

**ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL EN
LA CUENCA SUPERIOR DEL RÍO LEBRIJA**

**SERGIO FABIÁN GARCÍA PALACIOS
JOSÉ DAVID OTERO BARRERA**



**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICO-MECANICAS
ESCUELA DE INGENIERIA CIVIL
BUCARAMANGA
2005**

**ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL EN
LA CUENCA SUPERIOR DEL RÍO LEBRIJA**

**SERGIO FABIÁN GARCÍA PALACIOS
JOSÉ DAVID OTERO BARRERA**

**Proyecto de Grado para optar al título de
Ingeniero Civil**

Directora

SULLY GÓMEZ ISIDRO

Ingeniero Civil



**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICO-MECANICAS
ESCUELA DE INGENIERIA CIVIL
BUCARAMANGA**

2005

A Marianita....

Principio y fin de todas mis cosas

Esencia del mundo en que existo

Fuerza vital para continuar cada día

SERGIO

A Mi Madre....

La persona que más me ha apoyado en cada uno de los momentos de mi vida, tanto en los buenos como en los malos.

A ella dedico éste triunfo esperando que me acompañe en muchos más.

JOSÉ DAVID

AGRADECIMIENTOS

Al Ingeniero Ángel Anaya por su vital apoyo en la etapa final del presente estudio.

Al Ingeniero Jorge Guzmán por su exigencia en el estudio de las series de tiempo y demás fases del proyecto.

A la Ingeniera Sully Gómez, Directora del Proyecto, por su orientación en el desarrollo de este proyecto y estimular nuestro espíritu investigativo.

A la Corporación Autónoma Regional para la Defensa de la Meseta de Bucaramanga: su director general Dr. Fredy Antonio Anaya, su asesor jurídico Dr. Martín Camilo Carvajal Camaro, por su invaluable contribución en cuanto a la información técnica básica para la consecución de los objetivos del proyecto.

Al ingeniero Jaime Duarte y el Sr. Juan Carlos Moreno del IDEAM por facilitar la información necesaria de esa entidad.

A la señora Nelly Palacios por su permanente colaboración y estímulo en cada una de las fases del presente proyecto.

A los compañeros del G.P.H en especial a Amith Arrieta y José LuíS Reyes por estar pendientes del desarrollo del trabajo.

CONTENIDO

	pág.
RESUMEN	
INTRODUCCION	20
1. CONCEPTUALIZACION PRELIMINAR	22
1.1 INTRODUCCIÓN AL MOVIMIENTO DEL AGUA EN LA ATMÓSFERA Y EL SUELO	22
1.1.1 El Ciclo Hidrológico	22
1.1.2 Balance Hídrico de largo plazo	24
1.1.3 Almacenamiento de agua en el suelo	26
1.2 EVAPOTRANSPIRACIÓN	29
1.2.1 Evaporación	30
1.2.2 Transpiración	34
1.2.3 Unidades utilizadas para expresar valores de evapotranspiración	36
1.3 MÉTODOS PARA ESTIMAR EVAPOTRANSPIRACIÓN	37
1.3.1 Métodos para calcular evaporación desde una superficie libre de agua	38
1.3.2 Métodos para estimar la transpiración	42
1.4 EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL Y EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL	44
2. EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL Y REAL, DEFINICIÓN Y PROCEDIMIENTOS DE ESTIMACIÓN	47
2.1 EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL	47
2.1.1 Factores que afectan la evapotranspiración potencial	48
2.1.2 Metodologías de estimación de evapotranspiración potencial	49
2.1.3 Evapotranspiración potencial de referencia.	
2.1.4 Estado del arte sobre estimación de evapotranspiración potencial	51

en la cuenca superior del río Lebrija

2.2 EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL	60
2.2.1 Definición de evapotranspiración real	61
2.2.2 Métodos para estimar la evapotranspiración real	61
2.2.3 Estado del arte sobre la estimación de evapotranspiración real en la C.S.R.L	64

3. METODOLOGÍA DE ESTIMACIÓN DE EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL APLICABLE A LA CUENCA SUPERIOR DEL RÍO LEBRIJA	66
3.1 CONCEPTOS PRELIMINARES	66
3.1.1 Factores que influyen en la evapotranspiración	66
3.1.1.1 Parámetros climáticos	66
3.1.1.2 Factores de cultivo	68
3.1.1.3 Condiciones ambientales y de manejo	69
3.1.2 Evapotranspiración del cultivo de referencia (E_{to})	70
3.1.3 Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (E_{tc})	70
3.1.4 Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar ($E_{Tc\ adj}$)	71
3.2 PLANTEAMIENTO DE LA ECUACIÓN FAO PENMAN-MONTEITH	71
3.2.1 Ecuación Penman-Monteith	72
3.2.2 Ecuación FAO Penman-Monteith	75
3.3 FACTORES METEOROLÓGICOS QUE DETERMINAN LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA	77
3.3.1. Temperatura del aire	78
3.3.2. Radiación solar	78
3.3.3. Humedad del aire	79
3.3.3.1. Presión de vapor	79
3.3.3.2. Temperatura del punto de rocío	81
3.3.3.3. Humedad relativa	81
3.3.4. Velocidad del viento	83

3.3.5. Radiación	84
3.3.5.1. Radiación extraterrestre (R_a)	85
3.3.5.2. Radiación solar o de onda corta (R_s)	85
3.3.5.3. Radiación relativa de onda corta (R_s/R_{so})	85
3.3.5.4. Duración relativa de la insolación (n/N)	85
3.3.5.5. Albedo (α) y radiación solar neta (R_{ns})	86
3.3.5.6. Radiación neta de onda larga (R_{nl})	86
3.3.5.7. Radiación Neta (R_n)	87
3.3.5.8. Flujo de calor del suelo (G)	87
3.4. PARÁMETROS ATMOSFÉRICOS	91
3.4.1 Presión atmosférica (P)	91
3.4.2 Calor latente de vaporización (λ)	92
3.4.3 Constante psicrométrica (γ)	92
3.5 PROCEDIMIENTO PARA LA DETERMINACIÓN DE ET_o	93
3.6 PROCEDIMIENTOS DE ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DEL CULTIVO ET_c	93
3.6.1 Procedimiento directo de cálculo	94
3.6.2 Procedimientos indirectos de cálculo	94
3.6.2.1 Aproximación del coeficiente simple de cultivo	100
3.6.2.2 Aproximación del coeficiente doble de cultivo ($K_{cb} + K_e$)	103
3.6.3 Selección de los coeficientes de cultivo	104
3.7 SELECCIÓN Y ANÁLISIS DEL PROCEDIMIENTO A UTILIZAR	110
4. COBERTURA VEGETAL EN LA CUENCA SUPERIOR DEL RÍO LEBRIJA	111
4.1. DIVISIÓN POR SUBCUENCAS Y MICROCUENCAS	111
4.2. SUELO Y COBERTURA VEGETAL	113
4.3. TEXTURAS DE LOS SUELOS EN LA CUENCA SUPERIOR DEL RÍO LEBRIJA	119
4.4. COBERTURA VEGETAL EN LA CUENCA SUPERIOR DEL RÍO	128

LEBRIJA

5. ANÁLISIS Y MANEJO DE DATOS METEOROLÓGICOS	136
5.1. ESTACIONES TIPO CP Y CO EN LA CUENCA SUPERIOR DEL RÍO LEBRIJA	137
5.2. ANÁLISIS CRÍTICO PRELIMINAR DE LAS SERIES HISTÓRICAS	139
5.3. CORRECCIÓN DE LOS DATOS PUROS	162
5.4. COMPLEMENTACIÓN DE LAS SERIES HISTÓRICAS	172
6. ESTIMACIÓN DE EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL Y OFERTA HÍDRICA	182
6.1. PROCEDIMIENTO GENERAL DE ESTIMACIÓN	182
6.2. EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL	190
6.3. OFERTA HÍDRICA	194
7. CONCLUSIONES	210
8. RECOMENDACIONES	212
BIBLIOGRAFIA	213
ANEXOS	216

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Factores que intervienen en la evapotranspiración	36
Tabla 2. Factores de conversión para expresar evapotranspiración	37
Tabla 3. Valores globales (mm) de precipitación anual y datos de evaporación para tres climas diferentes	46
Tabla 4. Estaciones climatológicas utilizadas para el estudio de Oferta Hídrica en la C.S.R.L	56
Tabla 5. Porcentaje de datos existentes de las variables analizadas en las estaciones utilizadas para el estudio de Oferta Hídrica en la C.S.R.L entre 1986 y 2000	57
Tabla 6. Fórmulas para el cálculo de evapotranspiración	59
Tabla 7. Fórmulas a utilizar para estimar ETP	60
Tabla 8. Valores mensuales multianuales de ETP y ETR para algunas estaciones de la cuenca	64
Tabla 9. Coeficientes de cultivo Kc	104
Tabla 10. Conformación por microcuencas de la Cuenca Superior del Río Lebrija	112
Tabla 11. Características típicas de humedad para diferentes tipos de suelo	115
Tabla 12. Suelos Microcuenca Vetas	122
Tabla 13. Suelos Microcuenca Suratá Alto	123
Tabla 14. Suelos Microcuenca Tona	124
Tabla 15. Suelos Microcuenca Suratá Bajo	125
Tabla 16. Suelos Microcuenca Charta	126
Tabla 17. Suelos Subcuenca Río de Oro	127
Tabla 18. Listado de estaciones del IDEAM y de la C.D.M.B. ubicadas en la CSRL.	138
Porcentaje de datos faltantes en las estaciones utilizadas	139

Tabla 19.	para estimar ETR.	139
Tabla 20.	Identificación de fenómenos Niño – Niña durante el período de estudio	169
Tabla 21.	Resumen del llenado de datos faltantes en las estaciones	173
Tabla 22.	Evapotranspiración de referencia por estaciones	183
Tabla 23.	Evapotranspiración de referencia media por subcuencas	184
Tabla 24.	Coeficientes de cultivo microcuena Charta	184
Tabla 25.	Coeficientes de cultivo microcuena Suratá Bajo	185
Tabla 26.	Coeficientes de cultivo microcuena Suratá Alto	186
Tabla 27.	Coeficientes de cultivo microcuena Tona	187
Tabla 28.	Coeficientes de cultivo microcuena Vetas	188
Tabla 29.	Coeficientes de cultivo microcuena Río de Oro	189
Tabla 30.	Factores de humedad del suelo	190
Tabla 31.	Factores de humedad del suelo subcuena río de Oro	190
Tabla 32.	Valor de ETR en las estaciones dentro de la C.S.R.L.	191
Tabla 33.	Valores medios de ETR en las subcuencas que conforman la C.S.R.L	192
Tabla 34.	Precipitación media en la C.S.R.L	195
Tabla 35.	Oferta Hídrica media en la C.S.R.L.	196
Tabla 36.	Resumen oferta hídrica Microcuena Charta	199
Tabla 37.	Resumen oferta hídrica Microcuena Vetas	200
Tabla 38.	Resumen oferta hídrica Microcuena Suratá Alto	200
Tabla 39.	Resumen oferta hídrica Microcuena Suratá Bajo	200
Tabla 40.	Resumen oferta hídrica Microcuena Tona	201
Tabla 41.	Resumen oferta hídrica Subcuena río de Oro	201
Tabla 42.	Resumen oferta hídrica C.S.R.L	201
Tabla 43.	División por Subcuencas C.S.R.L	205
Tabla 44.	Resumen del caudal aportado por cada subcuena.	208

LISTA DE FIGURAS

	pág.
Figura 1. El ciclo hidrológico.	4
Figura 2. Zonas de humedad en una columna de suelo	8
Figura 3. Evapotranspiración de referencia (ET _o), evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ET _c), y no estándar (ET _c adj)	52
Figura 4. Factores que afectan la evapotranspiración con referencia a la terminología FAO	53
Figura 5. Representación de las resistencias de superficie y aerodinámica para el flujo de vapor de agua	57
Figura 6. Presión de vapor de saturación – Temperatura	65
Figura 7. Diferentes componentes de la radiación	73
Figura 8. Efecto de la evaporación sobre K _c	85
Figura 9. Etapas de crecimiento para diferentes tipos de cultivo	86
Figura 10. Mapa general Cuenca Superior del río Lebrija	112
Figura 11. Secuencia de horizontes del suelo	114
Figura 12. Mapa de cobertura vegetal microcuenca Vetás	129
Figura 13. Mapa de cobertura vegetal microcuenca Suratá Alto	130
Figura 14. Mapa de cobertura vegetal microcuenca Tona	131
Figura 15. Mapa cobertura vegetal microcuenca Suratá Bajo	132
Figura 16. Mapa cobertura vegetal microcuenca Charta	133
Figura 17. Mapa cobertura vegetal subcuenca río de Oro	134
Figura 18. Brillo Solar Datos Puros – Estación Berlín	141
Figura 19. Humedad Relativa Datos Puros – Estación Berlín	142
Figura 20. Recorrido del Viento Datos Puros – Estación Berlín	142
Figura 21. Temperatura del Aire Datos Puros – Estación Berlín	143
Figura 22. Precipitación Datos Puros – Estación Berlín	143

Figura 23.	Brillo Solar Datos Puros – Estación UIS	144
Figura 24.	Humedad Relativa Datos Puros – Estación UIS	145
Figura 25.	Recorrido del Viento Datos Puros – Estación UIS	145
Figura 26.	Temperatura del Aire Datos Puros – Estación UIS	145
Figura 27.	Precipitación Datos Puros – Estación UIS	146
Figura 28.	Brillo Solar Datos Puros – Estación Vivero Suratá	147
Figura 29.	Humedad Relativa Datos Puros – Estación Vivero Suratá	147
Figura 30.	Recorrido del Viento Datos Puros – Estación Vivero Suratá	148
Figura 31.	Temperatura del Aire Datos Puros – Estación Vivero Suratá	148
Figura 32.	Precipitación Datos Puros – Estación Vivero Suratá	148
Figura 33.	Brillo Solar Datos Puros - Estación Apto. Palonegro	149
Figura 34.	Humedad Relativa Datos Puros – Estación Apto. Palonegro	150
Figura 35.	Recorrido del Viento Datos Puros – Estación Apto. Palonegro	150
Figura 36.	Temperatura del Aire Datos Puros – Estación Apto. Palonegro	151
Figura 37.	Precipitación Datos Puros Apto. Palonegro	151
Figura 38.	Humedad Relativa Datos Puros – Estación Llano Grande	152
Figura 39.	Temperatura del Aire Datos Puros – Estación Llano Grande	152
Figura 40.	Precipitación Datos Puros – Estación Llano Grande	152
Figura 41.	Brillo Solar Datos Puros – Estación Charta	153
Figura 42.	Humedad Relativa Datos Puros – Estación Charta	153
Figura 43.	Recorrido del Viento Datos Puros – Estación Charta	154
Figura 44.	Temperatura del Aire Datos Puros – Estación Charta	154
Figura 45.	Precipitación Datos Puros – Estación Charta	155
Figura 46.	Brillo Solar Datos Puros – Estación La Esperanza	155
Figura 47.	Humedad Relativa Datos Puros – Estación La Esperanza	156
Figura 48.	Recorrido del Viento Datos Puros – Estación La Esperanza	156
Figura 49.	Temperatura del Aire Datos Puros – Estación La Esperanza	157
Figura 50.	Precipitación Datos Puros - Estación La Esperanza	157
Figura 51.	Brillo Solar Datos Puros – Estación El Gramal	158

Figura 52.	Precipitación Datos Puros – Estación El Gramal	158
Figura 53.	Temperatura del Aire Datos Puros – Estación PTAR	159
Figura 54.	Precipitación Datos Puros – Estación PTAR	159
Figura 55.	Humedad Relativa Datos Puros corregidos – Estación Berlín	164
Figura 56.	Brillo Solar Datos Puros corregidos – Estación UIS	165
Figura 57.	Humedad Relativa Datos Puros corregidos – Estación UIS	165
Figura 58.	Recorrido del Viento Datos Puros corregidos – Estación UIS	166
Figura 59.	Recorrido del Viento Datos Puros corregidos – Estación Vivero Suratá	166
Figura 60.	Humedad Relativa Datos Puros corregidos – Estación Charta	167
Figura 61.	Recorrido del Viento Datos Puros corregidos – Estación Charta	167
Figura 62.	Brillo Solar Datos Puros corregidos – Estación La Esperanza	167
Figura 63.	Recorrido del Viento Datos Puros corregidos – Estación La Esperanza	168
Figura 64.	Fenómenos Niño – Niña en temperatura Berlín	170
Figura 65.	Fenómenos Niño – Niña en temperatura UIS	170
Figura 66.	Fenómenos Niño – Niña en temperatura Vivero Suratá	171
Figura 67.	Fenómenos Niño – Niña en temperatura Apto. Palonegro	171
Figura 68.	Fenómenos Niño – Niña en temperatura Charta	171
Figura 69.	Fenómenos Niño – Niña en temperatura La Esperanza	172
Figura 70.	Precipitación Anual (mm) C.S.R.L	197
Figura 71.	ETR Anual (mm) C.S.R.L	198
Figura 72.	Oferta Hídrica Anual (mm) C.S.R.L	199
Figura 73.	Comportamiento Oferta Hídrica Microcuenca Charta	202
Figura 74.	Comportamiento Oferta Hídrica Microcuenca Vetás	202
Figura 75.	Comportamiento Oferta Hídrica Microcuenca Suratá Alto	203
Figura 76.	Comportamiento Oferta Hídrica Microcuenca Suratá Bajo	203
Figura 77.	Comportamiento Oferta Hídrica Microcuenca Tona	203
Figura 78.	Comportamiento Oferta Hídrica Subcuenca río de Oro	204

Figura 79.	Comportamiento Oferta Hídrica C.S.R.L	204
Figura 80.	Ubicación Estación Café Madrid	205
Figura 81.	Caudal medio anual estación Café Madrid.	206

LISTA DE ANEXOS

	pág.
Anexo A, Tablas estimación ET_0	216
Anexo B, Estimación ET_0	222

RESUMEN

Título: ESTIMACIÓN DE EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL EN LA CUENCA SUPERIOR DEL RÍO LEBRIJA. +

Autores:

Sergio Fabián García Palacios⁺⁺

José David Otero Barrera

Palabras Claves: Estimación, uso del suelo, textura del suelo, coeficiente de cultivo, evapotranspiración de referencia.

El objetivo principal de este estudio es estimar valores o rangos de evapotranspiración real (ETR) utilizando la metodología descrita en el documento de la FAO, la cual propone el cálculo de valores puntuales de un parámetro climático llamado la evapotranspiración de referencia (ET₀) con la ecuación FAO Penman Monteith, luego distribuirlos espacialmente para multiplicarlas por coeficientes apropiados de cultivo y humedad presente en el suelo hallando de esta manera ETR.

Para lograr lo anterior mediante herramientas computacionales, se sectoriza la cuenca de acuerdo al uso del suelo para conocer que cultivos existen, a cada cultivo se le asigna un coeficiente, los coeficientes de humedad se asignan de acuerdo a la temporada del año a la que corresponda cada mes. La información de uso del suelo y texturas se extrajo de los planes de Ordenamiento Ambiental y Territorial (POAT) de la subcuencas de los ríos de Oro y Suratá, proporcionados por la Corporación Autónoma Regional para la Defensa de la Meseta de Bucaramanga (CDMB)

Con los datos hallados de ETR se procede a calcular la oferta hídrica utilizando el balance de largo plazo.

* Proyecto de Grado

** Facultad de Ingenierías Físico-Mecánicas, Escuela de Ingeniería Civil, Directora: Sully Gómez Isidro.

ABSTRACT

TITLE: ESTIMATION OF THE REAL EVAPOTRANSPIRATION IN THE SUPERIOR BASIN OF THE LEBRIJA RIVER.

AUTHORS:

Sergio Fabián García Palacios
José David Otero Barrera.

KEY WORDS: Evapotranspiration of reference, simple coefficient of crops, coefficient of soil, real evapotranspiration

The main goal of this study is to estimate values or ranks of real evapotranspiration (ETR), using the methodology described in the FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations) document, which proposes the calculus of precise values of a climatic parameter called the evapotranspiration of reference (ETO) with the equation FAO Penman Monteith, then to distribute them in space to multiply them by the appropriate coefficients of crops and humidity that are in the soil, finding in this way the ETR.

To accomplish the above goal using computing tools, the river basin is divided according to the use given to the soil to know all the existent crops, a coefficient is given to each one of the crops, the coefficients of humidity are given according to the season of the year which corresponds to every month. The information of the use of the soil and textures were extracted from the Territorial and Environmental Legislation plans (POAT, abbreviations in Spanish) of the sub-basins of the Oro and Suratá Rivers, provided by La Corporación Autónoma Regional para la Defensa de la Meseta de Bucaramanga (CDMB)

With the data found of the ETR, we proceed to calculate the hydric offer using the long term balance.

*Graduation Project

**Faculty of Physical-mechanical Engineering's, School of Civil Engineering, Director: Sully Gómez Isidro

INTRODUCCIÓN GENERAL

Desde hace algún tiempo surgió en la ciudad de Bucaramanga la necesidad de dar buen uso al recurso agua potable. La idea anterior ha tomado fuerza hasta tal magnitud que las autoridades ambientales, percatándose del descenso de los caudales de los ríos y quebradas que alimentan el acueducto metropolitano, han comenzado a establecer una serie de correctivos conducentes a mejorar esta situación. La compra de predios y reforestación aguas arriba, la posibilidad de captar agua de otra cuenca, la construcción de embalses y las investigaciones referentes a la exploración de acuíferos, entre otros, demuestran el interés de algunas entidades locales, como el Acueducto Metropolitano de Bucaramanga, la Corporación Autónoma Regional para la Defensa de la Meseta de Bucaramanga y la Universidad Industrial de Santander, de proponerse conjuntamente el objetivo de mantener un suministro adecuado de tan importante recurso, para subsistencia y bienestar de la creciente población en el Área Metropolitana.

El Grupo en Predicción y Modelamiento Hidroclimático, GPH, es un grupo de investigación adscrito a la escuela de Ingeniería Civil de la Universidad Industrial de Santander, que ha venido estudiando e investigando los diferentes procesos hidrológicos que ocurren a nivel local y en algunas áreas del Departamento de Santander. Tiene como misión “la investigación, el estudio y la apropiación de conocimiento del recurso hídrico superficial y subterráneo así como de los procesos hidrológicos en diferentes escalas temporales y espaciales que ocurren y determinan su movimiento y almacenamiento en cuencas hidrográficas”. En esta cuenca hidrográfica se encuentran municipios como Piedecuesta, Girón, Floridablanca y Bucaramanga, que los autores denominarían “beneficiarios del

agua” y otros como Suratá, Charta, Vetas y Tona, que se llamarían “productores” de la misma; de ahí la importancia de generar información que permita proponer soluciones eficaces que tiendan a garantizar el manejo del recurso hídrico en forma sostenible.

Teniendo en cuenta lo descrito en los párrafos anteriores se hace ineludible valorar lo más acertadamente posible el “flujo de caja” del recurso agua para estar al tanto de su disponibilidad y aprovechamiento. Así pues, la presente monografía busca profundizar en el estudio de uno de los componentes de este flujo, el cual es la evapotranspiración (ET), incorporando parámetros de vegetación y suelo que hasta el momento no han sido tenidos en cuenta. Para lograr esto, se debe comenzar con la discusión sobre el concepto de evapotranspiración potencial para luego discurrir sobre el de evapotranspiración real.

Cuando se estima la evapotranspiración en una zona determinada, es obligatorio conocer las características climatológicas de dicha zona, no solo la precipitación o la temperatura; es más, la evapotranspiración depende de otras variables hidrológicas que se tratarán a fondo en este documento. El término evapotranspiración es tan complejo que, además del clima, involucra parámetros que corresponden exclusivamente al tipo de vegetación que ocupa el sitio de estudio. Por tal razón, se entiende evapotranspiración como un proceso de pérdida de agua por evaporación del suelo y por transpiración de la vegetación. Si se habla de evapotranspiración potencial, solo se hace referencia al clima. Si se habla de evapotranspiración real, se hace referencia a la evapotranspiración potencial y a la vegetación existente. En síntesis, la obtención de datos más acertados de evapotranspiración permitirá realizar el balance hídrico en la cuenca que, al fin y al cabo, es lo que realmente interesa conocer. La precipitación se asume como la “entrada” al sistema y la evapotranspiración se entiende como la “salida”; esto con el fin de realizar el balance y obtener la escurrimiento.

1. CONCEPTUALIZACIÓN PRELIMINAR

La evapotranspiración es solo un eslabón en la cadena de recorrido que realiza el agua en todas sus manifestaciones físicas, desde que se precipita hasta que regresa a la atmósfera en forma de vapor para luego retornar al suelo. De esta manera, en el Capítulo 1 se ofrece una *toma de contacto* para poder asimilar la cantidad y tipo de información que contiene este documento que intenta dar un nuevo enfoque para abordar el concepto de evapotranspiración y para utilizar procedimientos adecuados en su estimación.

1.1 INTRODUCCIÓN AL MOVIMIENTO DEL AGUA EN LA ATMÓSFERA Y EL SUELO

Dada la importancia del agua para la vida en el planeta Tierra y la explícita necesidad de cuantificarla y administrarla, se exponen a continuación algunos conceptos previos que son básicos para comprender los diferentes procesos que sufre ésta en su paso por el suelo y la atmósfera.

1.1.1 El ciclo hidrológico. Es una serie de sucesivas transformaciones del estado físico del agua que se producen en la naturaleza. El agua no es un elemento estático, sino que sufre un continuo trasvase recíproco entre continentes y océanos dentro de la hidrosfera.

En el proceso del ciclo hidrológico (Figura 1) se podría tomar como base la energía que proviene del sol. Los continentes y océanos pierden agua por evaporación, pasando ese vapor de agua a la atmósfera y condensándose en forma de nubes. La saturación del vapor del agua en las nubes conduce a las

precipitaciones, las cuales se manifiestan en forma de lluvia, nieve o granizo, que alcanzan de nuevo los continentes y por tanto los ríos y océanos.

FIGURA 1. El ciclo hidrológico.



Tomado de www.aguasandinas.cl/12chidrolgico.html

Al llegar a la superficie terrestre, el agua toma dos caminos posibles. En cantidades determinadas por la intensidad de la lluvia, así como por la porosidad, permeabilidad, espesor de capa y humedad previa del suelo, una parte del agua se vierte directamente en las quebradas y arroyos, de donde pasa a los ríos y océanos y a las masas de agua continentales; el resto se infiltra en el suelo para formar las aguas subterráneas. Una parte del agua infiltrada constituye la humedad del suelo y puede *evaporarse* directamente o penetrar en las raíces de las plantas para ser *transpirada* por las hojas. A esta situación se le conoce como evapotranspiración, parámetro de estudio en la presente monografía, y es uno de los componentes más importantes del ciclo hidrológico, y a su vez de difícil cuantificación.

1.1.2 Balance hídrico de largo plazo. Es la herramienta que permite cuantificar los “ingresos” y “egresos” de agua en un área de estudio determinada, por ejemplo una cuenca. Su base física es la formulación de ecuaciones de conservación

1.1.3 de masa para volúmenes de control en columnas de suelo, atmósfera y la unión de ambas.

El balance de agua para la atmósfera está dado por la ecuación:

$$Q + E - P = \frac{dW}{dt} \quad (1.1)$$

Donde

Q flujo neto de humedad en la atmósfera,

E evapotranspiración,

P precipitación, y

$\frac{dW}{dt}$ cambio del almacenamiento de agua en la atmósfera por unidad de tiempo.

El balance para una columna de suelo es,

$$P - E - R = \frac{dS}{dt} \quad (1.2)$$

donde

R flujo de agua hacia afuera de la columna de suelo (constituido por escorrentía superficial y/o subterránea), y

$\frac{dS}{dt}$ variación del almacenamiento de agua en el suelo por unidad de tiempo.

Luego, mediante combinación de las Ecuaciones 1.1 y 1.2, se obtiene la ecuación de balance de agua para la columna de suelo-atmósfera, así:

$$Q - R = \frac{d(W + S)}{dt} \quad (1.3)$$

Para el estudio en la Cuenca Superior del Río Lebrija se planteará una simplificación de la Ecuación 1.3 (Vélez *et al.*, 2000):

$$R = P - E \quad (1.4)$$

Esta simplificación es posible si se considera la integración sobre un intervalo de tiempo largo de manera que los cambios en las cantidades almacenadas W y S se puedan despreciar. Se tiene entonces que el promedio a largo plazo del flujo de entrada atmosférico neto (Q) debe ser igual al promedio de largo plazo de la escorrentía neta (R) y que ambos son iguales a la diferencia entre los respectivos promedios de precipitación (P) y evapotranspiración (E).

La Ecuación 1.4 es válida si se supone que el cambio de la cantidad almacenada en el suelo (o en la atmósfera) en el largo plazo es despreciable respecto a los demás términos. Además, se debe suponer que el término R se relaciona con la escorrentía superficial. Si se lograra estimar la evapotranspiración, la ecuación 1.4 se usará para hallar la escorrentía superficial y así completar el balance hídrico.

A nivel local, en la cuenca, un balance hídrico de largo plazo, desarrollado por el GPH de dos maneras diferentes, manualmente a través de isoyetas (Mendoza y Sandoval, 2002) y sistemáticamente utilizando herramientas de interpolación por Kriging (Maradey y Rojas, 2002), mostró que la precipitación promedio anual es de casi 1300 mm. Este valor constituye la entrada al sistema, es decir, el “salario hídrico medio multianual”. Aproximadamente el 51% de este valor retorna a la

atmósfera en forma de vapor de agua mediante el fenómeno de evapotranspiración.

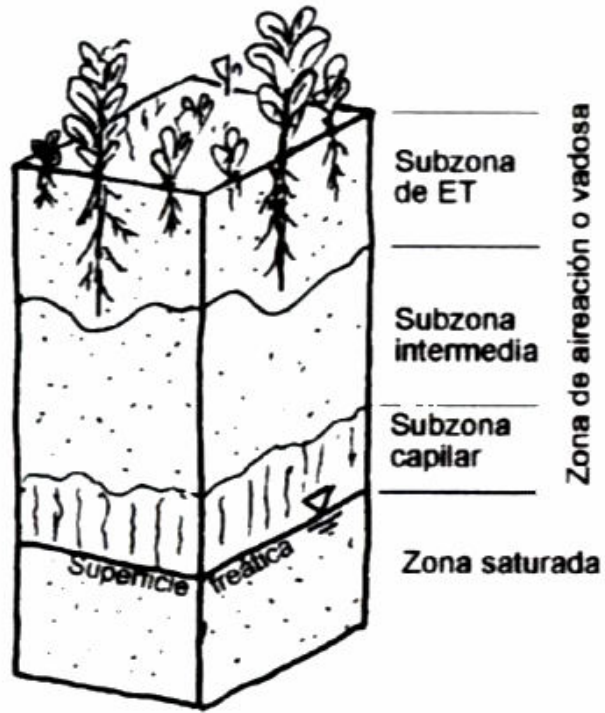
1.1.3 Almacenamiento de agua en el suelo. Las aguas que tienen su destino en las corrientes subterráneas procedentes de la lluvia, se infiltran por gravedad a través de los intersticios hasta una profundidad límite, en la cual los poros rocosos están tan saturados que el agua no puede penetrar más. En el subsuelo se forman entonces dos zonas: una profunda (saturada) y otra llamada de aireación o vadosa (no saturada). En la zona de aireación se producen fenómenos de transpiración, por un lado debido a las raíces de las plantas, y por otro a causa del ascenso del agua por capilaridad desde la zona saturada hacia la superficie.

A la superficie que separa la zona saturada de la zona de aireación se le denomina *nivel hidrostático* o *nivel freático* (Figura 2). Dependiendo del volumen de precipitación y evacuación del agua, este nivel puede variar a lo largo del tiempo. Cuando el nivel freático se aproxima a la superficie horizontal del terreno, origina zonas encharcadas o pantanosas, convirtiéndose en manantiales si aflora por un corte en el terreno (Custodio y Llamas, 1996).

El nivel freático puede permanecer a gran profundidad, dependiendo de las características climatológicas de la región, por ejemplo, en los desiertos solamente sale a la superficie cuando existe un desnivel topográfico formando oasis.

Cuando las aguas consiguen asomar a la superficie, sea por capilaridad, presión, etc., pueden quedar bajo los efectos de la energía del sol, y por tanto seguirán de nuevo el ciclo hidrológico en otro estado físico.

FIGURA 2. Zonas de humedad en una columna de suelo.



Tomado de <http://web.usal.es/~javisan/hidro>

El suelo está compuesto de partículas sólidas, agua y aire. En un suelo totalmente inundado, el agua reemplaza al aire de los poros entre las partículas. Entonces se dice que el suelo está saturado. Normalmente, ésta no es una condición permanente en la naturaleza, pues el agua tiende a drenarse o fluir hacia abajo.

La *capacidad de campo* es la cantidad máxima de agua que un suelo es capaz de retener contra la fuerza de la gravedad. Las plantas, sin embargo, pueden aprovechar el agua adherida a las partículas para la capacidad de campo. El agua es absorbida por las raíces y retorna a la atmósfera a través de las hojas (transpiración).

El estado en el cual las plantas ya no pueden retirar más agua del suelo, se conoce como *punto de marchitez permanente*. Se debe tener en cuenta que en este último estado el suelo todavía contiene agua, pero ésta no está disponible para las plantas pues está atrapada en el suelo por la tensión superficial. La diferencia entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente es la humedad disponible en el suelo.

Por eso, se puede considerar el suelo como un recipiente o depósito de agua. Se estima que a la capacidad de campo, el agua del suelo está a una tensión de un tercio de atmósfera, y en el punto de marchitez permanente, el agua se halla a una tensión de 15 atmósferas (Nichols y Christie, 1989). En la práctica, la capacidad de campo se considera como el nivel base, y la situación de humedad del suelo en un momento dado por debajo de éste, se define como un déficit de humedad.

- Zona no saturada. Como se anotó anteriormente, la zona de aireación está situada entre la superficie freática y la superficie del terreno (ver Figura 1). Esta zona tiene una pequeña porción saturada de agua permanentemente y otras en las que, ocasionalmente, puede producirse saturación, pero transcurrido un tiempo estas últimas dejan de estarlo al perder su agua gravífica. La zona no saturada comprende tres subzonas, a saber:

- Subzona sometida a evapotranspiración. Está comprendida entre la superficie del terreno y los extremos radiculares de la vegetación (Custodio y Llamas, 1996). Para efectos prácticos se considera que es la misma zona de raíces. Puede tener un espesor pequeño (8 – 25 cm) cuando no exista vegetación o alcanzar profundidades del orden de 3 – 4 m dependiendo de la magnitud y tamaño de las raíces. El agua capilar aislada o suspendida en esta zona es la que emplean las plantas para sus funciones de nutrición y transpiración.

- Subzona intermedia. De características similares a la subzona de evapotranspiración. No está afectada por las raíces de las plantas.
- Subzona capilar. Es una transición hacia la zona saturada y alcanza una altura sobre la superficie freática que depende de las fuerzas capilares que la hacen ascender. Su espesor es variable, depende de la granulometría de los materiales presentes.

En toda la zona vadosa puede haber agua gravífica que aún no ha descendido o que se mantenga por capilaridad. En la subzona capilar, la humedad forma una banda continua, mientras que el resto estará irregularmente repartida (Sánchez F. J., 2001).

1.2 EVAPOTRANSPIRACIÓN

En Hidrología, el interés en el conocimiento de datos de evapotranspiración es un factor primordial en la evaluación del potencial de los recursos hídricos de una zona: *lo que llueve menos lo que se evapotranspira será el volumen de agua disponible*, siendo de gran importancia en los proyectos hidroeléctricos, suministro de agua potable, irrigación de cultivos, etc.

La evapotranspiración también se estudia principalmente en el campo de las ciencias agronómicas, donde ésta se considera pensando en las necesidades hídricas de los cultivos para su desarrollo. El balance de agua de sistemas agroecológicos es un parámetro clave para la mayoría de los procesos físicos y fisiológicos dentro del sistema suelo-cultivo-clima. Por consiguiente, resulta de gran importancia calcular los parámetros del balance hídrico a una escala precisa de tiempo y espacio tan exactamente como sea posible, para minimizar incertidumbres potenciales.

La evapotranspiración es uno de los procesos más críticos dentro del ciclo hidrológico; ésta tiene gran impacto en las pérdidas de agua dependiendo de diferentes y complejos factores. En las últimas décadas los análisis teóricos y experimentales de este fenómeno biofísico han suscitado mucha atención. Lo más importante para todos los procesos de predicción de evapotranspiración es definir claramente los métodos usados y mantener metodologías consistentes, sobre todo cuando se trata de predecirla para una vegetación específica involucrando recolección y procesamiento de datos, el cálculo de la evapotranspiración del cultivo de referencia y la aplicación de los coeficientes de cultivo para obtener estimaciones de evapotranspiración para un tiempo y lugar específicos.

La evapotranspiración es la consideración conjunta de dos procesos diferentes: la evaporación y la transpiración, los cuales, en realidad, ocurren simultáneamente. Parámetros climáticos, características del cultivo, uso del suelo y aspectos ambientales son factores que los afectan. Dada la concepción del presente estudio, se entenderá evapotranspiración como la suma de la *pérdida* de agua por evaporación desde el suelo más la *pérdida* de agua por transpiración desde las plantas.

Para cualificar la evapotranspiración, a continuación se describirán algunos aspectos que preceden su análisis.

1.2.1 Evaporación. La evaporación es el proceso físico por el cual el agua cambia de estado líquido a gaseoso, retornando directamente a la atmósfera en forma de vapor. También el agua en estado sólido (nieve o hielo) puede pasar directamente a vapor y el fenómeno se denomina sublimación. A efectos de estimar las pérdidas por evaporación en una zona, el término incluirá la sublimación. La radiación solar proporciona a las moléculas de agua la energía necesaria para el cambio de estado.

Todo tipo de agua en la superficie terrestre está expuesta a la evaporación. El fenómeno es tanto más débil cuanto menor es la agitación de las moléculas, y tanto más intenso cuanto mayor es la cantidad de agua con posibilidad de evaporarse. Además, es necesario que el medio que envuelve la superficie evaporante tenga capacidad para admitir el vapor de agua. Esto último se conoce como *poder evaporante de la atmósfera*.

Considerando la evaporación desde una superficie de agua (lagos, ríos, etc.) como la forma más simple del proceso, ésta puede esquematizarse así: las moléculas de agua están en continuo movimiento. Cuando llegan a la superficie del líquido aumenta su temperatura por efecto de la radiación solar, y en consecuencia su velocidad, creciendo por tanto su energía cinética hasta que algunas consiguen liberarse de la atracción de las moléculas adyacentes y atravesar la interfase líquido-gas convirtiéndose en vapor. De esta manera, la capa de aire inmediatamente por encima de la superficie se satura de humedad. Simultáneamente a la evaporación se desarrolla también el proceso inverso por el cual las moléculas se condensan y vuelven al estado líquido. La diferencia entre la cantidad de moléculas que abandonan el líquido y la cantidad de moléculas que vuelven a él, marca el carácter global del fenómeno. Si esta diferencia es positiva se produce evaporación, si es negativa, se produce condensación. El calor absorbido por unidad de masa de agua para realizar el cambio de estado se denomina *calor latente de vaporización*.

Teniendo en cuenta lo anterior, también se produce evaporación desde (Sánchez F. J., 2001):

- La superficie del suelo y la vegetación, inmediatamente después de la precipitación.

- El suelo, agua infiltrada que se evapora desde su parte más superficial. Puede tratarse de agua recién infiltrada o, en áreas de descarga, de agua que se acerca de nuevo a la superficie después de un largo recorrido por el subsuelo.
- Factores que afectan la evaporación La *radiación solar*, como fuente de energía para que se efectúe el proceso, es un primer factor general que se debe considerar. El aporte de la radiación solar es crucial y la intensidad con que los rayos del sol lleguen a la superficie en evaporación trae como consecuencia la cantidad, mayor o menor, de vapor de agua que escapa debido al calor vaporizante de la energía incidente (Custodio y Llamas, 1996).

Dalton (1802) propuso la siguiente fórmula, basándose en la capacidad de la atmósfera que envuelve la superficie evaporante para admitir vapor de agua:

$$E = K(es - ed) \tag{1.5}$$

en la cual la evaporación era proporcional al déficit higrométrico ($es - ed$) o diferencia entre la tensión de vapor saturante a la temperatura del agua y la tensión de vapor existente en el aire circundante. El coeficiente K se determina de acuerdo a la influencia de otros factores que, para el efecto de la fórmula dada por Dalton, se asumen constantes.

La *tensión de vapor* depende de la *temperatura* por lo que se infiere que la temperatura del aire y del agua influyen en la evaporación. La velocidad y turbulencia del viento ayuda a la renovación de la masa de aire que recibe el vapor y hace variar su tensión de vapor.

La evaporación aumenta al decrecer la *presión atmosférica*, manteniendo constantes los demás factores. Por el contrario, al aumentar la *altitud*, decrece la evaporación.

La *pureza del agua* es otra variable para tener en cuenta. Para una misma temperatura decrece la tensión de vapor de un agua con el aumento de sólidos disueltos y por tanto disminuye la evaporación.

Otro factor es la *naturaleza y forma de la superficie evaporante*. Una superficie libre de agua casi no presenta dificultades para la evaporación. Ésta dependerá de su extensión y profundidad. Si ambas son pequeñas, los cambios atmosféricos y el terreno, tendrán una influencia significativa. En superficies extensas y profundas hay menor influencia del terreno adyacente. La radiación solar calienta las capas superiores de agua, aunque no todo ese calor es utilizado para producir evaporación. Una parte calienta capas más profundas y ellas se produce un almacenamiento de calor que, cuando cesa la radiación o se enfrían las capas superiores, pasa de nuevo a ellas e incrementa la posibilidad de evaporación.

La evaporación de la humedad de un suelo sin vegetación se produce en la capa superficial. Al disminuir el contenido de agua de ésta, se produce un desequilibrio y se genera una atracción de humedad subyacente, que asciende por capilaridad a la superficie, prosiguiendo la evaporación hasta que esta agua capilar se agota. El agua higroscópica en equilibrio con la humedad atmosférica no se evapora.

Cuando la subzona capilar alcanza la superficie del terreno, es decir, el nivel freático está muy próximo al suelo, la alimentación de agua capilar está asegurada. Solo en este caso puede decirse que el agua subterránea propiamente dicha se evapora directamente. El fenómeno continuará mientras no haya un descenso del nivel freático y, lógicamente, de la subzona capilar.

La evaporación desde un suelo saturado, por la proximidad del nivel freático o por otras causas (lluvia reciente o riego), tiene un valor cercano al de una superficie libre de agua en las mismas condiciones ambientales.

Si el suelo está cubierto por vegetación, las pérdidas de agua a la atmósfera incorporan otro factor adicional: la transpiración. No es difícil intuir que la evaporación para un suelo libre de vegetación es mayor que para el mismo suelo cubierto con vegetación, ya que en este último las radiaciones solares se amortiguan.

1.2.2 Transpiración. Es el proceso físico-biológico por el cual el agua cambia de estado líquido a gaseoso a través del metabolismo de las plantas y pasa a la atmósfera. Esencialmente es el mismo proceso físico de la evaporación, excepto que la superficie desde la cual se escapan las moléculas del líquido no es de agua libre sino que es la superficie de las hojas, que están compuestas por finas capas de células (mesodermo) y poseen una delgada epidermis de una célula de espesor, la cual cuenta con numerosos estomas. Las estomas son pequeñas aberturas en la hoja de la planta a través de las cuales pasan gases y vapor de agua. El espacio intercelular en el mesodermo contiene grandes espacios de aire entre cada estoma. La humedad entre los espacios intercelulares se vaporiza y escapa de la hoja a través de estas estomas. El número de estomas por unidad de superficie varía dependiendo de la especie vegetal y las condiciones ambientales. Generalmente se abren con la luz y se cierran con la oscuridad. La temperatura afecta la velocidad de apertura. Contrariamente a lo que se cree, el control que ejercen las estomas sobre las tasas de transpiración es muy limitado. Ellos se cierran cuando la oscuridad o la marchitez comienzan. Cuando las estomas están completamente abiertos, la tasa de transpiración está determinada por los mismos factores que controlan la evaporación. Las estomas ejercen una suave regulación solamente cuando están cerrados. Casi toda el agua absorbida se pierde por la transpiración y únicamente una muy pequeña fracción es utilizada por la planta.

Entonces, la *evapotranspiración* es la combinación de los fenómenos de evaporación desde la superficie del suelo y la transpiración de la vegetación. La dificultad de la medición en forma separada de ambos fenómenos (el contenido de humedad del suelo y el desarrollo vegetal de la planta) hace casi imprescindible incluir el concepto de evapotranspiración como pérdida conjunta de un sistema combinado.

- Factores que afectan la transpiración. En su aspecto físico, la transpiración, está influenciada por los mismos factores que afectan la evaporación. A su vez, ciertos factores meteorológicos (brillo solar, temperatura, humedad del aire) condicionan la apertura de las estomas y, por lo tanto, influyen de este modo en el proceso.

Cuando el contenido de agua en el suelo es igual o menor que el punto de marchitez permanente, y esta situación se mantiene, las fuerzas de succión no son suficientes para mantener el proceso y la planta muere (Custodio y Llamas, 1996).

En la transpiración, también influyen características del aspecto biológico de la planta (especie vegetal, edad, desarrollo, tipo de follaje, profundidad radicular). El número de estomas por unidad de superficie foliar juega un papel definitivo dentro de la transpiración.

En resumen, los factores que afectan la evapotranspiración se encuentran en la siguiente Tabla:

Tabla 1. Factores que intervienen en la evapotranspiración

Factores que intervienen en la Evapotranspiración	
Evaporación	Transpiración
Poder evaporante de la atmósfera, que a su vez depende de: <ul style="list-style-type: none"> • Radiación solar • Temperatura del aire • Humedad del aire • Velocidad del viento 	<ul style="list-style-type: none"> • Poder evaporante de la atmósfera • Grado de humedad del suelo • Tipo de planta • Variaciones estacionales: caída de las hojas • Variaciones interanuales: período de crecimiento
Evaporación desde...	
una superficie libre de agua	un suelo libre de vegetación
<ul style="list-style-type: none"> • Poder evaporante de la atmósfera • Calidad del agua: salinidad, sólidos disueltos • Temperatura del agua 	<ul style="list-style-type: none"> • Poder evaporante de la atmósfera • Tipo de suelo: textura, estructura • Grado de humedad del suelo

Autores varios.

1.2.3 Unidades utilizadas para expresar valores de evapotranspiración. La tasa de evapotranspiración normalmente se expresa en milímetros (mm) por unidad de tiempo. Ésta expresa la cantidad de agua perdida desde una superficie con cobertura vegetal en unidades de profundidad (o altura) de lámina de agua. La unidad de tiempo puede ser una hora, día, década (diez días), mes o año.

Como una hectárea tiene una superficie de 10000 m² y 1 mm es igual a 0.001 m, una pérdida de 1 mm de agua corresponde a una pérdida de 10 m³ de agua por hectárea. En otras palabras, 1 mm día⁻¹ es equivalente a 10 m³ ha⁻¹ día⁻¹.

Las alturas de lámina de agua también se pueden expresar en términos de energía recibida por unidad de área. Dicha energía se refiere al calor requerido para que el agua se vaporice desde una superficie libre y se conoce como calor latente de vaporización (λ). Este parámetro está en función de la temperatura del agua y se explicará en el Capítulo III, junto con otros parámetros atmosféricos. Por ejemplo, a 20 °C, λ tiene un valor de 2.45 MJ kg⁻¹, es decir, que se necesitan

2.45 MJ para vaporizar 1 kg o 0.001 m³ de agua. La tasa de evapotranspiración expresada en unidades de MJ m⁻² día⁻¹ es representada por λ ET (flujo de calor latente).

La Tabla 2 muestra las unidades utilizadas para denotar tasas de evapotranspiración y los factores de conversión respectivos:

Tabla 2. Factores de conversión para expresar evapotranspiración.

	altura	volumen por unidad de área		energía por unidad de área *
	mm día ⁻¹	m ³ ha ⁻¹ día ⁻¹	l s ⁻¹ ha ⁻¹	MJ m ⁻² día ⁻¹
1 mm día⁻¹	1	10	0.116	2.45
1 m³ ha⁻¹ día⁻¹	0.1	1	0.012	0.245
1 l s⁻¹ ha⁻¹	8.640	86.40	1	21.17
1 MJ m⁻² día⁻¹	0.408	4.082	0.047	1

* Para agua con una densidad de 1000 kg m⁻³ y a 20°C.

Tomado del documento FAO.

1.3 MÉTODOS PARA ESTIMAR EVAPOTRANSPIRACIÓN

Está claro que cuando se habla de evapotranspiración, necesariamente se debe pensar en el proceso de pérdida de agua que involucra tanto al suelo (evaporación) como a la vegetación que eventualmente lo cubra (transpiración). También lo está que todos los factores que intervienen en la evaporación y en la transpiración influirán en la evapotranspiración.

De acuerdo a lo anterior, no es incorrecto pensar que las metodologías para hallar tasas de evapotranspiración están íntimamente ligadas a aquellas que sirven para calcular evaporación. De hecho, el fundamento físico de estas últimas es el mismo en el que se basan las estimaciones de pérdida de agua por

evapotranspiración. Esto se puede comprobar remitiéndose a las numerosas publicaciones que existen sobre el tema.

No es objetivo de este trabajo de grado explicar cada uno de los procedimientos para estimar evapotranspiración. Lo que si es procedente hacer, es mencionar algunos de ellos (o bien la mayoría) y suministrar la respectiva referencia bibliográfica (texto o página web) para que el lector, por curiosidad, realice las investigaciones del caso en el que desee profundizar.

1.3.1. Métodos para calcular evaporación desde una superficie libre de agua

- Balance hídrico. La idea de esta metodología, basada en el principio de conservación de la masa, es establecer una igualdad entre las entradas y salidas de agua en una zona particular. Desde el punto de vista teórico, este método es bastante aceptable; en cambio, desde el punto de vista práctico es inexacto, ya que se podría incurrir en errores de medición en las variables de entrada, salida y almacenamiento. Es más, no tendría aplicabilidad para intervalos de tiempo cortos (una semana o menos) en el caso de un embalse, por ejemplo (Vélez, 2000).
- Balance energético. Se basa en la cantidad de energía que se requiere para que el agua cambie de estado. Su fundamento depende del planteamiento de las ecuaciones de continuidad y de energía que consideran la evaporación desde un tanque circular, en el cual la tasa de evaporación se calcula midiendo la disminución del nivel de la superficie de agua. Este método requiere el cálculo de la radiación neta y del flujo de calor del suelo (estos términos se explican el Capítulo 3).
- Método aerodinámico. Relaciona la evaporación con los gradientes de humedad y velocidad del viento, pues, por una parte, el vapor tenderá a pasar por

puntos de mayor contenido de humedad a puntos con menor contenido, y por otro, la turbulencia del aire facilita la evaporación (Custodio y Llamas, 1996).

- Método combinado aerodinámico y de balance de energía. Este método, por ser el más completo para calcular evaporación, merece ser explicado en detalle. El siguiente fundamento teórico tiene como referencia el texto de V. T. Chow y se puede consultar en el mismo, página 89:

Cuando existen limitaciones en cuanto al suministro de energía y en cuanto al transporte de vapor, es necesario utilizar el método combinado aerodinámico y de balance de energía.

Este método parte de la relación de proporcionalidad de Bowen:

$$\beta \dot{m}_v l_v = H_s \quad (1.6)$$

donde:

H_s campo de flujo de calor sensible, y

$l_v \dot{m}_v$ campo de flujo de calor de vapor.

La ecuación de balance de energía para evaporación con campo de flujo de calor $G = 0$ puede escribirse como:

$$R_n = l_v \dot{m}_v (1 + \beta) \quad (1.7)$$

y utilizando las ecuaciones para transporte de vapor y calor:

$$\dot{m}_v = -\rho_a K_w \frac{dq_v}{dz} \quad (1.8)$$

$$H_s = -\rho_a C_p K_h \frac{dT}{dz} \quad (1.9)$$

en las que C_p es el calor específico a presión constante y K_h es la difusividad de calor. Utilizando mediciones de q_v y T hechas en dos niveles z_1 y z_2 y suponiendo que la tasa de transporte es constante entre estos dos niveles, se realiza la división:

$$H_s = \frac{C_p K_h (T_2 - T_1)}{K_w (q_{v2} - q_{v1})} * \dot{m}_v$$

entonces:

$$\beta = \frac{C_p K_h p (T_2 - T_1)}{0.622 l_v K_w (e_2 - e_1)} \quad (1.10)$$

ó

$$\beta = \gamma \left(\frac{T_2 - T_1}{e_2 - e_1} \right) \quad (1.11)$$

donde γ es la constante psicrométrica.

Como $K_h/K_w = 1$ (Priestley y Taylor, 1972) y suponiendo que los niveles 1 y 2 se toman en la superficie de evaporación y en la corriente de aire por encima de ésta, respectivamente, puede demostrarse que la tasa de evaporación E_r que se calcula de la tasa de radiación neta y la tasa de evaporación que se establece utilizando los métodos aerodinámicos se combinan para dar un valor estimado ponderado de evaporación E por:

$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \quad (1.12)$$

donde Δ es el gradiente de la curva de presión de vapor de saturación a una temperatura del aire T_a . La Ecuación 1.13 es la ecuación básica del método de combinación para calcular evaporación y fue desarrollada inicialmente por Penman (1948).

- Extrapolación a partir de mediciones de tanques. La evaporación se calcula evaluando la diferencia entre los niveles del agua en el tanque en días sucesivos, teniendo en cuenta las precipitaciones durante el período considerado. El valor de evaporación diaria obtenido del tanque deberá ajustarse para tener en cuenta las ganancias o pérdidas de calor a través de las paredes y el fondo. En estaciones y climas húmedos, la temperatura del agua en el tanque es superior a la temperatura del aire, y el coeficiente del tanque puede ser 0.8 o mayor. En estaciones secas y zonas áridas, la temperatura del agua en el tanque es menor que la temperatura del aire, y el coeficiente puede ser 0.6 o menor. Si las temperaturas del agua y del aire son iguales se usa un coeficiente de 0.7.

La evaporación desde superficies libres de agua también puede calcularse a partir de ecuaciones semi-empíricas. Éstas se pueden encontrar en el texto de Custodio y Llamas, página 319. A continuación se nombran algunas.

- Fórmulas basadas en la ley de Dalton
 - Fórmula de Fitzgerald (1886)
 - Fórmula de Meyer (1915)
 - Fórmula de Lungeon (1928)
 - Fórmula de Rohwer (1931)

- Fórmula de los servicios hidrológicos de la U.R.S.S.
 - Fórmulas en las que no interviene el término e (presión de vapor de saturación). La fórmula más representativa de este grupo es la de Penman que se presentó en la sección 1.3.1.4. (Ecuación 1.13).

1.3.2 Métodos para estimar la transpiración

Los procedimientos para medir la transpiración, dada la dificultad para separarla de la evaporación física, en superficies naturales cubiertas con vegetación, son generalmente de laboratorio (Custodio y Llamas, 1996). En realidad, existen algunos que tratan de demostrar la influencia de la densidad estomática de la hoja colocando una campana de vidrio en la parte superior e inferior de la misma. Otro método, por ejemplo, plantea medir el cambio paulatino de peso de una planta cortada hasta que se marchite.

Existen también ciertos dispositivos llamados fitómetros que son grandes recipientes rellenos de suelo, sobre el que se planta alguna especie vegetal. La idea es que el suelo se proteja contra la evaporación, de modo que toda la humedad desprendida provenga de transpiración y ésta se determina por pesadas sucesivas.

