

La calidad físicoquímica del agua en embalses, principales variables a considerar.

Physical-chemical water quality of reservoirs: a review of the main variables

Carmen Betancourt¹, Yeny Labaut²

Resumen

La disponibilidad de agua dulce constituye uno de los problemas más críticos de los recursos naturales que enfrenta la humanidad. La construcción de embalses ha sido frecuente para garantizar la disponibilidad de agua para diferentes usos, sin embargo para lograr la sostenibilidad del recurso es necesario conocer su calidad. Esta investigación estuvo dirigida a condensar la evidencia científica en relación a los aspectos teóricos relacionados con la evaluación de la calidad físicoquímica del agua en embalses. Se realizó una revisión de los clásicos más consultados y de las revistas más prestigiosas sobre el tema. Se exponen los aspectos generales sobre la importancia del tema y aspectos teóricos de un grupo de variables: (1) las que determinan los procesos de estratificación y mezcla en la columna, (2) las relacionadas con la eutrofia de las aguas y (3) los componentes mayoritarios. Se detallan algunos aspectos de las variables relacionados con la interacción entre ellas, las formas predominantes, el rango de concentraciones (o valores) más frecuentes, los patrones de distribución, el uso para la evaluación del impacto del cambio climático y la clasificación de la calidad de las aguas, así como la importancia ecológica, entre otros.

Palabras clave: embalses, nutrientes, pH, temperatura, potencial redox

Abstract

The freshwater availability constitutes one of the most critical problems of the natural resources that humanity confronts. The construction of reservoirs has been a frequent intervention to guarantee the availability of water for different uses, however to reach the sustainability of this resource, it is necessary to know its quality. This research was aimed to summarize the scientific evidence in relation to the theoretic aspects related with the evaluation of the physico-chemical water quality in reservoirs. A revision of the classics more looked up and of the most prestigious journals was realized. The general issues on the importance of the theme and theoretic aspects of a group of variables are showed: (1) the ones that determine the processes of stratification and mixture in the water column, (2) the related with the waters trophic status and (3) the major ions. It is

¹ Centro de Estudios para la Transformación Agraria Sostenible (CETAS). Facultad de Ciencias Agrarias. Universidad de Cienfuegos. Cuba. * Autor para la correspondencia. Email: cbrbetancourte@ucf.edu.cu

² Centro de Estudios Ambientales de Cienfuegos. Cuba.

detail some aspects of the variables related with the interaction among them, the prevailing forms, the range of concentrations (or values) more frequent, the pattern of distribution, the use for the evaluation of the impact of the climatic change and the classification of the quality of waters, as well as the ecological importance.

Introducción.

La disponibilidad de agua dulce constituye uno de los problemas más críticos de los recursos naturales que enfrenta la humanidad. Al iniciarse el tercer milenio la población mundial se está expandiendo rápidamente, pero la cantidad de agua sigue siendo la misma que dos mil años atrás cuando estaba habitada por menos del 3 % de la población actual (Zapata, 2002). La investigación de la calidad de las aguas, en relación con el cambio climático, se incluye entre las principales necesidades de investigación, actualmente inexistente en algunas regiones del mundo (Shakun y Carlson, 2010). Los ecosistemas acuáticos son los más amenazados por el cambio climático y el crecimiento poblacional, según las consideraciones realizadas en la Evaluación de los Ecosistemas del Planeta y en el Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC, 2007).

Los cambios en los patrones de las precipitaciones afectan la calidad del agua embalsada (Murdoch et al., 2000). Es necesario conocer tales afectaciones para administrar juiciosamente este recurso natural renovable y finito y poder lograr una gestión integral del recurso. Del agua depende fuertemente el equilibrio y la salud de los ecosistemas terrestres y acuáticos (Costa et al., 2005). Cualquier estrategia de crecimiento económico requiere asegurar la disponibilidad del agua para satisfacer las necesidades básicas de la sociedad y el incremento de la producción. La cantidad y calidad del agua están estrechamente relacionadas, cualquier práctica para incrementar la eficiencia en el uso del agua, puede tener un impacto en su calidad y viceversa (Tate, 1999). En este sentido, la construcción de embalses ha sido una intervención frecuente para garantizar la disponibilidad de agua para diferentes usos. En particular, la calidad de las aguas es una variable fundamental para los agroecosistemas, porque la respuesta de cultivos es ambiente-dependiente (Aragüés, 2011). Esta investigación estuvo dirigida a condensar la evidencia científica en relación a los aspectos teóricos relevantes sobre la evaluación de la calidad físicoquímica del agua en embalse, en particular se consideraron algunas variables que permiten interpretar la calidad del agua embalsada. Para lograr dicho objetivo se realizó una revisión de los clásicos más consultados y de las revistas más prestigiosas sobre el tema.

I. Importancia del estudio de la calidad del agua en embalses

Los embalses son capaces de brindar abundante información sobre el efecto del cambio climático sobre los recursos hidráulicos (Williamson et al, 2009a). El cambio climático está afectando intensamente estos ecosistemas acuáticos (Polunin, 2008). El impacto del calentamiento del clima se observa en muchos lagos y embalses con severas y potenciales consecuencias para los servicios que brindan estos ecosistemas (Vincent, 2009; Williamson et al., 2009b). Un ejemplo lo constituye la disminución de la

productividad observada en el lago Tanganica de África, como consecuencia del calentamiento y la disminución de los procesos de mezcla en la columna de agua (O'Reilly et al., 2003; Verburg y Hecky, 2009), así como en el lago Baikal de Siberia (Hampton et al., 2008; Moore et al., 2009).

La variada distribución geográfica de los embalses y su sensibilidad a los cambios ambientales, los convierte en objeto de estudio para esclarecer vacíos del conocimiento. Son centinelas del ambiente, porque responden rápidamente a los cambios en la radiación solar, la precipitación, el viento, la hidrología y a los aportes atmosféricos y terrestres (Adrian et al., 2009; Hessen et al., 2009; Mladenov et al., 2009; Mueller et al., 2009; Vincent, 2009; Williamson et al., 2009b). Son reguladores del cambio climático porque reciben, procesan y almacenan grandes cantidades de carbono procedente de sus cuencas y de la productividad primaria verificada en sus aguas, intercambian gases con efecto invernadero con el aire y pueden modificar el clima regional (Dröscher et al., 2009; Gruber y Galloway, 2008; MacKay et al., 2009; Prairie, 2008). Son integradores del cambio climático, porque en los sedimentos acumulados en su parte más profunda, guardan información sobre los cambios ocurridos en su cuenca, tanto en el aire como en la tierra, así como en el propio ecosistema acuático (Carpenter et al., 2007; Leavitt et al., 2009; Pham et al., 2008; Smol, 2008; Williamson et al., 2008; Williamson et al., 2009b).

II. Aspectos a considerar para el manejo de las aguas embalsadas

El manejo apropiado de los embalses requiere un conocimiento integral de estos. Es necesario conocer su morfología (Von-Einem y Wilhelm, 2010), los procesos que ocurren en su interior (Marcé et al., 2006), la litología de la cuenca de alimentación (Chang, 2008; Giussani et al., 2008), los procesos de interacción entre el suelo y el agua (Li et al., 2009), las actividades antrópicas desarrolladas en la cuenca (Giussani et al., 2008; Omo-Irabor et al., 2008; Shrestha y Kazama, 2007), las características físicas, químicas y biológicas del agua (Brooks et al., 2006; Sharp, 2010), las interacciones que ocurren entre estas variables (Casciotti et al., 2010; Heffernan y Cohen, 2010; Sotelo et al., 2007) y la influencia de las variables climáticas sobre la calidad del agua (Armengol et al., 2008; Blukacz et al., 2009; Lucio y Dragoni, 2006). Las características físico-químicas merecen un seguimiento continuo por ser dinámicas en el tiempo, ya sea por efectos climáticos o por el propio manejo del hombre.

I. Principales variables que deben ser estudiadas

1. La Temperatura

La temperatura afecta los procesos físicos, químicos y biológicos de los cuerpos de agua. Un incremento de la temperatura aumenta el número de reacciones químicas, la evaporación y volatilización de las sustancias y disminuye la solubilidad de los gases tales como O₂, CO₂, N₂, CH₄ y otros (Chapman, 1996). La tasa metabólica de los organismos acuáticos también se relaciona con la temperatura. Aguas más calientes incrementan la tasa de respiración (Baulch et al., 2005), lo cual conduce a un aumento en el consumo del oxígeno disuelto (OD) y en la descomposición de la materia

orgánica. El incremento de la temperatura favorece la tasa de crecimiento de bacterias (Rae y Vincent, 1998) y fitoplancton (Adrian et al., 2006). También puede ocurrir crecimiento de macrofitas (Jeppesen et al., 1998) y florecimiento de cianobacterias cuando existe suficiente cantidad de nutrientes disponibles (Jöhnk et al., 2008; Wagner y Adrian, 2009).

Los cambios en la temperatura del agua provocan variaciones en su densidad. A valores altos de temperatura le corresponde una mayor variación de la densidad por unidad de temperatura (Wetzel, 1975). Las capas de agua de la superficie de los embalses absorben mayor cantidad de calor que los estratos más profundos, por tanto se vuelven menos densas que las capas más profundas y tienden a flotar sobre estas. La diferencia de densidades entre las capas más profundas y las más superficiales, no permite su mezcla. Este fenómeno es conocido como estratificación térmica (Boehrer y Schultze, 2008; Wetzel, 1975).

El proceso de estratificación térmica de los embalses depende de la acción del viento, de los movimientos de masas de agua, y de su morfometría (Wetzel, 2001). En los embalses estratificados la masa de agua superior se denomina epilimnio y la inferior hipolimnio. La masa de agua intermedia caracterizada por una marcada discontinuidad térmica se denomina metalimnio y el gradiente térmico entre el epilimnio y el hipolimnio se conoce como termoclina. La termoclina es el plano donde ocurre el máximo gradiente vertical (debe ser $>1^{\circ}\text{C}$) de la temperatura (Wetzel, 1975) (Figura 1).

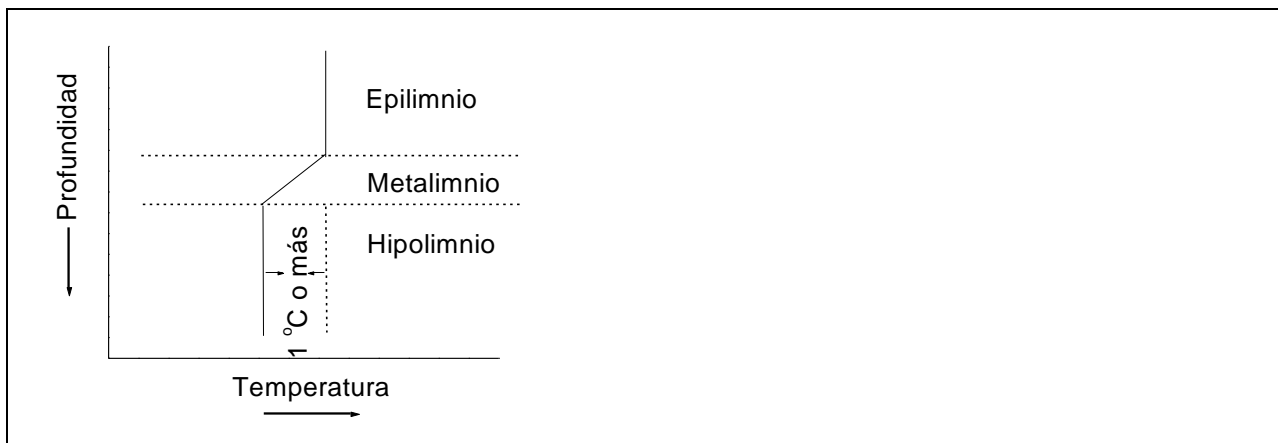


Figura 1. Distribución vertical de la temperatura en embalses estratificados.

