



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

ESTUDIO NUMÉRICO DE EL NUEVO LAGO DE CHALCO
Y SU IMPACTO EN EL TIEMPO METEOROLÓGICO
DE LA REGIÓN

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

Licenciado en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

Alejandro Jair García Jiménez

TUTORA

Dra. Erika Danaé López Espinoza

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2019





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

1. Datos del alumno

García
Jiménez
Alejandro Jair
55324898
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Ciencias de la Tierra
305171119

2. Datos del tutor

Dra.
Erika Danaé
López
Espinoza

3. Datos del sinodal 1

Dr.
Rodolfo Omar
Arellano
Aguilar

4. Datos del sinodal 2

Dr.
Ignacio Arturo
Quintanar
Isaías

5. Datos del sinodal 3

Dr.
Martín
Merino
Ibarra

6. Datos del sinodal 4

Dra. en Ciencias Forestales
Yosune
Miquelajauregui
Graf

7. Datos del trabajo escrito

Estudio numérico de El Nuevo Lago de Chalco y su impacto
en el tiempo meteorológico de la región
226 p
2019

“... y desde que vimos tantas ciudades y valles poblados en el agua y en la tierra firme y otras grandes poblaciones y aquella calzada tan derecha y por nivel cómo iba México, nos quedamos admirados y decíamos que parecía a las cosas de encantamiento que cuentan en el libro Amadís.

Por las grandes torres y edificios que tenían dentro del agua y todos de cal y canto y aún algunos de nuestros soldados decían que si aquello que veían si era entre sueños y no es de maravillar que yo escriba aquí de esta manera, porque hay mucho que ponderar en ello. No sé cómo lo cuento, ver cosas nunca oídas, ni aún soñadas como veíamos...”

Extracto de Historia verdadera de la conquista de la Nueva España. Bernal Díaz de Castillo.



Dedicatoria

A mis padres, por haberme forjado como la persona que soy a través de su sabiduría, cariño y comprensión, porque gracias a ustedes he llegado tan lejos. Mamá, gracias por enseñarme el valor de la perseverancia y por impulsarme cada día a alcanzar mis sueños. Papá, gracias por compartir conmigo tu profundo amor a la naturaleza y tus ideales de justicia social.

A mis hermanos, por todas las risas, peleas y lágrimas que hemos compartido. Gracias Axel y Rodrigo, por ser una motivación más en mi vida mediante sus logros y la extraordinaria dedicación a lo que aman.

A mi abuela, por su infinito cariño y apoyo, porque ha sido parte fundamental en mi formación junto con mi abuelo (q.e.p.d.), gracias Coco.

Con todo mi amor y cariño a Nayeli, por ser parte importante de este esfuerzo, por impulsarme cada día a ser una mejor persona, por apoyarme incondicionalmente y creer en mi. Gracias por tanto.

A mis compañeros y amigos presentes y pasados, porque llevo una parte de ustedes en mí. A Carlos y Fernando, porque hemos aprendido juntos de la vida. A Bernardo, Mariana, Saúl, Pamela, Raiza y Xarhini, porque compartimos el hermoso camino de las Ciencias de la Tierra. A Alonso, Daniel, Hector, Jorge y Karlita, por la alegría de coincidir en este camino. Gracias por todas las vivencias y el conocimiento compartido.

Y por último, a ti...

Agradecimientos

Primero que nada a la Universidad Nacional Autónoma de México, por ser un espacio de pluralidad y desarrollo del pensamiento crítico, por brindarme los mecanismos para plantear y replantear mis ideas, cuestionar al mundo e impulsar mi curiosidad. A mi *alma mater* le debo mi identidad profesional y el compromiso de esparcir los valores y convicciones de su comunidad, compartir y difundir mi conocimiento, así como contribuir al esfuerzo colectivo de afrontar los problemas nacionales.

Con toda mi admiración, respeto y cariño a la Dra. Erika Danaé López Espinoza, porque fue una pieza fundamental en la realización de este trabajo y en mi formación académica, por todo el apoyo y motivación para impulsarme a dar siempre lo mejor de mí, y por compartir conmigo el entusiasmo y pasión por lo que hace.

Al grupo de Interacción Océano-Atmósfera del CCA, por todas las enseñanzas a lo largo de sus seminarios, y en especial al M. en C. Octavio Gómez Ramos, por su apoyo en la parte técnica del Clúster que utilice para esta investigación.

Gracias a mis sinodales, Dr. Omar Arellano, Dr. Arturo Quintanar, Dra. Yosune Miquelajauregui, por sus valiosas contribuciones y comentarios que ayudaron a enriquecer este trabajo, y en especial al Dr. Martin Merino, por la confianza depositada en mí para impulsar mi formación docente.

A mi amada Facultad de Ciencias, por que en sus pasillos y aulas conocí gente que cambio mi vida, por los profesores que aportaron a mi formación científica y alimentaron mi vocación humanística. Gracias a todos los que hicieron y hacen posible la Licenciatura en Ciencias de la Tierra, su esfuerzo es el motor de cientos de alumnos que quieren cambiar el mundo.

Investigación realizada gracias al Programa UNAM-DGAPA-PAPIIT IA10437.

Resumen

La Cuenca de México ha experimentado cambios profundos de cobertura y uso de suelo (LULC, por sus siglas en inglés) durante los últimos 500 años; esto como consecuencia del crecimiento urbano y de la intensificación de las actividades socioeconómicas en la región. Una de las alteraciones más graves ha sido la desaparición del antiguo sistema lacustre. Paradójicamente, estos procesos de urbanización y sobreexplotación han ocasionado la compactación y hundimiento del suelo en la subcuenca de Chalco, propiciando la acumulación y la formación de un nuevo cuerpo de agua urbano: El Nuevo Lago de Chalco. Debido a que las alteraciones en la superficie terrestre pueden generar impactos biogeofísicos en el clima, en esta investigación se realizó un análisis numérico sobre la dinámica y termodinámica de la atmósfera para determinar el impacto asociado a los cambios de LULC generados por El Nuevo Lago de Chalco. Para el análisis se realizaron tres experimentos con condiciones de LULC distintas: 2015 con lago (condiciones actuales), 2015 sin lago y 1992 sin lago (condiciones pasadas). Cada una de estas condiciones se estudió sobre una semana en las épocas: seca fría, seca cálida y húmeda. Los resultados mostraron que la presencia de este nuevo lago modifica la dinámica entre el suelo y la atmósfera durante las tres épocas; alterando localmente los flujos de calor en el suelo, calor sensible y latente, y afectando de manera conjunta el balance de energía y humedad. Estas alteraciones se reflejan sobre las condiciones meteorológicas de temperatura superficial, viento en superficie y precipitación, siendo el amortiguamiento térmico y la influencia sobre los patrones de lluvia, los principales beneficios relacionados al cuerpo de agua urbano. Estos resultados contribuyen al conocimiento científico que deberá ser considerado e integrado desde distintos estudios ambientales, sociales y económicos, que permitan una gestión sustentable de este nuevo cuerpo de agua.

Abstract

In the last 500 years, the Basin of Mexico has experienced land use and land cover change (LULC); as a consequence of the urban growing and the intense socioeconomic activities in the region. One of the most important changes was the desiccation of the ancient lake system. These processes of urbanization and overexploitation has generated the compaction and subsidence in the Chalco sub-basin, inducing the accumulation and formation of a new urban lake denominated: El Nuevo Lago de Chalco. Due that the land surface changes can impact biophysically the climate, this investigation realized a numerical analysis of the atmospheric dynamics and thermodynamics to determine the impact of the LULC's processes due to El Nuevo Lago de Chalco. For the study was created three experiments with different LULC conditions: 2015 with lake (actual conditions), 2015 without lake and 1992 without lake (past conditions). Each one of these conditions was analyzed over a week in the cold-dry, hot-dry and wet season. The results show an impact over the land-atmospheric system due to the new lake over the three seasons; also, the heat flow in soil, sensible and latent heat fluxes were locally altered, modify together the energy and water balance. These alterations were reflected over the meteorological conditions of surface temperature, surface wind and precipitation, being the thermal regulation and the influence over rainfall patterns, the mainly benefits related to the urban lake. These results contribute to the scientific knowledge that must be regard and integrated with different environmental, social and economic studies to lead a sustainable management of the new water body.

Índice general

Agradecimientos	v
Resumen	vi
Abstract	vii
Índice de figuras	xi
Índice de tablas	xxv
1. Introducción	1
1.1. El recurso hídrico	1
1.2. Agua y civilización	2
1.2.1. El inicio del cambio de cobertura y uso de suelo	4
1.2.2. De las inundaciones a la desecación	7
1.2.2.1. Extracción de agua subterránea y subsidencia	9
1.2.3. El Nuevo Lago de Chalco	10
1.3. Antecedentes	12
1.4. Objetivo general	15
1.4.1. Objetivos específicos	15
1.5. Organización de la tesis	15
2. Marco Teórico	17
2.1. Propiedades fisicoquímicas del agua	17
2.2. Pronóstico numérico del tiempo	18
2.3. Modelo WRF	22
2.3.1. Información de cobertura y uso de suelo	25
2.3.1.1. Modelo Noah	26
2.3.1.2. Parámetros físicos	29

2.3.2.	Inicialización de la temperatura en superficie de un cuerpo de agua	32
2.3.3.	El núcleo ARW	35
2.4.	Cambio de cobertura y uso de suelo	38
2.5.	Balance radiativo	41
2.5.1.	Flujos de energía	44
2.5.1.1.	Evapotranspiración	47
3.	Marco metodológico	50
3.1.	Área de estudio	50
3.2.	Análisis espacio-temporal de El Nuevo Lago de Chalco	54
3.3.	Experimentos simulados	56
3.4.	Configuración del modelo WRF	59
3.4.1.	Condiciones iniciales y de frontera	61
3.5.	Periodos de simulación y variables analizadas	62
3.5.1.	Análisis sinóptico	64
3.6.	Bases de datos de estaciones en tierra	66
4.	Resultados y Discusión	68
4.1.	Impacto meteorológico asociado al lago	70
4.1.1.	Temperatura en superficie	71
4.1.1.1.	Análisis cualitativo	71
4.1.1.2.	Análisis cuantitativo	77
4.1.2.	Precipitación acumulada	82
4.1.2.1.	Análisis cualitativo	82
4.1.2.2.	Análisis Cuantitativo	83
4.1.3.	Viento en superficie	86
4.1.3.1.	Análisis cualitativo	86
4.1.3.2.	Análisis cuantitativo	90
4.2.	Balance de energía	95
4.2.1.	Flujos de calor	98
4.2.2.	Humedad	109
4.3.	Análisis de condiciones meteorológicas entre 1992 y 2015	120
4.3.1.	Temperatura en superficie	120
4.3.2.	Precipitación acumulada	127
4.3.3.	Viento en superficie	132
4.4.	Posibles alcances socioeconómicos	136
4.4.1.	Producción agrícola	138

4.4.2. Sustentabilidad	144
5. Conclusiones y Recomendaciones	149
5.1. Conclusiones	150
5.1.1. Aspectos socioambientales	153
5.2. Recomendaciones	155
Bibliografía	157
Ápendices	171
A.	171
A.1. Evaluación del modelo	171
A.1.1. Temperatura en superficie	171
A.1.1.1. Evaluación cualitativa	172
A.1.1.2. Evaluación cuantitativa	174
A.1.2. Precipitación acumulada	177
A.1.2.1. Evaluación cualitativa	177
A.1.2.2. Evaluación cuantitativa	179
A.1.3. Viento en superficie	181
A.1.3.1. Evaluación cualitativa	182
A.1.3.2. Evaluación cuantitativa	185
A.2. Influencia térmica del nuevo lago	188
B.	189
B.1. Categorías de suelo	189
B.2. Archivos <i>namelist</i>	192

Índice de figuras

1.1. Distribución del agua total en el planeta. Modificada de USGS (2016b).	2
1.2. Mapa de la Cuenca de México a la llegada de los españoles en torno a 1519. Modificado de Wikimedia (2013).	5
1.3. Imagen comparativa de la Cuenca de México en el tiempo. Del lado izquierdo se muestra la Cuenca en el siglo XVI con el antiguo sistema de lagos. Del lado derecho se muestra la Cuenca actualmente, es evidente la gran pérdida de vegetación así como la disminución de los cuerpos lacustres, sombreado en azul se muestra el antiguo sistema de lagos que prácticamente ha desaparecido por completo. Fuente: DGDC (2016).	8
1.4. Ubicación del Sistema Mixquic-Santa Catarina con sus 14 perforaciones a lo largo de El Nuevo Lago de Chalco. Modificada de Ortiz y Ortega (2007).	11
1.5. Sección hidrogeológica A-A' realizada en la planicie de Chalco. Se muestran los 14 pozos atravesando el acuitardo lacustre hasta llegar al acuífero granular de donde se extrae agua. Se pueden observar también los basaltos provenientes de la Sierra de Chichinautzin y Sierra de Santa Catarina los cuales son menos susceptibles al proceso de consolidación. Modificada de Ortiz y Ortega (2007).	13
2.1. Geometría de la molécula de agua. El símbolo δ representa una carga parcial (una carga más débil que la de un electrón o protón). Modificada de Lodish <i>et al.</i> (2003).	17
2.2. Diagrama de flujo simplificado del sistema de modelado del WRF. Fuente: UCAR (2013).	24

2.3.	Flujos de energía que debe calcular un modelo de superficie terrestre. Modificada de Chen (2007).	27
2.4.	Diagrama simplificado del Modelo de Superficie Terrestre Noah que se utiliza en el modelo atmosférico WRF. Modificado de Chen (2007).	27
2.5.	Coordenada σ ARW. Fuente: Skamarock <i>et al.</i> (2008).	36
2.6.	Modelo conceptual de los efectos directos e indirectos que tiene el hombre sobre el sistema Tierra. Modificado de Vitousek <i>et al.</i> (1997).	39
2.7.	Esquema de la composición del espectro de radiación solar que llega a la Tierra y sus diferentes longitudes de onda en nanómetros (<i>nm</i>). El 6.8 % del espectro que alcanza la Tierra corresponde a radiación Ultravioleta, el 38.9 % a radiación visible y el 54.3 % a radiación Infrarroja. Modificada de Atlas Of Science (2016).	42
2.8.	Esquema del balance radiativo basado en el modelo de Kiehl y Trenberth (1997) sobre el presupuesto de energía media global anual (W/m^2). Fuente: NASA (2009).	43
3.1.	Área de estudio. Se muestra el contorno en color azul de la Cuenca de México que abarca el área de cinco estados, el área aproximada superficial de lo que formaba el antiguo sistema de lagos en el siglo XVI propuesto por Ruiz-Angulo y López-Espinoza (2015), la mancha urbana de 2010 en color rosa y la ubicación del Nuevo Lago de Chalco dentro de la subcuenca de Chalco.	51
3.2.	Se muestra la misma imagen satelital a tres diferentes amplitudes, la imagen es a color real del área donde se ubica El Nuevo Lago de Chalco. Esta imagen fue tomada por la misión Landsat 8 el día 19 de febrero de 2015. a) Se observan los límites estatales y el área del lago al oriente de la Ciudad de México. b) Acercamiento al área del nuevo lago. Se puede observar el límite territorial entre la Ciudad de México y el Estado de México cruzando por el lago. c) Forma y tamaño de El Nuevo Lago de Chalco. Se encuentra bordeado por la sierra de Santa Catarina, el volcán Xico, así com por dos áreas urbanas: del lado izquierdo Tláhuac (Ciudad de México) y del lado derecho Valle de Chalco (Estado de México).	53

3.3. Área de El Nuevo Lago de Chalco en época de estiaje para los distintos años analizados. Se muestra un mapa con el límite estatal y las diferentes áreas de el nuevo lago para cada año: 1998 (amarillo), 2003 (naranja), 2008 (verde), 2013 (rosa) y 2015 (azul). 55

3.4. a) Polígono de El Nuevo Lago de Chalco para el año 2015 que se utilizó para actualizar la información del cuerpo lacustre en los datos de LULC del USGS. b) Polígono con resolución de 1km que se empleó en las simulaciones numéricas. 56

3.5. Cobertura y uso de suelo de la Cuenca de México de acuerdo al esquema de clasificación USGS. a) La información original no muestra la presencia de El Nuevo Lago de Chalco, únicamente contempla el lago Nabor Carrillo. b) Información actualizada con El Nuevo Lago de Chalco (interior del óvalo negro). 58

3.6. Ubicación de los dominios empleados en las simulaciones numéricas. En color rojo se muestra el domino 1 o dominio padre, en color purpura y negro los dominios anidados (2 y 3 respectivamente) que tienen su centro en la subcuenca de Chalco marcada con un punto rojo. 61

3.7. Anomalía de la temperatura media anual del país para el año 2015. Fuente: Reporte del Clima en México, 2015. 65

3.8. Frente frío número 23. Fuente: Reporte del Clima en México, 2015. 65

3.9. Clasificación de las lluvias promedio a nivel nacional y estatal para la escala de tiempo anual 2015. Fuente: Reporte del Clima en México, 2015. 66

3.10. Ubicación de las dos estaciones meteorológicas respecto a El Nuevo Lago de Chalco. En color negro la estación Tezontle (19km) y en color azul la estación Ecoguardas (24km). 67

4.1. Modelo digital de elevación que muestra la geomorfología de la región meridional de la Cuenca de México. Se muestran también los límites estatales (líneas negras), así como la ubicación y forma actual de El Nuevo Lago de Chalco (polígono color azul). Las sierras que limitan la cuenca se enumeran de la siguiente manera: (1) Sierra de las Cruces, (2) Sierra de Chichinautzin, (3) Sierra Nevada y (4) Sierra de Guadalupe. 69

4.2. Mapas con la superficie de El Nuevo Lago de Chalco, atravesado por el límite estatal entre la Ciudad de México y el Estado de México. a) Se muestran 20 puntos de malla del modelo WRF cercanos al lago. b) Se muestran los seis puntos de malla en color azul analizados para representar las condiciones del lago. 70

4.3. Salidas horarias para la variable temperatura sobre la región de El Nuevo Lago de Chalco, ambos casos corresponden al 23 de abril de 2015 a las 17:00h a) Experimento 1, se observa un gradiente de temperatura sobre el lago. b) Experimento 2, se observa una temperatura alta y uniforme que cubre en su totalidad la región del lago. 71

4.4. Salidas horarias para la variable temperatura sobre la región de El Nuevo Lago de Chalco, ambos casos corresponden al 25 de abril de 2015 a las 03:00h. a) Experimento 1, se observa un patrón con temperaturas superiores sobre el lago. b) Experimento 2, se observan temperaturas más bajas en la región del lago en comparación con el experimento 1. 72

4.5. Mapas de diferencias para la variable temperatura en la época seca cálida. a) Diferencias para el 23 de abril a las 17:00h. b) Diferencias para el 25 de abril a las 03:00h. 73

4.6. Mapas de diferencias para la variable temperatura en la época seca cálida. a) Mapa que presenta la mayor diferencia durante el día, la fecha corresponde al 22 de abril a las 16:00h. b) Mapa que presenta la mayor diferencia durante la noche, la fecha corresponde al 26 de abril a las 05:00h. 74

4.7. Mapas de diferencias para la variable temperatura en la época seca fría. a) Mapa que presenta la mayor diferencia durante el día, la fecha corresponde al 1 de enero a las 13:00h. b) Mapa que presenta la mayor diferencia durante la madrugada, la fecha corresponde al 6 de enero a las 07:00h. 75

4.8. Mapas de diferencias para la variable temperatura en la época húmeda. a) Mapa que presenta la mayor diferencia durante el día, la fecha corresponde al 25 de julio a las 16:00h. b) Mapa que presenta la mayor diferencia durante la madrugada, la fecha corresponde al 27 de julio a las 04:00h. 76

4.9. Serie de tiempo para la variable temperatura a 2m de la superficie. La gráfica muestra los valores de los experimento 1 (azul) y 2 (rojo) correspondientes a la época seca cálida, del 22 de abril a las 00:00h hasta el 29 de abril a las 00:00h del 2015. 77

4.10. Serie de tiempo para la variable temperatura a 2m de la superficie. La gráfica muestra los valores de los experimento 1 (azul) y 2 (rojo) correspondientes a la época seca fría, del 01 de enero a las 00:00h hasta el 07 de enero a las 00:00h del 2015. 79

4.11. Serie de tiempo para la variable temperatura a 2m de la superficie. La gráfica muestra los valores de los experimento 1 (azul) y 2 (rojo) correspondientes a la época húmeda, del 25 de julio a las 00:00h hasta el 31 de julio a las 00:00h del 2015. 80

4.12. Mapas que muestran la precipitación acumulada sobre El Nuevo Lago de Chalco, en el periodo del 25 de julio a las 0:00h hasta el 01 de agosto a las 0:00h. a)experimento 1. b)experimento 2. 82

4.13. Mapas que muestran la precipitación acumulada sobre la subcuenca de Chalco, en el periodo del 25 de julio a las 0:00h hasta el 01 de agosto a las 0:00h, también se muestra la topografía de la región. a)Experimento 1. b)Experimento 2. 83

4.14. Serie de tiempo para la variable precipitación, en azul el experimento 1 y en rojo el experimento 2. Las barras muestran la precipitación acumulada por día, mientras que la líneas muestran la precipitación acumulada total. El análisis de esta variable se realizó sumando la precipitación de los 6 puntos de malla sobre el lago (Fig. 4.2). 84

4.15. Serie de tiempo para la variable precipitación, en azul el experimento 1 y en rojo el experimento 2. Las barras muestran la precipitación acumulada por día, mientras que la líneas muestran la precipitación acumulada total. El análisis de esta variable se realizó sumando los valores de un único punto de malla sobre El Nuevo Lago de Chalco. 85

4.16. Mapas de dirección y magnitud del viento a 10m de la superficie en la época seca fría, a)Experimento 1 y b)Experimento, ambos para el 5 de enero a las 22:00h. 86

4.17. Mapas de diferencias para la magnitud del viento a 10m de la superficie en la época seca cálida. a)Diferencias para el 23 de abril a las 05:00h . b)Diferencias para el 24 de abril a las 13:00h. 87

4.18. Se muestran mapas de dirección y magnitud del viento a 10m de la superficie, así como un mapa de diferencias de la magnitud del viento y la temperatura, todos para la época seca cálida. a)Magnitud y dirección del viento para el 22 de abril a las 12:00h, Experimento 1. b)Magnitud y dirección del viento para el 22 de abril a las 12:00h, Experimento 2. c)Mapa de diferencias en magnitud del viento para el 22 de abril a las 12:00h. d)Mapa de diferencias en temperatura para el 22 de abril a las 12:00h. 88

4.19. Se muestran mapas de dirección y magnitud del viento a 10m de la superficie, así como un mapa de diferencias de la magnitud del viento y la temperatura, todos para la época húmeda. a)Magnitud y dirección del viento para el 26 de julio a las 16:00h, Experimento 1. b)Magnitud y dirección del viento para el 26 de julio a las 16:00h, Experimento 2. c)Mapa de diferencias en magnitud del viento para el 26 de julio a las 16:00h. d)Mapa de diferencias en temperatura para el 26 de julio a las 16:00h. 89

4.20. Serie de tiempo para la magnitud del viento a 10m de superficie, la fecha corresponde a la época seca fría. 90

4.21. Serie de tiempo para la magnitud del viento a 10m de superficie, la fecha corresponde a la época seca cálida. 91

4.22. Serie de tiempo para la magnitud del viento a 10m de superficie, la fecha corresponde a la época húmeda. 92

4.23. Gráficas de histogramas para la velocidad del viento y su distribución de Weibull. a)Experimento 1 para la época seca fría. b)Experimento 2 para la época seca fría. c)Experimento 1 para la época seca cálida. d)Experimento 2 para la época seca cálida. e)Experimento 1 para la época húmeda. f)Experimento 2 para la época húmeda. 94

4.24. Se muestra la cobertura y uso de suelo empleadas en las simulaciones de los experimentos sobre la región de El Nuevo Lago de Chalco. a) Experimento 1, el color verde corresponde a terreno con pastizal, mientras que el color azul corresponde a la superficie lacustre. B) Experimento 2, el color verde corresponde a terreno con pastizal, mientras que el color rojo corresponde a terreno cubierto con bosque de coníferas. 95

4.25. Gráficas que presentan el flujo de radiación de onda corta entrante, los valores se calcularon para las coberturas de lago (azul), pastizal (verde) y bosque de coníferas (rojo). a) Flujo para la época seca fría. b) Flujo para la época seca cálida. c) Flujo para la época húmeda. 96

4.26. Gráficas que presentan el flujo de radiación de onda larga saliente, los valores se calcularon para las coberturas de lago (azul), pastizal (verde) y bosque de coníferas (rojo). a) Flujo para la época seca fría. b) Flujo para la época seca cálida. c) Flujo para la época húmeda. 96

4.27. Gráficas que presentan el flujo de radiación de onda larga entrante, los valores se calcularon para las coberturas de lago (azul), pastizal (verde) y bosque de coníferas (rojo). a) Flujo para la época seca fría. b) Flujo para la época seca cálida. c) Flujo para la época húmeda. 97

4.28. Gráficas que presentan el flujo de radiación neta, los valores se calcularon para las coberturas de lago (azul), pastizal (verde) y bosque de coníferas (rojo). a) Flujo para la época seca fría. b) Flujo para la época seca cálida. c) Flujo para la época húmeda. 99

4.29. Gráficas que presentan el flujo de calor sensible por época para las coberturas de lago (azul), pastizal (verde) y bosque de coníferas (rojo). a) Flujo para la época seca fría. b) Flujo para la época seca cálida. c) Flujo para la época húmeda. 101

4.30. Gráficas que presentan el flujo de calor sensible diurno promedio para cada época y cobertura: lago (azul), pastizal (verde) y bosque de coníferas (rojo). a) Flujo para la época seca fría. b) Flujo para la época seca cálida. c) Flujo para la época húmeda. 102

4.31. Gráficas que presentan el flujo de calor latente acumulado por día, para cada época y cobertura: lago (azul), pastizal (verde) y bosque de coníferas (rojo). a) Flujo para la época seca fría. b) Flujo para la época seca cálida. c) Flujo para la época húmeda. 103

4.32. Gráficas que presentan el flujo de calor latente diurno promedio para cada época y cobertura: lago (azul), pastizal (verde) y bosque de coníferas (rojo). a)Flujo para la época seca fría. b)Flujo para la época seca cálida. c)Flujo para la época húmeda. 105

4.33. Gráficas que presentan el flujo de calor en el suelo para cada época y cobertura: lago (azul), pastizal (verde) y bosque de coníferas (rojo). a)Flujo para la época seca fría. b)Flujo para la época seca cálida. c)Flujo para la época húmeda. 107

4.34. Gráficas que presentan el flujo de calor en el suelo diurno promedio para cada época y cobertura: lago (azul), pastizal (verde) y bosque de coníferas (rojo). a)Flujo para la época seca fría. b)Flujo para la época seca cálida. c)Flujo para la época húmeda. 108

4.35. Mapas que presentan el nivel de humedad promedio en el suelo para los experimentos 1 y 2 en la época húmeda. a)Experimento 1, nivel 1 (10cm de espesor). b)Experimento 1, nivel 4 (100cm de espesor). c)Experimento 2, nivel 1 (10cm de espesor). d)Experimento, 2 nivel 4 (100cm de espesor). 110

4.36. Mapas que presentan la cantidad de vapor de agua a 2m de la superficie para el experimento 2, las salidas corresponden a la época húmeda . a)27 de julio a las 03:00h. b)27 de julio a las 15:00h. 111

4.37. Mapas que presentan la cantidad de vapor de agua a 2m de la superficie para el experimento 1, las salidas corresponden a la época húmeda . a)27 de julio a las 03:00h. b)27 de julio a las 15:00h. 112

4.38. Mapas que presentan la cantidad de vapor de agua a 2m de la superficie, y la magnitud y dirección del viento, ambos para el experimento 1 durante el 24 de abril. a)Vapor de agua sobre la región de El Nuevo Lago de Chalco a las 05:00h. b)Magnitud y dirección del viento sobre la región de El Nuevo Lago de Chalco a las 05:00h. 113

4.39. Mapas que presentan la cantidad de vapor de agua a 2m de la superficie, y la magnitud y dirección del viento, ambos para el experimento 1 durante el 29 de julio. a)Vapor de agua sobre la región de El Nuevo Lago de Chalco a las 05:00h. b)Magnitud y dirección del viento sobre la región de El Nuevo Lago de Chalco a las 05:00h. 113

4.40. Mapas que presentan el flujo ascendente de humedad desde la superficie, la fecha corresponde al 24 de abril a las 03:00h en ambos casos. a)Experimento 1. b)Experimento 2. 114

4.41. Mapas que presentan el flujo ascendente de humedad desde la superficie, la fecha corresponde al 25 de abril a las 14:00h en ambos casos. a)Experimento 1. b)Experimento 2. 115

4.42. Mapas que presentan el flujo ascendente de humedad desde la superficie, la fecha corresponde al 26 de abril a las 19:00h en ambos casos. a)Experimento 1. b)Experimento 2. 116

4.43. Mapas que presentan el flujo ascendente de humedad desde la superficie, la fecha corresponde al 26 de abril a las 19:00h en ambos casos. a)Experimento 1. b)Experimento 2. 117

4.44. Gráficas que presentan la humedad específica en la atmósfera para cada época y cobertura: lago (azul), pastizal (verde) y bosque de coníferas (rojo). a)Flujo para la época seca fría. b)Flujo para la época seca cálida. c)Flujo para la época húmeda. 118

4.45. Mapas que muestran el flujo ascendente de humedad desde la superficie en la época seca cálida para el experimento 1. a)27 de abril a las 03:00h, se aprecia que el flujo de humedad en la cuenca es prácticamente nulo, con excepción del que presentan El Nuevo Lago de Chalco al centro, y el lago Nabor Carrillo al norte de la CDMX. b)28 de abril a las 19:00h, al norte de la Ciudad de México se aprecia la mancha urbana con un flujo de humedad bajo, propio de las ciudades. Mientras que al rededor de ella la evapotranspiración de la vegetación ha comenzado a disminuir, con excepción de El Nuevo Lago de Chalco y el lago Nabor Carillo que presentan un flujo alto de humedad. . 119

4.46. Serie de tiempo para la variable temperatura a 2m de la superficie durante la época seca cálida, en color azul el experimento 1 y en color naranja el experimento 3. 120

4.47. Ciclos diurnos de temperatura a 2m de la superficie para la época seca cálida, se muestra el comportamiento de las tres coberturas de suelo analizadas. En rojo la cobertura de bosque y en verde la de pastizal, ambas coberturas para 1992; en color azul se muestra la cobertura del cuerpo de agua para 2015 (experimento 1). 121

4.48. Serie de tiempo para la variable temperatura a $2m$ de la superficie durante la época seca fría, en color azul el experimento 1 que representa la época actual (2015) con el cuerpo de agua, y en color naranja el experimento 3 que represenra las condiciones pasadas de 1992. 123

4.49. Ciclos diurnos de temperatura a $2m$ de la superficie para la época seca fría, se muestra el comportamiento de las tres coberturas de suelo analizadas. En rojo la cobertura de bosque y en verde la de pastizal, ambas coberturas para 1992 (experimento 3); en color azul se muestra la cobertura del cuerpo de agua para 2015 (experimento 1). 124

4.50. Serie de tiempo para la variable temperatura a $2m$ de la superficie durante la época húmeda, en color azul el experimento 1 que representa la época actual (2015) con el cuerpo de agua, y en color naranja el experimento 3 que represenra las condiciones pasadas de 1992. 125

4.51. Ciclos diurnos de temperatura a $2m$ de la superficie para la época húmeda, se muestra el comportamiento de las tres coberturas de suelo analizadas. a)Ciclo diurno para 1992 con los valores de lago del experimento 1, y los valores de bosque y pastizal del experimento 3. b)Ciclo diurno para 2015 con los valores de lago del experimento 1, y los valores de bosque y pastizal del experimento 2. 126

4.52. Gráfica de barras para la precipitación acumulada por día para la época seca cálida, se muestran los datos para los experimentos 1 (azul) y 3 (naranja). 127

4.53. Gráfica de precipitación acumulada total para la época seca cálida. Se muestran los valores para el experimento 1 (azul) y 3 (naranja). 128

4.54. Gráfica de barras para la precipitación acumulada total para la época húmeda. Se muestran los datos para los experimentos 1 (azul) y 3 (naranja). 129

4.55. Series de tiempo para la precipitación acumulada por día para la época húmeda, se muestran los datos para los experimentos 1 (azul) y 3 (naranja). 130

4.56. Gráficas que presentan el ciclo diurno de humedad específica para cada época y experimento: experimento 1 (azul) y 3 (naranja). a) Época seca cálida. b) Época húmeda. c) Época seca fría. 131

4.57. Gráficas de magnitud promedio del viento en superficie para cada experimento, la fecha corresponde a la época seca fría. a) Experimento 1. b) Experimento 3. 132

4.58. Gráficas de magnitud promedio del viento en superficie para cada experimento, la fecha corresponde a la época seca cálida. a) Experimento 1. b) Experimento 3. 133

4.59. Gráficas de magnitud promedio del viento en superficie para cada experimento, la fecha corresponde a la época húmeda. a) Experimento 1. b) Experimento 3. 133

4.60. Gráficas de histogramas para la velocidad del viento y su distribución de Weibull para las tres épocas del experimento 3. a) Época seca fría. b) Época seca cálida. c) Época húmeda. . . . 135

4.61. El Nuevo Lago de Chalco dividido por el límite estatal entre la Ciudad de México y el Estado de México, además, se presentan las entidades locales que abarca el cuerpo lacustre, la alcaldía de Tláhuac y el municipio de Valle de Chalco Solidaridad. . . 137

4.62. Región de El Nuevo Lago de Chalco, se muestran las porciones de área rural y urbana pertenecientes a la alcaldía de Tláhuac y al municipio de Valle de Chalco Solidaridad para 2018. . . . 140

4.63. Área agrícola, urbana y rural en torno a El Nuevo Lago de Chalco, también se muestran los ejidos de Mixquic, Tláhuac y Tulyehualco pertenecientes a la alcaldía de Tláhuac. 143

4.64. Zonas de influencia de El Nuevo Lago de Chalco para la variable de temperatura, la línea roja define un área de influencia a 3km a la redonda del cuerpo de agua, mientras que la línea azul define un área de influencia a 6km a la redonda. Los efectos del cuerpo de agua urbano se dan principalmente al interior de la primer circunferencia, pero se pueden extender hasta la segunda dependiendo de las condiciones meteorológicas presentes. 148

A.1. Mapas de la temperatura en superficie promedio para la simulación realizada en la época seca cálida. Se muestra el contorno de El Nuevo Lago de Chalco en color azul. a) Muestra el dominio 3 simulado en el modelo WRF, así como los estados que conforman la Cuenca de México. b) Región sur de la Cuenca de México y la Ciudad de México; se incluyen las curvas de nivel para representar la topografía de la región. c) Región oriental de la Ciudad de México donde se encuentra ubicada la subcuenca de Chalco, también se muestra la topografía de la región. d) Región de El Nuevo Lago de Chalco. 173

A.2. Temperatura en superficie simulada en la Ciudad de México. a) Temperatura para el 23 de abril de 2015 a las 16:00 horas. Se observa que la región norte y noreste de la ciudad alcanza temperaturas por encima de los $25^{\circ}C$. b) Temperatura superficial para el 6 de enero de 2015 a las 7:00 horas. Se observan temperaturas por debajo de los $5^{\circ}C$ en la mayor parte de la ciudad, y algunas regiones con temperaturas menores a los $0^{\circ}C$ asociadas a puntos de mayor altura. 174

A.3. Serie de tiempo para la variable temperatura sobre el punto donde se localiza la estación meteorológica Tezontle. Los valores representan la evolución de la época seca cálida del 22 de abril a las 00 horas al 29 de abril a las 00 horas, horario local. 175

A.4. Serie de tiempo para la variable temperatura sobre el punto donde se localiza la estación meteorológica Ecoguardas. Los valores representan la evolución de la época seca fría del 1 de enero a las 00 horas al 8 de enero a las 00 horas. 176

A.5. Mapas de la precipitación acumulada para la época húmeda simulada. a) Muestra la salida completa del dominio 3 simulado en el modelo WRF. b) Región sur de la cuenca y la Ciudad de México, incluye curvas de nivel para representar la topografía de la región c) Región este de la Ciudad de México donde se encuentra ubicada la subcuenca de Chalco, también se muestra la topografía de la región. d) Región de El Nuevo Lago de Chalco. 178

A.6. Precipitación acumulada para le época húmeda del 25 al 31 de julio, en color negro los datos observacionales de la estación Tezontle, en color azul los valores estimados por el modelo. Se muestra la precipitación acumulada por día en barras y la precipitación acumulada total con líneas. 179

A.7. Precipitación acumulada para le época húmeda del 25 al 31 de julio, en color negro los datos observacionales de la estación Ecoguardas, en color azul los valores estimados por el modelo. Se muestra la precipitación acumulada por día en barras y la precipitación acumulada total con líneas. 180

A.8. Mapas de la magnitud del viento en superficie promedio para la simulación realizada en la época seca fría. Se muestra el contorno de El Nuevo Lago de Chalco en color azul. a)Muestra el dominio 3 simulado en el modelo WRF, así como los estados que conforman la Cuenca de México. b)Región sur de la cuenca y la Ciudad de México; se incluyen las curvas de nivel para representar la topografía de la región. c)Región oriental de la Ciudad de México donde se encuentra ubicada la subcuenca de Chalco, también se muestra la topografía de la región. d) Región de El Nuevo Lago de Chalco. 182

A.9. Mapas de magnitud (izquierda) y dirección (derecha) del viento para las tres épocas analizadas. Los mapas son valores promedio para cada periodo de simulación y se muestran también las curvas de nivel de la cuenca. Los vectores de dirección apuntan en la dirección que sopla el viento y el tamaño de la flecha es proporcional a la magnitud del viento. a) Época seca fría. b) Época seca cálida. c) Época húmeda. 183

A.10. Mapas de la magnitud del viento promedio en la época seca fría, a) Valores promedio para el día 4 de enero, b) Valores promedio para el día 5 de enero. 184

A.11. Mapas con la dirección y magnitud horaria del viento en la época seca cálida, los vectores se alinean en dirección del viento y el tamaño corresponde a la magnitud de la velocidad. a) Líneas de flujo del viento para el 27 de abril a las 22:00h. b) Líneas de flujo del viento para el 28 de abril a las 11:00h. . . . 185

A.12. Serie de tiempo para la magnitud del viento sobre el punto donde se localiza la estación meteorológica Ecoguardas. Los valores representan el comportamiento de la velocidad del viento en la época seca fría, del 1ro de enero a las 00:00h al 8 de enero a las 00:00h. 186

A.13. Serie de tiempo para la magnitud del viento sobre el punto donde se localiza la estación meteorológica Tezontle. Los valores representan el comportamiento de la velocidad del viento en la época seca fría, del 1 de enero a las 00:00h al 8 de enero a las 00:00h. 187

A.14. Mapas de diferencias de temperatura sobre la región de El Nuevo Lago de Chalco. Se observa que la influencia se extiende sobre las regiones circundantes, afectando varios kilómetros en diferentes fechas durante las tres épocas analizadas. 188

Índice de tablas

3.1.	Tabla con la tasa de crecimiento de la superficie lacustre respecto al periodo anterior.	54
3.2.	Parámetros seleccionados para los productos de reanálisis descargados: presión, flujos en superficie y SST. Cada parámetro contiene registros de mediciones que sirven para inicializar el modelo WRF.	63
3.3.	Fechas elegidas para la simulación de los distintos escenarios. Nueve días por época: seca fría (enero), seca cálida (abril) y húmeda (julio) para cada uno de los tres experimentos.	64
4.1.	Tabla con los valores máximos y mínimos de temperatura registrados durante la época seca cálida, se muestran los valores diarios para los experimentos 1 y 2.	78
4.2.	Tabla con las temperaturas máximas y mínimas diarias durante la época seca fría.	79
4.3.	Tabla con las temperaturas máximas y mínimas para la época húmeda.	81
4.4.	Se muestra el promedio de las temperaturas máximas y mínimas de cada experimento, a partir de la diferencia entre estos valores se estimó el DTR promedio para cada época.	81
4.5.	Tabla con los valores de la media y la mediana de la distribución de las magnitudes del viento [km/h], para cada época y experimento.	93
4.6.	Tabla con los parámetros físicos que el modelo WRF emplea para cada categoría de uso de suelo, estos valores se ubican en el archivo <i>VEGPARAM.TBL</i> del modelo.	100
4.7.	Tabla con el valor total de flujo de calor latente por cada época y cobertura.	104

4.8. Tabla con los valores promedio de humedad del suelo para cada época y experimento. El rango varia desde suelo seco (0) hasta suelo saturado (1). 111

4.9. Tabla con los valores máximos y mínimos de temperatura registrados durante la época seca cálida. Se muestran los valores diarios para los experimentos 1 (2015) y 3 (1992). 122

4.10. Tabla con los valores máximos y mínimos de temperatura registrados durante la época seca fría. Se muestran los valores diarios para los experimentos 1 y 3. 122

4.11. Tabla con los valores máximos y mínimos de temperatura registrados durante la época húmeda. Se muestran los valores diarios para los experimentos 1 (2015) y 3 (1992). 124

4.12. Se muestra el promedio de las temperaturas máximas y mínimas de cada experimento y el calculo del DTR para cada época. 127

4.13. Tabla con los valores de la media y la mediana de la distribución de las velocidades del viento, para cada época del experimento 3 [*km/h*]. 134

4.14. Elementos demográficos, sociales y económicos de la alcaldía de Tláhuac (CDMX) y del municipio de Valle de Chalco Solidaridad (Edo. Méx.). Elaborada a partir de INEGI (2010). . . 136

4.15. Producción de alimentos en la alcaldía de Tláhuac. Modificada de Atlas CDMX (2014). 138

4.16. Servicios ambientales proporcionados por los ecosistemas agrícolas. Elaborada a partir de Zhang *et al.* (2007). 139

4.17. Lista de cultivos producidos en los ejidos de Mixquic, Tláhuac y Tulyehualco pertenecientes a la alcaldía de Tláhuac. Modificado de Hernández (2019). 141

4.18. Servicios ambientales que El Nuevo Lago de Chalco ha restaurado. Modificado de Hernández (2019). 144

4.19. Población potencial bajo la influencia de El Nuevo Lago de Chalco dentro de ambas zonas de influencia. El número alcanza los 983,765 habitantes que se distribuyen en cuatro alcaldías de la Ciudad de México y tres municipios del Estado de México. 146

B.1. Categorías de suelo 16-categorías (UCAR, 2017). 189

B.2. Categorías de uso de suelo de USGS 24-categorías (UCAR, 2017). 190

B.3. Categorías de uso de suelo de MODIS 20-categorías modificado
por IGBP (UCAR, 2017). 191

Capítulo 1

Introducción

1.1. El recurso hídrico

El agua es una de las sustancias más importantes para el ser humano y la vida, a través de sus distintas fases y reservorios en el planeta influye en numerosos procesos ambientales y sociales, permitiendo tanto el desarrollo de procesos biológicos como el de nuestras civilizaciones.

Es importante mencionar que aproximadamente el 71 % de la superficie terrestre esta cubierta por agua, concentrándose principalmente en los océanos (96.5 %), pero también se encuentra en los ríos y lagos, en los glaciares, la nieve y el subsuelo, en la atmósfera en forma de vapor de agua y por supuesto, en todos los seres vivos (USGS, 2016a).

La sobreexplotación y el mal manejo de los recursos acuáticos en el planeta han ocasionado un estrés hídrico que repercute negativamente en los sistemas tanto ambientales como sociales.

A pesar de ser considerado como un recurso renovable, las reservas de agua dulce del planeta (ríos, lagos, agua subterránea, etc.) están siendo explotadas por el hombre a un ritmo que sobrepasa su tasa de regeneración, ocasionando que el recurso se vuelva no renovable (Mazari, 2003). Además, la proporción de agua dulce en el planeta es mínima (2.5 % del agua total), y el agua que utilizamos diariamente solo se extrae de los ríos, lagos, arroyos y el subsuelo (DGDC, 2016).

Una de las propiedades fisicoquímicas que poseen las sustancias es su capacidad calorífica, la cual esta relacionada con la transferencia de calor. Esta propiedad presenta valores muy altos para el agua, lo que significa que

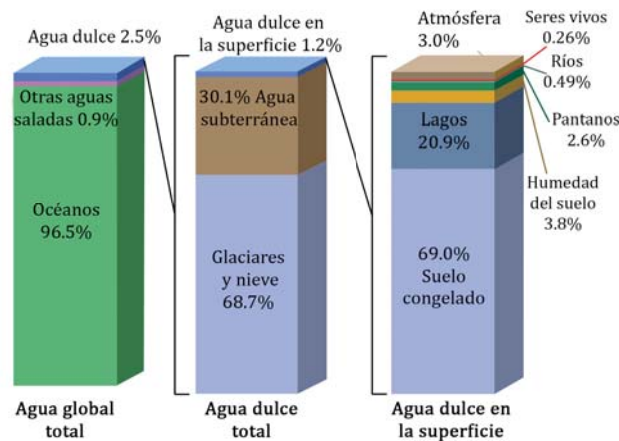


Figura 1.1: Distribución del agua total en el planeta. Modificada de USGS (2016b).

se necesita suministrar una cantidad muy grande de calor para elevar su temperatura.

Una vez que el líquido comienza a enfriarse toda esta energía almacenada se libera al ambiente en forma de calor. Es por esto que los cuerpos de agua son esenciales para la regulación térmica del clima, lo que resulta útil en el balance térmico del planeta (Marshall y Plumb, 2008).

1.2. Agua y civilización

A lo largo de la historia de la humanidad el agua ha jugado un papel importante en el establecimiento de los grandes asentamientos humanos, el cual ha estado vinculado entre otros factores a la disponibilidad de agua dulce.

La capacidad de distintas civilizaciones para dominar el recurso hídrico permitió un alto desarrollo de los pueblos en diferentes sectores productivos, asociándose como una fuente de poder económico y social a lo largo de la historia.

Hace 500 años la Cuenca de México contaba con una extensa área lacustre dividida en seis lagos pequeños: el de Texcoco, el de Chalco, el de Xochimilco, el de Xaltocán, el de San Cristobal y el de Zumpango (DGDC, 2016). Este gran sistema acuático fue un factor determinante en la regulación de la

temperatura de la región (Jáuregui, 2000).

Al interior de la cuenca se encuentra el Valle de México, lugar donde se fundó la Ciudad de México-Tenochtitlán en el año 1325 (Fig. 1.2), la construcción de la ciudad se realizó sobre un islote que hicieron crecer artificialmente los Mexicas, el suministro de agua tanto para las clases altas como para el acceso público se realizaba mediante una serie de canales, diques, estanques, humedales artificiales y acueductos (Jiménez, 2011).

Como la ciudad estaba emplazada sobre un ambiente lacustre y se encontraba por debajo del nivel de los lagos que la circundaban, Tenochtitlán era propensa a sufrir inundaciones, y para el año 1449 se ideó un gran proyecto de infraestructura hidráulica; un albarradón o dique de 16km de largo por 4m de ancho que protegía a la ciudad, a la vez que impedía que el agua dulce se mezclara con la salada (Barba, 2007; Jiménez, 2011). Impedir esta mezcla resultaba de gran importancia, ya que el agua necesaria para el uso doméstico y consumo humano debe cumplir ciertas características de calidad y concentración de sales (Mazari, 2003).

Los pueblos mesoamericanos que se establecieron en las orillas de este sistema lacustre al fondo de la Cuenca de México no solo se beneficiaron con el suministro de agua dulce, sino también de los suelos agrícolas y el acceso a diferentes especies de peces y aves acuáticas (Ezcurra, 1992). Además, encontraron en él una forma de expandir el comercio, que en ausencia del transporte terrestre impulsado por animales de carga se volvió más eficiente mediante la navegación (De la Lanza-Espino y García-Calderón, 2002).

Cabe destacar que gozaron de un clima benevolente, el cuál era modulado por la hidrología de la región, gracias a la presencia de extensos lagos y bosques las temperaturas al mediodía no se elevaban tanto y durante la noche el frío no era tan intenso, como es característico de las regiones internadas en los continentes y alejadas de los mares (Jáuregui, 2000).

Desde el siglo XV la hidrografía de la Cuenca se ha ido modificando por el cambio de cobertura de suelo, la expansión urbana, así como por la implementación de obras hidráulicas como albarradones, canales de desagüe, drenaje profundo y pozos (DGDC, 2016).

Lo anterior ha repercutido en el ambiente de la región, y si bien las características generales del clima permanecen invariables en la Cuenca como la estacionalidad de la temporada de lluvias y secas (Jáuregui, 2000), los patrones en la intensidad de las lluvias, la temperatura y humedad han cambiado, además del aumento de contaminantes en la atmósfera (Jáuregui, 2005).

En particular, la región del antiguo Lago de Chalco tuvo varios intentos

de desecación, que iniciaron desde la época colonial y continuaron durante el siglo XIX, como consecuencia de las sucesivas inundaciones que sufrían los habitantes de la Ciudad de México y los pueblos al sur de la Cuenca. Entre las soluciones que se llevaron acabo estuvo retirar las aguas de este cuerpo lacustre para obtener tierras de buena calidad y evitar al mismo tiempo las inundaciones (Beltrán, 1998).

A pesar de que el antiguo Lago de Chalco fue desecado, en la región se han presentado depresiones geológicas asociadas a la subsidencia del terreno por extracción de agua subterránea, lo que ha favorecido la acumulación y formación de nuevos cuerpos de agua alimentados principalmente de las precipitaciones. A partir de la segunda mitad de la década de los 80's estas formaciones han ido creciendo hasta nuestros días, consolidándose en un nuevo cuerpo lacustre conocido como El Nuevo Lago de Chalco (Ortiz y Ortega, 2007).

Debido a que el agua es uno de los recursos más importantes para el desarrollo humano en el ámbito social, económico y ambiental, estudiar la dinámica e interacción que tiene este nuevo lago con el ambiente resulta crucial.

La presente tesis se enfoca en estudiar la dinámica y termodinámica de la atmósfera en la región de El Nuevo Lago de Chalco a través de un estudio numérico del tiempo meteorológico, para entender el papel que este cuerpo lacustre juega en las condiciones atmosféricas locales.

1.2.1. El inicio del cambio de cobertura y uso de suelo

La historia geológica de la Cuenca de México permitió una dinámica hidrológica que propició la presencia de un sistema de humedales y zonas pantanosas que se inundaban en época de lluvias, lo que ocurría cuando el nivel freático aumentaba hasta un nivel mayor que la superficie del suelo, ocasionando que los cuerpos de agua que se encontraban en el terreno se unieran.

El interior de la Cuenca estaba constituido por una gran variedad de sedimentos como arenas, gravas, cenizas y otros componentes volcánicos que en su conjunto ocasionaron el azolve de la cuenca y permitieron que la región se convirtiera en una especie de esponja, almacenando agua en el subsuelo durante 600 mil años aproximadamente desde la formación de la Sierra de Chichinautzin (Montaña y Gálvez, 2013).

Hacia el siglo XV el interior de la Cuenca de México contaba con seis

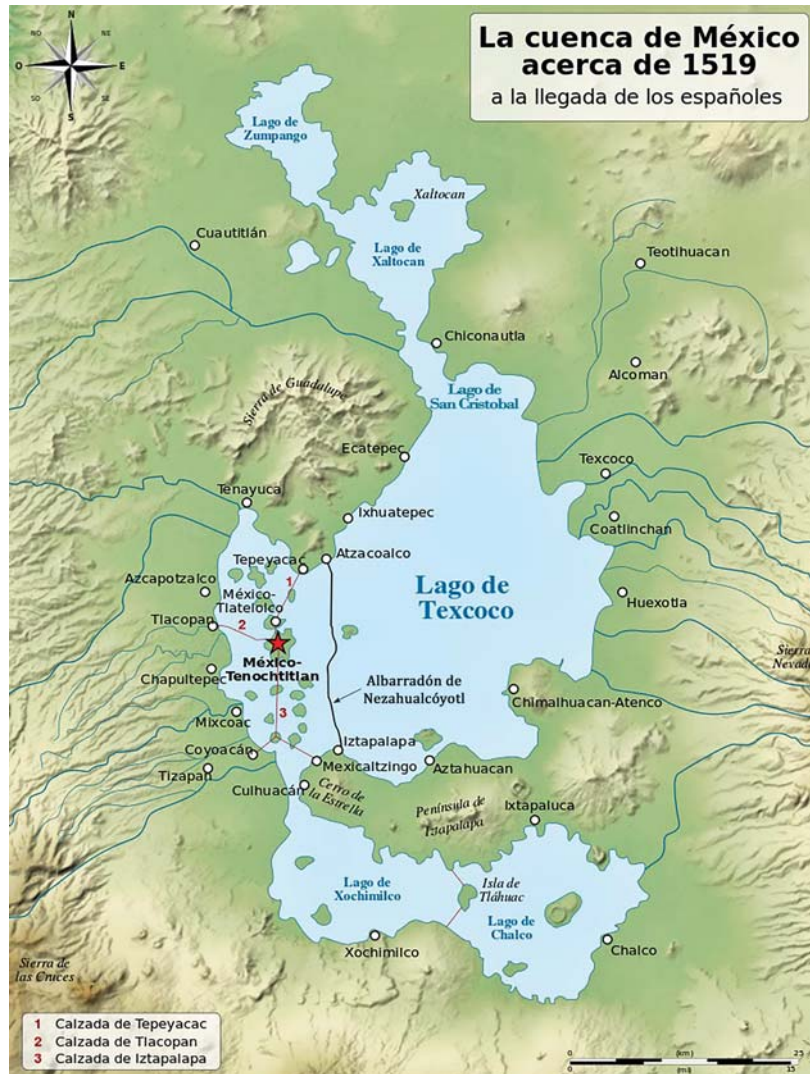


Figura 1.2: Mapa de la Cuenca de México a la llegada de los españoles en torno a 1519. Modificado de Wikimedia (2013).

subdivisiones o lagos pequeños: el de Texcoco, el de Chalco, el de Xochimilco, el de Xaltocán, el de San Cristóbal y el de Zumpango (DGDC, 2016). Los cuales se encontraban separados por grandes áreas pantanosas en época de secas, mientras que en la temporada de lluvias cuando las montañas filtraban el agua hacia el subsuelo ocasionando su desbordamiento, se formaba un solo

cuerpo lacustre o gran lago (Fig. 1.2) (Montaña y Gálvez, 2013).

La zona lacustre de la Cuenca es alimentada por alrededor de 14 ríos perennes que nacen en las zonas elevadas de las montañas y 31 ríos más que se forman durante la época de lluvia (Montaña y Gálvez, 2013). En el siglo XVI la extensión superficial del gran lago alcanzaba los $1,200\text{km}^2$ (De la Lanza-Espino y García-Calderón, 2002). Esta elevada disponibilidad del recurso hídrico convertía a la Cuenca en una región altamente productiva, ideal para satisfacer las necesidades de los pueblos prehispánicos.

Se sabe que desde hace ya 22 mil años la región era frecuentada por pequeñas comunidades de ascendencia asiática que encontraban algún medio de subsistencia a la orilla de los lagos (Barba, 2007), el registro arqueológico que se tiene desde el periodo preclásico (hace 3,500 años) muestra evidencia del crecimiento demográfico que se dio en la Cuenca (De la Lanza-Espino y García-Calderón, 2002), y se estima que para principios del siglo XVI esta alcanzó un millón y medio de habitantes distribuidos en cien poblados, convirtiendo a la Cuenca de México en el área urbana más densamente poblada de todo el planeta en ese tiempo (Ezcurra, 1991).

Para aquel entonces la sociedad Mexica contaba con múltiples estrategias de gestión ambiental que le permitían aprovechar eficientemente los recursos hídricos. La cultura de gestión del agua que se desarrolló durante varios siglos consideraba que las actividades humanas debían realizarse en cooperación con el medio ambiente y no en oposición a él (De la Lanza-Espino y García-Calderón, 2002). Sin embargo, con la llegada de los españoles el equilibrio que existía entre la naturaleza y el hombre se vio fragmentado.

El diseño de la nueva ciudad española fue incompatible con la naturaleza lacustre de la cuenca (Catalá, 1986, citado por Ezcurra, 1991).

A pesar de que Tenochtitlan era propensa a sufrir inundaciones por encontrarse en la parte más baja de la Cuenca de México la construcción de la capital de la Nueva España se hizo sobre la isla artificial de la capital Mexica, esto ocurrió pese a las opiniones en contra ya que Hernán Cortés quiso aprovechar la importancia política y ubicación estratégica de la ciudad prehispánica (Cervantes, 1988).

A partir de este momento la región no solamente comenzó a sufrir una profunda transformación cultural, sino que la apariencia general de la cuenca también se modificó.

Después de la conquista muchos de los canales de Tenochtitlan fueron rellenos para construir sobre ellos pasos elevados con el propósito de facilitar el tránsito de carros y caballos (Ezcurra, 1991), los cuales fueron introducidos

junto con el ganado, situación que además de modificar la fuente de proteína, también modificó el uso de suelo por el pastoreo y la utilización de productos agrícolas (Ezcurra, 1991), acelerando la erosión de suelo (Barba, 2007).

Para abastecer las necesidades de la ciudad colonial los densos bosques que se erigían en torno al lago comenzaron a ser talados con el propósito de suministrar madera y obtener nuevos espacios para el ganado, estas actividades en su conjunto, tanto el pastoreo como la tala de las laderas boscosas que rodeaban la Cuenca ocasionaron un aumento en la escorrentía superficial durante la época de lluvias (Ezcurra, 1991).

1.2.2. De las inundaciones a la desecación

Ya que los españoles ignoraban completamente la complejidad del sistema hídrico que había sido desarrollado por los Mexicas grandes superficies de agua comenzaron a formarse (Montaña y Gálvez, 2013). La primer gran inundación se dio en el año 1555, seguida de otras tres inundaciones hasta 1607, año en que se inició la primer obra hidráulica de la Nueva España conocida como “Tajo de Nochistongo” a través de Huehuetoca (Jiménez, 2011), y fue construida para drenar el agua de la cuenca hacia el norte aprovechando la poca altura de las montañas de esa zona. Sin embargo, se vio rápidamente rebasado y colapsó en 1629 con la mayor precipitación de la que se tiene noticia, ocasionando la peor inundación de la ciudad que duró cerca de cuatro años y causó la muerte de 20,000 personas (Cervantes, 1988; Jiménez, 2011).

En 1630 inició el proyecto de la segunda versión del Tajo de Nochistongo, con la construcción de un canal a cielo abierto que contaba hasta con 70m de profundidad en algunos tramos, su construcción requirió de 150 años y cerca de medio millón de indígenas trabajaron en ella (Barba, 2007). Esta obra sirvió para reducir considerablemente el volumen de los lagos de Texcoco, Xaltocan y Zumpango (Jiménez, 2011).

Desde ese entonces las obras de infraestructura hidráulica de la Ciudad de México han tenido como principal característica la exportación de agua de la cuenca para vaciar los lagos que antiguamente existían (Ruíz y Carmona, 2013).

En particular en la región del antiguo lago de Chalco hacia el siglo XIX tanto el gobierno como algunos hacendados buscaron desecar el lago con la finalidad de obtener buenas tierras de cultivo y a la vez protegerse de las constantes inundaciones, ya que el cuerpo lacustre en 1870 contaba con una superficie de 104.48 km^2 (Legorreta, 2006). Tanto el gobierno federal como el

estatal brindaron apoyo para la realización de obras de desagüe y canalización debido al temor de que las inundaciones de los pueblos que rodeaban el lago se extendieran hasta la capital.

Fueron los hermanos y empresarios españoles Remigio e Iñigo Noriega Laso quienes impulsaron principalmente el desagüe de la zona, habiendo comprado una gran cantidad de terrenos agrícolas en la región pretendían aumentar su producción con las tierras provenientes de la desecación del vaso. No obstante, las obras de desecación fueron terminadas hasta 1907 y en su realización se vieron afectadas alrededor de 17 poblados pertenecientes tanto al Distrito Federal como al distrito de Chalco (Beltrán, 1998).

En menos de tres siglos los cuerpos de agua perdieron la mitad de su área y el terreno desecado se destino principalmente para el desarrollo de la ciudad, la agricultura y el pastoreo, quedando sin uso los lechos de los lagos salados y expuestos a la erosión (Cervantes, 1988).

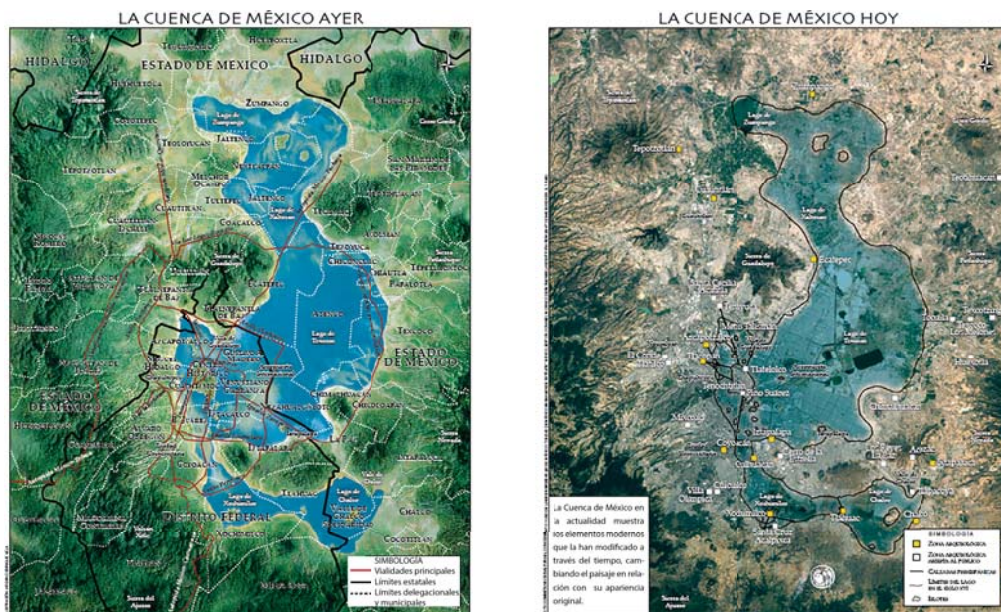


Figura 1.3: Imagen comparativa de la Cuenca de México en el tiempo. Del lado izquierdo se muestra la Cuenca en el siglo XVI con el antiguo sistema de lagos. Del lado derecho se muestra la Cuenca actualmente, es evidente la gran pérdida de vegetación así como la disminución de los cuerpos lacustres, sombreado en azul se muestra el antiguo sistema de lagos que prácticamente ha desaparecido por completo. Fuente: DGDC (2016).

1.2.2.1. Extracción de agua subterránea y subsidencia

La Ciudad de México está emplazada sobre sedimentos lacustres que se definen hidrogeológicamente como acuitardo, esta formación geológica semi-permeable transmite lentamente el agua subterránea hacia el Acuífero de la Ciudad de México el cual subyace a la formación. El acuífero compuesto de unidades aluviales, piroclásticas y fracturadas, sobreyacidas por un acuitardo compresible, ha sido intensamente explotado, lo que ha generado efectos de subsidencia y reactivación de fracturas que dañan continuamente la infraestructura urbana (Hernández-Espriú, 2013).

Paradójicamente nuestra ciudad no solamente ha sufrido con los problemas de drenaje e inundaciones, también con la escasez de agua la cual comenzó a ser un problema serio a principios del siglo XIX. En ese entonces las personas solo tenían acceso a cinco o diez litros de agua por día, y para satisfacer la demanda el gobierno comenzó a explotar el acuífero local a través de pozos de hasta 105m de profundidad (Jiménez, 2011), mismos que en 1888 alcanzaron la cantidad de 1,100 unidades que extraían una cantidad considerable de agua subterránea (Herrera *et al.*, 1995).

Durante el siglo XX, la Cuenca de México comenzó a sufrir una rápida expansión demográfica, lo que aumentó la demanda del recurso hídrico sobrepasando la capacidad de los acueductos que transportaban el agua desde los manantiales, situación que generó una intensificación de la extracción subterránea. Fue así que en 1913 se inició la explotación de los manantiales de Xochimilco, actividad que comenzó la degradación ecológica del área (Jiménez, 2011).

Esta extracción intensiva de agua subterránea en la Cuenca de México comenzó a generar un problema de compactación y hundimiento del suelo, debido a los sedimentos altamente compresibles del acuitardo (DGDC, 2017). Además, la desecación de los lagos, la deforestación y el desagüe de la cuenca comenzaron a disminuir la recarga acuífera del subsuelo, lo que potenció el hundimiento de la ciudad (Cervantes, 1988).

La actividad de los pozos ubicados en el centro de la ciudad continuó hasta mediados del siglo pasado cuando se instauró una veda para el uso de los acuíferos dentro del área urbana, esto debido a que en 1953 se demostró definitivamente que el hundimiento del suelo era ocasionado principalmente por la extracción de agua subterránea. Lo que derivó en la migración del sistema de pozos hacia el sur de la ciudad, especialmente en la subcuenca de Chalco (Herrera *et al.*, 1995).

A principios de la década de 1960 se construyeron los primeros pozos en el área del antiguo lago de Chalco para abastecer de agua potable a la Ciudad de México, estos fueron perforados en el acuífero basáltico de la Sierra de Chichinautzin y Santa Catarina, ocasionando que rápidamente los manantiales ubicados a los pies de la Sierra de Chichinautzin desaparecieran (Durazo y Farvolden, 1989).

Este nuevo campo de pozos al sur de la ciudad permitió que los problemas de subsidencia que sufría el área metropolitana se desplazaran a la planicie de Chalco (Ortega-Guerrero *et al.*, 1999), 20 años más tarde se instalaría una nueva batería de pozos denominada Sistema Mixquic-Santa Catarina, el cual sigue en funcionamiento hasta nuestros días y ha intensificado el problema.

Actualmente la Zona Metropolitana del Valle de México (ZMVM) es una región que cuenta con una población de 20.8 millones de habitantes (INEGI, 2018b). En esta zona existen alrededor de 680 pozos con profundidades que varían entre los 100 y los 994m, generando una explotación continua sobre el Acuífero de la Ciudad de México y ocasionando que la extracción exceda la recarga del acuífero (CONAGUA, 2009).

1.2.3. El Nuevo Lago de Chalco

Como parte de las medidas tomadas para abastecer de agua potable a la Ciudad de México en 1984 se instaló el Sistema Mixquic-Santa Catarina en la planicie de Chalco, este sistema cuenta con 14 pozos profundos que alcanzan los 400m bajo tierra, la distribución de las perforaciones puede verse en la Fig. 1.4. A través de la extracción de agua subterránea del Acuífero de la Ciudad de México se obtiene un total de $50m^3/seg$ (CONAGUA, 2015a), de los cuales Chalco aporta cerca del 3% (Ortiz y Ortega, 2007).