1.3.3 Métodos para estimar evapotranspiración

La evapotranspiración como tal, se debe estimar más no se puede medir, a no ser que se cuente con dispositivos que provean resultados directos tales como evapotranspirómetros y lisímetros. La siguiente clasificación, realizada por Custodio y Llamas (1996), ofrece una idea de los métodos empleados para obtener datos de evapotranspiración:

Métodos basados en física teórica del microclima:

- Balance de Energía
 - Método Aerodinámico
 - Perfiles de humedad y velocidad del viento
 - Flujo Turbulento de Humedad
 - Fórmulas semiempíricas o combinadas
- Medidas directas:
- Evapotranspirómetro
 - Lisímetros
 - Parcelas y cuencas experimentales
 - Perfiles de humedad del suelo

Métodos empíricos:

- Correlación entre medidas de evaporación en estanques y evapotranspiración en lisímetros
- Ecuación de Turc
- Ecuación de Thornthwaite
- Ecuación de Blaney-Criddle
- Ecuación de Makkink

El fundamento teórico de los métodos anteriores se encuentra en el texto de los autores mencionados, páginas 324 a 338. Además, existen otros procedimientos en los cuales se basan los cálculos de la evaporación, que pueden ser consultados en Balances Hidrológicos de Colombia, páginas 59 a 83 (Vélez *et al.*, 2000):

- Ley de Dalton
- Ecuación de Turc Modificado
- Ecuación Coutagne

- Ecuación de Cenicafé
- Ecuación de García y López
- Ecuación de Meyer
- Zonas de Vida o método de Holdridge
- Ecuación de Penman – Monteith
- Ecuación de Budyko
- Hipótesis de Bouchet
- Método de Morton
- Método de modelo hidrológico de tanques

De este modo, se ha presentado información, a nivel introductorio, que permita conocer algunos aspectos del proceso evapotranspirativo en su concepción genérica. También se han nombrado procedimientos y formulaciones que, de acuerdo a su alcance físico y matemático, generarán valores de tasas de evapotranspiración. Para estimar valores puntuales de evapotranspiración, algunos autores en los últimos 60 años, se han preocupado por desarrollar métodos de diferente índole y alcance. Ahora se habla de dos definiciones que permiten tratar de otra manera el concepto general de evapotranspiración: *evapotranspiración potencial y evapotranspiración real*.

1.4 EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL Y EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL

La evapotranspiración potencial, ETP, tiene lugar cuando existen condiciones óptimas de desarrollo vegetal y cuando la humedad del suelo está a la capacidad de campo. Por el contrario, la evapotranspiración real, ETR, es la que se produce realmente en las condiciones existentes en cada caso particular. Es evidente que $ETR \leq ETP$. Serán iguales siempre que la humedad del suelo sea óptima y que exista un buen desarrollo vegetal.

Existen numerosos enfoques para estimar la ETR y la ETP, ninguno de los cuales se puede aplicar a todos los propósitos. El tipo de datos necesarios depende del uso que se persiga. En algunos estudios hidrológicos se necesita la evapotranspiración media de la cuenca, mientras que en otros casos hay interés en el uso del agua por una plantación particular. Es importante que las versiones del modelo particular que se esté utilizando sean identificadas claramente junto con una indicación cuidadosa de cualquier suposición realizada (por ejemplo funciones termodinámicas, meteorológicas y otras que puedan ser calculadas de manera alternativa).

Algunos autores estudiaron factores importantes de la planta, como la resistencia estomática y la resistencia del dosel¹ las cuales están incluidas en la ecuación Penman Combinada, como una función del medio ambiente y factores específicos de la planta. Un gran avance en el modelamiento de la evapotranspiración real es el trabajo de Jarvis (1976), en el cual la resistencia del dosel es descrita como una función de las variables ambientales así como el estado de agua en el cultivo que está relacionado a la disponibilidad de humedad del suelo.

A continuación, se presentan valores típicos de evapotranspiración encontrados a partir de estudios realizados en tres climas diferentes.

¹ El término dosel se refiere a la capa más superficial de la cobertura vegetal existente en un área determinada.

Tabla 3. Valores globales (mm) de precipitación anual y datos de evaporación para tres climas diferentes

Cantidades Anuales	Tropical Húmedo (Singapur)	Árido (Irak)	Templado Húmedo (Países Bajos)
Precipitación, P	2500	150	750
Evaporación desde una lámina de agua, E_0	1500	2250	650
ETP	1400	1800	525
ETR	1200	100	450

De Laat 2001.

Como se puede observar, las diferencias entre ETP y ETR no son nada despreciables. La ETP no representa un valor en el que se pueda confiar para estudiar el balance hídrico, ya que las condiciones ideales, en las cuales se basa, y que en la mayoría de los casos nunca se presentan, funcionan en todo el mundo. En el caso de Irak, por ejemplo, es difícil concebir la idea de que este tipo de evapotranspiración resulte mayor que la precipitación.

2. EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL Y REAL, DEFINICIÓN Y PROCEDIMIENTOS DE ESTIMACIÓN

El concepto de evapotranspiración real está ligado al de evapotranspiración potencial. Sus respectivos fundamentos físico–teóricos son similares y, dado el alcance de este estudio continuamente se utilizarán estos términos en el desarrollo del mismo. Este Capítulo abarca la definición de evapotranspiración potencial, ETP, y real, ETR, además de algunas metodologías para sus estimaciones respectivas.

2.1 EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL

Al estudiar el balance hídrico de un área de drenaje, el interés principal es determinar las pérdidas de agua totales (o evapotranspiración), la evaporación, desde superficies de agua, suelo, nieve, hielo y de cualquier otra superficie, más la transpiración. El *uso consuntivo* es la evaporación total de un área más el agua utilizada directamente por las plantas (Linsley et al, 1994). Partiendo de lo anterior, se introduce el término evapotranspiración potencial, ETP.

Thornthwaite (1948) denominó evapotranspiración potencial como “la pérdida de agua que ocurriría si en ningún momento existiera una deficiencia de la misma en el suelo para uso de la vegetación”. A partir de ese momento se ha encontrado que la evapotranspiración depende de la densidad de cobertura y de su estado de desarrollo. Para que sea útil, la evapotranspiración potencial debe ser independiente de la naturaleza y condición de la superficie, excepto a la disponibilidad de humedad, o debe estar definida en términos de una superficie particular. Penman (1956) sugirió que la definición original se debía modificar para incluir que la superficie estuviera totalmente cubierta por vegetación verde. Así pues, la evapotranspiración tal como fue definida por Thornthwaite, se aproxima a la evaporación de agua libre siempre y cuando haya una cobertura vegetal completa y que los efectos de los factores

meteorológicos en las dos superficies sean lo suficientemente parecidos para que se conviertan de la misma manera en evapotranspiración efectiva.

2.1.1 Factores que afectan la evapotranspiración potencial. La evaporación o evapotranspiración potencial es afectada por factores que, a su vez, son determinados por la superficie de evaporación y por las condiciones atmosféricas (de Laat, 2001). La siguiente relación de factores ofrece un enfoque más físico y se incluye aquí para comprender que el concepto de evapotranspiración es único. Las denominaciones evapotranspiración potencial y evapotranspiración real existen con el objeto de lograr una cuantificación del fenómeno.

Para una superficie de evaporación consistente en un suelo libre de vegetación o una superficie libre de agua los factores son:

- Coeficiente de reflexión (albedo)
- Rugosidad de la superficie
- Capacidad de almacenamiento de calor

Si, en cambio, se tiene una superficie con una vegetación específica, dos factores entran en juego:

- Cobertura del suelo
- Resistencia del cultivo

Las condiciones atmosféricas que afectan la evapotranspiración potencial son:

- Temperatura
- Velocidad del viento
- Humedad relativa
- Radiación solar

Estos parámetros se explicarán en detalle en el Capítulo 3. La lista anterior no difiere demasiado con la Tabla 1 del Capítulo anterior. Es más, cuando se hace un balance hídrico en una cuenca el término evaporación es comúnmente

asociado con valores de evapotranspiración potencial. Tratar de modelar la naturaleza es una labor heroica y requiere de altas dosis de experiencia y criterio por parte del hidrólogo.

2.1.2 Metodologías de estimación de evapotranspiración potencial. Los métodos para calcular la evapotranspiración potencial, ETP, varían en cuanto al requerimiento de datos desde los más simples (empíricos), requiriendo sólo información sobre temperaturas promedios mensuales, hasta los más complejos (físicos) requiriendo datos diarios de temperatura máxima y mínima, radiación solar, humedad y velocidad del viento.

Método de un paso.

Este método calcula directamente la evapotranspiración potencial utilizando la ecuación Penman–Monteith (1965). Esta aproximación requiere datos de resistencia del cultivo, los cuales no están generalmente a la mano (de Laar, 2001).

$$ET = \frac{C}{L} * \frac{sR_N + c_p \rho_a (e_a - e_d) / r_a}{s + \gamma(1 + r_c / r_a)} \quad (2.1)$$

donde

C constante para convertir kg m^{-2} a mm día^{-1} ($C = 86400$),

L calor latente de vaporización ($L = 2.45 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$),

s pendiente de la curva temperatura – presión de vapor de saturación [kPa K^{-1}],

RN radiación neta en la superficie terrestre [W m^{-2}],

c_p calor específico del aire a presión constante ($c_p = 1004.6 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$),

ρ_a densidad del aire ($\rho_a = 1.2047 \text{ kg m}^{-3}$ a nivel del mar),

e_d presión de vapor real del aire a 2 m de altura [kPa],

e_a presión de vapor de saturación para temperatura del aire a 2 m de altura [kPa],

γ constante psicrométrica ($\gamma = 0.067 \text{ kPa K}^{-1}$ a nivel del mar),

r_a resistencia aerodinámica [s m^{-1}],

r_c resistencia del cultivo [s m^{-1}].

Se debe anotar que r_c no puede ser medido directamente, es más, se sugiere que se obtenga de la fórmula de Penman-Monteith (Ecuación 2.1) en la cual ET se obtiene de, por ejemplo, el balance de agua de un lisímetro. Para la aplicación de la Ecuación 2.1 se necesita conocer r_a , el cual es difícil de estimar. Para un pasto corto se puede utilizar la siguiente ecuación:

$$r_a = \frac{208}{U_2} \quad (2.2)$$

Método de dos pasos.

El método calcula la evapotranspiración potencial del cultivo con la siguiente ecuación:

$$ET_{pot} = k_c * ET_{ref} \quad (2.3)$$

donde k_c es el factor de cultivo y ET_{ref} es la evaporación de referencia. La tasa de evapotranspiración es determinada por la superficie evaporativa (tipo de uso de la tierra) y por las condiciones atmosféricas. En la Ecuación 2.2 el coeficiente empírico de cultivo representa las condiciones en la superficie y la evaporación de referencia representa las condiciones del clima. En algunos manuales y publicaciones, los coeficientes de cultivo están tabulados con relación a una ET_{ref} particular. La evaporación de referencia es frecuentemente asumida como la evaporación de una superficie abierta de

agua, E_o , sin tener en cuenta el almacenamiento de calor. Esta evaporación se calcula con la ecuación original de Penman (1948):

$$E_o = \frac{C}{L} * \frac{sR_N + c_p \rho_a (e_a - e_d) / r_a}{s + \gamma} \quad (2.4)$$

La Ecuación 2.3 ha encontrado bastante aceptación a nivel mundial ya que posee un gran fundamento físico. Para su aplicación requiere los siguientes datos meteorológicos:

T_{\min} , T_{\max} : temperaturas del aire mínima y máxima ($^{\circ}\text{C}$), o, si no están disponibles, la temperatura media, T_a .

RH: humedad relativa.

U_2 : velocidad del viento (m/s).

RN: radiación neta (W m^{-2}) o la duración relativa del brillo solar, n/N.

Los datos anteriores se refieren a valores medios diarios y se aplican para una altura de 2 m sobre la superficie del suelo.

2.1.3 Evapotranspiración potencial de referencia. La evaporación, ó evapotranspiración potencial, de referencia se puede obtener mediante los siguientes métodos:

FAO Penman Modificado.

La evaporación de referencia se define como “la tasa de evaporación desde una superficie extensa de pasto verde de 8 a 15 cm de altura uniforme, que proporcione sombra a la totalidad del suelo que cubre y que no tenga racionamiento de agua”.

La fórmula FAO Penman Modificado es en esencia la ecuación de Penman para una superficie libre de agua, donde el albedo par el cálculo de la radiación neta de onda corta, $(1-r)R_s$, ha sido de $r = 0.25$, la función de viento ha sido adaptada para un pasto corto y un factor de corrección se adicionó para tratar

de ajustar la fórmula a las condiciones reales que se alejan de las condiciones estándar. Esta ecuación es:

$$ET_{ref} = c \left[\frac{s}{s + \gamma} R^*_N + \frac{\gamma}{s + \gamma} 2.7 f(U)(e_a - e_d) \right] \quad (2.5)$$

donde

ET_{ref} evaporación de referencia FAO Penman Modificado [mm d^{-1}],

c factor de ajuste,

R^*_N radiación neta de evaporación equivalente en mm día^{-1} ($R^*_N \approx CRN/L$),

$f(U)$ función de viento; $f(U) = 1 + 0.864U^2$.

En el caso de vientos moderados, una humedad máxima (de noche) de aproximadamente el 70% y una relación de viento día-noche de 1.5 a 2, el factor de ajuste, c , es igual a 1.

FAO Penman–Monteith.

Este método resulta conveniente si se conoce la resistencia del cultivo (método de un paso), pero podría ser usado para estimar la evaporación del cultivo de referencia en el método de dos pasos. Para una mejor comprensión de este concepto ver Capítulo 3, numeral 3.1.2.

La diferencia principal entre la ecuación Penman Modificado y la aproximación Penman–Monteith radica en que el primer método no involucra la resistencia del cultivo y utiliza una función de viento diferente (Ecuación 2.2). Comparando los dos métodos se deduce que la evaporación de referencia calculada con el método Penman Modificado es mayor que la calculada con la ecuación Penman-Monteith. De hecho, la ecuación Penman-Monteith requiere el uso de factores nuevos de cultivo y si éstos no están disponibles, Penman–Monteith no se puede usar como método de Dos Pasos.

Método de la Radiación.

El flujo de evapotranspiración desde un pasto, con suministro suficiente de agua, es ampliamente influenciado por la energía de radiación disponible. Makkink (1957) encontró que el déficit de saturación del aire y la velocidad del viento eran relativamente factores sin importancia en la ecuación de Penman. La ecuación de Makkink es basada en datos de radiación global y temperatura únicamente. Despreciando el almacenamiento de calor debajo de la superficie, una versión de la ecuación de Makkink para la evaporación de referencia es:

$$ET_{MAKKINK} = CC_M \frac{s}{s + \gamma} \frac{R_s}{L} \quad (2.6)$$

siendo CC_M una constante. Los otros parámetros se definieron con anterioridad. Si CC_M se hace igual a 0.18 y se reemplaza en la ecuación 2.5 se puede obtener la evaporación desde una superficie libre de agua.

Métodos de Temperatura.

Los métodos de Blaney-Criddle y Thornthwaite tienen aplicación si el único dato disponible es la media mensual de temperatura del aire. Estos métodos fueron desarrollados en Estados Unidos para estimar el uso mensual de agua para un cultivo determinado.

Blaney y Criddle (1950) recomendaron la siguiente fórmula, en unidades SI, para estimar el uso consuntivo temporal:

$$ET_{B\&C} = K_p (0.475 T_a + 8.13) \quad (2.7)$$

donde

$ET_{B\&C}$ evapotranspiración potencial en mm/mes,

K coeficiente de cultivo,

p porcentaje mensual de horas sol en el año,

T_a temperatura del aire media mensual diaria (24 horas) en °C.

Se debe tener especial cuidado al aplicar esta fórmula en regiones ecuatoriales con temperaturas constantes, islas pequeñas y regiones costeras, grandes altitudes y en climas con una amplia variabilidad de duración del brillo solar. Bajo estas circunstancias es preferible utilizar el método de radiación, aún cuando los datos de radiación hayan sido obtenidos de mapas globales.

Tanques de Evaporación.

En algunas estaciones meteorológicas la evaporación desde un pequeño cuerpo de agua, un tanque de evaporación, es monitoreada. Diferentes tipos de tanques se pueden utilizar, como tanques hundidos, tanques flotantes y tanques superficiales. Aunque los hundidos y los flotantes tienen diferentes ventajas (por ejemplo un mínimo intercambio de calor a través de las paredes), el uso del tanque superficial es más popular debido a las facilidades de operación. La evaporación anual de un lago cercano es aproximadamente 0.7 veces la observada desde un tanque. Este factor de 0.7 se conoce como el coeficiente de tanque y su valor varía de acuerdo a las diferentes regiones climáticas entre 0.67 y 0.81. Las tasas más grandes de evaporación ocurren debido a la energía extra que es recibida desde los lados del tanque que están expuestos al sol. Es más, el déficit de presión de vapor así como la temperatura del aire sobre el tanque son generalmente mayores que encima del lago. Otro factor importante es la mayor rugosidad en el sitio de la estación en comparación con la superficie del lago. Además, las diferencias entre las capacidades de almacenamiento de calor entre el tanque y el lago podrían producir importantes variaciones en los coeficientes de tanque cuando se consideran períodos cortos de tiempo. Por estas razones el método del tanque de evaporación no es precisamente el más adecuado. Desde luego se debe considerar que los datos proporcionados por este dispositivo están afectados

por deficiencias de operación y mantenimiento, pérdidas de agua debido a las aves, crecimiento de algas, etc.

La evaporación de referencia se puede calcular con la siguiente expresión:

$$ET_{ref} = k_{tanque} E_{tanque} \quad (2.8)$$

donde el coeficiente de tanque, k , se debe encontrar con relación al tipo de tanque, la localización y la información general sobre velocidad del viento y humedad relativa (FAO-ID24).

2.1.4 Estado del arte sobre estimación de evapotranspiración potencial en la Cuenca Superior del Río Lebrija. Mendoza y Sandoval (2002) realizaron un estudio de oferta hídrica para la cuenca y en el desarrollo de su documento final obtuvieron valores de evapotranspiración para los cuales se utilizaron datos climatológicos de estaciones de la CDMB y del IDEAM (ver Tabla 4). Para efectos del manejo de estos datos, definieron el período de interés para su proyecto entre los años 1986 a 2000 para todas las estaciones.

Los autores mencionados encontraron que las variables presentaron datos faltantes en su mayoría menor del 20% (véase Tabla 5), y optaron por utilizar los valores medios para completar sus series, además, la dispersión en los parámetros fue pequeña, permitiendo la aplicación de la metodología anterior.

Tabla 4. Estaciones climatológicas utilizadas para el estudio de oferta hídrica en la Cuenca Superior del Río Lebrija.

ESTACIONES IDEAM							
NOMBRE	TIPO	MPIO	ALT	LOCALIZACIÓN			
				LAT(N)	LON(W)	N	E
BERLÍN	CO	Tona	3214	07°11'	72°52'	1286700	1133000
LLANO GRANDE	CO	Girón	777	06°58'	73°11'	1269700	1101500
VIVERO SURATÁ	CO	Suratá	1725	07°21'	73°00'	1306100	1120400
UIS	CP	B/manga	1018	07°08'	73°07'	1281632.7	1105933
TONA	PM	Tona	1910	07°12'	72°58'	1287782.7	1123078

ESTACIONES CDMB							
NOMBRE	TIPO	MPIO	ALT	LOCALIZACIÓN			
				LAT(N)	LON(W)	N	E
CHARTA	CO	Charta	1935	07°17'	72°58'	1297072.9	1122280.61
EL GRAMAL	CO	Tona	2350	07°12'	72°56'	1289534.9	1125721.48
EL RASGÓN	CO	P/cuesta	1750	07°02'	72°59'	1270294	1119912.75
LA ESPERANZA	CP	F/blanca	1020	07°04'	73°04'	1273581.6	1111228.36
CO Climatológica Ordinaria							
CP Climatológica Principal							
PM Pluviométrica							

Mendoza y Sandoval, (2002).

Tabla 5. Porcentaje de datos existentes de las variables analizadas en las estaciones utilizadas para el estudio de oferta hídrica en la Cuenca Superior del Río Lebrija entre 1986 y 2000.

ESTACIONES IDEAM						
NOMBRE	VARIABLE					
	Brillo Solar	Tanque Evap.	Humedad Relat.	Precipitación	Recorrido del viento	Temperatura
BERLÍN	100%	100%	91%	97%	97%	99%
LLANO GRANDE	0%	0%	74%	94%	0%	86%
VIVERO SURATÁ	100%	100%	99%	99%	93%	100%
UIS	100%	100%	91%	93%	100%	93%

ESTACIONES CDMB						
NOMBRE	VARIABLE					
	Brillo Solar	Tanque Evap.	Humedad Relat.	Precipitación	Recorrido del viento	Temperatura
CHARTA	79%	86%	86%	80%	88%	86%
EL GRAMAL	74%	67%	34%	81%	< 10%	67%
EL RASGÓN	69%	85%	81%	84%	< 10%	87%
LA ESPERANZA	78%	95%	66%	94%	97%	96%

Mendoza y Sandoval, (2002).

Métodos utilizados para la estimación de Evapotranspiración Potencial y Real.

Las fuentes de información empleadas para la estimación de la evaporación fueron las variables referidas en la Tabla 5. Las fórmulas utilizadas para el estudio se escogieron basadas en los trabajos: Estimación de la Evaporación en Colombia (Barco y Cuartas, 1998) y Estudio Comparativo de Fórmulas de Evapotranspiración Potencial en Colombia (Castro y Guzmán, 1985). (Ver Tabla 6).

Luego de haber analizado las fórmulas para la estimación de evapotranspiración en los estudios anteriormente mencionados y sus respectivos resultados, Mendoza y Sandoval relacionan la confiabilidad de cada fórmula, tomándola como parámetro para su utilización. De igual forma, muestran el tipo particular de estimación y las variables necesarias para el cálculo de cada una de ellas.

Estimación de la Evapotranspiración.

Para escoger la mejor fórmula de estimación de evapotranspiración potencial, para cada una de las estaciones, los autores mencionados realizaron comparaciones entre los datos directos de evaporación de tanque (EV) y los datos estimados de evapotranspiración potencial, para lo cual tuvieron en cuenta el índice estacional, el coeficiente de correlación y la relación porcentual². Después de escoger la fórmula de ETP más recomendable, aplicaron la fórmula de Budyko para estimar la ETR. Esta ecuación se explicará en las páginas siguientes.

Según las metodologías de evaluación adoptadas anteriormente, las fórmulas consideradas como las más adecuadas para estimar la evapotranspiración potencial dentro de la cuenca son presentadas en la Tabla 7.

² Ver explicación de estos procedimientos en Un Estudio de Oferta Hídrica en la Cuenca Superior del Río Lebrija, numeral 5.1. página 51 (Mendoza y Sandoval, 2001).

Tabla 6. Fórmulas para el cálculo de evapotranspiración.

ECUACIÓN	Tipo de estimación	Período considerado	Variables	Resultados en otras zonas tropicales
1 Turc	Real	mm/año	Temperatura, Precipitación.	Confiables
2 Turc Modificado *	Potencial	mm/mes	Radiación, Temp. Hum. relativa.	Confiables
3 Coutagne	Real	m/año	Temperatura, Precipitación.	Poco confiables
4 Thornthwaite *	Potencial	mm/día	Temperatura.	Comportamiento no muy bueno
5 Christiansen *	Potencial	mm/mes	Radiación solar extraterrestre, Humedad relativa, Vel del viento, Temperatura, Elevación.	Buenos, aunque con poca información
6 García y López *	Potencial	mm/día	Temperatura, Humedad relativa.	Confiables, fue desarrollada para el trópico
7 Blaney y Criddle	Potencial	mm/mes	Coef de cultivo, Temp., %de horas de brillo solar mensual con respecto al año.	Comportamiento pobre, es más utilizado por Agrónomos
8 Penman *	Potencial	mm/día	Presión atmosférica, Coef. psicométrico, Rad. extraterrestre, Durac. de la insolación, Rad. del cuerpo negro, Presión de vapor , Temp., Vel. del viento.	Buenos, a pesar de la falta de información
9 Cenicafé *	Potencial	mm/día	Elevación	Confiables
10 Meyer	Potencial	cm/mes	Presión de vapor , Coeficiente empírico, Velocidad del viento a 10 m de altura.	Poco confiables
11 Zonas de Vida *	Real	mm/año	Temperatura, Latitud, Precipitación	Confiables
12 Budyko **	Real		ETP, Precipitación	Confiables
* Ecuaciones de estimación de ET utilizadas en el estudio				
** Ecuación para estimar ETR partiendo de las ecuaciones seleccionadas que estiman ETP				

Mendoza y Sandoval, (2002)

Tabla 7. Fórmulas a utilizar para estimar ETP (Mendoza y Sandoval, 2002)

Estación	Fórmula a utilizar
Berlín	Christiansen
Charta	Christiansen
La Esperanza	Penman
Llano Grande	García y López
UIS	Penman
Vivero Suratá	Christiansen

Mendoza y Sandoval, (2002)

La fórmula de Thornthwaite la utilizaron para las estaciones de El Gramal y El Rasgón debido a la ausencia de información climatológica que permitiera la aplicación de las fórmulas que presentaron un mejor comportamiento en las demás estaciones de la cuenca. Además, argumentan que la temperatura como única variable para la estimación de la evapotranspiración, hace poco confiable dicha estimación.

Como el objetivo principal era hallar valores de oferta hídrica, utilizaron estas estimaciones de ETR (fórmula de Budyko) y con la precipitación mensual multianual reemplazaron en la fórmula de balance a largo plazo obteniendo valores de escorrentía en mm/mes.

2.2 EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL

En esta parte se abordará el concepto de evapotranspiración real enfocado principalmente a las necesidades de agua de una plantación particular (uso consuntivo). También se explicarán a fondo dos metodologías de estimación que requieren datos de contenido de humedad en el suelo, período vegetativo de la plantación, características fisiológicas de la planta y coeficientes apropiados de ajuste de valores de evaporación. La idea principal es mejorar

los datos obtenidos en estudios precedentes en la Cuenca Superior del Río Lebrija.

2.2.1 Definición de evapotranspiración real. Como se ha citado anteriormente, la evapotranspiración real, ETR, es la “verdadera cantidad aproximada” de vapor de agua que, en primer lugar, se evapora desde la superficie de suelo y, en segundo lugar, que se transpira a través de los estomas de las hojas de las plantas. Aunque estos subprocesos no son necesariamente simultáneos, el enfoque que se dará en el presente documento es tratar la evapotranspiración real como una fracción de la evapotranspiración potencial mediante la inclusión de coeficientes que dependen del tipo de vegetación. No sobra decir que cuanto más confiables sean los valores de evapotranspiración potencial y más exactos sean los coeficientes de cultivo, más precisa será la estimación de ETR.

El principal factor que determina la evapotranspiración real es la humedad del suelo, el cual puede retener agua de acuerdo a su capacidad de retención específica de acuerdo al tipo de terreno. La humedad del suelo es generalmente alimentada por la infiltración, y constituye una reserva de agua a ser consumida por la evaporación del suelo y las plantas.

2.2.2 Métodos para estimar la evapotranspiración real. Es claro que la evapotranspiración es un fenómeno microclimático y será mayor la validez de los métodos en cuanto más consideren esta cuestión (Custodio y Llamas, 1996). Los métodos existentes para estimar evapotranspiración real varían en complejidad desde los más sencillos, Budyko por ejemplo, hasta los más elaborados, i.e. Penman-Monteith. El mejor método, sin embargo, sería aquel que recoja la mayoría de los parámetros climatológicos existentes en una zona determinada (precipitación, brillo solar, humedad, etc) y que, junto con la evapotranspiración potencial, genere valores en lo posible diarios de evapotranspiración real, sin descuidar las características propias del suelo del

sitio de la estimación. A continuación, se explicarán algunas metodologías que, a juicio de los autores, se podrían aplicar en la Cuenca Superior del Río Lebrija.

Ecuación de Budyko.

Como se mencionó en el numeral 2.2, Mendoza y Sandoval (2002) calcularon valores de evapotranspiración real con la ecuación de Budyko. El fundamento teórico resumido de esta metodología es el siguiente:

Budyko³ (1974), basado en un balance de masas y partiendo de estudios anteriores, notó que cuando la precipitación decrece, la escorrentía superficial también decrece, pero cuando la precipitación aumenta, el caudal tiende a un valor límite. Basado en el desarrollo matemático de las ecuaciones de *Scheiber* (1904),

$$ETR = P \left[1 - e^{-\frac{a}{P}} \right] \quad (2.9)$$

y de Dekop (1911),

$$ETR = ETP \tanh\left(\frac{P}{ETP}\right) \quad (2.10)$$

Budyko interpola las ecuaciones (2.9) y (2.10), proponiendo la media geométrica:

$$ETR = \sqrt{ETP P \tanh\left(\frac{P}{ETP}\right) \left(1 - \cosh\left(\frac{ETP}{P}\right) + \sinh\left(\frac{ETP}{P}\right)\right)} \quad (2.11)$$

³ Ver Balances Hidrológicos de Colombia, página 76

donde ETR es la evaporación real, P es la precipitación y ETP es la evaporación potencial en mm por el período considerado.

Como se ve, la ecuación de Budyko no involucra parámetros de tipo de vegetación ni de contenido de humedad del suelo, por esta razón es necesario recurrir a otras metodologías más precisas.

Ecuación de Turc.

Turc (1954) desarrolla una ecuación a partir de una familia de curvas de la forma $ETR = f(P,T)$ establecidas a partir de observaciones hechas en 254 cuencas situadas en todos los climas de la tierra, así:

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad \text{para } (P/L) > 0.316 \quad (2.12)$$

$$ETR = P \quad \text{para } (P/L) < 0.316 \quad (2.13)$$

donde ETR es la evapotranspiración real en mm/año, P es la precipitación del año considerado en mm, $L = 300 + 25T + 0.05T^3$ y T es la temperatura media anual en °C.

La ecuación de Turc efectivamente se podría utilizar para hallar valores de evapotranspiración en la cuenca pero su uso se descarta debido a que no tiene en cuenta las fluctuaciones mensuales de las variables climatológicas durante cualquier año de estudio.

Ecuación de Coutagne.

Esta ecuación ofrece una estimación de la evapotranspiración real en función de la precipitación y la temperatura.

$$ETR = P - \lambda P^2 \quad (2.14)$$

$$\lambda = \frac{1}{0.8 + 0.14T} \quad (2.15)$$

donde ETR es la evapotranspiración real en m/año, P es la precipitación en m, y T es la temperatura media anual en °C. La fórmula (3.6) solo es válida para valores de P comprendidos entre $1/8\lambda$ y $1/2\lambda$.

Al igual que la fórmula de Turc, se descarta su uso ya que no considera variaciones mensuales de precipitación y temperatura.

2.2.3 Estado del arte sobre la estimación de evapotranspiración real en la C.S.R.L. En la siguiente tabla se muestran los resultados obtenidos por Mendoza y Sandoval en cuanto a la estimación de valores de evapotranspiración potencial y real en la cuenca. Los valores están tabulados para cada una de las estaciones escogidas para su estudio y se encuentran en mm/mes.

Tabla 8. Valores mensuales multianuales de ETP y ETR para algunas estaciones de la cuenca.

Meses	Estación											
	Berlín		Charta		La Esperanza		Llano Grande		UIS		Vivero Suratá	
	ETP	ETR	ETP	ETR	ETP	ETR	ETP	ETR	ETP	ETR	ETP	ETR
Enero	81,75	15,5	62,59	42,59	90,63	63,38	135,7	40,78	102,32	59,94	86,41	29,45
Febrero	69,92	23,6	60,04	46,28	84,95	59,27	123,8	46,42	95,04	68,34	74,49	42,39
Marzo	76,55	34,6	67,19	54,7	97,97	79,64	138,3	82,12	109,37	83,56	83,03	55,3
Abril	64,72	47,6	54,28	50,56	95,46	69,27	130,4	74,4	104,44	75,99	67,58	60,07
Mayo	62,38	49,3	54,51	50,16	94,01	81,43	134,6	73,89	103,40	81,27	66,43	57,6
Junio	56,65	39,1	48,88	38,3	86,10	63,07	130	51,38	95,36	63,56	62,64	44,64
Julio	62,34	39,9	57,5	31,61	90,52	69,26	134,4	70	102,35	73,82	76,32	32,84
Agosto	66,91	47,9	59,39	45,43	91,01	63,71	134,5	66,25	103,56	62,64	74,67	50,66
Septiembre	67,28	54,4	55,15	50,27	90,84	73,04	130,5	79,06	101,36	76,76	70,23	59,7
Octubre	65,71	53,8	48,47	45,55	91,56	76,42	135,8	85,42	101,62	72,59	65,66	59,67
Noviembre	65,65	42,7	48,15	44,71	82,97	66,86	132,1	72,04	92,13	70,10	65,96	58,23
Diciembre	74,51	21,8	53,37	39,69	83,50	58,46	136,5	30,7	93,72	56,78	72,35	39

Mendoza y Sandoval, (2002).

En el siguiente Capítulo se explicará otra metodología para hallar evapotranspiración real que hasta el momento no ha sido usada en la Cuenca Superior del Río Lebrija.

3. METODOLOGÍA DE ESTIMACIÓN DE EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL APLICABLE A LA CUENCA SUPERIOR DEL RÍO LEBRIJA

En este Capítulo se expondrá un procedimiento para estimar valores de evapotranspiración real que se basa principalmente en relacionar la evapotranspiración potencial con parámetros referentes a características propias de la vegetación y el tipo de suelo. Aquí entra en juego el aporte del presente estudio que, como se ha dicho, busca mejorar los procedimientos anteriores aplicados en la cuenca.

El procedimiento que se escogió para estimar evapotranspiración en la cuenca fue una adaptación de la teoría que se encuentra en un documento publicado en Internet por la FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations) titulado “Crop evapotranspiration –Guidelines for computing crop water requirements –FAO Irrigation and drainage paper 56” (Allen *et al.*, 1998). Esta metodología busca, en primer lugar, estimar una evapotranspiración de referencia y, en segundo lugar, utilizar coeficientes apropiados para lograr una aproximación válida a lo que sería la evapotranspiración real. El procedimiento explica tres diferentes maneras de enfocar el concepto de evapotranspiración. La primera consiste en calcular una evapotranspiración de referencia, ET_o , para un cultivo hipotético en condiciones teóricas predeterminadas; la segunda propone estimar una evapotranspiración bajo condiciones estándar ambientales y de manejo, ET_c ; y la tercera sugiere estimar una evapotranspiración bajo condiciones no estándar en cuanto al uso real de la tierra en condiciones extremas (ET_c adj).

3.1. CONCEPTOS PRELIMINARES

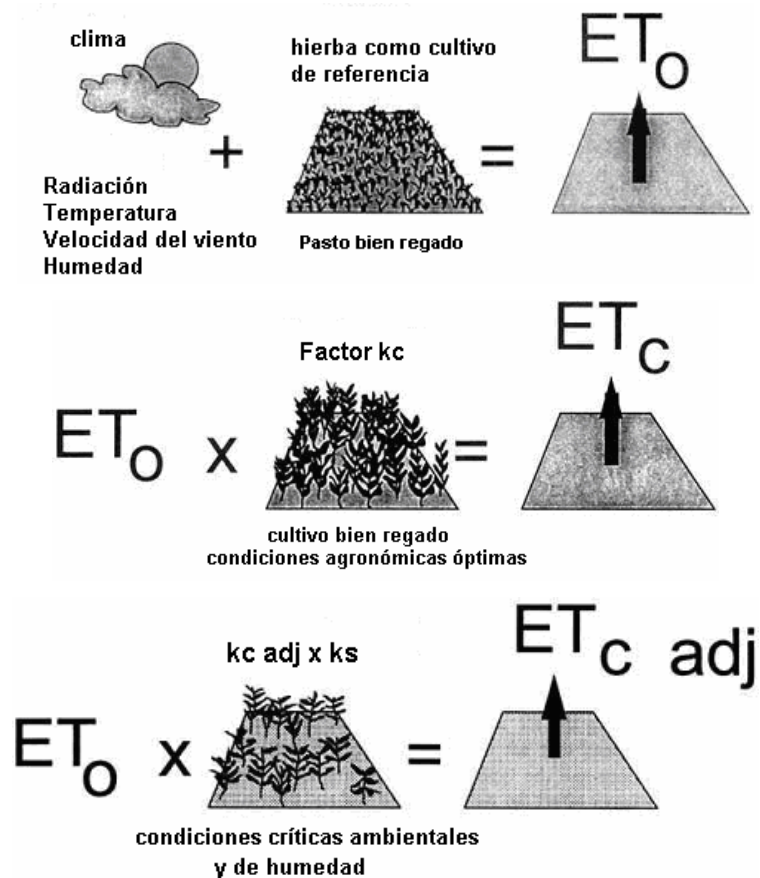
Para comprender el alcance de la metodología propuesta por la FAO, es importante hacer claridad entre los tipos de evapotranspiración a los cuales se refiere. ETo es un parámetro climático que expresa el poder evaporante de la atmósfera. ETc denota la evapotranspiración que ocurre en campos muy bien manejados, suficientemente extensos, bien regados y que en ellos se alcance la máxima producción esperada de los cultivos bajo las condiciones climáticas existentes. Debido al manejo inadecuado que se le da al cultivo y a las restricciones ambientales que afectan su normal crecimiento y limitan la evapotranspiración, ETc bajo condiciones estándar generalmente requiere una corrección para así obtener ETc adj. La Figura 3 muestra los tipos de evapotranspiración que maneja la terminología FAO.

3.1.1 Factores que influyen en la evapotranspiración. Como se consignó en los Capítulos 1 y 2, la evapotranspiración es afectada por parámetros climáticos y características propias de los cultivos. Para la FAO, existe una tercera condición que resulta fundamental cuando se requieren realizar estimaciones de tasas de evapotranspiración: las condiciones ambientales y de manejo del cultivo (ver Figura 4).

3.1.1.1. Parámetros climáticos

Los principales parámetros climáticos que afectan la evapotranspiración son la radiación solar, la temperatura del aire, la humedad y la velocidad del viento. Varios procedimientos han sido desarrollados con el fin de evaluar la tasa de evapotranspiración a partir de estos parámetros.

Figura 3. Evapotranspiración de referencia (ET₀), evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ET_c), y no estándar (ET_{c adj})

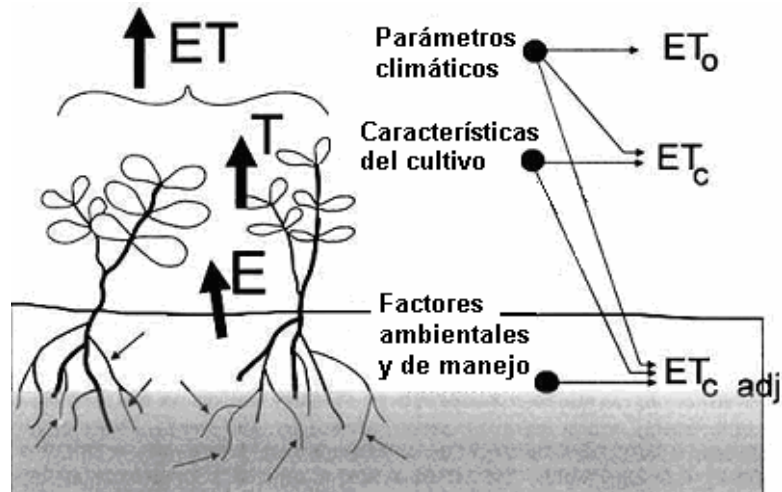


Tomada de Documento FAO

3.1.1.2. Factores de cultivo

El tipo de cultivo, su variedad y la etapa de desarrollo indiscutiblemente se deben considerar cuando se estima la evapotranspiración de cultivos que crecen en campos extensos y con buenas prácticas de manejo. Las diferencias en cuanto a la resistencia a la transpiración, altura y rugosidad del cultivo, reflexión, cobertura del suelo y características radiculares hacen que se presenten diferentes niveles de evapotranspiración para diferentes tipos de cultivos bajo idénticas condiciones ambientales.

Figura 4. Factores que afectan la evapotranspiración con referencia a la terminología FAO



Tomada de Documento FAO

3.1.1.3 Condiciones ambientales y de manejo

Factores tales como salinidad del suelo, escasa fertilidad de la tierra, aplicación inadecuada de fertilizantes, presencia de horizontes duros e impenetrables, ausencia de control de enfermedades y plagas, y pobre manejo del suelo pueden limitar el desarrollo del cultivo y reducir la evapotranspiración. Otros factores a considerar cuando se estima la evapotranspiración son la cobertura vegetal, la densidad de plantación y el contenido de agua del suelo. El efecto del contenido de agua del suelo sobre la evapotranspiración está condicionado principalmente por la magnitud del déficit de agua y por el tipo de suelo. Por otro lado, demasiada agua generaría una sobresaturación la cual podría causar daño a las raíces y limitar su normal absorción de agua, inhibiendo la respiración.

En un lugar donde las condiciones existentes difieran de las condiciones estándar, se requieren utilizar factores de corrección para ajustar ET_c . Este ajuste refleja su efecto sobre la evapotranspiración del cultivo que ocurre según las condiciones ambientales y de manejo encontradas en el campo.

3.1.2 Evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_o)

Como se mencionó en el Capítulo 2, la tasa de evapotranspiración desde una superficie de referencia, que tenga suministro de agua ilimitado, se llama evapotranspiración del cultivo de referencia o evapotranspiración de referencia y se denota como ET_o. La superficie de referencia es una grama hipotética con características específicas y según el documento FAO se define así: **“Un cultivo hipotético de referencia con una altura asumida de 0.12 m., una resistencia única de superficie de 70 s m⁻¹ y un albedo de 0.23.”**. Este concepto se introdujo para estudiar la demanda evaporante de la atmósfera independientemente del tipo de cultivo, etapa de desarrollo y prácticas de manejo. Como el agua esta abundantemente disponible en la superficie de referencia, los factores del suelo no afectan la evapotranspiración. Así pues, es obvia la necesidad de definir un nivel diferente de evapotranspiración para cada cultivo y etapa de crecimiento.

Los únicos factores que afectan la ET_o son los parámetros climáticos, en consecuencia ET_o también es un parámetro climático y puede ser calculada a partir de éstos. La ecuación FAO Penman-Monteith es recomendada como el único método para determinar la evapotranspiración de referencia y su aceptación es ampliamente generalizada debido a que es basado físicamente e incorpora parámetros fisiológicos y aerodinámicos.

3.1.3 Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones estándar (ET_c)

Esta es la evapotranspiración producida en cultivos libres de enfermedades, bien fertilizados, creciendo en campos suficientemente amplios, bajo óptimas condiciones de humedad edáfica, y que logren una producción total esperada bajo las condiciones climáticas dadas.

La evapotranspiración del cultivo de referencia puede ser calculada a partir de datos climáticos e integrando directamente factores de resistencia de cultivo,

albedo y resistencia del aire en el método Penman-Monteith. Experimentalmente se han determinado relaciones de ET_c/ET_o con el objeto de hallar los coeficientes de cultivo (K_c), los cuales se utilizan para obtener la ET_c para diferentes cultivos, en diferentes regiones, con la expresión: $ET_c = K_c \cdot ET_o$.

Debido a las variaciones que sufre el cultivo a lo largo de su período de crecimiento, el K_c para un cultivo específico cambia desde la siembra hasta la cosecha.

3.1.4 Evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar (ET_c adj)

Este tipo de evapotranspiración ocurre en cultivos que crecen bajo condiciones ambientales y de manejo que difieren de las estándar. Cuando se tienen cultivos en campos, la evapotranspiración real se aparta de la ET_c a causa del manejo inapropiado que generalmente se debe a presencia de pesticidas y enfermedades, salinidad excesiva del suelo, baja fertilidad y escasez de agua o sobresaturación. Esto podría resultar en un crecimiento subnormal de la planta, densidad de plantación baja o muy baja y reduciría la tasa evapotranspirativa por debajo de ET_c .

La evapotranspiración de cultivos bajo condiciones no estándar se calcula utilizando el coeficiente de estrés de humedad K_s y/o ajustando el K_c para todas las clases de restricciones ambientales que giran en torno a la evapotranspiración.

3.2 PLANTEAMIENTO DE LA ECUACIÓN FAO PENMAN-MONTEITH

La ecuación FAO Penman-Monteith es una representación simple de los factores físicos y fisiológicos que gobiernan los procesos de evapotranspiración. Su fundamento teórico-matemático se muestra en seguida.

3.2.1 Ecuación Penman-Monteith

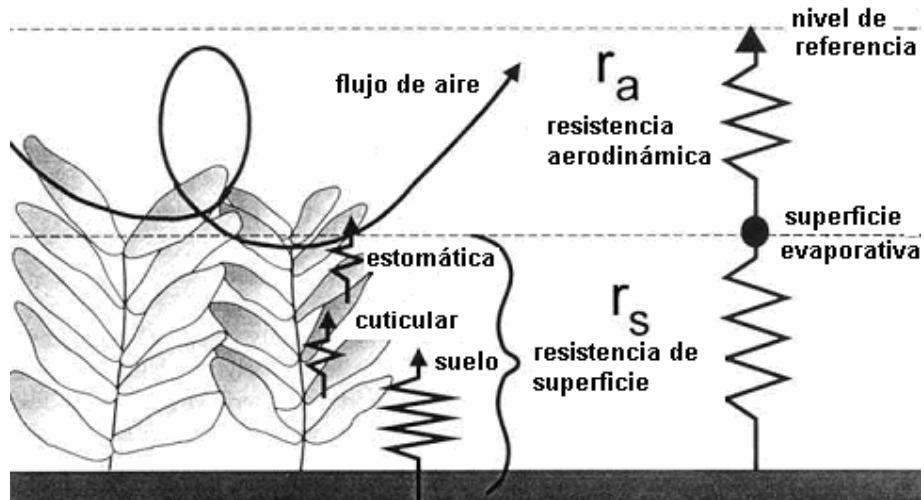
En 1948, Penman combinó el balance de energía con el método de transferencia de masa y derivó una ecuación para calcular la evaporación desde una superficie libre de agua a partir de registros climatológicos estándar de insolación, temperatura, humedad y velocidad del viento. Este método combinado más adelante fue mejorado por algunos investigadores y extendido hasta superficies cultivadas mediante la introducción de las resistencias de superficie y aerodinámica.

La resistencia de superficie, r_s , describe la resistencia del flujo de vapor a través de las aberturas estomáticas, el área total de la hoja y la superficie del suelo. La resistencia aerodinámica, r_a , describe la resistencia desde la vegetación hacia arriba e involucra la fricción del flujo de aire sobre la cobertura vegetal. La Figura 5 muestra este proceso.

La forma combinada de la ecuación Penman-Monteith es:

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (3.1)$$

Figura 5. Representación de las resistencias de superficie y aerodinámica para el flujo de vapor de agua



Tomada de Documento FAO

donde R_n es la radiación neta, G es el flujo de calor del suelo, $(e_s - e_a)$ es el déficit de presión de vapor del aire, ρ_a es la densidad media del aire a presión constante, c_p es el calor específico del aire, Δ es la pendiente de la curva presión de vapor de saturación-temperatura, γ es la constante psicrométrica, y r_s y r_a son las resistencias de superficie y aerodinámica respectivamente.

Resistencia aerodinámica (r_a)

La transferencia de calor y vapor de agua desde la superficie evaporante hasta el aire localizado por encima del dosel se determina por la resistencia aerodinámica:

$$r_a = \frac{\ln\left[\frac{Z_m - d}{Z_{om}}\right] \ln\left[\frac{Z_h - d}{Z_{oh}}\right]}{k^2 * u_z} \quad (3.2)$$

donde

r_a es la resistencia aerodinámica [$s\ m^{-1}$],
 z_m es la altura de las mediciones del viento [m],
 z_h es la altura de las mediciones de humedad [m],
 d es la altura de desplazamiento del plano cero [m],
 z_{om} es la longitud de rugosidad que gobierna la transferencia de momentum [m],
 z_{oh} es la longitud de rugosidad que gobierna la transferencia de calor y vapor [m],
 k es la constante de von Karman, 0.41, y
 u_z es la velocidad del viento a una altura z [$m\ s^{-1}$].

Resistencia de superficie (r_s)

La resistencia de superficie describe la resistencia del flujo de vapor a la transpiración del cultivo y a la evaporación desde el suelo. Donde la vegetación no cubriese completamente el suelo, se da por hecho que el factor de resistencia incluye los efectos de la evaporación desde la superficie de suelo. Si el cultivo no está transpirando a la tasa potencial, la resistencia depende también de la posición del estado del agua en la vegetación. Una aproximación aceptable para la resistencia de superficie con cobertura vegetal completa sería:

$$r_s = \frac{r_l}{LAI_{activo}} \quad (3.3)$$

donde

r_s resistencia de superficie [$s\ m^{-1}$],
 r_l resistencia estomática de la hoja bien iluminada [$s\ m^{-1}$], y
 LAI_{activo} índice de área foliar activo [m^2 (área foliar) m^{-2} (superficie de suelo)].

El Índice de Área Foliar (LAI) es el área de la hoja (únicamente la cara superior) por unidad de área de suelo por debajo de ésta. Se expresa como m^2 de área

foliar por m² de suelo cubierto. El LAI activo es el índice del área de la hoja que contribuye activamente a dar calor a la superficie y a la transferencia de vapor. Generalmente es la porción superior del dosel que está expuesta a los rayos del sol. Los valores de LAI para diferentes cultivos difieren ampliamente aunque para algunos cultivos maduros se ha encontrado un rango entre 3 y 5. Para un cultivo verde dado, el LAI cambia de acuerdo a la estación climática y normalmente alcanza su valor máximo antes o en el momento del florecimiento. Adicionalmente, el LAI depende de la densidad de la planta y del tipo de cultivo.

La resistencia estomática, r_s , es la resistencia promedio de una hoja individual, es específica para el cultivo y difiere según su variedad y prácticas de manejo. Usualmente aumenta de acuerdo al crecimiento del cultivo y decrece cuando comienza a madurar. Es influenciada por el clima y por la disponibilidad de agua. Sin embargo, esta influencia varía de un cultivo a otro y según su variedad, su comportamiento puede variar. La resistencia aumenta cuando el cultivo se encuentra en condiciones de estrés de humedad (posible resequedad inminente) y cuando la disponibilidad de agua limite su evapotranspiración. Algunos estudios indican que la resistencia estomática es influenciada en gran medida por la intensidad de radiación, por la temperatura, y por el déficit de presión de vapor.

3.2.2. Ecuación FAO Penman-Monteith

Se parte de la ecuación original de Penman-Monteith (Ecuación 3.1) y de las ecuaciones de la resistencia aerodinámica (Ecuación 3.2) y de superficie (Ecuación 3.3), para llegar a la ecuación del método FAO Penman-Monteith:

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (3.4)$$

donde

ET_o evapotranspiración de referencia [mm día^{-1}],
 R_n radiación neta en la superficie del cultivo [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],
 G densidad de flujo de calor en el suelo [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],
 T temperatura media diaria del aire a 2 m de altura [$^{\circ}\text{C}$],
 u_2 velocidad del viento a 2 m de altura [m s^{-1}],
 e_s presión de vapor de saturación [kPa],
 e_a presión de vapor real [kPa],
 $(e_s - e_a)$ déficit de presión de vapor de saturación [kPa],
 Δ pendiente de la curva de presión de vapor [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$], y
 γ constante psicrométrica [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$].

Utilizando esta ecuación para calcular ET_o , se pueden obtener coeficientes de cultivo en sitios de investigación relacionando la evapotranspiración del cultivo medida (ET_c) con la ET_o calculada. Este factor K_c funciona como un agregado para las diferencias físicas y fisiológicas entre los cultivos.

La ecuación FAO Penman-Monteith utiliza registros climatológicos estándar de radiación solar (insolación), temperatura del aire, humedad y velocidad del viento. Para asegurar la integridad de los cálculos, las mediciones climáticas deben hacerse a 2 metros por encima de la extensa superficie de pasto verde (o convertirlas a esa altura). A continuación, se mencionan otros datos que se deben especificar:

Altitud: en metros sobre el nivel del mar (grados norte o sur) del sitio de estudio.

Este dato es necesario para ajustar algunos parámetros climáticos al valor local promedio de presión atmosférica y para calcular la radiación extraterrestre (R_a) y, en algunos casos, las horas sol (N). En el procedimiento de cálculo para R_a y N , la latitud es expresada en radianes.

Temperatura: se necesita la temperatura (promedio) del aire máxima y mínima diaria ($^{\circ}\text{C}$). En lugares donde exista únicamente la temperatura media diaria del aire, los cálculos se pueden realizar bajo la condición de una posible subestimación de ET_0 ya que se generaría una presión de vapor de saturación (es) más baja.

Humedad: se requiere la presión de vapor real (e_a) promedio diaria (kPa). Donde no esté disponible la presión de vapor real, ésta se puede derivar de la humedad relativa máxima y mínima, dada en (%), de datos psicrométricos o a partir de la temperatura del punto de rocío ($^{\circ}\text{C}$).

Radiación: es necesario tener a la mano la radiación neta diaria (promedio) expresada en ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$). Como no está comúnmente disponible, se puede obtener de la radiación de onda corta medida con un piranómetro o con la duración diaria real de la insolación (horas por día) medida con el heliógrafo de Campbell-Stokes.

Velocidad del viento: se requiere la velocidad (promedio) diaria del viento (m s^{-1}) medida a 2 m por encima del nivel del terreno. Si este dato no se tiene, se debe convertir la medición que se tenga a esta altura.

En las páginas siguientes se explicarán los factores meteorológicos que se necesitan para calcular valores de evapotranspiración mediante la metodología FAO.

3.3 FACTORES METEOROLÓGICOS QUE DETERMINAN LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA

Los factores meteorológicos que determinan la evapotranspiración son parámetros climáticos que proporcionan energía para la vaporización y remoción del vapor de agua desde la superficie evaporante. Los principales parámetros climáticos son:

3.3.1 Temperatura del aire

La radiación solar absorbida por la atmósfera y el calor emitido por la tierra incrementan la temperatura del aire. El calor sensible del aire circundante transfiere energía al cultivo y ejerce una influencia de control sobre la tasa de evapotranspiración. En climas cálidos y soleados las pérdidas de agua por evapotranspiración son considerables más que en climas fríos con nubosidad evidente.

En agrometeorología se concibe la temperatura del aire cerca al nivel del dosel del cultivo. En estaciones climatológicas, tradicionales y modernas automatizadas, la temperatura del aire es medida dentro de unas cajas especiales colocadas a 2 metros sobre el terreno. Estas cajas, diseñadas para proteger los instrumentos de la exposición directa del calor del sol, están provistas con persianas que permiten la libre circulación del aire alrededor de dichos instrumentos.

3.3.2 Radiación solar

Los procesos evapotranspirativos están determinados por la cantidad de energía disponible para la vaporización del agua. La radiación solar es el principal recurso energético capaz de transformar grandes cantidades de agua líquida a vapor. La cantidad potencial de radiación que puede alcanzar la superficie evaporante está determinada por la localización y el tiempo del año. Debido a las diferentes posiciones del sol, la radiación potencial difiere para diferentes latitudes y temporadas climáticas. La radiación solar real que alcanza la superficie evaporante depende de la turbiedad de la atmósfera y de la presencia de nubes las cuales reflejan y absorben la mayor parte de la radiación. Cuando se evalúa el efecto de la radiación solar sobre la evapotranspiración, se podría pensar que no toda la energía disponible es usada en la vaporización del agua. Parte de la energía solar es utilizada para calentar la atmósfera y el suelo.

3.3.3 Humedad del aire

Mientras que la energía suministrada por el sol y el aire circundante es la principal conductora de la fuerza necesaria para la vaporización del agua, la diferencia entre la presión de vapor en la superficie evapotranspirativa y en el aire circundante es el factor determinante para la remoción de dicho vapor. Los campos bien regados en regiones áridas y cálidas consumen grandes cantidades de agua debido a la abundancia de energía y al poder evaporante de la atmósfera. En regiones húmedas tropicales, no obstante la gran cantidad de energía disponible, la cantidad de humedad del aire reducirá la demanda evapotranspirativa. En tal medioambiente, el aire está casi cerca de la saturación y así menos agua puede ser almacenada. Por consiguiente la tasa de evapotranspiración es más baja en regiones tropicales que en regiones áridas.

En agrometeorología, el contenido de agua del aire se puede expresar bajo los conceptos de presión de vapor, temperatura del punto de rocío y humedad relativa.

3.3.3.1. Presión de vapor

El vapor de agua es un gas y su presión contribuye a la presión atmosférica total. La cantidad de agua en el aire está relacionada directamente con la presión parcial ejercida por el vapor de agua en el aire y es, por lo tanto, una medida directa del contenido de agua del aire.

Cuando el aire se sitúa por encima de una superficie de agua en evaporación, se alcanza un equilibrio entre las moléculas de agua que escapan y regresan a esta superficie. En ese momento se dice que el aire se ha saturado en el instante en que no pueda almacenar ninguna cantidad extra de vapor de agua. La presión correspondiente a esta situación se denomina *presión de vapor de saturación* ($e^s(T)$). El número de moléculas de agua que pueden ser almacenadas en el aire depende de la temperatura (T). Si la temperatura del

aire es alta, la capacidad de almacenamiento aumenta así como su presión de vapor de saturación.