Tomado de Wetzel, 1975.

Bajo ciertas condiciones meteorológicas, como fuertes vientos, disminución de la temperatura o intensas lluvias, los embalses pueden mezclarse (la masa de agua superior se mezcla con la inferior). Cuando esto ocurre se dice que el embalse está circulando o que se encuentra en periodo de mezcla. Durante el periodo de circulación toda la columna de agua presenta una temperatura similar. Los cambios en la estructura térmica de un embalse influyen sobre la producción primaria, la

concentración de los nutrientes (nitrógeno, fósforo, sílice, entre otros) (Jeppesen et al., 2005; Wilhelm y Adrian, 2008) y del OD (Hanson et al., 2006), así como en la liberación de metales desde los sedimentos (Hem, 1985).

Estudios a largo plazo de los procesos de mezcla y estratificación en embalses requieren de mediciones de la temperatura en la columna del agua. Estos estudios representan un buen indicador para la vigilancia del cambio climático si se considera la alta relación que existe entre la temperatura del agua embalsada y los factores climáticos (Adrian et al., 2009).

2. El oxígeno disuelto

El oxígeno es esencial para la mayoría de los organismos vivos dada su dependencia del proceso de respiración aeróbica para la generación de energía y para la movilización del carbono en la célula. Se considera una de las variables más importante para el estudio de la calidad del agua; es indicadora de los diferentes estados tróficos, del grado de contaminación, de la salud ecológica de los cuerpos de agua y de estudios para evaluar el cambio climático (MacKay et al., 2009). En el medio acuático es necesario en los procesos de fotosíntesis, oxidación-reducción, solubilidad de minerales y la descomposición de materia orgánica (Fuentes y Massol-Deyá, 2002), así como la liberación de nutrientes desde los sedimentos (Sondergaard et al., 2003). Esta variable es ampliamente usada para estudios de diferentes tipos sobre la calidad del agua (Al-Shaibani, 2008; Nabi-Bidhendi et al., 2007; Quiroz et al., 2008; Smith et al., 2006; Staehr y Sand-Jensen, 2006).

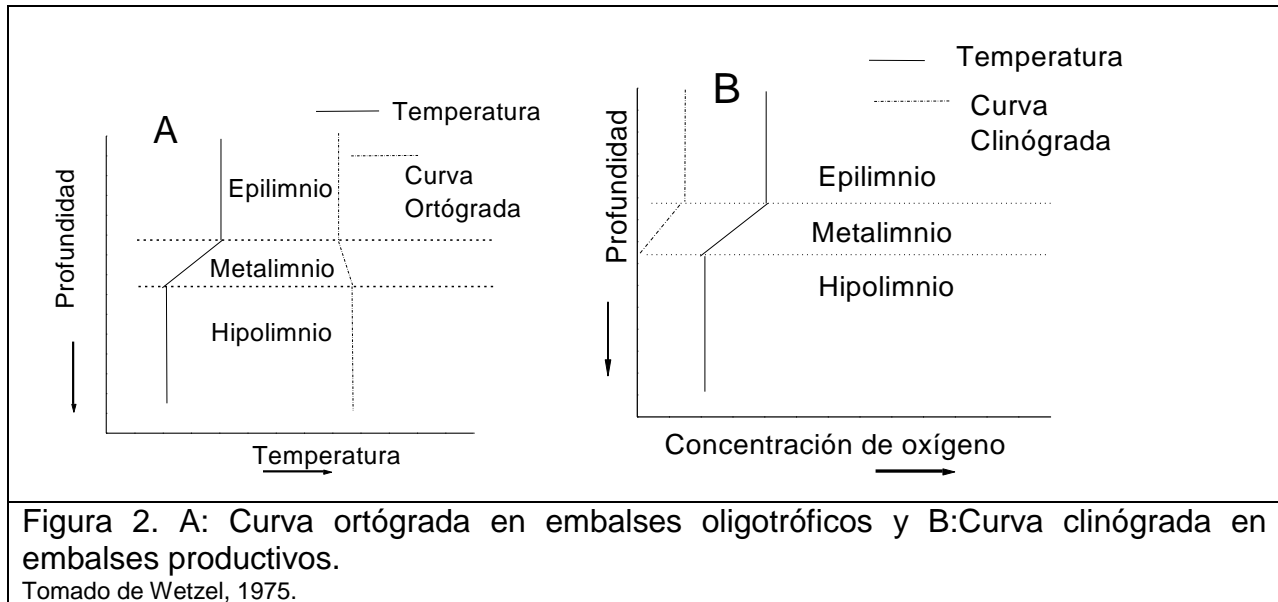
La solubilidad del oxígeno varía inversamente con la temperatura y la salinidad. En el agua dulce su concentración oscila entre 15 mg/L a 0°C y 8 mg/L a 25°C. El OD se puede expresar en términos de porcentaje de saturación, niveles inferiores a 80% puede provocar el rechazo de los consumidores como resultado del olor y sabor del agua (Chapman, 1996).

Existe una relación directa entre la solubilidad de los gases y la presión atmosférica, por lo tanto la altitud a la cual se ubica un cuerpo de agua puede afectar la cantidad de OD. La presión hidrostática ejercida por las masas de agua también puede afectar la solubilidad del oxígeno. La turbulencia favorece el intercambio de gases entre el agua y la atmósfera de manera que a mayor turbulencia, se incrementa la exposición del agua al aire, y se incrementa la concentración de oxígeno en el agua (Wetzel, 1975).

En relación a los procesos biológicos, la fotosíntesis genera oxígeno mientras que la respiración consume oxígeno, por lo tanto las tasas de fotosíntesis y producción así como la distribución de los organismos en la columna de agua pueden afectar la distribución vertical del oxígeno (Hem, 1985).

En los embalses la concentración de OD varía en dependencia del incremento de la productividad biológica como resultado de la entrada de nutrientes y de materia orgánica, del patrón de distribución térmica, de su estado trófico (Likens, 1972) así como de su ubicación geográfica, morfometría y condiciones meteorológicas. En

sistemas con baja producción biológica (sistemas oligotróficos) la distribución vertical del OD está determinada principalmente por factores físicos (temperatura y turbulencia); en el epilimnio es ligeramente menor que en el hipolimnio, ya que la temperatura en los estratos superiores es mayor que en los estratos inferiores (Wetzel, 1975). Esta distribución vertical de oxígeno, característica de un lago oligotrófico, se representa a través de una curva que se denomina ortógrada (Fig. 2A) (Lampert y Sommer, 2007).



En un embalse eutrófico durante el periodo de estratificación, la concentración de oxígeno tiende a ser elevada en los estratos superiores, donde se desarrolla la fotosíntesis con mayor intensidad. Sin embargo, esta productividad tan alta, genera gran cantidad de detrito (materia orgánica particulada muerta) que se va sedimentando y descomponiendo. El proceso de descomposición de la materia orgánica en los sedimentos consume oxígeno, y por ello el hipolimnio de un lago con una producción alta puede tener baja concentración de oxígeno o incluso ser anóxico (sin oxígeno). Este tipo de curva se denomina clinógrada de oxígeno (Lampert y Sommer, 2007) (Figura 2B).

En ambos tipos de embalses, el periodo de circulación está acompañado por una distribución homogénea de oxígeno en toda la columna de agua.

La distribución vertical de oxígeno proporciona información sobre la condición trófica del lago (oligotrófica, mesotrófica, eutrófica) y sobre la distribución de los organismos planctónicos, bentónicos y de los peces. Igualmente ejerce gran influencia sobre los procesos de descomposición de materia orgánica y la presencia de reacciones de oxidación-reducción (Chapman, 1996).

3. Potencial redox

El potencial redox (Eh) caracteriza los estados de oxidación reducción de las aguas naturales, indica la abundancia de electrones en un sistema y la tendencia a ganarlo o a cederlo. Valores positivos del potencial indican que en el sistema predominan las condiciones oxidantes, mientras que los valores negativos indican que en el sistema predominan las condiciones reductoras (Hem, 1985). En ambientes anaeróbicos el valor del Eh determina la especiación química de elementos como el hierro (Fe), manganeso (Mn), nitrógeno (N) azufre (S) y carbono (C) entre otros (García-Gil y Camacho, 2001). Su medida en estos ambientes es muy útil, también es frecuente la determinación de su valor para profundizar en el conocimiento de la química del Fe y el Mn en lagos y embalses (Abesser y Robinson, 2010; Abesser et al., 2006; Davranche y Bollinger, 2001; Miao et al., 2006), así como en los ciclos de los nutrientes fósforo y nitrógeno (Dzialowski et al., 2007; Graetx et al., 1973; Marín et al., 2006).

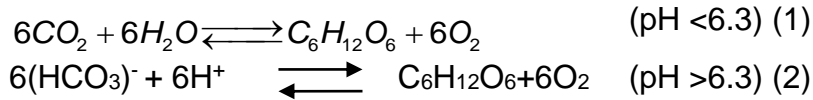
A medida que se incrementa la concentración de OD, el Eh también aumenta y puede llegar a alcanzar valores próximos a +700 mV. Los valores de potencial negativo (<100 mV) se asocian a la ausencia de oxígeno y a la presencia de sulfuros en agua y otras sustancias reductoras. La relación entre el OD y el Eh es particularmente observada en ambientes acuáticos eutróficos, en cuerpos de agua con un contenido elevado de materia orgánica y en cuerpos de agua con una marcada estratificación térmica (Fuentes y Massol-Deyá, 2002). Los lagos y embalses con un hipolimnio anóxico generalmente se caracterizan por un notable gradiente en el Eh (Lampert y Sommer, 2007).

4. Potencial de hidrógeno (pH)

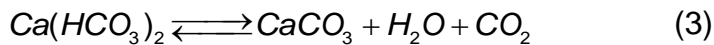
Muchos factores naturales pueden influir sobre el pH pero su valor depende fundamentalmente del balance entre dióxido de carbono, bicarbonato y carbonato, así como de la presencia de otras sustancias naturales como los ácidos húmico y fúlvico (Chapman, 1996). Su medición debe realizarse in situ o inmediatamente después de haber tomado la muestra.

A su vez el pH es una variable que influye en los procesos biológicos y químicos que se desarrollan dentro de un cuerpo de agua (Lampert y Sommer, 2007). Regula los procesos biológicos como la fotosíntesis, la respiración y la asimilación de nitrógeno (Lampert y Sommer, 2007). Sus variaciones pueden tener efecto marcado sobre cada uno de los niveles de organización de la materia viva, desde el nivel celular hasta el nivel del ecosistema (Fuentes y Massol-Deyá, 2002). La influencia del pH sobre la distribución de especies le confiere utilidad a esta variable para estudios paleolimnológicos (Catalán et al., 2009).

