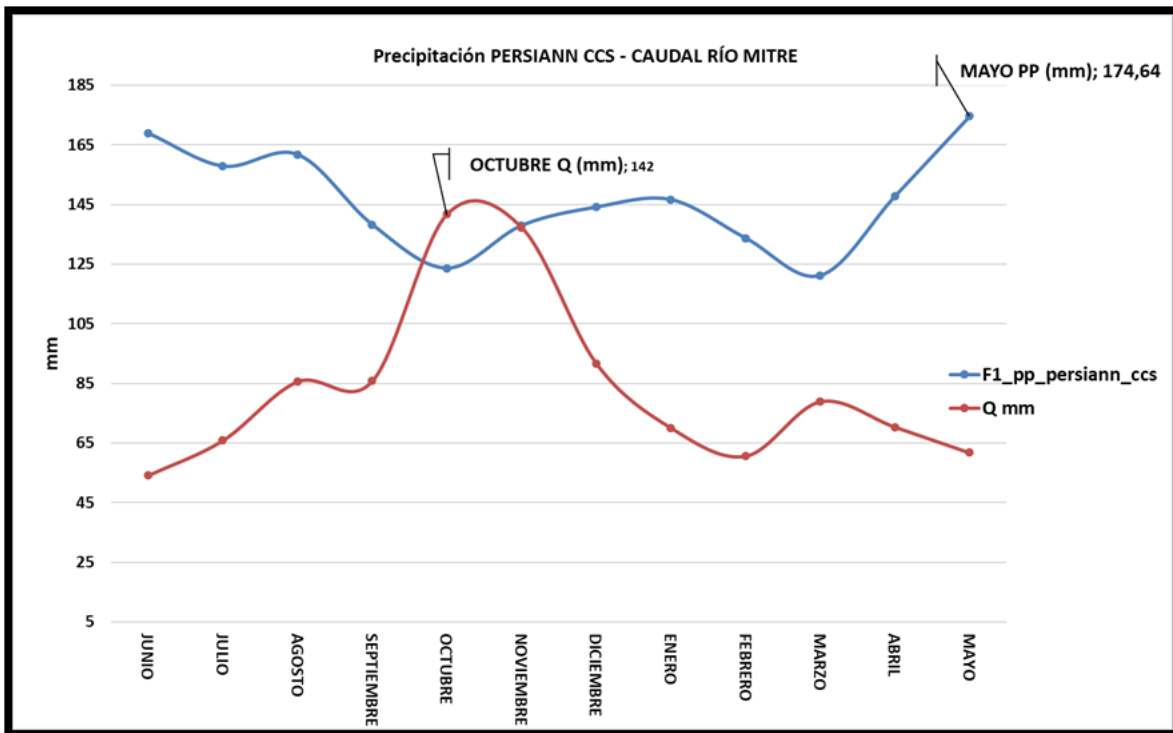


Figura 8.3: Variación de la precipitación y el caudal.

8.1.2 Lamina media caída

La lamina media calculada se obtiene del análisis de imágenes satelitales provistas por la red PERSIANN. A partir de estas se estiman el módulo pluviométrico igual a 1757 mm. La ubicación de la península en las unidades del paisaje Valles Intermontanos y Cordones Rocosos, y considerando las áreas ecológicas descritas en la que se pasa de un pastizal subandino al complejo andino Figura 2.3 a y b con las características ya definidas, estas condiciones, determinan entre otras cosas la altura, factor que afecta en la pluviosidad de la cuenca, y que fue el determinante por el que no se considera la estación meteorológica de la localidad de El Calafate. La variación del módulo pluviométrico por el factor altura es muy considerable, se han realizado trabajos sobre perfiles pluviométricos en función de la altura y han sido documentados valores entre 0.6 y 1.6 mm por metro de altura (Remeneiras, 1974). Por otra parte, está la naturaleza de las precipitaciones que también se ven afectadas por las alturas y que pueden ser una combinación de nieve y agua en forma de lluvia, tomando como referencia los trabajos de COUTAGNE, en los Alpes franceses donde determinó que se puede esperar que un 34 % de la pluviosidad sea en forma de nieve a los 1500 m, que se corresponde con la altura máxima de la Península de Magallanes.

Se considera que la precipitación predominante es de tipo orográfica, aunque en los veranos seguramente predominara precipitaciones de tipo convectivas con un origen en la orografía, por lo cual podría tener efectos en lo relacionado al fraccionamiento isotópico observado.

8.1.3 Análisis del hidrograma

En este punto es necesario realizar una consideración: la determinación del punto en donde termina el escurrimiento superficial y se inicia el escurrimiento subterráneo es y ha sido

una tarea que ha tenido sus dificultades, en principio por que no estamos hablando de la determinación de un punto donde se inicia la recesión de una tormenta, sino donde consideramos que se inicia la recesión de un hidrograma anual, lo que hace un poco más complicado el análisis. En particular se asume que existe un punto a partir del cual ya no tiene tanto peso el escurrimiento superficial y ese punto estaría dado por la selección de dos tramos en que se sospecha que inicia la recesión. Esos intervalos están dados luego de las las dos cimas del hidrograma que es cuando se inicia la curva de descenso y posteriormente el agotamiento. El primer intervalo después de Octubre-Noviembre y el segundo, en el agotamiento de Marzo-Abril. Lo que se espera como resultado de este análisis es que los tramos curvos (1,2 ; 3,4) Figura 8.5 sean tangentes a la línea punteada, en cuyo caso se considerará que estaríamos en la recesión. Finalmente la gráfica incrustada en la Figura 8.5 es semilogaritmica. Bajo estas consideraciones se continua con el análisis de hidrograma. El agua precipitada, la fusión del manto y lo aportado por manantiales, definen la capacidad de la cuenca y el cauce principal del río Mitre Figura 6.13 y Figura 6.14 con una longitud total de 21699 m y una altura sobre el nivel del mar en el cierre de la cuenca de 211 m y el resto de sus características se describen en el Cuadro 6.2. El agua de sus tributarios proveniente de las cinco subcuencas Figura 6.23, Figura 6.24 y Figura 6.26 con un resumen de sus características manifestadas en el Cuadro 6.9 son las que contribuyen con el caudal observado Figura 8.4 y especifican una red de drenaje de orden 4 y una frecuencia de drenaje de 0,66 1/Km lo que indicaría que la cuenca estaría bien drenada.

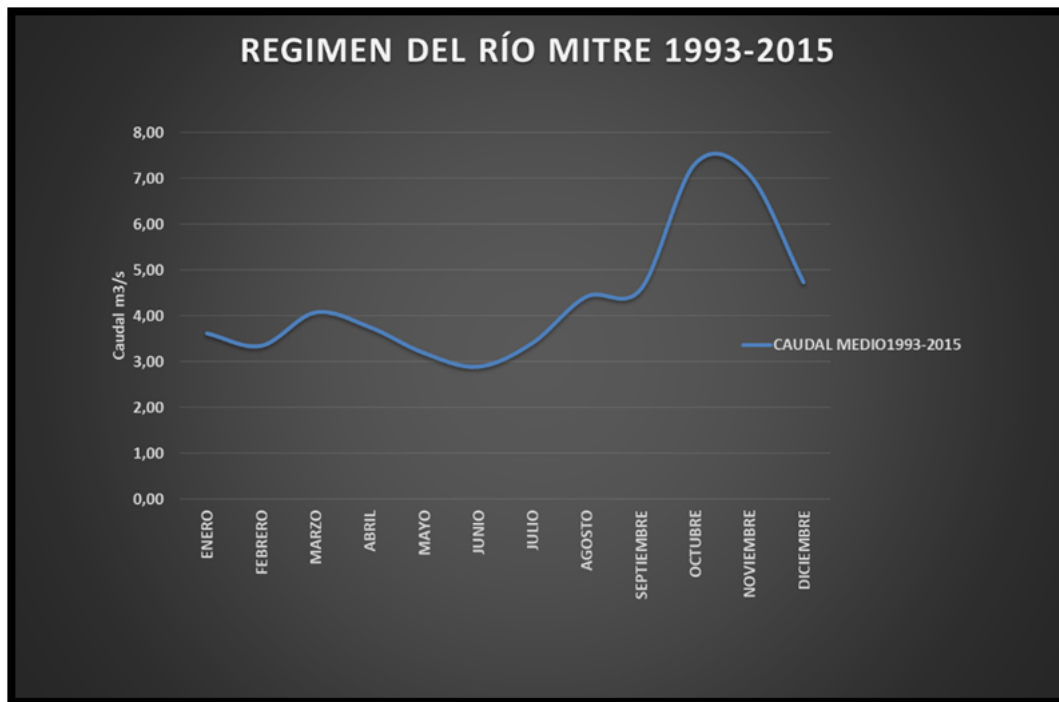


Figura 8.4: Períodos de máximas, del río Mitre. El río Mitre muestra dos períodos de máximo, marzo y octubre noviembre.

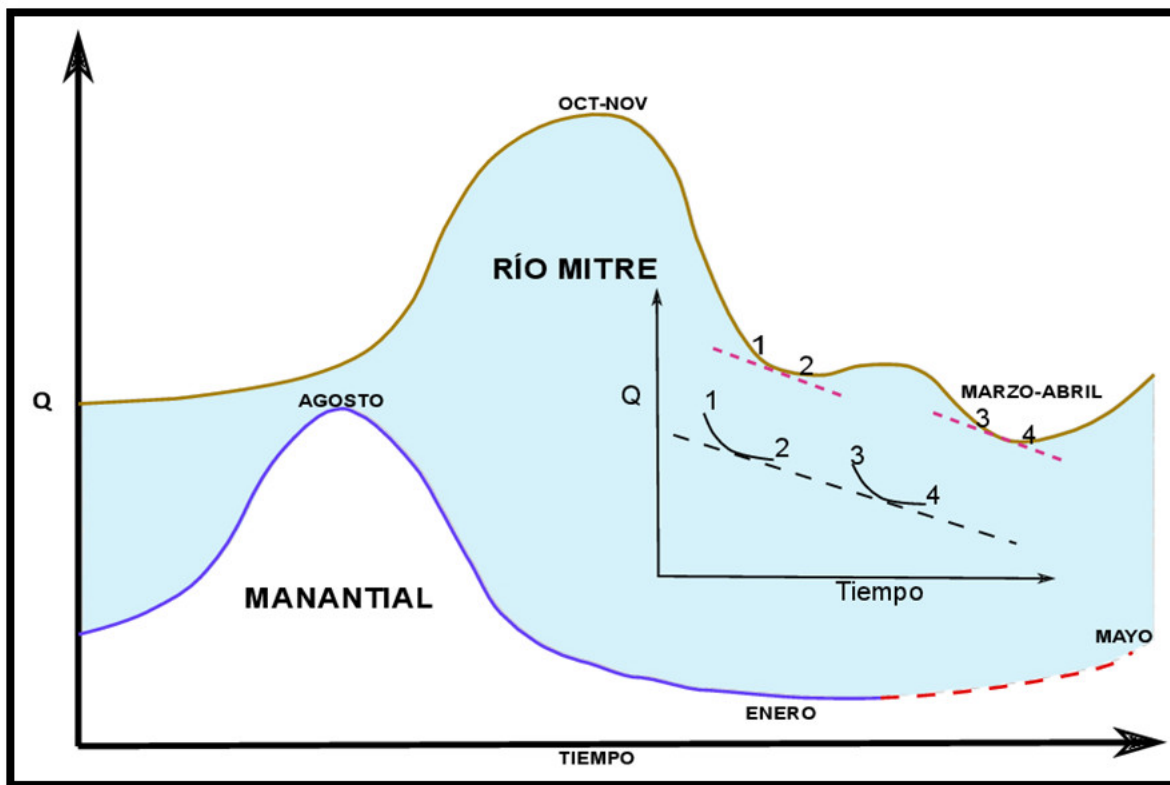


Figura 8.5: Primera y segunda recesión, río Mitre.

La gráfica incrustada dentro de esta figura, en color negro, es semilogarítmica, los tramos 1,2 - 3,4 corresponden a la primera y segunda recesión.

Este río presenta dos períodos de máximos, uno en el mes de Marzo - Abril y el otro en Octubre Noviembre. Figura 8.6. Si lo tuviéramos que clasificar en función de la variación estacional del caudal, se lo podría definir como microtérmico, es decir que su caudal es mínimo en otoño - invierno y máximo en primavera- verano,. Otra clasificación que también se considera es la de Maurice Pardé, esta supone la evolución del caudal según su variación estacional y distingue distintos tipos de regímenes, en este caso el régimen que más se ajusta a lo observado es uno de tipo mixto. En este tipo de régimen se reconoce que existen dos máximas y dos mínimas, bajo la influencia de distintos tipos de alimentación. Dentro de este grupo estaría el régimen nivo pluvial. En particular el río Mitre alcanza su máximo en una primavera temprana, se atribuyen a los máximos observados al deshielo y eventualmente a lluvias convectivas, es decir que el máximo observado en el primer período estaría dado por los deshielos que se condice con lo observado cuando se analizan los isótopos, los valores que van en aumento del caudal, desde septiembre a noviembre, alcanzan un mínimo, δ^2H -121.1 y $\delta^{18}O$ -16.03. Mientras que el máximo caudal secundario, menor que el primero, que se observa en promedio en marzo, ver Figura 8.6, Figura 8.7, se atribuye a precipitaciones tardías con una marca isotópica distinta, δ^2H -110.9 y $\delta^{18}O$ -13.86, al máximo caudal del primer período. Figura 8.12.

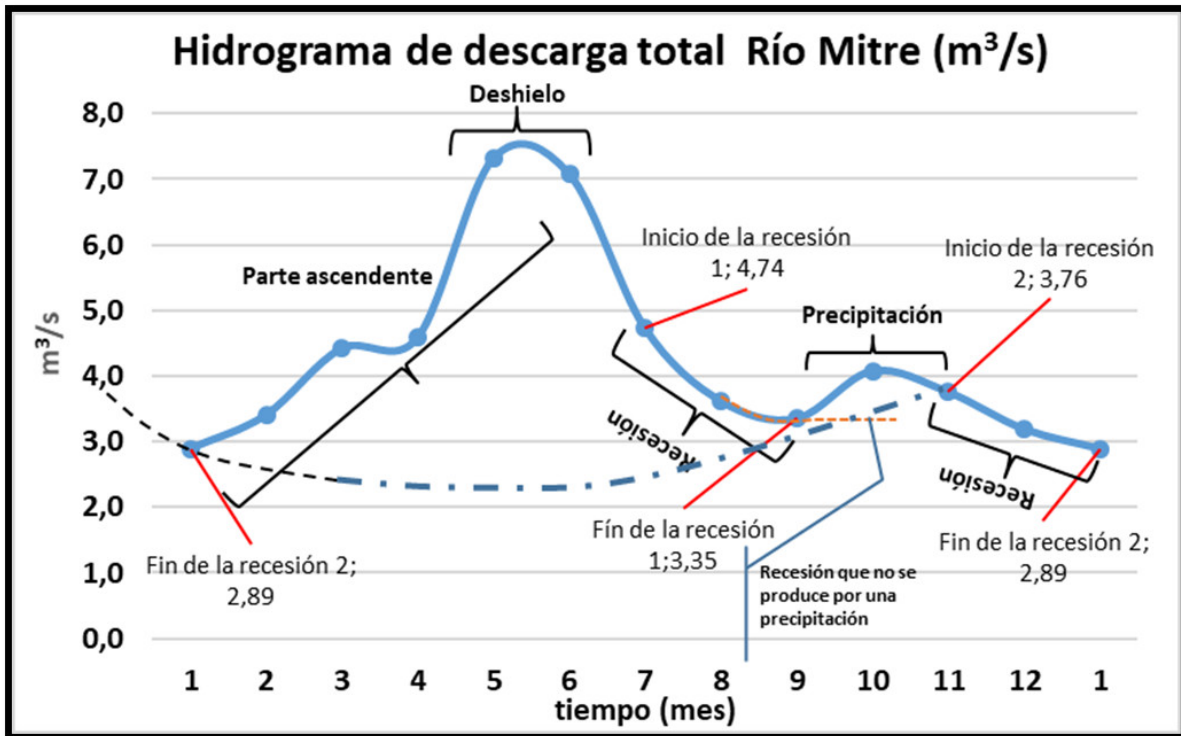


Figura 8.6: Hidrograma de descarga total del río Mitre.

