VALIDACIÓN DE DATOS SATELITALES DE LA CONCENTRACIÓN DE CLOROFILA-A, TEMPERATURA SUPERFICIAL Y COEFICIENTE DE ATENUACIÓN DIFUSA EN EL LAGO TITICACA

VALIDATION OF SATELLITE DATA ON CHLOROPHYLL-A CONCENTRATION, SURFACE TEMPERATURE, AND DIFFUSE ATTENUATION COEFFICIENT IN LAKE TITICACA

Han Xu ¹	Germán	Velaochaga1	Humberto Siguayro ²	Carlos Paulino ¹
Edward Alburd	Jueque1	Luis Escuder	ro ¹ Jaime Atiquipa ¹	Cesar Gamarra ²

RESUMEN

Xu H, VELAOACHA G, SIGUAYRO H, PAULINO C, ALBURQUEQUE E, ESCUDERO L, ATIQUIPA, GAMARRA C. 2021. Validación de datos satelitales de la concentración de clorofila-a, temperatura superficial y coeficiente de atenuación difusa en el Lago Titicaca. Inf Inst Mar Perú. 48(3): 367-379.- A partir de datos recolectados en treinta estaciones limnológicas del Lago Titicaca entre los días 19 y 23 de julio 2016, se validó los parámetros satelitales de la Clorofila-a (Chl-a), Temperatura Superficial del Lago (TSL) y Coeficiente de Atenuación Difusa (K_{d490}) de los sensores MODIS-Aqua (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) y VIIRS-NPP (Visible Infrared Imaging Radiometer Suite). Se encontraron los coeficientes de correlación R = 0,823 (MODIS vs in situ) y R = 0,813 (VIIRS vs in situ) de la concentración de clorofila-a para la calibración de los valores satelitales y alta asociación (R = 0,918) entre ambos sensores para TSL, evidenciando la consistencia entre información del MODIS y del VIIRS. La zona eufótica en el lago mayor de acuerdo a imágenes de coeficiente de atenuación difusa se localizó a profundidad media de 19,109 m en comparación a la registrada *in situ* de 20,071 m con el C-OPS (*Compact-Optical Profiling System*), con lo cual también se valida la información proporcionada por el sensor MODIS-Aqua.

PALABRAS CLAVE: clorofila-a, temperatura superficial del lago, coeficiente de atenuación difusa, MODIS, VIIRS, Lago Titicaca

ABSTRACT

Xu H, VELAOACHA G, SIGUAYRO H, PAULINO C, ALBURQUEQUE E, ESCUDERO L, ATIQUIPA, GAMARRA C. 2021. Validation of satellite data on chlorophyll-a concentration, surface temperature, and diffuse attenuation coefficient in Lake Titicaca. Inf Inst Mar Peru. 48(3): 367-379.- Between July 19 and 23, 2016, we collected data from thirty limnological stations at Lake Titicaca. The satellite parameters of Chlorophyll-a (Chl-a), Lake Surface Water Temperature (LSWT), and Diffuse Attenuation Coefficient (Kd₄₉₀) were validated for the MODIS-Aqua (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) and VIIRS-NPP (Visible Infrared Imaging Radiometer Suite) sensors. We found correlation coefficients R = 0.823 (MODIS vs *in situ*) and R = 0.813 (VIIRS vs *in situ*) of chlorophyll-a concentration for the calibration of satellite values and high association (R = 0.918) between both sensors for LSWT, which evidences the consistency between information from MODIS and VIIRS. According to diffuse attenuation coefficient images, the euphotic zone in the greater lake was located at a mean depth of 19.109 m compared to the *in situ* recorded 20.071 m with the C-OPS (Compact-Optical Profiling System), which also validates the information provided by the MODIS-Aqua sensor. **Keywords:** chlorophyll-a, lake surface water temperature, diffuse attenuation coefficient, MODIS, VIIRS,

Keywords: chlorophyll-*a*, lake surface water temperature, diffuse attenuation coefficient, MODIS, VIIRS, Lake Titicaca

1. INTRODUCCIÓN

El Lago Titicaca es un ecosistema lacustre que alberga varias especies de flora y fauna; entre las especies de peces nativas se tiene: ispi (*Orestias ispi*), carachis (*Orestias* sp.), mauri (*Trichomycterus dispar*), humanto (*Orestias cuvieri*) y boga (*Orestias pentlandii*), y entre las introducidas al pejerrey (*Basilichthys bonaeriensis*) y trucha (*Onchorynchus mykiss*) (POUILLY *et al.*, 2014). En vista de la gran riqueza hidrobiológica que presenta el lago, resulta necesario realizar estudios de las propiedades ópticas del lago desde plataformas satelitales los que contribuirán al mejor conocimiento de su productividad.

Se han presentado diversos informes para realizar investigaciones sobre las propiedades ópticas del Lago Titicaca y el aprovechamiento con respecto a sus recursos, ya sea pesqueros, minerales o de turismo. Desde 1929 se encuentran registros de propuestas para

¹ IMARPE, DGIHSA, Av. Argentina 2245-Callao, Lima-Perú, hxu@imarpe.gob.pe

² IMARPE, Laboratorio Continental de Puno, Av. Circunvalación Sur 1911, Puno-Perú

aplicar una pesquería sistemática en el Lago Titicaca; sin embargo, esto aún no se aplica, porque no se cuenta con datos precisos acerca de las condiciones climáticas y del lago, para establecer controles que mantengan el ecosistema. Bajo esta premisa se busca obtener la máxima cantidad de información del lago, de manera actualizada y constante, siendo esta la razón de utilizar imágenes satelitales; sin embargo, esta data debe ser validada para tener mayor confianza en la toma de decisiones (SCHWEIGGER, 1929).

