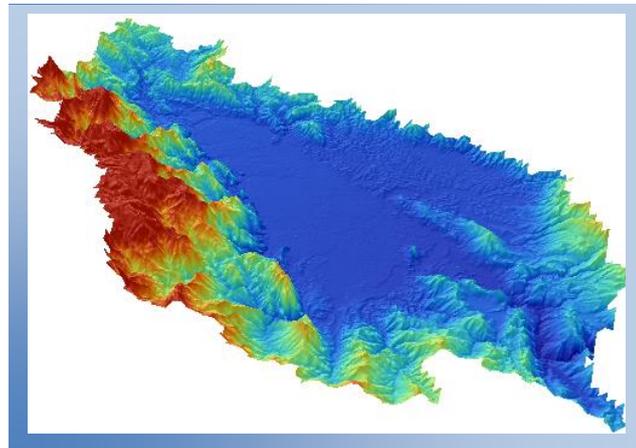


Reporte Técnico

Evaluación de los efectos de la deforestación en la hidrología y pérdida lateral de carbono orgánico del suelo de la cuenca del Alto Mayo



Carlos A. Gonzales Inca¹ & Romina Llanos López²

¹ Candidato doctoral en el Departamento de Geografía y Geología, Universidad de Turku, Finlandia

² Facultad de Ingeniería Forestal, Universidad Agraria la Molina, Lima, Perú

2015

Contents

1. Introducción.....	3
2. Área de Estudio.....	5
3. Metodología	6
4. Resultados y Discusiones.....	10
4.1. Análisis de tendencia de series temporales de caudales y su relación con los cambios interanuales de clima y deforestación.....	10
4.2. Evaluación de erosión hídrica del suelo y pérdida lateral del carbono orgánico del suelo (COS)	13
5. Conclusiones.....	18
Agradecimiento.....	19
Bibliografía	19

1. Introducción

La cuenca amazónica registra altas tasas de deforestación, se ha perdido aproximadamente el 15% de bosques amazónicos desde 1970 (Soares-Filho et al. 2006). Sin embargo, las tasas de deforestación varían sustancialmente entre regiones y el bosque tropical de neblina (BTN) ha sido la área más vulnerable (Bruijnzeel et al., 2010). Mundialmente, el BNT representa el 14% del bosque tropical y contabilizan el 29% del balance hídrico tropical (Bruijnzeel et al., 2010). A pesar de su importancia hidrológica y alta biodiversidad, en el Perú los esfuerzos de conservación de BTN han sido algo reducido y convencional, limitándose solamente al establecimiento de Áreas Naturales Protegidas (ANP). Por ejemplo, el Bosque de Protección del Alto Mayo. Pero la deforestación continua fuera de las ANP, en la cuenca del Alto Mayo se ha perdido aproximadamente 10 % de BTN el período 2000 - 2012 (Datos extraídos de Hansen et al. 2013).

Las cuencas de neblina tropical son sistemas complejos, representan áreas de topografía variada, alta intemperización de suelos, muy susceptibles de erosión hídrica, cobertura vegetal y climatología variada, con ocurrencia de neblinas frecuentes. Estas cuencas también presentan estructuras geológicas complejas, contienen fallas geológicas y sistemas kársticos. Todas estas características resultan en una combinación única afectando la cantidad y calidad del agua. En éstas, la deforestación y los efectos del cambio climático afectan severamente los procesos hidrológicos locales y regionales. Los bosques prístinos son áreas importantes de recarga hidrológica, debido a su baja densidad aparente del suelo, alta macro-porosidad, y alta conductividad hidráulica saturada, resultando en altas tasas de infiltración y almacenamiento del agua en la matriz del suelo y acuíferos (Neary et al., 2009). La deforestación para uso agrícola y ganadero cambia estas condiciones del suelo forestal, los cuales generalmente resultan elevando las tasas de escorrentía superficial, erosión de suelos y pérdida de nutrientes (Croke & Hairsine, 2006; Creed et al. 2011) y pérdida del carbono orgánico del suelo (Wang et al. 2014). El cambio hidrológico de una cuenca no solamente afecta la agricultura, la producción de energía eléctrica y el suministro del agua para el uso poblacional, sino también la disponibilidad del agua en el suelo para las plantas, los micro-organismos y los ecosistemas acuáticos. Sin la conservación hidrológica, resulta difícil mantener la biodiversidad, la producción forestal y otros servicios eco-sistémicos.

Gran parte de la pérdida de bosques tropicales de neblina se relaciona a la extracción forestal y expansión de cultivos comerciales de exportación, tales como el café y el cacao, y la ganadería. Estas actividades generalmente están localizadas en áreas de alta pendiente y causando altas tasas de erosión del suelo, pérdida de nutrientes y reducción de secuestro carbono. Considerando la gran importancia del secuestro de carbono en el suelo, a nivel global se estima que el suelo almacena el doble de la cantidad de carbono contenido en la atmosfera y el triple que el carbono contenido en la vegetación terrestre, por lo que resulta importante evaluar la pérdida del Carbono Orgánico del Suelo (COS) debido a la erosión del suelo ([Wang et al., 2014](#)). Además, la deforestación cambia las condiciones edáficas de mineralización de la materia orgánica ([Ellert, 2007](#)). Una combinación de altas tasas de mineralización y erosión de sedimentos causa pérdidas sustanciales del COS, reduciendo drásticamente la capacidad de secuestro de carbono en el suelo ([Lai, 2002](#)).

Para evaluar los efectos del cambio del uso del suelo y la deforestación en la función hidrológica de una cuenca hidrográfica se requieren datos de monitoreo de largo plazo (series históricas). Los datos históricos comúnmente son muy limitados en muchas cuencas de neblina, por lo que el uso de modelos hidrológicos se ha extendido. Sin embargo, los modelos hidrológicos simplifican los procesos hidrológicos internos de una cuenca y asumen procesos hidrológicos similares y condición uniforme de la cuenca. Por lo que resulta importante complementar estudios de modelización y simulación con análisis empíricos y evaluación de campo.

En este estudio se (1) analizan las tendencias históricas de caudales en las sub-cuencas del río Mayo, (2) su relación con las tasas de deforestación, y (3) se evalúa la pérdida lateral de carbono orgánico del suelo debido a la erosión hídrica del suelo.

2. Área de Estudio

El área de estudio comprende ocho sub-cuencas de la parte alta del río Mayo (Fig. 1). El régimen hidrológico característico de estas cuencas responde al patrón de precipitación pluvial, presentando un período de caudales máximos en los meses lluviosos de Octubre a Mayo y un período de estiaje de Junio a Setiembre (Fig. 2).