El acuitardo en la subcuenca de Chalco se consolidó como resultado de la extracción de agua por parte de estos 14 pozos, lo que ha ocasionado un alta tasa de subsidencia del terreno en la planicie de Chalco, siendo más pronunciado el hundimiento donde el espesor de los sedimentos lacustres es mayor (300m) (Ortega-Guerrero *et al.*, 1999), y disminuyendo hacia la periferia de la planicie donde el espesor de los sedimentos lacustres es menor.

El constante aporte de agua subterránea por parte del acuitardo hacia el acuífero subyacente ocasiona el continuo hundimiento de la superficie. Esto da lugar a un cambio en el volumen de los sedimentos lacustres presentes en la región que por su naturaleza son altamente compresibles en la interfase acuitardo-acuífero (Rudolph y Frind, 1991).

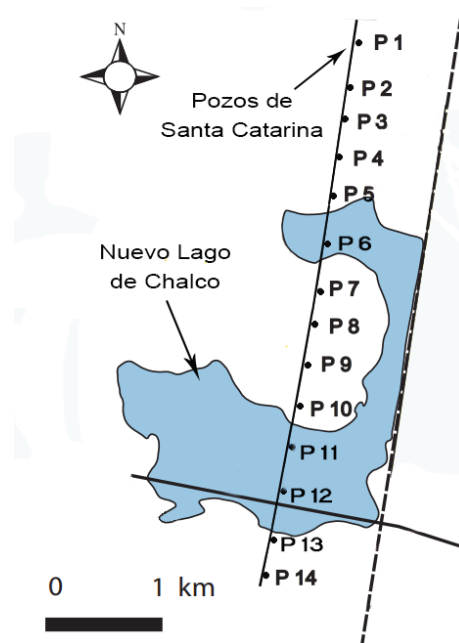


Figura 1.4: Ubicación del Sistema Mixquic-Santa Catarina con sus 14 perforaciones a lo largo de El Nuevo Lago de Chalco. Modificada de Ortiz y Ortega (2007).

Estas nuevas depresiones geológicas ubicadas en el terreno de la subcuenca de Chalco, han favorecido la acumulación y formación de nuevos cuerpos de agua alimentados principalmente de las precipitaciones. A partir de la segunda mitad de la década de 1980, estas formaciones han ido creciendo hasta nuestros días, consolidándose en un nuevo cuerpo lacustre conocido como El Nuevo Lago de Chalco (Ortiz y Ortega, 2007).

La demanda creciente de agua potable hace imposible que el sistema de pozos en la región se detenga, por lo que la subsidencia del terreno seguirá en aumento y es de esperarse que el nuevo lago también crezca con el tiempo.

Los procesos de urbanización y sobreexplotación en la región ponen en riesgo a la población local no solamente por los severos hundimientos, también han generado la aparición de grietas, la escasez de agua y el aumento en el potencial de inundación de las colonias aledañas.

Bajo este contexto la Comisión de Cuenca de Ríos Amecameca y La Compañía, en conjunto con la Universidad Autónoma Metropolitana (UAM) han propuesto una Plan Hídrico con base en el Artículo 15 de la Ley de Aguas Nacionales para restaurar, aprovechar y gestionar de manera adecuada

el recurso hídrico en la Subcuenca de Chalco.

Este proyecto además de permitir la recuperación de zonas naturales y su conservación ecológica, pretende salvaguardar la integridad de la población local, garantizando la seguridad y el bienestar de los habitantes.

Es por esto que resulta de gran importancia estudiar los diversos impactos que tendrá El Nuevo Lago de Chalco en la región, con el fin de evaluar los riesgos ambientales, políticos y sociales; y la vez generar una estrategia integral que permita un manejo sustentable del lago.

1.3. Antecedentes

Los estudios hidráulicos y de mecánica de suelos que se han realizado en el área de Chalco muestran que si bien la subsidencia del terreno ha sido generada por la explotación de agua subterránea, el problema es agravado por las características físicas del acuitardo, mismas que potencian la consolidación del terreno.

La secuencia lacustre en la subcuenca de Chalco es significativamente más gruesa que en cualquier otra región de la Cuenca de México, el grosor de esta secuencia varía desde los 50 hasta los 300m de espesor (SARH-CAVM, 1982; Beuhumea y Vazquez, 1988; SARH-CEAS, 1989, citados por Ortega-Guerrero *et al.*, 1999). Lo que la convierte en el área con mayor potencial de sufrir los efectos de la subsidencia del terreno según Ortega-Guerrero *et al.* (1999). De acuerdo con los estudios realizados por Ortega *et al.* (1993) en la última década del siglo pasado, la tasa de subsidencia del terreno en la subcuenca de Chalco había igualado los valores máximos registrados en el centro de la Ciudad de México.

En el área de Chalco, Ortega-Guerrero *et al.* (1999) realizaron un estudio de predicción numérica de subsidencia a largo plazo del terreno mediante la implementación de un modelo de elemento finito unidimensional (Rudolph y Frind, 1991). Los resultados obtenidos arrojaron una tasa de hundimiento de 40cm por año, estimando un hundimiento de 15m en el centro de la planicie para el año 2010 y alcanzando los 19m en 2020.

También se ha evaluado la evolución del crecimiento de El Nuevo Lago de Chalco. Ortiz y Ortega (2007) establecen que el proceso de consolidación es el principal control de la subsidencia debido a la pérdida de agua originada por la disminución de la carga hidráulica en el acuífero explotado, y a pesar de que la planicie de Chalco se hunde más rápidamente en su centro debido

al mayor espesor de los sedimentos lacustres en este punto, la deformación no ha sido homogénea, y adjudica la forma del nuevo lago a la presencia de una colada de basalto en el subsuelo.

En la Fig. 1.5 se observa la sección hidrogeológica de El Nuevo Lago de Chalco. Si comparamos las características estratigráficas de las zonas donde se han presentado los mayores hundimientos (pozo 6 y pozos 11 al 14) contra las zonas con menor deformación vertical (pozos 7 al 10), destaca la presencia de un estrato basáltico ubicado a 50m de profundidad.

Debido a que el basalto es prácticamente incompresible su presencia en la secuencia lacustre disminuye el proceso de consolidación y por tanto de los hundimientos, situación que confiere la característica geometría del lago en forma de “c” invertida.

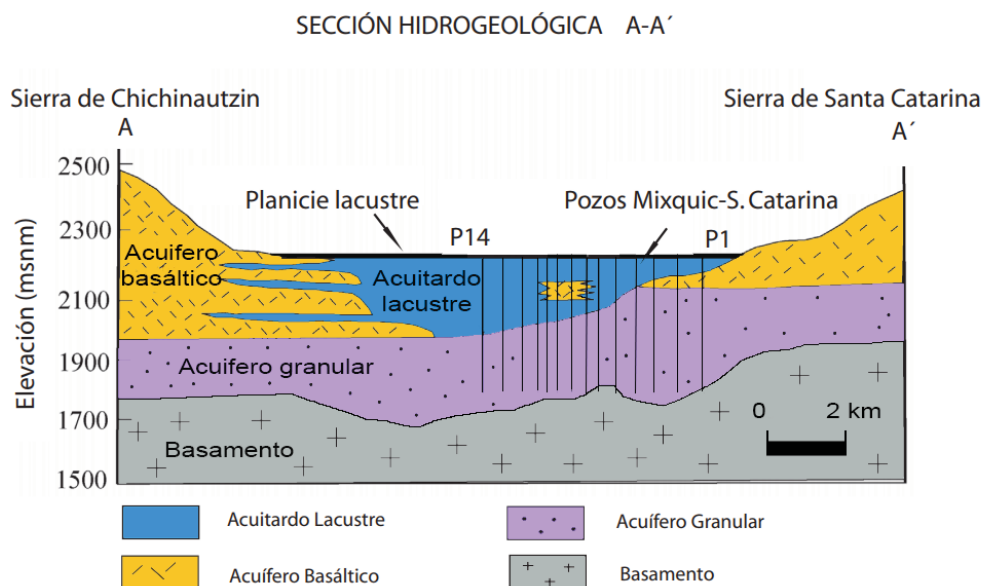


Figura 1.5: Sección hidrogeológica A-A' realizada en la planicie de Chalco. Se muestran los 14 pozos atravesando el acuitardo lacustre hasta llegar al acuífero granular de donde se extrae agua. Se pueden observar también los basaltos provenientes de la Sierra de Chichinautzin y Sierra de Santa Catarina los cuales son menos susceptibles al proceso de consolidación. Modificada de Ortiz y Ortega (2007).

Numerosos estudios paleoclimáticos y paleomagnéticos se han realizado en la región de la Cuenca de Chalco (Ortega, 1992; Lozano-García *et al.*, 1993; Ortega-Guerrero *et al.*, 2000; Sós-Nájera, 2001; Herrera-Hernández, 2011;

Correa-Metrio *et al.*, 2013) y más recientemente Lozano-García *et al.* (2017) recuperaron la secuencia lacustre completa del lago de Chalco mediante un proyecto internacional que busca reconstruir la historia climática y ambiental de los últimos 500 mil años en la Cuenca de México, estudio que permitirá entender los mecanismos que controlaban el clima en el pasado y a su vez mejorar su análisis actual y futuro. No obstante, no se tiene registro de algún estudio numérico de la dinámica y termodinámica de la atmósfera en la región de El Nuevo Lago de Chalco en respuesta a este nuevo cuerpo de agua.

Los grandes lagos tienen la capacidad de perturbar el tiempo local, así como el clima mediante las circulaciones de mesoescala. Long *et al.* (2007) muestran que un modelo acoplado atmósfera-lago puede simular bien las variaciones de flujo de calor superficial y de temperaturas superficiales de un cuerpo lacustre, demostrando una influencia significativa sobre los ciclos de energía y agua. Sin embargo, esta investigación concluye que las diferencias en el comportamiento de los lagos asociado a su latitud o tamaño puede generar impactos diferentes.

Un estudio similar es el de Samuelsson *et al.* (2010), donde se estudia el impacto de los grandes lagos en el clima europeo mediante un modelo climático regional; el análisis que se realizó para 30 años con un modelo acoplado atmósfera-lago arrojó un impacto significativo por parte de los lagos para aumentar la temperatura en superficie del aire durante las cuatro estaciones del año. En esta investigación también se discutieron las diferencias en el comportamiento de la inercia térmica de los lagos asociadas a la profundidad de los mismos. En cuanto a la precipitación, el impacto de los lagos fue menor que con la temperatura, restringida a una escala local en lugar de regional y asociada al esquema de parametrización convectivo utilizado.

El impacto que puede tener un lago sobre el clima local o regional esta asociado a su ubicación geográfica, pues una gran variedad de factores pueden influenciar la interacción lago-atmósfera, como la topografía y la orografía del lugar según Zhu *et al.* (2017) y Sun *et al.* (2015).

En la Cuenca de México también se ha realizado un estudio similar para determinar la respuesta térmica del Valle de México. Ruiz-Angulo y López-Espinoza (2015) compararon el escenario actual de la cuenca contra un escenario que contiene el sistema lacustre de hace 500 años. Los resultados muestran un aumento en la temperatura actual de la cuenca, asociado a la urbanización de la región y la pérdida del antiguo sistema de lagos.

1.4. Objetivo general

El objetivo principal de esta tesis es realizar un análisis numérico de alta resolución espacial y temporal sobre la dinámica y termodinámica de la atmósfera, para analizar el impacto asociado al cambio de cobertura de suelo por depresión topográfica en la región de El Nuevo Lago de Chalco.

1.4.1. Objetivos específicos

- Generar los escenarios de simulación para las distintas coberturas del suelo.
- Simular numéricamente la dinámica y termodinámica de la atmósfera en los escenarios generados.
- Calcular la variación estacional a partir de las simulaciones realizadas.

1.5. Organización de la tesis

Los siguientes capítulos se encuentran estructurados de la siguiente manera:

- **Capítulo 1:** En el capítulo 1 se describe de manera general la importancia del recurso hídrico en el planeta y el papel que juega en el desarrollo de las sociedades, así mismo, se hace un recuento de los cambios ambientales que ha sufrido la Cuenca de México en los últimos 500 años.
- **Capítulo 2:** En el capítulo 2 se describen el desarrollo, las capacidades y aplicaciones del modelo atmosférico de mesoescala WRF en la estimación meteorológica de una región, así como el papel que ha jugado el poder de cómputo dentro del análisis numérico y el alcance que ha tenido. Se establece la relación entre los cambios de cobertura y uso de suelo y el sistema climático, y cómo es que estos cambios afectan las principales variables atmosféricas. Además, se definen los conceptos físicos sobre los cuales esta fundamentada esta investigación.
- **Capítulo 3:** En el capítulo 3 se describe la metodología para la realización del proyecto de tesis. Se describe bajo qué criterios y cómo se

generaron los diferentes escenarios de simulación, las diferentes bases de datos empleadas, así como la configuración general del modelo WRF que se utilizó para el análisis numérico del tiempo atmosférico. Por último, se da una descripción de los experimentos así como los fenómenos atmosféricos a escala sinóptica que se consideraron.

- **Capítulo 4:** En el capítulo 4 se hace el análisis de los resultados obtenidos por el modelo WRF para las distintas variables meteorológicas. Se describe su comportamiento a través de gráficos que contienen los diferentes experimentos, mediante la implementación de distintos mapas promedio y de diferencias, series de tiempo, e histogramas. Además, se comparan los datos de las simulaciones numéricas con datos reales de estaciones meteorológicas en la ciudad.
- **Capítulo 5:** Finalmente en el capítulo 5 se presentan las conclusiones de la investigación, se menciona la relevancia e implicaciones de los resultados, así como las recomendaciones que se deberían tomar en cuenta para futuras investigaciones.

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. Propiedades fisicoquímicas del agua

El agua es un compuesto químico conformado por dos átomos de hidrógeno y uno de oxígeno (H_2O), pero esta aparente composición química tan simple esconde múltiples cualidades que hacen del agua un compuesto único. Sus propiedades fisicoquímicas derivan fundamentalmente de la naturaleza de los átomos que la componen y de la geometría de su molécula, la cual esconde un importante grado de complejidad (Peón, 2007).

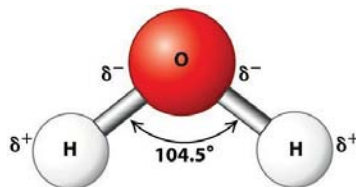


Figura 2.1: Geometría de la molécula de agua. El símbolo δ representa una carga parcial (una carga más débil que la de un electrón o protón). Modificada de Lodish *et al.* (2003).

La interacción de los pares electrónicos de la molécula genera una geometría en forma de “v” que separa los enlaces O-H con un ángulo de 104.5 grados, proyectando los átomos de Hidrógeno de un lado de la molécula y ocasionando cierto grado de polaridad o separación de la carga eléctrica, véase Fig. 2.1. Estas dos características en conjunto, tanto la polaridad como la geometría, producen un comportamiento determinado a nivel molecular que esta detrás de los efectos que observamos a nivel macroscópico (Peón, 2007).

Dentro de las propiedades del agua que producen efectos importantes en los fenómenos naturales esta su capacidad para absorber calor sin cambiar demasiado su temperatura, propiedad que esta asociada a su capacidad calorífica y es una de las más altas entre los líquidos y sólidos (Bonilla, 1985).

Esta propiedad que convierte al agua en un excelente amortiguador y regulador térmico proviene de la gran capacidad que tienen los puentes de hidrógeno de almacenar energía.

De igual modo, romper estos puentes requerirá un suministro alto de energía, situación que se ve reflejada en el alto punto de ebullición que posee el agua. Si no estuviera unida por este tipo de enlace no podríamos encontrarla en estado líquido a temperatura ambiente.

Otras características importantes del agua son su alta capacidad solvente, de transporte, una buena conductividad térmica, así como altos puntos de ebullición, fusión y calor específico.

Su singular composición y estructura confieren al agua propiedades físicas y químicas que la convierten en una sustancia imprescindible, tanto para los procesos biológicos como los climatológicos.

2.2. Pronóstico numérico del tiempo

El clima hace alusión al conjunto de fenómenos meteorológicos que describen el estado de la atmósfera a largo plazo, generalmente en periodos suficientemente representativos de 30 años o más (INEGI, 2017). Mientras que el tiempo atmosférico o tiempo meteorológico se define como las condiciones de la atmósfera en un momento dado, pudiendo este variar de minuto a minuto y de un lugar a otro (Observatorio Meteorológico del Colegio de Geografía, 2017). Los principales elementos que constituyen el clima y el tiempo atmosférico son la humedad, temperatura, presión, viento y precipitación.

La atmósfera puede dividirse en distintas capas horizontales de acuerdo a las diferencias en presión, densidad, composición química y especialmente la temperatura; la capa más próxima a la superficie terrestre es la troposfera cuya altura no es constante ($16km$ en el Ecuador y $8km$ en los polos). En esta capa se producen la mayoría de los fenómenos meteorológicos que nos afectan, ya que concentra el 75 % de la masa total de la atmósfera y casi la totalidad del vapor de agua, CO_2 y aerosoles (Universidad de Murcia, 2004).

Estos fenómenos meteorológicos repercuten en nuestra vida cotidiana afectando áreas como la agricultura o el transporte, lo que a su vez pue-

de incidir en la economía o incluso en la manera en que vestimos; es por esto que su estudio resulta sumamente útil.

A lo largo de la historia el hombre ha intentado comprender los fenómenos atmosféricos, atribuyendo su causa a la religión o la magia en tiempos remotos. Sin embargo, la meteorología hoy en día es una ciencia avanzada que, a través del conocimiento de la Física y herramientas computacionales, es capaz de predecir el tiempo con varios días de anticipación.

En 1904 Vilhelm Bjerknes (1862-1951, noruego) formuló la idea del Pronóstico Numérico del Tiempo (PNT o *NWP* por sus siglas en inglés), el cual consiste en predecir el tiempo a través de la resolución de ecuaciones matemáticas. Sin embargo, los esfuerzos de Bjerknes estaban muy lejos de arrojar estimaciones confiables, sin mencionar que el tiempo de cálculo necesario para predecir 6 horas tomaría varias semanas.

En su libro *Weather Prediction by Numerical Process* Bjerknes describió un esquema para predecir el tiempo antes de que este suceda, estimó que se requerían alrededor de 64,000 personas en un cuarto resolviendo diferentes ecuaciones a la vez, y un sistema capaz de transmitir los resultados de un lugar de la habitación a otro. De aquí se desprende la idea de que un pronóstico eficaz necesita la resolución rápida de una gran cantidad de cálculos.

A finales de la segunda mitad del siglo XX se empezaron a emplear computadoras para resolver este tipo de cálculos, y en 1950 un grupo de meteorólogos y matemáticos liderados por Jule Charney (1917-1981, estadounidense) obtuvo los primeros pronósticos exitosos sobre América del Norte.

La base del PNT es que los fenómenos naturales pueden expresarse en forma matemática, lo que permite comprenderlos y estudiarlos de una mejor manera. Actualmente, el PNT ha tenido grandes progresos con la mejora en los instrumentos de medición y el refinamiento de las ecuaciones matemáticas que gobiernan el funcionamiento de la atmósfera.

En teoría, si se conoce el estado de la atmósfera en un momento determinado podríamos predecir sus estados futuros, mediante la resolución de las ecuaciones matemáticas que describen el comportamiento de sus procesos físicos. Sin embargo, estas ecuaciones son tan complejas que resulta imposible hacerlo de manera analítica, por lo que se usan aproximaciones para resolver las ecuaciones mediante métodos numéricos a través de computadoras.

Los métodos numéricos son algoritmos iterativos que se utilizan para obtener soluciones numéricas cuando la matemática analítica resulta poco eficiente, generalmente están compuestos de un número finito de pasos que se ejecutan de manera lógica con el objetivo de mejorar la aproximación inicial

a cierta cantidad. Este proceso se repite una y otra vez hasta alcanzar cierta cota de error.

La rama de las matemáticas que hace uso de los métodos numéricos es el Análisis Numérico, cuyo desarrollo y auge crece en forma paralela al desarrollo tecnológico de la computación, ya que al ser capaces de efectuar una cantidad prácticamente infinita de operaciones algebraicas en poco tiempo, las computadoras son la herramienta ideal para la implementación de los métodos numéricos (Cortés *et al.*, 2006).

Es importante resaltar que a través de los métodos numéricos se obtienen soluciones numéricas que en realidad son aproximaciones con un error asociado. Este error siempre está presente y disminuye conforme los recursos computacionales aumentan.

Si bien no son la solución a muchos de los problemas matemáticos que existen, los métodos numéricos son un excelente recurso para el análisis de diversos sistemas mediante estudios de simulación numérica.

Estos métodos se utilizan ampliamente para estudiar la atmósfera, que puede analizarse como un sistema complejo cuyo movimiento está gobernado por las ecuaciones de *Navier-Stokes*, las cuales son ecuaciones diferenciales en derivadas parciales que describen el movimiento de un fluido.

Cuando se hace el pronóstico numérico del tiempo se especifican los distintos campos que variarán en el espacio y el tiempo, pudiendo ser la temperatura, la humedad o el viento; por ejemplo, si consideramos ϕ como un escalar que representa uno de estos campos, el cambio total en el espacio y el tiempo puede analizarse con derivadas parciales de la siguiente manera:

$$\partial\phi = \frac{\partial}{\partial t}\phi dt + \frac{\partial}{\partial x}\phi dx + \frac{\partial}{\partial y}\phi dy + \frac{\partial}{\partial z}\phi dz \quad (2.1)$$

por lo tanto:

$$\frac{\partial\phi}{dt} = \frac{\partial}{\partial t}\phi + u\frac{\partial}{\partial x}\phi + v\frac{\partial}{\partial y}\phi + w\frac{\partial}{\partial z}\phi = \frac{\partial}{\partial t}\phi + \vec{u} \cdot \nabla\phi \quad (2.2)$$

El lado izquierdo de la ecuación es conocido como la derivada lagrangiana, mientras que el lado derecho es llamado la forma euleriana. Estas son dos formas que nos sirven para analizar un fluido como un medio continuo que se mueve en el tiempo y el espacio. Si se toma un punto fijo en el dominio y se miden las características en ese punto se hace referencia a la forma Euleriana, mientras que si se calcula la variación de sus características a lo largo de la trayectoria de partida se habla de la forma Lagrangiana.

La ecuación general de *Navier-Stokes* puede verse como la segunda ley de Newton aplicada al movimiento de los fluidos y se representa de la siguiente manera:

$$\rho \left(\frac{\partial u}{\partial t} + u \cdot \nabla u \right) = -\nabla p + \nabla \cdot (\mu(\nabla u + (\nabla u)^T)) - \frac{2}{3}\mu(\nabla \cdot u)I + F \quad (2.3)$$

Donde u es la velocidad del fluido, p es la presión del fluido, ρ es la densidad del fluido y μ es la viscosidad del fluido. Si separamos la ecuación podemos ver que los diferentes términos que la componen son los siguientes:

$$-\nabla p \Rightarrow \text{Fuerzas de presión}$$

$$\rho \left(\frac{\partial u}{\partial t} + u \cdot \nabla u \right) \Rightarrow \text{Fuerzas inerciales}$$

$$F \Rightarrow \text{Fuerzas externas ejercidas sobre el fluido}$$

$$\nabla \cdot (\mu(\nabla u + (\nabla u)^T)) - \frac{2}{3}\mu(\nabla \cdot u)I \Rightarrow \text{Fuerzas de viscosidad}$$

Estas ecuaciones se pueden resolver en conjunto mediante la ecuación de continuidad 2.4 y son la base de la modelación del flujo de un fluido y, debido a su complejidad solo admiten un número limitado de soluciones analíticas.

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = \nabla(\rho u) = 0 \quad (2.4)$$

Una vez que se tienen las leyes que relacionan las variables que describen la atmósfera podemos predecir el funcionamiento del sistema. Las ecuaciones que describen el movimiento de los fluidos se traducen a código de computadora y mediante la implementación de métodos numéricos, parametrizaciones de los procesos físicos y un conjunto de condiciones iniciales y de frontera, el modelo computacional se correrá sobre un dominio que representa una determinada área geográfica.

La capacidad del PNT de arrojar buenas estimaciones dependerá de que nuestro modelo sea una representación adecuada de la realidad, por lo que necesitamos elegir parametrizaciones apropiadas y las correctas condiciones iniciales y de frontera.

Cuando nos encontramos con un proceso físico que resulta imposible de predecir directamente utilizamos un esquema de parametrización, el cual está

basado en representaciones físicas o estadísticas razonables que nos ayudan a aproximar los efectos generales de procesos físicos demasiado pequeños, breves o complejos, tales como la radiación solar entrante, la absorción de la atmósfera, la turbulencia, la evaporación, la rugosidad superficial, el calor sensible, la radiación de onda larga, entre otros. Por otra parte, las condiciones iniciales hacen referencia al estado actual de la atmósfera o estado inicial, mientras que las condiciones de frontera definen el estado de la atmósfera en los bordes del dominio (NOAA, 2016).

Hoy en día la tecnología es una pieza fundamental para el pronóstico del tiempo, principalmente las computadoras y los satélites meteorológicos. Estos últimos no solo nos ayudan a cuantificar variables como la humedad y la temperatura atmosférica (datos necesarios para retroalimentar o validar nuestros modelos matemáticos), también son útiles en la evaluación de los cambios superficiales del planeta mediante la percepción remota.

2.3. Modelo WRF

Durante las últimas décadas distintos modelos numéricos para el estudio atmosférico han sido desarrollados, buscando incrementar su eficiencia para escalas cada vez más pequeñas. Dentro de los principales problemas que se tenían a finales del siglo pasado era el uso de modelos no conservativos, con soluciones poco precisas para escalas finas y carentes de un marco que facilitara la implementación de parámetros de física avanzada, así como la incapacidad de soportar atributos importantes de software como el paralelismo o interfaces de programación de aplicaciones (Powers *et al.*, 2017).

Para sortear estos problemas surgió la idea del modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF), el cual es un sistema de nueva generación para la predicción numérica del tiempo, que se utiliza tanto en la investigación atmosférica como en la implementación de pronóstico operativo.

La escala que abarca el modelo varía de decenas de metros a miles de kilómetros teniendo una gran variedad de aplicaciones meteorológicas.

El desarrollo de este modelo de mesoescala comenzó durante la segunda mitad de la década de 1990, como un esfuerzo en conjunto de distintas entidades como el Centro Nacional de Investigación Atmosférica (NCAR por sus siglas en inglés), la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA por sus siglas en inglés) representada por los Centros Nacionales de Investigación Nacional (NCEP por sus siglas en inglés) y el entonces Laboratorio

de Sistemas de Predicción (FSL por sus siglas en inglés), la entonces Agencia Meteorológica de la Fuerza Aérea (AFWA por sus siglas en inglés), el Laboratorio de Investigación Naval (NRL por sus siglas en inglés), la Administración Federal de Aviación (FAA por sus siglas en inglés) y la Universidad de Oklahoma (UCAR, 2018).

El modelo WRF utiliza un sistema de ecuaciones de Euler, es compresible y no hidrostático, refleja un código flexible, portátil y de vanguardia, el cual resulta eficiente en un rango amplio de entornos computacionales; desde computadoras portátiles hasta supercomputadoras conectadas masivamente en paralelo. Su código fuente puede ser manipulado de acuerdo al uso que desee implementarse. Además, la activa colaboración de la comunidad científica global mejora continuamente el espectro de sus opciones de física y dinámica (Skamarock *et al.*, 2008).

Desde su lanzamiento público en el año 2000, el modelo WRF se ha convertido en el modelo atmosférico más utilizado en el mundo. Sus aplicaciones son múltiples y abarcan el PNT en tiempo real, estudios y desarrollo de asimilación de datos, investigación de parametrizaciones físicas, simulaciones de clima regional, modelos de calidad del aire, acoplamiento océano-atmósfera y simulaciones idealizadas. Su predictibilidad de los sistemas terrestres puede ser utilizada desde la química del aire, la hidrología, incendios forestales, huracanes y hasta el clima regional (Powers *et al.*, 2017; Skamarock *et al.*, 2008).

Un diagrama que muestre el total de los componentes del sistema de modelado del WRF puede ser complejo, en la Fig. 2.2 se muestra un diagrama simplificado con los módulos más sobresalientes que lo componen y que pueden agruparse en dos paquetes principales.

El primer paquete es el *WRF Preprocessing System* (WPS), el cual consta de tres módulos independientes: *geogrid.exe*, *ungrib.exe* y *metgrid.exe*. Estos se encargan de procesar los datos de entrada para correr el modelo WRF.

En el módulo *geogrid.exe* se establece la configuración del dominio y los anidamientos a simular, su función es interpolar los datos geográficos estáticos a la malla de simulación. Este módulo puede modificarse en el archivo *namelist.wps*, y los datos terrestres que interpola por default en cada punto de malla además de la latitud y la longitud son: clasificación de suelos, categoría de uso de suelo, altura del terreno, temperatura media anual del suelo profundo, fracción de cobertura vegetal mensual, albedo mensual, nivel máximo de albedo en nieve y categorías de pendiente, etc.

El módulo *ungrib.exe* desempaqueta los datos meteorológicos de entra-

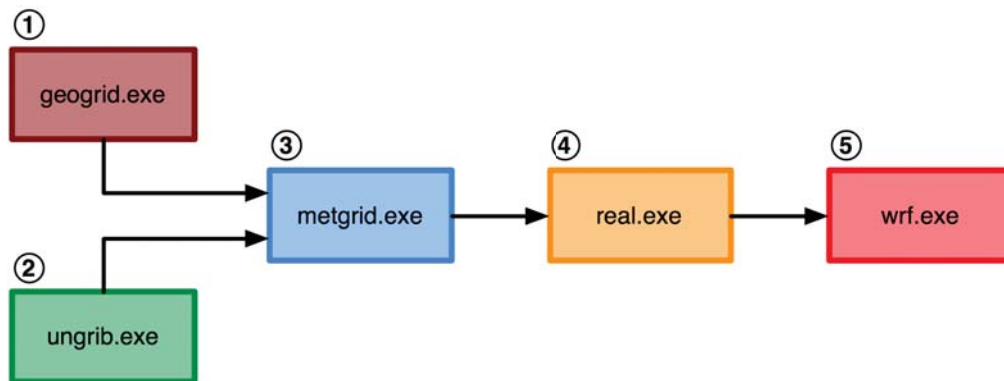


Figura 2.2: Diagrama de flujo simplificado del sistema de modelado del WRF. Fuente: UCAR (2013).

da que están en formato GRIB, para después volver a empaquetarlos en un formato intermedio que pueda ser leído por el módulo *metgrid.exe*. Esta decodificación sirve para generar campos meteorológicos que nos ayudarán a iniciar el modelo y que generalmente provienen de otros modelos regionales o globales, tales como el *North American Mesoscale Forecast System* (NAM) y el *Global Forecast System* (GFS).

Por último, el módulo *metgrid* interpola horizontalmente los datos meteorológicos extraídos por *ungrid* hacia los dominios previamente configurados en *geogrid*. Las salidas interpoladas serán después procesadas por el módulo *real.exe* (NCAR, 2017).

El segundo paquete es el *Advanced Research WRF* (ARW), el cual es un sistema de modelado que se encarga de resolver la dinámica atmosférica para simulaciones idealizadas y reales. Los módulos que lo componen son el *real.exe* y el *wrf.exe*.

El primer módulo interpola verticalmente los datos meteorológicos a cada coordenada del modelo, mientras que el segundo módulo se encarga de generar las simulaciones numéricas, es decir, de integrar las ecuaciones físicas del modelo.

Una vez que se tienen las salidas de las simulaciones que arroja el WRF el siguiente paso será el post-procesamiento de los datos generados, esto se realiza mediante algún programa que sea capaz de leer archivos en el formato *Network Common Data Form* (NetCDF) tales como *Ncview*, *Matrix Laboratory* (MATLAB), *Grid Analysis and Display System* (GrADS), etc. El propósito del post-procesamiento es graficar las simulaciones numéricas

(UCAR, 2014).

2.3.1. Información de cobertura y uso de suelo

El modelo WRF incorpora también dos clasificaciones de categorías de uso de suelo. La primera clasificación contiene 24 categorías del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS por sus siglas en inglés), basadas en imágenes satelitales del *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR). Estas imágenes tienen una resolución de 30s (aproximadamente 1km) y fueron tomadas en el período 1992-1993.

La segunda clasificación contiene 20 categorías obtenidas del sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) basadas en la clasificación elaborada por el Programa Internacional de la Geosfera y la Biosfera (IGBP por sus siglas en inglés), y que fueron tomadas a 1km de resolución con los satélites TERRA y AQUA de la NASA en el período 2001-2005.

A partir de la versión 3.8 el modelo WRF interpola por default las categorías de uso de suelo MODIS, pero si se desea que *geogrid* utilice la clasificación de la USGS basta con modificar la variable `geog_data_res`, la cual se encuentra en la sección `&geogrid` al interior del archivo `namelist.wps` (NCAR, 2017).

Además de los datos estáticos globales que se pueden descargar de la página del usuario WRF [<http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/>], es posible descargar nuevos conjuntos de datos estáticos para ser agregados al modelo.

El archivo de texto GEOGRID.TBL contiene la información para cada conjunto de datos que serán generados por *geogrid.exe*, ya que determina los campos que serán interpolados así como su ubicación en el sistema.

De tal manera que mediante la manipulación de este archivo pueden incluirse nuevos campos de interpolación como los serían categorías de uso de suelo adicionales. Lo que permite la creación de escenarios futuros, pasados o actuales que no se encuentren representados en las clasificaciones MODIS y USGS.

El modelo WRF tiene por default 24 categorías de uso de suelo divididas en dos clasificaciones, así como 16 categorías de suelo que forman parte de los datos estáticos del WPS. Una breve descripción de estas categorías puede consultarse en el anexo A.

2.3.1.1. Modelo Noah

El modelo de mesoescala WRF dispone de ocho sistemas de procesamiento para los datos superficiales, en el caso particular de esta investigación se hizo uso del Modelo de Superficie Terrestre Noah.

El uso de un modelo de superficie terrestre (*LSM* por sus siglas en inglés) es necesario al momento de tomar en cuenta las circulaciones de mesoescala que son forzadas por la variabilidad superficial en el albedo, la humedad, la temperatura del suelo, la nieve y los usos de suelo.

Los distintos modelos de superficie terrestre existen dentro de un amplio espectro de complejidad, y pueden ser usados como condiciones de frontera en los modelos atmosféricos.

Generalmente estos modelos superficiales pueden descomponerse en la parte física y en la parte de los parámetros. En la primera, se hace una aproximación a la realidad a través de un conjunto de ecuaciones basadas en la física.

Mientras que la segunda parte adapta estas aproximaciones físicas para que funcionen en superficies heterogéneas (suelo desnudo, vegetación, etc.). A medida que la física empleada se vuelve más compleja se presentarán también más parámetros.

Entre los procesos superficiales que estos modelos procesan se encuentra el presupuesto de energía global, ya que el tipo de superficie determina cómo es que esta energía se distribuye. También el ciclo del agua y el modo en que la superficie (océanos y continentes) aporta vapor de agua a la atmósfera; así como la evolución de la capa límite planetaria, entre otros.

De acuerdo a Chen (2007) un LSM debe proporcionar al menos cuatro cantidades al modelo atmosférico que se está empleando, las cuales se presentan a continuación:

- Flujo de calor sensible superficial Q_H
- Flujo de calor latente superficial Q_E
- Radiación de onda larga ascendente Q_{Lu}
 - Alternativa: Temperatura y emisividad superficial.
- Radiación de onda corta ascendente aQ_S
 - Alternativa: Albedo superficial, incluyendo el efecto de la nieve.

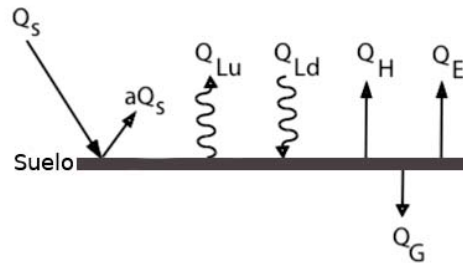


Figura 2.3: Flujos de energía que debe calcular un modelo de superficie terrestre. Modificada de Chen (2007).

La física del LSM Noah empleado en el modelo WRF contempla cuatro capas del suelo a diferente profundidad: 10, 30, 60 y 100cm de espesor (Fig. 2.4), considerando en total de 2m de profundidad. Además, es capaz de calcular la temperatura superficial, la temperatura de cada capa, la humedad total del suelo para cada capa, el contenido de agua de la vegetación, así como la profundidad de la nieve y su equivalente en agua.

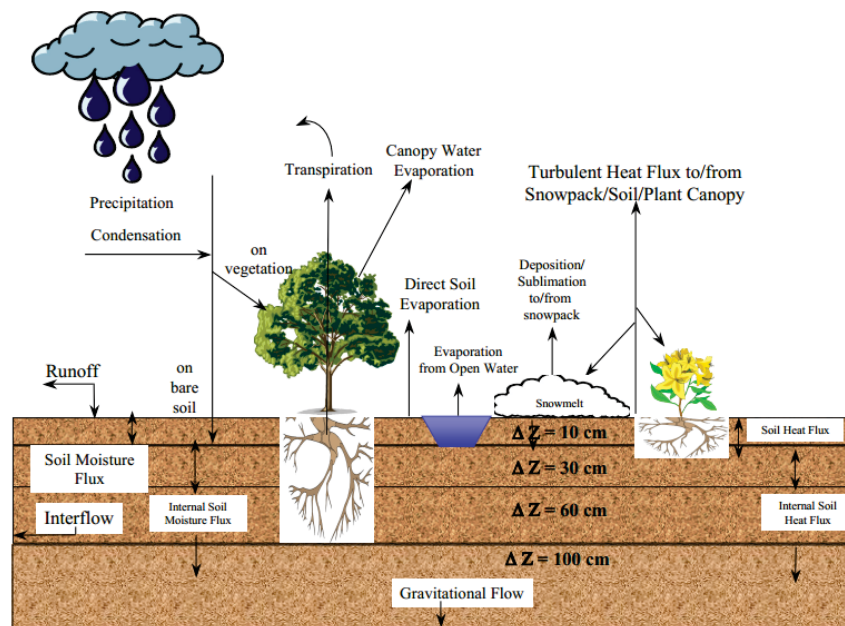


Figura 2.4: Diagrama simplificado del Modelo de Superficie Terrestre Noah que se utiliza en el modelo atmosférico WRF. Modificado de Chen (2007).

En la Fig. 2.4 se muestra una simplificación de los procesos biofísicos, hidrológicos y biogeoquímicos que interactúan con la superficie y la atmósfera a micro y mesoescala. Estos procesos que en la realidad son complejos son contemplados por el LSM Noah.

Algunas de las ecuaciones que utiliza este modelo para simular los procesos físicos superficiales son las siguientes:

-Humedad del suelo

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} + F_{\Theta} \quad (2.5)$$

La ecuación 2.5 se utiliza para estudiar el movimiento del agua en el suelo, y también es conocida como la ecuación de Richard. Las funciones D y F dependen de la textura del suelo y de la temperatura del suelo respectivamente. Por último, F_{Θ} representa las fuentes (lluvia) y los sumideros (evaporación).

-Temperatura del suelo

$$C(\Theta) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_t(\Theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (2.6)$$

La ecuación 2.6 también utiliza la textura y la humedad del suelo para definir las funciones C y K_t . Además, los valores arrojados por esta ecuación son utilizados para calcular el flujo de calor en el suelo.

-Presupuesto de agua superficial

$$dS = P - R - E \quad (2.7)$$

donde,

dS : cambio en el contenido de humedad del suelo

P : precipitación

R : escorrentía

E : evaporación

En la ecuación 2.7 ($P - R$) será igual a la infiltración, y la evaporación esta en función de la humedad del suelo, el tipo de vegetación, la densidad y profundidad de las raíces, así como de la cubierta de vegetación verde.

-Evaporación superficial

$$E = E_{dir} + Et + Ec + Esnow \quad (2.8)$$

donde,

E : evaporación superficial total de la vegetación y el suelo combinados

E_{dir} : evaporación directa desde el suelo

Et : transpiración desde el dosel de las plantas

Ec : evaporación de la precipitación interceptada por el dosel

$Esnow$: sublimación del contenido de nieve

El potencial evaporante está en función de la disponibilidad de una fuente de agua suficiente. La temperatura superficial, la temperatura del aire, la insolación y el viento son factores que también afectan este proceso.

2.3.1.2. Parámetros físicos

La mayoría de los parámetros físicos que utiliza el modelo NOAH son función del tipo de LULC empleado y sus valores se especifican en el archivo VEGPARM.TBL, a continuación se describen los principales parámetros de interés para esta investigación:

- **Albedo.** Es la fracción de energía solar (radiación de onda corta) reflejada por la superficie, por lo que es una medida de la reflectividad. El albedo es típicamente bajo en las ciudades debido a la cantidad de concreto, es todavía menor en los cuerpos de agua y muy grande sobre la nieve y superficies congeladas. Este parámetro tiene un gran impacto sobre el balance de energía superficial junto con la emisividad.
- **Longitud de rugosidad (Z0).** Esta asociada directamente a la rugosidad de las superficies e indica la altura a la cual la velocidad del viento es nula, en el modelo representa un parámetro empírico de acuerdo al tipo de cubierta presente.
- **Fracción de vegetación verde (SHDFAC).** Representa la fracción del área del sistema que se encuentra cubierta por vegetación verde, sus valores varían del 0.0 al 1.0
- **Profundidad de raíz (NROOT).** Indica el número de niveles verticales que las raíces alcanzan desde la superficie hacia el subsuelo.

- **Emisividad (EMISS)**. Es la efectividad de emitir energía en forma de radiación térmica que posee una superficie. En el caso de la Tierra esta energía es emitida en forma de longitudes de onda larga. Este parámetro se calcula en base a la Ley de Stephen-Boltzman.
- **Índice de área foliar (LAI)**. Es un número adimensional que representa la división aritmética del área de hojas de un tipo de vegetación sobre el área de suelo sobre el cual se encuentra. Este parámetro es utilizado en la ecuación 2.9 y en la función F1 (ec. 2.10) para calcular la resistencia del dosel y el estrés por radiación respectivamente.
- **Resistencia estomática (RS)**. Es la resistencia de los estomas a la pérdida de agua durante los intercambios gaseosos; a mayor cantidad de estomas mayor es la cantidad de agua perdida por transpiración y menor la resistencia estomática. Este valor se utiliza para calcular la resistencia del dosel en la ecuación 2.14.
- **Parámetro de radiación (RGL)**. Este parámetro también es utilizado por la función F1 (ec. 2.10) para determinar el estrés por radiación de la vegetación, e indica el límite menor de radiación necesario para iniciar la fotosíntesis/transpiración.
- **Parámetro de presión de vapor (HS)**. Este parámetro es considerado en la función F2 (ec.2.11) para determinar el déficit de presión de vapor.

La mayoría de estos parámetros son utilizados por el modelo NOAH para determinar la resistencia del dosel (R_C), cuyo valor nos indica la resistencia que tiene el flujo de vapor a través de la vegetación, es decir, entre mayor sea la resistencia menor será la transpiración y viceversa. A continuación, se muestra el modo en que el modelo estima este valor:

-Resistencia del dosel

$$R_C = \frac{R_{C,min}}{LAI(F_1 F_2 F_3 F_4)} \quad (2.9)$$

donde,

$R_{C,min}$: Resistencia del dosel mínima

LAI : Índice de área foliar

F_1 : Función de estrés por radiación

F_2 : Función del déficit de presión de vapor

F_3 : Función de contenido de humedad

F_4 : Función de la temperatura del aire

Los términos F_1 , F_2 , F_3 y F_4 son funciones ambientales que representan los efectos del estrés que sufren las plantas por radiación solar, humedad del aire, contenido de humedad en el suelo y la temperatura del aire respectivamente sobre R_C . Las ecuaciones que describen estas funciones son las siguientes:

$$F_1 = \frac{R_{C,min}/R_{C,max} + f}{1 + f} \quad (2.10)$$

$$\text{con } f = 0.55 \frac{R_g}{R_{gl}} \left(\frac{2}{LAI} \right)$$

$$F_2 = \frac{1}{1 + h_s[q_s(T_a) - q_a]} \quad (2.11)$$

$$F_3 = 1 - 0.0016(T_{ref} - T_a)^2 \quad (2.12)$$

$$F_4 = \sum_{i=1}^{NROOT} \frac{(\theta_i - \theta_{wilt})d_i}{(\theta_{ref} - \theta_{wilt})d_{tot}} \quad (2.13)$$

donde $R_{C,max}$ es la resistencia del dosel máxima, R_{gl} es el parámetro RGL, R_g es la radiación solar incidente, h_s es el parámetro HS, $q_s(T_a) - q_a$ representa el déficit de vapor de agua, T_{ref} es la temperatura óptima para la fotosíntesis, T_a es la temperatura del aire, θ_i es el contenido de humedad del suelo en el nivel i , θ_{wilt} es el punto de marchitez por humedad del suelo, θ_{ref} es la capacidad de humedad de suelo, d_i es el espesor del nivel i en el suelo, y d_{tot} es el espesor total de la profundidad de las raíces.

De acuerdo a Ball *et al.* (1987) la resistencia del dosel también puede representarse como:

$$R_C = \frac{R_s}{LAI} \quad (2.14)$$

2.3.2. Inicialización de la temperatura en superficie de un cuerpo de agua

La Temperatura Superficial de Mar (SST por sus siglas en inglés) es determinada por el programa *metgrid*, mediante la interpolación del campo SST definido en los archivos intermedios generados por *ungrib* (datos GRIB), hacia todos los puntos del dominio que estén definidos como cuerpos de agua. Este proceso se realiza tanto para los océanos como para los lagos.

Cuando el dominio de nuestro modelo contiene cuerpos lacustres cuyos valores SST no se encuentran en los datos GRIB, este parámetro será resuelto mediante la extrapolación de los datos SST de los cuerpos de agua más cercanos que sí se encuentren en estos datos.

Si los cuerpos de agua sin valores SST en los datos GRIB se ubican geográficamente distantes de aquellos que sí tienen el campo SST, los valores de temperatura extrapolados tenderán a ser irrealmente muy fríos o muy cálidos.

Este problema puede presentarse por la falta de datos de resolución fina que se le proporcionan a *metgrid*. Sin embargo, existe un procedimiento alternativo a la extrapolación que involucra la creación de datos SST para los lagos, evitando de este modo las temperaturas irreales.

Para esto es necesario el uso combinado de un conjunto de datos especiales de uso de suelo, capaz de distinguir entre lagos y océanos, así como la implementación de un nuevo campo que será utilizado como un *proxy* o indicador. De esta manera, el modelo WRF podrá identificar en dónde deberá usar el campo SST creado en lugar de los datos GRIB (Skamarock *et al.*, 2008).

Los pasos involucrados en este procedimiento se describen detalladamente en el siguiente capítulo.

Una vez que se han introducido los datos adecuados de SST dentro del preprocesamiento, el siguiente paso es modificar la configuración del paquete ARW para que pueda resolver el esquema de lagos, esto se hace mediante la activación de dos variables que afectan la física del modelo: *sf_lake_physics* y *use_lake_depth*.

La primera activa un modelo de lagos que forma parte del *Community Land Model* (CLM) en su versión 4.5, el cual es un modelo terrestre de climatología ecológica que examina los procesos físicos, químicos y biológicos por los cuales los ecosistemas terrestres afectan y son afectados por el clima.

El CLM 4.5 considera distintos ciclos de energía, agua, elementos químicos

y gases traza como importantes factores que determinan el clima.

Dentro de los submodelos que lo conforman se encuentran aquellos relacionados con el ciclo hidrológico, la biogeoquímica, la biofísica terrestre, etc. Estos componentes son capaces de representar diversos procesos específicos como la hidrología del suelo, transferencia de calor, flujos de calor latente y sensible, así como las temperaturas y flujos de los lagos, entre otros.

El modelo de lagos del CLM 4.5 utiliza distintas capas para representar las fracciones de nieve, agua, hielo, suelo y roca. Los cuerpos de agua están representados por las fracciones combinadas de agua y hielo, y cada capa del cuerpo de agua tiene una masa de agua fija que se obtiene del espesor nominal de cada capa y la densidad del líquido (Oleson y Lawrence, 2013).

Dentro de las propiedades superficiales que el modelo de lagos considera para resolver la física de estos cuerpos de agua se encuentra el albedo superficial (eq. 2.15), la superficie rugosa (eq. 2.16), la conservación de energía sobre el lago (eq. 2.17), el flujo de vapor de agua (eq. 2.18), entre otros.

$$a = \frac{0.5}{\cos z + 0.15} \quad (2.15)$$

donde,

z : es el ángulo del cenit

$$R_0 = \frac{Z_{0m}u}{v} \quad (2.16)$$

donde,

R_0 : número de Reynolds para la rugosidad de la capa superficial próxima a la atmósfera

Z_{0m} : longitud de rugosidad

v : viscosidad cinemática del aire

u : velocidad de fricción en la superficie próxima a la atmósfera

$$\beta \vec{S}_g - \vec{L}_g - H_g - \lambda E_g - G = 0 \quad (2.17)$$

donde,

\vec{S}_g : radiación solar absorbida por el lago

β : fracción absorbida en la superficie

\vec{L}_g : radiación de onda larga emitida desde la superficie

H_g : flujo de calor sensible

E_g : flujo de vapor de agua

G : flujo de calor del suelo

$$E_g = - \frac{\rho_{atm} \left(q_{atm} - q_{atm}^{T_g} \right)}{r_{aw}} \quad (2.18)$$

donde,

q_{atm} : humedad atmosférica específica

$q_{atm}^{T_g}$: humedad específica de saturación a la temperatura superficial del lago

r_{aw} : resistencia aerodinámica a la transferencia de vapor de agua

En cuanto a la solución de la temperatura de un lago el modelo utiliza un sistema unificado del suelo, la roca y el cuerpo de agua. La ecuación que gobierna este parámetro es la siguiente:

$$\vec{c}_v \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\tau \frac{\partial T}{\partial z} \right) - \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad (2.19)$$

donde,

\vec{c}_v : capacidad calorífica volumétrica

t : tiempo

T : temperatura

τ : conductividad térmica

ϕ : radiación solar que penetra a la profundidad z

La segunda variable (*use_lake_depth*) se encarga de modificar la profundidad de los cuerpos de agua, este parámetro es importante porque de él depende el espesor que el modelo le asigne a cada capa dentro del lago.

Por ejemplo, para un lago cuya profundidad sea distinta de 50m pero mayor a 1m, el modelo ajustara el espesor de la capa superficial a 10cm y las capas restantes mantendrán una proporción igual (Oleson y Lawrence, 2013).

La profundidad, el coeficiente de extinción y el *fetch* son características importantes que el modelo de lagos toma en cuenta al momento de resolver la física de estos cuerpos lacustres.

Tomar en consideración estos ajustes del modelo es necesario para poder desarrollar un mejor pronóstico del tiempo, ya que todos estos procesos están relacionados entre sí y evolucionan de manera conjunta.

En la presente investigación es particularmente importante el análisis térmico del lago, ya que la temperatura superficial de un cuerpo lacustre puede afectar otros parámetros superficiales dentro de una simulación, como la temperatura del aire o la precipitación (Mallard *et al.*, 2015).

Debido a lo anterior es importante corregir este tipo de errores que se presentan en las simulaciones con reducción de escala o "*downscaling*". Esto ocurre cuando se toma información conocida de escalas mayores para poder hacer predicciones a una escala local como se realizó en este trabajo.

2.3.3. El núcleo ARW

Por otra parte la física del modelo se centra en el solucionador de dinámica ARW, el cual integra las ecuaciones de Euler compresibles y no hidrostáticas que se adaptan para trabajar con flujos mediante el uso de variables con propiedades conservativas. Estas ecuaciones se formulan utilizando coordenadas verticales de presión hidrostática que siguen la forma del terreno y que se denotan de la siguiente manera:

$$\eta = \frac{(p_h - p_{ht})}{\mu} \quad (2.20)$$

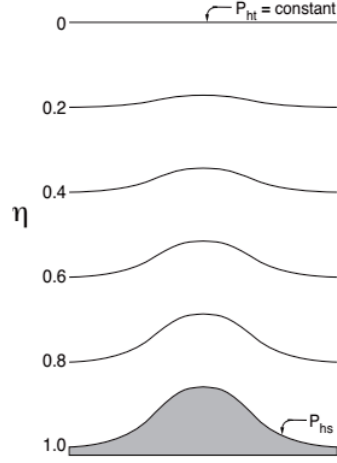
$$\text{donde } \mu = p_{hs} - p_{ht}$$

p_h es la componente hidrostática de la presión, mientras que p_{hs} y p_{ht} hacen referencia a los valores a lo largo de la superficie y límites superiores respectivamente. La definición de coordenada 2.20 comúnmente es denotada como la coordenada σ utilizada en la mayoría de los modelos atmosféricos hidrostáticos.

El valor de μ varía desde 1 en la superficie hasta 0 en la parte más alta del límite superior del dominio del modelo (ver Fig. 2.5). Esta coordenada vertical es llamada también la coordenada vertical de masa.

Mediante el uso de esta coordenada vertical se definen las variables necesarias para escribir las ecuaciones de Euler para flujos. Además, en las ecuaciones del ARW también aparecen las variables no conservativas $\phi = gz$ (la altura geopotencial), p (la presión) y $\alpha = \frac{1}{\rho}$ (la densidad inversa) (Skamarock *et al.*, 2008).

Las ecuaciones que el modelo WRF es capaz de resolver se pueden simplificar si se trata el flujo en coordenadas cartesianas y en ausencia del efecto

Figura 2.5: Coordenada σ ARW. Fuente: Skamarock *et al.* (2008).

Coriolis, con estas restricciones las ecuaciones lucen de la siguiente manera:

Ecuación de estado

$$p = \rho R_d T \quad (2.21)$$

Conservación de masa

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (2.22)$$

Conservación de energía

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + \frac{\partial U \Theta}{\partial x} + \frac{\partial V \Theta}{\partial y} + \frac{\partial W \Theta}{\partial z} = \rho Q \quad (2.23)$$

Conservación de momento

$$\frac{\partial U}{\partial t} + c_p \Theta \frac{\partial \pi}{\partial x} = -\frac{\partial U u}{\partial x} - \frac{\partial V u}{\partial y} - \frac{\partial W u}{\partial z} + F_x,$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + c_p \Theta \frac{\partial \pi}{\partial y} = -\frac{\partial U v}{\partial x} - \frac{\partial V v}{\partial y} - \frac{\partial W v}{\partial z} + F_y,$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} + c_p \Theta \frac{\partial \pi}{\partial z} + g \rho = -\frac{\partial U w}{\partial x} - \frac{\partial V w}{\partial y} - \frac{\partial W w}{\partial z} + F_z \quad (2.24)$$

Donde $U = \rho u$, $V = \rho v$, $W = \rho w$, $\Theta = \rho\theta$, siendo (u,v,w) las componentes de la velocidad en las direcciones (x,y,z) , θ la temperatura potencial y ρ la densidad del aire.

En la ecuación de estado también están presentes las variables de temperatura absoluta T y la función de Exner π , la cual es un importante parámetro en la modelación atmosférica y puede verse como una presión no-dimensional.

Mediante la expansión de estas ecuaciones (2.6-2.9) el modelo puede tomar en cuenta los siguientes efectos:

- La inclusión de la humedad.
- Cuatro proyecciones a la esfera.
- Efecto coriolis y condiciones de curvatura.
- Uso de variables de perturbación para reducir el error en el gradiente de presión horizontal, errores de redondeo en el gradiente de presión vertical y cálculos de flotabilidad.

El modelo también incluye diversas parametrizaciones físicas que a su vez contienen diferentes esquemas que podemos configurar de acuerdo a nuestro caso de estudio. Estas parametrizaciones incluyen la microfísica, la radiación de onda corta, la radiación de onda larga, la capa límite planetaria, la superficie terrestre y parametrizaciones de cumulus.

Actualmente se utilizan variantes de la versión 3 del modelo WRF; particularmente este trabajo se realizó con la versión 3.8 la cual fue liberada en 2016 e incluye mejoras en los esquemas físicos y químicos utilizados, así como otros ajustes de flujo y topografía (NCAR, 2017).

Las simulaciones con el modelo WRF generalmente se realizan con equipos de cómputo de alto desempeño, ya sea a través de una supercomputadora, o de un conjunto de varias computadoras de uso común conectadas entre si para trabajar como una única máquina (clúster).

Cuanto mayores sean nuestros recursos computacionales se tendrá una mayor capacidad de manejar simulaciones complejas y en paralelo. La implementación de clústers resulta útil no solo por el bajo costo del hardware comercial, sino porque al tener un sistema de rendimiento escalable la potencia puede ser aumentada agregando más nodos al servidor, lo que aumenta el rendimiento en las simulaciones con el modelo WRF.

Actualmente el modelo WRF es utilizado en el Centro de Ciencias de la Atmósfera (CCA) de la UNAM, en particular el grupo de Interacción Océano-Atmósfera (IOA) tiene implementado el pronóstico operativo a través de la versión 3.9 del WRF y sus productos se muestran en tiempo real en su página de internet [<http://grupo-ioa.atmosfera.unam.mx/pronosticos/>].

Los estudios de este grupo están dirigidos hacia la modelación numérica, la circulación costera, el clima y la interacción océano-atmósfera. Además, tienen a su cargo la generación diaria del pronóstico meteorológico y de oleaje para la República Mexicana y el centro de México (IOA, 2018).

2.4. Cambio de cobertura y uso de suelo

Desde hace miles de años el ser humano ha sido un agente de cambio ambiental, modificando su entorno a través de las múltiples actividades que ejerce para subsistir.

Esto ha ocasionado un cambio a nivel global que se ha visto incrementado durante los últimos siglos debido a factores como la migración, el constante y rápido crecimiento de la población humana, así como por las aceleradas actividades socioeconómicas que lleva a cabo. A pesar de que todas las formas de vida modifican su ambiente, los grandes avances tecnológicos han magnificado el alcance y la naturaleza de los efectos humanos, hasta el punto de no existir actualmente superficie terrestre que este libre de la influencia humana (Vitousek *et al.*, 1997).

Estos cambios afectan el ambiente en múltiples escalas ya sea a nivel local, regional o global, e incluso en algunos aspectos son capaces de equiparar los cambios producidos por procesos naturales. Desde la revolución industrial las actividades humanas han crecido hasta convertirse en una importante fuerza geológica y morfológica (Crutzen, 2002).

La alteración más grande que sufre el sistema Tierra es la modificación de la superficie terrestre para obtener bienes y servicios, alterando la estructura y funcionamiento de los ecosistemas, lo que a su vez modifica la interacción que tienen estos con la atmósfera, con los sistemas acuáticos y con la tierra circundante (Vitousek *et al.*, 1997). Además, como puede verse en la Fig. 2.6, la transformación de la tierra interactúa fuertemente con otros componentes del cambio ambiental global.

Estos cambios de cobertura y uso de suelo (LULC por sus siglas en inglés, *Land Use/ Land Cover*) juegan un papel importante en el sistema Tierra,

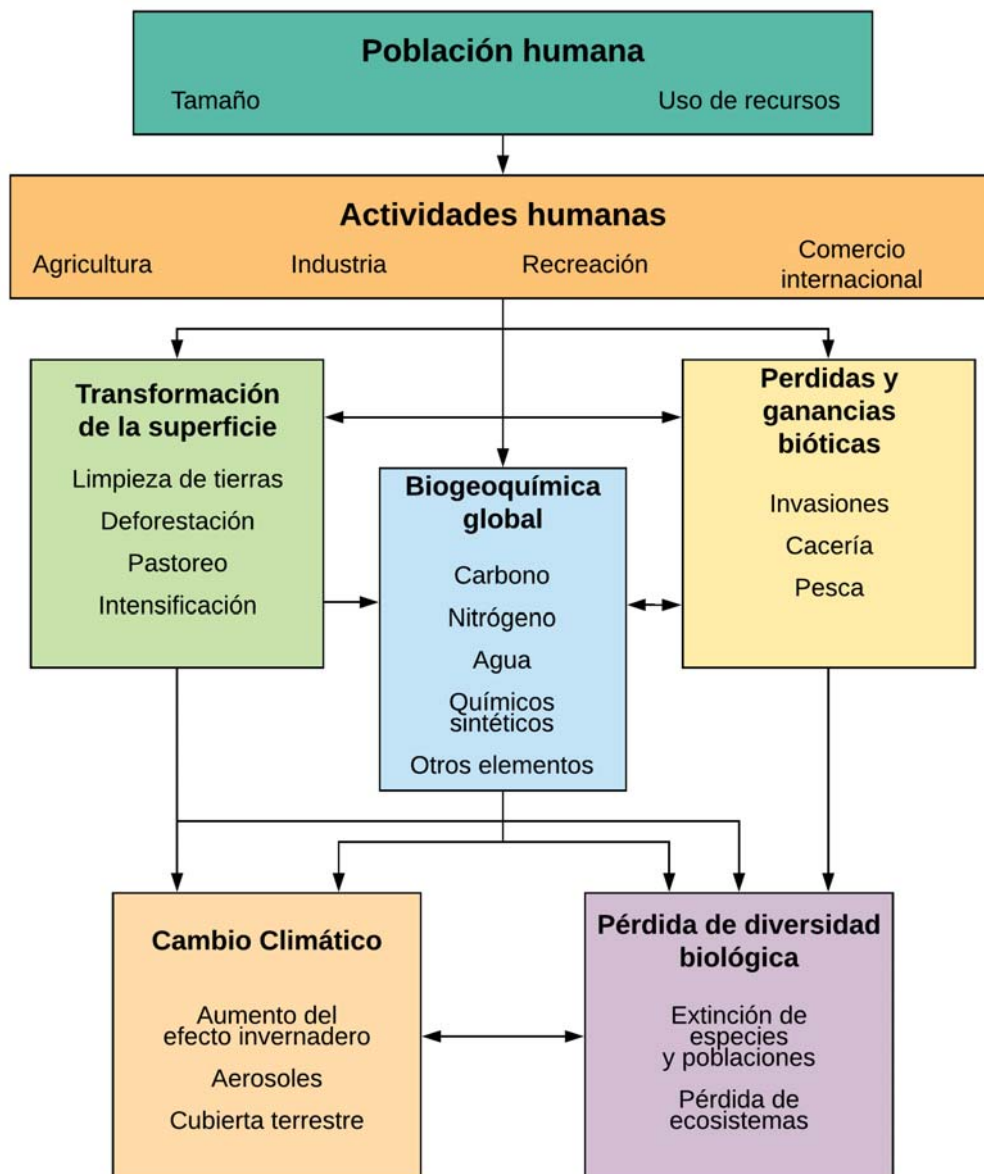


Figura 2.6: Modelo conceptual de los efectos directos e indirectos que tiene el hombre sobre el sistema Tierra. Modificado de Vitousek *et al.* (1997).

afectando el clima, el ciclo hidrológico, los recursos acuáticos, los suelos y la biota. Particularmente, en el sistema climático los cambios de LULC pueden afectar tanto o más que los cambios en la concentración de dióxido de carbono (CO_2).

Un estudio en 2012 demostró que el impacto de los cambios en la cobertura de suelo sobre los índices de temperatura extrema fueron iguales a los impactos de duplicar el CO_2 (Avila *et al.*, 2012, citado por Mahmood *et al.*, 2014). Sin embargo, en algunas regiones los cambios de LULC pueden potenciar o amortiguar los efectos del incremento de CO_2 , por lo que estimar los cambios futuros en las temperaturas extremas u otras métricas climáticas no deben explicarse solo por el aumento de CO_2 (Mahmood *et al.*, 2014).

Las tendencias de temperatura actuales resultan de dos factores, el natural y el antropogénico, siendo la emisión de gases de efecto invernadero y los cambios de LULC las dos actividades humanas más importantes. Sin embargo, diferenciar el efecto que causan ambos factores es sumamente complicado, ya que los dos tienden a incrementar la temperatura media de la superficie terrestre (Kalnay y Cai, 2003).

Los cambios de LULC involucran diferentes transformaciones en la superficie de la tierra como las siguientes: bosques a sistemas de agricultura, reforestación de antiguas áreas agrícolas, aforestación, pastizales a agricultura de riego, áreas rurales a urbanas y áreas suburbanas a urbanas. Transformaciones que influyen en las tendencias de temperatura de la atmósfera convirtiendo al cambio de LULC en un forzante climático.

Actualmente existen varios modelos computacionales que toman en cuenta los cambios de LULC y su impacto en el clima, no obstante, estos modelos deben ser mejorados continuamente para asegurar una adecuada representación de procesos complejos, como las reacciones biogeoquímicas o de retroalimentación asociados a cambios espaciales y temporales (Mahmood *et al.*, 2010).

Los datos de cobertura y uso de suelo pueden ser utilizados para el modelado meteorológico, de emisiones y de calidad de aire. Dentro de la modelación meteorológica los procesos de intercambio que ocurren en la superficie terrestre están basados en las categorías de cobertura de suelo dentro de cada punto de malla del modelo (Xiu y Pleim, 2001, citado por Ran *et al.*, 2010).

Los modelos atmosféricos existentes pueden utilizar datos observacionales o de reanálisis para estudiar los impactos generados por los cambios de LULC, estos datos de reanálisis pueden ser regionales o globales y resultan sumamente útiles ya que son sensibles a las observaciones superficiales so-

bre tierra, además, utilizar datos de alta resolución nos ayuda a estudiar los impactos a nivel local y regional (Kalnay y Cai, 2003; Fall *et al.*, 2009)

Respecto a los modelos meteorológicos de mesoescala las parametrizaciones de los procesos de la superficie terrestre son muy importantes, su correcta implementación describirá adecuadamente los procesos físicos involucrados y el modelo proporcionará información más fiable de la dinámica atmosférica (Xiu y Pleim, 2001). La física involucrada en estos procesos de transformación de la superficie terrestre incluye la alteración de los flujos de radiación infrarroja, calor latente y sensible, el movimiento de agua entre el subsuelo y la atmósfera y el intercambio de momento entre la superficie y la atmósfera (Mahmood *et al.*, 2014).

El estudio de los cambios de LULC resulta crucial al momento de entender los cambios ambientales globales. Sin embargo, comprender estos procesos es una tarea difícil, ya que requiere de la integración de sus causas sociales, económicas y culturales con la evaluación del impacto biofísico y sus consecuencias. Además, su adecuado estudio requiere detectarlos con precisión, a escalas apropiadas y de manera oportuna para entender mejor sus impactos en el clima y realizar mejores predicciones del clima futuro (Vitousek *et al.*, 1997; Mahmood *et al.*, 2010)

2.5. Balance radiativo

La radiación solar representa la principal fuente de energía de la Tierra, dado que induce procesos de intercambio energético en la atmósfera y actúa como el principal regulador del clima global.