Las dos principales propiedades ópticas del agua son: *i*) las propiedades inherentes de los cuerpos de agua controlan la cantidad de los parámetros físicos (coeficientes de atenuación y dispersión) que miden el proceso de choque de fotones en el agua, son propiedades intrínsecas del medio acuoso e independientes de la intensidad de la radiación; *ii*) las propiedades ópticas aparentes presentan los parámetros físicos (radiación del Sol, reflectancia dejando el agua) que dependen de la estructura del campo de radiación (PREISENDORFER, 1976).

Las aguas del océano costero y los lagos continentales comprendidas en aguas de tipo caso II, son aguas cuyas características ópticas dependen más de los sedimentos y sustancias amarillas terrígenas (SATHYENDRANATH & MOREL, 1982; PAN & MA, 2014). La complejidad de las aguas de tipo caso II hace que los algoritmos de estimación de parámetros físicos no sean estándar a nivel global, por lo que es necesario calibrar las imágenes con los datos *in situ* para una determinada zona de interés.

Estudios realizados por HALL & RAO, 1999; STAEHR *et al.*, 2009; TAN & SHI, 2005, indican que las propiedades ópticas inherentes y aparentes del agua de los lagos tienen un gran efecto sobre el crecimiento de los organismos y de la productividad primaria. En este contexto, se presentan los resultados obtenidos de la validación de parámetros biológicos y físicos satelitales a partir de los registros *in situ* realizados en el Lago Titicaca, de modo tal que la información satelital pueda utilizarse con mayor confianza en su estudio limnológico.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

Área de estudio

El Lago Titicaca está localizado a una altitud mayor a 3,800 m sobre el nivel del mar, tiene una superficie aproximada de 8,370 km² y se extiende sobre los territorios de Perú y Bolivia (15°16'21'S - 15°50'20'S y 70°02'10'W - 69°46'23'W). El área de estudio comprendió desde el litoral izquierdo norte del lago entre el poblado de Capachica y la parte central del lago en territorio peruano (Fig. 1), en la cual se realizaron treinta estaciones de muestreo del 19 al 23 de julio 2016, en los cuales se registró información de parámetros físicos y químicos (Tabla 1).

Metodología

Cobertura de nubes

Con el fin de determinar los meses con menor presencia de nubes sobre el lago, para realizar mediciones en campo y toma de informaciones satelitales, se elaboraron compuestos mensuales de cobertura de nubes, usando datos satelitales diarios (> 1,800 imágenes) del sensor MODIS-Aqua para el período enero 2011 – febrero 2016 (Fig. 2), se puede observar que entre abril-agosto, principalmente entre julio y agosto, el lago tiene un cielo más despejado (<70% de cobertura de nubes). Por lo que, se consideró realizar el estudio entre 19 y 23 de julio, lo cual permitió mayor registro de informaciones satelitales con baja nubosidad.

Datos Terascan/IMARPE

Se han utilizado datos satelitales de Chl-a, TSL y Kd₄₉₀ recibidos por la estación receptora Terascan del IMARPE. Los sensores MODIS-Aqua y VIIRS-NPP tienen una órbita polar helio-sincrónica casi circular y pasan alrededor de las dos de la tarde en el territorio del Perú; la fecha de lanzamiento, características orbitales y hora de barrido por el territorio peruano de los satélites Aqua y NPP son descritos en la Tabla 2.

Los parámetros limnológicos estimados a través de la reflectancia espectral se obtuvieron utilizando el modelo de corrección atmosférica CZCS (GORDON & WANG, 1994).

Estación	Fecha	Hora	Latitud °W	Longitud °S
1	19/07/2016	11:49	69°49,12′	15°46,23′
2	19/07/2016	13:56	69°40,59′	15°42,65′
3	19/07/2016	15:35	69°35,62′	15°40,20′
4	20/07/2016	06:24	69°44,02′	15°38,56′
5	20/07/2016	07:27	69°40,10′	15°36,03′
6	20/07/2016	08:25	69°36,86′	15°34,54′
7	20/07/2016	09:53	69°31,79′	15°38,05′
8	20/07/2016	11:20	69°28,57′	15°43,23′
9	20/07/2016	12:30	69°32,71′	15°44,47′
10	20/07/2016	12:55	69°32,23′	15°44,99′
11	20/07/2016	13:51	69°47,39′	15°47,39′
12	20/07/2016	15:13	69°35,89′	15°46,34′
13	21/07/2016	13:37	70°00,24′	15°50,29′
14	22/07/2016	05:11	69°44,03′	15°38,54′
15	22/07/2016	06:19	69°40,12′	15°36,00′
16	22/07/2016	07:15	69°36,85′	15°34,09′
17	22/07/2016	08:16	69°32,14′	15°34,44′
18	22/07/2016	09:13	69°31,75′	15°38,03′
19	22/07/2016	10:20	69°35,56′	15°40,18′
20	22/07/2016	11:29	69°39,86′	15°42,50′
21	22/07/2016	12:15	69°39,14′	15°44,66′
22	22/07/2016	13:20	69°36,45′	15°46,06′
23	22/07/2016	14:20	69°32,76′	15°44,47′
24	22/07/2016	15:37	69°28,99′	15°42,37′
25	23/07/2016	06:15	69°32,98′	15°50,48′
26	23/07/2016	07:21	69°28,83′	15°48,02′
27	23/07/2016	08:21	69°25,12′	15°45,96′
28	23/07/2016	09:37	69°24,96′	15°51,44′
29	23/07/2016	10:59	69°28,79′	15°54,60′
30	23/07/2016	13:27	69°41,50′	15°50,16′