La *presión de vapor real*, e_a , es la presión de vapor ejercida por el agua sobre el aire. Cuando el aire no está saturado, la presión de vapor real será más baja que la presión de vapor de saturación. La diferencia entre presión de vapor de saturación y presión de vapor real se denomina *déficit de presión de vapor* o *déficit de saturación* y es un importante indicador de la capacidad evaporante real del aire.

La Figura 6 muestra el comportamiento de la presión de vapor de saturación contra la temperatura.

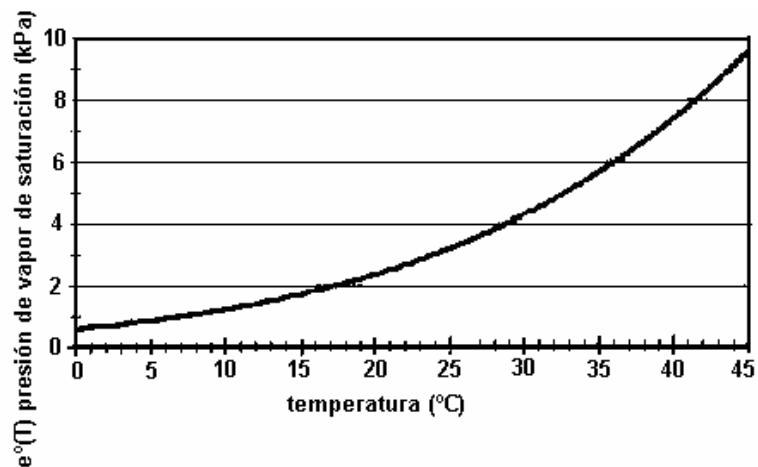


Figura 6. Presión de vapor de saturación - Temperatura

En la figura se observa que la pendiente de la curva varía exponencialmente con la temperatura. Esta pendiente (Δ) es un parámetro importante cuando se habla de vaporización y se requiere para calcular la evapotranspiración de referencia a partir de datos climáticos.

3.3.3.2. Temperatura del punto de rocío

Es la temperatura a la cual el aire necesita ser enfriado hasta el punto de saturación. La presión de vapor real del aire es la misma presión de vapor de saturación en el punto de rocío.

3.3.3.3 Humedad relativa

La humedad relativa (RH) expresa el grado de saturación del aire como una relación de la presión de vapor real (e_a) y la presión de vapor de saturación ($e^o(T)$) a una misma temperatura (T).

$$RH = 100 \frac{e_a}{e^o(T)} \quad (3.5)$$

En otras palabras, la humedad relativa es la relación entre la cantidad real de agua que el aire del ambiente contiene y la cantidad que podría contener a la misma temperatura. Es adimensional y generalmente se expresa en tanto por ciento. Como la temperatura varía a lo largo del día, la humedad relativa también lo hace.

Procedimientos de cálculo

- Presión de vapor de saturación media (e_s)

Se calcula con la siguiente expresión:

$$e^o(T) = 0.6108 \exp \left[\frac{17.27T}{T + 237.3} \right] \quad (3.6)$$

donde $e^o(T)$ es la presión de vapor de saturación (kPa) a una temperatura del aire dada T (°C).

Algunos valores de presión de vapor de saturación en función de la temperatura del aire se muestran en el Anexo 1, Tabla 1.3.

Utilizar la temperatura media diaria del aire en vez de las temperaturas mínima y máxima diaria redundaría en una subestimación de la presión de vapor de saturación media. El déficit de presión de vapor (parámetro que expresa el poder evaporante de la atmósfera) también será más bajo y desde luego la evapotranspiración de referencia.

- Pendiente de la curva de presión de vapor de saturación (Δ)

Parámetro que depende de la temperatura. Se puede obtener a partir de una fórmula o con un gráfico (ver Figura 6).

$$\Delta = \frac{4098 \left[0.6108 \exp\left(\frac{17.27T}{T + 237.3}\right) \right]}{(T + 237.3)^2} = \frac{4098[e^\circ(T)]}{(T + 237.3)^2} \quad (3.7)$$

donde Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor de saturación ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$) a una temperatura dada del aire T ($^\circ\text{C}$).

En el Anexo 1, Tabla 1.4, se listan valores de Δ para diferentes temperaturas del aire.

- Presión de vapor real (e_a) obtenida a partir de datos psicrométricos

La presión de vapor real también puede determinarse a partir de la diferencia entre las temperaturas seca y húmeda del bulbo, conocidas como la depresión húmeda del bulbo. Esta relación es expresada con la ecuación:

$$e_a = e^\circ(T_{\text{hum}}) - \gamma_{\text{psi}}(T_{\text{sec}} - T_{\text{hum}}) \quad (3.8)$$

donde

e_a presión de vapor real [kPa],

e° (T_{hum}) presión de vapor de saturación a la temperatura con el bulbo húmedo [kPa],

γ_{psi} constante psicrométrica del instrumento [kPa °C⁻¹],

T_{sec} temperatura bulbo seco [°C],

T_{hum} temperatura bulbo húmedo [°C], y

$T_{sec} - T_{hum}$ depresión húmeda del bulbo [°C].

La constante psicrométrica del instrumento es:

$$\gamma_{psi} = a_{psi} P \quad (3.9)$$

donde a_{psi} es un coeficiente que varía de acuerdo al tipo de ventilación sobre el bulbo húmedo (°C⁻¹), y P es la presión atmosférica (kPa). El coeficiente a_{psi} depende principalmente del tipo de psicrómetro y de la tasa de ventilación alrededor del bulbo. Los siguientes valores se pueden utilizar:

$a_{psi} =$	0.000662	para psicrómetros ventilados (tipo Asmann), velocidad del aire \approx 5 m/s
	0.000800	para psicrómetros ventilados naturalmente (1 m/s aprox)
	0.001200	para psicrómetros no ventilados

- Déficit de presión de vapor ($e_s - e_a$)

Es la diferencia entre la presión de vapor de saturación (e_s) y la presión de vapor real (e_a) para un período de tiempo dado.

3.3.4 Velocidad del viento

El proceso de la remoción de vapor depende en gran parte del viento y de la turbulencia del aire sobre la superficie evaporante. Cuando el agua se vaporiza, el aire encima de la superficie llega a estar gradualmente saturado con vapor de agua. Si este aire no es continuamente reemplazado con aire

seco, la fuerza necesaria para la remoción de este vapor y la tasa de evapotranspiración disminuyen.

La demanda evapotranspirativa es alta en un clima cálido y seco debido a la resequedad del aire y a la cantidad de energía disponible en forma de radiación solar directa y calor latente. Bajo estas circunstancias, gran cantidad de vapor de agua puede ser almacenado en el aire mientras el viento puede promover el transporte del agua permitiendo que más vapor de agua sea elevado. Por otro lado, bajo condiciones climáticas húmedas, la alta humedad del aire y la presencia de nubes generarían una tasa baja de evapotranspiración; además, el viento únicamente puede reemplazar el aire saturado con aire un poco menos saturado y remover energía calórica. Consecuentemente, la velocidad del viento afecta la tasa de evapotranspiración hasta una magnitud bastante menor que bajo condiciones áridas donde pequeñas variaciones de la velocidad del viento producirían grandes variaciones en la tasa de evapotranspiración.

El viento se caracteriza por su dirección y velocidad. Como la velocidad del viento para una localidad dada varía con el tiempo, es necesario expresarla como un promedio sobre un intervalo de tiempo dado. Este parámetro se expresa en m/s o km/día.

3.3.5 Radiación

Los rayos solares son la principal fuente de energía que necesita el agua para que se evapore desde el suelo y se transpire por las hojas de las plantas. La energía potencial que poseen las moléculas de agua contenida en una capa superficial de suelo es transformada a energía cinética mediante el calentamiento de dicha superficie y la evaporación tiene lugar en tanto que más moléculas alcancen a escapar y pasar a la atmósfera. Por otro lado, las hojas de las plantas transpiran casi toda el agua en el día, es decir, en presencia de rayos solares directos que hacen que las estomas se abran y dejen pasar el

agua transpirada. Así pues, el concepto de radiación es fundamental para comprender el proceso evapotranspirativo, siendo desglosado en detalle a continuación.

3.3.5.1 Radiación extraterrestre (R_a)

Radiación solar recibida en la parte superior de la atmósfera sobre una superficie horizontal. Si el sol está posicionado directamente encima, el ángulo de incidencia es cero y la radiación extraterrestre es $0.0820 \text{ MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ (valor de la constante solar). Como las temporadas cambian, la posición del sol y la duración del día, R_a también lo hace. La radiación extraterrestre es entonces una función de la latitud, la fecha y la hora del día.

3.3.5.2 Radiación solar o de onda corta (R_s)

Cuando la radiación penetra en la atmósfera, una cantidad de ésta es diseminada, reflejada o absorbida por los gases, las nubes o el polvo. La cantidad de la radiación que alcanza un plano horizontal se conoce como la radiación solar R_s . Debido a que el sol emite energía por medio de ondas electromagnéticas caracterizadas por longitudes de onda corta, la radiación solar es referida como radiación de onda corta.

3.3.5.3 Radiación relativa de onda corta (R_s/R_{so})

Definida como la relación entre la radiación solar (R_s) y la radiación solar de cielo despejado (R_{so}). La radiación relativa de onda corta es una manera de expresar la nubosidad de la atmósfera; entre más nublado esté el día más pequeña será la relación que varía entre 0.33 y 1 para un día bastante nublado y uno casi totalmente despejado, respectivamente.

3.3.5.4 Duración relativa de la insolación (n/N)

Otra relación que expresa la nubosidad de la atmósfera y se define como el cociente entre la duración real de la insolación, n , y la duración máxima posible de la insolación u horas de sol N . Cuando existe día despejado, $n = N$; en

cambio, en días nublados $n = 0$. Como ocurre con la radiación extraterrestre, N es función de la latitud y de la fecha.

3.3.5.5 Albedo (α) y radiación solar neta (R_{ns})

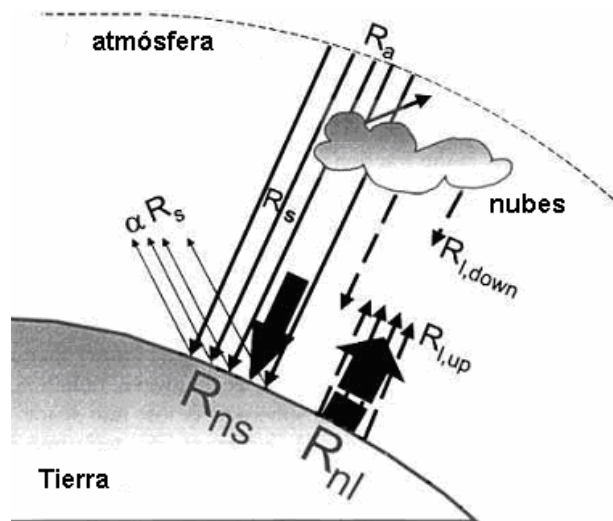
Albedo es la fracción de la radiación solar reflejada por la superficie. Varía de acuerdo al tipo de superficie, al ángulo de incidencia de los rayos solares o de acuerdo a la pendiente del terreno. Una cobertura vegetal verde podría tener un albedo entre 0.20 y 0.25.

La radiación solar neta, R_{ns} , es la fracción de la radiación solar R_s que no es reflejada desde la superficie. Su valor es $(1 - \alpha)R_s$.

3.3.5.6 Radiación neta de onda larga (R_{nl})

La radiación solar absorbida por la tierra es convertida a energía calórica. Mediante diferentes procesos, incluyendo la emisión de radiación, la tierra pierde energía. La tierra emite energía radiativa con longitudes de onda larga más grandes que aquellas emitidas por el sol. Por lo tanto, la radiación terrestre es referida como radiación de onda larga. La radiación emitida de onda larga ($R_{l, up}$) es absorbida por la atmósfera o se pierde dentro del espacio. La radiación de onda larga recibida por la atmósfera ($R_{l, down}$) aumenta su temperatura y, como consecuencia, la atmósfera irradia energía por sí misma, como se muestra en la Figura 7. Parte de la radiación encuentra camino de regreso a la superficie terrestre. Consecuentemente, la superficie terrestre emite y recibe radiación de onda larga. La diferencia entre la radiación emitida e incidente de onda larga se denomina radiación neta de onda larga, R_{nl} . Como la radiación emitida de onda larga es casi siempre más grande que la incidente, R_{nl} representa una pérdida de energía.

Figura 7. Diferentes componentes de la radiación



Tomada de Documento FAO

3.3.5.7 Radiación neta (R_n)

Es la diferencia entre la radiación incidente y emitida de las longitudes de onda corta y larga, es decir, la diferencia entre la radiación neta incidente de onda corta (R_{ns}) y la radiación neta emitida de onda larga (R_{nl}). Esto es, el balance entre la energía absorbida, reflejada y emitida por la superficie terrestre.

3.3.5.8 Flujo de calor del suelo (G)

Es la energía utilizada en el calentamiento del suelo. G es positivo cuando el suelo se está calentando y negativo cuando se está enfriando. Aunque este valor es pequeño comparado con R_n y se ignora la mayoría de las veces, la cantidad de energía ganada o perdida por el suelo en este proceso debería ser teóricamente restada o sumada a R_n cuando se estimen valores de evapotranspiración.

Procedimientos de cálculo

- Horas sol (N)

Están dadas por:

$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s \quad (3.10)$$

Valores medios para N (15^{vo} día del mes) están tabulados en el Anexo A

- Radiación solar (R_s)

Cuando la radiación solar no ha sido medida se puede calcular con la fórmula de Angstrom que relaciona la radiación solar con la radiación extraterrestre y la duración relativa de la insolación:

$$R_s = \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) R_a \quad (3.11)$$

donde

R_s radiación solar o de onda corta [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],

n duración real de la insolación [horas],

N duración máxima posible de la insolación [horas],

n/N duración relativa de la insolación,

R_a radiación extraterrestre [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$]. Este valor se toma del Anexo 1 Tabla 1.5

a_s constante de regresión, expresa la fracción de la radiación extraterrestre que alcanza la tierra en días nublados ($n=0$), y

$a_s + b_s$ fracción de la radiación extraterrestre que alcanza la tierra en días despejados ($n=N$).

La evaporación equivalente correspondiente en mm/día se obtiene multiplicando R_s por 0.408. Dependiendo de las condiciones atmosféricas (humedad, polvo) y de la declinación solar (latitud y mes) los valores Ángstrom a_s y b_s pueden variar. Donde no estén disponibles datos reales de radiación

solar y no se hayan aplicado procedimientos de calibración para mejorar los parámetros a_s y b_s , se recomienda utilizar $a_s = 0.25$ y $b_s = 0.50$.

- Radiación solar de cielo despejado (R_{so})

Este parámetro, válido cuando $n = N$, es requerido para calcular la radiación neta de onda larga.

Cuando no están disponibles valores calibrados de a_s y b_s :

$$R_{so} = (0.75 + 2 \cdot 10^{-5} z) R_a \quad (3.12)$$

donde z es la elevación sobre el nivel del mar (m).

- Radiación solar neta o radiación neta de onda corta (R_{ns})

Resulta del balance entre la radiación solar entrante y reflejada. Está dada por:

$$R_{ns} = (1 - \alpha) R_s \quad (3.13)$$

donde

R_{ns} radiación solar neta o de onda corta [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],

α albedo o coeficiente de reflexión del dosel (adimensional), y

R_s radiación solar entrante [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$].

- Radiación neta de onda larga (R_{nl})

La tasa de emisión de energía de onda larga es proporcional a la temperatura absoluta de la superficie elevada a la cuarta potencia. Esta relación es expresada cuantitativamente por la ley de Stefan-Boltzmann. El flujo de energía neta que abandona la superficie terrestre es, sin embargo, menor que aquel emitido y dado por la ley de Stefan-Boltzmann debido a la absorción y a la radiación descendente del cielo. El vapor de agua, las nubes, el dióxido de carbono y el polvo son absorbentes y emisores de radiación de onda larga. Sus concentraciones deberían ser conocidas cuando se evalúa el flujo neto

saliente. Como la humedad y la nubosidad juegan un importante papel, la ley de Stefan-Boltzmann es corregida por estos dos factores cuando se estima el flujo neto saliente de la radiación de onda larga. Es por esto que se asume que las concentraciones de los otros absorbentes es constante.

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{\max K^4} + T_{\min K^4}}{2} \right] \left(0.34 - .014 \sqrt{e_a} \right) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35 \right) \quad (3.14)$$

donde

R_{nl} radiación neta saliente de onda larga [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],

σ constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 4.903 \cdot 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$),

T_{\max} K temperatura máxima absoluta durante un período de 24 horas [K],

T_{\min} K temperatura mínima absoluta durante un período de 24 horas [K],

e_a presión de vapor real [kPa],

R_s/R_{so} radiación relativa de onda corta ($R_s/R_{so} \leq 1.0$),

R_s radiación solar medida o calculada (Ecuación 3.24) [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$], y

R_{so} radiación calculada para un cielo despejado [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$].

En el Anexo 1 (Tabla 1.7) se pueden observar valores para $\sigma T K^4$ para diferentes temperaturas del aire.

- Radiación neta (R_n)

Diferencia entre la radiación incidente neta de onda corta y la radiación emitida neta de onda larga. Entonces,

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (3.15)$$

- Flujo de calor del suelo (G)

Para períodos mensuales:

$$G_{\text{mensual}, i} = 0.14 (T_{\text{mensual}, i} - T_{\text{mensual}, i-1}) \quad (3.16)$$

donde

$T_{\text{mensual}, i}$ temperatura media del mes i [$^{\circ}\text{C}$],

$T_{\text{mensual}, i-1}$ temperatura media del mes anterior [$^{\circ}\text{C}$],

3.4 PARÁMETROS ATMOSFÉRICOS

El efecto de los principales parámetros climáticos sobre la evapotranspiración puede ser evaluado con la ayuda de los parámetros atmosféricos y sus ecuaciones. Estos últimos expresan características específicas de la atmósfera y su fundamento teórico resumido es el que sigue.

3.4.1 Presión atmosférica (P)

Es la presión ejercida por el peso de la atmósfera terrestre. La evaporación en grandes altitudes se efectúa debido a la baja presión atmosférica como es expresado en la constante psicrométrica. El efecto de la presión atmosférica es, sin embargo, pequeño y en los procedimientos de cálculo, el valor promedio de un lugar específico es suficiente. Una simplificación de la ley de los gases ideales, asumiendo 20°C para una atmósfera estándar, se puede usar:

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26} \quad (3.17)$$

donde

P presión atmosférica [kPa], y

z elevación sobre el nivel del mar [m].

Algunos valores de presión atmosférica en función de la altitud se dan en el Anexo A.

3.4.2 Calor latente de vaporización (λ)

Expresa la energía requerida para transformar una unidad de masa de agua de líquido a vapor en un proceso a presión y temperatura constantes. Varía en función de la temperatura. Para la simplificación de la ecuación FAO Penman-Monteith se asume un valor de 2.45 MJ kg^{-1} para λ .

3.4.3 Constante psicrométrica (γ)

Está dada por la siguiente ecuación:

$$\gamma = \frac{c_p P}{\varepsilon \lambda} = 0.665 * 10^{-3} P \quad (3.18)$$

donde

γ constante psicrométrica [$\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$],

P presión atmosférica [kPa],

λ calor latente de vaporización ($\lambda = 2.45 \text{ MJ kg}^{-1}$),

c_p calor específico a presión constante ($c_p = 1.013 * 10^{-3} \text{ MJ kg}^{-1} ^\circ\text{C}^{-1}$), y

ε relación entre el peso molecular del vapor de agua y el aire seco ($\varepsilon = 0.622$).

Algunos valores de la constante psicrométrica en función de la altitud se muestran en el Anexo A.

3.5 PROCEDIMIENTO PARA LA DETERMINACIÓN DE ET_0

En esta sección se mostrará la manera como se calculo la evapotranspiración de referencia para una estación cualquiera, siguiendo el procedimiento y las ecuaciones de la secciones 3.2 a 3.4.

- Datos primarios de la estación meteorológica

De la estación se tomaron los registros de brillo solar total mensual, temperatura del aire media mensual, humedad relativa media mensual y recorrido del viento total mensual y mediante conversiones simples los registros anteriores se adecuaron a las unidades especificadas en la ecuación FAO Penman-Monteith (Ecuación 3.4)

- Datos obtenidos indirectamente a partir de ecuaciones y tablas

Los datos que no brindan las estaciones se procedieron a hallar a partir de ecuaciones y tablas que tienen en cuenta factores propios de éstas tales como su elevación sobre el nivel del mar, latitud, longitud. Las tablas se encuentran debidamente referenciadas con su ubicación en los anexos de acuerdo al parámetro que se esté tratando.

3.6 PROCEDIMIENTOS DE ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DEL CULTIVO ET_c

Como se mencionó al principio del capítulo, en este tipo de evapotranspiración entra en juego el factor de cultivo K_c . Los efectos de las características que distinguen los cultivos en el campo del cultivo de referencia están integrados dentro de este coeficiente. De acuerdo al propósito que se persiga, además de utilizar el coeficiente simple K_c , también se pueden obtener valores de ET_c con el coeficiente doble de cultivo, es decir, $K_c = K_{cb} + K_e$. Estos dos nuevos términos se explicarán más adelante.

La metodología FAO propone dos maneras de calcular la evapotranspiración del cultivo según el tipo de información que se tenga y la disponibilidad de los datos climáticos. Estos procedimientos son:

3.6.1 Procedimiento directo de cálculo

La tasa de evapotranspiración desde una superficie cultivada puede ser medida directamente mediante los métodos de transferencia de masa o del balance de energía. También se puede obtener de estudios de balances de agua del suelo determinados a partir de lisímetros.

La evapotranspiración del cultivo también se puede derivar de datos meteorológicos y datos de cultivos por medio de la ecuación Penman-Monteith (Ecuación 3.4). Ajustando el albedo y la resistencia aerodinámica y de superficie a las características de crecimiento de un cultivo específico, la tasa de evapotranspiración se puede estimar directamente. El albedo y las resistencias son, sin embargo, difíciles de estimar con exactitud dado que varían continuamente durante la temporada de crecimiento como lo hacen también las condiciones climáticas que influyen en el desarrollo del cultivo. La resistencia del dosel será influenciada más adelante por la disponibilidad de agua en el suelo, incrementándose si el cultivo está sujeto a condiciones de estrés de humedad.

Debido a que aún existe una considerable falta de información consolidada sobre la resistencia aerodinámica y de superficie para diferentes cultivos, el método FAO Penman-Monteith es utilizado para estimar ET_0 .

3.6.2 Procedimientos indirectos de cálculo

Existen dos procedimientos indirectos que se podrían utilizar para estimar la evapotranspiración en la cuenca. La aplicabilidad de éstos se discutirá

después de conocer su fundamento teórico teniendo en cuenta la cantidad y tipo de información disponible. Antes de enunciar los procedimientos es conveniente explicar algunos conceptos referentes al coeficiente de cultivo que permite obtener ET_c a partir de ET_o .

El coeficiente de cultivo integra el efecto de las características que diferencian un campo cultivado típico de la grama de referencia, la cual tiene una apariencia uniforme y una cobertura completa del terreno. De esto se deduce que diferentes cultivos tienen diferente K_c . Las características cambiantes de los cultivos de acuerdo al avance de las temporadas de crecimiento también afectan el coeficiente K_c . Finalmente, como la evaporación es una parte integral de la evapotranspiración del cultivo, las condiciones que afectan la evaporación desde el suelo afectarán también el valor de K_c .

Los factores que afectan el coeficiente K_c son:

➤ Tipo de cultivo

Debido a las diferencias en cuanto al albedo, altura del cultivo, propiedades aerodinámicas, y propiedades foliares y estomáticas, la evapotranspiración desde cultivos con crecimiento total y bien regados es diferente a la ET_o .

El irregular espaciamiento entre las plantas, las diferentes alturas del dosel, y la variada rugosidad de algunos cultivos agrícolas hace que éstos tengan valores de K_c mayores que 1. El factor K_c es frecuentemente entre el 5 y el 10% más grande que el de la superficie de referencia (donde $K_c = 1.0$), e inclusive entre el 15 y 20% mayor para cultivos altos como maíz, sorgo o caña de azúcar. Valores típicos de coeficiente de cultivo para cultivos maduros ($K_{c \text{ mid}}$) se muestran en la Tabla 10.

➤ Clima

Los valores de K_c de la Tabla 10 son valores típicos esperados para condiciones climáticas estándar, las cuales están definidas para un clima sub-

húmedo con humedad relativa mínima durante el día (RH_{min}) mayor de 45% y que tenga vientos cuya velocidad promedie los 2 m/s. Las variaciones en la velocidad del viento alteran la resistencia aerodinámica de los cultivos y aún más sus coeficientes, especialmente para aquellos que son mucho más altos que la grama hipotética de referencia. La relación ET_c/ET_o , es decir K_c , para algunos cultivos se incrementa al aumentar la velocidad del viento y al disminuir la humedad relativa.

En condiciones húmedas y de vientos suaves, el K_c llega a ser dependiente en menor proporción de las diferencias entre los componentes aerodinámicos de ET_c y ET_o y su valor rara vez es mayor de 1.0 en cultivos que alcanzan su madurez total. Esto se debe a que tanto los cultivos maduros como el de referencia tienen una absorción casi máxima de radiación de onda corta, la cual es la principal fuente de energía para que ocurra evaporación en climas húmedos con condiciones climáticas moderadas. Generalmente, los albedos son similares para una amplia gama de cultivos maduros, incluyendo el de referencia. Debido a que el déficit de presión de vapor ($e_s - e_a$) es pequeño en condiciones húmedas, las diferencias en la evapotranspiración causadas por las variaciones de la resistencia aerodinámica, r_a , entre el cultivo agrícola y el cultivo de referencia también son pequeñas, especialmente con velocidades del viento bajas a moderadas.

El coeficiente K_c para cultivos altos, aquellos que tengan una altura entre 2 y 3 metros, puede ser hasta un 30% más grande en un clima árido y con vientos fuertes comparado con el que se produce para condiciones de climas húmedos y con vientos suaves. El incremento en el valor de K_c se debe a la influencia de la rugosidad aerodinámica de los cultivos altos con relación a la grama para la transferencia del vapor de agua desde la superficie.

➤ Evaporación del suelo

Después de una precipitación o riego, el efecto de la evaporación es importante cuando el cultivo es pequeño y escasamente cubre el terreno. Para tales

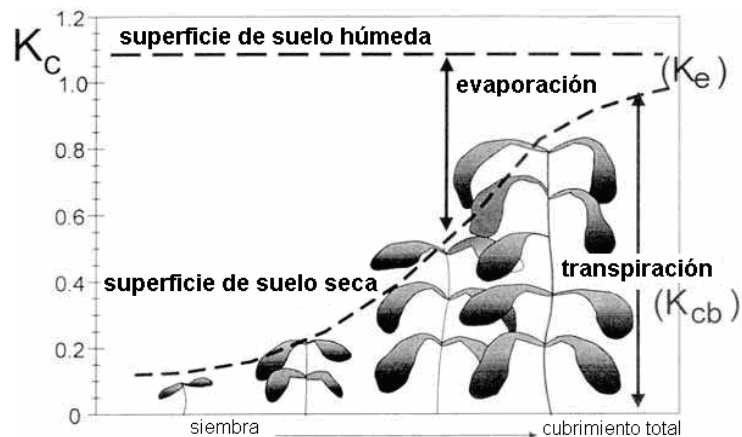
condiciones, el coeficiente K_c es determinado en gran parte por la frecuencia con la cual el suelo es humedecido. Donde el suelo esté húmedo la mayor parte del tiempo por irrigación o lluvia, la evaporación desde la superficie de suelo será considerable y el K_c podría exceder a 1.0. Por otro lado, donde la superficie de suelo esté seca, la evaporación estará limitada y K_c será más pequeño, cayendo inclusive por debajo de 0.1 (ver Figura 8).

Las diferencias referentes a la evaporación desde el suelo entre el cultivo y la superficie de referencia pueden ser tenidas en cuenta con mayor precisión mediante el uso del coeficiente dual de cultivo.

➤ **Etapas del crecimiento del cultivo**

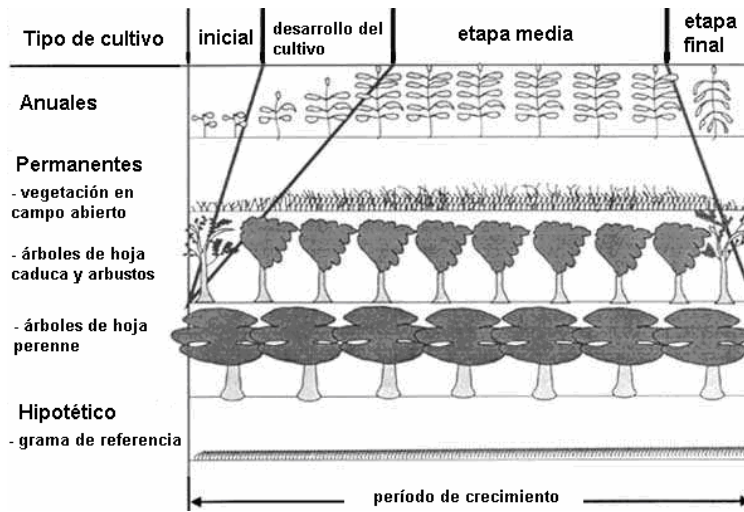
A medida que el cultivo se desarrolla, el terreno cubierto, la altura del cultivo y el área foliar cambian. Debido a las diferencias en evapotranspiración durante las diferentes etapas de crecimiento, el K_c para un cultivo dado variará a lo largo del período de crecimiento. El período de crecimiento se puede dividir en cuatro etapas diferentes: inicial, desarrollo del cultivo, media y final. La Figura 9 muestra la secuencia general y la proporción de estas etapas para diferentes tipos de cultivos.

Figura 8. Efecto de la evaporación sobre K_c . La línea horizontal representa el K_c cuando la superficie del suelo está continuamente húmeda.



Tomada de Documento FAO

Figura 9. Etapas de crecimiento para diferentes tipos de cultivo



Tomada de Documento FAO

Etapa inicial. La etapa inicial comienza desde la fecha de plantación hasta aproximadamente el 10% de cobertura del terreno. La duración de la etapa inicial depende de la variedad del cultivo, de la fecha de plantación y de las condiciones climáticas. Para cultivos permanentes, la fecha de plantación se reemplaza por la fecha del 'reverdecimiento', es decir, el tiempo cuando surgen nuevas hojas verdes.

Durante el período inicial, el área foliar es pequeña, y la evapotranspiración está predominantemente bajo la forma de evaporación desde el suelo. Por consiguiente, el K_c durante el período inicial ($K_{c\ ini}$) es grande cuando el suelo está húmedo por riego o lluvia y es bajo cuando la superficie del suelo está seca. El tiempo para que la superficie de suelo llegue a secarse está determinado por el intervalo de tiempo entre eventos de humedecimiento, el poder evaporante de la atmósfera (ET_0) y la magnitud de dicho evento.

Etapa de desarrollo del cultivo. Ésta etapa empieza a partir del 10% de cobertura del terreno hasta la cobertura total. La cobertura efectiva total para algunos cultivos ocurre en el inicio del florecimiento. Para los cultivos

colocados en filas, la cobertura efectiva se puede definir como el momento en que algunas hojas de las plantas de filas adyacentes empiezan a entremezclarse hasta casi cubrir el suelo donde se encuentran, o cuando las plantas casi alcanzan su tamaño total sin que ocurra la entremezcla de hojas. Para algunos cultivos, aquellos más altos que 0.5 m, la fracción promedio de la superficie de terreno cubierta por vegetación (f_c) en el instante en que comienza el cubrimiento total es aproximadamente 0.7-0.8. Las fracciones de suelo iluminadas por el sol y sombreadas por las hojas no cambian significativamente con un posterior crecimiento del cultivo más allá de f_c .

Otra manera de estimar la ocurrencia del cubrimiento efectivo total es cuando el LAI llega a tres. Como se mencionó anteriormente, el LAI se define como el área total promedio de hojas (una cara) por unidad de área de superficie de terreno.

A medida que el cultivo se desarrolla y va cubriendo cada vez más el terreno, la evaporación queda restringida y la transpiración pasa a un primer plano. Durante la etapa de desarrollo del cultivo, el valor de K_c esta en función de la cantidad de terreno cubierto y del desarrollo de la planta. Generalmente, si la superficie de suelo esta seca, un $K_c = 0.5$ corresponde a un 25-40% de superficie de terreno cubierta por vegetación aproximadamente debido a los efectos de la sombra y debido al transporte de calor sensible desde el suelo hasta las plantas. Un $K_c = 0.7$ frecuentemente corresponde a un 40-60% de cobertura. Estos valores tenderán a variar, dependiendo del tipo de cultivo, frecuencia de humedecimiento y de si el cultivo utiliza más agua que el cultivo de referencia en el caso de una cobertura total.

Etapa media. Comienza a partir del cubrimiento efectivo total hasta el inicio de la maduración. La etapa media es la más larga de todas las cuatro en cultivos permanentes y algunos anuales, pero relativamente corta en cultivos de verduras las cuales son cosechadas en estado aún fresco.

En esta etapa el K_c alcanza su valor máximo ($K_{c\ mid}$). Este valor es constante para la mayoría de condiciones de crecimiento y prácticas particulares de producción. La desviación del $K_{c\ mid}$ de su valor de referencia ($K_c = 1.0$) se debe a las diferencias en cuanto a altura del cultivo, a la resistencia entre la grama de referencia y el cultivo, y a las condiciones climáticas.

Etapa final. Comprende el tiempo desde el inicio de la madurez hasta la cosecha o en su defecto, el envejecimiento total del cultivo. El cálculo para K_c ó Etc. se presume finalizado cuando el cultivo es cosechado, se seca naturalmente o alcanza el envejecimiento total.

El valor de K_c al comienzo de la etapa final ($K_{c\ end}$) refleja las diversas prácticas de manejo e irrigación, siendo alto si el cultivo es frecuentemente regado hasta que se coseche en estado fresco. Si se permite que el cultivo llegue al envejecimiento y que el terreno se seque antes de la cosecha, el valor de $K_{c\ end}$ será bajo.

3.6.2.1 Aproximación del coeficiente simple de cultivo

Los efectos de la transpiración del cultivo y de la evaporación del suelo están combinados dentro del K_c simple. Dado que la evaporación puede fluctuar diariamente como resultado de la precipitación o de un eventual riego, el coeficiente simple expresa únicamente los efectos promedio de la evapotranspiración desde un cultivo determinado. Por tal razón, este procedimiento se utiliza para calcular ET_c para períodos semanales, mensuales e inclusive anuales.

En este procedimiento ET_c se calcula multiplicando la evapotranspiración de referencia, ET_o , por un coeficiente de cultivo, K_c :

$$ET_c = K_c ET_o \quad (3.19)$$

donde

ET_c evapotranspiración del cultivo [mm d^{-1}],
 K_c coeficiente de cultivo [adimensional], y
 ET_o evapotranspiración del cultivo de referencia [mm d^{-1}].

La mayoría de los efectos de las diferentes condiciones climáticas están incorporados dentro de la ET_o estimada. Además, como ET_o representa un índice de la demanda climática, K_c varía predominantemente de acuerdo a las características específicas del cultivo y únicamente hasta una magnitud limitada de acuerdo con el clima. Esto habilita la transferencia de valores estándar para K_c entre localidades y entre climas. Esta ha sido la razón principal para la aceptación global y utilidad de la aproximación del coeficiente de cultivo, el cual es básicamente la relación entre ET_c y ET_o , y representa una integración de los efectos de las cuatro principales características que distinguen el cultivo de la grama de referencia. Éstas son:

Altura del cultivo. La altura del cultivo tiene su influencia en el término resistencia aerodinámica, r_a , de la ecuación FAO Penman-Monteith, la cual caracteriza la transferencia turbulenta del vapor de agua hacia la atmósfera.

Albedo (capacidad de reflexión) de la superficie suelo-cultivo. El albedo es afectado por la fracción del terreno cubierto con vegetación y por la superficie de suelo humedecida. Este parámetro ejerce su influencia sobre la radiación neta de la superficie, R_n , la cual es la principal fuente para el intercambio de energía para el proceso de evapotranspiración.

Resistencia del dosel. La resistencia que ofrece el cultivo a la transferencia de vapor es afectada por el área foliar (número de estomas), edad y condición de las hojas, y el grado de control estomático. La resistencia del dosel influye en la resistencia de superficie, r_s .

Evaporación desde el suelo, especialmente el suelo expuesto directamente a la radiación.

La superficie de suelo sometida a humedecimiento así como la fracción del terreno cubierta por la vegetación influyen la resistencia de superficie (del dosel), r_s . Después del humedecimiento del suelo, la tasa de transferencia de vapor es alta, especialmente para cultivos que tienen cobertura incompleta del terreno. La combinación resistencia de superficie – suelo determina la resistencia de superficie, r_s . El término de resistencia de superficie en la ecuación Penman-Monteith representa la resistencia al flujo de vapor desde las hojas de la planta y desde la superficie del suelo.

Este procedimiento tiene por objeto el cálculo de la evapotranspiración bajo condiciones estándar (ET_c). Estas condiciones se basan en los siguientes supuestos:

- El crecimiento del cultivo se asume normal;
- No se contempla la presencia de sales disueltas en el agua contenida en el suelo;
- La densidad del cultivo es suficientemente grande, es decir, el terreno es cubierto casi en su totalidad;
- El cultivo no presenta enfermedades ni plagas, no se requiere el uso de pesticidas;
- La fertilidad natural de la tierra es alta o muy alta.

El procedimiento de estimación por medio del coeficiente simple incluye los siguientes pasos:

1. Cálculo de la evapotranspiración de referencia ET_0 con la Ecuación 3.4.
2. Identificación de la vegetación presente en cada una de las microcuencas que conforman la Cuenca Superior del Río Lebrija.

3. Determinar la etapa de crecimiento del cultivo más apropiada de acuerdo al mayor requerimiento hídrico del cultivo particular.
4. Asignación del K_c simple de acuerdo al tipo de cultivo y a su etapa de crecimiento.
5. Calcular ET_c con la Ecuación 3.19.

En los casos en que no se tuvo un coeficiente K_c para algún cultivo existente en las microcuencas, se procedió a asignarle un valor de acuerdo a la familia a la cual pertenece. Para facilitar la obtención de valores de ET_c en las microcuencas se identificaron zonas homogéneas de cultivos y se calculó un K_c ponderado de acuerdo al grupo (misceláneos, permanentes, anuales, bosques, poteros, entre otros). En el Capítulo 4 se explicará en detalle el anterior procedimiento de ponderación.

3.6.2.2 Aproximación del coeficiente doble de cultivo ($K_{cb} + K_e$)

En este procedimiento, los efectos de transpiración y evaporación son determinados separadamente. Según esto, es indispensable el uso de dos sub-coeficientes: el coeficiente basal de cultivo (K_{cb}) que describe la transpiración de la planta, y coeficiente de evaporación de la superficie de suelo (K_e). Entonces,

$$K_c = K_{cb} + K_e \quad (3.40)$$

El coeficiente basal de cultivo, K_{cb} , es definido como la relación entre ET_c y ET_o cuando la capa superficial de suelo está seca, pero con la condición que el contenido promedio de agua de la zona de raíces es suficiente como para que la planta mantenga su nivel normal de transpiración. Este coeficiente representa el potencial básico del coeficiente K_c en ausencia de efectos adicionales de humedecimiento del suelo por irrigación o precipitación. El coeficiente de evaporación del suelo, K_e , describe el componente de evaporación desde la superficie de suelo. Si el suelo está húmedo después de una lluvia o un riego, K_e puede ser grande. Sin embargo, la suma de K_{cb} y K_e

nunca puede exceder un valor máximo, $K_c \text{ max}$, determinado por la cantidad de energía disponible para la evapotranspiración en la superficie de suelo. A medida que la superficie de suelo se va secando, K_e será más bajo y llegará a cero en el momento en que no quede agua para evaporación. La estimación de K_e requiere de la elaboración de un balance hídrico diario para poder calcular el contenido agua que queda en la capa superficial de suelo.

3.6.3 Selección de los coeficientes de cultivo

Los cambios en la vegetación y en la cobertura del terreno producen un cambio en el coeficiente de cultivo K_c durante el período de crecimiento.

En la Tabla 10 se tienen valores típicos de $K_c \text{ ini}$, $K_c \text{ mid}$ y $K_c \text{ end}$ para diferentes cultivos. Los coeficientes presentados están organizados por grupos (verduras pequeñas, legumbres, cereales, etc.) para permitir la localización del cultivo en la tabla y la comparación de cultivos dentro del mismo grupo. Existen características similares entre cultivos del mismo grupo, como altura de la planta, área de la hoja, cubrimiento del terreno y manejo de riego.

Tabla 9. Coeficientes de cultivo K_c y alturas medias de planta para cultivos bien manejados y sin estrés de humedad para climas subhúmedos ($RH_{\text{min}} \approx 45\%$, $u_2 \approx 2 \text{ m/s}$) para utilizar con la ETo de FAO Penman-Monteith

Cultivo	$K_c \text{ ini}$	$K_c \text{ mid}$	$K_c \text{ end}$	Máxima altura de cultivo, h (m)
a. Verduras Pequeñas	0.7	1.05	0.95	
Brócoli		1.05	0.95	0.3
Repollo, Col		1.05	0.95	0.4
Zanahorias		1.05	0.95	0.3
Coliflor		1.05	0.95	0.4
Apio		1.05	1.00	0.6
Ajo		1.00	0.70	0.3
Lechuga		1.00	0.95	0.3

Cebolla				
- junca (larga)		1.00	1.00	0.3
- cabezona		1.05	0.80	0.5
Espinaca		1.00	0.95	0.3
Rábano		0.90	0.85	0.3
b. Verduras – Familia Solanum (<i>Solanaceae</i>)	0.6	1.15	0.80	
Berenjena		1.05	0.90	0.8
Pimiento		1.05	0.90	0.7
Tomate		1.15	0.70- 0.90	0.6
c. Verduras – Familia Cucurbit (<i>Cucurbitaceae</i>)	0.5	1.00	0.80	
Pepino	0.6	1.00	0.75	0.3
Calabaza		1.00	0.80	0.4
Calabacín		0.95	0.75	0.3
Melón		1.05	0.75	0.4
Sandía	0.4	1.00	0.75	0.4
d. Raíces y Tubérculos	0.5	1.10	0.95	
Yuca				
- año 1	0.3	0.80	0.30	1.0
- año 2	0.3	1.10	0.50	1.5
Papa		1.15	0.75	0.6
Batata		1.15	0.65	0.4
Nabo		1.10	0.95	0.6
Remolacha	0.35	1.20	0.70	0.5
e. Legumbres (<i>Leguminosae</i>)	0.4	1.15	0.55	
Fríjol, verde	0.5	1.05	0.90	0.4
Fríjol, seco	0.4	1.15	0.35	0.4
Haba				
- Fresca	0.5	1.15 ²	1.10	0.8
- Seca	0.5	1.15	0.30	0.8

Garbanzo	0.4	1.15	0.35	0.8
Judías		1.05	0.60-0.35	0.4
Lenteja		1.10	0.30	0.5
Guisante				
- Fresco	0.5	1.15	1.10	0.5
- Seco		1.15	0.30	0.5
Soja		1.15	0.50	0.5-1.0
f. Verduras Perennes (con inactividad invernada y suelo inicialmente desnudo o con mulch)	0.5	1.00	0.80	
Alcachofa	0.5	1.00	0.95	0.7
Espárrago	0.5	0.95	0.30	0.2-0.8
Menta	0.60	1.15	1.10	0.6-0.8
Fresas	0.40	0.85	0.75	0.2
g. Cultivos de Fibra				
Algodón		1.15-1.20	0.70-0.50	1.2-1.5
Lino		1.10	0.25	1.2
Sisal		0.4-0.7	0.4-0.7	1.5
h. Oleaginosas	0.35	1.15	0.35	
Girasol		1.0-1.15	0.35	2.0
i. Cereales	0.3	1.15	0.4	
Cebada		1.15	0.25	1
Avena		1.15	0.25	1
Trigo		1.15	0.25-0.4	1
Maíz		1.20	0.60-0.35	2
Millo		1.00	0.30	1.5
Sorgo		1.00-1.10	0.55	1-2
Arroz	1.05	1.20	0.90-0.60	1

j. Forrajeras				
Heno de alfalfa				
- efectos promedio de corte	0.40	0.95	0.90	0.7
- períodos individuales de corte	0.40	1.20	1.15	0.7
- para semilla	0.40	0.50	0.50	0.7
Heno de Bermuda				
- efectos promedio de corte	0.55	1.00	0.85	0.35
- para semilla	0.35	0.90	0.65	0.4
Heno de trébol, Berseem				
- efectos promedio de corte	0.40	0.90	0.85	0.6
- períodos individuales de corte	0.40	1.15	1.10	0.6
Heno de pasto Rye				
- efectos promedio de corte	0.95	1.05	1.00	0.3
Heno de pasto Sudan (anual)				
- efectos promedio de corte	0.50	0.90	0.85	1.2
- períodos individuales de corte	0.50	1.15	1.10	1.2
Hierba para pastoreo				
- Pastoreo rotativo	0.40	0.85- 1.05	0.85	0.15-0.30
- Pastoreo extensivo	0.30	0.75	0.75	0.10
Pasto para césped				
- temporada fría	0.90	0.95	0.95	0.10
- temporada cálida	0.80	0.85	0.85	0.10
k. Caña de Azúcar	0.40	1.25	0.75	3
l. Árboles y frutas tropicales				
Banano				
- 1 ^{er} año	0.50	1.10	1.00	3
- 2 ^{do} año	1.00	1.20	1.10	4
Cacao	1.00	1.05	1.05	3
Café				
- suelo desnudo	0.90	0.95	0.95	2-3

- suelo con maleza	1.05	1.10	1.10	2-3
Palma de dátiles	0.90	0.95	0.95	8
Palmera	0.95	1.00	1.00	8
Piña				
- suelo desnudo	0.50	0.30	0.30	0.6-1.2
- suelo con pasto	0.50	0.50	0.50	0.6-1.2
Árbol del caucho	0.95	1.00	1.00	10
Te				
- sin sombra	0.95	1.00	1.00	1.5
- con sombra	1.10	1.15	1.15	2
m. Uvas y Bayas				
Bayas (arbusto)	0.30	1.05	0.50	1.5
Uvas				
- Pasa	0.30	0.85	0.45	2
- Vino	0.30	0.70	0.45	1.5-2
Lúpulo	0.3	1.05	0.85	5
n. Árboles frutales				
Almendro, sin terreno cubierto	0.40	0.90	0.65	5
Manzanos, Cerezos, Peras				
- suelo desnudo, con heladas	0.45	0.95	0.70	4
- suelo desnudo, sin heladas	0.60	0.95	0.75	4
- suelo cubierto, con heladas	0.50	1.20	0.95	4
- suelo cubierto, sin heladas	0.80	1.20	0.85	4
Albaricoque, Durazno, Ciruelo				
- suelo desnudo, con heladas	0.45	0.90	0.65	3
- suelo desnudo, sin heladas	0.55	0.90	0.65	3
- suelo cubierto, con heladas	0.50	1.15	0.90	3
- suelo cubierto, sin heladas	0.80	1.15	0.85	3
Aguacate, suelo desnudo	0.60	0.85	0.75	3
Cítricos, suelo desnudo				

- 70% dosel	0.70	0.65	0.70	4
- 50% dosel	0.65	0.60	0.65	3
- 20% dosel	0.50	0.45	0.55	2
Cítricos, suelo cubierto o con maleza				
- 70% dosel	0.75	0.70	0.75	4
- 50% dosel	0.80	0.80	0.80	3
- 20% dosel	0.85	0.85	0.85	2
Árboles de Coníferas	1.00	1.00	1.00	10
Kiwi	0.40	1.05	1.05	3
Olivos (40 a 60% del terreno cubierto por el dosel)	0.65	0.70	0.70	3-5
Pistachos, suelo desnudo	0.40	1.10	0.45	3-5
Huerto de nuez	0.50	1.10	0.6518	4-5
o. Humedales – clima templado				
Juncales, con heladas	0.30	1.20	0.30	2
Juncales, sin heladas	0.60	1.20	0.60	2
Vegetación corta, sin heladas	1.05	1.10	1.10	0.3
Pantano de junco, agua estancada	1.00	1.20	1.00	1-3
Pantano de junco, suelo húmedo	0.90	1.20	0.70	1-3
p. Especial				
Sup. Libre de Agua, < 2 m profundidad o en climas subhúmedos o trópicos		1.05	1.05	
Sup. Libre de Agua, > 5 m profundidad, libre de turbiedad, clima templado		0.6525	1.2525	

Fuentes primarias:

Kc ini: Doorenbos and Kassam (1979)

Kc mid y Kc end: Doorenbos and Pruitt (1977); Pruitt (1986); Wright (1981, 1982). Snyder et al., (1989)

El coeficiente a utilizar en este procedimiento es el Kc mid ya que la etapa media es donde el cultivo alcanza su máximo desarrollo y tiene mayor requerimiento de agua. Además, el valor de Kc mid es el mayor de los tres valores de coeficientes.

3.7 SELECCIÓN Y ANÁLISIS DEL PROCEDIMIENTO A UTILIZAR

La metodología FAO, tal cual fue comprendida y adaptada para el alcance de este proyecto de grado, tiene dos partes fundamentales: la aproximación del coeficiente simple y la aproximación del coeficiente doble de cultivo. En la primera, las características que difieren entre el cultivo particular y la superficie de referencia se resumen dentro de un solo coeficiente, el K_c . En la segunda, este coeficiente se separa en dos nuevos coeficientes que describen separadamente las fases evaporación desde el suelo y transpiración de la vegetación, tanto para el cultivo como para la superficie de referencia.

La aproximación del coeficiente simple es útil para la mayoría de las aplicaciones que tengan que ver con programación, diseño y administración de sistemas de riego. Por otro lado, la del coeficiente dual tiene aplicabilidad en cálculos cuyo propósito sea estimar detalladamente la evaporación desde el suelo; por ejemplo, en aplicaciones de sistemas de riego en tiempo real, modelamiento de calidad del agua, e investigaciones en general.

La resolución temporal para la metodología del coeficiente simple puede ser diaria o mensual tanto para los datos como para los cálculos. En cambio, la resolución temporal para la metodología del coeficiente dual necesariamente debe ser diaria, de lo contrario se estaría incurriendo en errores de estimación basados en falsos supuestos de contenido de humedad del suelo al principio del balance hídrico.

Por estas razones, el método que se escogió para estimar evapotranspiración en la cuenca fue el de la aproximación del coeficiente simple de cultivo.

4. COBERTURA VEGETAL EN LA CUENCA SUPERIOR DEL RÍO LEBRIJA

En este capítulo se expondrán algunas características de la cuenca haciendo referencia a parámetros de clasificación de los suelos y al tipo de vegetación existente en cada una de las microcuencas que la conforman. El fenómeno físico de evapotranspiración real requiere dos bases fundamentales para que tenga lugar: la evaporación desde la zona de raíces y el tipo de vegetación que la esté cubriendo. El contenido de agua en el suelo depende principalmente de su textura y de acuerdo a la clase de vegetación la transpiración se torna más o menos significativa en el proceso evapotranspirativo.

4.1. DIVISIÓN POR SUBCUENCAS Y MICROCUENCAS

La Cuenca Superior del Río Lebrija tiene una extensión de 1270 km² de los cuales 685 km² corresponden a la subcuenca del río Suratá y 585 km² a la del río de Oro. A la subcuenca del río Suratá pertenecen la microcuencas Vetás, Suratá Alto, Charta, Tona y Suratá Bajo. Finalmente, la subcuenca del río de Oro se divide en las microcuencas Oro Alto, Lato, Oro Medio, Frío y Oro Bajo.

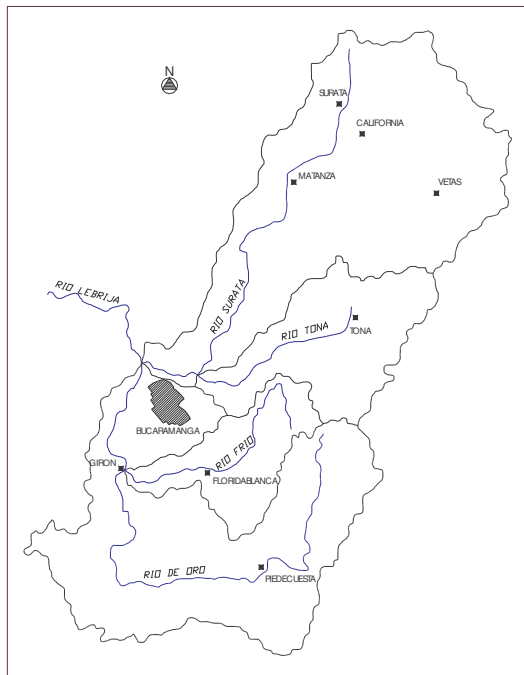
La siguiente tabla muestra de una manera más clara lo anterior:

Tabla 10. Conformación por microcuencas de la Cuenca Superior del Río Lebrija

Cuenca Superior del Río Lebrija		
Subcuenca	Microcuenca	Municipios
río Suratá	Vetas	Vetas, California
	Suratá Alto	Suratá, Matanza
	Charta	Charta
	Tona	Tona
	Suratá Bajo	
río de Oro	Oro Alto	Piedecuesta
	Lato	Piedecuesta
	Oro Medio	
	Frío	Floridablanca
	Oro Bajo	B/manga, Girón

Autores: Varios

Figura 10. Mapa general Cuenca Superior del río Lebrija



4.2. SUELO Y COBERTURA VEGETAL

El suelo es un producto de la transformación de minerales y la materia orgánica que se forma sobre la corteza terrestre bajo la influencia de los factores ambientales, el cual es atravesado por agua, aire y organismos, presenta una organización morfológica, es capaz de sostener plantas y constituye el sustrato donde se desarrolla la vida de los animales y el hombre.

El suelo se forma en un largo proceso en el que interviene el clima, los seres vivos y la roca más superficial de la litosfera. Este proceso es una sucesión ecológica en la que va madurando el ecosistema suelo. La roca es meteorizada por los agentes meteorológicos (frío/calor, lluvia, oxidaciones, hidrataciones, etc.) y así la roca se va fragmentando. Los fragmentos de roca se entremezclan con restos orgánicos: heces, organismos muertos o en descomposición, fragmentos de vegetales, pequeños organismos que viven en el suelo, etc. Con el paso del tiempo todos estos materiales se van estratificando y terminan por formar lo que se conoce como suelo.

Siempre se forman suelos muy parecidos en todo lugar en el que las características de la roca y el clima sean similares. El clima influye más en el resultado final que el tipo de roca y, conforme va avanzando el proceso de formación y el suelo se hace más evolucionado, menos influencia tiene el material original que formaba la roca y más el clima en el que el suelo se forma.

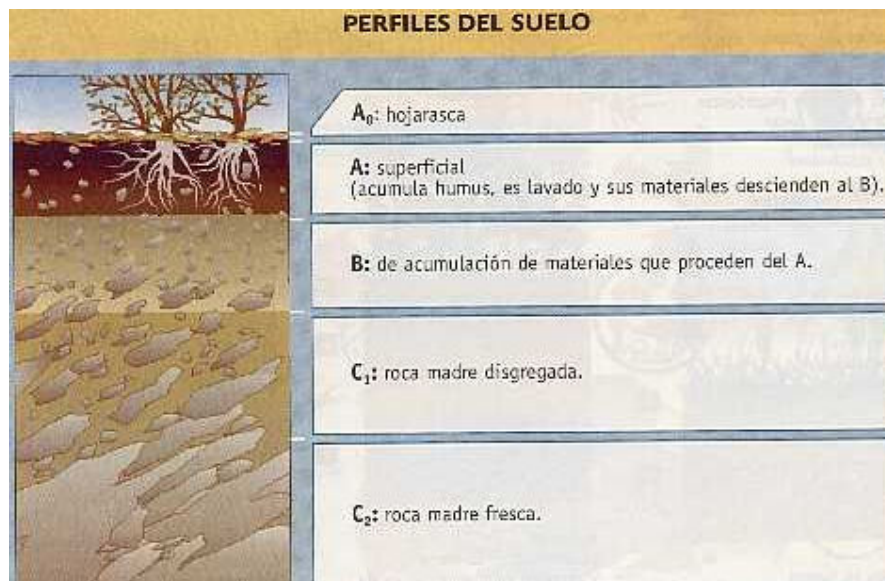
El proceso de formación del suelo estructura los materiales en unos estratos o capas característicos a los que se denomina horizontes. El conjunto de estos horizontes da a cada tipo de suelo un perfil característico. Tradicionalmente estos horizontes se nombran con las letras A, B y C, con distintas subdivisiones: A0, A1, etc. Sus características son:

- el horizonte A0 es el más superficial y en él se acumulan hojas, restos de plantas muertas, de animales, etc.