Los procesos de fotosíntesis y respiración pueden tener un efecto marcado sobre el pH del agua en dependencia del equilibrio carbonato-bicarbonato-dióxido de carbono y de la prevalencia de la especie de carbono inorgánico que esté presente en el agua. De forma simplificada la fotosíntesis se puede representar por las ecuaciones:



En la ecuación (1) se representa el predominio en el agua del dióxido de carbono. En este caso no se consumen iones hidronios cuando se asimila una molécula de dióxido de carbono. En la ecuación (2) se representa el predominio del ión bicarbonato (HCO_3^-) en el agua y el consumo de un ión hidronio por cada molécula de (HCO_3^-) consumida en la fotosíntesis, lo cual provoca un aumento del pH del agua (las reacciones inversas representan el proceso de la respiración). Para valores de pH inferiores a 6.3 predomina el dióxido de carbono como especie inorgánica y la respiración y la fotosíntesis tienen poco efecto sobre el pH, porque no hay consumo de iones hidronios (Lampert y Sommer, 2007).



Según la ecuación (3) la remoción del CO_2 como consecuencia de la actividad fotosintética desplaza el equilibrio hacia la derecha, lo cual provoca un aumento de pH y la precipitación del carbonato de calcio. La ecuación antes señalada explica la descalcificación del agua en lagos y embalses productivos (Wetzel, 1975).

La asimilación de nitrógeno por los organismos acuáticos puede afectar el pH del agua. Si se usan los iones de nitrógeno amoniacal como fuente de nitrógeno se debe liberar una cantidad equivalente de iones hidronios para mantener el balance de carga. Cuando el nitrato es el ión asimilado, por el contrario se debe consumir una cantidad equivalente de iones hidronios. En general la asimilación de nitrógeno no influye tanto en el pH como la asimilación del carbono en la fotosíntesis y su efecto sobre éste es más notable. Cuando el pH del agua es inferior a 6.3 la fotosíntesis tiene un efecto menor sobre el mismo por los bajos valores de (HCO_3^-) en el agua (Lampert y Sommer, 2007).

Como se explicó anteriormente el pH también influye en los procesos químicos desarrollados en el agua. Son múltiples los estudios donde la medida del pH se utiliza para interpretar resultados sobre la liberación de metales (Gammons et al., 2005; Lee et al., 2008; Yin et al., 2008) y nutrientes (Jin et al., 2005; Marín et al., 2006; Wang et al., 2005) desde los sedimentos de los cuerpos de agua. La superficie activada de los oxihidróxidos metálicos es una función del pH del medio (Davranche y Bollinger, 2001). También es una variable a considerar cuando se necesita determinar la especiación química y solubilidad de sustancias presentes en el agua (Hanrahan et al., 2005). Además interviene en el proceso de lavado de la roca, y se ha encontrado una relación inversa entre el intemperismo y el pH (Abesser y Robinson, 2010).

La influencia del pH sobre el balance del carbono total fue demostrada por Finlay et al. (2009). La investigación referida se efectuó en seis lagos situados en el norte de las Grandes Llanuras de Canadá. Durante 14 años se observó una alta fluctuación en los valores de CO_2 relacionada con los cambios de pH: cuando el pH fue superior a 8.6 los lagos actuaron como receptores del CO_2 atmosférico, mientras que para valores

inferiores a este el CO₂ se expulsó desde los lagos hacia la atmósfera. De forma similar, se encontró una dependencia entre las fluctuaciones del CO₂ y los valores del pH, y se demostró que los lagos salinos actuaron como sumideros de CO₂ cuando el pH fue superior a 9 (Duarte et al., 2008).

5. Nutrientes.

5.1. Nitrógeno. Amonio, nitrito y nitrato

El nitrógeno es esencial para los organismos vivos, las plantas convierten el nitrógeno inorgánico en orgánico. En el medio acuático se encuentra en varios estados de oxidación (entre -3 y +5). Las especies inorgánicas son el amonio (NH₄)⁺, el nitrógeno gaseoso en su forma molecular (N₂), el monóxido de dinitrógeno (N₂O), el nitrito (NO₂)⁻ y el nitrato (NO₃)⁻. El nitrógeno en forma de nitrato o amonio puede convertirse en nutriente limitante en los ecosistemas acuáticos (Elser et al., 1990). Las formas orgánicas están presentes en la excreta de los organismos y en el detritus; fundamentalmente como polipéptidos y grupos aminos (Lampert y Sommer, 2007).

Desde el punto de vista termodinámico el N₂ es la forma más estable del nitrógeno, las otras formas se convierten en N₂ bajo determinadas condiciones, lo cual explica que el nitrógeno gaseoso es el principal depósito de nitrógeno para los organismos vivos. Sin embargo solo las cianobacterias tienen la capacidad de fijarlo (Schindler et al., 2008; Wetzel, 1975), por lo que su reciclaje depende de las transformaciones químicas de compuestos nitrogenados más disponibles a través de reacciones de oxidación-reducción.

Los procesos de transformación no biológicos que intervienen en el ciclo de nitrógeno son la volatilización, adsorción, absorción y sedimentación. Los procesos de transformación biológica (mediados por microorganismos) incluyen la fijación de N₂ en forma de amonio, asimilación de las formas inorgánicas (nitrato y amonio), nitrificación (conversión de las especies más reducidas en nitrato), desnitrificación (conversión de nitrato en nitrógeno gaseoso), amonificación (producción de amonio por la descomposición de la materia orgánica nitrogenada) (Chapman, 1996).

El proceso de amonificación se incrementa con un aumento de la temperatura producto de la intensificación de la descomposición de la materia orgánica nitrogenada (Weyhenmeyer et al., 2007).

La nitrificación y desnitrificación disminuye en aguas ácidas y bajas temperatura (< 2°C). A altas temperatura el producto primario es N₂, a bajas temperatura es N₂O que se transforma rápidamente en N₂. La nitrificación es la principal fuente de nitrato en los ecosistemas (Gilbert et al., 1997; Henriksen et al., 1993). Varios factores influyen en el proceso de nitrificación como son: la temperatura, la disponibilidad de sustrato, el pH y la concentración del OD (Melody y Dodds, 2001). La cantidad de N removida en el proceso de desnitrificación depende del suministro externo de nitrato, de la relación nitrificación-denitrificación, de factores que influyen sobre la actividad de las bacterias desnitrificantes como son la temperatura, las concentraciones de OD y de carbono, así como del grado de de la actividad de las bacterias nitrificantes cuando las

concentraciones de N son bajas (Bernot y Dodds, 2005). Son de particular importancia la disponibilidad de amonio y la concentración de OD (Rysgaard et al., 1994). La denitrificación se produce fundamentalmente en el hipolimnio anaeróbico de lagos y embalses y en los sedimentos con abundancia relativa de sustratos orgánicos oxidables. La denitrificación es estacional, se incrementa en el comienzo del verano al inicio de la estratificación (Wetzel, 1975) y con el incremento de la temperatura (Weyhenmeyer et al., 2007).

El ión **amonio** se absorbe fuertemente en el material particulado y coloidal, especialmente en cuerpos de agua alcalinos, que contienen altas concentraciones de materia orgánica disuelta de naturaleza húmica. Aunque el $(\text{NH}_4)^+$ constituye una buena fuente de nitrógeno para las plantas, muchas algas y macrofitas localizadas en ambientes eutróficos crecen mucho mejor a expensas de nitrato, aún cuando se requiere que el nitrato sea reducido posteriormente a amoniaco. Esto se debe en gran medida a la toxicidad del NH_4OH producido a pH altos (Thurston et al., 1981) como son los valores de pH que se observan durante periodos de alta actividad fotosintética en ambientes eutróficos.

El amonio es la forma de nitrógeno presente en las lluvias, como causa de su volatilización desde la superficie de la tierra. Las aguas no contaminadas frecuentemente contienen concentraciones por debajo de 0.1 mg/L y en las aguas superficiales pueden alcanzar valores alrededor de 2-3 mg/L. Concentraciones superiores son un indicativo de contaminación orgánica tal como residuales albañales (Perona et al., 1999), industriales o procedentes del escurrimiento de áreas de cultivos con uso de fertilizantes (Rytwo y Gonen, 2005). También puede originarse por la materia orgánica proveniente de organismos acuáticos muertos. Por tal razón esta variable se usa como un indicador de contaminación orgánica (Chapman, 1996). Altas concentraciones de amonio se observan en el hipolimnio de embalses anóxicos (Al-Bakri y Chowdhury, 2006; MacDonald et al., 2004; Marcé et al., 2006; Pasche et al., 2009) y caracterizan a embalses eutróficos (González et al., 2004; Wetzel, 2001).

La distribución del amonio en lagos y embalses varía en el espacio y el tiempo, en dependencia de su estado trófico, de los procesos de difusión, de la turbulencia inducida por el viento y por el movimiento de los organismos que viven en los sedimentos y del aporte que reciba desde la cuenca (Wetzel, 2001). Sus concentraciones aumentan en el hipolimnio cuando este se vuelve anóxico y se termina la nitrificación (Beutel et al., 2008a). La ausencia de la microzona oxidada en la interfase agua-sedimento, reduce significativamente la capacidad de absorción de estos, lo cual facilita la liberación del amonio desde los sedimentos (Wetzel, 1975).

El **nitrito** es una especie receptora de electrones e inestable en aguas aireadas, caracteriza el estado intermedio en los procesos de nitrificación y desnitrificación. Su concentración en el agua dulce es muy baja, 0.001 mg/L y rara vez alcanza valores superiores a 1 mg/L. Es considerado un indicador de la contaminación del agua por residuos, generalmente valores elevados indican afectaciones en la calidad microbiológica del agua (Hem, 1985).

El **nitrato** es la forma más común de encontrar el nitrógeno combinado en el agua dulce. Es un nutriente esencial para las plantas acuáticas, se origina de los restos de animales y plantas, del drenaje de tierras de cultivo y también puede estar presente en las rocas ígneas. Su concentración en el agua fluctúa estacionalmente en dependencia del crecimiento y descomposición de las plantas. Valores por encima de 0.1 mg/L de $N-(NO_3)^-$ indican contaminación por residuos industriales, albañales y lixiviados de áreas de cultivos (Chapman, 1996).

La asimilación de $N-(NO_3)^-$ ocurre con mayor frecuencia en la zona fótica de los cuerpos de agua. Su asimilación por fotosíntesis puede ser mayor que las fuentes de generación e incorporación desde la cuenca y en algunos casos la concentración está por debajo del límite de detección. Su distribución en la columna de agua de embalses y lagos eutróficos depende del grado de desnitrificación existente (Wetzel, 1975).

5.2. Fósforo total y ortofosfato

El fósforo (P) es un nutriente esencial para el desarrollo de la biota acuática, pero magnitudes superiores a sus requerimientos desencadena la eutrofización del agua. Su concentración en el agua dulce varía desde cifras inferiores a 5 $\mu\text{g/L}$ en aguas limpias hasta 200 $\mu\text{g/L}$ en aguas productivas (Wetzel, 2001).