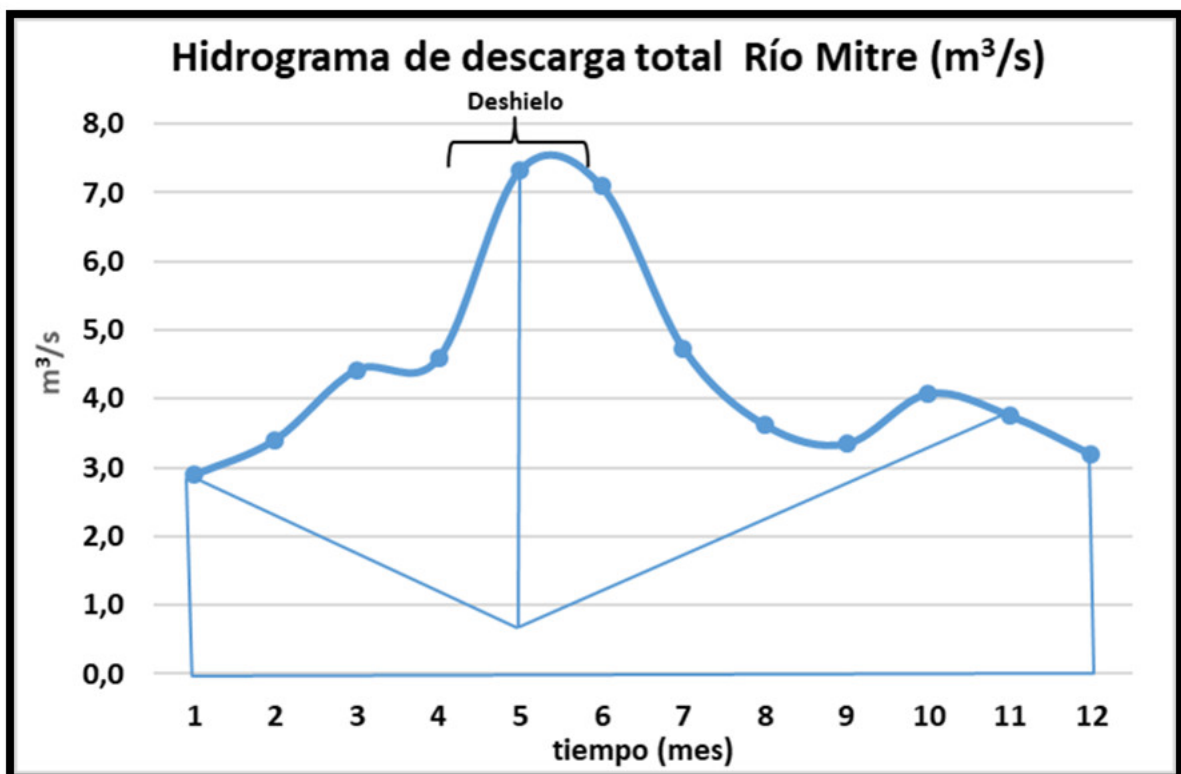


Figura 8.7: Hidrograma de descarga total y superficies descontadas para la estimación del hidrograma de escorrentía directa.

Los dos picos de octubre – noviembre y otro de marzo, se atribuyen a dos eventos los máximos alcanzados, uno al deshielo el otro a precipitaciones.

ha desaparecido de la ecuación 8.1.

$$Q_t = Q_d + Q_b \quad (8.1)$$

Es importante tener presente que el hidrograma de escorrentía directa fue generado por la precipitación neta (Pn) por ello ambos valores son iguales, $P_n = Q_d = 626 \text{ mm}$. Este último valor surge de considerar previamente el Q_b mediante los métodos del flujo base fijo y un método isotópico, mostrado en el punto 6.27 y desarrollado en el punto 8.1.10.

Este valor (Q_b), se ha calculado, considerando una función exponencial ya expuesta. Para ello se parte de un régimen no influenciado, es decir se considera que no recibe ningún aporte durante el período considerado. Esto no es estrictamente cierto, pero se aplicó el criterio de que si los puntos de la recesión siguen una recta cuando se trabaja con el logaritmo de la expresión ec. 6.37, podría ser empleada para la deducción del coeficiente alfa (α). Este coeficiente es dimensional y por lo tanto su valor estará en función de las unidades en que se mida, en este caso el valor obtenido es $\alpha = 0.0038$; (con t en días). Promediando los dos métodos empleados queda establecido el caudal base (Q_b), con un valor de 378 mm. Con estas consideraciones, se trabajó para la elaboración de la Figura 8.9. Los puntos empleados para la aplicación de la ec 6.37, están marcados en la Figura 8.6 y Figura 8.8 identificados con una llave. Se puede observar allí, que el caudal total (Q_t) es igual al caudal base (Q_b) porque se supone que el único que aporta al cauce, es el caudal subterráneo.

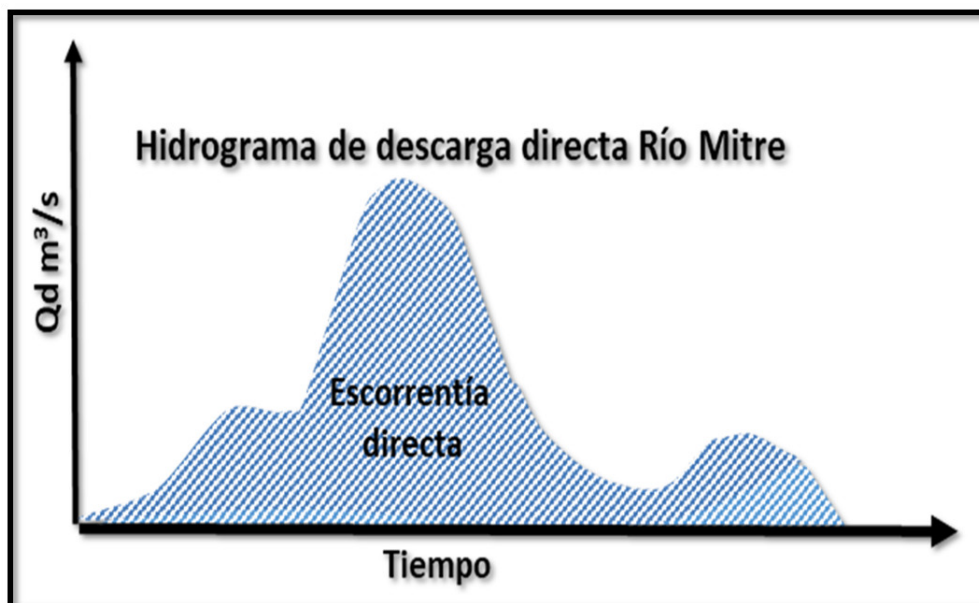


Figura 8.9: Representación del hidrograma de descarga directa del río Mitre.

8.1.4 Análisis de la curva de descarga

Cuando se observa la curva de descarga (ec. 6.40), $Q = C (H - e)^\beta$, se puede apreciar la variable “e”, esta refleja la altura cuando el flujo es cero, este valor, puede modificarse por la existencia de socavación o colmatación, esto traería como consecuencia la existencia de una modificación del cero que se reflejaría en la forma de la curva, por ello es muy importante establecer el período de validez de la misma y efectuar curvas de forma periódica. El valor de “e” puede ser positivo o negativo, dependiendo de esto se dirá que existe colmatación o socavación. Una de las metodologías para determinarlo es realizar prueba y error. En este caso se aplicó el algoritmo LM, Figuras 6.67, 8.11 . Se observa cuando se superponen las curvas, que el valor de “e” no le

otorga ningún peso a la forma de la curva, el color verde refleja la curva en la que se considera “e”, esto también se ve reflejado en la prueba de hipótesis elaborado por el paquete MINPACK:

Parameters:

Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)

K 12.3871 6.6381 1.866 0.0631

Ho -0.1446 0.2677 -0.540 0.5896

n 2.1401 0.8922 2.399 0.0172 *

263 degrees of freedom

Donde ($K=C$) y ($\beta =n$), y el valor de probabilidad obtenido de ($H_0 = “e”$), cae en la zona de aceptación de la hipótesis nula. Por lo cual no se considera necesario incorporarlo, se puede observar esto también en la Figura 8.10.

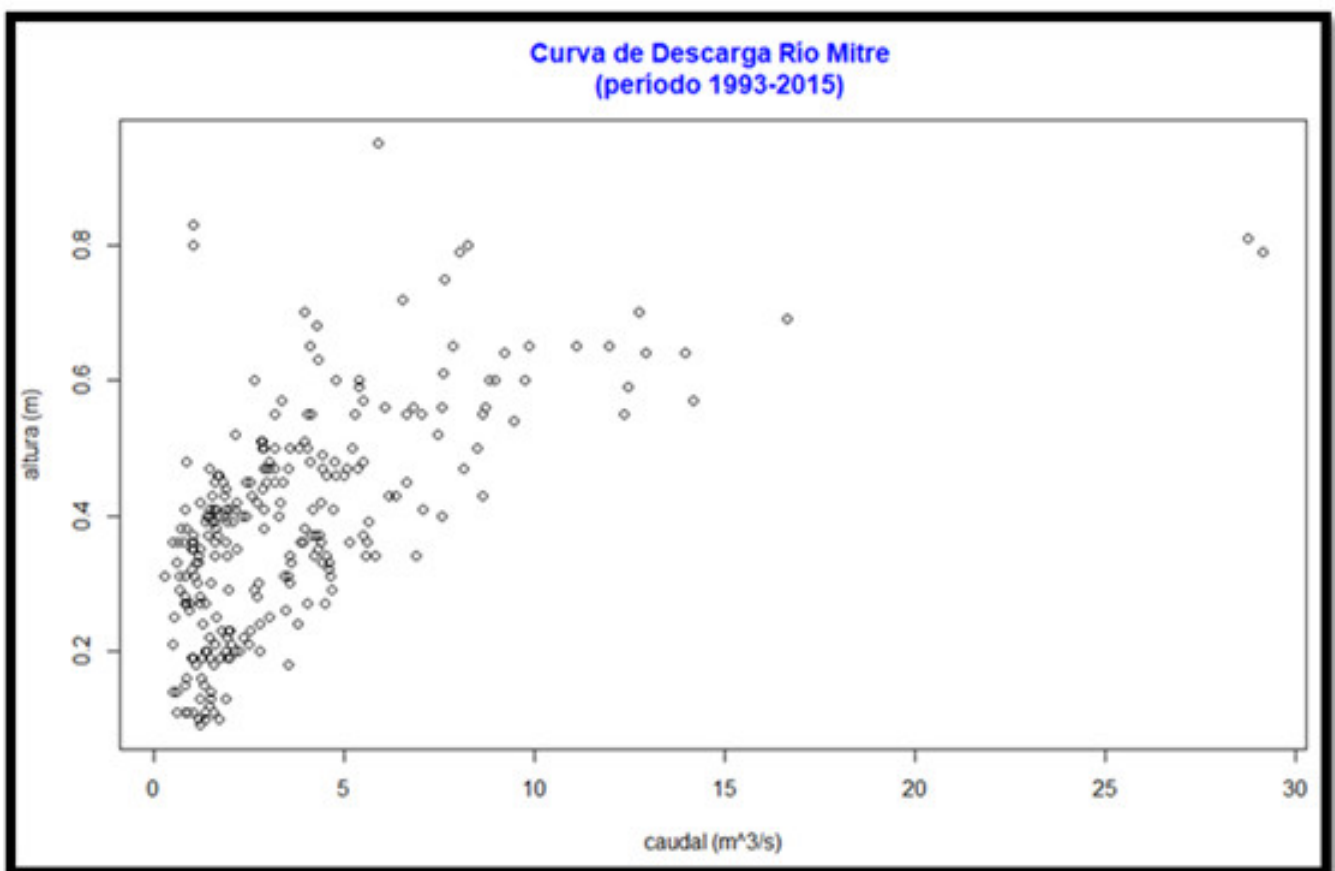


Figura 8.10: Puntos de la curva de descarga, río Mitre.

Los puntos en negro de la curva prácticamente surgen del origen (0,0), justificando la idea que no existiría erosión ni sedimentación.

En la Figura 6.67, se puede observar dos extremos, identificados como “estiaje” y “avenidas”, esto amerita pensar que podría tratarse de una curva compuesta, es decir que probablemente exista una curva que represente mejor el *estiaje* y otra para las *avenidas* lo que deberá estudiarse con mayor profundidad.

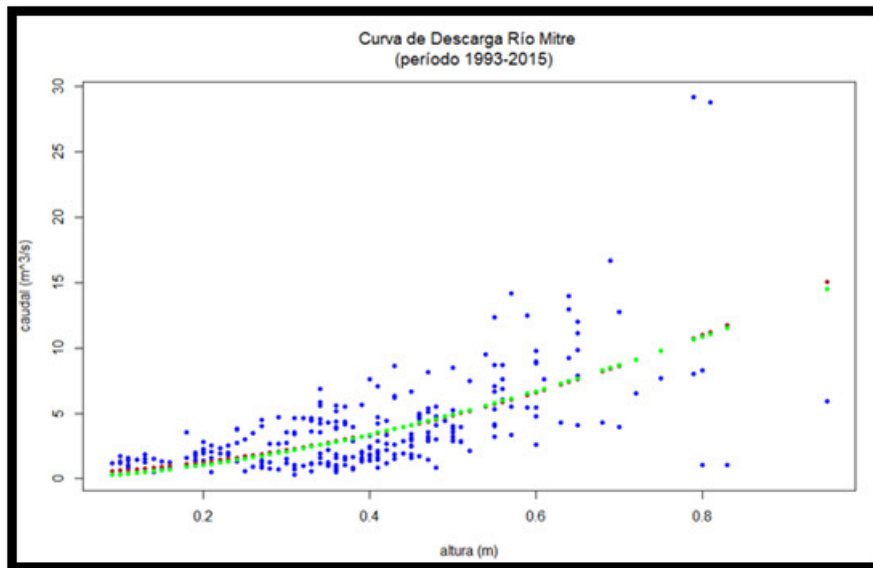


Figura 8.11: Curva H-Q, considerando la altura de referencia “e”. En (verde) se observa la curva considerando el valor de “e”, en el fondo (color rojo) la curva sin considerar “e”.

8.1.5 Análisis de la variación isotópica

Es importante aclarar que se emplearán como sinónimos los términos “desviación isotópica”, “abundancia isotópica” o “contenido isotópico”, es decir que nos estaremos refiriendo a “un desplazamiento de la relación isotópica (A) respecto a una muestra de referencia (r) que en este caso será VSMOW.

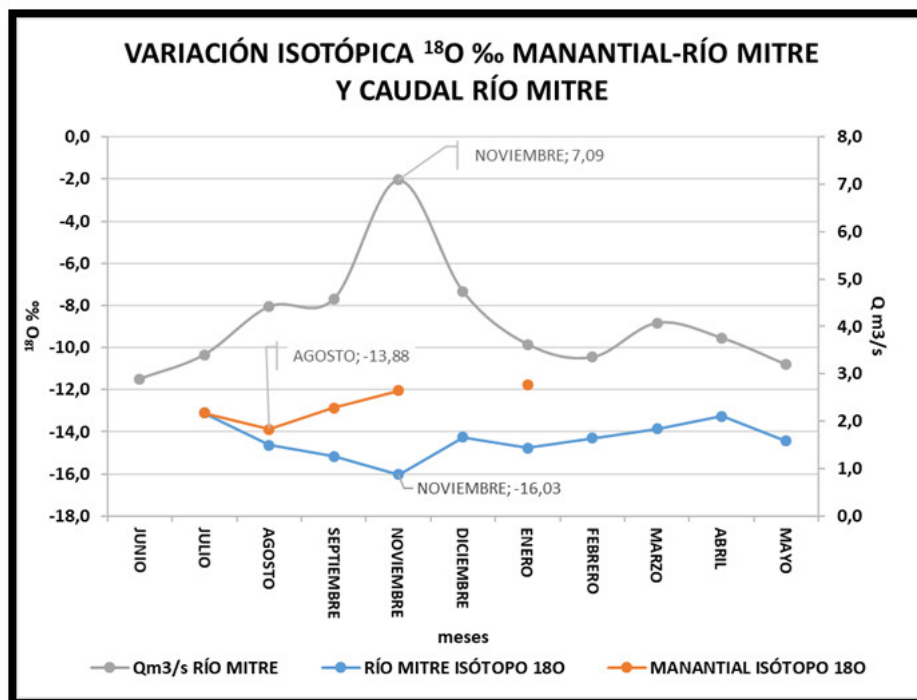


Figura 8.12: Variación isotópica $\delta^{18}\text{O}$ ‰ y variación del caudal. Curva de caudal construida con el promedio histórico del periodo 1993 a 2015.

El contenido isotópico de $\delta^{18}O$ ‰ del río Mitre, alcanza un mínimo $\delta^{18}O$ ‰ -16.03 en noviembre con una tendencia al aumento hacia el otoño. El mínimo del manantial se da en agosto con un valor de $\delta^{18}O$ ‰ -13.88, para aumentar hacia el verano. El mínimo de $\delta^{18}O$ ‰ del río Mitre en la Figura 8.12, es coincidente con el pico del hidrograma, que está indicando, por su similitud con el desvío isotópico, promedio de la nieve, de $\delta^{18}O$ ‰ -16.52, que define un agua que básicamente es procedente del deshielo, lo que también se observa, como es de esperar, con la variación del contenido isotópico del deuterio, Figura 8.13.

El mínimo del manantial, marcaría, que la recarga del acuífero, que se nutre de la nieve por episodios sucesivos de congelamiento y descongelamiento se da en invierno, alcanzando una máxima saturación del suelo en esa estación, que se puede comprobar por la observación de agua congelada en la superficie durante esa estación. El acompañamiento al caudal de manera inversa del contenido isotópico, como es de esperar, se puede apreciar tanto en el $\delta^{18}O$ ‰, como con el δ^2H ‰, una muestra de esto se observa en la, Figura 8.13, que se construye con el δ^2H ‰.

También se puede observar como acompaña la curva de deuterio ($^2\delta$) a la de caudal. Entre marzo y mayo la curva de caudal se acopla a la del isótopo, lo que indica un comportamiento inverso del isótopo δ^2H ‰ para ese período (*comportamiento de la curva de abundancia, distinta a la observada en el primer pico, por eso se define como inverso*). Como se expresó anteriormente en el período entre febrero y abril las variaciones isotópicas, las variaciones del IS de calcita, coinciden mostrando un comportamiento que certifica la caracterización de un régimen nivo-pluvial. Se pueden apreciar en el caudal los dos mínimos, el primero en febrero y el segundo en el mes de junio y este último, mayor que el primero.