Este flujo de radiación llega al planeta en diferentes regiones espectrales dependientes de la longitud de onda; las principales son la ultravioleta, la visible y la infrarroja. Conforme esta radiación atraviesa la atmósfera hasta llegar a la superficie terrestre interactúa con distintas partículas que la atenúan mediante procesos de absorción y dispersión. Las regiones del espectro correspondientes al ultravioleta y al infrarrojo son las más afectadas, mientras que la región del espectro visible atraviesa la atmósfera casi en su totalidad.

En la Fig. 2.7 se muestra el espectro de radiación solar que incide en nuestro planeta. La luz ultravioleta tiene una longitud de onda corta y es principalmente retenida en la atmósfera mediante reacciones de disociación y absorción molecular, lo que a su vez genera moléculas de ozono (O_3). La luz

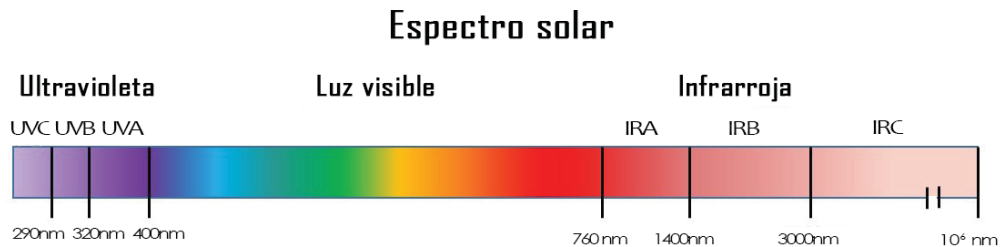


Figura 2.7: Esquema de la composición del espectro de radiación solar que llega a la Tierra y sus diferentes longitudes de onda en nanómetros (nm). El 6.8% del espectro que alcanza la Tierra corresponde a radiación Ultravioleta, el 38.9% a radiación visible y el 54.3% a radiación Infrarroja. Modificada de Atlas Of Science (2016).

visible es la región del espectro electromagnético que podemos ver y es prácticamente transparente para la atmósfera. Por último, la luz infrarroja tiene una longitud de onda larga y es en gran medida absorbida por la atmósfera, lo que genera un aumento de su temperatura y ocasiona el llamado efecto invernadero (CCA, 2014).

La radiación solar que no es absorbida o reflejada hacia el espacio exterior por los gases, aerosoles y nubes en la atmósfera, llega a la superficie terrestre e interactúa con los demás componentes del sistema Tierra (hidrósfera, biosfera y tierra sólida).

La energía solar recibida se puede medir mediante la irradiancia, que estima la cantidad de radiación electromagnética por unidad de área de forma instantánea y cuya unidad es el Watt por metro cuadrado (W/m^2), siendo un Watt igual a un Joule por segundo (Inzunza, 2012).

En la Fig. 2.8 se muestra un esquema simplificado del balance de energía de nuestro planeta. Se puede observar que el sol proporciona la radiación total entrante con un promedio de $341 W/m^2$, de esta energía alrededor del 50% llega a la superficie terrestre.

Una vez que la radiación de onda corta es absorbida por la superficie de la Tierra será reemitida de regreso hacia el espacio exterior, pero esta vez en forma de radiación de onda larga, es decir, como radiación infrarroja o energía térmica.

Esta energía saliente de $396 W/m^2$ volverá a interactuar durante su trayecto con los distintos componentes de la atmósfera. Por lo que una fracción será absorbida por los gases de efecto invernadero, otra porción será reflejada de nuevo hacia la superficie terrestre, mientras que el resto saldrá del planeta.

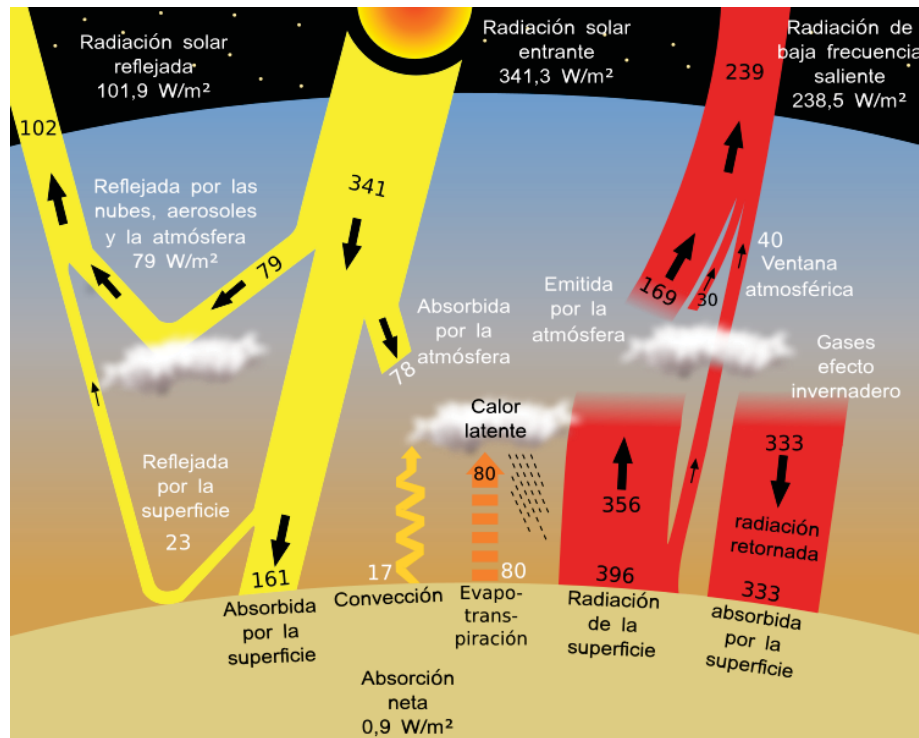


Figura 2.8: Esquema del balance radiativo basado en el modelo de Kiehl y Trenberth (1997) sobre el presupuesto de energía media global anual (W/m^2). Fuente: NASA (2009).

La radiación total saliente de la Tierra es igual a la suma de la radiación solar reflejada (albedo), y a la radiación de longitud de onda larga emitida por la Tierra (emisividad) hacia el espacio exterior.

De este modo, el presupuesto de energía terrestre estará determinado por la diferencia entre las entradas y las salidas de las longitudes de onda corta y de onda larga.

A esta diferencia se le conoce como radiación neta y representa el equilibrio entre la energía absorbida, reflejada y emitida por la superficie terrestre.

La radiación neta es fundamental en la climatología de las capas bajas de la atmósfera, ya que es la energía disponible que será utilizada en distintos procesos físicos, biológicos y dinámicos de la Tierra como el calentamiento superficial, la fotosíntesis o la evapotranspiración (García *et al.*, 2014).

2.5.1. Flujos de energía

Ya que la Tierra tiene una temperatura media constante en el tiempo podemos decir que existe un balance entre la cantidad de radiación solar entrante y la radiación terrestre saliente (Inzunza, 2012).

Este balance de radiación entrante y saliente de la Tierra puede describirse a partir de los distintos flujos energéticos que se dan entre el espacio, la atmósfera y la superficie terrestre.

Las diferentes rutas que atraviesa esta energía determinan las condiciones del clima de nuestro planeta, mientras que la composición atmosférica y las características del terreno determinan cómo se distribuye la temperatura en la superficie terrestre.

Como se indicó en la sección 2.4 los cambios de LULC pueden generar alteraciones en la humedad, calor, flujos de momento e incidir en el intercambio de CO_2 . Estas alteraciones pueden ocasionar a su vez modificaciones en el albedo terrestre lo que representa un cambio en el balance de la energía superficial del planeta (Mahmood *et al.*, 2014).

Según Oke (1987) la ecuación de balance radiativo puede escribirse como la ecuación 2.25, mientras que el balance energético puede expresarse mediante la suma de distintos flujos como se muestra en la ecuación 2.26.

$$Q^* = K^* + L^* \quad (2.25)$$

donde,

Q^* : radiación de onda total,

K^* : radiación de onda corta neta,

L^* : radiación de onda larga neta.

$$Q^* = Q_E + Q_H + Q_G \quad (2.26)$$

donde Q_E , Q_H y Q_G representan los flujos de energía latente, sensible y del suelo respectivamente.

En las superficies terrestres con alto contenido de humedad en el suelo la mayor parte de la energía disponible se reparte en flujo latente en lugar de flujo sensible.

Un alto flujo de energía latente esta relacionado con una alta evapotranspiración, y generalmente conduce a una disminución de la temperatura y al incremento de la humedad atmosférica, la convección y el desarrollo de nubes. Por el contrario, sobre áreas áridas o semiáridas, el flujo de energía sensible

asociado al calentamiento de la atmósfera y de la superficie terrestre es el que domina la partición de energía (Loveland *et al.*, 2012).

Los patrones estacionales como las temporadas húmeda y seca pueden modificar la forma en que los cambios de LULC interactúan con estos flujos y por tanto con el sistema climático.

Los cambios de LULC puede generar impactos biogeofísicos y biogeoquímicos en el clima, siendo los mecanismos biogeofísicos los que alteran el balance de radiación, la partición de energía, y los intercambios de energía, masa y momento entre la superficie terrestre y la atmósfera (Loveland *et al.*, 2012).

Un estudio de Zeng y Neelin (1999) señala que las variaciones en el albedo superficial pueden afectar los presupuestos de energía y agua mediante cambios en la evaporación, la convergencia de humedad y la cubierta nubosa. Estos procesos a su vez generarán cambios en los patrones de precipitación en respuesta a la variación del albedo.

De hecho, la rugosidad es otro parámetro superficial importante que también puede afectar al albedo, el flujo de calor sensible y la aerodinámica, modificando a su vez la dirección del viento cerca de la superficie (Mahmood *et al.*, 2010; Zeng y Neelin, 1999).

De estas conexiones se desprende una importante relación que existe entre la radiación, la temperatura y la humedad. Por ello, entender los efectos que tienen los cambios de LULC en los flujos de energía del sistema climático requiere considerar los balances de equilibrio neto radiativo (ec. 2.27) así como de equilibrio de humedad (ec. 2.28).

$$R_N = Q_G + H + L(E + T) \quad (2.27)$$

$$P = E + T + RO + I \quad (2.28)$$

donde R_N representa los flujos de radiación neta; Q_G es el flujo de calor del suelo; H es el flujo de calor sensible turbulento; $L(E + T)$ es el flujo de calor latente turbulento, siendo L el calor latente de vaporización, E la evaporación (este término representa la conversión de agua líquida a vapor de agua mediante procesos no biofísicos) y T la transpiración (que representa el cambio de fase a vapor de agua por procesos biológicos); además, RO es la escorrentía e I es la infiltración (Pielke, 2001).

A su vez, los cambios en los presupuestos de energía y de humedad pueden alterar los presupuestos de nitrógeno y de carbono. El Balance de carbono

esta asociado a los procesos de emisión y captura de CO_2 tanto de origen natural como antropogénico, mientras que el Balance de nitrógeno esta ligado a la cantidad de compuestos nitrogenados que afectan parámetros como la biomasa, el índice de área foliar y la fotosíntesis. De manera que estos cuatro balances están fuertemente acoplados entre sí (Mahmood *et al.*, 2014).

Para el presente trabajo son más importantes los balances de las ecuaciones 2.27 y 2.28, que además son dependientes entre sí. Por ejemplo, la reducción en E y T en la ecuación 2.28 puede incrementar Q_G y/o H , siempre y cuando R_N no cambie. Esto ocurre cuando con la deforestación de un área boscosa, cuyo efecto será que la cantidad de escorrentía aumente (Mahmood *et al.*, 2014).

Otro modo de ver el balance energético de la ecuación 2.27 es el propuesto por Wilson *et al.* (2002), quien lo define como un balance energético basado en la primer ley de la termodinámica, donde la suma de los flujos de calor latente y sensible será equivalente a todas las demás fuentes y sumideros de energía (eq. 2.29).

$$LE + LH = R_N - G - S - Q \quad (2.29)$$

Donde LE es el calor sensible, LH el calor latente y G el calor en el suelo, además, la ecuación contiene dos términos nuevos. Por un lado encontramos S que representa el calor almacenado en el dosel: este término incluye el calor almacenado por la biomasa sobre el suelo, el almacenado por la planta y el calor almacenado en el aire de los espacios del dosel.

El segundo término nuevo es Q , que representa la suma de todas las fuentes y sumideros de energía adicionales. Entre los cuales podemos encontrar flujos de divergencia vertical, advección horizontal, fotosíntesis y bombeo de agua (Oncley *et al.*, 2007, citado por Xiao *et al.*, 2012).

De acuerdo a Zhao (2013) estos términos (S y Q) presentan valores pequeños cuando analizamos el aire que existe en el espacio aéreo de la hierba corta y del pasto, por lo que ambos pueden ser despreciados.

En esta investigación se trabajará principalmente con el uso de suelo de tipo pastizal, por lo que la fórmula del balance de energía superficial utilizada será la presentada en la siguiente ecuación:

$$R_N = LE + LH + G \quad (2.30)$$

Cualquier cambio en la superficie terrestre que altere algún parámetro en la ecuación 2.30 tiene el potencial de afectar directamente los flujos de

energía y por tanto el clima.

De hecho, la disminución del albedo incrementa R_N y permite que haya una mayor cantidad de energía disponible para LE , LH y G . Por lo que las perturbaciones en la termodinámica local producto de la alteración del albedo pueden estar relacionadas incluso con fenómenos como la formación de nubes convectivas (Zeng y Neelin, 1999; Mahmood *et al.*, 2014).

Por último, cabe resaltar que el uso de la información adecuada de cobertura del suelo es fundamental para entender la dinámica climática del planeta así como sus flujos de energía. Según Cao *et al.* (2015) las simulaciones con las propiedades correctas de la superficie terrestre pueden mejorar el desempeño del modelo WRF.

2.5.1.1. Evapotranspiración

La evapotranspiración (ET) hace referencia a la combinación de dos procesos: la evaporación y la transpiración.

El primero es un proceso físico que involucra la conversión de agua en estado líquido a vapor de agua y que es liberado hacia la atmósfera. Esta evaporación del agua hacia la atmósfera ocurre desde la superficie de los ríos, lagos, suelos y vegetación (Royal y Harmsen, 2013).

Por otro lado, la transpiración es un proceso físico que involucra la actividad biológica, en donde el flujo de agua hacia la atmósfera inicia desde el suelo, y por medio de las raíces llega al tronco, las ramas y la superficie de las hojas, liberándose a través de los estomas.

Este movimiento de agua que se da mediante el metabolismo de las plantas es impulsado por un gradiente de energía entre el agua del suelo y la superficie evaporativa de los estomas, lo que genera el transporte del líquido a través de las plantas hasta ser liberado como vapor de agua por los estomas de las hojas.

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 en la oscuridad, mientras permanecen abiertos la tasa de transpiración esta determinada por los mismo factores que controlan la evaporación.

Toda el agua que se encuentra en la superficie terrestre es propicia a sufrir el proceso de evaporación, y la capacidad de admitir vapor de agua por parte de la atmósfera también conocida como poder evaporante de la atmósfera, es esencial para que se lleve a cabo (Diez, 2017).

Las moléculas de vapor que se desprenden desde la superficie de un cuerpo de agua generan una tensión de vapor o presión de vapor de agua.

De acuerdo a la ley de Dalton (ecuación 2.31) la evaporación es proporcional a la diferencia entre la tensión de saturación de vapor a la temperatura del agua (e_s) y la tensión de vapor real de la atmósfera en ese instante (P_v), e inversamente proporcional a la presión atmosférica total.

$$E = k * (e_s - P_v) \quad (2.31)$$

Donde $e_s - P_v$ se define como el déficit higrométrico. Cuando este valor es nulo se alcanza el equilibrio o saturación de vapor de agua en la atmósfera.

La cantidad total de vapor de agua contenida en el aire en un momento determinado se conoce como humedad relativa. Este valor es la relación entre la cantidad de vapor de agua que contiene una masa de aire y la máxima que podría contener. La humedad relativa puede expresarse en porcentaje como se muestra en la ecuación 2.32.

$$\epsilon(\%) = (P_v/e_s) * 100 \quad (2.32)$$

También podemos hablar de la cantidad de humedad que contiene el aire por unidad de volumen o por unidad de masa. En el primer caso estaríamos refiriéndonos a la humedad absoluta, que es la cantidad de vapor de agua en Kg que se encuentra por unidad de volumen de aire en m^3 .

En tanto la humedad específica es la cantidad de vapor de agua en Kg que se encuentra contenida en el aire, pero a diferencia de la humedad absoluta la parcela de aire será medida también en Kg .

Dentro de las condiciones ambientales que mantienen una influencia sobre la tasa de evaporación además de la presión de vapor, se encuentran la temperatura tanto del aire como del cuerpo de agua, la rugosidad del terreno, la velocidad del viento, entre otras.

Por su parte, la temperatura esta inversamente relacionada con la humedad relativa, ya que la tensión de saturación aumenta con forme lo hace la temperatura. De este modo un incremento en la temperatura del aire aumenta el poder evaporante de la atmósfera (Rivera, 2005).

Además, la rugosidad del terreno y la velocidad del viento pueden incrementar los procesos turbulentos si sus valores son altos, esto se verá reflejado tanto en el incremento de la evaporación como en la renovación de las masas de aire que reciben el vapor de agua.

Hay que tener en cuenta que el viento puede tener un efecto negativo o positivo sobre la tasa de evaporación, esto estará sujeto a la cantidad de vapor de agua que contengan las nuevas masas de aire desplazada, ya que pueden estar o no saturadas.

De acuerdo a Duarte y Díaz (2003) la tasa de evaporación aumenta conforme lo hace la velocidad del viento. Sin embargo se deben tener en cuenta los siguientes efectos:

- La introducción de una masa fría en una zona donde hay evaporación ocasionará que esta disminuya.
- La velocidad excesiva del viento puede llegar a impedir la evaporación, interrumpiendo el flujo de vapor.
- La presión atmosférica incide en forma inversa a la evaporación, por lo tanto, si aumenta la presión atmosférica la evaporación disminuye.
- A mayor altitud decrece la evaporación. A pesar de haber menor presión atmosférica la evaporación disminuye debido a las menores temperaturas del aire.

Además, existen otros factores externos que pueden influenciar la magnitud de evaporación de un cuerpo lacustre, como lo son su extensión y su profundidad, entre más grande sea un lago su facilidad para evaporar será mayor. Mientras que en cuerpos de agua pequeños las propiedades del terreno y las condiciones meteorológicas serán dominantes (Diez, 2017).

Por último, cabe resaltar que la radiación solar es el factor más importante que determina la evapotranspiración, ya que la energía incidente sobre la superficie de un lago incrementa la temperatura de las moléculas de agua en superficie. Sin embargo, esta energía no es utilizada en su totalidad para evaporar estas moléculas, una parte será destinada para incrementar la temperatura de las capas profundas del lago propiciando un almacenaje de calor.

De hecho, en épocas calurosas como en el verano la tasa de evaporación no aumenta en cuerpos lacustres profundos, debido a que las masas de agua actúan como acumuladores de calor, ocasionando una tasa de evaporación menor de la que correspondería por insolación (Rivera, 2005).

Capítulo 3

Marco metodológico

El surgimiento de El Nuevo Lago de Chalco bajo el contexto de la crisis hídrica actual resulta de gran importancia, pues no solamente representa una oportunidad para implementar una gestión sustentable del recurso hídrico, sino también es útil para seguir estudiando y comprendiendo el impacto de los procesos de cambio de cobertura y uso de suelo en el centro del país.

Como es sabido las transformaciones de la superficie terrestre pueden afectar diversos componentes climáticos y entender los mecanismos a partir de los cuáles un cuerpo lacustre modifica los flujos de energía, así como los impactos asociados a estos cambios, es fundamental para establecer una relación benéfica y equilibrada entre las actividades humanas y el medio ambiente.

Por tal motivo, realizar un análisis cuantitativo de los impactos meteorológicos producidos por El Nuevo Lago de Chalco es necesario con el fin de complementar las investigaciones alrededor de este nuevo cuerpo de agua, como las de Hernández (2019) y Robles (2018).

De esta manera con el uso del modelo WRF estudiaremos el comportamiento de las variables meteorológicas asociadas a este nuevo cuerpo de agua.

3.1. Área de estudio

La Cuenca de México es una unidad geográfica localizada en la región meridional del altiplano central de nuestro país (Fig. 3.1), asentada sobre una planicie aluvial que antiguamente fue un sistema de lagos. Tiene una

altitud promedio de 2,240m sobre el nivel del mar y su área integra parte de cinco entidades federativas: el estado de México (4,800km²), la Ciudad de México (1,320km²), Hidalgo (2,540km²), Tlaxcala (840km²) y Puebla (100km²), alcanzando una extensión aproximada de 9,600km² (Gutiérrez *et al.*, 2005).

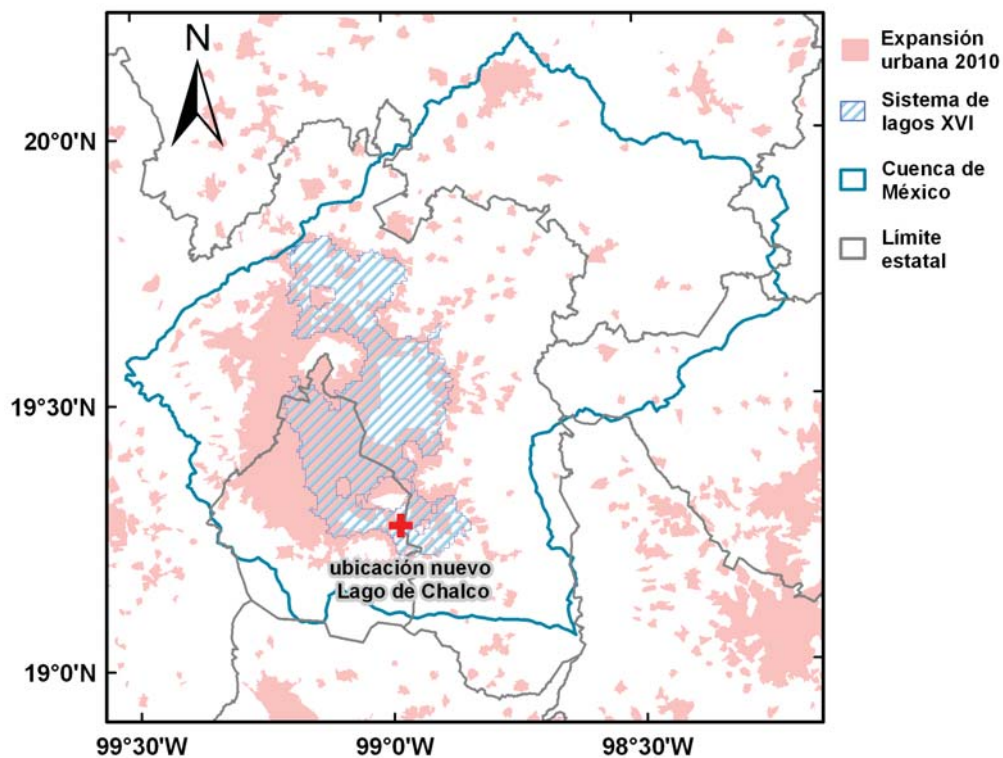


Figura 3.1: Área de estudio. Se muestra el contorno en color azul de la Cuenca de México que abarca el área de cinco estados, el área aproximada superficial de lo que formaba el antiguo sistema de lagos en el siglo XVI propuesto por Ruiz-Angulo y López-Espinoza (2015), la mancha urbana de 2010 en color rosa y la ubicación del Nuevo Lago de Chalco dentro de la subcuenca de Chalco.

Geográficamente está ubicada entre los meridianos 98°15' – 99°30' y los paralelos 19°00' – 20°15', formando parte de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) que corre del Océano Pacífico hasta el Golfo de México y tiene una extensión de 1000km (Ferrari *et al.*, 2012). Hidrológicamente es de carácter endorréico, ya que su drenaje se encuentra limitado por grandes montañas volcánicas que la rodean e impiden la presencia de una salida fluvial hacia

el océano. A nivel local la Cuenca esta confinada al sur por la Sierra de Chichinautzin, al oriente por la Sierra Nevada, al poniente por la Sierra de las Cruces y al norte por la Sierra de Pachuca y el Campo Volcánico Apan-Tezontepe (Arce *et al.*, 2015).

A finales del Eoceno la intensa actividad volcánica y la presencia de un margen convergente dieron origen a la Cuenca de México. A estos eventos le sucedieron diversos escenarios de vulcanismo y tectonismo, siendo los más importantes los ocurridos en los últimos $25Ma$, periodo en el que surgieron las estructuras montañosas que actualmente conforman la Cuenca (De la Lanza-Espino y García-Calderón, 2002).

Hacia finales del Plioceno grandes efusiones de basalto dieron origen a la Sierra de Chichinautzin, lo que ocasiono el cierre del antiguo Valle de México y la interrupción de las corrientes que drenaban hacia el río Balsas, favoreciendo la acumulación de cuerpos de agua al interior de la Cuenca (López y Tentle, 2012).

Al sureste de la Cuenca de México se localiza la subcuenca de Chalco, que tiene un área aproximada de $1,100km^2$; de los cuales $240km^2$ corresponden a la planicie lacustre. Se encuentra limitada al norte por la Sierra de Santa Catarina, al este por la Sierra Nevada, al sur por la Sierra de Chichinautzin y al oeste por el cerro de la Estrella y el volcán Teuhtli (Ortega *et al.*, 2015).

Al interior de esta subcuenca se encuentra El Nuevo Lago de Chalco (Fig. 3.2). Un pequeño cuerpo de agua permanente en forma de “C” invertida es lo que queda de lo que fuera una gran lago en el siglo XVI, alcanzando actualmente una extensión superficial de poco más de $5km^2$.

El clima de la zona se caracteriza por ser templado subhúmedo, con temperaturas anuales que tienen una media de 16 a 18 °C con una temporada de lluvias de junio a octubre, y una temporada de secas que se extiende de noviembre a mayo (García, 1973; Arriaga *et al.*, 2000). La precipitación anual varía de 1,200 a 2,000 *mm* anuales (Ayala-Pérez *et al.*, 2013).

El lago se encuentra dividido horizontalmente por la calzada Tlahuac-Chalco y verticalmente por un camino de terracería que cae sobre el límite estatal, dividiéndolo en cuatro regiones. La composición del agua esta dada principalmente por la presencia de fitoplancton, sedimentos suspendidos, materia orgánica y sustancia amarilla que varían en tiempo y espacio (Salmerón-García, 2010).

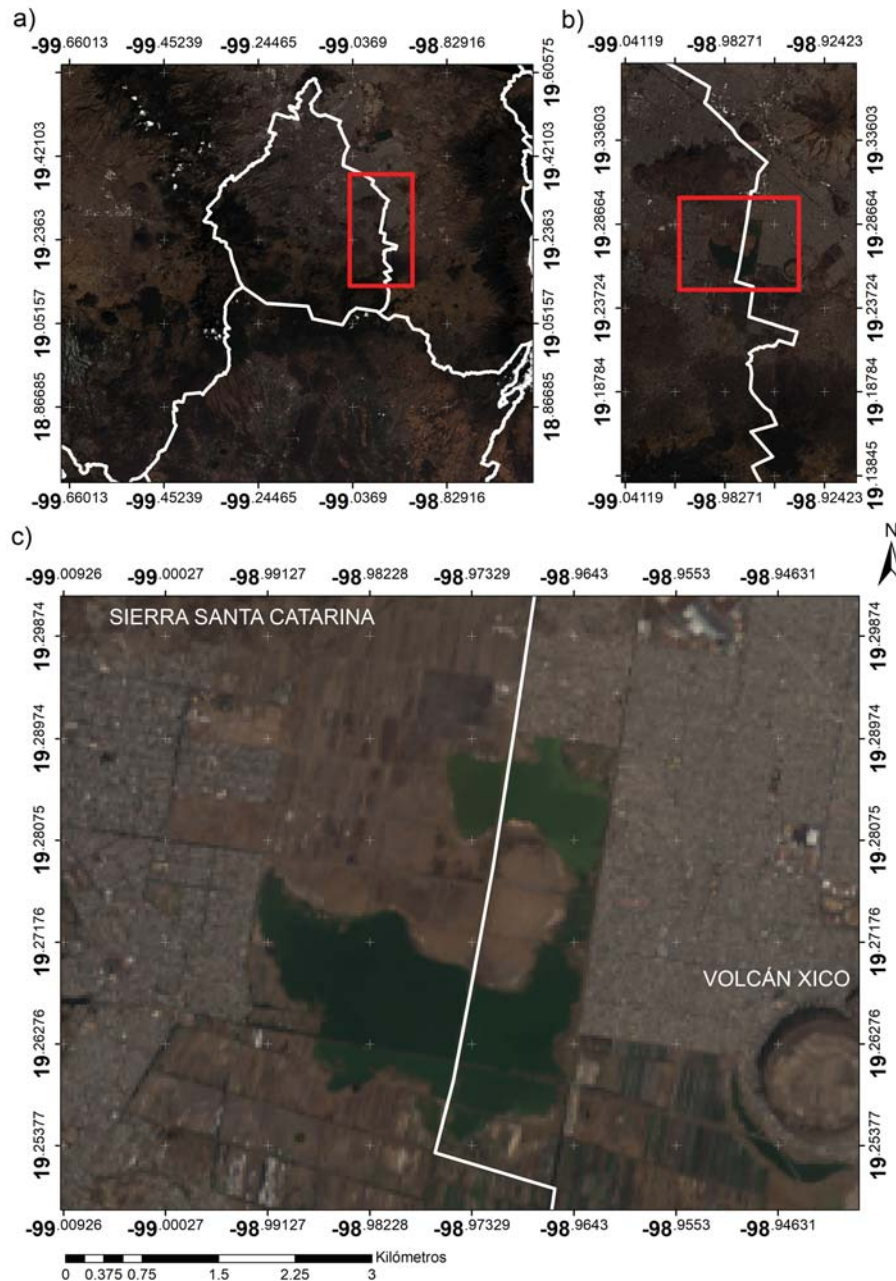


Figura 3.2: Se muestra la misma imagen satelital a tres diferentes amplitudes, la imagen es a color real del área donde se ubica El Nuevo Lago de Chalco. Esta imagen fue tomada por la misión Landsat 8 el día 19 de febrero de 2015. a) Se observan los límites estatales y el área del lago al oriente de la Ciudad de México. b) Acercamiento al área del nuevo lago. Se puede observar el límite territorial entre la Ciudad de México y el Estado de México cruzando por el lago. c) Forma y tamaño de El Nuevo Lago de Chalco. Se encuentra bordeado por la sierra de Santa Catarina, el volcán Xico, así como por dos áreas urbanas: del lado izquierdo Tláhuac (Ciudad de México) y del lado derecho Valle de Chalco (Estado de México).

Actualmente, El Nuevo Lago de Chalco es un cuerpo de agua dulce eutrofizado que recibe descargas de aguas de uso doméstico (Ayala-Pérez *et al.*, 2013). De acuerdo a Robles (2018) la calidad del lago no es adecuada para el desarrollo de la vida acuática, para el uso público urbano o para el riego agrícola. Además, a pesar que la subcuenca de Chlaco esta incluida dentro del Suelo de Conservación de la Ciudad de México, el lago se encuentra amenazado por los fraccionamientos ilegales de las tierras circundantes, el crecimiento de la mancha urbana y la falta de políticas públicas para su conservación (Salmerón-García, 2010).

3.2. Análisis espacio-temporal de El Nuevo Lago de Chalco

Para constatar que en los últimos años El Nuevo Lago de Chalco se encuentra en un proceso de expansión se realizó un análisis espacio-temporal en la región de la subcuenca de Chalco, empleando imágenes satelitales Landsat 8. Se analizó la época de estiaje para los años 1998, 2003, 2008, 2013 y 2015 (Fig. 3.3).

El análisis se inicio en 1998 debido a que se observó en las imágenes históricas Landsat que en este año el lago tuvo una presencia permanente durante los 12 meses, es decir, el lago estaba consolidado independientemente de la época del año.

Mediante el software de procesamiento geoespacial ArcGis, se manipularon las imágenes satelitales para determinar el área de El Nuevo Lago de Chalco en cada año. Asimismo, se calculó la tasa de crecimiento respecto al periodo anterior (Tabla 3.1).

Tabla 3.1: Tabla con la tasa de crecimiento de la superficie lacustre respecto al periodo anterior.

Tasa de crecimiento		
Año	Superficie [km ²]	% Crecimiento
1998	0.412	
2003	2.573	525%
2008	2.824	10%
2013	3.594	27%
2015	5.007	39%

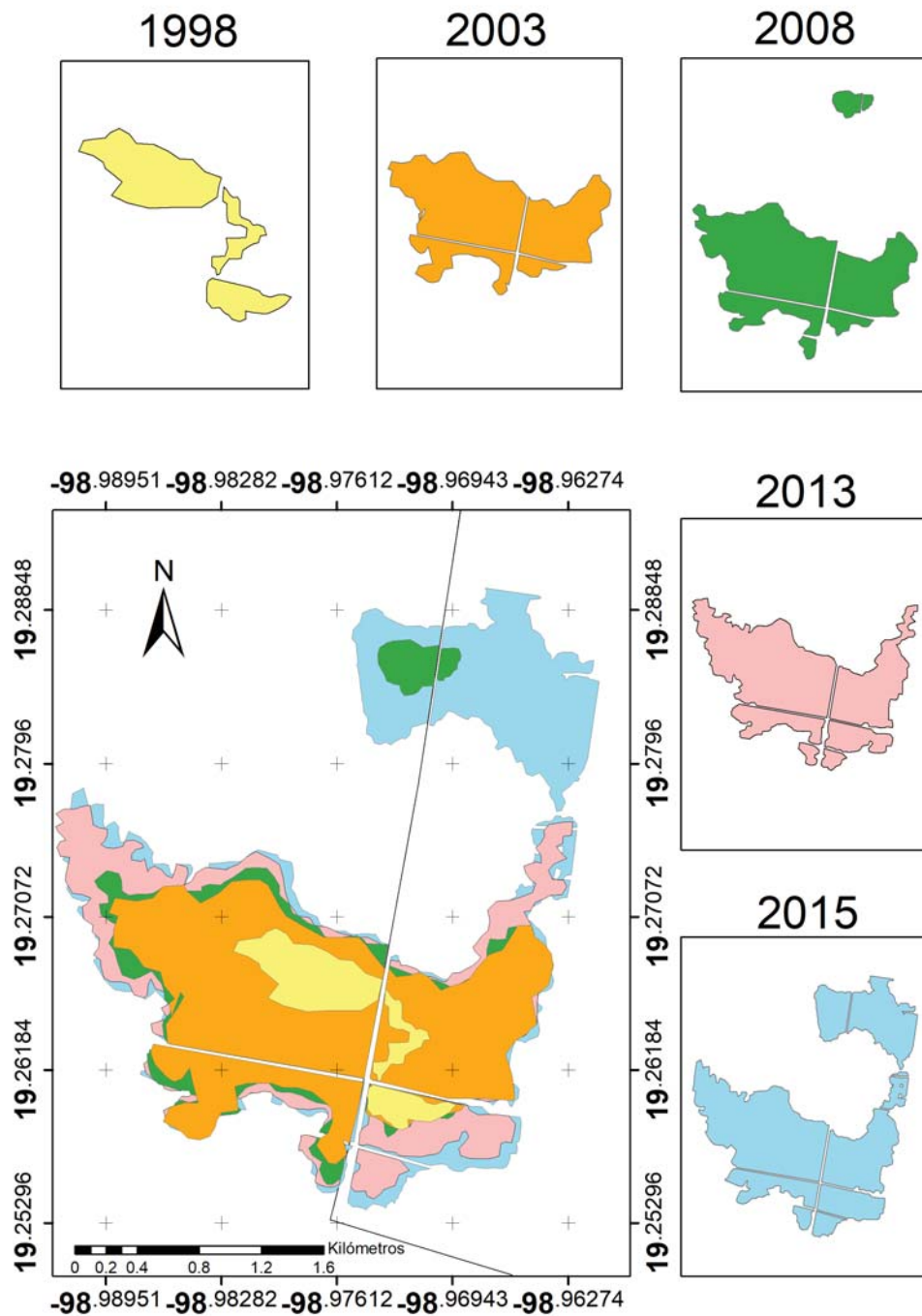


Figura 3.3: Área de El Nuevo Lago de Chalco en época de estiaje para los distintos años analizados. Se muestra un mapa con el límite estatal y las diferentes áreas de el nuevo lago para cada año: 1998 (amarillo), 2003 (naranja), 2008 (verde), 2013 (rosa) y 2015 (azul).

De acuerdo al análisis espacio-temporal la mayor superficie del lago se registró en 2015 con una área de 5.007km^2 , coincidiendo con lo reportado en Lozano-García *et al.* (2017). Esta información (Fig. 3.4) es la que se empleó para actualizar la superficie de El Nuevo Lago de Chalco.

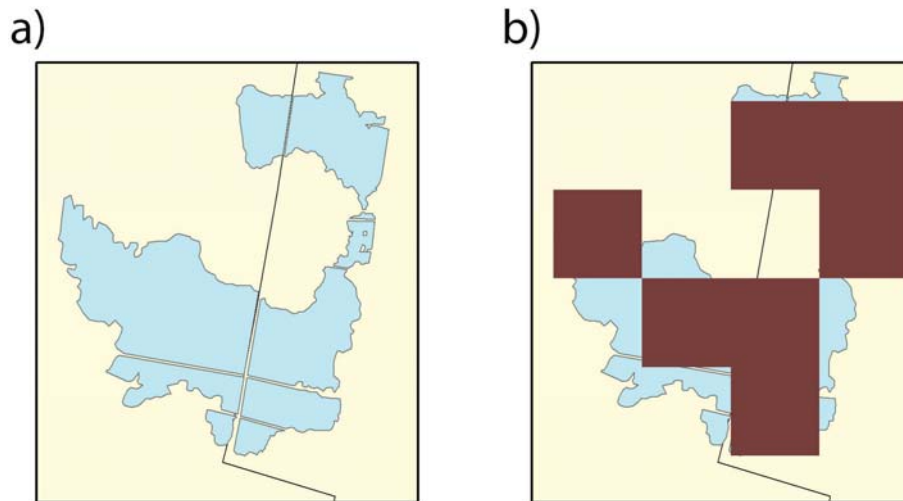


Figura 3.4: a) Polígono de El Nuevo Lago de Chalco para el año 2015 que se utilizó para actualizar la información del cuerpo lacustre en los datos de LULC del USGS. b) Polígono con resolución de 1km que se empleó en las simulaciones numéricas.

3.3. Experimentos simulados

Los experimentos realizados para estudiar el impacto local en las condiciones meteorológicas debido a la presencia de El Nuevo Lago de Chalco fueron los siguientes:

1. Condiciones de cobertura y uso de suelo actual con la presencia de El Nuevo Lago de Chalco para el año 2015.
2. Condiciones de cobertura y uso de suelo actual sin la presencia de El Nuevo Lago de Chalco para el año 2015.
3. Condiciones de cobertura y uso de suelo para el año 1992.

Los experimentos 1 y 2 fueron realizados con el objetivo de analizar los procesos de interacción entre la superficie terrestre y la atmósfera ante la presencia y ausencia de un cuerpo de agua en tierra.

Por otro lado, el experimento 3 se realizó con el objetivo de estimar los cambios en las condiciones meteorológicas entre 1992, cuando El Nuevo Lago de Chalco no existía, y las condiciones actuales (2015) con la existencia de este.

Para determinar el año de simulación del experimento 3 se analizaron distintas imágenes satelitales generadas por las misiones Landsat 4, 5 y 7 en el área de la subcuenca de Chalco. Estas imágenes fueron consultadas en la página del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS por sus siglas en inglés) [<https://earthexplorer.usgs.gov/>], para el periodo entre 1989 y 2015.

De acuerdo al análisis se observó que el año 1992 no presentaba la formación de El Nuevo Lago de Chalco. Además, la información de LULC que el modelo atmosférico WRF tiene disponible corresponde a este mismo año.

Aunque el modelo WRF también puede utilizar información de LULC más actualizada (MODIS 2001) no se empleó en esta investigación debido a que proporcionaba información errónea de los cuerpos de agua en diferentes zonas cerca del área de estudio; como en el área de Texcoco. Además, en MODIS 2001 se le atribuye una extensión mayor de la que posee El Nuevo Lago de Chalco.

El año de simulación elegido para las condiciones actuales de LULC fue el 2015, pues de acuerdo a las imágenes satelitales de los 12 meses en este año el nuevo cuerpo de agua presentó la mayor superficie lacustre.

Para simular las condiciones actuales de LULC se utilizó la misma información que en 1992, actualizando la superficie del nuevo cuerpo lacustre (Fig. 3.5b).

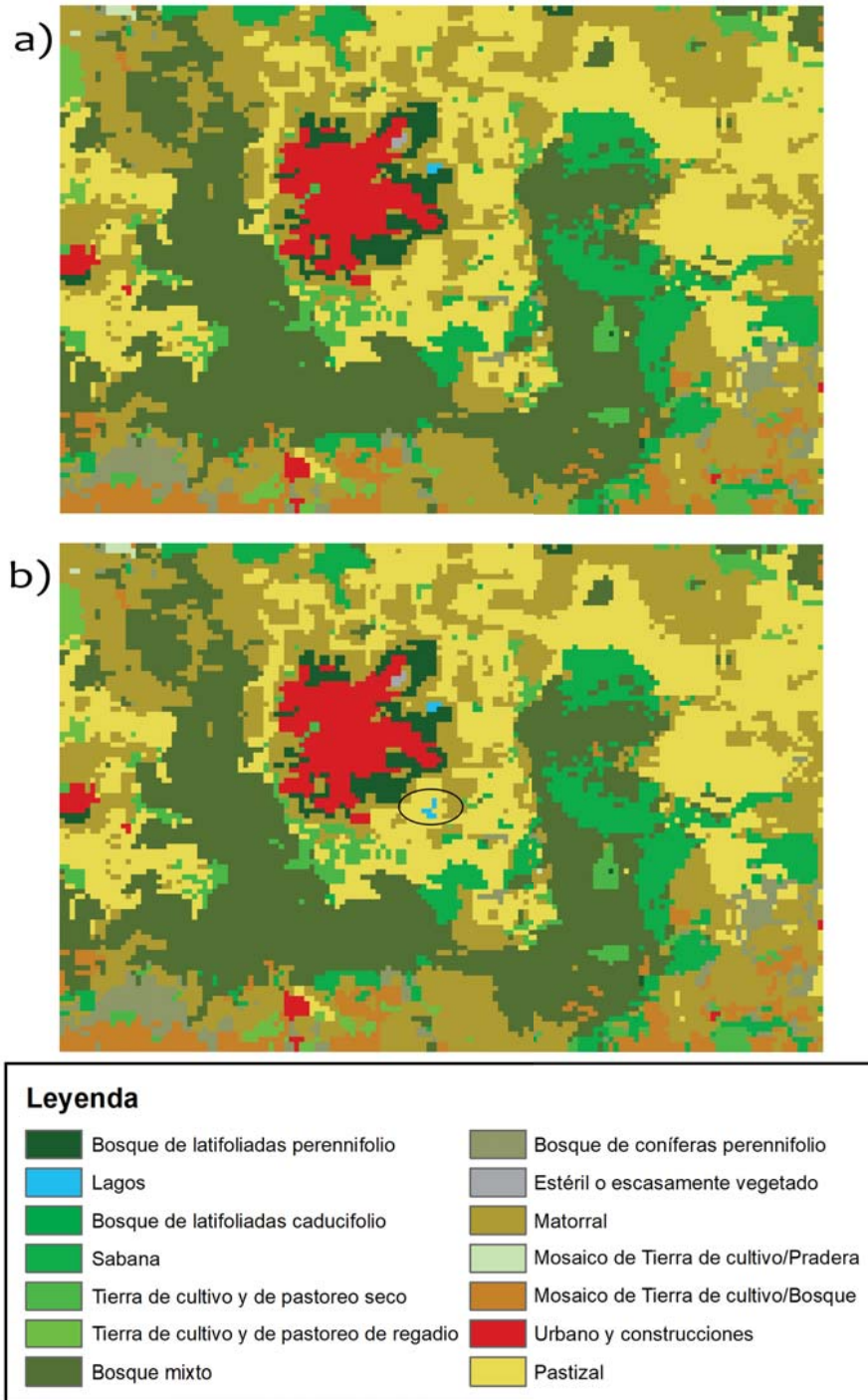


Figura 3.5: Cobertura y uso de suelo de la Cuenca de México de acuerdo al esquema de clasificación USGS. a) La información original no muestra la presencia de El Nuevo Lago de Chalco, únicamente contempla el lago Nabor Carrillo. b) Información actualizada con El Nuevo Lago de Chalco (interior del óvalo negro).

3.4. Configuración del modelo WRF

La versión del modelo de mesoescala WRF que se utilizó en esta investigación fue la 3.8, misma que se compiló en el clúster “Ometeotl” del CCA. Dicho clúster es un conjunto de servidores de alto desempeño con sistema CENTOS con 128 núcleos de procesamiento para ejecutar procesos en paralelo.

La compilación y uso del modelo WRF en el clúster Ometeotl se realizó remotamente mediante dos equipos, una computadora de escritorio iMAC de 64bits con sistema operativo Mac, y una computadora portátil DELL de 64bits con sistema operativo UBUNTU. En ambas se utilizó el intérprete de comandos BASH el cual es un shell de UNIX.

En síntesis la compilación del modelo WRF requirió los siguientes pasos:

- Evaluar los requisitos del sistema.
- Configuración y compilación de librerías Jasper, ZLIB, NetCDF y HDF5.
- Descarga de los códigos fuente del modelo WRF.
- Configuración y compilación del módulo WRFV3.
- Configuración y compilación del módulo WPS.
- Descarga de los datos estáticos terrestres empleados por el modelo WRF.

La configuración del modelo WRF consideró tres dominios para todas las corridas, un dominio padre y dos dominios anidados. Las resoluciones para cada uno de estos dominios fueron de $15km$, $5km$ y $1km$ respectivamente. El dominio padre con menor resolución horizontal abarca la zona centro del país, mientras que el dominio con mayor resolución horizontal esta centrado en la subcuenca de Chalco (Fig. 3.6). Además, el número de niveles verticales de la atmósfera se estableció en 60.

Las parametrizaciones físicas que se emplearon para las simulaciones se seleccionaron con base en las utilizadas en el sistema de pronóstico operativo del CCA.

■ Parametrización de cúmulus

Esquema Betts-Miller-Janjic: Esquema Eta operacional. Es un esquema de ajuste de humedad en columna que permite un perfil bien mezclado.

- **Radiación de onda larga**

Esquema RRTM: Modelo de transferencia rápida radiativa. Es un esquema preciso que utiliza tablas de búsqueda para aumentar su eficiencia. Se considera para múltiples bandas y especies de microfísica.

- **Radiación de onda corta**

Dudhia: Integración descendente simple que permite la absorción y dispersión eficiente para nubes y cielo despejado.

- **Capa límite planetaria**

Esquema Yonsei University: Esquema K no local con una capa de arrastre explícita y un perfil parabólico en una capa mixta inestable.

- **Microfísica**

Milbrandt-Yau de doble momento: Este esquema incluye categorías separadas para granizo y graupel con nubes, lluvia, hielo, nieve, graupel y granizo de doble momento.

- **Modelo de superficie terrestre**

Noah: Esquema unificado de NCEP/NCAR/AFWA con la temperatura y humedad del suelo en cuatro capas, cubierta de nieve fraccionada y física del suelo congelado.

La proyección cartográfica que se empleó en el modelo fue la del sistema de coordenadas universal transversal de Mercator (UTM), misma que se utilizó en todas las imágenes manipuladas con el software ArcGis.

Por último, se escogió el número de niveles verticales de la atmósfera que utilizaría el modelo, esto se determinó con base en un conjunto de simulaciones de prueba para evaluar el costo computacional. Del análisis de estos resultados se decidió utilizar 60 niveles verticales. Cabe mencionar que el número de niveles verticales y el tamaño de los dominios influyen notablemente en el tiempo que se requiere para realizar las simulaciones. Es importante elegir una configuración adecuada, que además de reducir el costo computacional genere un buen pronóstico. Con la configuración empleada se requirieron de alrededor de 120 horas de procesamiento por cada 9 días de simulación.

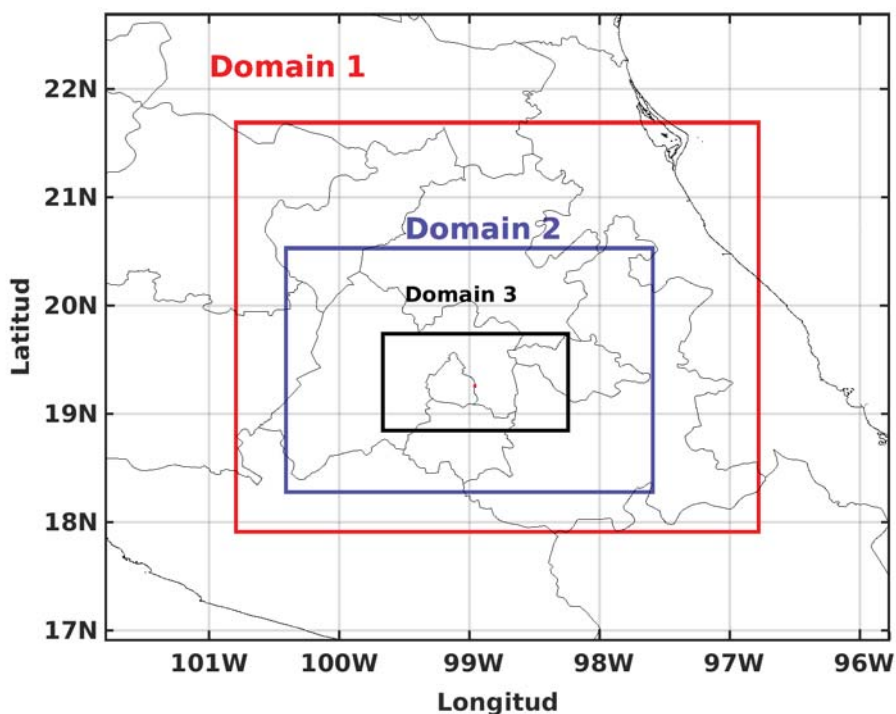


Figura 3.6: Ubicación de los dominios empleados en las simulaciones numéricas. En color rojo se muestra el dominio 1 o dominio padre, en color azul y negro los dominios anidados (2 y 3 respectivamente) que tienen su centro en la subcuenca de Chalco marcada con un punto rojo.

3.4.1. Condiciones iniciales y de frontera

Las condiciones iniciales y de frontera que se emplearon en las simulaciones se obtuvieron de los productos de re-análisis de tercera generación del *Climate Forecast System* (CFS). Este producto es un sistema global acoplado de alta resolución que representa la interacción entre la atmósfera, el océano y la superficie terrestre.

Para los experimentos 1 y 2 se emplearon datos de presión y superficie de la versión CFSv2 (Saha *et al.*, 2014), la cual tiene productos cada seis horas (0000, 0600, 1200 y 1800 UTC), con una resolución de 0.5×0.5 grados en el caso de la presión y de 0.205×0.204 grados en el caso de la superficie. Además, para el experimento 1 también se emplearon datos de la tempera-

tura superficial del mar (SST por sus siglas en inglés) con una resolución de 0.205×0.204 grados.

Para el experimento 3 se emplearon datos de la versión CFSR (Saha *et al.*, 2010), también con productos cada seis horas y resolución de 0.5×0.5 en el caso de la presión y de 0.312×0.312 en el caso de la superficie.

Los productos se descargaron de la página del *National Center of Atmospheric Research* (NCAR) a través de la siguiente página web [<https://rda.ucar.edu/>]. Los datos descargados corresponden a los registros de presión, flujos en superficie y temperatura superficial del mar. En la tabla 3.2 se detallan los parámetros de cada conjunto de datos.

Para inicializar el modelo WRF con los datos de re-análisis se tiene que ejecutar el modulo *ungrib* a cada conjunto de datos: presión, flujos en superficie y SST.

También se deben de ejecutar los modulos *geogrid* y *metgrid* para el preprocesamiento de los datos. La manera en que el modelo WRF ejecuta estos procesos se establece mediante el archivo *namelist.wps*. En el apéndice B se muestra el archivo *namelist.wps* empleado en las simulaciones.

En particular el conjunto de datos SST sólo es ejecutado en las simulaciones que tienen el Nuevo Lago de Chalco. Además, se ejecuta un cuarto modulo denominado *avg.tsfc*, que genera un archivo intermediario con un campo para el promedio diario de temperatura del aire superficial, este campo sirve como *proxy* para los datos SST sobre los cuerpos de agua continentales. Esto evita que el modelo use datos interpolados de temperatura del océano que pueden tomar valores no reales para los lagos.

Finalmente, para todas las simulaciones numéricas se ejecutan los módulos *real* y *wrf*, cuyos parámetros son configurados en el archivo *namelist.input*, en el apéndice B se puede consultar el archivo configurado para los experimentos.

Los archivos *NetCDF* generados en las simulaciones tienen un tamaño que varía según la resolución del dominio, y en el caso del dominio 3 que es el de mayor resolución alcanza alrededor de 3GB de memoria.

3.5. Periodos de simulación y variables analizadas

Las simulaciones numéricas de cada experimento se realizaron sobre tres temporadas claves: época de secas fría, época de secas cálida y época húmeda.

Tabla 3.2: Parámetros seleccionados para los productos de reanálisis descargados: presión, flujos en superficie y SST. Cada parámetro contiene registros de mediciones que sirven para inicializar el modelo WRF.

Presión	Flujos en superficie	Temperatura superficial del mar
Altura geopotencial	Altura geopotencial	Temperatura
Presión reducida al nivel medio del mar	Cubierta de hielo	
Humedad relativa	Cubierta terrestre	
Temperatura	Presión	
Componente u del viento	Humedad específica	
Componente v del viento	Temperatura	
	Componente u del viento	
	Componente v del viento	
	Contenido volumétrico de humedad del suelo	
	Equivalente en agua de nieve acumulada	

Estas temporadas se analizaron en cada experimento, dando un total de nueve simulaciones. El periodo de cada simulación se muestra en la tabla 3.3.

Debido a que existe un límite para predecir el tiempo y con el propósito de tener un costo computacional aceptable, se eligieron nueve días de simulación por temporada. Como el modelo WRF se configuró para obtener salidas horarias, el total de horas simuladas fue de 216 (24 horas por cada día).

En el análisis final se tomaron en cuenta únicamente 168 horas, es decir, 7 días por experimento con la finalidad de estabilizar el modelo.

Las variables analizadas fueron las siguientes:

- Temperatura
- Radiación de onda larga entrante
- Velocidad y dirección del viento
- Radiación de onda corta entrante
- Precipitación acumulada
- Calor sensible
- Radiación de onda larga saliente
- Calor latente

- Flujo de calor en el suelo
- Humedad en el suelo
- Vapor de agua
- Flujo ascendente de humedad
- Humedad específica

Tabla 3.3: Fechas elegidas para la simulación de los distintos escenarios. Nueve días por época: seca fría (enero), seca cálida (abril) y húmeda (julio) para cada uno de los tres experimentos.

Cobertura y uso de suelo	Épocas analizadas			Año
	Seca fría	Seca Cálida	Húmeda	
Experimento 1 LULC actual con lago	31 de diciembre al 09 de enero	21 al 30 de abril	24 de julio al 02 de agosto	2015
Experimento 2 LULC actual sin lago	31 de diciembre al 09 de enero	21 al 30 de abril	24 de julio al 02 de agosto	2015
Experimento 3 LULC 1992 sin lago	31 de diciembre al 09 de enero	21 al 30 de abril	24 de julio al 02 de agosto	1992

Como ya se mencionó, se ejecutó el modelo WRF en su versión 3.8 con las categorías de cobertura y uso de suelo USGS de 24 clases, con condiciones iniciales y de frontera CFSR con salidas cada seis horas, 60 niveles verticales en la atmósfera y tres dominios de simulación con resolución horizontal de 1km, 5km y 15km.

3.5.1. Análisis sinóptico

De acuerdo al Reporte Anual del Clima en México 2015 publicado por CONAGUA (CONAGUA, 2015b) se encontraron las condiciones de temperatura y precipitación detalladas a continuación.

-Temperatura

El año 2015 registró una temperatura media anual de $22.1^{\circ}C$ lo que significó $1.1^{\circ}C$ por arriba de la media (1981-2010), registrándose como el año más cálido desde 1971. En la Fig. 3.7 se pueden observar las anomalías de temperatura que registraron los estados del país. Resalta que la Ciudad de México presentó una anomalía positiva.

Por otra parte fueron varias las masas de aire polar que entraron al país generando frentes fríos en enero. En particular, el frente frío número 23 (Fig.

3.8) que sucedió del 2 al 7 de enero llegó a la Ciudad de México el día 5 del mismo mes, generando bajas temperaturas que la Secretaría de Protección Civil de la ciudad catalogó como una de las más frías de los últimos años.

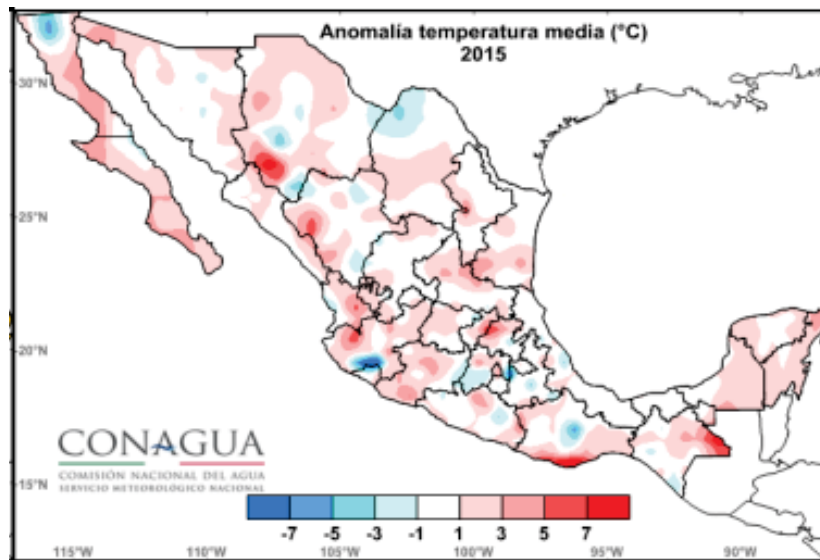


Figura 3.7: Anomalia de la temperatura media anual del país para el año 2015. Fuente: Reporte del Clima en México, 2015.

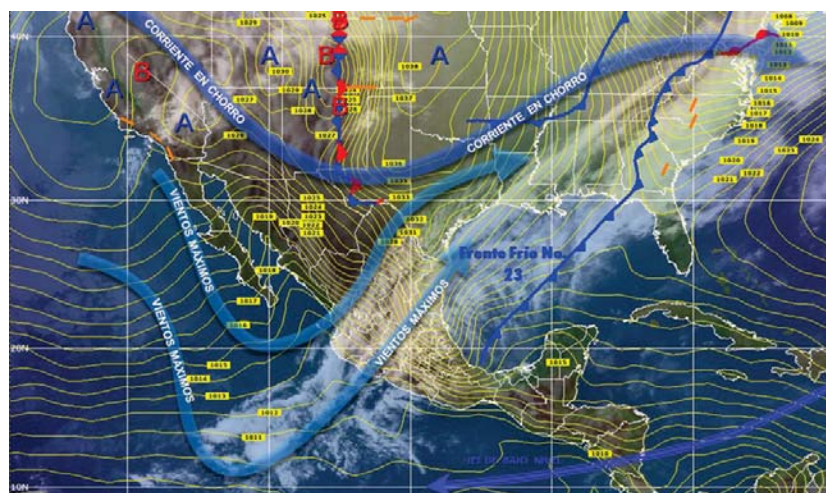


Figura 3.8: Frente frío número 23. Fuente: Reporte del Clima en México, 2015.

-Precipitación

Con respecto a las lluvias el año 2015 se catalogó como el décimo segundo año más lluvioso desde 1941, siendo el mes de marzo más lluvioso. En cuanto a las lluvias mensuales se registraron ocho meses por arriba de lo normal y cuatro meses por debajo del promedio (1941-2015). Dentro de esta última categoría se encontraron los meses de julio y agosto con lluvias por debajo del promedio.

Respecto a las lluvias anuales a nivel estatal y nacional (Fig. 3.9) la Ciudad de México presentó un balance desfavorable respecto al periodo 1941-2015, alcanzando su quinto año más seco.

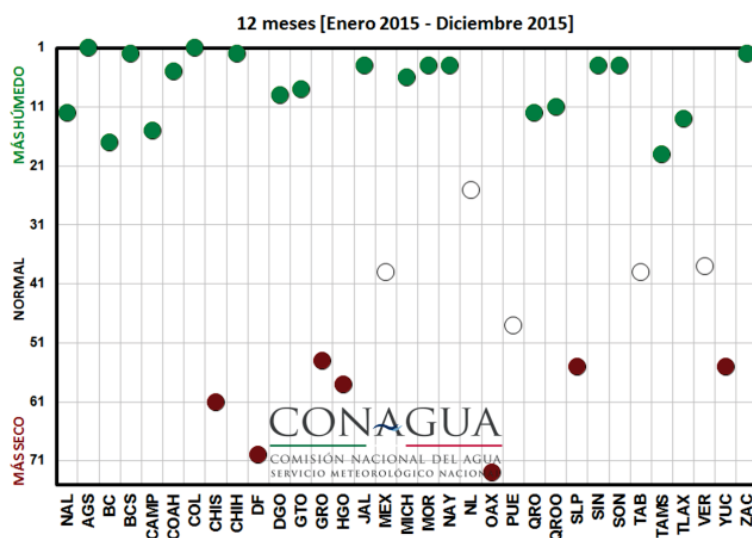


Figura 3.9: Clasificación de las lluvias promedio a nivel nacional y estatal para la escala de tiempo anual 2015. Fuente: Reporte del Clima en México, 2015.

3.6. Bases de datos de estaciones en tierra

Con el objetivo de valorar los resultados de la simulación numérica del experimento 1 (condiciones de LULC actual), se emplearon datos de la red de Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMAS) del Servicio Meteorológico Nacional.

Las dos estaciones EMAS seleccionadas se pueden observar en la Fig. 3.10 y corresponden a la estaciones Tezontle con coordenadas 19° 23' 7" N, 99°

5' 58" O y a la estación Ecoguardas con coordenadas 19° 16' 17" N, 99° 12' 14" O; ubicadas a una distancia de 19 y 24 kilómetros de El Nuevo Lago de Chalco respectivamente.

Las variables que se utilizaron de las estaciones meteorológicas fueron temperatura en superficie y la precipitación. Las EMAS monitorean la información cada 10 minutos, por lo que en una hora específica censan el comportamiento de la temperatura. De tal forma que para comparar los datos observacionales con las salidas del modelo WRF se consideró la hora específica. Por otro lado, los datos de precipitación se acumularon por día para hacer la comparación de la precipitación acumulada diaria con las salidas del modelo.

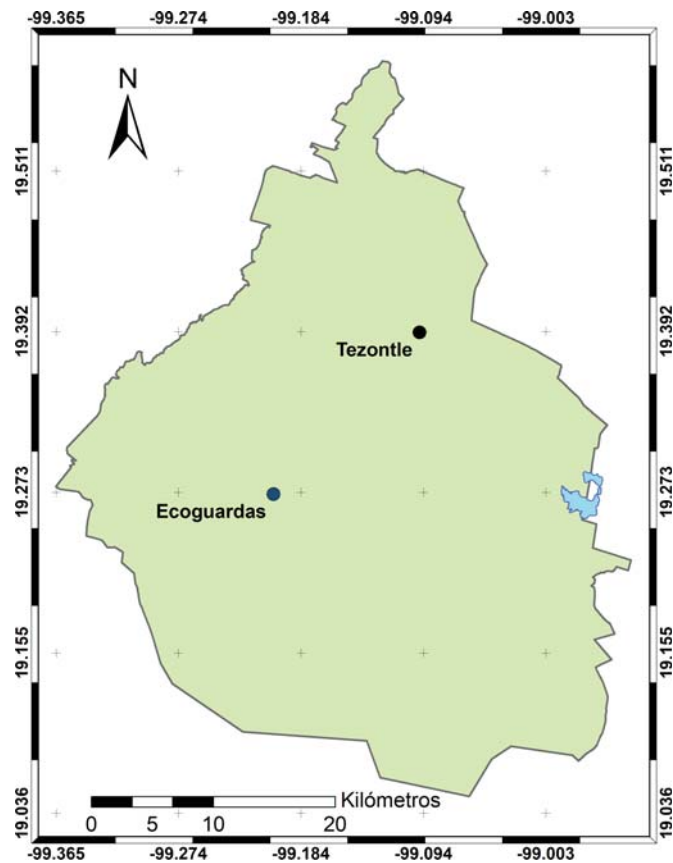


Figura 3.10: Ubicación de las dos estaciones meteorológicas respecto a El Nuevo Lago de Chalco. En color negro la estación Tezontle (19km) y en color azul la estación Ecoguardas (24km).

Capítulo 4

Resultados y Discusión

Los cambios de LULC que se dieron en la Cuenca de México durante los últimos 500 años se incrementaron vertiginosamente durante el siglo XX, lo que ha generado cambios significativos en el comportamiento de las variables meteorológicas de la región.

Como establece Pielke *et al.* (2011), estos cambios pueden generar perturbaciones biogeofísicas y biogeoquímicas en la superficie terrestre, alterando el comportamiento de la atmósfera regional. Entre los principales cambios de LULC en la Cuenca de México está la desecación del gran sistema lacustre que se encontraba en el valle central, donde actualmente se erige una de las urbes más grandes del mundo (ONU, 2017).

Bajo este contexto, resulta de gran interés estudiar el surgimiento de un nuevo cuerpo lacustre, proceso opuesto a la tendencia de degradación ambiental y producto de la expansión de la Ciudad de México y la zona conurbada.

Es importante reconocer los diversos factores que pueden modificar el comportamiento de las variables meteorológicas, tales como las características topográficas de la región, las condiciones de la atmósfera a escala sinóptica y los cambios de LULC, como la urbanización o la presencia de un lago en el caso de esta investigación.

El área de estudio se ubica en la planicie central de la Cuenca de México (sec. 3.1), rodeada de múltiples estructuras geomorfológicas. Esta característica geográfica produce circulaciones locales y regionales que pueden afectar las condiciones meteorológicas (Fast *et al.*, 2007). En la Fig. 4.1 se muestra un modelo digital de elevación que representa el terreno de la cuenca.