El caudal promedio anual del Río Mayo, en la parte media de la cuenca del Alto Mayo, es de 218 m³/s (2001 - 2011), la precipitación anual promedio es de 1 314 mm (2000 - 2011) y la temperatura media anual es de 22 °C. En la cuenca se distribuye mayormente suelos franco arenosos. La cobertura vegetal y uso actual del suelo son principalmente: Bosque (78%), áreas agrícolas y pastizales (19%), pajonales de paramo (2%) y otros (1%) (Fig. 1). El área de las cuencas estudiadas abarca de 8 000 a 780 000 hectáreas y presentan diferentes extensiones de deforestación (Tabla 1).

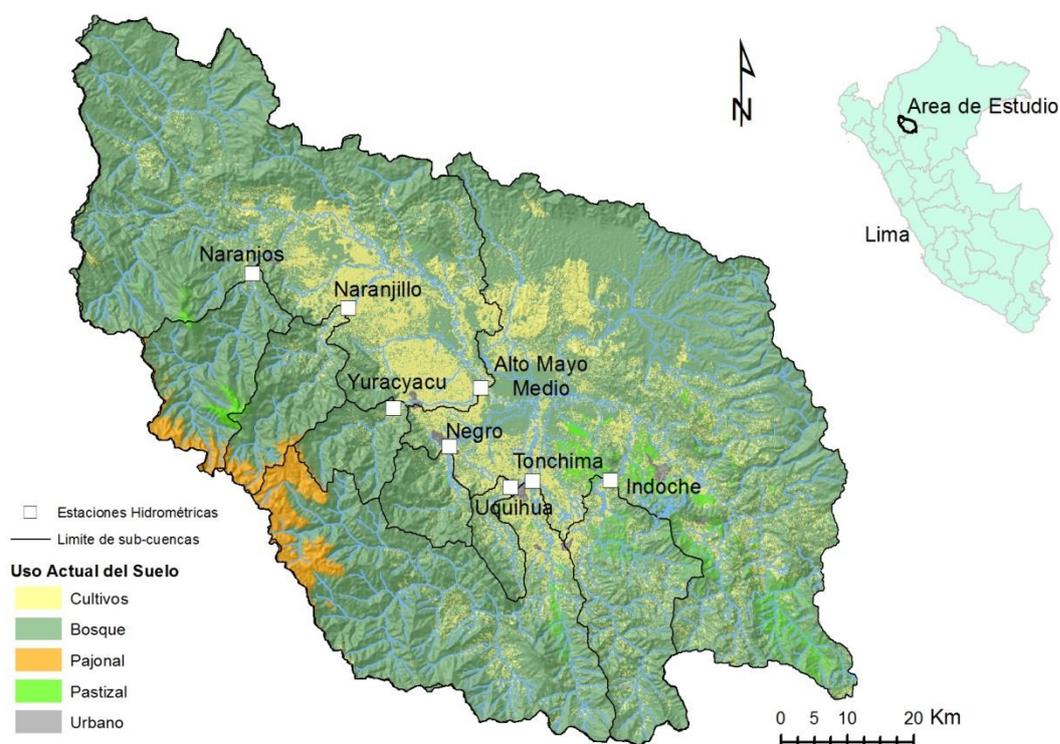


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio (Sub-cuencas) y cobertura vegetal y uso actual del suelo.

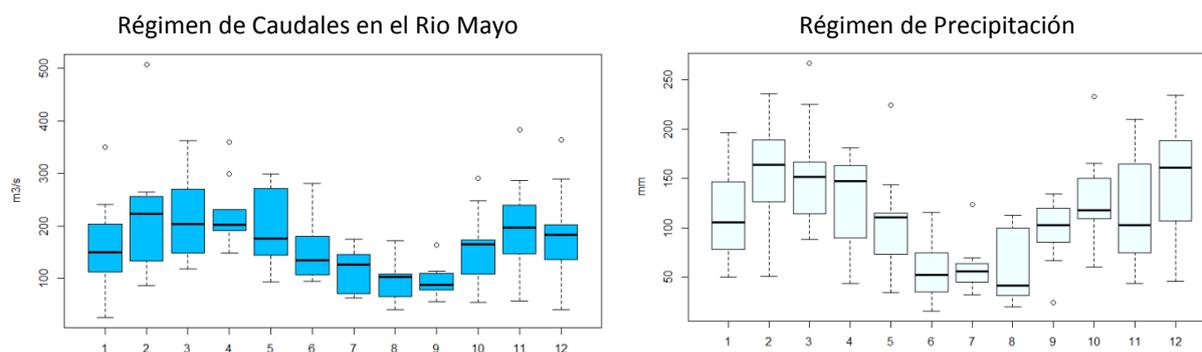


Figura 2. Régimen hidrológico del el río Mayo y precipitación pluvial (Estación de Moyobamba, 2001 - 2011).

Tabla 1. Área de las sub-cuencas estudiadas (ha) y área de cobertura de bosques y área deforestada en el periodo 2000-2013 por sub-cuencas

Sub-Cuenca	Área de la sub-cuenca (ha)	Área de bosques	Área deforestada (2000-2013)	Porcentaje de área deforestada
Uquihua	8 834	1 417	684	48
Negro	15 571	6 339	661	10
Yurac Yacu	16 908	13 705	475	3
Naranjillo	27 586	21 045	1 011	5
Naranjos	35 745	30 239	214	1
Indoche	48 857	17 660	5 068	29
Tonchina	130 271	85 280	5 773	7
Alto Mayo Total	780 718	447 447	71 047	10

3. Metodología

Para el análisis de tendencia hidrológicas en las sub-cuencas del Río Mayo, se han utilizado datos públicos de monitoreo hidrométrico mensual generado por la Autoridad Nacional de Agua (ANA), período de 2001 - 2011, así como los datos meteorológicos del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI). El método estadístico aplicado para la detección de tendencias fue el método no-paramétrico de Mann-Kendall (Yu & Whittemore; 1993), debido a que los datos de monitoreo hidrológico no presentan distribución normal (Gaussiana).

Para la geo-modelización de la erosión hídrica del suelo y la pérdida lateral de carbono orgánico del suelo, se ha parametrizado la ecuación universal de pérdida del suelo revisado (RUSLE) (Morgan, 2005) e implementado en un sistema de información geográfica (SIG). RUSLE estima la pérdida del suelo por erosión hídrica de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$E = R * K * LS * C * P. \quad (1)$$

Dónde, E es la pérdida del suelo (t/ha/año), R es el factor de erosividad de la lluvia (MJ.mm/ha.h), K es el factor de erosionabilidad, o vulnerabilidad, del suelo (t.ha/MJ.mm), LS representa los factores topográficos de longitud de ladera y pendiente (LS), C es el coeficiente de cobertura vegetal y P es el factor de prácticas de conservación suelos, estos últimos factores son adimensionales.

La estimación del factor de erosividad de la lluvia se ha calculado en base a los datos interpolados de precipitación de Worldclim (www.worldclim.org) y las siguientes ecuaciones:

$$R = aMFI^b + \varepsilon \quad (2)$$

$$MFI = \sum_{i=1}^{i=12} \frac{p_i^2}{P} \quad (3)$$

Dónde, R es el factor de erosividad de la lluvia, MFI es el índice modificado de Fournier, *a* y *b* son parámetros empíricos específicos, para condiciones generales se asume 0.7397 y 1.847 respectivamente (Renard & Freimund 1994). ε es un error aleatorio, con distribución normal.