Tabla 1.- Relación de estaciones de muestreo (19 al 23 julio 2016)



Figura 1.- Localización de las estaciones de muestreo en el lago Titicaca

		Parámetros de la órbita					Tiempo inicio del Barrido			
Satélite	Lanzamiento	Altura	Tino	Inclinación	Periodo	Revisita		Días e	n julio	
		(km)	про	(°)	(minutos)	(días)	19	20	22	23
MODIS	04-05-2002	705	Polar	98.2	98.8	16	13:56	13:02	14:27	13:31
NPP	28-10-2011	824	Helio- sincrónica	98.7	101.4	16	14:16	13:57	13:20	13:01

Tabla 2.- Fecha de lanzamiento, características orbitales y hora inicio de barrido de los satélites en los cuatro días de trabajo



Figura 2.- Porcentaje de cubertura de nubes, promedio mensual 2011-2016 MODIS

Clorofila-a (mg/m³)

La información diaria fue registrada por los sensores MODIS y VIIRS, ambos con resolución espacial de 1 km. La estimación de la Chl-a se efectuó usando la reflectancia de los canales espectrales de las longitudes de onda central de 412 nm, 443 nm, 488 nm y 547 nm del MODIS-Aqua (CARDER *et al.*, 2003), estos canales son utilizados también para la generación del producto de la Chl-a de 4 km a través del modelo OC3M (O'REILLY *et al.*, 1998), expresado por la ecuación 1, en el que los productos están disponibles en el portal de *OceanColor* de la NASA (CARDER *et al.*, 2003).

$$\log_{10}(Chl) = a_0 + \sum_{i=1}^{4} a_i [\log_{10}(\frac{\max\{R_{443}, R_{488}\}}{R_{547}})] , \qquad (ec. 1)$$

Donde, Chl es la concentración de Chl-a y R_{433} , R_{488} y R_{547} son reflectancias espectrales, los coeficientes $a_0 = 0,2424$, $a_1 = -2,7423$, $a_2 = 1,8017$, $a_3 = 0,0015$, $a_4 = -1,2280$ (https://oceancolor.gsfc. nasa.gov/atbd/chlor_a/).

Temperatura superficial del lago (°C)

Este parámetro fue obtenido por los sensores VIIRS y MODIS mediante el modelo *Split-Window*

que usa los canales térmicos (BROWN & MINNETT, 1999) expresado por la ecuación 2:

$$T_{s} = C + (A_{1} + A_{2} \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + A_{3} \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon^{2}}) \frac{T_{1} + T_{2}}{2} + (B_{1} + B_{2} \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + B_{3} \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon^{2}}) \frac{T_{1} - T_{2}}{2}.$$
(ec. 2)

Donde, T_s es la temperatura superficial del lago; C, A_i y B_i son constantes, T_1 y T_2 son temperatura brillo de los canales 31 y 32 de MODIS (15 y 16 para VIIRS), respectivamente,

$$\mathcal{E} = 0.5(\overline{\mathcal{E}_1} + \overline{\mathcal{E}_2}) \text{ y } \Delta \mathcal{E} = \overline{\mathcal{E}_1} - \overline{\mathcal{E}_2} \text{ con } \overline{\mathcal{E}_1} \text{ y } \overline{\mathcal{E}_2},$$

emisividades correspondientes a T₁ y T₂ (WAN & DOZIER, 1996).

Coeficiente de atenuación difusa (m⁻¹)

La intensidad de la radiación del Sol se atenúa con la profundidad del agua debido a los efectos de absorción y dispersión de la Materia Orgánica Disuelta Coloreada (MODC), el Carbono Orgánico/Inorgánico en forma de Partículas (PIC/POC), el fitoplancton y los cuerpos de agua (HARVEY & KRATZER, 2015; ZHANG *et al.*, 2014; KUTZER *et al.*, 2016). Esta característica óptica del agua se cuantifica por un coeficiente de atenuación difusa (K_{d490}). Los datos de K_{d490} del MODIS definen el término de decaimiento exponencial de la luz con la profundidad en el agua debido a la eliminación de la radiación del Sol por la conversión de la energía fotosintética a la energía química y relacionado con la concentración de fitoplancton y sedimentos en el agua (KIRK, 2011).

