



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

Corrientes de densidad en el embalse Amaní y su influencia en la estructura térmica y la calidad del agua

Arlex Marín Ramírez

Universidad Nacional de Colombia – Sede Medellín
Facultad de Minas, Escuela de Geociencias y Medio Ambiente
Posgrado en aprovechamiento de Recursos Hidráulicos
Medellín, Colombia
2015

Corrientes de densidad en el embalse Amaní y su influencia en la estructura térmica y la calidad del agua

Arlex Marín Ramírez

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:
Magister en Ingeniería – Recursos Hidráulicos

Director:
Ph.D. Evelio Andrés Gómez Giraldo

Línea de Investigación:
Calidad de Agua
Grupo de Investigación:
Posgrado en Aprovechamiento de Recursos hidráulicos (PARH)

Universidad Nacional de Colombia – Sede Medellín
Facultad de Minas, Escuela de Geociencias y Medio Ambiente
Posgrado en aprovechamiento de Recursos Hidráulicos
Medellín, Colombia
2015

“El aspecto más triste de la vida actual es que la ciencia gana en conocimiento más rápidamente que la sociedad en sabiduría”

Isaac Asimov

Agradecimientos

Fueron muchas las personas que ayudaron para que este trabajo saliera adelante y merecen no solo los agradecimientos, sino el crédito por la culminación de éste proyecto. Es difícil recordar en este momento todas las personas que deben ir en esta sección, pero los que omita, saben que siempre estarán en mi pensamiento, aunque no en este momento en mi descuidada memoria.

A la empresa ISAGEN que aportó los recursos para desarrollar este proyecto y a la Universidad Católica de Oriente y El Grupo De Investigación En Limnología Y Recursos Hídricos, quienes confiaron en mí la responsabilidad de sacarlo adelante.

Al profesor Andrés Gómez Giraldo, más que director de esta tesis, ha sido mi maestro durante todos estos años.

A los jurados Mauricio Toro y Clelia Marti, quienes hicieron valiosos aportes para mejorar este trabajo.

A Ricardo Román Botero y su 'Disciplina, Paciencia y Enfoque'. Tantas horas de debate dejaron sus frutos en muchos de los resultados de éste proyecto.

Al profesor John Jairo Ramírez, por sus importantes contribuciones al final de este trabajo.

A todos los amigos y compañeros del PARH, demasiados para nombrarlos, pero ellos hicieron que el arduo trabajo de estos años fuera ameno.

A mis otros amigos: "los del doce", Patricia y John C. quienes me ayudaron a mantener la cordura en los momentos difíciles.

Y para el final, los más importantes: A mi familia, sin su apoyo todo esto sería imposible. No puedo pedir más de ellos.

Resumen

Se estudió la variación estacional de los procesos de transporte de gran escala en el embalse tropical Amaní (Colombia, 5°30'N), usando mediciones realizadas entre febrero de 2012 y abril de 2013 y simulación numérica con el modelo bidimensional Ce-Qual-W2. Se encontró que los procesos de transporte relacionados con las corrientes de densidad dominan en gran medida la dinámica del embalse y permiten oxigenar el agua que se encuentra a profundidades de hasta 160 m. Con ayuda de los resultados de la simulación fue posible mostrar cuantitativamente que ésta responde al ciclo anual de precipitación propio de la zona. En época de altas precipitaciones aumenta el caudal afluente y se reduce la temperatura de los ríos lo que disminuye la temperatura del embalse. Además, el aumento de la precipitación incrementa la nubosidad y por lo tanto disminuye la radiación incidente, esto trae consigo una reducción en la temperatura del epilimnio. La distribución vertical de variables como la conductividad, la turbiedad y oxígeno disuelto son explicadas por la interacción entre las corrientes de densidad y la extracción selectiva.

Palabras clave: Embalse Amaní, Limnología física, Limnología tropical, Estructura térmica, Balance de energía, Simulación numérica, Calidad de agua.

Abstract

Seasonal variability of basin-scale physical processes were investigated in the tropical Amani reservoir (Colombia, 5°30'N), using field data collected between February of 2012 and April of 2013, and numerical simulation with the two-dimensional Ce-Qual-W2 model. Transport processes related to density currents rule most of the reservoir dynamics and allow for the oxygenation of water up to 160 m depth. With the aid of the modeling results, it is demonstrated that thermal structure responds to the annual cycle of runoff. In the wet season the reservoir temperature decreases by the increase of flow rate with lower water temperature. Furthermore, the high precipitation that increases runoff is associated with high cloud cover, incident solar radiation decrease and epilimnion cooling. Vertical distribution of conductivity, turbidity and dissolved oxygen were explained by the interaction between density currents and selective withdrawal.

Keywords: Amani reservoir, Physical limnology, Tropical limnology, Thermal structure, Heat budget, Numerical simulation, water quality.

Contenido

1 Marco Teórico	9
1.1 Temperatura y estratificación térmica	9
1.2 Procesos De Transporte Y Mezcla	10
1.2 Calidad del agua y Oxígeno Disuelto	12
1.3 Simulación numérica	12
2 Embalse Amani	15
3 Metodología	17
3.1 Información Primaria.....	17
3.2 Información Secundaria	17
3.3 Modelo CE-QUAL-W2	18
4 Simulación Numérica	21
4.1 Implementación Del Modelo	21
4.2 Comparación de Resultados Con Mediciones	26
5 Corrientes de Densidad	31
5.1 Introducción.....	31
5.2 Información Utilizada	32
5.3 Resultados.....	33
5.4 Resumen Y Discusión	49
6 Balance de Energía y Variación de la Temperatura Media.....	51
6.1 Introducción.....	51
6.2 Bases Teóricas.....	52
6.3 Información Utilizada	55
6.4 Resultados.....	55
6.5 Resumen Y Discusión	62
7 Conclusiones Generales, Recomendaciones y Trabajo Futuro	65
7.1 Conclusiones generales.....	65
7.2 Recomendaciones y trabajo futuro	67
8 Referencias	69

Lista de Figuras

Figura 1 , Dinámica de los afluentes. Adaptado de Vidal, (2007)	11
Figura 2 . Ubicación y batimetría del embalse Amaní.....	15
Figura 3 . Procesos que aportan al término fuente sumidero para el caso del oxígeno disuelto. Adaptado de Cole & Wells (2008). MOD: Materia Orgánica Disuelta, MOP: Materia Orgánica Particulada, DBOC: Demanda Bioquímica De Oxígeno Carbonácea... 19	
Figura 4 . Forzantes meteorológicos utilizados en la simulación	23
Figura 5 . Caudales y temperatura de los afluentes utilizados en la simulación	24
Figura 6 . Batimetría del embalse y puntos de comparación de los perfiles de temperatura	27
Figura 7 . a) Nivel, b) temperatura superficial, c) perfiles de temperatura. Los puntos en el panel b) representan la temperatura superficial medida a las 12:00. La línea continua negra es la temperatura superficial media diaria calculada a partir de mediciones cada 15 minutos, las bandas grises verticales en los paneles a) y b) representan las campañas de medición.	28
Figura 8 Relación entre temperatura superficial media diaria y temperatura a las 12:00. Basado en mediciones realizadas entre el 3 de octubre y el 8 de noviembre de 2012.....	29
Figura 9 . Ubicación de los perfiles realizados para construir transectos longitudinales ...	32
Figura 10 . a) precipitación, b) radiación solar, c) Temperatura del aire, d) velocidad del viento, e) humedad relativa máxima, f) caudales, g) Nivel del embalse, h) perfiles de temperatura en la mitad de la mañana. En los paneles b), c), d) y e) los puntos son valores medios diarios y la línea continua representa una media móvil de 60 días. En el panel h) la línea punteada muestra el nivel de captación.....	33
Figura 11 . Transectos longitudinales de a) temperatura, b)turbiedad, c) conductividad y d)OD en febrero a lo largo del brazo del río La Miel. e), f), g) y h): igual para el brazo del río Moro. Las líneas punteadas negras en los perfiles y blancas en las interpolaciones representan el nivel de captación.....	36
Figura 12 . Conductividad en los ríos La Miel y Moro antes del embalse. Notar el cambio de escala en el eje vertical.....	37
Figura 13 . Transectos longitudinales de a) temperatura, b) turbiedad, c) conductividad y d) OD en agosto a lo largo del brazo del río La Miel. e), f), g) y h): igual para el brazo del río Moro. Las líneas punteadas negras en los perfiles y blancas en las interpolaciones representan el nivel de captación.....	38
Figura 14 . Transectos longitudinales de a) temperatura, b)turbiedad, c) conductividad y d)oxígeno disuelto en abril/13 a lo largo del brazo del río La Miel. e), f), g) y h): igual para	

el brazo del río Moro. Las líneas punteadas negras en los perfiles y blancas en las interpolaciones representan el nivel de captación.....	40
Figura 15. Concentración de oxígeno disuelto tres metros antes del fondo del embalse en la zona más profunda.	41
Figura 16. Esquema del comportamiento típico de las corrientes de densidad y estructura térmica.....	42
Figura 17. Simulación de una creciente de 26 m ³ /s en el río La Miel. a) y b) muestra la progresión de la corriente de densidad. c) y d) muestra la correspondiente división entre el hipolimnio superior e inferior.	43
Figura 18. Simulación de una creciente de 132 m ³ /s en el río La Miel. a) y b) muestra la progresión de la corriente de densidad. c) y d) muestra la correspondiente división entre el hipolimnio superior e inferior.	44
Figura 19. Simulación de una creciente de 150 m ³ /s en el río La Miel. a) y b) muestra la progresión de la corriente de densidad. c) y d) muestra la correspondiente división entre el hipolimnio superior e inferior.	45
Figura 20. Estaciones de comparación para la simulación de OD.....	47
Figura 21. Oxígeno disuelto medido y simulado y concentración de trazadores conservativos en las 5 estaciones de comparación para el 19 de abril de 2012.....	47
Figura 22. Oxígeno disuelto medido y simulado.....	49
Figura 23. a) Precipitación; b) Radiación Solar; c) Radiación de onda larga neta; d) flujo de calor latente; e) Flujo de calor sensible; f) temperatura superficial simulada	56
Figura 24. Flujos de calor atmosférico y advectivo.....	57
Figura 25. Caudales y nivel medidos	58
Figura 26. Temperatura media del embalse, y temperaturas ponderadas de los afluentes y efluentes	59
Figura 27. Términos ϕ'_{adv} y $\phi'_{\Delta V}$	60
Figura 28. Cambio en la temperatura.....	61
Figura 29. Incremento en la temperatura media debido a los flujos de calor superficiales	62

Introducción

La creciente necesidad del hombre por recursos, particularmente agua y energía, lo ha llevado a buscar estrategias que permitan garantizar un abastecimiento mínimo aún en los períodos en los que la naturaleza, como parte de su ciclo natural, reduce el suministro de éstos. La construcción de embalses ha sido una de las estrategias que se han seguido para almacenar agua con el fin de garantizar un suministro mínimo ya sea para el abastecimiento de poblaciones, riego de cultivos, generación de energía hidroeléctrica e, inclusive, recreación. Sin embargo la presión a la que han sido sometidos estos sistemas ha llevado a acelerar, en muchos casos, el proceso de eutrofización (enriquecimiento de nutrientes en el cuerpo de agua), deteriorando la calidad del agua y creando un problema ambiental creciente.

Debido a esto, cada vez se invierten más recursos en el estudio de los procesos que se dan al interior de los embalses, los cuales alteran sus características físicas, químicas y biológicas, con el fin de generar estrategias que permitan regular la calidad del agua y mantener el ecosistema en equilibrio. Uno de los aspectos más importantes a estudiar es la dinámica de los procesos físicos o de transporte, los cuales no solo determinan la ubicación de sustancias disueltas y suspendidas en el agua, sino que contribuyen a determinar el medio ambiente (temperatura, pH, oxígeno disuelto, luz, etc.) en el que ocurren las reacciones biogeoquímicas (Rueda 2006).

El entendimiento de los procesos hidrodinámicos en embalses se ha incrementado en los últimos años con la aparición de nuevos y sofisticados instrumentos de medición y con el desarrollo computacional, el cual permite la utilización de modelos cada vez más robustos para representar los sistemas naturales. Un gran volumen de estos estudios se ha hecho en sistemas con climas templados, los cuales responden a las condiciones climáticas e hidrológicas propias de esta zona del planeta, pero, como lo manifiesta Lewis, (2000), no es completamente clara la manera en que los principios de la limnología de lagos templados se aplican a lagos tropicales y, aunque cada vez se vienen publicando más estudios realizados en latitudes bajas, en Colombia la mayoría de estudios limnológicos se centran en el análisis de variables químicas y biológicas principalmente, y los procesos físicos se tratan generalmente de manera especulativa (Román-Botero et al. 2013).

La dinámica de los procesos de transporte y su influencia en la calidad del agua en embalses tropicales ha sido objeto de un creciente interés en los últimos años, ya que se ha encontrado que estos sistemas presentan dinámicas que difieren en cierta medida de los que se encuentran en climas templados, debido, en gran parte, a la reducida variabilidad estacional de la radiación solar en comparación con la que se da en latitudes medias y altas. Ésta diferencia cambia las características y la dinámica de la estructura térmica (Lewis 1987; MacIntyre & Melack 2009) y por lo tanto los patrones de circulación y mezcla en el embalse, lo cual finalmente impacta en la dinámica de los procesos químicos y biológicos y en la calidad del agua.

Mientras que en climas templados, la dinámica estacional está dominada en gran medida por el ciclo de radiación solar, en zonas tropicales este efecto se reduce y otros factores cobran importancia. Sin embargo, dentro de la zona tropical hay una importante variabilidad en la dinámica de los lagos y embalses. Sistemas ubicados en el trópico alto pueden tener dinámicas similares a sistemas de latitudes medias (MacKinnon & Herbert 1996), ya que la estacionalidad de la radiación solar puede aún ser importante. Además, las condiciones climáticas particulares son de gran importancia en embalses o lagos tropicales, como la presencia de frentes fríos (Gaytan-herrera & Ramirez-garcia 2011), monsoones (Dobesch 1983) o períodos de aumento y disminución de la precipitación (Chaves et al. 2013). Sin embargo, estos factores deben ser analizados en conjunto con las características propias del sistema, como la altitud, la morfometría y el tiempo de residencia (Townsend 1998; Gunkel 2000).

En esta investigación se utilizaron datos medidos en campo y simulación numérica mediante el modelo Ce-Qual-W2 (en adelante W2) para estudiar los principales procesos de transporte de gran escala (i. e. que actúan en una escala espacial del orden de la del embalse) y su dinámica estacional en el embalse Amani, ubicado en el departamento de Caldas, Colombia. Con los resultados obtenidos se busca aportar al conocimiento de los procesos físicos en embalses tropicales y particularmente en embalses Colombianos. Además, generar conocimiento del sistema en particular (el embalse Amani) que pueda ser usado en la evaluación de planes de manejo y operación para conservar la calidad del agua del mismo.

Los resultados de este trabajo se presentan en los capítulos 4, 5 y 6. En el Capítulo 4 se describe el proceso de calibración del modelo W2 para la estructura térmica y se muestra la comparación entre variables simuladas y medidas. El capítulo 5 analiza las corrientes de densidad en el embalse y la forma en que éstas determinan la dinámica estacional de algunas variables fisicoquímicas. En el capítulo 6 se presenta un balance de energía para el embalse y se cuantifica la importancia relativa de los flujos de calor atmosférico y advectivo en las variaciones de la temperatura. Los capítulos 5 y 6 están escritos en un formato similar al de un artículo, con su propia introducción, descripción de los métodos y datos usados, resultados y conclusiones. Esto implica que se repitan algunas gráficas y análisis, pero tiene la ventaja de que pueden ser leídos de manera independiente, lo que hace más sencilla la lectura del documento y permite que se asimilen más fácilmente los resultados obtenidos. Sin embargo, previo a la lectura de cualquiera de estos dos capítulos, se recomienda revisar los capítulos 2 y 3 en los cuales se describe en detalle el sitio de estudio y la forma en que fueron recolectados los datos, así como los equipos utilizados.

En el Capítulo 7 se presentan las conclusiones generales que enmarcan todo la investigación. Finalmente, para el lector que no está habituado a los conceptos de la limnología física, se presenta un marco teórico en el capítulo 1, en el cual se contextualizan los conceptos necesarios. Al lector que desee entrar en profundidad en los conceptos descritos, se le recomienda revisar las referencias presentadas.

Objetivos

Objetivo general

- Establecer cuál es el efecto de la dinámica de las corrientes de densidad en la estructura térmica y la calidad del agua del embalse Amaní, a escala estacional.

Objetivos específicos

- Identificar la dinámica estacional de la estructura térmica y su relación con los forzantes externos: Hidrología y Meteorología
- Identificar los procesos de transporte dominantes en el embalse, su dinámica estacional y su relación con la calidad del agua, particularmente el oxígeno disuelto.
- Extender el entendimiento de la relación entre la dinámica la calidad del agua y las corrientes de densidad mediante la implementación del modelo numérico CE-Qual-W2.

1 Marco Teórico

1.1 Temperatura y estratificación térmica

Una de las variables físicas más importantes en las aguas superficiales es la temperatura, pues es crucial en estudios hidrodinámicos y de calidad de agua debido a factores como (Ji 2008):

- Gradientes de temperatura condicionan el comportamiento hidrodinámico del sistema.
- La solubilidad del oxígeno disuelto está determinada por la temperatura del agua. A mayor temperatura, menos concentración de OD.
- Muchos procesos bioquímicos y fisiológicos son gobernados por la temperatura: El aumento de ésta puede incrementar las tasas metabólicas y reproductivas de los organismos.

La estratificación térmica es una de las características típicas de los embalses, la cual se da por la formación de capas horizontales de diferente temperatura (y por lo tanto diferente densidad). Dicha estratificación afecta los procesos de transporte en el embalse y condiciona la distribución espacial y temporal de las sustancias disueltas y suspendidas en el agua.

Uno de los factores claves en la formación de la estructura térmica es el flujo de calor superficial que está compuesto por la radiación solar, radiación de onda larga incidente y emitida, flujo de calor sensible y flujo de calor latente. A menudo, este flujo de energía da como resultado un aumento en la temperatura de la capa superficial del embalse y por lo tanto, una disminución de su densidad. Por el contrario, las capas más profundas permanecen más frías debido a que están menos expuestas a estas fuentes de calor ya que la penetración de la radiación de onda corta es limitada y el transporte de calor difusivo es demasiado lento. Existen otros mecanismos mucho más efectivos para el transporte de calor en profundidad como la mezcla convectiva que se da por el enfriamiento superficial (por ejemplo en las noches) y la energía cinética que aporta el viento a través del esfuerzo cortante que ejerce en la superficie. Producto de lo anterior se forma una capa superficial total o parcialmente mezclada llamada epilimnio, la cual intercambia constantemente energía y masa, (e.g. gases) con la atmósfera. Si el embalse es suficientemente profundo, se puede encontrar una capa inferior, aislada del intercambio atmosférico llamada hipolimnio. Estas dos zonas están separadas por el metalimnio que es una capa con un fuerte gradiente de temperatura. La termoclina es el plano en el metalimnio donde se observa el mayor gradiente de temperatura.

En las zonas templadas, durante las estaciones frías (otoño e invierno), los sistemas tienden al mezclado completo de la columna de agua, debido a que la disminución en la

radiación solar permite el enfriamiento de las capas superficiales, lo que activa los procesos de mezcla convectivos que pueden uniformizar toda la columna de agua. Por el contrario, en el trópico, la ausencia de estaciones implica que la diferencia entre la irradiación máxima y mínima anual sea pequeña. Además, la irradiación total diaria es muy constante a lo largo del año, ya que no hay grandes variaciones en el número de horas de luz diaria. Esto implica que no hay variaciones tan marcadas en los flujos de calor superficiales, por lo tanto, el patrón estacional de estratificación y mezcla típico de las zonas templadas, no es tan claro para el caso de los trópicos (Lewis 1987).

Otra diferencia sustancial que se ha encontrado, es la menor diferencia entre la temperatura del fondo y de la superficie en embalses tropicales en comparación con lo que se encuentra en climas templados, por esto, la estabilidad de la columna de agua es menor y el espesor del epilimnio tiene una mayor variabilidad en el corto plazo ocasionada por eventos particulares como vientos fuertes o periodos de baja incidencia de radiación solar (Lewis 1987).

1.2 Procesos De Transporte Y Mezcla

Además del flujo de calor superficial, existen diferentes procesos físicos al interior del embalse que pueden alterar o, inclusive, inducir estratificación térmica, los cuales, a su vez, están condicionados por ésta. Entre ellos, se pueden destacar procesos de gran escala como ondas internas, corrientes de densidad producidas por los ríos y extracción selectiva por parte de las estructuras de extracción de agua. A continuación se hará una breve descripción de ellos.

1.2.1 Ondas Internas

El efecto del viento sobre la superficie del agua, no solo induce mezcla en la capa superficial, sino que su acción prolongada en el tiempo induce corrientes en la dirección del viento, lo cual inclina el metalimnio. Si el viento cesa, el sistema intentará regresar a su estado de equilibrio, generándose de este modo una oscilación. Una vez iniciado el movimiento, procesos no lineales dan lugar a ondas de mayor frecuencia que activan procesos de mezcla en diferentes escalas espaciales y temporales. Dependiendo de las características y de los modos de oscilación que presenten las ondas internas, éstas generarán diferentes patrones de circulación en todo el embalse y son un mecanismo importante en la redistribución de sustancias suspendidas y disueltas, especialmente en la vertical. Uno de los trabajos pioneros en este tipo de fenómenos fue desarrollado por Mortimer, (1952) y una buena revisión se puede consultar en Csanady, (1975) e Imberger, (1998).

1.2.2 Corrientes de densidad

El ingreso de un afluente al embalse se puede dar como una corriente superficial, como una corriente de fondo o como una corriente intrusiva (Figura 1). El establecimiento de uno de estos tres tipos de corrientes de densidad depende básicamente de la relación entre la densidad del afluente y la densidad del cuerpo de agua.

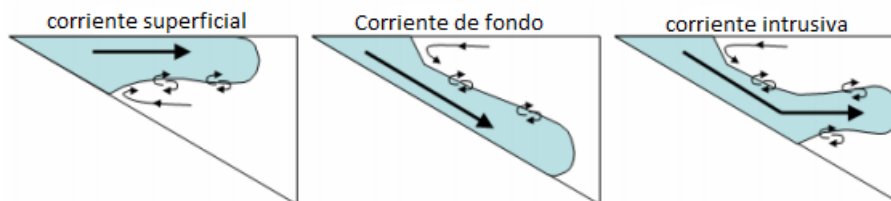


Figura 1, Dinámica de los afluentes. Adaptado de Vidal, (2007)

Cuando un río entra al embalse, su momentum desplaza hacia adelante el agua embalsada. Una vez que el gradiente de presión baroclínico en la superficie de contacto entre el embalse y el afluente compensa el momentum inicial de la corriente, la boyancia empezará a dominar y, en el caso de que el afluente sea menos denso que el agua superficial del embalse, éste “flotará” formando una corriente superficial. El punto en que se separa el afluente del fondo se conoce como punto de separación. Éste tipo de corrientes tienen implicaciones muy claras en términos de su impacto en la calidad del agua, debido a que los nutrientes aportados por el río estarán inmediatamente disponibles para producción primaria en la superficie.

Si el afluente es más denso que el agua superficial del embalse, éste se sumergirá para viajar por el fondo del embalse. La ubicación del punto de inmersión está dada por un balance entre la inercia de la corriente, las fuerzas de fricción y el gradiente de presión generado en la interfaz de contacto entre el agua del embalse y del afluente (Ford & Johnson 1983). Una vez que se establece la corriente de densidad y empieza a viajar por el fondo del embalse, la turbulencia generada en la frontera de la corriente hace que parte del agua del medio ingrese a la corriente y la diluya. Este proceso, conocido como *entrainment*, fue sugerido por Ellison & Turner, (1959).

Si la densidad de la corriente de fondo iguala la densidad del agua circundante, adquirirá flotabilidad neutra, por lo que se desprenderá del fondo y se desplazará horizontalmente a través de una capa de densidad similar. Éste tipo de corrientes se denominan intrusivas.

Tanto en el punto de inmersión como en el trayecto del río como corriente de densidad se dan procesos de mezcla que modifican la densidad de la corriente. Por esto, la profundidad de intrusión es menor que la que se estimaría presumiendo que no hay mezcla, es decir, identificando la profundidad en el embalse en la que la temperatura es igual a la del río (Rueda et al. 2007)

Baines, (2008) a partir de experimentos de laboratorio en medios estratificados, propone dividir las corrientes de densidad en dos tipos: plumas y corrientes de gravedad. Las plumas corresponden a flujos verticales (como una chimenea invertida) o con pendientes fuertes, en los cuales el comportamiento de la corriente está gobernado en gran medida por el *entrainment*. Por otro lado, las corrientes de gravedad se dan principalmente en pendientes suaves y en éstas, la boyancia se balancea con la fricción del fondo. El intercambio de masa con el medio en las corrientes de gravedad es predominantemente hacia afuera, proceso conocido como *detrainment* (análogo al *entrainment*) y aunque también existe un flujo desde el medio hacia la corriente de gravedad, éste es mucho menor que el flujo desde la corriente hacia el medio.

Cuando la densidad del afluente depende de su temperatura, se pueden observar variaciones diarias y estacionales en el comportamiento de la corriente de densidad. La dinámica estacional del afluente ha sido reportada por Carmack, (1979); Carmack et al.,

(1986); Armengol et al., (1999); entre otros. Pickrill & Irwin, (1982) mostraron la importancia de considerar el ciclo diario además del estacional y Román-Botero et al., (2010), mediante simulación numérica del embalse La Fe (Colombia), muestran la influencia que tiene el ciclo diario de temperatura del afluente en la dinámica de la estructura térmica del embalse.

1.2.3 Extracción selectiva

En los embalses estratificados, la extracción de agua genera corrientes en una capa que está limitada verticalmente por las variaciones de densidad, llamada zona de extracción selectiva (Imberger 1980). Este proceso también influye en la estratificación modificando el perfil de temperatura.

Se han propuesto diferentes modelos para predecir la capa de extracción selectiva: Pao & Kao, (1974) muestran que horizontalmente se propagan ondas cortantes que aparecen con la apertura de la captación y son las encargadas de generar el flujo en una capa de espesor δ (Anohinet al., 2006). Diferentes modelos para calcular el espesor de la zona de extracción pueden ser consultados en Martin & McCutcheon, (1999).