El factor topográfico LS se estimó usando un modelo de elevación digital (DEM) de 30m de resolución y el algoritmo “LS Factor” de SAGA GIS (Boehner & Selige, 2006). El factor K se calculó de acuerdo a la aproximación convencional del modelo RUSLE (Morgan, 2005). Los atributos de textura del suelo y contenido de materia orgánica se han obtenido de datos locales. El factor C se obtuvo de referencias bibliográficas para los tipos de uso del suelo similares al área de estudio (Morgan, 2005).

La redistribución de sedimentos erosionados en la cuenca hidrográfica se estimó de acuerdo a las siguientes ecuaciones:

$$G_{\text{sed}} = P_s * \text{TES} \quad (4)$$

$$\text{TES} = \exp\left\{-\beta \sum_{p=1}^m \frac{L_p}{\sqrt{S_p}}\right\} \quad (5)$$

Donde G_{sed} es la cantidad de sedimento redistribuido en la cuenca (t/año/ha), P_s es la cantidad de erosión del suelo (t/ha/año), TES es la tasa de entrega de sedimentos (Ali & Boer 2010), L_p es la longitud de la trayectoria de flujo, S_p es la pendiente de la trayectoria de flujo, β es un parámetro específico de la cuenca y se asume 1 para cuencas sin datos. m es el número de celdas en la trayectoria de flujo a las transversas del canal más cercano. La sumatoria de m celdas representa el tiempo de transporte del flujo. El algoritmo para calcular la ecuación 3 se encuentra en SAGA GIS.

Para la evaluación de los resultados de la geo-modelización de erosión del suelo, se han realizado mediciones de campo de la profundidad de erosión superficial en parcelas agrícolas y pastizales (en referencia a indicadores de erosión encontrados en los tallos de arbustos y árboles, y profundidad de surcos erosionados en pastizales) (Fig. 3). Todas las parcelas fueron geo-referenciados con un receptor GPS. Los resultados de las mediciones de campo y los valores de la geo-modelización se categorizaron en cinco grados de erosión y se compararon a través de la estadística cualitativa de Cohen's Kappa (Stehman, 1996).

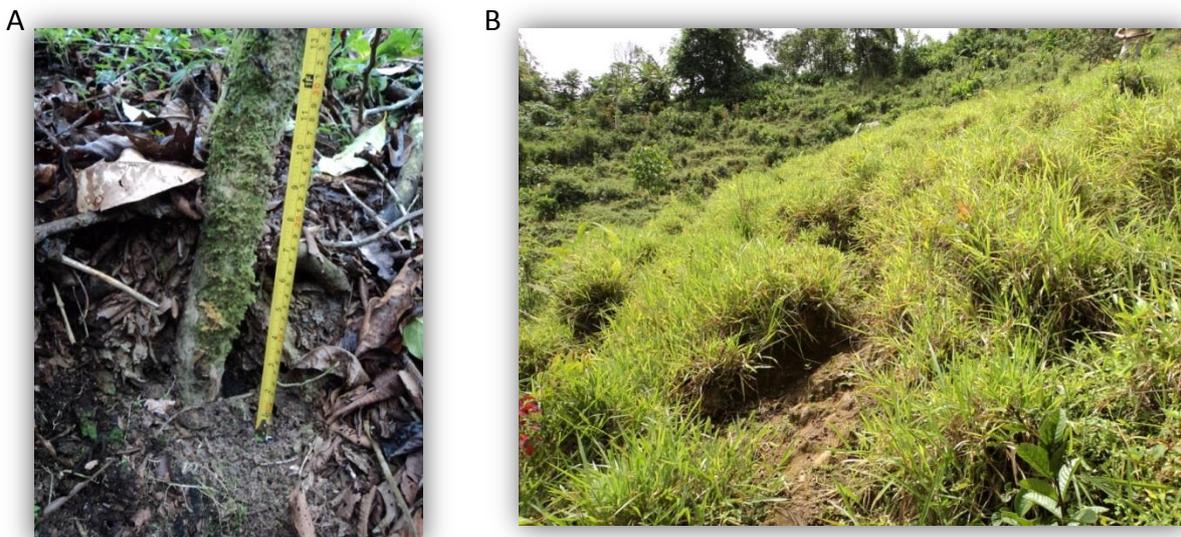


Figura 3. Erosión de suelos en cafetales (A) y pastizales (B)

Para el análisis de contenido de materia orgánica del suelo se ha colectado muestras de suelos en diferentes tipos de uso del suelo en los años 2013 y 2014. El contenido de materia orgánica del suelo fue analizado por pérdida por ignición (Laboratorio de la Universidad Agraria la Molina, Lima) y se ha asumido un 58% de contenido de carbono orgánico (Ponce-Hernandez, 2004). La pérdida total de carbono orgánico del suelo se estimó de acuerdo a la siguiente relación:

$$P_{\text{cos}} = P_s * C_{\text{cos}} * TE_c \quad (6)$$

Dónde, P_{cos} es la tasa de pérdida de carbono orgánico del suelo por año, P_s es la tasa de erosión redistribuida en la cuenca hidrográfica (t/ha/año), C_{cos} es el contenido del carbón orgánico en el suelo (%) y TE_c expresa la tasa de enriquecimiento del contenido de carbono orgánico en los sedimentos erosionados. Los valores de TE_c varía entre regiones, pero se asume un valor medio de 1.8, en base a datos globales de TE_c (Zhang et al. 2014). La cantidad de emisión del dióxido de carbono (CO_2) debido a la erosión de sedimentos se estimó multiplicando el carbono orgánico erosionado por 3.67, que es el cociente del peso molecular de CO_2 (44) y del C (12).

Los siguientes datos-SIG fueron utilizados en la geo-modelización de erosión del suelo. Modelo digital del terreno ASTER-DEM v2, de 30 metros de tamaño de celdas y precisión vertical de ± 15 m (<http://www.jspacesystems.or.jp/ersdac/GDEM/E/4.html>). Mapa de suelo (PEAM, 2007). La información de cobertura vegetal y uso actual del suelo fue generada por integración de la clasificación de uso del suelo generada para la zonificación ecológica y económica (PEAM, 2007) y los datos globales de distribución de bosques y áreas deforestadas (Hansen, 2013). El uso del suelo utilizado en la zonificación ecológica económica (ZEE) carece de precisión en la identificación y distribución de áreas agrícolas y deforestadas; sin embargo, proveen información del tipo de uso del suelo. Los datos de bosques y áreas deforestadas de Hansen (2013), basados en la clasificación multi-temporal de imágenes de satélites Landsat TM y ETM+ del período 2000-2013, proveen mejor consistencia técnica en la clasificación de imágenes y mayor precisión de la distribución de bosques y áreas deforestadas, pero carecen de información del tipo del uso del suelo. A pesar que los datos basados en imágenes Landsat mejoran la identificación de áreas deforestadas, todavía existe una alta incertidumbre en la identificación del área real

deforestada, ya que esta información no identifica con precisión las áreas deforestadas menores que una hectárea, que han sido observados con imágenes de mayor resolución.