El producto K_{d490} fue estimado a través del modelo de razón de bandas OK2 (MOREL *et al.*, 2007), donde, la reflectancia de los canales λ = 488 nm (R₄₈₈) y 547 nm (R₅₄₇) ha sido empleada para el cálculo del K_{d490} por características biológicas del agua (K_{bio_490}) como se expresa en la ecuación 3.

$$\begin{split} \log_{10}(K_{bio_490}) &= a_0 + \sum_{i=1}^{4} a_i \log_{10}(\frac{R_{488}}{R_{547}}) , \\ k_{490} &= K_{bio_490} + 0.0166 . \end{split} \tag{ec. 3}$$

Siendo los coeficientes $a_0 = -0,8813$, $a_1 = -2,0584$, $a_2 = 2,5878$, $a_3 = -3,4885$, $a_4 = -1,5061$.

Equipos

Se utilizó un perfilador CTD RBR XR620 para medir y almacenar datos de conductividad, temperatura y presión en medios acuáticos dulces; un radiómetro C-OPS con el fin de determinar las propiedades ópticas aparentes y TSL. La concentración de Chl-a se determinó por el método espectrofotométricoextracción con acetona usando un espectrofotómetro SPECTRUNLAB 22 (STRICKLAND & PARSONS, 1972), y la botella Niskin estándar para el muestreo de agua a diferente profundidad, además se utilizaron un termómetro de mercurio y un multiparámetro Pro Plus para la medición de TSL.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se han extraído los valores de Chl-a, TSL y K_{d490} estimados por las imágenes de los sensores VIIRS y MODIS y se han comparado con los datos *in situ*. La Tabla 3 muestra los datos satelitales e *in situ* de las treinta estaciones en el Lago.

Tabla 3.- Datos satelitales y Datos in situ de las treinta estaciones

	Datos Satelitales					Datos In situ						
Estación	TSL-VIIRS (°C)	TSL-MODIS (°C)	Chl-a-VIIRS (mg·m ⁻³)	Chl-a- MODIS (mg·m⁻³)	Poc-MODIS (mg·m ⁻³)	K _{d490} - MODIS (m-1)	Transparencia- MODIS (m)	Chl-a- in situ (mg·m ⁻³)	K _{dPAR} C-OPS (m-1)	TSL C-OPS (°C)	TSL- Termóm+etro de Mercurio (°C)	TSL-Pro Plus (°C)
1	12,360	12,434	3,207	7,439	980,0	0,298	6,286	1,085	0.227		13,1	13,0
2	12,865	13,155	1,505	2,782	296,4	0,225	8,662	0,915	0.244		13,4	13,3
3	12,635	12,750	1,696	2,973	263,0	0,234	8,899	1,330	0.225		13,6	13,5
4	12,480	12,885	2,434	4,870	564,2	0,308	7,038	4,610	0.223	12,5	12,5	12,5
5	13,515	13,730	2,123	4,003	311,2	0,237	7,930	2,780	0.217	12,6	12,6	12,6
6	12,605	12,700	1,955	3,638	323,6	0,245	7,897	1,830	0.233	12,6	12,6	12,6
7	12,225	12,560	1,623	3,870	312,0	0,220	8,233	0,880	0.235	12,6	12,6	12,6
8	12,325	12,320	2,174	3,708	384,2	0,222	7,924	1,290	0.221		13,0	13,0
9	12,435	12,615	2,124	3,800	296,2	0,248	7,970	1,230	0.221	13,5	13,6	13,5
10	12,430	12,680	1,810	3,800	346,0	0,229	8,364	0,410	0.176	13,8	14,0	13,8
11	12,380	12,645	2,097	3,378	326,2	0,237	8,431	0,820	0.181	13,4	13,4	13,3
12	12,545	13,000	1,639	2,834	263,4	0,191	8,873	0,940	0.196	14,5	14,6	14,4
13	12,295	12,595	45,312	29,714	766,2	0,278	6,905	8,870	0.281	13,6	13,7	13,5
14	12,600	13,090	2,531	4,856	767,4	0,308	7,038	3,870	0.208	12,6	12,5	12,6
15	13,515	13,730	2,310	4,241	337,0	0,256	7,768	3,880	0.245	12,6	12,7	12,6
16	12,535	12,545	2,041	3,638	379,0	0,267	7,668	1,700	0.289	12,5	12,6	12,5
17	12,285	12,435	2,001	3,917	315,4	0,221	7,686		0.252	12,6	12,8	12,6
18	12,225	12,560	1,854	3,705	384,2	0,252	7,963	1,290	0.271	12,7	12,8	12,7
19	12,635	12,750	1,568	2,644	263,0	0,194	8,898	0,410	0.230	12,8	12,8	12,7
20	13,110	13,275	1,706	3,410	318,6	0,227	8,350	0,880	0.225	13,1	13,2	13,0
21	12,775	13,110	1,930	3,321	324,2	0,230	8,262	0,820	0.201	13,4	13,5	13,4
22	12,545	13,080	1,687	3,266	282,6	0,201	8,670	0,880	0.228	13,5	13,5	13,4
23	12,456	12,615	2,194	3,419	350,0	0,248	8,176	1,290		13,4	13,5	13,4
24	12,270	12,340	1,904	3,391	342,0	0,238	7,838	0,820		14,1	14,0	14,1
25	12,415	12,820	2,445	4,749	484,0	0,255	7,793	4,280	0.257	12,6	12,6	12,6
26	12,420	12,635	2,230	3,461	357,2	0,243	7,770	2,930	0.249	12,5	12,6	12,5
27	12,345	12,425	2,084	3,458	307,0	0,231	8,065	1,290	0.264	12,6	12,8	12,6
28	12,470	12,565	1,864	3,383	341,4	0,223	8,393	0,820	0.282	12,7	12,7	12,7
29	12,460	12,645	1,844	3,376	265,8	0,245	7,832	0,820	0.211	13,1	13,2	13,1
30	12,465	12,740	1,475	3,160	377,0	0,234	8,183	0,410	0.232	13,5	13,6	13,4

Validación de la concentración de clorofila-a

Se ha considerado que la concentración de Chl-a es casi constante durante los cinco días y se han elegido los datos del día 23 de julio para la validación debido a que la órbita de ambos satélites ha pasado en lugares cercanos al Lago Titicaca, lo cual indica menor ángulo de observación y mayor precisión de los datos satelitales (Fig. 3).