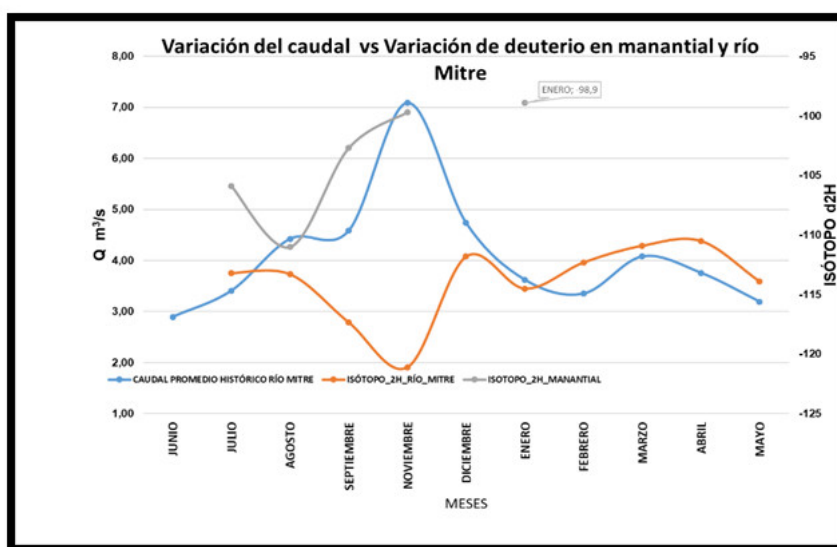


Figura 8.13: Variación del caudal y de δ^2H ‰ en el río Mitre. El río muestra dos picos máximos, uno secundario menor con una marca isotópica distinta.

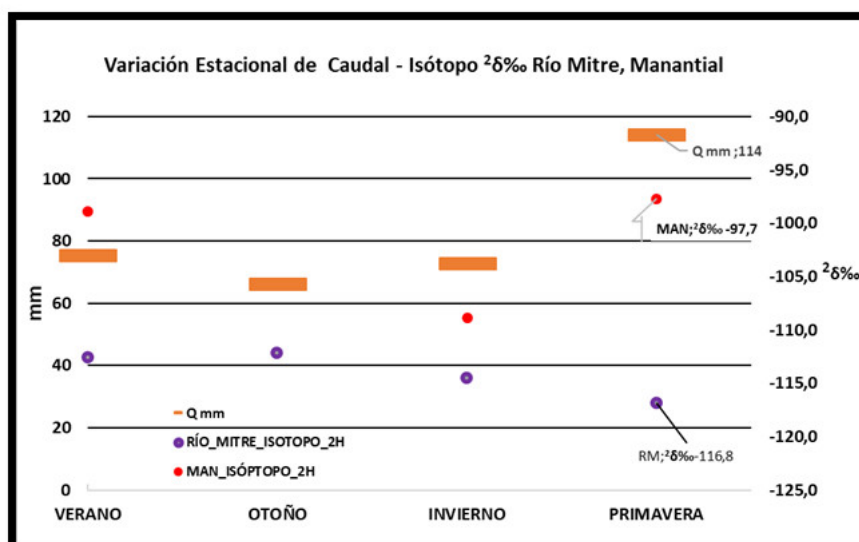


Figura 8.14: Variación estacional del caudal y δ^2H , río mitre y manantial.

La relación isotópica δ^2H , correspondiente al río Mitre, acompaña la variación estacional del caudal, el máximo de caudal se alcanza en la primavera con el deshielo que se corresponde con el mínimo isotópico del río, en el caso del manantial existe una tendencia a lograr un mínimo en la abundancia hacia el invierno y el máximo se da en la primavera.

En el análisis estacional, se promedian tres meses, por lo que, por ejemplo, en verano, se toman valores de caudal desde diciembre correspondientes a la primera recesión, que son relativamente altos y valores de caudal que se corresponden con el segundo pico del hidrograma, esto complica el análisis de las relaciones, por ello se considera realizar el análisis mensual que muestra el comportamiento más detallado de las relaciones entre el caudal y el resto de las variables.

Estas observaciones nos ayudan en la construcción de un modelo de funcionamiento del sistema analizado. Todo se inicia con las precipitaciones predominantes en la parte alta de la cuenca, principalmente nieve con una abundancia isotópica que oscila entre $(\delta^2H_{precipitación} - 121,9)$ y $(\delta^2H_{precipitación} - 121,6)$; $(\delta^{18}O_{precipitación} - 16,52)$ y $(\delta^{18}O_{precipitación} - 16,45)$. El fraccionamiento isotópico a esa altura, provoca que se generen aguas más livianas. Esta agua que alimenta la cuenca es la que aporta al río Mitre su caudal, aumentando este hacia los meses de Octubre-Noviembre con la correspondiente marca isotópica característica ya analizada, Figura 8.13. El comportamiento de la isotopía en el manantial es diferente, alcanza un mínimo en el invierno y un máximo en la primavera, lo que indicaría que el proceso de recarga es entre el otoño y el invierno que redundaría en la imagen en un desplazamiento de los picos de la curva, en dos meses aproximadamente, Figura 8.15 y Figura 8.18.

El agua que escurre por el curso principal, podría tener un comportamiento desde el punto de vista isotópico, similar a lo descrito para ambientes alpinos, en (Mook E., 2002), y es que, debido al mayor almacenamiento de hielo y nieve durante el invierno y su posterior fusión en el verano *invierte o desplaza* los ciclos isotópicos (Mook E., 2002), que es lo que se observa en la zona de estudio.

Es lógico que se observen diferencias de abundancia isotópica entre el manantial y el río, Figura 8.16, aunque el derretimiento de la nieve sea la principal fuente de recarga del acuífero en la parte alta de la cuenca y el generador de escorrentía en el río. El desplazamiento de los mínimos en la abundancia observado en el manantial, comparado con el río es de dos o tres meses, Figura 8.18, donde el pico de un mínimo de abundancia se da en Agosto (manantial) mientras que en el

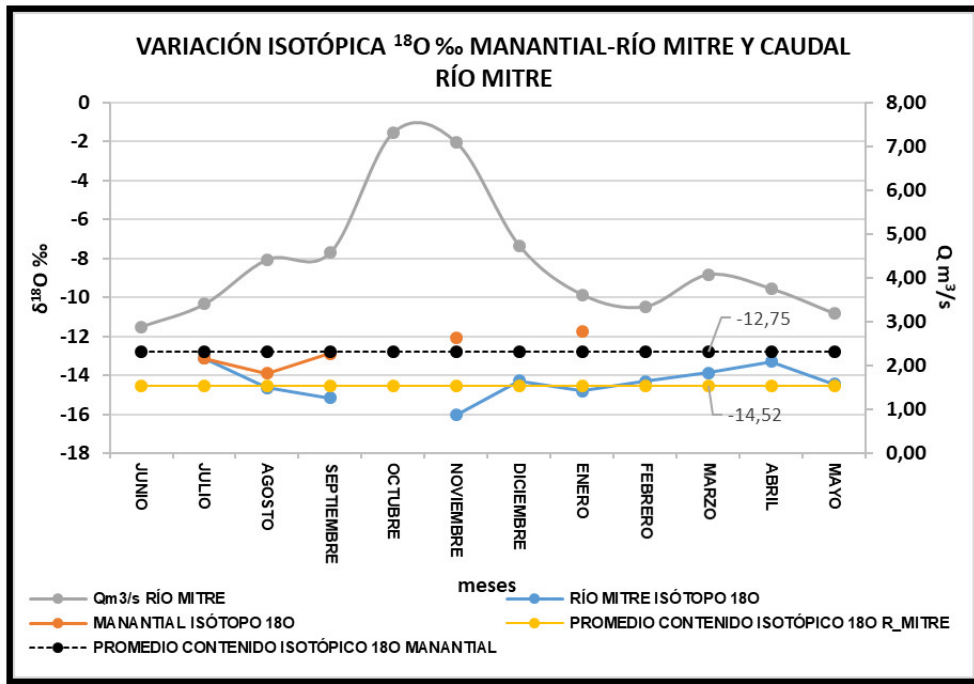


Figura 8.15: Variación anual del caudal del río mitre, y del desvío isotópico $\delta^{18}O$ del río Mitre y el manantial.

río se da en Octubre-Noviembre. Esta situación descripta nos permite fundamentar que estaría recargándose el acuífero como resultado de la acumulación de nieve en la parte alta de la cuenca, durante el período de otoño invierno el cual deberá establecerse, y es por ello que el valor de la abundancia del manantial en el invierno se corresponde con el mas empobrecido $\delta^2 H_{manantial}$ -111 y a su vez es el valor de abundancia que más se acerca al valor del río Mitre $\delta^2 H_{río Mitre}$ -113,3 en el mismo mes.

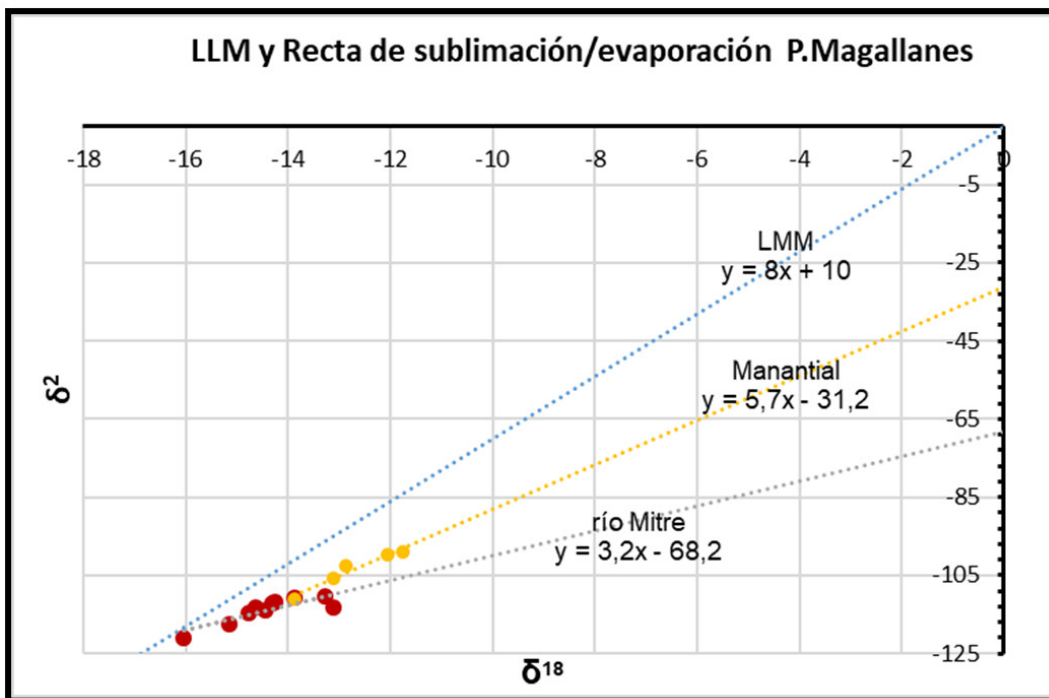


Figura 8.16: Recta sublimación - evaporación, manantial río Mitre.

Es importante aclarar que no se ha relevado con precisión la evolución de la acumulación de nieve ya que esto implicaría un trabajo de campo que escapa al alcance de la presente tesis, aunque si se analizaron las imágenes satelitales de la península, se puede observar que durante todo el año las cumbres, (las mas altas a 1500 m) están cubiertas de nieve, aunque sería lógico pensar que el período de mayor acumulación es entre otoño e invierno.

En la Figura 8.17, sacada a finales de Septiembre se observan los picos nevados, el manto de nieve se extiende desde relativamente baja altura dependiendo de la insolación en las laderas, finalizando, en Febrero también se ha observado nieve a una altitud cercana a los 700 m.



Figura 8.17: Zona de recarga en septiembre.
Al fondo se observan los cerros nevados finalizando septiembre. Hay parches de nieve dependiendo de la exposición de la ladera al sol, a 200 m.

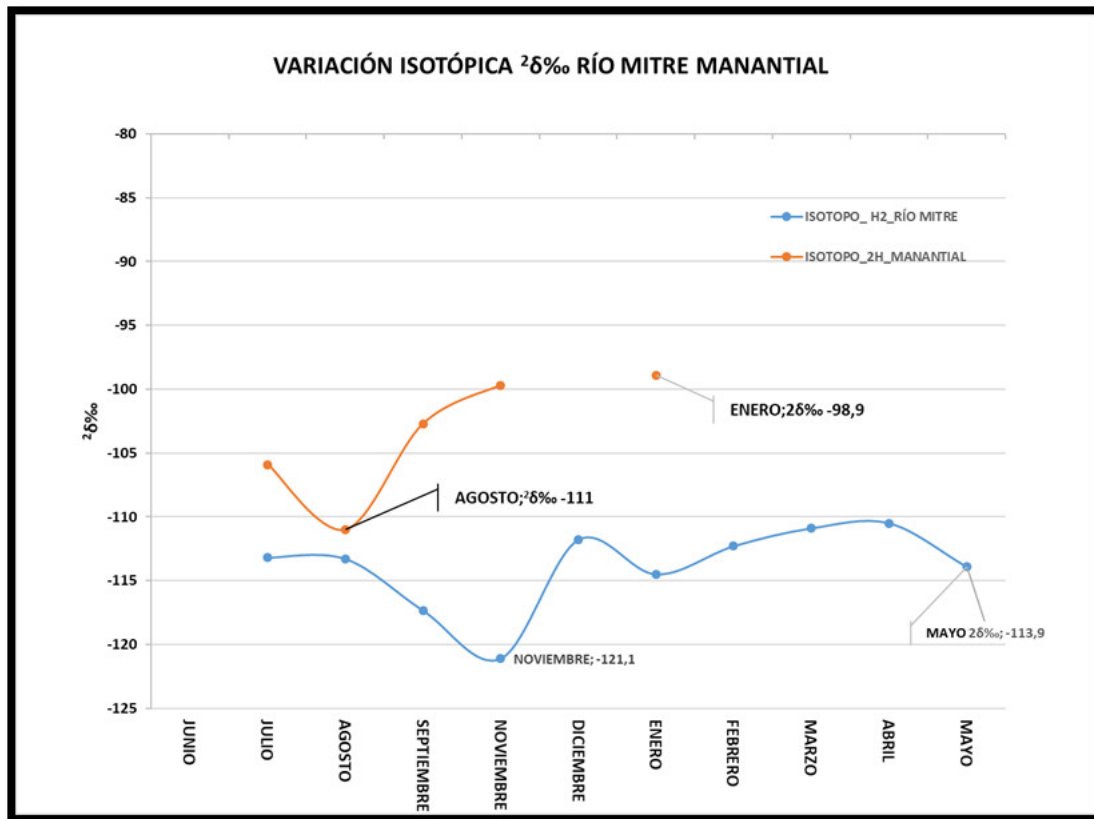


Figura 8.18: Variación isotópica de 2δ‰ , río Mitre y manantial.

El pico de empobrecimiento del manantial, está desplazado aproximadamente dos meses respecto al río, en el primero el pico de empobrecimiento se da en agosto mientras que para el río es en noviembre.

8.1.6 Análisis de la variación hidroquímica

Como resultado del deshielo, el río no solo trae una marca isotópica sino también que transporta distintas sustancias en su tránsito hacia el cierre como por ejemplo sales de sulfatos, carbonatos, silicatos, etc. Con el fin de contrastar el comportamiento de estas sales en disolución con la marca isotópica y finalmente caracterizar el agua del río y el del manantial se realizó la especiación de las dos fuentes cuyos resultados se pueden apreciar en la Cuadro 7.7 y Cuadro 7.8 además de los gráficos Piper, Stiff y Schoeller en las Figuras 7.23, Figura 7.24 y Figura 7.25, que sirvieron para caracterizar a las fuentes.

Se presta especial atención al índice de saturación (IS) de calcita. Se emplea este criterio con el fin simplificar el análisis, dado que para un estudio individual de cada uno de los IS se requerirán más lecturas y por otra parte escapa a los objetivos planteados, que es el de observar un comportamiento generalizado de los iones mayores. Ya se ha comentado, que en el mes de marzo se observa un pico secundario de caudal el que también ha sido contrastado con el contenido isotópico y se observó que se revierte el efecto estacional el cual pasa a ser inverso. Ahora, si consideramos que el aumento de caudal también trae como consecuencia la dilución del agua, sería esperable que cuando se analice el IS de alguna de las fases utilizadas, debería verse afectado este por efecto de la dilución. Por ello se grafica la variación anual de calcita, con el propósito de observar su comportamiento en el tiempo, Figura 8.19.

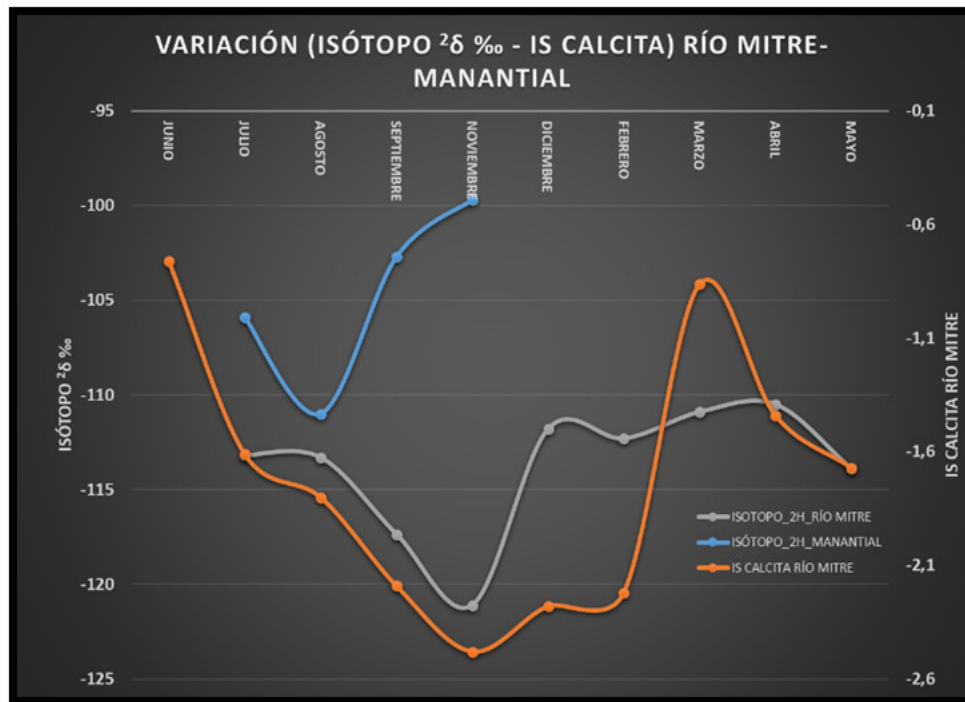


Figura 8.19: Variación 2 δ ‰, e IS calcita.