Los estados de oxidación del fósforo van desde -3 hasta +5, aunque la forma predominante en el agua dulce es la más oxidada (+5; en forma de fosfato). Existe en la naturaleza en forma de ortofosfato, polifosfato y fosfato enlazado a compuestos orgánicos (Chapman, 1996). Las formas reducidas de fósforo están presentes en insecticidas fundamentalmente. Estos compuestos son inestables en aguas aireadas pero persistentes en ambientes reductores. El fósforo orgánico, sintetizado por la biota, constituye una fracción significativa del fósforo particulado y disuelto en el agua dulce (Hem, 1985).

Las principales fuentes de fósforo son la descomposición de los productores primarios en la columna de agua y en los sustratos, la descomposición de los restos de animales y plantas, el vertido de residuales domésticos e industriales, el lavado de suelos fertilizados (Wetzel, 1983) y el lavado de apatita, vivianita y fosforita entre otros. Tanto los vertidos domésticos, como los industriales y agropecuarios provocan un marcado incremento en sus concentraciones (Perona et al., 1999). Por otra parte si los lagos y embalses no son impactados por actividades antrópicas reciben desde la cuenca más nitrógeno que fósforo, por lo que es más frecuente la limitación por fósforo que por nitrógeno (Lampert y Sommer, 2007).

Durante el crecimiento del fitoplancton el fósforo del epilimnio se puede reducir a concentraciones por debajo del límite de detección. La concentración de fósforo aumenta cuando el consumo de fitoplancton por el zooplancton es superior a la producción de fitoplancton (aumenta la transparencia del agua) (Lampert y Sommer, 2007). Durante el periodo de estratificación el fósforo del epilimnio decrece (O'Reilly et al., 2003) a menos que la entrada desde la cuenca aumente. A medida que se profundiza la termoclina ocurre una mezcla con el agua del hipolimnio (con mayor

concentración de fósforo) y como consecuencia causa un nuevo aumento en la concentración del fósforo en el epilimnio (Lampert y Sommer, 2007).

En los sedimentos el fósforo se adhiere a las partículas de arcillas y en este momento su liberación al agua es dependiente del valor del Eh y del OD en la interfase agua-sedimento (Hakanson y Jansson, 2002). En esta zona la concentración de fósforo será superior a la de la masa de agua y se establece un gradiente de concentración que determina el flujo de fósforo hacia el agua (Qin et al., 2006). Cuando el agua de la interfase está oxigenada el fósforo forma un complejo insoluble con el Fe (OH)₃ que precipita y no vuelve al agua hasta tanto el Eh y la concentración de oxígeno alcancen un valor que permita la reducción del Fe⁺³ a Fe⁺² (Welch y Jacoby, 2001). Los embalses productivos pueden alcanzar valores de Eh y OD que facilitan la liberación de altas concentraciones de fósforo desde los sedimentos al hipolimnio (Beutel et al., 2008b).

Cuando ocurren turbulencias ocasionales de tal magnitud que rompen la termoclina, las concentraciones de fósforo se trasladan hasta el epilimnio y ocurre el crecimiento del fitoplancton (Wetzel, 2001). Simultáneamente la mezcla conduce a la oxigenación del hipolimnio y a la precipitación del fósforo hacia los sedimentos.

El **ortofosfato** es la especie más oxidada del P y la más utilizada por los organismos (Wetzel, 2001). El carácter poco soluble de los compuestos de fosfatos (con Al³⁺, Ca²⁺ y Fe³⁺), así como su absorción en las arcillas, facilita su permanencia en los sedimentos, lo cual causa una mitigación de los procesos de eutrofización en los embalses con altos contenidos de estos metales. Se ha planteado que cuando el hipolimnio de los embalses es anaeróbico, con valores de pH bajos se favorece la liberación de fosfato desde los sedimentos (Payne, 1986). Sin embargo otros investigadores han encontrado al fósforo retenido en los sedimentos de embalses con altas concentraciones de aluminio (Ulrich y Poethig, 2000). Este comportamiento se explicó por la naturaleza del enlace P-Al, además de su carácter poco soluble.

8. Componentes mayoritarios del agua

El contenido salino del agua dulce está determinado por la suma de las concentraciones de cuatro cationes Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺ y K⁺ y por los aniones (CO₃)²⁻, (HCO₃)⁻, Sulfato (SO₄)²⁻, y Cl⁻. El promedio de la salinidad del agua dulce en el mundo es 120 mg/L, pero varía en los diferentes continentes. La proporción de estos iones generalmente se comporta de la siguiente manera Ca²⁺ > Mg²⁺ > Na⁺ > K⁺ y (HCO₃)⁻ > (SO₄)²⁻ > Cl⁻ (Wetzel, 1975).

La distribución espacial y temporal de los componentes mayoritarios en el agua se verifica de acuerdo a la naturaleza de cada uno de los iones y los cationes. Los iones conservativos son aquellos que su concentración es relativamente constante en cualquier ambiente y no es afectada por la utilización de la biota; entre ellos se encuentran el Mg²⁺, el Na⁺, el K⁺ y el Cl⁻. Los iones no-conservativos son los que su concentración varía en el espacio y en el tiempo. Dichas variaciones responden principalmente a los requerimientos de la biota. Iones no conservativos son el Ca²⁺, el (HCO₃)⁻ y el (SO₄)²⁻ (Wetzel, 2001).

Según su origen los iones se pueden clasificar en litofílico, atmosfílico y biofílico. Se consideran litofílicos los iones que dependen de la meteorización de las rocas (CO_3^{2-} , HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} y Na^+), atmosfílicos los que provienen de la atmósfera (Cl^- y SO_4^{2-}) y biofílicos los que están principalmente controlados por procesos biológicos y tienen altas tasas de reciclado interno dentro del ecosistema (K^+) (Ávila et al., 1992; Piñol et al., 1992). Sin embargo, cuando la razón Na: Cl es superior a la unidad, las concentraciones de Na^+ se asocian al impacto de las actividades antrópicas sobre la calidad del agua (Das et al., 2005; Giussani et al., 2008; Krishnaswami y Singh, 2005; Omo-Irabor et al., 2008; Viganò et al., 2003), su origen también se asocia a procesos atmosféricos (Gao et al., 2009; Jha et al., 2009).

Hay una variación significativa en la concentración de los componentes mayoritarios de un cuerpo de agua dulce a otro, como resultado de diferencias en condiciones climáticas, geografía, topografía actividad biológica y el momento seleccionado para hacer el análisis.

Existen tres mecanismos que regulan la composición salina de las aguas dulces: meteorización de las rocas, precipitación atmosférica y los procesos de evaporación-precipitación (Gibbs, 1970). Cuando la composición salina del agua está determinada por la meteorización de las rocas, se caracteriza por un predominio de los iones HCO_3^- y Ca^{2+} con valores moderados de salinidad (Jha et al., 2009; Pehlivan y Yilmaz, 2005). En este caso existe una dependencia de la composición del agua con la litología de la cuenca de drenaje, el clima y el relieve.

Cuando la composición del agua está regulada por las precipitaciones atmosféricas el agua se caracteriza por un bajo contenido salino y un predominio de los iones Na^+ y Cl^- con valores bajos de salinidad. En estos casos la proporción de sales procedente del lavado de las rocas es muy baja y el contenido de sales en el agua proviene de la atmósfera, y más exactamente de los océanos. Este mecanismo se observa en zonas geográficas con bajo relieve y alta pluviosidad (generalmente en zonas tropicales de América del Sur y África) (Wetzel, 1975).

El tercer mecanismo que influye sobre la salinidad del agua es la evaporación cristalización fraccionada y precipitación. Cuando este mecanismo prevalece, las aguas se caracterizan por altos contenidos de Na^+ , Cl^- y sales (Rajmohan y Elango, 2007). Este mecanismo se verifica fundamentalmente en regiones áridas y calientes.

Diferentes investigadores (Fagundo et al., 1996; Garrels y Christ, 1965; Hutchinson, 1957; Roques, 1964; Stumm y Morgan, 1970; Wetzel, 1975) han desarrollado las bases teóricas que fundamentan los factores que intervienen en el proceso de disolución de los minerales por las aguas naturales.

Estos factores desempeñan un rol importante sobre los mecanismos que se verifican en el proceso de mineralización de las aguas. Cabe destacar los siguientes: el pH del agua, la acción de los gases en la disolución de los minerales, su solubilidad, la tendencia al establecimiento del equilibrio químico, el efecto de ión común, el efecto

salino, el potencial de oxidación-reducción del medio, la capacidad de adsorción, absorción e intercambio iónico del suelo y factores biológicos.

La mineralización total del agua influye sobre propiedades tales como la densidad, la viscosidad, la tensión superficial, la presión osmótica, el punto de fusión, el punto de ebullición y la solubilidad de gases. Sin embargo, la mayoría de los efectos sobre los organismos se relacionan con su composición (Lampert y Sommer, 2007).

7.1. Bicarbonato

El agua dulce generalmente tiene un pH entre 6 y 8.5 y su alcalinidad está determinada por el balance entre las especies CO_2 , $(\text{HCO}_3)^-$ y carbonato $(\text{CO}_3)^{2-}$ en dependencia del valor del pH del agua. El $(\text{HCO}_3)^-$ es la especie de mayor contribución a esa alcalinidad, por encima de un pH de 6.5 (en dependencia de la temperatura, la salinidad y otros factores), es la forma que predomina. Para valores inferiores del pH, el CO_2 es la especie dominante. A partir de valores de pH superiores a 8.5, la fracción $(\text{CO}_3)^{2-}$ empieza a nivelar al resto de las fracciones de carbono inorgánico (Margalef, 1983). En la Tabla I se muestra el predominio de una u otra especie de acuerdo a los valores del pH en el agua dulce.

Tabla I. Variación de las proporciones de dióxido de carbono, $(\text{HCO}_3)^-$ y $(\text{CO}_3)^{2-}$ disueltos en agua, en relación con las variaciones de pH*.

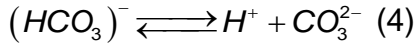
pH	CO_2	$(\text{HCO}_3)^-$	$(\text{CO}_3)^{2-}$
4	0.996	0.004	1.25×10^{-9}
5	0.962	0.038	1.20×10^{-7}
6	0.725	0.275	9.1×10^{-5}
7	0.208	0.792	2.6×10^{-4}
8	0.025	0.972	3.2×10^{-3}
9	0.003	0.966	0.031
10	0.000	0.757	0.243

Datos tomados de Hutchinson (Hutchinson, 1957).

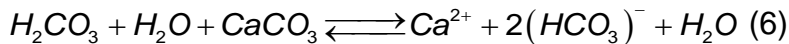
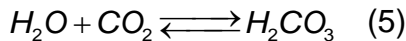
Algunas sales de ácidos débiles como boratos, silicatos, nitratos y fosfatos también pueden contribuir a la alcalinidad (Wetzel, 1975). Estos iones negativos en solución están comúnmente asociados o pareados con iones positivos; Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y K^+ y otros cationes.