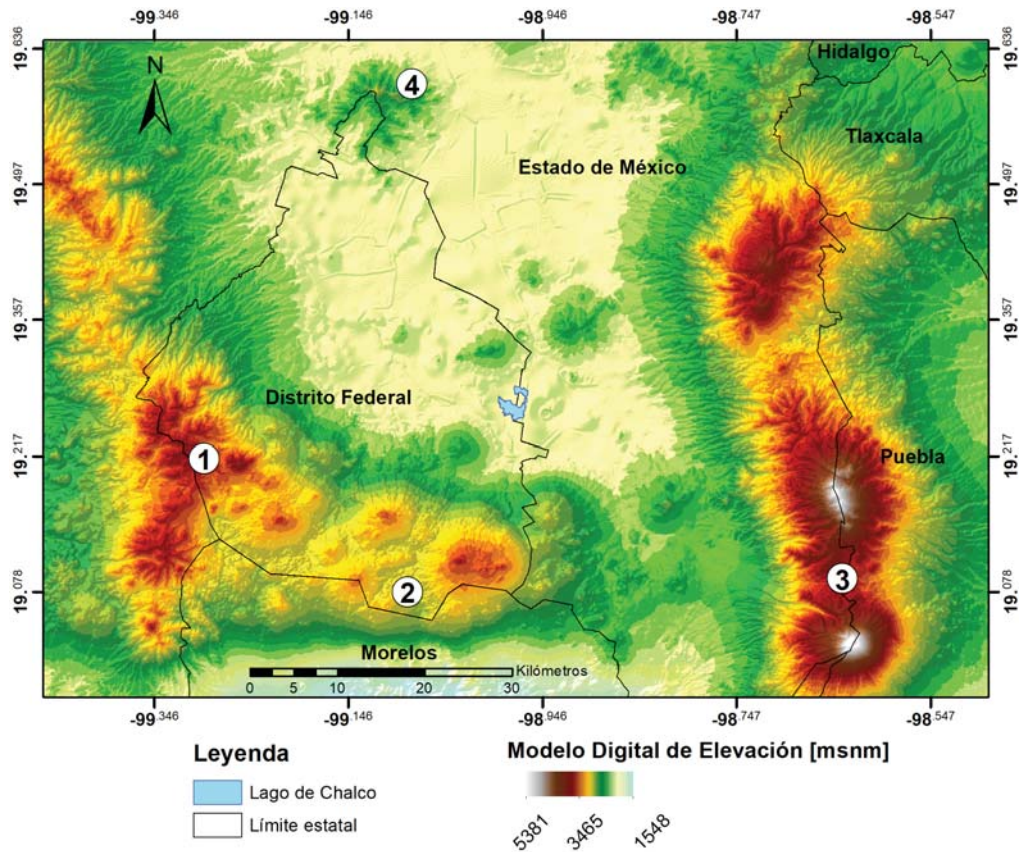


Figura 4.1: Modelo digital de elevación que muestra la geomorfología de la región meridional de la Cuenca de México. Se muestran también los límites estatales (líneas negras), así como la ubicación y forma actual de El Nuevo Lago de Chalco (polígono color azul). Las sierras que limitan la cuenca se enumeran de la siguiente manera: (1) Sierra de las Cruces, (2) Sierra de Chichinautzin, (3) Sierra Nevada y (4) Sierra de Guadalupe.

Para analizar el desempeño del modelo atmosférico WRF en el pronóstico de las condiciones meteorológicas de la Cuenca de México, se realizó una comparación entre valores registrados por estaciones meteorológicas EMAS y los valores estimados por el modelo, este análisis se puede consultar en el apéndice A.1. Tanto el análisis comparativo, como referencias previas (López-Bravo *et al.*, 2018; Meza-Carreto, 2018; López-Méndez, 2007; López-Espinoza *et al.*, 2019), concuerdan que el modelo WRF reproduce de un manera aceptable los patrones generales espaciales y temporales de los sistemas meteorológicos. Sin embargo, mejorar el PNT para el Valle de México es un desafío que

continúa siendo investigado.

4.1. Impacto meteorológico asociado al lago

A continuación, se muestra el análisis del impacto meteorológico que tiene un cuerpo de agua urbano como lo es El Nuevo Lago de Chalco en la región donde está ubicado. Para esto se presentan múltiples comparaciones de variables meteorológicas entre los experimentos 1 (con lago 2015) y 2 (sin lago 2015).

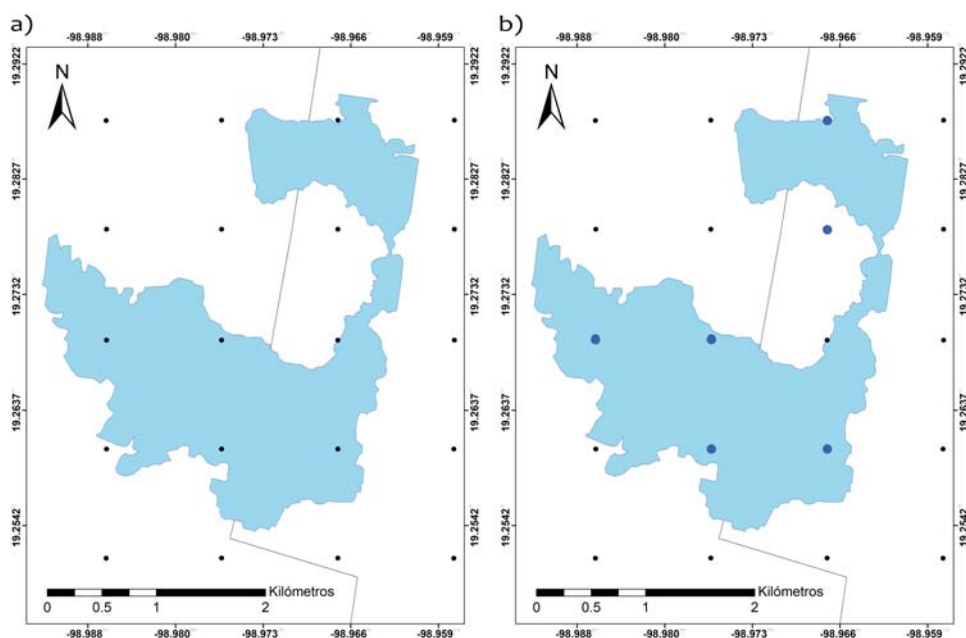


Figura 4.2: Mapas con la superficie de El Nuevo Lago de Chalco, atravesado por el límite estatal entre la Ciudad de México y el Estado de México. a) Se muestran 20 puntos de malla del modelo WRF cercanos al lago. b) Se muestran los seis puntos de malla en color azul analizados para representar las condiciones del lago.

Ambos experimentos utilizan las mismas condiciones de cobertura de suelo a partir del mapa USGS, con la salvedad de que el experimento 1 incluye el polígono de el nuevo cuerpo lacustre. De éste modo, el análisis comparativo entre estos dos experimentos permite observar la dinámica y termodinámica atmosférica asociadas al cuerpo de agua urbano.

Para la representación gráfica de las variables se utilizan mapas de magnitud, mapas promedio y mapas de diferencias. También se presentan series de tiempo elaboradas a partir de los puntos de malla en el área del lago.

En la Fig. 4.2a se muestran 20 puntos de malla del modelo que están próximos a El Nuevo Lago de Chalco. De estos puntos de malla solamente seis caen sobre la virtualización del lago introducida en el modelo. Para construir las series de tiempo se utilizó el promedio de estos seis puntos (Fig. 4.2b) del experimento 1, y se compara contra el promedio de los mismos seis puntos en el experimento 2.

4.1.1. Temperatura en superficie

4.1.1.1. Análisis cualitativo

En la Fig. 4.3 se muestran dos salidas de la temperatura a $2m$ de la superficie. Ambos mapas son del 23 de abril a las $17:00h$ correspondiente a la época seca cálida.

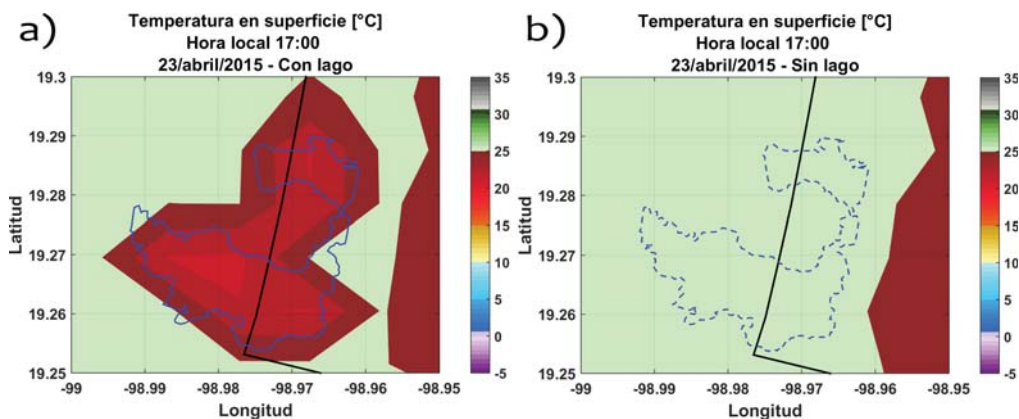


Figura 4.3: Salidas horarias para la variable temperatura sobre la región de El Nuevo Lago de Chalco, ambos casos corresponden al 23 de abril de 2015 a las $17:00h$ a)Experimento 1, se observa un gradiente de temperatura sobre el lago. b)Experimento 2, se observa una temperatura alta y uniforme que cubre en su totalidad la región del lago.

Como puede observarse en el experimento 1 (Fig. 4.3a) considerando las condiciones actuales de LULC con el nuevo cuerpo de agua, la temperatura sobre el lago es menor en comparación con una superficie sin este cuerpo de agua(Fig. 4.3b). Se observa un gradiente de temperatura que disminuye

desde el exterior (bordes) del lago, hacia el centro del mismo, generando temperaturas más frescas sobre y al rededor del lago.

Por otro lado, en el experimento 2 (Fig. 4.3b) no esta presente este gradiente, lo que se observa es un patrón de temperaturas altas que se extiende desde el poniente de la región hacia el lago, cubriéndolo con una temperatura uniforme de más de $25^{\circ}C$.

Resulta evidente la alta capacidad calorífica del lago, lo que permite que este pueda absorber la radiación solar durante el día sin aumentar considerablemente su temperatura, contrario a lo que ocurre en el experimento 2 (sin lago), donde las altas temperaturas existentes se extienden sobre toda la región.

En la Fig. 4.4 se muestran dos salidas horarias también para la época seca cálida, pero esta vez para un horario nocturno, la fecha corresponde al 25 de abril a las 03:00h en ambos casos.

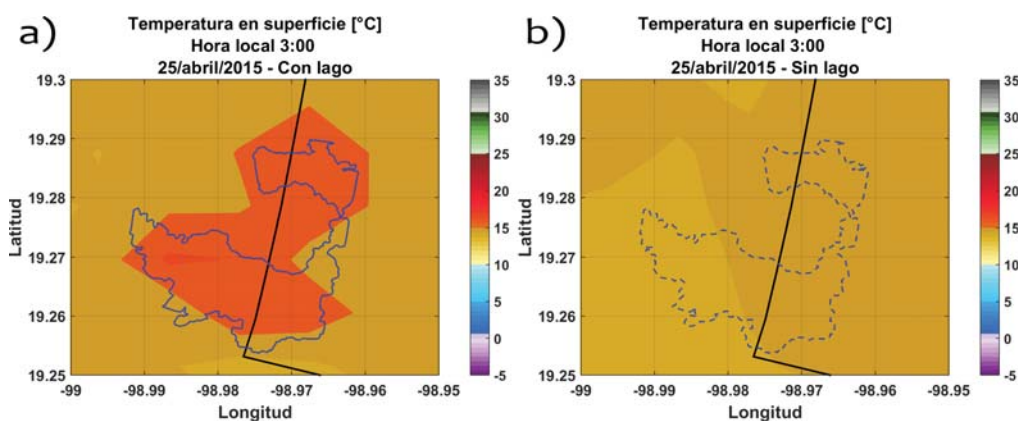


Figura 4.4: Salidas horarias para la variable temperatura sobre la región de El Nuevo Lago de Chalco, ambos casos corresponden al 25 de abril de 2015 a las 03:00h. a)Experimento 1, se observa un patrón con temperaturas superiores sobre el lago. b)Experimento 2, se observan temperaturas más bajas en la región del lago en comparación con el experimento 1.

En el experimento 1 (Fig. 4.4a) sobresale un patrón que tiene la forma del lago. Esta región muestra temperaturas menos frías ($> 15^{\circ}C$) que aquellas que se presentan en las inmediaciones del lago $< 15^{\circ}C$.

Las temperaturas del patrón superan los $15^{\circ}C$, mientras que las temperaturas externas están por debajo de este valor.

En el experimento 2 (Fig. 4.4b) se observan dos temperaturas, ambas

se presentan sobre la región del lago sin un patrón definido, pero ninguna sobrepasa los 15°C como en el experimento 1.

De los mapas anteriores observamos que durante la noche se presentan temperaturas más bajas en ausencia del lago, es decir, cuando se tienen coberturas vegetadas. Mientras que con la presencia del lago se dan temperaturas más cálidas. Este amortiguamiento térmico se produce por la liberación paulatina de la energía absorbida por el agua, y debido a su elevada capacidad calorífica.

El experimento 1 repite este comportamiento de temperatura en un ciclo diurno, presentando valores más bajos durante el día y más altos durante la noche. Las diferencias de temperatura entre los experimentos 1 a 2 durante la época seca cálida son variables, pero siempre consistentes con esta variabilidad diurna.

A continuación, se presentan los mapas de diferencias para las fechas analizadas en las Figs. 4.3 y 4.4.

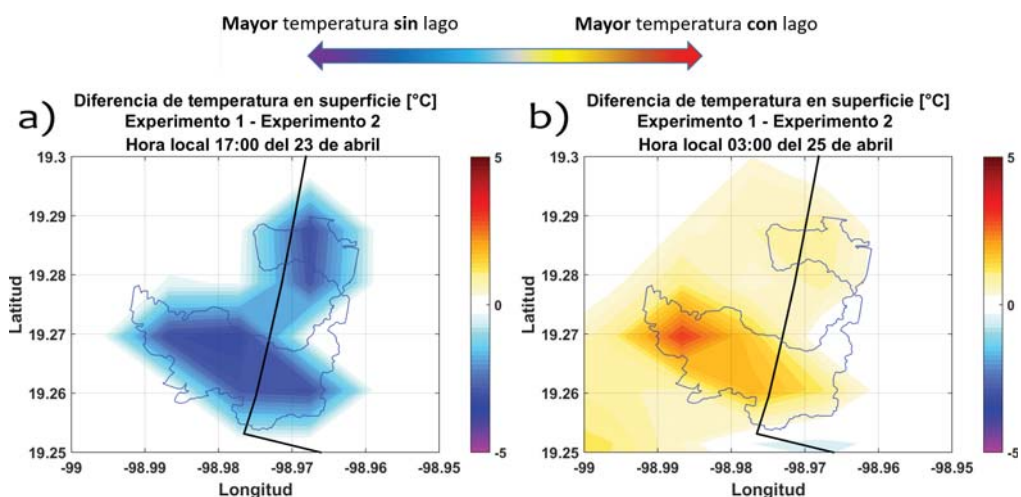


Figura 4.5: Mapas de diferencias para la variable temperatura en la época seca cálida. a)Diferencias para el 23 de abril a las 17:00h. b)Diferencias para el 25 de abril a las 03:00h.

Los mapas de diferencias son útiles para observar la discrepancia de valores entre distintos experimentos. Para este caso, los valores de temperatura del experimento 2 son restados de los valores del experimento 1. De este modo, cuando los valores son negativos (colores azules y violetas) indican temperaturas más altas en el experimento 2, el cual representa una cobertu-

ra de suelo sin el cuerpo de agua urbano; mientras que los valores positivos (colores amarillos y rojos) indican temperaturas más altas en el experimento 1, el cual representa las condiciones actuales de cobertura de suelo con el cuerpo de agua urbano.

Las diferencias en temperatura que se presentan en el día (Fig. 4.5a) se dan principalmente en la superficie del lago, incrementándose alrededor de los 3°C hacia el centro de las regiones norte y suroeste del lago.

Durante la noche (Fig. 4.5b) las diferencias se dan en la superficie del lago y en sus alrededores, se puede observar un desplazamiento de la región cálida hacia el suroeste del lago. Los incrementos de temperatura nocturnos también se aproximan a los 3°C en la porción oeste del lago, sin embargo, este valor máximo cubre un área menor que el valor máximo durante el día. A pesar de esto, la influencia del lago es notoriamente mayor durante la noche.

El amortiguamiento nocturno de la temperatura por este cuerpo de agua urbano, en la época seca cálida, se presenta entre las 04:00 y 07:00h; mientras que entre las 14:00 y 16:00h se observa el amortiguamiento diurno.

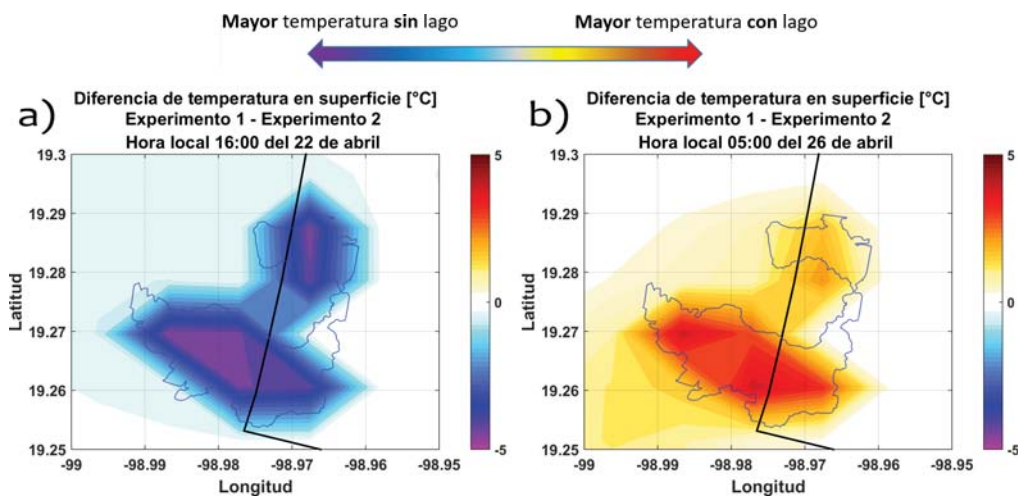


Figura 4.6: Mapas de diferencias para la variable temperatura en la época seca cálida. a) Mapa que presenta la mayor diferencia durante el día, la fecha corresponde al 22 de abril a las 16:00h. b) Mapa que presenta la mayor diferencia durante la noche, la fecha corresponde al 26 de abril a las 05:00h.

En la Fig. 4.6 se presentan los mapas de diferencias para los días que tuvieron la mayor influencia en la temperatura a causa de la presencia del cuerpo de agua. Los incrementos máximos en el día (Fig. 4.6a) se dieron a

las 16:00h del 22 de abril; mientras que para la madrugada se dieron a las 05:00h del 26 de abril (Fig. 4.6b).

Las diferencias negativas durante el día indican un incremento en la temperatura en el experimento 2 cuando el cuerpo de agua urbano no esta presente. Estos valores aumentan hacia el centro de las porciones norte y sur del lago y llegan hasta los $5^{\circ}C$.

Las diferencias positivas durante la madrugada son mayores en la región sur del lago. Estos valores también se aproximan a los $5^{\circ}C$, sin embargo, no alcanzan este valor, por lo que se presentan en un rango más pequeño en comparación con el incremento observado en el día.

En estos mapas destaca que la influencia del lago no se limita a su superficie, se extiende hacia el noroeste en el día y hacia el suroeste en la madrugada.

A continuación, se muestran las diferencias máximas en temperatura para la época seca fría, durante el día (Fig. 4.7a) y la noche (Fig. 4.7b).

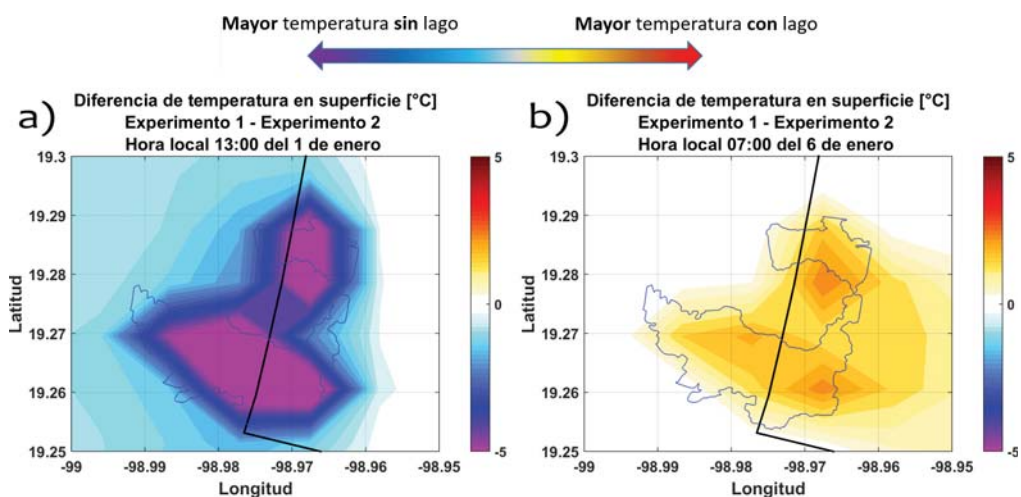


Figura 4.7: Mapas de diferencias para la variable temperatura en la época seca fría. a) Mapa que presenta la mayor diferencia durante el día, la fecha corresponde al 1 de enero a las 13:00h. b) Mapa que presenta la mayor diferencia durante la madrugada, la fecha corresponde al 6 de enero a las 07:00h.

En esta época se observan diferencias más grandes para el día en comparación con abril, los valores máximos cubren un área mayor dentro del lago, e incluso la zona de influencia fuera del mismo abarca un área más grande.

Contrariamente las diferencias en la madrugada son menores en enero que

abril, aunque la zona de influencia no se limita únicamente a la superficie del lago, se desplaza en dirección sureste pero con valores bajos.

Por último, se presentan los mapas con las diferencias máximas estimadas en la época húmeda, durante el día (Fig. 4.8a) y la noche (Fig. 4.8b). Los valores alcanzados durante el día son los más bajos de entre las tres épocas analizadas y se limitan a la superficie del lago.

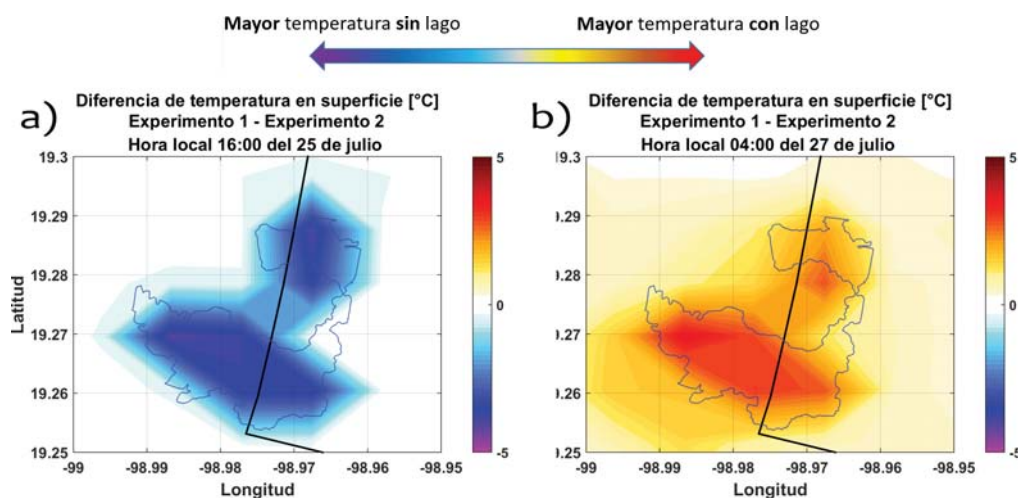


Figura 4.8: Mapas de diferencias para la variable temperatura en la época húmeda. a) Mapa que presenta la mayor diferencia durante el día, la fecha corresponde al 25 de julio a las 16:00h. b) Mapa que presenta la mayor diferencia durante la madrugada, la fecha corresponde al 27 de julio a las 04:00h.

Durante la madrugada las diferencias positivas se extienden fuera de los límites del lago, los valores no son tan altos como en la época seca cálida, aunque si mayores que en la época seca fría.

En ésta época la zona de influencia del lago durante la noche abarca la mayor área entre las tres épocas, lo que puede estar asociado a la mayor humedad que se presenta en la temporada de lluvias.

Las diferencias que se dan en las tres época varían en un ciclo diurno, con valores negativos durante la madrugada-noche y valores positivos durante el día. Lo que indica que el lago genera temperaturas más frescas durante el día y mas cálidas durante la madrugada (noche).

Este amortiguamiento térmico es más efectivo durante el día en la época seca fría (días menos calientes) y durante la noche en la época seca cálida (noches menos frías). Aunque es en la época seca húmeda cuando se presenta

la mayor zona de influencia, pues no solo se da sobre la región del lago sino sobre un área alrededor de él, específicamente en el horario nocturno.

4.1.1.2. Análisis cuantitativo

A continuación se muestra la serie de tiempo para la época seca cálida (Fig. 4.9), en color azul se muestra el experimento 1 con lago y en color rojo el experimento 2 sin lago.

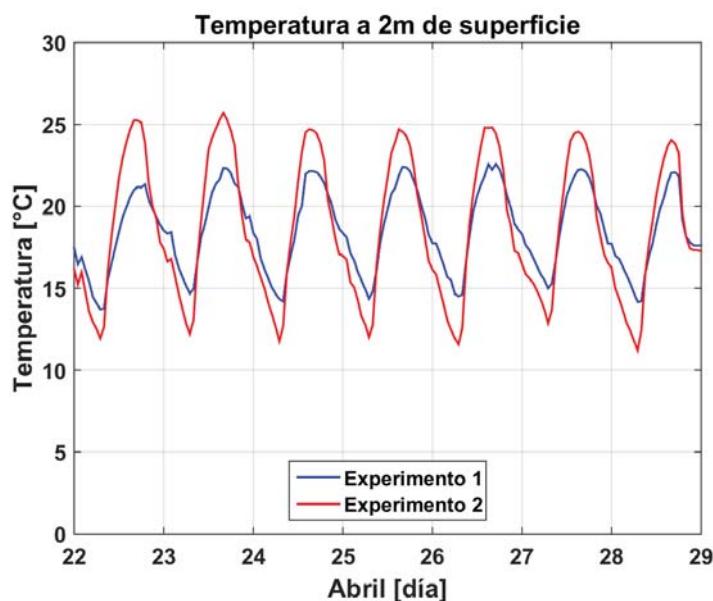


Figura 4.9: Serie de tiempo para la variable temperatura a 2m de la superficie. La gráfica muestra los valores de los experimento 1 (azul) y 2 (rojo) correspondientes a la época seca cálida, del 22 de abril a las 00:00h hasta el 29 de abril a las 00:00h del 2015.

Se observa que las temperaturas máximas diarias son mayores en el experimento 2. Durante la noche las temperaturas son más cálidas en experimento 1, indicando noches menos frías y en este caso más cálidas sobre la región cuando el lago esta presente.

En la tabla 4.1 se muestran los valores de temperatura máximo y mínimo para cada experimento. Las temperaturas máximas del experimento con lago se presentan alrededor de los $22^{\circ}C$, mientras que las temperaturas mínimas se registran cerca de los $14^{\circ}C$. Por otra parte, las temperaturas máximas del experimento 2 rondan los $25^{\circ}C$ y las temperaturas mínimas los $12^{\circ}C$.

El promedio de las temperaturas máximas y mínimas del experimento 1 es de 22°C y 14°C respectivamente, mientras que en el experimento 2 es de 24.82°C y 11.94°C respectivamente. La diferencia promedio de las temperatura máximas durante el día es de 2.66°C , mientras que la diferencia promedio de las temperaturas mínimas es de 2.43°C .

Tabla 4.1: Tabla con los valores máximos y mínimos de temperatura registrados durante la época seca cálida, se muestran lo valores diarios para los experimentos 1 y 2.

Temperaturas máximas							
	22-abr	23-abr	24-abr	25-abr	26-abr	27-abr	28-abr
Experimento 1	21.33	22.34	22.14	22.40	22.58	22.26	22.07
Experimento 2	25.25	25.71	24.70	24.69	24.81	24.55	24.05

Temperaturas mínimas							
	22-abr	23-abr	24-abr	25-abr	26-abr	27-abr	28-abr
Experimento 1	13.71	14.67	14.19	14.36	14.51	14.99	14.16
Experimento 2	11.95	12.21	11.76	12.01	11.57	12.86	11.21

En la Fig. 4.10 se muestran las series de tiempo correspondientes a la época seca fría. Como es de esperarse, las temperaturas de los dos experimentos disminuyen respecto a la época seca cálida.

Nuevamente el experimento 1 presenta temperaturas máximas menores que el experimento 2, así como temperaturas mínimas mayores.

También es posible observar en ambos experimentos el paso del frente frío número 23, el cual desciende las temperaturas entre los días 5 y 6 de enero.

En la tabla 4.2 se muestra que las temperaturas máximas en enero rondan los 14°C para el experimento 1, mientras que las temperaturas mínimas se registran en un rango amplio entre los 5 y 10°C .

Para el caso del experimento 2 se presentan temperaturas máximas alrededor de los 18°C , con excepción de los últimos tres días después del frente frío. Las temperaturas mínimas también varían en un rango amplio como en el caso del experimento 1, presentándose entre los 3 y 8°C .

El promedio de las temperaturas máximas y mínimas para el experimento 1 es de 14°C y 7.75°C respectivamente, mientras que el promedio de las temperaturas para el experimento 2 es de 17.53°C para las temperaturas máximas y de 6.25°C para las temperaturas mínimas.

La diferencia promedio en las temperaturas máximas durante el día es de 3.24°C , esta diferencia de valores es mayor que la presentada durante la época seca cálida.

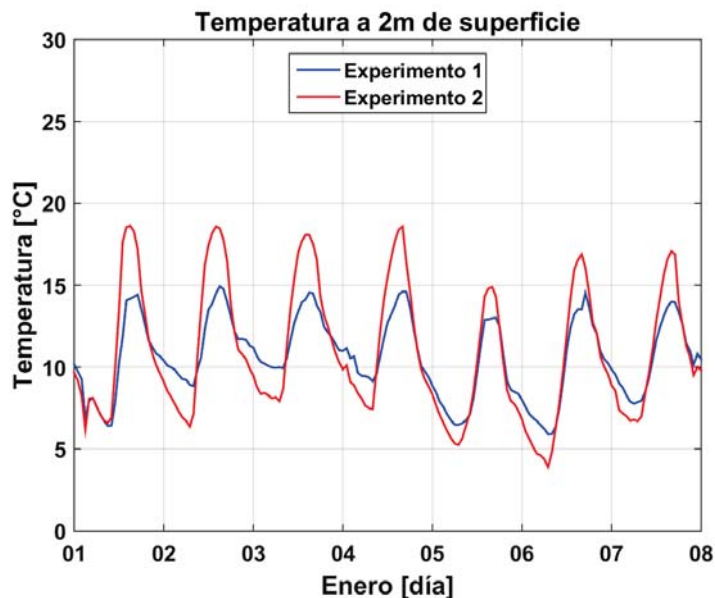


Figura 4.10: Serie de tiempo para la variable temperatura a 2m de la superficie. La gráfica muestra los valores de los experimento 1 (azul) y 2 (rojo) correspondientes a la época seca fría, del 01 de enero a las 00:00h hasta el 07 de enero a las 00:00h del 2015.

Tabla 4.2: Tabla con las temperaturas máximas y mínimas diarias durante la época seca fría.

Temperaturas máximas							
	01-ene	02-ene	03-ene	04-ene	05-ene	06-ene	07-ene
Experimento 1	14.43	14.93	14.55	14.61	13.02	14.52	13.99
Experimento 2	18.63	18.59	18.08	18.59	14.89	16.89	17.07

Temperaturas mínimas							
	01-ene	02-ene	03-ene	04-ene	05-ene	06-ene	07-ene
Experimento 1	6.42	8.85	9.93	8.87	6.49	5.89	7.77
Experimento 2	6.17	6.38	7.91	7.44	5.25	3.91	6.70

La diferencia promedio de las temperaturas mínimas es de 1.49°C , este valor es menor que el registrado en la época seca cálida.

El evento extremo que se presentó entre el 5 y el 6 de enero disminuyó el promedio de las temperaturas máximas y mínimas en ambos experimentos, pero en el experimento 1 la perturbación de los valores fue menor.

En la Fig. 4.11 se muestra la serie de tiempo correspondiente a la época

húmeda, donde las temperaturas máximas son menores que en la época seca cálida pero mayores que la seca fría, y las temperaturas mínimas son mayores que la época seca fría pero menores que la seca cálida.

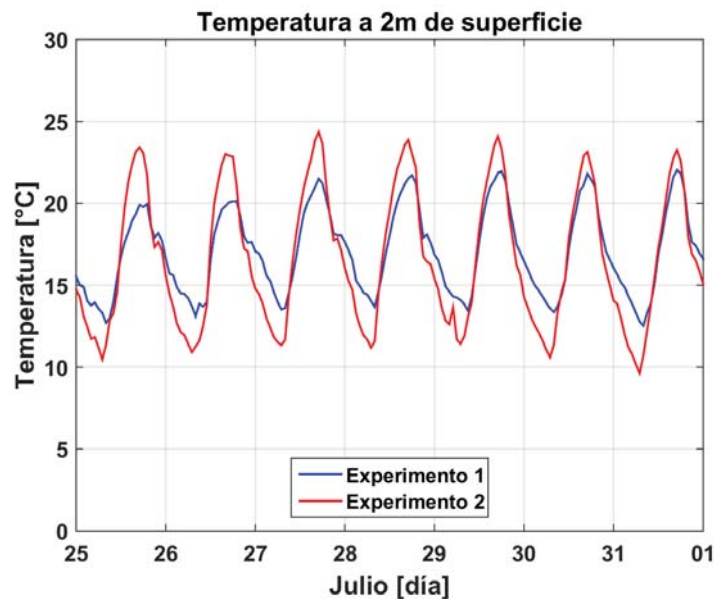


Figura 4.11: Serie de tiempo para la variable temperatura a 2m de la superficie. La gráfica muestra los valores de los experimento 1 (azul) y 2 (rojo) correspondientes a la época húmeda, del 25 de julio a las 00:00h hasta el 31 de julio a las 00:00h del 2015.

Como puede observarse en la tabla 4.3 las temperaturas máximas registradas para el experimento 1 están entre los 19 y $22^{\circ}C$, con un promedio de $21.3^{\circ}C$. Las temperaturas mínimas se ubican entre los 12 y $14^{\circ}C$ con un promedio de $13.19^{\circ}C$.

En el caso del experimento 2 los valores máximos se presentan entre los 23 y $24^{\circ}C$, con un promedio de $23.59^{\circ}C$. Mientras que las temperaturas mínimas se ubican entre los 9 y $12^{\circ}C$, con un promedio de $10.79^{\circ}C$.

La diferencia promedio de las temperaturas máximas es de $2.29^{\circ}C$, la diferencia más pequeña entre las tres épocas.

En el caso de la diferencia promedio para las temperaturas mínimas se tiene un valor de $2.40^{\circ}C$, lo que es mayor que el presentado en la época seca fría y muy cercano al valor de la época seca cálida.

También se determinó el promedio del Rango Diurno de Temperatura (DTR, por sus siglas en inglés) para cada época, valor que representa la

Tabla 4.3: Tabla con las temperaturas máximas y mínimas para la época húmeda.

Temperaturas máximas							
	25-jul	26-jul	27-jul	28-jul	29-jul	30-jul	31-jul
Experimento 1	19.96	20.14	21.50	21.72	21.95	21.80	22.03
Experimento 2	23.43	23.01	24.35	23.87	24.08	23.13	23.25

Temperaturas mínimas							
	25-jul	26-jul	27-jul	28-jul	29-jul	30-jul	31-jul
Experimento 1	12.70	13.10	13.52	13.67	13.44	13.35	12.52
Experimento 2	10.47	10.90	11.34	11.18	11.41	10.60	9.63

diferencia entre la temperatura máxima y mínima por día. De este modo se puede observar la magnitud de variación en temperatura que se da en cada experimento y época.

En la tabla 4.4 se observa que el DTR promedio es mayor en el experimento 1 que en el experimento 2 para cada época. Esto indica que la presencia del lago disminuye el rango en el que se presentan las temperaturas, generando cambios menos bruscos para esta variable en la región.

La capacidad térmica del lago también puede observarse, ya que logra disminuir las temperaturas máximas durante el día y aumentar las temperaturas mínimas durante la noche.

Tabla 4.4: Se muestra el promedio de las temperaturas máximas y mínimas de cada experimento, a partir de la diferencia entre estos valores se estimó el DTR promedio para cada época.

Año		Tmáx. [°C]	Tmín. [°C]	DTR promedio	LULC
2015	Experimento 1				
	Seca Cálida	22.16	14.37	7.79	Cuerpo de agua
	Seca Fría	14.29	7.75	6.54	
Húmeda	21.3	13.19	8.11		
2015	Experimento 2				
	Seca Cálida	24.82	11.94	12.89	Región del lago (Bosque y pastizal)
	Seca Fría	17.53	6.25	11.28	
Húmeda	23.59	10.79	12.8		

Por otro lado, en la época seca cálida se presenta la mayor diferencia en DTR promedio entre ambos experimentos, con un valor de $5.10^{\circ}C$ lo que indica que es la época en la que el lago regula más la temperatura. Las diferencias entre el DTR para la época seca fría y húmeda es de $4.74^{\circ}C$ y $4.69^{\circ}C$ respectivamente.

4.1.2. Precipitación acumulada

4.1.2.1. Análisis cualitativo

En la Fig. 4.12 se muestran los mapas con la precipitación acumulada sobre El Nuevo Lago de Chalco para los experimentos 1 y 2.

Se observa que la precipitación en ambos experimentos sobre el lago es menor a los 5mm , siendo ligeramente mayor en el experimento 2, con una diferencia de 1.2mm respecto del experimento 1.

Estos mapas muestran la precipitación total que se acumuló en el periodo de simulación de la época húmeda, del 25 de julio a las $0:00\text{h}$ hasta el 01 de agosto a las $0:00\text{h}$, e incluyen tanto la precipitación convectiva como la no convectiva.

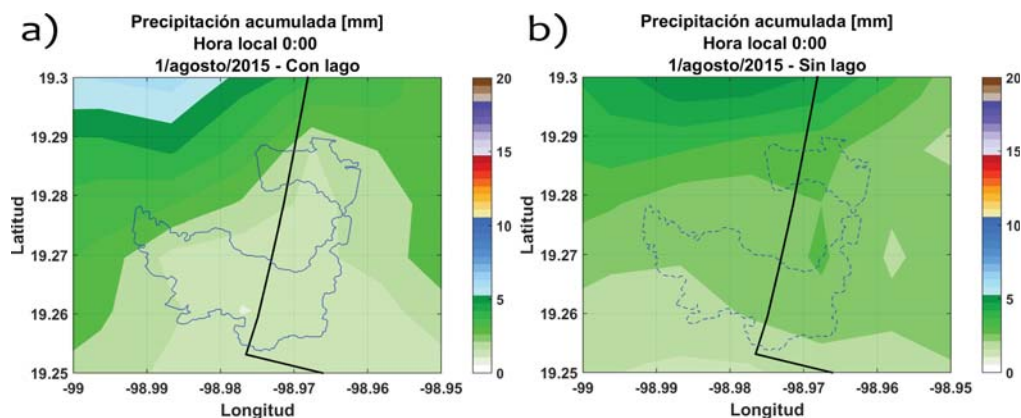


Figura 4.12: Mapas que muestran la precipitación acumulada sobre El Nuevo Lago de Chalco, en el periodo del 25 de julio a las $0:00\text{h}$ hasta el 01 de agosto a las $0:00\text{h}$. a) experimento 1. b) experimento 2.

El patrón de precipitación observado en ambos experimentos no se restringe a la superficie del lago, pero sí presenta una ligera tendencia positiva hacia el norte de la región en ambos casos.

En la Fig. 4.13 se muestran los mapas de precipitación acumulada sobre el mismo periodo, pero esta vez sobre la región que comprende la subcuenca de Chalco. En estos mapas se aprecia que la precipitación está asociada principalmente a las zonas montañosas, pues los valores más altos están ubicados en la región sur, sobre la Sierra de Chichinautzin.

Sobre la región poniente también se observan valores grandes de precipitación, siendo el área con las mayores precipitaciones en la ciudad; así como

baja precipitación al noreste, región caracterizada por la baja humedad.

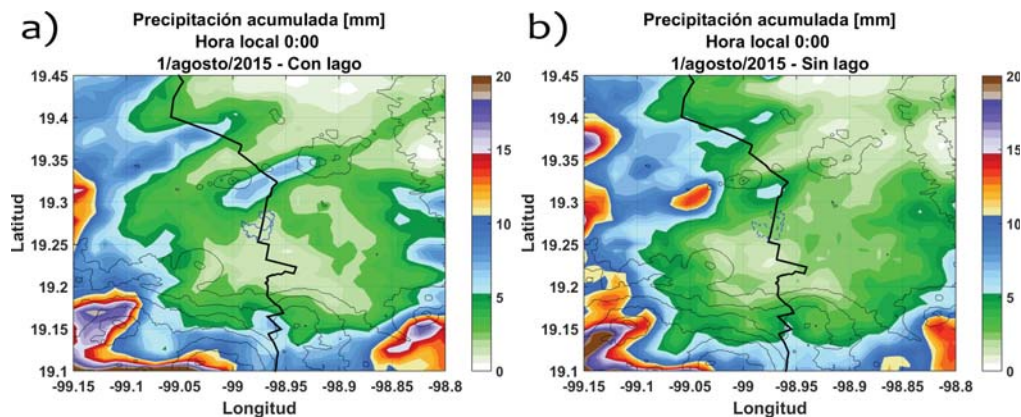


Figura 4.13: Mapas que muestran la precipitación acumulada sobre la subcuenca de Chalco, en el periodo del 25 de julio a las 0:00h hasta el 01 de agosto a las 0:00h, también se muestra la topografía de la región. a)Experimento 1. b)Experimento 2.

En el experimento 1 (Fig. 4.13a) sobresale un aumento de precipitación que se da hacia el norte del lago, cerca de las elevaciones topográficas pertenecientes a la Sierra de Santa Catarina a $8km$ aproximadamente.

Este aumento en la precipitación podría estar asociado a lluvia orográfica alimentada por la humedad del lago, siempre y cuando el viento haya desplazado la humedad en dirección de la Sierra de Santa Catarina, generando la precipitación sobre el barlovento como se aprecia en la Fig. 4.13a.

La diferencia entre los experimentos sobre El Nuevo Lago de Chalco es mínima, por lo que es difícil concluir si la precipitación esta siendo afectada directamente por la presencia del cuerpo de agua.

4.1.2.2. Análisis Cuantitativo

A continuación, se analiza la precipitación acumulada total y por día de simulación en la época húmeda.

En la Fig. 4.14 se presenta la suma de los valores asociados a los seis puntos del lago en los experimentos 1 y 2, el valor total es la cantidad de lluvia que se presentó en un área de $6km^2$ sobre El Nuevo Lago de Chalco.

La gráfica de la Fig. 4.14 se realizó con la suma de los valores asociados a los seis puntos del lago en los experimentos 1 y 2, las cantidades totales corresponden a la lluvia que se presentó en un área de $6km^2$ sobre El Nuevo Lago de Chalco.

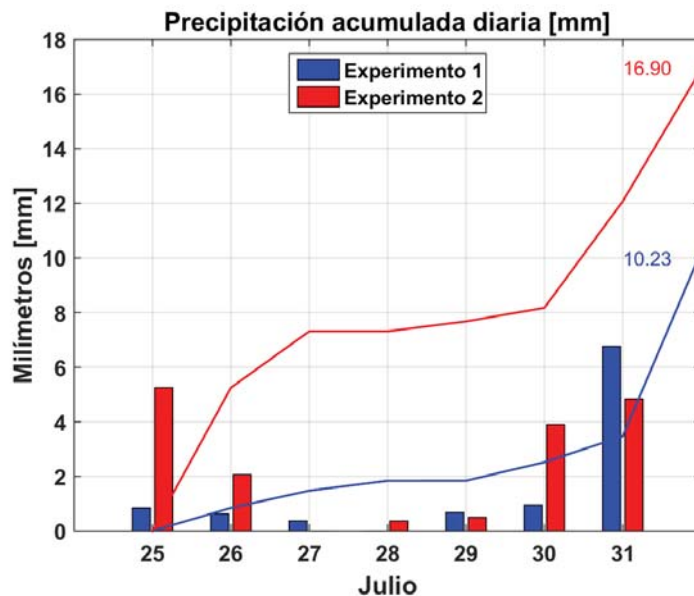


Figura 4.14: Serie de tiempo para la variable precipitación, en azul el experimento 1 y en rojo el experimento 2. Las barras muestran la precipitación acumulada por día, mientras que las líneas muestran la precipitación acumulada total. El análisis de esta variable se realizó sumando la precipitación de los 6 puntos de malla sobre el lago (Fig. 4.2).

Los valores generados muestran que la precipitación total acumulada sobre el lago fue mayor en el experimento 2 (16.90mm en siete días), comportamiento que concuerda con lo presentado en la Fig. (sec. 4.12), mientras que en el experimento 1 se registró una precipitación de 10.23mm .

Sobre el área analizada hay una diferencia de 6.67mm entre ambos experimentos, lo que representa valores bajos para la precipitación registrada en la región (sec. 3.1). Sin embargo, concuerda con los registros de CONAGUA en cuanto a lluvias por debajo del promedio en el mes de julio (sec. 3.5.1).

Si analizamos el comportamiento de la variable sobre un solo punto como en el caso de las estaciones meteorológicas (sec. A.1.2.2), la precipitación total disminuye. En la Fig. 4.15 se observa la precipitación acumulada sobre El Nuevo Lago de Chalco en un sólo punto de malla.

El valor presentado para el experimento 1 es de 1.82mm , mientras que el experimento 2 presenta 2.51mm , con una diferencia de 0.69mm entre ambos experimentos. Estos valores son mucho menores a los obtenidos en las estaciones Tezontle al centro de la ciudad y Ecoguardas al oeste.

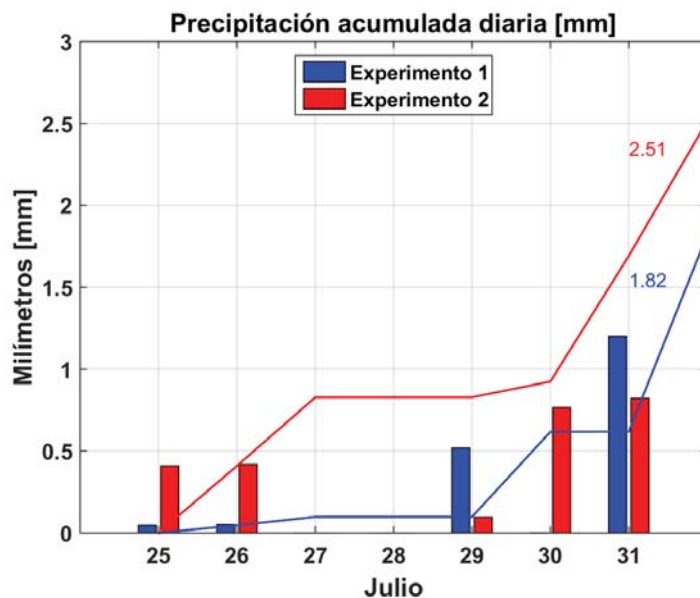


Figura 4.15: Serie de tiempo para la variable precipitación, en azul el experimento 1 y en rojo el experimento 2. Las barras muestran la precipitación acumulada por día, mientras que las líneas muestran la precipitación acumulada total. El análisis de esta variable se realizó sumando los valores de un único punto de malla sobre El Nuevo Lago de Chalco.

Por una parte es importante la localización de estos puntos, mientras que las estaciones están ubicadas en el centro y poniente de la ciudad, el lago se encuentra en su extremo oriente. Como se muestra en la Fig. (A.5) las lluvias más intensas están asociadas a la orografía oeste de la ciudad.

Por otro lado, estudios numéricos muestran que la precipitación es afectada por las zonas urbanas (Yang *et al.*, 2012), intensificando los patrones de lluvia (Paul *et al.*, 2018), e incrementando la precipitación en las ciudades con el aumento de la zona urbana (Xie *et al.*, 2014).

Esta dinámica puede justificar la mayor cantidad de lluvia asociada a los puntos de las estaciones meteorológicas en comparación con la zona del lago, además, cabe recordar que el modelo subestimó esta variable, por lo que la lluvia puede ser ligeramente mayor en la región de El Nuevo Lago de Chalco de lo que se observa en estas gráficas.

Por último, cabe recordar que modelar la precipitación con precisión sigue siendo un desafío considerable (Xiao, 2016), ya que esta variable es la más sensible a las incertidumbres del modelo, e incluso a la versión del modelo

WRF que se emplee (Bukovsky, 2009, Chu, 2017).

4.1.3. Viento en superficie

4.1.3.1. Análisis cualitativo

El viento en superficie presenta flujos turbulentos debido a los obstáculos que modifican su dirección e intensidad, y es influenciado por los patrones del viento de la alta tropósfera, por lo que pueden ser afectados tanto por características locales como por eventos de mesoescala.

A pesar de esto, es posible apreciar los cambios en la velocidad del viento como respuesta a diferentes superficies y valores de rugosidad. En la Fig. 4.16 se muestran dos mapas con salidas horarias para la época seca fría.

En el Experimento 1 (Fig. 4.16a) se aprecia que la velocidad del viento sobre la región sur del lago supera los 25km/h , mientras que en el Experimento 2 la magnitud sobre la misma región presenta valores menores a 10km/h .

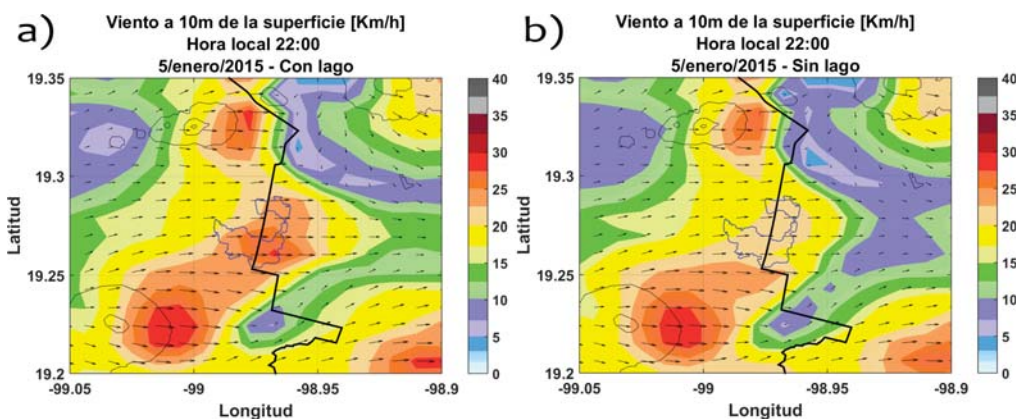


Figura 4.16: Mapas de dirección y magnitud del viento a 10m de la superficie en la época seca fría, a)Experimento 1 y b)Experimento, ambos para el 5 de enero a las $22:00\text{h}$.

También sobresale que la velocidad del viento disminuye hacia el este del lago con menor intensidad en el experimento 1, manteniéndose un flujo cerca de los 15km/h , mientras que en el segundo caso la velocidad se mantiene cerca de los 10km/h .

Para las tres épocas la presencia del lago aumenta considerablemente la velocidad del viento sobre su superficie, sobre todo durante la noche. Aunque llegan a presentarse valores más altos para el Experimento 2 en algunas horas

durante el día. A continuación se presentan dos mapas de diferencias para la época seca cálida durante el día y la noche.

Para el 23 de abril a las 05:00h (Fig. 4.17a) se aprecian intensidades mayores en la velocidad del viento para el Experimento 1, las diferencias rondan los 10km/h sobre el lago, comportamiento esperado debido al bajo coeficiente de rugosidad. Destaca que el patrón de intensidad positiva para el Experimento 1 abarca un área mayor a la del lago, desplazándose en dirección sureste.

Para el 24 de abril a las 13:00h (Fig. 4.17b) sobresalen dos patrones de gran magnitud en las inmediaciones del lago, una positiva y otra negativa, lo que supone que la presencia del lago no solamente aumenta la magnitud del viento sobre su superficie, sino que también es capaz de modificar la ruta sobre la cual el flujo de viento es mayor.

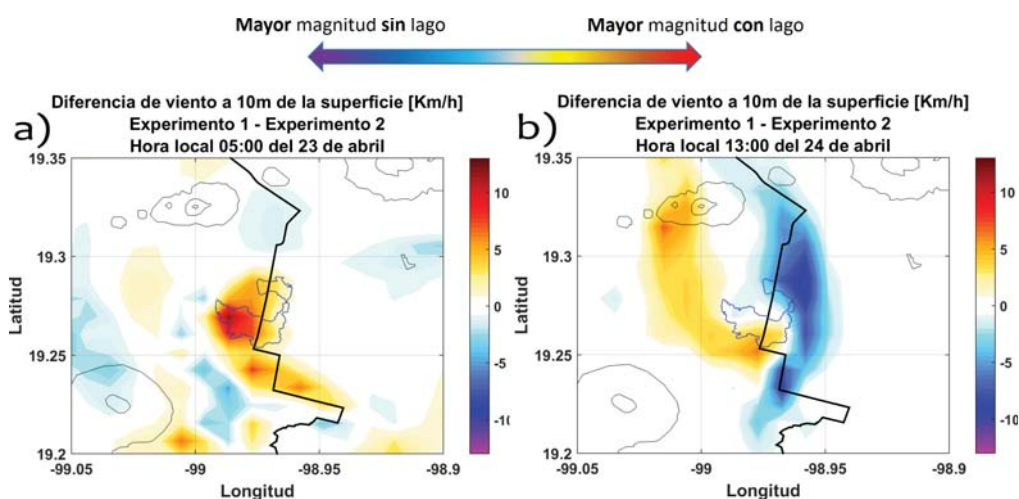


Figura 4.17: Mapas de diferencias para la magnitud del viento a 10m de la superficie en la época seca cálida. a)Diferencias para el 23 de abril a las 05:00h . b)Diferencias para el 24 de abril a las 13:00h.

Sobre el lago también se presentó un flujo divergente del viento (Fig. 4.18a), comportamiento que no se presenta en el Experimento 2 (Fig. 4.18b). Este patrón de viento se presentó en abril principalmente entre las 12:00 y 14:00 horas, durante cinco de los siete días de simulación.

Si observamos el mapa de diferencias (Fig. 4.18c) sobresale un mayor flujo para el Experimento 1 alrededor del lago, lo que indica que el desplazamiento del viento aumenta su velocidad conforme se aleja de la superficie del cuerpo

lacustre (Fig. 4.18a).

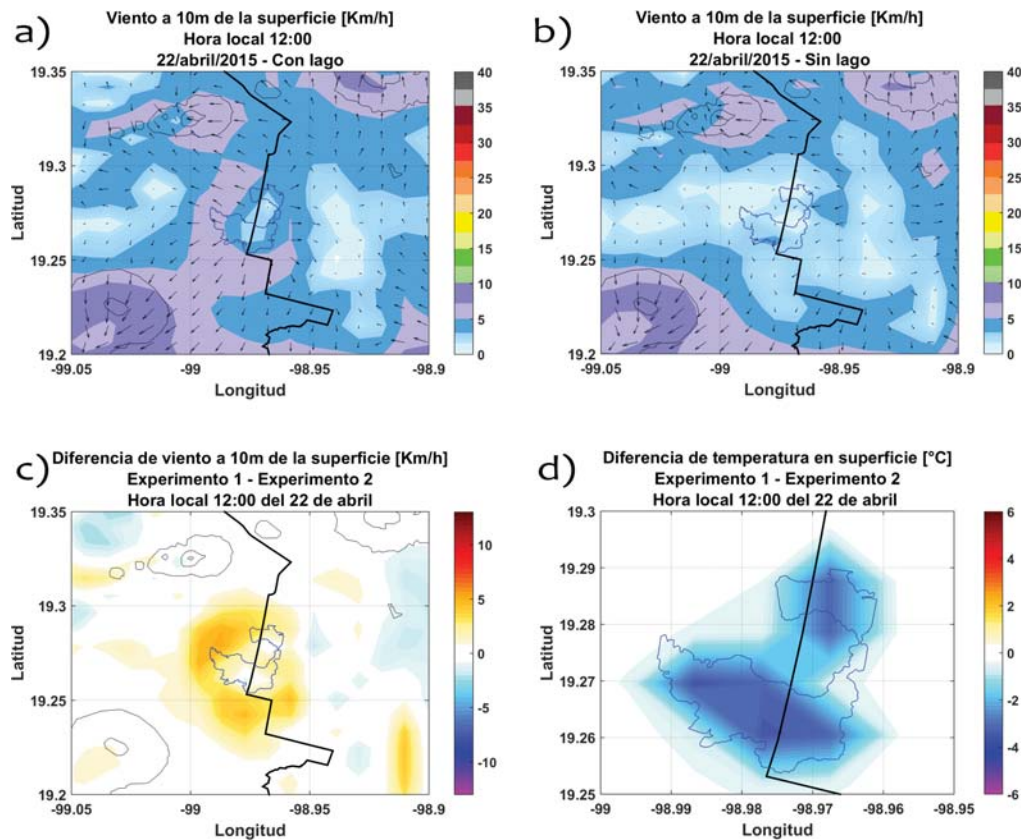


Figura 4.18: Se muestran mapas de dirección y magnitud del viento a 10m de la superficie, así como un mapa de diferencias de la magnitud del viento y la temperatura, todos para la época seca cálida. a)Magnitud y dirección del viento para el 22 de abril a las 12:00h, Experimento 1. b)Magnitud y dirección del viento para el 22 de abril a las 12:00h, Experimento 2. c)Mapa de diferencias en magnitud del viento para el 22 de abril a las 12:00h. d)Mapa de diferencias en temperatura para el 22 de abril a las 12:00h.

Este comportamiento indica la presencia de un centro de alta presión sobre el lago que genera un flujo hacia las zonas de baja presión. Durante las horas en las que se presenta esta circulación también se presentan las mayores diferencias en temperatura sobre el lago en todo el día (Fig. 4.18d), por lo que el aire más caliente alrededor del cuerpo lacustre que asciende por ser menos denso, esta siendo remplazado por el aire fresco y más denso proveniente de El Nuevo Lago de Chalco.

Si bien la presión de la atmósfera aumenta proporcionalmente con la temperatura, también esta condicionada a la densidad del aire. A temperaturas más bajas las moléculas se mueven lentamente, lo que hace que se aglomeren aumentando la densidad y presión del aire.

En los mapas de la Fig. 4.18 el comportamiento se da en condiciones de viento local, con velocidades relativamente bajas. A continuación se presenta el comportamiento cuando un sistema de viento a mayor velocidad arriba a la región.

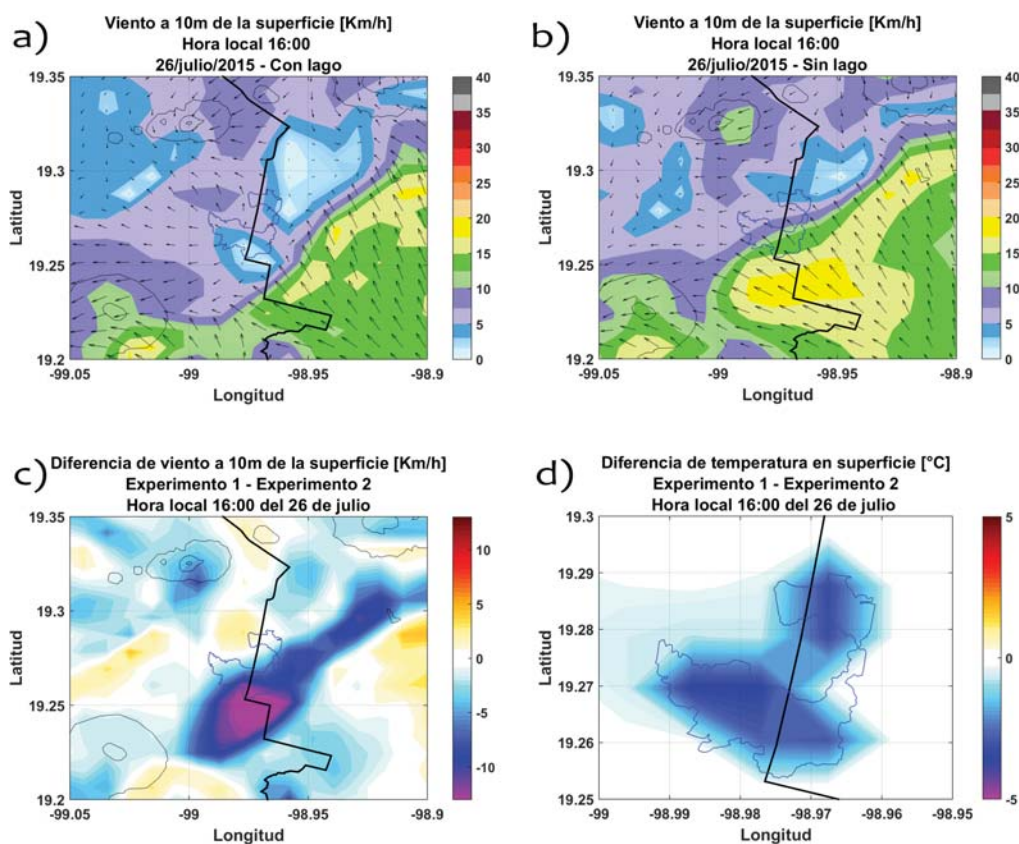


Figura 4.19: Se muestran mapas de dirección y magnitud del viento a 10m de la superficie, así como un mapa de diferencias de la magnitud del viento y la temperatura, todos para la época húmeda. a)Magnitud y dirección del viento para el 26 de julio a las 16:00h, Experimento 1. b)Magnitud y dirección del viento para el 26 de julio a las 16:00h, Experimento 2. c)Mapa de diferencias en magnitud del viento para el 26 de julio a las 16:00h. d)Mapa de diferencias en temperatura para el 26 de julio a las 16:00h.

En la Fig. 4.19a se observa otra circulación divergente del viento en la superficie del lago, esta vez para el 26 de julio a las 16:00h. Este flujo no se aprecia en el Experimento 2 (Fig. 4.19b), sin embargo, en ambos experimentos resalta la presencia de un sistema de viento desde el sureste que penetra en la región, pero que en el caso del experimento 1, el impacto de este sistema disminuye debido al flujo divergente sobre el lago, de tal modo que el experimento 2 presenta mayores velocidades de viento.

Esto puede apreciarse en el mapa de diferencias (Fig. 4.19c), donde la mayor magnitud del viento la tiene el Experimento 2 sobre la región sureste del lago. De tal modo que la velocidad del viento en el Experimento 1 no resulta ser siempre positiva sobre El Nuevo Lago de Chalco. En el mapa de la Fig. 4.19d se observan las diferencias en temperatura, al igual que en la época seca cálida los flujos divergentes en la época húmeda se presentan en las horas de mayor diferencia en temperatura respecto del experimento 2.

Durante la época húmeda se presentó el mayor número de estos eventos, en seis de los siete días de simulación y entre las 13:00 y 16:00 horas. Por otro lado, la época seca fría presentó tres eventos de divergencia en diferentes días pero sólo con duración de una hora.

4.1.3.2. Análisis cuantitativo

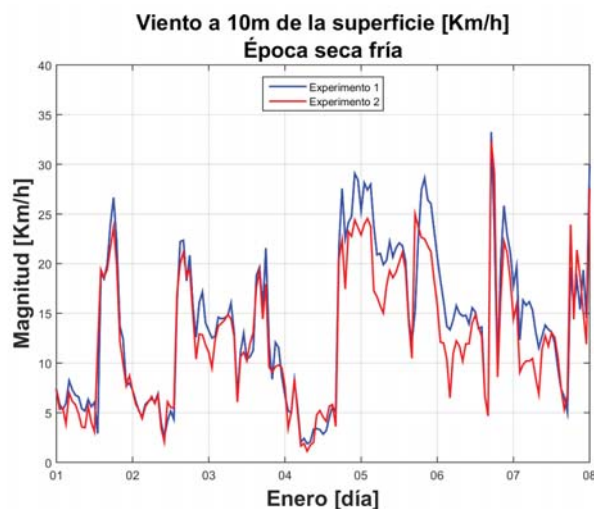


Figura 4.20: Serie de tiempo para la magnitud del viento a 10m de superficie, la fecha corresponde a la época seca fría.

En la Fig. 4.20 se aprecia la serie de tiempo para la magnitud del viento en la época seca fría, se distingue que la velocidad siempre es ligeramente mayor en el Experimento 1. Además, destaca que durante la llegada del frente frío la diferencia entre las magnitudes se incrementa, siendo notoriamente menor en el experimento 2.

Para la época seca cálida (Fig. 4.21) la magnitud del viento vuelve a ser mayor en el Experimento 1, el patrón en esta gráfica se vuelve más uniforme con periodos de magnitudes bajas más cortos respecto a la época seca fría. También la diferencia entre las magnitudes máximas es ligeramente mayor que en las otras dos épocas.

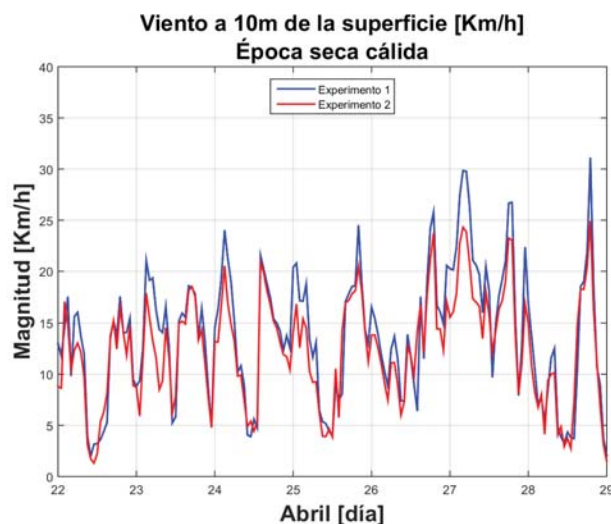


Figura 4.21: Serie de tiempo para la magnitud del viento a 10m de superficie, la fecha corresponde a la época seca cálida.

Por último, se muestra la serie de tiempo para la época húmeda (Fig. 4.22), el patrón de comportamiento se distingue mejor en este caso, con valores máximos de viento por la tarde y magnitudes mínimas por la mañana. El Experimento 1 también presenta velocidades más altas que el Experimento 2, además, presenta valores máximos altos respecto a las épocas seca fría y seca cálida, pero también los valores mínimos más bajos de las tres épocas.