Como se observa en la Figura 8.19, la calcita tiende a saturarse para el mes de Marzo con un comportamiento de forma similar a lo que sucedía con $^{26}\delta$ ‰ para el mismo mes, lo que sugiere que en este segundo pico de caudal predomina un tipo de agua de características diferentes a la media, cuyo comportamiento deberá analizarse.

El aumento de caudal provoca una disminución del IS y como se explicó anteriormente también el contenido isotópico tanto de oxígeno $^{18}\delta$ ‰ como de $^{26}\delta$ ‰ Figura 8.13 y Figura 8.15 se vuelven más negativas en el pico de Octubre-Noviembre, confirmando nuevamente el efecto estacional inverso del ciclo hidrológico.

La determinación de los distintos IS, no solo sirvió como complemento para contrastar el comportamiento con el caudal del río sino también como una herramienta para certificar la variación de estos en función de la estación y de esa forma analizar su comportamiento estacional Figura 7.19. En este, se puede observar que en general el agua de otoño-invierno es más saturada que la de verano. Además, cuando comparamos el manantial y el río para la misma fecha Figura 7.21, se observa también que el manantial tiende a estar más saturado que el río.

Por ejemplo, el valor del IS de la calcita en el manantial en el mes de Septiembre es -0.94, Figura 7.19, mientras que el río Mitre para la misma fecha, arroja un valor de -2.19. La confirmación de esto se representa con las medias de los IS Figura 8.20.

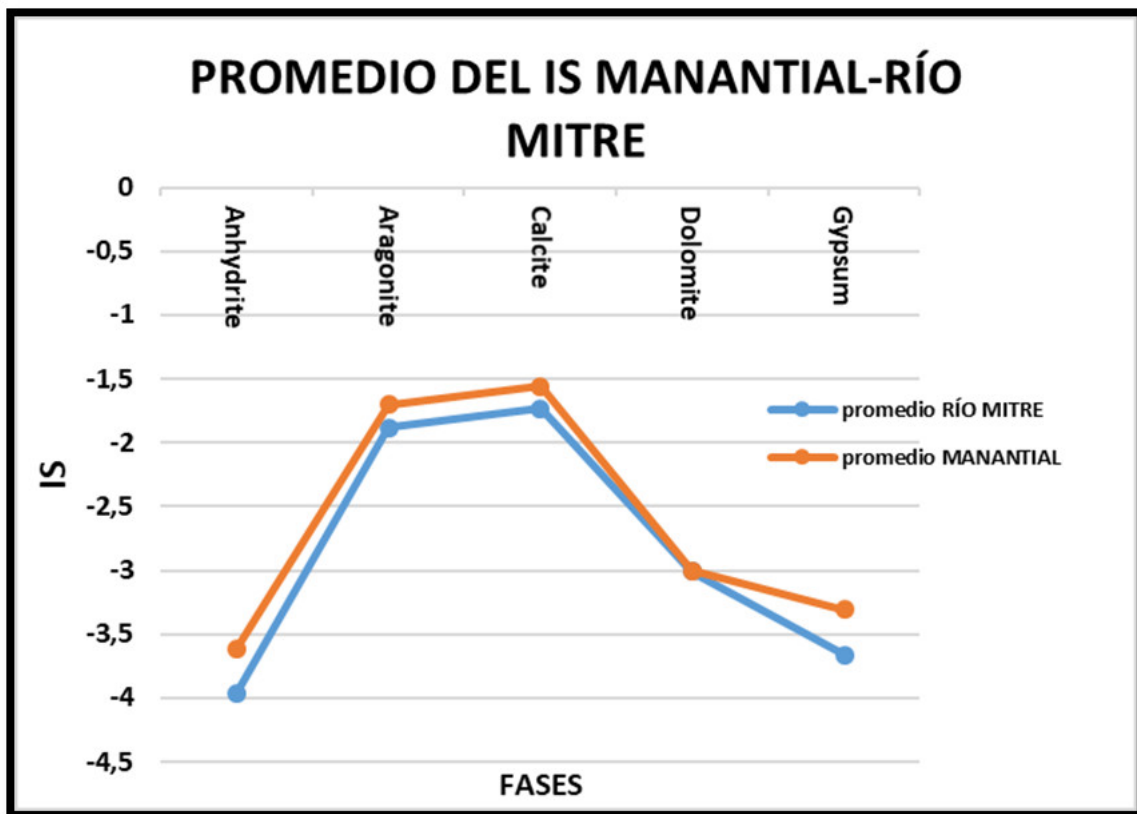


Figura 8.20: Media aritmética del IS del manantial y río Mitre. .
El IS del manantial está más saturado, en términos relativos que el IS del río Mitre

Esto definitivamente indica que el efecto del caudal sobre los IS es como se esperaba. En particular para el caso del manantial aparece otro factor que determina el tipo de agua. Como se expresó más arriba, uno de los objetivos era el de caracterizar el agua. Los gráficos mencionados Figura 7.23, Figura 7.24, Figura 7.25 y Figura 7.26, definen que en el caso del río Mitre el agua es Bicarbonatada Magnésica mientras que la del manantial es Bicarbonatada Cálctica Magnésica, con una alta concentración de bicarbonato (ver gráficos de Stief y Piper), indicando influencia de la concentración de anhídrido carbónico superior en el agua del manantial que la del río. Este aumento sería el resultado de la respiración de la edafofauna comprobándose cuando se analiza la presión parcial de CO₂. En promedio el río Mitre tiene un valor promedio de pCO₂ igual a -2.22 mientras que el manantial acusa un valor promedio de pCO₂ de -0,71 en escala logarítmica. El proceso que estaría explicando esta observación se describe en el siguiente párrafo:

La disolución congruente de las sales del acuífero como por ejemplo la calcita, mostrada en la siguiente reacción: $CaCO_3 + CO_{2(g)} + H_2O \leftrightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^-$, donde se espera que bajo el efecto de esta presión parcial de CO₂ (en el suelo), el calcio y el bicarbonato sean liberados según la reacción de respiración, y esto sería lo que provocaría el aumento de estos iones en el agua del manantial. Por ello esta es básicamente cálcica y la del río, predominantemente magnésica Figura 7.25.

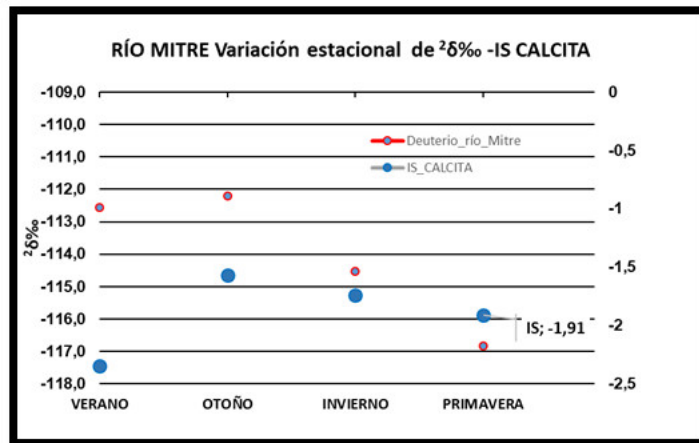


Figura 8.21: Variación estacional del IS de la calcita y abundancia isotópica 28‰. Existe una relación inversa entre el caudal y la abundancia isotópica.

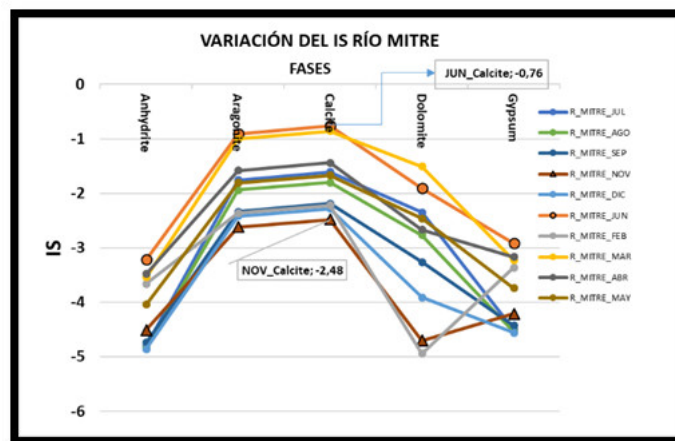


Figura 8.22: Variación de los IS (promedio) del río Mitre. Durante el año. Entre el mes de marzo y Junio el río está más saturado.

Se rescata el comportamiento similar en las gráficas que se manifiesta tanto en los índices empleados como en la abundancia isotópica con la variación en el caudal si es analizado en forma estacional. Se parte desde un verano con una ligera tendencia a caer hacia el otoño y de allí a subir Figura 8.14, hacia el invierno. Como corolario de lo expuesto con una mirada puesta en lo estacional, se puede inferir que la disminución del caudal, provoca en el IS un comportamiento similar, es decir, se observa en general que el verano es, ligeramente, menos saturado que el invierno y primavera Figura 8.21. En el caso del contenido isotópico Figura 8.21, el comportamiento es distinto durante el verano el (28‰) contenido isotópico está mas enriquecido que en el invierno y primavera. En todos los casos Figura 8.21 y Figura 8.22, el otoño registra el mayor valor de IS.

En un análisis minucioso de lo que acontece en el año, se puede observar con más detalle el comportamiento del índice de saturación de calcita, Figura 8.18. Se observa, en el río, como en el mes de junio el IS de la calcita adopta un valor de -0.76, mientras que en noviembre alcanza la mínima saturación, IS -2.48.

8.1.7 Análisis integral (río Mitre, manantial, precipitación)

Bajo este título se intenta integrar los resultados obtenidos proveniente de las distintas fuentes analizadas:

1. río Mitre
2. manantial
3. precipitación nívea

Los gráficos ponen en relieve en forma rápida la diferencia encontrada entre cada una de las fuentes analizadas. En la Figura 8.25 se puede apreciar la separación de las medias de las tres fuentes: 28‰-121.9 para la precipitación nívea, 2‰-113.6 para el río Mitre y finalmente 2‰-103.5 para la del manantial. Como se observa la del manantial presenta la menor desviación isotópica (respecto del estándar), en promedio de las fuentes. En cuanto a la comparación del IS Figura 8.23, también se puede advertir en forma marcada, la diferencia de estos índices en las tres fuentes. Todos los IS en la nieve se separan del promedio del río y del manantial estableciéndose esto como una marca hidroquímica que la distingue del resto. El análisis del comportamiento estacional, Figura 8.24, se puede percibir como el contenido isotópico se aproxima la media primaveral del río Mitre (2‰-116.8) al valor de la precipitación nívea 2‰-121.9. Aquí es importante destacar que en Noviembre cuando se produce el pico de caudal, el valor del río es 2‰-121.1, reconociéndose en la Figura 8.4 y Figura 8.25.

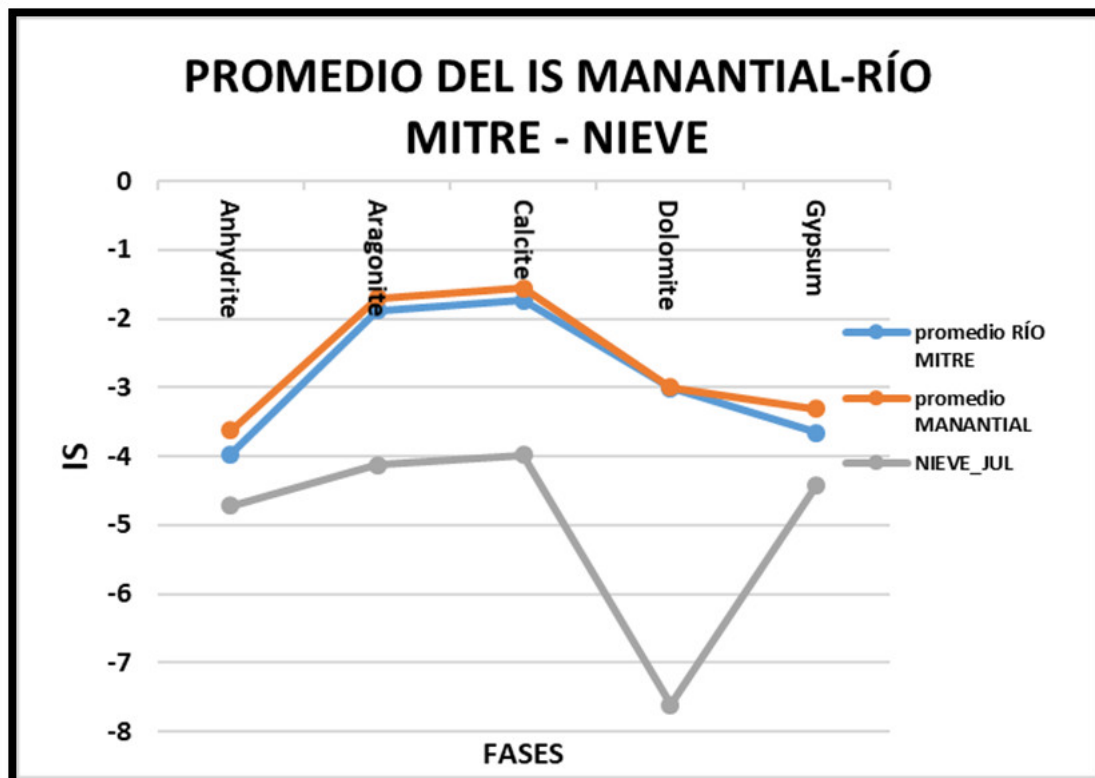


Figura 8.23: Promedio de los IS de la nieve, río y manantial. Los IS medios del río y manantial se separan del IS de la nieve, esta última subsaturada respecto a las otras dos fuentes.

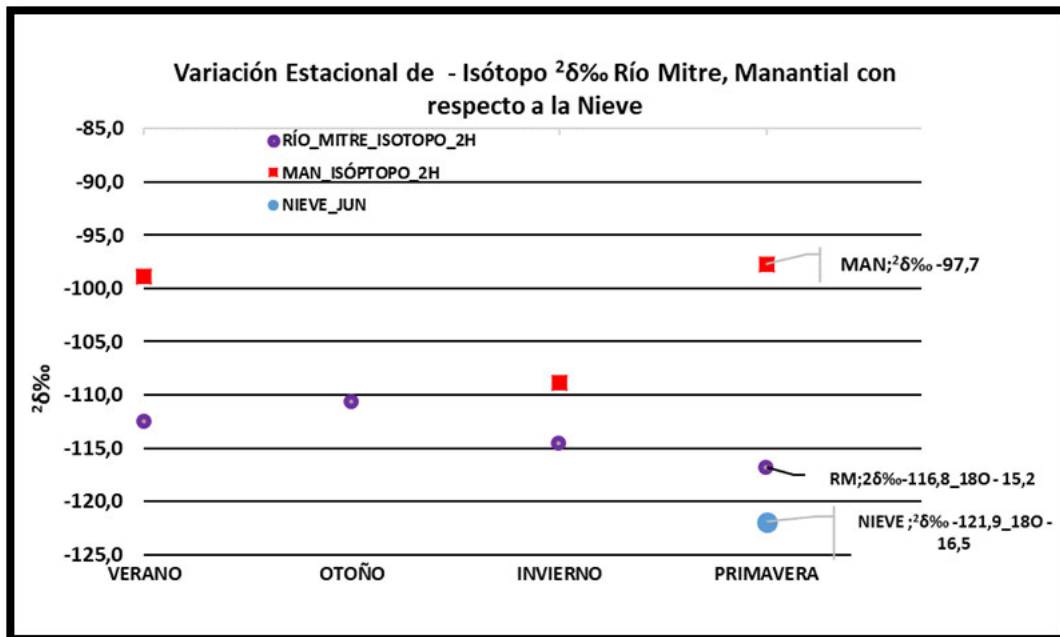


Figura 8.24: Variación estacional de la abundancia isotópica del río y manantial. La marca isotópica del río muestra una tendencia a caer hacia la primavera acercándose al valor de la nieve en junio.