La principal fuente de $(\text{HCO}_3)^-$ es la meteorización de rocas carbonatadas como la roca caliza; aunque también puede originarse por lavado de silicatos (Al-Shaibani, 2008; Subramanian et al., 2006). A pesar de que la roca caliza no es muy soluble en agua pura, su disolución es promovida por la presencia de CO_2 disueltos en el agua. Las fuentes de CO_2 pueden generarse desde la atmósfera, la descomposición de la materia orgánica o la respiración (Stumm y Morgan, 1996). El $(\text{HCO}_3)^-$ de lagos y embalses también puede tener su origen en afluentes de manantiales con alta alcalinidad y sobresaturados de CO_2 . Una vez que el afluente entra al cuerpo de agua, el CO_2 se libera y el equilibrio presentado en la ecuación (4) se desplaza hacia la derecha con el

respectivo incremento de la concentración de $(CO_3)^{2-}$. Por esta razón la concentración de $(HCO_3)^-$ en agua se mantiene dentro de un rango moderado a causa del equilibrio con el $(CO_3)^{2-}$, según se muestra en la ecuación (4). Las concentraciones más comunes están por debajo de los 200 mg/L (Hem, 1985).



El proceso de meteorización de las rocas carbonatadas para la formación de $(HCO_3)^-$ se puede sintetizar según las ecuaciones (5) y (6).



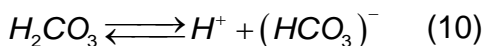
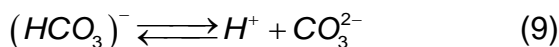
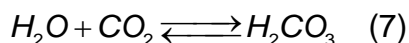
La disolución de CO_2 en agua genera ácido carbónico (ecuación 5), que a su vez reacciona con la roca carbonatada y origina los iones Ca^{2+} y $(HCO_3)^-$ (ecuación 6).

Los embalses ubicados en regiones donde abunda la roca caliza registran una elevada alcalinidad y por tanto una alta capacidad amortiguadora. En regiones donde el lecho rocoso está compuesto mayormente de granito y otras rocas ígneas pobres en carbonatos, generalmente encontramos lagos y corrientes con una baja alcalinidad y una pobre capacidad amortiguadora (Wetzel, 1975). Dichos cuerpos de agua son, a menudo, más susceptibles al impacto de la lluvia ácida.

Otras zonas donde encontramos lagos y corrientes con baja alcalinidad son áreas que reciben una precipitación abundante. En dichas áreas la mayoría de los carbonatos expuestos y disponibles se han disuelto a lo largo del tiempo.

El $(HCO_3)^-$ desempeña un rol principal en la productividad de cuerpos de agua naturales, sirviendo como una fuente de reserva para la fotosíntesis. La alcalinidad ha sido utilizada como un indicador de la productividad de lagos, donde niveles altos indican una productividad alta y viceversa (Lampert y Sommer, 2007). En aguas con alta productividad, el proceso fotosintético puede agotar los niveles de CO_2 libre, a tal punto que el crecimiento de plantas acuáticas se ve limitado y el pH puede alcanzar valores mayores de 9 o 10.

Durante el proceso de fotosíntesis se consume CO_2 , lo cual provoca el aumento del pH. Este aumento se debe a la disminución en la concentración del catión (H^+) según se expresa en la ecuación (11) que simplifica los procesos representados por las ecuaciones (7, 9 y 10).





El CO_2 consumido en la fotosíntesis puede ser restituido por dos fuentes: (1) por difusión molecular desde la atmósfera y (2) por el sistema de alcalinidad a través de la disociación de bicarbonato según las ecuaciones 7, 9, 10 y 11. Si la concentración de $(\text{CO}_3)^{2-}$ aumenta lo suficiente como para exceder la constante de solubilidad, la actividad fotosintética puede dar lugar a la precipitación de carbonato de calcio (CaCO_3) (Brunskill, 1969; Müller et al., 2006). Esa es una situación muy común en lagos de alta productividad con una alta alcalinidad, donde se puede observar una cubierta blancuzca sobre la superficie de estructuras vegetales y sobre el sedimento.

Los procesos de respiración aerobia y anaerobia generan CO_2 el cual, dependiendo de su concentración, puede desplazar el equilibrio descrito en la ecuación (11) hacia la derecha, causando que el pH disminuya (Lampert y Sommer, 2007). Cuando la actividad del proceso de respiración excede la actividad fotosintética (se produce CO_2 por respiración aerobia y anaerobia) disminuye la concentración de $(\text{CO}_3)^{2-}$ a tal punto que los depósitos de carbonato de calcio se disuelven en el agua.

7.2. Calcio

El Calcio (Ca) es el mayor constituyente de la roca caliza. Esencial para todas las formas vivas, su fuente principal son los minerales no silicatados especialmente los carbonatos, aunque también forma parte de los silicatos (feldespato, anfíboles, albita entre otros). Es el catión más abundante en las aguas subterráneas y superficiales (salvo algunas excepciones), su concentración puede ir desde niveles bajos hasta cientos de mg/L (Hem, 1985). Se registra normalmente como ión bivalente Ca^{2+} y en virtud de su rápida solubilidad está presente en casi todas las aguas. Es un ión no conservativo y su concentración en el agua depende de factores abióticos y bióticos (Wetzel, 2001). Entre los factores abióticos la concentración de CO_2 disuelto en el agua desempeña un rol fundamental. Si el pH de la solución alcanza un nivel suficientemente alto para la producción de CO_3^{2-} , el Ca CO_3 precipita en cantidades apreciables; si el CO_2 se incorpora al sistema la solución se mantiene y si es removido puede ocurrir la deposición del Ca CO_3 . Por tanto, la presencia de grandes cantidades de calcio y bicarbonato en solución es posible cuando se dispone de un gran contenido de CO_2 (Wetzel, 1975).

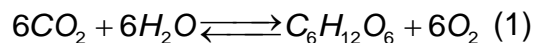


El aumento de la temperatura del agua en el verano produce una disminución en la concentración del CO_2 , lo cual produce un desplazamiento hacia la derecha del equilibrio químico representado en la ecuación (3). Como resultado ocurre la precipitación del CaCO_3 (la solubilidad en agua a 25°C es 1.23×10^{-2} g/L), lo cual disminuye la concentración de Ca^{2+} en solución. Algunos iones, así como ácidos

húmicos y otras sustancias disueltas en el agua pueden adherirse a las partículas de CaCO_3 y formar parte de los sedimentos de los cuerpos de agua.

La elevación del pH del agua conduce a la formación de apatita si hay fósforo en solución. Al mismo tiempo, promueve la formación de carbonato de calcio por el desplazamiento hacia la derecha del equilibrio químico representado en la ecuación (9). El CaCO_3 puede coprecipitar junto al fosfato en solución. Se ha planteado que concentraciones de Ca^{2+} superiores a 40 mg/L reducen la solubilidad del fósforo (Margalef, 1983). El Ca^{2+} forma compuestos insolubles con el fósforo (apatita, hidroxilapatita, anapaita, etc.) por tanto reduce la concentración de fósforo en el agua y previene el crecimiento algal (Stumm y Morgan, 1996). Las aguas superficiales pobres en Ca^{2+} , tienen una débil capacidad buffer y con frecuencia son ligeramente ácidas. También son más sensibles a la eutrofización: se ha señalado que para pH 7, y concentraciones de Ca^{2+} superiores a 40 mg/L reducen al fósforo disuelto a 10 $\mu\text{g/L}$, concentraciones de Ca^{2+} superiores de 100 mg/L lo reducen hasta 1 $\mu\text{g/L}$ (Fuentes y Massol-Deyá, 2002). El fosfato de calcio a 25°C tiene una K_{ps} de 1.2×10^{-26} .

Cuando la eutrofización alcanza un alto grado y como consecuencia la tasa fotosintética es alta, se produce la descalcificación del agua. El proceso fotosintético se puede representar de forma resumida por la ecuación (1). El consumo de CO_2 por el proceso fotosintético trae aparejado un desplazamiento hacia la derecha del equilibrio químico de la ecuación (7), con la respectiva formación de CaCO_3 que precipita, por lo cual las concentraciones de Ca^{2+} en el agua disminuyen.



Bajas concentraciones de Ca^{2+} comparadas al Na^+ pueden indicar ausencia de minerales de Ca^{2+} soluble o la acción de cambio de base por medio de la cual el Ca^{2+} que está originalmente en las aguas ha sido intercambiado por el Na^+ . El Ca^{2+} es formador de complejo con los ácidos húmicos, especialmente los que están presentes en los sedimentos alterando el equilibrio en el hipolimnio de los cuerpos de agua (Hem, 1985). Pequeñas concentraciones de CaCO_3 combaten la corrosión de almacenamientos y conductores metálicos por la formación de una capa protectora, así mismo repercute de forma perjudicial en las industrias, específicamente donde se realiza transferencia de calor ya que es conocido que junto al Mg^{2+} contribuye a la dureza del agua.

7.3. Magnesio

El magnesio (Mg) es esencial para la nutrición de la biota acuática, aunque en pequeñas concentraciones en relación a las presentes en el agua dulce. En este medio su concentración varía entre 1 y 100 mg/L, en dependencia de la geología de la cuenca (Chapman, 1996). Es necesario para la formación de la molécula de clorofila. En el agua predomina como ión Mg^{2+} y junto al Ca^{2+} contribuye a la dureza del agua.

Los compuestos de Mg son más solubles que sus similares de Ca. Aparece generalmente en las aguas en cantidades mucho menores que el Ca. Una vez en solución el Mg^{2+} tiende a permanecer en ese estado más fuertemente que el Ca^{2+} lo

que está probado de manera general por el enriquecimiento de Mg^{2+} en el agua de mar donde su concentración es la segunda en orden después del sodio (Na). Su contenido aumenta a lo largo de los ríos en relación con los otros cationes y en particular el Ca^{2+} . Como resultado de estas propiedades, se considera un ión conservativo y se emplea para detectar entradas de agua subterránea a embalses, mediante un balance de masa (Wetzel, 1975).

Forma parte de la composición de las rocas ígneas en forma de silicatos (olivinos, piroxenos, anfíboles). También forma parte de rocas carbonatadas tales como la dolomita, la caliza, la magnesita entre otros. Al igual que el Ca, el Mg proviene mayormente de la meteorización de las rocas (Berner y Berner, 1987).

7.4. Sodio

Toda el agua dulce contiene Na a causa de la alta solubilidad de sus sales. De forma general su concentración está por debajo de los 50 mg/L, se encuentra en la forma iónica Na^+ y es esencial para la biota. Elevadas concentraciones en el suelo afecta el crecimiento de las plantas (Chapman, 1996).

Las fuentes de Na pueden ser de origen natural y antrópico. Entre las fuentes naturales se encuentran el lavado de silicatos (feldespatos) y evaporitas (Hem, 1985), así como procedente de procesos atmosféricos (Jha *et al.*, 2009). Entre las fuentes antrópicas se encuentran residuales domésticos y agropecuarios entre otros (Giussani *et al.*, 2008; Jha *et al.*, 2009; Omo-Irabor *et al.*, 2008).

7.5. Potasio

Su concentración en el agua dulce es baja (inferior a 10 mg/L) porque las rocas que lo contienen son resistente al lavado. Es requerido por la biota acuática y sus sales son solubles, aunque parte del potasio (K) en solución puede retornar a la fase sólida (Chapman, 1996). Un proceso que incorpora K disuelto al estado sólido es el intercambio de base o adsorción por arcillas.