- el horizonte A acumula el humus por lo que su color es muy oscuro. El agua de lluvia lo atraviesa, disolviendo y arrastrando hacia abajo iones y otras moléculas. A esta acción se le llama lavado del suelo y es mayor cuando la pluviosidad es alta y la capacidad de retención de iones del suelo es baja (suelos poco arcillosos).
- el horizonte B acumula los materiales que proceden del A.
- el horizonte C está formado por la roca madre más o menos disgregada.

La siguiente figura ilustra lo anterior:

Figura 11. Secuencia de horizontes del suelo



Tanto como para la subcuenca del río Suratá como para la del río de Oro, el factor principal de la caracterización de los suelos es su secuencia de horizontes. Esta determina la textura de los perfiles y permite asignar a cada horizonte un valor de capacidad de campo y punto de marchitez para calcular la cantidad de agua que puede contener la zona de raíces.

La Tabla 11 muestra las texturas de suelo y los rangos de valores característicos de capacidad de campo y punto de marchitez.

Tabla 11. Características típicas de humedad para diferentes tipos de suelo

Tipo de Suelo (USA Soil Texture Classification)	Características de humedad del suelo			Parámetros de Evaporación	
	θ_{FC}	θ_{WP}	$(\theta_{FC} - \theta_{WP})$	Cantidad de agua que puede ser agotada por evaporación	
				Etapa 1 REW	Etapas 1 y 2 TEW* (Ze = 0.10m)
	m^3/m^3	m^3/m^3	m^3/m^3	mm	mm
Arena	0.07 - 0.17	0.02 - 0.07	0.05 - 0.11	2 - 7	6 - 12
Arenoso Franco	0.11 - 0.19	0.03 - 0.10	0.06 - 0.12	4 - 8	9 - 14
Franco Arenoso	0.18 - 0.28	0.06 - 0.16	0.11 - 0.15	6 - 10	15 - 20
Franco	0.20 - 0.30	0.07 - 0.17	0.13 - 0.18	8 - 10	16 - 22
Franco Limoso	0.22 - 0.36	0.09 - 0.21	0.13 - 0.19	8 - 11	18 - 25
Franco Arcilloso	0.25 - 0.36	0.10 - 0.22	0.15 - 0.19	8 - 11	20 - 25
Limo	0.28 - 0.36	0.12 - 0.22	0.16 - 0.20	8 - 11	22 - 26
Franco Arcillo Arenoso	0.29 - 0.37	0.14 - 0.23	0.14 - 0.19	8 - 11	22 - 27
Franco Arcillo Limoso	0.30 - 0.37	0.17 - 0.24	0.13 - 0.18	8 - 11	22 - 27
Arcillo Arenoso	0.30 - 0.40	0.17 - 0.26	0.13 - 0.19	8 - 11	22 - 28
Arcillo Limoso	0.30 - 0.42	0.17 - 0.29	0.13 - 0.19	8 - 12	22 - 28
Arcilla	0.32 - 0.40	0.20 - 0.24	0.12 - 0.20	8 - 12	22 - 29

$$*TEW = (\theta_{FC} - 0.5 \theta_{WP}) Ze * 1000$$

Tomada del libro de la FAO y adaptada por los autores

La cantidad de agua que puede ser agotada por evaporación durante un ciclo completo de secamiento puede entonces estimarse como:

$$TEW = 1000 (\theta_{FC} - 0.5 \theta_{WP}) Ze \quad (4.1)$$

donde

TEW agua total evaporable = profundidad máxima de agua que puede ser evaporada desde el suelo cuando la capa superficial ha sido completamente humedecida [mm],

θ_{FC} contenido de agua del suelo a la capacidad de campo [m^3m^{-3}],

θ_{WP} contenido de agua del suelo en el punto de marchitez [m^3m^{-3}], y

La profundidad de la capa superficial de suelo sujeta a secamiento por evaporación [0.10 – 0.15m].

El uso y la cobertura vegetal del suelo son las diferentes formas de ocupación de la tierra; representadas por actividades de tipo agropecuario, minero, industrial o urbano, así como por los tipos de vegetación, cuya dinámica es consecuencia de las condiciones climáticas, topográficas, edáficas, socioeconómicas y culturales propias de cada región

Las siguientes definiciones presentan una idea general de cada uno de los tipos de uso del suelo y cobertura vegetal que se pueden tener en las zonas de estudio.

Bosque natural

Las especies dominantes en este tipo de cobertura son especies ecológicas de tallo o tronco leñoso. Una forma común de clasificar los bosques es como “primarios” y “secundarios”. Los *Bosques Primarios* son los que han conservado intactas sus características a lo largo de toda su existencia y nunca han sido modificados por ningún evento natural (incendios, deslizamientos, inundaciones, erupciones, huracanes) o atribuible al hombre (talas, quemas, extracción de especies animales o vegetales, etc.), mientras que los *Bosques Secundarios* han resurgido por un proceso sucesional denominado también secundario, donde el bosque primario fue eliminado o significativamente alterado. También se presentan los *Rastrojos* que son áreas de cultivo abandonadas que se encuentran en un proceso natural de revegetalización; equivalente a una etapa sucesional hacia bosque secundario.

Bosques plantados

Son aquellos que han sido sembrados por el hombre con un orden y distribución de siembra.

Matorrales paramunos

Tipo de cobertura donde domina una vegetación de porte herbáceo y arbustivo de estructura adaptada a una alta radiación UV, a temperaturas bajas con cambios bruscos y con alta capacidad de retención de agua. La vegetación característica puede empezar a aparecer por encima del límite del bosque, a unos 3200 msnm.

Pajonal de páramo

En el pajonal de páramo predominan monocotiledóneas de porte bajo, que constituyen comunidades de gramíneas poco diversas. Tal y como ocurre con el matorral paramuno, esta cobertura vegetal es importante para el almacenamiento de agua en el suelo y la liberación gradual de la misma al drenaje subsuperficial.

Tierras misceláneas

Estos usos de las tierras comprenden cuatro unidades de cobertura, a saber:

Cultivos mixtos.

Se trata de cultivos temporales, permanentes y semipermanentes mezclados. Tienen un factor de protección al suelo y de utilidad como hábitat para la fauna entre bajo y medio, dependiendo de la proporción en que estos se encuentren; siendo mayor si predominan los cultivos permanentes y menor si predominan los temporales.

Cultivos y pastos

Se trata de pastos naturales y mejorados mezclados con cultivos permanentes y temporales. Tienen un factor de protección al suelo y de utilidad como hábitat para la fauna entre mínimo y bajo, dependiendo de la proporción en que estos se encuentren; siendo mayor si predominan los cultivos permanentes y menor si predominan los pastos.

Pastos – rastrojos

Corresponden a áreas de potreros abandonados. Predominan los rastrojos bajos y el factor de protección será bajo.

Pastos - cultivos – rastrojos

Estas coberturas del suelo aparecen mezcladas, siendo casi imposible delimitarlas por separado. Si los pastos y los cultivos son limpios, la protección será mínima o inexistente.

Silvopastoril

El sistema silvopastoril combina la utilización de árboles con pastos naturales y manejados

Potreros Arbolados

Los potreros arbolados son bosques deforestados que actualmente se pueden definir como áreas con pastos naturales o manejados, con presencia de árboles o arbustos diseminados en su interior, que sirven de sombrío al ganado.

Potreros abiertos

Los potreros limpios son áreas de uso artificial del suelo, destinadas al cultivo de gramíneas nativas, o no, para el pastoreo de ganado. Normalmente se utiliza una sola especie y la aparición de latifoliadas se combate manual o químicamente.

Pastos Naturales

Pastizales con presencia de formaciones vegetales abrasivas y herbáceas asociadas.

Pastos Mejorados

Son áreas confinadas destinadas al pastoreo de vacunos y/o equinos, con utilización de pastos manejados.

Cultivos agrícolas

Agrupar aquellos terrenos utilizados en la explotación de cultivos para la producción de alimentos, ya sea que se trate de cultivos permanentes, semipermanentes y temporales.

Cultivos Transitorios o Temporales

Este tipo de cobertura ocurre donde se realizan actividades culturales para la producción de alimentos para el hombre por implantación periódica de cultivos. Su ciclo vegetativo (germinación, fructificación, inflorescencia, senectud) dura máximo un año y solo produce una cosecha durante ese período.

Cultivos semipermanentes y permanentes

Los cultivos semipermanentes son aquellos cuyo ciclo productivo dura alrededor de un año, pero, a diferencia de los temporales, al ser cosechados se cortan o podan y vuelven a producir otra cosecha. Ejemplos: el plátano y la caña, entre otros. Los cultivos permanentes corresponden a los que duran más de un año (en ocasiones 10 o más) con producción de varias cosechas. Uno de los cultivos más representativos en la zona es el café.

Cultivos Semipermanentes o Permanentes con Sombrío

Son áreas generalmente pequeñas dedicadas a cultivos semipermanentes o permanentes, con presencia de árboles y arbustos.

4.3. TEXTURAS DE LOS SUELOS EN LA CUENCA SUPERIOR DEL RÍO LEBRIJA

Esta caracterización se presenta en este documento como una adaptación de los Planes de Ordenamiento Ambiental cuya realización fue contratada por la

C.D.M.B. de la siguiente manera: los POAT⁴ de las microcuencas Vetas, Tona y Suratá Alto fueron desarrollados por la firma Gradex Ingeniería S.A. y los de las microcuencas Charta y Suratá Bajo por la misma C.D.M.B. con la colaboración de un grupo interdisciplinario de expertos bajo la dirección del señor Juan Agustín Gualdrón Rueda.

Para el estudio inicial del terreno se utilizaron aerofotografías. La metodología utilizada es la del análisis fisiográfico, propuesto por el CIAF (Centro Interamericano de fotointerpretación) – IGAC (Instituto Geográfico “Agustín Codazzi”, que sirve para determinar la relación fisiografía-suelo y así intentar describir los elementos ambientales que participan en esta relación.

El análisis fisiográfico es un sistema de clasificación mediante el cual es posible jerarquizar una zona cualquiera, de lo general a lo particular, en diferentes categorías. Ya que, de una parte, considera el suelo como un elemento de los paisajes fisiográficos y de otra, el ambiente geomorfológico determinado por el relieve, el material parental y el tiempo, junto con el clima, son los factores formadores de esos paisajes; por consiguiente, también lo serán de los suelos que encierran (POAT Vetas – CDMB, 2002).

Para caracterizar las diferentes microcuencas se elaboraron cuadros resumen que muestran los paisajes fisiográficos y los tipos de suelo que se encuentran en éstos de acuerdo a la distribución de los pisos térmicos existentes en la microcuenca.

Caracterización general de los suelos de acuerdo al tipo de clima.

- Clima extremadamente frío y muy frío. Comprende altitudes de mas de 3000 m.s.n.m. con relieve ondulado a muy escarpado, pasando por quebrado. La secuencia de horizontes encontrada con mayor frecuencia

⁴ Los autores de este proyecto de grado tienen el consentimiento verbal de la C.D.M.B. para utilizar la información contenida en los POATs siempre y cuando se hagan las referencias respectivas.

es A – B – C, la cual presenta texturas predominantemente franco arenosa a franco arcilloarenosa, bien drenados. Así mismo se encontró que la fertilidad para los suelos de este clima es baja a muy baja.

- Clima frío. Relieve ondulado a quebrado. La secuencia de horizontes encontrada con mayor frecuencia es también A – B – C presentando texturas franco arcillosas a arcillosas. Las condiciones adversas del clima (vientos fuertes, heladas y alta nubosidad), las fuertes pendientes, la poca profundidad efectiva, la baja fertilidad y los contenidos altos en saturaciones de aluminio en la mayoría de sus componentes, constituyen los limitantes más sobresalientes para el uso de estas tierras
- Clima Medio. Ocupa tipos de relieve ligero, moderado y fuertemente inclinado. Las secuencias de horizontes predominantes son A – C y A – R con texturas arcillo arenosa y arenosa franca. Estos suelos están limitados para el uso agropecuario por el clima seco, la erosión y la poca profundidad radicular.

Las microcuencas Suratá Alto, Tona y Vetas comprenden todos los tipos de clima descritos en esta sección. La microcuenca de Charta no presenta el clima extremadamente frío, mientras que la de Suratá Bajo presenta solo los climas frío y medio.

Las siguientes tablas muestran las texturas presentadas por los suelos dependiendo el clima en el que se encuentren, además presentan información de las características de humedad.

Tabla 12. Suelos Microcuenca Vetas

	Características	Texturas	CC	PM	AU
Suelos montañosos en clima extremadamente frío y muy frío	Muy superficiales limitados por roca coherente, bien a moderadamente drenados, perfil tipo A-R y A - B - C. Fertilidad baja a muy baja.	Franco arenosa y Franca	0,18 - 0,28 0.20 - 0.30	0,06 - 0,16 0.07 - 0.17	0,11 - 0,15 0.13 - 0.18
Suelos montañosos en clima frío	Muy superficiales a superficiales. Bien drenados, perfil A - R y A - B - C. Fertilidad baja a muy baja.	Franco arenosa y Franco arcillosa	0,18 - 0,28 0.25 - 0.36	0,06 - 0,16 0.10 - 0.22	0,11 - 0,15 0.15 - 0.19
Suelos de piedemonte en clima medio	Bien drenados, superficiales a profundos, perfil A - C y A - B - AB - C	Arenosa franca y Franco arenosa	0,11 - 0,19 0.18 - 0.28	0,03 - 0,10 0.06 - 0.16	0,06 - 0,12 0.11 - 0.15
Suelos en valle aluvial en clima medio	Bien drenados, moderadamente profundos, fertilidad alta y baja, perfil A - C Y A - B - C.	Franco arcillo limosa y Franco arcillo arenosa	0,30 - 0,37 0.29 - 0.37	0,17 - 0,24 0.14 - 0.23	0,13 - 0,18 0.14 - 0.19
Suelos de montaña en clima medio	Bien drenados, Superficiales a moderadamente profundos, perfil A - R y A - B - C. Fertilidad muy baja.	Franco arcilloarenosa y Franco Arenosa	0,29 - 0,37 0.18 - 0.28	0,14 - 0,23 0.06 - 0.16	0,14 - 0,19 0.11 - 0.15

Fuente: POAT Vetas (CDBM, 2002)

Tabla 13. Suelos Microcuenca Suratá Alto

	Características	Texturas	C.C	P.M	A.U
Suelos de Montaña en clima Extremadamente frío	Ubicados en los sectores medios y bajos de la ladera, son bien drenados, superficiales su perfil es de tipo A - R. fertilidad natural baja a muy baja.	Franca y franca arenosa	0,20 - 0,30 0,18 - 0,28	0,07 - 0,17 0,06 - 0,16	0,13 - 0,18 0,11 - 0,15
Suelos de Montaña en clima muy frío	Muy superficiales, secuencia de horizontes A - R, fertilidad alta	Franco arenosa	0,18 - 0,28	0,06 - 0,16	0,11 - 0,15
Suelos de montaña en clima frío	Superficiales, bien drenados a excesivamente bien drenados, secuencia de horizontes A - R, A - C, A - B - C. Fertilidad variada	Franco arenosa, Franco arcillosa y arenosa franca	0.18 - 0.28, 0.25 - 0.36 0.11 - 0.19	0.06 - 0.16, 0.10 - 0.22 0.03 - 0.10	0.11 - 0.15, 0.15 - 0.19 0.06 - 0.12
Suelos de Piedemonte en clima frío	Bien drenados, superficiales a moderadamente profundos, perfil de tipo A - C, A - B - C. Fertilidad muy baja.	arenosa franca y franco arenosa	0,11 - 0,19 0,18 - 0,28	0,03 - 0,10 0,06 - 0,16	0,05 - 0,11 0,11 - 0,15
Suelos de montaña en clima medio	Bien drenados, superficiales a moderadamente profundos, secuencia de horizontes A - B, A - C, A - R. Fertilidad variable de muy baja hasta alta.	Franco arcillosa arenosa, arcillo arenosa, arcillosa	0.29 - 0.37 0.30 - 0.40 0.32 - 0.42	0.14 - 0.23 0.17 - 0.26 0.20 - 0.24	0.14 - 0.19 0.13 - 0.19 0.12 - 0.20
Suelos de Piedemonte en clima medio	Bien drenados, fertilidad alta y baja, moderadamente profundos, secuencia de horizontes A - C y A - B - C	Franco arcillolimoso y franco arenosa	0,30 - 0,37 0,18 - 0,28	0,17 - 0,24 0,06 - 0,16	0,13 - 0,18 0,11 - 0,15

Fuente: POAT Suratá Alto (CDBM, 2002)

Tabla 14. Suelos Microcuenca Tona

	Características	Texturas	C.C	P.M	A.U
Suelos de Montaña en clima Extremadamente frío	Bien a moderadamente drenados, Muy superficiales a profundos, secuencia de horizontes A - B - C y A - R. Baja fertilidad.	Franca Arenosa y Franca arcillosa	0,18 - 0,28 0,25 - 0,36	0,06 - 0,16 0,10 - 0,22	0,11 - 0,15 0,15 - 0,19
Suelos de Montaña en clima frío húmedo	Muy superficiales, bien a excesivamente bien drenados, secuencia de horizontes A - R, A - B - C y A - B. Baja a moderada fertilidad.	Franco arenosa, franco arcillosa y arcillosa	0,18 - 0,28 0,25 - 0,36 0,32 - 0,40	0,06 - 0,16 0,10 - 0,22 0,20 - 0,24	0,11 - 0,15 0,15 - 0,19 0,12 - 0,20
Suelos de montaña en clima medio húmedo	Bien drenados, superficiales a profundos, secuencia de horizontes A - B, A - C y A - R. Fertilidad de moderada a muy baja.	Franco arcillo arenosa, franco arcillosa y arcillosa	0,29 - 0,37 0,25 - 0,36 0,32 - 0,40	0,14 - 0,23 0,10 - 0,22 0,20 - 0,24	0,14 - 0,19 0,15 - 0,19 0,12 - 0,20
Suelos de Piedemonte en clima medio húmedo	Perfil de tipo A - C y A - B - C, bien drenados, superficiales a profundos. Fertilidad muy baja.	Arenosa franca y Franco Arenosa	0,11 - 0,19 0,18 - 0,28	0,03 - 0,10 0,06 - 0,16	0,06 - 0,12 0,11 - 0,15
Suelos de valle aluvial en clima medio	Bien drenados, moderadamente profundos, alta fertilidad, secuencia de horizontes A - C y A - B - C.	Franco arcillo limosa y Franco arcillo arenosa	0,30 - 0,37 0,29 - 0,37	0,17 - 0,24 0,14 - 0,23	0,13 - 0,18 0,14 - 0,19

Fuente: POAT Tona (CDMB, 2002)

Tabla 15. Suelos Microcuenca Suratá Bajo

	Características	Texturas	C.C	P.M	A.U
Suelos de Montaña en clima frío húmedo	Profundos, tienen buen drenaje, sucesión de horizontes A- B - C. Fertilidad natural baja.	A. Franco arenosa, B,C. franco arcilloarenosa	A.0,18 - 0,28 B,C 0,29-0,37	A.0,06- 0,16 B,C.0,14 - 0,23	A.0,11 - 0,15 B,C. 0,14 - 0,19
Suelos de Montaña en clima medio húmedo	Son bien drenados superficiales a profundos, presenta horizontes A - B - C. Fertilidad natural baja.	A. Franco arcilloarenosa, B,C. arcillosa	A.0,29 - 0,37 B,C 0,2 - 0,4	A.0,14 - 0,23 B,C 0,2 - ,24	A.0,14 - 0,19 B,C 0,12-,20
Suelos de montaña en clima medio seco	Bien drenados, muy superficiales a moderadamente profundos, secuencia de horizontes A - C - R. fertilidad natural baja	A. arcilloarenosa a gravilosa, C. Arenosa con gravilla	A. 0,30 - 0,4 C.0,07 - 0,17	A.0,17 - 0,26 C.0,02 - 0,07	A.0,13 - 0,19 C.0,05 - 0,11
Suelos de montaña en clima cálido seco	Bien a excesivamente drenados, superficiales, secuencia de horizonte A - C	A,C. Franco arenosa	0,18 - 0,28	0,06 - 0,16	0,11 - 0,15
Suelos de piedemonte en clima cálido seco	Bien drenados, medianamente profundos a profundos, secuencia de horizonte A - C	A. Franca con abundante gravilla y cantos rodados, C. Franco arcillosa	A. 0,18- 0,28 C. 0,25- 0,36	A. 0,06- 0,16 C. 0,10- 0,22	A. 0,11- 0,15 C. 0,1 - 0,19

Fuente: POAT Suratá Bajo (CDMB, 2002)

Tabla 16. Suelos Microcuenca Charta

	Características	Texturas	C.C	P.M.	A.U
Suelos de paisaje de montaña en clima muy frío	Bien drenados, muy superficiales a moderadamente profundos, secuencia de horizontes A - R, A - B - C, A - C. Presentan poca profundidad, fuertes pendientes y fertilidad baja.	A: Franco arenosa, Franco arcillosa B: Franco arcillo arenoso C: Franco arcilloso, franco arcillo arenoso	A 0.18 - 0.28, 0.25 - 0.36 B 0.29 - 0.37 C 0.25 - 0.36, 0.29 - 0.37	A 0.06 - 0.16, 0.10 - 0.22 B 0.14 - 0.23 C 0.10 - 0.22, 0.14 - 0.23	A 0.1 - 0.15, 0.15 - 0.19 B 0.14 - 0.19 C 0.15 - 0.19, 0.14 - 0.19
Suelos de paisaje de montaña en clima frío	Son bien drenados y profundos, presenta horizontes A - AC - C y A - B - C. Presenta fertilidad de moderada a baja.	Franco arcillo arenosa, Franca y Franca arcillosa	0.29 - 0.39, 0.20 - 0.30 0.25 - 0.36	0.14 - 0.23, 0.07 - 0.17 0.10 - 0.22	0.14 - 0.19, 0.13 - 0.18 0.15 - 0.19
Suelos de paisaje de lomas y colinas en clima frío	Moderadamente profundos, bien drenados, secuencia de horizontes A - B - C, Fertilidad baja	Franca a Franco arcillosa	0.20 - 0.30 0.25 - 0.36	0.07 - 0.17 0.10 - 0.22	0.13 - 0.18 0.15 - 0.19
Suelos de Terraza y abanicos en clima medio	Bien drenados, superficiales a moderadamente profundos, secuencia de horizontes A - B - C. Fertilidad natural de baja a moderada.	Franco arenosa y Franco arcillo arenosa	0.18 - 0.28 0.29 - 0.37	0.06 - 0.16 0.14 - 0.23	0.11 - 0.15 0.14 - 0.19
Suelos de paisaje de montaña en clima medio	son bien a excesivamente drenados, superficiales, secuencia de horizontes A - AC - C. Baja fertilidad natural	A y AC. Franco arcillosa C. Arenosa franca	A y AC. 0.25 - 0.36 C. 0.11 - 0.19	A y AC. 0.10 - 0.22 C. 0.03 - 0.10	A y AC. 0.15 - 0.19 C. 0.06 - 0.12

Fuente: POAT Charta (CDMB, 2002)

Tabla 17. Suelos Subcuenca Río de Oro

Paisaje	Clima	Características	Texturas	CC	PM	AU
Montaña	Muy frío ligeramente húmedo	Topografía inclinada, relieve escarpado a fuertemente escarpado, fertilidad alta	Franco arcilloarenosa y franca	0.29-0.37 0.20-0.30	0.14-0.23 0.07-0.17	0.14-0.19 0.13-0.18
	Muy frío moderadamente húmedo	Topografía fuertemente quebrada, fertilidad baja	Franco arcilloarenosa	0.29-0.37	0.14-0.23	0.14-0.19
	Frío moderadamente húmedo	Topografía ligeramente plana a ligeramente inclinada, fertilidad media	Franco arenosa	0.18-0.28	0.06-0.16	0.11-0.15
	Frío semi-húmedo	Relieve fuertemente quebrado, fertilidad baja	Franco arcilloarenosa	0.29-0.37	0.14-0.23	0.14-0.19
	Medio super-húmedo	Relieve fuertemente quebrado, fertilidad baja	Franco arcillosa	0.25-0.36	0.10-0.22	0.15-0.19
	Medio moderadamente húmedo	Relieve fuertemente quebrado a escarpado, fertilidad baja	Franco arcillosa	0.25-0.36	0.10-0.22	0.15-0.19
	Medio semi-húmedo	Relieve fuertemente escarpado a plano, fertilidad baja a media	Franco arenosa y franco arcillosa	0.18-0.28 0.25-0.36	0.06-0.16 0.10-0.22	0.11-0.15 0.15-0.19
	Medio semi-seco	Relieve fuertemente escarpado a ligeramente plano pasando por ondulado, fertilidad baja a alta, erosión severa	Franco arcillosa	0.25-0.36	0.10-0.22	0.15-0.19
	Cálido semiseco	Relieve fuertemente inclinado, fertilidad baja	Franco arcillosa	0.25-0.36	0.10-0.22	0.15-0.19
Piedemonte	Medio semi-húmedo	Relieve fuertemente escarpado a ligeramente plano pasando por ondulado, fertilidad baja	Franco arcillosa y franco arenosa	0.25-0.36 0.18-0.28	0.10-0.22 0.06-0.16	0.15-0.19 0.11-0.15
	Cálido semiseco	Relieve fuertemente quebrado a ligeramente plano, fertilidad moderada, erosión muy severa	Franco arcillosa	0.25-0.36	0.10-0.22	0.15-0.19
Valle	Cálido semiseco	Topografía ligeramente plana a plana, fertilidad media, erosión moderada	Franco arenosa y franco arcilloarenosa	0.18-0.28 0.29-0.37	0.06-0.16 0.14-0.23	0.11-0.15 0.14-0.19
	Medio semi-seco	Topografía ligeramente plana, fertilidad moderada	Franco arenosa	0.18-0.28	0.06-0.16	0.11-0.15
	Medio semi-húmedo	Topografía ligeramente inclinada a plana, fertilidad moderada a baja	Franco arcilloarenosa y franco arenosa	0.29-0.37 0.18-0.28	0.14-0.23 0.06-0.16	0.14-0.19 0.11-0.15

Fuente POAT Río de Oro (CDMB, 2004)

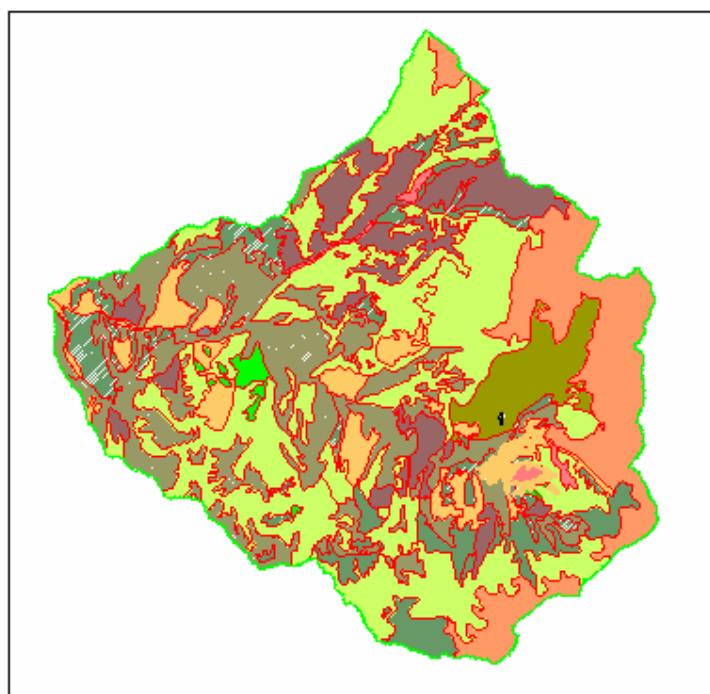
4.4. COBERTURA VEGETAL EN LA CUENCA SUPERIOR DEL RÍO LEBRIJA

Para la aplicación de la metodología propuesta es necesario describir, además de los suelos, la vegetación existente en las microcuencas para determinar los coeficientes de cultivo que se van a utilizar para la ponderación. Para esto se recurrió de nuevo a los POAT's y se elaboraron algunas tablas que muestran la distribución del uso del suelo con los valores de Kc individuales y ponderados

En las siguientes figuras se presenta una descripción de los usos encontrados en las microcuencas, clasificados de acuerdo con las unidades y convenciones dadas por la CDMB.

En el capítulo 6 se muestran las tablas de cobertura vegetal con los coeficientes de cultivo utilizados en la estimación de evapotranspiración real.

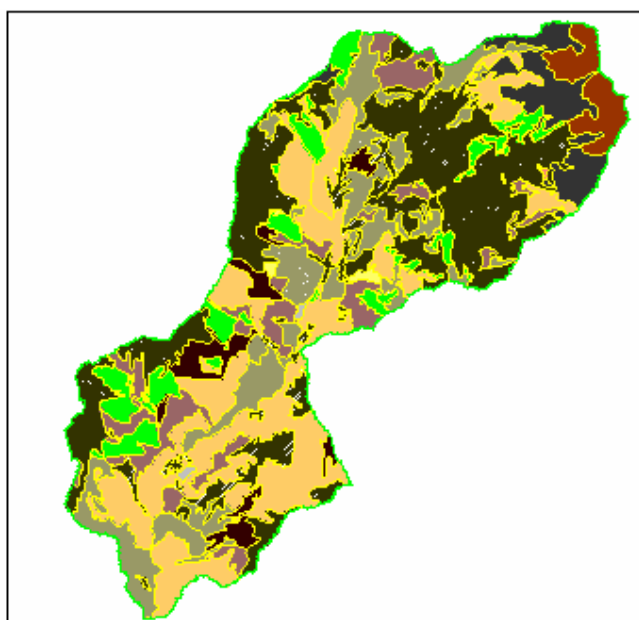
Figura 12. Mapa de cobertura vegetal microcuenca Vetas



GRAN GRUPO Nivel Exploratoria	GRUPO Nivel Reconocimiento	SUBGRUPO Nivel semidetallada	SIMBOLO	AREA (ha.)
CONSTRUCCIONES	INFRAESTRUCTURA URBANA		[Sólido Gris]	11.3
TIERRAS AGROPECUARIAS	CULTIVOS AGRICOLAS	Cultivos Transitorios	[Sólido Verde Oscuro]	197.5
		POTREROS ABIERTOS	Pastos Naturales	[Sólido Verde Claro]
	Pastos Mejorados		[Patrón de Puntos]	2128.9
	Pajonales Interventidos		[Patrón de Líneas Horizontales]	664.4
	TIERRAS MIXTAS O MISCELANEAS	Cultivos mixtos	[Patrón de Líneas Diagonales]	82.7
		Cultivos y pastos	[Patrón de Líneas Diagonales Invertidas]	449.2
Rastrojos y cultivos		[Patrón de Líneas Horizontales]	584.6	
TIERRAS AGROFORESTALES	SILVOPASTORIL	Potreros arbolados	[Sólido Marrón]	1508.5
BOSQUES	BOSQUE NATURAL	Secundario	[Sólido Verde]	2563.5
		Rastrojos	[Patrón de Líneas Diagonales]	951.7
	BOSQUE PLANTADO	Coníferas	[Sólido Verde Oscuro]	132.2
FORMAS ESPECIALES DE VEGETACION	MATORRAL	Paramuna	[Sólido Verde]	794.9
	HERBACEAS	Pajonales	[Patrón de Puntos]	2675.4
TIERRAS ERIALES	AFLORAMIENTO ROCOSO	Muebo	[Sólido Marrón]	1973.1
	SUELO DESNUDO	Erosion Provocada	[Patrón de Líneas Diagonales]	102.5

Fuente POAT Vetas (CDMB, 2002)

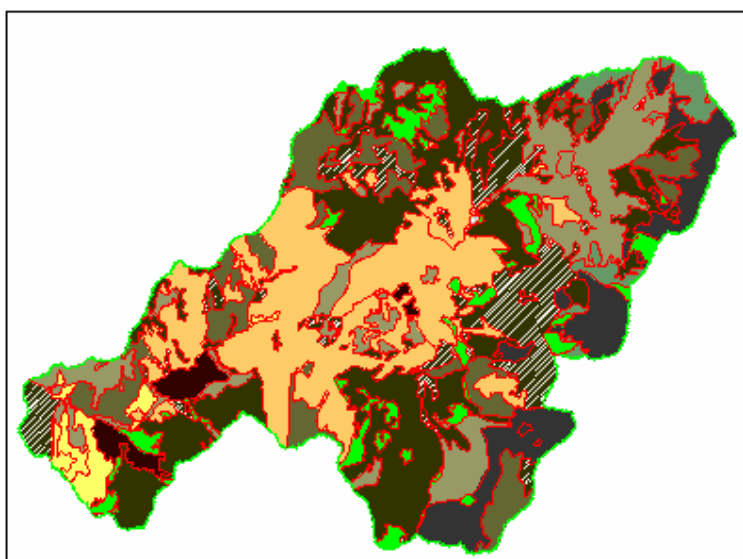
Figura 13. Mapa de cobertura vegetal microcuenca Suratá Alto



GRAN GRUPO Nivel Exploratorio	GRUPO Nivel Reconocimiento	SUBGRUPO Nivel semidetallado	SIMBOLO	AREAS	
				HAs	%
CONSTRUCCIONES	INFRAESTRUCTURA URBANA	Zona Urbana		25.41	0.18
TIERRAS AGROPECUARIAS	CULTIVOS AGRICOLAS	Cultivos Transitorios		28.50	0.21
		Cultivos permanentes		24.39	0.18
	POTREROS ABIERTOS	Pastos Naturales		1366.01	9.93
		Pastos Mejorados		1058.81	7.70
TIERRAS MIXTAS O MISCELANEAS		Cultivos y pastos		2977.01	21.07
TIERRAS AGROFORESTALES	SILVOPASTORIL	Potreros con cercas vivas		229.74	1.67
		Potreros arbolados		979.76	7.12
	SILVOAGRICOLA	Cultivos permanentes y/o semipermanentes sombreado con sombrero		535.23	3.89
BOSQUES	BOSQUE NATURAL	Secundario		3678.89	26.74
		Rastrojos		862.06	4.61
	BOSQUE PLANTADO			942.57	6.81
FORMAS ESPECIALES DE VEGETACION	HERBACEAS	Pajonales		797.16	5.80
TIERRAS ERIALES	AFLORAMIENTO ROCOSO	Masiva		444.03	3.23
	SUELO DESNUDO	Erosión Natural		5.85	0.04
TOTAL				13755	100.00

Fuente: POAT Suratá Alto (CDMB, 2002)

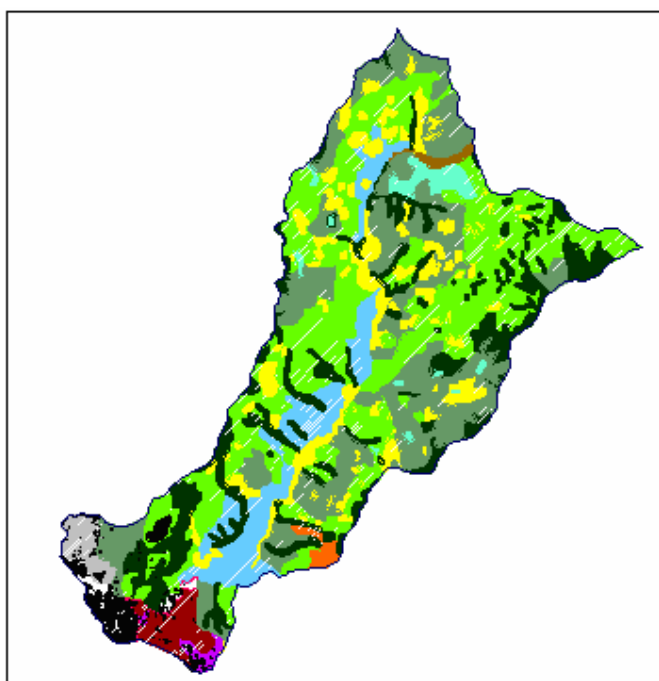
Figura 14. Mapa de cobertura vegetal microcuenca Tona



GRAN GRUPO Nivel Exploratorio	GRUPO Nivel Reconocimiento	SUBGRUPO Nivel semidetallado	AREA (ha)	SIMBOLO
CONSTRUCCIONES	INFRAESTRUCTURA URBANA		4,88	[Patrón de cuadrícula]
TIERRAS AGROPECUARIAS	CULTIVOS AGRICOLAS	Cultivos Transitorios	228,59	[Patrón de puntos]
		Cultivos permanentes	236,83	[Patrón de líneas horizontales]
	POTREROS ABIERTOS	Pastos Naturales	2307,28	[Patrón de líneas diagonales]
		Pastos Mejorados	370,12	[Patrón de líneas diagonales invertidas]
	TIERRAS MIXTAS O MISCELANEAS	Cultivos y pastos	3123,08	[Patrón de puntos]
TIERRAS AGROFORESTALES	SILVOPASTORIL	Potreros arbolados	2001,54	[Patrón de líneas horizontales]
	SILVAGRICOLA	Cultivos permanentes y/o semipermanentes sombra	386,91	[Patrón de líneas horizontales]
BOSQUES	BOSQUE NATURAL	Secundario	4485,63	[Patrón de líneas diagonales]
		Rastrales	1985,07	[Patrón de líneas diagonales invertidas]
	BOSQUE PLANTADO		582,86	[Patrón de líneas diagonales]
FORMAS ESPECIALES DE VEGETACION	MATORRAL	Paramuna	489,61	[Patrón de puntos]
	HERBACEAS	Pajonales	1721,28	[Patrón de líneas diagonales]
TIERRAS ERALES	AFLORAMIENTO ROCOSO	Malva	1,82	[Patrón de líneas diagonales]

Fuente: POAT Tona (CDMB, 2002)

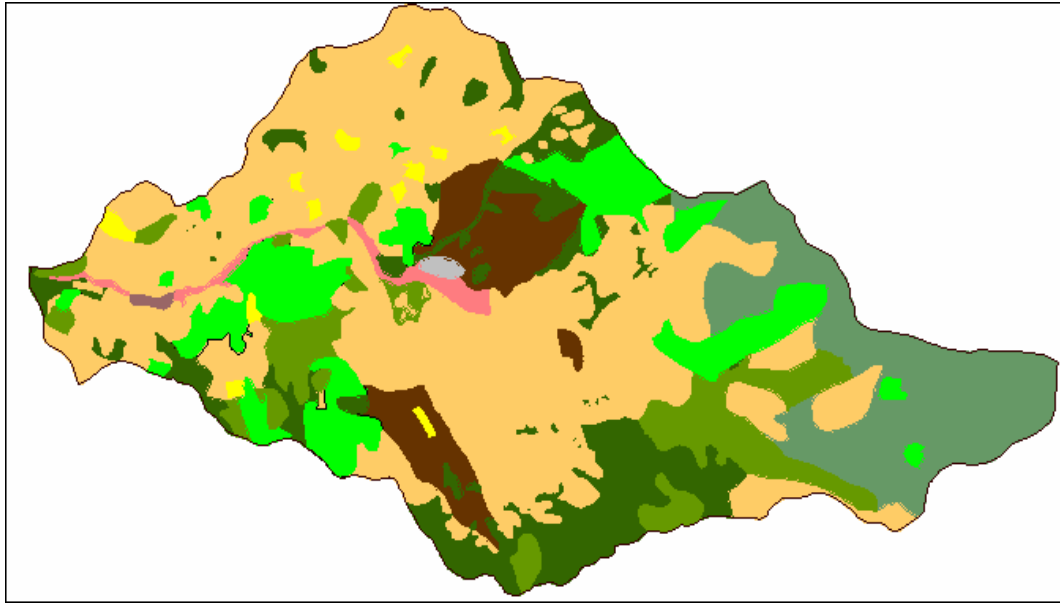
Figura 15. Mapa cobertura vegetal microcuenca Suratá Bajo



COLOR	NOMBRE	AREAS (Has)
	BOSQUE NATURAL	1613.72
	BOSQUE PLANTADO	303.80
	RASTROJO	2782.19
	VEGETACION ESPECIAL	1200.31
	CULTIVOS MIXTOS	1246.00
	POTREROS ABIERTOS	4252.47
	SISTEMAS SILVOPASTORILES	63.80
	SISTEMAS SILVAGRICOLAS	87.63
	MINERIA	33.02
	URBANO	200.45

Fuente: POAT Suratá Bajo (CDMB, 2001)

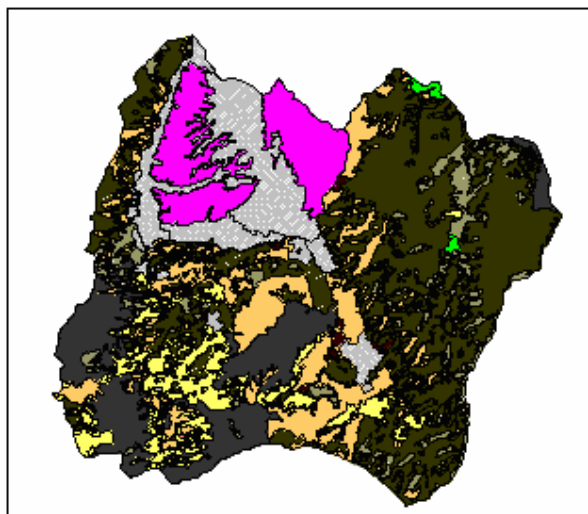
Figura 16. Mapa cobertura vegetal microcuenca Charta






















COLOR	NOMBRE	AREAS (Has)
	BOSQUE NATURAL SECUNDARIO	1034.62
	BOSQUE PLANTADO (CONIFERAS)	957.38
	RASTRÓJO	668.46
	VEGETACION HERBACEA DE PARAMO	1029.20
	SILVOPASTORIL (POTREROS ARBOLADOS)	506.37
	PASTOS NATURALES	3481.72
	SILVAGRÍCOLA (CAFÉ CON SOMBRIO)	15.10
	CULTIVOS PERMANENTES	103.47
	CULTIVOS MIXTOS	89.08
	SUELOS URBANOS	17.4

Fuente: POAT Charta (CDBM, 2001)

Figura 17. Mapa cobertura vegetal subcuena río de Oro



GRAN GRUPO	GRUPO	SUBGRUPO	AREA (Has)
AREAS PROTEGIDAS	D.M.I.	 DISTRITO DE MANEJO INTEGRADO BUCARAMANGA	5073.3
TIERRAS AGRO P. MIXTAS	CULTIVOS AGRICOLAS	 PIÑA	309.7
		 CITRICOS	111.0
		 C. SEMIPERMANENTES	3648.2
		 C. MIXTOS	6517.8
	POTREROS ABIERTOS	 PASTOS. NATURALES	4454.6
	TIERRAS AGRO P. MIXTAS	 CULTIVOS-PASTOS RASTROJO	1872.9
TIERRAS AGROFO RESTALES	SILVOAGRICOLA	 CAFE SOMBRERA	45.4
		 CAÑA-CARACOLI	233.8

BOSQUES	BOSQUE NATURAL	 BOSQUE SECUNDARIO	16061.2
		 PASTROJOS	4292.7
	BOSQUE PLANTADO	 CONIFERAS	375.3
FORMAS DE VEG ETACION ESPECIAL	ARBUSTIVAS	 MATORRALES	4629.7
	HERBACEAS	 PAJONALES	2137.9
		 VEG ETACION DE PARAMO	318.7
ERIAL	SUELO DESNUDO	 EROSION	42.2
		 MATERIAL DE ARRASTRE	21.2
INFRAESTRUCTURA CONSTRUIDA	URBANA	 ZONA URBANA	6691.9
	RURAL	 ZONA SUBURBANA	104.7

Fuente: POAT río de Oro (CDMB, 2004)

5. ANÁLISIS Y MANEJO DE DATOS METEOROLÓGICOS

Para este proyecto de grado se tuvo en cuenta las estaciones tipo climatológica principal (CP) y climatológica ordinaria (CO) pertenecientes al IDEAM y a la C.D.M.B. debido a que éstas manejan las cuatro variables hidrológicas necesarias para calcular la evapotranspiración de referencia (o “potencial”) cuyo valor es indispensable para estimar tasas de evapotranspiración real. Los registros de datos de las dos entidades fueron proporcionados por el GPH, quien ha ido recopilando información a lo largo de su tiempo de funcionamiento para llevar a cabo los diferentes estudios en la cuenca.

La idea que se planteó en el momento de comenzar la realización de esta investigación fue revisar y mejorar los resultados de evapotranspiración real obtenidos en el proyecto de grado “Un Estudio de Oferta Hídrica en la Cuenca Superior del Río Lebrija” elaborado por Mendoza y Sandoval (2002), en el cual se calculó la ETR con la ecuación de Budyko a partir de valores de evapotranspiración potencial y precipitación, para un período de estudio que se estipuló en 15 años (desde Enero de 1986 hasta Diciembre de 2000).

Como se ha mencionado en varias ocasiones, el cálculo de la evapotranspiración de referencia, ET_o , involucra cuatro variables fundamentales como son: brillo solar, humedad relativa, temperatura del aire y recorrido del viento. Es imperativo que las estaciones que se tengan para este estudio sobre evapotranspiración tengan registros en lo posible completos de estas variables.

5.1. ESTACIONES TIPO CP Y CO EN LA CUENCA SUPERIOR DEL RÍO LEBRIJA

La Tabla 18 relaciona las estaciones meteorológicas, que aún están en funcionamiento, localizadas en la cuenca, sin tener en cuenta las tipo limnimétrica (LM) y limnigráfica (LG).

Las estaciones Berlín y Aeropuerto Palonegro, que están por fuera de la divisoria de aguas de la cuenca, se tuvieron en cuenta por tres motivos fundamentales:

- resulta interesante conocer el comportamiento de la distribución de sus respectivas ET_o dentro de la cuenca,
- presentan las cuatro variables hidrológicas necesarias para calcular ET_o , y
- fueron útiles para establecer correlaciones con otras estaciones que presentaban datos faltantes en algunos registros.

Después de revisar la información hidrológica se elaboró la Tabla 19 que presenta la variable que maneja cada estación, así como el porcentaje de datos faltantes en la misma.

Para completar las series de algunos registros se recurrió a la información de la estación San Antonio, tipo CO, operada por el Comité de Cafeteros de Santander que presentó datos completos desde Septiembre de 1992 para las variables brillo solar, temperatura del aire, humedad relativa y precipitación.

Tabla 18. Listado de estaciones del IDEAM y de la C.D.M.B. ubicadas en la C.S.R.L.

	NOMBRE	LAT (N)	LON (W)	ELEV(msnm)	TIPO	COORDENADAS	
						X	Y
IDEAM	Vetas-El Pozo	07°19'	72°53'	3220	PM	1132400	1300300
	Matajira	07°13'	73°04'	996	PM	1112600	1290200
	UIS	07°08'	73°07'	1018	CP	1105933.6	1281632.7
	Vivero Suratá	07°21'	73°00'	1725	CO	1120400	1306100
	Tona	07°12'	72°58'	1910	PM	1122700	1287800
	Berlín	07°11'	72°52'	3214	CO	1133000	1286700
	Palonegro	07°08'	73°11'	1189	SP	1098742.9	1279868.9
	Llano Grande	06°58'	73°11'	777	CO	1101500	1269700
	La Floresta	07°05'	73°08'	925	PM	1105800	1275700
	Granja P/cuesta	07°00'	73°05'	1000	PG	1112300	1266000
	Palogordo	06°59'	73°09'	950	PM	1103200	1263100
	El Pantano	07°00'	73°12'	1280	PM	1094300	1265800
	El Picacho	07°07'	72°58'	3310	PM	1122500	1278000
	La Galvicia	07°09'	73°02'	1779	PM	1112600	1279150
CDMB	Club						
	Campestre	07°04'	73°07'	790	PG	1106398.82	1273071.53
	Charta	07°17'	72°58'	1950	CO	1122280.61	1297072.88
	Gramal	07°13'	72°56'	2470	CO	1125721.48	1289534.89
	La Flora	07°08'	73°06'	1170	PG	1107543.41	1280894.09
	C.D.M.B.	07°07'	73°07'	980	PG	1105857.10	1279096.09
	Mariana	07°08'	73°01'	2260	PM	1117627.48	1280310.18
	El Paujil	07°18'	73°05'	1560	PM	1109594.10	1298937.27
	El Roble	07°16'	72°58'	2690	PM	1123241.17	1295189.88
	Lago Alto	07°26'	72°58'	2600	PM	1122312.27	1314017.70
	P.T.A.R.	07°04'	73°08'	750	CO	1104802.91	1273129.03
	La Esperanza	07°04'	73°04'	1000	CO	1111228.36	1273581.60
	Sevilla	07°01'	73°00'	1850	PM	1119370.72	1267665.48
	El Rasgón	07°03'	73°00'	2185	CO	1119912.75	1270293.97

Tabla 19. Porcentaje de datos faltantes en las estaciones utilizadas para estimar ETR.

ESTACIONES – IDEAM					
NOMBRE	VARIABLE				
	Brillo Solar	Humedad Relativa	Precipitación	Recorrido del Viento	Temperatura
Berlín	2.8%	8.9%	3.3%	3.3%	1.1%
Llano Grande	100%	26.7%	6.1%	100%	13.9%
Vivero Suratá	4.4%	1.1%	0.6%	6.7%	0%
UIS	25%	8.9%	27.2%	7.8%	1.7%
Apto. Palonegro	0.6%	0.6%	1.1%	8.3%	0.6%

ESTACIONES – CDMB					
NOMBRE	VARIABLE				
	Brillo Solar	Humedad Relativa	Precipitación	Recorrido del Viento	Temperatura
Charta	23.3%	13.3%	21.7%	11.7%	13.9%
El Gramal	26.1%	35.9%	18.9%	100%	48.3%
El Rasgón	67.2%	63.9%	61.1%	100%	63.3%
La Esperanza	22.2%	33.9%	8.9%	2.8%	3.9%
P.T.A.R.	65.6%	65.6%	28.3%	100%	33.3%

5.2. ANÁLISIS CRÍTICO PRELIMINAR DE LAS SERIES HISTÓRICAS

Las series hidrológicas se caracterizan por dos componentes principales: el componente *determinístico* y el componente *estocástico*. El componente determinístico se reconoce por la presencia de tendencia y periodicidad en los datos (variaciones estacionales y cíclicas). La tendencia es causada por inconsistencias y/o falta de homogeneidad en la serie. La no homogeneidad se debe a cambios en el ambiente durante el período de registro, causados por procesos naturales o por factores antrópicos (la construcción de un embalse, por ejemplo). Los cambios climáticos y de uso del suelo también pueden causar no homogeneidad en las series. Las inconsistencias se pueden relacionar con la cantidad de errores sistemáticos durante el registro de los datos en el período de análisis (Hall, 2002). Este tipo de errores se debe a

lecturas deficientes por parte del observador, fallas en los instrumentos o cambios en la localización del lugar de medición de las variables.

La periodicidad es causada principalmente por los ciclos astronómicos. Los ciclos astronómicos principales son el día (rotación de la Tierra alrededor de su propio eje), el año (rotación de la Tierra alrededor del Sol) y el mes (rotación de la Luna alrededor de la Tierra).

El componente estocástico incluye variaciones aleatorias y residuales del ciclo hidrológico debido a que éste depende de otros sistemas (atmósfera, biosfera, litosfera). La aleatoriedad depende de procesos que se generan por el medio ambiente terrestre como turbulencia, vorticidad a gran escala, conversión de calor, opacidad atmosférica para las ondas radiativas incidentes y emitidas, etc. (Salas, 1980).

Ahora se analizarán las series de tiempo de las cinco variables climáticas para cada una de las estaciones. No sobra resaltar que el primer paso, antes del llenado de datos, es inspeccionar las series con sus registros puros, es decir, con datos faltantes y posibles tendencias. Asimismo, para cada estación se hará una breve descripción de lo que se encontró en los formatos de inspección que fueron revisados en las instalaciones del IDEAM; es decir, los metadatos de las estaciones. Hasta la fecha de la realización de este capítulo no fue posible conseguir metadatos para la estaciones de la C.D.M.B.

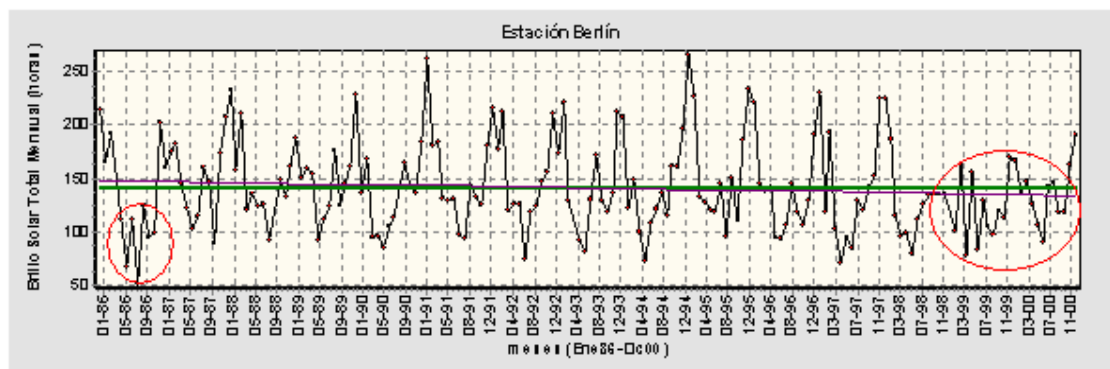
En las Figuras 18 a 37 se muestran las series de tiempo de las estaciones del IDEAM no descartadas. La línea gruesa representa la media de todo el período; la línea delgada indica la tendencia que puede ser creciente o decreciente o, en algunos casos, no existir.

1. Estación Berlín

La estación Berlín tuvo tres observadores durante el período comprendido entre Enero de 1986 y Diciembre de 2000. El primero tomó lecturas desde Enero de 1986 hasta Enero de 1987, el segundo desde Febrero de 1987 hasta Julio de 1999, el tercero desde Agosto hasta Septiembre de 1999 y desde Octubre de 1999 hasta Diciembre de 2000 estuvo el segundo observador (Febrero 87 – Julio 99). Según lo anterior se puede deducir que el período confiable para todos los registros sería aquel en el que estuvo el segundo observador (con excepción de la serie de humedad relativa), ya que los otros dos se distinguieron no precisamente por anotar bien las lecturas de los instrumentos de la estación.

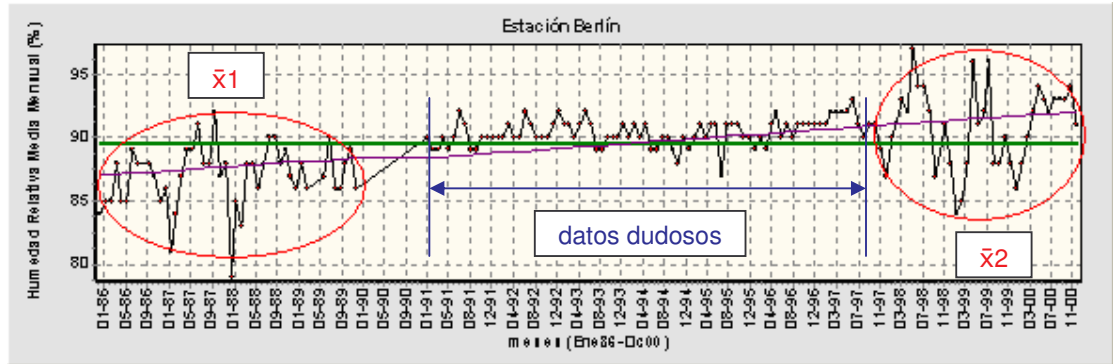
En cuanto a las lecturas del psicrómetro, hubo ventilación natural entre Junio de 1989 y Noviembre de 1991, entre Febrero y Noviembre de 1992 y entre Agosto y Septiembre de 1993. Ventilación artificial se presentó entre Octubre de 1993 y Marzo de 1994. Luego, hubo otro período en el cual no había aspirador (Abril de 1994 y Mayo de 1995. Se instaló de nuevo para Julio del mismo año y de lo que sucedió con el aspirador de ahí hasta Diciembre de 2000 no se tiene registro.