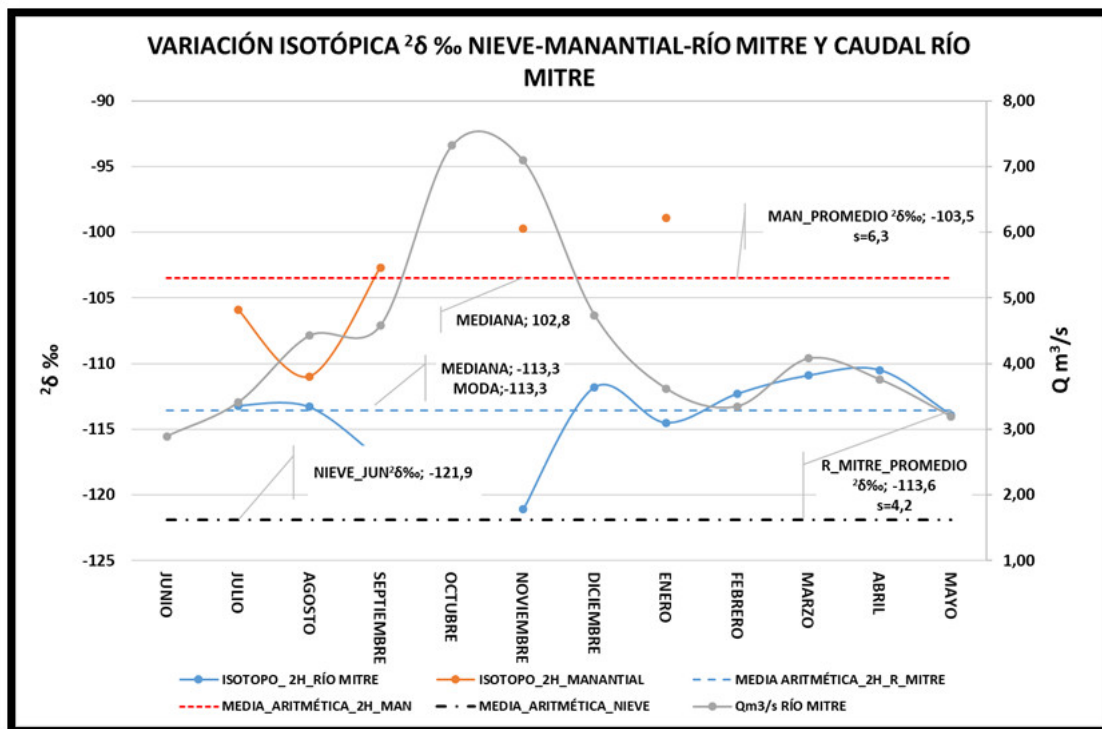


Figura 8.25: Variación isotópica de la media, nieve, manantial y el río Mitre, con el caudal. Las tres medias del contenido isotópico están definidas, $^2\delta$ ‰-121.9, para la nieve; $^2\delta$ ‰-113.6 para el río y $^2\delta$ ‰-103.5 para el manantial.

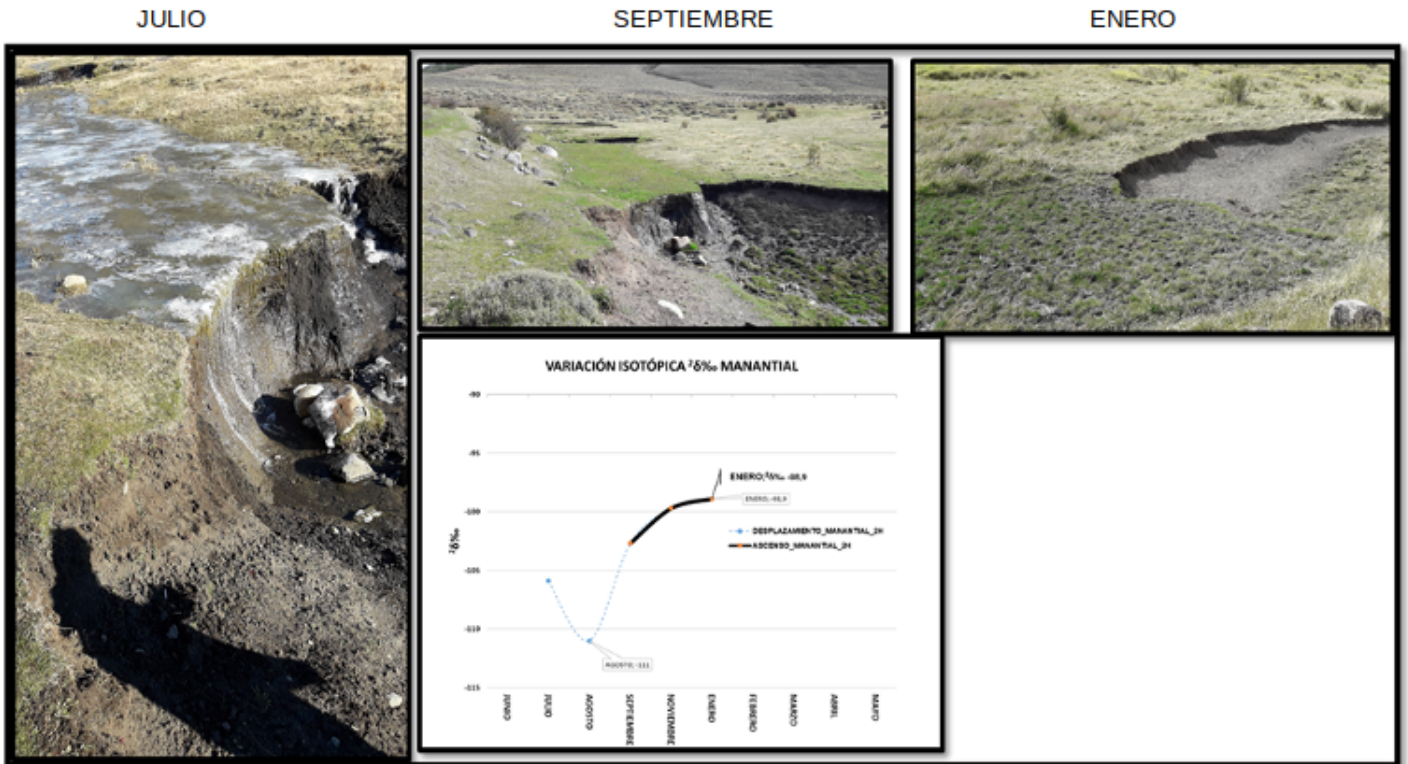


Figura 8.26: Transiciones mensuales. Las fotos de julio a enero, del manantial, definen la transición del mínimo (contenido isotópico) al máximo que se da en enero, La línea llena (color negro), deriva de un aumento en el contenido isotópico, hasta lograr el máximo en enero, la foto de enero muestra como se ha secado el manantial respecto a julio y septiembre.

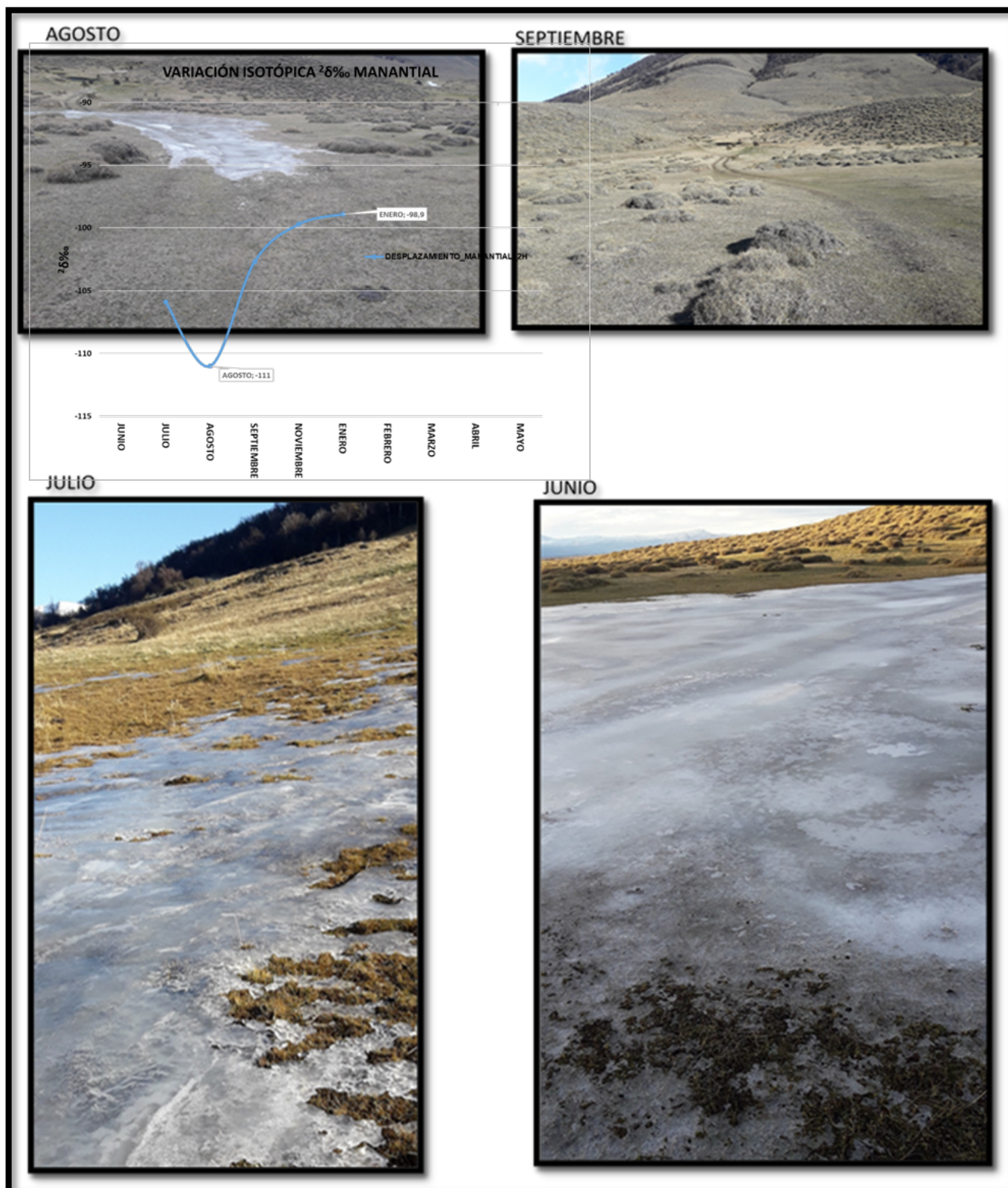


Figura 8.27: Transición junio-septiembre del manantial. Los meses de junio, julio y agosto en el manantial, son representados por la línea llena en el gráfico, el pico de la gráfica, de color celeste, se corresponde con el mínimo contenido isotópico. El mes de septiembre, es a los efectos de comparar la misma vista con agosto, en este último mes, se observa como aflora el agua del manantial mientras que en septiembre toda esa agua no se observa por que baja el nivel freático.



Figura 8.28: Contraste, manantial río.

Existe un contraste entre el manantial y el río, se observa a la izquierda el río, los meses de julio y junio, en este último mes se alcanza el mínimo en el río y a la derecha el manantial, que aflora por la ladera y se congela debido al exceso de agua, por estar produciéndose la recarga.



Figura 8.29: Máxima saturación del manantial y efecto de una tormenta. El mes de agosto (ver arriba), es donde se alcanza la máxima saturación de agua, en el terreno, se observa como el manto de hielo del agua que proviene del manantial cubre la superficie de la ladera en la subcuenca uno (1), en contraste con la baja del caudal en el río Mitre (foto de arriba a la izquierda). Abajo se contrasta el río en dos meses seguidos, abril mayo, se observa en este ultimo, el efecto de una tormenta de mayo.

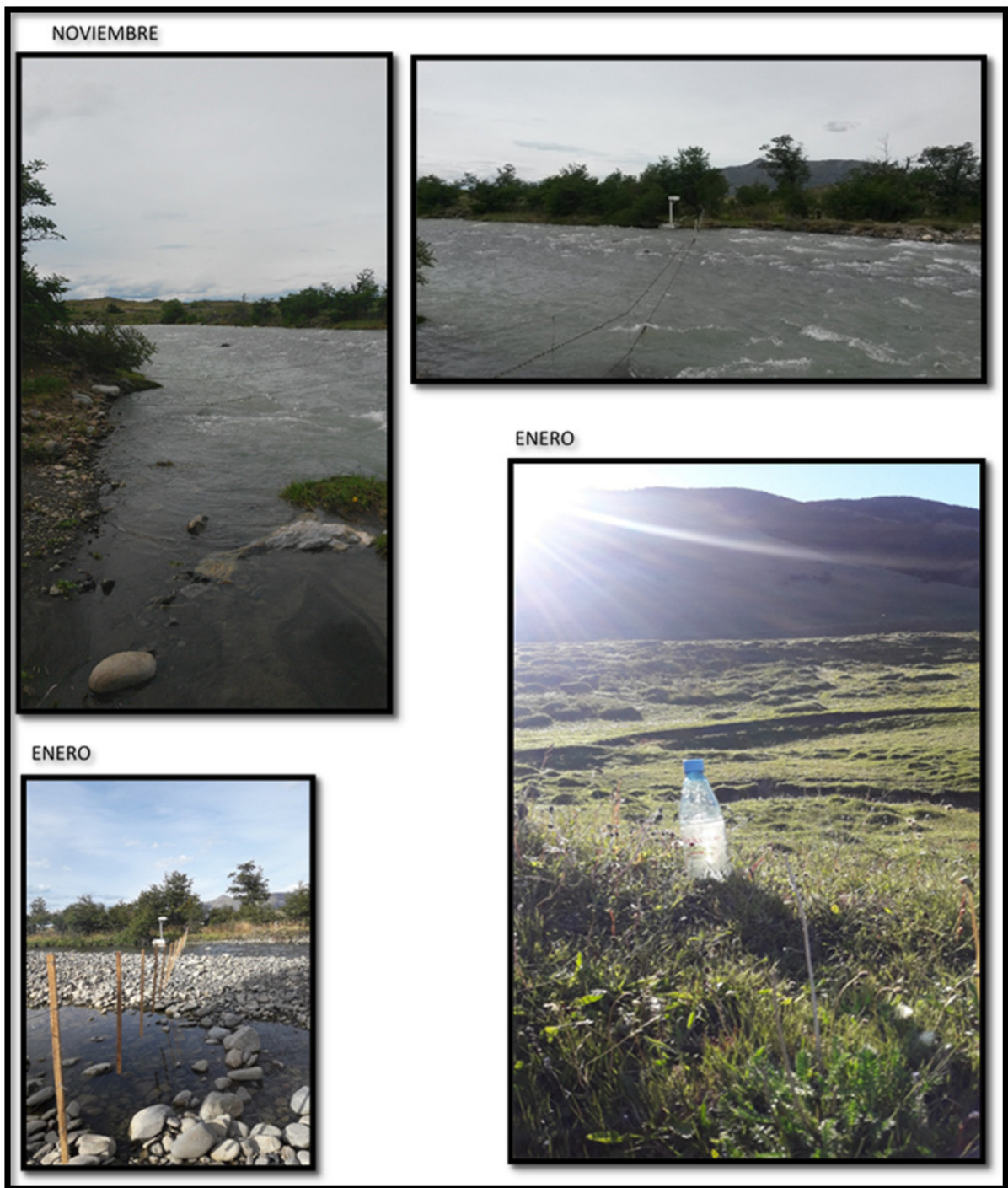


Figura 8.30: Pico de caudal.

La foto de arriba, correspondiente al mes de noviembre coincidente con el primer pico de caudal y el más grande del hidrograma. El cauce cubre todo el ancho del río, abajo se observa el primer mínimo de enero a la izquierda el río y a la derecha el manantial ambos con poca agua.

Existe un contraste muy marcado entre lo que acontece en los distintos meses o estaciones en el manantial y en el río, pero además existe también un contraste entre lo que ocurre si la mirada se pone en la comparación entre el río y el manantial. El propósito de agregar las fotos al análisis es a los efectos de poder comparar visualmente las mismas y por otra parte verificar como se comportan las curvas respecto a las fotos. En este último punto en la Figura 8.26 se muestra una transecta temporal en el manantial. En esta figura se pueden apreciar las variaciones del caudal

en el manantial, donde en el mes de Julio ya se evidencia la saturación del terreno, pasando a una menor en Septiembre (lo que se reconoce por que puede se distinguir como ha desaparecido el agua en la superficie) con un mínimo hacia enero donde el manantial se distingue prácticamente seco. La gráfica incrustada en la foto está dividida en dos partes: la rayada de color rojo y la parte llena (color negro). En esta última está representada el agotamiento del manantial hacia el verano (Enero), coincidente con la foto adjunta. El analisis se extiende a la Figura 8.27. En esta la gráfica de color celeste (línea llena) indica los meses de mayor caudal en el manantial que son Junio, Julio y Agosto que es cuando se alcanza el pico y se contrasta estos meses con Septiembre (donde la diferencia ya es marcada en la caída del caudal) que está representado por las dos fotos de arriba Figura 8.26 la misma exposición un mes después de alcanzar el máximo. El otro grupo de fotos desde Figura 8.28a la Figura 8.30, inclusive, tienen la intención de mostrar las diferencias comparativas entre ambas fuentes: manantial y río. Se puede apreciar Figura 8.28, el bajo caudal en el río, en los dos meses (Junio y Julio) mientras que en esos mismos meses, fotos de la derecha, el caudal es máximo en el manantial. En la Figura 8.29 se distingue en el mes de agosto como el río trae un caudal bajo, (foto arriba izquierda), mientras que el manantial logra su máximo (foto arriba derecha). El afloramiento de aguas en la ladera de la subcuenca se ve afectado por las bajas temperaturas congelando esta en la superficie que se corresponde con las fotos de arriba Figura 8.29. Así mismo se contrasta el mes de Abril con Mayo que es, este último mes donde se puede apreciar el efecto de una tormenta de otoño. Finalmente en la Figura 8.29 se reconoce el aumento del caudal en el río (Noviembre, fotos de arriba) y estas corresponden al primer pico del hidrograma. Si se compara el mes de Mayo con el mes de Noviembre se advierte visualmente las diferencias entre el primer pico del hidrograma de escorrentía total y una tormenta otoñal. Y en las fotos de Enero (fotos de abajo, Figura 8.30 se observa la coincidencia del primer mínimo en las dos fotos, tanto del río como del manantial.