En la Fig. 4.23 se presentan los histogramas para las magnitudes del viento por época y experimento, así como su distribución de probabilidad Weibull asociada.

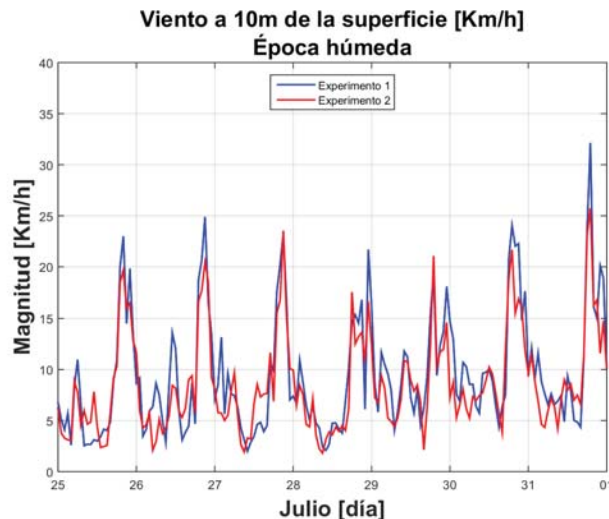


Figura 4.22: Serie de tiempo para la magnitud del viento a 10m de superficie, la fecha corresponde a la época húmeda.

En general todas las distribuciones de velocidad son asimétricas a la izquierda, con intervalos de velocidades altas poco frecuentes pero más comunes para el Experimento 1 en todos los casos. Las velocidades más comunes se encuentran entre los 5 y 10km/h.

En el caso de la época seca fría (Figs. 4.23a,b) se presentan los valores medios más altos de velocidad del viento. Para el Experimento 1 se tiene un valor de 14.0km/h, mientras que el experimento 2 tiene un valor de 12.1km/h. Los mayores velocidades en esta época están relacionadas al evento extremo del frente frío no. 23.

La media nos dice el promedio de la magnitud del viento, mientras que la mediana de la distribución nos dice que el viento soplará la mitad del tiempo debajo de este valor, y la otra mitad por encima de ese valor.

Debido a que el valor de la media es más sensible a los valores extremos, también es la época seca fría la que presenta mayor diferencia entre su promedio y su mediana, con una diferencia de 1.5km/h para el Experimento 1 y de 1.2km/h para el Experimento 2 (ver tabla 4.5).

La época que presenta menor diferencia entre estos valores es la seca cálida (Figs.4.23c,d). Sin embargo, también presenta las diferencias más altas entre Experimentos, es decir, tanto su promedio como su mediana son más altos en el Experimento 1 que en el Experimento 2. Lo que indica que durante ésta

época la presencia del lago afecta más la magnitud del viento.

Tabla 4.5: Tabla con los valores de la media y la mediana de la distribución de las magnitudes del viento [km/h], para cada época y experimento.

		E. Seca Fría	E. Seca Cálida	E. Húmeda
Experimento 1	Media	14.00	12.93	9.26
	Mediana	12.47	12.03	8.18
Experimento 2	Media	12.05	10.98	8.20
	Mediana	10.90	10.37	7.60

Los valores más bajos en la media y la mediana entre las tres épocas corresponden a los experimentos de la época húmeda (Figs. 4.23e,f). Por lo que es la época en que la presencia de El Nuevo Lago de Chalco afecta en menor medida la magnitud del viento.

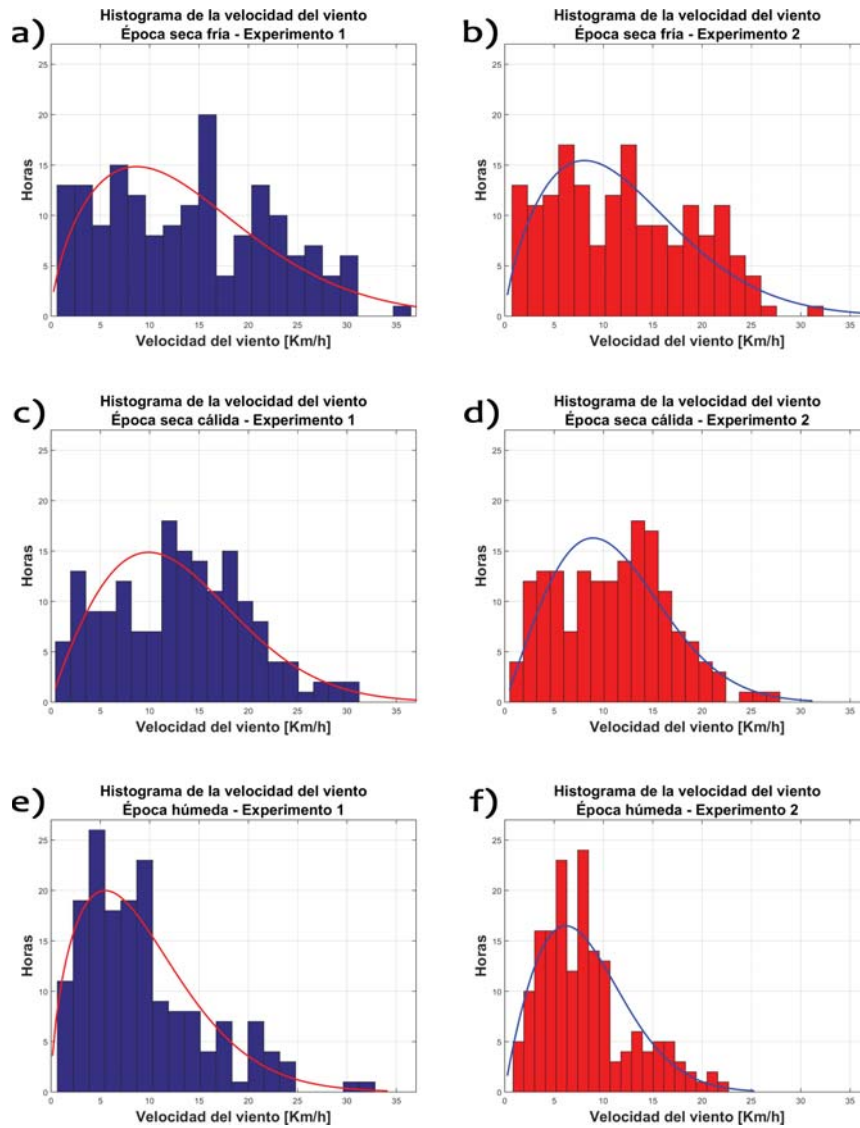


Figura 4.23: Gráficas de histogramas para la velocidad del viento y su distribución de Weibull. a)Experimento 1 para la época seca fría. b)Experimento 2 para la época seca fría. c)Experimento 1 para la época seca cálida. d)Experimento 2 para la época seca cálida. e)Experimento 1 para la época húmeda. f)Experimento 2 para la época húmeda.

4.2. Balance de energía

En el Experimento 2 cuando el lago no está presente, el tipo de cobertura y uso de suelo que solía ser no es uniforme, y a pesar de que en la región predomina el pastizal también se encuentra una porción de bosque de coníferas.

El LULC en el Experimento 1 (Fig. 4.24a) presenta seis puntos que corresponden a un cuerpo de agua, por otro lado, en el Experimento 2 (Fig. 4.24b) estos puntos corresponden a cinco puntos de malla con terreno tipo pastizal y un punto donde se presenta un bosque de coníferas.

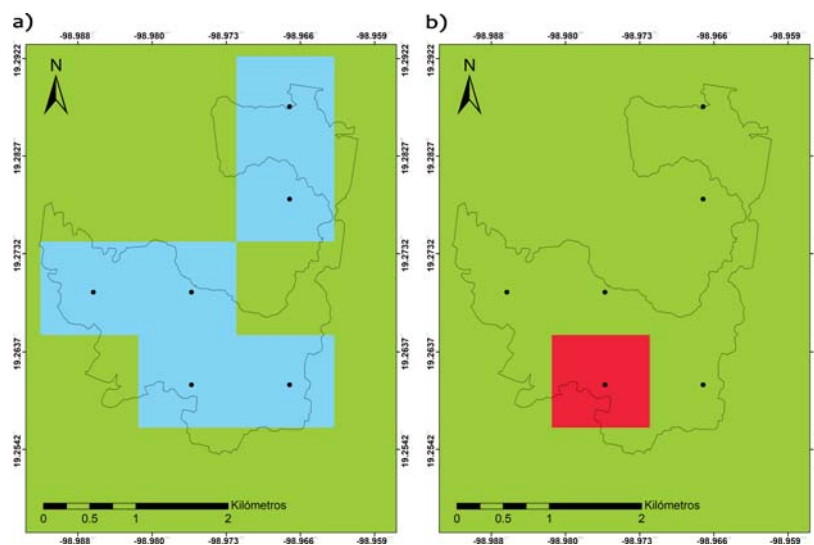


Figura 4.24: Se muestra la cobertura y uso de suelo empleadas en las simulaciones de los experimentos sobre la región de El Nuevo Lago de Chalco. a) Experimento 1, el color verde corresponde a terreno con pastizal, mientras que el color azul corresponde a la superficie lacustre. B) Experimento 2, el color verde corresponde a terreno con pastizal, mientras que el color rojo corresponde a terreno cubierto con bosque de coníferas.

Debido a que el LULC responde de manera distinta a la radiación solar, y que esto a su vez determina los flujos de energía que impactan en el sistema climático, se decidió analizar el comportamiento de estas tres coberturas (pastizal, lago y bosque de coníferas) para determinar el balance energético asociado a cada una de ellas.

El balance energético a su vez está asociado a la radiación neta, fundamental en la climatología de las capas bajas de la atmósfera. Para determinarla se

puede hacer la suma de las diferencias entre las longitudes de onda entrantes y salientes.

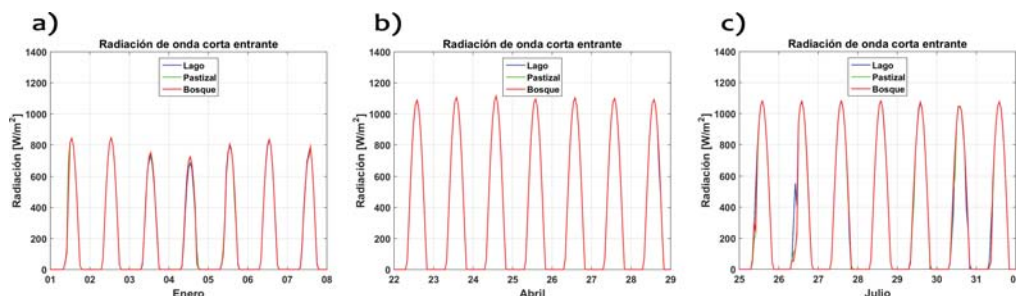


Figura 4.25: Gráficas que presentan el flujo de radiación de onda corta entrante, los valores se calcularon para las coberturas de lago (azul), pastizal (verde) y bosque de coníferas (rojo). a) Flujo para la época seca fría. b) Flujo para la época seca cálida. c) Flujo para la época húmeda.

En la Fig. 4.25 se muestran los flujos de energía simulados para la radiación de onda corta entrante. Para cada época la cantidad de energía que se recibe es prácticamente idéntica en cada cobertura, esto debido a que el modelo estima estos valores en la capa alta de la atmósfera, por lo que la cantidad de radiación solar que llega a esa altura será la misma.

Entre épocas si es posible apreciar diferencias, como era de esperarse los valores más altos se presentan en la época seca cálida (abril), mientras que los valores más bajos están presentes en la época seca fría (enero).

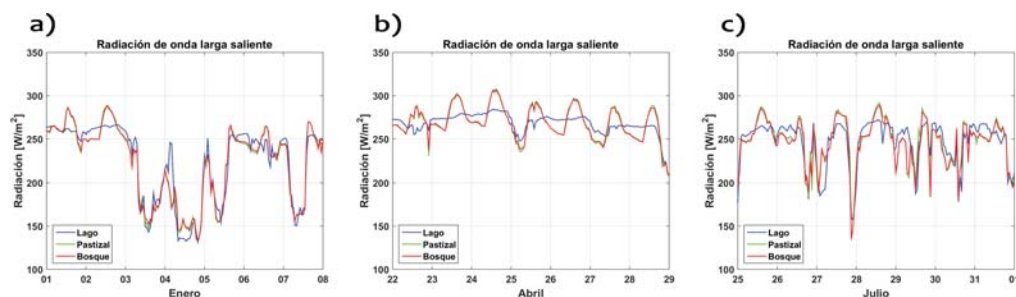


Figura 4.26: Gráficas que presentan el flujo de radiación de onda larga saliente, los valores se calcularon para las coberturas de lago (azul), pastizal (verde) y bosque de coníferas (rojo). a) Flujo para la época seca fría. b) Flujo para la época seca cálida. c) Flujo para la época húmeda.

En la Fig. 4.26 se muestran los flujos de energía simulados para la radiación de onda larga saliente. En general se aprecian valores más bajos para

la superficie con lago, esto puede estar relacionado con su mayor capacidad calorífica, por lo que absorbe una mayor cantidad de energía antes de emitirla.

En general, se aprecia que en la época seca fría se emite la menor cantidad de energía térmica por parte de la superficie, siendo máxima para la época seca cálida y con una mayor amplitud para la época húmeda.

A pesar de que el modelo hace el cálculo de esta variable también la estima en el tope de la atmósfera, por lo que sus valores no representan la cantidad real que es emitida por cada superficie. A esa altura la radiación ha atravesado la atmósfera e interactuado con sus componentes, de tal manera que si el lago representa una fuente local de formación de nubes estas afectarían los valores de radiación.

En la Fig. 4.27 se muestran los flujos de energía para la radiación de onda larga entrante. En este caso los valores son prácticamente idénticos para las coberturas en la época seca cálida, con variaciones más notorias en la época seca fría y sobre todo en la época húmeda.

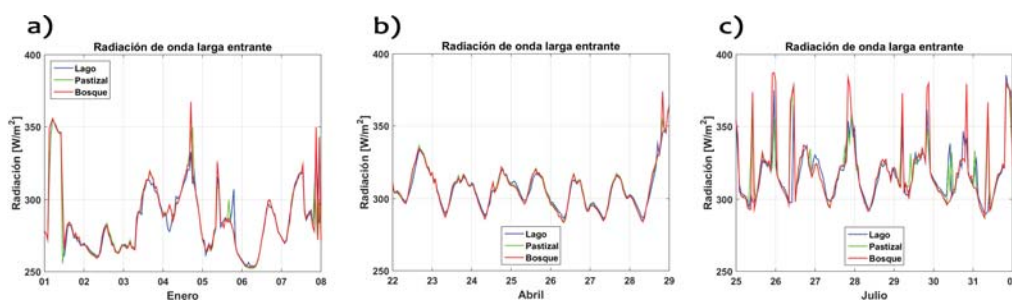


Figura 4.27: Gráficas que presentan el flujo de radiación de onda larga entrante, los valores se calcularon para las coberturas de lago (azul), pastizal (verde) y bosque de coníferas (rojo). a) Flujo para la época seca fría. b) Flujo para la época seca cálida. c) Flujo para la época húmeda.

Esta variable depende fuertemente de la cantidad de nubes presentes, pues son estas quienes reflejan la radiación de onda larga hacia la superficie. Por tal motivo cabría esperar que las mayores diferencias se presentaran en la época húmeda, donde hay una mayor formación de nubes y precipitación.

En el caso del flujo de radiación de onda corta saliente el modelo no lo estima, sin embargo, puede ser obtenido mediante los valores de albedo superficiales y la radiación de onda corta entrante. No obstante, no serviría de mucho obtener esta variable para hacer el cálculo de la radiación neta, debido a que dos de las variables necesarias son calculadas en el tope de la atmósfera y no en la superficie terrestre.

4.2.1. Flujos de calor

Por lo anterior, se decidió describir el balance de energía sobre el lago mediante el análisis de las siguientes variables del modelo WRF: "HFX" que es el flujo de calor sensible, "LH" que es el flujo de calor latente, y "GRDFLX" que es el flujo de calor en el suelo.

Estos tres flujos analizados están relacionados con el balance de energía superficial de acuerdo a la ecuación 2.30. El análisis de estos flujos para determinar R_N se realizó tomando el valor promedio de los datos en los puntos de malla correspondientes a cada uso de suelo.

En la Fig. 4.28 se muestra el flujo de R_N estimado para cada uso de suelo durante las tres épocas analizadas. Debido a que R_N normalmente es positivo durante el día y negativo durante la noche su valor diario total será casi siempre positivo con excepción de regiones con condiciones adversas o específicas.

La época que presenta menor R_N es la seca fría en las tres coberturas, mientras que la época húmeda es la que presenta mayor flujo para bosque y sobre todo para pastizal, en cuanto al lago disminuye mínimamente respecto de la época seca cálida y es mayor que la época seca fría.

También se aprecia que el flujo presenta un ciclo diurno en todos los casos, con máximos al medio día cuando la irradiancia es mayor y mínimos durante los periodos sin luz solar, siendo el bosque el que presenta valores máximos a media tarde y el lago la única cobertura que presenta un flujo negativo durante la noche.

R_N será positivo si lo es la suma de sus componentes, lo que significa que la superficie terrestre gana más energía de la que pierde. Por el contrario, si R_N es negativo significa que la superficie pierde más energía de la que recibe.

De lo anterior se desprende que alguno de los flujos de calor presenta valores altos y negativos durante la noche en presencia del cuerpo lacustre, desplazando energía desde la superficie hacia el suelo o hacia la atmósfera, ocasionando un flujo de R_N negativo.

Esta disminución de la radiación neta puede estar relacionada con el suministro de energía en forma de calor hacia el aire, las plantas o el suelo. Además, también puede estar involucrada en la evaporación del agua.

En el caso del bosque de coníferas, mientras la radiación añade energía a la superficie la suma de los flujos es positiva y muy grande, lo que indica una mayor cantidad de energía disponible sobre el bosque para ser utilizada en distintos procesos superficiales.

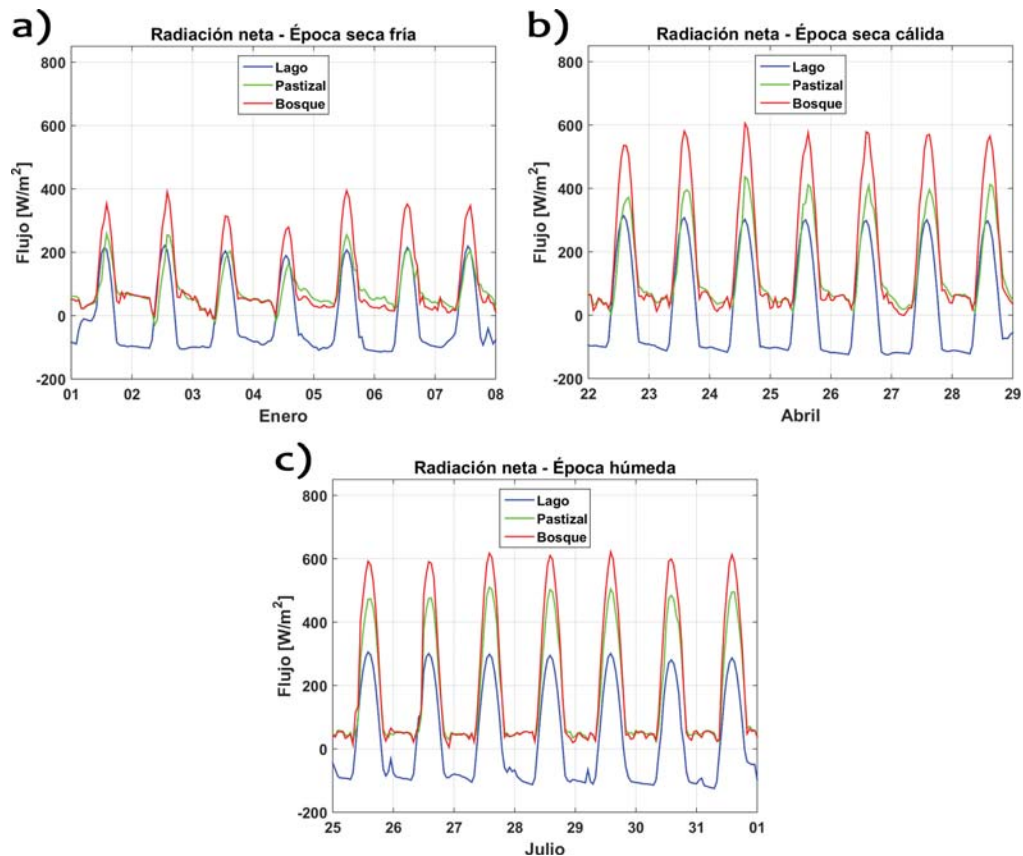


Figura 4.28: Gráficas que presentan el flujo de radiación neta, los valores se calcularon para las coberturas de lago (azul), pastizal (verde) y bosque de coníferas (rojo). a) Flujo para la época seca fría. b) Flujo para la época seca cálida. c) Flujo para la época húmeda.

Resulta evidente que las distintas coberturas del suelo afectan de manera única el balance de energía, esto debido a las características físicas que posee cada una. En la tabla 4.6 se muestran los parámetros físicos que el modelo considera para cada cobertura (sec. 2.3.1.2).

Estos valores condicionan la interacción superficie-atmósfera modificando los flujos de calor sensible, latente y del suelo. Analizar por separado cada uno de estos flujos de energía es necesario para entender cómo es que los distintos usos de suelo afectan el balance de energía superficial.

Estos flujos se pueden expresar como energía por unidad de tiempo y por unidad de superficie, o como en el caso de la radiación como potencia por

unidad de superficie W/m^2 .

Tabla 4.6: Tabla con los parámetros físicos que el modelo WRF emplea para cada categoría de uso de suelo, estos valores se ubican en el archivo *VEGPARM.TBL* del modelo.

	Albedo (%)	Z0 (m) (m)	SHDFAC	NROOT	RS ($s\ m^{-1}$)	RGL	HS	LAI	EMISS
Pastizal	0.19-0.23	0.1-0.12	0.8	3	40	100	36.35	2.9	.920 - .960
Bosque	0.1	0.5	0.7	4	125	30	47.35	6.4	0.95
Lago	0.08	0.0001	0	0	100	30	51.75	0	0.98

El calor sensible esta asociado al consumo de energía que es utilizado en el aumento de la temperatura del aire. En la Fig. 4.29 podemos observar el calor sensible asociado a cada cobertura por época analizada.

Se observa que las magnitudes más grandes están presentes en las épocas húmeda y seca cálida, siendo ligeramente mayores en abril. Por el contrario, los valores más bajos se registran en la época seca fría.

Asimismo, existe una gran diferencia entre los valores del lago y de los suelos vegetados, siendo considerablemente menores en el cuerpo de agua, por lo que el pastizal y el bosque facilitan el aumento de la temperatura de la región durante el día.

El comportamiento del suelo vegetado esta asociado directamente a la presencia de radiación solar, siendo similar a la gráfica de radiación de onda corta entrante (Fig. 4.25), de tal manera que el flujo alcanza los valores máximos al mismo tiempo que la radiación es máxima sobre la región.

De estas dos coberturas el bosque presenta valores más altos de calor sensible, este comportamiento esta asociado a su menor albedo respecto del pastizal (0.1 y 0.19-0.23 respectivamente), lo que permite que tenga más energía disponible para emplear en este flujo.

Lo anterior no significa que el bosque facilite mayores temperaturas, como se observa en la Fig. 4.46 ambas coberturas vegetadas presentan temperaturas similares. Estos se debe a que el aumento en el flujo de calor sensible en el bosque es compensado por la creciente mezcla turbulenta sobre el dosel, ocasionada por su mayor coeficiente de rugosidad (Heerwaarden, 2014).

Debido a que las tres coberturas reciben la misma cantidad de radiación, el bajo flujo presentado en el lago indica que la energía que recibe esta siendo dirigida en otra dirección. Esto ocasiona que el aire sobre el cuerpo lacustre presente temperaturas más bajas.

Como el calor sensible está relacionado con la energía que podemos percibir, una elevada presencia del mismo en la atmósfera indica un incremento

de calor en el aire. Lo que puede verse claramente si comparamos las gráficas de este flujo con las de su temperatura asociada (Figs. 4.10,4.9,4.11).

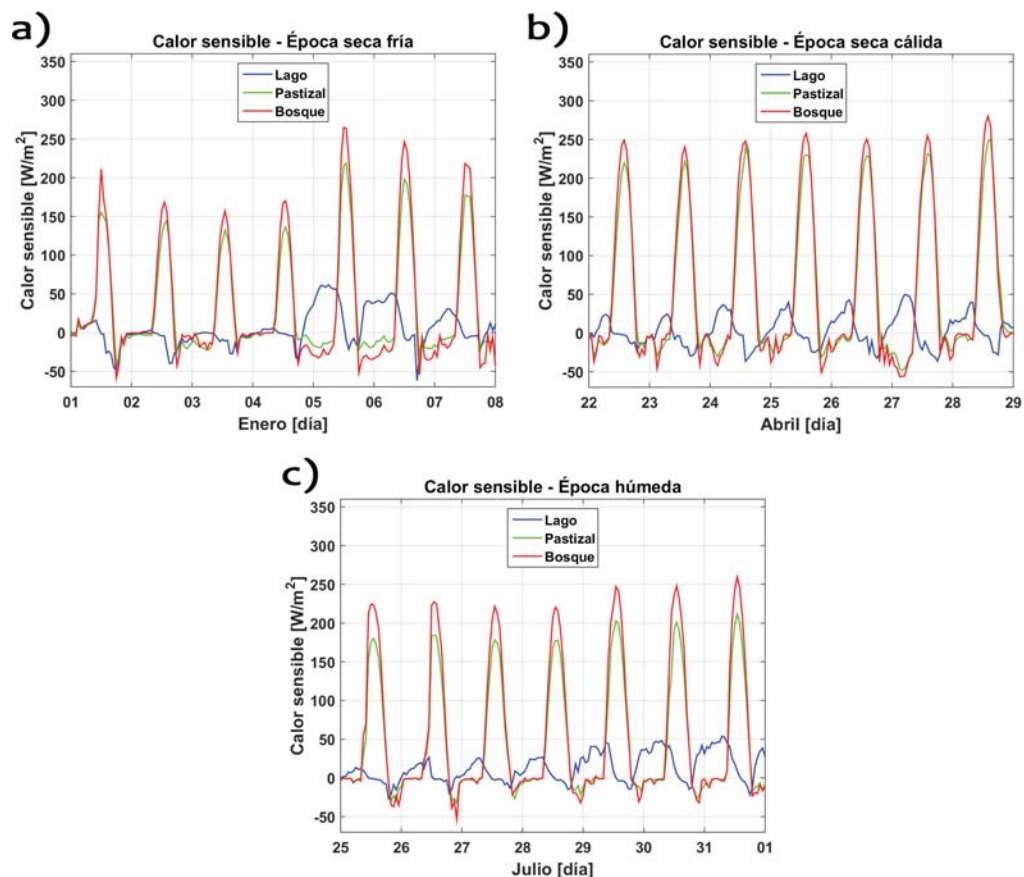


Figura 4.29: Gráficas que presentan el flujo de calor sensible por época para las coberturas de lago (azul), pastizal (verde) y bosque de coníferas (rojo). a) Flujo para la época seca fría. b) Flujo para la época seca cálida. c) Flujo para la época húmeda.

Durante el día la radiación solar va en aumento y a su vez el flujo de calor sensible se incrementa, lo que se traduce en un alza de temperatura en la región a media tarde. Durante la noche este flujo de energía disminuye drásticamente ocasionando las bajas temperaturas que se observan sobre el pastizal y el bosque. En el caso de estas dos coberturas vemos que los puntos máximos de temperatura corresponden a los puntos máximos del flujo.

En la Fig. 4.30 observamos el comportamiento diurno promedio de cada época simulada, los valores máximos alcanzados por el cuerpo de agua se dan

antes de medio día, mientras que el pastizal y el bosque los alcanzan después de mediodía.

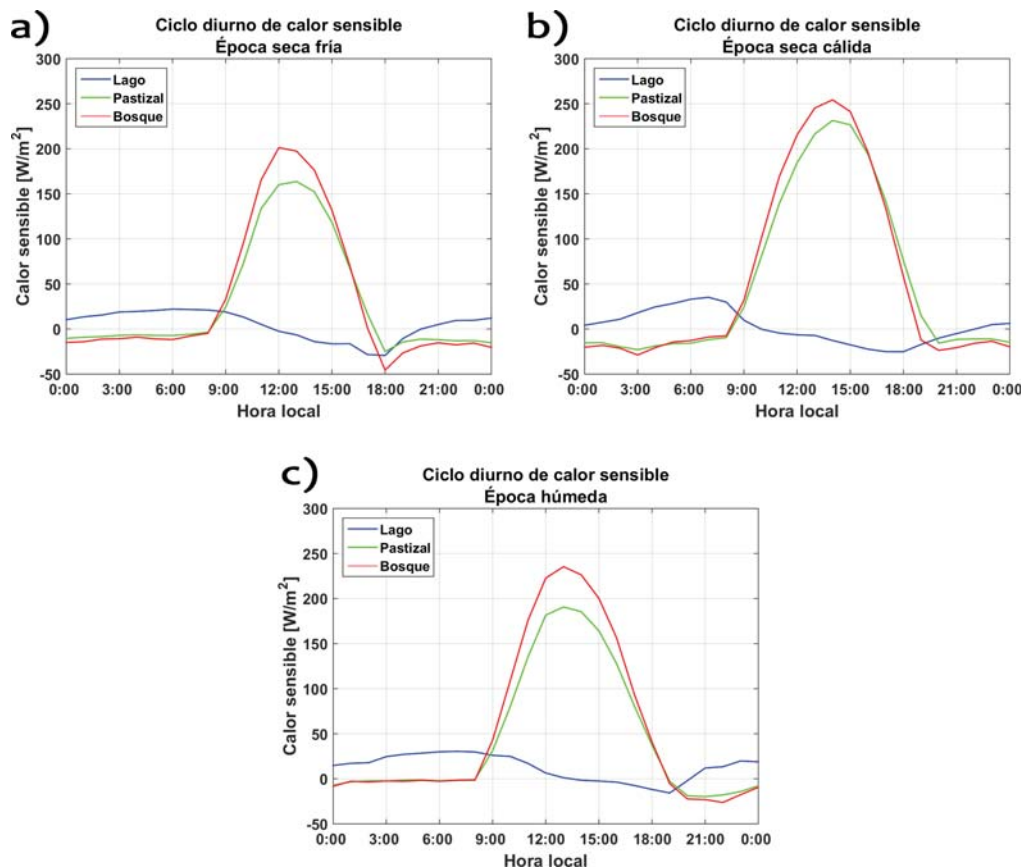


Figura 4.30: Gráficas que presentan el flujo de calor sensible diurno promedio para cada época y cobertura: lago (azul), pastizal (verde) y bosque de coníferas (rojo). a)Flujo para la época seca fría. b)Flujo para la época seca cálida. c)Flujo para la época húmeda.

El lago aumenta sus valores en horas sin radiación solar, este incremento en el flujo de calor sensible del cuerpo lacustre esta asociado al suministro de energía en forma de calor a la atmósfera, lo que se traduce en noches menos frías.

De este modo se reafirma que la presencia de El Nuevo Lago de Chalco evita que la temperatura aumente demasiado durante el día, generando un ambiente más fresco que el pastizal o el bosque. Y durante la noche evita que la región se enfríe demasiado propiciando temperaturas más cálidas.

A continuación se analiza el flujo de calor latente, asociado al consumo de energía que se utiliza para vaporizar el agua.

En la Fig. 4.31 se observa el flujo de calor latente acumulado por cada día de simulación. Como es de esperarse la menor cantidad de energía relacionada con la evaporación total se registra en enero (Fig. 4.31a).

Por otra parte, los flujos más grandes para pastizal y bosque se presentan en la época húmeda (Fig. 4.31c), mientras que en el lago se presentan en la época seca cálida (Fig. 4.31b).

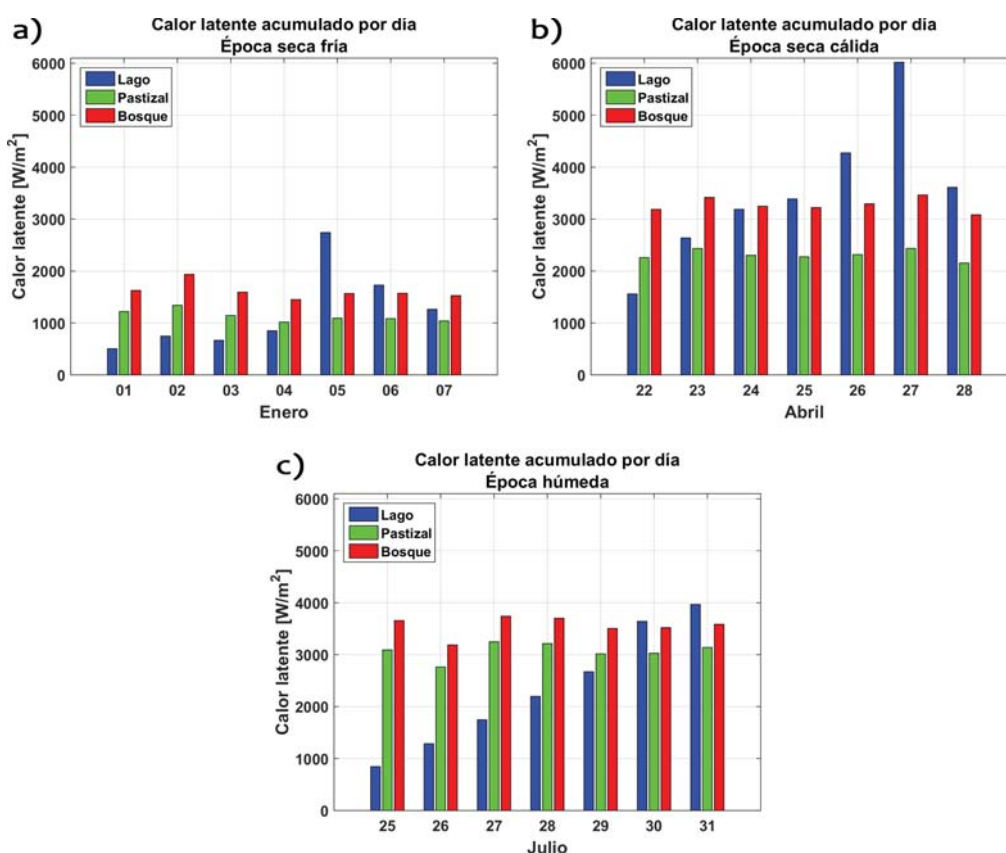


Figura 4.31: Gráficas que presentan el flujo de calor latente acumulado por día, para cada época y cobertura: lago (azul), pastizal (verde) y bosque de coníferas (rojo). a) Flujo para la época seca fría. b) Flujo para la época seca cálida. c) Flujo para la época húmeda.

La cobertura con bosque presenta valores más altos que el pastizal en cada época, recordemos que el modelo de superficie terrestre del WRF utiliza dos componentes vegetales para calcular la evaporación total (ec.2.8), donde la

evapotranspiración del dosel depende del tipo y cantidad de cobertura vegetal presente.

El comportamiento del bosque se genera debido a las diferencias en la resistencia de flujo de vapor de agua a través de la vegetación o resistencia del dosel (R_C), este parámetro toma los valores de sus componentes de la tabla 4.6. De tal modo que R_C resulta ser menor en el caso del bosque dando como resultado una mayor evapotranspiración.

Por lo tanto, el flujo de calor latente es directamente afectado por la vegetación a través de la incorporación de agua libre evaporada desde el dosel, así como por la transpiración de la planta. Contrario al caso del lago, donde solamente se considera la evaporación desde la superficie.

De las tres coberturas el lago presenta la mayor cantidad de flujo latente en la época seca cálida (tabla 4.7), donde las mayores temperaturas propician un aumento en la evaporación.

Tabla 4.7: Tabla con el valor total de flujo de calor latente por cada época y cobertura.

	Calor latente total [W/m^2]		
	Lago	Pastizal	Bosque
Seca fría	8,503	7,937	11,273
Seca cálida	24,679	16,181	22,920
Húmeda	16,354	21,499	24,898

Sus días con mayor flujo de calor latente acumulado coinciden con los días de altas velocidades del viento, esto se puede apreciar el 5 de enero, el 27 de abril y el 31 de julio, lo que indica que el viento incrementa los flujos turbulentos en el lago debido a su bajo coeficiente de fricción.

En la Fig. 4.32 se aprecia la fuerte señal diurna del bosque y del pastizal en comparación con el lago. Durante las horas de mayor insolación el flujo se vuelve máximo para las coberturas vegetadas y mínimo para el lago.

Este comportamiento se debe al proceso físico-biológico que transporta el agua de la superficie de las hojas hacia la atmósfera, el cual está condicionado a la presencia de luz solar en el bosque y el pastizal, ya que durante la noche los estomas a través de los cuales el vapor de agua escapa de las hojas se cierran debido a la oscuridad.

Pero no solamente la transpiración se ve limitada durante la noche, también la evaporación del agua interceptada por el dosel, ya que sin la radiación solar no estará disponible la energía necesaria para que las moléculas de agua puedan cambiar de estado.

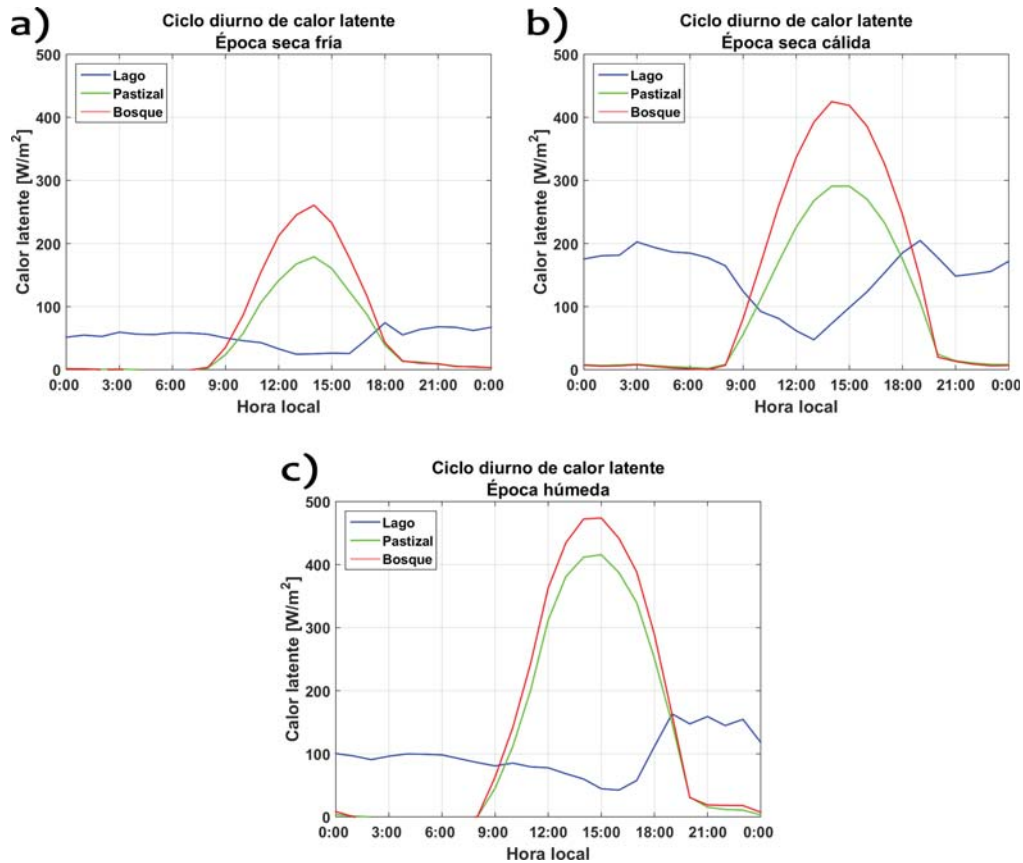


Figura 4.32: Gráficas que presentan el flujo de calor latente diario promedio para cada época y cobertura: lago (azul), pastizal (verde) y bosque de coníferas (rojo). a) Flujo para la época seca fría. b) Flujo para la época seca cálida. c) Flujo para la época húmeda.

En el caso del lago la principal fuente de energía sigue siendo la radiación solar, pero la tasa de evaporación a lo largo del día estará condicionada principalmente por la humedad presente en la atmósfera, la cual se analizará más adelante.

De acuerdo a la ecuación 2.18, otras variables que intervienen en el flujo de vapor de agua en el lago además de la humedad, son la temperatura superficial del lago y la velocidad del viento.

La temperatura del lago es una variable sumamente importante, ya que de acuerdo a la ecuación 2.19 el modelo considera la capacidad calorífica del agua, por lo que la mayor parte de la energía solar recibida por el lago

será empleada en su calentamiento. Esto significa que la radiación de onda corta será almacenada por el cuerpo lacustre durante la mayor parte del día, iniciando así una transferencia de calor hacia las capas más frías y profundas del lago. Por ello, la partición de energía estaría principalmente dirigida hacia el lago, y no en forma de calor latente o sensible.

Lo anterior no significa que la evaporación cese en las horas de mayor irradiancia, puesto que las moléculas de agua en la superficie del lago serán capaces de adquirir la energía cinética suficiente para liberarse de la atracción de las moléculas adyacentes. Esto puede verse en las gráficas de la Fig. 4.32 donde el lago siempre presenta flujo, a diferencia del bosque y el pastizal.

Una vez que la radiación solar cese y con ello la atmósfera empiece a enfriarse, la transferencia de calor en el lago se invertirá, dándose un flujo desde el agua hacia la atmósfera debido a la diferencia de temperatura que será mayor durante la noche.

Este flujo de calor pondrá a disposición la energía almacenada en el lago, de la cual una parte será transferida en forma de calor sensible y mayoritariamente en forma de calor latente.

A continuación se presenta el flujo de calor en el suelo (Fig. 4.33), que muestra el comportamiento acoplado de energía que existe entre el suelo y la atmósfera. Cuando el flujo permanece en valores positivos indica que hay una ganancia de energía que se da en dirección del suelo, y cuando el flujo se vuelve negativo indica una pérdida de energía del sistema hacia la atmósfera. Como puede verse las tres coberturas presentan un comportamiento diurno en todas las épocas, sin embargo, en el caso del lago se da un flujo inverso al resto.

Para el bosque y el pastizal existe un flujo negativo de calor durante el día. Esta pérdida de energía del suelo está relacionada con los altos valores de calor latente y sensible que alcanzan ambos usos de suelo al mediodía. Es decir, toda la energía calorífica que recibe el suelo durante las horas de sol está siendo transferida hacia la atmósfera a través de los flujos turbulentos. Y durante la noche cuando las temperaturas disminuyen el flujo de calor se vuelve positivo, por lo que ahora el suelo estará recibiendo energía proveniente del aire que se encuentra más cálido.

En el caso del lago se observa que en las horas de sol se da un flujo positivo y muy grande, lo que indica un gran almacenaje de energía hacia las capas internas del cuerpo de agua. Esto está relacionado directamente con la enorme capacidad calorífica que tiene el agua.

Esto permite que la energía que podría ser usada en grandes cantidades

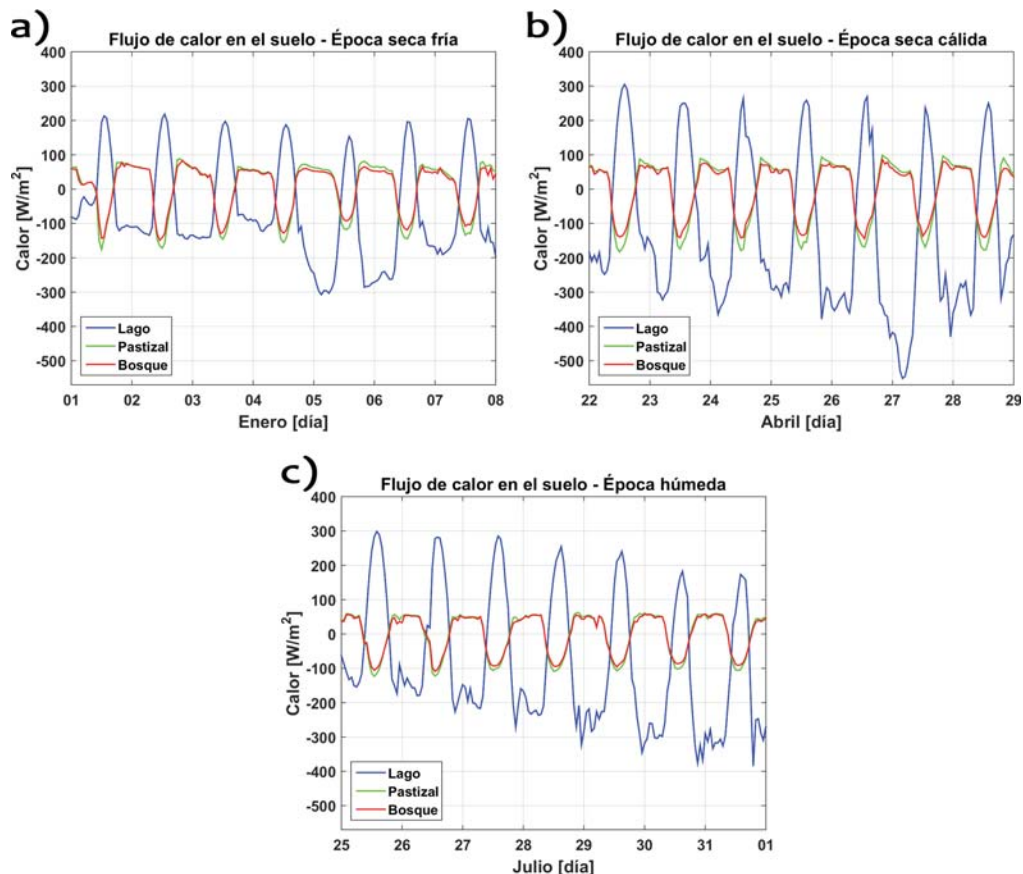


Figura 4.33: Gráficas que presentan el flujo de calor en el suelo para cada época y cobertura: lago (azul), pastizal (verde) y bosque de coníferas (rojo). a) Flujo para la época seca fría. b) Flujo para la época seca cálida. c) Flujo para la época húmeda.

para la evaporación de la humedad o para el calentamiento del aire se encuentre restringida. De aquí se desprende que ambos flujos turbulentos presenten valores tan bajos durante el día.

También es posible apreciar que cuando el lago pierde más energía se favorece la evaporación, como el día 27 de abril, donde el gran flujo negativo en el calor del suelo se ve reflejado en el alto flujo positivo de calor latente.

En la Fig. 4.34 se observa el comportamiento diurno promedio del flujo de calor en el suelo. La pérdida y ganancia de energía en el lago no solamente es opuesta al bosque y al pastizal, también alcanza valores positivos y negativos mayores que estos, implicando un rango más amplio en el flujo de energía.

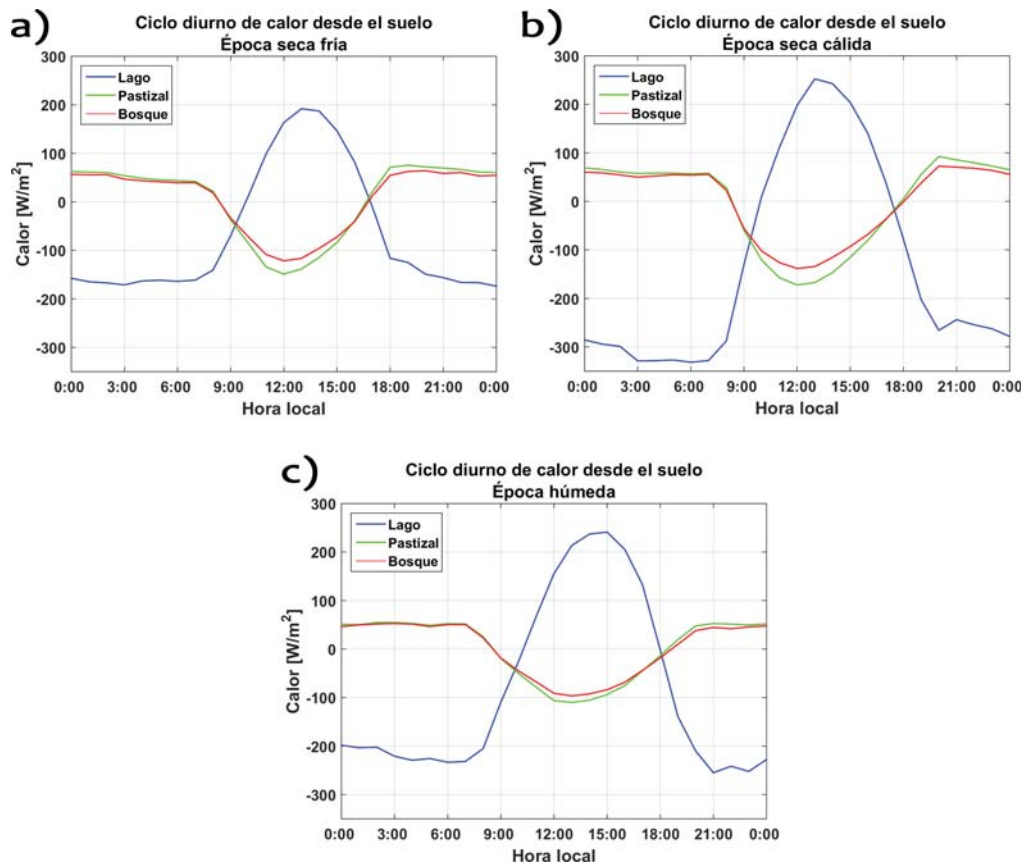


Figura 4.34: Gráficas que presentan el flujo de calor en el suelo diurno promedio para cada época y cobertura: lago (azul), pastizal (verde) y bosque de coníferas (rojo). a) Flujo para la época seca fría. b) Flujo para la época seca cálida. c) Flujo para la época húmeda.

Con el comportamiento diurno resulta evidente porque el lago puede seguir evaporando durante la noche en ausencia de la radiación solar. La energía que fue almacenada durante el día es desprendida paulatinamente durante la noche y utilizada principalmente en el flujo de calor latente.

Estimar la evapotranspiración resulta complicado debido al número y complejidad de los procesos que están involucrados, sin mencionar que el tipo de uso de suelo impacta en gran medida la manera en la que se llevarán a cabo estas interacciones.

Su entendimiento está relacionado con la disponibilidad de humedad tanto en el suelo como en la atmósfera. En el primer caso se tiene la fuente que

suministrará agua a las hojas y al dosel, mientras que en el segundo la presión de vapor de agua representará la demanda de humedad del ambiente.

4.2.2. Humedad

El calor latente es sumamente relevante en el balance hídrico y energético de un ambiente ya que puede devolver a la atmósfera del 90 al 100% del agua que llueve. Por tal motivo, resulta importante profundizar en el comportamiento de este escenario con un cuerpo de agua urbano surgiendo de la planicie de Chalco.

Si analizamos las gráficas de calor sensible y latente nos daremos cuenta que el segundo siempre es más alto que el primero en todas las épocas y coberturas. Esto indica que los tres usos de suelo cuentan con suficiente humedad para estar evaporando constantemente, y que en el caso de las coberturas vegetadas no se presentan suelos secos.

Dentro del balance de agua superficial, la evaporación se da en función del tipo de vegetación, la fracción de vegetación verde, la profundidad de las raíces y de la humedad del suelo. Los primeros tres parámetros los encontramos en la tabla 4.6, dichos valores facilitan la evaporación en el bosque y en el pastizal, pero aún falta analizar si disponen de una fuente de agua desde el suelo.

A continuación, se muestra la humedad del suelo para el experimento 1 en su primer nivel que va desde la superficie hasta los 10cm de profundidad (Fig. 4.35a), así como en su cuarto nivel que va de los 100cm hasta los 200cm de profundidad (Fig. 4.35b), del mismo modo se muestra la humedad del suelo para el experimento 2 en su primer (Fig. 4.35c) y cuarto nivel (Fig. 4.35d).

Estos valores representan el promedio para cada experimento durante la época húmeda, el parámetro de disponibilidad de humedad en el suelo varía del 0 (suelo seco) al 1 (suelo saturado).

En general, se observa que el experimento 1 presenta el máximo valor de humedad desde su capa superficial hasta la capa más baja del modelo de superficie terrestre, como habría de esperarse el valor es constante tanto en la horizontal como en la vertical.

Por otro lado, los valores del experimento 2 no sobrepasan el valor de 0.5 en ninguno de sus niveles, pero el suelo se encuentra húmedo a lo largo de todo el periodo de simulación. También es notorio que en el nivel más profundo la humedad aumenta, esto debido a que el agua se acumula en el fondo por acción gravitacional.

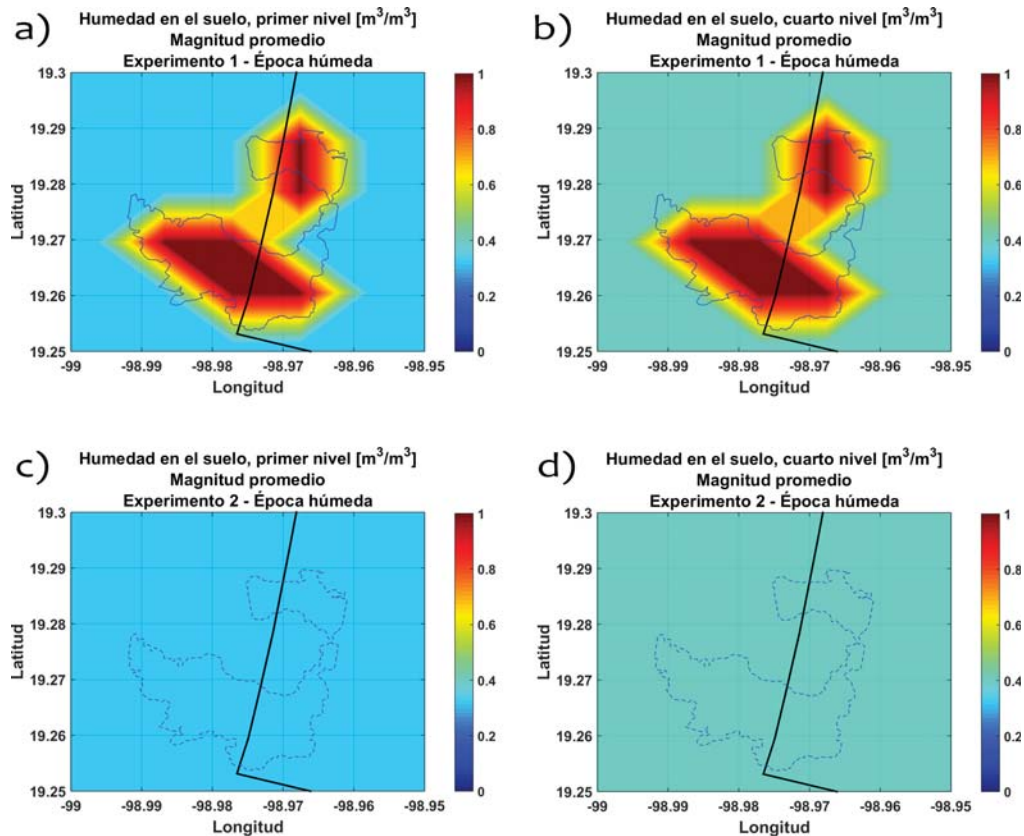


Figura 4.35: Mapas que presentan el nivel de humedad promedio en el suelo para los experimentos 1 y 2 en la época húmeda. a) Experimento 1, nivel 1 (10cm de espesor). b) Experimento 1, nivel 4 (100cm de espesor). c) Experimento 2, nivel 1 (10cm de espesor). d) Experimento 2, nivel 4 (100cm de espesor).

Para el resto de las épocas el comportamiento es similar, el lago siempre presenta el máximo de humedad, mientras que el suelo del bosque y del pastizal rondan el valor de 0.3; en la tabla 4.8 pueden verse los valores promedio para cada caso.

Cabe mencionar que a pesar de que el experimento 2 presenta valores menores de humedad disponible en el suelo, siempre tiene humedad presente. Esto hará que la vegetación en la superficie tenga un suministro constante de agua, facilitando la evapotranspiración presente en el bosque y el pastizal.

Para el caso de la evaporación que se presenta en el lago es necesario analizar el contenido de humedad en la atmósfera.

Tabla 4.8: Tabla con los valores promedio de humedad del suelo para cada época y experimento. El rango varía desde suelo seco (0) hasta suelo saturado (1).

Época	Humedad del suelo promedio [mm^3/mm^3]			
	Experimento 1		Experimento 2	
	Nivel 1	Nivel 4	Nivel 1	Nivel 4
Seca Fría	1	1	0.31	0.36
Seca Cálida	1	1	0.29	0.34
Húmeda	1	1	0.33	0.40

El modelo WRF es capaz de estimar la humedad específica a 2m de la superficie, esta variable representa la cantidad de vapor de agua en la atmósfera en unidades de masa (g de vapor de agua por kg de aire seco).

A continuación, se muestra la cantidad de vapor de agua disponible en la atmósfera para la época húmeda. Los mapas corresponden al experimento 2 (superficie con pastizal y bosque) con salidas horarias para el 27 de julio, del lado izquierdo (Fig. 4.36a) se tiene un horario nocturno y del lado derecho (Fig. 4.36b) un horario diurno.

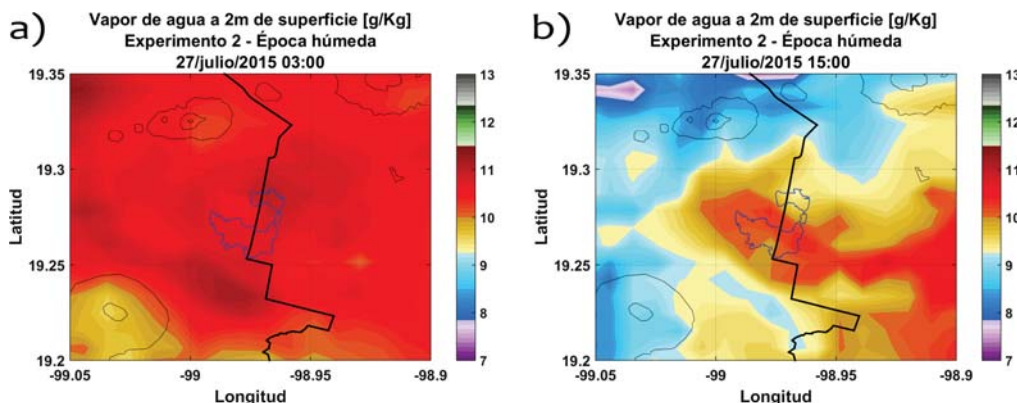


Figura 4.36: Mapas que presentan la cantidad de vapor de agua a 2m de la superficie para el experimento 2, las salidas corresponden a la época húmeda . a)27 de julio a las 03:00h. b)27 de julio a las 15:00h.

Se observa que durante la noche la cantidad de humedad atmosférica es alta en la región del lago, mientras que durante el día la región disminuye sus valores.

Sabemos que durante la noche la evapotranspiración es disminuida por la falta de luz solar, sin embargo, el constate flujo de calor latente que tienen

el bosque y el pastizal durante el día se ve reflejado en los altos valores de humedad nocturna.

Si se compara con el comportamiento diurno del calor latente (Fig. 4.32c), notamos que cuando la humedad es menor en el ambiente la evapotranspiración aumenta considerablemente.

En el caso del lago (Fig. 4.37) es posible apreciar que la cantidad relativa de humedad en la atmósfera sobre el lago es más alta que en sus alrededores, sobre todo durante el día, alcanzando valores de más de $13g/kg$.

A diferencia de las gráficas anteriores, la humedad en este experimento sobre el área del lago es máxima durante el día y disminuye durante la noche. Además, se nota un patrón bien definido sobre el lago.

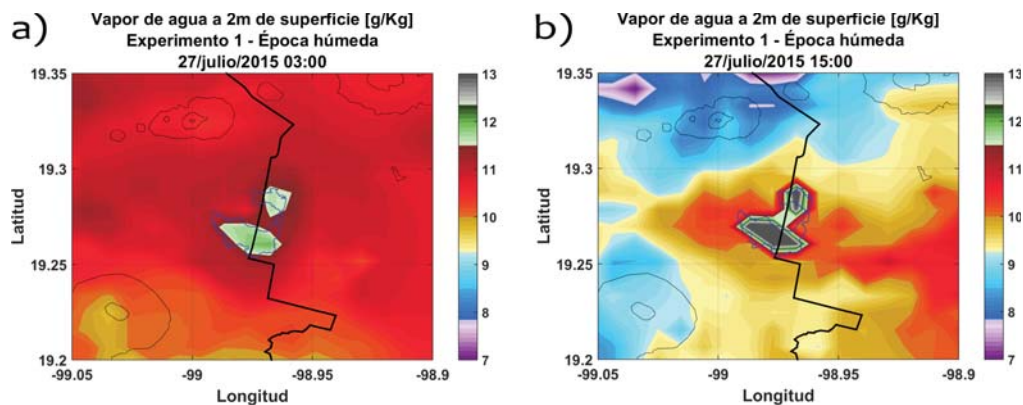


Figura 4.37: Mapas que presentan la cantidad de vapor de agua a 2m de la superficie para el experimento 1, las salidas corresponden a la época húmeda. a) 27 de julio a las 03:00h. b) 27 de julio a las 15:00h.

La presencia del cuerpo lacustre junto con la mayor cantidad de vapor de agua disponible en el aire muestran que el lago es más efectivo suministrando humedad a la atmósfera. Y tanto en el día como en la noche la cantidad de vapor sobre el lago es mayor que en sus alrededores.

El Nuevo Lago de Chalco incluso funge como un suministro de humedad para la región, este aporte de vapor de agua se ve favorecido cuando la magnitud del viento sobre el lago es alta.

Como se puede observar en las Figs. 4.38, 4.39 existe un desplazamiento de vapor de agua que se da en dirección del viento. Las cuatro gráficas corresponden a un horario nocturno cuando las magnitudes del viento sobre el lago son mayores.

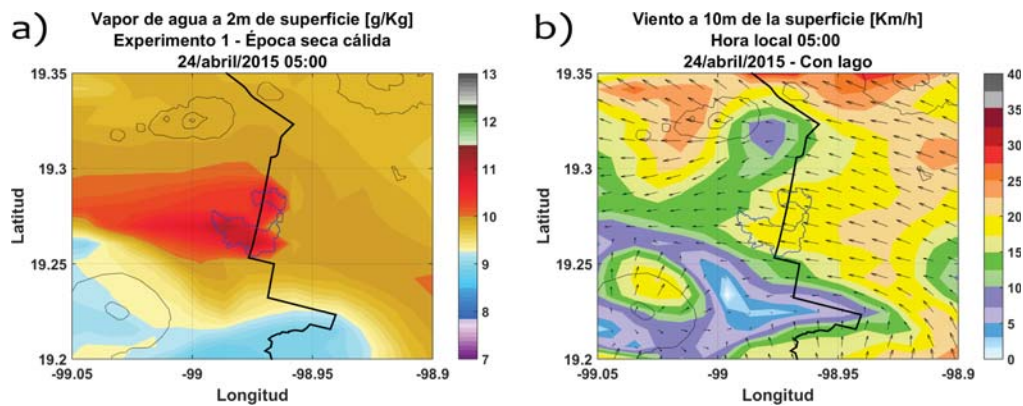


Figura 4.38: Mapas que presentan la cantidad de vapor de agua a 2m de la superficie, y la magnitud y dirección del viento, ambos para el experimento 1 durante el 24 de abril. a) Vapor de agua sobre la región de El Nuevo Lago de Chalco a las 05:00h. b) Magnitud y dirección del viento sobre la región de El Nuevo Lago de Chalco a las 05:00h.

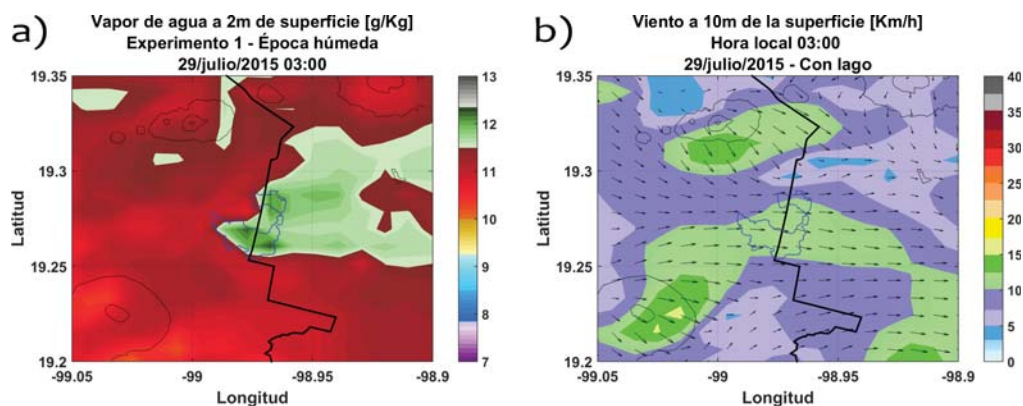


Figura 4.39: Mapas que presentan la cantidad de vapor de agua a 2m de la superficie, y la magnitud y dirección del viento, ambos para el experimento 1 durante el 29 de julio. a) Vapor de agua sobre la región de El Nuevo Lago de Chalco a las 05:00h. b) Magnitud y dirección del viento sobre la región de El Nuevo Lago de Chalco a las 05:00h.

A pesar de que la mayor cantidad de vapor sobre el cuerpo de agua urbano se presenta durante la tarde, los eventos de divergencia que se originan a estas horas con magnitudes bajas del viento inhiben un desplazamiento de la humedad, disminuyendo del mismo modo el flujo de calor latente sobre el lago.

Como se presentó en la sección 4.1.3.1, este comportamiento del viento

se presenta en toda las épocas, lo que justifica el bajo flujo de calor latente que se da en presencia del lago a estas horas.

Debido a que la presencia del lago urbano aumenta la cantidad de vapor de agua en la atmósfera, también debería aumentar el flujo de humedad a la misma.

A continuación, se analiza el flujo de humedad ascendente desde la superficie. Las fechas de los días fueron escogidas sin ninguna consideración, mientras que las horas se eligieron tomando en cuenta las crestas del lago y del bosque de la gráfica de calor latente diurno (Fig. 4.32b).