Se ha observado que la información de VIIRS y MODIS tienen buena consistencia en aguas oceánicas (LADNER *et al.*, 2014; HLAING *et al.*, 2013; WANG *et al.*, 2014), sin embargo, para aguas continentales, estas observaciones presentan un mayor desafío. Como en el caso de los lagos, estos presentan mayor turbidez, mayor complejidad de composición de la atmosfera y mayor ocurrencia de floraciones algales, estas características de los lagos son las principales causantes de la saturación de los canales de color de agua de un sensor (ZHANG et al., 2014; QI et al., 2015; AURIN et al., 2013), lo que conlleva a una sobre estimación de Chl-a obtenidas de los satélites (ver Tabla 3). Sin embargo, los valores de Chl-a de VIIRS son menores que los provenientes de MODIS, ya que el sensor VIIRS posee un mejor rendimiento (razón señal/ ruido) debido a su configuración de doble ganancia de los canales espectrales utilizados para la estimación de Chl-a, donde la ganancia baja está diseñada para detectar los objetos de alta reflectancia (nubes, desierto) sin saturarse fácilmente el valor de pixel, mientras que la ganancia alta se usa para amplificar las señales bajas como los lagos (CAO et al., 2012).



Figura 3.- Distribución de la concentración de Chl-a de los satélites (a) VIIRS y (b) MODIS; Chl-a calibrada de (c) VIIRS y (d) MODIS

Se encontró algunos datos atípicos mediante un gráfico de cajas (Fig. 4), estos datos atípicos estuvieron muy cerca de la isla Taquile y bahía de Puno (Estaciones 1, 4 y 13). Sin tomar en cuenta la presencia de estos datos atípicos, se obtuvieron dos ecuaciones de regresión lineal entre los datos satelitales e in situ y los coeficientes de correlación fueron Rviirs vs in situ = 0,813, Rmodis vs in *situ* = 0,823 y Rviirs vs modis = 0,807 (Fig. 4). Se realizó un análisis estadístico de los residuos de los modelos de regresión lineal, los resultados muestran que los residuos tienen distribución normal, homocedasticidad y no presentan heterocedasticidad; el mismo análisis se realizó también para los otros parámetros (Anexo 1). Mediante las ecuaciones de ajuste obtenido por la regresión lineal se han generado los mapas de Chl-a. La Figura 5 muestra la comparación entre los datos originales y calibrados, donde existe mayor similitud de la distribución de Chl-a en el lago mayor que tiene un valor promedio aproximado a 1 mg/m³.

Validación de la temperatura superficial del lago (TSL)

Para realizar la comparación entre TSL satelital e *in situ*, se consideró los datos de un intervalo de ±3 horas con respecto a la hora de pasada del satélite en las fechas correspondientes. La figura 6 muestra las gráficas de regresión lineal entre los datos satelitales de TSL-VIIRS/ NPP con los datos *in situ* medidos con los instrumentos multiparámetro Pro Plus (Fig. 6a) y C-OPS (Fig. 6b).



Figura 4.- Gráficos de cajas para los datos clorofila-a de (a) VIIRS, (b) MODIS e (c) in situ



Figura 5.- Gráficos de regresión lineal entre los datos clorofila-a satelitales e in situ



Figura 6.- Gráficos de regresión lineal entre los datos TSL satelitales e in situ

Las correlaciones de TSL satelital con TSL in situ son Rviirs vs multi = 0,713, Rviirs vs c-ops = 0,748 lo cual implica que entre 51% y 56% (los valores de $R^2 = 0,508$ y 0,560) los datos son representativos al modelo de regresión lineal correspondiente, que tiene menor exactitud que la de Chl-a ya que la variación temporal de TSL es mucho mayor. Además, en la estación de invierno el lago se encuentra en un periodo mixto y está caracterizado por una estratificación termal en la superficie debido a la radiación del Sol (Ruiz-Verdú et al., 2016). Se obtuvo también alta correlación de TSL entre los satélites es RMODIS VS VIIRS = 0,918 (Fig. 6c) y se observó distribución espacial similar, donde la TSL del lago menor es más baja que la del lago mayor y a la vez, hubo presencia de una masa de agua caliente en el lago mayor, cuyo desplazamiento fue del oeste del lago hacia al norte durante los días 20-23 de julio (Fig. 7a-d).