1.2 Calidad del agua y Oxígeno Disuelto

La calidad del agua es un concepto que involucra las características físicas, químicas y biológicas del agua en relación a las necesidades de los diferentes organismos que hacen parte del ecosistema acuático o a determinados usos por parte del hombre. Existen gran cantidad de parámetros que se utilizan para evaluar la calidad del agua, entre los que se encuentran: temperatura, conductividad, concentración de OD, pH, turbiedad, DBO, color, presencia de patógenos y sustancias tóxicas, etc. Cada uno de estos parámetros cobra importancia en relación al uso específico que se quiera hacer del recurso o a las necesidades propias de la comunidad biótica que lo utiliza.

El oxígeno disuelto (OD) es una de las variables más importantes en ecosistemas acuáticos y tal vez la variable que más información aporta acerca del estado general del recurso (Ji 2008). Mantener cierta concentración mínima de oxígeno disuelto en el agua es vital para el mantenimiento de peces y demás organismos acuáticos, además bajas concentraciones de oxígeno disuelto favorecen la producción de sustancias nocivas como metano y ácido sulfídrico con consecuencias dañinas para el equilibrio del ecosistema.

Existen diversos procesos físicos, químicos y biológicos que afectan la concentración de OD en un embalse. Típicamente, las fuentes de OD son la reaireación atmosférica, el aporte por parte de los ríos y la fotosíntesis del fitoplancton y macrófitas. Por otro lado, éste se consume por la respiración de los organismos acuáticos y por descomposición de materia orgánica (Williams 2007).

1.3 Simulación numérica

Todos los procesos hidrodinámicos mencionados anteriormente están gobernados por tres leyes básicas de la naturaleza: conservación de masa, conservación de cantidad de movimiento y conservación de energía. Estas leyes pueden ser representadas

matemáticamente mediante un sistema de ecuaciones diferenciales parciales no lineales basadas en la mecánica y la termodinámica, el cual queda completamente determinado. La complicación surge por la complejidad de las ecuaciones resultantes, las cuales hasta el momento no ha sido posible resolver en forma general. Es allí donde entra la modelación numérica, la cual se apoya en diferentes técnicas numéricas para resolver de manera aproximada el sistema de ecuaciones gobernantes. Debido a lo anterior, el modelador no solo está obligado a entender los procesos que desea representar mediante el modelo, sino que debe estar familiarizado con las técnicas numéricas utilizadas en la modelación.

Los modelos numéricos se han convertido en una herramienta primordial para el estudio de la dinámica de los embalses por dos razones básicas: 1) proveen un mejor entendimiento de los procesos físicos, químicos y biológicos que se presentan y 2) es una herramienta para el manejo y la toma de decisiones con el fin de preservar la calidad del agua en el sistema (Ji, 2008).

Para la selección de un modelo se deben tener en cuenta factores como el tipo de procesos que se desea representar, el nivel de detalle al que se quiere llegar, las escalas temporales y espaciales de los procesos a simular, la información con que se cuenta, las características propias del sistema, etc. (Hodges, 2009). Una vez evaluados estos factores, se decidió utilizar el modelo numérico CE-QUAL-W2 con el fin de representar la dinámica estacional de la estructura térmica del embalse Amani.

2 Embalse Amani

El embalse Amani (5°27' a 5°34' N; 74°56' a 74°53'W) está ubicado en el departamento de Caldas, Colombia (Figura 2). Entró en operación en diciembre de 2002 y se usa para generación de energía en la central hidroeléctrica Miel I perteneciente a la empresa ISAGEN.

La cota máxima del embalse es 445.5 msnm, a la cual corresponden un volumen máximo de $590 \times 10^6 \text{ m}^3$, un área superficial de $12.3 \times 10^6 \text{ m}^2$, una profundidad máxima de 160 m y una profundidad media de 48 m. Amani se alimenta principalmente de los ríos La Miel y Moro, cuyas cuencas suman $528 \times 10^6 \text{ m}^2$, correspondientes a un 70 % del área total aportante. Existen otros afluentes secundarios entre los que se encuentra la Quebrada Santa Bárbara, afluente del río Moro.

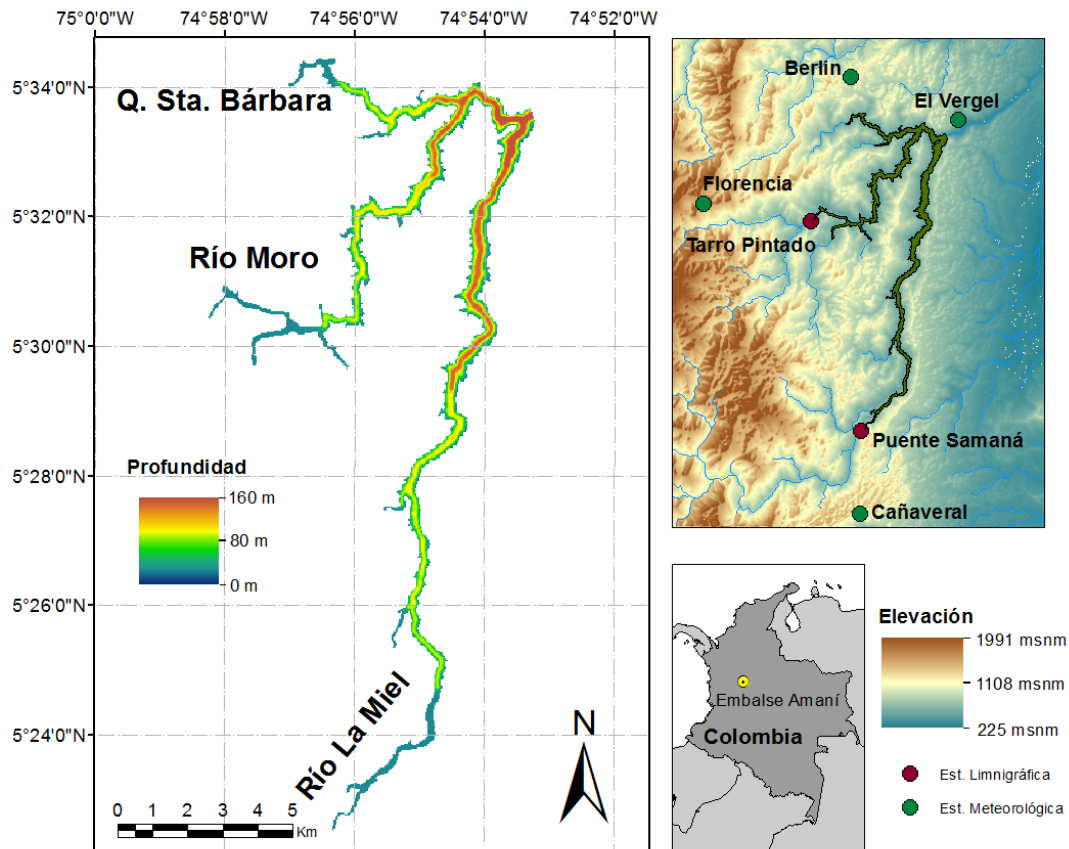


Figura 2. Ubicación y batimetría del embalse Amani.

El embalse tiene una forma encañonada, protegido por montañas con una densa vegetación y está formado por dos brazos principales: El brazo del río La Miel con una

longitud aproximada de 20 km y el brazo del Río Moro, cuya longitud se estima en 13 km. La quebrada Santa Bárbara forma otro pequeño brazo hacia el norte del embalse. El ancho máximo es del orden de 600 m.

Existen tres estructuras de salida de agua: un vertedero de excedencias, el cual no operó en ningún momento durante el período de estudio. Una descarga de fondo, que solo operó un día con un caudal medio de 14.8 m³/s. Y una captación, ubicada adyacente a la presa, alrededor de la cota 380 msnm, mediante la cual se extrajo caudal continuamente con tasas de flujo (medio diario) de entre 20 m³/s y 180 m³/s.

Alrededor del embalse se cuenta con cuatro estaciones meteorológicas: El vergel, Cañaveral, Florencia y Berlín operadas por ISAGEN. La estación más cercana al embalse es El Vergel, la cual se ubica aproximadamente a 1.3 km aguas abajo de la presa sobre el mismo cañón del río La Miel y a una elevación de 510 msnm (35 m por debajo del nivel máximo). Debido a las altas pendientes que hay en la cuenca, las otras estaciones se encuentran muy por encima del nivel del embalse, por lo que la información meteorológica no es directamente aplicable a éste. Sin embargo, para este estudio se utilizaron los datos de radiación solar de las 4 estaciones.

Los caudales de los ríos La Miel y Moro fueron medidos en las estaciones limnigráficas Puente Samaná y Tarro Pintado, operadas también por ISAGEN.

3 Metodología

Para el desarrollo de esta investigación se utilizó información primaria correspondiente a variables fisicoquímicas medidas en el embalse y en los ríos principales e información secundaria suministrada por ISAGEN y el laboratorio de limnología de la Universidad Católica de Oriente. Adicionalmente, se implementó el modelo CE-QUAL-W2 versión 3.7 para simular la estructura térmica, las corrientes de densidad y el OD. A continuación se detallan cada una de estas fuentes de información y se hace una descripción general del modelo implementado.

3.1 Información Primaria

La información primaria fue recolectada en 5 campañas de medición distribuidas así:

- Campaña 1: días 13 y 14 de febrero de 2012 (en adelante: campaña de febrero)
- Campaña 2: días 16 al 19 de abril de 2012 (en adelante: campaña de abril/12)
- Campaña 3: días 14 al 16 de agosto de 2012 (en adelante: campaña de agosto)
- Campaña 4: días 2 al 4 de octubre de 2012 (en adelante: campaña de octubre)
- Campaña 5: días 9 al 11 de abril de 2013 (en adelante: campaña de abril/13)

En cada campaña se midieron perfiles con un CTD SBE 25 con sensores de temperatura, conductividad, turbiedad, OD y presión. Las mediciones se hicieron siguiendo el eje longitudinal de cada brazo del embalse.

Durante cada campaña (excepto en febrero) se instaló una estación meteorológica DAVIS Vantage VUE en la corona de la presa, con la que se midió temperatura del aire, humedad relativa y velocidad y dirección del viento cada 30 minutos.

Adicionalmente, la temperatura de los ríos La Miel y Moro y la temperatura superficial del embalse se midieron entre el 3 de octubre y el 8 de noviembre de 2012 cada 15 minutos mediante un registrador de temperatura HOBO Pro V2 el cual tiene una precisión de 0.2 °C

3.2 Información Secundaria

ISAGEN suministró valores medios diarios entre el 13 de febrero de 2012 y el 11 de abril de 2013 de temperatura ambiente, radiación solar, velocidad y dirección del viento y presión atmosférica, así como valores máximos y mínimos diarios de humedad relativa medidos en las estaciones El Vergel, Cañaveral, Florencia y Berlín. También los caudales del río La Miel y Moro en las estaciones puente Samaná y Tarro Pintado respectivamente, así como el caudal captado, el caudal de la descarga de fondo y el nivel.

Adicionalmente, se contó con un registro horario de temperatura ambiente, radiación solar, velocidad del viento, presión atmosférica y humedad relativa medidos en la estación El Vergel entre el 22 de agosto y el 16 de noviembre de 2012.

El laboratorio de limnología de la Universidad Católica de Oriente suministró datos puntuales de conductividad, saturación de OD, DBO₅, nitritos, nitratos, nitrógeno amoniacal y ortofosfatos medidos en los ríos La Miel y Moro antes de la entrada al embalse y de concentración de OD sobre el fondo del embalse en la zona más profunda (cerca de la presa) cada dos meses durante el año 2012. Las mediciones de OD en el embalse se hicieron mediante la toma muestras de agua con una botella Van Dorn.

3.3 Modelo CE-QUAL-W2

CE-QUAL-W2 (W2 en adelante) es un modelo hidrodinámico y de calidad de agua bidimensional, integrado en la lateral, por lo que es especialmente aplicable a sistemas en los que predominen gradientes longitudinales y verticales. Éste modelo fue diseñado para ríos, estuarios, lagos y embalses y está en continuo desarrollo por parte de la Universidad del Estado de Portland bajo supervisión de Scott Wells. Ha sido usado ampliamente en el mundo para simular estructura térmica, corrientes de densidad y diferentes parámetros de calidad del agua (Chung & Gu, 1998; Boegman et al., 2001; Kim & Kim, 2006)

A continuación se presenta un resumen de las ecuaciones fundamentales que resuelve el modelo (Cole & Wells 2011):

- Ecuación de momentum horizontal

$$\frac{\partial UB}{\partial t} + \frac{\partial UUB}{\partial x} + \frac{\partial WUB}{\partial z} = gB \sin s_0 + g \cos s_0 B \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{g \cos s_0 B}{\rho} \int_{\eta}^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz + \frac{1}{\rho} \frac{\partial B\tau_{xx}}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial B\tau_{xz}}{\partial z} + qBU_x \quad (3.1)$$

- Ecuación de momentum vertical

$$0 = g \cos s_0 - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} \quad (3.2)$$

- Ecuación de conservación de masa

$$\frac{\partial UB}{\partial x} + \frac{\partial WB}{\partial z} = qB \quad (3.3)$$

- Determinación de la Superficie libre

$$B_{\eta} \frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \int_{\eta}^h UB dz - \int_{\eta}^h qB dz \quad (3.4)$$

- Ecuación de transporte de temperatura y constituyentes

$$\frac{\partial B\Phi}{\partial t} + \frac{\partial UB\Phi}{\partial x} + \frac{\partial WB\Phi}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial x} \left(BD_x \frac{\partial \Phi}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(BD_z \frac{\partial \Phi}{\partial z} \right) = q_{\Phi} B + S_{\Phi} B \quad (3.5)$$

- Ecuación de estado

$$\rho = f(T_w, \Phi_{TDS}, \Phi_{SS}) \quad (3.6)$$

donde: U y W son las componentes horizontal y vertical de la velocidad, B es el ancho de la sección, s_0 es la pendiente del fondo (utilizada principalmente cuando se simulan ríos con el fin de orientar el eje x paralelo al fondo), η es la elevación de la superficie libre, ρ es la densidad, P es la presión, h es la elevación del fondo del embalse, T_w es la temperatura del agua, Φ es la concentración del constituyente, Φ_{TDS} y Φ_{SS} es la concentración de sólidos disueltos y suspendidos, D_x y D_z son los coeficientes de dispersión horizontal y vertical, q_Φ es el flujo másico de entrada/salida por unidad de volumen y S_Φ es un término fuente/sumidero que representa la tasa de cambio másico de un constituyente debido a las reacciones internas.

La Figura 3 muestra los diferentes procesos que influyen en el OD. El modelo tiene en cuenta como fuentes de oxígeno los procesos de reaeración atmosférica y fotosíntesis, mientras que el consumo se da por respiración de los organismos acuáticos, procesos de nitrificación y descomposición de materia orgánica, así como demanda béntica. En el modelo se puede incluir Demanda Bioquímica de Oxígeno Carbonacea (DBOC), la cual se usa generalmente para dar cuenta del consumo de oxígeno que se da por la degradación de materia orgánica transportada por los ríos y de este modo diferenciarla de la materia orgánica que se produce directamente en el embalse por la muerte y excreción de los organismos acuáticos, los cuales se transforman en materia orgánica disuelta o particulada.

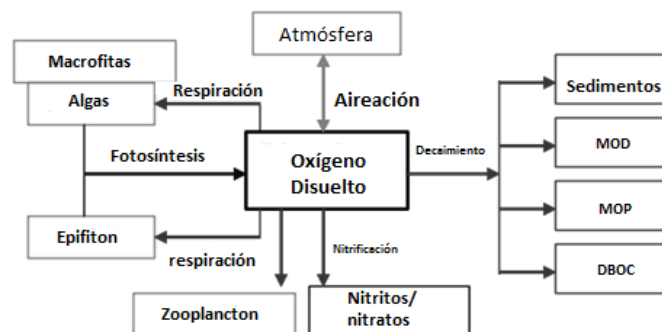


Figura 3. Procesos que aportan al término fuente sumidero para el caso del oxígeno disuelto. Adaptado de Cole & Wells (2008). MOD: Materia Orgánica Disuelta, MOP: Materia Orgánica Particulada, DBOC: Demanda Bioquímica De Oxígeno Carbonácea

Además es posible modelar constituyentes genéricos especificando una tasa de decaimiento. Estos se pueden utilizar como trazadores con el fin de observar más claramente la dirección de las corrientes predominantes y evaluar tiempos de residencia en las diferentes zonas del embalse.

W2 utiliza una discretización en diferencias finitas mediante el esquema ULTIMATE-QUICKEST para el transporte advectivo de masa y calor (Wells 2002). Para la turbulencia, se utiliza la técnica de promediado de Reynolds (RANS) y el problema de clausura se resolverá mediante el modelo $\kappa-\varepsilon$ ya que es uno de los más ampliamente utilizados y validados (Versteeg & Malalasekera 1995).

La malla de cálculo divide el dominio longitudinalmente en segmentos y verticalmente en capas. Uno o más segmentos representan un brazo y a su vez, uno o más brazos representan un cuerpo de agua. Adicionalmente, el modelo permite enlazar varios cuerpos de agua para una misma simulación, con lo que se podrían simular un embalse y un río o embalses en serie.

4 Simulación Numérica

En este capítulo se presenta el proceso de calibración del modelo W2 para la estructura térmica y se muestra la comparación entre las variables medidas y simuladas.

4.1 Implementación Del Modelo

La información requerida para la simulación hidrodinámica y termodinámica (sin incluir variables de calidad de agua) consta, a nivel general, de: a) discretización de la geometría del cuerpo de agua; b) información meteorológica: temperatura del aire, temperatura de punto de rocío, velocidad y dirección del viento, porcentaje de cobertura de nubes y radiación solar (esta última opcional); c) caudales afluentes con su respectiva temperatura y ubicación; d) caudales efluentes con su posición y algunas características respecto a la forma de la estructura de captación; e) perfil de temperatura inicial; y f) parámetros como el coeficiente de extinción de luz, coeficiente de fricción, coeficientes de transferencia de energía superficial, coeficiente de mezcla horizontal, entre otros.

El embalse Amaní se representó mediante 82 segmentos longitudinales y 319 capas verticales definidas a partir de una batimetría realizada en el año 2008. La longitud de los segmentos varió entre 200 m y 900 m y el espesor de las capas fue uniforme de 0.5 m. Se simularon un total de 422 días partiendo el 13 de febrero de 2012 (día de la primera jornada de medición) y finalizando el 10 de abril de 2013, correspondiente a la última jornada de medición. W2 calcula el paso de tiempo requerido para que haya estabilidad numérica; para este caso, el promedio fue de 139 s. Debido a que todas las variables de entrada corresponden a valores medios diarios, el ciclo diario no queda representado en la simulación.

Variables meteorológicas e hidrológicas

La radiación solar se estimó como un promedio de las mediciones hechas en las estaciones El Vergel, Cañaveral, Berlin y Florencia. La estimación de la nubosidad se hizo a partir de la radiación solar promedio utilizando la ecuación de Angstrom-Prescott

$$\frac{R}{R_{ext}} = \alpha + \beta \frac{n}{N} \quad (4.1)$$

donde R es la radiación media diaria medida en la superficie terrestre, R_{ext} es la radiación diaria astronómicamente posible, n es el número de horas de brillo solar, N es el número de horas posibles de brillo solar y los parámetros α y β son coeficientes de calibración que dependen del sitio de estudio, los cuales fueron cuantificados por Gómez & Guzmán, (1995) en 0.26 y 0.51, respectivamente, para la región de Cenicafé en el departamento de Caldas, Colombia, a una distancia aproximada de 100 km del embalse Amaní. La radiación extraterrestre se estimó siguiendo la metodología descrita en el estudio FAO riego y drenaje 56, (Allen et al. 2006), por lo que, a partir de la ecuación (4.1) es posible el

cálculo de la relación n/N , es decir, la fracción del día en que el cielo permanece despejado. La nubosidad se estimó como $1 - n/N$.

Para realizar la simulación se requiere el registro continuo de las variables meteorológicas sobre la lámina de agua. Éstas solo pudieron ser medidas en la corona de la presa durante las campañas de medición, por lo que fue necesario apoyarse en los registros de la estación El Vergel ya que, como se dijo anteriormente, es la más cercana al embalse que cuenta con registro continuo. Es importante anotar que los valores registrados en presa no necesariamente se corresponden con los que se medirían sobre la lámina de agua debido a que la corona de la presa se encuentra en la cota 454 msnm y el nivel del embalse osciló entre 410 msnm y 440 msnm aproximadamente, por lo que la estación meteorológica estuvo entre 14 m y 44 m por encima de la lámina de agua. Adicionalmente, el concreto con el que está construida la presa, puede alterar variables como la temperatura y la humedad respecto a los que se registraría sobre el embalse.

Para estimar la temperatura del aire para todo el periodo de simulación, se hizo una correlación entre la temperatura medida en la estación El Vergel y la temperatura medida con la estación meteorológica instalada durante las campañas de medición en la presa. Mediante el ajuste lineal resultante ($R^2=0.96$) se estimó la temperatura media diaria en la presa para todo el periodo de estudio. Sin embargo, durante el proceso de calibración, se encontró que el modelo estaba sobreestimando la temperatura superficial. Un buen ajuste se logró al disminuir la serie de temperatura del aire en un 7%. Como se dijo antes, una posible explicación a esto es que la temperatura sobre la presa excede la temperatura sobre el espejo de agua debido a que el piso en concreto puede generar un aumento de temperatura del aire a nivel local.

Para el estimado de la humedad relativa sobre el embalse, no se encontró una buena correlación entre la registrada en la presa y la registrada en la estación El Vergel, por lo que se utilizó la registrada en esta última. Sin embargo, la estación solo reporta valores máximos y mínimos diarios. La estimación de los valores medios diarios también se obtuvo mediante correlación ($R^2=0.89$) entre el promedio de los valores extremos (máximo y mínimo diario) y los valores medios determinados a partir de un período de 276 días en el que se tenía el registro horario para esta misma estación entre el 22 de agosto y el 16 de noviembre de 2012.

A partir de la humedad relativa y la temperatura del aire se calculó la temperatura de punto de rocío mediante la siguiente ecuación (tomada del código fuente del modelo W2):

$$T_r = \frac{237.3 \left(\frac{\ln e_a}{2.3026} - 0.6609 \right)}{7.5 - \left(\frac{\ln e_a}{2.3026} - 0.6609 \right)} \quad (4.2)$$

donde e_a [mmHg] es la presión de vapor de agua en el aire, la cual se calcula en función de la humedad relativa (HR) y la presión de vapor de saturación (e_s), como: $e_a = e_s HR/100$. Por su parte, la presión de vapor de saturación se puede estimar mediante:

$$e_s = e \left(\frac{7.5T_a}{T_a + 237.3} + 0.6609 \right) \quad [mmHg] \quad (4.3)$$

donde T_a [$^{\circ}C$] es la temperatura del aire.

Los registros de velocidad del viento en la corona de la presa no mostraron un comportamiento consistente con el régimen de vientos del embalse. Se pudo establecer que la presa actúa como una barrera que desvía las corrientes de aire, por lo que la estación ubicada en la corona no logra registrar el régimen de vientos en el cañón del embalse. Debido a esto, se decidió utilizar el registro de velocidad y dirección del viento medidos en la estación El Vergel.

En la Figura 4 se muestran las series de variables meteorológicas utilizadas en la simulación.

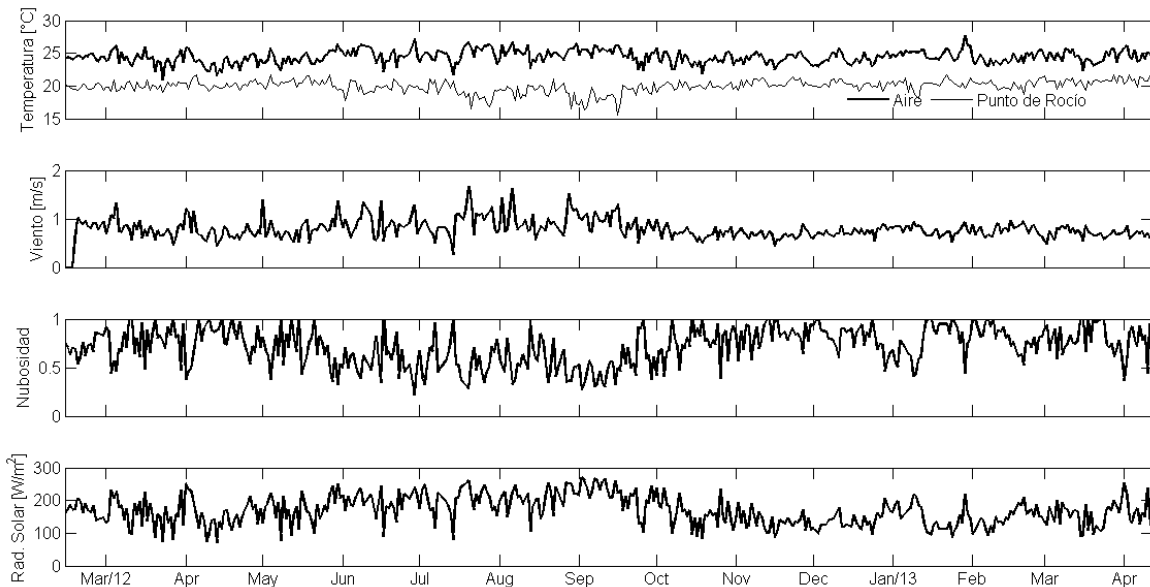


Figura 4. Forzantes meteorológicos utilizados en la simulación

Con el fin de cumplir con el balance de masa para el embalse, se calculó, para cada día, el caudal faltante (o sobrante) de modo que se cumpla el nivel medido (teniendo en cuenta la curva cota-volumen). Los resultados mostraron que no siempre había déficit en los aportes de agua, sino que en muchas ocasiones (24% de los días) el caudal neto (es decir, afluentes menos efluentes medidos) generaría un nivel mayor al que se midió. Existen diferentes razones para que esto pueda suceder: 1) los caudales de entrada medidos están sobreestimados, 2) el caudal captado está subestimado, ó 3) existe otra salida de agua importante que no está siendo considerada (e.g. flujo subterráneo, evaporación). El estimativo realizado de la evaporación, a partir del flujo de calor latente (ver capítulo 7) y el calor latente de vaporización mostró que ésta no explica las diferencias encontradas, las cuales son, en promedio de $14 \text{ m}^3/\text{s}$, mientras que la tasa de evaporación en el embalse ronda los 300 l/s . Un análisis detallado mostró que los días en que había un mayor desbalance (mayores caudales faltantes/sobrantes para cumplir el

nivel medido) correspondían con cambios bruscos en el caudal captado, lo que sugiere que dichos cambios pueden generar errores importantes en la medición del caudal. Teniendo en cuenta esto, se modificó el caudal captado sumando o restando, según el caso, parte del caudal requerido para lograr el balance, el caudal restante se atribuyó a la quebrada Santa Bárbara debido a que ésta representa el principal aporte al embalse después de los ríos La Miel y Moro. Un análisis de sensibilidad realizado a estas modificaciones mostró poca influencia en los perfiles de temperatura simulados.