4. Resultados y Discusiones

4.1. Análisis de tendencia de series temporales de caudales y su relación con los cambios interanuales de clima y deforestación

Se ha analizado estadísticamente la tendencia de incremento o reducción de caudales en ocho sub-cuencas de cabecera de la cuenca del Alto Mayo. La Tabla 2 y la Fig. 4 muestran los resultados del análisis.

En general, se puede observar una tendencia de reducción en varias sub-cuencas analizadas, pero solamente Yuracyacu y Uquihua presentan reducción significativa.

Tabla 2. Análisis estadístico, Mann-Kendall, de tendencia de series temporales para las principales sub-cuencas del río Mayo. * $p < 0.05$.

Nro	Río/Estación	Periodo	tau	p	sig.	n
1	Mayo	2002-2011	-0.42	0.11		09
2	Soritor	2001-2011	0.13	0.64		10
3	Naranjillo	2001-2011	-0.09	0.76		10
4	Yurac Yacu	2001-2011	-0.56	0.02	*	10
5	Naranjos	2001-2011	0.09	0.76		10
6	Uquihua	2001-2011	-0.56	0.02	*	10
7	Indoche	2004-2011	-0.50	0.11		07
8	Negro	2004-2011	-0.40	0.21		07

Estas tendencias observadas en las sub-cuencas de río Mayo no muestran una relación directa con los cambios interanuales de climatología regional. En nuestro análisis no se ha observado correlación entre las desviaciones de precipitación anual y las desviaciones de caudales anuales ($r^2 = 0.1$, $p = 0.45$, $n = 10$). Así mismo se observa una correlación baja entre el índice de Oscilación del Sur El Niño (ENSO) y las desviaciones de los caudales anuales ($r^2 = 0.15$, $p = 0.20$, $n = 10$), y la correlación de ENSO con las desviaciones de precipitación anual ($r^2 = 0.13$, $p = 0.27$, $n=10$).

Ya estudios anteriores habían reportado una baja respuesta de la hidrología local a oscilaciones climáticas interanuales regionales (Zimmermann *et al.* 2003). Sin embargo, otros estudios reportan una fuerte influencia de ENSO en la climatología e hidrología de la amazonia en general (Bookhagen & Strecker 2010).

Así mismo, nuestro estudio no detectó una relación directa entre el porcentaje de área deforestada y las tendencias actuales del caudal de los ríos en las sub-cuencas ($r^2= 0.32$, $p = 0.14$, $n = 8$). La relación de la vegetación, clima, y propiedades físicas de la cuenca resulta compleja y dinámica y no tiene una respuesta lineal al cambio de la cobertura vegetal (Bruijnzeel *et al.*, 2010).

El impacto hidrológico de la deforestación también depende de la estructura de una cuenca en particular. Existen cuencas con mayor resiliencia a cambios, debido a factores como la existencia de depósitos geológicos con alta capacidad de almacenamiento hídrico; que otras, que poseen un almacenamiento superficial. En cuencas con almacenamiento superficial, pequeños cambios en la cobertura vegetal y clima repercutirán inmediatamente en la descarga hídrica. Igualmente, las cuencas pequeñas se muestran con mayor respuesta a cambios de cobertura vegetal, tales como las sub-cuencas Uquihua y Yuracyacu, donde precisamente se observa tendencia de reducción de caudales estadísticamente significativas (Tabla 2).

Existen numerosos estudios sobre el impacto de la deforestación en el sistema hidrológico de cuencas de neblina (Bruijnzeel, 2004; Zimmermann & Elsenbeer, 2008, Zimmermann *et al.* 2010), generalmente se coincide que la deforestación afecta la propiedad hidráulica del suelo. La reducción en la transmisión hidráulica del suelo afecta la tasa de infiltración, elevando la escorrentía superficial y reduciendo la recarga de acuíferos. A la vez esto genera cambios en el patrón de recarga, almacenamiento y descarga hidrológica de las cuencas; el cual, a largo plazo, repercutirá en la disminución del caudal de los ríos, particularmente en periodo de estiaje.