Coeficiente de atenuación difusa (K_{d490})

Para medir el coeficiente de atenuación difusa de la radiación fotosintéticamente activa K_{dPAR} se utilizó el instrumento C-OPS; en cada estación se realizaron entre 5 y 15 mediciones, de las cuales se seleccionaron las más óptimas ($R^2 > 0,90$) que se presentan en la Tabla 4. La figura 8a muestra la distribución del coeficiente K_{d490} estimado por MODIS-Aqua del 23 de julio, observándose que los valores de K_{d490} son menores en la parte central del lago mayor (0,1 a 0,2 m⁻¹) y mayores en la zona somera (0,5 a 1,0 m⁻¹).

La zona eufótica en el agua se define como aquello donde la intensidad de la radiación se ha reducido hasta uno por ciento (KIRK, 2011). Esta profundidad se calcula a través del valor de K_{d490} estimado por MODIS y medido por



Figura 7.- Distribución de TSL diario del sensor VIIRS para los días 20-23 (a-d) y del MODIS para el 23 de julio (e)

C-OPS mediante la ecuación 4, propuesta en la ley de Beer:

$$I = I_0 \cdot e^{-(K_{d490} \cdot Z)} ; \qquad z = -\frac{\log(\frac{1}{I_0})}{K_{d490}} , \qquad (ec. 4)$$

donde, I, I₀ son la intensidad de la radiación del Sol reflejada e incidente registrada por los sensores, z es la profundidad de la zona eufótica. Se estimó la media aritmética de $K_{d490} = 0,241$ para las treinta estaciones usando los datos del MODIS y se obtuvo un $K_{dPAR} = 0,233$ con el C-OPS (Tabla 4).

Se determinó que la zona eufótica, para ese periodo de invierno fue 19,109 m (MODIS) y se aproximó al valor *in situ* de 20,071 m medido por el C-OPS. Asimismo, la figura 8b muestra la regresión lineal entre K_{d490} y Chl-a con R = 0,765, lo cual indica que a mayores concentraciones de Chl-a, mayores valores de K_{d490} .

Transparencia del agua

La transparencia del agua afecta directamente a la cantidad de luz que penetra en un cuerpo de agua, el instrumento que mide la penetración luminosa y por ello la turbidez en el agua es el disco Secchi. La relación entre coeficiente de atenuación (K_{d490}) y transparencia del agua (TA) está expresada por la ecuación 5 (ZHANG *et al.*, 2004):

$$K_{d490} = 0.096 + \frac{1.852}{TA}$$
 . (ec. 5)

El lago mayor tuvo más transparencia (6-9 m) que el lago menor (2-6 m); los valores de TA más altos (8-9m) se distribuyeron en el centro del lago mayor y valores bajos (2-4 m) en el lago menor, además, se obtuvo un buen ajuste con la Chl-a dando un R = -0.836 (Fig. 9b).

Estación	I ₀ (μE cm ⁻² s ⁻¹)	$K_{dPAR} (m^{-1})$	\mathbb{R}^2	Z (m)
1	0,161	0,227	0,999	20,287
2	0,126	0,244	0,956	18,874
3	0,088	0,225	0,975	20,467
4	0,019	0,223	0,899	20,651
5	0,168	0,217	0,997	21,222
6	0,011	0,233	0,995	19,807
7	0,157	0,235	0,995	19,596
8	0,026	0,221	0,988	20,838
9	0,004	0,221	0,995	20,838
10	0,015	0,176	0,932	26,166
11	0,010	0,181	0,956	25,443
12	0,042	0,196	0,905	23,746
13	0,091	0,281	0,986	16,389
14	0,156	0,208	0,986	22,140
15	0,159	0,245	0,997	18,798
16	0,060	0,289	0,997	15,934
17	0,123	0,252	0,949	18,274
18	0,128	0,271	0,997	16,993
19	0,113	0,230	0,995	20,022
20	0,158	0,225	0,994	20,467
21	0,027	0,201	0,987	22,911
22	0,181	0,228	0,996	20,198
25	0,193	0,257	0,964	17,919
26	0,169	0,249	0,989	18,495
27	0,123	0,264	0,988	17,516
28	0,095	0,282	0,987	16,330
29	0,020	0,211	0,991	21,825
30	0,004	0,232	0,996	19,850

Tabla 4.- Intensidad de radiación del Sol incidente (I₀), $K_{dPAR'} R^2 y Z (m)$



Figura 8.- a) Imagen de coeficiente de atenuación difusa Kd490 (m-1) y b) regresión lineal entre Chl-a y Kd490



Figura 9.- a) Transparencia del agua (m), b) Gráfica de regresión lineal entre Chl-a y TP

4. CONCLUSIONES

Se determinó que la concentración de Chl-a calculada con la información satelital sobre el lago presenta una tendencia a sobre estimar estos valores durante ese periodo de muestreo, debido a que los canales de color de agua se saturan fácilmente por la mayor turbidez del agua, complejidad de composición de la atmósfera y mayor ocurrencia de floraciones algales.

Al comparar los productos satelitales de Chl-a entre los sensores MODIS y VIIRS, este último tiene mejor rendimiento debido a su configuración de doble ganancia donde la ganancia alta está diseñada para detectar los cuerpos de agua continental, por lo tanto, los valores de Chl-a del VIIRS se aproximan mejor a la información *in situ*. Luego de hacer el filtrado de los datos atípicos, se obtuvo una alta correlación de Chl-a estimada por satélite por los sensores VIIRS, MODIS e *in situ* (R de 0,813 y de 0,823).