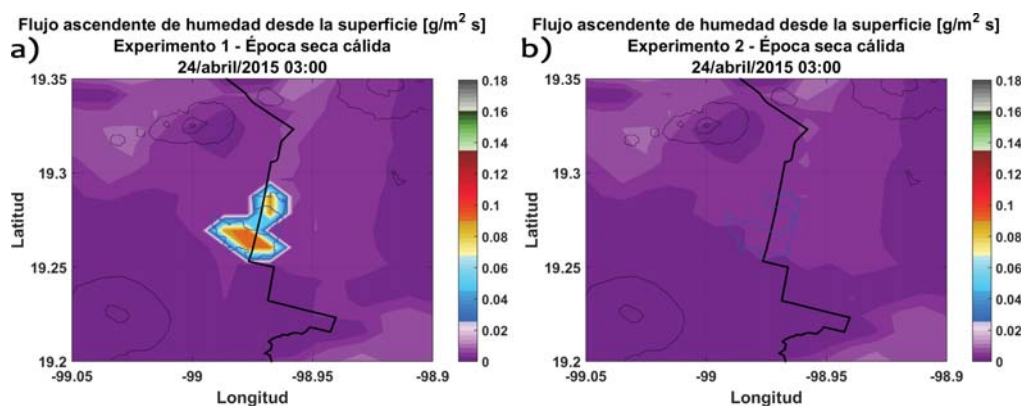


Figura 4.40: Mapas que presentan el flujo ascendente de humedad desde la superficie, la fecha corresponde al 24 de abril a las 03:00h en ambos casos. a)Experimento 1. b)Experimento 2.

Se muestran dos mapas para el 24 abril a las 03:00h para el experimento 1 (Fig. 4.40a) y el experimento 2 (Fig. 4.40b).

Se puede observar que existe un flujo de humedad proveniente del lago que se intensifica hacia el interior del mismo, lo que indica que durante la noche el lago está suministrando humedad a la atmósfera.

Dicho flujo no se presenta en el experimento 2, donde el flujo de humedad ascendente prácticamente es nulo o cercano a cero.

En los mapas de la Fig. 4.41 se presenta el flujo ascendente de humedad para el 25 de abril, la hora corresponde al máximo flujo de calor latente para el bosque.

Se puede observar que en el experimento 1 (Fig. 4.41a) el ascenso de humedad es notoriamente menor que en sus alrededores, disminuyendo hacia el centro del mismo. Por otra parte, el experimento 2 (Fig. 4.41b) presenta

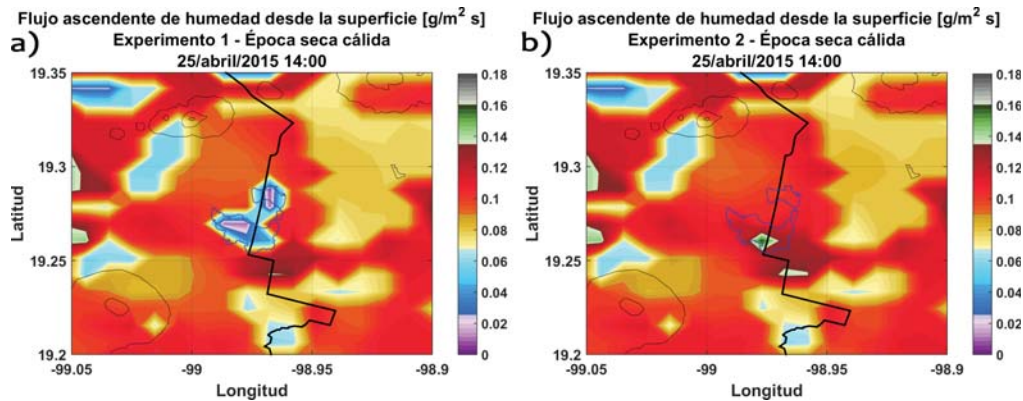


Figura 4.41: Mapas que presentan el flujo ascendente de humedad desde la superficie, la fecha corresponde al 25 de abril a las 14:00h en ambos casos. a)Experimento 1. b)Experimento 2.

un flujo ascendente homogéneo en la región, siendo considerablemente mayor en la parte sur, lugar donde se ubica la cobertura de bosque.

Por último, se presentan dos mapas para el 26 de abril a las 19:00h. En el experimento 1 (Fig. 4.42a) se observa que el flujo ascendente de humedad ha disminuido alrededor del lago, mientras que sobre él, el aporte de humedad a la atmósfera se ha incrementado.

En el experimento 2 (Fig. 4.42b) el flujo ascendente en la región del lago es homogéneo, por lo que el aporte de humedad por parte del bosque y del pastizal se ha reducido considerablemente respecto de las 14:00h.

Todos estos mapas de flujo ascendente de humedad coinciden con el comportamiento del calor latente presentado en cada experimento.

En el caso del experimento 1, el aporte de humedad se ve limitado en mayor medida a partir del medio día, situación que se presenta junto con las horas de mayor vapor de agua sobre el lago. Mientras que durante la noche, cuando la humedad de la atmósfera es baja, el flujo ascendente de humedad del cuerpo lacustre urbano aumenta.

En el caso del experimento 2 el flujo de humedad es máximo a partir del medio día, situación que coincide con bajos niveles de vapor de agua en la atmósfera en comparación con los niveles nocturnos. Mientras que en la noche, el flujo disminuye mientras el contenido de vapor de agua presente es alto. En mayor o menor intensidad este comportamiento ocurre en las tres épocas, siempre se presenta un mayor flujo de humedad por parte del lago en un horario nocturno, y un mayor flujo de humedad por parte del bosque

y del pastizal en un horario diurno.

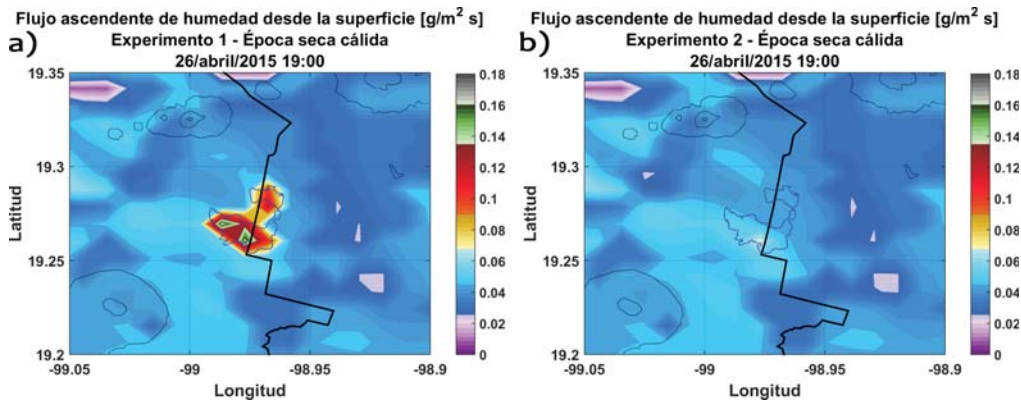


Figura 4.42: Mapas que presentan el flujo ascendente de humedad desde la superficie, la fecha corresponde al 26 de abril a las 19:00h en ambos casos. a)Experimento 1. b)Experimento 2.

En los mapas de diferencias se observa mejor este comportamiento, a continuación se presentan dos mapas de diferencias para el flujo ascendente de humedad en la época húmeda (Fig. 4.43a) y en la época seca fría (Fig. 4.43b).

El comportamiento se repite, durante la noche el ascenso de humedad es mayor en el experimento 1 y durante el día el ascenso de humedad es mayor en el experimento 2.

En ambos casos los flujos son inversos a la cantidad de vapor de agua en la atmósfera, de tal modo que puede suponerse que la evaporación por parte del lago se ve limitada de cierto modo por la saturación de vapor de agua en la atmósfera.

Esto podría explicar por qué el lago tiene un flujo de calor latente menor durante el día, ya que al estar presente mayor cantidad de vapor de agua en la atmósfera el desplazamiento de la humedad se ve disminuido, más no anulado.

Las altas tasas de evaporación por parte del cuerpo lacustre durante la noche son responsables de que la atmósfera contenga mayor vapor de agua durante el día.

Además, otro factor importante es la temperatura del aire, si esta es baja también lo será la cantidad de vapor de agua que la atmósfera puede almacenar y viceversa. El experimento 1 presenta menores temperaturas del aire que el experimento 2, por lo que su punto de saturación será menor.

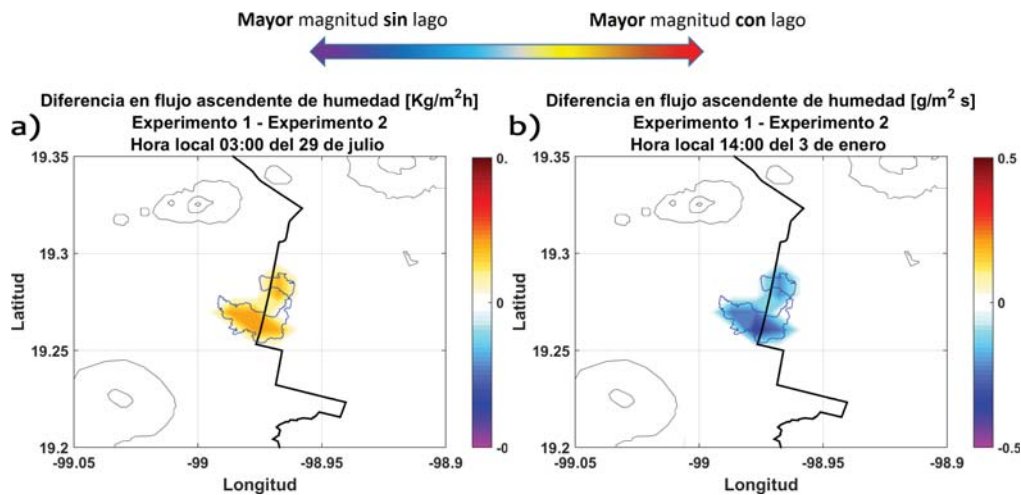


Figura 4.43: Mapas que presentan el flujo ascendente de humedad desde la superficie, la fecha corresponde al 26 de abril a las 19:00h en ambos casos. a) Experimento 1. b) Experimento 2.

También los regímenes de viento pueden afectar la estructura del aire sobre el lago y por lo tanto los flujos de calor y momento. Las tasas de evaporación se ven incrementadas si el viento desplaza las masas de aire húmedas de una región y las renueva con masas de aire secas. Sin embargo, ya se vio que las velocidades del viento disminuyen sobre el lago durante la tarde.

En la Fig. 4.44 podemos ver la cantidad de vapor de agua en la atmósfera a 2m de la superficie para cada cobertura y época. En las gráficas se observa que los valores máximos para el experimento 1 se dan después del mediodía, mientras que para el experimento 2 se dan en la noche.

En general, la época seca fría presenta los valores más bajos de humedad, mientras que la época húmeda los más altos. Sin embargo, la época seca cálida es la que presenta mayores diferencias entre ambos experimentos, lo que se justifica con el alto flujo latente de esta época para el experimento 1.

A pesar de que la cobertura con lago no presenta los valores más altos de calor latente en las épocas seca fría y húmeda, su presencia si es determinante en la humedad de la atmósfera, ya que los valores de vapor de agua son mayores en todas las épocas del experimento 1, lo que resulta consistente con la influencia que debería ejercer un cuerpo lacustre.

Por tal motivo, la presencia de un cuerpo de agua urbano resulta de gran

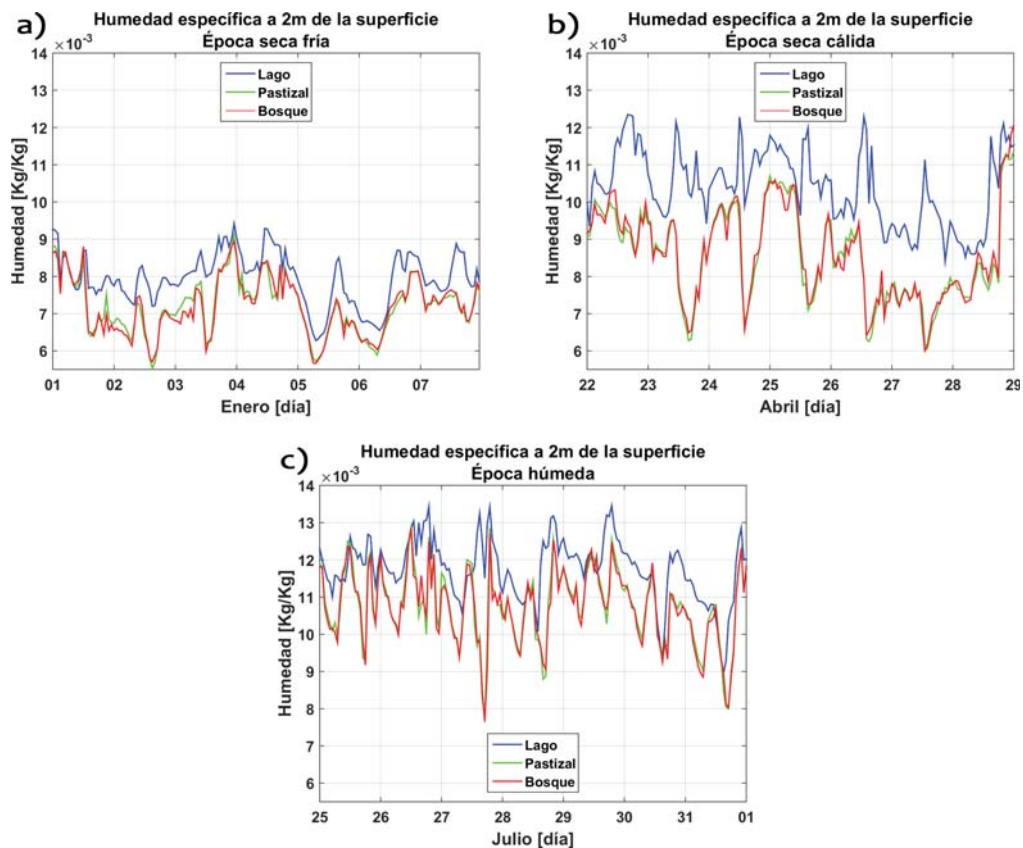


Figura 4.44: Gráficas que presentan la humedad específica en la atmósfera para cada época y cobertura: lago (azul), pastizal (verde) y bosque de coníferas (rojo). a)Flujo para la época seca fría. b)Flujo para la época seca cálida. c)Flujo para la época húmeda.

importancia, siendo una fuente local de humedad como se muestra en la Fig. 4.45, donde se observa que El Nuevo Lago de Chalco junto con el lago Nabor Carrillo mantienen una tasa de evaporación alta durante la noche, cuando la vegetación de la cuenca disminuye o cesa este proceso.

La evaporación total de las tres coberturas esta determinada por los diversos factores que se han presentado, desde las características del ambiente como la humedad atmosférica, la temperatura y el viento.

La humedad específica puede modular el flujo ascendente de humedad de acuerdo a la cantidad de vapor presente en el aire, la temperatura determina la capacidad de la atmósfera de almacenar vapor, y las ráfagas de viento pueden propiciar la transferencia de calor y vapor de agua.

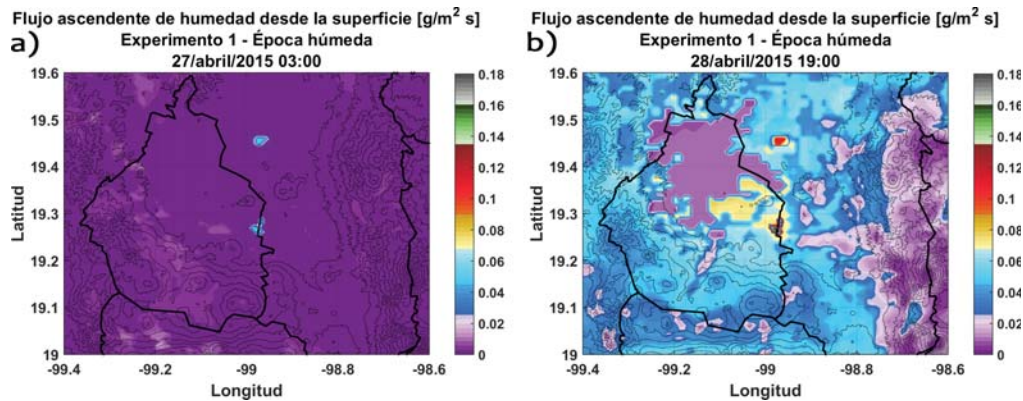


Figura 4.45: Mapas que muestran el flujo ascendente de humedad desde la superficie en la época seca cálida para el experimento 1. a) 27 de abril a las 03:00h, se aprecia que el flujo de humedad en la cuenca es prácticamente nulo, con excepción del que presentan El Nuevo Lago de Chalco al centro, y el lago Nabor Carrillo al norte de la CDMX. b) 28 de abril a las 19:00h, al norte de la Ciudad de México se aprecia la mancha urbana con un flujo de humedad bajo, propio de las ciudades. Mientras que al rededor de ella la evapotranspiración de la vegetación ha comenzado a disminuir, con excepción de El Nuevo Lago de Chalco y el lago Nabor Carillo que presentan un flujo alto de humedad.

Del mismo modo son importantes las características físicas de las coberturas, ya que cada tipo de vegetación presenta parámetros que aumentan o disminuyen su resistencia a evapotranspirar en el dosel, o su eficiencia para absorber agua con las raíces, sobre todo en un suelo con abundante agua.

Estos parámetros físicos también pueden condicionar el modo en que se empleará la energía en los distintos flujos de calor, como la gran capacidad térmica del lago que dirige la mayor parte de la energía a su almacenamiento restringiendo el calor sensible y latente.

Las diferentes características superficiales modifican el ciclo hidrológico mediante sus distintas interacciones, y a su vez este determina la partición de energía sobre la superficie terrestre. De modo que la interacción lago-atmósfera tiene impactos significativos sobre las condiciones meteorológicas locales.

4.3. Análisis de condiciones meteorológicas entre 1992 y 2015

A continuación se hará el análisis comparativo entre las variables meteorológicas pronosticadas para 1992 (experimento 3) y las pronosticadas para 2015 (experimento 1). Además de las diferencias de LULC, estas fechas también presentan distintas condiciones iniciales y de frontera. A pesar de estas grandes diferencias, el objetivo de esta comparación entre estos experimentos es tener una estimación de cómo han ido evolucionando las condiciones meteorológicas en la región donde se encuentra El Nuevo Lago de Chalco, y vislumbrar su papel como regulador del tiempo regional.

4.3.1. Temperatura en superficie

En la Fig. 4.46 se muestra una serie de tiempo para la temperatura sobre el lago durante la época seca cálida, se observa que los valores máximos no difieren mucho entre sí; mientras que las temperaturas mínimas presentan las mayores diferencias.

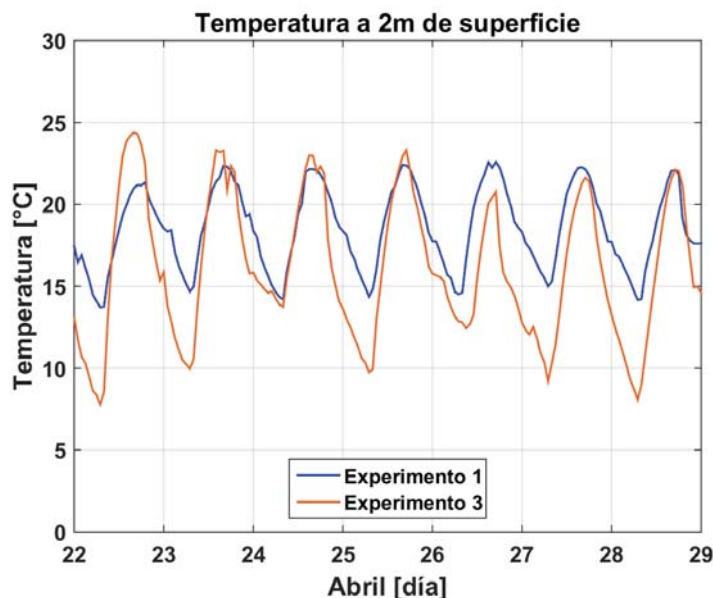


Figura 4.46: Serie de tiempo para la variable temperatura a 2m de la superficie durante la época seca cálida, en color azul el experimento 1 y en color naranja el experimento 3.

Durante las noches de 1992 la temperatura desciende por debajo de los 10°C , mientras que durante el día se mantiene por encima de los 20°C .

El promedio de temperaturas máximas para el experimento 1 (2015) y 3 (1992) es de 22.16°C y 22.64°C respectivamente. En el caso de las temperaturas mínimas el promedio es de 14.37°C y 10.12°C respectivamente, siendo menor para 1992.

La diferencia que existente entre el promedio de las temperaturas máximas de ambos experimentos es de 0.48°C , mientras que la diferencia promedio en las temperaturas mínimas es de 4.25°C . La presencia actual del lago no ha impactado significativamente en las temperatura máximas durante la época seca cálida entre 1992 y 2015. Sin embargo, si ha impactado en las temperaturas nocturnas haciéndolas más cálidas.

Si se comparan los valores de temperaturas máximas del experimento 3 (tabla 4.9) con los del experimento 2 (tabla 4.1), se observan valores más altos en el segundo caso. Por lo que la presencia del lago ha frenado la tendencia en el incremento de las temperaturas diurnas.

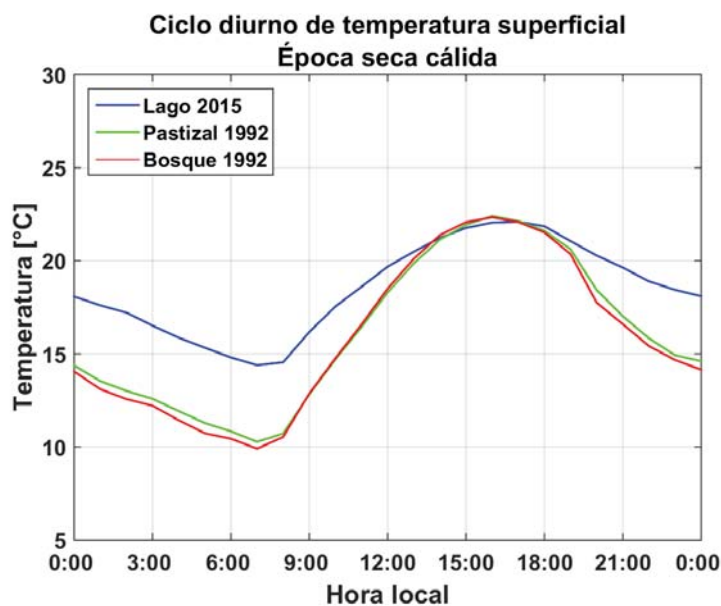


Figura 4.47: Ciclos diarios de temperatura a 2m de la superficie para la época seca cálida, se muestra el comportamiento de las tres coberturas de suelo analizadas. En rojo la cobertura de bosque y en verde la de pastizal, ambas coberturas para 1992; en color azul se muestra la cobertura del cuerpo de agua para 2015 (experimento 1).

Lo anterior se observa mejor si analizamos el ciclo diurno de temperatura (Fig. 4.47). Durante la época seca cálida tanto las coberturas de 1992 (bosque y pastizal) como la de 2015 (lago) presentan temperaturas máximas similares. Por otro lado, también es posible apreciar el incremento de las temperaturas nocturnas ante la presencia del cuerpo lacustre.

Tabla 4.9: Tabla con los valores máximos y mínimos de temperatura registrados durante la época seca cálida. Se muestran los valores diarios para los experimentos 1 (2015) y 3 (1992).

Temperaturas máximas							
	22-abr	23-abr	24-abr	25-abr	26-abr	27-abr	28-abr
Experimento 1	21.33	22.34	22.14	22.40	22.58	22.26	22.07
Experimento 3	24.38	23.30	22.99	23.31	20.76	21.64	22.10

Temperaturas mínimas							
	22-abr	23-abr	24-abr	25-abr	26-abr	27-abr	28-abr
Experimento 1	13.71	14.67	14.19	14.36	14.51	14.99	14.16
Experimento 3	7.77	9.95	13.64	9.74	12.43	9.21	8.07

Durante la época seca fría sí se aprecia una diferencia más marcada entre los valores máximos y mínimos por día (Fig. 4.48). Mientras que las temperaturas diurnas son máximas para el experimento 3, las temperaturas mínimas son mayores para el experimento 1, con excepción de las noches del 5 y 6 de enero.

Para el experimento 1 es posible apreciar el evento extremo del frente frío no. 23 que entró en la CDMX el 5 de enero de 2015; mientras que en 1992 el comportamiento de la temperatura es uniforme y no parece que se haya presentado un evento similar durante este periodo.

Tabla 4.10: Tabla con los valores máximos y mínimos de temperatura registrados durante la época seca fría. Se muestran los valores diarios para los experimentos 1 y 3.

Temperaturas máximas							
	01-ene	02-ene	03-ene	04-ene	05-ene	06-ene	07-ene
Experimento 1	14.43	14.93	14.55	14.61	13.02	14.52	13.99
Experimento 3	18.06	17.59	18.71	18.80	19.25	19.13	19.98

Temperaturas mínimas							
	01-ene	02-ene	03-ene	04-ene	05-ene	06-ene	07-ene
Experimento 1	6.42	8.85	9.93	8.87	6.49	5.89	7.77
Experimento 3	5.12	2.92	6.23	6.38	9.07	6.68	6.83

En la tabla 4.10 se observa que las temperaturas máximas diarias del experimento 3 se acercan a los 20°C con un promedio de 18.79°C , mientras que las temperaturas del experimento 1 tienen un promedio más bajo de 14.29°C .

En cuanto a las temperaturas mínimas diarias el experimento 3 presenta un promedio de 6.17°C , mientras que el experimento 1 un promedio más alto de 7.75°C .

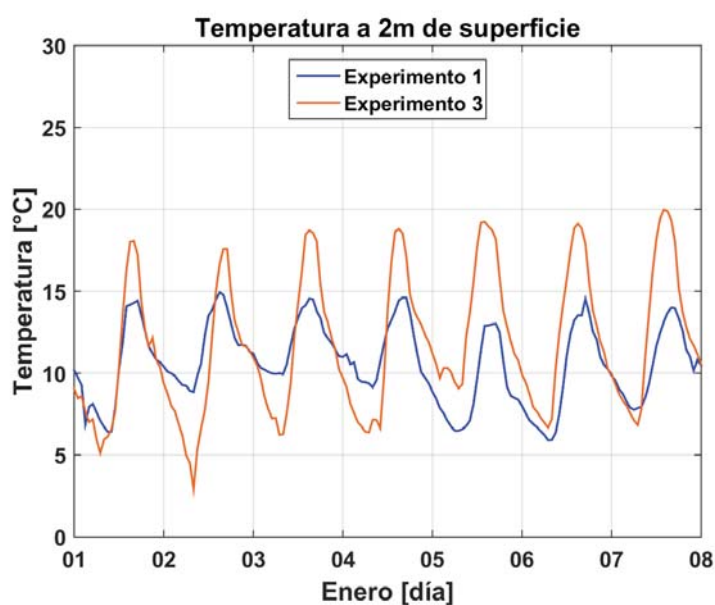


Figura 4.48: Serie de tiempo para la variable temperatura a $2m$ de la superficie durante la época seca fría, en color azul el experimento 1 que representa la época actual (2015) con el cuerpo de agua, y en color naranja el experimento 3 que representa las condiciones pasadas de 1992.

La diferencia que existe entre el promedio de las temperaturas máximas de ambos experimentos es de 4.5°C , mientras que la diferencia promedio en las temperaturas mínimas es de 1.58°C .

En el caso de este periodo la presencia del lago ha disminuido las temperaturas diurnas y ha aumentado las temperaturas nocturnas. Este comportamiento puede observarse mejor en los ciclos diurnos de la época seca fría (Fig. 4.49).

Las temperaturas máximas (mínimas) de las coberturas de bosque y pastizal se ven disminuidas (incrementadas) de 1992 a 2015.

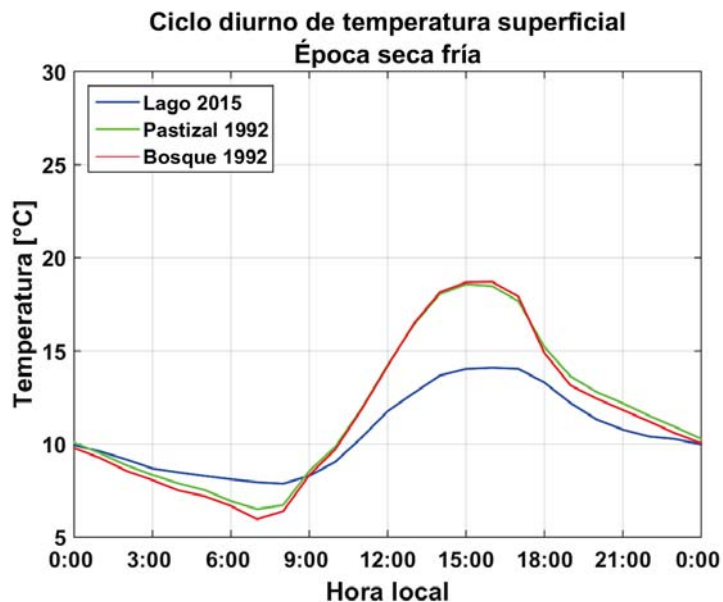


Figura 4.49: Ciclos diarios de temperatura a 2m de la superficie para la época seca fría, se muestra el comportamiento de las tres coberturas de suelo analizadas. En rojo la cobertura de bosque y en verde la de pastizal, ambas coberturas para 1992 (experimento 3); en color azul se muestra la cobertura del cuerpo de agua para 2015 (experimento 1).

En cuanto a la época húmeda (Fig. 4.50) es posible apreciar que el experimento 1 presenta más días con temperaturas máximas mayores, mientras que las temperaturas mínimas son menores en el caso del experimento 3.

En la tabla 4.11 se muestran los valores de temperatura máximos y mínimos diarios.

Tabla 4.11: Tabla con los valores máximos y mínimos de temperatura registrados durante la época húmeda. Se muestran los valores diarios para los experimentos 1 (2015) y 3 (1992).

Temperaturas máximas							
	25-jul	26-jul	27-jul	28-jul	29-jul	30-jul	31-jul
Experimento 1	19.96	20.14	21.50	21.72	21.95	21.80	22.03
Experimento 3	21.67	21.42	20.54	20.84	20.19	20.86	21.28

Temperaturas mínimas							
	25-jul	26-jul	27-jul	28-jul	29-jul	30-jul	31-jul
Experimento 1	12.70	13.10	13.52	13.67	13.44	13.35	12.52
Experimento 3	10.16	10.89	9.35	12.48	9.81	10.33	9.99

El promedio de temperaturas máximas es de 21.30°C para el experimento 1 y de 20.97°C para el experimento 3, con una diferencia de 0.33°C .

En cuanto a las temperaturas mínimas el experimento 1 presenta un promedio de 13.19°C , mientras que el experimento 3 un promedio de 10.43°C lo que representa una diferencia de 2.76°C .

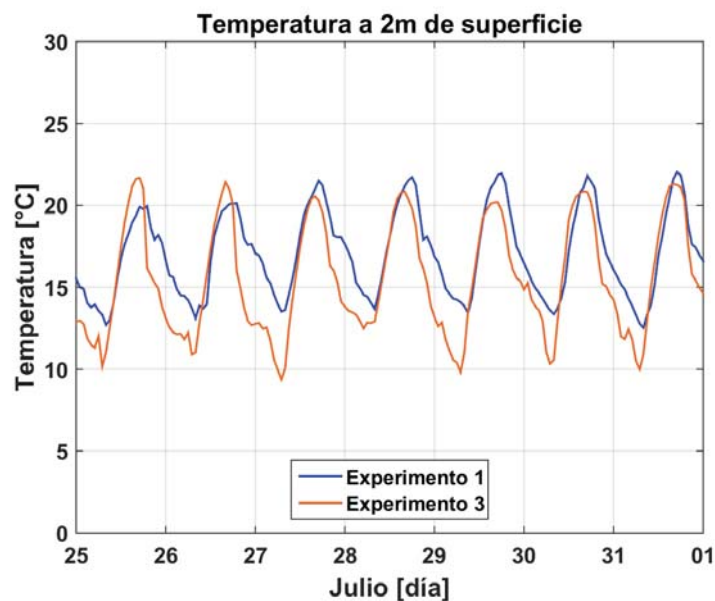


Figura 4.50: Serie de tiempo para la variable temperatura a $2m$ de la superficie durante la época húmeda, en color azul el experimento 1 que representa la época actual (2015) con el cuerpo de agua, y en color naranja el experimento 3 que representa las condiciones pasadas de 1992.

En esta época la temperatura promedio durante las horas de mayor irradiación se ha mantenido prácticamente invariable respecto de 1992. Sin embargo, las temperaturas nocturnas se han vuelto más cálidas.

En los ciclos diurnos se puede apreciar que la temperatura máxima de las coberturas vegetadas no ha sufrido cambios significativos de 1992 al 2015 (Fig. 4.51), cuando el área ya se encuentra cubierta por un cuerpo de agua. Por otro lado, las temperaturas mínimas se han modificado con un incremento de sus valores.

La presencia de El Nuevo Lago de Chalco ha modificado las temperaturas en la región, disminuyendo el promedio de las temperaturas máximas durante la época seca cálida y principalmente durante la época seca fría; mientras que

el promedio de las temperaturas mínimas ha aumentado para cada época en presencia del lago. Lo que da lugar a tardes más frescas y noches más cálidas.

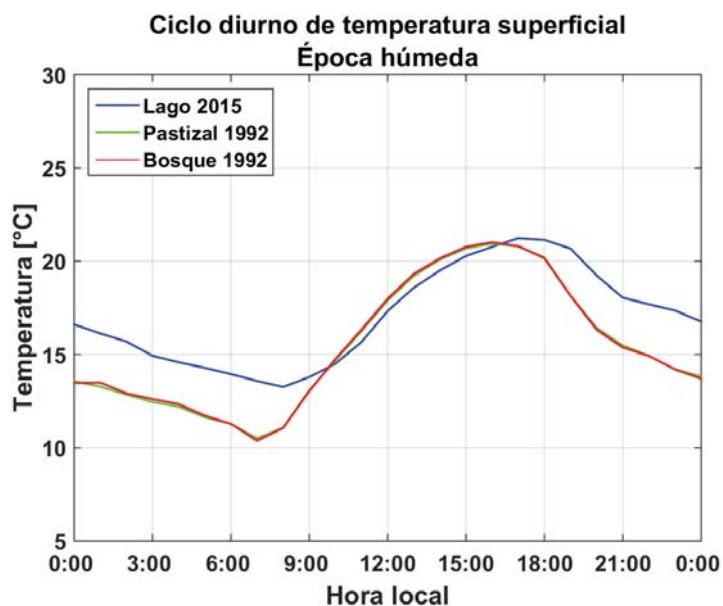


Figura 4.51: Ciclos diarios de temperatura a 2m de la superficie para la época húmeda, se muestra el comportamiento de las tres coberturas de suelo analizadas. a) Ciclo diario para 1992 con los valores de lago del experimento 1, y los valores de bosque y pastizal del experimento 3. b) Ciclo diario para 2015 con los valores de lago del experimento 1, y los valores de bosque y pastizal del experimento 2.

En consecuencia el lago es capaz de amortiguar las variaciones extremas de temperatura impidiendo los cambios bruscos, propiciando condiciones ambientales más favorables. En la tabla 4.12 se puede observar el rango diario para cada época de los experimentos 1 y 3.

Como es de esperarse, los valores más altos de DTR se presentan en el experimento 3 (condiciones 1992 con bosque y pastizal), mientras que el experimento 1 (condiciones 2015 con lago urbano) presenta un DTR más bajo para cada época.

Tabla 4.12: Se muestra el promedio de las temperaturas máximas y mínimas de cada experimento y el calculo del DTR para cada época.

Año		Tmáx. [°C]	Tmín. [°C]	DTR promedio	LULC
2015	Experimento 1				
	Seca Cálida	22.16	14.37	7.79	Cuerpo de agua
	Seca Fría	14.29	7.75	6.54	
Húmeda	21.3	13.19	8.11		
1992	Experimento 3				
	Seca Cálida	22.64	10.12	12.52	Región del lago (Bosque y pastizal)
	Seca Fría	18.79	6.17	12.62	
Húmeda	20.97	10.43	10.54		

4.3.2. Precipitación acumulada

En cuanto a la precipitación acumulada sólo se presentan datos para las épocas seca cálida y húmeda, puesto que la época seca fría no alcanza si quiera los $0.5mm$ de precipitación acumulada total por periodo de simulación.

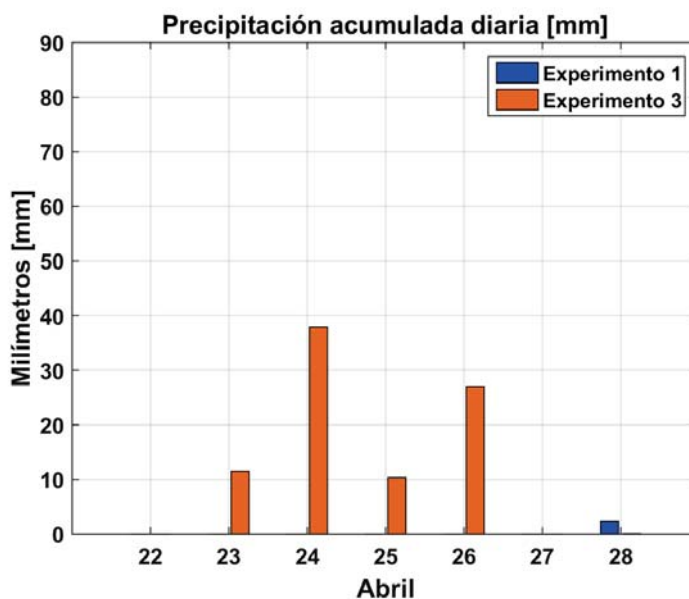


Figura 4.52: Gráfica de barras para la precipitación acumulada por día para la época seca cálida, se muestran los datos para los experimentos 1 (azul) y 3 (naranja).

En la Fig. 4.52 se observa que durante la época seca cálida la precipitación es mayor para el experimento 3, presentando cuatro días de lluvia entre los

10 y 40mm.

Por su parte, el experimento 1 muestra un periodo predominantemente seco, presentando sólo un día de precipitación para el final del periodo de simulación.

Si observamos la precipitación total acumulada por periodo de simulación las diferencias en la intensidad de los eventos es más clara. En la Fig. 4.53 se muestran los valores totales de lluvia para los experimentos 1 y 3.

La precipitación total de la condiciones de 1992 (experimento 3) se ubica muy por encima de las condiciones de 2015 (experimento 1), alcanzando los 86.74mm de lluvia durante la época seca cálida; mientras que el experimento 1 alcanza los 2.35mm de precipitación total acumulada.

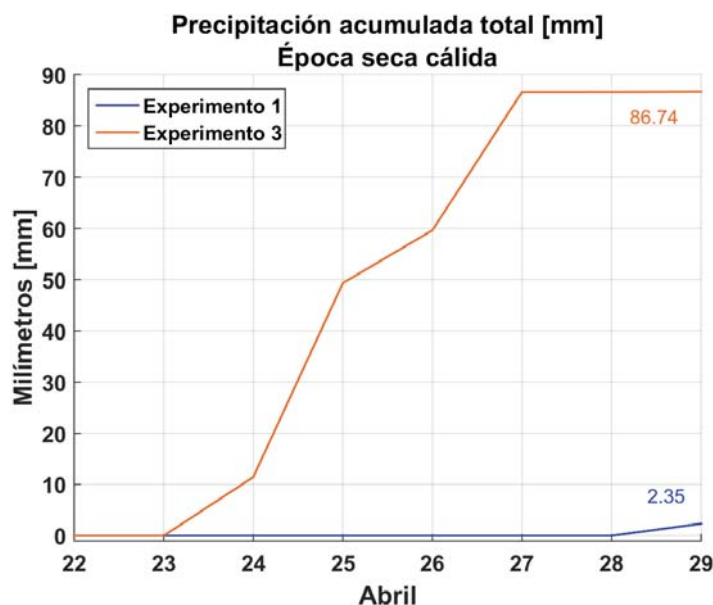


Figura 4.53: Gráfica de precipitación acumulada total para la época seca cálida. Se muestran los valores para el experimento 1 (azul) y 3 (naranja).

La presencia del lago no parece afectar significativamente esta diferencia en precipitación, aunque el periodo analizado es muy pequeño para asociar una variabilidad debida al lago. Este comportamiento puede estar reflejando las condiciones particulares del periodo empleado.

En el caso de la época húmeda la tendencia se repite, en la Fig. 4.54 se observa que durante los siete días de simulación se presenta precipitación en

ambos experimentos. Sin embargo, la diferencia entre ambos es sumamente alta.

El experimento 3 tiene cuatro días por encima de los 40mm de precipitación con un máximo de 89mm , mientras que el experimento 1 no sobrepasa los 10mm de precipitación en ningún día. Esto mismo se presenta ahora con la precipitación acumulada para todo el periodo (Fig. 4.55).

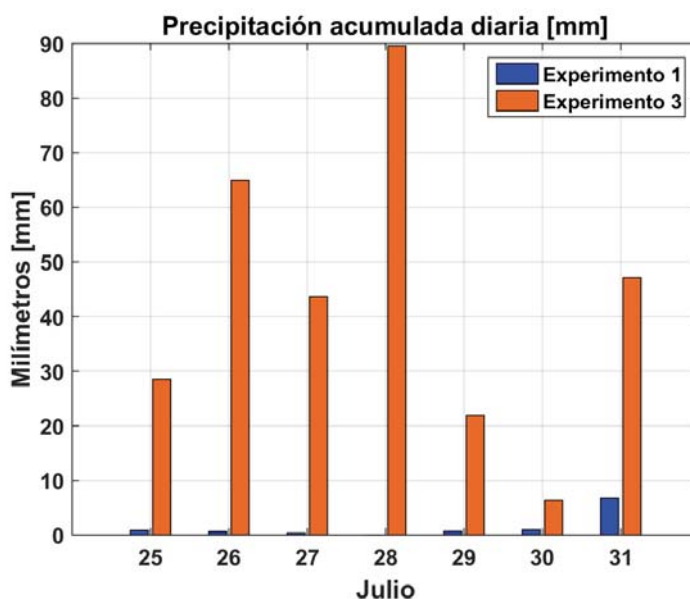


Figura 4.54: Gráfica de barras para la precipitación acumulada total para la época húmeda. Se muestran los datos para los experimentos 1 (azul) y 3 (naranja).

La tendencia en la disminución de la precipitación en la región de El Nuevo Lago de Chalco se manifiesta tanto en la época seca cálida como en la húmeda. En comparación con el experimento 3, la presencia del lago no parece afectar de manera significativa la cantidad de lluvia que se presenta actualmente.

Cabe recordar que el mes de julio de 2015 presentó lluvias por debajo del promedio, mientras que en 1992 se presentó la época de ciclones tropicales más activa en el Pacífico Noroeste desde 1942, factores que pueden acentuar más la diferencia entre estos resultados.

En la Fig. 4.56 se presenta el ciclo diurno de humedad para los dos experimentos, en donde destaca que los valores más altos se presentan con el lago

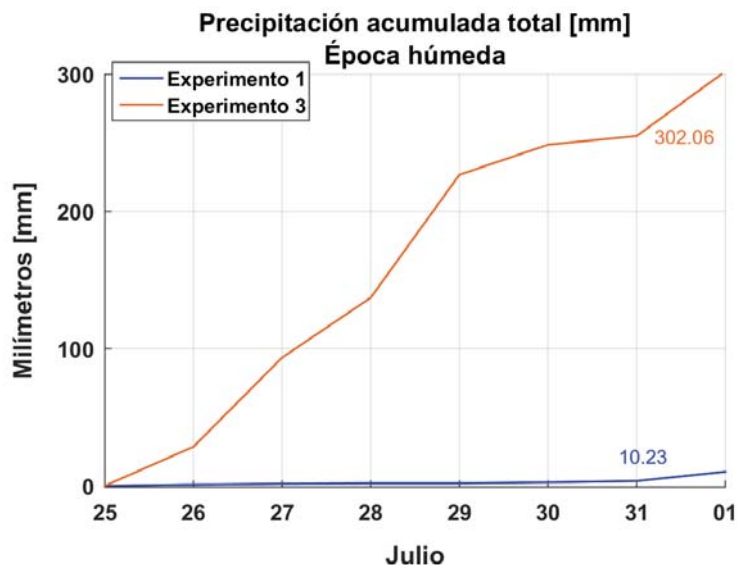


Figura 4.55: Series de tiempo para la precipitación acumulada por día para la época húmeda, se muestran los datos para los experimentos 1 (azul) y 3 (naranja).

(experimento 1), por encima de las cubiertas vegetadas de 1992 (experimento 3).

El experimento 3 presenta valores máximos antes de mediodía y valores mínimos a media tarde. El incremento diurno está asociado a la mayor cantidad de radiación recibida, lo que aumenta la evapotranspiración de la vegetación.

La disminución del vapor de agua puede relacionarse con mayores velocidades de viento sobre la región, desplazando el vapor de agua hacia otras áreas; también pueden estar presentes procesos convectivos. Estos últimos sobresalen en la época más caliente (Fig. 4.56a), se observa que durante las horas de mayor temperatura del aire se alcanza los mínimos más bajos de vapor entre las tres épocas, por lo que el aire caliente asciende y consume el vapor de agua en la formación de nubes.

En el caso del experimento 1 el patrón diurno es más suave debido a que la evaporación sobre el lago se da durante todo el día. El vapor de agua también aumenta después del mediodía pero no debido a un aumento en la evaporación, como ya se mostró en la Fig. 4.32 el flujo de calor latente sobre el lago disminuye durante la tarde. De modo que este aumento de vapor de

agua se relaciona mejor con los eventos de divergencia observados sobre el lago en estas horas, ya que no solamente se reduce la velocidad del viento impidiendo su transporte horizontal, también el viento que se encuentra más frío sobre el lago limita el movimiento vertical, acumulándose el vapor de agua sobre el cuerpo lacustre y a su vez inhibiendo la formación de nubes.

El descenso de vapor de agua se da durante la noche, cuando el viento sopla con mayor intensidad sobre el lago, al mismo tiempo que el descenso de temperatura disminuye la capacidad de almacenamiento de la atmósfera.

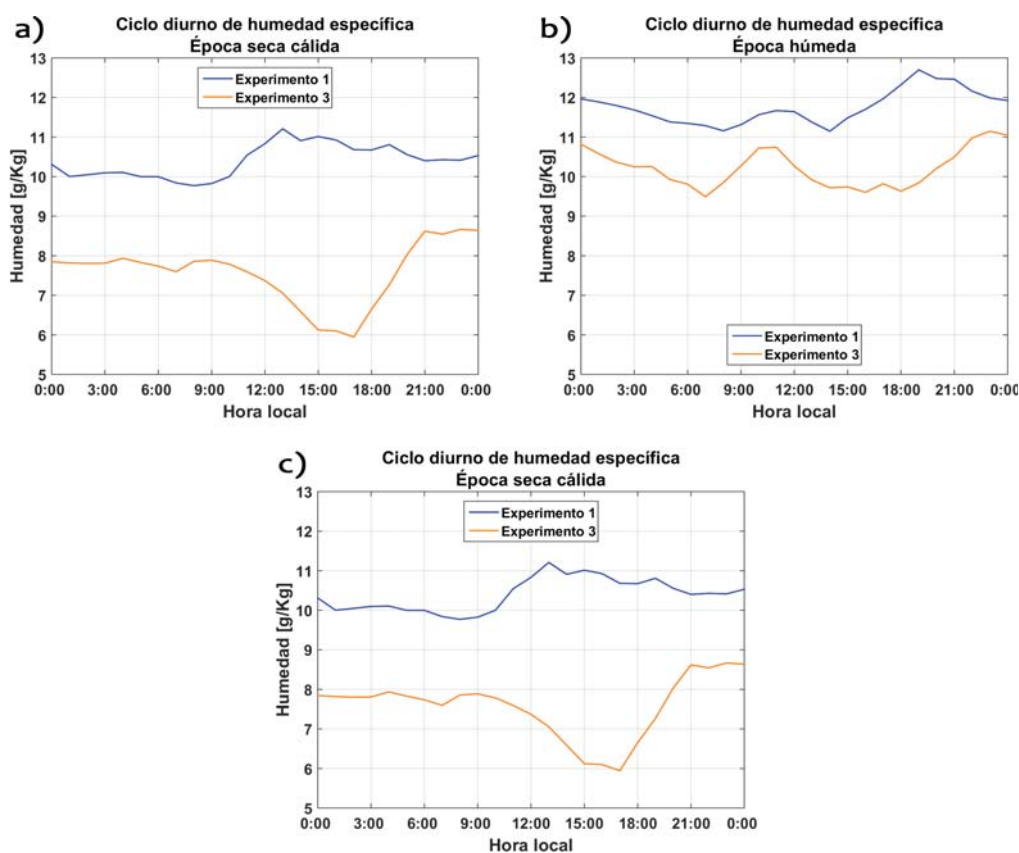


Figura 4.56: Gráficas que presentan el ciclo diurno de humedad específica para cada época y experimento: experimento 1 (azul) y 3 (naranja). a) Época seca cálida. b) Época húmeda. c) Época seca fría.

4.3.3. Viento en superficie

A continuación, se presentan gráficas de la magnitud del viento en la superficie para cada época y experimento. Los valores mostrados son el promedio de los siete días de simulación.

Durante la época seca fría se distingue que el viento incrementa su velocidad sobre el lago (Fig. 4.57a) por encima de las cubiertas vegetadas de 1992 (Fig. 4.57b). En este caso las magnitudes sobre el área del lago son menores que en el caso anterior (Fig. 4.57a). Fuera del lago también se registran cambios significativos en la velocidad del viento, hacia el noreste las magnitudes alcanzan valores similares que el experimento 1, sin embargo, hacia el suroeste las magnitudes disminuyen por debajo de los 10 km/h , presentándose velocidades promedio más bajas que en la actualidad.

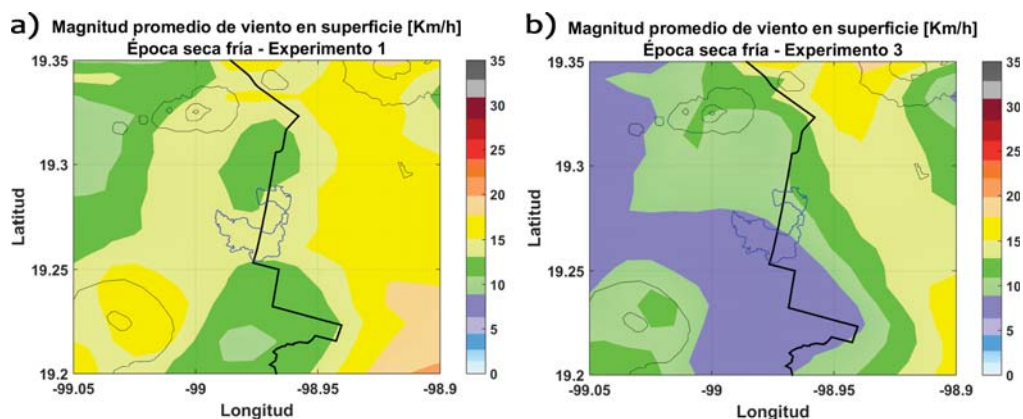


Figura 4.57: Gráficas de magnitud promedio del viento en superficie para cada experimento, la fecha corresponde a la época seca fría. a) Experimento 1. b) Experimento 3.

Durante la época seca cálida ocurre algo similar, las velocidades promedio sobre el lago (Fig. 4.58a) incrementan respecto del experimento 3 (Fig. 4.58b).

En el experimento 3 la menor velocidad del viento no solo se restringe al área lacustre, en general se observa que el viento se desplaza débilmente sobre toda la región. De modo que la magnitud promedio del viento fue menor en 1992 respecto de 2015.

Por último, en el caso de la época húmeda la magnitud del viento en la región no difiere mucho entre los experimentos. La velocidad del viento sobre el lago (Fig. 4.59a) es similar a la velocidad del viento en el experimento 3 (Fig. 4.59c).

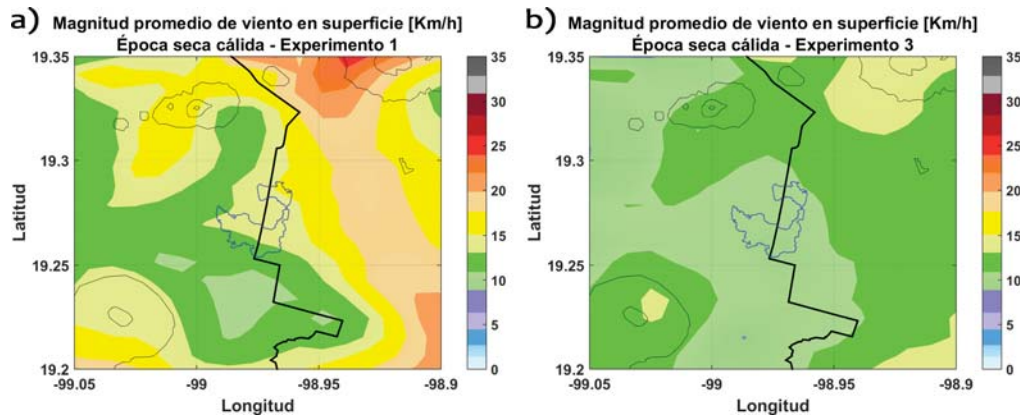


Figura 4.58: Gráficas de magnitud promedio del viento en superficie para cada experimento, la fecha corresponde a la época seca cálida. a)Experimento 1. b)Experimento 3.

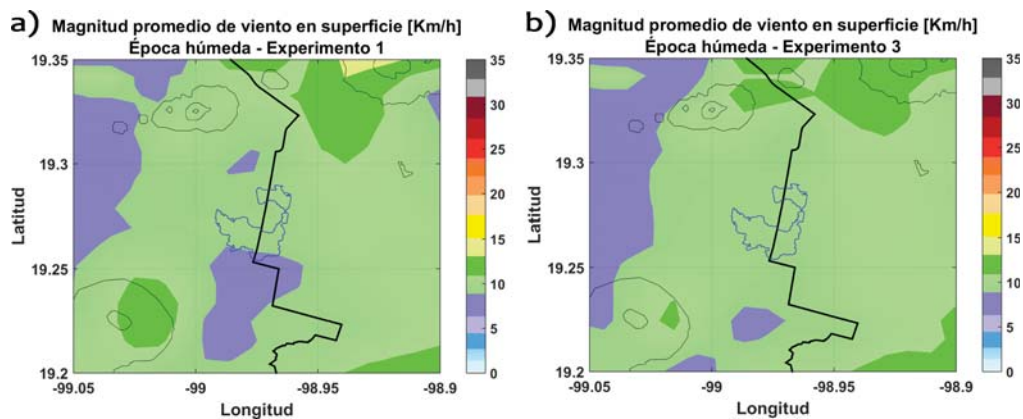


Figura 4.59: Gráficas de magnitud promedio del viento en superficie para cada experimento, la fecha corresponde a la época húmeda. a)Experimento 1. b)Experimento 3.

A continuación, se presentan los histogramas de viento para cada época del experimento 3, así como su distribución de probabilidad Weibull asociada (Fig. 4.60).

Todas las gráficas presentan una distribución asimétrica a la izquierda, lo que indica que son más comunes las velocidades bajas durante las tres épocas.

Las magnitudes de viento más bajas se presentan durante la época seca fría (Fig. 4.60a), con alta probabilidad de que las velocidades se den alrededor de los 5km/h . Su media es de 7.33km/h y su mediana de 6.67km/h (véase

tabla 4.13).

Durante la época seca cálida (Fig. 4.60b) se dan las velocidades más altas, con mayor probabilidad de vientos mayores a $5km/h$. Su media es de $9.60km/h$ y su mediana de $8.66km/h$.

En cuanto a la época húmeda presenta valores intermedios entre las épocas anteriores, con alta probabilidad de velocidades menores a los $5km/h$, sin embargo, su amplitud es la mayor de entre las tres épocas, llegando a presentar velocidades cercanas a los $30km/h$. Su media es de $9.17km/h$ y su mediana de $7.83km/h$.

Tabla 4.13: Tabla con los valores de la media y la mediana de la distribución de las velocidades del viento, para cada época del experimento 3 [km/h].

		E. Seca Fría	E. Seca Cálida	E. Húmeda
Experimento 3	Media	7.33	9.60	9.17
	Mediana	6.67	8.66	7.83

Si comparamos los valores de la media y la mediana del experimento 3 con los valores del experimento 1 (tabla 4.5), se aprecia que durante la época húmeda las velocidades de viento son similares en ambos casos.

Entre las cubiertas vegetadas de 1992 y la presencia del lago en 2015 existe un aumento de la magnitud del viento en las dos épocas restantes, lo que genera que las condiciones de 1992 sin lago y 2015 con lago sean muy diferentes.

Las mayor diferencia que se presenta entre las tres épocas corresponden a la época seca fría. De 1992 a 2015 la magnitud del viento aumentó su promedio de velocidad en casi $7km/h$, es decir, casi el doble del promedio del experimento 3.

Durante la época seca cálida el promedio de la magnitud del viento también aumento en más de $3km/h$ entre las cubiertas de 1992 a 2015, siendo mayor la magnitud en presencia del cuerpo lacustre urbano.

De lo anterior podemos decir que el lago efectivamente aumenta la velocidad del viento sobre su superficie, además, parece que la velocidad del viento ha incrementado su magnitud en la región de El Nuevo Lago de Chalco durante las épocas seca fría y seca cálida.

En el caso de la época húmeda las magnitudes promedio sobre el área del lago han aumentado ligeramente respecto de 1992 en $0.09km/h$.

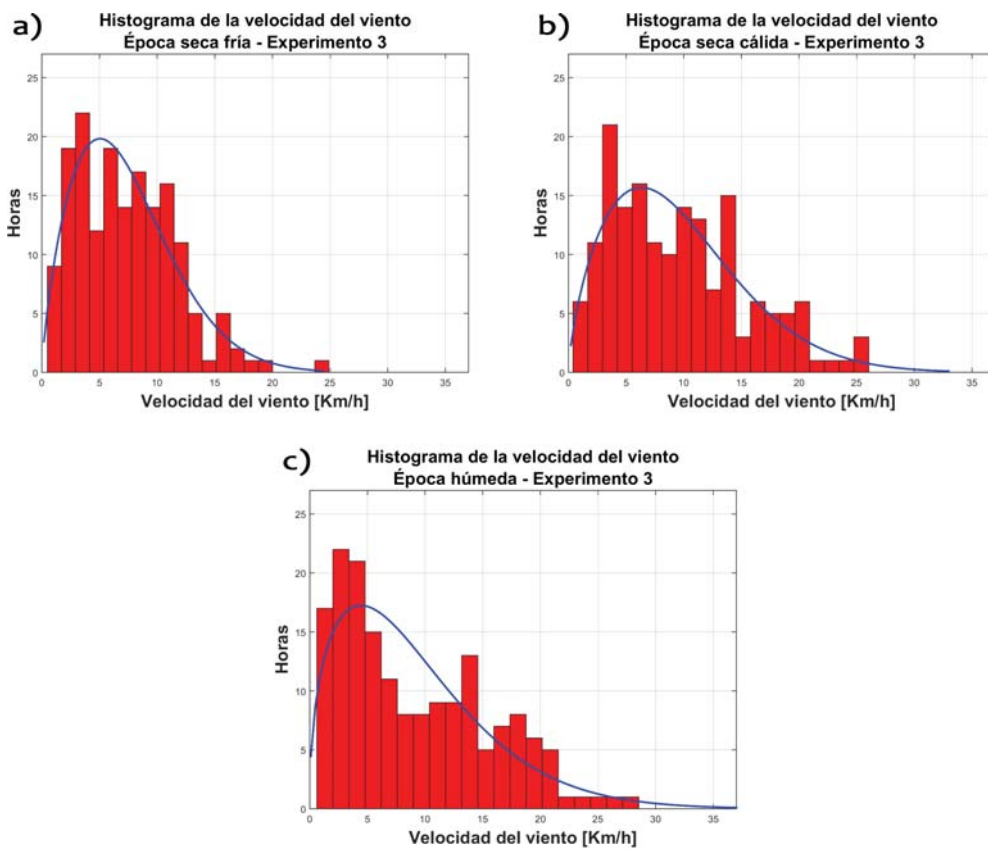


Figura 4.60: Gráficas de histogramas para la velocidad del viento y su distribución de Weibull para las tres épocas del experimento 3. a)Época seca fría. b)Época seca cálida. c)Época húmeda.

4.4. Posibles alcances socioeconómicos

De acuerdo a INEGI (2010) la superficie de El Nuevo Lago de Chalco esta ubicada sobre dos de las entidades locales más pobladas del centro del país, el municipio de Valle de Chalco Solidaridad en el Estado de México, y la alcaldía Tláhuac en la Ciudad de México (Fig. 4.61). La influencia del lago sobre las condiciones meteorológicas locales tiene un alto potencial de incidencia sobre la vida de las personas que habitan cerca de este cuerpo de agua, repercutiendo directamente en sus actividades diarias. Debido a esto, es importante considerar las condiciones socioeconómicas de la población (Tabla 4.14) para comprender mejor la dinámica de la región asociada a un cuerpo de agua urbano en los ámbitos ambiental, social y económico.

Una vez que fue desecado el antiguo Lago de Chalco la región comenzó a ser habitada en las porciones pertenecientes tanto a la Ciudad de México como al Estado de México. En 1982 el municipio de Valle de Chalco Solidaridad se consolidó como el asentamiento humano irregular más grande del país, este crecimiento poblacional se dio sobre 5 ejidos caracterizados por una población de bajos ingresos y altos riesgos hidrosanitarios. Actualmente, el municipio cuenta con 357,645 habitantes que presentan un índice de marginación bajo, no obstante, la mayoría de las colonias posee indicadores por debajo del promedio estatal. En cuanto a su extensión posee un área de 4,636ha, de las cuales el 59 % corresponde a suelo urbano y el 41 % es área rural (SEDESOL, 2011).

Tabla 4.14: Elementos demográficos, sociales y económicos de la alcaldía de Tláhuac (CDMX) y del municipio de Valle de Chalco Solidaridad (Edo. Méx.). Elaborada a partir de INEGI (2010).

Entidad local	Suelo urbano	Suelo rural	Población total	Grado de marginación	Sector económico predominante	PEA con menos de 2 salarios mínimos
V. Chalco	2,746 ha	1,431 ha	357,645	Bajo	Terciario	60%
Tláhuac	2,064.8 ha	6,469.8 ha	360,265	Muy bajo	Primario	40%

Por otro lado, la alcaldía de Tláhuac cuenta con una población de 360,265 habitantes y una superficie de 8,534.6ha, de las cuales el 24.19 % corresponde a suelo urbano y el 75.81 % a suelo de conservación (Atlas CDMX, 2014). La CONAPO (2010) le atribuye un índice de marginación muy bajo, sin embargo, existen núcleos de población rural y urbana que presentan severas deficiencias en los índices de calidad de vida.

Los niveles de marginación que poseen ambas entidades locales se traducen en una elevada vulnerabilidad de su población ante fenómenos naturales, tales como las inundaciones y la inestabilidad del terreno debido a la naturaleza de los sedimentos lacustres, así como a las consecuencias de una mala planificación urbana y el acelerado crecimiento poblacional.

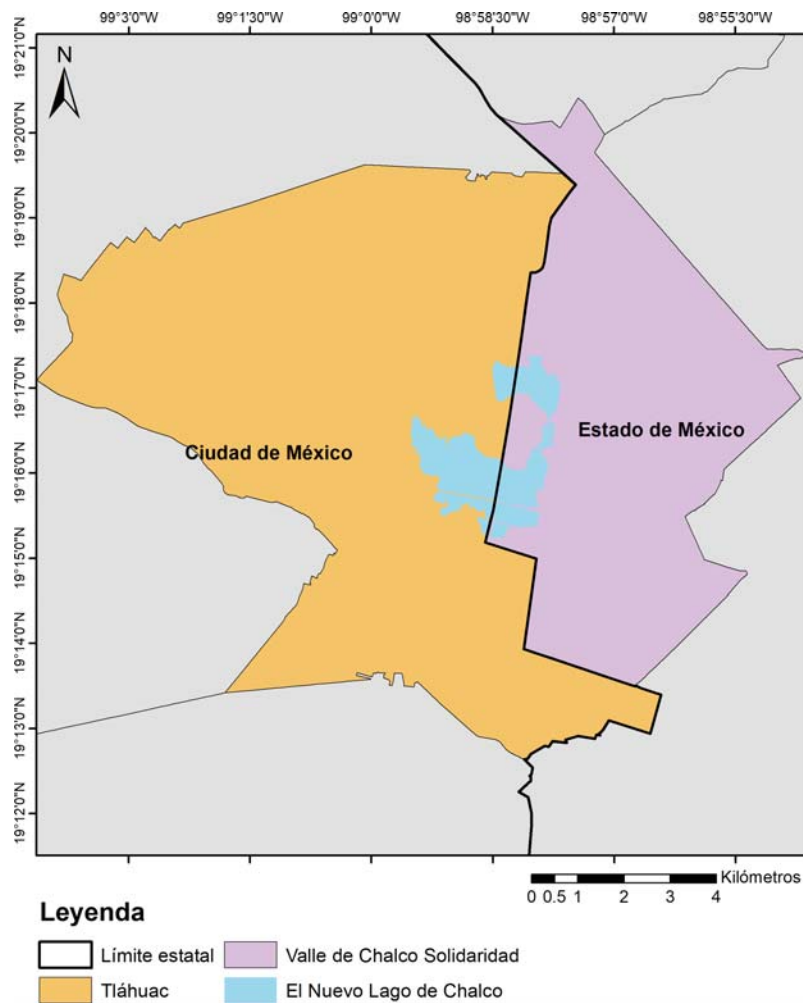


Figura 4.61: El Nuevo Lago de Chalco dividido por el límite estatal entre la Ciudad de México y el Estado de México, además, se presentan las entidades locales que abarca el cuerpo lacustre, la alcaldía de Tláhuac y el municipio de Valle de Chalco Solidaridad.

En cuanto a los elementos económicos, Valle de Chalco carece de una oferta laboral propia, por lo que la mayor parte de la población económi-

camente activa (PEA) se ve forzada a trabajar en la CDMX y en la zona metropolitana. A pesar de que gran parte del territorio tiene un uso agrícola, menos del 1% de la PEA se dedica a este sector, predominando el comercio formal e informal en la entidad. El crecimiento urbano y la falta de uso ponen en riesgo el suelo agrícola, desaprovechando el potencial agropecuario de la región (SEDESOL, 2011).

En contraste, Tláhuac posee una importante actividad agrícola y pecuaria que la posiciona como un centro abastecedor de la Ciudad de México debido a su alta productividad (Atlas CDMX, 2014). A pesar de que el sector agrícola en la CDMX disminuyó notablemente durante el siglo pasado debido al crecimiento urbano, Tláhuac aún produce distintos tipos de carne y otros alimentos (Tabla 4.15).