8.1.8 Breve resumen esquemático de las interrelaciones observadas y sinopsis del control isotópico en el manantial.

Se ha considerado necesario realizar un esquema en el que se pueda identificar la evolución aproximada de las distintas partes del hidrograma y asociarlo con la curva de abundancia isotópica, tanto del manantial como del río Mitre. Se considera necesario un resumen sintético, mostrado en la Figura 8.31, cuyo principal objetivo es exponer en forma esquemática estas relaciones. Se puede observar en la misma, tres niveles de análisis que están unidos a las estaciones. En particular se comienza por el otoño que es el momento en que se inicia la recesión y es la estación en donde se registra el menor caudal. Posteriormente se analiza otra etapa de la evolución de la curva de caudal que corresponde al final del otoño y el invierno. Se puede decir que allí es donde se mantiene la abundancia del río en un valor cercano a la media aritmética y es el tránsito de la curva de abundancia para alcanzar el mínimo en primavera verano, que se correspondería con el pico de caudal para posteriormente, un vez más reiniciar la variación en el aumento de la abundancia (correspondiente a la caída en la gráfica de abundancia), que está unido a la disminución del caudal alcanzándose un máximo de este parámetro en el otoño con un valor de $\delta^2H \text{ ‰} -112.2$ que es el momento en que se reinicia el ciclo. Se destaca la observación que se realiza en la estación primavera verano, ya que allí es donde se producen los dos picos del hidrograma: el primero en Octubre - Noviembre y el segundo en Marzo. En referencia al manantial solo se utiliza una medida cualitativa para identificar la cantidad de agua, ya que el caudal del mismo no ha sido determinado, pero, sin embargo, se ha documentado mediante fotos las variaciones observadas en las laderas de las subcuencas, en particular de la subcuenca

1. Las fotos se tomaron en momentos diferentes durante las extracciones de muestras para el análisis de isótopos y de calidad del agua. En lo que respecta al agua del manantial, se emplea una escala que hace mención a la variación de la saturación del suelo observado. En esta se distinguen tres categorías a saber: Saturación mínima; Suelo saturado y Suelo muy saturado. Esta última categoría, reservada para el momento en que se considera que el caudal (si se hubiera determinado) sería el máximo, correspondiéndose esto con el mes de Agosto.

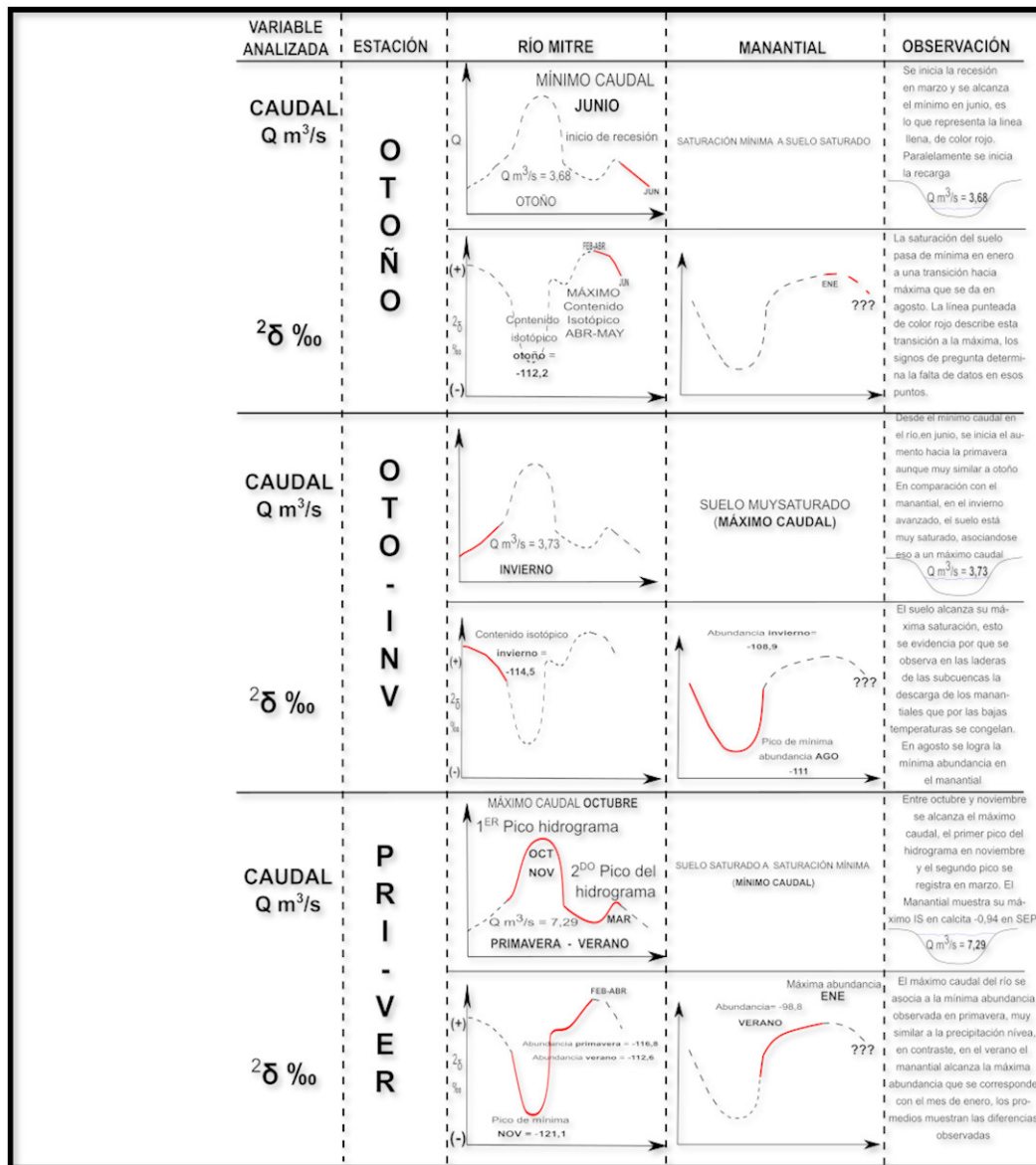


Figura 8.31: Resumen esquemático de algunas interrelaciones observadas.

8.1.9 Relación entre el hidrograma y el desplazamiento isotópico.

Ya ha sido descrita la relación existente entre el hidrograma total y el desplazamiento isotópico. Se mostró que existe un buen ajuste (relación inversa entre el caudal y la abundancia isotópica) determinada en el río. Basados en esta relación, se puede afirmar, al observar la curva de abundancia, que esta se aproxima bastante a como sería el comportamiento de la curva de caudal, es decir, cuando el caudal aumenta, la abundancia isotópica disminuye. Por este motivo es que se especula que el caudal subterráneo tendría una evolución similar a su propia curva

de abundancia, es decir que, si observamos la curva de abundancia del manantial, sería similar al hidrograma de este (esto no ha sido comprobado para todos los meses). Bajo estas consideraciones, se grafican las curvas de abundancia del manantial y del río, con el propósito de diferenciar el avance de estas y a partir de allí inferir sobre como sería la evolución del caudal subterráneo. Se considera esto útil ya que serviría como una metodología complementaria en aquellos casos en los que no se pudiera determinar el caudal en forma directa. La, Figura 8.32, representa el comportamiento de estas abundancias. La primera observación es que existe un desplazamiento de dos o tres meses en los picos de abundancias (mínima abundancia) entre el manantial y el río: este ultimo el pico es entre Octubre y Noviembre mientras que el pico del manantial se consolida en Agosto. Sucede lo mismo con el mínimo de la curva (máxima abundancia): en Enero se alcanza el máximo de abundancia isotópica en el manantial y en Marzo-Abril se alcanzaría el máximo de desplazamiento isotópico en el río. Nuevamente aquí se observa un traslado de los mínimos entre las distintas fuentes (manantial, río) similar a lo que sucedía con los picos (mínima abundancia) de la curva de dos o tres meses. Se observa que existe un momento en que las dos curvas casi se tocan, esto se da en los meses de Julio – Agosto. Si consideramos la relación isotópica del $\delta^{18}O$ en el río durante el mes de Julio, veremos que adopta un valor de $^{18}\delta\text{‰}$ -13.11 igual que el manantial. Ahora, si consideramos el momento en que el manantial logra el pico de deuterio (Agosto) $^2\delta\text{‰}$ -111 en el río se observa un valor de $^2\delta\text{‰}$ -113.3. En el resto de los meses, los valores se separan considerablemente. Finalmente, en función de lo expuesto y con las consideraciones vertidas, se puede decir que es posible emplear la gráfica de desplazamiento isotópico como un complemento para el análisis de la evolución del caudal.

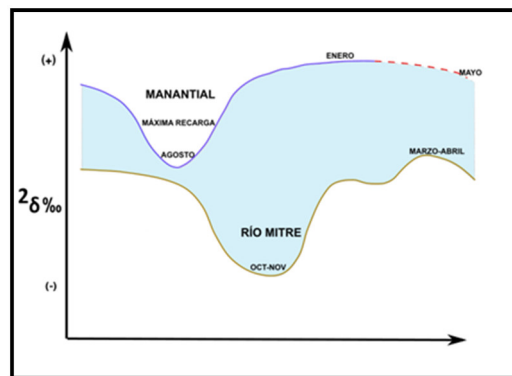


Figura 8.32: Abundancia isotópica del río Mitre, comparada con la del manantial. Existe un desplazamiento entre los picos de abundancia entre dos y tres meses.

8.1.10 Estimación de la contribución relativa del flujo base a la escorrentía total, mediante un balance de masas y el empleo de un trazador como el deuterio (δ^2H).

Se parte de un balance de masa en donde se considera que la escorrentía superficial es una mezcla de diferentes fuentes de agua:

$$Q_{ESEN} = Q_{SUB} + Q_{SUP} \quad (8.2)$$

Además

$$C_{ESEN} \cdot Q_{ESEN} = C_{SUB} \cdot Q_{SUB} + C_{SUP} \cdot Q_{SUP} \quad (8.3)$$

Las ecuaciones de balance de masa se emplean en la mezcla de la escorrentía para estimar la contribución relativa de cada fuente:

$$p_{SUB} = \frac{Q_{SUB}}{Q_{ESEN}} = \frac{C_{ESEN} - C_{pp}}{C_{SUB} - C_{pp}} \quad (8.4)$$

Donde:

p_{SUB} = Proporción de escurrimiento subterráneo.

Q_{ESEN} = Caudal de escurrimiento encauzado.

C_{ESEN} = Contenido isotópico escurrimiento encauzado.

C_{SUB} = Contenido isotópico de agua subterránea.

C_{pp} = Contenido isotópico de agua precipitación (promedio de dos lecturas en junio).

Se inicia con el contenido isotópico de deuterio de la precipitación nívea. Considerando que el pico del hidrograma se da entre octubre y noviembre, se obtiene una proporción del 4 %, que corresponde al aporte del flujo subterráneo respecto del caudal total (tomando como referencia noviembre). Si se realiza el mismo análisis para el mes de agosto, en el que se da el mínimo de contenido isotópico en el manantial, se obtiene un valor de 79 %. Lo que implica que en ese mes (agosto) el caudal total estaría explicado mayoritariamente por el flujo base y eso queda de manifiesto en la Figura 8.33 y Figura 8.34.

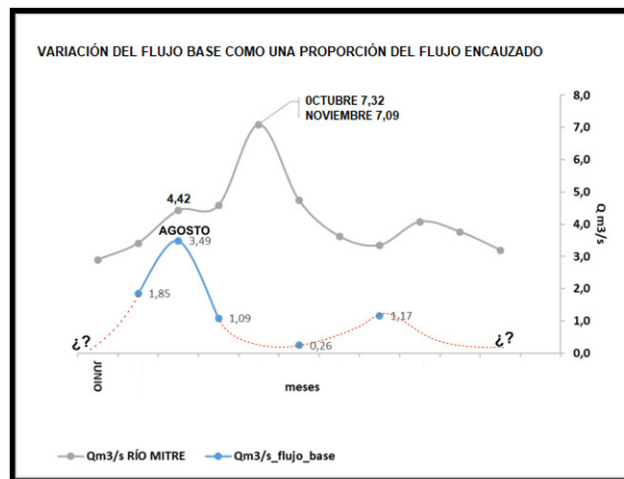


Figura 8.33: Variación del flujo base como una proporción del flujo encauzado. Se calcula el flujo base considerando el contenido isotópico de deuterio, La línea punteada de color rojo representa la posible evolución del caudal base.

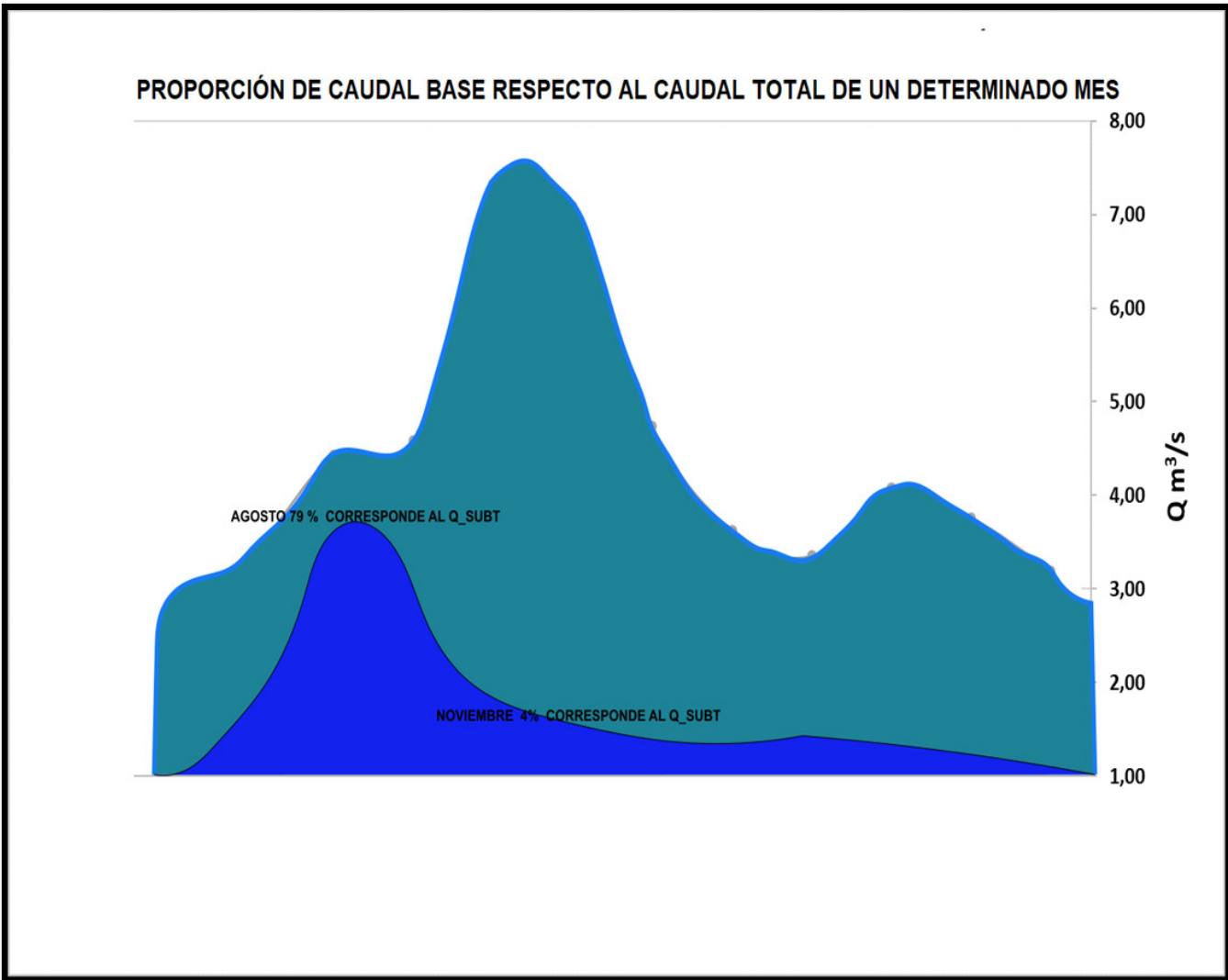


Figura 8.34: Porcentaje flujo base como un porcentaje del caudal total.

Capítulo 9

CONCLUSIÓN

9.1 CONCLUSIÓN

1. Se desestimaron distintas opciones para la definición de las precipitaciones en el área Península de Magallanes, adoptándose como la mejor opción de la determinación del módulo pluviométrico a la red neuronal PERSIANN CCS. Quedó definido en un valor promedio de 1757 mm. Se establece un máximo de 1867 mm y un mínimo de 1587 mm. Con un desvío std de 82.65 mm (período comprendido entre el año 2003 a 2019).
2. Se determinó mediante diversas metodologías la evapotranspiración Balance anual, Thornthwaite, y FAO Penman-Monteith. Considerando al balance anual y el método FAO como los que mejor se ajustan a la realidad de la cuenca con un valor de 753 mm obtenido mediante el método del balance anual.
3. Se utiliza un sistema de información geográfico libre y de código abierto para el procesamiento de la información raster denominado QGIS, considerado hoy como una herramienta básica para la cartografía moderna, con el empleo de esta, se definieron entre otras cosas, las distintas subcuencas que conformarían la cuenca y parámetros morfométricos de la Península de Magallanes.
4. Se determinó la característica hidrogeoquímica de estas fuentes y quedó establecida en el caso del río como un agua BICARBONATADA MAGNÉSICA, mientras que la del manantial como BICARBONATADA CALCICA MAGNÉSICA. Se atribuye la diferencia básicamente a la respiración bacteriana que se daría por la edafofauna. Por otra parte, se observó que el IS de la calcita, describe un comportamiento inverso, muy similar al hidrograma total y que es el mismo que se distingue en el gráfico de abundancia isotópica, el cuál consiste en que, existe un acompañamiento en la curva (de forma inversa al primer pico), con la excepción en el mes de marzo que se comporta siguiendo la curva de caudal. Es decir que cuando el caudal aumenta esos índices también lo hacen y eso establece que la curva de estos se comporte de forma opuesta a lo que se venía observando, con respecto al caudal, lo que deberá estudiarse mas en detalle. Finalmente se observó en el manantial una diferencia considerable en el IS de la calcita entre septiembre y agosto, correspondiéndose a valores de -0.94 y -2.2 respectivamente, con un comportamiento muy similar a lo observado en la desviación isotópica y la saturación del suelo, que indicaría una fuerte coincidencia con el acuífero, en su máxima recarga.
5. Quedó definida el contenido isotópico promedio para las tres variables analizadas.