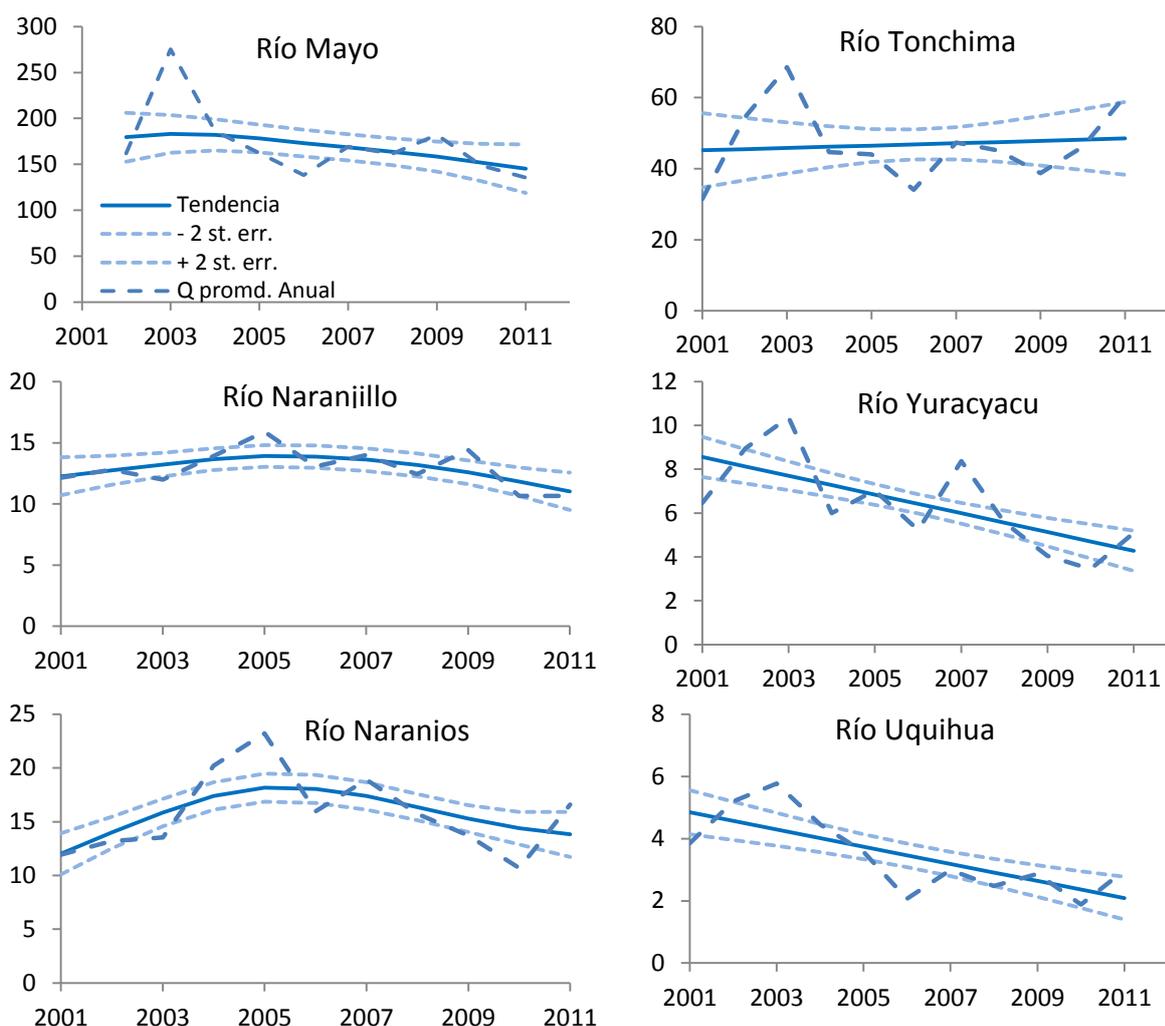


Figura 4. Patrón de tendencia histórica de incremento o reducción de caudales promedio anuales en las sub-cuencas del río Mayo

Todos estos estudios preliminares proveen un marco general del impacto de la deforestación en cuencas de neblina. Para estudios más específicos, se requiere datos de monitoreo más detallado, de alta resolución temporal (sub-horarias) de los diferentes componentes hidrológicos de la cuenca y su interacción con la vegetación (estudios eco-hidrológicos). Estos no solamente ayudarán a cuantificar la dimensión real del impacto de la deforestación en la cuenca del río Mayo, sino también a identificar y formular planes de recuperación y conservación de unidades hidrológicas funcionales en la cuenca y manejo de servicios ecosistémicos de cuencas.

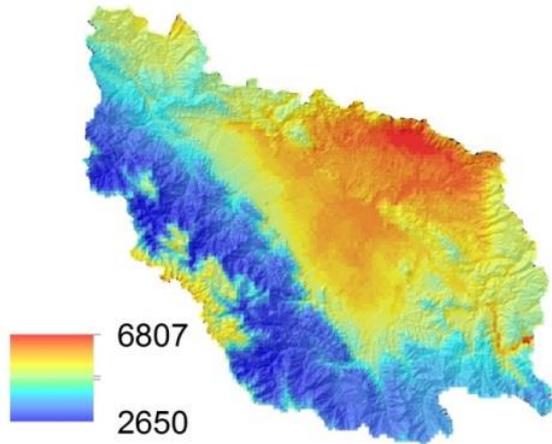
4.2. Evaluación de erosión hídrica del suelo y pérdida lateral de carbono orgánico del suelo (COS)

Los resultados de la estimación de factores de erosión del suelo usados en la geo-modelización se muestran en la Fig. 5. El resultado de la estimación de pérdida de suelo a través de la geo-modelización (Tabla 3 y Figura 6), muestran que las sub-cuencas que han experimentado mayor deforestación y expansión de áreas agrícolas presentan mayor porcentaje de suelos con altas tasas de erosión hídrica, tal es el caso de las sub-cuencas de Río Negro, Uquihua, Indoche, Tonchima y Yuracyacu.

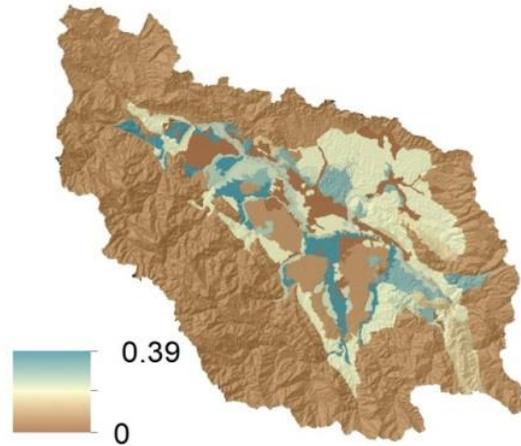
La eficiencia de la geo-modelización en la identificación de los diferentes grados de erosión de suelos de acuerdo a la estadística de Cohen's kappa ha sido de 60%. Los resultados cuantitativos de la geo-modelización pueden evaluarse con cierta precaución, ya que se limita estrictamente a determinar la erosión laminar del suelo y no toma en cuenta la erosión de cárcavas y en caminos rurales. Este último se ha observado durante el trabajo de campo como un importante tipo de erosión. Sin embargo, los resultados de la modelización resultan importantes para la identificación de áreas con problemas de erosión a nivel parcelario, donde predomina la erosión laminar.

Los datos SIG utilizados en la geo-modelización presentan ciertas limitaciones. Por ejemplo, la cobertura de bosques generalmente está sobre-estimada y las áreas deforestadas no se han cartografiado con precisión. Así mismo, algunos estudios señalan la limitación de datos topográficos de baja resolución en la extracción precisa de los factores topográficos que afectan la erosión y transporte de sedimentos comparado con datos de mayor resolución, como los datos obtenidos con tecnología LIDAR (de 2m de resolución) (Vaze et al. 2010). En este estudio se ha utilizado un DEM de 30 m de resolución. El mejoramiento de la calidad de datos de cobertura vegetal y topografía en el área del estudio contribuirá a una mayor precisión en los cálculos de erosión de suelos, carbono y otros estudios ambientales. También la falta de datos climatológicos de alta resolución temporal y espacial para la estimación del factor de erosividad de la lluvia induce una alta incertidumbre en la estimación cuantitativa de la tasa de erosión de suelos.