La temperatura de los ríos La Miel y Moro para todo el periodo de simulación se estimó mediante un análisis de regresión lineal múltiple utilizando la temperatura medida entre el 3 de octubre y el 8 de noviembre de 2012. Las variables que mostraron una mejor relación con las mediciones fueron temperatura ambiente, radiación solar y caudal, mostrando correlación positiva con los dos primeros y negativa con el último. Los coeficientes de determinación fueron 0.67 para la temperatura del río La Miel y 0.70 para la del Río Moro. La temperatura de la quebrada Santa Bárbara se supuso igual a la del Río Moro.

Durante el proceso de calibración, se encontró que el perfil de temperatura simulado era más frío que el medido, con una diferencia cercana a $0.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ y aproximadamente constante en todo el hipolimnion. Debido a la estratificación permanente que mostró el embalse, existen dos fuentes posibles de energía que pueden modificar la temperatura de las capas más profundas: 1) los afluentes y, 2) intercambio de calor con el sedimento. La segunda opción generaría un cambio en la forma del perfil de temperatura que no se ajusta con las mediciones realizadas, por lo que se llegó a la conclusión de que la temperatura de los ríos estaba subestimada, requiriéndose ser incrementada en un 5%, buscando un mejor ajuste.

En la Figura 5 se muestran los registros de caudales y temperatura de los ríos utilizados en la simulación

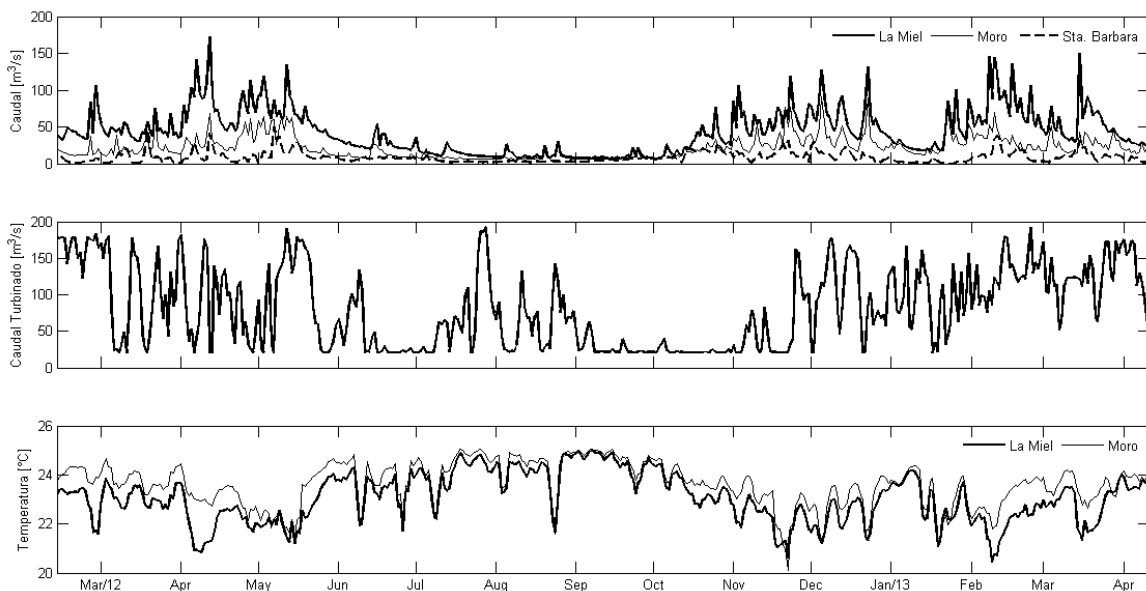


Figura 5. Caudales y temperatura de los afluentes utilizados en la simulación

Flujo de calor superficial

W2 tiene implementados dos formulaciones para el intercambio de energía superficial: la primera utiliza el concepto de temperatura de equilibrio (ver detalles de este método en Edinger et al., (1968)) y la segunda formulación, la cual se utilizó en este trabajo, calcula término a término el flujo de energía superficial, el cual consta de: calor sensible, calor latente, radiación de onda larga y radiación de onda corta. Éste último puede ser suministrado al modelo si se cuenta con las mediciones, en caso contrario, el modelo puede estimarlo a partir de la ubicación y la nubosidad.

La estimación del intercambio de energía superficial en el modelo W2 involucra 3 parámetros de calibración relacionados con el flujo de calor latente ϕ_{lat} y sensible ϕ_{sen}

Estos son estimados mediante las ecuaciones

$$\phi_{lat} = f(W)(e_s - e_a) \quad [W / m^2] \quad (4.4)$$

$$\phi_{sen} = C_c f(W)(T_{sup} - T_a) \quad [W / m^2] \quad (4.5)$$

donde e_s [$mm\ Hg$] es la presión de vapor de saturación calculada a partir de la temperatura superficial, e_a [$mm\ Hg$] es la presión de vapor atmosférica definida anteriormente, C_c ($=0.47\ mm\ Hg\ ^\circ C^{-1}$) es el coeficiente de Bowen, T_a [K] es la temperatura del aire, T_{sup} [K] es la temperatura superficial del agua y $f(w)$ [$W\ m^{-2}\ mm\ Hg^{-1}$] es una función del viento de la forma $f(w) = a + bw_2^c$ donde w_2 [$m\ s^{-1}$] es la velocidad del viento a una altura de 2 m y los coeficientes a , b y c son los parámetros de calibración mencionados, los cuales dependen de las características particulares del cuerpo de agua y su ubicación (McJannet et al., 2012).

Varios autores (e.g. Macintyre et al., 2002; Verburg & Antenucci, 2010) han planteado la importancia de la estabilidad atmosférica en los flujos de calor sensible y latente, especialmente en climas tropicales, donde es común la presencia de una atmosfera inestable ya que generalmente la temperatura superficial del agua es superior a la del aire. Debido a esto, se decidió “calibrar” los coeficientes a , b y c utilizando una metodología más robusta y físicamente sustentada que incluyera el efecto de la inestabilidad atmosférica. Para esto, se estimó el flujo de calor sensible y latente mediante la metodología propuesta en Verburg & Antenucci, (2010), la cual considera los efectos producidos por inestabilidad atmosférica. Dichos resultados se compararon con los flujos que estima el modelo W2. Los resultados mostraron que la formulación original de W2 con los coeficientes por defecto ($a = 9.2$, $b = 0.46$ y $c = 2$) sobreestima considerablemente los flujos de calor latente y sensible respecto al estimado considerando inestabilidad atmosférica. Un ajuste aceptable entre la formulación del modelo W2 y la estimación que se hace considerando inestabilidad atmosférica se logra simplemente reduciendo el valor de a a 4.14, por lo que las demás constantes no se modificaron.

En la Tabla 1 se presenta el resumen de las condiciones iniciales, forzantes y parámetros de calibración que fueron usados en la modelación hidrodinámica.

Tabla 1. Condiciones iniciales, Forzantes y Parámetros de calibración para la simulación hidrodinámica

CONDICIONES INICIALES	
<i>TEMPERATURA</i>	Perfil medido en la campaña 1
FORZANTES	
<i>CAUDAL</i>	
<i>Afluente*</i>	Registro de las estaciones Puente Samaná y Tarro Pintado
<i>Efluente*</i>	Registro de los caudales operados
<i>TEMPERATURA AFLUENTES**</i>	Correlación con información meteorológica
<i>METEOROLOGÍA</i>	
<i>Radiación Solar</i>	Promedio de las 4 estaciones disponibles
<i>Temperatura del aire***</i>	Registro de la estación El Vergel
<i>Punto de rocío</i>	Estimada a partir de la humedad relativa y la temperatura del aire
<i>Velocidad y dirección del viento</i>	Registro de la estación El Vergel
<i>Nubosidad</i>	Estimada a partir de la radiación solar y la ecuación de Angstrom Prescott
PARÁMETROS DE CALIBRACIÓN	
<i>COEFICIENTE DE EXTINCIÓN DE LUZ</i>	0,7 m ⁻¹
<i>PARÁMETROS PARA EL FLUJO DE CALOR SUPERFICIAL</i>	
<i>a</i>	4,14
<i>b</i>	0,46
<i>c</i>	2,00

*Ajustada para satisfacer el balance de masa (ver sección 4.1)

**Correlación lineal múltiple con el caudal, la radiación solar y la temperatura ambiente (ver sección 4.1)

***Ajustada para calibrar la temperatura superficial (ver sección 4.1)

4.2 Comparación de Resultados Con Mediciones

Para calibrar el modelo se realizó una simulación continua partiendo con las condiciones iniciales de la primera campaña de medición realizada en febrero de 2012 y finalizando en abril de 2013. La verificación de los resultados se hizo de la siguiente manera: 1) comparando el nivel medido y simulado; 2) comparando los perfiles de temperatura simulados y los que se midieron en cada campaña; 3) comparando la temperatura superficial simulada con las mediciones realizadas entre el 3 de octubre y el 8 de noviembre de 2012 y con las mediciones puntuales realizadas en cada campaña de campo.

Para comparar los perfiles de temperatura se escogieron un total de 7 puntos: 3 a lo largo del brazo del río La Miel, 3 a lo largo del brazo del río Moro y uno en la confluencia de los dos brazos cerca de la presa (ver Figura 6).

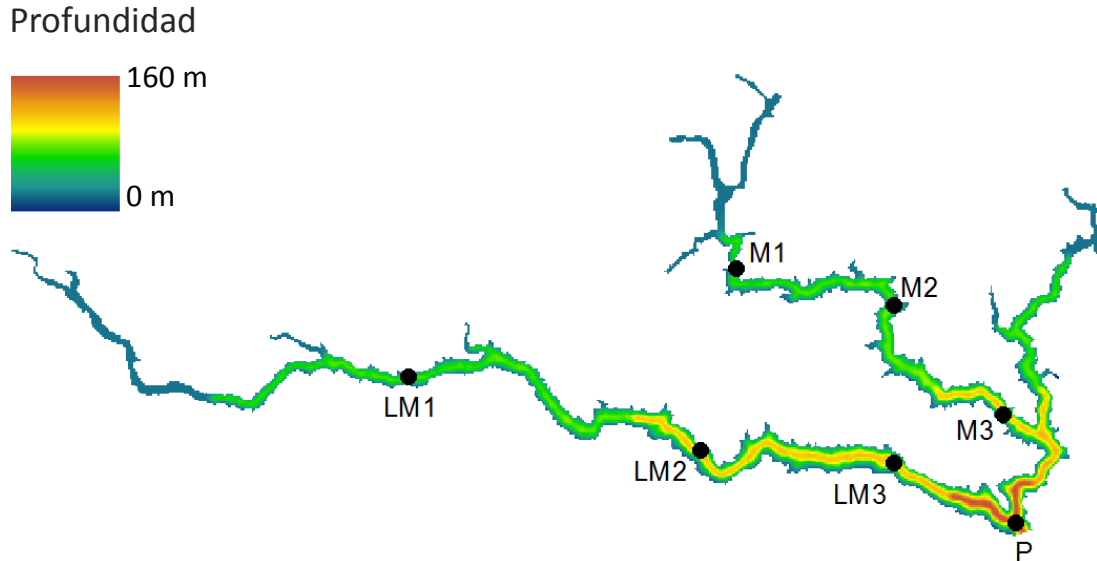


Figura 6. Batimetría del embalse y puntos de comparación de los perfiles de temperatura

Nivel y temperatura

El nivel del embalse varió cerca de 30 m durante el periodo de estudio. En promedio se obtuvieron diferencias de 0.28 m entre la medición y la simulación, equivalente a 0.9% de la variación total (Figura 7a). La máxima diferencia fue de 1.32 m, por lo que el balance de masa se puede considerar satisfactorio.

Para comparar la temperatura superficial simulada y medida se utilizó el registro de temperatura medido entre el 3 de octubre y el 8 de noviembre de 2012 con frecuencia de 15 minutos. Además, a partir de este registro se encontró que la temperatura superficial a las 12:00 es un buen estimativo de la temperatura media diaria (Figura 8). Teniendo en cuenta esto se tomaron los datos de temperatura superficial de los perfiles medidos en cada campaña de campo entre las 11:00 y las 13:00 en zonas cercanas a la presa. Estos datos se muestran mediante puntos en la Figura 7b. La correspondencia con las simulaciones también es bastante buena.

W2 captura de manera satisfactoria los perfiles de temperatura en las 4 campañas que se usaron para comparación (Figura 7c). La profundidad de la capa de mezcla es bien capturada por el modelo así como la temperatura superficial y de fondo. Se observa que en el perfil de temperatura se desarrolla un gradiente que se ubica aproximadamente entre los 25 m y 50 m de profundidad, el cual es relativamente bien capturado por el modelo, aunque las mayores diferencias entre los perfiles medidos y simulados se dan precisamente en esta zona, principalmente en las campañas de agosto y octubre.

También se aprecia una diferencia importante en la estación LM1 de la campaña de abril/12, esto probablemente esté asociado a un efecto local generado por el río La Miel, sin embargo en las otras campañas estas diferencias no son tan marcadas

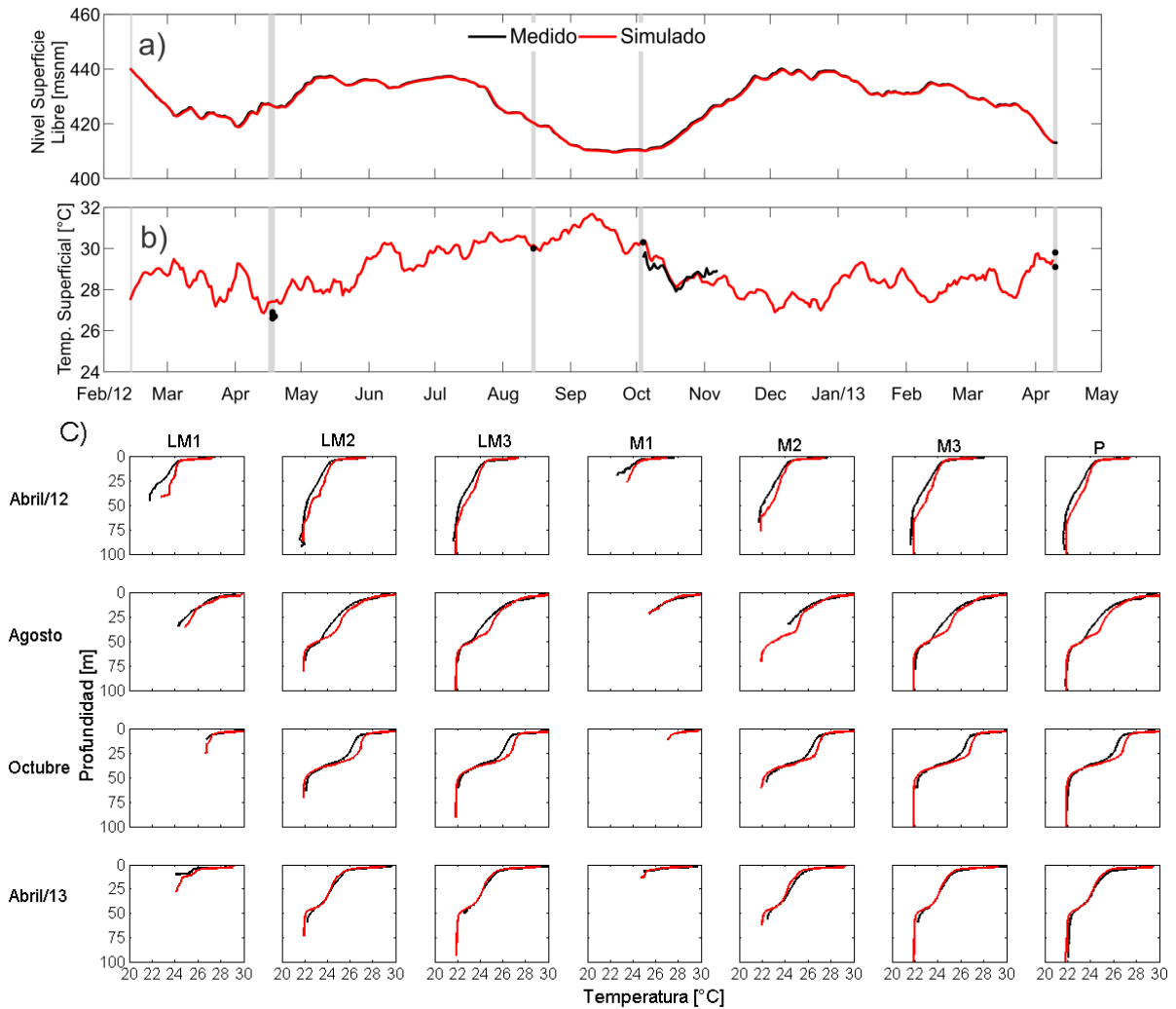


Figura 7. a) Nivel, b) temperatura superficial, c) perfiles de temperatura. Los puntos en el panel b) representan la temperatura superficial medida a las 12:00. La línea continua negra es la temperatura superficial media diaria calculada a partir de mediciones cada 15 minutos, las bandas grises verticales en los paneles a) y b) representan las campañas de medición.

Finalmente, y teniendo en cuenta que mediante la simulación se pretende representar la variación estacional del perfil de temperatura, se puede considerar que la temperatura del epilimnio y del metalimnio son adecuadamente simulados, aunque es claro que en agosto la capa de mezcla simulada es inferior a la medida.

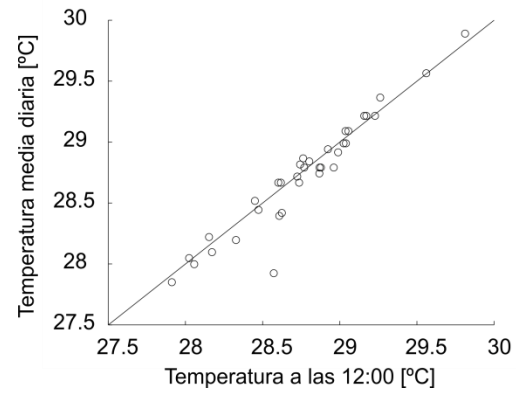


Figura 8 Relación entre temperatura superficial media diaria y temperatura a las 12:00. Basado en mediciones realizadas entre el 3 de octubre y el 8 de noviembre de 2012.

5 Corrientes de Densidad

5.1 Introducción

Los embalses construidos a partir del represamiento de uno o varios ríos a menudo se consideran sistemas con características intermedias entre un río y lago. El tiempo de residencia es uno de los parámetros que permite cuantificar este comportamiento. Embalses con tiempos de residencia altos adquieren las características propias de los lagos, en los cuales el intercambio de energía térmica y mecánica a través de la superficie es el proceso dominante para el movimiento del agua (Csanady 1975). A medida que el tiempo de residencia disminuye, la influencia del río cobra importancia y la dinámica del embalse empieza a ser cada vez más controlada por los procesos de transporte inducidos por los ríos (Carmack et al. 1986). Un adecuado entendimiento de estos procesos de transporte es un insumo para determinar las maneras de operación del embalse con el fin de regular la calidad del agua tanto embalsada como captada (Ford & Johnson 1983).

Debido a las diferencias de densidad (ya sea por variaciones en la temperatura o la concentración de sólidos disueltos o suspendidos) entre el río que ingresa y el embalse, se forma una corriente de densidad, cuyo comportamiento está gobernado por factores como la diferencia de densidad entre el río y el agua embalsada, el caudal, las características hidráulicas del río y la batimetría del embalse. Dichas corrientes de densidad se pueden clasificar en tres tipos: corrientes superficiales, corrientes de fondo y corrientes intrusivas. Una breve descripción de las características de cada una de ellas se puede encontrar en el capítulo 2 de esta tesis. Para una revisión detallada, se refiere al lector a trabajos como los de Ford & Johnson, (1983) y Alavian et al., (1992).

Las implicaciones de estas corrientes de densidad en la calidad del agua se han reportado en diversos estudios. Vidal et al., (2012) muestran la relación entre corrientes de densidad superficiales y blooms algales en el embalse de Sau (España). López et al., (2012) encontraron que aspectos hidráulicos como el tiempo de residencia controlan en gran medida la química del agua y la composición fitoplanctónica de 3 embalses Colombianos. Esto está directamente relacionado con el hecho de que los ríos transportan los nutrientes que posteriormente son aprovechados por las algas en la zona fótica (Fischer & Smith, 1983; Rueda et al., 2007; Araújo et al., 2011).

Otros aspectos que son de interés en relación con las corrientes de densidad son su influencia en la estructura térmica (e.g. Myrup et al., 1979; Townsend, 1998; Román-Botero et al., 2013), dispersión de contaminantes (Chung & Gu, 1998), efecto en la turbiedad y la atenuación de la luz (Faithful & Griffiths 2000) y la capacidad de las corrientes de aportar oxígeno a las capas profundas del embalse (Fan & Kao 2008).

En este capítulo se muestra, basados en las mediciones de campo, la influencia que ejercen las corrientes de densidad en la variación estacional de la temperatura, la turbiedad, la conductividad y el OD en el embalse Amaní, el cual tiene un tiempo de

residencia del orden de 60 días (estimado como la relación entre el volumen y el caudal de salida promedios durante el período de estudio). Además, se implementa el modelo W2 previamente calibrado para la estructura térmica, con el fin de representar la estructura vertical del OD en la campaña de abril/12 y de éste modo, aportar luces hacia el entendimiento de los procesos que dominan la distribución de OD en el embalse.

5.2 Información Utilizada

Se midieron perfiles de temperatura, turbiedad, conductividad y OD con un CTD SBE 25 siguiendo transectos longitudinales en los brazos de los ríos La Miel y Moro (Figura 9). Es importante aclarar que el CTD disponible solo permite medir hasta 100 m de profundidad, por lo que las capas más profundas del embalse no se pudieron caracterizar con este equipo.



Figura 9. Ubicación de los perfiles realizados para construir transectos longitudinales

ISAGEN suministró la información meteorológica de las estaciones El Vergel, Cañaveral, Florencia y Berlin (ver Figura 2). La radiación solar se tomó como el promedio de las 4 estaciones, mientras que la precipitación, la temperatura ambiente, la humedad relativa y la velocidad del viento se tomaron solo de la estación El Vergel. Los caudales de los ríos La Miel y Moro fueron medidos en las estaciones puente Samaná y Tarro pintado, respectivamente, los cuales son administrados también por ISAGEN. La conductividad, saturación de oxígeno disuelto, DBO_5 , concentración de nitritos, nitratos, nitrógeno amoniacal y ortofosfatos de los ríos fue caracterizada con mediciones bimestrales realizadas por el laboratorio de limnología de la Universidad Católica de Oriente, así como la concentración de OD en el embalse, el cual fue medido tomando muestras de agua con una botella Van Dorn y un multiparámetro Hach HQ40d.

Finalmente, se utilizó el modelo W2 calibrado para la estructura térmica (ver capítulo 4) con el fin de simular algunas características de las corrientes de densidad y se implementó una simulación de OD para representar su estructura vertical en la campaña de abril/12.

5.3 Resultados

5.3.1 Hidrología, Meteorología Y Estructura Térmica

En la mayoría de las variables meteorológicas se aprecian cambios de corto plazo mayores en magnitud a los asociados a la variabilidad estacional (Figura 10). La precipitación, aunque presente durante la mayor parte del tiempo, sufre una disminución considerable en los meses de junio a septiembre de 2012.

La radiación solar incidente en zonas tropicales está muy influenciada por la humedad en la atmósfera debido a las variaciones que ésta induce a la transmisividad atmosférica (Lewis 1987). Este efecto se nota claramente en la variabilidad estacional de la radiación solar incidente (Figura 10b). Entre marzo, abril y mayo de 2012, la radiación incidente es relativamente baja, a pesar de que la radiación extraterrestre muestra uno de sus máximos en este periodo. Esto está relacionado con las constantes precipitaciones y el correspondiente incremento de la nubosidad, la cual incrementa la cantidad de radiación solar reflejada y absorbida en la atmósfera (Fouquart et al. 1990). Entre junio y septiembre de 2012, las precipitaciones disminuyen (y se asume que también la nubosidad), lo cual, sumado a la mayor radiación solar extraterrestre, especialmente en septiembre, genera un aumento en la radiación solar incidente que alcanza su máximo en este mes. Después de octubre de 2012, la radiación solar incidente disminuye nuevamente alcanzando los valores más bajos del periodo estudiado.