- (a) Precipitación nívea: δ^2H ‰ -121.75, desvío: 0.21; $\delta^{18}O$ ‰ -16.48, desvío: 0.04.
- (b) Río Mitre (agua deshielo): δ^2H ‰ -113.6, desvío: 4.2; $\delta^{18}O$ ‰ -14.51, desvío: 0.77.
- (c) Manantial (agua subterránea): δ^2H ‰ -103.5, desvío: 6.3; $\delta^{18}O$ ‰ -12.75, desvío: 1.07.
- I. Río Mitre, máximos y mínimos obtenidos: Máximo río δ^2H ‰ -105.4; Mínimo δ^2H ‰ -121.4 (Septiembre); Máximo $\delta^{18}O$ ‰ -12.9; Mínimo $\delta^{18}O$ ‰ -16.0.
 - II. Manantial, máximos y mínimos obtenidos: Máximo δ^2H ‰ -95.7; Mínimo δ^2H ‰ -111; Máximo $\delta^{18}O$ ‰ -11.7; Mínimo $\delta^{18}O$ ‰ -14.1.
 - III. Precipitación, máximos y mínimos obtenidos: Máximo δ^2H ‰ -121.6; Mínimo δ^2H ‰ -121.9; Máximo $\delta^{18}O$ ‰ -16.45; Mínimo $\delta^{18}O$ ‰ -16.52.
 - IV. Se ha podido distinguir las diferencias en sus promedios. Con ello se observó el desplazamiento de los mínimos (abundancia isotópica), aproximadamente de dos o tres meses, cuando se compara el manantial con el río. Así mismo, se estima que la recarga del acuífero se da entre otoño e invierno y alcanza su máxima en invierno.

El manantial nunca alcanza los valores de abundancia isotópica del río (durante el período estudiado). Pero sus valores se aproximan, en los meses de julio-agosto. Por otra parte, similar a lo que sucede con el IS de calcita, se observó que la abundancia del río Mitre, se comporta en forma inversa a la curva del hidrograma entre febrero y abril, hecho que deberá estudiarse con mayor profundidad. Finalmente, basados en el comportamiento similar de la curva de abundancia del río Mitre, con el comportamiento del hidrograma total, se sospecha que la curva de abundancia isotópica del manantial también tendrá un comportamiento similar con el hidrograma de escurrimiento subterráneo que deberá demostrarse en trabajos futuros.

6. Se ha partido de un modelo correspondiente a un balance anual donde $P = EVT + Q$. La ubicación de la cuenca en el bosque andino, con abundante vegetación y su condición de perenne, determina que exista un predominio de la infiltración que excedería a la intensidad de la precipitación y es por ello que es lógico pensar que, en gran medida, la capacidad de la cuenca está dada básicamente por el flujo base. En Agosto, la saturación del suelo es máxima y el manantial puede ser muestreado a más de 300 msnm, mientras que en Enero el muestreo es a 262 msnm mientras que nivel del río es a 211 msnm. El nivel del manantial se acerca al del río, avanzada la estación cálida. Con las variables estimadas de entrada y salida del sistema se ha podido establecer un modelo conceptual hidrológico. También se establecieron los caudales por estación según se observa en el cuadro caudales medios diarios históricos.

PROMEDIOS POR ESTACIÓN Q (m ³ /s) RÍO MITRE			
VERANO	OTOÑO	INVIERNO	PRIMAVERA
3.96	3.68	3.78	7.29

Cuadro 9.1: Promedios por estación.

Se obtuvieron los máximos caudales en octubre y noviembre de 7.32 y 7.09 m³/s respectivamente, para un período comprendido de 1993 a 2015. Además, el máximo estacional se observa en primavera con 7.29 m³/s.

PROMEDIOS DIARIOS 1993-2015 (Q m ³ /s)											
ENERO	FEBRERO	MARZO	ABRIL	MAYO	JUNIO	JULIO	AGOSTO	SEPTIEMBRE	OCTUBRE	NOVIEMBRE	DICIEMBRE
3.62	3.35	4.08	3.76	3.19	2.89	3.41	4.42	4.58	7.32	7.09	4.74

Cuadro 9.2: Promedios diarios.

Se estimó el caudal base empleando como técnica un isótopo ambiental, para ello se utiliza como elemento conservativo el deuterio, obteniéndose los resultados mostrados en la tabla. Los meses en blanco no fueron estimados. El mayor caudal se obtiene en el mes de agosto, 3.49 m³/s en coincidencia con el mínimo que muestra la curva de isótopos.

CAUDAL BASE ESTIMADO, CONSIDERANDO EL DEUTERIO COMO TRAZADOR (m ³ /s)											
JUN	JUL	AGO	SEPT	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY
	1.85	3.49	1.09		0.26		1.17				

Cuadro 9.3: Caudal base estimado.

Para finalizar, se ha establecido, empleando técnicas de la hidrología clásica, valores de entrada y salidas del sistema, pero además se ha construido una parte del ciclo hidrológico mediante el empleo de isótopos estables que se ha complementado con herramientas de la hidroquímica. Sin embargo, no ha sido posible determinar en forma fehaciente que las curvas observadas en el desvío isotópico sean debidas a los efectos de la evaporación o bien que el comportamiento sea el resultado de un proceso de *sublimación* (o ambos), lo que deberá determinarse en trabajos futuros.

La falta de lecturas periódicas en la península de isótopos y muestreos físico químicos en todos los componentes del ciclo, deja abierta la posibilidad de mejorar los promedios observados y empleados en la tesis.

Así mismo, se ha evidenciado que es posible determinar este ciclo (ciclo hidrológico), mediante otro tipo de herramientas que, si bien nacieron con otros objetivos, hoy sirven o podrían servir para completar información faltante. Este sería el caso en que se reconstruye el caudal subterráneo empleando el desvío isotópico. La idea central de la tesis ha sido en todo momento demostrar que un mismo problema puede ser abordado en principio, empleando herramientas que provienen de otras disciplinas y que el abordaje integral (y con integral me refiero a dar solución a problemas que se presentan mirando la hidrología desde distintas perspectivas) ha servido para definir un modelo hidrológico con la mirada de múltiples enfoques que tiene hoy la hidrología como la computacional, isotópica o clásica. Estos puntos de vista de la misma disciplina, pero con herramientas muy distintas, han permitido realizar una descripción bastante aproximada de la realidad física.

Está claro además que fue necesario partir de un supuesto de que la cuenca está hidrológicamente aislada. Si bien es cierto que esto no se ha comprobado, se consideró que para una primera aproximación de la dinámica del sistema estudiado (con las herramientas y recursos con los que se cuenta) sirve como línea base para afrontar potenciales problemas ambientales que se pueden dar en un futuro en donde se discute sobre el o los usos del área definida finalmente como un sistema hidrológico típico (SHT).

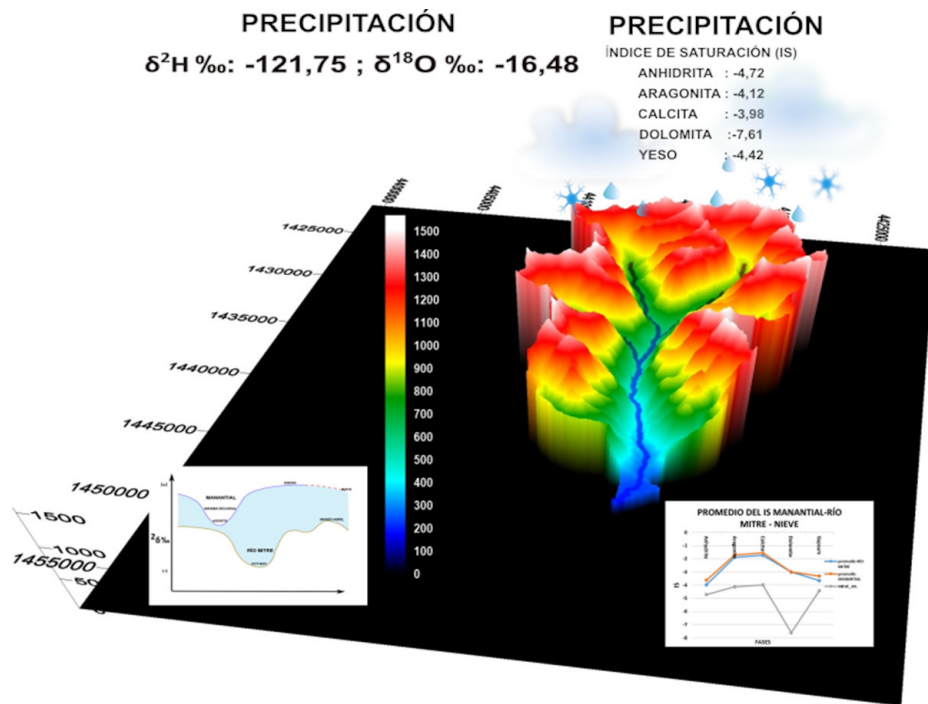


Figura 9.1: Modelo 3D, isótopos e hidroquímica

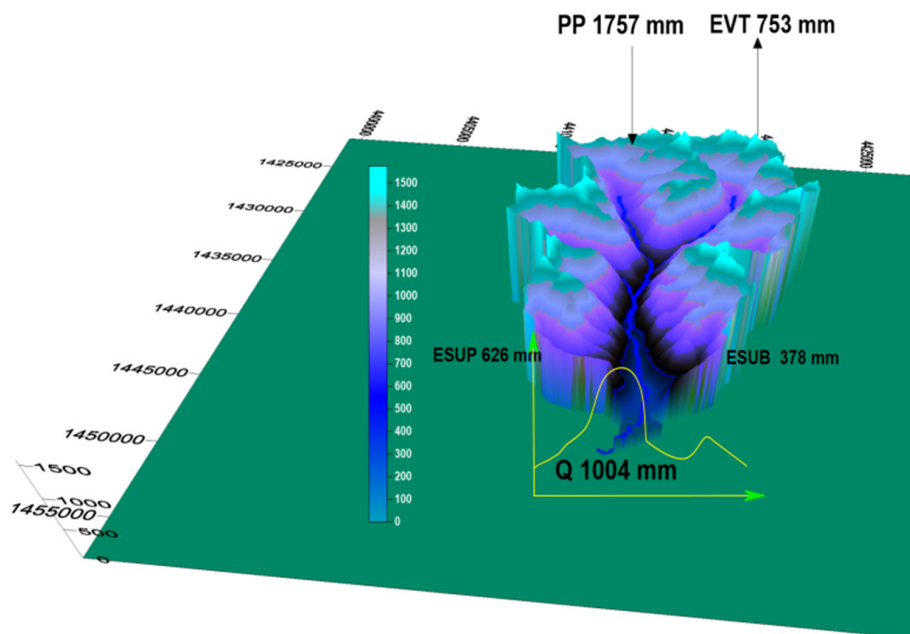


Figura 9.2: Modelo 3D, desde una perspectiva clásica

Capítulo 10

BIBLIOGRAFÍA

- Allen**, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (. (1998). FAO Irrigation and drainage paper 56 -Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements. Roma: FAO. Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Álvarez**, A., D'Elía, M., & Paris, M. (2011). Evaluación de la contaminación de acuíferos producida por actividades de saneamiento y re-uso de efluentes en el norte de la provincia de Mendoza. FCA UNCUYO, 19-39.
- Appelo**, C. A., & Postma, D. (June de 2004). Geochemistry, Groundwater and Pollution. (C. A. Appelo, & D. Postma, Edits.) CRC Press. doi:10.1201/9781439833544
- Benitez**, A. (1972). Captación de Aguas Subterráneas. (S. A. Dossat, Ed.)
- Beven**, K. J., & Kirkby, M. J. (March de 1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. Hydrological Sciences Bulletin, 24, 43–69. doi:10.1080/02626667909491834
- Borelli**, P., & Oliva, G. (2001). Ganadería Ovina Sustentable en la Patagonia Austral, Tecnología de Manejo Extensivo. Santa Cruz: INTA.
- Bruner**, G. W. (2016). HEC-RAS-Hidraulic reference Manual. Hydrologic. Obtenido de: <https://www.hec.usace.army.mil/software/hec-ras/>
- Ceballo**, L., Dapeña, C., Schulz, C., & y Wisner, L. (2012). Caracterización hidroquímica e isotópica del agua subterránea, en el acuífero de Quemú Quemú, La Pampa, Argentina. Universidad Nacional de La Pampa.
- Chang**, R. (1997). Química (cuarta edición). McGraw-Hill.
- Chapman**, T. (1999). A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. Hydrological Processes, 13, 701-714. doi:[https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19990415\)13:5<701::AID-HYP774>3.0.CO;2-2](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<701::AID-HYP774>3.0.CO;2-2)
- CHRS**. (s.f.). PERSIANN-Center for Hydrometeorology y Remote Sensing. PERSIANN-Center for Hydrometeorology y Remote Sensing. Obtenido de <https://chrsdata.eng.uci.edu/>
- CHRS**, C. (Marzo de 2000). Center For Hydrometeorology and Remote Sensing. Obtenido de http://chrs.web.uci.edu/SP_activities00.php

- CHRS_PERSIANN.** (1997). Obtenido de https://chrs.web.uci.edu/SP_activities00.php Clark, I. D., & Fritz, P. (November de 2013). *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. CRC Press. doi:10.1201/9781482242911
- Conrad, O.,** Bechtel, B., Bock, M., Dietrich, H., Fischer, E., Gerlitz, L., . . . Böhner, J. (July de 2015). System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4. *Geoscientific Model Development*, 8, 1991-2007. doi:10.5194/gmd-8-1991-2015
- Consejo Agrario Provincial.** (2022). Plan de manejo ANP Península de Magallanes. Tech. rep., Consejo Agrario Provincial provincia de Santa Cruz.
- Craig, H.** (1961). Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science*, 133, 1702-1703. doi:10.1126/science.133.3465.1702
- Crespo, S. A.,** Fernandoy, F., Cara, L., Klarian, S., & Lavergne, C. (August de 2020). First snow, glacier and groundwater contribution quantification in the upper Mendoza River basin using stable water isotopes. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 56, 566–585. doi:10.1080/10256016.2020.1797713
- Custodio, E., & Llamas, R.** (1983). *Hidrología Subterránea.* , Barcelona, 1050 pp. Barcelona: Ediciones Omega S.A.
- Dansgaard, W.** (November de 1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16, 436–468. doi:10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x
- Dapeña, H. O.** (2008). Isótopos en precipitación en Argentina. Aplicaciones en estudios hidrológicos e hidrogeológicos. IX Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea. ALHSUD.
- Dewalle, D. R.,** Edwards, P. J., Swistock, B. R., Aravena, R., & Drimmie, R. J. (1997). Seasonal isotope hydrology of three Appalachian forest catchments. *Hydrological Processes*, 11, 1895-1906.
- FAO.** (s.f.). CROPWAT. CROPWAT. Obtenido de: <https://www.fao.org/land-water/databases-and-software/cropwat/es/>
- Ferrero, V. O.** (2004). Hidrología computacional y modelos digitales del terreno. Obtenido de: <http://creativecommons.org/licenses/by-sa/1.0/>
- Ferrero, V. O.** (2014). *Sistemas de Información Geográfica.* (www.creativecommons.org, Ed.) Obtenido de: <http://volaya.github.io/libro-sig/>
- Fick, S. E., & Hijmans, R. J.** (October de 2017). WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology*, 37, 4302–4315. doi:10.1002/joc.5086
- Friedman, C. B., & Gleason, J.** (1991). Isotopic changes during snow metamorphism. In Taylor, H.P., Jr, J.R. O'Neill and I.R. Kaplan, eds. *Stable isotope geochemistry*. Geochemical Society, 211–221.
- Frisbee, M. D.,** Phillips, F. M., Campbell, A. R., & Hendrickx, J. M. (March de 2010). Modified passive capillary samplers for collecting samples of snowmelt infiltration for stable isotope analysis in remote, seasonally inaccessible watersheds 1: laboratory evaluation. *Hydrological Processes*, 24, 825–833. doi:10.1002/hyp.7523