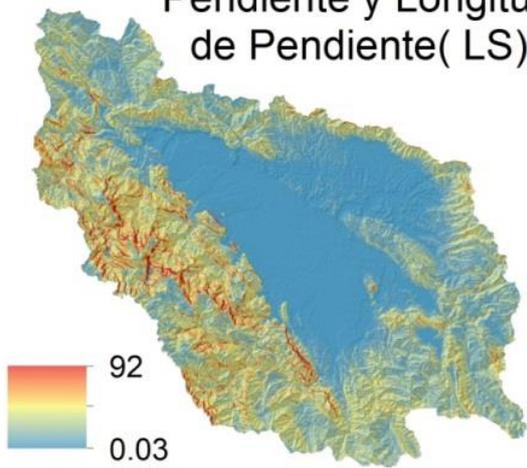
Erosividad de la lluvia (R)



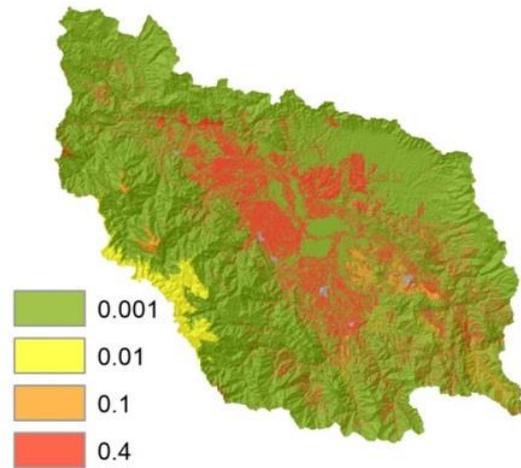
Erosionabilidad del Suelo (K)



Pendiente y Longitud de Pendiente (LS)



Cobertura vegetal (C)



Tasa de entrega de sedimentos (TES)

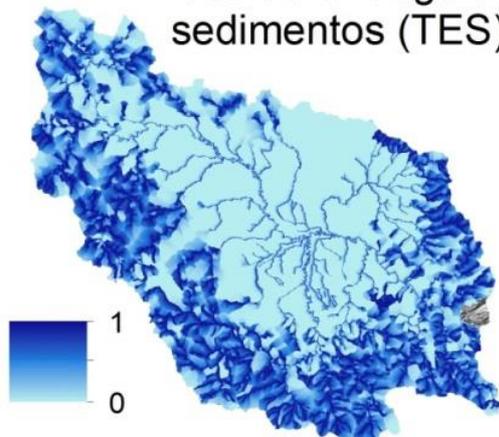


Figura 5. Factores de erosión del suelo (RUSLE) estimados

Tabla 3. Distribución de áreas (ha) según grados de erosión laminar de suelos por sub-cuencas en el río Mayo.

Sub-cuenca		Ligero 0-10 ton/ha	Moderado 10-50 ton/ha	Alto 50-100 ton/ha	Muy Alto 100-200 ton/ha	Severo >200 ton/ha
Naranjillo	Área (ha)	22 516	2 197	1 036	253	1 546
	%	82	8	4	1	6
Naranjos	Área (ha)	29 704	2 515	1 326	394	1 668
	%	83	7	4	1	5
Yuracyacu	Área (ha)	15 460	414	142	67	825
	%	91	2	1	0	5
Negro	Área (ha)	14 080	813	3	11	664
	%	90	5	0	0	4
Tonchima	Área (ha)	98 680	12 509	1 761	889	7 520
	%	81	10	1	1	6
Uquihua	Área (ha)	6 332	1534	30	81	855
	%	72	17	0	1	10
Indoche	Área (ha)	39 182	2 174	532	667	5 904
	%	81	4	1	1	12
Alto Mayo Total	Área (ha)	621 910	87 062	6 598	6 006	54 111
	%	80	11	1	1	7

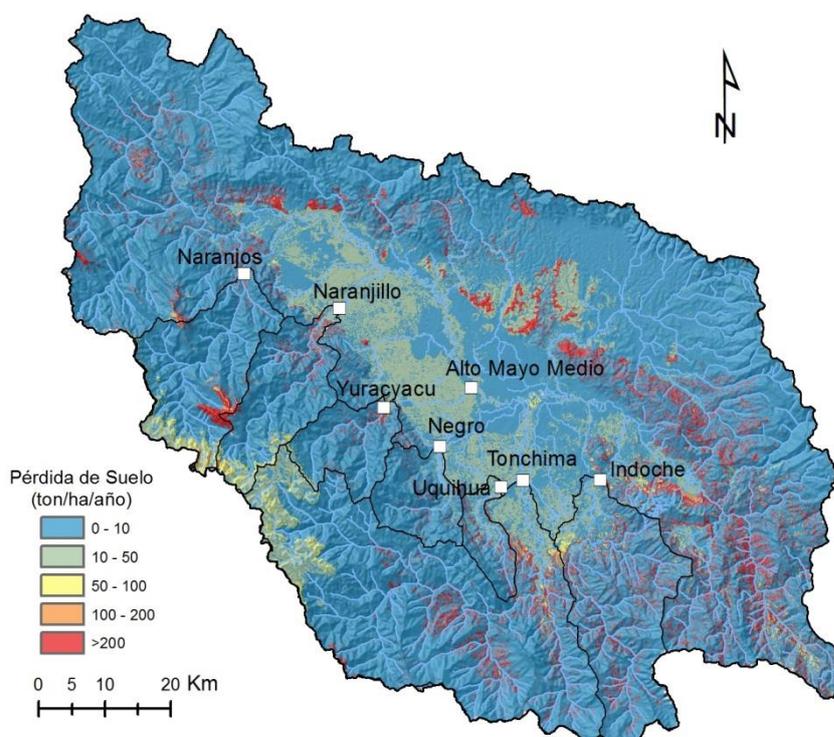


Figura 6. Geo-modelización de erosión de suelos la cuenca del río Mayo y sub-cuencas. Los puntos blancos representan la ubicación de las estaciones hidrométricas.

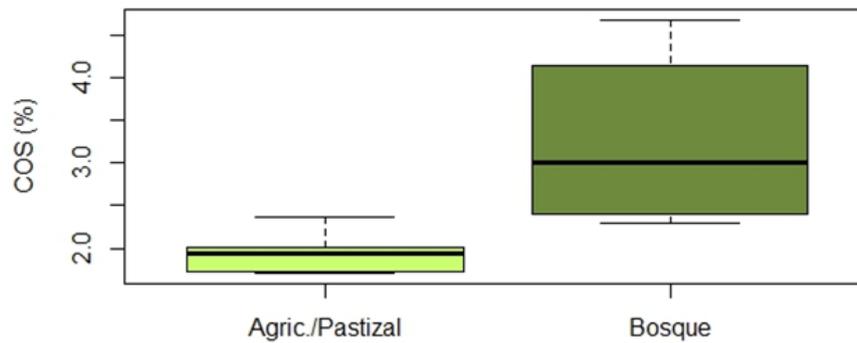


Figura 7. Contenido de Carbono Orgánico del Suelo (COS) en diferentes tipos de uso del suelo en la cuenca del río Mayo

Para evaluar la cantidad de carbono orgánico movilizado lateralmente por la erosión hídrica se ha comparado el contenido de carbono del suelo en bosque y áreas agrícolas y pastizales (Fig. 7). Los resultados muestran que el contenido de carbono orgánico difiere estadísticamente en estos dos tipos de uso del suelo ($t = 2.8$, $p = 0.04$, $n = 5$). Los suelos de bosques muestran un contenido de carbono más alto (3.3% en promedio) que los suelos agrícolas (1.95%). Con estos valores se ha calculado la cantidad de carbono movilizado por la erosión en cada sub-cuenca (Tabla 4). En general, las sub-cuencas con mayor deforestación y extensión agrícola presentan mayor de pérdida de carbono orgánico del suelo (Fig. 8).