La correlación de la TSL entre los datos satelitales VIIRS con la información *in situ* (C-OPS) y multiparámetro, es menor debido a que existe una estratificación termal en la superficie del lago por la radiación del Sol en el periodo de invierno.

La zona eufótica estimada con información de MODIS (-19,109 m) tiene buena aproximación a la obtenida por las mediciones *in situ* usando C-OPS (-20,071 m).

La concentración de Chl-a es proporcional al Coeficiente de atenuación difusa K_{d490} .

La TA estimada es inversamente proporcional a datos de K_{d490} .

5. **RECOMENDACIONES**

Los meses de mayo a agosto son los más apropiados para realizar estudios con sensores remotos en el lago Titicaca, por ser los meses que presentan menor cobertura de nubes.

Para futuros trabajos de investigación, es recomendable usar información del sensor VIIRS, debido a la mejor calidad de información con respecto a MODIS que tiene mayor antigüedad.

Como los productos TSL-MODIS y TSL-VIIRS están altamente asociados (R = 0.918), es posible generar imágenes compuestas diarias de TSL, lo cual permitiría mitigar el problema de las nubes.

Se recomienda continuar con este tipo de estudios para otras estaciones del año y otras áreas del lago Titicaca.

Agradecimientos

Nuestro especial agradecimiento al Dr. Xavier Lazzaro del Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) de Bolivia, por brindarnos su apoyo en la medición *in situ* con sus equipos de investigación y al personal de la E/P IMARPE VIII del Laboratorio Continental de Puno.

6. **REFERENCIAS**

- AURIN D, MANNINO A, FRANZ B. 2013. Spatially resolving ocean color and sediment dispersion in River Plumes, coastal systems, and Continental Shelf Waters. Remote Sensing of Environment. 137: 212-225.
- BROWN O B, MINNETT P J. 1999. MODIS infrared sea surface temperature algorithm – algorithm theoretical basis document. University of Miami. 2: 67.
- CAO C Y, XIONG X X, BLONSKI S, LIU Q H, GUENTHER B, WENG F Z. 2012. Suomi NPP VIIRS On-orbit performance, data quality, and new applications. SPIE: 8528. 85280D-85280D-8
- CARDER K L, CHEN F R, LEE Z P, HAWES S K, CANNIZZARO P. 2003. Case 2 chlorophyll a. MODIS Ocean Science Team Algorithm Theoretical Basis. Documnent-19. 7: 67.
- GORDON H R, WANG M H. 1994. Retrieval of waterleaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm. Applied Optics. 33(3): 443-452.
- HALL D O, RAO K K. 1999. Photosynthesis. Cambridge University Press. 6. 214.
- HARVEY E T, KRATZER S. 2015. Relationships between colored dissolved organic matter and dissolved

organic carbon in different coastal gradients of the Baltic Sea. AMBIO. 44(3). 392-401.

- HLAING S, HARMEL T, GILERSON A, FOSTER R, WEIDEMANN A, ARNONE R, WANG M H, AHMED S. 2013. Evaluation of the VIIRS ocean color monitoring performance in coastal regions. Remote Sensing of Environment. 139: 398-414.
- KIRK J T O. 2011. Light and photosynthesis in Aquatic ecosystems. Cambridge Univ. Press. 3: 649.
- KUTSER T, PAAVEL B, VERPOORTER C, LIGI M, SOOMETS T, TOMING K, CASAL. G. 2016. Remote sensing of Black Lakes and using 810 nm reflectance peak for retrieving water quality parameters of optically complex waters. Remote Sens. 8(6): 15.
- LADNER S D, ARNONE R, VANDERMEULEN R, MARTINOLICH P, LAWSON A, BOWERS J, CROUT R, ONDRUSEK M, FARGION G. 2014. Inter-satellite comparison and evaluation of Navy SNPP VIIRS and MODIS -Aquaocean color properties. Proc. SPIE 9111, Ocean Sensing and Monitoring VI. 9111071-91110719.
- MILLER R L, MCKEE B A. 2004. Using MODIS Terra 250 m imagery to map concentrations of total suspended matter in coastal water. Remote Sensing of Environment. 93(1-2): 259-266.
- MOREL A, HUOT Y, GENTILI B, JEREMY W P, HOOKER S B, FRANZ B A. 2007. Examining the consistency of products derived from various ocean color sensors in open ocean (Case 1) waters in the perspective of a multi-sensor approach. Remote Sensing of Environment. 111: 69-88.
- ONDRUSEK M, STENGEL E, KINKADE C S, VOGEL R L, KEEGSTRA P, HUNTER C, KIM C. 2012. The development of a new optical total suspended matter algorithm for the Chesapeake Bay. ELSEVIER, Remote Sensing of Environment. 119: 243-254.
- O'REILLY J E, MARITORENA S, MITCHELL B G, SIEGEL D A, CARDER K L, GARVER S A, KAHRU M, McCLAIN C. 1998. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. Journal of Geophysical Research. 103(C11): 937-953.
- PAN D L, MA R H. 2014. Several key problems of lake water quality remote sensing. J. Lake Sci. 20(2): 139-144.
- POUILLY M, LAZZARO X, POINT D, AGUIRRE M. 2014. Línea base de conocimientos sobre los recursos hidrológicos en el Sistema TDPS con enfoque en la Cuenca del Lago Titicaca. IRD – UICN, Quito, Ecuador. 320.
- PREISENDORFER R.W. 1976. Hydrologic optics. Volume 1. Introduction. U.S. Department of Commerce, NOAA. 218.
- QI L, HU C M, DUAN H T, ZHANG Y C, MA R H. 2015. Influence of particle composition on remote sensing reflectance and MERIS maximum chlorophyll index algorithm: Examples from Taihu Lake and Chaohu Lake. IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. 12(5): 1136-1140.
- Ruiz-Verdú A, Jiménez J C, Lazzaro X, Tenjo C Delegido J, Pereira M, Sobrino J, Moreno J. 2016. Comparison of MODIS and Landsat-8 retrievals of chlorophyll-a and water temperature over Lake Titicaca. In