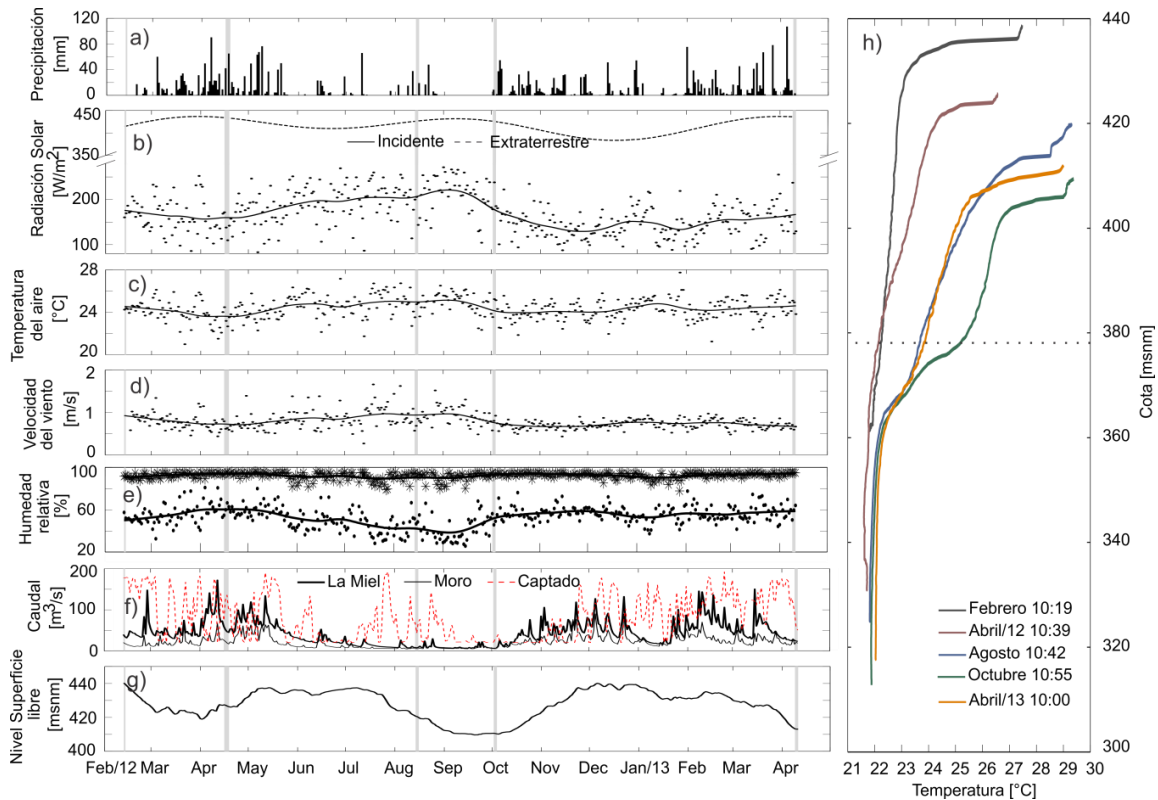


Figura 10. a) precipitación, b) radiación solar, c) Temperatura del aire, d) velocidad del viento, e) humedad relativa máxima, f) caudales, g) Nivel del embalse, h) perfiles de temperatura en la mitad de la mañana. En los paneles b), c), d) y e) los puntos son valores medios diarios y la línea continua representa una media móvil de 60 días. En el panel h) la línea punteada muestra el nivel de captación.

La temperatura del aire y la velocidad del viento tienen un patrón similar, ligado al ciclo de precipitación, con mayores valores en meses de bajas precipitaciones (junio a septiembre de 2012). Los valores máximos y mínimos diarios de la humedad relativa disminuyen en estos meses.

Los caudales muestran variaciones marcadas a lo largo del año, también en relación con la precipitación. Entre julio y octubre de 2012 se observan los menores caudales de todo el periodo de estudio. El caudal captado se ve reducido en el periodo de sequía, especialmente hacia los meses de septiembre y octubre.

La Figura 10h muestra un perfil medido de cada campaña en la zona de la presa. Todos los perfiles seleccionados fueron medidos entre las 10:00 y las 11:00 horas con el fin de reducir el efecto del ciclo diario en la temperatura y poder observar con mayor claridad la variación estacional. La temperatura superficial muestra su menor valor de 26.6 °C en el mes de abril/12 y el máximo en octubre con 29.3°C. La temperatura del fondo fue relativamente constante en todas las campañas de medición y cercana a 22°C.

El epilimnio es poco profundo en todos los perfiles, con su mayor espesor de 6.6 m en agosto, mientras que en abril/12 y abril/13 tan solo fue de 2.5 m y 2.2 m respectivamente. Estas diferencias podrían estar relacionadas con la variabilidad del viento, el cual presenta los mayores valores en agosto y los menores en abril de 2012 y 2013 (ver Figura 10d). En agosto, el epilimnio no está completamente mezclado, sino que presenta un gradiente de temperatura. Este comportamiento se observó en los tres días de medición correspondientes a esta campaña, lo que sugiere que en días previos ocurrió un evento que mezcló la columna hasta una profundidad superior a los 6 m. En días posteriores seguramente hubo una reducción en la turbulencia del epilimnio (por ejemplo, por la disminución en la velocidad del viento), por lo que la energía que ingresa al embalse a través de la superficie solo se logra difundir en una región limitada del epilimnio calentando esta zona y formando el gradiente observado. Otro aspecto que podría explicar la profundización del epilimnio hasta los 6 m es la mezcla convectiva, sin embargo, no se tiene información suficiente para evaluar la importancia relativa de ésta respecto al viento.

Entre el borde inferior del epilimnio y hasta una cota cercana a los 360 msnm se observan las mayores variaciones en los perfiles de temperatura. En el mes de febrero se presenta la temperatura más baja, con un valor promedio de 22.5°C. Posteriormente en las campañas de abril/12, agosto y octubre se aprecia un aumento progresivo de la temperatura alcanzando un valor máximo cercano a los 26°C en octubre. Posteriormente, en la campaña de abril/13 el perfil se enfría nuevamente llegando a una temperatura similar a la registrada en el mes de agosto y cercana a los 24.5°C.

Entre las cotas 360 msnm y 380 msnm se desarrolla un gradiente de temperatura que se muestra constante en su posición. Como se verá más adelante, el efecto combinado entre los ríos que ingresan al embalse y la extracción selectiva de la captación son los generadores de dicho gradiente.

El patrón mostrado por los perfiles de temperatura se muestra muy relacionado con el ciclo hidrológico de los afluentes. En febrero se inicia con el perfil más frío. En abril/12 se observa una columna de agua ligeramente más cálida. Las temperaturas más altas se ven en el mes de octubre, después de un periodo prolongado de bajo caudal. Finalmente, el

perfil de temperatura se enfría nuevamente en abril/13, después del aumento en los caudales entre noviembre de 2012 y abril de 2013. Esto muestra una tendencia clara de temperaturas más altas en el embalse en periodos de bajos caudales y temperaturas más bajas cuando el caudal aumenta.

5.3.2 Variación Espacio-Temporal de Temperatura, Turbiedad, Conductividad y OD

La variabilidad espacial y estacional de la temperatura, la turbiedad, la conductividad y el OD se ilustra a partir de los perfiles medidos a lo largo de los brazos de los ríos La Miel y Moro en las campañas de febrero y agosto de 2012 y abril de 2013 ya que con estas se puede ver claramente la transición entre periodos hidrológicos de altos y bajos caudales. Es importante aclarar que en esas tres campañas, el embalse presentó profundidades máximas de 160 m, 145 m y 137 m; sin embargo, como se aclaró antes, el CTD disponible solo permite hacer mediciones hasta 100 m de profundidad, por lo que las capas más profundas del embalse no pudieron ser medidas.

Febrero 2012

En febrero se observan las temperaturas más bajas del periodo estudiado (Figura 11). En el brazo del río La Miel se observa una delgada capa de mezcla superficial del orden de 3 m, mientras que en el brazo del río Moro no se aprecia capa de mezcla. Estas diferencias pueden deberse a que los perfiles se tomaron en horas y días diferentes. En general, las variaciones horizontales de la temperatura son bastante bajas, con isotermas casi horizontales en los dos brazos.

La turbiedad (figuras 11b y 11f) también muestra un comportamiento similar en los dos brazos. Los valores más altos se observan por debajo de los 80 m de profundidad, sin embargo, debido a la limitación que presenta el CTD, no fue posible establecer la manera en que esta señal se propagaba hacia el fondo del embalse.

La conductividad (figuras 11c y 11g) es considerablemente más alta en el brazo del río Moro, con valores que alcanzan los 80 $\mu\text{S}/\text{cm}$, mientras que en el brazo de La Miel, es inferior a 40 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Esto concuerda con el hecho de que la conductividad en el río Moro es bastante más alta que en el Río La Miel antes del embalse (Figura 12). En los dos brazos se observa una tendencia a disminuir la conductividad hacia las capas más profundas.

El OD (figuras 11d y 11h) es superior a 5 mg/L en toda la columna de agua. La mayor concentración se encuentra cerca de la superficie, con valores que alcanzan los 11 mg/L, atribuible a la actividad fotosintética del fitoplancton. Por debajo de este máximo, se aprecia un gradiente fuerte que reduce el oxígeno a un mínimo cercano a los 6 mg/L alrededor de los 11 m de profundidad, y por debajo de éste, nuevamente se registra un aumento que mantiene el oxígeno en niveles de entre 6 mg/L y 8 mg/L. Debido a que a estas profundidades no hay actividad fotosintética por la ausencia de luz, la única fuente de oxígeno sería el que aportan las corrientes de densidad de los afluentes. Las concentraciones de oxígeno en los dos brazos son relativamente similares.

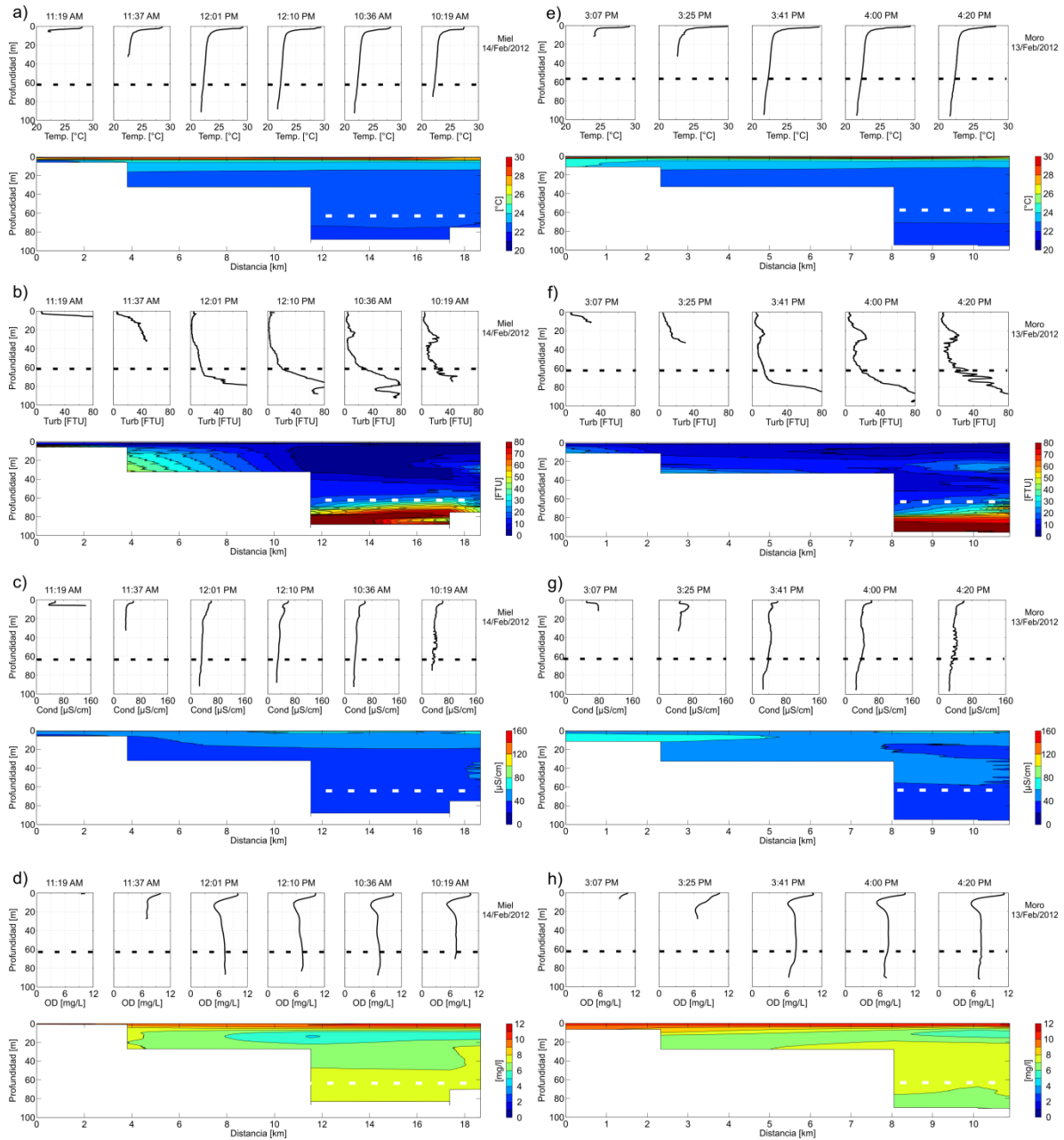


Figura 11. Transectos longitudinales de a) temperatura, b) turbiedad, c) conductividad y d) OD en febrero a lo largo del brazo del río La Miel. e), f), g) y h): igual para el brazo del río Moro. Las líneas punteadas negras en los perfiles y blancas en las interpolaciones representan el nivel de captación.

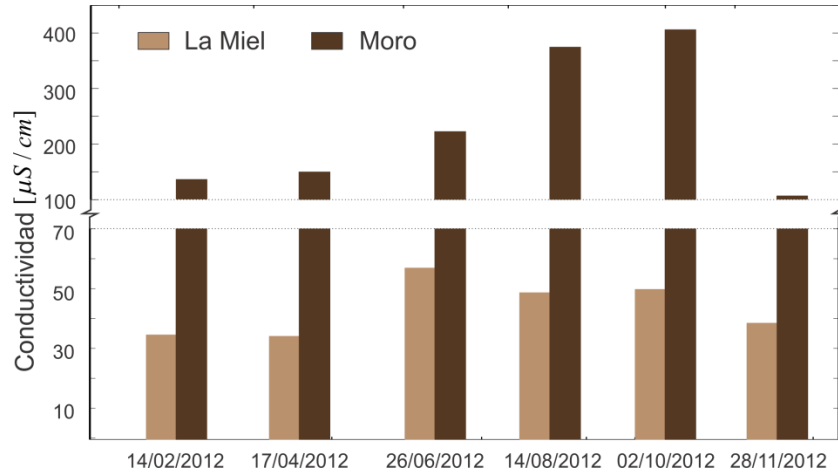


Figura 12. Conductividad en los ríos La Miel y Moro antes del embalse. Notar el cambio de escala en el eje vertical

Agosto 2012

Para esta época la temperatura (figuras 13a y 13e) de la columna de agua aumentó. Especialmente entre la superficie y la captación y se ha formado el gradiente de temperatura cerca al nivel de la captación. No hay variaciones importantes de la temperatura entre los dos brazos y las isotermas son horizontales.

La turbiedad en todo el embalse (figuras 13b y 13f) es más baja que en febrero, lo cual se relaciona con la disminución en los caudales afluentes. Sin embargo se pueden apreciar dos señales importantes. La primera se observa alrededor de los 60 m de profundidad (cerca al nivel de la captación), la cual se presenta en los dos brazos al mismo nivel. La segunda se observa en la primera mitad de los dos brazos, alrededor de los 15 m de profundidad. Éstas pueden deberse a corrientes de densidad producto de crecientes registradas 11 días antes de la campaña de medición en los dos ríos, ya que la señal de turbiedad se observa desde la entrada de los ríos.

La conductividad (figuras 13c y 13g) aumentó de manera considerable, en especial en el brazo del río Moro, donde se alcanzan valores cercanos a los 160 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Esto es consecuencia del aumento que se da en la conductividad de este río en los meses de bajos caudales. La mayor conductividad se concentra principalmente en los primeros 40 m de profundidad, entre la superficie y el gradiente generado por la captación. La señal alcanza la zona de la presa e inclusive se extiende hacia el brazo del río La Miel, en el cual la conductividad es considerablemente menor. La señal de turbiedad en el río La Miel, sugiere que el río se intruye cerca de los 15 m de profundidad y probablemente las dos corrientes de densidad interactúan cerca de la presa. En el brazo del río Moro, a unos 9 km de la entrada del río, se observa un gradiente horizontal entre los 20 y 40 m de profundidad que puede ser consecuencia de la interacción de las dos corrientes.

El perfil de OD (figuras 13d y 13h) mantiene una forma relativamente similar a la registrada en febrero, con las mayores concentraciones en la zona de producción fotosintética y una reducción fuerte por debajo de ésta. Sin embargo, contrario a lo que ocurre en febrero, cuando el hipolimnio tenía concentraciones de hasta 8 mg/L, en agosto la concentración de OD es inferior a 4 mg/L, sin embargo, se gradientes horizontales importantes, con concentraciones ligeramente más altas en la zona cercana a la

captación. Estas diferencias pueden estar asociadas a diferentes tasas de consumo de OD.

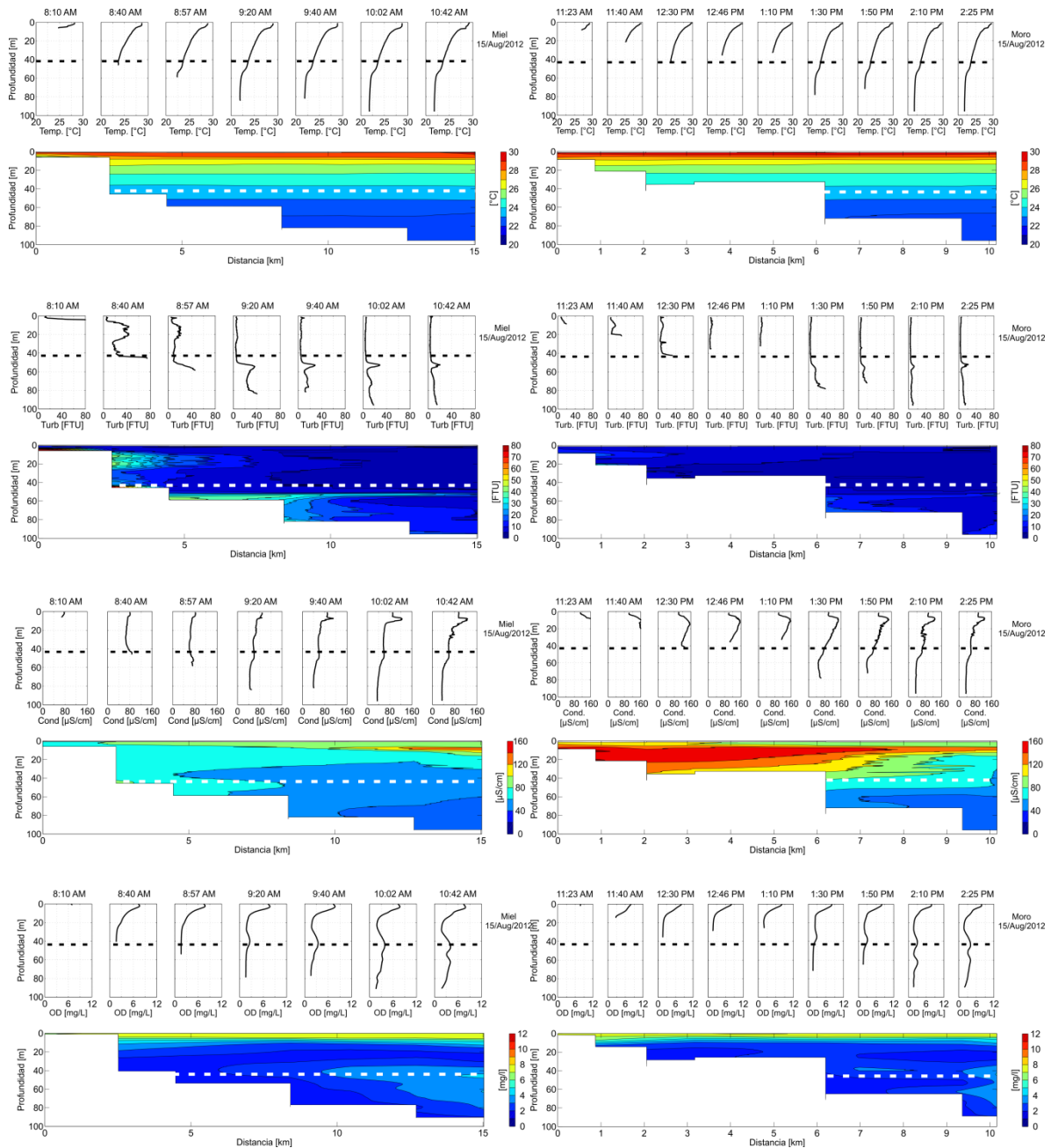


Figura 13. Transectos longitudinales de a) temperatura, b) turbiedad, c) conductividad y d) OD en agosto a lo largo del brazo del río La Miel. e), f), g) y h): igual para el brazo del río Moro. Las líneas punteadas negras en los perfiles y blancas en las interpolaciones representan el nivel de captación.

Abril 2013

El perfil de temperatura en el mes de abril de 2013 (figuras 14a y 14e) es relativamente similar al registrado en agosto de 2012 y nuevamente se ve un perfil que es uniforme en todo el embalse, con isotermas relativamente horizontales en los dos brazos.

La turbiedad (figuras 14b y 14f) aumenta en los dos brazos debido al incremento en las precipitaciones y el caudal afluente de los meses previos. Tanto en el río La Miel como en el río Moro se ven señales de turbiedad en los primeros 40 m de profundidad cuyas características sugieren que se trata de corrientes de densidad de cada río. En las capas más profundas del embalse también se observa un aumento en la turbiedad, pero debido a la limitación de profundidad que presenta el CTD es difícil establecer sus causas.

La disminución en la conductividad (figuras 14c y 14g) de los ríos genera también una disminución en la conductividad del agua embalsada. El río Moro nuevamente muestra conductividades más altas, las cuales se encuentran entre 40 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$, mientras que en el brazo del río La Miel, ésta es predominantemente inferior a 60 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

La concentración de OD (figuras 14d y 14h), la cual es superior a 4 mg/L en la mayor parte de la columna de agua, muestra una recuperación significativa respecto a la observada en el mes de agosto de 2012.

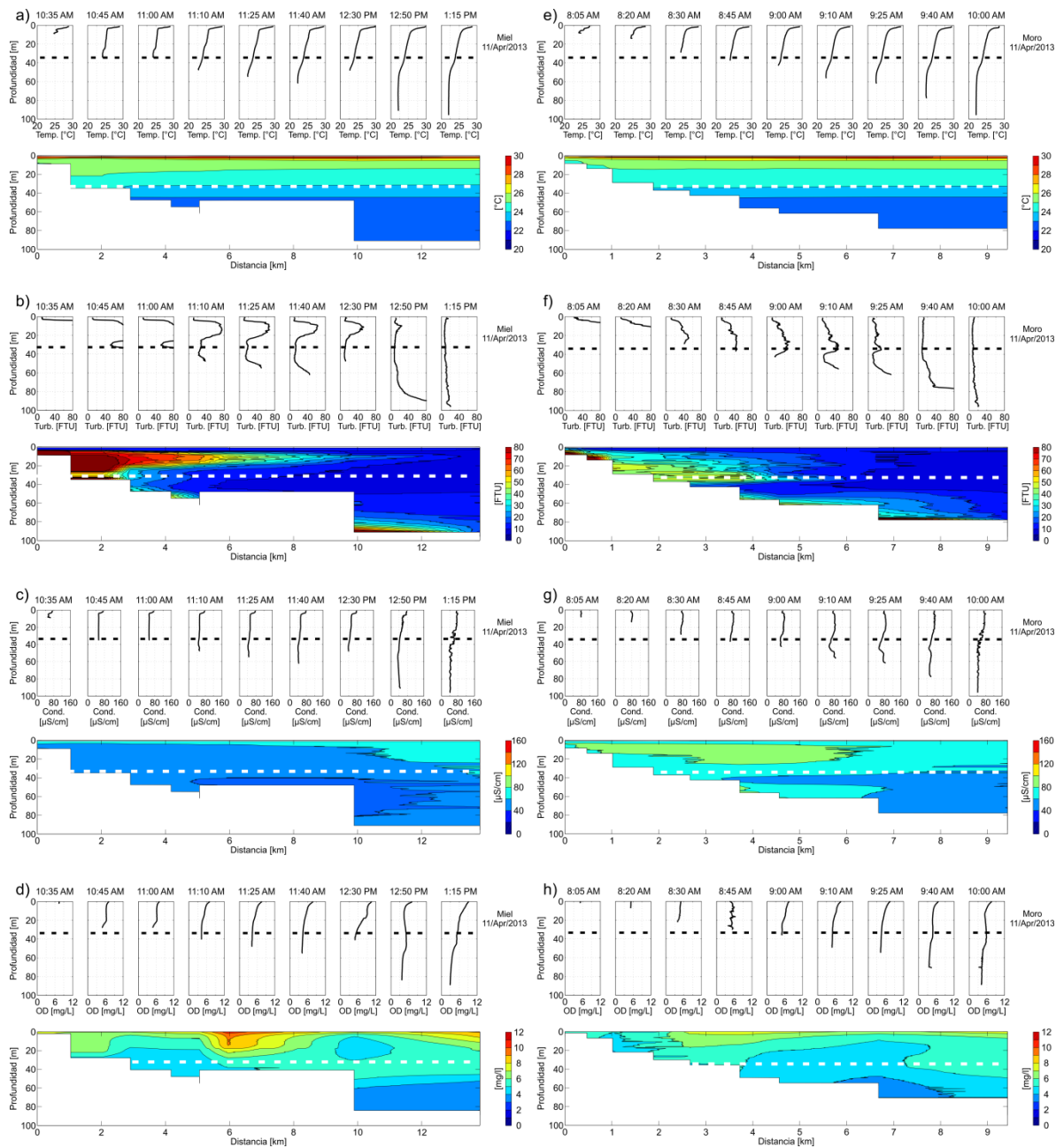


Figura 14. Transectos longitudinales de a) temperatura, b) turbiedad, c) conductividad y d) oxígeno disuelto en abril/13 a lo largo del brazo del río La Miel. e), f), g) y h): igual para el brazo del río Moro. Las líneas punteadas negras en los perfiles y blancas en las interpolaciones representan el nivel de captación.

La Figura 15 muestra el OD medido 3 metros por encima del fondo en la zona más profunda del embalse (cerca de la presa) mediante la toma de muestras con una botella Van Dorn. La concentración de OD inicia en febrero con 6 mg/L y decae progresivamente hasta octubre donde llega a 0.8 mg/L. Posteriormente, en noviembre, aumenta a 2.9 mg/L. Debido a la profundidad a la que se encuentra esta capa, solo el aporte de los ríos puede explicar el aumento, el cual se da justo con el inicio del periodo de lluvias y

consiguiente aumento en el caudal que se presenta desde octubre. Éste es un indicio claro de que los ríos tienen la capacidad de renovar y oxigenar el agua, inclusive las de capas más profundas del embalse.