Tabla 4. Cantidad de pérdida lateral de carbono orgánico del suelo (COS) por sub-cuencas y su equivalente emisión de dióxido de carbono (CO₂)

Sub-Cuencas	COS erosionado (ton/año)	CO ₂ emitido (ton/año)
Naranjillo	13 910	51 050
Naranjos	17 812	65 371
Yuracyacu	8 616	31 621
Tonchima	78 779	289 119
Indoche	66 128	242 689
Uquihua	4 779	17 540
Negro	2 401	8 811
Alto Mayo Total	415 559	1 525 102

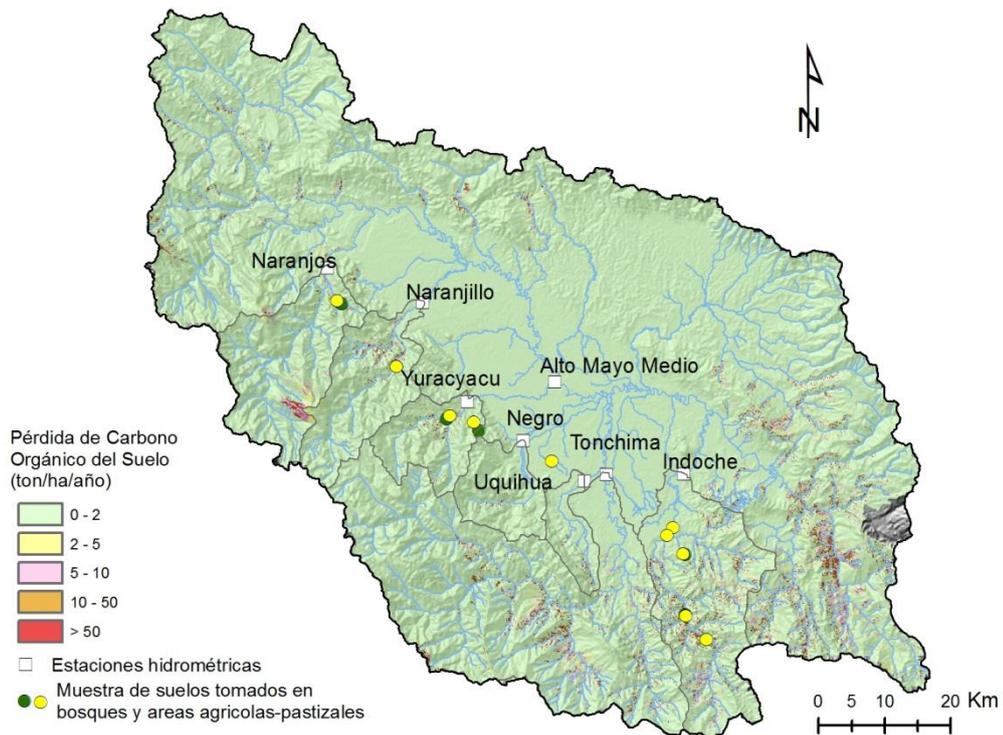


Figura 8. Distribución espacial de tasas de pérdida de Carbono Orgánico del Suelo (COS) por sub-cuencas en la Cuenca del río Mayo

Los valores obtenidos de la geo-modelización involucran cierto nivel de incertidumbre, similar al caso de modelización de erosión de suelos, debido a la calidad de datos utilizados en los cálculos y a la aproximación conceptual simple para la modelización. Aunque esta aproximación está ampliamente usada en la literatura científica (Polyakov & Lal 2004; Young et al. 2014; Zhang et al., 2014), los procesos naturales de carbono en el suelo son más complejos y variables, ya que dependen de la interacción de muchos factores que no han sido representados por el modelo.

En este estudio se estima una pérdida anual de 415 559 ton/año de COS en la cuenca del Alto Mayo. Esto equivale al almacenamiento de carbono orgánico de 5 540 ha de bosque de neblina. Considerando que el contenido de biomasa aérea de los bosques de neblina en el área de estudio es aproximadamente de 116 ton/ha (Zeppenfeld, 2006), a la cual se le añadirá un 30% como parte de la biomasa subterránea, resultando una biomasa total aproximada de 151 ton/ha, lo que se traduce en un contenido de 75 ton/ha de carbono orgánico.

La erosión hídrica preferentemente remueve las fracciones orgánicas ligeras de baja densidad ($<1.8 \text{ Mg/m}^3$) (Lai 2002) y la pérdida de COS por erosión de suelos es aproximadamente 18 veces más alto que el flujo de carbono orgánico disuelto (Wang et al. 2014). Además, considerando que la descarga de carbono orgánico de los ecosistemas terrestres a los ríos es usualmente más grande que la capacidad de los sistemas fluviales para estabilizar el flujo de carbono por complejación orgánico-mineral (Wohl et al. 2012). Entonces, gran parte del carbono orgánico descargado a los ríos son rápidamente metabolizados o fotolizados y liberados a la atmósfera como CO_2 (Wohl et al. 2012). Consecuentemente, 415 559 ton/año de pérdida de COS debido a la erosión de suelos en la cuenca del Alto Mayo, contribuirá con una emisión aproximada de 1 525 102 ton/año de CO_2 .

A pesar de las limitaciones en el cálculo de pérdida de COS en este estudio, los resultados resaltan la importancia de esta pérdida por erosión hídrica y conviene incorporarlos en evaluaciones de balance de carbono y proyectos de secuestro de carbono, por ejemplo en Proyectos de Reducción de Emisiones por Deforestación y Degradación de los Bosques (REDD).

5. Conclusiones

Algunas de las sub-cuencas estudiadas presentan tendencias decrecientes en caudales, pero solamente las sub-cuencas pequeñas han sido de significancia estadística. Así mismo, la desviación de los caudales no presenta relación estadística con las desviaciones de precipitación anual y el índice de Oscilación de Sur El Niño (ENSO). Esto en parte indica la poca influencia de los cambios interanuales de la climatología regional a los caudales de los ríos en el área de estudio, pero también, muestra cierta limitación de los datos utilizados en esta investigación.

Por otro lado, no existe una relación directa del patrón de tendencias de los caudales con el porcentaje de área deforestada en las sub-cuencas. Aunque, los caudales de las sub-cuencas pequeñas parecen responder más rápidamente a los cambios de cobertura vegetal, pero, en

general, la respuesta hidrológica de las cuencas a la deforestación resulta compleja y depende de la estructura de la cuenca y sus patrones de carga, almacenamiento y descarga hídrica. Se requieren estudios más detallados de la interacción de la vegetación, clima y estructura de la cuenca con mejor resolución de datos, temporal y espacial.

La geo-modelización de la erosión de suelos y pérdida lateral de carbono orgánico del suelo resalta la alta tasa de erosión de suelos en las sub-cuencas con mayor deforestación y extensión de uso agrícola y la importancia de la pérdida de carbono orgánico por erosión hídrica. Por lo que se recomienda incluir prácticas de conservación de suelos y reducción de erosión como parte de programas de manejo de carbono y servicios eco-sistémicos de cuencas.