Tabla 4.15: Producción de alimentos en la alcaldía de Tláhuac. Modificada de Atlas CDMX (2014).

Producción de alimentos	Tláhuac	Ciudad de México	% Respecto a la CDMX
Carne de res (toneladas)	62	580	10.7%
Carne de puerco (toneladas)	98	1,541	6.4%
Carne de oveja (toneladas)	4	156	2.6%
Carne de pollo, pavo o codorniz (toneladas)	3	54	5.6%
Huevo (toneladas)	93	133	69.9%
Miel de abeja (toneladas)	15	79	19.0%
Leche de vaca (miles de litros)	1,699	13,784	12.3%
Superficie sembrada (hectáreas)	3,825	21,127	18.1%

4.4.1. Producción agrícola

De acuerdo a Losada *et al.* (1998) durante la primera mitad del siglo XIX existían tres áreas agrícolas principales que abastecían a la Ciudad de México:

- El área al norte y oeste, donde las haciendas suministraban maíz, trigo, cebada, frijoles, papas, ganado y sus derivados.
- El área al este, que suministraba maíz, trigo, cebada, frijoles, fruta y pulque.
- La región al sur de la ciudad, que suministraba verduras, hortalizas, carne, leche, mantequilla y crema.

A partir del siglo XX, estas tres regiones productivas fueron desplazadas por el crecimiento horizontal de la ciudad en favor del desarrollo urbano e industrial, generando una mayor contaminación sobre el suelo, el agua y el aire, así como la desviación del recurso hídrico para el uso doméstico e industrial. Estos factores repercutieron negativamente en la producción agrícola, que además, se vio agravada por la migración de la población hacia la ciudad en busca de trabajo estable, retroalimentando el problema del crecimiento urbano, la contaminación y el abandono de tierras agrícolas (Losada *et al.*, 1998).

De este modo, el suelo destinado a la agricultura fue invadido, desplazado o absorbido por la mancha urbana; en la figura 4.62 se observa el área rural de la región de El Nuevo Lago de Chalco rodeada por la urbanización (INEGI, 2018a,c). Esta dinámica expansionista ha degradado los ecosistemas agrícolas y puesto en riesgo las prácticas tradicionales de agricultura que son menos dañinas para el ambiente.

Conservar los ecosistemas agrícolas es de suma importancia no sólo por los bienes que suministran, sino también por los servicios ambientales que proporcionan. En la tabla 4.16 se muestran algunos de los beneficios brindados por estos ecosistemas, que de acuerdo a Zhang *et al.* (2007) dependen directamente del modo en que son gestionados, así como de la diversidad, composición y funcionamiento del paisaje circundante.

Tabla 4.16: Servicios ambientales proporcionados por los ecosistemas agrícolas. Elaborada a partir de Zhang *et al.* (2007).

Servicios ambientales de los ecosistemas agrícolas			
Servicios de soporte	Servicios de regulación	Servicios de provisión	Servicios no mercantiles
Estructura del suelo y fertilidad	Retención del suelo	Comida	Suministro de agua
Ciclos de nutrientes	Polinización	Fibras	Conservación del suelo
Suministro de agua	Purificación del agua	Producción de combustible	Mitigación del cambio climático
Biodiversidad genética	Regulación atmosférica		Hábitat de vida silvestre

La región de El Nuevo Lago de Chalco se encuentra bordeada al norte y al sur por tierras agrícolas (Fig. 4.63), en el municipio de Valle de Chalco destacan principalmente los cultivos de maíz y frijol (SEDESOL, 2011); mientras que en Tláhuac destacan los de maíz, avena y hortalizas (Atlas CDMX, 2014). Esto es confirmado por Hernández (2019), quien reporta una variedad de 26 cultivos diferentes (Tabla 4.17) en la alcaldía de Tláhuac, donde destacan las hortalizas y los quelites. Estos cultivos pueden ser del tipo perenne

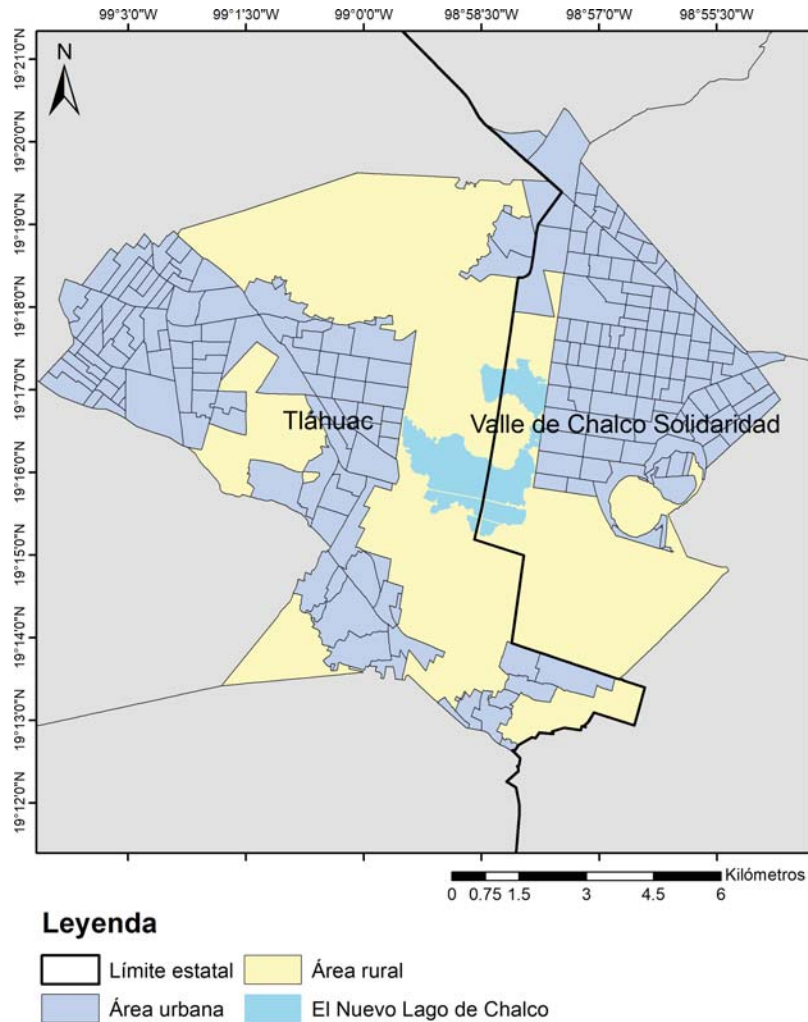


Figura 4.62: Región de El Nuevo Lago de Chalco, se muestran las porciones de área rural y urbana pertenecientes a la alcaldía de Tláhuac y al municipio de Valle de Chalco Solidaridad para 2018.

con un periodo vegetativo mayor a 12 meses, de tipo cíclico con un periodo vegetativo menor a 12 meses concentrándose en los periodos productivos de primavera/verano y otoño/invierno, y por último, de tipo bienal con un ciclo productivo que se extiende a dos años.

En este contexto, el impacto que El Nuevo Lago de Chalco tenga sobre los sistemas agrícolas resulta fundamental, debido a la importancia agrícola

de Tláhuac y al potencial de Valle de Chalco Solidaridad para la producción primaria. Xu *et al.* (2015) establece que las condiciones ambientales como la temperatura, la humedad y la radiación solar tienen una gran influencia en la respuesta fisiológica de las plantas para la fotosíntesis, la respiración, la transpiración y los flujos de energía. Por lo que la influencia que tenga el lago sobre las condiciones meteorológicas de la región, impactará directamente en el comportamiento de los cultivos.

Tabla 4.17: Lista de cultivos producidos en los ejidos de Mixquic, Tláhuac y Tulyehualco pertenecientes a la alcaldía de Tláhuac. Modificado de Hernández (2019).

Nombre común	Tipo de cultivo	Uso
maíz	cíclico	comestible/forrajeo
avena	cíclico	comestible/forrajeo
quintonil	cíclico	comestible
rábano	cíclico/bienal	comestible
ajo	cíclico	comestible
cebolla	bienal	comestible
poro	bienal	comestible
acelga	cíclico/perenne	comestible
romerito	cíclico	comestible
espinaca	cíclico	comestible
amaranto	cíclico	comestible
betabel	cíclico/perenne	comestible
huazontle	cíclico	comestible
apio	cíclico	comestible
cilantro	cíclico	comestible
lechuga	cíclico	comestible
dalias	cíclico	comestible/ornato
coliflor	cíclico	comestible
brócoli	cíclico	comestible
calabaza	perenne	comestible
chilacayote	perenne	comestible
haba	cíclico/perenne	comestible
verdolagas	cíclico	comestible
chile	perenne	comestible
tomate	cíclico	comestible
ornato	cíclicos	ornato

De manera general, el crecimiento y desarrollo de los sistemas agrícolas está estrechamente relacionado a factores climáticos, por lo que el uso de pronósticos numéricos para determinar las condiciones meteorológicas es una herramienta necesaria para disminuir los riesgos climáticos (Ugarte, 2017).

Entre los fenómenos meteorológicos extremos asociados a estos riegos se encuentran las sequías, las inundaciones por lluvia extraordinaria, así como olas de frío o calor. Por tal motivo, la posible influencia del lago sobre la precipitación, su capacidad de captación pluvial y su función de amortiguador térmico representan factores de interés económico y social.

En el caso de la temperatura, la exposición de las plantas a valores muy altos ($> 50^{\circ}\text{C}$) resulta en un severo daño y colapso a nivel celular; a pesar de que la región de El Nuevo Lago de Chalco no presenta estos valores, es importante mencionar que cada especie tiene una temperatura mínima, máxima y óptima para su normal desarrollo y sobrevivencia (Chávez-Barrantes y Gutiérrez-Soto, 2016). Cuando la temperatura se encuentra fuera de estos límites, se presentan alteraciones fisiológicas que pueden comprometer significativamente la producción del cultivo (Vallejo y Estrada, 2004).

Por ejemplo, cuando las semillas de la lechuga y el apio son cosechadas a más de 25°C presentan una mayor latencia termoinducida (Noreña *et al.*, 2016), es decir, las semillas se encuentran en un estado que no les permite la germinación. En el caso del maíz, por cada 1°C que se incrementa la temperatura por encima de su valor óptimo (25°C), se produce una reducción del rendimiento de 3 – 4% (Chávez-Barrantes y Gutiérrez-Soto, 2016). Otro caso más es el del tomate, temperaturas por encima de los 25°C retrasan el proceso de germinación y floración (Vallejo y Estrada, 2004).

El Nuevo Lago de Chalco disminuye el promedio de la temperatura máxima en 2.68°C durante la época seca cálida, periodo en el que estos cuatro cultivos, apio, lechuga, maíz y tomate son sembrados en la región. De acuerdo a la tabla 4.4 la ausencia del lago urbano incrementa el promedio de la temperatura máxima hasta los 24.82°C , por lo que puede verse afectada la producción óptima de estos cultivos, sobre todo en un contexto de calentamiento global inequívoco (IPCC, 2013) y de la influencia del fenómeno de isla de calor (ver Sec. A.1.1).

Por otro lado, a pesar de que en la región del nuevo lago las heladas no son un fenómeno de alta frecuencia (menos de 25 eventos por año de acuerdo a SEDESOL (2011), la presencia de este cuerpo de agua urbano aminora las caídas de temperatura, situación que también afectan el desarrollo de los cultivos. De acuerdo a SAGARPA (2013) el tomate tiene un crecimiento vegetativo muy lento por debajo de los 13°C y su floración se detiene por debajo de los 10°C , en el caso del maíz, la germinación se reduce significativamente por debajo de los 13°C y se inhibe por debajo de los 10°C ; mientras que la lechuga y el apio son tolerantes al frío. Durante la época seca fría El Nuevo

Lago de Chalco incrementa la temperatura mínima promedio en $1.5^{\circ}C$ (ver tabla 4.4), e incluso durante el paso de un frente frío modera la disminución de la temperatura nocturna (Fig. 4.10). Para las épocas seca cálida y húmeda la ausencia del lago disminuye la temperatura mínima promedio por debajo de los $13^{\circ}C$, mientras que su presencia las mantiene por encima de este valor.

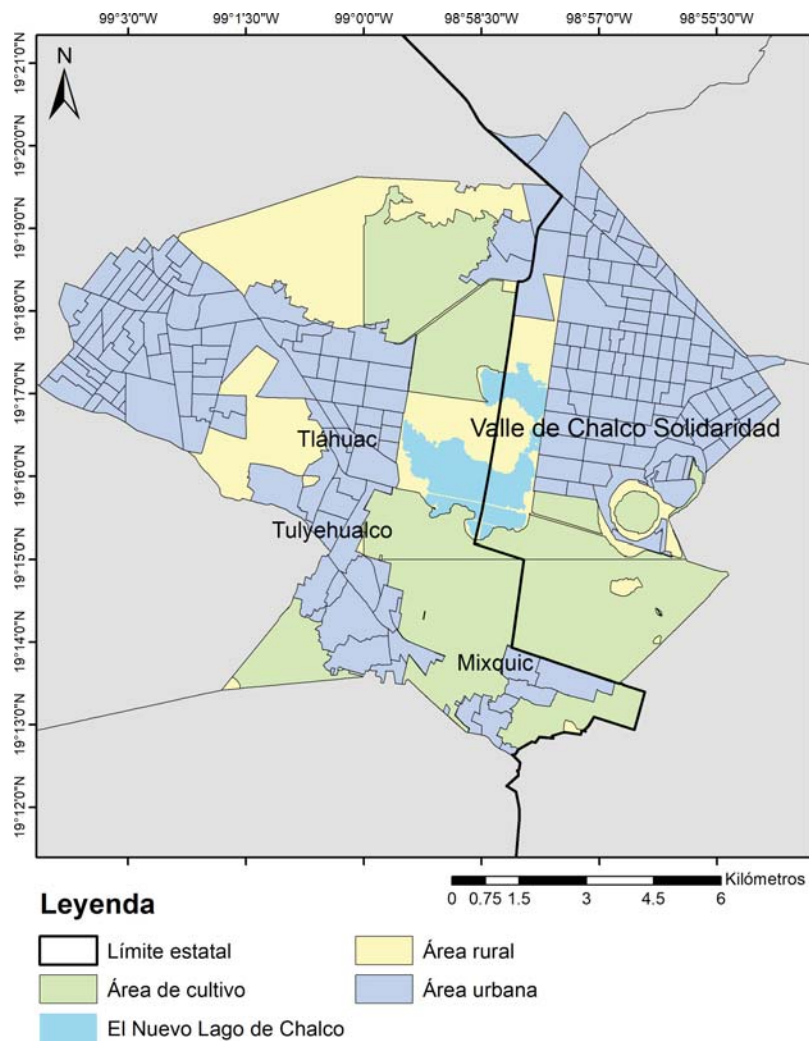


Figura 4.63: Área agrícola, urbana y rural en torno a El Nuevo Lago de Chalco, también se muestran los ejidos de Mixquic, Tláhuac y Tulyehualco pertenecientes a la alcaldía de Tláhuac.

Lo anterior resulta importante sobre todo en el caso del maíz, ya que de acuerdo a la Planeación Agrícola Nacional 2017-2030 (SAGARPA, 2017), es un cultivo estratégico por su peso en el consumo, el gasto y la generación de empleo en las familias. Actualmente, puede sugerirse que la presencia del nuevo cuerpo de agua no sólo esta regulando la temperatura, también tiene un impacto en la producción (germinación y floración) de los cultivos de la región.

En cuanto a la precipitación, a pesar de que el modelo estimó una menor cantidad sobre la superficie de El Nuevo Lago de Chalco, también estimó un aumento en la lluvia acumulada en el área al norte de este cuerpo de agua (Fig. 4.13). Este incremento en la precipitación puede estar relacionado a lluvia orografía alimentada por la humedad del lago, y representa un elemento clave para las áreas de cultivo ubicadas en esta porción.

4.4.2. Sustentabilidad

La relación que existe entre El Nuevo Lago de Chalco y los habitantes de la región es estrecha, sobre todo por el carácter agrícola de la zona, profundizando los impactos que tienen entre sí las dimensiones social, económica y ambiental. Reconocer esta interconectividad, así como la importancia ambiental del nuevo lago (Tabla 4.18), es fundamental para alcanzar una gestión sustentable de este recurso, garantizando sus funciones ecosistémicas.

Tabla 4.18: Servicios ambientales que El Nuevo Lago de Chalco ha restaurado. Modificado de Hernández (2019).

Servicios ambientales asociados a El Nuevo Lago de Chalco			
Regulación	Soporte	Provisión	Culturales
Regulación de la precipitación	Soporte de la vegetación	Cultivos de hortalizas en la zona borde y de chinampas	Sitios emblemáticos para los pueblos originarios
Captura de carbono a través del suelo y los sedimentos	Sustenc de biodiversidad		Zonas de recreación
Filtración de agua gracias al establecimiento de la vegetación	Almacenamiento de agua pluvial		
Regulación térmica			
Control de inundaciones			

Un ejemplo de esta relación socioambiental es el mal manejo del agua residual de las colonias aledañas al nuevo lago, así como las malas prácticas

agrícolas que en conjunto dificultan la restauración de la calidad del agua, disminuyendo los efectos positivos de El Nuevo Lago de Chalco sobre la producción primaria agrícola. Esto se da porque los coeficientes de extinción y absorción de un cuerpo lacustre modifican su intercambio de calor (Xu *et al.*, 2016), estos coeficientes están relacionados con la calidad del agua, por lo que una alta turbidez puede disminuir la inercia térmica del lago y sus impactos como regulador del clima.

Por el contrario, una gestión sustentable del nuevo lago permitiría mejorar la calidad del agua y disminuir su turbidez, lo que potenciaría la dinámica térmica del mismo, beneficiando directamente la actividad agrícola. A través del manejo adecuado y coordinado de la tierra y el agua se garantizaría la conservación de El Nuevo Lago de Chalco, y con ello, la modulación de dos de los principales insumos de la agricultura: la temperatura y la precipitación.

Los efectos del amortiguamiento de temperatura no solamente benefician la fisiología de los cultivos, también repercuten en la calidad de vida de las personas, permitiendo que realicen sus actividades en un rango más confortable de temperatura. Es por esto que el impacto de El Nuevo Lago de Chalco no se restringe únicamente al área rural, sino que también ejerce un impacto sobre el área urbana de la región. En la figura 4.64 se muestran las zonas de influencia térmica asociadas al cuerpo de agua urbano, el impacto se da principalmente dentro de $3km$ a la redonda del lago, pero dependiendo de las condiciones meteorológicas presentes como el viento, puede extenderse hasta $6km$.

El alcance que tenga El Nuevo Lago de Chalco sobre las variables de temperatura y precipitación, así como el área de influencia que se extienda al rededor de este cuerpo lacustre, esta fuertemente relacionado con el viento. Su magnitud y dirección determinan el transporte de materia y energía, de modo que los flujos de humedad y calor pueden ser potenciados con condiciones de viento favorables. Esta investigación estimó que en la subcuenca de Chalco los patrones de viento aumentaron su magnitud, de 1991 a 2015 durante las tres épocas analizadas, lo que podría estar relacionado con una tendencia general, que sumada a la baja rugosidad del lago generan que el viento sople con mayor intensidad sobre él, retroalimentando la influencia del viento.

El amortiguamiento térmico del nuevo lago se da principalmente sobre las áreas agrícolas de Tláhuac y Valle de Chalco Solidariad, sin embargo, puede extenderse hasta las zonas agrícolas de las alcaldías de Milpa Alta y Xochimilco, así como a las del municipio de Chalco. En cuanto a la población, El Nuevo Lago de Chalco tiene el potencial de incidir sobre el área urbana

de cuatro alcaldías de la Ciudad de México y cuatro municipios del Estado de México, el número de habitantes dentro de ambas áreas es de 983,765 personas. Puede consultarse su distribución en la tabla 4.19.

Tabla 4.19: Población potencial bajo la influencia de El Nuevo Lago de Chalco dentro de ambas zonas de influencia. El número alcanza los 983,765 habitantes que se distribuyen en cuatro alcaldías de la Ciudad de México y tres municipios del Estado de México.

Ciudad de México			Estado de México		
Alcaldía	Localidad	Población	Municipio	Localidad	Población
Tláhuac	Tláhuac	184,790	Chalco	Santa Catarina Ayotzingo	169
Tláhuac	San Juan Ixtayopan	24,120	Chalco	Chalco de Díaz Covarrubias	71,858
Tláhuac	San Andrés Mixquic	13,310	Chalco	San Juan Tezompa	11,819
Tláhuac	Santa Catarina Yecahuitzotl	9,553	Chalco	San Mateo Huitzilzingo	10,705
Tláhuac	San Nicolás Tetelco	4,158	Ixtapaluca	Ixtapaluca	114,476
Iztapalapa	Iztapalapa	87,297	La Paz	San Isidro	11,962
Milpa Alta	San Antonio Tecómitl	24,397	La Paz	Emiliano Zapata	5,109
Milpa Alta	San Nicolás Tetelco	3,490	La Paz	Los Reyes Acaquilpan	60
Xochimilco	Xochimilco	47,601	Valle de Chalco S.	Xico	358,871
Total		398,736	Total		585,029

Su capacidad para disminuir los valores extremos de temperatura, así como fuente importante de humedad a la atmósfera, son características de alto valor en un contexto de cambio climático. Además, esta investigación estimó una disminución considerable de las precipitaciones de 1991 a 2015, de confirmarse esto con otros estudios, la posibilidad de que El Nuevo Lago de Chalco afecte directamente la precipitación en las regiones aledañas a él adquiere mayor relevancia.

Por último, las acciones encaminadas a la gestión y conservación del cuerpo de agua urbano pueden ayudar a disminuir la vulnerabilidad social de la región, a través de proyectos ecoturísticos que beneficien la economía local, y mediante el apoyo por parte del gobierno para impulsar técnicas de agricultura sustentables como las chinampas. Estas medidas permitirían una dinámica de beneficios mutuos entre los habitantes de la región, su economía y el sistema lacustre.

En el mismo sentido, podría considerarse un aumento en el tamaño del lago, tanto horizontal como verticalmente. Esto repercutiría directamente en los procesos físicos asociados al cuerpo de agua, aumentando su influencia sobre las condiciones meteorológicas de la región. Además, adquiriría una mayor capacidad de almacenamiento de agua pluvial, por lo que disminuiría los eventos de inundación de zonas urbanas, a la vez que representaría una

fuelle de agua dulce si se toman medidas para optimizar la calidad del recurso hídrico, sin mencionar que esto podría significar una disminución en la extracción de agua subterránea.

Para llevar a cabos estas medidas y atender las diversas problemáticas sociales, económicas y ambientales, deberán proponerse políticas públicas que incluyan a los diferentes actores de la región, así como a los tres niveles de gobierno. Esto permitirá impulsar soluciones que vayan de la mano con una planeación integral del lago y su manejo sustentable, manteniendo la producción de bienes y servicios ante las problemáticas ambientales futuras.

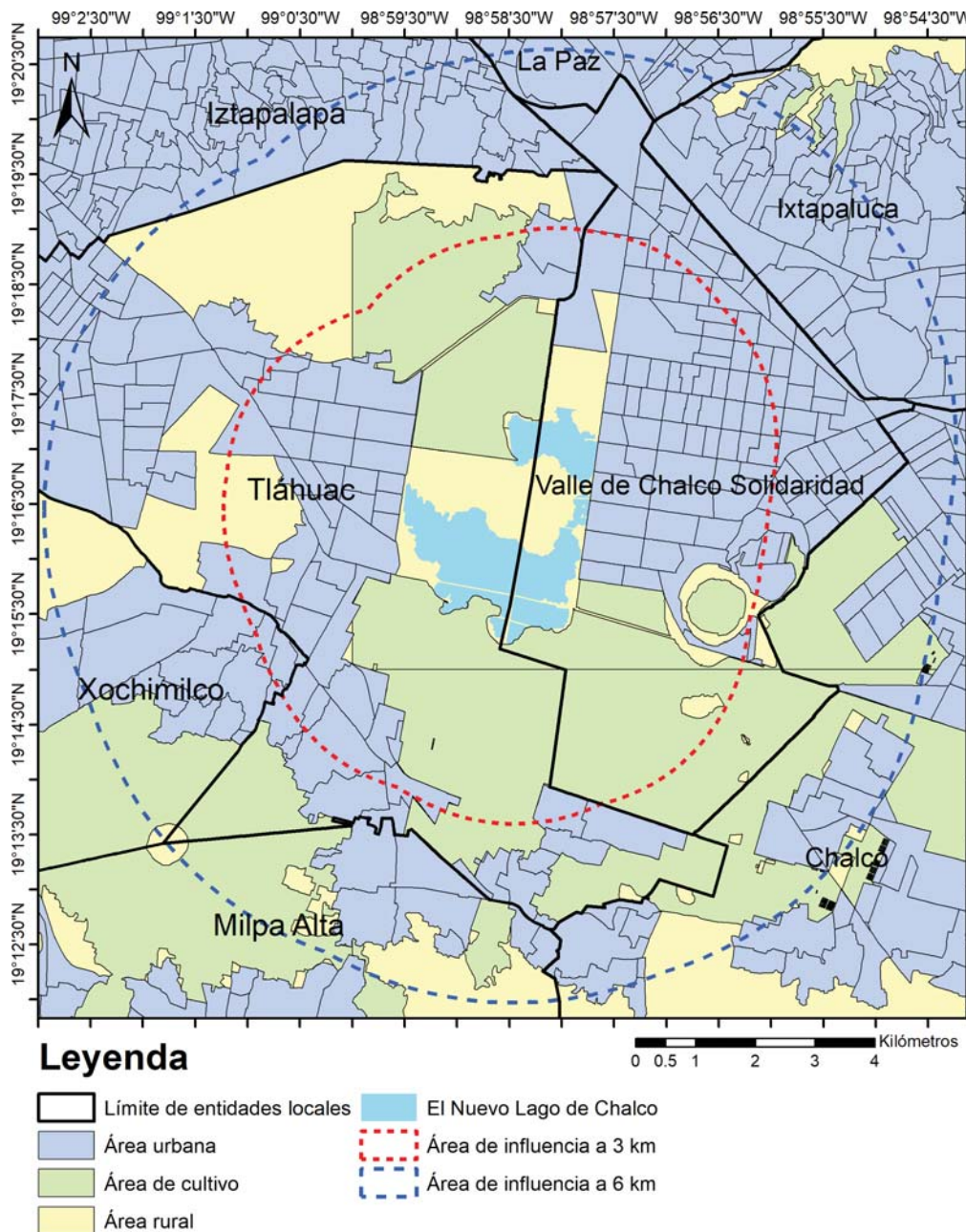


Figura 4.64: Zonas de influencia de El Nuevo Lago de Chalco para la variable de temperatura, la línea roja define un área de influencia a 3km a la redonda del cuerpo de agua, mientras que la línea azul define un área de influencia a 6km a la redonda. Los efectos del cuerpo de agua urbano se dan principalmente al interior de la primer circunferencia, pero se pueden extender hasta la segunda dependiendo de las condiciones meteorológicas presentes.

Capítulo 5

Conclusiones y Recomendaciones

En la presente investigación se determinó la influencia ejercida por El Nuevo Lago de Chalco sobre las condiciones atmosféricas de la región. Para ello se realizó un estudio numérico de la dinámica y termodinámica atmosférica a través de la implementación del modelo de mesoescala WRF.

Para el análisis se realizaron tres experimentos con condiciones de cobertura de suelo distintas: 2015 con lago (experimento 1), 2015 sin lago (experimento 2) y 1992 sin lago (experimento 3). Para cada uno de ellos se analizaron las épocas seca fría, seca cálida y húmeda, dando un total de nueve simulaciones numéricas de una semana de duración cada una.

Los resultados obtenidos muestran que la presencia de El Nuevo Lago de Chalco modifica el tiempo meteorológico de la región durante las tres épocas, lo que puede repercutir a largo plazo en la climatología de la región.

Las características propias del lago como su albedo, rugosidad y alta capacidad calorífica modifican los presupuestos de agua y energía, evidenciando la importancia de los procesos de cambio de LULC que se han generado, tanto actual como históricamente en la Cuenca de México.

El impacto que ejerce el sistema lago-atmósfera sobre las condiciones atmosféricas ocasiona heterogeneidades espaciales en los flujos turbulentos, impactando directamente la temperatura y el intercambio de vapor de agua.

Además de las implicaciones meteorológicas del cuerpo de agua urbano, no se deben perder de vista las dimensiones social y económica asociadas a él, pues sólo la integración del conocimiento multidisciplinario atenderá efectivamente las causas y consecuencias de El Nuevo Lago de Chalco.

5.1. Conclusiones

Temperatura en superficie

- La influencia que el lago ejerce sobre la temperatura del aire no sólo se restringe al área lacustre, pues dependiendo la hora del día y la intensidad del viento esta área de influencia llega hasta más de 5km a su alrededor. Durante la tarde es más común que la influencia se restrinja sobre la superficie del lago y durante la noche es más común que se extienda varios kilómetros desde el lago.
- De acuerdo a las simulaciones realizadas para 2015 (condiciones de LULC con lago contra condiciones de LULC sin lago), la presencia de El Nuevo Lago de Chalco disminuye el promedio de la temperatura máxima desde 2.3°C durante la época húmeda y hasta 3.2°C durante la época seca fría; y aumenta el promedio de la temperatura mínima desde 1.5°C durante la época seca fría y hasta 2.43°C durante la época húmeda.
- De acuerdo a las simulaciones realizadas para 2015 (condiciones de LULC con lago) y 1992 (condiciones de LULC sin lago), la presencia de El Nuevo Lago de Chalco disminuye el promedio de la temperatura máxima desde 0.5°C durante la época seca cálida y hasta 4.5°C durante la época seca fría; y aumenta el promedio de la temperatura mínima desde 1.6°C durante la época seca fría y hasta 4.3°C durante la época seca cálida.
- De acuerdo a los resultados, con la presencia del nuevo lago el rango diurno de temperatura (DTR) disminuye alrededor de 5°C para todas las épocas respecto de las cubiertas vegetadas: bosque y pastizales. Lo anterior evita cambios bruscos en la temperatura diaria, amortiguando los valores extremos.

Precipitación acumulada

- La precipitación en la región también ha disminuido de 1992 a 2015 durante la época seca cálida y principalmente en la época húmeda. Este comportamiento concuerda con los reportes de CONAGUA para la precipitación; la cual estuvo por debajo del promedio durante julio de 2015. En la época seca fría esta variable es despreciable para los tres experimentos.

- De acuerdo a las simulaciones realizadas para 2015 (condiciones de LULC con lago contra condiciones de LULC sin lago), la presencia de El Nuevo Lago de Chalco puede aumentar ligeramente la precipitación en la época seca cálida.
- La menor precipitación sobre el área del lago puede estar asociada a los flujos del aire determinados por la temperatura. Sobre las cubiertas vegetadas el aire es más caliente y tiende a ascender, lo que facilita el desarrollo vertical de las nubes, por otro lado, sobre el lago el aire es más frío y denso inhibiendo el desarrollo vertical. Estos centros de alta presión sobre el lago se presentan en todas las épocas durante la tarde, pero principalmente en la época húmeda.
- Comparando la región con el nuevo lago contra la región sin él, se encontraron diferencias de precipitación en zonas circundantes al lago, por lo que El Nuevo Lago de Chalco podría estar ejerciendo cierta influencia en los patrones de precipitación en la subcuenca de Chalco.

Viento en superficie

- Con la presencia de El Nuevo Lago de Chalco se modifica la trayectoria del aire, lo que puede ser determinante en el transporte de vapor de agua y en el desplazamiento de masas de aire frescas durante el día y cálidas durante la noche.
- La presencia de El Nuevo Lago de Chalco aumenta la velocidad del viento, principalmente durante la noche, para las tres épocas en comparación de tener bosque y pastizal.
- La menor temperatura sobre el lago respecto del área que lo rodea genera centros de alta presión, generándose un flujo divergente de aire desde al lago hacia sus alrededores.
- Los resultados sugieren también que la magnitud del viento sobre la región ha aumentado desde 1992 a 2015 para las épocas seca cálida y fría, mientras que en la época húmeda se ha mantenido prácticamente invariante.

Flujos de energía

Es sabido que las características propias de cada cobertura modifican la radiación neta de acuerdo al tipo de LULC presente. Los factores como el albedo, la rugosidad, la cantidad y tipo de vegetación determinan la partición de energía y su disponibilidad para ser empleada en los flujos turbulentos. Particularmente, desde los resultados se observó que:

- Las cubiertas vegetadas (bosque y pastizal) tienen el potencial de aumentar la temperatura superficial, mediante el incremento del flujo de calor sensible durante las horas de mayor radiación de onda corta entrante, y este efecto se amplifica aún más sobre el bosque.
- La presencia de El Nuevo Lago de Chalco tiene el efecto de disminuir la temperatura superficial, y aún en las horas de mayor insolación el flujo de calor sensible se ve disminuido en favor del flujo de calor hacia las capas internas del lago.
- El flujo de calor latente es altamente influenciado por el tipo de cobertura vegetal presente. Además de la evaporación del agua capturada por el dosel, se presenta la transpiración del agua del subsuelo a través de los estomas durante la fotosíntesis, es por esto que tanto el bosque como el pastizal (en lugar del lago) presentan altos índices de evapotranspiración durante el día. La mayor profundidad en las raíces del bosque y su baja resistencia al flujo de vapor incrementan las tasas de este flujo.
- La evaporación sobre el lago se da de manera continua durante las tres épocas del año, representando una fuente local de humedad. El flujo de calor latente se incrementa durante la noche y disminuye durante el día.
- En condiciones de LULC con lago, se observó que durante la noche la atmósfera presenta valores bajos de humedad y vientos de mayor velocidad, lo que promueve el flujo ascendente de vapor de agua e incrementa el flujo de calor latente sobre él.
- Después de media tarde la atmósfera sobre el lago presenta un flujo divergente de viento, disminuyendo las velocidades sobre el lago e

inhibiendo los flujos turbulentos. Al mismo tiempo esta estabilidad incrementa la cantidad de vapor de agua en el aire, que al presentar menores temperaturas por la presencia del lago disminuye su capacidad de almacenar vapor, limitando el flujo de calor latente sobre él.

- El bajo albedo que presenta el lago permite que la radiación solar incidente sea retenida en mayor medida, a la vez que su alta capacidad calorífica hacen del cuerpo lacustre un excelente almacén de energía.
- El flujo de calor en el suelo negativo que se presenta durante el día en presencia del lago limita el flujo de calor sensible, disminuyendo la temperatura del aire sobre y alrededor de El Nuevo Lago de Chalco, generando tardes más frescas.
- Durante la noche el flujo de calor en el suelo se vuelve positivo en presencia del lago, disipando la energía almacenada durante el día hacia la atmósfera, aumentando la temperatura del aire y generando noches más cálidas sobre y alrededor del lago.

5.1.1. Aspectos socioambientales

La desaparición del antiguo lago de Chalco responde a los intensos cambios de cobertura y uso de suelo que se han llevado a cabo en la Cuenca de México, sobre todo a partir del siglo XVI. Paradójicamente estos procesos de urbanización y sobreexplotación han restituido una parte de aquel cuerpo lacustre.

La presencia de El Nuevo Lago de Chalco es una oportunidad para valorar y proteger nuestros recursos naturales, así como de retomar la cultura de gestión del agua de nuestros ancestros y llevar a cabo nuestras actividades en cooperación con el medio ambiente.

Su conservación y adecuada gestión puede permitir recuperar funciones ecológicas que se han perdido por el crecimiento de la mancha urbana, al mismo tiempo que aumentaría la capacidad de generar servicios ambientales en favor de la sociedad.

Debido a su influencia sobre el balance de energía y agua, la preservación de un lago urbano es fundamental para afrontar los efectos y consecuencias actuales del cambio climático, sobre todo en el contexto de la actual y creciente crisis hídrica de la Ciudad de México, y particularmente en la subcuenca de Chalco.

El manejo sustentable de El Nuevo Lago de Chalco sólo será posible desde una visión multidisciplinaria, donde converjan estudios ambientales, sociales y económicos que permitan desarrollar políticas públicas integrales.

Esta investigación aporta datos acerca de la interacción que se da entre la superficie y la atmósfera en la región de El Nuevo Lago de Chalco, los beneficios asociados a este lago urbano contribuyen al conocimiento científico que debe considerarse en la generación de estrategias adecuadas de gestión del lago.

5.2. Recomendaciones

Modelo numérico

Los resultados obtenidos en el presente trabajo brindan una estimación adecuada de la interacción lago-atmósfera, sin embargo, los modelos numéricos siempre están sujetos a mejorar la representación de los procesos físicos.

La precipitación que se presentó en julio de 2015 fue más baja de lo normal y el modelo la subestimó. Una modelación numérica precisa de precipitación representa un reto considerable en la actualidad, y este es un aspecto que debe ser considerado para futuras investigaciones.

Si se quisiera mejorar el pronóstico de precipitación deberían probarse diferentes esquemas de microfísica sobre el lago, ya que estas parametrizaciones son las responsables de modelar el vapor de agua, el agua líquida y sólida en las nubes, así como diferentes tipos de precipitación.

En particular, el comportamiento del lago podría ser más preciso si se ajustan adecuadamente los parámetros propios de El Nuevo Lago de Chalco, ya que el modelo de lagos acoplado al WRF utiliza parámetros estándar para los cuerpos lacustres, tales como los coeficientes de absorción y extinción del lago.

Una evaluación mejorada de la dinámica lacustre debería considerar calibrar estos parámetros a sus valores reales, ya que El Nuevo Lago de Chalco es un cuerpo de agua eutrofizado y los niveles de contaminación pueden alterar la penetración y decaimiento de la radiación solar al interior del lago.

La longitud de rugosidad sobre el cuerpo lacustre también es un factor importante que incide en el *fetch* y en la fricción del viento, y no debería descartarse su medición real para ser incorporada al modelo, ya que este parámetro puede alterar la magnitud de los flujos turbulentos.

Además, podrían hacerse mediciones *in situ* de la temperatura interna del lago sobre el periodo de simulación para alimentar el modelo de lagos.

Estos ajustes permitirían una representación más real de los procesos físicos que ocurren sobre el lago, así como un modelo más preciso de los comportamientos de los distintos flujos de energía, agua y momento que ocurren en la región.

Del mismo modo, es importante contar con datos observacionales de calidad de las condiciones meteorológicas sobre el lago, con el fin de poder comparar los resultados del modelo con las mediciones.

Gestión del lago

Las acciones encaminadas a la gestión y conservación de El Nuevo Lago de Chalco deberán centrarse en una planeación integral a largo plazo.

Para ello, las políticas públicas deberán tomar en cuenta los distintos actores que convergen entorno a El Nuevo Lago de Chalco, desde la sociedad, los tomadores de decisiones, las ONG's y hasta la academia.

Es importante reconocer el papel del conocimiento científico en la resolución de los problemas socioambientales, del mismo modo que es necesario implementarlo junto con el conocimiento local.

Además, la conservación del lago puede ser una oportunidad para implementar proyectos ecoturísticos que beneficien la economía local. Esto es importante ya que atendería la marginación de los habitantes de la región, disminuyendo de este modo su vulnerabilidad social.

Por último, emplear información estadística robusta de las características socioeconómicas de la población local, ayudará a proponer políticas públicas específicas, que generen propuestas multidisciplinarias que atiendan los diferentes problemas sociales, ambientales y económicos de la región de El Nuevo Lago de Chalco.

Bibliografía

- Arce, J. L., Layer, P., Martínez, I., Salinas, J. I., del Consuelo Macias-Romo, M., Morales-Casique, E., Benowitz, J., Escolero, O., y Lendhart, N. (2015). Geología y estratigrafía del pozo profundo san lorenzo tezconco y de sus alrededores, sur de la cuenca de méxico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2):123–143.
- Arriaga, C. L., Aguilar, V., y Alcocer, J. (2000). *Aguas continentales y diversidad biológica de México*. CONABIO.
- Atlas CDMX (2014). Atlas de Peligros y Riesgos de la Ciudad de México.
- Atlas Of Science (2016). Infrared does more good than bad for the skin: how can we learn from the sun. [urlhttps://atlasofscience.org/infrared-does-more-good-than-bad-for-the-skin-how-can-we-learn-from-the-sun/](https://atlasofscience.org/infrared-does-more-good-than-bad-for-the-skin-how-can-we-learn-from-the-sun/).
- Avila, F. B., Pitman, A. J., Donat, M. G., Alexander, L. V., y Abramowitz, G. (2012). Climate model simulated changes in temperature extremes due to land cover change. *Journal of Geophysical Research*, 117.
- Ayala-Pérez, V., Arce, N., y Carmona, R. (2013). Distribución espacio-temporal de aves acuáticas invernantes en la ciénega de tláhuac, planicie lacustre de chalco, méxico. *Revista mexicana de biodiversidad*, 84:327–337.
- Ball, J. T., Woodroow, I. E., y Berry, J. A. (1987). A Model Predicting Stomatal Conductance and its Contribution to the Control of Photosynthesis under Different Environmental Conditions. *Progress in Photosynthesis Research*, 4:221–224.
- Barba, B. (2007). Dioses, reyes, hombres y agua en el méxico antiguo. *Ciencia*, 58(3):80–91.

- Beltrán, T. (1998). *La desecación del lago (ciénaga) de Chalco*. Número 29 en Documentos de Investigación. El Colegio Mexiquense.
- Beuhumea, M. L. y Vazquez, A. C. (1988). Estudios geofísicos del valle de México. Technical report, Comisión Federal de Electricidad.
- Bonilla, M. (1985). La estructura del agua. *Ciencias*, (07).
- Cao, Q., Yu, D., Georgescu, M., Han, Z., y Wu, J. (2015). Impacts of land use and land cover change on regional climate: A case study in the agro-pastoral transitional zone of China. *Environmental Research Letters*, 10(12).
- Catalá, J. (1986). La localización de la capital de Nueva España, como problema científico y tecnológico. *Quipu*, 3:279–298.
- CCA (2014). Introducción a las Ciencias Atmosféricas. http://modelos1.atmosfcu.unam.mx/curso/2_Radiacion/radiacion_solar.html.
- Cervantes, E. (1988). El desarrollo de la ciudad de México. *Revista de la Coordinación de Estudios de Posgrado*, 4(11).
- Chen, F. (2007). *The Noah Land Surface Model in WRF*. NCAR.
- Chávez-Barrantes, N. F. y Gutiérrez-Soto, M. V. (2016). Respuestas al estrés por calor en los cultivos. aspectos moleculares, bioquímicos y fisiológicos. *Agronomía Mesoamericana*, 28:255.
- CONAGUA (2009). Documento de la disponibilidad acuifera del acuífero metropolitano de la ciudad de México.
- CONAGUA (2015a). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero zona metropolitana de la cd. de México (0901), distrito federal. https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/102942/DR_0901.pdf.
- CONAGUA (2015b). Reporte del clima en México 2015. Technical report. <http://smn1.conagua.gob.mx/climatologia/analisis/reporte/Anual2015.pdf>.
- CONAPO (2010). Índices de marginación, Consejo Nacional de Población.

- Correa-Metrio, A., Bush, M., S-Lozano-García, y Sosa-Nájera, S. (2013). Millennial-scale temperature change velocity in the continental northern neotropics. *PLoS ONE*.
- Cortés, J. J., González, M. E., y Pinilla, V. D. (2006). Introducción al análisis numérico y tratamiento de errores. <http://www.ingenieria.unam.mx/~pinilla/Intro/Introduccion.pdf>.
- Crutzen, P. J. (2002). The "anthropocene". *Journal de Physique IV*, (10):1–5.
- De la Lanza-Espino, G. y García-Calderón, J. L. (2002). *Historical Summary of the Geology, Climate, Hydrology, Culture, and Natural Resource Utilization in the Basin of Mexico*, volumen 156. Springer Science.
- DGDC (2016). La unam te explica: La historia hidrológica de la cuenca de México. <http://www.fundacionunam.org.mx/ecopuma/la-unam-te-explica-la-historia-hidrologica-de-la-cuenca-de-mexico/>.
- DGDC (2017). Sobreexplotación de mantos acuíferos en la cdmx, causa de fractura de tuberías y fugas de agua. http://www.dgcs.unam.mx/boletin/bdboletin/2017_212.html.
- Diez, J. (2017). Evaporación, transpiración y evapotranspiración. <https://users.exa.unicen.edu.ar/~jdiez/files/cstierra/apuntes/unidad3.pdf>.
- Duarte, O. y Díaz, E. (2003). *Tecnología de tierras y aguas I - Evaporación y Evapotranspiración*, capítulo 5. <http://www.fca.uner.edu.ar/files/academica/deptos/catedras/riego/Archivos/Cap%2005%20-%20Evaporacion%20y%20Evapotranspiracion.pdf>.
- Durazo, J. y Farvolden, R. N. (1989). The groundwater regime of the valley of Mexico from historic evidence and field observations. *Journal of Hydrology*, 112:171–190.
- Ezcurra, E. (1991). *De las chinampas a la megalópolis. El medio ambiente en la Cuenca de México*. La ciencia para todos. Fondo de cultura económica.
- Ezcurra, E. (1992). Crecimiento y colapso en la cuenca de México. *Ciencias*, (25):13–27.

- Fall, S., Niyogi, D., Gluhovsky, A., Pielke, R. A., Kalnay, E., y Rochon, G. (2009). Impacts of Land use and land cover on temperature trends over the continental United States: assessment using the North American Regional Reanalysis. *International Royal of Climatology*, 30(13):1980–1993.
- Fast, J. D., de Foy, B., Rosas, F. A., Caetano, E., Carmichael, G., Emmons, L., McKenna, D., Mena, M., Skamarock, W., Tie, X., Coulter, R. L., Barnard, J. C., Wiedinmyer, C., y Madronich, S. (2007). A meteorological overview of the MILAGRO field campaigns. *Atmospheric Chemistry and Physics*, (7):2233–2257.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., y Manea, M. (2012). The dynamic history of the transmexican volcanic belt and the mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522-523:122–149.
- García, E. (1973). *Modificación al sistema de clasificación climática de Köppen*. Instituto de Geografía.
- García, R. O., Santillan, N., Haro, Z., Bojórquez, G., Quintero, M., y Ojeda, S. (2014). El balance de radiación para diferentes superficies de suelo: estudio experimental en la ciudad de Mexicali, Baja California, México. En Asociación Española de Climatología, editor, *Cambio climático y cambio global*. Asociación Española de Climatología.
- Guan, K. K. (2011). Surface and ambient air temperatures associated with different ground material: a case study at the University of California, Berkeley. https://nature.berkeley.edu/classes/es196/projects/2011final/GuanK_2011.pdf.
- Gutiérrez, M. T., González, J., y Zamorano, J. J. (2005). *La Cuenca de México y sus cambios demográfico-espaciales*. Temas Selectos de Geografía de México. UNAM.
- Hernández, N. L. (2019). Análisis de las condiciones socio-agrícolas en la zona circunvecina al nuevo Lago de Chalco. Tesis de licenciatura en ciencias de la tierra, UNAM.
- Hernández-Espriú, J. A. (2013). Modelo drastic-sg: Una nueva herramienta para mejorar la gestión de acuífero de la ciudad de México. *Academia de Ingeniería*.

- Herrera, I., Dumars, C. T., Cech, I., Cortinas, C., Cossío, J. R., Crane, R., Engelbrecht, R. S., Farvolden, R. N., Ingram, H., Kumate, J., Lozano, L., Martínez, J. M., Martínez, R., Vélez, C., Wilk, D., Lozano, A., Melchor, J. E., Krauss, G. D., Nyce, G., Aguilar, M., Ajuria, S., Alanís, L., Alatorre, R., Arcos, D. J., Atmienta, M. A., Bárcenas, P., Barrios, J. E., Cano, A., Carreño, C., Carrillo, J., Correa, A., Cortés, M. A., Cortés, A., Cruickshank, C., Cruickshank, G., Cuenca, J., Chávez, R., Durazo, J., González, T., González, F., Haro, X., Hendrickx, J., Hernández, G., Iturbe, R., Lesser, J. M., López, F., Martínez, G., Mazari, M., Medina, R., Patricia, E., Molina, C., Ortega, F. M. A., Ortiz, G., Ortiz, M., Pérez, F., Pérez, E., Piñon, N., Ramírez, G., Rodríguez, R., Rivera, F., Rivera, J., Rodarte, L., Rodríguez, J. A., Sahab, E., Santamaría, B., Santos, C., Sarmiento, C., Sil, A., Tapia, R., y Velázquez, O. (1995). *El Agua y la Ciudad de México. Abastecimiento y drenaje. Calidad. Salud Pública. Uso Eficiente. Marco Jurídico e Institucional*. Academia de la Investigación Científica, Academia Nacional de Ingeniería, Academia Nacional de Medicina, National Research Council, National Academy of Sciences.
- Herrera-Hernández, D. (2011). Estratigrafía y análisis de facies de los sedimentos lacustres del cuaternario tardío en la cuenca de Chalco, México. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.
- INEGI (2010). Censo de Población y Vivienda 2010. <https://www.inegi.org.mx/programas/ccpv/2010/>.
- INEGI (2017). Recursos naturales - climatología. <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/reclnat/clima>.
- INEGI (2018a). Conjunto de datos vectoriales de información topográfica escala 1:50 000 serie III. Technical report, Instituto Nacional de Estadística y Geografía.
- INEGI (2018b). Encuesta origen - destino en hogares de la zona metropolitana del valle de México (EOD) 2017. http://www.beta.inegi.org.mx/contenidos/saladeprensa/boletines/2018/EstSociodemo/OrgenDest2018_02.pdf.
- INEGI (2018c). Marco Geoestadístico, diciembre 2018. Technical report, Instituto Nacional de Estadística y Geografía.

- Inzunza, J. C. (2012). *Meteorología descriptiva*. Departamento de Geofísica. Universidad de Concepción. http://www.met.igp.gob.pe/users/yamina/meteorologia/radiacion_doc_Univ_CHile.pdf.
- IOA (2018). Grupo de INteracción Océano-Atmósfera. <http://grupo-ioa.atmosfera.unam.mx/index.php>.
- IPCC (2013). Cambio climático 2013 Bases físicas. Technical report.
- Jiménez, B. (2011). Suministro y desalojo del agua de la ciudad de México: De los aztecas al siglo xxi. *Revista Digital Universitaria*, 12(10). <http://www.revista.unam.mx/vol.12/num10/art96/art96.pdf>.
- Jáuregui, E. (2000). *El clima de la Ciudad de México*. Temas selectos de Geografía. UNAM, 1 edición.
- Jáuregui, E. (2005). Possible impact of urbanization on the thermal climate of some large cities in México. *Atmósfera*, 18(4):247–248.
- Kalnay, E. y Cai, M. (2003). Impact of urbanization and land-use change on climate. 423:528–31.
- Kiehl, J. T. y Trenberth, K. E. (1997). Earth's Annual Global Mean Budget. *American Meteorological Society*, 78:197–208.
- Legorreta, J. (2006). *EL agua y la Ciudad de México: de Tenochtitlán a la megalópolis del siglo XXI*. Universidad Autónoma Metropolitana-Azcapotzalco.
- Lodish, H., Berk, A., Matsudaira, P., Kaiser, C. A., Krieger, M., Scott, M. P., Zipursky, L., y Darnell, J. (2003). *Molecular Cell Biology*. Freeman, W. H. & Company, 5 edición.
- Long, Z., Perrie, W., Gyakum, J., Caya, D., y Laprise, R. (2007). Northern lake impacts on local seasonal climate. *Journal of Hydrometeorology*, 8(4):881.
- Losada, H., Martínez, H., Vieyra, J., Pealing, R., Zavala, R., y Cortés, J. (1998). Urban agriculture in the metropolitan zone of Mexico City: changes over time in urban, suburban and peri-urban areas. *Environment and Urbanization*, 10(2):37–54.

- Loveland, T., Mahmood, R., Patel-Weynand, T., Karstensen, K., Beckendorf, K., Bliss, N., y Carleton, A. (2012). National Climate Assessment Technical Report on the Impacts os Climate and the Land Use and Land Cover Change. Technical report, USGS.
- Lozano-García, M. S., Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda, M., y Urrutia-Fucugauchi, J. (1993). Late pleistocene and holocene paleoenvironments of chalco lake, central mexico. *Quaternary Research*, 40(3):332–342.
- Lozano-García, S., Brown, E. T., Ortega, B., Caballero, M., Werne, J., Fawcett, P. J., Schwalb, B. L., Valero-Garcés, Schnurrenberger, D., O’Grady, R., Stockhecke, M., Steinman, B., Cabral-Cano, E., Caballero, C., Sosa-Nájera, S., Soler, A. M., Pérez, L., Noren, A., Myrbo, A., Bücker, M., Wattrus, N., Arciniega, A., Wonik, T., Watt, S., Kumar, D., Acosta, C., Martínez, I., Cossio, R., Ferland, T., y Vergara-Huerta, F. (2017). Perforación profunda en el lago de chalco: reporte técnico. Technical Report 2, Sociedad Geológica Mexicana.
- López, R. y Tentle, M. A. (2012). Análisis de los desplazamientos horizontales observados con gps en el occidente de la cuenca de méxico. Tesis de maestría, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- López-Bravo, C., Caetano, E., y Magaña, V. (2018). Forecasting summertime surface temperature and precipitation in the mexico city metropolitan area: sensitivity of the wrf model land cover changes. *Front Earth Sci.*, 6(6).
- López-Espinoza, E. D., Zavala-Hidalgo, J., Mahmood, R., y Gómez-Ramos, O. (2019). Assessing the Land Use and Land Cover Data Representation on Weather Forecast Quality. A Case Study in central Mexico. *Meteorol Atmos Phys.* (Under review).
- López-Méndez, V. (2007). Análisis del evento meteorológico relacionado con la inundación de tabasco del 2007. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Mahmood, R., Pielke, R. A., Hubbard, K. G., Niyogi, D., Bonan, G., Lawrence, P., McNider, R., McAlpine, C., Etter, A., Gameda, S., Qian, B., Carleton, A., Beltran-Przekurat, A., Chase, T., Quintanar, A. I., Adegoke, J. O., Vezhapparambu, S., Conner, G., Asefi, S., Sertel, E., Legates, D. R., Wu, Y., Hale, R., Frauenfeld, O. W., Watts, A., Shepherd, M., Mitra, C.,

- Anantharaj, V. G., Fall, S., Lund, R., Treviño, A., Blanken, P., Du, J., Chang, H.-I., Leeper, R., Nair, U. S., Dobler, S., Deo, R., y Syktus, J. (2010). Impacts of Land Use/Land Cover Change on Climate and Future Research Priorities. *American Meteorological Society*, pp. 37–46.
- Mahmood, R., Pielke, R. A., Hubbard, K. G., Niyogi, D., Dirmeyer, P. A., McAlpine, C., Carleton, A. M., Hale, R., Gameda, S., Beltrán-Przekurat, A., Baker, B., McNider, R., Legates, D. R., Shepherd, M., Du, J., Blanken, P. D., Frauenfeld, O. W., Nair, U., y Fall, S. (2014). Land cover changes and their biogeophysical effects on climate. *International Journal of Climate*, (34):929–953.
- Mallard, M. S., Nolte, G. C., Spero, T. L., Bullock, O. R., Alapaty, K., Herwehe, J. A., Gula, J., y Bowden, J. H. (2015). Technical challenges and solutions in representing lakes when using WRF in downscaling applications. *Geoscientific Model Development*, pp. 1085–1096.
- Marshall, J. y Plumb, R. A. (2008). *Atmosphere, ocean, and climate dynamics: An introductory text*, volumen 93 de *International Geophysics Series*. Elsevier Academic Press, Amsterdam, 5 edición.
- Mazari, M. (2003). El agua como recurso. *¿Cómo ves?*, 5(54):10–12.
- Meza-Carreto, J. (2018). Evaluación del desempeño del modelo wrf para reproducir las variaciones de la temperatura en México durante la década de los 80. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Montaña, D. y Gálvez, N. (2013). El sistema hídrico de la ciudad de México. *Ciencias*, (107-108):4–13.
- NASA (2009). Global energy budget of the earth for the period march 2000 - may 2004. https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/d/d2/Sun-climate_system_alternative_%28German%29_2008.svg.
- NCAR (2017). *ARW Version 3 Modeling System User's Guide*. http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3.8/ARWUsersGuideV3.8.pdf.
- NOAA (2016). Numerical weather prediction (weather models). <https://www.weather.gov/media/ajk/brochures/NumericalWeatherPrediction.pdf>.

- Noreña, J. J., Aguilar, P. A., y Tamayo, P. J. (2016). *Modelo tecnológico para el cultivo de lechuga bajo buenas prácticas agrícolas en el Oriente Antioqueño*. Gobernación de Antioquia, Secretaría de Agricultura y Desarrollo Rural.
- Observatorio Meteorológico del Colegio de Geografía (2017). Diferencia entre tiempo y clima. <http://observatoriometeorologico.filos.unam.mx/files/2017/08/Diferencia-entre-tiempo-y-clima.pdf>.
- Oke, T. R. (1987). *Boundary layer climates*. John Wiley & sons, 2 edición.
- Oleson, K. W. y Lawrence, D. M. (2013). Technical description of version 4.5 of the community land model (clm). Technical report, NCAR.
- Onclay, S. P., Foken, T., Vogt, R., Kohsiek, W., Debruin, H. A. R., Bernhofer, C., Christen, A., Gorsel, E. V., Grantz, D., Feigenwinter, C., Lehner, I., Liebenthal, C., Liu, H., Mauder, M., Pitacco, A., Ribeiro, L., y Weidinger, T. (2007). The energy balance experiment ebex-2000. part i: overview and energy balance. *Boundary-Layer Meteorology*, 123:1–28.
- ONU (2017). World Urbanization Prospects. Technical report. <https://population.un.org/wpp/>.
- Ortega, B. (1992). *Paleomagnetismo, magnetoestratigrafía y paleoecología del Cuaternario tardío en el lago de Chalco, cuenca de México*. Tesis doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ortega, B., Lozano, S., Caballero, M., y Herrera, D. A. (2015). Historia de la evolución deposicional del lago de chalco, México, desde el MIS 3. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2):185–201.
- Ortega, G. A., Cherry, J. A., y Rudolph, D. L. (1993). Large-scale aquitard consolidation near Mexico City. *Ground Water*, 31(5):708–718.
- Ortega-Guerrero, A., Rudolph, D. L., y Cherry, J. A. (1999). Analysis of long-term land subsidence near Mexico City: Field investigations and predictive modeling. *Water Resources Research*, 35(11):3327–3341.
- Ortega-Guerrero, B., Thompson, R., y Urrutia-Fucugauchi, J. (2000). Magnetic properties of lake sediments from Lake Chalco, central Mexico, and their palaeoenvironmental implications. *Journal of Quaternary Science*.

- Ortiz, D. d. C. y Ortega, A. (2007). Origen y evolución de un nuevo lago en la planicie de Chalco: implicaciones de peligro por subsidencia e inundación de áreas urbanas en valle de Chalco (estado de México) y Tláhuac (distrito federal). *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, (64):26–42.
- Paul, S., Ghosh, S., Mathew, M., Devanand, A., Karmakar, S., y Niyogi, D. (2018). Increased Spatial Variability and Intensification of Extreme Monsoon Rainfall due to Urbanization. *Scientific reports*, 8(1).
- Peón, J. (2007). El agua, una sustancia tan común como sorprendente. *Ciencia*, 58(3):17–25.
- Pielke, R. A. (2001). Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. *Reviews of Geophysics*, 39:151–177.
- Pielke, R. A., Pitman, A., Niyogi, D., Mahmood, R., McAlpine, C., Hossaini, F., Goldewijk, K. K., Nair, U., Betts, R., Fall, S., Reichstein, M., Kabat, P., y de Noblet, N. (2011). Land use/land cover changes and climate: modeling analysis and observational evidence. *WIREs Climate Change*, (2):828–850.
- Powers, J. G., Joseph B. Klemp, W. C. S., Davis, C. A., Dudhia, J., Gill, D. O., Coen, J. L., y Gochis, D. J. (2017). The Weather Research and Forecasting Model: Overview, System Efforts, and Future Directions. *American Meteorological Society*, pp. 1717–1737.
- Ran, L., Pleim, J., y Gilliam, R. (2010). *Air Pollution Modelling and its Application XX*. Springer.
- Rivera, R. J. (2005). *Hidrología I: Ciclo hidrológico*. Universidad de la Coruña, 2 edición.
- Robles, K. M. (2018). Modelo de interconexión entre la calidad del agua y la atmósfera en el nuevo Lago de Chalco, México. Tesis de licenciatura en ciencias de la tierra, UNAM.
- Royal, M. R. y Harmsen, E. W. (2013). *Evapotranspiration: Principles and Applications for Water Management*. Apple Academic Press.

- Rudolph, D. L. y Frind, E. O. (1991). Hydraulic response of highly compressible aquitards during consolidation. *Water Resources Research*, 27(1):17–30.
- Ruiz-Angulo, A. y López-Espinoza, E. D. (2015). Estimación de la respuesta térmica de la cuenca lacustre del valle de México en el siglo XVI: un experimento numérico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2):215–225.
- Ruiz, F. O. y Carmona, J. (2013). Del mito a la realidad. el manejo de agua de lluvia en la ciudad de México. *Ciencias*, (107-108):38–45.
- SAGARPA (2013). Requerimientos agroecológicos de cultivos. Technical report, Secretaria de agricultura, ganadería, desarrollo rural, pesca y alimentación.
- SAGARPA (2017). Planeación Agrícola Nacional 2017-2030. Technical report.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.-L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., Liu, H., Stokes, D., Grumbine, R., Gayno, G., Wang, J., Hou, Y.-T., ya Chuang, H., Juang, H.-M. H., Sela, J., Iredell, M., Treadon, R., Kleist, D., Delst, P. V., Keyser, D., Derber, J., Ek, M., Meng, J., Wei, H., Yang, R., Lord, S., van den Dool, H., Kumar, A., Wang, W., Long, C., Chelliah, M., Xue, Y., Huang, B., Schemm, J.-K., Ebisuzaki, W., Lin, R., Xie, P., Chen, M., Zhou, S., Higgins, W., Zou, C.-Z., Liu, Q., Chen, Y., Han, Y., Cucurull, L., Reynolds, R. W., Rutledge, G., y Goldberg, M. (2010). The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *American Meteorological Society*, (91):1015–1057.
- Saha, S., Moorthi, S., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Behringer, D., Hou, Y.-T., ya Chuang, H., Iredell, M., Ek, M., Meng, J., Yang, R., Mendez, M. P., van den Dool, H., Zhang, Q., Wang, W., Chen, M., y Becker, E. (2014). The ncep climate forecast system version 2. *Journal of Climate*, (27):2185–2208.
- Salmerón-García, O. (2010). *Estudios sobre los remanentes de cuerpos de agua en la Cuenca de México*, volumen 7, capítulo 4, pp. 77–90. Instituto de Geografía.

- Samuelsson, P., Kourzeneva, E., y Mironov, D. (2010). The impact of lakes on the european climate as simulated by a regional climate model. *Boreal Environment Research*, 15(2):113–129.
- SARH-CAVM (1982). Memoria de los detalles constructivos de los 14 pozos del ramal santa catarina. Technical report. reporte interno.
- SARH-CEAS (1989). Memoria detalles constructivos de los pozos de xico. Technical report, México, D.F. reporte interno.
- SEDEMA (2000). Informa Climatológico Ambiental. Cuenca del Valle de México. Technical report.
- SEDEMA (2002). Informa Climatológico Ambiental de la Cuenca del Valle de México. Technical report.
- SEDEMA (2005). Informe Climatológico Ambiental del Valle de México. Technical report.
- SEDESOL (2011). Atlas de Riesgo Municipio de Valde de Chalco, Solidaridad.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X.-Y., Wang, W., y Powers, J. G. (2008). A Description of the Advanced Research WRF Version 3. Tech. Note 475, NCAR.
- Sósa-Nájera, S. (2001). Registro palinológico del pleistoceno tardío-holoceno en el extremo meridional de la cuenca de México: paleoambientes e inferencias paleoambientales. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Sun, X., Xie, L., Semazzi, F., y Liu, B. (2015). Effect of lake surface temperature on the spatial distribution and intensity of the precipitation over the lake victoria basin. *American Meteorological Society*, 143(4):1179–1192.
- UCAR (2013). Single Domain Run. <http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/OnLineTutorial/Class/cases/restart.php>.
- UCAR (2014). WRF ARW Online Tutorial. <http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/OnLineTutorial/Basics/>.

- UCAR (2017). Chapter 3: WRF Preprocessing System (WPS). http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3/users_guide_chap3.htm.
- UCAR (2018). The weather research & forecasting model. <https://www.mmm.ucar.edu/weather-research-and-forecasting-model>.
- Ugarte, C. (2017). Clima y productividad. Technical report, IMTA.
- Universidad de Murcia (2004). Composición y estructura vertical de la atmósfera. presión y vientos. <http://www.um.es/geograf/clima/tema03.pdf>.
- USGS (2016a). How much water is there on, in, and above the earth? <http://water.usgs.gov/edu/earthhowmuch.html>.
- USGS (2016b). The world's water. <https://water.usgs.gov/edu/earthwherewater.html>.
- Vallejo, F. A. y Estrada, E. I. (2004). *Producción de hortalizas en clima cálido*. Universidad Nacional de Colombia.
- Villodas, R. y Segerer, C. D. (2006). *Las precipitaciones*, capítulo 5, pp. 1–21. Universidad Nacional de Cuyo.
- Vitousek, P. M., Mooney, H. A., Lubchenco, J., y Melillo, J. M. (1997). Human Domination on Earth's Ecosystems. *Science*, 277(5325):494–499.
- Wikimedia (2013). Mapa de la cuenca de México en torno a 1519, a la llegada de los españoles. https://commons.wikimedia.org/wiki/File%3ABasin_of_Mexico_1519_map-es.svg.
- Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D., Berbigier, P., Bernhofer, C., Ceulemans, R., Dolman, H., Field, C., Grelle, A., Ibrom, A., Law, B. E., Kowalski, A., Meyers, T., Moncrieff, J., Monson, R., Oechel, W., Tenhunen, J., Valentini, R., y Verma, S. (2002). Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and forest meteorology*, (113):223–243.
- Xiao, X., Zuo, H. C., Yang, Q. D., Wang, S. J., Wang, L. J., Chen, J. W., Chen, B. L., y Zhang, B. D. (2012). On the factors influencing surface-layer energy closure and their seasonal variability over the semi-arid loess plateau of northwest China. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16:893–910.