Figura 18. Brillo Solar Datos Puros – Estación Berlín



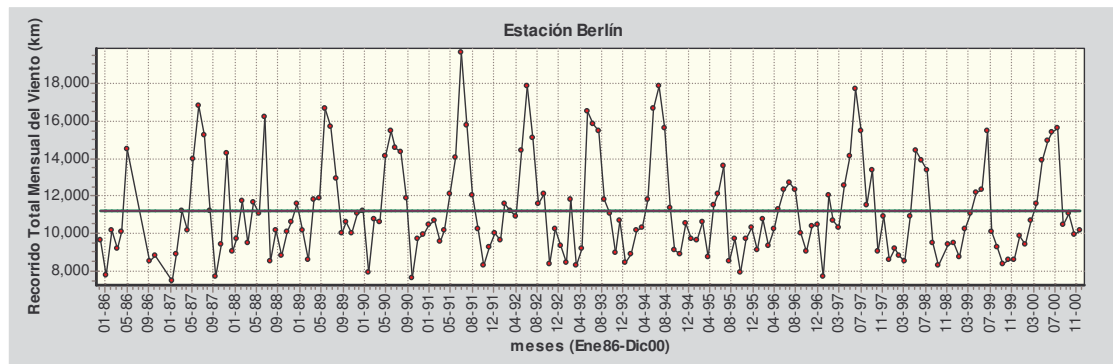
En la Figura 18 se observa una tendencia decreciente debido a los valores de los datos entre Sep98 y Dic00; sin embargo, la serie muestra una periodicidad bastante aceptable. También se observa un valle pronunciado entre May86 y Nov86.

Figura 19. Humedad Relativa Datos Puros – Estación Berlín



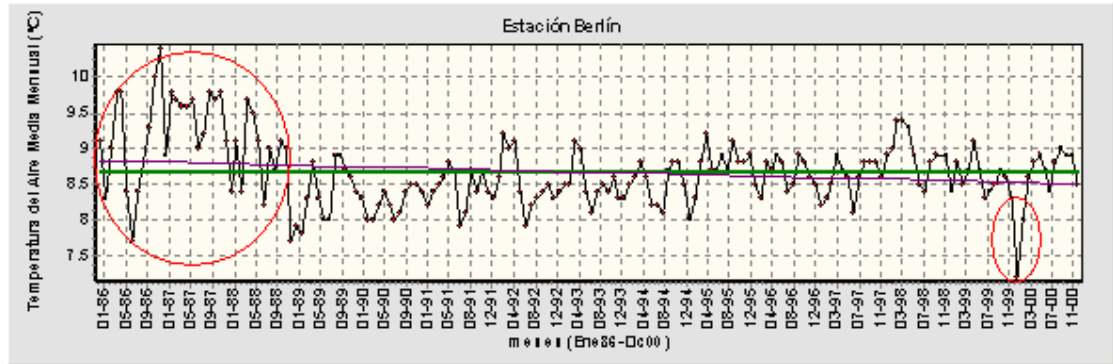
En la Figura 19 se tiene una tendencia creciente debido a los altos valores del período comprendido entre Abr98 y Dic00. Además, se observa un comportamiento anormal de los datos entre Enero de 1991 y Octubre de 1997, es decir, no se ve ninguna estacionalidad ni ciclicidad. No es equivocado pensar que estos datos no son representativos del comportamiento de la humedad relativa en la región. También se observan dos sub-períodos con medias bien diferentes: el primero entre Ene86 y Dic89 con media \bar{x}_1 y el segundo entre Dic97 y Dic00 con media \bar{x}_2 .

Figura 20. Recorrido del Viento Datos Puros – Estación Berlín



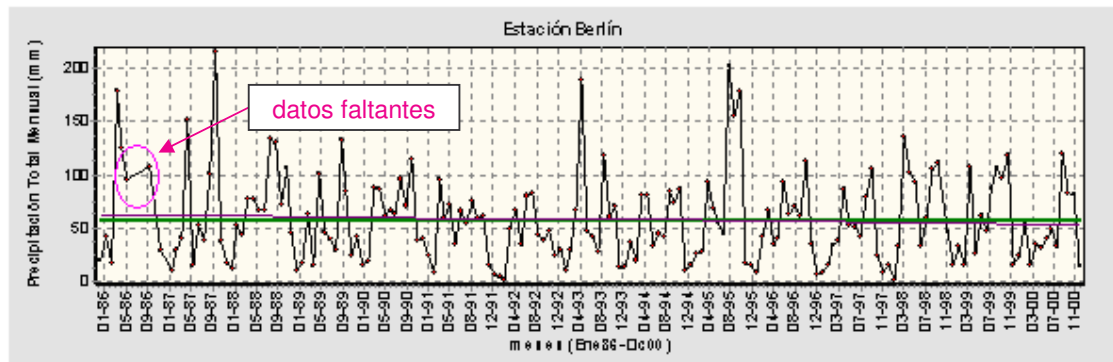
La serie de la Figura 20 se observa sin anomalías, no tiene tendencia alguna y presenta su estacionalidad y ciclicidad de manera correcta.

Figura 21. Temperatura del Aire Datos Puros – Estación Berlín



La Figura 21 muestra una tendencia decreciente a causa de los datos entre Ene86 y Nov88. Es necesario comparar la serie con registros históricos de fenómenos Niño – Niña para confirmar los altos valores al principio de la serie, así como el dato de Ene00 que sobresale del comportamiento general de la serie.

Figura 22. Precipitación Datos Puros – Estación Berlín

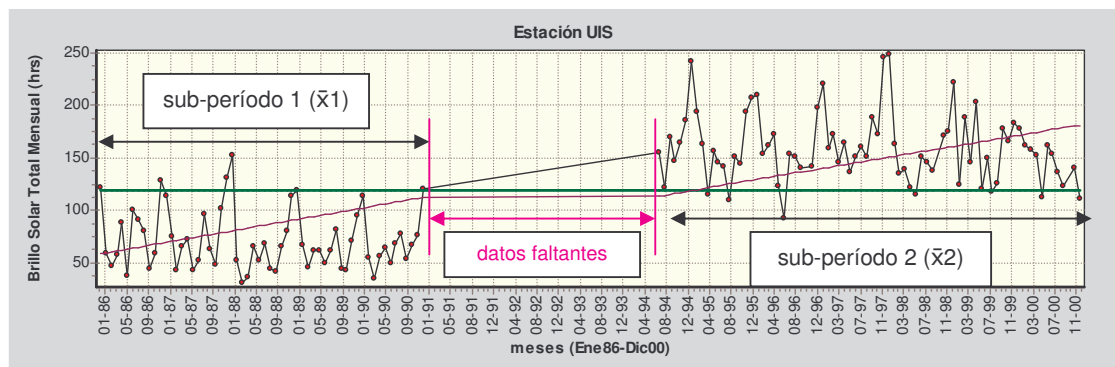


En la figura anterior se observa una tendencia decreciente; aparte de esto, la serie se ve normal y solo se requeriría llenar los datos faltantes con cualquiera de los procedimientos descritos más adelante. Cuando en la serie se observen líneas oblicuas de longitud significativa, esto quiere decir que existen datos faltantes en ese período. La aclaración anterior es válida para todas las series de todas las estaciones.

2. Estación UIS

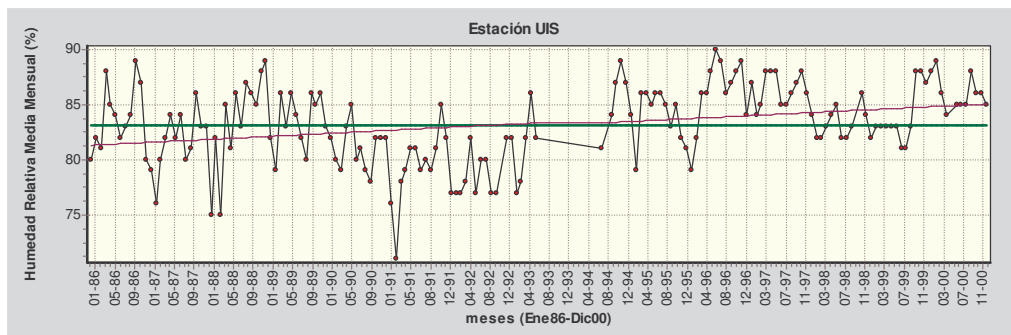
La estación UIS sufrió inconvenientes más serios. Inicialmente estuvo ubicada en la parte oriental de la universidad junto al vivero y colindando con un muro que obviamente generaba todo tipo de anomalías para los registros de brillo solar y recorrido del viento. Inclusive, el 7 de Noviembre de 1990 la observadora anotó que “Datos de lluvia, brillo solar y viento no son representativos”. En Agosto de 1993 se suspendió la estación y los registros quedaron en blanco desde Julio del mismo año hasta Junio de 1994. A partir de Julio de 1994 la estación funcionó donde está actualmente (o estaba antes de que la desmantelaran). Entre Agosto de 1993 y Abril de 1995 los celadores eran los observadores; luego, desde Mayo de 1995 quedó un observador debidamente capacitado para tomar bien las lecturas.

Figura 23. Brillo Solar Datos Puros – Estación UIS



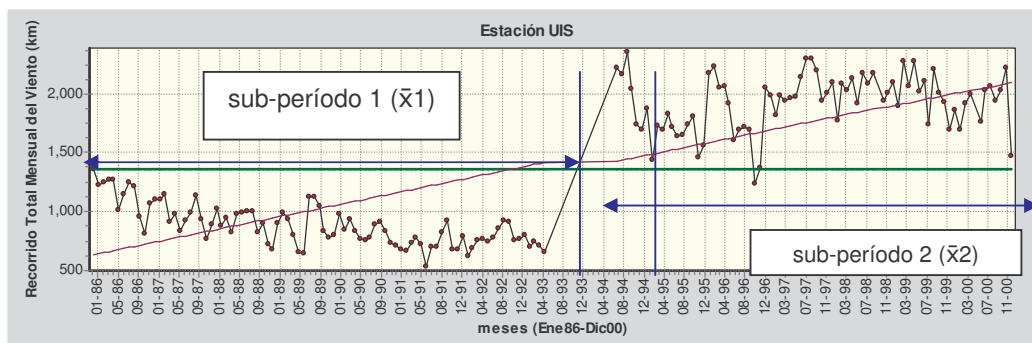
En la Figura 23 se observan dos sub-períodos con medias muy diferentes, uno entre Ene86 y Dic90 y el otro entre Jul94 y Dic00; se nota a simple vista que la media del segundo período es el doble de la del primero.

Figura 24. Humedad Relativa Datos Puros – Estación UIS



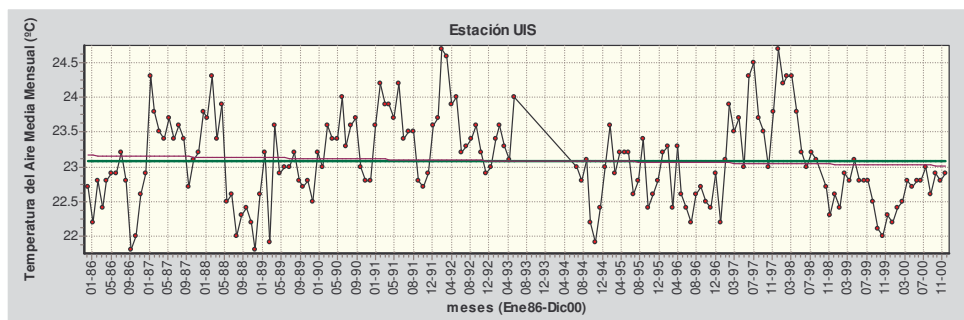
En la figura anterior la serie se muestra irregular y con tendencia creciente, no se observa periodicidad en los datos.

Figura 25. Recorrido del Viento Datos Puros – Estación UIS



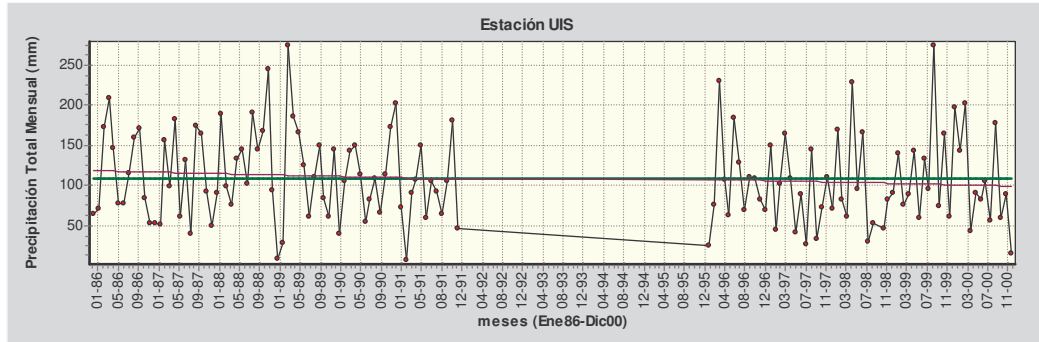
En la figura, al igual que Brillo Solar, se observan dos sub-períodos. El primero entre Ene86 y May93 y el segundo entre Jul94 y Dic00. La tendencia es creciente y las diferencias entre medias y varianzas de los dos son significativas. Recuérdese que la línea oblicua son datos faltantes.

Figura 26. Temperatura del Aire Datos Puros – Estación UIS



En la Figura 26 se observa una tendencia decreciente. Es necesario comparar con los registros de fenómenos Niño – Niña.

Figura 27. Precipitación Datos Puros – Estación UIS



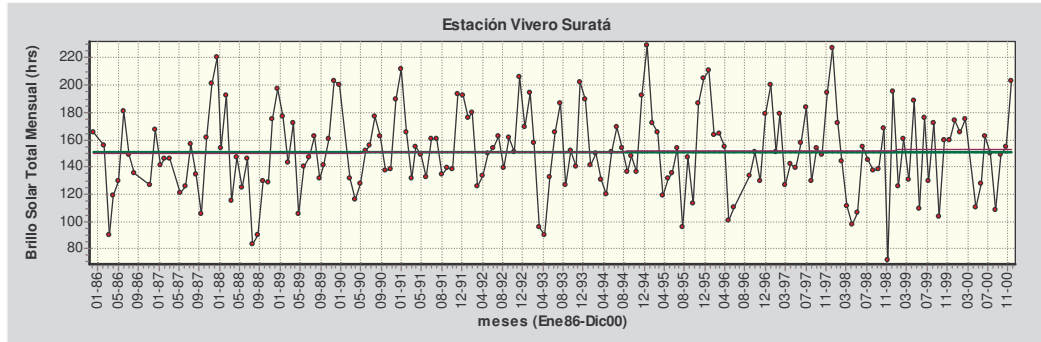
Se ve una tendencia decreciente a lo largo del período (Figura 27). La serie presenta un comportamiento normal en cuanto a estacionalidad y ciclicidad.

3. Estación Vivero Suratá

Para la estación Vivero Suratá se tiene que desde Abril de 1986 hasta Enero de 1987 el observador reportó obstáculos (árboles) ubicados a 10 metros aproximadamente de la estación que influirían notablemente en los registros de recorrido del viento. También reportó que desde Agosto de 1985 hasta Noviembre de 1996 el psicrómetro funcionó con ventilación natural. En Junio de 1987 se trasladó la estación unos 200 metros más arriba de su ubicación inicial ya que colindaba con una granja de la secretaria de agricultura de Santander y el ganado parece ser que derribaba la malla protectora, esto necesariamente repercutió en registros más confiables de recorrido del viento. No funcionó el aspirador durante Septiembre, Octubre y Noviembre de 1989; con ventilación natural también se registró el período desde Septiembre de 1999 hasta Diciembre de 2000. Durante Diciembre de 1990 y Mayo de 1991 se reportaron árboles como obstáculos.

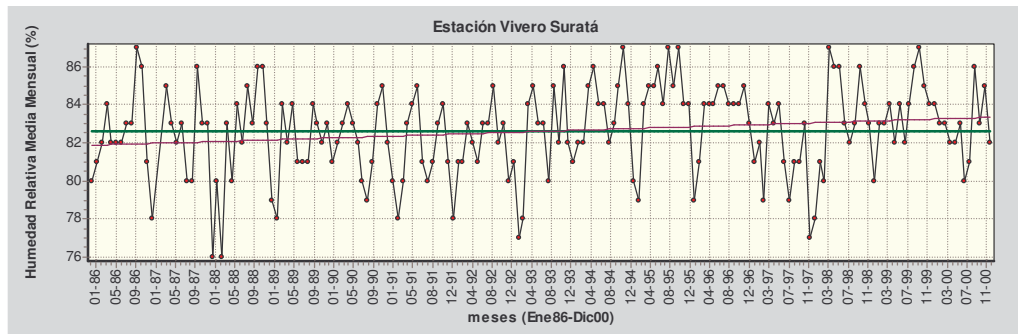
La estación Vivero Suratá fue visitada por un solo observador en el período de 15 años (Ene86 – Dic00).

Figura 28. Brillo Solar Datos Puros – Estación Vivero Suratá



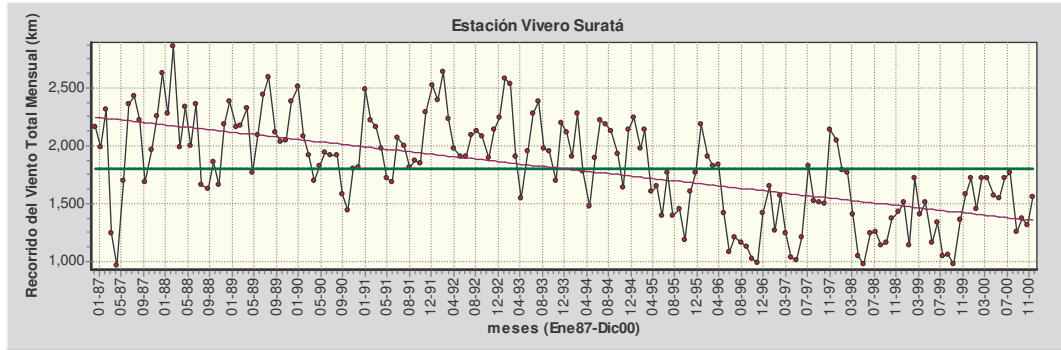
Observando la Figura 28 se deduce que la serie se muestra normal aunque presenta tendencia creciente.

Figura 29. Humedad Relativa Datos Puros – Estación Vivero Suratá



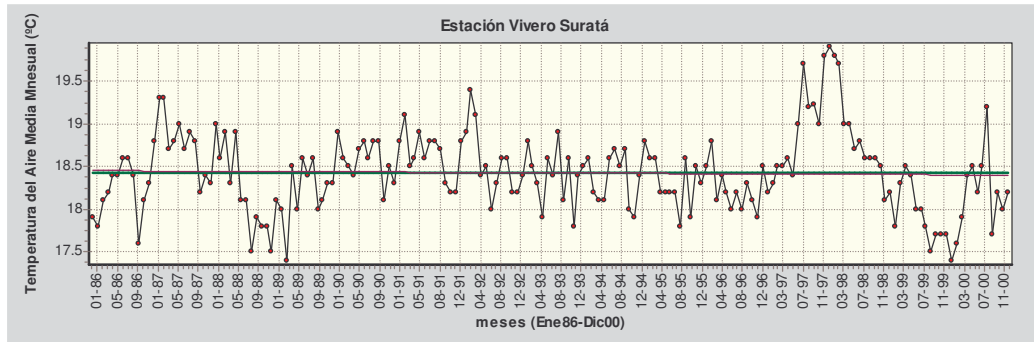
Si en la figura anterior no existiera la tendencia creciente la serie pasaría como normal. Entre Nov94 y Dic00 hay un evidente crecimiento del valor de los datos de humedad relativa.

Figura 30. Recorrido del Viento Datos Puros – Estación Vivero Suratá



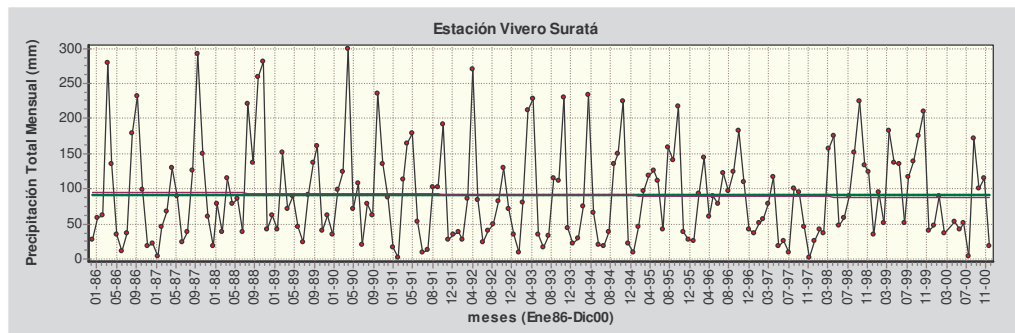
La serie anterior presenta una tendencia decreciente causada por obstáculos (vegetación) o por fallas en el anemómetro.

Figura 31. Temperatura del Aire Datos Puros – Estación Vivero Suratá



La serie de la Figura 31, al igual que casi todas las series de temperatura, muestra un comportamiento extraño. Se requiere identificar períodos de fenómenos Niño – Niña.

Figura 32. Precipitación Datos Puros – Estación Vivero Suratá

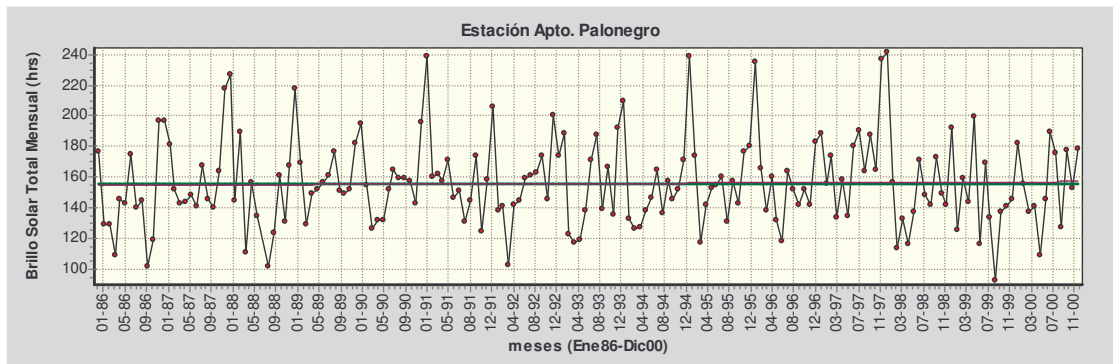


La serie anterior es normal ya que presenta periodicidad adecuada. Posee tendencia decreciente.

4. Estación Aeropuerto Palonegro

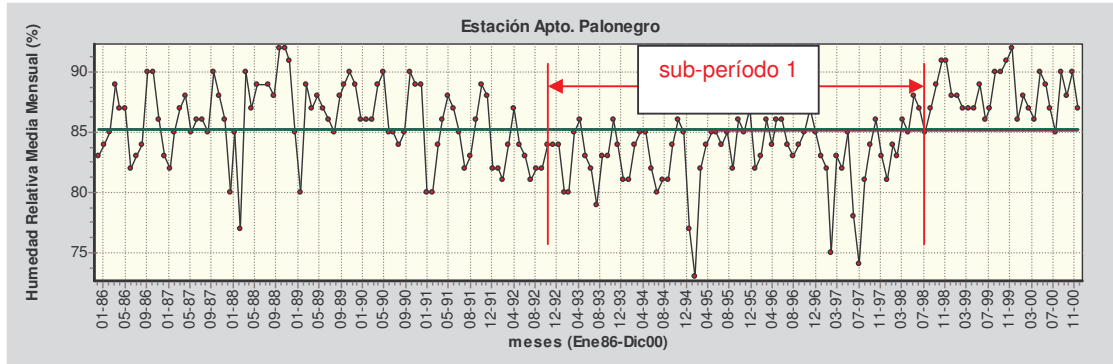
Esta estación es un caso especial. A diferencia de las otras, las lecturas las toma un funcionario contratado y capacitado directamente por el IDEAM. Además, se toman cada hora para ser reportadas a la torre de control del aeropuerto. En diálogo con funcionarios del IDEAM se concluyó que las lecturas de los instrumentos se realizan “a ojo” y esto no se escapa de algún error en el momento de anotar los datos, pero el hecho de que los registros que se venden al público son los mismos reportados a la torre de control de por sí genera cierto grado de confianza. En los formatos de las hojas de inspección no se encontró ningún tipo de anomalía para ningún instrumento, solamente el mantenimiento de rutina para los mismos.

Figura 33. Brillo Solar Datos Puros - Estación Apto. Palonegro



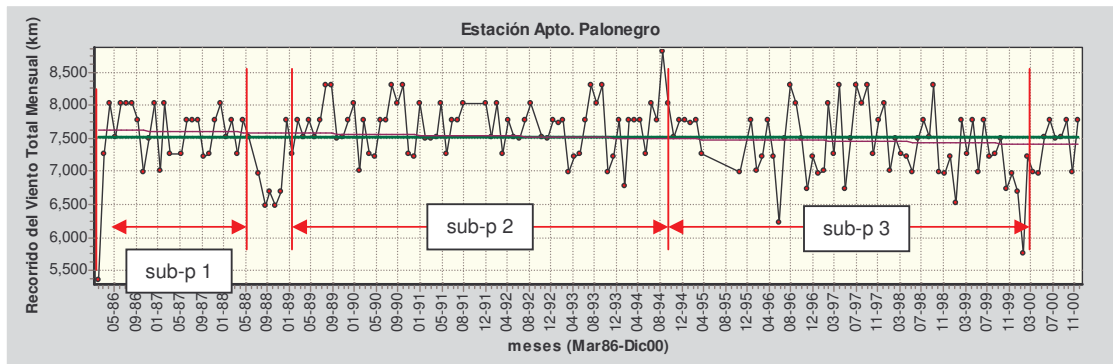
Como todos los registros de brillo solar, exceptuando la UIS, la serie anterior se comporta normalmente.

Figura 34. Humedad Relativa Datos Puros – Estación Apto. Palonegro



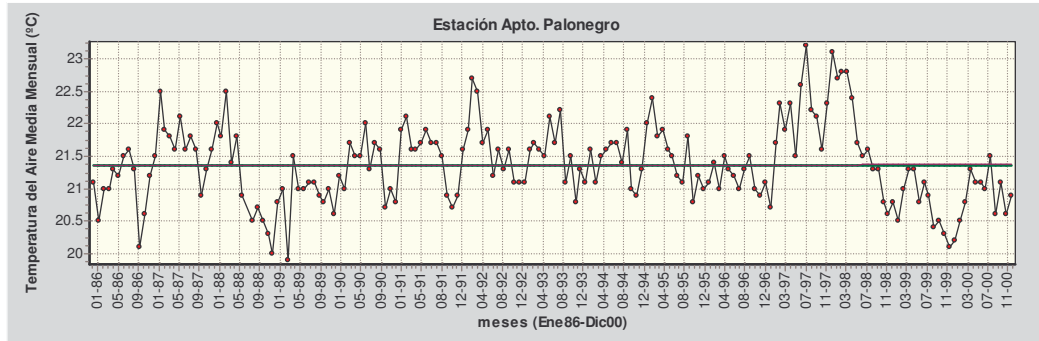
Según la Figura 34, entre Ago92 y Abr98 (sub-período1, en la figura) se observa una disminución notable en los valores de humedad relativa. La serie no presenta tendencia.

Figura 35. Recorrido del Viento Datos Puros – Estación Apto. Palonegro



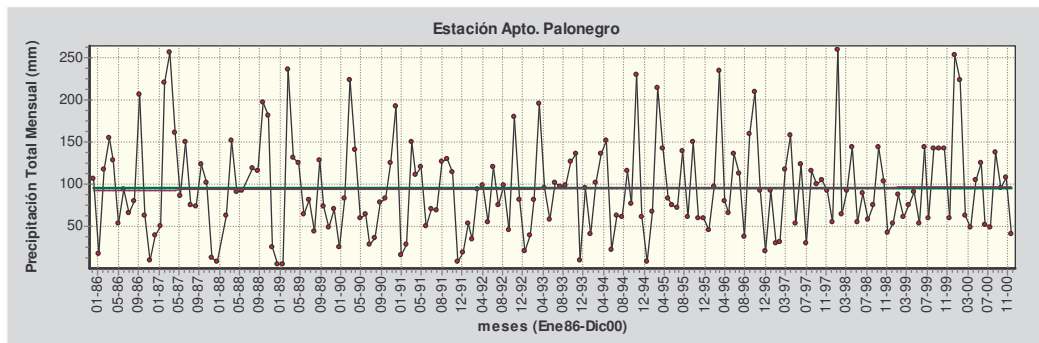
En la figura se observa una tendencia decreciente. Existen tres sub-períodos bien marcados: uno entre Abr86 y May88, otro entre Ene89 y Ago94 y el último entre Sep94 y Feb00, que permiten ver que los datos van alejándose de la media paulatinamente, a lo largo del período de estudio. El valor de Mar86 se aleja totalmente del comportamiento de la serie.

Figura 36. Temperatura del Aire Datos Puros – Estación Apto. Palonegro



La figura muestra que la serie se comporta erráticamente con picos muy altos y muy bajos. No existe tendencia.

Figura 37. Precipitación Datos Puros Apto. Palonegro



La serie es normal. Tiene estacionalidad y ciclicidad y posee una varianza casi constante a lo largo del período. Existe tendencia creciente.

En las Figuras 38 a 40 se presentan las series de la estación Llano Grande, también del IDEAM, y el lector por sí mismo y sin alguna explicación, se dará cuenta por qué fue rechazada. Esta estación, a pesar de ser tipo CO, no tiene registros de brillo solar y recorrido del viento.

Respecto a la estación Llano Grande se encontró que el primer observador estuvo desde Marzo de 1986 hasta Agosto de 1988, el segundo anotó desde Septiembre de 1988 hasta Junio de 1997 y el tercero desde Noviembre de

1997 hasta Diciembre de 2000. El aspirador estuvo fuera de servicio desde Septiembre de 1988 hasta Noviembre de 1989, desde Octubre de 1992 hasta Abril de 1995 y desde Mayo de 1997 hasta Diciembre de 2000. La estación fue suspendida en Mayo de 1997 y se reinauguró en Noviembre de 1997. El termómetro húmedo no funcionó desde Diciembre de 1995 hasta Marzo de 1996.

Figura 38. Humedad Relativa Datos Puros – Estación Llano Grande

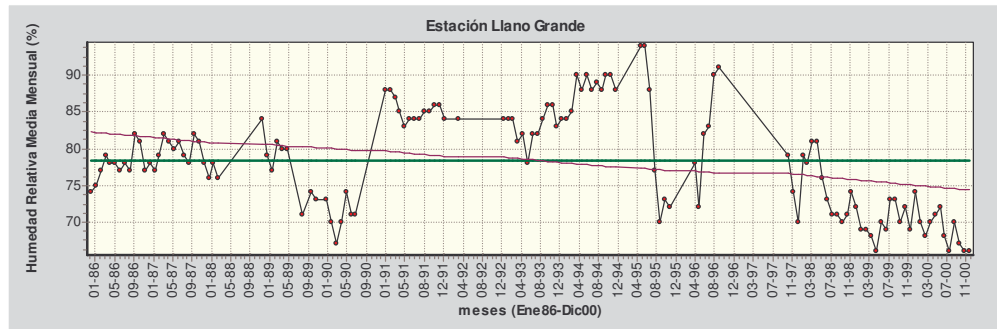


Figura 39. Temperatura del Aire Datos Puros – Estación Llano Grande

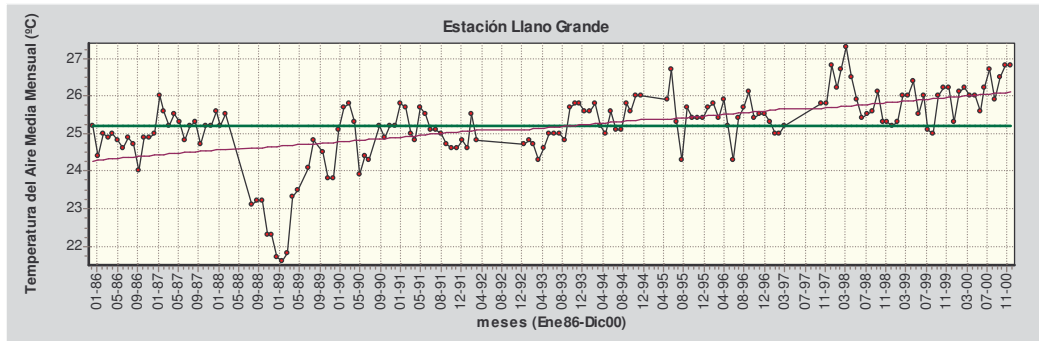
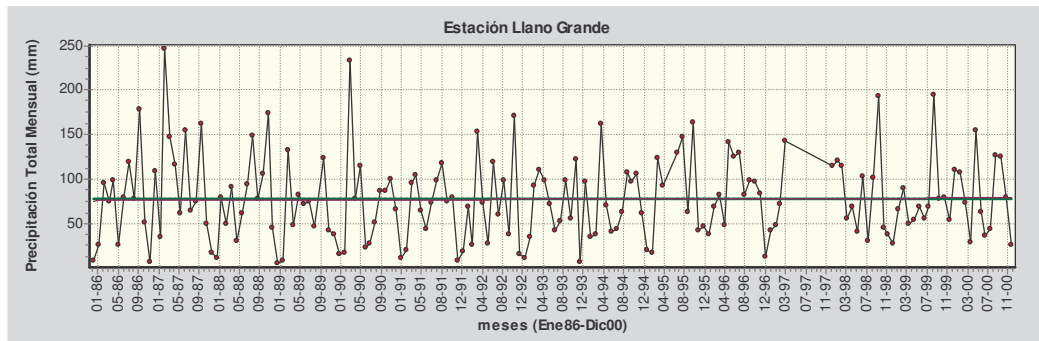


Figura 40. Precipitación Datos Puros – Estación Llano Grande

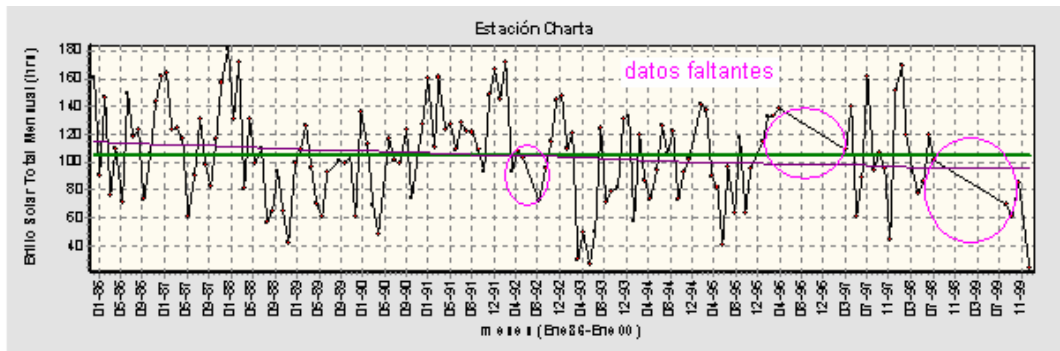


A juicio de los autores y del co-director, el único registro que se podría utilizar de la estación Llano Grande sería el de precipitación.

Ahora se muestran las series de las estaciones de la C.D.M.B. que se utilizaron para estimar evapotranspiración (Figuras 41 a 50)

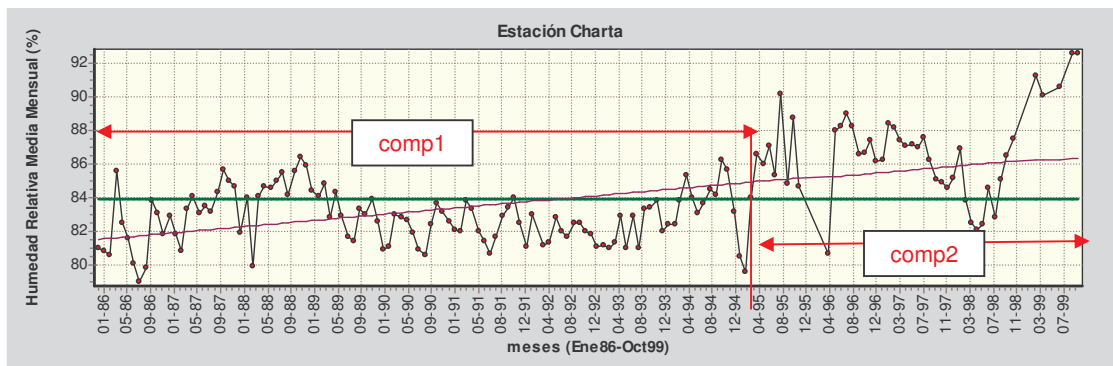
1. Estación Charta

Figura 41. Brillo Solar Datos Puros – Estación Charta



En esta serie existe una tendencia decreciente. El comportamiento de los datos es anormal en toda la serie (picos muy altos y valles muy bajos). Existen tres sub-períodos importantes con datos faltantes.

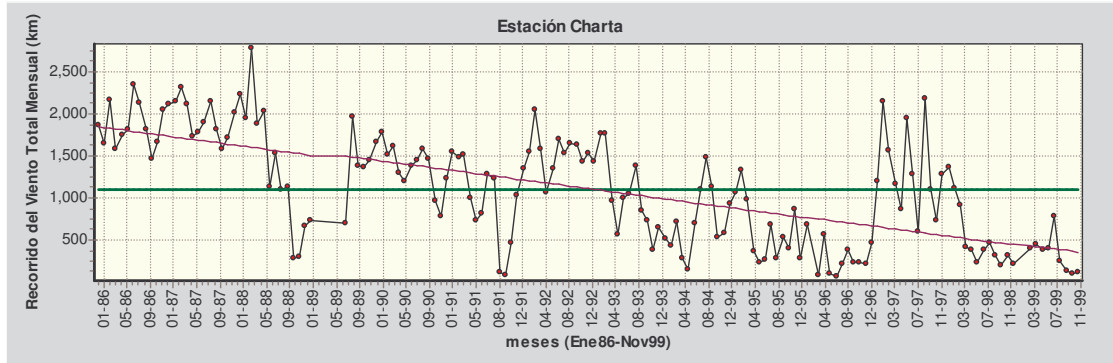
Figura 42. Humedad Relativa Datos Puros – Estación Charta



En la figura se nota una tendencia creciente en los datos. La serie tiene dos comportamientos bien marcados: uno desde Ene86 hasta Ene95 (comp1) y el otro desde Feb95 hasta Oct99 (comp2). En el primer sub-período los valores

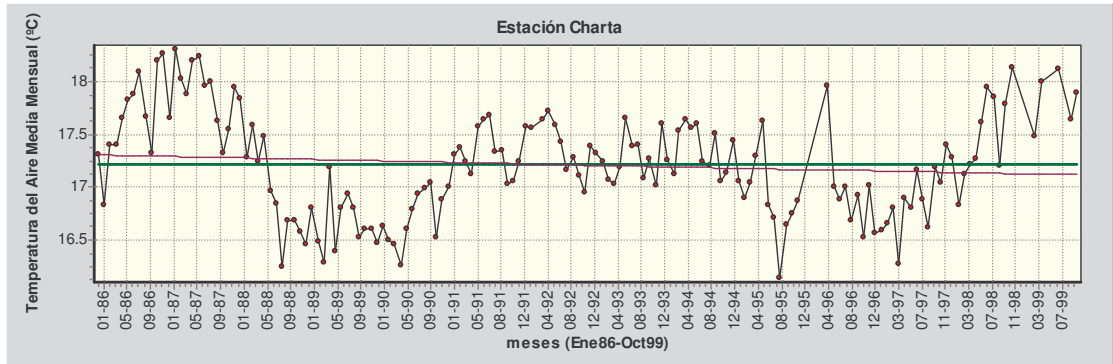
se agrupan estrechamente alrededor de la media y en el segundo ocurre una dispersión notable (varianzas diferentes para los dos sub-períodos).

Figura 43. Recorrido del Viento Datos Puros – Estación Charta



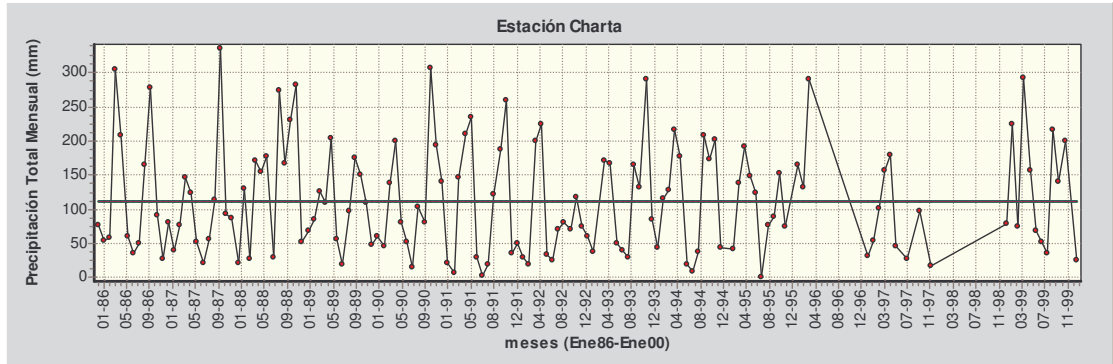
Para la Figura 43 la tendencia se nota desde el primer vistazo. El comportamiento errático de la serie es contundente.

Figura 44. Temperatura del Aire Datos Puros – Estación Charta



En la serie de la figura anterior existe tendencia decreciente. Los picos y valles se tienen que confirmar con fenómenos Niño – Niña.

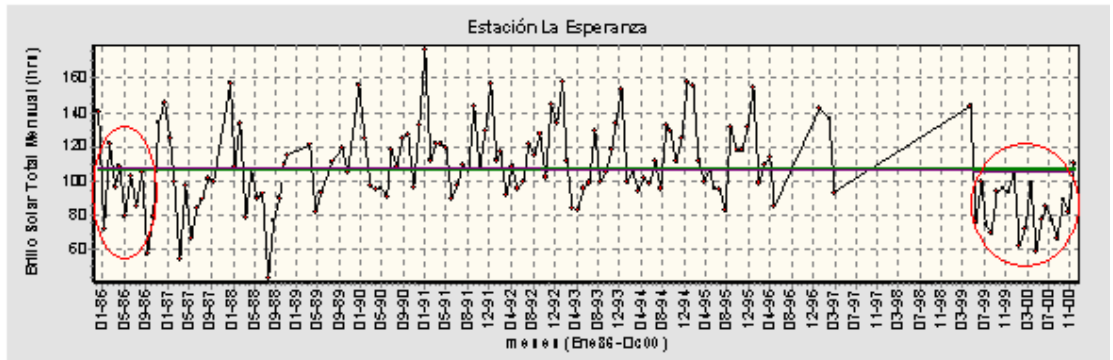
Figura 45. Precipitación Datos Puros – Estación Charta



La serie de precipitación (Figura 45) es normal y de buen comportamiento. No se nota tendencia alguna.

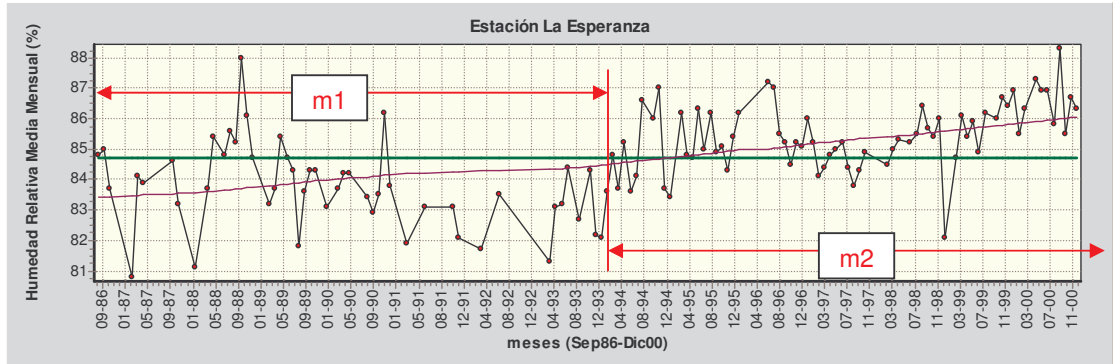
2. Estación La Esperanza

Figura 46. Brillo Solar Datos Puros – Estación La Esperanza



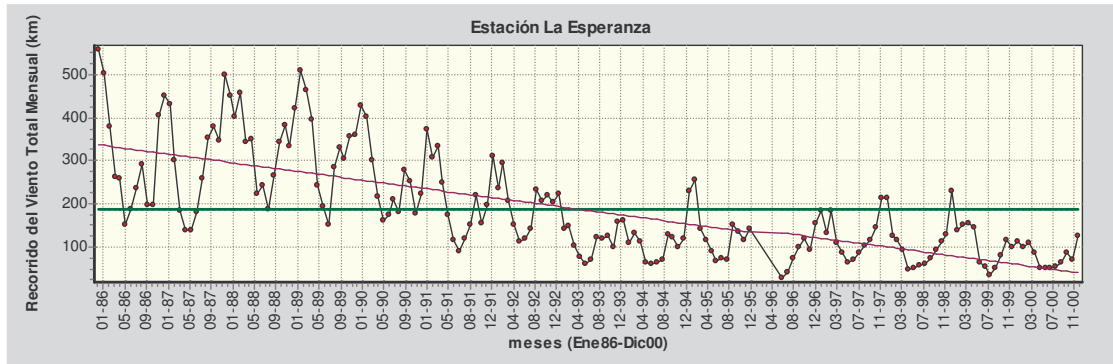
Aunque la serie anterior presenta una tendencia casi imperceptible, se observa un comportamiento diferente de las varianzas al principio y al final del período.

Figura 47. Humedad Relativa Datos Puros – Estación La Esperanza



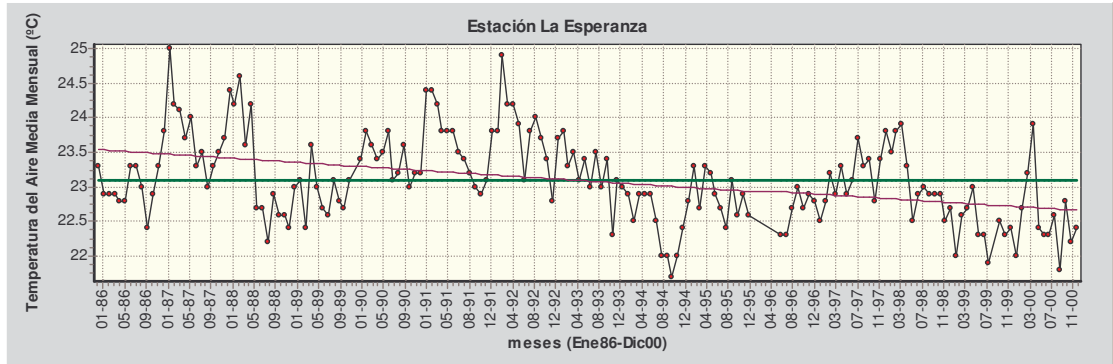
En la figura anterior se observa una tendencia creciente. Entre Sep86 y Abr93 se nota un comportamiento extraño de los datos debido a la presencia de meses continuos con datos faltantes. También es de anotar que en la primera mitad (m1) de la serie los datos se localizan por debajo de la media general y en la segunda mitad (m2) los datos se encuentran por encima de la misma.

Figura 48. Recorrido del Viento Datos Puros – Estación La Esperanza



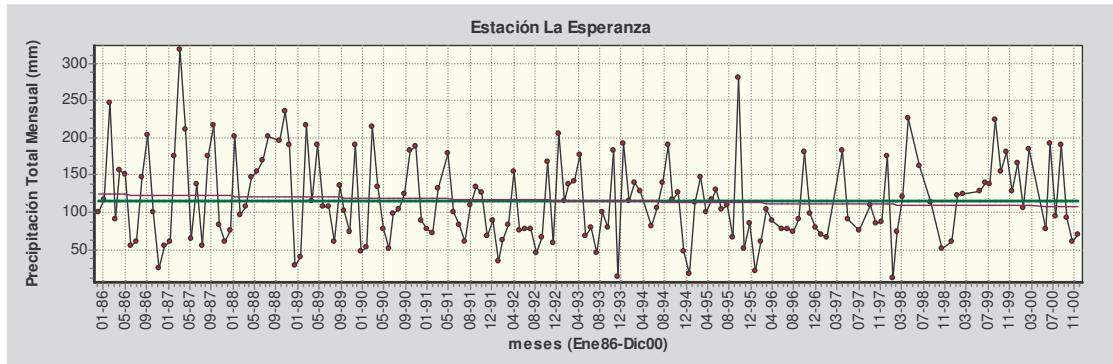
En la Figura 48 la tendencia decreciente es evidente. Se presume la presencia de obstáculos, lecturas deficientes del anemómetro o fallas en el mismo. En la primera mitad del período los datos se separan abruptamente de la media, caso contrario de lo que sucede en la segunda mitad.

Figura 49. Temperatura del Aire Datos Puros – Estación La Esperanza



De acuerdo a la figura anterior se debe investigar si el decrecimiento en los datos casi un grado centígrado obedece a algún fenómeno climático importante. De nuevo, es evidente el comportamiento anormal de la serie.

Figura 50. Precipitación Datos Puros - Estación La Esperanza



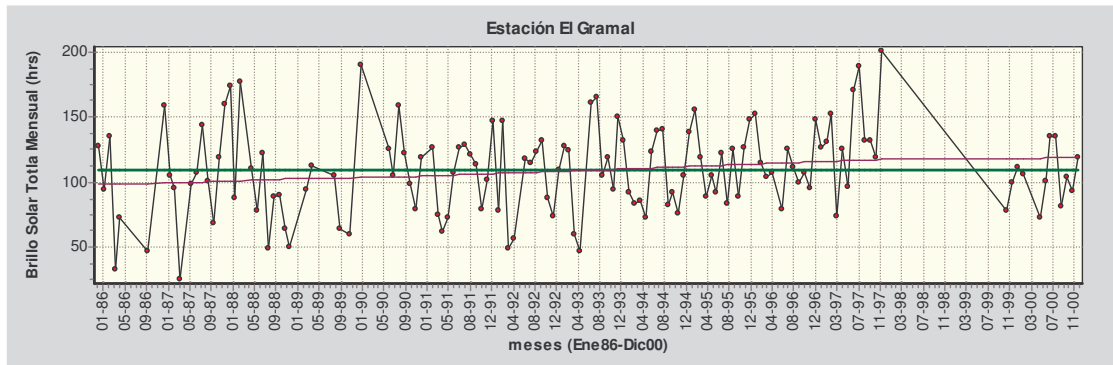
La serie presenta un desarrollo normal a pesar que existe tendencia decreciente.

Otras estaciones de la C.D.M.B. como El Gramal, El Rasgón y P.T.A.R. (ver Figuras 51 a 54) fueron descartadas por razones que se expondrán en seguida.

3. Estación El Gramal

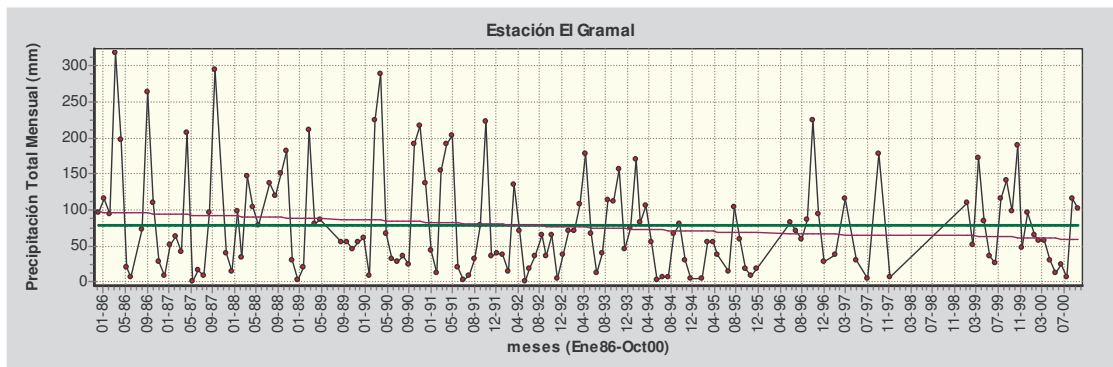
Las únicas variables con las cuales se podría generar algún resultado son brillo solar y precipitación, las cuales no se aplican al procedimiento de estimación.

Figura 51. Brillo Solar Datos Puros – Estación El Gramal



La serie de brillo solar de El Gramal presenta tendencia creciente. La periodicidad es aceptable.

Figura 52. Precipitación Datos Puros – Estación El Gramal



La serie anterior muestra un comportamiento aceptable. Existe tendencia decreciente en los datos.

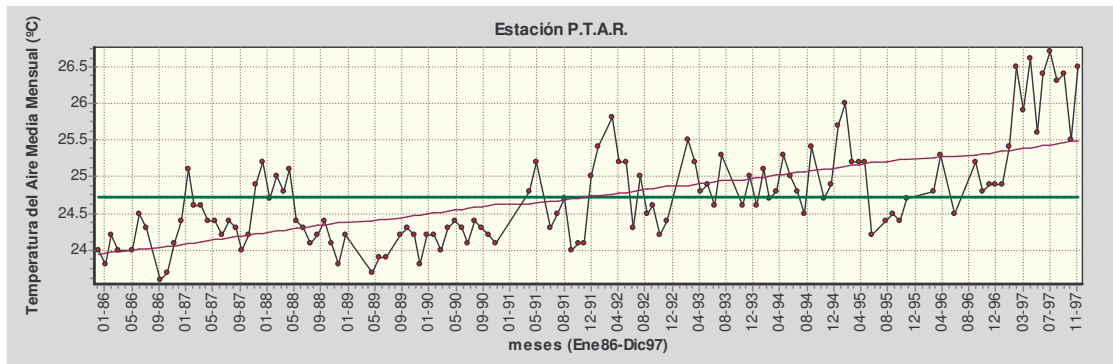
4. Estación El Rasgón

Esta estación se descarta, sin ningún análisis previo, por la cantidad de datos faltantes en las variables brillo solar, humedad relativa, temperatura y precipitación.

5. Estación P.T.A.R.

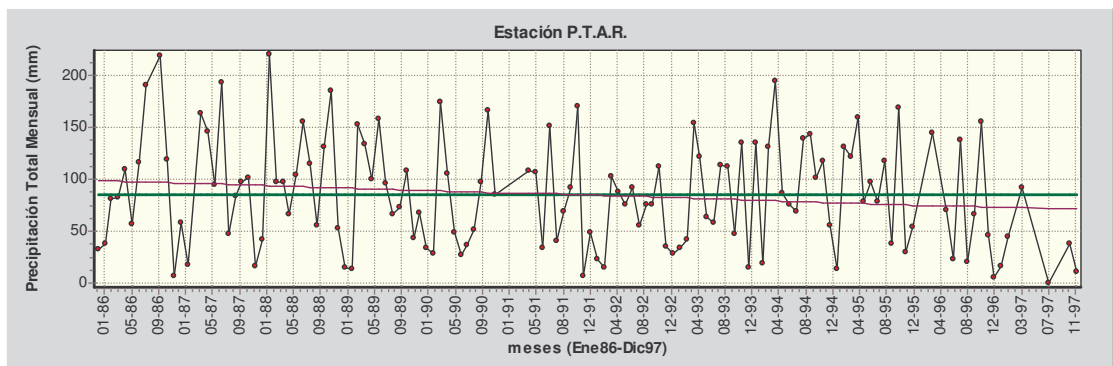
Para esta estación se tiene registros de brillo solar y humedad relativa con más del 60% de datos faltantes. Lógicamente estas variables se descartan. Las variables temperatura del aire y precipitación se muestran a continuación en las Figuras 53 a 54.

Figura 53. Temperatura del Aire Datos Puros – Estación PTAR



En la Figura 53 la tendencia muestra un aumento de 1 °C al finalizar el período.

Figura 54. Precipitación Datos Puros – Estación PTAR



En la figura anterior se observa una tendencia decreciente. La serie se comporta normalmente.