- Furque**, G. (1973). Descripción geológica de la hoja 58b, Lago Argentino (Provincia de Santa Cruz). Boletín, Servicio Geológico Minero N°140.
- Gonfiantini**, R. (February de 1978). Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature*, 271, 534-536. doi:10.1038/271534a0
- GRASS**, D. (2003-2019). GRASS GIS 7.6.2dev Reference Manual. Obtenido de: <https://grass.osgeo.org/grass76/manuals/index.html>
- Grieser**, J. (June de 2006). CLIMWAT 2.0 for CROPWAT. CLIMWAT 2.0 for CROPWAT. Obtenido de <http://www.fao.org/land-water/databases-and-software/climwat-for-cropwat/es/>
- Harris**, I., Jones, P. D., Osborn, T. J., & Lister, D. H. (May de 2013). Updated high-resolution grids of monthly climatic observations - the CRU TS3.10 Dataset. *International Journal of Climatology*, 34, 623–642. doi:10.1002/joc.3711
- HEC-RAS**, H. (2016). Hydraulic reference Manual. Hydrologic Engineering Center.
- Hewlett**, J. y. (1967). Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. Obtenido de: <http://soilandwater.bee.cornell.edu/research/VSA/papers/HewlettHibbert67.pdf>
- Hijmans**, R. J., Cameron, S. E., Parra, J. L., Jones, P. G., & Jarvis, A. (2005). Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology*, 25, 1965–1978. doi:10.1002/joc.1276
- Hong**, Y., Gochis, D., Cheng, J.-t., Hsu, K.-l., & Sorooshian, S. (2007). Evaluation of PERSIANN-CCS Rainfall Measurement Using the NAME Event Rain Gauge Network. *Journal of Hydrometeorology*, 8, 469-482. doi:10.1175/JHM574.1
- <https://chrdata.eng.uci.edu/>. (s.f.). CHRS DATA PORTAL. Obtenido de (CHRS), Center for Hydro-meteorology & Remote Sensing: <https://chrdata.eng.uci.edu/>
- Ibáñez** .A, S. M., & Gisbert Blanquer, J. M. (s.f.). Métodos para la determinación del tiempo de concentración (tc) de una cuenca hidrográfica. resreport, UPV. Obtenido de: [https://riunet.upv.es/bitstream/handle/10251/10779/Tiempo concentración.pdf](https://riunet.upv.es/bitstream/handle/10251/10779/Tiempo%20concentraci3n.pdf)
- Ingraham**, N. L., & Taylor, B. E. (1989). The effect of snowmelt on the hydrogen isotope ratios of creek discharge in surprise valley, California. *Journal of Hydrology*, 106, 233-244. doi:[https://doi.org/10.1016/0022-1694\(89\)90074-7](https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90074-7)
- IPHEX**: Integrated Precipitation and Hydrology Experiment. (2013-2014). IPHEX: Integrated Precipitation and Hydrology Experiment. Obtenido de: <https://ghrc.nsstc.nasa.gov/home/field-campaigns/iphex>
- Jeelani**, G., Bhat, N. A., & Shivanna, K. (November de 2010). Use of $\delta^{18}O$ tracer to identify stream and spring origins of a mountainous catchment: A case study from Liddar watershed, Western Himalaya, India. *Journal of Hydrology*, 393, 257–264. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.08.021
- Jones**, P. D., Lister, D. H., Osborn, T. J., Harpham, C., Salmon, M., & Morice, C. P. (March de 2012). Hemispheric and large-scale land-surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2010. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117, n/a–n/a. doi:10.1029/2011JD017139

- Joyce**, R. (2016). GPM Ground Validation NOAA CPC Morphing Technique (CMORPH) IFloodS. doi:10.5067/GPMGV/IFLOODS/CMORPH/DATA201
- Joyce**, R. J., Janowiak, J. E., Arkin, P. A., & Xie, P. (June de 2004). CMORPH: A Method that Produces Global Precipitation Estimates from Passive Microwave and Infrared Data at High Spatial and Temporal Resolution. *Journal of Hydrometeorology*, 5, 487–503. doi:10.1175/1525-7541(2004)005<0487:CAMTPG>2.0.CO;2
- Kendall**, C., & McDonnell, J. J. (1998). *Isotope Tracers in Catchment Hydrology* (1 ed.). (J. M. C. Kendall, Ed.) Elsevier. doi:10.1016/C2009-0-10239-8
- Kirchner**, J. W. (2003). A double paradox in catchment hydrology and geochemistry. *Hydrological Processes*, 17, 871–874. doi:10.1002/hyp.5108
- Klaus**, J., & McDonnell, J. J. (November de 2013). Hydrograph separation using stable isotopes: Review and evaluation. *Journal of Hydrology*, 505, 47–64. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.09.006
- Koeniger**, P., Hubbart, J. A., Link, T., & Marsh, J. D. (2008). *Hydrology. Process*, 557–566. 557–566.
- Konikow**, L., & Glynn, P. (June de 2013). Modeling Groundwater Flow and Quality. doi:10.1007/978-94-007-4375-5_33
- Kraemer**, P. J. (2002). Estructura de la Cordillera Patagónica Austral entre los 46 y 52 S. *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Santa Cruz. Relatorio del 15 Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Santa Cruz, Asociación Geológica Argentina*, (págs. 353–364).
- Lee**, J., Feng, X., Posmeinter, A., Kirchner, J., Osterhuber, R., Taylor, S., & Faiia, A. (2010.). Isotopic evolution of a seasonal snowcover and its melt by isotopic exchange between liquid water and ice. *Chemical Geology*, 126 –134.
- Levenverg**, K. (1944). A Method for the solution of certain non-linear problems in least squares. *Quarterly of Applied Mathematics*, 2, 164–168. Obtenido de: <http://www.jstor.org/stable/43633451>
- Limerinos**, J. T. (1970). Determination of the manning coefficient from measured bed roughness in natural channels. *Geological Survey Water-Supply*. US Geological Survey. doi:10.3133/wsp1898B
- Maloszewski**, P., Rauert, W., Trimborn, P., Herrmann, A., & Rau, R. (1992). Isotope hydrological study of mean transit times in an alpine basin (Wimbachtal, Germany). *Journal of Hydrology*, 140, 343-360. doi:https://doi.org/10.1016/0022-1694(92)90247-S
- Malumián**, N., Panza, J. L., & Parisi, C. (2000). Hoja Geológica 5172-III, Yacimineto Río Turbio. Hoja Geológica 5172-III, Yacimineto Río Turbio.
- Marensi**, S. A., Casadío, S., & Santillana, S. N. (2002). La Formación Man Aike al sur de El Calafate (Provincia de Santa Cruz) y su relación con la discordancia del Eoceno medio en la cuenca Austral (Vol. 57). (R. D. Argentina, Ed.) Obtenido de: <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/741>
- Martone**, D. (1926). E. Aréisme et Indice d'aridité. *Comptes Rendus de L'Academy of Science, París*, 1395-1398.

- Massone, H.,** Martinez, D., Vich, A., Londono, M. Q., Trombotto, D., & y Grondona, S. (2016). Snowmelt contribution to the sustainability of the irrigated Mendoza's Oasis, Argentina: an isotope study. *Environmental Earth Sciences*, 75, 1-11.
- Mayr, C.,** Lücke, A., Stichler, W., Trimborn, P., Ercolano, B., Oliva, G., . . . Zolitschka, B. (February de 2007). Precipitation origin and evaporation of lakes in semi-arid Patagonia (Argentina) inferred from stable isotopes ($\delta^{18}O$, δ^2H). *Journal of Hydrology*, 334, 53-63. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.09.025
- Mijares, F. A.** (1992). *Funadamentos de Hidrología de superficie*. Mexico: Limusa S.A.
- Mike, B.,** Tom, B., David, H., Matt, F., Greg, K., Jay, P., & y Willis Josh, V. N. (2022). *Sistema de modelado hidrológico HEC-HMS Manual de usuario*. (C. de Ingeniería Hidrológica (CEIWR-HEC), Ed.) Instituto de Recursos Hídricos.
- Mook, W.** (2002). *Isótopos Ambientales en el Ciclo Hidrológico. Principios y Aplicaciones*. Madrid: IGME.
- Mook, W. G.** (2000). *Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle principles and applications*. *Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle principles and applications*. Retrieved from: http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_publication_hydroCycle_es.html
- Moré, J.** (1978). *El algoritmo de Levenberg-Marquardt: Implementación y teoría*. Springer Berlín, Heidelberg.
- Moser, H., & Stichler, W.** (1975). Deuterium and oxygen-18 contents as an index of the properties of snow covers. *Symposium at Grindelwald 1974 – Snow Mechanics*, 122–135.
- Moser, S. C., & Stowhas., L.** (1972). Measuring the isotope content in precipitation in the Andes. *Proceedings of the Banfl Symposia*, 1, 14.
- NASA GPM, C. O.** (February de 2014). *Global precipitation measurmen*. *Global precipitation measurmen*. Obtenido de: <https://pmm.nasa.gov/gpm/flight-project/core-observatory>
- NASA/METI/AIST.** (2009). *ASTER Global Digital Elevation Model*. *ASTER Global Digital Elevation Model*. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. doi:10.5067/ASTER/ASTGTM.002
- NASA_objetivos_GPM.** (February de 2014). *NASA Precipitation Measurement Missions GPM*. *NASA Precipitation Measurement Missions GPM*. Obtenido de: <https://pmm.nasa.gov/GPM/science-objectives>
- Navada, S. V., & Rao, S. M.** (1991). Study of Ganga River – Groundwater Interaction Using Environmental Oxygen-18. *Isotopenpraxis Isotopes in Environmental and Health Studies*, 27, 380-384. doi:10.1080/10256019108622572
- Neumann, T. A.,** Albert, M. R., Lomonaco, R., Engel, C., Courville, Z., & Perron, F. (2008). Experimental determination of snow sublimation rate and stable-isotopic exchange. *Annals of Glaciology*, 49, 1–6. doi:10.3189/172756408787814825
- Nguyen, P.,** Ombadi, M., Sorooshian, S., Hsu, K., AghaKouchak, A., Braithwaite, D., . . . Thorstensen, A. R. (November de 2018). The PERSIANN family of global satellite precipitation data: a review and evaluation of products. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22, 5801–5816. doi:10.5194/hess-22-5801-2018

- Ohlanders**, N., Rodriguez, M., & McPhee, J. (March de 2013). Stable water isotope variation in a Central Andean watershed dominated by glacier and snowmelt. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17, 1035-1050. doi:10.5194/hess-17-1035-2013
- OMM**. (2006). Reglamento técnico-Hidrología (Vol. 3). (O. M. Mundial, Ed.) Obtenido de: https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=11329
- OMM**. (2010). WMO-1044-Manual on Stream Gauging Volume II – Computation of Discharge. (OMM, Ed.)
- OMM-049**. (2006). REGLAMENTO TÉCNICO.
- Orsolini**, H. E., Zimmermann, E. D., & y Basile, P. A. (2005). Modelación Hidrológica Superficial.
- Orsolini.H.E**, Z. E. (2000). Hidrologia Procesos y Métodos. (UNR, Ed.) Universidad de Rosario.
- Osborn**, T. J., & Jones, P. D. (February de 2014). The CRUTEM4 land-surface air temperature data set: construction, previous versions and dissemination via Google Earth. *Earth System Science Data*, 6, 61–68. doi:10.5194/essd-6-61-2014
- OSGeo**. (s.f.). Geographic Resources Analysis Support Systems (GRASS GIS). Obtenido de: <https://grass.osgeo.org>
- Panarello**, H., & Dapeña, C. (1996). Mecanismos de recarga y salinización en las cuencas de los ríos Mendoza y Tunuyán, Mendoza, República Argentina: evidenciados por isótopos ambientales. *Memorias del XII Congreso Geológico de Bolivia*.
- Panigatti**, J. L. (2010). Argentina 200 años, 200 suelos. Buenos Aires: INTA.
- Parkhurst**, C. (1999). Users guide to PHREEQC (Version 2) : a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. US Geological Survey. doi:10.3133/wri994259
- Parkhurst**, y. A. (2012). Description of Input and Examples for PHREEQC Version 3—A Computer Program for Speciation, Batch-Reaction, One-Dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations. techreport, U.S. Geological Survey. Obtenido de: <https://www.usgs.gov/software/phreeqc-version-3>
- Petersen**, W. A. (2018). GPM Ground Validation Integrated Precipitation and Hydrology Experiment (IPHEX) Field Campaign Data Collection. Data set available online from the NASA EOSDIS Global Hydro, <http://dx.doi.org/10.5067/GPMGV/IPHEX/DATA101>. Obtenido de: [<http://ghrc.nsstc.nasa.gov/>]
- Pierluigi**, D. R. (2015). QGIS Python Plugins Repository (Q-RAS). Obtenido de: <https://github.com/pierluigiderosa/Qgis2Ras/>
- Ramos**, V. A. (1999). Las Provincias geológicas del territorio Argentino- Geología Argentina. *Geología Argentina*, 41-96.
- Remeneiras**, G. (1974). Tratado de Hidrología aplicada. Barcelona: Editores Tecnicos Asociados (ETA).
- Riccardi**, E. O. (1980). Cordillera patagónica Austral. Simposio de Geología Regional, 1173-1306.
- Richards**, T. L. (1972). Physics and chemistry of snowfall and snow distribution. *Proceedings of the Banfl Symposia*, 1, 1.

- Rodriguez, M., Ohlanders, N., & McPhee, J.** (2014). Estimating glacier and snowmelt contributions to stream flow in a Central Andes catchment in Chile using natural tracers. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 11, 8949-8994. doi:10.5194/hessd-11-8949-2014
- Rodriguez, M., Ohlanders, N., Pellicciotti, F., Williams, M. W., & McPhee, J.** (August de 2016). Estimating runoff from a glacierized catchment using natural tracers in the semi-arid Andes cordillera. *Hydrological Processes*, 30, 3609-3626. doi:10.1002/hyp.10973
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., & Gonfiantini, R.** (January de 1992). Isotopic patterns in Global Precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 78. doi:10.1029/GM078p0001
- Sabino, C.** (1992). *El proceso de investigación*. Caracas-Bogotá-Buenos Aires: Panapós-Panamericana-Lumen.
- Secretaria de infraestructura y política hídrica de la nación, S.** (s.f.). Sistema Nacional de Información Hídrica, SNIH. Obtenido de: <https://snih.hidricosargentina.gob.ar/Filtros.aspx#>
- Seiler, K.-P., & Lindner, W.** (1995). Near-surface and deep groundwaters. *Journal of Hydrology*, 165, 33-44. doi:[https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)02584-X](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)02584-X)
- Sileo, N. R., Dapeña, C., & Liaudat, D. T.** (2020). Isotopic composition and hydrogeochemistry of a periglacial Andean catchment and its relevance in the knowledge of water resources in mountainous areas. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 56, 480-494. doi:10.1080/10256016.2020.1814278
- SIPH.** (s.f.). Sistema Nacional de Información Hídrica, SNIH. Sistema Nacional de Información Hídrica, SNIH. Obtenido de: <https://snih.hidricosargentina.gob.ar/Filtros.aspx#>
- Sokratov, S., & Golubev, V. N.** (December de 2009). Snow isotopic content change by sublimation. *Journal of Glaciology*, 55, 823-828. doi:10.3189/002214309790152456
- Sørensen, R., Zinko, U., & Seibert, J.** (February de 2006). Sobre el cálculo del índice de humedad topográfico: evaluación de diferentes métodos basados en observaciones de campo. *Unión Europea de Geociencias*, 10, 101-102. Obtenido de: <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00304825>
- Strahler, A. N.** (1952). HYPOMETRIC, (AREA-ALTITUDE), ANALYSIS OF EROSIONAL TOPOGRAPHY. *Geological Society of America Bulletin*, 63, 1117. doi:10.1130/0016-7606(1952)63[1117:HAAOET]2.0.CO;2
- Strahler, A. N.** (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions, American Geophysical Union*, 38, 913. doi:<https://doi.org/10.1029/TR038i006p00913>
- Tachikawa, T., Kaku, M., Iwasaki, A., Gesch, D., Oimoen, M., Zhang, Z., . . . Haase, J.** (January de 2011). ASTER Global Digital Elevation Model Version 2 – Summary of validation results. Report to the ASTER GDEM Version 2 Validation Team.
- UEA.** (s.f.). CRUTEM. CRUTEM. Obtenido de <https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/temperature/>
- UNIV_DUKE.** (2019). DUKE UNIVERSITY. The Integrated Precipitation and Hydrology Experiment (IPHEX). Obtenido de: <https://iphex.pratt.duke.edu/>

- Unnikrishna**, P. V., McDonnell, J. J., & Kendall, C. (March de 2002). Isotope variations in a Sierra Nevada snowpack and their relation to meltwater. *Journal of Hydrology*, 260, 38-57. doi:10.1016/S0022-1694(01)00596-0
- USGS**. (18 de Diciembre de 1999). ASTER Global DEM - Resolución: 1 ARC-SECOND. Obtenido de: www.gdem.aster.ersdac - www.LPDAAC.usgs.gov
- USGS**. (2000). ASTER Collections. doi:doi.org/10.5067/ASTE.
- Ven Te Chow**. (2004). *Hidráulica de Canales Abiertos*. Bogotá: McGraw-Hill.
- Ven Te Chow**, M. D. (1994). *Hidrología Aplicada*. McGraw-Hill.
- Winston**, R. B. (2020). GW_Chart version 1.30. U.S. Geological Survey. doi:10.5066/P9Y29U1H
- Winter**, T. C., Harvey, J. W., Franke, O. L., & Alley, W. M. (1998). Ground water and surface water: A single resource. US Geological Survey. doi:10.3133/cir1139
- WMO-N°1044**. (2010). *Manual on Stream Gauging, Volume I – Fieldwork*, WMO-No. 1044. WMO.
- World Clim**. (s.f.). Global Climate Data Free climate data for ecological modeling and GIS. Obtenido de: <https://www.worldclim.org/data/index.html>
- www.worldclim.org**. (s.f.). WorldClim - Global Climate Data Free climate data for ecological modeling and GIS. Obtenido de: <https://www.worldclim.org>
- Zimmermann**, E. (2004). *Modelos matemáticos en hidrología superficial*. EPEC-FCEIA, UNR.