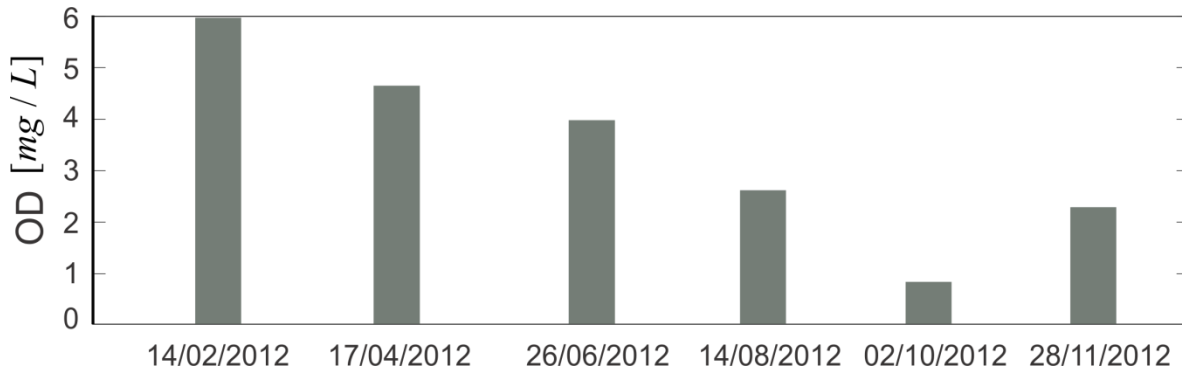


Figura 15. Concentración de oxígeno disuelto tres metros antes del fondo del embalse en la zona más profunda.

5.3.3 Hidrodinámica Dominada Por Las Corrientes De Densidad

La estructura vertical de temperatura, turbiedad, conductividad y OD en el embalse evoluciona de acuerdo al periodo hidrológico y a los procesos de transporte inducidos por los ríos. En épocas de alta precipitación, aumentan los caudales afluentes, lo cual viene acompañado de una reducción en su temperatura, con el correspondiente aumento de densidad. Esto permite que se establezcan corrientes de fondo hasta la presa, las cuales renuevan el agua del embalse. El aumento en la turbiedad se puede asociar a la mayor carga de sedimentos que se espera debido a las crecientes. La conductividad de los ríos disminuye y esto se manifiesta en una disminución de la conductividad del embalse. Finalmente, el ingreso de ríos saturados de OD, permite que se establezca una columna con buena oxigenación.

En periodos de estiaje, aumenta la temperatura del río y disminuye su densidad, lo que genera corrientes intrusivas que se alojan en capas superiores del hipolimnio. Esto, sumado a la extracción selectiva por parte de la captación, forma un gradiente de temperatura alrededor de la cota 370 msnm (correspondiente a una profundidad de entre 40 m y 70 m en el periodo estudiado). Dicho gradiente genera una barrera que dificulta la renovación del agua subyacente. El aumento en la conductividad, especialmente en el río Moro, se manifiesta claramente desde la termoclina hasta el gradiente antes mencionado, aunque el mayor aumento se da alrededor de los 10 m de profundidad, lo que sugiere que ésta puede ser la capa en la que con mayor frecuencia se intruye el río. La turbiedad en el brazo del río La Miel muestra que este río se aloja, al igual que el río Moro, cerca de los 10 m de profundidad. Por otro lado, el aumento en el tiempo de residencia del agua hace que se consuma el oxígeno, lo que lleva al embalse a condiciones hipóxicas.

Lo anterior permite esquematizar el embalse en un sistema de tres compartimientos: 1) el epilimnio; 2) el hipolimnio superior y 3) el hipolimnio inferior. Estos están divididos por los dos gradientes de temperatura que se forman en el perfil. (Figura 16). Ésta división es más clara en periodos de bajo caudal. En época de crecientes el gradiente de temperatura generado por la captación se puede desvanecer, uniendo los compartimientos 2 y 3.

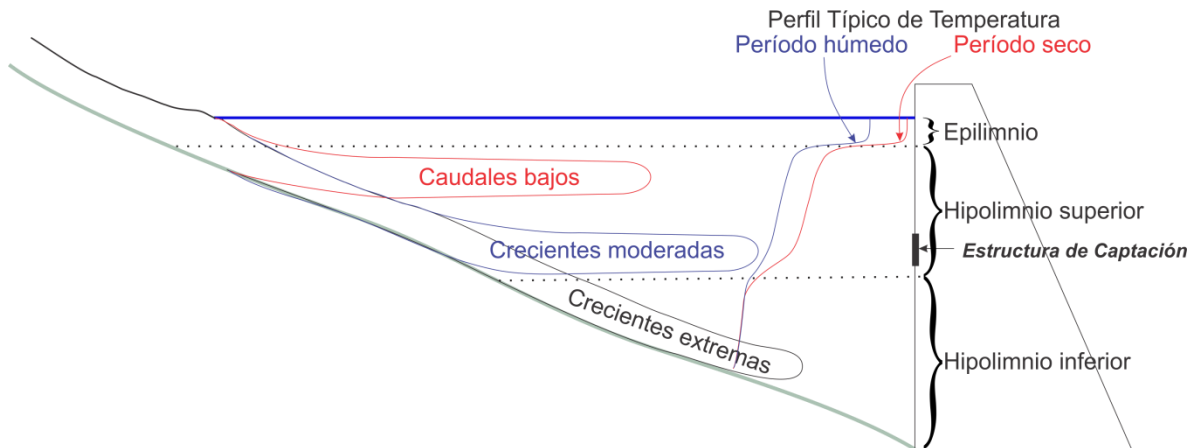


Figura 16. Esquema del comportamiento típico de las corrientes de densidad y estructura térmica

El epilimnio tiene un espesor que varía aproximadamente entre 2 m y 6.5 m (basados en el periodo estudiado). La dinámica de esta capa está gobernada principalmente por el intercambio de energía con la atmósfera. El aumento de la velocidad del viento entre julio y septiembre es, probablemente, el factor más importante que profundiza el epilimnio en los meses de agosto y octubre, sin embargo la mezcla convectiva también puede tener un efecto importante. La temperatura de esta capa es mayor en agosto y octubre, en concordancia con el aumento en la radiación solar y la temperatura ambiente.

La segunda capa es el hipolimnio superior, la cual va desde la frontera inferior del epilimnio hasta el gradiente de temperatura que se forma alrededor de los 370 msnm, cerca de la captación. En esta capa es donde se intruyen, con mayor frecuencia, las corrientes de densidad de los ríos La Miel y Moro, especialmente en periodos de estiaje, cuando ingresan con temperaturas más altas. En consecuencia, esta zona aumenta su temperatura respecto al hipolimnio inferior, lo que acrecienta la diferencia de densidad y por lo tanto la división entre estos dos compartimientos. En época de bajos caudales, aumenta la conductividad del río Moro y por lo tanto, también lo hace el hipolimnio superior especialmente en el brazo del mismo río. Sin embargo su efecto se alcanza a notar en un tramo del brazo del río La Miel cercano a la presa. Debido a que constantemente está ingresando agua de los ríos y saliendo por la captación, se esperaría que el tiempo de residencia de este compartimiento sea inferior a las demás zonas del embalse. En época húmeda los afluentes reducen su temperatura, por lo que las corrientes de densidad se intruyen en capas más profundas. Según la temperatura, la corriente puede intruirse en la zona baja del hipolimnio superior o atravesar el gradiente de temperatura cercano a la captación e intruirse en el hipolimnio inferior.

El compartimiento más profundo es el hipolimnio inferior. Este se encuentra relativamente aislado producto del gradiente de temperatura generado por la captación. El agua en este compartimiento solo es renovada en periodos de caudales altos, ya que la disminución de la temperatura de los ríos reduce la temperatura del hipolimnio superior y por lo tanto, se reduce el gradiente de temperatura. Esto hace más débil la división entre los dos compartimientos y permite que ciertas crecientes lleguen más fácilmente a las capas más profundas del embalse.

En las Figuras Figura 17, Figura 18 y Figura 19 se muestran tres casos típicos del comportamiento de las corrientes de densidad utilizando un trazador conservativo y de boyancia neutra en el modelo W2. Cada una de estas figuras tiene cuatro vistas que corresponden a dos instantes diferentes de la simulación. Las 2 vistas superiores denominadas a) y c) corresponden a un estadio temprano de la corriente de densidad. En la vista a) se muestra la posición de la corriente mediante la inyección de un trazador 1 que entra con el río. En la vista c) se puede identificar el hipolimnio superior e inferior, lo cual se logra asignando cierta concentración inicial de un trazador 2 en el hipolimnio superior y dejando en cero la concentración de este trazador en el hipolimnio inferior. De este modo se podrá ver cuando el agua del hipolimnio superior se mezcla con el agua del hipolimnio inferior. Las vistas b) y d) son análogas a las a) y c), pero para un estadio más avanzado de la corriente de densidad

El primer caso corresponde a una creciente de $26 \text{ m}^3/\text{s}$ registrada el 5 de agosto de 2012, 11 días antes de la campaña de agosto y cuya señal se capturó con los perfiles de turbiedad (ver Figura 13). La simulación sugiere que la corriente de densidad se intruye alrededor de los 15 m de profundidad, lo cual concuerda con los perfiles de turbiedad medidos en agosto (Figura 13, Figura 17a y Figura 17b) y continúa su recorrido horizontalmente sin alterar la división entre el hipolimnio superior e inferior mostrada en las Figuras Figura 17c y Figura 17d

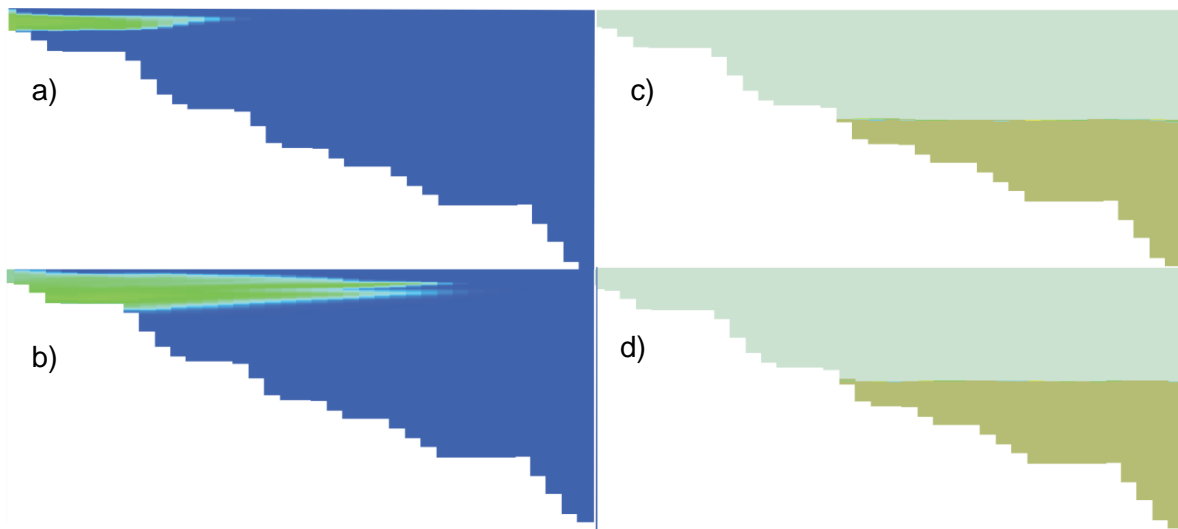


Figura 17. Simulación de una creciente de $26 \text{ m}^3/\text{s}$ en el río La Miel. a) y b) muestra la progresión de la corriente de densidad. c) y d) muestra la correspondiente división entre el hipolimnio superior e inferior.

El segundo caso corresponde a una creciente de $132 \text{ m}^3/\text{s}$ registrada el 23 de diciembre de 2012. Esta creciente ingresa como una corriente de fondo (Figura 18a) y una vez alcanza el gradiente de temperatura que divide el hipolimnio superior e inferior, se convierte en una corriente intrusiva (Figura 18b). Sin embargo, el momentum de la corriente logra inclinar el agua del hipolimnio inferior (Figura 18d). Se espera que una vez que la creciente cese, el sistema intentará volver a su estado de equilibrio mostrado en la Figura 18c. Sin embargo, las fuerzas inerciales pueden generar una onda interna que active procesos de mezcla entre las dos capas. Debido a la ausencia de información para corroborar este fenómeno, al momento es solo especulativo y basado en las predicciones hechas por el modelo, sin embargo, este tipo de fenómenos ya había sido sugerido por

Vidal, (2007) para el embalse de Sau (España). En el embalse Amaní se requieren mediciones que permitan comprobar este fenómeno y cuantificar la mezcla que podría surgir de él.

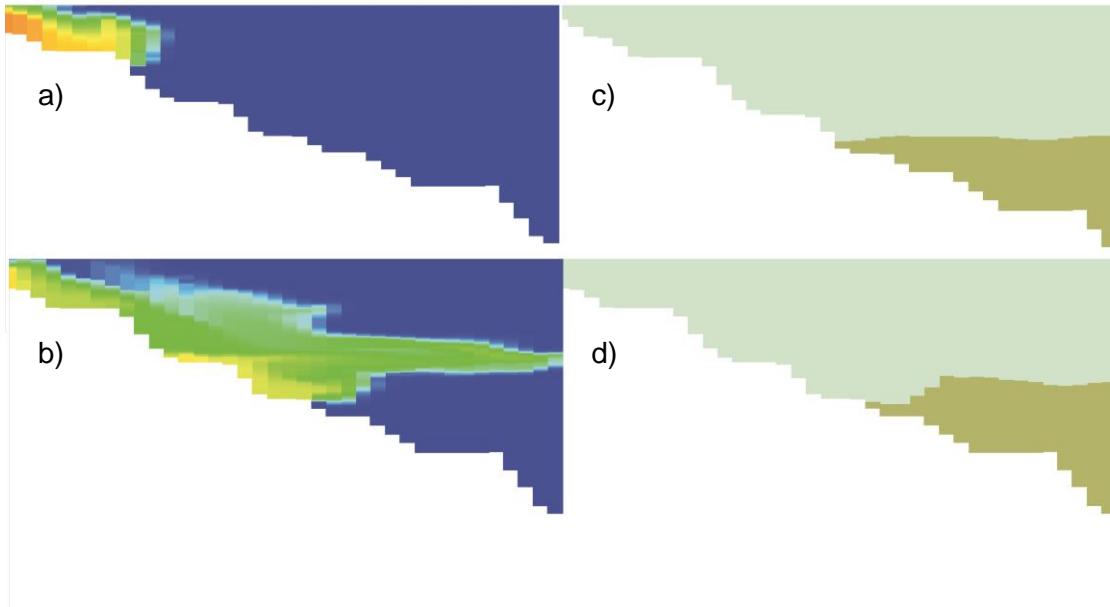


Figura 18. Simulación de una creciente de 132 m³/s en el río La Miel. a) y b) muestra la progresión de la corriente de densidad. c) y d) muestra la correspondiente división entre el hipolimnio superior e inferior.

Finalmente se tiene el caso de una creciente de 150 m³/s registrada el 15 de marzo de 2013 (Figura 19). Al igual que la anterior, esta creciente ingresa como una corriente de fondo. Una vez que alcanza el gradiente de temperatura que divide el hipolimnio superior e inferior, la corriente se divide en dos, una parte se intruye horizontalmente sobre este gradiente y viaja hasta la captación y la otra continúa como corriente de fondo, superando la división entre el hipolimnio superior e inferior (Figura 19) y renovando el agua de la parte más profunda del embalse. Esta división de la corriente de densidad ya ha sido observado previamente (Cesare et al. 2006) y fue estudiado en detalle mediante el uso de trazadores en el lago Béznar por Cortés et al. (2014). Se da debido a que el gradiente de densidad favorece que haya una fracción importante de agua en la interface de la corriente de densidad con características intermedias entre la corriente y el agua embalsada, lo que facilita que una porción importante de ésta alcance una condición de boyancia neutra y se separe de la corriente de fondo.

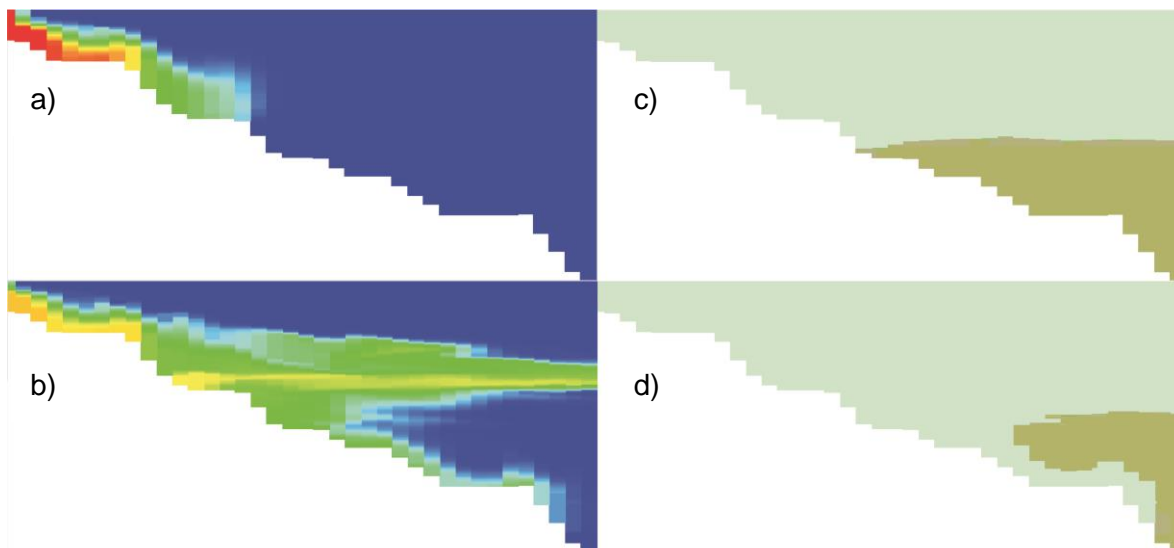


Figura 19. Simulación de una creciente de $150 \text{ m}^3/\text{s}$ en el río La Miel. a) y b) muestra la progresión de la corriente de densidad. c) y d) muestra la correspondiente división entre el hipolimnion superior e inferior.

5.3.4 Simulación de Oxígeno Disuelto

Debido a que el OD es uno de los parámetros más importantes para evaluar la calidad del agua en embalses, se decidió utilizar el modelo W2 para simular su comportamiento, permitiendo estudiar con más detalle los procesos que gobiernan su dinámica y evaluar planes de manejo con el fin de conservar la calidad del agua en el embalse. La simulación se realizó en el periodo comprendido entre la campaña de febrero/12 y abril/12, iniciando con las condiciones medidas en la primera campaña y terminando en la segunda, para comparar los perfiles de OD medidos en abril/12 con los correspondientes resultados de la simulación.

Existen diversos procesos físicos, químicos y biológicos que afectan la concentración de oxígeno disuelto en un embalse, y es recomendable tener conocimiento previo de los procesos dominantes, con el fin de verificar que éstos están siendo representados adecuadamente por el modelo y lograr una calibración adecuada. Para el embalse Amani, aún hay gran incertidumbre en este aspecto, por lo que la simulación será usada como una herramienta que permita evaluar los procesos que se consideran más importantes y a partir de estos resultados enfocar futuros estudios para ahondar en el conocimiento de los factores que dominan su producción y consumo en el embalse. A continuación se describen los procesos incluidos en la simulación:

- *Reaireación*: Corresponde al proceso de transferencia de oxígeno a través de la superficie, el cual es proporcional al déficit de oxígeno superficial y la tasa de transferencia se ve favorecida por el viento y la turbulencia superficial.
- *Algas*: Se incluyó un grupo de fitoplancton genérico que represente la producción de oxígeno por fotosíntesis en la zona fótica y consumo por respiración. Además ésta es una fuente de materia orgánica autóctona, la cual contribuye al consumo de oxígeno. W2 simula las algas como concentración de biomasa. Debido a que no se cuenta con mediciones de biomasa en el embalse, se supuso una concentración inicial, a partir de la cual el modelo calcula su variación en función

de los procesos de transporte y de la disponibilidad de nutrientes y luz, teniendo en cuenta las tasas de reacción, respiración, excreción, mortandad y sedimentación las cuales son definidas por el usuario. Se utilizaron los valores por defecto de las diferentes tasas de reacción y parámetros relacionados con la dinámica del fitoplancton, excepto la tasa de crecimiento, cuyo valor por defecto es 2 día^{-1} y fue modificada a 1 día^{-1} para reducir la producción de oxígeno en el epilimnio, la cual excedía considerablemente los valores medidos.

- *Materia orgánica*: La muerte y excreción de las algas generan materia orgánica que al descomponerse consumen oxígeno, por lo que al incluirla en la simulación se estaría considerando una fuente de materia orgánica autóctona en el embalse. Por lo anterior, el aporte de esta por parte de los ríos se tomará igual a cero.
- *Demanda Bioquímica de oxígeno carbonácea (DBOC)*: Mediante la inclusión de la DBOC se podrá incluir la carga de materia orgánica alóctona que transportan los ríos hacia el embalse. Mediante esta variable se puede hacer distinción entre la demanda de oxígeno producto de los afluentes y la que se genera directamente en el embalse.
- *Nutrientes*: La inclusión de ortofosfatos, nitritos+nitratos y nitrógeno amoniacal es necesaria debido a que estos compuestos son necesarios para el fitoplancton. Adicionalmente, el proceso de nitrificación, por el cual el amonio se transforma en nitratos, consume oxígeno. La concentración de nutrientes en los ríos se incluyó interpolando linealmente las concentraciones medidas en las campañas de febrero/12 y abril/12

En la Tabla 2 se resumen las condiciones iniciales, forzantes y parámetros de calibración relevantes para la calibración de la simulación de OD.

Tabla 2. Condiciones iniciales, Forzantes y Parámetros de calibración relevantes para la simulación de OD

CONDICIONES INICIALES	
OXÍGENO DISUELTO	Perfil medido en la campaña 1
FORZANTES	
CONSTITUYENTES	
OD	Mediciones bimestrales
Nitrógeno Amoniacal (NH_4)	Mediciones bimestrales
Nitritos + Nitratos ($\text{NO}_2 + \text{NO}_3$)	Mediciones bimestrales
Ortofosfatos (PO_4)	Mediciones bimestrales
DBO	Mediciones bimestrales
PARÁMETROS DE CALIBRACIÓN	
TASAS ALGALES	
Tasa de crecimiento	$1,00 \text{ día}^{-1}$
Tasa de respiración	$0,04 \text{ día}^{-1}$
Tasa de excreción	$0,04 \text{ día}^{-1}$
Tasa de mortandad	$0,10 \text{ día}^{-1}$
Tasa de sedimentación	$0,10 \text{ día}^{-1}$

Para comparar los resultados de la simulación con las mediciones, se escogieron 5 estaciones para evaluar el comportamiento del modelo, estaciones ubicadas en las zonas cercanas a la entrada de los ríos La Miel y Moro, la zona media de estos dos brazos y la zona cercana a la presa (Figura 20).

Todas las muestras de agua tomadas en los ríos La Miel y Moro antes del embalse mostraron que la DBO siempre era inferior al límite de detección de 3.04 mg/L, por lo que en la simulación se incluyeron cargas de DBOC de 1.5 mg/L en los tres afluentes.

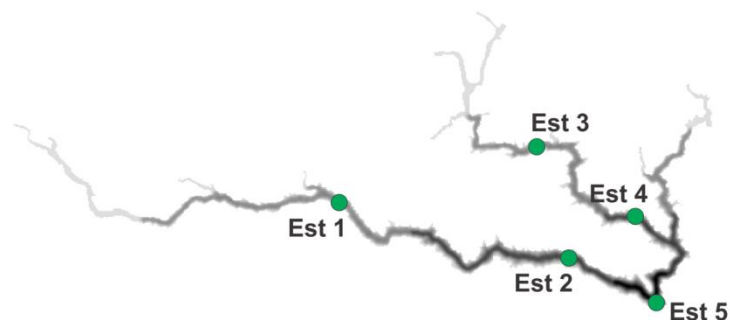


Figura 20. Estaciones de comparación para la simulación de OD.

El modelo captura adecuadamente la concentración de OD en la superficie del embalse (Figura 21), la cual está controlada principalmente por la actividad biológica del fitoplancton y la reaireación atmosférica. Cerca de los 2 m de profundidad se observa un gradiente que disminuye la concentración de oxígeno, éste también es capturado adecuadamente por el modelo. Sin embargo, el mínimo de oxígeno que se da entre los 6 m y 8 m de profundidad solo es capturado de manera aproximada en las estaciones Est. 1 (cerca del ingreso del río La Miel) y Est. 3 (cerca del ingreso del río Moro). En las estaciones ubicadas en la zona media de los dos brazos, el modelo no captura el mínimo de OD, sino que mantiene una concentración relativamente constante hasta cerca de 60 m de profundidad, mientras que las mediciones muestran que esta concentración solo se da aproximadamente desde los 30 m de profundidad.

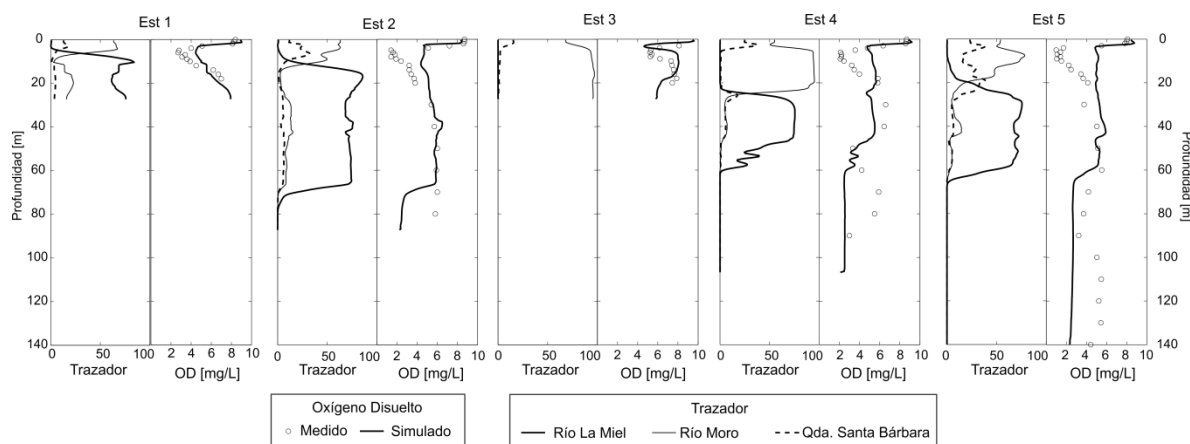


Figura 21. Oxígeno disuelto medido y simulado y concentración de trazadores conservativos en las 5 estaciones de comparación para el 19 de abril de 2012

El mínimo de oxígeno metalimnético que se observa en las mediciones ha sido reportado en diversos estudios y han sido varias las causas a las que se atribuye este comportamiento. Williams (2007) hace un recuento de algunos de los estudios realizados, en los que se atribuye este mínimo de oxígeno tanto a procesos de respiración del plancton (Shapiro 1960; Schram & Marzolf 1994), como a corrientes intrusivas (Bolke 1979). Con el fin de evaluar mediante el modelo W2 las posibles causas de este

comportamiento en el embalse Amaní, se hizo un análisis de sensibilidad a parámetros relacionados con la actividad fotosintética como la tasa de respiración, tasa de crecimiento y tasa de mortandad. Sin embargo, mediante ninguna de estas variables se logra reproducir éste mínimo de oxígeno.