- Xie, Y., Shi, J., Lei, Y., Xing, J., y Yang, A. (2014). *2014 IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium*, capítulo Impacts of land cover change on simulating precipitation in Beijing area of China, pp. 4145–4148.
- Xiu, A. y Pleim, J. E. (2001). Development of a Land Surface Model. Part I: Application in a Mesoscale Meteorological Model. *Journal of applied meteorology*, 40:192–209.
- Xu, L., Liu, H., Du, Q., y Wang, L. (2016). Evaluation of the WRF-lake model over a highland freshwater lake in southwest China. *JGR Atmospheres*, 121.
- Xu, L., Pyles, R. D., Paw, K. T., Snyder, R., Monier, E., Falk, M., y Chen, S.-H. (2015). Impact of Canopy Representations on Regional Modeling of Evapotranspiration using the WRF-ACASA Coupled Model. Technical report, MIT.
- Yañez-Morróni, G., Gironás, J., Caneo, M., Delgado, R., y Garreaud, R. (2018). Using the Weather Research and Forecasting (WRF) Model for Precipitation Forecasting in an Andean Region with Complex Topography. *Atmosphere*, (9):304.
- Yang, B., Zhang, Y., y Qian, Y. (2012). Simulation of urban climate with high-resolution wrf model: A case study in nanjing, china. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 48.
- Zeng, N. y Neelin, J. D. (1999). A Land-Atmosphere Interaction Theory for the Tropical Deforestation Problem. *American Meteorological Society*, 12:857–872.
- Zhang, W., Ricketts, T. R., Kremen, C., Carney, K., y Swinton, S. M. (2007). Ecosystem services and dis-services to agriculture. *Ecological Economics*, 64(2):53–260.
- Zhao, W. (2013). Study of the radiation and energy balances reproduced by wrf using 10-year (2001-2010) observations at cabauw. Tesis de maestría, Wageningen University.
- Zhu, L., Jin, J., Liu, X., Tian, L., y Zhang, Q. (2017). Simulations of the impact of lakes on local and regional climate over the tiberan plateau. *Atmosphere-Ocean*, pp. 1–10.

Apéndice A

A.1. Evaluación del modelo

Para el estudio de la dinámica y termodinámica de la atmósfera en la región de El Nuevo Lago de Chalco se realizó un análisis cuantitativo y cualitativo de los resultados del modelo WRF, mediante la generación de gráficas y evaluaciones de las variables meteorológicas de interés.

En esta sección primera se verifica la capacidad del modelo WRF para predecir las condiciones atmosféricas. Esta evaluación se relaciona con el experimento 1, el cual consiste en simular las condiciones de LULC actuales de 2015. Se realiza una comparación con los datos observacionales de las estaciones meteorológicas EMA's: la estación Ecoguardas y la estación Tezontle.

A continuación, se muestran los resultados para las principales variables meteorológicas involucradas: temperatura en superficie, precipitación acumulada y viento en superficie. Cada una de estas variables se analizaron para cada una de las tres épocas simuladas en la tesis: seca fría, seca cálida y húmeda.

A.1.1. Temperatura en superficie

La temperatura promedio en la Cuenca de México varía a lo largo del año según la cantidad de radiación solar o insolación que recibe, por lo que las fluctuaciones estacionales estarán asociadas a la posición de la Tierra con respecto al Sol.

Por otra parte, las variaciones locales de temperatura pueden estar asociadas a flujos de viento, fuentes de calor, o el tipo de superficie en la que la radiación solar incide.

Diferentes superficies tienen propiedades físicas distintas como el albedo, ocasionando que la respuesta térmica no sea la misma. En el caso de las ciudades, las múltiples superficies artificiales pueden absorber y almacenar grandes cantidades de calor y generar el fenómeno denominado de isla de calor (Guan, 2011).

La altitud es otro factor que interviene en los cambios de temperatura, y en general, mientras mayor sea la altura la temperatura ambiente disminuirá. Lo anterior ocurre en la troposfera, la parte más baja de la atmósfera.

De acuerdo a (Jáuregui, 2000), las temperaturas más bajas en la Cuenca de México se presentan en el mes de enero, mientras que las temperaturas más altas se dan en abril y mayo debido a la alta insolación y cielos despejados. La temperatura aumenta de manera general en el centro del valle y disminuye hacia las montañas.

A.1.1.1. Evaluación cualitativa

En la Fig. A.1 se muestra la temperatura a dos metros de la superficie obtenida con el modelo WRF. Los valores mostrados corresponden a la magnitud promedio para la época seca cálida, y lo que se presenta es el promedio de la temperatura diaria del 22 al 27 de abril de 2015.

Como se muestra en el mapa de la Fig. A.1b la región que presenta las temperaturas más altas corresponde a la planicie de la cuenca (área donde se concentra la mancha urbana), mientras que las temperaturas más bajas se localizan en las serranías y disminuyen conforme incrementa la altura.

En el mapa A.1c se observa que la temperatura en la planicie alcanza los 20°C en promedio, mientras que el mapa A.1d muestra que la temperatura promedio sobre El Nuevo Lago de Chalco presenta prácticamente el mismo valor que el resto de la planicie.

En la Fig. A.2a se muestra un mapa a las 16:00h para el día 23 de abril de 2015, fecha en la que se dieron las temperaturas más altas estimadas por el modelo de entre las tres épocas. Es posible observar la influencia de la urbanización sobre la variable temperatura, y los valores más altos se dan al norte y noreste de la Ciudad de México, donde se concentra la mayor densidad de la urbe.

También se pueden observar al interior del patrón general de las temperaturas más altas (área en color verde) áreas pequeñas de terreno con temperaturas más bajas (áreas en tonos rojos). Estas regiones están asociadas a zonas de mayor altitud o a la presencia de cuerpos de agua como El

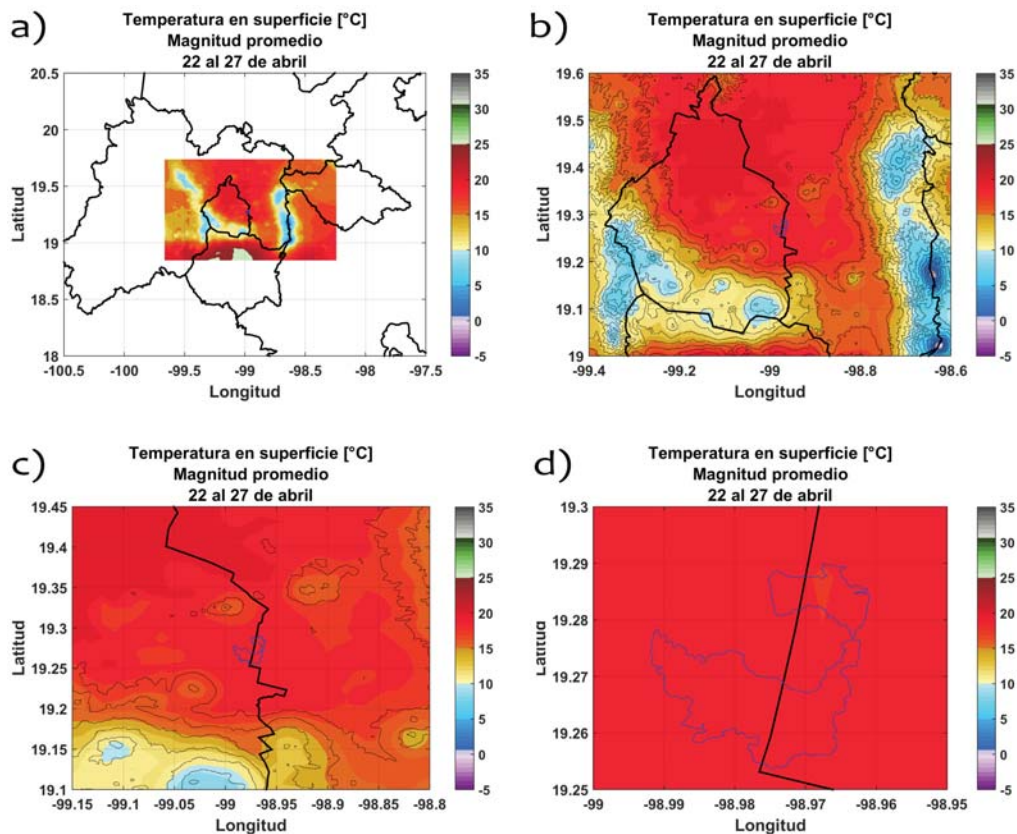


Figura A.1: Mapas de la temperatura en superficie promedio para la simulación realizada en la época seca cálida. Se muestra el contorno de El Nuevo Lago de Chalco en color azul. a) Muestra el dominio 3 simulado en el modelo WRF, así como los estados que conforman la Cuenca de México. b) Región sur de la Cuenca de México y la Ciudad de México; se incluyen las curvas de nivel para representar la topografía de la región. c) Región oriental de la Ciudad de México donde se encuentra ubicada la subcuenca de Chalco, también se muestra la topografía de la región. d) Región de El Nuevo Lago de Chalco.

Nuevo Lago de Chalco.

Estos valores de temperatura son los máximos que corresponden a la época seca cálida simulada y concuerdan con el comportamiento de las temperaturas registradas en ese área de estudio.

Por otra parte, la temperatura más baja registrada entre las tres épocas se dio en el mes de enero (Fig. A.2b). Fecha que concuerda con el frente frío no. 23 que entró en la Ciudad de México el 5 de enero de 2015.

Se observan temperaturas bajas a lo largo de la planicie por debajo de

los 10°C , mientras que en los puntos más altos de las montañas encontramos las regiones más frías, descendiendo incluso por debajo de los 0°C .

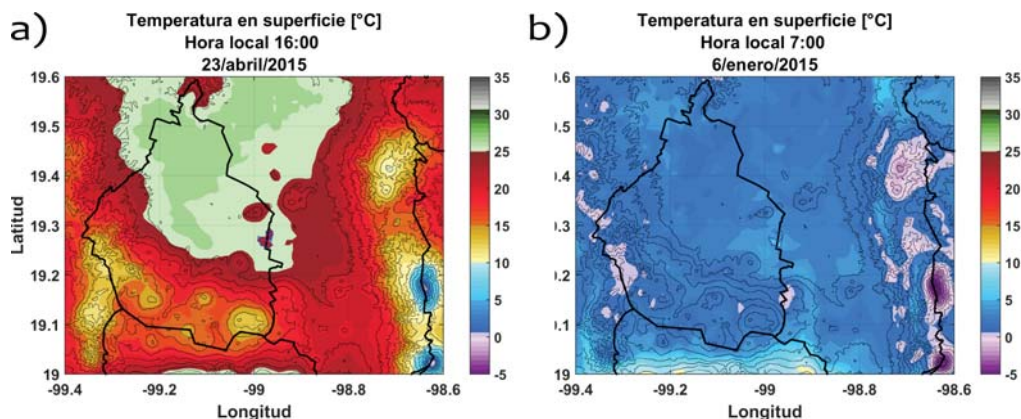


Figura A.2: Temperatura en superficie simulada en la Ciudad de México. a) Temperatura para el 23 de abril de 2015 a las 16:00 horas. Se observa que la región norte y noreste de la ciudad alcanza temperaturas por encima de los 25°C . b) Temperatura superficial para el 6 de enero de 2015 a las 7:00 horas. Se observan temperaturas por debajo de los 5°C en la mayor parte de la ciudad, y algunas regiones con temperaturas menores a los 0°C asociadas a puntos de mayor altura.

A.1.1.2. Evaluación cuantitativa

La temperatura a 2m de la superficie también presenta una evolución diurna, cambiando su magnitud a lo largo del día. En la Fig. A.3 se muestran los datos del modelo WRF y de la estación meteorológica Tezontle. Se puede observar que la temperatura en ambos casos presenta un comportamiento similar.

Esta serie de tiempo presenta temperaturas en superficie altas, por un lado la época corresponde a seca cálida y por el otro la estación se encuentra ubicada al noreste de la ciudad, donde se encuentra la urbanización.

En general, se observa que el ciclo diurno de la temperatura en superficie es simulado adecuadamente por el modelo WRF, con un valor de la raíz del error cuadrático medio (RMSE por sus siglas en inglés) de 1.96°C .

En este punto de la cuenca el modelo se ajusta al comportamiento para las temperaturas mínimas, presentando las variaciones diarias de las observaciones. De igual manera el comportamiento de las temperaturas máximas es

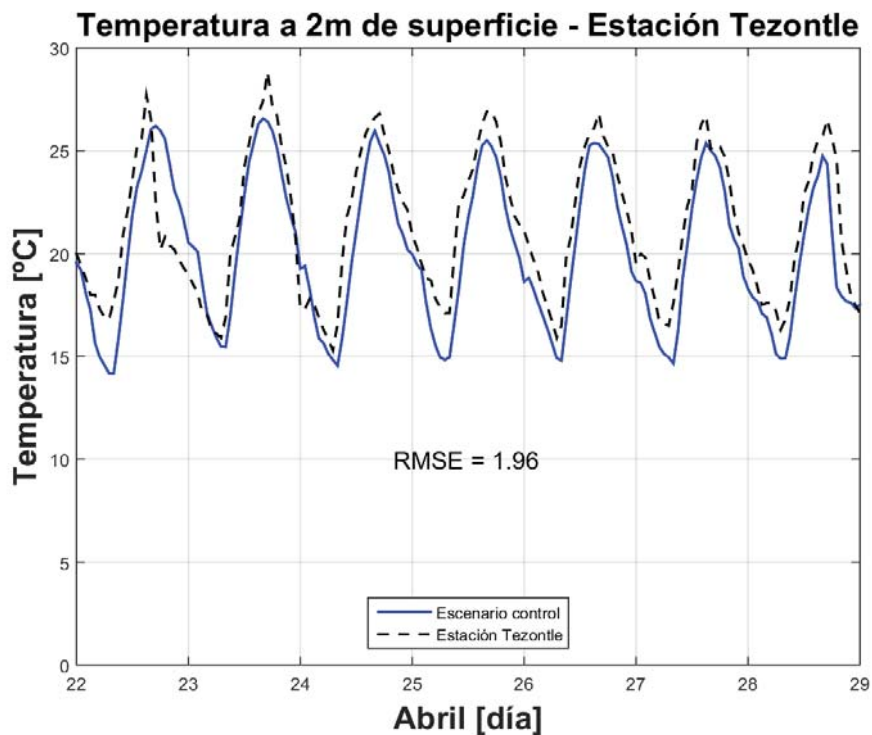


Figura A.3: Serie de tiempo para la variable temperatura sobre el punto donde se localiza la estación meteorológica Tezontle. Los valores representan la evolución de la época seca cálida del 22 de abril a las 00 horas al 29 de abril a las 00 horas, horario local.

bastante aceptable, presentándose valores por encima de los 25°C en ambas curvas con excepción del 28 de abril en el caso del modelo.

En esta serie de tiempo también se presenta la temperatura más alta registrada por las estaciones meteorológicas analizadas. De acuerdo a los datos de la estación Tezontle el día más cálido ocurrió la tarde del 23 de abril a las 15:00h alcanzando una temperatura de 26.56°C .

En cuanto al día más frío la Fig. A.4 muestra la serie de tiempo de la temperatura superficial para la época seca fría en la estación Ecoguardas. El comportamiento del modelo es similar a los datos observados, siendo mejor sobre las temperaturas mínimas con un RMSE de 0.88°C . Para las temperaturas máximas presenta un RMSE de 3.7°C y para toda la simulación un RMSE de 2.61°C .

Se puede observar que para esta estación en particular, los máximos en

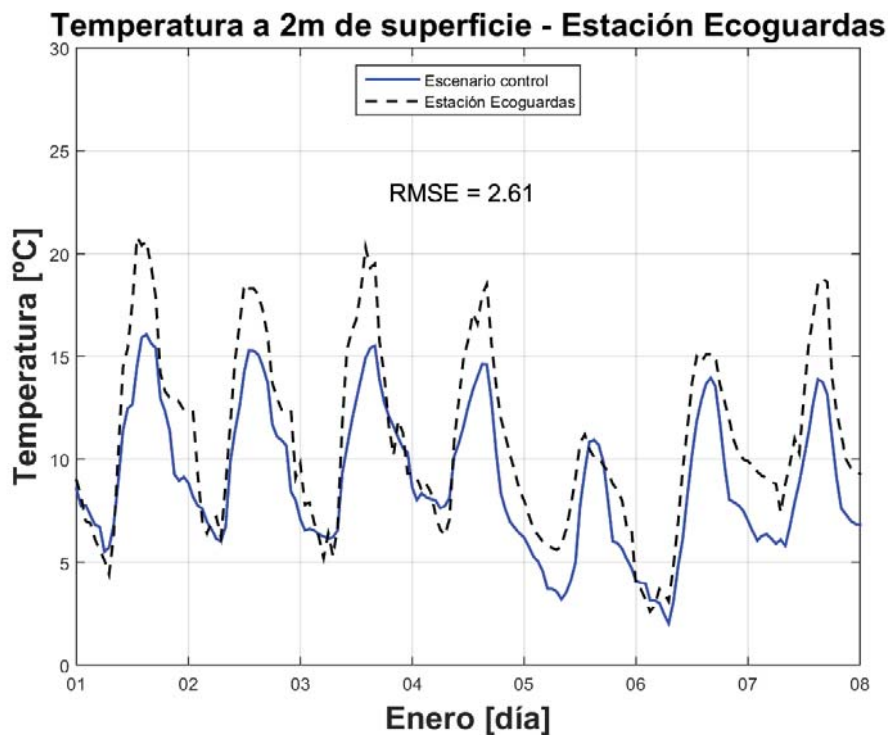


Figura A.4: Serie de tiempo para la variable temperatura sobre el punto donde se localiza la estación meteorológica Ecoguardas. Los valores representan la evolución de la época seca fría del 1 de enero a las 00 horas al 8 de enero a las 00 horas.

temperatura diaria no son adecuadamente pronosticados ($RMSE = 3.7^{\circ}C$); esto debido a que el LULC del modelo WRF no representa adecuadamente la mancha urbana en este punto.

Particularmente, en los días 5 y 6 de enero donde la temperatura registrada y pronosticada se encuentran por debajo de la media, el comportamiento esta relacionado a un evento extremo de escala sinóptica que concuerda con el frente frío no. 23, que generó una disminución de la temperatura en el valle de la cuenca. Sin embargo, es de resaltar que el modelo WRF simula bastante bien este fenómeno.

La temperatura más baja registrada en las estaciones analizadas se dio en la madrugada del 6 de enero a las 03:00h, con un valor de $2.6^{\circ}C$ en la estación Ecoguardas. En el caso del modelo WRF se simulo adecuadamente el día 6 de enero alcanzando $2.02^{\circ}C$, con una diferencia de $0.6^{\circ}C$ con respecto

a la observación.

En el caso de la estación Tezontle para la época seca fría se tiene un RMSE de $2.92^{\circ}C$, con un valor RMSE en las temperaturas máximas de $1.67^{\circ}C$ y un RMSE en temperaturas mínimas de $3.33^{\circ}C$.

A.1.2. Precipitación acumulada

De acuerdo a Jáuregui (2000) la estación húmeda en la Cuenca de México se mantiene invariable a pesar de la gran tala de bosques, aunque sí se presentan otros cambios como la disminución de la humedad al noreste de la ciudad, así como el aumento de la intensidad en las precipitaciones del poniente de la capital.

De acuerdo a su origen las precipitaciones pueden clasificarse en tres tipos (Villodas y Segerer, 2006), que son los siguientes:

- **Ciclónica:** Se denomina precipitación ciclónica frontal cuando dos masas de aire con distintas características de temperatura y presión chocan, puede estar asociada a frentes cálidos o fríos.
- **Convectiva:** Se origina cuando una masa de aire en contacto con la superficie terrestre se calienta respecto a las circundantes, lo que produce su ascenso, enfriamiento y condensación.
- **Orográfica:** Tiene su origen en el ascenso forzado de una masa de aire húmeda al encontrarse con una barrera montañosa.

El régimen de lluvias en la Cuenca de México se da en los meses de mayo a octubre, derivado de la intensidad y frecuencia de fenómenos meteorológicos sinópticos en las costas del Pacífico y Atlántico mexicanos (SEDEMA, 2005).

A.1.2.1. Evaluación cualitativa

En la figura A.5 se muestra la precipitación acumulada total estimada por el modelo WRF sobre la Cuenca de México. Los valores mostrados corresponden a la época húmeda y representan la lluvia acumulada que se presentó del 24 al 31 de julio.

Como puede observarse en la Fig. A.5b las precipitaciones más bajas se dieron en la porción sur y noreste de la cuenca, mientras que las lluvias más intensas se presentaron en la región oeste y suroeste. Los valores máximos

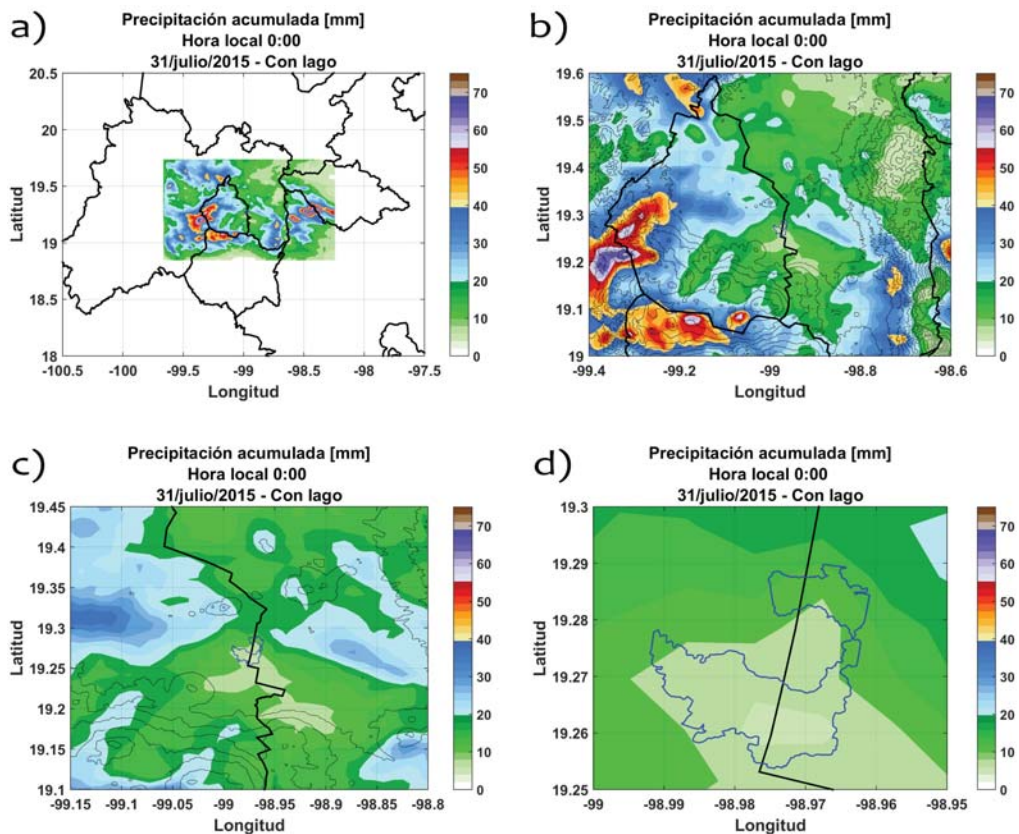


Figura A.5: Mapas de la precipitación acumulada para la época húmeda simulada. a) Muestra la salida completa del dominio 3 simulado en el modelo WRF. b) Región sur de la cuenca y la Ciudad de México, incluye curvas de nivel para representar la topografía de la región c) Región este de la Ciudad de México donde se encuentra ubicada la subcuenca de Chalco, también se muestra la topografía de la región. d) Región de El Nuevo Lago de Chalco.

de precipitación están asociados a la presencia de las sierras de las Cruces y de Chichinautzin, las cuales generan precipitación orográfica. Por otro lado, la ausencia de lluvia concuerda con las regiones, que de acuerdo a Jáuregui (2000), se ubican en zonas secas de tipo estepa (norte y este de la cuenca), y en la región semiárida (porción centro-este de la ciudad).

En las Figs. A.5c y d destaca que El Nuevo Lago de Chalco se encuentra en un área con lluvias menos intensas, porción que se extiende al sur y sureste del lago.

De manera general, la precipitación a lo largo de la cuenca se distribuye de manera heterogénea, donde los valores más altos están asociados a las áreas montañosas de las sierras y al área ocupada por la mancha urbana.

En cuando a las épocas, seca fría y seca cálida, la precipitación fue escasa, por lo que se omiten en esta parte del análisis. Sin embargo, cabe mencionar que las tres épocas simuladas concuerdan con los patrones generales de precipitación que se presentan en la región de estudio.

A.1.2.2. Evaluación cuantitativa

En la Fig. A.6 se presenta la precipitación acumulada por día comparando la simulación contra la observación en la estación Tezontle. De acuerdo a los datos de la estación meteorológica la precipitación se presentó en cinco días de siete, mientras que el modelo la pronosticó en siete días. Sin embargo, el RMSE es de 3.43mm/día , por lo que el modelo sobrestimó la precipitación observada.

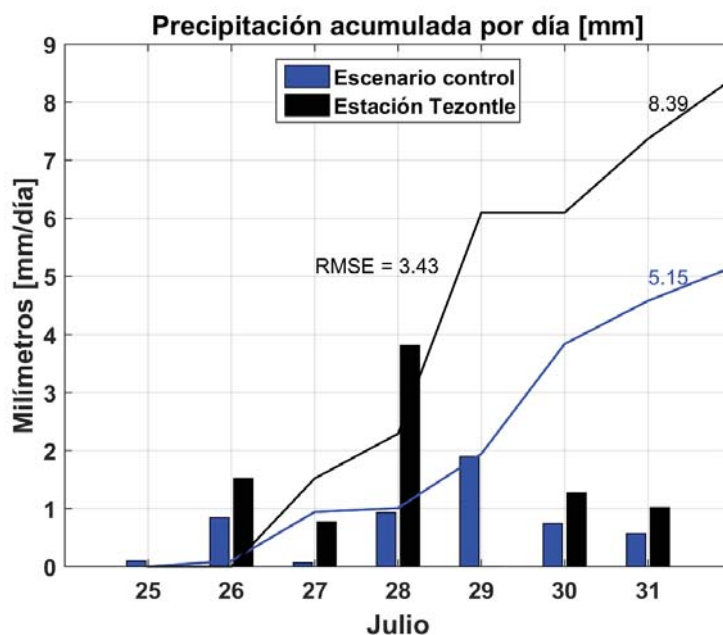


Figura A.6: Precipitación acumulada para la época húmeda del 25 al 31 de julio, en color negro los datos observacionales de la estación Tezontle, en color azul los valores estimados por el modelo. Se muestra la precipitación acumulada por día en barras y la precipitación acumulada total con líneas.

En la Fig. A.7 se muestra le precipitación acumulada por día para la estación Ecoguardas, tanto los datos observacionales como los estimados por el modelo muestran precipitación en cada uno de los siete días.

En este caso el modelo pronosticó una lluvia mayor que los datos observacionales en cuatros días, mientras que sólo en tres días la precipitación registrada por la estación fue mayor a la del modelo. A pesar de esto la precipitación total de los datos observacionales es 11 mm mayor a la estimada por el modelo WRF.

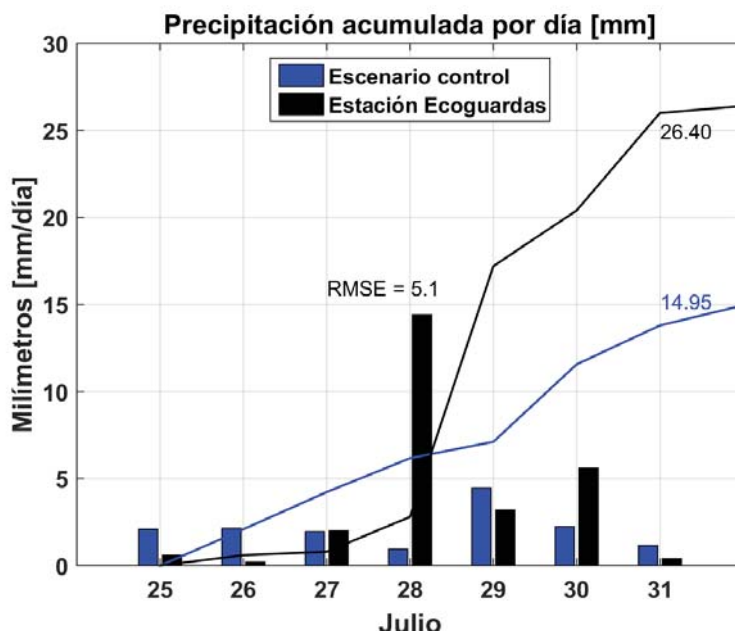


Figura A.7: Precipitación acumulada para le época húmeda del 25 al 31 de julio, en color negro los datos observacionales de la estación Ecoguardas, en color azul los valores estimados por el modelo. Se muestra la precipitación acumulada por día en barras y la precipitación acumulada total con líneas.

Resalta que la precipitación en la estación Ecoguardas (ubicada al oeste de la ciudad) es mayor que en la estación Tezontle (ubicada al norte de la ciudad). Del mismo modo, en el mapa de precipitación estimado por el WRF las mayores magnitudes están dadas al oeste de la ciudad, cerca de la Sierra de las Cruces. Por lo que el modelo WRF es congruente con la cantidad de precipitación pronosticada de acuerdo al área que se este analizando.

Otra observación importante es que las estaciones registraron una mayor

precipitación en el día 28 de julio. De acuerdo a Jáuregui (2000) la presencia de la ciudad ha inducido mayores precipitaciones, que se han quintuplicado de la década de los 40 a la década de los 80.

La mayor precipitación estimada por el modelo se dio un día después del observado por las estaciones, lo que indica que el modelo no está considerando adecuadamente la influencia de la urbe sobre esta variable.

Es importante recalcar que la estimación de la precipitación es compleja ya que involucra distintos esquemas físicos (capa límite, microfísica, cumulus, etc.).

De acuerdo a Yañez-Morroni *et al.* (2018) el modelo WRF presenta problemas al momento de calcular la precipitación sobre terreno montañoso, principalmente porque la topografía modifica el flujo de calor latente, el albedo, así como la dirección y velocidad del viento.

A.1.3. Viento en superficie

En el Valle de México encontramos dos flujos de viento principales: uno es el flujo en los niveles bajos de la tropósfera y el otro es el flujo en los niveles medios y altos de la tropósfera (5 a 15km de altura) SEDEMA (2005). El segundo flujo ejerce cierta influencia en el primero, modulando el patrón de viento que tienen en los niveles bajos. En esta investigación se abordará el flujo de viento de la tropósfera baja, analizando el desplazamiento de aire a nivel de la superficie.

El flujo del viento es perturbado por las características del terreno como las sierras, las edificaciones, los árboles, las fuentes de calor y demás obstáculos (SEDEMA, 2000). Las características topográficas del valle y de la megalópolis hacen que el viento en la Cuenca de México sea turbulento (SEDEMA, 2002).

Los patrones de viento en el valle están regidos principalmente por el contraste térmico entre las laderas y la planicie (Jáuregui, 2000). Durante el día los vientos ascienden desde el valle hacia las laderas, mientras que en la noche el sentido es opuesto, bajando el aire frío desde las partes altas de las montañas. A estos dos flujos se les conoce como brisa de valle y brisa de montaña respectivamente.

A.1.3.1. Evaluación cualitativa

En la Fig. A.8 se observa la magnitud promedio del viento en la Cuenca de México a 10m de la superficie para el periodo del 1 al 7 de enero en época seca fría. De manera general se aprecia que la magnitud del viento se encuentra por debajo de los 10 km/h en las regiones más bajas de la cuenca, por el contrario, los vientos mayores a 15 km/h se concentran en las zonas montañosas de la cuenca, llegando casi a los 25 km/h en la porción este. Mientras que en las Figs. A.8c,d se aprecia que El Nuevo Lago de Chalco se localiza dentro de los valores propios al valle.

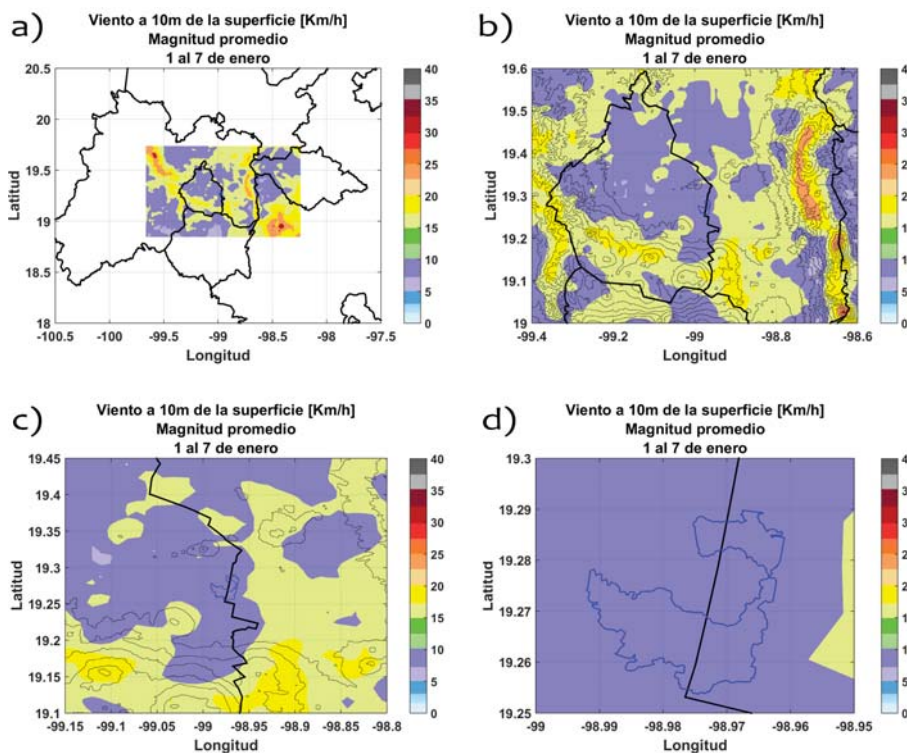


Figura A.8: Mapas de la magnitud del viento en superficie promedio para la simulación realizada en la época seca fría. Se muestra el contorno de El Nuevo Lago de Chalco en color azul. a) Muestra el dominio 3 simulado en el modelo WRF, así como los estados que conforman la Cuenca de México. b) Región sur de la cuenca y la Ciudad de México; se incluyen las curvas de nivel para representar la topografía de la región. c) Región oriental de la Ciudad de México donde se encuentra ubicada la subcuenca de Chalco, también se muestra la topografía de la región. d) Región de El Nuevo Lago de Chalco.

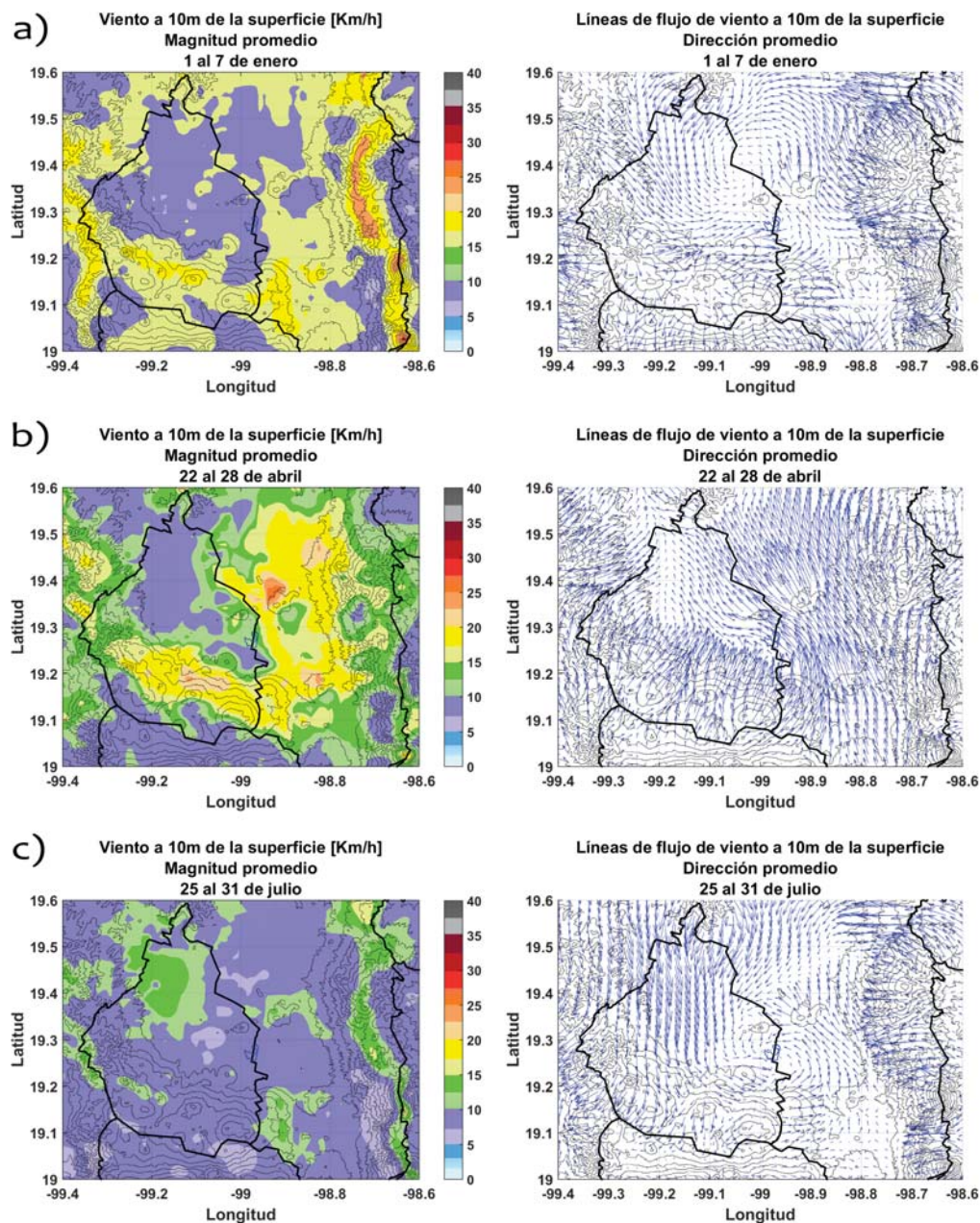


Figura A.9: Mapas de magnitud (izquierda) y dirección (derecha) del viento para las tres épocas analizadas. Los mapas son valores promedio para cada periodo de simulación y se muestran también las curvas de nivel de la cuenca. Los vectores de dirección apuntan en la dirección que sopla el viento y el tamaño de la flecha es proporcional a la magnitud del viento. a) Época seca fría. b) Época seca cálida. c) Época húmeda.

En la Fig. A.9 se muestran los mapas de magnitud promedio del viento en superficie (izquierda), así como sus mapas asociados de dirección del viento (derecha). Los mapas muestran valores promedio elaborados para cada semana de simulación en las tres épocas analizadas.

Como ya se mencionó, las características morfológicas al interior de la cuenca afectarán en gran medida las trayectorias del viento. En los mapas de dirección del viento se aprecia que el flujo es más intenso cerca de las sierras.

Debido a que la interacción de los vientos locales con los vientos regionales será lo que determine la dirección y fuerza de los vientos observados, cada época puede mostrar diversos patrones con zonas de convergencia, divergencia y de vórtices.

Los mapas de magnitud del viento muestran que las velocidades más bajas sucedieron durante la época húmeda (Fig. A.9c); mientras que las velocidades más altas ocurrieron en la época seca cálida (Fig. A.9b).

A pesar de lo anterior, la época seca fría (Fig. A.9a) presenta las mayores áreas donde ocurrieron vientos con velocidades superiores a los 20km/h . Valores que fueron alcanzados en la Sierra Nevada.

Esto se relaciona con la ocurrencia del frente frío no. 23 (entre el 5 y 6 de enero), ya que estos eventos están asociados a ráfagas de viento fuertes. Lo que contribuyó a que el promedio de la magnitud del viento para la zona este de la cuenca aumentara.

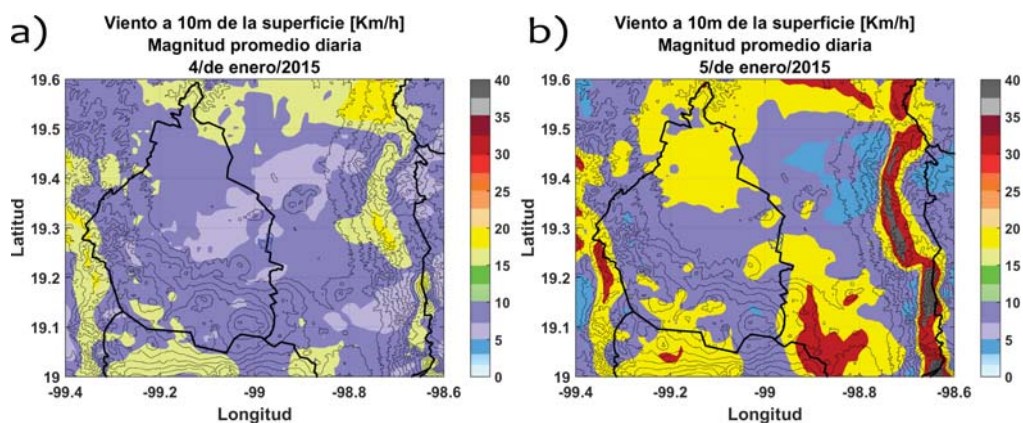


Figura A.10: Mapas de la magnitud del viento promedio en la época seca fría, a) Valores promedio para el día 4 de enero, b) Valores promedio para el día 5 de enero.

Las velocidades del viento un día anterior a la llegada del frente frío (Fig. A.10a) fueron considerablemente más bajas al día cuando llegó a la CDMX

(5 de enero), en el cual las velocidades alcanzaron de acuerdo a la simulación hasta 40km/h sobre la Sierra Nevada (Fig. A.10b), y magnitudes más altas en la región norte/noreste de la Ciudad de México y todos sus alrededores montañosos (oeste, este y sur).

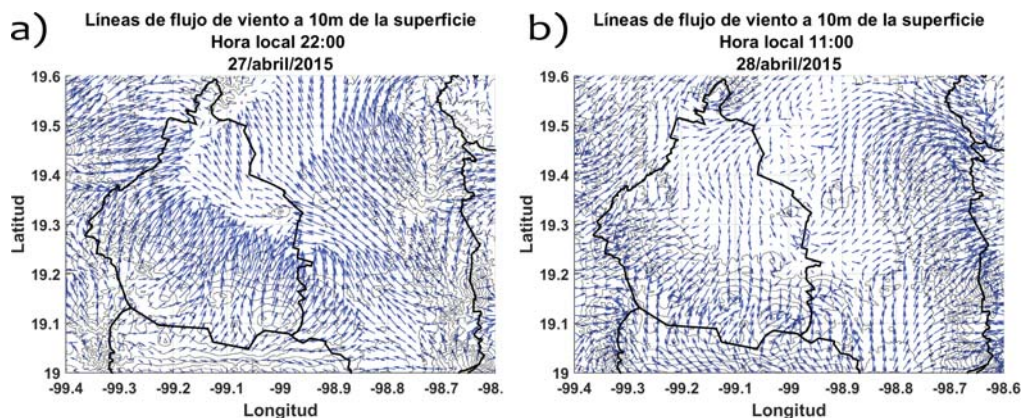


Figura A.11: Mapas con la dirección y magnitud horaria del viento en la época seca cálida, los vectores se alinean en dirección del viento y el tamaño corresponde a la magnitud de la velocidad. a) Líneas de flujo del viento para el 27 de abril a las 22:00h. b) Líneas de flujo del viento para el 28 de abril a las 11:00h.

Los patrones generales de viento diurnos también son representados adecuadamente por el modelo WRF. En la Fig. A.11a se visualizan las líneas de flujo de viento a las 22:00h del día 27 de abril; destaca la dirección y magnitud de los flujos sobre las elevaciones topográficas, donde los vientos se desplazan desde las sierras hacia el valle de la cuenca (brisa de montaña).

En la Fig. A.11b se observa el caso contrario durante el día donde la magnitud del viento proveniente de las serranías disminuye, y rige un flujo de viento proveniente del valle en dirección de las elevaciones topográficas que rodean la cuenca (brisa de valle).

A.1.3.2. Evaluación cuantitativa

Para el análisis cuantitativo del viento se utilizaron los datos observacionales de las estaciones para el mes de enero, ya que en esta época se presentó un evento extremo que podría ocasionar que el modelo arrojara datos muy distantes de los observados.

En la Fig. A.12 se muestra la serie de tiempo de la magnitud del viento sobre la estación ecoguardas, el análisis es para toda la semana de la simulación

de enero.

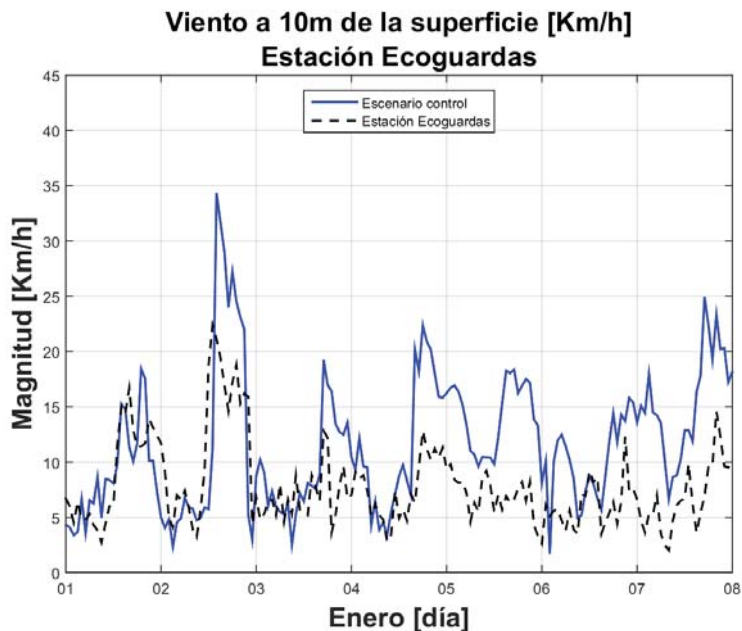


Figura A.12: Serie de tiempo para la magnitud del viento sobre el punto donde se localiza la estación meteorológica Ecoguardas. Los valores representan el comportamiento de la velocidad del viento en la época seca fría, del 1ro de enero a las 00:00h al 8 de enero a las 00:00h.

Se observa que el modelo sobrestima los valores máximos con diferencias de hasta 10km/h . Sin embargo, la variabilidad diaria de las observaciones es capturada por el modelo, sobrestimando la magnitud del viento a medio día y teniendo una mejor estimación en los valores mínimos.

En la gráfica se aprecia el frente frío del 5 y 6 de enero, sobre todo en las temperaturas mínimas estimadas por el modelo.

En la Fig. A.13 se muestra la serie de tiempo de la magnitud del viento sobre la estación Tezontle para la misma fecha.

La estación Tezontle se encuentra desplazada hacia el norte con respecto a la estación Ecoguardas, lo que resulta en valores más altos en la velocidad del viento por el paso del frente frío.

En esta gráfica se observa como el modelo estima de mejor manera los valores máximos, con excepción de los días 5, 6 y 7 de enero. Lo que podría indicar que el modelo no responde adecuadamente a eventos meteorológicos

extremos.

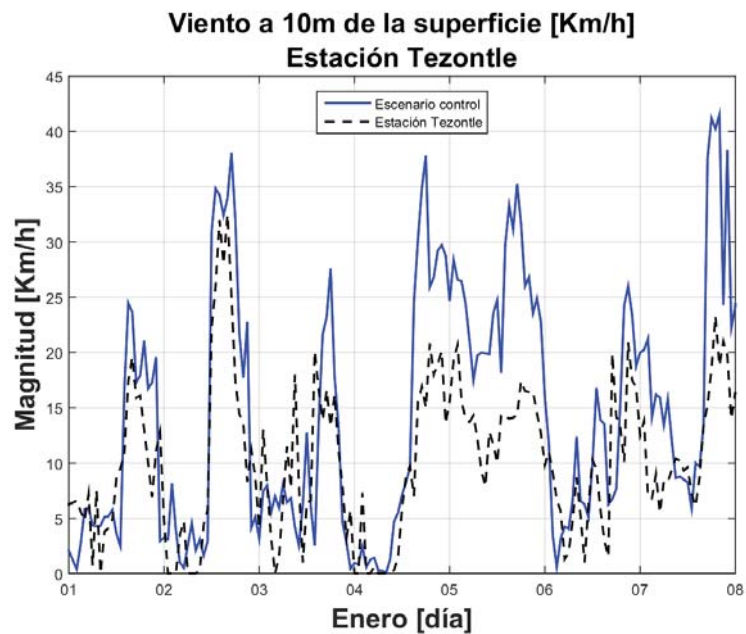


Figura A.13: Serie de tiempo para la magnitud del viento sobre el punto donde se localiza la estación meteorológica Tezontle. Los valores representan el comportamiento de la velocidad del viento en la época seca fría, del 1 de enero a las 00:00h al 8 de enero a las 00:00h.

De acuerdo a esta evaluación el comportamiento del modelo WRF es adecuado y reproduce los patrones meteorológicos de la cuenca, principalmente en la temperatura y el viento.

Se observó también que el modelo es sensible a las distintas superficies terrestres, pues sin una adecuada representación del LULC se pueden generar subestimaciones en las temperaturas máximas como sucedió en la estación Ecoguardas.

A.2. Influencia térmica del nuevo lago

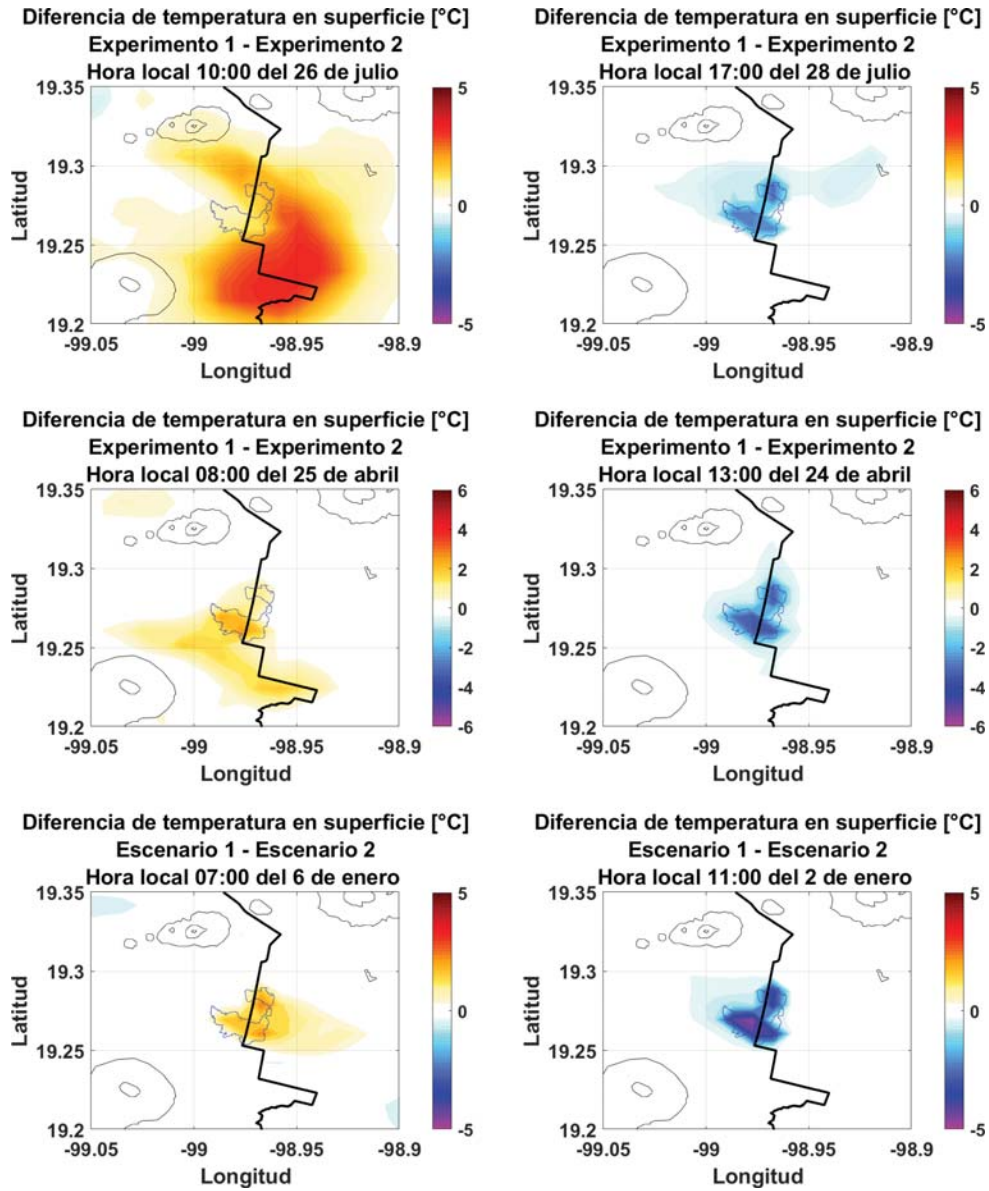


Figura A.14: Mapas de diferencias de temperatura sobre la región de El Nuevo Lago de Chalco. Se observa que la influencia se extiende sobre las regiones circundantes, afectando varios kilómetros en diferentes fechas durante las tres épocas analizadas.

Apéndice B

B.1. Categorías de suelo

Tabla B.1: Categorías de suelo 16-categorías (UCAR, 2017).

Categoría de suelo	Descripción del suelo
1	Arena
2	Arena arcillosa
3	Marga arenosa
4	Marga limosa
5	Limo
6	Marga
7	Marga arcilla arenosa
8	Marga arcilla limosa
9	Marga arcillosa
10	Arcilla arenosa
11	Arcilla limosa
12	Arcilla
13	Material orgánico
14	Agua
15	Roca
16	Otros (hielo)

Tabla B.2: Categorías de uso de suelo de USGS 24-categorías (UCAR, 2017).

Categoría de uso de suelo	Descripción del uso de suelo
1	Superficie urbana y construida
2	Tierra seca, de cultivo y pasto
3	Tierra de cultivo de regadío y pasto
4	Mezcla entre tierra seca y cultivo de regadío y pasto
5	Tierra agrícolas y mosaico de pastizales
6	Tierra de cultivo y mosaico de bosque
7	Pastizal
8	Matorral
9	Mezcla entre pastizal y matorral
10	Sabana
11	Bosque de hojas anchas caducifolio
12	Bosque de coníferas caducifolio
13	Bosque de hoja ancha perenne
14	Bosque de coníferas perenne
15	Bosque mixto
16	Cuerpos de agua
17	Herbáceas de humedales
18	Humedales boscosos
19	Estéril o con escasa vegetación
20	Herbácea tundra
21	Tundra boscosa
22	Tundra Mixta
23	Suelo limpio de tundra
24	Nieve o hielo

Tabla B.3: Categorías de uso de suelo de MODIS 20-categorías modificado por IGBP (UCAR, 2017).

Categoría de uso de suelo	Descripción del uso de suelo
1	Bosque de coníferas perenne
2	Bosque de hoja ancha perenne
3	Bosque de coníferas caducifolio
4	Bosque de hojas anchas caducifolio
5	Bosque mixto
6	Matorrales cerrados
7	Matorrales abiertos
8	Sabana leñosa
9	Sabana
10	Pastizales
11	Humedales permanentes
12	Tierra de cultivos
13	Urbano y construido
14	Tierras de cultivo y mosaico de vegetación natural
15	Nieve y hielo
16	Estéril o con escasa vegetación
17	Agua
18	Tundra boscosa
19	Tundra mixta
20	Tundra estéril

B.2. Archivos *namelist*

Archivo *namelist.wps* empleado para inicializar el modelo con las condiciones actuales sin lago en la época húmeda.

```

&share
wrf_core = 'ARW',
max_dom = 3,
start_date = '2015-07-24_00:00:00','2015-07-24_00
:00:00','2015-07-24_00:00:00',
end_date = '2015-08-02_00:00:00','2015-08-02_00
:00:00','2015-08-02_00:00:00',
interval_seconds = 21600
io_form_geogrid = 2,
/
&geogrid
parent_id = 1, 1, 2,
parent_grid_ratio = 1, 3, 5,
i_parent_start = 1, 4, 17,
j_parent_start = 1, 4, 14,
e_we = 30.5, 61, 151.5,
e_sn = 30, 52, 101.5,

geog_data_res = 'usgs-10m','usgs-2m','usgs-30s'
dx = 15000,
dy = 15000,
map_proj = 'mercator',
ref_lat = 19.783,
ref_lon = -98.786,
truelat1 = 19.763,
truelat2 = 0,
stand_lon = -98.786,
geog_data_path = '/storage/ia/erika/datos_entrada/estaticos/wrf
-3.8_geog/'
ref_x = 15,
ref_y = 14.8,
/
&ungrib
out_format = 'WPS',
prefix = 'PRES',
/
&metgrid
fg_name = 'SFX','PRES'
io_form_metgrid = 2,
/

```

Archivo *namelist.wps* empleado para inicializar el modelo con las condiciones actuales con lago en la época seca fría.

```

&share
wrf_core = 'ARW',
max_dom = 3,
start_date = '2014-12-31_00:00:00','2014-12-31_00
:00:00','2014-12-31_00:00:00',
end_date = '2015-01-09_00:00:00','2015-01-09_00
:00:00','2015-01-09_00:00:00',
interval_seconds = 21600
io_form_geogrid = 2,
/
&geogrid
parent_id = 1, 1, 2,
parent_grid_ratio = 1, 3, 5,
i_parent_start = 1, 4, 17,
j_parent_start = 1, 4, 14,
e_we = 30.5, 61, 151.5,
e_sn = 30, 52, 101.5,

geog_data_res = 'usgs_lakes','usgs_lakes','usgs_lakes'
dx = 15000,
dy = 15000,
map_proj = 'mercator',
ref_lat = 19.783,
ref_lon = -98.786,
truelat1 = 19.763,
truelat2 = 0,
stand_lon = -98.786,
geog_data_path = '/storage/ioa/erika/datos_entrada/estaticos/wrf
-3.8_geog/'
ref_x = 15,
ref_y = 14.8,
/
&ungrib
out_format = 'WPS',
prefix = 'SST',
/
&metgrid
fg_name = 'SFX','PRES','SST'
io_form_metgrid = 2,
constants_name = './TAVGSFC'
/

```

Archivo *namelist.input* empleado para ejecutar la simulación de las condiciones pasadas sin lago en la época húmeda.

```

&time_control
run_days           = 0,
run_hours          = 0,
run_minutes        = 0,
run_seconds        = 0,
start_year         = 1992, 1992, 1992,
start_month        = 07, 07, 07,
start_day          = 20, 20, 20,
start_hour         = 00, 00, 00,
start_minute       = 00, 00, 00,
start_second       = 00, 00, 00,
end_year           = 1992, 1992, 1992,
end_month          = 07, 07, 07,
end_day            = 21, 21, 21,
end_hour           = 00, 00, 00,
end_minute         = 00, 00, 00,
end_second         = 00, 00, 00,
interval_seconds   = 21600
input_from_file    = .true., .true., .true.,
history_interval   = 180, 60, 60,
frames_per_outfile = 1000, 1000, 1000,
restart            = .false.,
restart_interval   = 5000,
io_form_history    = 2
io_form_restart    = 2
io_form_input      = 2
io_form_boundary   = 2
debug_level        = 0
/
&domains
time_step          = 60,
time_step_fract_num = 0,
time_step_fract_den = 1,
max_dom            = 3,
e_we               = 30.5, 61, 151.5,
e_sn               = 30, 52, 101.5,
e_vert             = 60, 60, 60,
eta_levels         = 1.0000, 0.9975, 0.9950,
                   0.9925, 0.9900,
                   0.9875, 0.9850, 0.9825,
                   0.9800, 0.9750,
                   0.9700, 0.9650, 0.9600,

```

	0.9500, 0.9400,
	0.9300, 0.9100, 0.8900,
	0.8700, 0.8500,
	0.8129, 0.7759, 0.7388,
	0.7018, 0.6647,
	0.6276, 0.5906, 0.5535,
	0.5165, 0.4794,
	0.4423, 0.4053, 0.3682,
	0.3312, 0.2941,
	0.2593, 0.2276, 0.1989,
	0.1730, 0.1495,
	0.1289, 0.1110, 0.0954,
	0.0818, 0.0700,
	0.0596, 0.0506, 0.0428,
	0.0360, 0.0301,
	0.0249, 0.0204, 0.0164,
	0.0130, 0.0100,
	0.0074, 0.0052, 0.0032,
	0.0015, 0.0000,
p_top_requested	= 1000
num_metgrid_levels	= 38,
num_metgrid_soil_levels	= 4,
dx	= 15000, 5000, 1000,
dy	= 15000, 5000, 1000,
grid_id	= 1, 2, 3,
parent_id	= 1, 1, 2,
i_parent_start	= 1, 4, 17,
j_parent_start	= 1, 4, 14,
parent_grid_ratio	= 1, 3, 5,
parent_time_step_ratio	= 1, 3, 5,
feedback	= 1,
smooth_option	= 0
/	
&physics	
mp_physics	= 9, 9, 9,
ra_lw_physics	= 1, 1, 1,
ra_sw_physics	= 1, 1, 1,
radt	= 30, 30, 30,
sf_sfclay_physics	= 1, 1, 1,
sf_surface_physics	= 2, 2, 2,
bl_pbl_physics	= 1, 1, 1,
bldt	= 0, 0, 0,
cu_physics	= 2, 2, 2,
cutd	= 5, 5, 5,
isfflx	= 1,

```

ifsnow                = 1,
icloud                = 1,
surface_input_source = 1,
num_soil_layers      = 4,
num_land_cat         = 24,
sf_urban_physics     = 1,    1,    1,
/
&fdda
/
&dynamics
w_damping             = 0,
diff_opt              = 1,    1,    1,
km_opt                = 4,    4,    4,
diff_6th_opt          = 0,    0,    0,
diff_6th_factor       = 0.12, 0.12, 0.12,
base_temp             = 290.
damp_opt              = 0,
zdamp                 = 5000., 5000., 5000.,
dampcoef              = 0.2,  0.2,  0.2
khdif                 = 0,    0,    0,
kvdif                 = 0,    0,    0,
non_hydrostatic       = .true., .true., .true.,
moist_adv_opt         = 1,    1,    1,
scalar_adv_opt        = 1,    1,    1,
/
&bdy_control
spec_bdy_width        = 5,
spec_zone              = 1,
relax_zone            = 4,
specified              = .true., .false., .false.,
nested                 = .false., .true., .true.,
/
&grib2
/
&namelist_quilt
nio_tasks_per_group = 0,
nio_groups = 1,
/

```


Archivo *namelist.input* empleado para ejecutar la simulación de las condiciones actuales con lago en la época seca fría.

```

&time_control
run_days           = 0,
run_hours          = 0,
run_minutes        = 0,
run_seconds        = 0,
start_year         = 2014, 2014, 2014,
start_month        = 12, 12, 12,
start_day          = 31, 31, 31,
start_hour         = 00, 00, 00,
start_minute       = 00, 00, 00,
start_second       = 00, 00, 00,
end_year           = 2015, 2015, 2015,
end_month          = 01, 01, 01,
end_day            = 09, 09, 09,
end_hour           = 00, 00, 00,
end_minute         = 00, 00, 00,
end_second         = 00, 00, 00,
interval_seconds   = 21600
input_from_file    = .true.,.true.,.true.,
history_interval   = 180, 60, 60,
frames_per_outfile = 1000, 1000, 1000,
restart            = .false.,
restart_interval    = 5000,
io_form_history    = 2
io_form_restart    = 2
io_form_input      = 2
io_form_boundary   = 2
debug_level        = 0
/
&domains
time_step          = 60,
time_step_fract_num = 0,
time_step_fract_den = 1,
max_dom            = 3,
e_we               = 30.5, 61, 151.5,
e_sn               = 30, 52, 101.5,
e_vert             = 60, 60, 60,
eta_levels         = 1.0000, 0.9975, 0.9950,
                   0.9925, 0.9900,
                   0.9875, 0.9850, 0.9825,
                   0.9800, 0.9750,
                   0.9700, 0.9650, 0.9600,
                   0.9500, 0.9400,

```

	0.9300, 0.9100, 0.8900,
	0.8700, 0.8500,
	0.8129, 0.7759, 0.7388,
	0.7018, 0.6647,
	0.6276, 0.5906, 0.5535,
	0.5165, 0.4794,
	0.4423, 0.4053, 0.3682,
	0.3312, 0.2941,
	0.2593, 0.2276, 0.1989,
	0.1730, 0.1495,
	0.1289, 0.1110, 0.0954,
	0.0818, 0.0700,
	0.0596, 0.0506, 0.0428,
	0.0360, 0.0301,
	0.0249, 0.0204, 0.0164,
	0.0130, 0.0100,
	0.0074, 0.0052, 0.0032,
	0.0015, 0.0000,
p_top_requested	= 1000
num_metgrid_levels	= 38,
num_metgrid_soil_levels	= 4,
dx	= 15000, 5000, 1000,
dy	= 15000, 5000, 1000,
grid_id	= 1, 2, 3,
parent_id	= 1, 1, 2,
i_parent_start	= 1, 4, 17,
j_parent_start	= 1, 4, 14,
parent_grid_ratio	= 1, 3, 5,
parent_time_step_ratio	= 1, 3, 5,
feedback	= 1,
smooth_option	= 0
/	
&physics	
mp_physics	= 9, 9, 9,
ra_lw_physics	= 1, 1, 1,
ra_sw_physics	= 1, 1, 1,
radt	= 30, 30, 30,
sf_sfclay_physics	= 1, 1, 1,
sf_surface_physics	= 2, 2, 2,
sf_lake_physics	= 1, 1, 1,
use_lakedepth	= 1,
bl_pbl_physics	= 1, 1, 1,
bldt	= 0, 0, 0,
cu_physics	= 2, 2, 2,
cutd	= 5, 5, 5,

```

isfflx           = 1,
ifsnow           = 1,
icloud           = 1,
surface_input_source = 1,
num_soil_layers  = 4,
num_land_cat     = 28,
sf_urban_physics = 1,      1,      1,
/
&fdda
/
&dynamics
w_damping        = 0,
diff_opt         = 1,      1,      1,
km_opt           = 4,      4,      4,
diff_6th_opt     = 0,      0,      0,
diff_6th_factor  = 0.12,  0.12,  0.12,
base_temp        = 290.
damp_opt         = 0,
zdamp            = 5000.,  5000.,  5000.,
dampcoef         = 0.2,    0.2,    0.2
khdif            = 0,      0,      0,
kvdif            = 0,      0,      0,
non_hydrostatic  = .true., .true., .true.,
moist_adv_opt    = 1,      1,      1,
scalar_adv_opt   = 1,      1,      1,
/
&bdy_control
spec_bdy_width   = 5,
spec_zone        = 1,
relax_zone       = 4,
specified        = .true., .false., .false.,
nested           = .false., .true., .true.,
/
&grib2
/
&namelist_quilt
nio_tasks_per_group = 0,
nio_groups = 1,
/

```