Proceedings of the 2016 IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'16), Beijing, China, 10-15 July. 7643-7646.

- SATHYENDRANATH S, ANDRÉ M. 1982. Light emerging from the sea – interpretation and uses in remote sensing. Springer Netherlands. 323-357.
- Schweigger E. 1929. Estudio sobre la industria pesquera. Compañía Administradora del Guano. 5(10): 533-535.
- SEEMANN S W, LI J, MENZEL W P, GUMLEY L E. 2003. Operational retrieval of atmospheric temperature, moisture, and ozone from MODIS infrared radiances. Journal of Applied Meteorology. 42: 1072-1091.
- STAEHR P. A, WAITE A M, MARKAGER S. 2009. Effects of sewage water on bio-optical properties and primary production of coastal systems in West Australia. Hydrobiology. 620: 191-205.
- STOLARSKI R, BOJKOV R, BISHOP L, ZEREFOS C, STAEHELIN J, ZAWODNY J. 1992. Measured trends in stratospheric ozone. Science. 256: 342-349.
- STRICKLAND J D H, PARSONS T R. 1972. A practical handbook of seawater analysis. Fisheries Research Board of Canada. 2: 325.
- TAN S C, SHI G Y. 2005. Satellite remote sensing for oceanic primary productivity. Advances in Earth Science. 20(8): 865-870.
- WALTON C C, PICHEL W G, SAPPER J F. 1998. The development and operational application of

nonlinear algorithms for the measurement of sea surface temperatures with the NOAA polar-orbiting environmental satellites. Journal of Geophysical Research. 103(C12). 27: 999-28,012.

- WAN Z M, DOZIER J. 1996. A Generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 34(4): 892-905.
- WANG M H, LIU X M, JIANG L D, SON S H, SUN J Q, SHI W, TAN L Q, NAIK P, MIKELSONS K, WANG X L, LANCE V. 2014. Evaluation of VIIRS ocean color products. PROC. SPIE. 9261. 15.
- Xu H. 2006. Modification of normalized difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery. International Journal of Remote Sensing. 27(14): 3025-3033.
- ZHANG M, TANG J, DONG Q, DUAN H, SHEN Q. 2014. Atmospheric correction of HJ-1 CCD imagery over turbid lake waters. Opt Express. 22(7): 7906-7924.
- ZHANG Y L, QIN B Q, CHEN. W M, YANG D T. 2004. Regression analysis of beam attenuation coefficient under water in Lake Taihu. Oceanologia et Limnologia Sinica. 35(3): 209-213.
- ZHANG X D, STAVN R H, FALSTER A U, GRAY D, GOULD Jr. R W. 2014. New insight into particulate mineral and organic matter in coastal ocean waters through optical inversion. ELSEVIER. 149: 1-12.

ANEXO 1

Test	Variables		Hipótesis nula
Normalidad (Shaniro-Wilk)	Chl-a MODIS vs Chl-a in situ	0,0831	
	Chl-a VIIRS vs Chl-a in situ	0,6623	
	TSL VIIRS vs TSL Multiparametro	0,6485	
	TSL VIIRS vs TSL C-OPS	0,9960	Los residuos tienen distribución normal.
(enaprie (fink)	TSL MODIS vs TSL VIIRS	0,4476	
	Chl-a MODIS vs K_{d490} MODIS	0,5901	
	Chl-a MODIS vs Transparencia	0,3940	
	Chl-a MODIS vs Chl-a in situ	0,5911	
	Chl-a VIIRS vs Chl-a in situ	0,1706	
	TSL VIIRS vs TSL Multiparametro	0,4315	
Homocedasticidad (Breusch-Pagan)	TSL VIIRS vs TSL C-OPS	0,2006	Los residuos tienen homocedasticidad.
(TSL MODIS vs TSL VIIRS	0,0811	
	Chl-a MODIS vs K _{d490} MODIS	0,7729	
	Chl-a MODIS vs Transparencia	0,1183	
	Chl-a MODIS vs Chl-a in situ	0,8166	
	Chl-a VIIRS vs Chl-a in situ	0,1926	
Heterocedasticidad (Cameron-Trivedi)	TSL VIIRS vs TSL Multiparametro	0,2558	
	TSL VIIRS vs TSL C-OPS	0,1126	No existe heterocedasticidad en el modelo.
(TSL MODIS vs TSL VIIRS	0,0675	
	Chl-a MODIS vs K_{d490} MODIS	0,6102	
	Chl-a MODIS vs Transparencia	0,3300	

Análisis de los residuos de los modelos de regresión lineal