Para evaluar el efecto que pueden tener las corrientes de densidad, se incluyeron trazadores conservativos en los tres afluentes (río La Miel, río Moro y la quebrada Santa Bárbara). Se encontró que la profundidad de intrusión del río Moro en el modelo coincide con la ubicación del mínimo de OD metalimnético (Figura 21). En Est. 4 (zona media del río Moro) y Est. 5 (presa) se ve el trazador del río Moro aproximadamente entre 2 m y 20 m de profundidad, que es justamente la capa en la que las mediciones muestran el mínimo de OD. El trazador del río La Miel se observa bajo el del río Moro, en una zona en la que las concentraciones de OD simulado y medido son relativamente similares. El trazador del río Moro se alcanza a notar inclusive en Est. 1 y Est. 2 (brazo del río La Miel). Estos resultados sugieren que el río Moro aporta constantemente oxígeno en la zona en que debería formarse el mínimo de OD metalimnético.

Por otro lado, el modelo muestra que hay cierta interacción entre las corrientes de densidad de los ríos La Miel y Moro ya que se ubican justo una sobre otra, aunque la mezcla entre ellos es limitada. La simulación sugiere que la corriente de densidad del río La Miel restringe la extensión vertical de la del río Moro, ya que esta última se va limitando a capas más superficiales a medida que avanza por Est. 4 (zona media del río Moro), Est. 5 (presa) y Est. 2 (zona media del río La Miel). Éste comportamiento es acorde con lo que se observa en los transectos de conductividad de agosto (Figura 13), en donde se observa la señal de conductividad del río Moro justo encima de la que podría ser la profundidad de intrusión del río La Miel.

Según los resultados del modelo, una posible explicación al mínimo de OD metalimnético es el consumo por degradación de materia orgánica proveniente del río Moro. Para evaluar esto, se aumentó la DBOC del río Moro a un valor constante de 3 mg/L que corresponde al límite máximo que podría tener el río basado en las mediciones realizadas. Con este cambio, los resultados mejoran considerablemente en casi todas las estaciones (Figura 22). Sin embargo, en Est. 3, el mínimo de OD simulado es menor que el medido, mientras que en las otras estaciones es ligeramente mayor.

Por debajo de los 60 m de profundidad, el modelo muestra concentraciones cercanas a 2 mg/L, muy inferiores a las mediciones. Esto se debe a que, según el modelo, en esta zona no alcanzan a intruirse las corrientes de densidad (ver Figura 21), por lo que no hay fuentes de oxígeno. La condición inicial usada en la simulación, correspondiente al mes de febrero tenía concentraciones cercanas a 6 mg/L en esta zona (ver Figura 11). Las diferencias entre la simulación y las mediciones podrían ser explicadas por dos razones: 1) en el embalse si da un aporte de oxígeno al hipolimnio inferior que no está siendo reproducido en la simulación, ó 2) hay procesos de consumo en el modelo (nitrificación, descomposición de materia orgánica producto de la muerte de algas, etc.) que exceden el consumo real que se da en el embalse. En este caso, no se cuenta con la información necesaria para evaluar estas dos alternativas.

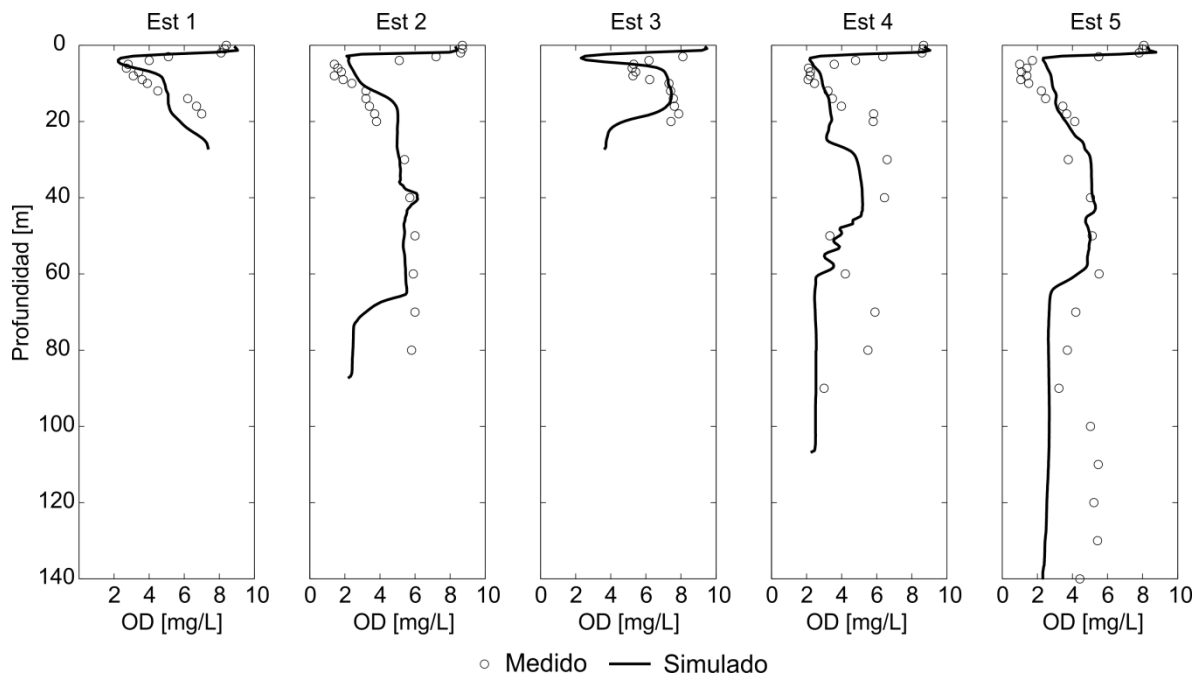


Figura 22. Oxígeno disuelto medido y simulado

5.4 Resumen Y Discusión

VARIABLES como la radiación solar, la temperatura del aire, la humedad relativa y la velocidad del viento mostraron mayor variabilidad entre días consecutivos que a nivel estacional, aunque se logra apreciar un ligero aumento en los valores medios de temperatura del aire y en la velocidad del viento, así como una reducción de la humedad relativa durante los periodos de bajas precipitaciones. La velocidad del viento se mostró relativamente baja debido a la protección que ejercen las montañas aledañas al embalse, lo que se ve reflejado en la poca profundidad del epilimnio durante todas las campañas de medición.

Contrario a lo que ocurre en zonas templadas o en los límites del trópico, donde el ciclo anual de radiación solar incidente está determinado principalmente por la migración latitudinal del sol, en el trópico bajo otros fenómenos, climáticos en su mayoría, como la nubosidad tienen un gran efecto en la radiación que incide sobre la superficie terrestre. A pesar de que sobre el embalse Amaní ocurren dos picos de radiación extraterrestre en el año, el primero en abril y el segundo en septiembre, en uno de ellos (el de abril) se observaron bajos valores de radiación solar incidente, producto la alta nubosidad.

Los perfiles medidos de temperatura mostraron que la estructura térmica del embalse sigue un comportamiento ligado a la hidrología, con mayores temperaturas en la columna de agua en los meses de bajos caudales y temperaturas más bajas cuando el caudal afluente aumenta.

La estructura vertical de temperatura, turbiedad, conductividad y OD en el embalse Amaní está dominada fuertemente por los ríos La Miel y Moro, principales afluentes del embalse, y su variación estacional está ligada al periodo hidrológico. Los periodos de mayor precipitación y caudal afluente, con la consecuente reducción en la temperatura del río,

generan una columna de agua con temperaturas más bajas y uniformes. Lo anterior permite que las corrientes de densidad viajen por el fondo y se intruyan en capas más profundas renovando la mayor parte de la columna de agua. Como consecuencia de esto, se reduce la conductividad del embalse y aumenta la concentración de OD.

En periodos de estiaje, los afluentes aumentan su temperatura, por lo que la intrusión de los ríos se da en capas más superficiales, siempre sobre la captación, por lo que la temperatura del hipolimnio superior aumenta, mientras que las capas de agua subyacente a la zona de extracción selectiva permanecen con temperatura constante, debido a esto se forma un gradiente de temperatura que inhibe el transporte hacia la zona más profundas del embalse. Debido a que se reduce el aporte de oxígeno al embalse (por la disminución en el caudal), y aumentan los tiempos de residencia, la concentración de este gas se ve considerablemente disminuida en toda la columna de agua. Sin embargo, las mediciones muestran que una vez establecido el periodo de lluvias, se presentan crecientes que generan corrientes de fondo que oxigenan toda la columna de agua.

El modelo W2 sugiere que la interacción entre las corrientes de fondo y el gradiente de temperatura inducido por la captación puede provocar ondas internas, las cuales eventualmente podrían contribuir al intercambio vertical entre los dos compartimientos en que se divide el hipolimnio. Este fenómeno debe ser investigado en detalle para evaluar la intensidad de la mezcla que se puede producir, además el cambio brusco de densidad entre el hipolimnio superior e inferior puede provocar que se dividan las corrientes de fondo, formando una intrusión que viajaría directamente hacia la captación y otra corriente que seguiría su recorrido por el fondo del embalse para alojarse en el hipolimnio inferior.

Los perfiles de OD medidos en abril/12 muestran un mínimo alrededor de los 7 m de profundidad, el cual se da en los dos brazos del embalse coincidiendo con la profundidad a la que se intruye el río Moro en el modelo, por lo que este mínimo puede estar relacionado con la descomposición de materia orgánica que transporta el río. Además, el modelo sugiere que esta intrusión está influenciada por la interacción de las corrientes de los dos ríos, interacción que también parece observarse en los transectos de conductividad de agosto (Figura 13c), donde se observa una señal de conductividad del río Moro en el brazo del río La Miel justo sobre profundidad de intrusión del río La Miel, la cual se puede observar en el transecto de turbiedad (Figura 13b). La interacción entre diferentes corrientes es un proceso que aún requiere investigación fundamentada en datos de campo ya que al momento, son escasos los estudios que abordan este tema (Marti et al. 2011).

6 Balance de Energía y Variación de la Temperatura Media

6.1 Introducción

La temperatura dentro de un embalse es resultado de los diferentes flujos de calor que experimenta el cuerpo de agua con su entorno, los cuales están gobernados generalmente por el intercambio de energía en la interface agua-atmósfera y agua-sedimento y por los flujos advectivos (caudal afluente y efluente) (Henderson-Sellers 1986). Diversos estudios se han llevado a cabo con el fin de conocer la variación estacional, tanto de los flujos de calor como del contenido de energía térmica y la temperatura en lagos y embalses, así como los ciclos de estratificación y mezcla en la columna de agua. Estos estudios han mostrado que en la mayoría de los casos, el principal factor que gobierna la variabilidad estacional del contenido de energía térmica son los flujos de calor atmosféricos (Henderson-Sellers 1986) y entre estos, la estacionalidad que presenta la radiación solar incidente es, generalmente, el factor principal. (e.g. Boehrer & Schultze, 2008).

Lo anterior es cierto principalmente en climas templados, donde la sucesión estacional de la radiación solar es bastante marcada y por lo tanto domina sobre las variaciones que puedan tener los demás flujos de calor. Sin embargo, a medida que nos acercamos a latitudes ecuatoriales, dicha variabilidad estacional se va reduciendo y otros factores diferentes al mínimo de radiación solar empiezan a dominar las variaciones estacionales de la estructura térmica (Talling 2011). Esto hace difícil un juicio a priori acerca de la ocurrencia de un patrón anual de los flujos de calor en el trópico (Lewis 1983).

En sistemas lénticos tropicales también se ha encontrado que como consecuencia de la relativa constancia en la radiación solar, hay menores diferencias entre la temperatura superficial y la temperatura en el fondo del embalse. Debido a esto, generalmente la estabilidad de la columna de agua es menor, por lo que se presenta una mayor vulnerabilidad a variaciones de la estructura térmica asociadas a una ganancia o pérdida de calor por eventos climáticos particulares como vientos fuertes, periodos de baja nubosidad, etc. (Lewis 1987).

Se han identificado diferentes factores que controlan la variabilidad estacional de la temperatura en sistemas tropicales. Algunos estudios han encontrado que la radiación y el viento tienen gran importancia en las variaciones de la temperatura del embalse (e.g. Lewis, 1983; Hawkins, 1985; Townsend et al., 1997). Sin embargo, a menudo se resalta la importancia que tienen las características propias del cuerpo de agua como su altitud y morfometría (Henry & Barbosa, 1989; Townsend et al., 1997; Gunkel, 2000; Umaña, 2001).

Eventos asociados a la climatología propia de la zona donde se ubica el cuerpo de agua también son determinantes. Gaytan-herrera & Ramirez-garcia, (2011) encontraron que la presencia de frentes fríos en el embalse Valle de Bravo (México) impulsan los periodos de mezcla en invierno, mientras que Dobesch, (1983) destaca la importancia de los monsoones en el embalse Parakrama Samudra en Sri Lanka. Otros estudios han encontrado que en ocasiones, los ciclos diarios tienen una importancia igual o mayor que el ciclo anual (e.g. Patterson & Wilson, 1995; Dalu et al., 2013)

Por otro lado, Townsend, (1998) muestra que no solo son importantes las condiciones climáticas particulares del entorno, sino la forma en que dichas condiciones climáticas interactúan con las características propias del sistema, como el tiempo de retención, la morfología, la exposición al viento, entre otros. Como se puede ver, existe una gran cantidad de factores que deben ser tenidos en cuenta para explicar la dinámica de la temperatura y la estructura térmica en embalses tropicales.

Aunque generalmente se considera que la principal ruta de transferencia de energía es a través de la superficie (Talling & Lemoalle 1998), algunos estudios han remarcado la importancia que pueden tener los flujos advectivos en climas templados (e.g. Myrup et al., 1979; Lindim et al., 2010) subtropicales (e.g. Wang et al., 2012) y tropicales (e.g. MacKinnon & Herbert, 1996; Townsend, 1998; Xing et al., 2012; Román-Botero et al., 2013). Sin embargo, han sido pocos los estudios que cuantifican los flujos advectivos y la importancia relativa que tienen estos respecto a los flujos atmosféricos.

En este estudio, apoyados en simulación numérica utilizando el modelo CE-QUAL-W2, se calcula el balance de energía térmica teniendo en cuenta tanto los flujos atmosféricos como los flujos advectivos. La importancia de este estudio radica en que se cuantifica el cambio de temperatura media del embalse (el cual difiere del cambio de energía almacenada debido a que hay importantes variaciones de volumen) asociado a cada flujo de calor y se demuestra de manera cuantitativa la gran importancia que tienen los flujos advectivos en la variación estacional de la temperatura en el embalse.

6.2 Bases Teóricas

6.2.1 Energía Almacenada Y Temperatura Media

Si despreciamos el intercambio de energía a través de los sedimentos, la ecuación para el balance de energía en el embalse se puede escribir como (Owens 1998):

$$\rho c \frac{d(VT_m)}{dt} = \Phi_{adv} + \Phi_s \quad (6.1)$$

donde ρ y c son la densidad y calor específico del agua, V es el volumen de agua almacenada, T_m es la temperatura media del embalse, Φ_{adv} es flujo de calor advectivo y Φ_s es el flujo total de energía superficial.

Si se conoce la distribución espacial de temperatura en el embalse, T_m se puede calcular como:

$$T_m = \frac{1}{V} \int_{vol} T dV \quad (6.2)$$

donde dV es el volumen diferencial de una parcela del embalse con temperatura T y la integral se debe hacer sobre todo el volumen de agua almacenada.

6.2.2 Flujos De Energía Superficiales

El término Φ_s , corresponde al flujo total de energía superficial, y está dado por:

$$\Phi_s = (\phi_{roc} + \phi_{rol_i} - \phi_{rol_e} + \phi_{lat} + \phi_{sen}) A_s \quad (6.3)$$

donde A_s es el área superficial, ϕ es el flujo de calor por unidad de área y los subíndices roc , rol_i , rol_e , lat , sen significan: radiación de onda corta, radiación de onda larga incidente, radiación de onda larga emitida, calor latente y calor sensible, respectivamente. Para este estudio, el flujo ϕ_{roc} se toma como el promedio de la radiación medida en las estaciones El Vergel, Cañaverl, Florencia y Berlín. La estimación de los demás términos se hace utilizando las mismas formulaciones que tiene el modelo W2, las cuales se describen a continuación:

Radiación de onda larga

La radiación de onda larga incidente se estima mediante la ecuación de Swinbank (1963), la cual se puede expresar como (válida para $T_a \geq 5^\circ C$):

$$\phi_{rol_i} = 5.31 \times 10^{-13} T_a^6 (1 + 0.17C^2) 0.97 \quad [W m^{-2}] \quad (6.4)$$

donde $T_a [K]$ es la temperatura del aire y C es la nubosidad expresada en fracción entre cero y uno. En la ecuación (6.4) se considera que el albedo del agua para radiación de onda larga es constante e igual a 0.03 (Henderson-Sellers 1986).

La radiación de onda larga emitida por el agua, se estima mediante la ley de Stefan-Boltzmann:

$$\phi_{rol_e} = \varepsilon \sigma T_{sup}^4 \quad (6.5)$$

donde ε es la emisividad del agua (0.97), σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-1}$) y $T_{sup} [K]$ es la temperatura superficial del agua. (Cole & Wells 2011).

Flujo de calor latente

El flujo de energía que se da a través de la superficie debido a los procesos evaporativos, se estima mediante la aproximación aerodinámica

$$\phi_{lat} = f(w)(e_s - e_a) \quad (6.6)$$

donde e_s [mm Hg] es la presión de vapor de saturación calculada a partir de la temperatura superficial, e_a [mm Hg] es la presión de vapor atmosférica y $f(w)$ [$W m^{-2} mm Hg^{-1}$] es una función del viento de la forma $f(w) = a + bw_2^c$ donde w_2 [$m s^{-1}$] es la velocidad del viento a un altura de 2 m y a , b y c son parámetros de calibración los cuales dependen de las características particulares del cuerpo de agua y su ubicación (McJannet et al. 2012). Para este estudio, los valores de a , b y c utilizados fueron 4.14, 0.46 y 2 respectivamente. Los detalles respecto a la selección de estos parámetros se explican en el capítulo 4

Flujo de calor sensible

El flujo de calor sensible, es decir, el que resulta de los procesos convectivos y la conducción a través de la superficie del agua, se estimó mediante

$$\phi_{sen} = C_c f(w)(T_{sup} - T_a) \quad (6.7)$$

donde C_c ($=0.47 mm Hg ^\circ C^{-1}$) es el coeficiente de Bowen y $f(w)$ es la función del viento definida para el flujo de calor latente.

6.2.3 Flujos De Energía Advectivos

El flujo de calor advectivo se calcula mediante

$$\Phi_{adv} = \rho c \left(\sum_{afuentes} Q_i T_i - \sum_{efuentes} Q_s T_s \right) \quad (6.8)$$

donde Q y T son el caudal volumétrico y la temperatura, y los subíndices i y s hacen referencia a los afluentes y efluentes respectivamente.

6.2.4 Variación De La Temperatura Media

Existe una diferencia fundamental entre los flujos de energía superficiales y advectivos, y es que los últimos traen consigo cambios de volumen almacenado (siempre que el caudal afluente y efluente difieran). Por lo que cambios en el lado izquierdo de la ecuación (6.1) no solo reflejan cambios en la temperatura media del embalse, sino

también cambios en el nivel. Debido a esto, T_m es un mejor parámetro que la energía almacenada para evaluar las variaciones en la temperatura (Townsend et al. 1997).

Con el fin de estimar el cambio en la temperatura media ΔT_m asociado a los flujos de calor advectivos y atmosféricos, se procede a integrar la ecuación (6.1) sobre un intervalo de tiempo Δt , en este caso se hará para 1 día. La ecuación resultante es:

$$\Delta T_m = \frac{1}{V_f} \left[\underbrace{\sum_{\text{afluentes}} V_i T_i - \sum_{\text{efluentes}} V_s T_s - T_{m0} \Delta V}_{\text{cambio en } T_m \text{ por flujos advectivos}} \right] + \underbrace{\frac{\bar{A}_s}{V_f \rho C} [\bar{\phi}_{roc} + \bar{\phi}_{rol_i} + \bar{\phi}_{rol_e} + \bar{\phi}_{lat} + \bar{\phi}_{sen}]}_{\text{cambio en } T_m \text{ por flujos atmosféricos}} \Delta t \quad (6.9)$$

donde V_f es el volumen embalsado al final del intervalo, V_i y V_s son los volúmenes de agua que ingresan y salen del embalse, a los cuales se les asocia una temperatura T_i y T_s . T_{m0} es la temperatura media en el embalse al inicio del intervalo, ΔV es el cambio de volumen embalsado y la línea sobre A_s y ϕ representan valores medios en el intervalo Δt .

En la ecuación (6.9) se diferencian dos términos principales, uno que representa los cambios en T_m debido a los flujos advectivos (ΔT_{adv}) y otro debido a los flujos atmosféricos (ΔT_{atm}). El primero, a su vez, está compuesto por tres elementos, uno para el flujo de calor entrando al embalse, otro para el flujo de calor que abandona el embalse y el último da cuenta del efecto que produce el cambio en el volumen de agua almacenada.

6.3 Información Utilizada

Para el cálculo de los flujos de calor superficiales y advectivos se utilizó la misma información meteorológica e hidrológica, así como la temperatura de los afluentes usada en la calibración del modelo W2 descrita en el Capítulo 4. Ésta información se complementó con la temperatura superficial y la temperatura del caudal efluente simulada, variables que son necesarias para la estimación de algunos flujos de calor. Adicionalmente, se utilizaron los perfiles de temperatura simulados para calcular la temperatura media del embalse.

6.4 Resultados

6.4.1 Temperatura Superficial Y Flujos De Calor

Para la estimación de los flujos de calor se utilizó la misma información usada en la simulación numérica, la cual fue objeto de algunas modificaciones que se detallan en el Capítulo 4. Esto debido a que se debe utilizar conjuntamente información medida y simulada, de esta manera se busca que haya concordancia entre los datos usados.

La variabilidad de la radiación solar está más ligada a las variaciones en la precipitación que a la migración latitudinal del sol representada en la radiación extraterrestre (Figura 23b). Meses de bajas precipitaciones como entre junio y septiembre muestran un ligero aumento en la radiación solar incidente. En el mes de septiembre se conjugan las bajas nubosidades con el máximo en la radiación extraterrestre, por lo que en este mes se presentan los mayores picos de radiación de todo el año. Por el contrario, meses con precipitaciones constantes presentan altas nubosidades y la radiación incidente se reduce, como en abril de 2012, a pesar de que en este mes también se presenta un máximo de radiación extraterrestre.

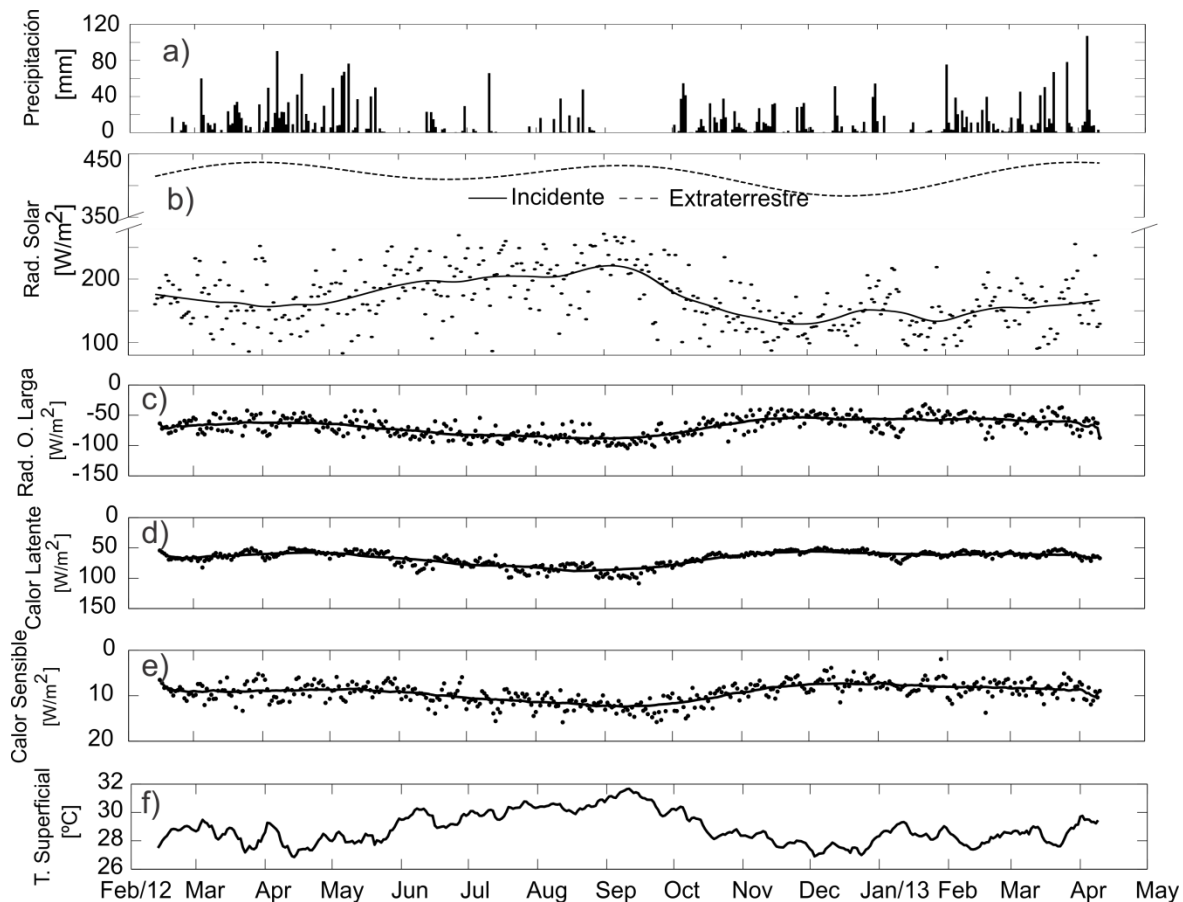


Figura 23. a) Precipitación; b) Radiación Solar; c) Radiación de onda larga neta; d) flujo de calor latente; e) Flujo de calor sensible; f) temperatura superficial simulada

La radiación de onda larga y los flujos de calor sensible y latente fueron negativos a lo largo del periodo estudiado, lo que indica que siempre contribuyeron a enfriar la superficie del agua (en promedio diario) y solo la radiación solar suministró energía para aumentar la temperatura del embalse. La variabilidad de estos flujos de energía es bastante baja, aunque en los meses de agosto y septiembre hay un incremento en la pérdida de energía.