El K es poco común en las rocas ígneas, mientras que en las rocas sedimentarias es más abundante. Aunque el Na y el K son metales alcalinos y tienen características químicas comunes, su comportamiento en el proceso de meteorización química es diferente. El Na permanece en solución, mientras que el K es fácilmente re combinado con los productos de la meteorización. Esto explica que el Na esté normalmente presente en el agua en mayor proporción que el K (Hem, 1985).

7.6. Cloruro

La principal especie de cloro en agua es el cloruro (Cl^-). Su concentración en el agua dulce limpia generalmente está por debajo de los 10 mg/L. Las fuentes de incorporación pueden ser naturales y antrópicas. Las fuentes naturales incluyen: (1) por deposición atmosférica de aerosoles marinos, (2) lavado de rocas sedimentarias como la halita y silicatos (3) lavado de tierras áridas y la intrusión de agua marina. Las fuentes antrópicas incluyen: (1) aguas albañales, (2) residuales industriales ricos en Cl^- , (3)

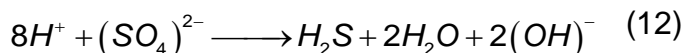
residuales procedente de la cría de ganado y (4) escurrimientos de áreas de riego agrícola. Concentraciones elevadas de Cl^- inducen mal sabor al agua (Chapman, 1996) y resultan tóxicas para las plantas.

En algunos diseños de muestreo se incluye la determinación de las concentraciones de Cl^- como variable indicadora de posible contaminación fecal (Alhajjar et al., 1990). La propia naturaleza referida a su carácter conservativo, incentiva su uso como trazador en numerosas investigaciones; entre estas se encuentran: (1) estimaciones de la tasa de recarga a acuíferos mediante un balance de masa (Al-Shaibani, 2008), (2) evaluaciones de procesos biogeoquímicos en sedimentos (Lichtschlag et al., 2010), (3) determinación de la dispersión de aguas albañales en el interior de diferentes cuerpos de agua (Chapman, 1996), (4) entrada de agua subterránea a embalses (Marques et al., 2008), (5) evaluación de los mecanismos de la salinización producida en embalses y de las variaciones de las condiciones hidrológicas en el tiempo (Rimmer et al., 2006).

7.7. Sulfato

El $(\text{SO}_4)^{2-}$ es un ión bivalente y soluble en agua. Es utilizado por los organismos en la síntesis de proteínas (Wetzel, 1975). Su concentración en el agua dulce con frecuencia está entre los 2 y 80 mg/L. Proviene de la deposición de aerosoles marinos, del lavado de minerales sulfurosos, del lavado del yeso, de la descarga de procesos industriales y de la disolución en el agua del óxido de azufre producido en la combustión de combustibles fósiles (Chapman, 1996). El aporte de los combustibles fósiles, además, genera una disminución del pH del agua dulce por la incidencia de las lluvias ácidas. El agua de drenaje de las áreas de riego generalmente contienen concentraciones más altas de $(\text{SO}_4)^{2-}$ y Cl^- por la concentración provocada en el proceso de evapotranspiración, aún cuando el suelo está libre de sales solubles de estos iones, lo cual constituye un aporte adicional (Hem, 1985).

En un medio anaeróbico con bajos valores del Eh, las bacterias del medio utilizan las moléculas oxigenadas similares al $(\text{SO}_4)^{2-}$ como aceptor de electrones en la respiración. Este proceso se puede representar según la ecuación (12).



El sulfuro producido se combina con el Fe^{2+} y forma un compuesto insoluble de color negro (FeS) que se deposita en los sedimentos. Altas concentraciones de $(\text{SO}_4)^{2-}$ en el agua favorece la formación de sulfuro e inhibe la producción de metano, importante elemento del ciclo del carbono que incide sobre el clima por su efecto de gas invernadero (Lampert y Sommer, 2007).

Conclusiones.

El agua constituye un recurso vinculado al desarrollo de la sociedad y a todos los ecosistemas, por tal motivo el estudio de la calidad físicoquímica de las aguas embalsadas constituye una necesidad para poder realizar una gestión integrada y contribuir a su sostenibilidad.

La variada distribución geográfica de los embalses y su sensibilidad a los cambios ambientales los convierte en objetos de estudio. En especial para evaluar el impacto del cambio climático ya observado en muchos embalses con severas y potenciales consecuencias para los servicios que brindan estos ecosistemas.

La evaluación de la calidad físicoquímica del agua embalsada, es un proceso complejo para lo cual se debe considerar la mayor cantidad de procesos naturales y antrópicos que ocurren en las cuencas que alimentan los embalses, en la atmósfera circundante y en el interior del propio embalse. El patrón observado en una variable determinada es el resultado de la interacción de esta con el resto de las variables de mayor significancia y con las condiciones naturales y antrópicas ocurrientes. Por tanto para realizar una evaluación lo más cercana posible a la realidad ocurrente, es imprescindible realizar una adecuada selección de las variables a evaluar, a partir del conocimiento teórico vinculado con cada una de ellas.

Referencias bibliográficas.

- Abesser, C., y Robinson, R. (2010). Mobilisation of iron and manganese from sediments of a Scottish Upland reservoir. *J. Limnol.*, , 69(1), 42-53.
- Abesser, C., Robinson, R., y Soulsby, C. (2006). Iron and manganese cycling in the storm runoff of a Scottish upland catchment. *Journal of Hydrology* 326, 59–78.
- Adrian, R., O'Reilly, C. M., Zagarese, H., Baines, S. B., Hessen, D. O., Keller, W., et al. (2009). Lakes as sentinels of climate change. *Limnol. Oceanogr.* , 54, 2283–2297.
- Adrian, R., Wilhelm, S., y Gerten, D. (2006). Life history traits of lake plankton species may govern their phenological response to climate warming. *Glob. Change Biol.* , 12, 652-661.
- Al-Bakri, D., y Chowdhury, M. (2006). Internal nutrient flux in an inland water supply reservoir, New South Wales, Australia *Lakes y Reservoirs: Research and Management*, 11, 39–45.
- Alhajjar, B. J., Chesters, G., y Harkin, J. M. (1990). Indicators of chemical pollution from septic systems. *Ground Water*, 28(4), 559–568.
- Al-Shaibani, A. M. (2008). Hydrogeology and hydrochemistry of a shallow alluvial aquifer, western Saudi Arabia *Hydrogeology Journal*, 16, 155-165.
- Aragüés Lafarga, R. 2011. Agricultura de regadío y calidad de aguas a nivel fuente y sumidero. Congreso Agricultura, Agua y Energía: Ciencia, Tecnología, Política y Planificación del Agua y de la Energía en los Regadíos. Aspectos Socioeconómicos y Ambientales. Madrid, 11 y 12 de mayo de 2011 (ADECAGUA), 17 p.
- Armengol, X., Pardo, A. M., Atiénzar, F., Echevarría, J. L., y Barba, E. (2008). Limnological variables relevant to the presence of the endangered white-headed duck in southeastern spanish wetlands during a dry period. *Acta zoologica academiae scientiarum hungaricae*, 54, 45-60.
- Ávila, A., Piñol, J., Roda, F., y Neal, C. (1992). Storm solute behaviour in a montane Mediterranean forested catchment. *Journal of Hydrology*, 140, 143-161.
- Baulch, H. M., Schindler, D. W., Turner, M. A., Findlay, D. L., Paterson, M. J., y Vinebrooke, R. D. (2005). Effects of warming on benthic communities in a boreal lake: Implications of climate change. *Limnol. Oceanogr.* , 50, 1377–1392.
- Berner, E. K., y Berner, R. A. (1987). The global water cycle. Prentice Hall.
- Bernot, M. J., y Dodds, W. K. (2005). Nitrogen retention, removal, and saturation in lotic ecosystems. *Ecosystems* 8, 442-453.

Beutel, M. W., Leonard, T. M., Dent, S. R., y Moore, B. C. (2008a). Effects of aerobic and anaerobic conditions on P, N, Fe, Mn and Hg accumulation in waters overlaying profundal sediments of an oligo-mesotrophic lake. *Water Res.*, *42*, 1953-1962.

Beutel, M. W., Horne, A. J., Taylor, W. D., Losee, R. F., y Whitney, R. D. (2008b). Effects of oxygen and nitrate on nutrient release from profundal sediments of a large, oligo-mesotrophic reservoir, Lake Mathews, California. *Lake Reserv. Manage.*, *24*, 19-24.

Blukacz, E. A., Shuter, B. J., y Sprules, W. G. (2009). Towards understanding the relationship between wind conditions and plankton patchiness. *Limnol. Oceanogr.*, *54*, 1530-1540.

Boehrer, B., y Schultze, M. (2008). Stratification of lakes. *Rev. Geophys.*, *46*, RG2005, doi:2010.1029/2006RG000210.

Brooks, B. W., Riley, T. M., y Taylor, R. D. (2006). Water Quality of Effluent-dominated Ecosystems: Ecotoxicological, Hydrological, and Management Considerations. *Hydrobiologia*, *556*, 365-379.

Brunskill, G. J. (1969). Fayetteville Green Lake, New York. II. Precipitation and sedimentation of calcite in a meromictic lake with laminated sediments. *Limnol. Oceanogr.*, *14*, 830-847.

Carpenter, S. R., Benson, B. J., Biggs, R., Chipman, J. W., Foley, J. A., Golding, S. A., et al. (2007). Understanding regional change: A comparison of two lake districts. *Bioscience*, *57*, 323-335.

Casciotti, K. L., McIlvin, M., y Buchwal, C. (2010.). Oxygen isotopic exchange and fractionation during bacterial ammonia oxidation. *Limnol. Oceanogr.*, *55*, 753-762.

Catalán, J., Pla, S., García, J., y Camarero, L. (2009). Climate and CO₂ saturation in an alpine lake throughout the Holocene *Limnol. Oceanogr.*, *54*, 2542-2552.

Chang, H. (2008). Spatial analysis of water quality trends in the Han River basin, South Korea. *Water Res.*, *42*, 3285-3304.

Chapman, D. (1996). (ed.) *Water Quality Assessments. A Guide to Use of Biota, Sediments and Water in Environmental Monitoring. Second Edition.* Chapman y Hall, London. 651 p.

Costa, C., Domínguez, E., Gonzalo, H., y Vanegas, R. (2005). El índice de escasez de agua ¿Un indicador de crisis ó una alerta para orientar la gestión del recurso hídrico? *Revista Ingeniería*, *22*, 103-111.

Das, A., Krishnaswami, S., Sarin, M. M., y Pande, K. (2005). Chemical weathering in the Krishna Basin and Western Ghats of the Deccan Traps, India: Rates of basalt weathering and their controls. *Geochim. Cosmochim. Acta*, *69*(8), 2067-2084.

Davranche, M., y Bollinger, J. C. (2001). A Desorption-Dissolution Model for Metal Release from Polluted Soil under Reductive Conditions. *J. Environ. Qual.*, *30*, 1581-1586.

Dröscher, I., Patoine, A., Finlay, K., y Leavitt, P. R. (2009). Climate control of the spring clear-water phase through the transfer of energy and mass to lakes *Limnol. Oceanogr.*, *54*(6, part 2), 2469-2480.