Agradecimiento

Se agradece al Proyecto BioCuencas financiado por Ministerio de Asuntos Exteriores de Finlandia y ejecutado por Conservación Internacional Perú por apoyar la realización de este estudio. A la Coordinadora del Proyecto Biocuencas, Srta. Ulla Helimo, y a todos los comuneros de la cuenca del Alto Mayo, quienes nos apoyaron proporcionando valiosa información y hospitalidad durante nuestro trabajo de campo.

Bibliografía

Ali K.F., De Boer D.H. 2010. Spatially distributed erosion and sediment yield modeling in the upper Indus River basin. *Water Resources Research*, 46(8), W08504. doi:10.1029/2009WR008762.

Boehner, J., Selige, T. 2006. Spatial Prediction of Soil Attributes Using Terrain Analysis and Climate Regionalisation. In: Boehner, J., McCloy, K.R., Strobl, J. SAGA - Analysis and Modelling Applications, Goettinger Geographische Abhandlungen, Vol.115, p.13-27

Bookhagen B. & Strecker M. R. 2010. Modern Andean rainfall variation during ENSO cycles and its impact on the Amazon drainage basin. In Eds. Hoorn C. and Wesselingh F.P., Amazonia, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past, 1st edition. *Blackwell Publishing*.

Bruijnzeel L.A., Scatena F.N. & Hamilthon L.S. 2010. Tropical Montane Cloud Forests. *Cambridge University Press*. UK. 740 p.

Creed I.F., Sass G.Z., Buttle, J.M. & Jones J.J. 2011. Hydrological principles for sustainable management of forested ecosystems. *Hydrological Processes*, 25: 2152–2160.

Croke J.C. & Hairsine P.B. 2006. Sediment delivery in managed forests: a review. *Environmental Reviews* 14: 59–87.

Elsenbeer H., Cassel K., & Tinner W. 1993. A daily rainfall erosivity model for Western Amazonia. *Journal of Soil and Water Conservation* 48(5): 439 – 444.

Ellert B.H., Janzen H.H., Vanden Bygaart A.J., & Bremer E. 2007. Measuring Change in Soil Organic Carbon Storage. En Ed. Carter M.R. & Gregorich E.G. Soil Sampling and Methods of Analysis, *Taylor & Francis Group*, Second Edition.

Hansen M.C., P.V. Potapov R., Moore M., Hancher S.A., Turubanova A., Tyukavina D., Thau S.V. ,Stehman S.J., Goetz T.R., Loveland A., Kommareddy A., Egorov L., Chini C.O., Justice & Townshend J.R.G. 2013. High-Resolution Global Maps of 21st-Century Forest Cover Change. *Science* 342 (15 November): 850–53. Data available on-line from: <http://earthenginepartners.appspot.com/science-2013-global-forest>.

Lai R. 2003. Soil erosion and the global carbon budget. *Environment International* 29: 437–450

Neary D.G., Ice G.G., & Jackson C.R. 2009. Linkages between forest soils and water quality and quantity. *Forest Ecology and Management* 258: 2269– 2281.

Morgan R.P.C. 2005. Soil erosion and conservation. *Blackwell Publishing*.USA. p. 316.

PEAM. 2007. Zonificación ecológica económica de la Cuenca del Alto Mayo. Proyecto Especial de Alto Mayo.

Polyakov V. & Lal R. 2004. Modeling soil organic matter dynamics as affected by soil water erosion. *Environment International* 30 (2004) 547–556.

Ponce-Hernandez, R. 2004. Assessing carbon stocks and modelling win-win scenarios of carbon sequestration through land-use changes. *FAO*.

Renard K.G. & Freimund J.R. 1994. Using monthly precipitation data to estimate the R-factor in the revised USLE. *J. Hydrology* 157: 287-306.

Soares-Filho B.S., Nepstad D.C., Curran L.M., Cerqueira G.C., Garcia R.A., Ramos C.A., Voll E., McDonnald A., Lefebvre P. & Schlesinger P. (2006) Modelling conservation in the Amazon basin. *Nature*, 440: 520-523.

Stehman S.V. 1996. Estimating the Kappa Coefficient and its Variance under Stratified Random Sampling. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 62(4): 401-407.

Still C.J., Foster P.N. & Schneide S.H. 1999. Simulating the effects of climate change on tropical montane cloud forests. *Nature* 398: 608-610.

Vaze J., Teng J., & Spencer G. 2010. Impact of DEM accuracy and resolution on topographic indices. *Environmental Modelling & Software* 25: 1086-1098.

Wang X., Cammeraat E.L.H., Romeijn P., Kalbitz K. 2014. Soil Organic Carbon Redistribution by Water Erosion—The Role of CO₂ Emissions for the Carbon Budget. *PLoS ONE* 9(5): e96299. doi:10.1371/journal.pone.0096299.

Wohl E., Dwire K., Sutfin N. Polvi L. & Bazan R. 2012. Mechanisms of carbon storage in mountainous headwater rivers. *Nature communications* 3:1263, DOI:10.1038/ncomms2274.

Yu YS, Zou S. & Whittemore D. 1993. Nonparametric trend analysis of water quality data of rivers in Kansas. *Journal of Hydrology* 150: 61-80.

Young C.J., S. Liu, Schumacher J.A., Schumacher T.E. Kaspar T.C. McCarty G.W. Napton D. & Jaynes D.B. 2014. Evaluation of a model framework to estimate soil and soil organic carbon redistribution by water and tillage using ^{137}Cs in two U.S. Midwest agricultural fields. *Geoderma* 232-234: 437-448.

Zhang H., Liu S., Yuan, W. Dong W., Ye A., Xie X., Chen Y., Liu D., Cai W. & Mao Y. 2014. Inclusion of soil carbon lateral movement alters terrestrial carbon budget in China. *Nature Scientific Reports* 4(7247): 1-6

Zeppenfeld T. 2006. Altitudinal variation of soils, vegetation structure, and floristics in a lower montane rain forest. Río Yuracyacu, Alto Mayo, N-Perú. Thesis of University of Bayreuth, Germany.

Zimmermann B. & Elsenbeer H. 2008. Spatial and temporal variability of soil saturated hydraulic conductivity in gradients of disturbance. *Journal of Hydrology* 361 (1–2): 78–95.

Zimmermann B., Papritz A., & Elsenbeer H. 2010. Asymmetric response to disturbance and recovery: Changes of soil permeability under forest–pasture–forest transitions. *Geoderma* 159: 209–215

Zimmermann R. Soplin Roque H, Börner A. Mette T. 2003. Tree growth history, stem structure, and biomass of pre-montane forest types at the cerro Tambo, Alto Mayo, Northern Peru. *Lyonia* 3(2): 291-300.