El flujo de calor sensible es el que muestra los valores más bajos, siendo siempre inferior a 20 W/m^2 mientras que la radiación de onda larga neta y el flujo de calor latente oscilan entre 50 y 100 W/m^2 . Por su parte, la radiación solar, osciló entre 83 y 270 W/m^2 , superando en magnitud todos los demás términos del flujo superficial.

La simulación muestra que la temperatura superficial oscila aproximadamente entre 26.7°C y 31.6°C , con las mayores temperaturas en la época de bajas precipitaciones, lo cual coincide con el aumento en la radiación solar.

El flujo atmosférico neto varió entre -80.7 W/m^2 y 103 W/m^2 mostrando una gran dispersión respecto a la tendencia estacional (Figura 24). La mayoría del tiempo, suministra energía al embalse, por lo que generalmente contribuye a aumentar la temperatura de éste. Los meses en los que hubo un menor aporte de energía superficial fueron octubre y noviembre, aunque la variación es bastante baja.

El flujo de calor advectivo por unidad de área superficial osciló entre -1900 W/m^2 y 2546 W/m^2 (Figura 24). Dicha variación es un orden magnitud mayor que la variación del flujo superficial. Esto implica que los cambios en el contenido de energía en el embalse están dominados en mayor medida por el término Φ_{adv} (ver ecuación(6.1)). A su vez, la variación que muestra el flujo advectivo está dominada por las variaciones del caudal. Esto se puede ver claramente en la ecuación para el cálculo de Φ_{adv} (ecuación (6.8)), la cual es lineal con Q y con T ; sin embargo, el caudal tiene una mayor variabilidad que la temperatura, por ejemplo para el caso del río La Miel, el caudal varía hasta en un 300% respecto al caudal medio, mientras que la temperatura solo cambia un máximo de 20% respecto a la media. Por lo tanto, Φ_{adv} representa más las variaciones en el volumen almacenado en el embalse que variaciones en la temperatura del agua.

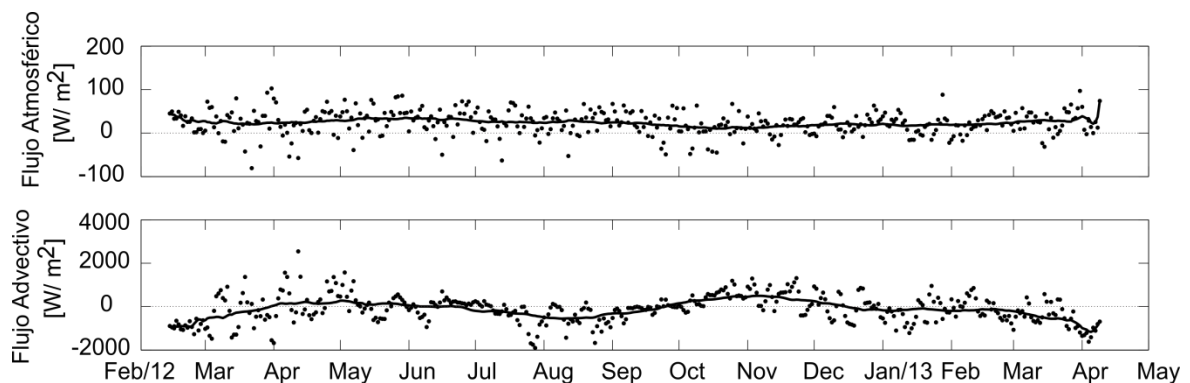


Figura 24. Flujos de calor atmosférico y advectivo

Los meses de abril, mayo y octubre a diciembre de 2012, muestran los mayores valores en el flujo advectivo y estos corresponden con los meses de mayor aumento en el volumen almacenado (ver Figura 25). Por otro lado, los meses de julio a septiembre de 2012 y enero a abril de 2013 muestran los valores más bajos (negativos) en Φ_{adv} y en dichos meses se observa una disminución progresiva en el nivel del embalse. Lo anterior muestra que el flujo advectivo no es un buen indicador de las variaciones en la temperatura media del embalse.

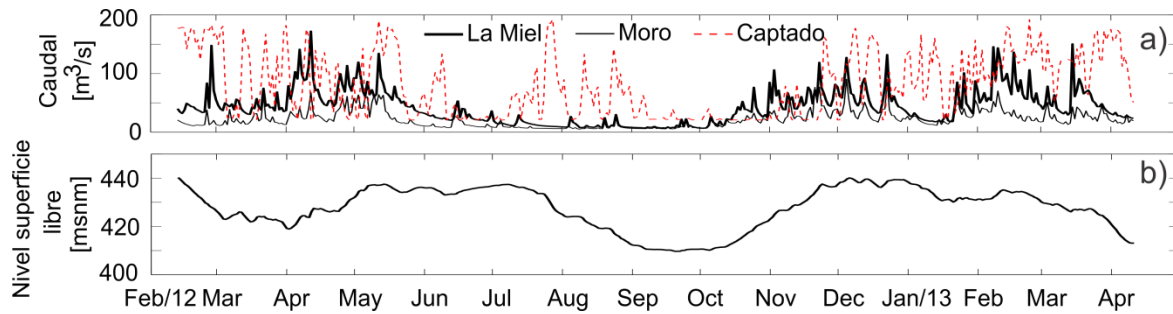


Figura 25. Caudales y nivel medidos

6.4.2 Variación De La Temperatura Media

Para poder comparar cuantitativamente la influencia de los flujos de calor atmosférico y advectivo sobre las variaciones en la temperatura del embalse, se utiliza la ecuación (6.9) mediante la cual se puede cuantificar el cambio en la temperatura media del embalse asociado a cada flujo de calor independientemente.

A partir de los perfiles simulados con el modelo W2, se estimó la temperatura media T_m utilizando la ecuación (6.2). Tanto los perfiles medidos durante las 5 campañas de campo, como los resultados de la simulación mostraron muy poca variación horizontal de la temperatura, por lo que para estimar la temperatura media, se integraron verticalmente los perfiles simulados en el segmento más profundo del embalse, discretizando el volumen en capas horizontales de temperatura uniforme.

La simulación muestra una temperatura media que varió entre 22.5°C al inicio del periodo de estudio y 26.8°C en el mes de septiembre (Figura 26). Se distinguen dos periodos principales de aumento progresivo de la temperatura. El primero desde mediados de febrero hasta finales de marzo y el segundo, desde mayo hasta septiembre. En estos periodos los caudales afluentes disminuyen (Figura 25), especialmente en el segundo, durante el cual el aumento de la temperatura fue mayor. Por su parte, los periodos de enfriamiento (abril a mayo y octubre a diciembre) son periodos de aumento del caudal afluente. Entre enero y abril de 2013 se observan periodos cortos de pequeños aumentos y disminuciones de temperatura.

La temperatura ponderada de los afluentes (T_{lp}) y efluentes (T_{Op}), se pueden estimar como:

$$T_{lp} = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i T_i}{\sum_{i=1}^n Q_i}; \quad T_{Op} = \frac{\sum_{j=1}^m Q_j T_j}{\sum_{j=1}^m Q_j} \quad (6.10)$$

donde n y m representan el número de afluentes y efluentes respectivamente. Para la estimación de T_{Op} se utilizó la temperatura simulada en la celda aledaña a la captación.

Asociado con la disminución en los caudales, T_{IP} aumenta entre mayo y septiembre de 2012 (Figura 26). Posteriormente entre septiembre y diciembre, con el aumento de los caudales, se registra una disminución en T_{IP} . Debido a la incertidumbre que presenta la estimación de la temperatura de los afluentes, no es confiable hacer análisis en periodos cortos de tiempo; sin embargo, a nivel general es claro que ésta varía de acuerdo con la hidrología, mostrando temperaturas mayores en época seca y menores en época lluviosa. Generalmente, los afluentes llegan al embalse con una temperatura inferior a T_m por lo que contribuirán a disminuir la temperatura media de éste.

Como es de esperarse, T_m y T_{Op} mantienen la misma tendencia, ya que a mayor temperatura del agua embalsada, mayor será la temperatura del agua captada, especialmente en este caso, donde las principales variaciones en el perfil de temperatura se dan en una zona cercana a la captación.

La mayor parte del tiempo T_{Op} es inferior a T_m , por lo que la captación generalmente induce un aumento en la temperatura media del agua embalsada. Solo en marzo, septiembre y octubre, donde la temperatura en el embalse muestra máximos locales, la temperatura del agua captada supera a T_m .

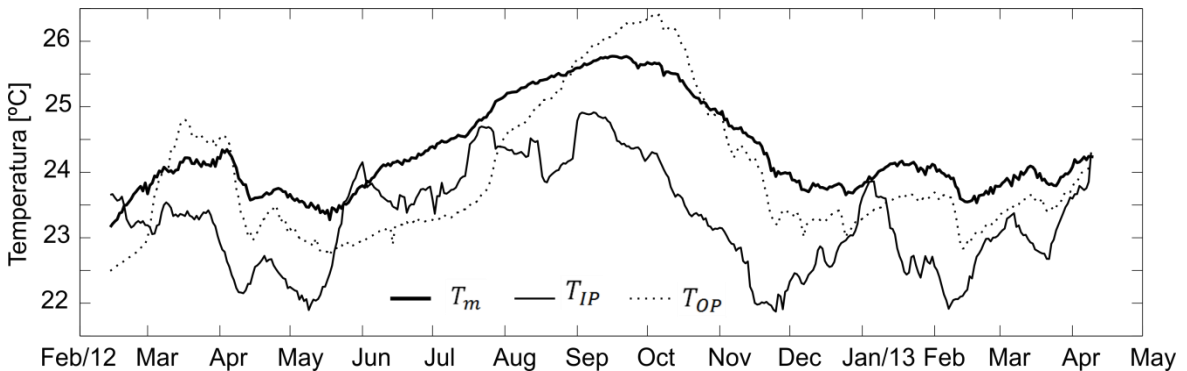


Figura 26. Temperatura media del embalse, y temperaturas ponderadas de los afluentes y efluentes

El efecto combinado de afluentes y efluentes sobre la temperatura del embalse no se puede determinar solo por la temperatura de cada uno, sino que se deben tener en cuenta la diferencia entre la temperatura de estos y la temperatura original del embalse, y el cambio de volumen asociado a dichos flujos de masa. Este efecto se incluye en el término $-T_{m0}\Delta V$ de la ecuación (6.9) como se verá.

Si definimos

$$\phi'_{adv} = \sum_{afluentes} \frac{V_i T_i}{V_f} - \sum_{efluentes} \frac{V_s T_s}{V_f} \quad (6.11)$$

y

$$\phi'_{\Delta V} = T_{m0} \frac{\Delta V}{V_f} \quad (6.12)$$

el cambio en la temperatura media del embalse asociado a los flujos advectivos se puede escribir como (ver ecuación (6.9)):

$$\Delta T_{adv} = \phi'_{adv} - \phi'_{\Delta V} \quad (6.13)$$

para entender la manera en que el término $\phi'_{\Delta V}$ opera, consideremos un caso simplificado en el que ingresa un cierto volumen v_i con temperatura t_i y no hay flujo de salida, por lo que el cambio en el volumen es igual a v_i . Este volumen que entra generará un aumento de la energía interna en el embalse proporcional a $v_i t_i$ debido al aumento en el volumen almacenado. Sin embargo, solo se producirá aumento en la temperatura del embalse si t_i es mayor que la temperatura inicial t_{m0} , por lo tanto al restar un flujo de energía que involucre el mismo volumen, pero con la temperatura inicial del embalse ($v_i t_{m0}$), se está cuantificando la ganancia neta de energía, entendida ésta solo como cambio en la temperatura.

En la Figura 27 se muestran los términos ϕ'_{adv} y $\phi'_{\Delta V}$. Es claro que estos dos términos representan las variaciones en el volumen almacenado en el embalse, con valores positivos en meses como abril, octubre y noviembre en los cuales se presenta un incremento constante del nivel. Los valores negativos se dan en meses como febrero, julio, agosto y septiembre de 2012, donde el nivel del embalse disminuyó. Sin embargo las pequeñas diferencias entre estos dos términos corresponden al cambio en la temperatura asociado a los flujos de calor advectivo (ecuación (6.13)), los cuales serán analizados más adelante.

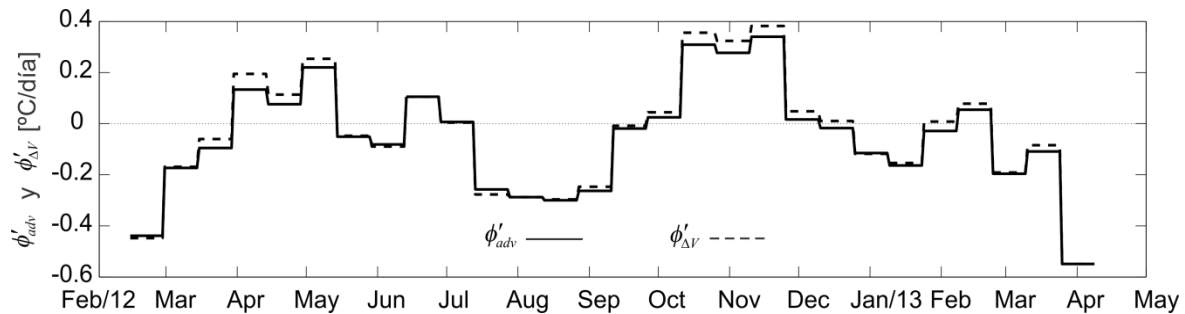


Figura 27. Términos ϕ'_{adv} y $\phi'_{\Delta V}$

El cambio diario en la temperatura media del embalse (ΔT_m , diferencia entre T_m al final y al principio de cada día) se determinó de dos maneras: mediante la aplicación de la ecuación (6.9), la cual se denominará ΔT_0 , y a partir de la diferencia entre la T_m simulada al inicio y al final de cada día, la cual será llamada ΔT_{w2} .

Las dos estimaciones para ΔT_m se muestran en la Figura 28 con promedios sobre un período de 15 días con el fin de amortiguar el comportamiento errático de la serie. Se podría pensar que las dos estimaciones deberían coincidir debido a que los flujos de energía superficiales se calcularon mediante las mismas formulaciones que utiliza el modelo W2 y los flujos advectivos se calcularon con el caudal y la temperatura usados en la simulación. Sin embargo, aunque claramente siguen la misma tendencia, se aprecian algunas diferencias entre las dos.

En la Figura 28 se muestran por separado el cambio en la temperatura media asociada al flujo advectivo (ΔT_{adv}) y atmosférico (ΔT_{atm}). Se observa que en los meses en los que es mayor el flujo advectivo hay mayores diferencias entre ΔT_g y ΔT_{W2} . Es decir, cuando las variaciones en la temperatura del embalse están dominadas fuertemente por los caudales de entrada y salida, se hacen mayores las diferencias entre las dos estimaciones.

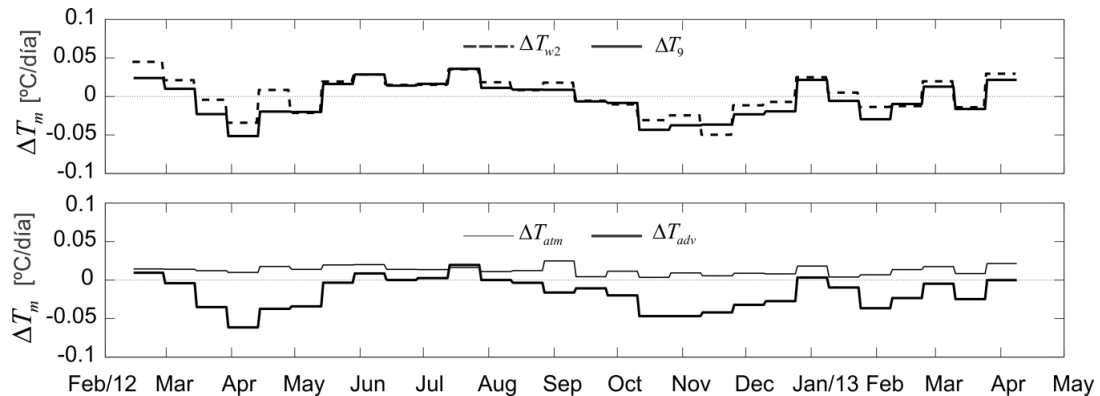


Figura 28. Cambio en la temperatura

El incremento en la temperatura media calculado mediante la ecuación (6.9) (ΔT_g) se corresponde con la temperatura media simulada mediante W2, siendo predominantemente negativo (positivo) en los meses que T_m disminuye (aumenta).

El cambio de la temperatura debido a los flujos advectivos muestra una mayor variabilidad que el asociado a los flujos superficiales. ΔT_{adv} induce la mayor parte del tiempo una disminución de la temperatura, especialmente en meses como abril y octubre, los cuales son meses de transición de caudales bajos a altos. En meses de bajos caudales, ΔT_{adv} se acerca a cero y en algunas ocasiones contribuye a aumentar la temperatura del embalse como en el mes de julio.

El incremento en la temperatura asociado al flujo de calor atmosférico es más constante a lo largo del año, con valores cercanos a $0.01^\circ\text{C día}^{-1}$. Además, como se vio, es siempre positivo, por lo que continuamente está aportando energía al embalse, para aumentar su temperatura.

En promedio diario, la radiación solar es el único término de los flujos superficiales que induce un aumento de la temperatura (Figura 29), el cual se encuentra entre

$0.06^{\circ}\text{C día}^{-1}$ y $0.14^{\circ}\text{C día}^{-1}$. Los mayores valores se dan en el mes de septiembre, cuando se registró la menor precipitación. La radiación de onda larga neta genera un enfriamiento de la superficie del agua durante todo el año, alcanzando su máximo de $-0.06^{\circ}\text{C día}^{-1}$ en el mes de septiembre, esto debido a que en éste mes se registra la mayor temperatura superficial (Figura 23f). El flujo de calor latente muestra un comportamiento bastante similar a la radiación de onda larga neta, generando un enfriamiento continuo debido a los procesos evaporativos. El flujo de calor sensible también genera una disminución de la temperatura superficial, aunque su efecto es bastante menor a los demás flujos alcanzando un máximo de $0.01^{\circ}\text{C día}^{-1}$, el cual se da en la segunda quincena de septiembre, mostrando un rezago respecto a los demás flujos.

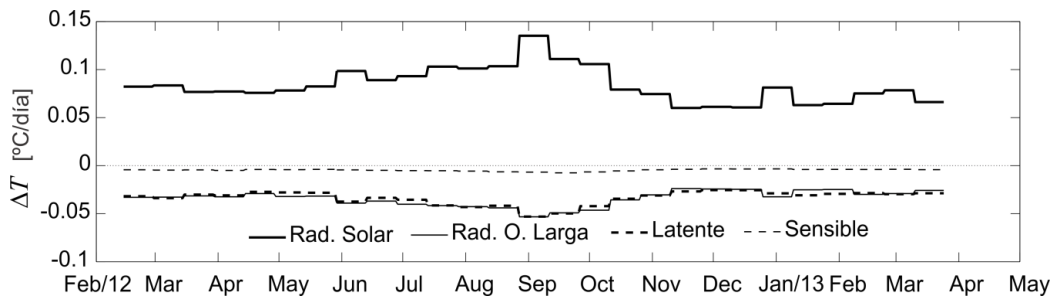


Figura 29. Incremento en la temperatura media debido a los flujos de calor superficiales

A pesar de que los diferentes términos del flujo de calor superficial muestran ciertas variaciones estacionales, el efecto combinado anula en gran medida dicha estacionalidad. Esto se debe a que un mayor flujo de la radiación solar calienta el agua superficial, lo que genera una mayor pérdida de energía por radiación de onda larga, calor latente y calor sensible, creando de ésta manera un comportamiento autoregulado que compensa la energía suministrada al embalse con la energía emitida por éste. Dicha autoregulación no implica que la temperatura superficial permanezca constante, pero si impone un límite a la cantidad de energía que puede penetrar el embalse y al aumento en la temperatura.

Es importante resaltar que aunque se está cuantificando el cambio en la temperatura media del embalse debido a cada uno de los flujos de calor superficiales, éstos no modifican la temperatura de todo el volumen de agua, ya que dicho efecto se concentra principalmente en una capa superficial del embalse la cual depende del coeficiente de extinción de luz y de los procesos turbulentos que redistribuyen la temperatura en el epilimnio. Éste es poco profundo en el embalse Amaní (ver capítulo 5), por lo que la energía producto de los flujos superficiales se ve confinada en un volumen relativamente pequeño, lo que permitiría un mayor aumento en la temperatura respecto a un sistema que muestre un epilimnio más profundo.

6.5 Resumen Y Discusión

Utilizando los resultados producto de la simulación realizada con el modelo W2, el cual mostró buena capacidad de reproducir la variación estacional de la estructura térmica, se pudieron estimar todos los componentes del flujo de calor superficial y el flujo de calor

advectivo. Éste último involucra variaciones en el volumen almacenado, por lo que no es directamente comparable con el flujo superficial. Debido a esto, se evaluó la importancia relativa de cada flujo de calor calculando el cambio en la temperatura media asociado a cada uno.

Los resultados mostraron que los flujos superficiales, en promedio, tienden a aumentar la temperatura del embalse durante todo el año con un valor relativamente constante y cercano a $0.01^{\circ}\text{C dia}^{-1}$. Tanto la radiación de onda larga como el flujo de calor latente y sensible inducen, en promedio, una disminución en la temperatura durante todo el periodo de estudio, siendo la radiación solar el único término que suministra energía al embalse.

En el mes de septiembre de 2012 se presentaron los mayores valores de radiación solar, lo que se ve reflejado en la temperatura superficial, la cual también alcanzó su valor máximo en este mes. A partir de la segunda mitad de septiembre, la temperatura superficial disminuye progresivamente a pesar de que los flujos superficiales, en promedio, siguen siendo positivos. Esto sugiere que en estos meses, se dan procesos de mezcla que transportan la energía térmica desde el epilimnio hacia zonas más profundas del embalse, los cuales superan la cantidad de energía que es suministrada a través de la superficie. Para entender estos procesos de transporte de calor, se requiere un estudio enfocado a la dinámica del epilimnio y a los procesos turbulentos que transportan el calor a través del metalimnio.

Los flujos advectivos, presentan mayores variaciones estacionales que los atmosféricos, generando un baja importante de T_m en los meses de transición de caudales bajos a altos. En meses de bajo caudal, ΔT_{adv} se acerca a cero o se vuelve positivo, generando un aumento en la temperatura.

Estudios que involucren varios años permitirían establecer un patrón más claro acerca de la variación estacional de la estructura térmica asociada tanto al periodo hidrológico como a la variabilidad que muestra la radiación solar, la cual aunque reducida, impacta de manera importante en la temperatura superficial.

En el embalse Amaní, factores como la cercanía a la línea ecuatorial, el resguardo del viento que ejercen las montañas circundantes y la ausencia de eventos climáticos fuertes en el año pueden ser los factores que generan que los flujos advectivos sean los determinantes en la variabilidad de la estructura térmica. De estos resultados se podría inferir que eventos climáticos como el ENOS (El Niño Oscilación del Sur) los cuales actúan a una escala interanual y tienen gran impacto en las precipitaciones en la zona, pueden influenciar de manera importante la estructura térmica del embalse Amaní. Este efecto ya había sido sugerido por (Román-Botero et al. 2013) para el embalse La Fe (Colombia).

7 Conclusiones Generales, Recomendaciones y Trabajo Futuro

7.1 Conclusiones generales

Mediante las mediciones de campo y la simulación numérica fue posible determinar el efecto de algunos forzantes sobre la estructura térmica y la hidrodinámica del embalse Amaní a escala estacional. Uno de los procesos principales que dominan la dinámica del embalse son las corrientes de densidad, las cuales mostraron una influencia directa sobre variables como la temperatura, conductividad, turbiedad y concentración de oxígeno disuelto especialmente en el hipolimnio. A continuación se enuncian las principales conclusiones que se desprenden de este trabajo:

- En el embalse Amaní se encontró estratificación permanente durante todo el año. El epilimnio es relativamente poco profundo (entre 2 m y 6 m aproximadamente) y su temperatura oscila aproximadamente entre 26°C y 32°C (media diaria). Dicha variación está relacionada con cambios en los flujos de calor superficial, especialmente debido al aumento/disminución de la radiación solar que alcanza la superficie, lo cual depende principalmente de las variaciones en la nubosidad. Un resultado similar obtuvieron López et al., (2012) en 4 embalses Colombianos (4°N) con diferentes características morfológicas, ubicados entre 2777 msnm y 3146 msnm, en los cuales se encontró una variabilidad térmica ligada a las variaciones en la precipitación.
- La mayor profundidad del epilimnio se encontró en el periodo seco, probablemente asociado a un ligero aumento en la velocidad del viento que se presenta en esta época. También puede estar asociado a que en el periodo seco se presenta una menor cobertura de nubes, lo que puede incrementar la pérdida de energía por radiación de onda larga y por lo tanto favorecer la mezcla convectiva. En éste sentido, MacIntyre & Melack, (2009) afirman que ésta mezcla puede ser más importante para la profundización de la capa de mezcla en lagos tropicales, especialmente si están sujetos a vientos moderados como es el caso del embalse Amaní.
- El hipolimnio mostró temperaturas entre 22°C y 26°C. Estas variaciones están relacionadas con la temperatura de ingreso de los afluentes en los diferentes periodos hidrológicos. En época de caudales bajos, se ven las mayores temperaturas en los ríos, por lo que aumenta también la temperatura del hipolimnio. Éste aumento se da principalmente en una capa comprendida entre el metalimnio y el límite inferior de la zona de extracción selectiva generada por la captación para generación hidroeléctrica ya que es esta capa la que presenta

mayores tasas de renovación. En época de caudales altos, la temperatura de los ríos se reduce lo que genera también una reducción de la temperatura del hipolimnio. Este comportamiento contrasta con lo manifestado por Lewis, (2000), quien asegura que hay una alta probabilidad de que los lagos tropicales con profundidades intermedias presenten un periodo de mezcla anual. Lagos poco profundos pueden presentar varios periodos de mezcla, mientras que lagos de gran profundidad podrían alcanzar solo mezcla parcial. Además, generalmente se espera que el periodo de mezcla se dé en el invierno del hemisferio correspondiente. Sin embargo el mismo autor destaca que en los embalses, el continuo ingreso de agua fría puede estabilizar la estratificación durante todo el año. Este comportamiento es el que se observa en el embalse Amaní, producto de factores como el reducido tiempo de residencia (alrededor de 60 días), la poca variación en la radiación solar, la protección del viento que ejerce la topografía circundante y la ausencia de eventos climáticos extremos que puedan perturbar considerablemente la estructura térmica. En concordancia con esto, el hipolimnio del embalse Amaní responde principalmente al régimen hidrológico y a la temperatura de los afluentes y en menor medida a los procesos de mezcla vertical.