Duarte, C. M., Prairie, Y. T., Montes, C., Cole, J. J., Striegl, R. G., Melack, J. M., et al. (2008). CO₂ emissions from saline lakes: A global estimate of a surprisingly large flux. *J. Geophys. Res.*, *113*: G04041, doi:10.1029/2007JG000637.

Dzialowski, A. R., Lim, N. C., Liechti, P., y Beury, J. (2007). Internal Nutrient Recycling in Marion Reservoir. Informe Técnico.

Fagundo, J. R., Valdés, J. J., y Rodríguez, J. E. (1996). Química del agua kárstica. En: *Hidroquímica del Karst.* (J.R. Facundo, Ed.). Ed. OSUNA, Universidad de Granada. *1*, 13-212.

Finlay, K., Leavitt, P., Wissel, B., y Prairie, Y. T. (2009). Regulation of spatial and temporal variability of carbon flux in six hard-water lakes of the northern Great Plains. *Limnol. Oceanogr.*, *54*, 2553-2564.

Fuentes, F., y Massol-Deyá, A. (2002). Manual de laboratorio. Ecología de Microorganismos. Universidad de Puerto Rico. 202-217.

- Gammons, C. H., Nimick, D. A., Parker, S. R., Cleasby, T. E., y McCleskey, R. B. (2005). Diel behavior of iron and other heavy metals in a mountain stream with acidic to neutral pH: Fisher Creek, Montana, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 2505-2516.
- Gao, Q., Tao, Z., Huang, X., Nan, L., Yu, K., y Wang, Z. (2009). Chemical weathering and CO₂ consumption in the Xijiang River basin, South China. *Geomorphology*, 106(3-4), 324-332.
- Garrels, R. M., y Christ, C. L. (1965). *Solutions, Minerals and Equilibria*. Ed. Harper and Row, New York. 450 p.
- Gibbs, R. J. (1970). Mechanisms controlling world water chemistry. *Science* 170, 1088-1090.
- Gilbert, F., Souchu, P., Bianchi, M., y Bonin, P. (1997). Influence of shellfish farming activities on nitrification, nitrate reduction to ammonium and denitrification at the water-sediment interface of the Thau lagoon, France. *Marine Ecological Progress Series*, 151, 143-153.
- Giussani, B., Monticelli, D., Gambillara, R., Pozzi, A., y Dossi, C. (2008). Three-way principal component analysis of chemical data from Lake Como watershed. *Microchem. J.*, 88, 160-166.
- González, E. J., Ortaz, M., Peña-Herrera, C., y Infante, A. (2004). Physical and chemical features of a tropical hypertrophic reservoir permanently stratified. *Hydrobiologia*, 522, 301-310.
- Graetx, D. A., Keeney, D. R., y Aspiras, R. B. (1973). Eh status of lake sediment-water systems in relation to nitrogen transformations *Limnol. Oceanogr.*, 18, 908-917.
- Gruber, N., y Galloway, J. N. (2008). An Earth-system perspective of the global nitrogen cycle. *Nature*, 451, 293-296.
- Hakanson, L., y Jansson, M. (2002). *Principles of Lake Sedimentology*, The Blackburn Press.
- Hampton, S. E., Izmesteva, L. R., Moore, M. V., Katz, S. L., B.Dennis, y Silow, E. A. (2008). Sixty years of environmental change in the world's largest freshwater lake-Lake Baikal, Siberia. *Glob. Change Biol.*, 14, 1947-1958.
- Hanrahan, G., Salmassi, T. M., Khachikian, C. S., y Foster, K. L. (2005). Reduced inorganic phosphorus in the natural environment: significance, speciation and determination. *Talanta* 66, 435-444.
- Hanson, P. C., Carpenter, S. R., Armstrong, D. E., Stanley, E. H., y Kratz, T. K. (2006). Lake dissolved inorganic carbon and dissolved oxygen: Changing drivers from days to decades *Ecol. Monogr.*, 76, 343-363.
- Heffernan, J. B., y Cohen, M. J. (2010). Direct and indirect coupling of primary production and diel nitrate dynamics in a subtropical spring-fed river. *Limnol. Oceanogr.*, 55(2), 677-688.
- Hem, J. D. (1985). *Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of natural Water*. Third Edition USGS. Washington, DC,. 263
- Henriksen, K., Blackburn, T. H., Lomstein, B. A., y Mcroy, C. P. (1993). Rates of nitrification, distribution of nitrifying bacteria and inorganic N fluxes in northern Bering-Chukchi shelf sediments. *Continental Shelf Research*, 13, 629-651.
- Hessen, D. O., Andersen, T., Larsen, S., Skjelkvåle, B. L., y Wit, H. A. (2009). Nitrogen deposition, catchment productivity, and climate as determinants of lake stoichiometry *Limnol. Oceanogr.*, 54(6-2), 2520-2528.
- Hutchinson, G. E. (1957). *A treatise on Limnology. Geography, Physics and Chemistry*. Ed. Willey and Sons, New York. 1015.
- IPCC (2007). *Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report*. <http://www.ipcc.ch/>.
- Jensen, H. S., y Andersen, F. O. (1992). Importance of temperature, nitrate, and pH for phosphate release from aerobic sediments of 4 shallow, eutrophic lakes. *Limnol. Oceanogr.*, 37, 577-589.
- Jeppesen, E., Søndergaard, M., Jensen, J. P., y Kumar, M. (2005). Lake responses to reduced nutrient loading—an analysis of contemporary long-term data from 35 case studies. *Freshwater Biol.*, 50, 1747-1771.

- Jeppesen, E., Søndergaard, M., Søndergaard, M., y Christoffersen, K. (1998). (eds.) The structuring role of submerged macrophytes in lakes. Springer Verlag, New York.
- Jha, P. K., Tiwari, J., Singh, U. K., Kumar, M., y Subramanian, V. (2009). Chemical weathering and associated CO₂ consumption in the Godavari river basin, India. *Chem. Geol.*, 264(1-4), 364-374.
- Jin, X., Wang, S., Jin, X., Pang, Y., Zhao, H., y Zhou, X. (2005). The adsorption of phosphate on different trophic lake sediments. *Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects*, 254, 241-248.
- Jöhnk, K., Huisman, J., Sharples, J., Sommeijer, B., Visser, P. M., y Stroom, J. M. (2008). Summer heatwaves promote blooms of harmful cyanobacteria. *Glob. Change Biol.*, 14, 495-512.
- Krishnaswami, S., y Singh, S. K. (2005). Chemical weathering in the river basins of the Himalaya, India. *Curr. Sci.*, 89(5), 841-849.
- Lampert, W., y Sommer, U. (2007). Limnoecology. In: Special features of aquatic habitats. Second Edition. Oxford University Press Inc., New York.
- Leavitt, P. R., Fritz, S. C., Anderson, N. J., Baker, P. A., Blenckner, T., Bunting, L., et al. (2009). Paleolimnological evidence of the effects on lakes of energy and mass transfer from climate and humans. *Limnol. Oceanogr.*, 54(6-2), 2330-2348.
- Lee, G., Faure, G., Bigham, J. M., y Williams, D. J. (2008). Metal Release from Bottom Sediments of Ocoee Lake No. 3, a Primary Catchment Area for the Ducktown Mining District. *J. Environ. Qual.*, 37, 344-352.
- Li, S., Xu, Z., Wang, H. A., Wang, J., y Zhang, Q. (2009). Geochemistry of the upper Han River basin, China: 3: Anthropogenic inputs and chemical weathering to the dissolved load. *Chemical Geology*, 264(1-4), 89-95.
- Lichtschlag, A., Felden, J., Brüchert, V., Boetius, A., y Beer, D. d. (2010). Geochemical processes and chemosynthetic primary production in different thiotrophic mats of the Ha^okon Mosby Mud Volcano (Barents Sea). *Limnol. Oceanogr.*, 55(2), 931-949.
- Likens, G. E. (1972). Eutrophication and aquatic ecosystems. In: Likens, G.E. (Ed.), Nutrients and Eutrophication. Am. Soc. Limnol. Oceanogr. Spec. Symp., 1, 3-13.
- Lucio, D. M., y Dragoni, W. (2006). Climate change and water resources in limestone and mountain areas: the case of Firenzuola Lake (Umbria, Italy). <http://presses-ufc.univ-fcomte.fr>. Proceedings of the 8th conference on limestone hydrogeology 2006, Neuchâtel Switzerland - ISBN 2-84867-143-2.
- MacDonald, R. H., Lawrence, G. A., y Murphy, T. P. (2004). Operation and Evaluation of Hypolimnetic Withdrawal in a Shallow Eutrophic Lake. *Lake Reserv. Manage.*, 20, 39-53.
- MacKay, M. D., Neale, P. J., Arp, C. D., De-Senerpont-Domis, L. N., Fang, X., Gal, G., et al. (2009). Modeling lakes and reservoirs in the climate system. *Limnol. Oceanogr.*, 54(6-2), 2315-2329.
- Marcé, R., Moreno, E., Ordóñez, J., Feijóo, C., Navarro, E., Caputo, L., et al. (2006). Nutrient fluxes through boundaries in the hypolimnion of Sau reservoir: expected patterns and unanticipated processes. *Limnetica*, 25, 527-540.
- Margalef, R. (1983). Limnología, Ediciones Omega S.A., Barcelona. 1010 p.
- Marín, J. C., Ledo, H., Hernández, J. L., y Castejón, O. E. (2006). Bacterias asociadas a la transformación de nitrógeno en la interfase agua-sedimento del cono hipolimnético del lago de Maracaibo, Venezuela. *Bol. Centro Invest. Biol.*, 40(1).
- Marques, E. D., Sella, S. M., de-Mello, W. Z., Lacerda, L. D., y Silva-Filho, E. V. (2008). Hydrogeochemistry of Sand Pit Lakes at Sepetiba Basin, Rio de Janeiro, Southeastern Brazil. *Water Air Soil Poll.*, 189, 21-36.
- Melody, J. K., y Dodds, W. K. (2001). Centimeter-scale patterns in dissolved oxygen and nitrification rates in a prairie stream. *J. N. Am. Benthol. Soc.*, 20(3), 347-357.