- **El problema de la Humedad Relativa**

Este numeral se ofrece como complemento a los metadatos de las estaciones del IDEAM; inclusive es útil para comprender el comportamiento de los registros de esta variable de las estaciones de la C.D.M.B.

Los registros de humedad relativa no se leen directamente de algún instrumento a menos que la estación cuente con un higrógrafo, más bien se utiliza un dispositivo llamado psicrómetro.

El psicrómetro (ventilación natural) es un instrumento meteorológico formado por un par de termómetros; uno seco (para obtener la temperatura del aire) y otro húmedo (que tiene el bulbo recubierto con una muselina humedecida que se encuentra conectada a través de una mecha con un depósito de agua destilada), utilizándose para obtener el valor de la humedad relativa, la tensión del vapor y el punto de rocío, aplicando como apoyo la ayuda de una tabla psicrométrica. Su funcionamiento es muy sencillo, pues consiste en que el agua que empapa la muselina se evapora y en este proceso se substraen calor al termómetro húmedo, plasmándose éste en un descenso de la temperatura. A través de la mecha, el agua evaporada es reemplazada continuamente, o lo que es lo mismo: al termómetro húmedo llega la misma cantidad de agua que se evapora. Asimismo, la velocidad de la evaporación (cantidad de agua evaporada) depende de la humedad relativa del aire, pues un aire saturado será imposible que admita más cantidad de vapor, mientras que si el aire es seco la evaporación será abundante. Paralelamente, es de notar que el descenso de la temperatura depende de la humedad relativa del aire, aunque no existe proporcionalidad alguna entre ambas variables.

Es importante decir que conviene tener mucha precaución con el estado de la muselina, pues si ésta se encuentra muy seca o húmeda se cometen errores de medición, en el sentido de que si está seca la evaporación es poco importante y, por ende, el descenso de la temperatura también lo es. Por el contrario, si está muy húmeda la temperatura del agua difiere poco de la del aire. En ambos casos, la diferencia de temperatura en ambos termómetros disminuye, siendo exagerada la humedad relativa del aire registrada por este procedimiento.

La observación se realiza tomando mediciones de temperatura de ambos termómetros, y se calcula la diferencia entre las dos lecturas. Conociendo el descenso de la temperatura, que es la diferencia entre ambos termómetros, y la temperatura del aire, que la facilita el termómetro seco, se obtendrá el valor de la humedad relativa del aire y la tensión del vapor a partir de la utilización de la tabla psicrométrica.

Para evitar que las observaciones realizadas con el psicrómetro estén determinadas por las condiciones de ventilación del instrumento meteorológico, se utiliza el aspirpsicrómetro (ventilación artificial), que se trata de un psicrómetro con termómetros ventilados. Este aparato consta de dos tubos de dobles paredes, las cuales resguardan el termómetro seco y húmedo del aire directo. Además, en su interior circula la corriente de aire provocada por un ventilador que es accionado por un aparato de relojería, al tiempo que ambos se encuentran niquelados con la finalidad de evitar la absorción del calor. A diferencia del psicrómetro, la muselina que envuelve al termómetro húmedo no se encuentra conectada con ningún depósito de agua destilada a través de la mecha, puesto que este instrumento tan sólo requiere que sea mojada por una pipeta momentos antes de realizar la medición.

Para su utilización se procede a dar cuerda al ventilador mientras se moja la muselina. Rápidamente, las temperaturas de ambos termómetros difieren, sobre todo la del termómetro mojado, que baja con celeridad. La lectura de la temperatura de ambos termómetros se realiza cuando la diferencia entre ellos

es máxima. Las tablas usadas para el aspirómetro no son las mismas que para el psicrómetro, aunque pueden sustituirse en caso de apuro, ya que la diferencia de ventilación entre la garita y la corriente de aire de velocidad conocida del ventilador tampoco es muy grande.

Es claro que al conocer en qué sub-períodos de la serie se tiene ventilación natural o artificial, se puede intuir algún error en los datos de humedad relativa; pero esto no es definitivo para tomar una decisión en cuanto a descartar los datos y luego generarlos para completar la serie ya que el valor numérico de la corrección no altera significativamente los valores tomados con ventilación natural en el psicrómetro.

Hasta ahora se han tratado las series de las diferentes estaciones tal cual provienen de las entidades mencionadas; es decir, con sus datos puros y tendencias. En adelante se hablará de la forma en que estos datos puros fueron manipulados para intentar “normalizar” las series y de esta manera obtener resultados de evapotranspiración más confiables.

5.3. CORRECCIÓN DE LOS DATOS PUROS

En el análisis de las series de tiempo, la primera verificación que se debe realizar es la detección de no-homogeneidad e inconsistencia en los datos (ver numeral 5.2), estas propiedades están directamente relacionadas con la no-estacionariedad⁵ que presentan las series de tiempo sin ningún tipo de tratamiento (Aza y Vargas, 2005).

El “Screening of the Data” o Tratamiento Preliminar de los Datos, se encarga de la detección de la no-homogeneidad e inconsistencia de los mismos, ya que es de suma importancia para la realización de análisis y modelamiento de las series de tiempo hidrológicas efectuar un tratamiento preliminar de limpieza y

⁵ poseer esperanza y varianza constantes en el tiempo.

filtrado de los datos para lograr que ellos se comporten de acuerdo a las características representativas de los modelos, como: (Guzmán et al, 2005).

- Los datos deben ser aleatorios e independientes.
- La tendencia debe presentar un comportamiento estable; no debe aumentar ni disminuir.
- La varianza y la media deben ser estables, a lo largo de todo el registro.
- No presentar estacionalidad (“seasonalidad”); un ciclo regular.

Las características anteriores son las principales propiedades de las series estacionarias, las cuales se caracterizan por un equilibrio de sus propiedades estadísticas.

Pues bien, la idea es corregir las inconsistencias encontradas anteriormente en los datos y para tal fin existen diferentes test de acuerdo a las características de cada serie que detectan los “errores” (saltos en los datos, presencia o ausencia de tendencia) en la serie. La no-homogeneidad no se tuvo en cuenta para corrección debido a que es causada por factores propios del ambiente en el cual se registraron los datos; por ejemplo, una precipitación continua de tres o cuatro días ocurrida en verano es un suceso que afecta la homogeneidad de la serie en cuestión, pero no es correcto asumir que se debe eliminar.

Entre los test más importantes en el análisis de series de tiempo hidrológicas se encuentran la gráfica preliminar de la serie y los test paramétricos y no paramétricos, entre otros.

En resumen, la corrección que se llevó a cabo fue la siguiente:

1. Detectar si la tendencia presente era significativa o no con el test de Spearman,
2. Si la tendencia era significativa, proceder a eliminarla con el procedimiento de diferencia de medias,

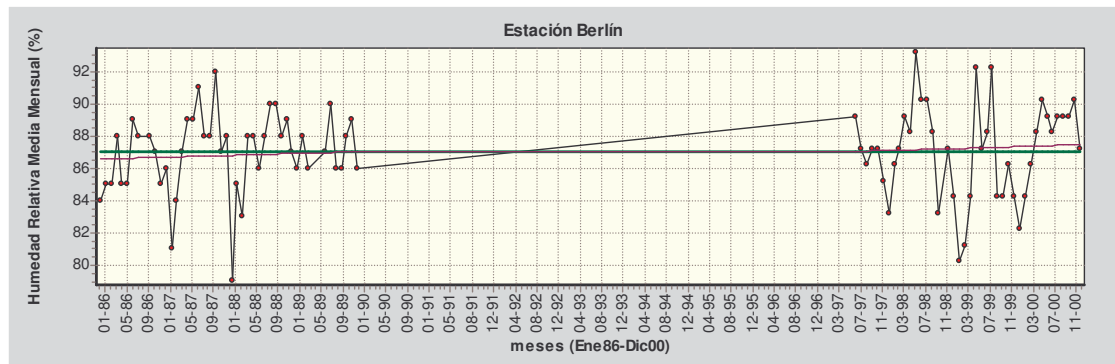
3. La diferencia de medias se realizó con base en el valor crítico de probabilidad que arrojó el test de Pettit (test de puntos de cambio), y
4. Corroborar el valor crítico de cambio con los test de estabilidad de media y varianza (test T y test F, respectivamente).

Aclarando que los test anteriores son no paramétricos, esto fue lo que se obtuvo de acuerdo al algoritmo anterior:

1. Estación Berlín

Mediante el test de estabilidad de la media del programa SPELL-stat se calcularon las medias correspondientes a los sub-períodos entre May86 - Dic89 y Jul97 - Dic00. Su diferencia se le restó a los valores del segundo sub-período con el fin de eliminar la tendencia creciente. La nueva serie es la siguiente:

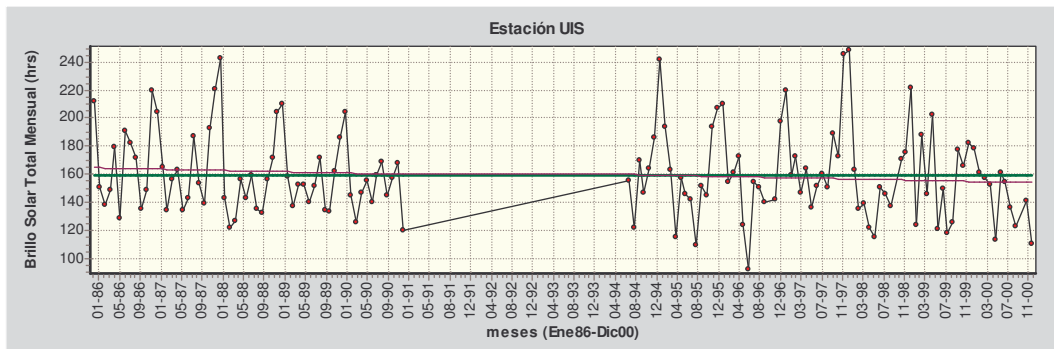
Figura 55. Humedad Relativa Datos Puros corregidos – Estación Berlín



2. Estación UIS

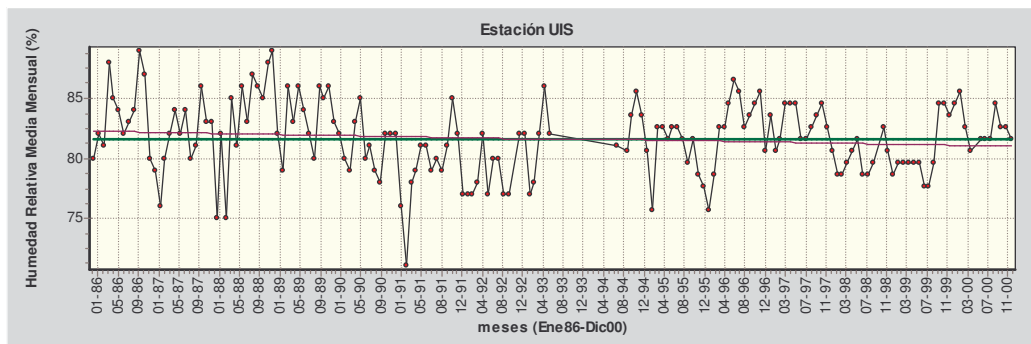
Se utilizó la misma herramienta que con Berlín. La diferencia entre las medias de los sub-períodos Ene86 – Nov90 y Jul94 – Dic00 se le sumó al primer sub-período, así:

Figura 56. Brillo Solar Datos Puros corregidos – Estación UIS



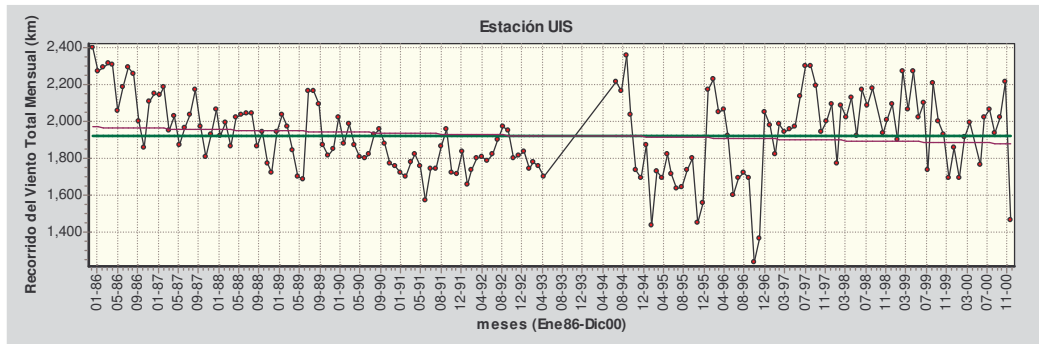
La diferencia entre las medias de los sub-períodos Ene86 – Jul94 y Sep94 – Dic00 se le restó al segundo sub-período. La gráfica es la siguiente:

Figura 57. Humedad Relativa Datos Puros corregidos – Estación UIS



La diferencia entre las medias de los sub-períodos Ene86 – May93 y Jul94 – Dic00 se le sumó al primer sub-período, quedando la figura siguiente:

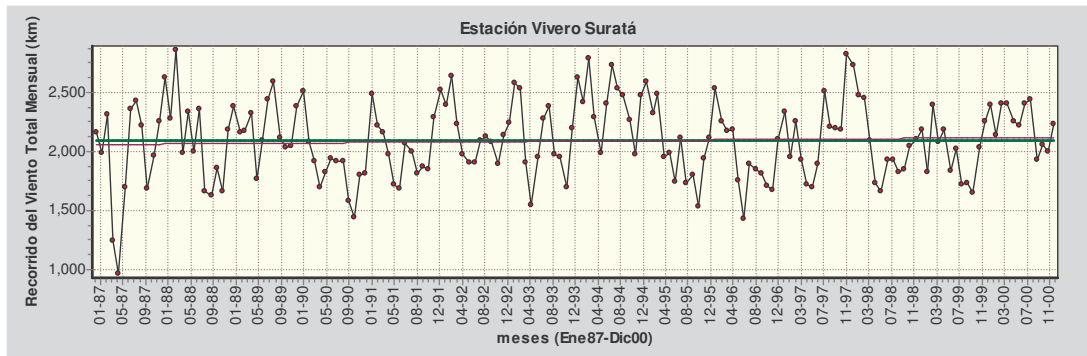
Figura 58. Recorrido del Viento Datos Puros corregidos – Estación UIS



3. Estación Vivero Suratá

Para normalizar la serie Recorrido del Viento de la estación Vivero Suratá fue necesario realizar algunos “ajustes”. Primero se calculó la media para el sub-período Ene87 – Dic93 (1) y la media del sub-período Ene94 – Dic00 (2); la diferencia de éstas se sumó al sub-período (2). Luego, la mitad de la diferencia de medias entre los sub-períodos Ago94 – Jun96 (3) y Jul96 – Jul98 (4) se restó al sub-período (3) y se sumó al (4), respectivamente. Por último, la diferencia entre las medias entre los nuevos sub-períodos Mar96 – Jul98 (5) y Ago98 – Dic00 (6) se sumó al (6). Esta es la serie de tiempo:

Figura 59. Recorrido del Viento Datos Puros corregidos – Estación Vivero Suratá



Las series de las estaciones de la C.D.M.B. fueron las más complicadas de corregir. Aparte del comportamiento irregular en cuanto a su periodicidad,

tratar de eliminar la tendencia requirió de varias pruebas antes de llegar a la serie requerida. Siguiendo el mismo procedimiento que con las series del IDEAM, sumar y restar diferencias de medias entre sub-períodos, a continuación se muestran los gráficos correspondientes a las estaciones Charta y La Esperanza:

Figura 60. Humedad Relativa Datos Puros corregidos – Estación Charta

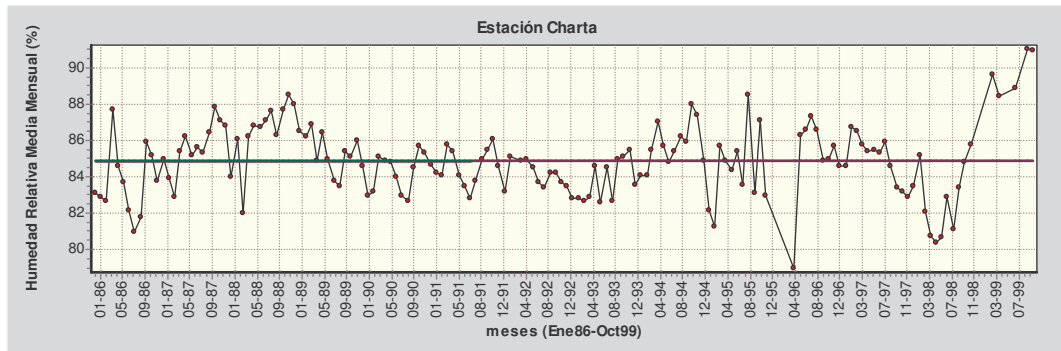


Figura 61. Recorrido del Viento Datos Puros corregidos – Estación Charta

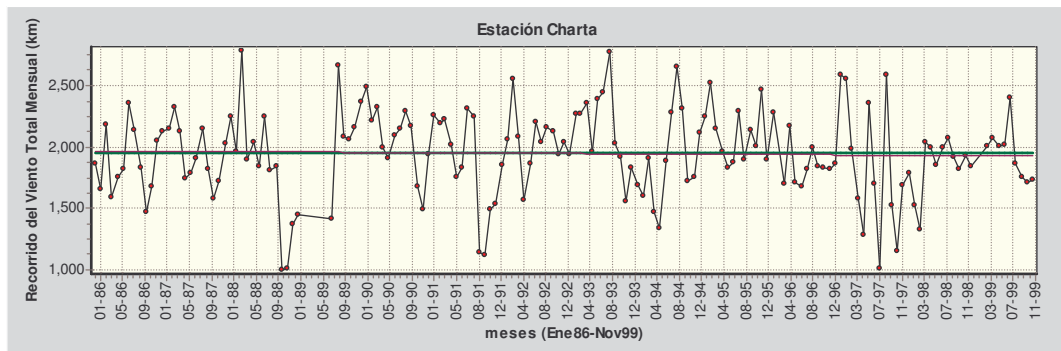


Figura 62. Brillo Solar Datos Puros corregidos – Estación La Esperanza

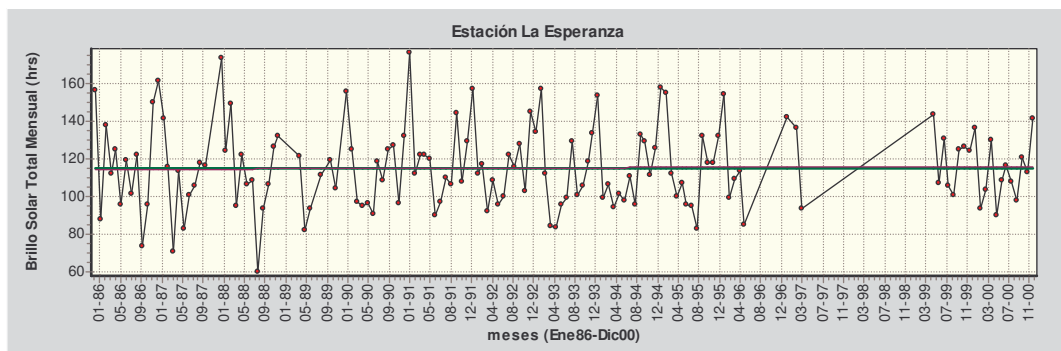
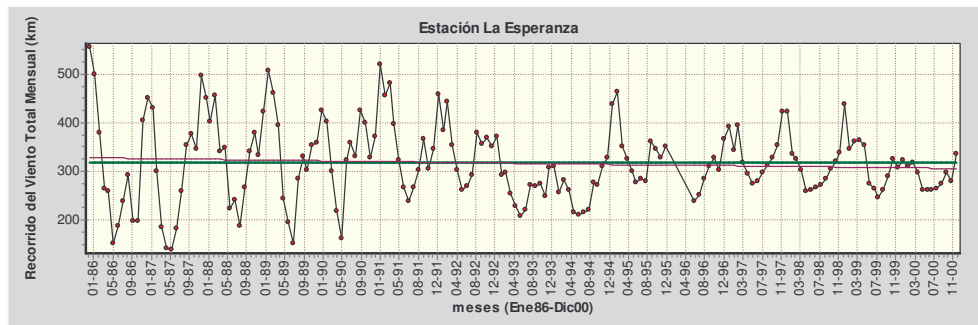


Figura 63. Recorrido del Viento Datos Puros corregidos – Estación La Esperanza



Identificación de los períodos Niño – Niña en las series de temperatura

Dada la calidad de las series de datos puros de las estaciones que finalmente se tienen para estimar evapotranspiración, resulta muy complicado hacer una evaluación de las periodicidades y tendencias de los registros de las cinco variables hidrológicas y confrontarlas con los períodos de El Niño. Por ejemplo, en la serie de brillo solar de la estación UIS es prácticamente imposible identificar al principio de la serie períodos Niño – Niña debido a los sucesos comentados anteriormente. En conclusión, y para efectos de este proyecto de grado, solo se compararan las series de temperatura por el hecho de que no se les practicó ningún procedimiento de normalización.

La herramienta fundamental para monitorear el ENSO –El Niño/Southern Oscillation- es el Multivariate ENSO Index (MEI) el cual tiene en cuenta seis variables que actúan sobre el Pacífico tropical. Éstas son: presión sobre el nivel del mar (P), componente zonal (U) y meridional (V) del viento superficial, temperatura del nivel del mar (S), temperatura del aire superficial (A), y fracción total de nubosidad en el cielo (C). El MEI es calculado para cada una de los doce períodos bimensuales (Dic/Ene, Ene/Feb, ..., Nov/Dic). Para efectos de comprensión de la siguiente tabla, es preciso decir que valores negativos del MEI representan la fase fría del ENSO (La Niña), mientras que valores positivos representan la fase cálida (El Niño).

Tabla 20. Identificación de fenómenos Niño – Niña durante el período de estudio

ANO	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
1985	-0.555	-0.597	-0.711	-0.457	-0.749	-0.136	-0.2	-0.424	-0.539	-0.129	-0.05	-0.272
1986	-0.301	-0.239	0.037	-0.097	0.317	0.314	0.381	0.716	1.092	1.015	0.858	1.19
1987	1.257	1.191	1.685	1.862	2.126	1.932	1.826	2.012	1.903	1.656	1.237	1.288
1988	1.133	0.695	0.501	0.35	0.073	-0.641	-1.202	-1.314	-1.515	-1.353	-1.463	-1.325
1989	-1.094	-1.19	-0.965	-0.683	-0.502	-0.314	-0.487	-0.556	-0.264	-0.338	-0.054	0.16
1990	0.225	0.557	0.866	0.417	0.56	0.452	0.103	0.105	0.432	0.322	0.369	0.349
1991	0.314	0.281	0.348	0.327	0.684	1.036	1.023	1.044	0.755	1.009	1.175	1.255
1992	1.713	1.846	2.005	2.247	2.106	1.802	1.025	0.593	0.49	0.594	0.525	0.617
1993	0.637	0.922	0.958	1.361	1.968	1.565	1.124	1.051	1.009	1.052	0.839	0.601
1994	0.391	0.198	0.138	0.438	0.612	0.634	0.83	0.613	0.662	1.33	1.232	1.186
1995	1.174	0.866	0.779	0.321	0.441	0.471	0.273	0.054	-0.336	-0.413	-0.47	-0.489
1996	-0.603	-0.626	-0.263	-0.472	-0.264	-0.003	-0.172	-0.258	-0.31	-0.365	-0.1	-0.348
1997	-0.418	-0.49	-0.169	0.456	1.095	2.319	2.645	2.871	2.837	2.212	2.337	2.223
1998	2.424	2.708	2.74	2.638	1.979	1.15	0.346	-0.191	-0.557	-0.783	-1.068	-0.933
1999	-1.004	-1.01	-0.874	-0.827	-0.659	-0.378	-0.528	-0.735	-0.874	-0.926	-1.037	-1.199
2000	-1.111	-1.12	-0.904	-0.29	0.004	-0.257	-0.22	-0.161	-0.227	-0.33	-0.71	-0.611

De acuerdo a la tabla anterior, la lista de eventos fuertes de fenómenos Niño – Niña es la siguiente:

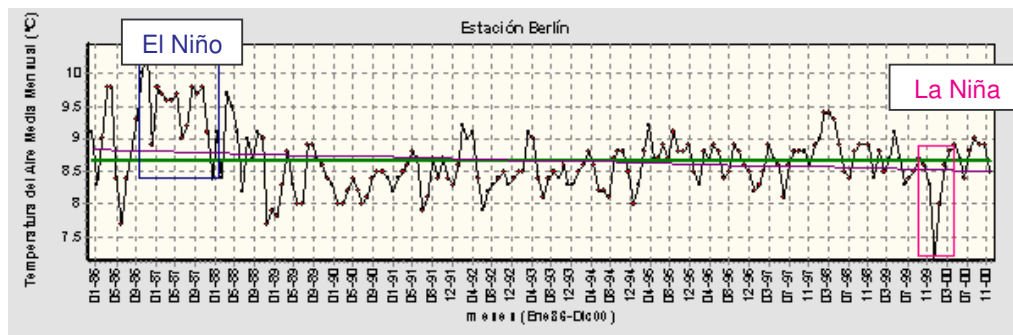
El Niño: Dic86 – Ene88 (1)

La Niña: Jul88 – Dic88 (1)

El Niño: Nov91 – Jun92 (2), Abr93 – Jul93 (3), Oct94 – Ene95 (4), Jun97 – Jun98 (5)

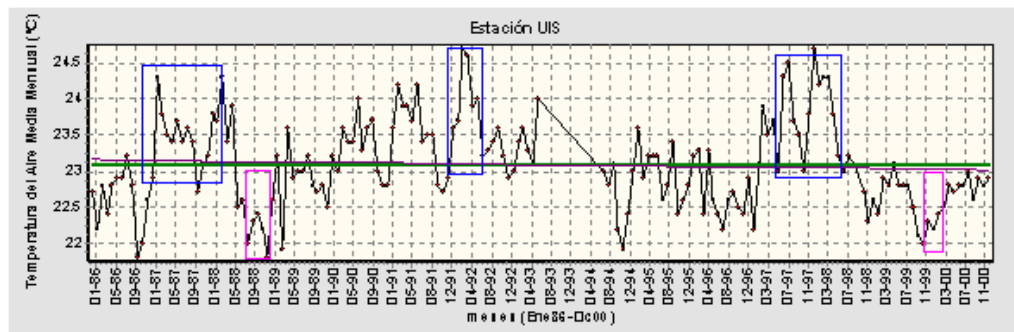
La Niña: Dic99 – Feb00 (2)

Figura 64. Fenómenos Niño – Niña en temperatura Berlín



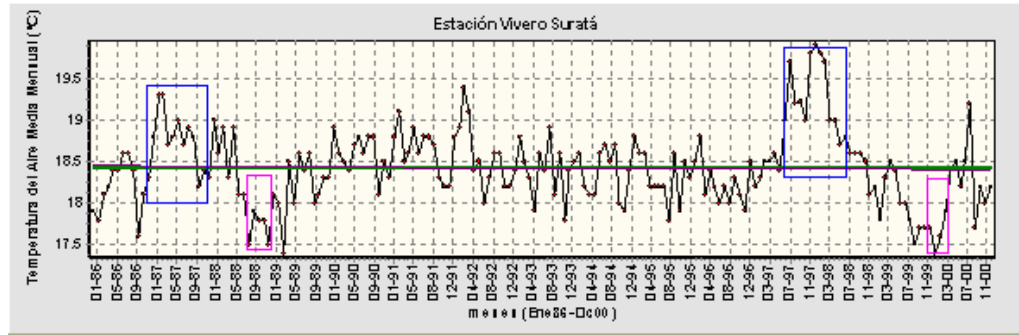
Estación Berlín: coincide Niño (1), Niña (2)

Figura 65. Fenómenos Niño – Niña en temperatura UIS



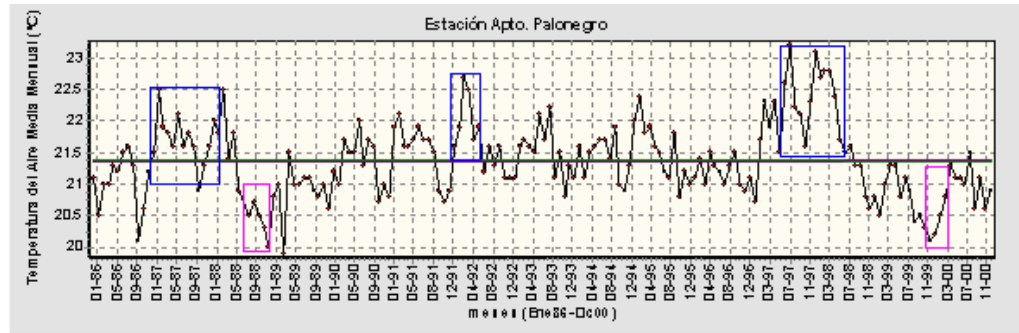
Estación UIS: coincide Niño (1) (2) (5), Niña (1) (2)

Figura 66. Fenómenos Niño – Niña en temperatura Vivero Suratá



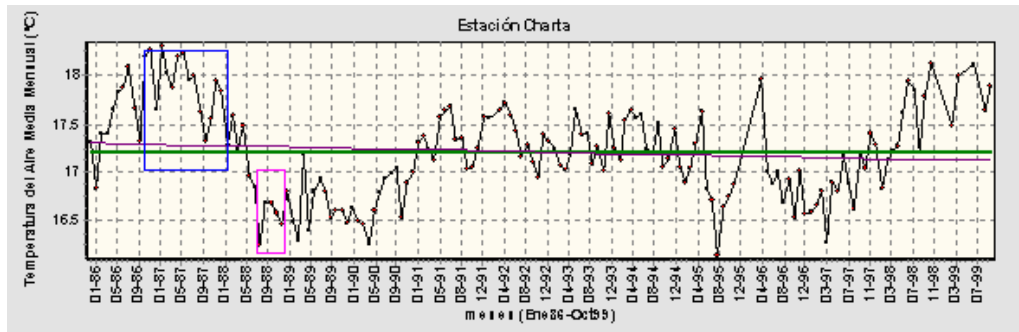
Estación Vivero Suratá: coincide Niño (1) (5), Niña (1) (2)

Figura 67. Fenómenos Niño – Niña en temperatura Apto. Palonegro



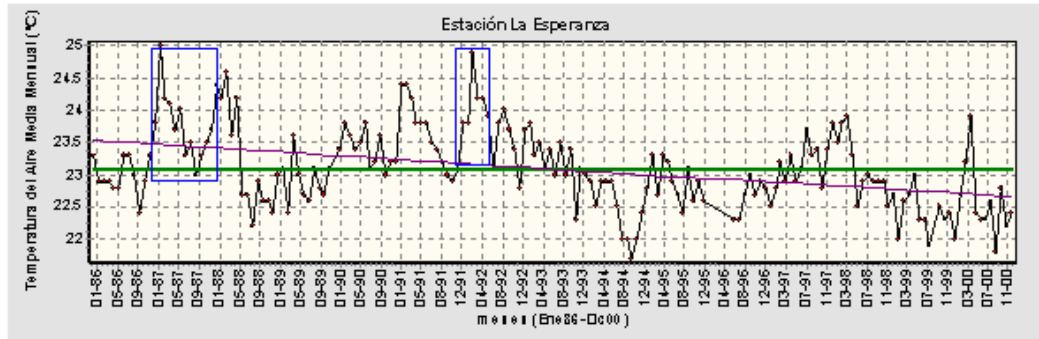
Estación Aeropuerto Palonegro: coincide Niño (1) (2) (5), Niña (1) (2)

Figura 68. Fenómenos Niño – Niña en temperatura Charta



Estación Charta: coincide Niño (1), Niña (1)

Figura 69. Fenómenos Niño – Niña en temperatura La Esperanza



Estación La Esperanza: coincide Niño (1) (2)

A pesar que no todos los sucesos Niño – Niña coincidieron, las series de temperatura del aire no se modificaron con excepción del llenado de datos faltantes.

5.4. COMPLEMENTACIÓN DE LAS SERIES HISTÓRICAS

En primera instancia se tomó la correlación múltiple como único procedimiento posible para llenar los datos faltantes en alguna serie de una estación determinada. La correlación múltiple se realiza entre estaciones que tengan regímenes parecidos en cuanto al comportamiento de cada una de sus variables hidrológicas. Las gráficas de los regímenes se presentan como Anexo en el presente documento.

El coeficiente de correlación múltiple acordado entre los autores y el co-director de este proyecto fue de 0.70 como mínimo. Es sano anotar que para proyectos hidrológicos de investigación más completos y, si se quiere, por fuera de la academia, el coeficiente de correlación a adoptar debería ser de al menos 0.80.

Cuando no se conseguía un coeficiente de correlación aceptable, es decir, mayor o igual que 0.70, se recurrió a un número sintético. Esto consistió en utilizar una hoja electrónica y mediante la función número aleatorio

[ALEATORIO()] generar un número entre 0.0 y 1.0 para que al multiplicarlo por $n+1$, donde n era el número de datos, se obtuviera el valor de la posición de los datos generados previamente por la función SLRA del programa SPELL-stat desarrollado por el GPH.

El programa SPELL-stat v 1.7.5.6 B es una potente herramienta de análisis de series de tiempo, el cual cuenta con diferentes funciones para generar datos en series de variables hidrológicas, con el fin de estudiar dichas series en cuanto a su comportamiento a lo largo del período considerado. La función SLRA - Simple Linear Regresión Analysis- se utilizó en este caso como modelo para generar una serie alterna que tuviera los mismos parámetros estadísticos que su original (media, desviación estándar, varianza).

En el momento que el programa no generara ninguna serie, se recurrió a llenar los datos de meses faltantes con el promedio aritmético de los meses en cuestión. Este recurso, no obstante, se utilizó como última opción y deben preferirse los dos anteriores cuando de llenar datos faltantes se trate.

En la siguiente tabla, se presentan las estaciones y la manera en que se llenaron los datos faltantes:

Tabla 21. Resumen del llenado de datos faltantes en las estaciones

ESTACIONES – IDEAM					
NOMBRE	VARIABLE				
	Brillo Solar	Humedad Relativa	Precipitación	Recorrido del Viento	Temperatura
Berlín	1	1	1	1	2
Llano Grande	NR	NU	1	NR	NU
Vivero Suratá	1	1	1	1	NP
UIS	1-3M	1	1-3M	1	1-3S
Apto. Palonegro	1	1	1	1	2

ESTACIONES – CDMB					
NOMBRE	VARIABLE				
	Brillo Solar	Humedad Relativa	Precipitación	Recorrido del Viento	Temperatura
Charta	1	1	3S	1	2
El Gramal	UN	NU	NU	NR	NU
El Rasgón	NP	NU	NU	NR	NU
La Esperanza	1-3M	1-2	1	1	3S
P.T.A.R.	UN	NP	NU	NR	NU

Clave: 1 Número Sintético

2 Promedio Aritmético

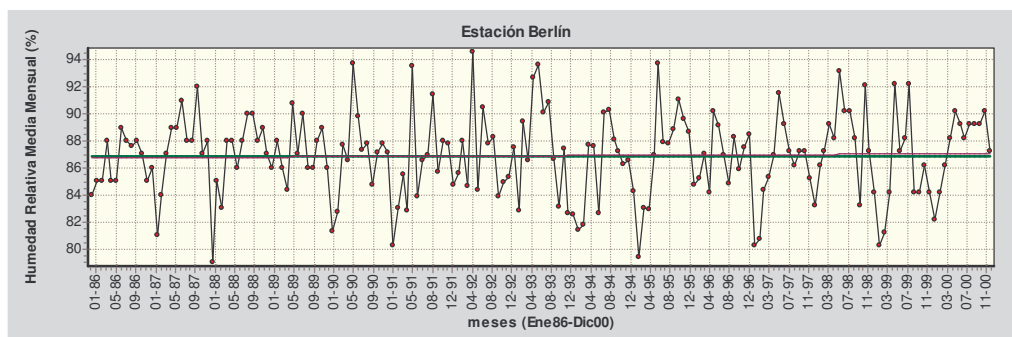
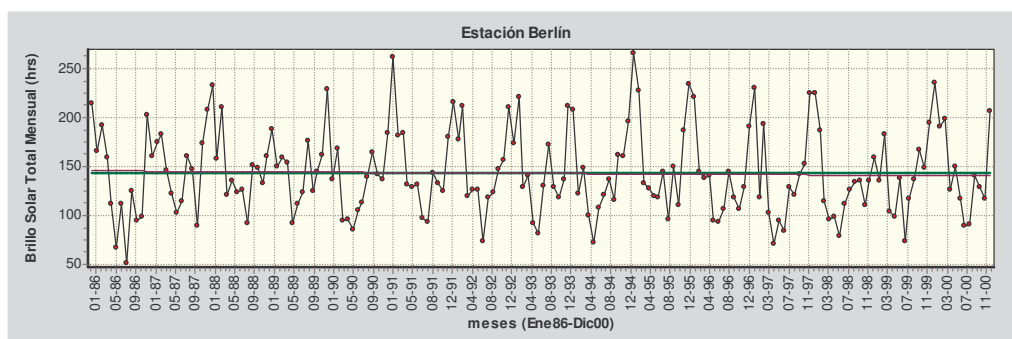
3S Correlación Simple, 3M Correlación Múltiple

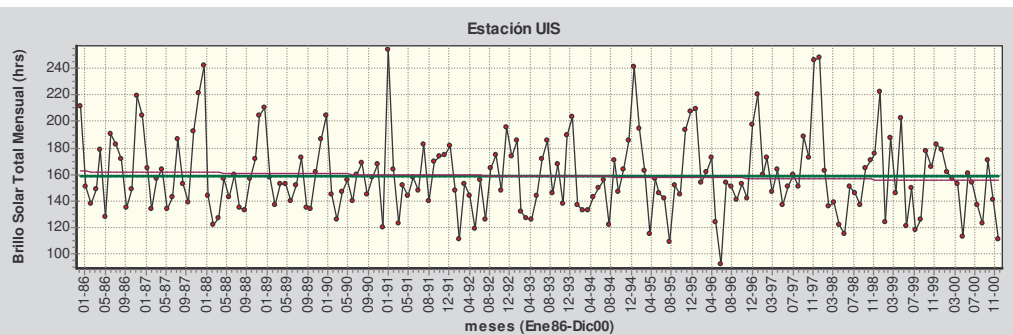
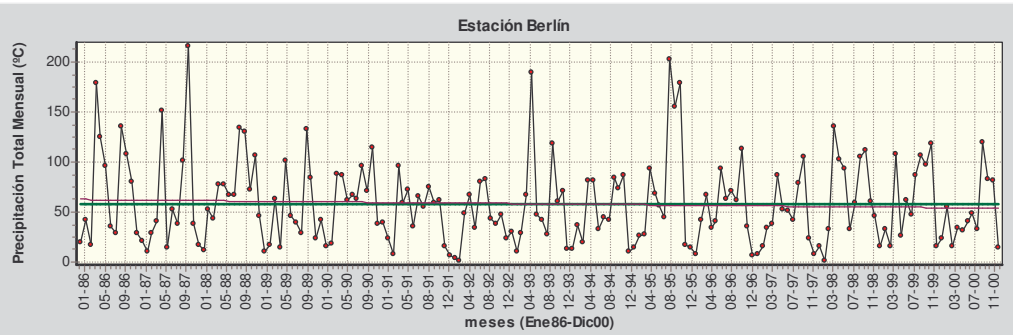
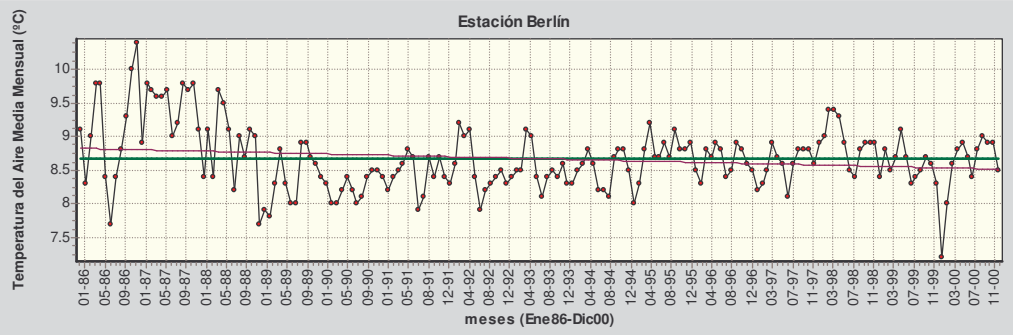
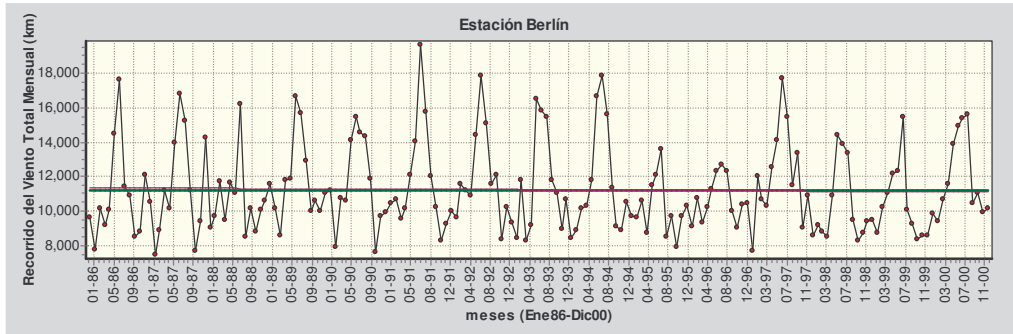
NR No hay registros

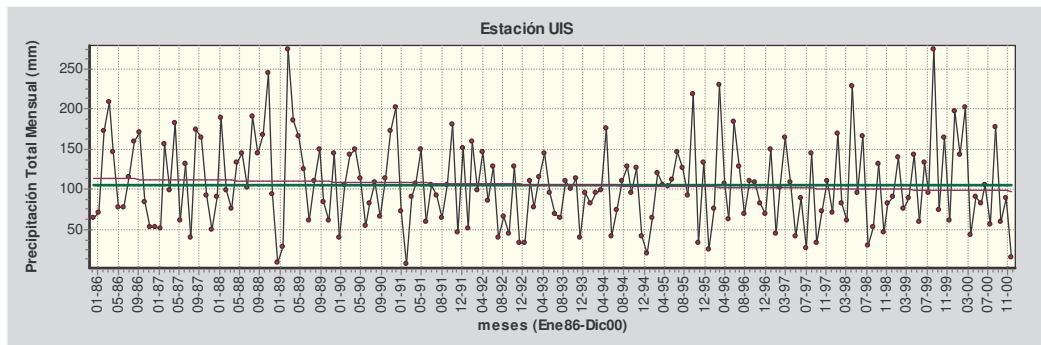
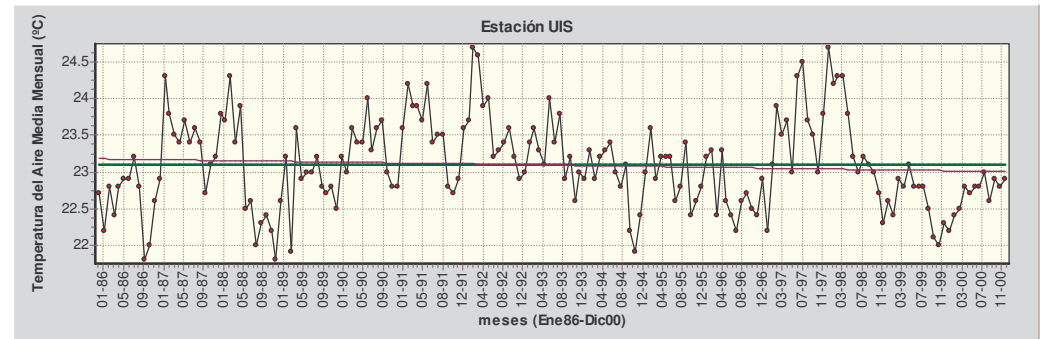
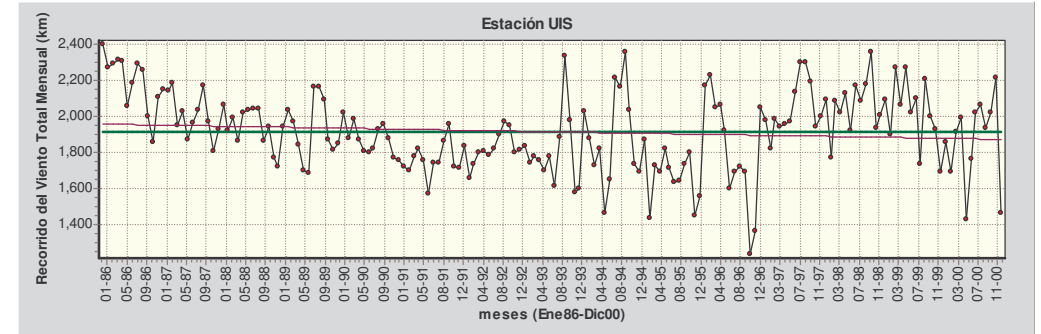
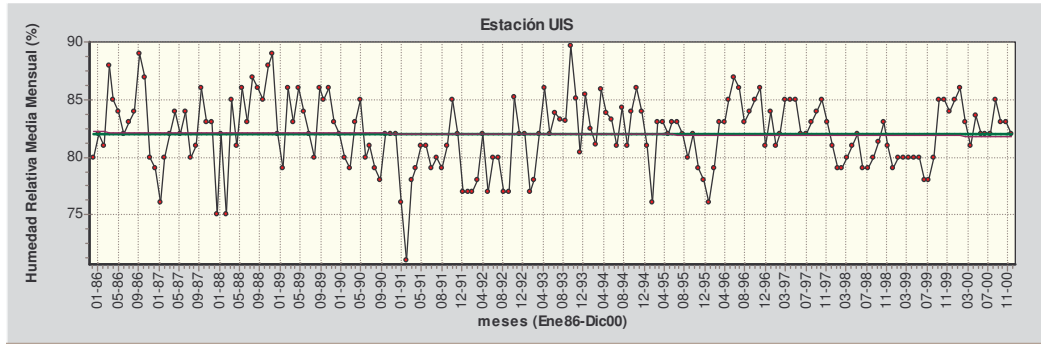
NU No se utilizó

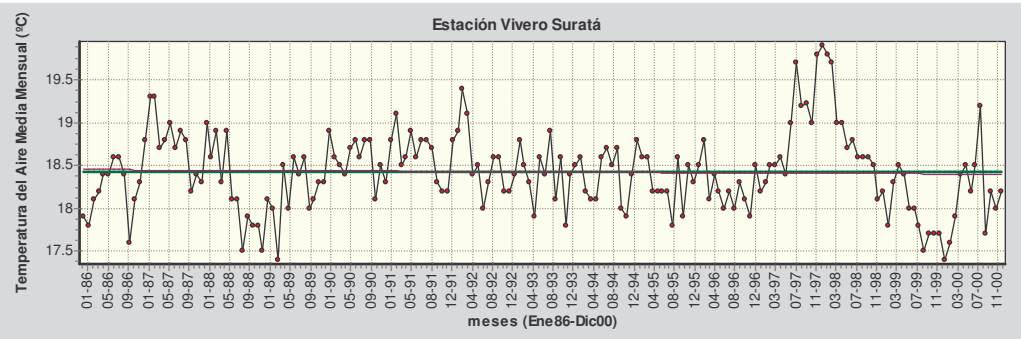
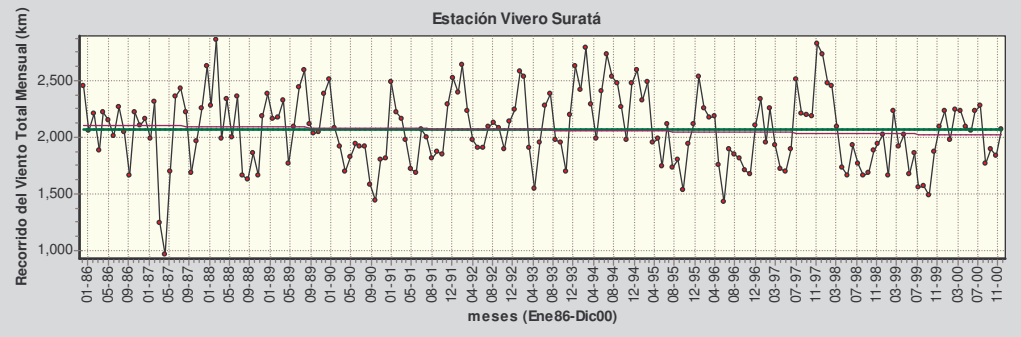
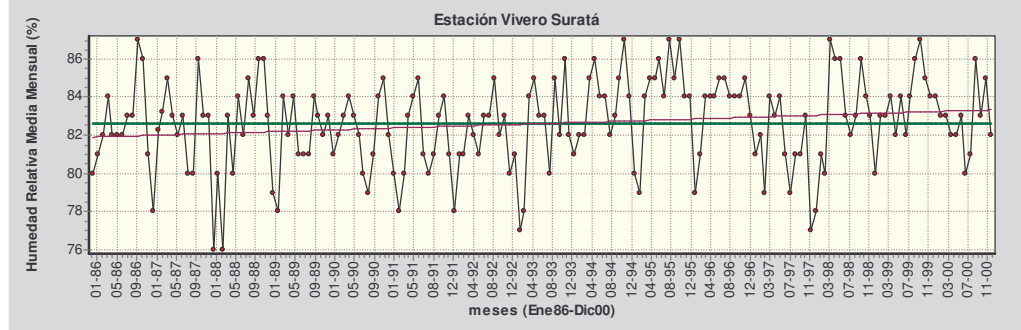
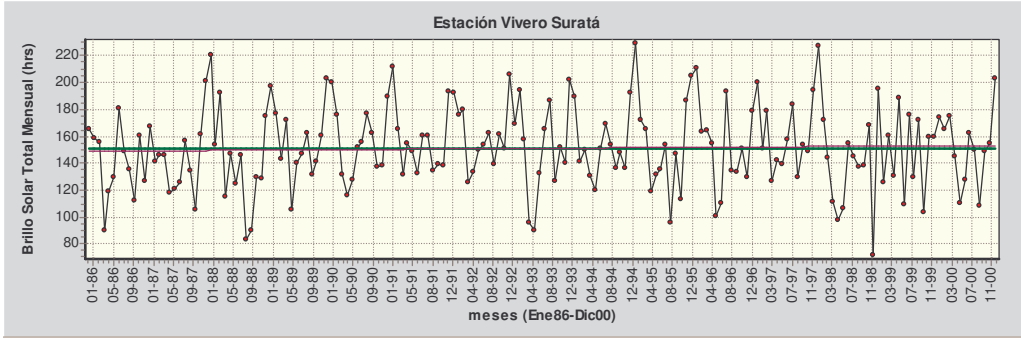
NP No se necesitó ningún procedimiento

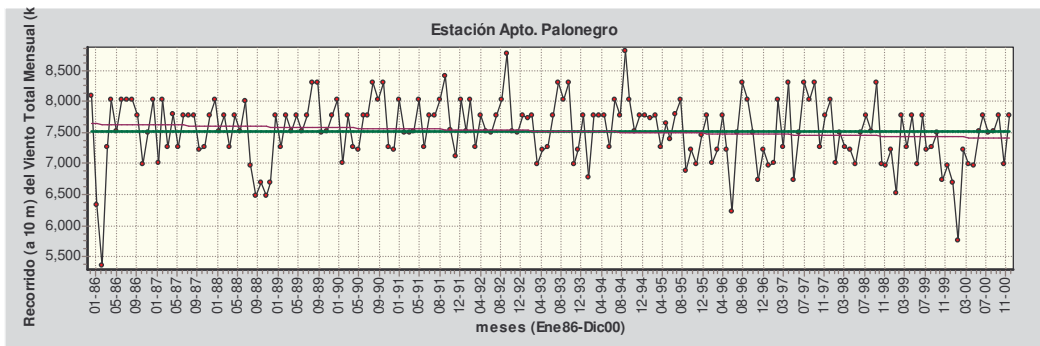
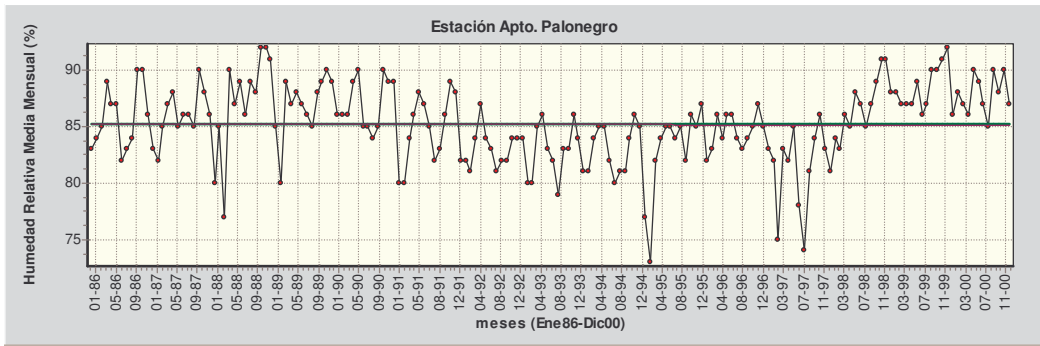
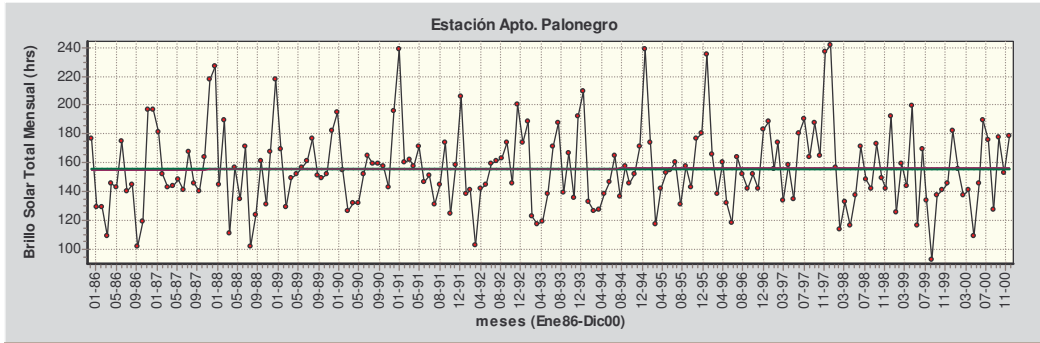
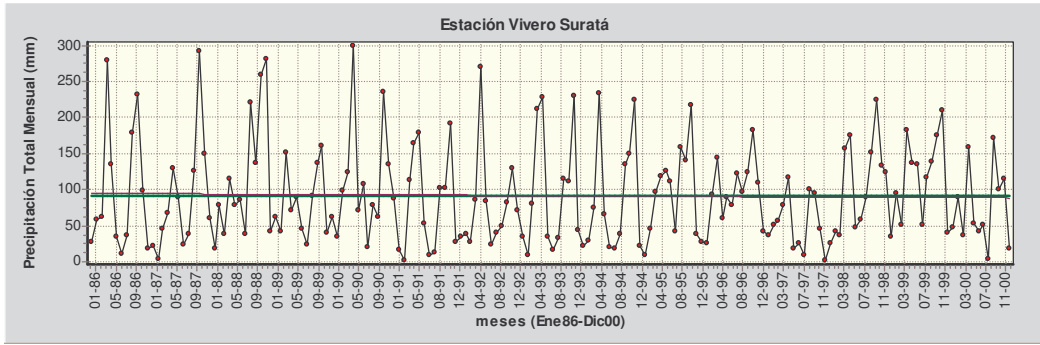
Después de conocer cómo se corrigieron las series y cómo fueron llenados los datos faltantes, éstas son las series finales:

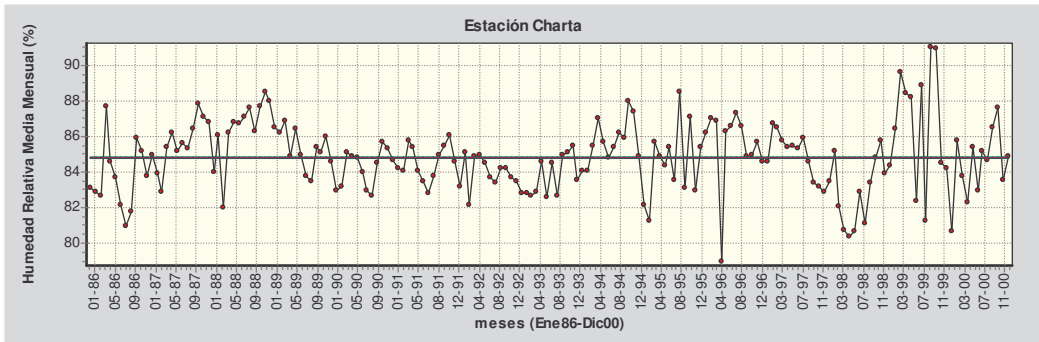
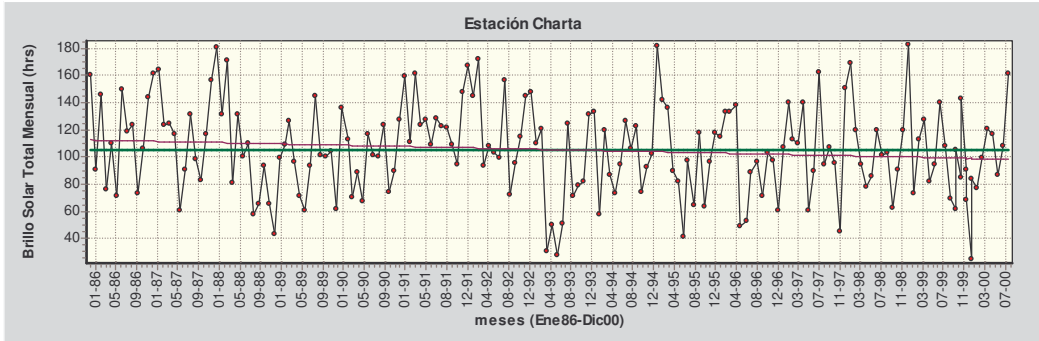
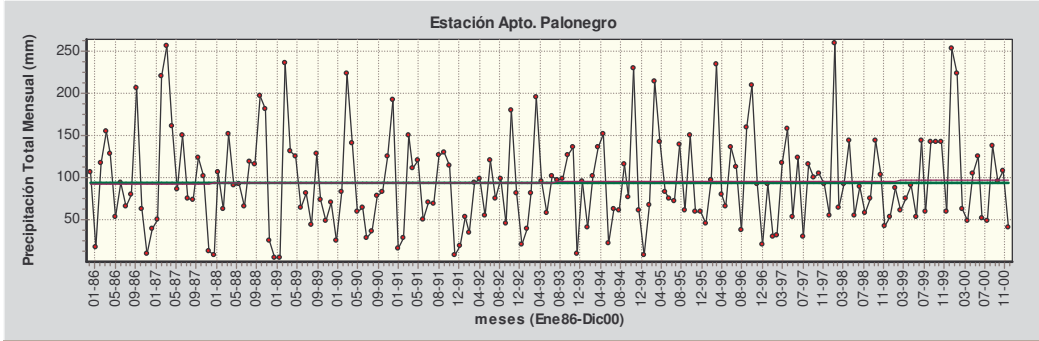
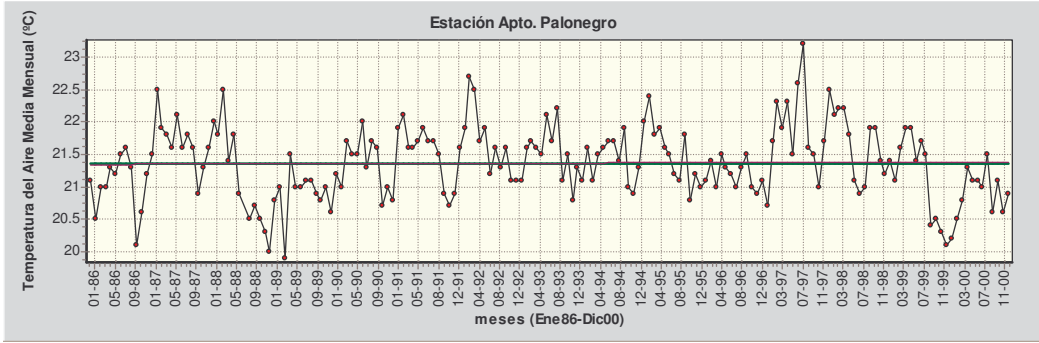


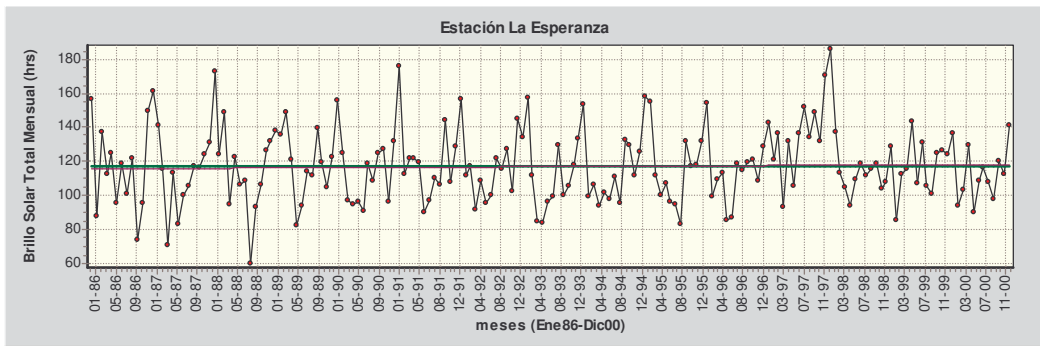
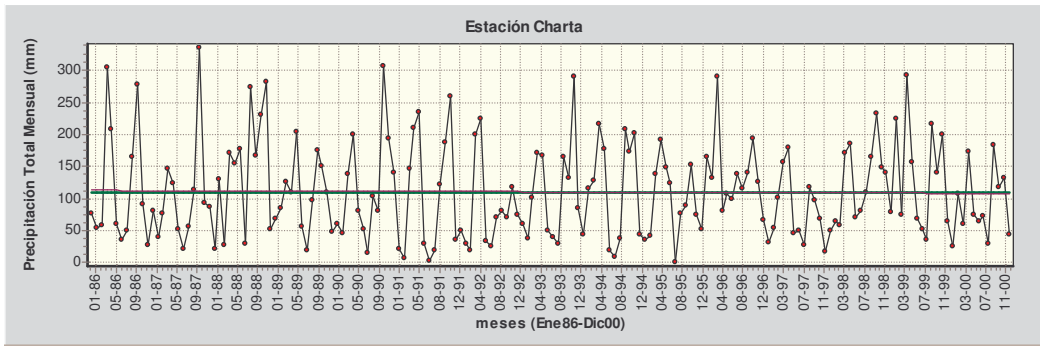
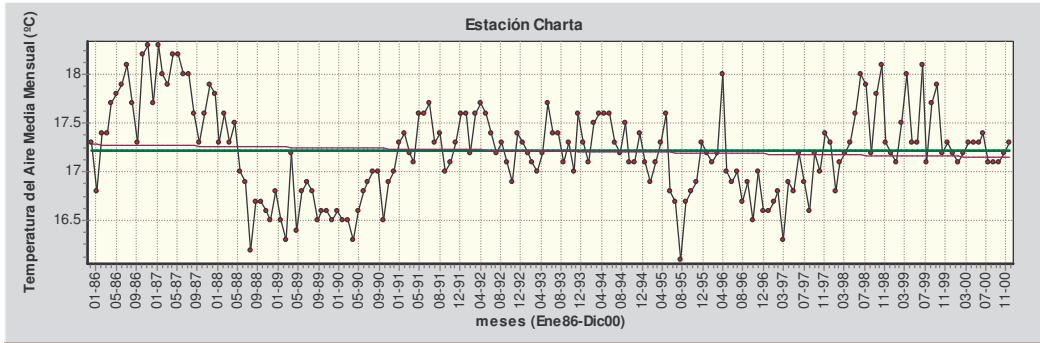
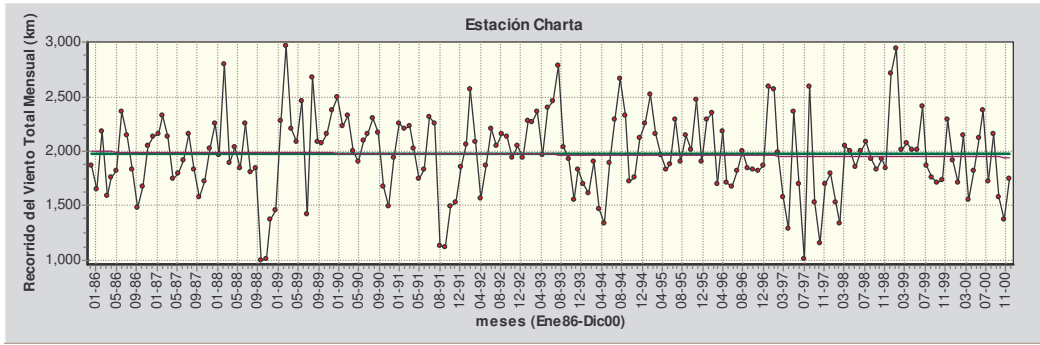


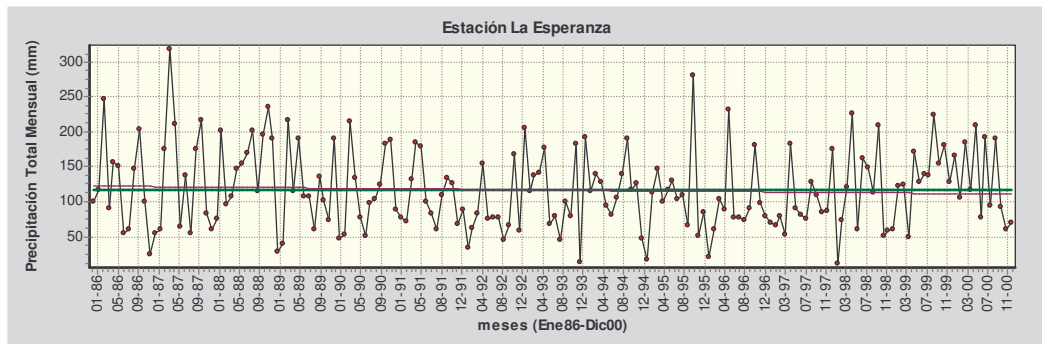
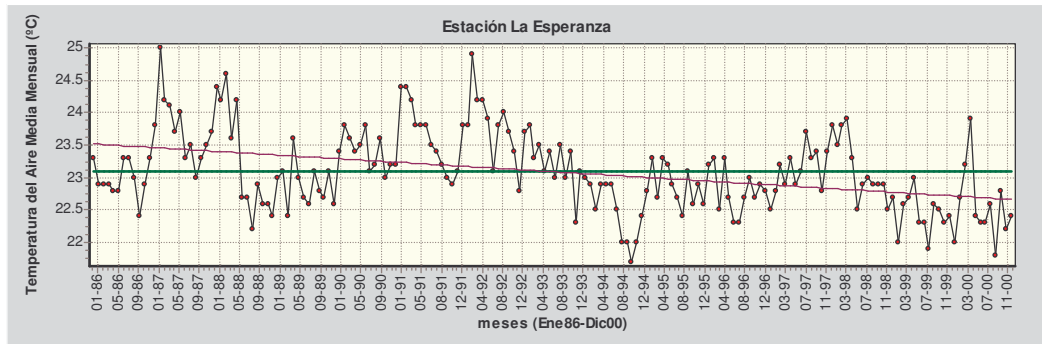
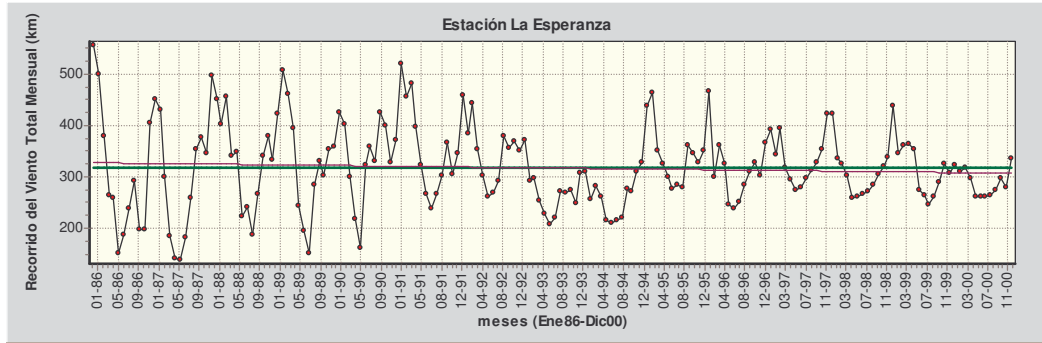
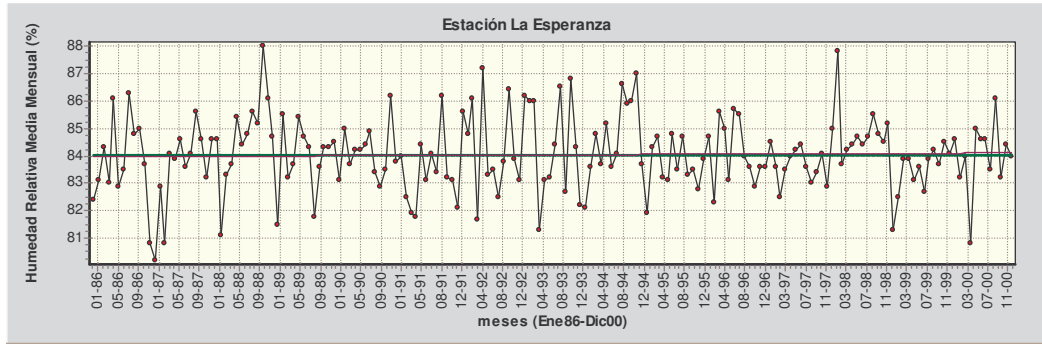












6. ESTIMACIÓN DE EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL Y OFERTA HÍDRICA

Después de conocer el procedimiento de cálculo del parámetro ET_0 y de estudiar las características de cobertura vegetal de las dos subcuencas, en éste capítulo se explicará la manera de cómo se obtuvieron valores de evapotranspiración real y de oferta hídrica.

6.1. PROCEDIMIENTO GENERAL DE ESTIMACIÓN

Los valores de evapotranspiración de referencia, ET_0 , obtenidos en cada una de las estaciones (Tabla 6.1) a partir de la ecuación FAO Penman-Monteith (Ecuación 3.4) se distribuyeron espacialmente en la cuenca utilizando el software SURFER 8 permitiendo así conocer valores de ET_0 mes a mes en cada una de las zonas que la conforman (Tabla 6.2). Los valores utilizados fueron las medias mensuales multianuales del período de estudio (Enero 1986 – Diciembre 2000)

Como se explicó en el Capítulo 3, para hallar la evapotranspiración real se debe multiplicar el valor de ET_0 por un coeficiente simple de cultivo K_c . Los valores de este coeficiente se obtienen de la clasificación de cobertura vegetal especificada en el Capítulo 4 donde se caracterizaron las subcuencas; es importante aclarar que para facilidad de aplicación del procedimiento se calcularon valores ponderados de K_c dependiendo de la existencia de zonas fácilmente identificables en los mapas.

Habiendo unificado la cuenca se introdujeron los valores de K_c de acuerdo a las zonas diferenciadas utilizando el software Arcview GIS 3.1. Las zonas que presentaban igual valor de K_c conformaron regiones homogéneas. Los mapas de ET_0 y el de coeficientes simples de cultivo se rasterizaron para permitir realizar operaciones entre ellos. Finalmente, para hallar los valores de ETR se

realizó un ajuste con un coeficiente de humedad de suelo el cual representa porcentajes de humedad para cada mes de acuerdo al comportamiento bimodal de la precipitación. La ecuación es la que sigue.

$$ETR = ET_o * K_c * K_s \quad (6.1)$$

donde

ETR evapotranspiración real (mm/mes),

ET_o evapotranspiración de referencia (mm/mes),

K_c coeficiente simple de cultivo,

K_s coeficiente de humedad del suelo.

Tabla 22. Evapotranspiración de referencia por estaciones

	ET _o (mm)					
	BERLÍN	CHARTA	LA ESPERANZA	APTO. PALONEG	SURATÁ	UIS
ENE	73.38	78.72	92.65	105.02	95.86	107.55
FEB	67.31	61.74	85.09	95.57	89.12	96.15
MAR	74.04	70.35	96.52	103.11	99.67	104.62
ABR	67.22	66.63	90.58	96.47	90.86	103.15
MAY	59.92	65.91	90.85	97.30	89.52	102.94
JUN	56.48	61.54	83.68	92.82	85.92	94.55
JUL	56.22	65.61	89.80	103.37	95.66	102.97
AGO	61.62	68.44	91.12	104.75	96.06	104.84
SEP	65.14	65.50	92.28	98.45	69.59	102.00
OCT	66.75	63.31	92.32	96.83	69.75	103.05
NOV	61.96	57.85	82.57	85.74	69.43	94.89
DIC	67.68	57.41	85.33	92.33	75.82	98.36
Total (mm/año)	777.72	783.01	1072.80	1171.75	1027.26	1215.06

Fuente: Autores.

Tabla 23. Evapotranspiración de referencia media por subcuencas

	ET _o (mm)						
	SUBCUENCA RÍO SURATÁ					SUBCUENCA RÍO DE ORO	C.S.R.L
	Charta	Vetas	S. Alto	S. Bajo	Tona		
ENE	80.4	83.56	92.7	95.6	85.0	94.3	90.64
FEB	66.5	74.23	84.2	83.0	74.0	86.4	96.34
MAR	75.1	83.27	94.2	91.9	82.5	96.2	90.57
ABR	70.3	76.07	86.4	88.3	78.2	90.3	84.81
MAY	68.4	73.00	84.9	87.8	75.8	89.9	83.54
JUN	64.2	69.55	81.2	81.7	70.2	83.6	78.13
JUL	68.2	74.85	89.7	88.7	73.9	90.1	84.19
AGO	71.2	77.32	90.7	90.7	77.1	91.9	86.29
SEP	66.8	64.39	69.3	85.1	77.7	92.3	81.79
OCT	65.6	64.27	69.1	84.8	77.8	92.2	81.61
NOV	60.8	61.96	67.7	78.3	71.2	82.3	74.78
DIC	62.2	66.34	73.1	80.9	73.7	86.3	78.45
TOTAL(mm/año)	819.65	868.81	983.21	1036.76	917.03	1075.59	1011.14

Fuente: Autores.

Los porcentajes de cobertura vegetal y coeficientes simples de cultivo se muestran en las Tablas 24 a 29.

Tabla 24. Coeficientes de cultivo microcuena Charta

GRAN GRUPO Nivel Exploratorio	GRUPO Nivel Reconocimiento	SUBGRUPO Nivel Semidetallado	AREA		Kc Pon
			Ha	%	
CONSTRUCCIONES	INFRAESTRUCTURA URBANA	Residencial,comercial,servicios	17.4	0.22	1.0
TIERRAS AGROPECUARIAS	MISCELANEOS	Maíz, hortalizas, arracacha, frijol	89.08	1.13	0.98
	CULTIVOS PERMANENTES	Mora, caña panelera, café y otros	103.47	1.31	1.06
	POTREROS ABIERTOS	Pastos naturales	3481.72	44.05	1.15
TIERRAS AGROFORESTALES	SILVOAGRICOLA	Café con sombra	16.1	0.2	1.1
	SILVOPASTORIL	Potreros arbolados	506.37	6.41	0.95
BOSQUES	BOSQUE NATURAL	Bosque secundario	1034.52	13.09	1
		Rastrojos	668.49	8.46	1.05
	BOSQUE PLANTADO	Coníferas y latifoliadas	957.38	12.11	1
FORMAS ESPECIALES DE VEGETACION	MATORRALES Y PAJONALES	Matorrales y pajonales páramo	1029.2	13.02	1.15

Fuente: POAT microcuena Charta (CDBM, 2002) Adaptada por los autores.

Los potreros abiertos constituyen la cobertura mas generalizada en la microcuena del río Charta, alcanzando 3481.72 Has, un 44% del territorio, igualmente son representativas las coberturas en bosques naturales que comprende 1034.52 hectáreas de bosques secundarios con alto grado de

intervención y 668.49 de rastrojos puros con un buen grado de sucesión vegetal asimilada a coberturas boscosas. Se destacan además las 957.38 hectáreas de bosques plantados en su mayor porcentaje corresponden a especies exóticas o introducidas de Pinos y eucaliptos. Como vegetación especial de matorrales y pajonales de páramos son 1.029.2 Has, las cuales representan el 13% del territorio.

Tabla 25. Coeficientes de cultivo microcuenca Surata Bajo

GRAN GRUPO Nivel Exploratorio	GRUPO Nivel Reconocimiento	SUBGRUPO Nivel Semidetallado	AREA		Kc pon
			Ha	%	
URBANO ÁREAS DECLARADAS PROTEGIDAS	URBANO Y EXPANSIÓN URBANA (POT Bucaramanga)	Residencial, comercial e institucional	200.45	1.61	1.0
	DMI	Zona de recuperación para la preservación	312.06	2.51	1.0
		Zona rural de recuperación para la producción agroforestal	4.91	0.04	1
		Zona urbana de recuperación para la producción	66.26	0.53	1
		Zona urbana de producción	291.5	2.34	1
TIERRAS AGROPECUARIAS	CULTIVO AGRICOLA	Cultivos mixtos	1246	10.02	1.08
	POTRERO ABIERTO	Pastos naturales	4252.47	34.19	1.15
TIERRAS AGROFORESTALES	SILVOAGRICOLA	Café con sombra	87.63	0.7	1.1
	SILVOPASTORIL	Potreros arbolados	63.8	0.51	0.95
BOSQUES	BOSQUE NATURAL	Bosque secundario	1613.72	12.97	1
		Rastrojos	2762.19	22.21	1.06
	BOSQUE PLANTADO	Coníferas y eucaliptos	303.8	2.44	1
FORMAS ESPECIALES DE VEGETACION	HERBÁCEAS	Pajonales	1200.31	9.65	1.15
ERIALES	MINERIA	Explotaciones a cielo abierto – calizas	33.02	0.27	

Fuente: POAT microcuenca Surata bajo (CDMB, 2002) Adaptada por los autores.

En la microcuenca de Surata bajo los potreros abiertos constituyen la principal cobertura con un 34.19% del área, uso extensivo del recurso suelo que soporta una ganadería de pastoreo de subsistencia, con pastos naturales sin ningún manejo; en segundo lugar de importancia se ubica la zona de rastrojos con un 22% del área, en tercer lugar ocupa la cobertura en bosques naturales y las actividades agrícolas marginales y de subsistencia ocupan el cuarto lugar

con un 10%, cultivos mixtos en áreas sembradas entre 0.5 a 1 ha, representados por cultivos de pancoger asociados a “barbechos”.

Tabla 26. Coeficientes de cultivo microcuenca Suratá Alto

GRAN GRUPO Nivel Exploratorio	GRUPO Nivel Reconocimiento	SUBGRUPO Nivel Semidetallado	AREA		Kc pon
			Has	%	
CONSTRUCCIONES	INFRAESTRUCTURA URBANA	Zona urbana	25.4	0.18	1
TIERRAS AGROPECUARIAS	CULTIVOS AGRICOLAS	Cultivos transitorios	28.5	0.21	1.12
		Cultivos permanentes	24.39	0.18	1.05
	POTREROS ABIERTOS	Pastos naturales	1366	9.9	1.15
		Pastos mejorados	1058.8	7.7	1.15
	TIERRAS MIXTAS O MISCELANEAS	Cultivos y pastos	2977	21.1	1.15
TIERRAS AGROFORESTALES	SILVOPASTORIL	Potreros con cercas vivas	229.7	1.67	1.15
		Potreros arbolados	979.76	7.12	0.95
	SILVOAGRICOLA	Cultivos permanentes y/o semipermanentes con sombrío	535.23	3.9	1.05
BOSQUES	BOSQUE NATURAL	Secundario	3678.9	26.7	1
		Rastrojos	662	4.81	1.05
	BOSQUE PLANTADO		942.6	6.9	1
FORMAS ESPECIALES DE VEGETACION	HERBACEAS	Pajonales	797.2	5.8	1.15

Fuente: POAT microcuenca Suratá alto (CDMB, 2002) Adaptada por los autores.

La microcuenca río Suratá Alto presenta un tipo de cobertura dominante en coberturas naturales, compuestas por pastos naturales, bosques primarios, secundarios, rastrojos y pajonales de herbáceas de páramo. La parte alta de la microcuenca sobre las cotas 2800 a 3000 representa una zona interesante de bosque primario bien conservado rodeado de bosque secundario que forman un corredor que casi alcanza a cubrir el ancho de la microcuenca en esta parte alta.

Los usos mixtos o misceláneos, conformados por cultivos, rastrojos y pastos en diferentes proporciones, ocupa el segundo lugar en importancia con el 23.2 % del área de la microcuenca, seguido de los potreros que ocupan el 16.1% del área.

Tabla 27. Coeficientes de cultivo microcuenca Tona

GRAN GRUPO Nivel Exploratorio	GRUPO Nivel Reconocimiento	SUBGRUPO Nivel Semidetallado	AREA		Kc pon
			Ha	%	
CONSTRUCCIONES	INFRAESTRUCTURA URBANA	Zona Urbana	9.98	0.1	1.0
TIERRAS AGROPECUARIAS	CULTIVOS AGRICOLAS	Cultivos Transitorios	226.59	1.2	1.13
		Cultivos Permanentes	239.83	1.2	0.95
	POTREROS ABIERTOS	Pastos Naturales	2307.28	11.9	1.15
		Pastos Mejorados	370.12	1.9	1.15
	TIERRAS MIXTAS O MISCELANEAS	Cultivos y Pastos	3123.08	16.1	0.82
		rastrojos y cultivos	1025.42	5.3	1.05
		potreros arbolados	2001.64	10.3	0.95
	SILVOAGRICOLA	Cultivos permanentes y/o Semipermanentes con sombrío	396.91	2	1.05
BOSQUES	BOSQUE NATURAL	Secundario	4495.63	23.2	1
		Rastrojos	1985.07	10.2	1.05
	BOSQUE PLANTADO	Coníferas y latifoliadas	982.66	5.1	1
FORMAS ESPECIALES DE VEGETACION	MATORRAL	Paramuno	489.61	2.5	1.15
	HERBACEAS	Pajonales	1721.26	8.9	1.15

Fuente: POAT microcuenca Tona (CDMB, 2002) Adaptada por los autores.

La microcuenca del río Tona presenta un tipo de cobertura dominante en silvopastoril y silvoagrícola, siendo el cultivo más importante los cafetales tecnificados de variedad Caturra y Colombia. Existen cultivos temporales pero de menores proporciones, como tomate, apio, arveja, frijol y en las partes altas la papa y la cebolla principalmente.

Los bosques plantados son con pino pátula, ciprés y urapán, los cuales presentan pequeñas a medianas áreas de cobertura y han tenido un buen desarrollo. El área de drenaje de la quebrada Arnania es una de las principales fuentes abastecedoras del acueducto de Bucaramanga, se encuentra bien protegida en su parte alta con bosque secundario y áreas agrosilvopastoriles bien manejadas, pero ya en su parte media que corresponde a fuertes

pendientes, presenta tipos de cobertura silvoagrícolas y silvopastoriles no muy bien manejadas.

Tabla 28. Coeficientes de cultivo microcuenca Vetas

GRAN GRUPO Nivel Exploratorio	GRUPO Nivel Reconocimiento	SUBGRUPO Nivel Semidetallado	AREA		Kc pon
			Ha	%	
CONSTRUCCIONES	INFRAESTRUCTURA URBANA	Zona Urbana	11.3	0.07	1.0
TIERRAS AGROPECUARIAS	CULTIVOS AGRICOLAS	Cultivos Transitorios	197.5	1.27	0.76
	POTREROS ABIERTOS	Pastos Naturales	1452.9	9.3	1.15
		Pastos Mejorados	2128.9	13.66	1.15
	TIERRAS MIXTAS O MISCELANEAS	Cultivos y Pastos	449.2	2.88	1.16
		Pastos con rastrojos	125.1	0.8	1.1
		Cultivos mixtos	62.7	0.4	1.08
		Rastrojos pastos y cultivos	459.5	2.95	1.06
TIERRAS AGROFORESTALES	SILVOPASTORIL	Potreros arbolados	1277.6	8.2	0.95
BOSQUES	BOSQUE NATURAL	Secundario	2794.4	17.9	1
		Rastrojos	951.7	6.1	1
	BOSQUE PLANTADO	Coníferas	132.2	0.85	1
FORMAS ESPECIALES DE VEGETACION	MATORRAL	Paramuno	794.9	5.1	1.15
	HERBACEAS	Pajonales	2675.4	17.16	1.15

Fuente: POAT microcuenca Vetas (CDMB, 2002) Adaptada por los autores.

La cobertura natural representa un 45.9% del total de la microcuenca. Entre los 3.000 y 3.600 metros se presentan áreas con cultivos temporales y pastos naturales y manejados; entre los 2.000 a 3.000 metros.

Se presentan en un gran porcentaje pastos naturales y pastos manejados, con pequeñas áreas de cultivos temporales y semipermanentes y por debajo de los 2.000 metros se encuentran pastos y cultivos, con predominio en pastos manejados.

Tabla 29. Coeficientes de cultivo microcuenca Río de Oro

GRAN GRUPO Nivel Exploratorio	GRUPO Nivel Reconocimiento	SUBGRUPO Nivel Semidetallado	AREA	Kc pon
			Has	
AREA PROTEGIDAS	DMI	Distrito de manejo integrado de Bucaramanga	5073.3	1.00
TIERRAS AGROPECUARIAS MIXTAS	CULTIVOS AGRICOLAS	Piña	309.7	0.50
		Cítricos	111	0.90
		C. Semipermanentes	3648.2	1.07
		C. Mixtos	6517.8	1.09
	POTREROS ABIERTOS	Pastos naturales	4454.6	1.15
	TIERRAS AGROPECUARIAS MIXTAS	Cultivos- pastos- rastrojos	1872.9	1.08
TIERRAS AGROFORESTALES	SILVOAGRICOLA	Café con sombra	45.4	1.10
		Caña - Caracolí	233.8	1.12
BOSQUES	BOSQUE NATURAL	Bosque secundario	16061.2	1.00
		Rastrojos	4292.7	1.05
	BOSQUE PLANTADO	Coníferas	375.3	1.00
FORMAS ESPECIALES DE VEGETACION	ARBUSTIVAS	Matorrales	4629.7	1.15
	HERBÁCEAS	Vegetación de Páramo	318.7	1.15
ERIAL	SUELO DESNUDO	Erosión	42.2	1.0
		Material de Arrastre	21.2	1.0
INFRAESTRUCTURA CONSTRUIDA	URBANA	Zona Urbana	6691.9	1.0
	RURAL	Zona suburbana	104.7	1.0

Fuente: POAT subcuenca río de Oro (CDMB, 2004) Adaptada por los autores.

Con más de 20000 Hectáreas el bosque natural constituye la cobertura más representativa en la subcuenca del río de Oro, los cultivos agrícolas y las áreas protegidas le siguen en importancia. La infraestructura construida también es representativa en la subcuenca.

El coeficiente de humedad del suelo se determinó por medio de porcentajes de acuerdo al período en el que se encuentre cada mes, teniendo en cuenta la precipitación presente en los meses anteriores.

Tabla 30. Factores de humedad del suelo

Período Seco 1			Período Lluvioso 1			Período Seco 2			Período Lluvioso 2		
DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV
0.45	0.4	0.45	0.65	0.75	0.85	0.5	0.45	0.5	0.65	0.75	0.85

Fuente: autores

Para la subcuenca del río de Oro los coeficientes fueron ajustados debido a valores altos de precipitación principalmente en la zona oriental.

Tabla 31. Factores de humedad del suelo subcuenca río de Oro

Período Seco 1			Período Lluvioso 1			Período Seco 2			Período Lluvioso 2		
DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV
0.60	0.60	0.60	0.80	0.90	0.90	0.7	0.7	0.7	0.85	0.90	0.90

Fuente: autores

Con los valores de evapotranspiración de referencia distribuidos espacialmente, los coeficientes de cultivo en cada zona particular además de los coeficientes de humedad estacionarios se procede a la estimación de la evapotranspiración real por medio de operaciones entre mapas.

6.3. EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL

Las estaciones Berlín y Aeropuerto Palonegro se tuvieron en cuenta para conocer el comportamiento de sus respectivas variables hidrológicas necesarias para el cálculo de ET_o y permitir así una distribución espacial más completa de este parámetro dentro de la cuenca.

El fundamento conceptual de la metodología aplicada requiere el conocimiento de la cobertura vegetal en cada zona particular para determinar los coeficientes simples de cultivo. Al realizar la operación de multiplicación entre mapas descrita en el numeral anterior, se obtienen valores de ETR solamente en puntos ubicados dentro de la cuenca.

La siguiente tabla muestra los valores de evapotranspiración real para las estaciones ubicadas en la cuenca.

Tabla 32. Valor de ETR en las estaciones dentro de la C.S.R.L.

MES	ETR (mm)				
	CHARTA	LA ESPERANZA	VIV SURATÁ	UIS	Prom.
ENE	36.57	37.45	36.50	46.65	39.29
FEB	32.43	38.34	38.12	46.85	38.94
MAR	53.23	63.01	61.60	73.50	62.83
ABR	58.17	67.49	64.93	83.31	68.48
MAY	65.19	76.94	72.46	94.75	77.33
JUN	35.59	41.54	40.87	51.32	42.33
JUL	34.16	40.55	40.93	50.26	41.48
AGO	39.61	45.19	45.72	56.85	46.84
SEP	49.31	59.56	43.14	71.86	55.97
OCT	54.84	69.07	49.85	83.22	64.25
NOV	57.03	69.99	56.19	86.95	67.54
DIC	30.00	38.56	32.42	48.01	37.25
Prom. A (mm/año)	546.12	647.69	582.73	793.52	642.52

Fuente: Autores

Estos valores se obtuvieron al ubicar el punto de la estación de acuerdo a sus coordenadas en el mapa de distribución espacial de ETR. Sin embargo, para los autores estos valores puntuales no son representativos de la variación que podría tener la evapotranspiración al cambiar el uso del suelo de una zona a otra. Lo que se busca con estos datos es tener un criterio de comparación con resultados de estudios anteriores aplicados a la cuenca. Esta consideración también es válida para el cálculo de oferta hídrica.

Para una mejor comprensión del comportamiento de la evapotranspiración real se obtienen valores medios en cada de las microcuencas.

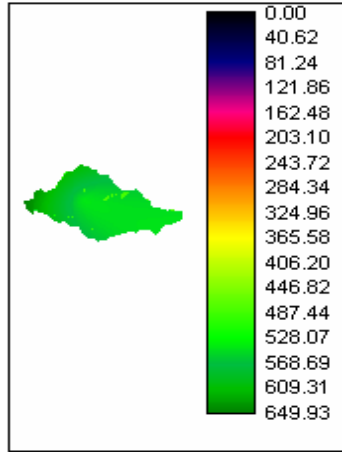
Tabla 33. Valores medios de ETR en las subcuencas que conforman la C.S.R.L

	ETR (mm)						
	SUBCUENCA RÍO SURATÁ					SUBCUENCA RÍO DE ORO	C.S.R.L
	Charta	Vetas	S. Alto	S. Bajo	Tona		
ENE	36.9	35.85	39.7	42.1	37.3	59.6	45.98
FEB	34.3	35.82	40.5	41.2	36.5	54.6	45.44
MAR	56.0	58.04	65.5	65.8	58.8	81.1	70.14
ABR	60.5	61.19	69.3	73.0	64.3	85.6	74.81
MAY	66.7	66.60	77.2	82.3	70.6	85.2	78.45
JUN	36.8	37.33	43.4	45.0	38.5	61.7	49.95
JUL	35.2	36.17	43.2	44.0	36.5	66.5	56.20
AGO	40.8	41.50	48.5	50.0	42.3	62.9	52.95
SEP	49.8	44.88	48.3	60.9	55.4	82.7	65.91
OCT	56.4	51.66	55.5	70.0	64.0	87.4	72.33
NOV	59.3	56.45	61.6	73.3	66.4	78.1	70.24
DIC	32.1	31.99	35.2	40.1	36.4	54.6	44.08
TOTAL(mm/año)	564.90	557.48	627.93	687.77	606.80	859.91	723.77

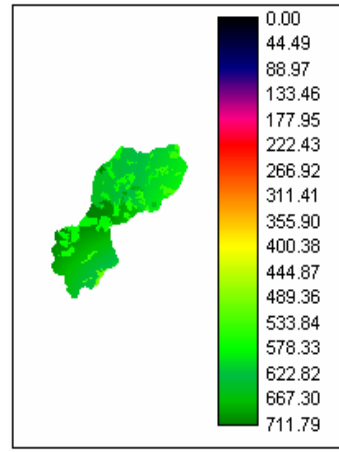
Como se aprecia en la Tabla 33 los valores máximos de ETR se presentan en los meses de Mayo y Noviembre que corresponden al final de los períodos invernales; esto es, en el mes en que el suelo tiene mayor contenido de humedad de acuerdo a la precipitación de los dos meses precedentes. Por el contrario, en los meses del período seco 1 (Diciembre – Febrero) se presentaron las menores estimaciones de ETR.

En las figuras a continuación se aprecia el comportamiento de la evapotranspiración real anual en cada una de las microcuencas.

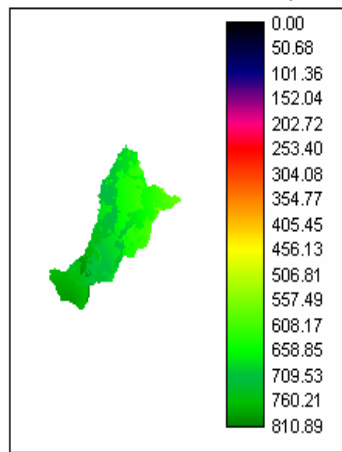
Microcuenca Charta



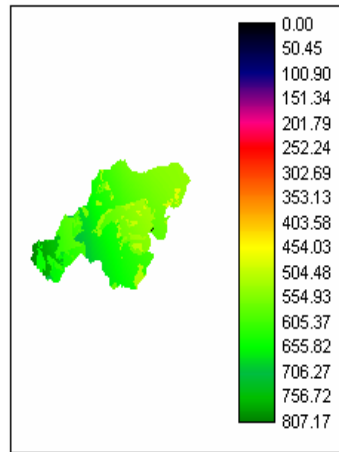
Microcuenca Suratá alto



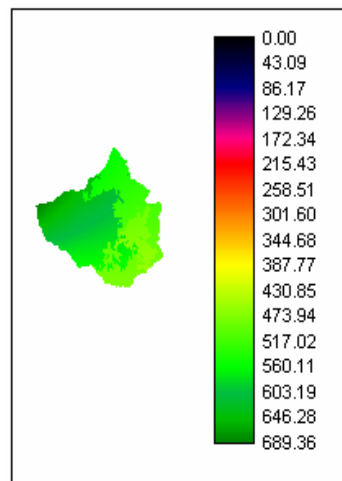
Microcuenca Surata bajo



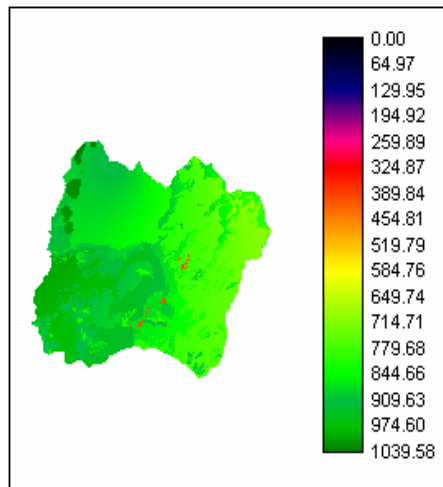
Microcuenca Tona



Microcuenca Vetás



Subcuenca río de Oro



Una mejor interpretación de la importancia de estimar valores más exactos de ETR se puede materializar si se analizan los resultados de oferta hídrica.

6.3. OFERTA HÍDRICA

Los valores de precipitación necesarios para el cálculo de oferta hídrica también se distribuyeron espacialmente y se rasterizaron. Los datos medios mensuales de precipitación se obtuvieron de trece estaciones del IDEAM a partir de registros diarios (Arenas y Rojas, 2005 Sin Publicar) cuyos períodos abarcan desde 1970 a 2004 para la mayoría de las estaciones.

La precipitación y la evapotranspiración real permiten entonces estimar la oferta hídrica por medio de un balance hidrológico a largo plazo (Ecuación 1.4).

Al calcular la oferta hídrica se logra tener una aproximación de la cantidad de agua disponible, tanto para escorrentía como para infiltración, en una zona determinada. Para cualquier estudio hidrológico es importante contar con valores de las variables de análisis con el mayor nivel de detalle posible espacial y temporal.

Para este proyecto de grado se obtuvieron valores medios mensuales de oferta hídrica para la cuenca partiendo de la división por subcuencas de los ríos Suratá y de Oro. De acuerdo con la información ofrecida por los POAT, únicamente la subcuenca del río Suratá se dividió por microcuencas.

Los valores de precipitación media mensual en la cuenca son los siguientes:

Tabla 34. Precipitación media en la C.S.R.L

	PRECIPITACIÓN (mm)						
	SUBCUENCA RÍO SURATÁ					SUBCUENCA RÍO DE ORO	C.S.R.L
	Charta	Vetas	S. Alto	S. Bajo	Tona		
ENE	26.9	21.60	26.3	51.1	43.1	63.4	47.6
FEB	44.4	36.50	39.9	74.4	64.1	118.6	67.8
MAR	63.8	59.80	65.7	94.3	81.2	125.0	96.9
ABR	127.1	134.70	137.6	129.1	144.2	142.9	138.9
MAY	118.9	118.60	129.1	131.5	155.4	150.5	141.1
JUN	64.6	62.10	57.5	78.7	100.3	100.3	86.5
JUL	40.3	35.90	34.4	55.8	77.1	95.0	71.1
AGO	67.9	63.60	67.0	81.1	106.7	106.0	91.8
SEP	106.7	106.70	115.5	115.8	137.6	132.3	124.9
OCT	136.4	134.60	161.0	157.8	163.9	163.6	157.5
NOV	98.1	99.70	110.0	119.1	115.8	125.9	117.0
DIC	43.6	40.30	46.7	59.3	55.7	62.8	55.6
Prom.A(mm/año)	961.24	1276.7	1023.40	1151.60	1276.70	1357.30	1212.50

Fuente: Autores

Los mayores valores de precipitación media mensual ocurren en el segundo período lluvioso del año (mes de Octubre) en las microcuencas Tona , 163.9 mm, en la subcuenca del río de Oro, se presenta un valor importante de precipitación para el mismo mes, 163.6 mm.

La distribución espacial de la precipitación se observa en la figura 65. La precipitación media anual de la cuenca es de 1212.5 a partir de este valor se realizará el análisis de oferta hídrica determinando que zonas presentan los más altos estimativos y así tenerlos en cuenta para realizar acciones de preservación

Los valores de ETR se mostraron en la Tabla 6.2. Entonces, por el balance hídrico a largo plazo se tiene que:

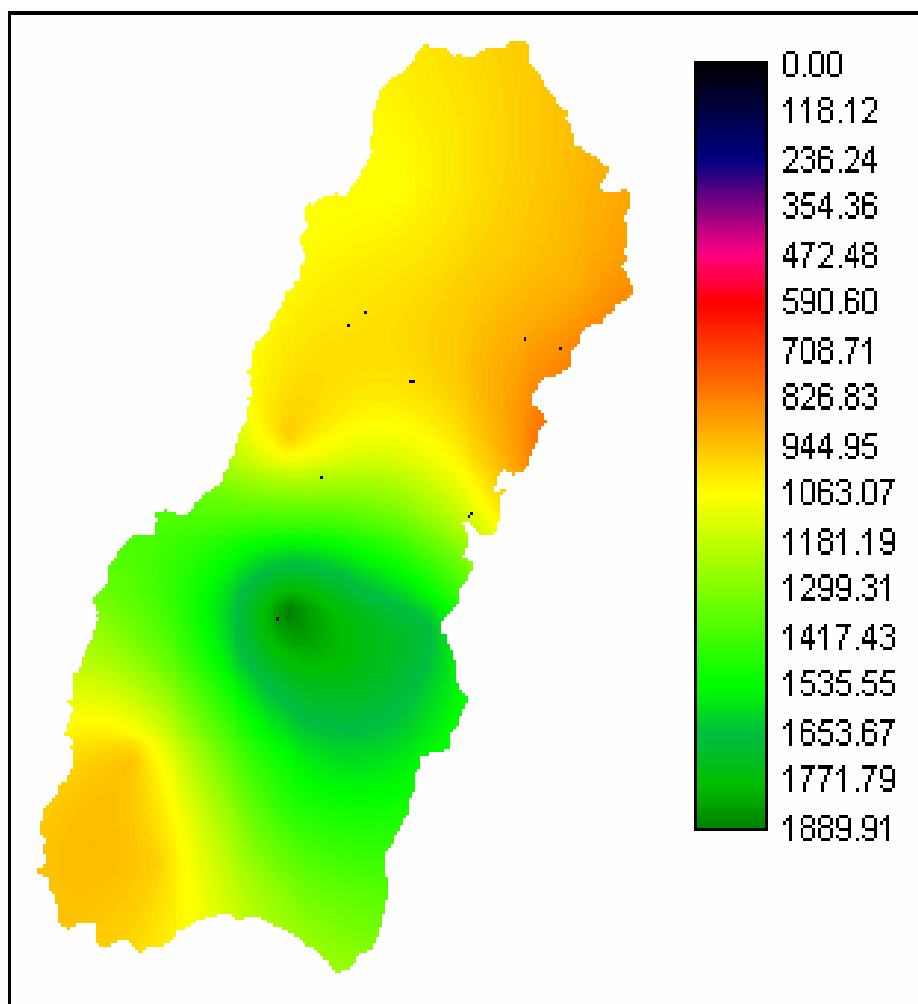
Tabla 35. Oferta Hídrica media en la C.S.R.L.

	OFERTA HÍDRICA (mm)						
	SUBCUENCA RÍO SURATÁ					SUBCUENCA RÍO DE ORO	C.S.R.L
	Charta	Vetas	S. Alto	S. Bajo	Tona		
ENE	-10.0	-14.3	-13.4	9.0	5.8	3.8	1.62
FEB	10.1	0.7	-0.6	33.2	27.6	64	22.4
MAR	7.8	1.8	0.2	28.5	22.4	43.9	26.8
ABR	66.6	73.5	68.3	56.1	79.9	57.3	64.1
MAY	52.2	52.0	51.9	49.2	84.8	65.3	62.7
JUN	27.8	24.8	14.1	33.7	61.8	38.7	36.6
JUL	5.1	-0.3	-8.8	11.8	40.6	28.5	14.9
AGO	27.1	22.1	18.5	31.1	64.4	43.1	38.9
SEP	56.9	61.8	67.2	54.9	82.2	49.6	59.0
OCT	80.0	82.9	105.5	87.8	99.9	76.2	85.2
NOV	38.8	43.2	48.4	45.8	49.4	47.8	46.8
DIC	11.5	8.3	11.5	19.2	19.3	8.2	11.5
Prom. A.(mm/año)	396.34	719.19	395.47	463.83	669.90	497.39	488.73

Fuente: Autores

Las figuras mostradas a continuación presentan la distribución espacial de los componentes necesarios para el cálculo de la oferta hídrica.

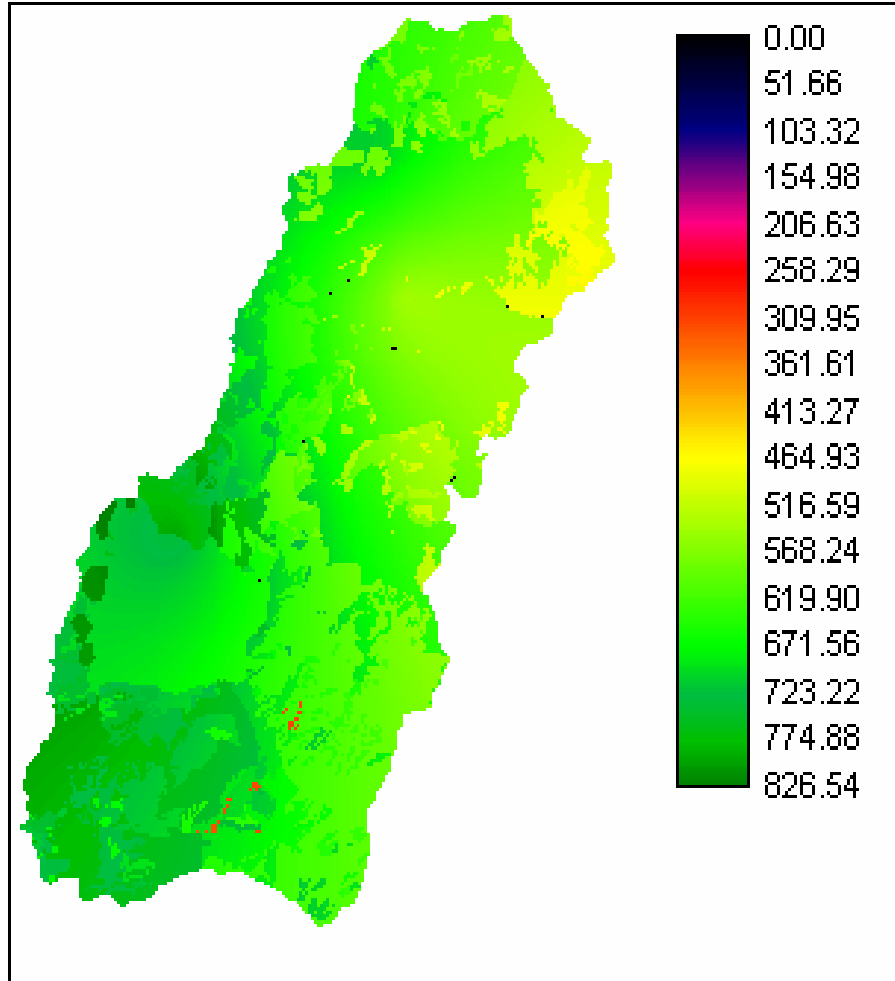
Figura 70. Precipitación Anual (mm) C.S.R.L



La precipitación media en la cuenca es de 1212.5 mm/año, los valores más altos se presentaron para la subcuenca del río de oro con una media de 1357.30 mm/año, mientras que los resultados más bajos los presenta la microcuenca de Charta con 961.24 mm/año.

La subcuenca del río suratá conformada por las microcuencas de Suratá alto, Suratá bajo, Vetas, Tona y Charta presenta un valor promedio anual de 1137.9 mm.

Figura 71. ETR Anual (mm) C.S.R.L

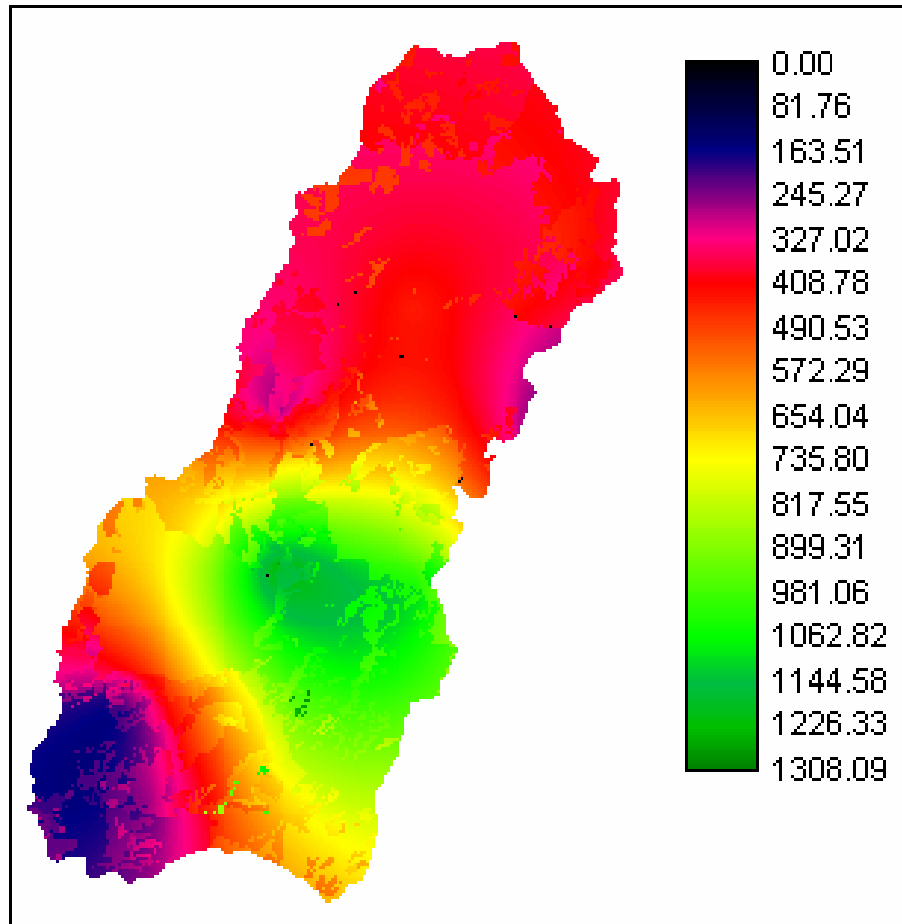


La evapotranspiración real media en la cuenca es de 723.77 mm/año.

Con un valor de 859.91 mm/año la subcuenca del río de oro es la que mayor evapotranspiración media presenta en toda la cuenca.

Valores más bajos en promedio se obtienen en la microcuenca de Vetás, 557.48 mm/año.

Figura 72. Oferta Hídrica Anual (mm) C.S.R.L



El resumen de resultados de oferta hídrica y de los elementos que la gobiernan en cada una de las microcuencas y en la cuenca total se encuentra en las tablas 36 a 42.

Tabla 36. Resumen oferta hídrica Microcuenca Charta

	MICROCUEENCA CHARTA (mm)												T. Anual (mm)
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	
P	26.90	44.40	63.80	127.10	118.90	64.60	40.30	67.90	106.70	136.40	98.10	43.60	961.24
ETR	36.89	34.34	56.00	60.49	66.71	36.80	35.22	40.83	49.80	56.42	59.29	32.11	564.90
OFH	-9.99	10.06	7.80	66.61	52.19	27.80	5.08	27.07	56.90	79.98	38.81	11.49	396.34

La microcuenca Charta presenta valores $P - ETR < 0$ en el mes de enero donde los valores de precipitación son relativamente bajos.

El porcentaje de agua que retorna a la atmósfera por evapotranspiración en la microcuenca de Charta es del 58.8%.

Tabla 37. Resumen oferta hídrica Microcuenca Vetás

	MICROCUECENA VETAS (mm)												T. Anual (mm)
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	
P	21.6	36.5	59.8	134.7	118.6	62.1	35.9	63.6	106.7	134.6	99.7	40.3	1276.67
ETR	35.85	35.82	58.03	61.19	66.6	37.32	36.17	41.5	44.87	51.66	56.45	31.98	557.48
OFH	-14.25	0.68	1.76	73.51	52	24.77	-0.27	22.1	61.82	82.93	43.24	8.31	719.19

En la microcuenca de Vetás se presenta un valor crítico de oferta hídrica en el mes de Enero correspondiente al período seco 1 (Tabla 6.9) además de valores muy bajos en el mes de Julio perteneciente al período seco 2.

La microcuenca presenta un 43.7% de pérdida de agua por evapotranspiración.

Tabla 38. Resumen oferta hídrica Microcuenca Suratá Alto

	MICROCUECENA SURATÁ ALTO (mm)												T. Anual (mm)
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	
P	26.30	39.90	65.70	137.60	129.10	57.50	34.40	67.00	115.50	161.00	110.00	46.70	1023.40
ETR	39.69	40.53	65.50	69.31	77.18	43.41	43.18	48.53	48.28	55.53	61.61	35.18	627.93
OFH	-13.39	-0.63	0.20	68.29	51.92	14.09	-8.78	18.47	67.22	105.47	48.39	11.52	395.47

La microcuenca de Suratá Alto presenta un comportamiento similar a la de Vetás sin embargo en el mes de Julio los valores de oferta hídrica resultan aún más críticos. El agua perdida por evapotranspiración se estima de un 61.35% resultando el valor más alto en toda la cuenca.