- De manera similar a como sucede con la temperatura, otras variables de calidad de agua como la conductividad, la turbiedad y el OD responden a las corrientes de densidad. Éstas determinan en gran medida las variaciones verticales de acuerdo a la profundidad de intrusión, la cual depende de la temperatura del río, el caudal y la estructura térmica del embalse. En época húmeda el caudal aumenta y la temperatura del río disminuye, por lo que se establecen corrientes de fondo que renuevan las capas profundas. En época seca, la intrusión se da en capas intermedias. Las características del río (concentración de OD, conductividad, turbiedad) determinan las del embalse en las capas en que éste se intruye y su efecto se alcanza a notar hasta la zona cercana a la presa. Esto se debe seguramente a la morfología propia del embalse (encañonado) y su tiempo de residencia. Este comportamiento se ha encontrado en otros embalses tropicales: Araújo et al., (2011) encontró que en el embalse Funil (Brasil, 22°S, tiempo de residencia entre 10 y 50 días) las características químicas de éste responden también a los afluentes. Bellanger et al., (2004) estudiaron dos embalses con diferentes tiempos de residencia (Venezuela, 9°N) conectados por un canal. El de mayor tasa de renovación de agua (tiempo de residencia: 131 días) mostró mayores concentraciones de OD en el hipolimnio, respecto al otro que presentó anoxia constante (tiempo de residencia: 2270 días). Por otro lado, Fan & Kao, (2008) mostraron que la concentración de OD en el hipolimnio del embalse Feitsui (Taiwan, 25°N) se ve aumentada con el ingreso de crecientes que transportan un volumen de agua que representa una fracción considerable del volumen embalsado. Otros estudios como los de Chaves et al., (2013) encontraron que en el embalse General Sampaio (Brasil, 4°S) se presentan variaciones en el estado trófico producto de la variabilidad en el caudal afluente asociada a cambios en la precipitación, a pesar de que el embalse presenta tiempos de residencia de entre 400 días y 700 días.

Aunque el tiempo de residencia calculado globalmente puede ser un parámetro útil para evaluar la influencia de las corrientes de densidad en las características de un embalse, se debe ser cuidadoso a la hora de sacar conclusiones a partir de éste, ya que las tasas de renovación reales dependen de la hidrodinámica propia del embalse, incluyendo el efecto de la extracción selectiva, procesos de mezcla vertical y características morfológicas del embalse.

- La simulación de OD sugiere que la intrusión del río Moro puede estar generando bajas concentraciones de este gas cerca de 7 m bajo la superficie, probablemente debido a la descomposición de materia orgánica que ingresa transportada por esta corriente. La simulación también mostró que el río la Miel es el que aporta mayor cantidad de OD en el hipolimnio, con lo cual se logran mantener concentraciones relativamente altas.
- Algunos estudios han cuantificado y resaltado la importancia de los flujos de calor advectivos en las variaciones de la temperatura en embalses (e.g. Xing et al. 2012). Sin embargo, se mostró que no son directamente comparables el flujo advectivo y atmosférico, especialmente cuando se presentan variaciones importantes en el volumen almacenado, ya que el flujo advectivo da cuenta, no solo de los cambios de temperatura, sino también de las variaciones en el volumen. En este trabajo se cuantificó el efecto de los flujos advectivos y atmosféricos en la temperatura y se pudo demostrar que las variaciones estacionales en la temperatura media del embalse se deben principalmente a los flujos advectivos, debido a las variaciones que presenta la temperatura de los afluentes en diferentes periodos hidrológicos.

7.2 Recomendaciones y trabajo futuro

En el desarrollo del trabajo se encontraron algunas limitaciones que impidieron estudiar en detalle ciertos procesos. A continuación se enuncian algunas recomendaciones para mejorar los resultados en estudios posteriores y se mencionan algunos aspectos que en este trabajo no fueron estudiados en detalle pero que ameritan ser revisados cuidadosamente.

- Durante el proceso de calibración fue necesario ajustar la temperatura ambiente con el fin de que el modelo representara adecuadamente la temperatura superficial. Este ajuste se puede justificar debido a la incertidumbre en la información meteorológica, sin embargo se recomienda tener mediciones sobre la lámina de agua, preferiblemente incluyendo radiación solar y radiación de onda larga. De este modo, se podrá determinar con certeza cuan adecuadas son las formulaciones usadas para estimar el flujo de calor superficial
- En esta investigación se demostró que las corrientes de densidad dominan en gran medida la dinámica del embalse, pero durante la simulación fue necesario modificar la temperatura estimada de los ríos para calibrar el perfil de temperatura. Se recomienda tener mediciones continuas de la temperatura de los ríos para caracterizar mejor esta variable.
- Se analizaron los procesos físicos asociados a las corrientes de densidad a escala estacional. Sin embargo, varios estudios en embalses tropicales han

mostrado la importancia del ciclo diario, por lo que se recomienda hacer estudios con información detallada a escala intradiaria que permitan identificar variaciones en escalas cortas de tiempo, por ejemplo, de las corrientes de densidad o la dinámica del epilimnio. Además, tanto la simulación como las mediciones sugieren que hay una fuerte interacción entre las corrientes de densidad de los ríos Moro y La Miel. Se recomienda estudiar este proceso en detalle para evaluar la mezcla entre ellas y la manera en que esta interacción puede afectar la profundidad de intrusión de cada una.

- En el capítulo 6 se mostró que los flujos de calor superficiales inducen (en promedio) un aumento constante de la temperatura del embalse a pesar de que la temperatura del epilimnio tiene períodos de aumento y descenso. Esto sugiere que hay procesos de transporte vertical que redistribuyen la energía térmica desde el epilimnio hacia el hipolimnio, los cuales en ocasiones superan la cantidad de energía suministrada en superficie (por tanto, la temperatura del epilimnio disminuye). En estudios posteriores se recomienda estudiar en detalle la dinámica del epilimnio y los procesos de transporte vertical, para evaluar su influencia en la estructura térmica y la distribución de sustancias disueltas o en suspensión. Además por la gran influencia que tienen factores como el espesor del epilimnio, la temperatura o la intensidad de la turbulencia en la dinámica y composición del fitoplancton (Reynolds 2009).
- A partir de los resultados de la simulación numérica se puede inferir que hay una interacción entre el gradiente de densidad que se forma cerca de la captación y las corrientes de densidad generadas por crecientes extremas. Esta interacción podría activar procesos de mezcla entre el epilimnio superior e inferior. Vale la pena estudiar este proceso basados en mediciones de campo con el fin de cuantificar la intensidad de mezcla que se puede presentar.
- Las mediciones de campo muestran que aún en las capas más profundas del embalse se puede encontrar cierta concentración de OD producto del aporte de los ríos. Sería útil determinar con certeza bajo qué condiciones de caudal, temperatura del río y perfil de temperatura del embalse se puede establecer una corriente de fondo hasta la presa que renueve el agua más profunda, con el fin de programar adecuadamente posibles aperturas de la descarga de fondo y así reducir al máximo el impacto en la calidad del agua del río aguas abajo del embalse.

8 Referencias

- Alavian, V. et al., 1992. Density Currents Entering Lakes and Reservoirs. *Journal of Hydraulic Engineering*, 118(11), pp.1464–1489. Available at: [http://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1992\)118:11\(1464\)](http://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/(ASCE)0733-9429(1992)118:11(1464)) [Accessed November 4, 2012].
- Allen, R.G. et al., 2006. Evapotranspiración del cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos.
- Anohin, V. V. et al., 2006. Effect of Long Internal Waves on the Quality of Water Withdrawn from a Stratified Reservoir. *Journal of Hydraulic Engineering*, 132(11), p.1134. Available at: <http://link.aip.org/link/JHEND8/v132/i11/p1134/s1&Agg=doi>.
- Araújo, F.G., Costa de Azevedo, M.C. & Lima Ferreira, M.D.N., 2011. Seasonal changes and spatial variation in the water quality of a eutrophic tropical reservoir determined by the inflowing river. *Lake and Reservoir Management*, 27(4), pp.343–354. Available at: <http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/07438141.2011.627753> [Accessed November 20, 2014].
- Armengol, J. et al., 1999. Longitudinal processes in canyon type reservoirs: the case of Sau (NE Spain). *Theoretical Reservoir Ecology and its Applications*, pp.313–345. Available at:
- Baines, P.G., 2008. Mixing in downslope flows in the ocean - Plumes versus gravity currents. *Atmosphere - Ocean*, 46(4), pp.405–419. Available at: <http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-67349098665&partnerID=40&md5=ad743caee0e6ec31bba064db79279d2a>.
- Bellanger, B. et al., 2004. Oxic–anoxic conditions in the water column of a tropical freshwater reservoir (Peña-Larga dam, NW Venezuela). *Applied Geochemistry*, 19(8), pp.1295–1314. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0883292704000320> [Accessed November 17, 2014].
- Boegman, L. et al., 2001. Application of a two-dimensional hydrodynamic reservoir model to Lake Erie. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 58(5), pp.858–869. Available at: http://www.nrc.ca/cgi-bin/cisti/journals/rp/rp2_abst_e?cjfas_f01-035_58_ns_nf_cjfas58-01 [Accessed November 5, 2012].
- Boehrer, B. & Schultze, M., 2008. Stratification of lakes. *Reviews of Geophysics*, pp.1–27.

- Bolke, E.L., 1979. Dissolved-oxygen depletion and other effects of storing water in Flaming Gorge Reservoir, Wyoming and Utah. *Water Supply Paper*. Available at: <http://pubs.er.usgs.gov/publication/wsp2058> [Accessed December 13, 2014].
- Carmack, E.C., 1979. Combined Influence of Inflow and Lake Temperatures on Spring Circulation in a Riverine Lake. *Journal of Physical Oceanography*, 9(2), pp.422–434.
- Carmack, E.C. et al., 1986. Mechanism influencing the circulation and distribution of water mass in a medium residence-time lake. *Limnology and Oceanography*, 31(2), pp.249–265.
- Cesare, G. De, Boillat, J. & Schleiss, A.J., 2006. Circulation in Stratified Lakes due to Flood-Induced Turbidity Currents. *Journal of Environmental Engineering*, 132(November), pp.1508–1517.
- Chaves, F.Í.B. et al., 2013. Influence of rainfall on the trophic status of a brazilian semiarid reservoir. *Acta Scientiarum. Biological Sciences*, 35(4), pp.505–511. Available at: <http://periodicos.uem.br/ojs/index.php/ActaSciBiolSci/article/view/18261> [Accessed November 24, 2014].
- Chung, S.-W. & Gu, R., 1998. Two-Dimensional Simulations of Contaminant Currents in Stratified Reservoir. *Journal of Hydraulic Engineering*, 124(7), pp.704–711. Available at: [http://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1998\)124:7\(704\)](http://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/(ASCE)0733-9429(1998)124:7(704)) [Accessed September 23, 2012].
- Cole, T.M. & Wells, S.A., 2011. *CE-QUAL-W2: A Two-Dimensional, Laterally Averaged, Hydrodynamic and Water Quality Model, Version 3.71*, Department of Civil and Environmental Engineering, Portland State University. Portland, OR.
- Cortés, A. et al., 2014. Pathways of river water to the surface layers of stratified reservoirs. *Limnology and Oceanography*, 59(1), pp.233–250. Available at: http://www.aslo.org/lo/toc/vol_59/issue_1/0233.html [Accessed December 13, 2014].
- Csanady, G.T., 1975. Hydrodynamics of Large Lakes. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 7(1), pp.357–386. Available at: <http://www.annualreviews.org/doi/abs/10.1146/annurev.fl.07.010175.002041> [Accessed November 20, 2014].
- Dalu, T. et al., 2013. Stratification, diel and seasonal energy transfers in Malilangwe Reservoir in the south-eastern lowveld of Zimbabwe. *Lakes & Reservoirs: Research & Management*, 18(Likens 2010), pp.285–296.
- Dobesch, 1983. Energy and water budget of a tropical man-made lake. In F. Schiemer, ed. *Limnology of Parakrama Samudra — Sri Lanka*. Springer Netherlands, pp. 19–26.

- Edinger, J.E., Duttweiler, D.W. & Geyer, J.C., 1968. The Response of Water Temperatures to Meteorological Conditions. *Water Resources Research*, 4(5), pp.1137–1143. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1029/WR004i005p01137> [Accessed November 20, 2014].
- Ellison, T.H. & Turner, J.S., 1959. Turbulent entrainment in stratified flows. *Journal of fluid mechanics*, 6(3), pp.423–448.
- Faithful, J.W. & Griffiths, D.J., 2000. Turbid flow through a tropical reservoir (Lake Dalrymple, Queensland, Australia): Responses to a summer storm event. *Lakes and Reservoirs: Research and Management*, 5(4), pp.231–247. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1046/j.1440-1770.2000.00123.x>.
- Fan, C.-W. & Kao, S.-J., 2008. Effects of climate events driven hydrodynamics on dissolved oxygen in a subtropical deep reservoir in Taiwan. *The Science of the total environment*, 393(2-3), pp.326–32. Available at: <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/18243280> [Accessed November 20, 2014].
- Fischer, H.B. & Smith, R.D., 1983. Observations of transport to surface waters from a plunging inflow to Lake Mead. *Limnology and Oceanography*, 28(2), pp.258–272.
- Ford, D.E. & Johnson, M.C., 1983. An Assessment of Reservoir Density Currents and Inflow FORD THORNTON NORTON AND ASSOCIATES LTD VICKSBURG MS JUL 1983 Distribution Statement A : AN ASSESSM4ENT OF RESERVOIR DENSITY CURRENTS AND.
- Fouquart, Y., Buriez, J.C. & Herman, M., 1990. The influence of clouds on radiation: A climate-Modeling perspective. *Reviews of Geophysics*, 28(2), pp.145–166.
- Gaytan-herrera, M.L. & Ramirez-garcia, P., 2011. Temporal variation of phytoplankton from the tropical reservoir Valle de Bravo , Mexico Author Details. *Journal of environmental Biology*, 32(January), pp.117–126.
- Gómez, G.L. & Guzmán, M.O., 1995. Relación empírica entre la radiación solar global y el brillo solar en el área de CENICAFE, Chinchiná, Caldas. *Revista del Centro Nacional de Investigaciones de Café*, 46(4), pp.205–218.
- Gunkel, G., 2000. Limnology of an equatorial high mountain lake in Ecuador, Lago San Pablo. *Limnologica - Ecology and Management of Inland Waters*, 30(2), pp.113–120. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0075951100800055>.
- Hawkins, P.R., 1985. Thermal and chemical stratification and mixing in a small tropical reservoir , Solomon Dam , Australia. *Freshwater Biology*, 15, pp.493–503.
- Henderson-Sellers, B., 1986. Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling: A review. *Reviews of Geophysics*, 24(3), p.625. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1029/RG024i003p00625>.

- Henry, R. & Barbosa, F. a. R., 1989. Thermal structure, heat content and stability of two lakes in The National Park of Rio Doce Valley (Minas Gerais, Brazil). *Hydrobiologia*, 171(3), pp.189–199. Available at: <http://link.springer.com/10.1007/BF00008142>.
- Imberger, J., 1998. Flux paths in a stratified lake: A review. In *Physical processes in lakes and oceans*. American Geophysical Union, pp. 1–17.
- Imberger, J., 1980. Selective withdrawal: A review. In *11th International Symposium of Stratified Flows*. Trondheim, Norway.
- Ji, Z.-G., 2008. *HYDRODYNAMICS AND WATER QUALITY MODELING RIVERS, LAKES AND ESTUARIES*, New Jersey: John Wiley & Sons.
- Kim, Y. & Kim, B., 2006. Application of a 2-Dimensional Water Quality Model (CE-QUAL-W2) to the Turbidity Interflow in a Deep Reservoir (Lake Soyang , Korea). *Lake and Reservoir Management*, 22(3), pp.213–222.
- Lewis, W.M., 2000. Basis for the protection and management of tropical lakes. *Lakes & Reservoirs: Research and Management*, 5, pp.35–48.
- Lewis, W.M., 1983. Temperature, Heat And Mixing in Lake Valencia, Venezuela. *Limnology and Oceanography*, 28(2), pp.273–286.
- Lewis, W.M., 1987. Tropical Limnology. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 18(1), pp.159–184. Available at: <http://arjournals.annualreviews.org/doi/abs/10.1146/annurev.es.18.110187.001111> [Accessed September 23, 2012].
- Lindim, C. et al., 2010. Modeling thermal structure variations in a stratified reservoir.
- López, N.L. et al., 2012. Factors controlling phytoplankton in tropical high-mountain drinking-water reservoirs. *Limnetica*, 31(2), pp.305–322.
- MacIntyre, S. & Melack, J.M., 2009. Mixing Dynamics in Lakes Across Climatic Zones E. L. Gene, ed. *Encyclopedia of Inland Waters*, pp.603–612. Available at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/B99B2-4VRJ214-18/2/9b0948cbcd9f7bf1940bc5bc>.
- Macintyre, S., Romero, R. & Kling, G.W., 2002. Spatial-temporal variability in surface layer deepening and lateral advection in an embayment of Lake Victoria , East Africa. *Limnology and Oceanography*, 47(3), pp.656–671.
- MacKinnon, M.R. & Herbert, B.W., 1996. Temperature, dissolved oxygen and stratification in a tropical reservoir, Lake Tinaroo, Northern Queensland, Australia. *Marine and Freshwater Research*, 47, p.937–949. Available at: <http://www.publish.csiro.au/?paper=MF9960937>.

- Marti, C.L., Mills, R. & Imberger, J., 2011. Pathways of multiple inflows into a stratified reservoir: Thomson Reservoir, Australia. *Advances in Water Resources*, 34(5), pp.551–561. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0309170811000054> [Accessed December 13, 2014].
- Martin, J.L. & McCutcheon, S.C., 1999. *Hydrodynamics and Transport for Water Quality Modeling* 1st ed., Lewis Publishers.
- McJannet, D.L., Webster, I.T. & Cook, F.J., 2012. An area-dependent wind function for estimating open water evaporation using land-based meteorological data. *Environmental Modelling & Software*, 31, pp.76–83. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1364815211002805> [Accessed August 4, 2014].
- Mortimer, C.H., 1952. Water movements in lakes during summer stratification: Evidence from the distribution of temperature in Windermere. In *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological*. pp. 355–398.
- Myrup, L.O. et al., 1979. Climatological estimate of the average monthly energy and water budgets of Lake Tahoe California-Nevada. *Water Resources Research*, 15(6), pp.1499–1508. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1029/WR015i006p01499>.
- Owens, E.M., 1998. Thermal and Heat Transfer Characteristics of Cannonsville Reservoir. *Journal of Lake and Reservoir Management*, 14(2-3), pp.152–161.
- Pao, H.-P. & Kao, T.W., 1974. Dynamics of establishment of selective withdrawal of a stratified fluid from a line sink. Part 1. Theory. *Journal of Fluid Mechanics*, 65(04), pp.657–688. Available at: http://www.journals.cambridge.org/abstract_S0022112074001595 [Accessed August 8, 2012].
- Patterson, G. & Wilson, K.K., 1995. The influence of the diel climatic cycle on the depth-time distribution of phytoplankton and photosynthesis in a shallow equatorial lake (Lake Baringo, Kenya). *Hydrobiologia*, 304(1), pp.1–8. Available at: <http://link.springer.com/10.1007/BF02530698> [Accessed November 20, 2014].
- Pickrill, R.A. & Irwin, J., 1982. Predominant headwater inflow and its control of lake-river interactions in Lake Wakatipu. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, 16(2), pp.201–213. Available at: <http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/00288330.1982.9515963> [Accessed September 23, 2012].
- Reynolds, C.S., 2009. Biological – Physical Interactions. , pp.515–521.
- Román-Botero, R., Gómez-Giraldo, A. & Toro-Botero, F.M., 2010. Importancia del Ciclo Diario de la Temperatura de los Afluentes en la Estructura Térmica de Embalses

- Tropicales. In I. Piedra-Cueva, ed. *XXIV Congreso Latinoamericano de Hidráulica Punta del Este, Uruguay*. Punta del Este, pp. 104 – 105.
- Román-Botero, R., Gómez-Giraldo, A. & Toro-botero, M., 2013. EFECTO ESTACIONAL DE LOS AFLUENTES EN LA ESTRUCTURA TÉRMICA DE UN PEQUEÑO EMBALSE NEOTROPICAL , LA FE – COLOMBIA. *Dyna*, pp.152–161.
- Rueda, F., 2006. Basin scale transport in stratified lakes and reservoirs : towards the knowledge of freshwater ecosystems. *Limnetica*, 25, pp.33–56.
- Rueda, F.J., Fleenor, W.E. & de Vicente, I., 2007. Pathways of river nutrients towards the euphotic zone in a deep-reservoir of small size: Uncertainty analysis. *Ecological Modelling*, 202(3-4), pp.345–361. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0304380006005382> [Accessed November 15, 2012].
- Schram, M.D. & Marzolf, G.R., 1994. Metalimnetic Oxygen Depletion: Organic Carbon Flux and Crustacean Zooplankton Distribution in a Quarry Embayment. *Transactions of the American Microscopical Society*, 113(2), p.105. Available at: http://www.researchgate.net/publication/261818807_Metalimnetic_Oxygen_Depletion_Organic_Carbon_Flux_and_Crustacean_Zooplankton_Distribution_in_a_Quarry_Embayment [Accessed December 12, 2014].
- Shapiro, J., 1960. The cause of a metalimnetic minimum of dissolved oxygen. *Limnology and Oceanography*, 5(2), pp.216–227. Available at: http://www.researchgate.net/publication/242614396_The_cause_of_a_metalimnetic_minimum_of_dissolved_oxygen [Accessed December 12, 2014].
- Swinbank, W.C., 1963. Long-wave radiation from clear skies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 89(381), pp.339–348.
- Talling, J., 2011. Some distinctive subject contributions from tropical Africa to fundamental science of inland waters. *Inland Waters*, 1(1), pp.61–73. Available at: <https://www.fba.org.uk/journals/index.php/IW/article/viewFile/398/251> [Accessed August 3, 2014].
- Talling, J.F. & Lemoalle, J., 1998. *Ecological Dynamics of Tropical Inland Waters*, Cambridge University Press. Available at: [http://doi.wiley.com/10.1002/1099-0755\(200005/06\)10:3<225::AID-AQC400>3.0.CO;2-G](http://doi.wiley.com/10.1002/1099-0755(200005/06)10:3<225::AID-AQC400>3.0.CO;2-G) [Accessed August 4, 2014].
- Townsend, S.A., 1998. The influence of retention time and wind exposure on stratification and mixing in two tropical Australian reservoirs. *Archiv für Hydrobiologie*, 141(3), pp.353–371.
- Townsend, S.A., Boland, K.T. & Luong-Van, J.T., 1997. Wet and dry season heat loss in two tropical Australian reservoirs. *Archiv für Hydrobiologie*, 139(1), pp.51–68.

- Umaña, G., 2001. Limnology of Botos Lake, a tropical crater lake in Costa Rica. *Revista de biología tropical*, 49 Suppl 2, pp.1–10. Available at: <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/15264516>.
- Verburg, P. & Antenucci, J.P., 2010. Persistent unstable atmospheric boundary layer enhances sensible and latent heat loss in a tropical great lake: Lake Tanganyika. *Journal of Geophysical Research*, 115(D11), p.D11109. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1029/2009JD012839> [Accessed August 5, 2014].
- Versteeg, H. & Malalasekera, W., 1995. *An Introduction to Computational Fluid Dynamics: The Finite Volume Method*, Prentice Hall. Available at: <http://www.amazon.com/An-Introduction-Computational-Fluid-Dynamics/dp/0131274988> [Accessed November 5, 2012].
- Vidal, J., 2007. *Basin-scale hydrodynamics in a mediterranean reservoir. implications for the phytoplankton dynamics*. Universitat de Girona.
- Vidal, J. et al., 2012. Localized algal blooms induced by river inflows in a canyon type reservoir. *Aquatic Sciences*, 74(2), pp.315–327.
- Villabona-gonzalez, S., Gavilán-Díaz, R.A. & Estrada-Posada, A.L., 2007. Cambios nictimerales en la distribución vertical de algunos microcrustáceos en un lago artificial del neotrópico (Colombia). *Limnetica*, 26(1), pp.75–88.
- Wang, S. et al., 2012. Effects of local climate and hydrological conditions on the thermal regime of a reservoir at Tropic of Cancer, in southern China. *Water research*, 46(8), pp.2591–604. Available at: <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/22391017> [Accessed August 4, 2014].
- Wells, S.A., 2002. Basis For The Ce-Qual-W2 Version 3 River Basin Hydrodynamic And Water Quality Model. In *2nd Federal InterAgency Hydrologic Modeling Conference, Las Vegas*. Las Vegas: Portland State university. Available at: http://www.researchgate.net/publication/2861778_Basis_For_The_Ce-Qual-W2_Version_3_River_Basin_Hydrodynamic_And [Accessed November 5, 2012].
- Williams, N.T., 2007. *Modeling Dissolved Oxygen In Lake Powell Using CE-QUAL-W2*. Brigham Young University.
- Xing, Z. et al., 2012. Water and heat budgets of a shallow tropical reservoir. *Water Resources Research*, 48(6), pp.1–17. Available at: <http://www.agu.org/pubs/crossref/2012/2011WR011314.shtml> [Accessed July 26, 2012].