- Miao, S. R., DeLaune, D., y Jugsujinda, A. (2006). Influence of sediment redox conditions on release/solubility of metals and nutrients in a Louisiana Mississippi River deltaic plain freshwater lake *Science of The Total Environment* 371, 334-343.
- Mladenov, N., López-Ramos, J., McKnight, D. M., y Reche, I. (2009). Alpine lake optical properties as sentinels of dust deposition and global change *Limnol. Oceanogr.*, 54(6-2), 2386-2400.
- Moore, P. A., y Reddy, K. R. (1994). Role of Eh and pH on phosphorus geochemistry in sediments of Lake Okeechobee, Florida. *J. Environ. Qual.*, 23, 955-964.
- Mueller, D. R., Hove, P. V., Antoniadis, D., Jeffries, M. O., y Vincent, W. F. (2009). High Arctic lakes as sentinel ecosystems: Cascading regime shifts in climate, ice cover, and mixing. *Limnol. Oceanogr.*, 54(6-2), 2371-2385.
- Müller, B., Wang, Y., y Wehrli, B. (2006). Cycling of calcite in hard water lakes of different trophic status. *Limnol. Oceanogr.*, 51, 1678-1688.
- Murdoch, P. S., Barón, J. S., y Millar, T. L. (2000). Potential effect of climate change on surface water quality in North American. *Journal of the American Water Research Association*, 36, 347-366.
- Nabi-Bidhendi, G. R., Karbassi, A. R., Nasrabadi, T., y Hoveidi, H. (2007). Influence of copper mine on surface water quality. *Int. J. Environ. Sci. Tech.*, 4 (1), 85-91.
- O'Reilly, C. M., Alin, S. R., Plisnier, P. D., Cohen, A. S., y Mckee, B. A. (2003). Climate change decreases aquatic ecosystem productivity of Lake Tanganyika, Africa. *Nature*, 424, 766-768.
- Omo-Irabor, O. O., Olobaniyi, S., Oduyemi, K., y Akunna, J. (2008). Surface and groundwater water quality assessment using multivariate analytical methods: A case study of the Western Niger Delta, Nigeria. *Phys. Chem. Earth*, 33, 666-673.
- Pasche, N., Dinkel, C., Müller, B., Schmid, M., Wüest, A., y Wehrli, B. (2009). Physical and biogeochemical limits to internal nutrient loading of meromictic Lake Kivu. *Limnol. Oceanogr.*, 54, 1863-1873.
- Payne, A. I. (1986). *The Ecology of Tropical Lakes and Rivers*. Wiley y Sons, Chichester. 301 p.
- Pehlivan, R., y Yilmaz, O. (2005). Water quality and hydrogeochemical characteristics of the River Buyukmelen, Duzce, Turkey. *Hydrol. Process.*, 19, 3947-3971.
- Perona, E., Bonilla, I., y Mateo, P. (1999). Spatial and temporal changes in water quality in a Spanish river. *The science of the Total Environmental*, 24, 75-90.
- Pham, S. V., Leavitt, P. R., MCGowan, S., y Peres-Nato, P. (2008). Spatial variability of climate and land-use effects on lakes of the northern Great Plains. *Limnol. Oceanogr.*, 53, 728-742.
- Piñol, J., Ávila, A., y Roda, F. (1992). The seasonal variation of streamwater chemistry in three forested Mediterranean catchments. *Journal of Hydrology*, 140, 119-141.
- Polunin, N. V. C. (2008). *Aquatic ecosystems: Trends and global prospects*. Cambridge Univ. Press (ed.).
- Prairie, Y. T. (2008). Carbocentric limnology: Looking back, looking forward. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, 65, 543-548.
- Qin, B., Zhu, G., Zhang, L., Luo, L., Gao, G., y Gu, B. (2006). Estimation of Internal Nutrient Release in Large Shallow Lake Taihu, China. *Science in China: Series D Earth Sciences*, 49(1), 38-50.
- Quiroz, A., Miranda, M. G., y Lot, A. (2008). Estudio comparativo de algunas variables físico-químicas del agua en canales secundarios de Xochimilco con y sin *Eichhornia Crassipes* (Martius) Solms.Laubach. *Polibotánica*, 25, 127-133.
- Rae, R., y Vincent, W. F. (1998). Effects of temperature and ultraviolet radiation on microbial foodweb structure: Potential responses to global change *Freshwater Biol.*, 40, 747-758.
- Rajmohan, N., y Elango, L. (2007). Hydrogeochemistry and its relation to groundwater level fluctuation in the Palar and Cheyyar river basins, southern India. *Hydrol. Process*, 20, 2415-2427.

Reimer, P. S. (1999). Environmental effects of manganese and proposed freshwater guidelines to protect aquatic life in British Columbia [MSc thesis]. Vancouver, B.C., University of British Columbia.

Rimmer, A., Boger, M., Yasuaki, A., y Michio, K. (2006). A lake as a natural integrator of linear processes: Application to Lake Kinneret (Israel) and Lake Biwa (Japan). *J. Hydrol.*, 319, 163-175.

Roques, H. (1964). Contribution a l' etude statique et cinetique des systemes gaz carbonique-eau-carbonate. *Ann. Speleol.*, 19 (2), 255-484.

Rysgaard, S., Risgaard-Petersen, N., Sloth, N. P., Jensen, K., y Nielsen, L. P. (1994). Oxygen regulation of nitrification and denitrification in sediments. *Limnology and Oceanography* 39, 1643–1652.

Rytwo, G., y Gonen, Y. (2005). An Aquatic Environmental Chemistry Student's Experiment: Influence of Human Activity on Water Sources. *J. Nat. Resour. Life Sci. Educ.*, 34, 49-59.

Schindler, D. W., Hecky, R. E., Findlay, D. L., Stainton, M. P., Parker, B. R., Paterson, M. J., et al. (2008). Eutrophication of lakes cannot be controlled by reducing nitrogen input: Results of a 37-year whole-ecosystem experiment. *PNAS* 105(32), 11254–11258.

Shakun, J.D., Carlson, A.E. (2010). A global perspective on Last GlacialMaximum to Holocene climate change. *Quaternary Science Review* 29, 1801-1816.

Sharp, J. H. (2010). Estuarine oxygen dynamics: What can we learn about hypoxia from long-time records in the Delaware Estuary. *Limnol. Oceanogr.*, 55, 535-548.

Shrestha, S., y Kazama, F. (2007). Assessment of surface water quality using multivariate statistical techniques: A case study of the Fuji river basin, Japan. *Environ. Modell. y Softw.*, 22, 464-475.

Smith, L. M., Engle, V. D., y Summers, J. K. (2006). Assessing water clarity as a component of water quality in Gulf of Mexico Estuaries *Environmental Monitoring and Assessment.*, 115, 291-305.

Smol, J. P. (2008). Pollution of lakes and rivers: A paleoenvironmental perspective, 2nd ed. Oxford Univ. Press. 396.

Sondergaard, M., Jensen, M. P., y Jeppesen, E. (2003). Role of sediment and internal loading of phosphorus in shallow lakes. *Hydrobiologia*, 506, 135–145.

Sotelo, F., Andrade, J. M., Carlosena, A., y Tauler, R. (2007). Temporal characterisation of river waters in urban and semi-urban areas using physico-chemical parameters and chemometric methods *Analytica Chimica Acta*, 583, 128-137.

Staehr, P. A., y Sand-Jensen, K. (2006). Seasonal changes in temperature and nutrient control of photosynthesis, respiration and growth of natural phytoplankton communities. *Freshwater Biology*, 51, 249-262.

Stumm, W., y Morgan, J. J. (1970). Aquatic Chemistry. An Introduction Emphasizing Chemical Equilibrium in natural water. Ed. Wiley-Interscience, New York, London, Sydney, Toronto. 583 p.

Stumm, W., y Morgan, J. J. (1996). Aquatic Chemistry. Chemical equilibria and rates in natural waters. Wiley-Interscience.NY.

Subramanian, V. V., Ittekkot, D. U., y Madhavan, N. (2006). Silicate weathering in South Asian Tropical River Basins. In: Role of silica in Land-Sea Interactions. V. Ittekkot, D. Unger, C. Humborg, and N. Tac An (eds): 3-13. Scope Washington D.C. USA.

Tate, D. M. (1999). Principios del uso eficiente del agua. <http://www.agualtiplano.net/revista/art13.htm>.

Thurston, R. V., Russo, R. C., y Vinogradov, G. A. (1981). Ammonia toxicity to fishes: Effects of pH on the toxicity of the un-ionized ammonia species. *Environ. Sci. Tech.*, 15, 837-840.

Ulrich, K. U., y Poethig, R. (2000). Evidence for aluminium precipitation and phosphorus inactivation in acidified watershed-reservoir ecosystems. *Silva Gabreta*, 4, 185-198.

Verburg, P., y Hecky, R. E. (2009). The physics of the warming of Lake Tanganyika by climate change. *Limnol. Oceanogr.*, 54(6-2), 2418-2430.

- Viganò, A., Dossi, C., Mattana, U., Martin, S., Monticelli, D., y Pozzi, A. (2003). The Marmolada Glacier: an investigation of natural weathering and anthropic pressure through chemical analyses of melting water and ice. *Geogr. Fis. Din. Quat.*, 26, 71–75.
- Vincent, W. F. (2009). Effects of climate change on lakes . In G. E. Likens [ed.], *Encyclopedia of inland waters*. pp 55-60.
- Von-Einem, J., y Wilhelm, G. (2010). Effects of fetch and dissolved organic carbon on epilimnion depth and light climate in small forest lakes in southern Sweden. *Limnol. Oceanogr.*, 55, 920-930.
- Wagner, C., y Adrian, R. (2009). Cyanobacteria dominance: Quantifying the effects of climate change. *Limnol. Oceanogr.*, 54, 2460–2468.
- Wang, S., Jin, X., Pang, Y., Zhao, H., y Zhou, X. (2005). The study of the effect of pH on phosphate sorption by different trophic lake sediments. *Journal of Colloid and Interface Science*. 285, 448-457.
- Welch, E., y Jacoby, J. M. (2001). On determining the principle source of phosphorus causing summer algal blooms in western Washington lakes. *Lake Reserv. Manage.*, 17(1), 55-65.
- Wetzel, R. G. (1975). *Limnology*, W. B. Saunders Company, United States of América. 743 p.
- Wetzel, R. G. (1983). *Limnology*. Saunders College Publishing, Fort-Worth. 767 p.
- Wetzel, R. G. (2001). *Limnology. Lake and River Ecosystems*, 3rd edn. Academic Press, San Diego. 1006 p.
- Weyhenmeyer, G. A., Jeppesen, E., Adrian, R., Arvola, L., Jankowski, T., Jennings, E., et al. (2007). Nitrate-depleted conditions on the increase in shallow northern European lakes. *Limnol. Oceanogr.*, 52, 1346–1353.
- Wilhelm, S., y Adrian, R. (2008). Impact of summer warming on the thermal characteristics of a polymictic lake and consequences for oxygen, nutrients and phytoplankton. *Freshwater Biol.*, 53, 226–237.
- Williamson, C. E., Dodds, W., Kratz, T. K., y Palmer, M. (2008). Lakes and streams as sentinels of environmental change in terrestrial and atmospheric processes. *Front. Ecol. Environ.*, 6, 247-254.
- Williamson, C. E., Saros, J. E., y Schindler, D. W. (2009). Sentinels of change. *Science*, 323, 887-888.
- Williamson, C. E., Saros, J. E., Vincent, W. F. C., y Smol, J. P. (2009). Lakes and reservoirs as sentinels, integrators, and regulators of climate change. *Limnol. Oceanogr.*, 54, 2273-2282.
- Yin, H. B., Fan, C. X., Ding, S. M., Zhang, L., y Zhong, J. C. (2008). Geochemistry of Iron, Sulfur and Related Heavy Metals in Metal-Polluted Taihu Lake Sediments. *Pedosphere*, 18, 564-573.
- Zapata, A. L. (2002). El Planeta, la Vida el Agua y la Ciudad. *Urbano*, 5(6), 21-27.

Fecha recibido: 05/07/2013
Fecha de aprobación: 22/12/2013