Tabla 39. Resumen oferta hídrica Microcuenca Suratá Bajo

	MICROCUECENA SURATÁ BAJO (mm)												T. Anual (mm)
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	
P	51.10	74.40	94.30	129.10	131.50	78.70	55.80	81.10	115.80	157.80	119.10	59.30	1151.60
ETR	42.14	41.18	65.81	73.00	82.27	44.99	44.00	49.98	60.91	70.04	73.33	40.12	687.77
OFH	8.96	33.22	28.49	56.10	49.23	33.71	11.80	31.12	54.89	87.76	45.77	19.18	463.83

Tabla 40. Resumen oferta hídrica Microcuenca Tona

	MICROCUENCA TONA (mm)												T. Anual (mm)
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	
P	43.10	64.10	81.20	144.20	155.40	100.30	77.10	106.70	137.60	163.90	115.80	55.70	1276.70
ETR	37.31	36.50	58.84	64.30	70.60	38.47	36.46	42.26	55.37	63.98	66.37	36.35	606.80
OFH	5.79	27.60	22.36	79.90	84.80	61.83	40.64	64.44	82.23	99.92	49.43	19.35	669.90

Tabla 41. Resumen oferta hídrica Subcuenca río de Oro

	SUBCUENCA RÍO DE ORO (mm)												T. Anual (mm)
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	
P	63.4	118.6	125.0	142.9	150.50	100.30	95.00	106.00	132.30	163.60	125.90	62.80	1357.30
ETR	59.6	54.63	81.12	85.59	85.22	61.65	66.46	62.94	82.66	87.4	78.06	54.58	859.91
OFH	3.8	64.0	43.9	57.3	65.3	38.7	28.5	43.1	49.6	76.2	47.8	8.2	497.39

El comportamiento en las microcuencas de Suratá Bajo y Tona así como en la subcuenca del río de oro presentan comportamiento similar de menores estimativos de oferta hídrica en los períodos secos sobre todo en los meses de Enero y Julio sin embargo en ninguno de los casos se presentan valores de $P - ETR < 0$.

La microcuenca de Suratá bajo presenta el mayor porcentaje de pérdida de agua por evapotranspiración después de la microcuenca de suratá alto con un valor de 59.7%, la de Tona presenta valores de 47.5%.

La subcuenca del río de Oro la pérdidas por evapotranspiración son de un 63.3%.

Tabla 42. Resumen oferta hídrica C.S.R.L

	CUENCA SUPERIOR DEL RÍO LEBRIJA(mm/mes)												Total Anual (mm/año)
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	
P	47.60	67.80	96.90	138.90	141.10	86.50	71.10	91.80	124.90	157.50	117.00	55.60	1212.50
ETR	45.98	45.44	70.14	74.81	78.45	49.95	56.20	52.95	65.91	72.33	70.24	44.08	723.77
OFH	1.6	22.4	26.8	64.1	62.7	36.6	14.9	38.9	59.0	85.2	46.8	11.5	488.73

Para la totalidad de la cuenca se estimó un valor de 59.7% de pérdida de agua hacia la atmósfera por evapotranspiración.

Las figuras a continuación muestran la representación gráfica del comportamiento de los elementos necesarios para el balance hídrico largo plazo.

Figura 73. Comportamiento Oferta Hídrica Microcuenca Charta

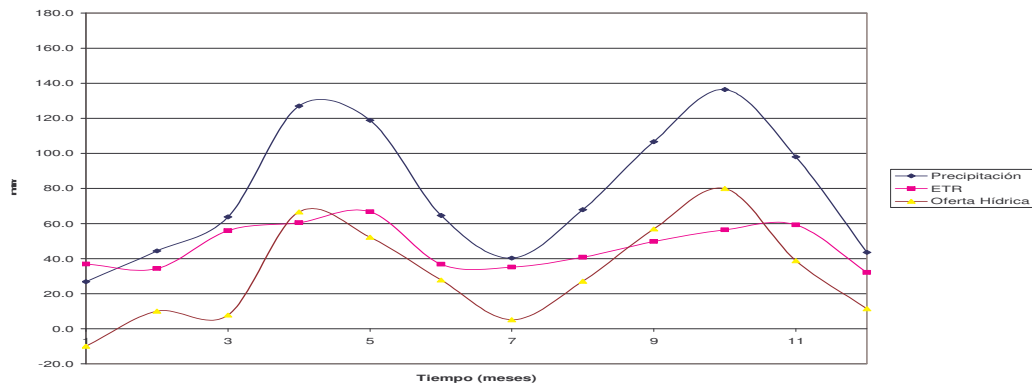


Figura 74. Comportamiento Oferta Hídrica Microcuenca Vetas

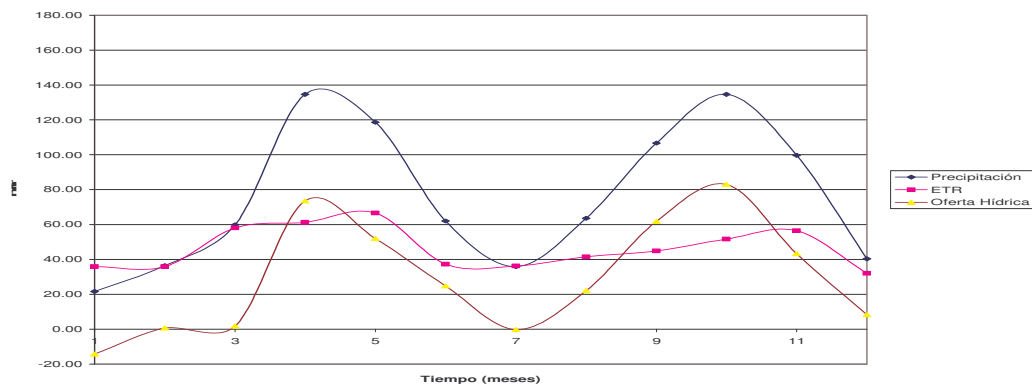


Figura 75. Comportamiento Oferta Hídrica Microcuenca Suratá Alto

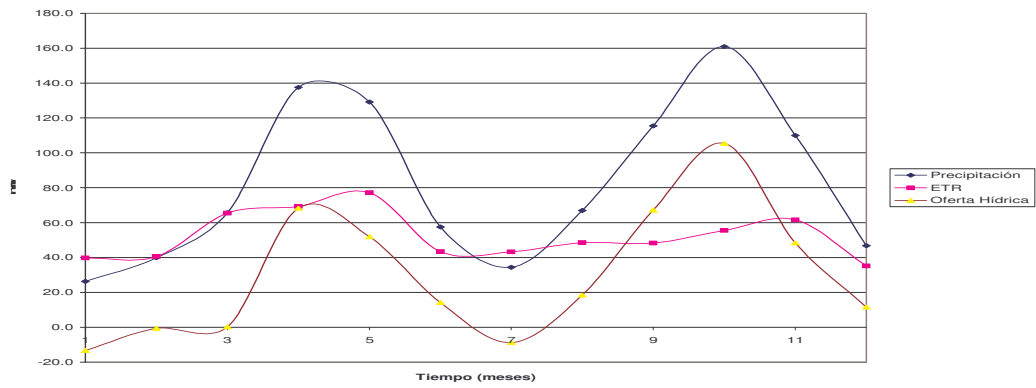


Figura 76. Comportamiento Oferta Hídrica Microcuenca Suratá Bajo

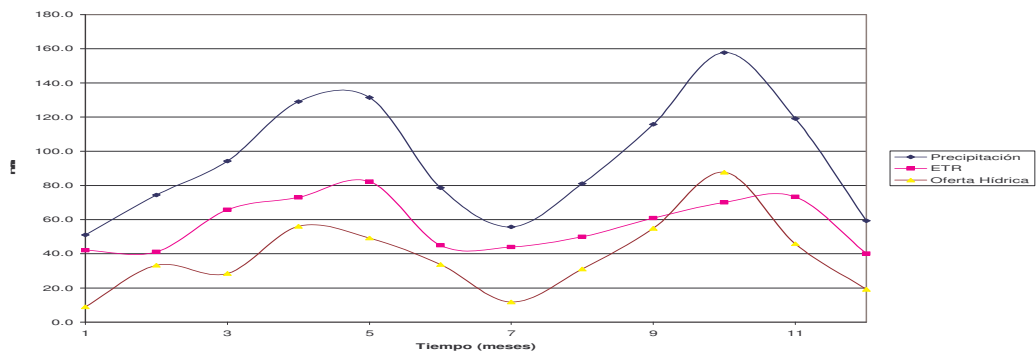


Figura 77. Comportamiento Oferta Hídrica Microcuenca Tona

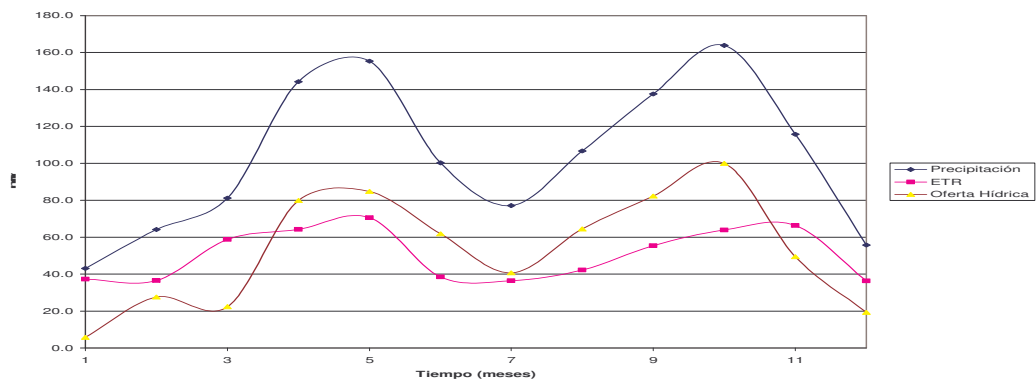


Figura 78. Comportamiento Oferta Hídrica Subcuenca río de Oro

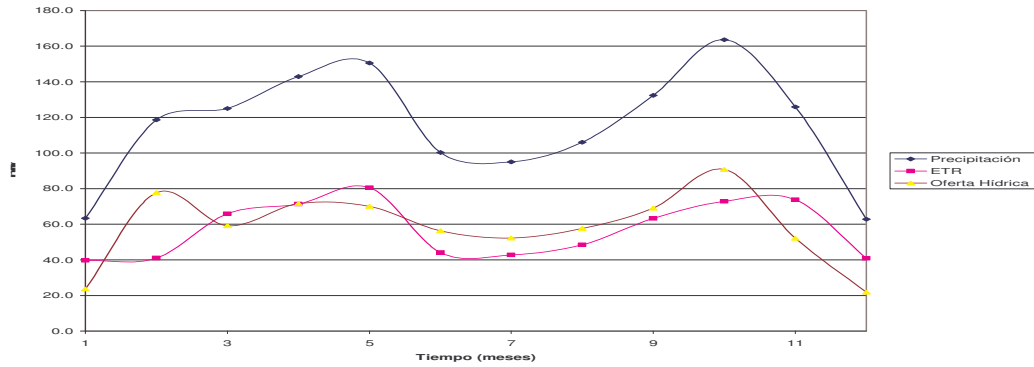
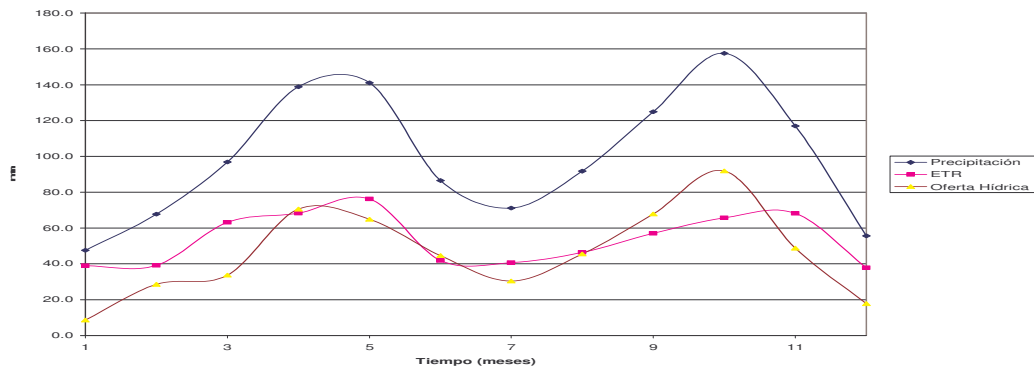


Figura 79. Comportamiento Oferta Hídrica C.S.R.L



Para una mejor comprensión de los valores de oferta hídrica se procede a calcular un caudal medio por cada una de las microcuencas y uno total. Estos resultados resultan importantes para el balance hídrico. El caudal superficial se toma de los registros de la estación Café Madrid la cual se encuentra en el cierre de toda la cuenca superior del río Lebrija (Fig. 6.11)

El área total de la cuenca se tomará de 1270 Km², la tabla 6.22 muestra el área de cada una de las microcuencas.

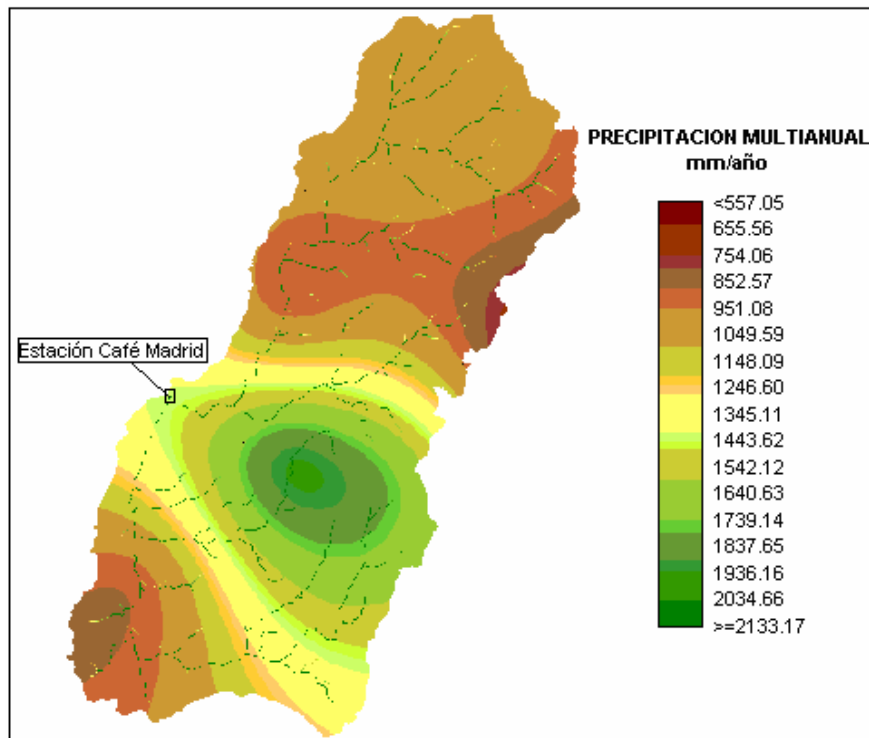
Tabla 43. División por Subcuencas C.S.R.L

Cuenca Superior del Río Lebrija		
Subcuenca	Microcuenca	Área (km ²)
río Suratá	Vetas	155.9
	Suratá Alto	137.54
	Charta	75
	Tona	193.77
	Suratá Bajo	125.99
río de Oro		585

Fuente POAT (CDMB, 2002)

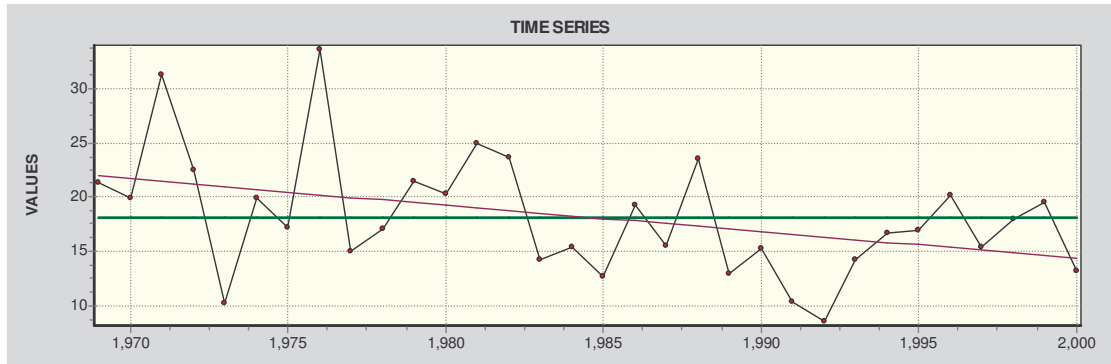
Como se observa en la figura la estación Café Madrid está ubicada en el cierre de toda la cuenca, de ahí la importancia de la comparación de los resultados de caudal registrados ahí con los obtenidos por medio de la oferta hídrica.

Figura 80. Ubicación Estación Café Madrid



La estación café Madrid presenta la siguiente serie de valores medios anuales

Figura 81. Caudal medio anual estación Café Madrid.



El caudal medio anual medido en la estación Café Madrid es de 15.35 m³/seg, aproximadamente 381.42mm/año. Cabe resaltar que la serie de datos de caudales provenientes de la estación no ha sido corregida de errores de no homogeneidad e inconsistencias.

Balance Hídrico

Para el balance hídrico se utilizará la siguiente fórmula:

$$P = E + A + R \quad (6.1)$$

pero

$$A = I_s + I_g - D \quad (6.2)$$

donde,

P, precipitación media anual (mm)

E, evapotranspiración real media anual (mm)

A, actores antrópicos

R = caudal superficial. (medido en la estación café Madrid)

I_s = Factor antrópico de superficie, se tomará el caudal medio tomado por el acueducto

I_g = aguas subterráneas

D = agua que retorna al sistema (alcantarillado), para el alcantarillado de Bucaramanga se tiene un coeficiente de retorno de 0.85 (referenciado en Isaza, 2004)

Se tiene entonces:

$P = 1212.5 \text{ mm/año}$

$E = 723.77 \text{ mm/año}$

$R = 381.42 \text{ mm/año}$

Para el cálculo de los factores antrópicos se procede,

$$I_s = 4.82 \frac{m^3}{s} = 119.77 \frac{mm}{año}$$

$$D = 4.82 * 0.85 = 101.8 \frac{mm}{año}$$

Tomando $I_g = 0$ por medio de la ecuación 6.2

$$A = 119.77 \frac{mm}{año} - 101.8 \frac{mm}{año} = 17.97 \frac{mm}{año}$$

El balance hídrico resulta entonces (ecuación 6.1)

$$1212.5 \frac{mm}{año} = 723.77 \frac{mm}{año} + 17.97 \frac{mm}{año} + 381.42 \frac{mm}{año} + Valor$$

El valor encontrado de desfase en esta ecuación es de 89.74mm/año, aproximadamente 3.61m³/s y se podría explicar del siguiente modo:

- Parte estaría pasando a recarga de acuíferos profundos.
- Recargas a otras cuencas.
- Los problemas de medición de caudal en la estación.
- Explotación de agua no reportada.

- Posibles errores en los datos de entrada de precipitación y de los necesarios para estimar la evapotranspiración real.

La tabla presenta el aporte al caudal total de cada una de las subcuencas.

Tabla 44. Resumen del caudal aportado por cada subcuenca.

Cuenca Superior del Río Lebrija		
Subcuenca	Microcuenca	Q (m³/seg)
río Suratá	Vetas	1.93
	Suratá Alto	1.72
	Charta	0.94
	Tona	4.11
	Suratá Bajo	1.85
río de Oro		9.22

El análisis de la oferta hídrica arrojó los siguientes resultados:

- Se presenta mayor déficit ($P - ETR < 0$) en las microcuencas de Charta, Vetas y Suratá Alto en los meses secos de Enero y Julio, con valores que oscilan entre -14.3 y -0.3 mm/mes.
- Los valores más altos se presentaron en Octubre (segundo período lluvioso) para las microcuencas de Suratá Alto y Tona con valores de 105.5 y 99.9 mm/mes, respectivamente. De igual manera, en el primer período lluvioso se localizaron valores significativamente altos.
- Teniendo en cuenta el promedio anual de oferta hídrica los valores más altos se presentaron en las microcuencas de Vetas, Tona y la subcuenca del río de Oro con valores entre 669.9 y 719.19 mm/año.
- El promedio anual más bajo se presentó en la microcuenca del Suratá Alto con 395.47 mm/año.
- El valor medio de oferta hídrica en la cuenca fue de 488.73 mm/año.

- La zona cálida correspondiente a la subcuenca del río de Oro presenta un aceptable estimativo de oferta hídrica a pesar de tener una alta tasa de evapotranspiración.

7. CONCLUSIONES

- El 83% de las series de tiempo, de las cinco variables hidrológicas utilizadas en este proyecto de grado, presentaron un fuerte comportamiento determinístico evidenciado por la presencia de tendencias que a su vez son causadas por inconsistencias en los datos, asociadas a errores sistemáticos en la medición de cada variable.
- Las variables que presentaron tendencias significativas, previa comprobación con el test de Spearman, fueron las de humedad relativa y recorrido del viento. Las inconsistencias asociadas a la humedad se refieren al deficiente manejo y lectura del psicrómetro. Por otro lado, la tendencia presente en las series de recorrido se puede atribuir a presencia de obstáculos más que a fallas del anemómetro.
- El comportamiento de las series de temperatura se debe principalmente a los fenómenos Niño-Niña ocurridos entre Enero de 1986 y Diciembre de 2000. Esto descarta en gran medida la posibilidad de que la serie presente inconsistencias. Los fenómenos Niño-Niña son más bien no homogeneidades.
- De acuerdo a los resultados obtenidos, la subcuenca del río Suratá, que se encuentra en una región húmeda fría a muy fría, posee los valores más bajos de evapotranspiración de referencia, ET_0 . En estos climas la alta humedad del aire y la presencia de nubes generarían una tasa baja de evaporación; además, el viento únicamente puede reemplazar el aire saturado con aire un poco menos saturado y remover energía calórica.
- Por el contrario, en la subcuenca del río de Oro fueron localizados los valores más altos. Ésta se encuentra en clima húmedo templado a cálido

en el cual la demanda evaporativa es alta debido a la resequedad del aire y a la cantidad de energía disponible en forma de radiación solar directa y calor latente. Bajo estas circunstancias, gran cantidad de vapor de agua puede ser almacenado en el aire mientras el viento puede promover el transporte del agua permitiendo que más vapor sea elevado.

- El uso actual y la cobertura vegetal del suelo son las diferentes formas de ocupación de la tierra; representadas más que todo por actividades de tipo agropecuario y urbano, así como por los tipos de vegetación, cuya dinámica es consecuencia de las condiciones climáticas, topográficas, edáficas, socioeconómicas y culturales propias de cada región. La Cuenca Superior del Río Lebrija muestra poca uniformidad en cuanto a estas condiciones lo cual genera que la evapotranspiración real presente variaciones muy marcadas. Esta situación se obvió en cierto modo mediante la introducción del coeficiente simple K_c , el cual intrínsecamente involucra características del entorno en el que se desarrolla un cultivo determinado.
- Los resultados de oferta hídrica para las microcuencas Vetas, Charta y Suratá Alto, basados en la precipitación y evapotranspiración real media, muestran que existe déficit ($P-ETR < 0$) en los meses secos de Enero y Julio, en los cuales los valores de precipitación media son los más bajos de toda la subcuenca del río Suratá. No es arriesgado suponer que este déficit se puede compensar con la humedad presente en el suelo producto de su capacidad de almacenamiento.
- La oferta hídrica media anual de la cuenca se estimó en 488.33 mm. Este valor comparado con los caudales medidos en la estación café Madrid resultó bastante acertado dejando una diferencia de 89.74 mm/año.

8. RECOMENDACIONES

- En cuanto al manejo de los registros de las variables hidrológicas se puede decir que para una mejor comprensión del comportamiento de la tendencia en las series de tiempo, el período de estudio a considerar debe ser de al menos 20 o 25 años. Esto implica tener más elementos de juicio para tomar una decisión respecto a la importancia del valor numérico de la tendencia y a su vez implica conocer la historia de la estación, es decir, sus metadatos.
- El coeficiente de correlación a adoptar para cualquier estudio hidrológico, debe ser mayor o igual a 0.8 en el momento de utilizar estaciones vecinas para el proceso de llenado de datos faltantes.
- Para una mejor estimación de valores de evapotranspiración real teniendo en cuenta características de humedad de suelo como capacidad de campo y punto de marchitez se recomienda hacer un balance hídrico en la zona de raíces con una resolución temporal diaria.
- La metodología del coeficiente simple está enfocada principalmente a proveer unas bases de riego para cada uno de los cultivos buscando un mejor rendimiento en cuanto a producción; pese a esto en el presente estudio se puede hacer una aproximación bastante acertada de la evapotranspiración real si se conoce la distribución de los mismos. Sin embargo, se recomienda realizar a manera de complemento un estudio de las características fisiográficas de la cuenca en cuanto a textura y estructura del suelo, geomorfología, etc.

BIBLIOGRAFÍA

APARICIO, Francisco J.(1993) Fundamentos de Hidrología de Superficie. Limusa Noriega. México, D. F.

CHOW, V. T., MAIDMENT, D. R., MAYS, L. W. (1994) Hidrología Aplicada. McGraw - Hill.

CORPORACION AUTONOMA REGIONAL PARA LA DEFENSA DE LA MESETA DE BUCARAMANGA, CDMB. (2002) Estudio Plan de Ordenamiento Ambiental de la microcuenca del río Charta, área de jurisdicción de la C.D.M.B. Bucaramanga.

-----Estudio Plan de Ordenamiento Ambiental de la microcuenca del río Suratá Bajo, área de jurisdicción de la C.D.M.B. Bucaramanga, 2002.

-----Plan de Ordenamiento Ambiental Territorial microcuenca río Suratá alto. Bucaramanga, 2002.

-----Plan de Ordenamiento Ambiental Territorial microcuenca río Tona. Bucaramanga, 2002.

-----Plan de Ordenamiento Ambiental Territorial microcuenca río Vetas. Bucaramanga, 2002.

-----Plan de Ordenamiento Territorial y Ambiental de la cuenca del río de Oro. Bucaramanga, 2003.

DE LAAT, P. J. M. and SAVENIJE, H. H. G. (2001) Principles of Hydrology. Lectures Notes. IHE, Delft. NL.

FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION OF THE UNITED NATIONS, (Allen *et al.*, 1998). Crop evapotranspiration –Guidelines for computing crop water requirements –FAO Irrigation and drainage paper 56”

MENDOZA, C.A Y SANDOVAL, R. (2002) Un estudio de la oferta hídrica en la cuenca superior de río Lebrija. Tesis de Grado. U.I.S . Bucaramanga.

ISAZA, Oscar Mauricio. (2004) Estimación de la recarga mensual en la cuenca del río de Oro por medio de un modelo hidrológico distribuído. Tesis de Grado. U.I.S. Bucaramanga.

VELEZ, Jaime I., POVEDA, Germán, MESA, Oscar J. (2000. 150p.) Balances Hidrológicos de Colombia. Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hídricos. Universidad Nacional de Medellín. Primera edición. Medellín.

ANEXOS

ANEXO A

TABLAS ESTIMACIÓN ET_0

Tabla Presión atmosférica (P) para diferentes altitudes (z), Ec 3.17

z (m)	P (kPa)	z (m)	P (kPa)	z (m)	P (kPa)	z (m)	P (kPa)
0	101.3	1000	90.0	2000	79.8	3000	70.5
50	100.7	1050	89.5	2050	79.3	3050	70.1
100	100.1	1100	89.0	2100	78.8	3100	69.6
150	99.5	1150	88.4	2150	78.3	3150	69.2
200	99.0	1200	87.9	2200	77.9	3200	68.8
250	98.4	1250	87.4	2250	77.4	3250	68.3
300	97.8	1300	86.8	2300	76.9	3300	67.9
350	97.2	1350	86.3	2350	76.4	3350	67.5
400	96.7	1400	85.8	2400	76.0	3400	67.1
450	96.1	1450	85.3	2450	75.5	3450	66.6
500	95.5	1500	84.8	2500	75.0	3500	66.2
550	95.0	1550	84.3	2550	74.6	3550	65.8
600	94.4	1600	83.8	2600	74.1	3600	65.4
650	93.8	1650	83.3	2650	73.7	3650	65.0
700	93.3	1700	82.8	2700	73.2	3700	64.6
750	92.7	1750	82.3	2750	72.7	3750	64.1
800	92.2	1800	81.8	2800	72.3	3800	63.7
850	91.6	1850	81.3	2850	71.8	3850	63.3
900	91.1	1900	80.8	2900	71.4	3900	62.9
950	90.6	1950	80.3	2950	71.0	3950	62.5
1000	90.0	2000	79.8	3000	70.5	4000	62.1

Tabla Constante psicrométrica (γ) para diferentes altitudes (z), Ec 3.18

z (m)	γ kPa/°C	z (m)	γ kPa/°C	Z (m)	γ kPa/°C	z (m)	γ kPa/°C
0	0.067	1000	0.060	2000	0.053	3000	0.047
100	0.067	1100	0.059	2100	0.052	3100	0.046
200	0.066	1200	0.058	2200	0.052	3200	0.046
300	0.065	1300	0.058	2300	0.051	3300	0.045
400	0.064	1400	0.057	2400	0.051	3400	0.045
500	0.064	1500	0.056	2500	0.050	3500	0.044
600	0.063	1600	0.056	2600	0.049	3600	0.043
700	0.062	1700	0.055	2700	0.049	3700	0.043
800	0.061	1800	0.054	2800	0.048	3800	0.042
900	0.061	1900	0.054	2900	0.047	3900	0.042
1000	0.060	2000	0.053	3000	0.047	4000	0.041

Basado en $\lambda = 2.45 \text{ MJ Kg}^{-1}$ a 20°C .

Tabla Presión de vapor de saturación ($e^\circ(T)$) para diferentes temperaturas (T),

Ec 3.6

T °C	e_s kPa	T °C	$e^\circ(T)$ kPa	T °C	$e^\circ(T)$ kPa	T °C	e_s kPa
1.0	0.657	13.0	1.498	25.0	3.168	37.0	6.275
1.5	0.681	13.5	1.547	25.5	3.263	37.5	6.448
2.0	0.706	14.0	1.599	26.0	3.361	38.0	6.625
2.5	0.731	14.5	1.651	26.5	3.462	38.5	6.806
3.0	0.758	15.0	1.705	27.0	3.565	39.0	6.991
3.5	0.785	15.5	1.761	27.5	3.671	39.5	7.181
4.0	0.813	16.0	1.818	28.0	3.780	40.0	7.376
4.5	0.842	16.5	1.877	28.5	3.891	40.5	7.574
5.0	0.872	17.0	1.938	29.0	4.006	41.0	7.778
5.5	0.903	17.5	2.000	29.5	4.123	41.5	7.986

6.0	0.935	18.0	2.064	30.0	4.243	42.0	8.199
6.5	0.968	18.5	2.130	30.5	4.366	42.5	8.417
7.0	1.002	19.0	2.197	31.0	4.493	43.0	8.640
7.5	1.037	19.5	2.267	31.5	4.622	43.5	8.867
8.0	1.073	20.0	2.338	32.0	4.755	44.0	9.101
8.5	1.110	20.5	2.412	32.5	4.891	44.5	9.339
9.0	1.148	21.0	2.487	33.0	5.030	45.0	9.582
9.5	1.187	21.5	2.564	33.5	5.173	45.5	9.832
10.0	1.228	22.0	2.644	34.0	5.319	46.0	10.086
10.5	1.270	22.5	2.726	34.5	5.469	46.5	10.347
11.0	1.313	23.0	2.809	35.0	5.623	47.0	10.613
11.5	1.357	23.5	2.896	35.5	5.780	47.5	10.885
12.0	1.403	24.0	2.984	36.0	5.941	48.0	11.163
12.5	1.449	24.5	3.075	36.5	6.106	48.5	11.447

Tabla Pendiente de la curva presión de vapor (Δ) para diferentes temperaturas (T), Ec. 3.7

T °C	Δ kPa/°C	T °C	Δ kPa/°C	T °C	Δ kPa/°C	T °C	Δ kPa/°C
1.0	0.047	13.0	0.098	25.0	0.189	37.0	0.342
1.5	0.049	13.5	0.101	25.5	0.194	37.5	0.350
2.0	0.050	14.0	0.104	26.0	0.199	38.0	0.358
2.5	0.052	14.5	0.107	26.5	0.204	38.5	0.367
3.0	0.054	15.0	0.110	27.0	0.209	39.0	0.375
3.5	0.055	15.5	0.113	27.5	0.215	39.5	0.384
4.0	0.057	16.0	0.116	28.0	0.220	40.0	0.393
4.5	0.059	16.5	0.119	28.5	0.226	40.5	0.402
5.0	0.061	17.0	0.123	29.0	0.231	41.0	0.412
5.5	0.063	17.5	0.126	29.5	0.237	41.5	0.421
6.0	0.065	18.0	0.130	30.0	0.243	42.0	0.431
6.5	0.067	18.5	0.133	30.5	0.249	42.5	0.441
7.0	0.069	19.0	0.137	31.0	0.256	43.0	0.451
7.5	0.071	19.5	0.141	31.5	0.262	43.5	0.461
8.0	0.073	20.0	0.145	32.0	0.269	44.0	0.471
8.5	0.075	20.5	0.149	32.5	0.275	44.5	0.482
9.0	0.078	21.0	0.153	33.0	0.282	45.0	0.493

9.5	0.080	21.5	0.157	33.5	0.289	45.5	0.504
10.0	0.082	22.0	0.161	34.0	0.296	46.0	0.515
10.5	0.085	22.5	0.165	34.5	0.303	46.5	0.526
11.0	0.087	23.0	0.170	35.0	0.311	47.0	0.538
11.5	0.090	23.5	0.174	35.5	0.318	47.5	0.550
12.0	0.092	24.0	0.179	36.0	0.326	48.0	0.562
12.5	0.095	24.5	0.184	36.5	0.334	48.5	0.574

Tabla Radiación extraterrestre diaria (Ra) a diferentes latitudes para el 15^{vo} día del mes ¹ (valores en MJ m⁻² día⁻¹)

LATITUD °	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
70	0	2.6	10.4	23	35.2	42.5	39.4	28	14.9	4.9	0.1	0
68	0.1	3.7	11.7	23.9	35.3	42	38.9	28.6	16.1	6	0.7	0
66	0.6	4.8	12.9	24.8	35.6	41.4	38.8	29.3	17.3	7.2	1.5	0.1
64	1.4	5.9	14.1	25.8	35.9	41.2	38.8	30	18.4	8.5	2.4	0.6
62	2.3	7.1	15.4	26.6	36.3	41.2	39	30.6	19.5	9.7	3.4	1.3
60	3.3	8.3	16.6	27.5	36.6	41.2	39.2	31.3	20.6	10.9	4.4	2.2
58	4.3	9.6	17.7	28.4	37	41.3	39.4	32	21.7	12.1	5.5	3.1
56	5.4	10.8	18.9	29.2	37.4	41.4	39.6	32.6	22.7	13.3	6.7	4.2
54	6.5	12	20	30	37.8	41.5	39.8	33.2	23.7	14.5	7.8	5.2
52	7.7	13.2	21.1	30.8	38.2	41.6	40.1	33.8	24.7	15.7	9	6.4
50	8.9	14.4	22.2	31.5	38.5	41.7	40.2	34.4	25.7	16.9	10.2	7.5
48	10.1	15.7	23.3	32.2	38.8	41.8	40.4	34.9	26.6	18.1	11.4	8.7
46	11.3	16.9	24.3	32.9	39.1	41.9	40.6	35.4	27.5	19.2	12.6	9.9
44	12.5	18	25.3	33.5	39.3	41.9	40.7	35.9	28.4	20.3	13.9	11.1
42	13.8	19.2	26.3	34.1	39.5	41.9	40.8	36.3	29.2	21.4	15.1	12.4
40	15	20.4	27.2	34.7	39.7	41.9	40.8	36.7	30	22.5	16.3	13.6
38	16.2	21.5	28.1	35.2	39.9	41.8	40.8	37	30.7	23.6	17.5	14.8
36	17.5	22.6	29	35.7	40	41.7	40.8	37.4	31.5	24.6	18.7	16.1
34	18.7	23.7	29.9	36.1	40	41.6	40.8	37.6	32.1	25.6	19.9	17.3
32	19.9	24.8	30.7	36.5	40	41.4	40.7	37.9	32.8	26.6	21.1	18.5
30	21.1	25.8	31.4	36.8	40	41.2	40.6	38	33.4	27.6	22.2	19.8
28	22.3	26.8	32.2	37.1	40	40.9	40.4	38.2	33.9	28.5	23.3	21
26	23.4	27.8	32.8	37.4	39.9	40.6	40.2	38.3	34.5	29.3	24.5	22.2
24	24.6	28.8	33.5	37.6	39.7	40.3	39.9	38.3	34.9	30.2	25.5	23.3
22	25.7	29.7	34.1	37.8	39.5	40	39.6	38.4	35.4	31	26.6	24.5
20	26.8	30.6	34.7	37.9	39.3	39.5	39.3	38.3	35.8	31.8	27.7	25.6
18	27.9	31.5	35.2	38	39	39.1	38.9	38.2	36.1	32.5	28.7	26.8
16	28.9	32.3	35.7	38.1	38.7	38.6	38.5	38.1	36.4	33.2	29.6	27.9

14	29.9	33.1	36.1	38.1	38.4	38.1	38.1	38	36.7	33.9	30.6	28.9
12	30.9	33.8	36.5	38	38	37.6	37.6	37.8	36.9	34.5	31.5	30
10	31.9	34.5	36.9	37.9	37.6	37	37.1	37.5	37.1	35.1	32.4	31
8	32.8	35.2	37.2	37.8	37.1	36.3	36.5	37.2	37.2	35.6	33.3	32
6	33.7	35.8	37.4	37.6	36.6	35.7	35.9	36.9	37.3	36.1	34.1	32.9
4	36.6	36.4	37.6	37.4	36	35	35.3	36.5	37.3	36.6	34.9	33.9
2	35.4	37	37.8	37.1	35.4	34.2	36.6	36.1	37.3	37	35.6	34.8
0	36.2	37.5	37.9	36.8	34.8	33.4	33.9	35.7	37.2	37.4	36.3	35.6

¹ Los valores para Ra en el 15^{vo} día del mes ofrecen una buena estimación (error < 1 %) de Ra promediado para todos los días dentro del mes. Únicamente para latitudes altas, mayores que 55° (N o S), durante los meses de invierno las desviaciones pueden ser más del 1%.

Tabla Horas medias de sol (N) para diferentes latitudes (Ec. 3.10)

LATITUD °	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
70	0	6.6	11	15.6	21.3	24	24	17.6	12.8	8.3	2.3	0
68	2.1	7.3	11.1	15.3	19.7	24	22.3	17	12.7	8.7	4.1	0
66	3.9	7.8	11.2	14.9	18.7	22	20.3	16.4	12.7	9	5.2	1.9
64	5	8.2	11.2	14.7	17.9	20.3	19.2	16	12.6	9.3	6	3.7
62	5.7	8.5	11.3	14.4	17.3	19.2	18.4	15.7	12.6	9.5	6.6	4.8
60	6.4	8.8	11.4	14.2	16.8	18.4	17.7	15.3	12.5	9.7	7.1	5.6
58	6.9	9.1	11.4	14.1	16.4	17.8	17.2	15.1	12.5	9.9	7.5	6.2
56	7.3	9.3	11.5	13.9	16	17.3	16.8	14.8	12.4	10.1	7.9	6.7
54	7.7	9.5	11.5	13.8	15.7	16.8	16.4	14.6	12.4	10.2	8.2	7.1
52	8	9.7	11.5	13.6	15.4	16.5	16	14.4	12.4	10.3	8.5	7.5
50	8.3	9.8	11.6	13.5	15.2	16.1	15.7	14.3	12.3	10.4	8.7	7.9
48	8.6	10	11.6	13.4	15	15.8	15.5	14.1	12.3	10.6	9	8.2
46	8.8	10.1	11.6	13.3	14.8	15.5	15.2	14	12.3	10.7	9.2	8.5
44	9.1	10.3	11.6	13.2	14.6	15.3	15	13.8	12.3	10.7	9.4	8.7
42	9.3	10.4	11.7	13.2	14.4	15	14.8	13.7	12.3	10.8	9.6	9
40	9.5	10.5	11.7	13.1	14.2	14.8	14.6	13.6	12.2	10.9	9.7	9.2
38	9.6	10.6	11.7	13	14.1	14.6	14.4	13.5	12.2	11	9.9	9.4
36	9.8	10.7	11.7	12.9	13.9	14.4	14.2	13.4	12.2	11.1	10.1	9.6
34	10	10.8	11.8	12.9	13.8	14.3	14.1	13.3	12.2	11.1	10.2	9.7
32	10.1	10.9	11.8	12.8	13.6	14.1	13.9	13.2	12.2	11.2	10.3	9.9
30	10.3	11	11.8	12.7	13.5	13.9	13.8	13.1	12.2	11.3	10.5	10.1
28	10.4	11	11.8	12.7	13.4	13.8	13.6	13	12.2	11.3	10.6	10.2
26	10.5	11.1	11.8	12.6	13.3	13.6	13.5	12.9	12.1	11.4	10.7	10.4
24	10.7	11.2	11.8	12.6	13.2	13.5	13.3	12.8	12.1	11.4	10.8	10.5
22	10.8	11.3	11.9	12.5	13.1	13.3	13.2	12.8	12.1	11.5	10.9	10.7
20	10.9	11.3	11.9	12.5	12.9	13.2	13.1	12.7	12.1	11.5	11	10.8
18	11	11.4	11.9	12.4	12.8	13.1	13	12.6	12.1	11.6	11.1	10.9

16	11.1	11.5	11.9	12.4	12.7	12.9	12.9	12.5	12.1	11.6	11.2	11.1
14	11.3	11.6	11.9	12.3	12.6	12.8	12.8	12.5	12.1	11.7	11.3	11.2
12	11.4	11.6	11.9	12.3	12.6	12.7	12.6	12.4	12.1	11.7	11.4	11.3
10	11.5	11.7	11.9	12.2	12.5	12.6	12.5	12.3	12.1	11.8	11.5	11.4
8	11.6	11.7	11.9	12.2	12.4	12.5	12.4	12.3	12	11.8	11.6	11.5
6	11.7	11.8	12	12.1	12.3	12.3	12.3	12.2	12	11.9	11.7	11.7
4	11.8	11.9	12	12.1	12.2	12.2	12.2	12.1	12	11.9	11.8	11.8
2	11.9	11.9	12	12	12.1	12.1	12.1	12.1	12	12	11.9	11.9
0	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12

¹ Los valores para N en el 15^{vo} día del mes ofrecen una buena estimación (error < 1 %) de N promediado con respecto a todos los días dentro del mes. Únicamente para latitudes altas mayores que 55° (N o S) durante los meses de invierno las desviaciones pueden ser más del 1%.

Tabla σT_K^4 (ley Stefan-Boltzmann) a diferentes temperaturas (T)
 Con $\sigma = 4.903 \cdot 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$ y $T_K = T [^\circ\text{C}] + 273.16$

T (°C)	(MJ m ⁻² d ⁻¹)	T (°C)	(MJ m ⁻² d ⁻¹)	T (°C)	(MJ m ⁻² d ⁻¹)
1.0	27.70	17.0	34.75	33.0	43.08
1.5	27.90	17.5	34.99	33.5	43.36
2.0	28.11	18.0	35.24	34.0	43.64
2.5	28.31	18.5	35.48	34.5	43.93
3.0	28.52	19.0	35.72	35.0	44.21
3.5	28.72	19.5	35.97	35.5	44.50
4.0	28.93	20.0	36.21	36.0	44.79
4.5	29.14	20.5	36.46	36.5	45.08
5.0	29.35	21.0	36.71	37.0	45.37
5.5	29.56	21.5	36.96	37.5	45.67
6.0	29.78	22.0	37.21	38.0	45.96
6.5	29.99	22.5	37.47	38.5	46.26
7.0	30.21	23.0	37.72	39.0	46.56
7.5	30.42	23.5	37.98	39.5	46.85
8.0	30.64	24.0	38.23	40.0	47.15
8.5	30.86	24.5	38.49	40.5	47.46
9.0	31.08	25.0	38.75	41.0	47.76

9.5	31.30	25.5	39.01	41.5	48.06
10.0	31.52	26.0	39.27	42.0	48.37
10.5	31.74	26.5	39.53	42.5	48.68
11.0	31.97	27.0	39.80	43.0	48.99
11.5	32.19	27.5	40.06	43.5	49.30
12.0	32.42	28.0	40.33	44.0	49.61
12.5	32.65	28.5	40.60	44.5	49.92
13.0	32.88	29.0	40.87	45.0	50.24
13.5	33.11	29.5	41.14	45.5	50.56
14.0	33.34	30.0	41.41	46.0	50.87
14.5	33.57	30.5	41.69	46.5	51.19
15.0	33.81	31.0	41.96	47.0	51.51
15.5	34.04	31.5	42.24	47.5	51.84
16.0	34.28	32.0	42.52	48.0	52.16

ANEXO B

ESTIMACIÓN ET₀

Estimación ET₀, estación Berlín.

Estación BERLIN

Altitud: 3214 msnm

Latitud: 7,183 N

$\gamma = 0.0459$

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)}$$

	TMMM (°C)	HRMMM (%)	Rn	G	u ₂	es-ea	Δ	ET ₀
Ene	8.33	83.32	10.52	-0.04	3.60	0.18	0.07	2.37
Feb	8.51	83.37	10.80	0.03	3.84	0.18	0.08	2.40
Mar	8.72	85.29	10.99	0.03	3.82	0.17	0.08	2.39
Abr	9.02	85.98	10.19	0.04	3.93	0.16	0.08	2.24
May	8.98	89.95	9.36	-0.01	4.34	0.12	0.08	1.93
Jun	8.63	88.35	9.17	-0.05	5.49	0.13	0.08	1.88
Jul	8.24	88.88	9.22	-0.06	5.99	0.12	0.07	1.81
Ago	8.52	88.47	9.85	0.04	4.97	0.13	0.08	1.99
Sep	8.80	87.70	10.33	0.04	4.15	0.14	0.08	2.17
Oct	8.81	86.91	9.79	0.00	3.59	0.15	0.08	2.15
Nov	8.87	87.95	9.47	0.01	3.57	0.14	0.08	2.07
Dic	8.62	86.42	10.07	-0.04	3.98	0.15	0.08	2.18

ET₀, evapotranspiración de referencia [mm día⁻¹],

Rn, radiación neta en la superficie del cultivo [MJ m⁻² día⁻¹],

G, densidad de flujo de calor en el suelo [MJ m⁻² día⁻¹],

T, temperatura media diaria del aire a 2 m de altura [°C],

u₂, velocidad del viento a 2 m de altura [m s⁻¹],

(es – ea), déficit de presión de vapor de saturación [kPa],

Δ, pendiente de la curva de presión de vapor [kPa °C⁻¹], y

γ, constante psicrométrica [kPa °C⁻¹].

Estimación ET_0 , estación UIS.

Estación **UIS**
 Altitud: 1018 msnm
 Latitud: 7,133 N $\gamma = 0.0598$

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34u_2)}$$

	TMMM (°C)	HRMMM (%)	Rn	G	u ₂	es-ea	Δ	ET ₀
Ene	23.08	80.14	11.19	0.05	0.75	0.56	0.17	3.47
Feb	23.33	79.01	10.93	0.04	0.77	0.60	0.17	3.43
Mar	23.36	80.18	10.77	0.00	0.73	0.57	0.17	3.37
Abr	23.41	82.37	11.10	0.01	0.74	0.51	0.17	3.44
May	23.30	83.23	10.75	-0.02	0.70	0.48	0.17	3.32
Jun	23.27	82.39	10.13	0.00	0.70	0.50	0.17	3.15
Jul	23.06	81.56	10.68	-0.03	0.73	0.52	0.17	3.32
Ago	23.20	81.35	10.90	0.02	0.74	0.53	0.17	3.38
Sep	23.06	81.63	10.95	-0.02	0.80	0.52	0.17	3.40
Oct	22.72	83.77	10.86	-0.05	0.73	0.45	0.17	3.32
Nov	22.59	84.37	10.38	-0.02	0.69	0.43	0.17	3.16
Dic	22.74	81.97	10.32	0.02	0.67	0.50	0.17	3.17

ET_0 , evapotranspiración de referencia [mm día^{-1}],

R_n , radiación neta en la superficie del cultivo [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],

G , densidad de flujo de calor en el suelo [$\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$],

T , temperatura media diaria del aire a 2 m de altura [$^{\circ}\text{C}$],

u_2 , velocidad del viento a 2 m de altura [m s^{-1}],

$(e_s - e_a)$, déficit de presión de vapor de saturación [kPa],

Δ , pendiente de la curva de presión de vapor [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$], y

γ , constante psicrométrica [$\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$].

Estimación ET₀, estación Aeropuerto Palonegro

Estación
PALONEGRO
Altitud: 1189 msnm
Latitud: 7,133 N

$\gamma = 0.0581$

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)}$$

	TMMM (°C)	HRMMM (%)	Rn	G	u ₂	es-ea	Δ	ET ₀
Ene	21.35	82.88	10.98	0.05	2.89	0.44	0.16	3.39
Feb	21.55	82.06	10.83	0.03	2.89	0.46	0.16	3.41
Mar	21.59	83.31	10.70	0.01	2.82	0.43	0.16	3.33
Abr	21.67	85.94	10.74	0.01	2.83	0.36	0.16	3.22
May	21.58	86.69	10.57	-0.01	2.85	0.34	0.16	3.14
Jun	21.51	85.88	10.24	-0.01	2.80	0.36	0.16	3.09
Jul	21.44	84.00	10.89	-0.01	2.89	0.41	0.16	3.33
Ago	21.55	82.94	10.84	0.01	2.94	0.44	0.16	3.38
Sep	21.31	84.75	10.84	-0.03	3.00	0.39	0.16	3.28
Oct	20.99	87.06	10.74	-0.05	2.93	0.32	0.15	3.12
Nov	20.87	88.31	9.90	-0.02	2.75	0.29	0.15	2.86
Dic	20.99	87.19	10.19	0.02	2.76	0.32	0.15	2.98

ET₀, evapotranspiración de referencia [mm día⁻¹],

R_n, radiación neta en la superficie del cultivo [MJ m⁻² día⁻¹],

G, densidad de flujo de calor en el suelo [MJ m⁻² día⁻¹],

T, temperatura media diaria del aire a 2 m de altura [°C],

u₂, velocidad del viento a 2 m de altura [m s⁻¹],

(e_s – e_a), déficit de presión de vapor de saturación [kPa],

Δ, pendiente de la curva de presión de vapor [kPa °C⁻¹], y

γ, constante psicrométrica [kPa °C⁻¹].

Estimación ET₀, estación Vivero Suratá

Estación VIVERO SURATÁ

1725

Altitud: msnm

Latitud: 7,35 N

$\gamma = 0.0548$

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)}$$

	TMMM (°C)	HRMMM (%)	Rn	G	u ₂	es-ea	Δ	ET ₀
Ene	18.55	79.73	10.45	0.03	0.93	0.43	0.13	3.09
Feb	18.57	80.69	10.82	0.00	0.92	0.41	0.13	3.18
Mar	18.53	81.48	10.99	-0.01	0.90	0.40	0.13	3.22
Abr	18.48	83.93	10.45	-0.01	0.78	0.34	0.13	3.03
May	18.47	83.40	9.91	0.00	0.73	0.35	0.13	2.89
Jun	18.45	83.47	9.83	0.00	0.72	0.35	0.13	2.86
Jul	18.47	82.27	10.58	0.00	0.81	0.38	0.13	3.09
Ago	18.53	82.00	10.61	0.01	0.81	0.38	0.13	3.10
Sep	18.40	83.33	7.79	-0.02	0.74	0.35	0.13	2.32
Oct	18.20	84.40	7.61	-0.03	0.70	0.33	0.13	2.25
Nov	18.19	84.53	7.88	0.00	0.73	0.32	0.13	2.31
Dic	18.30	82.13	8.22	0.02	0.84	0.38	0.13	2.45

ET₀, evapotranspiración de referencia [mm día⁻¹],

Rn, radiación neta en la superficie del cultivo [MJ m⁻² día⁻¹],

G, densidad de flujo de calor en el suelo [MJ m⁻² día⁻¹],

T, temperatura media diaria del aire a 2 m de altura [°C],

u₂, velocidad del viento a 2 m de altura [m s⁻¹],

(e_s – e_a), déficit de presión de vapor de saturación [kPa],

Δ, pendiente de la curva de presión de vapor [kPa °C⁻¹], y

γ, constante psicrométrica [kPa °C⁻¹].

Estimación ET_o, estación Charta

Estación CHARTA
Altitud: 1935
Latitud: 7,283 N

$\gamma = 0.0537$

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

	TMMM (°C)	HRMMM (%)	Rn	G	u ₂	es-ea	Δ	ET _o
Ene	17.22	83.83	9.23	0.42	0.78	0.32	0.12	2.54
Feb	17.09	84.72	7.32	-0.27	0.88	0.30	0.12	2.20
Mar	17.17	84.69	7.91	0.08	0.82	0.30	0.12	2.27
Abr	17.30	84.71	7.59	-0.04	0.75	0.30	0.12	2.22
May	17.32	85.22	7.27	-0.04	0.67	0.29	0.13	2.13
Jun	17.33	84.24	6.92	-0.05	0.77	0.31	0.13	2.05
Jul	17.38	84.75	7.28	0.05	0.80	0.30	0.13	2.12
Ago	17.14	84.28	7.64	0.05	0.78	0.31	0.12	2.21
Sep	17.13	85.20	7.53	-0.02	0.77	0.29	0.12	2.18
Oct	17.08	86.26	7.02	-0.07	0.63	0.27	0.12	2.04
Nov	17.16	85.36	6.55	-0.07	0.65	0.29	0.12	1.93
Dic	17.26	84.68	6.22	-0.05	0.71	0.30	0.12	1.85

ET_o, evapotranspiración de referencia [mm día⁻¹],

R_n, radiación neta en la superficie del cultivo [MJ m⁻² día⁻¹],

G, densidad de flujo de calor en el suelo [MJ m⁻² día⁻¹],

T, temperatura media diaria del aire a 2 m de altura [°C],

u₂, velocidad del viento a 2 m de altura [m s⁻¹],

(e_s – e_a), déficit de presión de vapor de saturación [kPa],

Δ, pendiente de la curva de presión de vapor [kPa °C⁻¹], y

γ, constante psicrométrica [kPa °C⁻¹].

Estimación ET₀, estación La Esperanza

Estación: LA ESPERANZA
Altitud: 1020 msnm
Latitud: 7,067 N

$\gamma = 0.0598$

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)}$$

	TMMM (°C)	HRMMM (%)	Rn	G	u2	es-ea	Δ	ET ₀
Ene	23.32	83.43	9.87	0.07	0.16	0.47	0.17	2.99
Feb	23.44	83.87	9.98	0.02	0.16	0.47	0.17	3.04
Mar	23.37	83.90	10.22	-0.01	0.14	0.46	0.17	3.11
Abr	23.47	83.19	9.91	0.01	0.12	0.49	0.17	3.02
May	23.28	84.51	9.62	-0.03	0.10	0.44	0.17	2.93
Jun	23.00	84.12	9.17	-0.04	0.09	0.45	0.17	2.79
Jul	22.84	84.15	9.57	-0.02	0.09	0.44	0.17	2.90
Ago	22.96	84.31	9.73	0.02	0.10	0.44	0.17	2.94
Sep	22.94	84.43	10.17	0.00	0.12	0.44	0.17	3.08
Oct	22.85	84.63	9.85	-0.01	0.12	0.43	0.17	2.98
Nov	22.78	84.37	9.10	-0.01	0.12	0.43	0.17	2.75
Dic	22.84	83.55	9.10	0.01	0.14	0.46	0.17	2.75

ET₀, evapotranspiración de referencia [mm día⁻¹],

R_n, radiación neta en la superficie del cultivo [MJ m⁻² día⁻¹],

G, densidad de flujo de calor en el suelo [MJ m⁻² día⁻¹],

T, temperatura media diaria del aire a 2 m de altura [°C],

u₂, velocidad del viento a 2 m de altura [m s⁻¹],

(e_s - e_a), déficit de presión de vapor de saturación [kPa],

Δ, pendiente de la curva de presión de vapor [kPa °C⁻¹], y

γ, constante psicrométrica [kPa °C⁻¹].