

HUMEDAD Y SALINIDAD DEL SUELO EN UN PANTANO DE CIPRÉS CALVO (*TAXODIUM DISTICHUM*) IMPACTADO POR INTRUSIÓN DE AGUA SALINA

D. Kaplan¹, R. Muñoz-Carpena¹, A. Mortl¹, Y.C. Li²

¹ Agricultural and Biological Engineering Department, University of Florida, 101 Frazier Rogers Hall, PO Box 110570, Gainesville, FL 32611 (USA), dkaplan@ufl.edu

² Soil and Water Science Department, Tropical Research and Education Center, University of Florida, 18905 SW 280 Street, Homestead, FL 33031 (USA), yunli@ufl.edu

RESUMEN La zona pantanosa del Río Loxahatchee se encuentra localizado en la región sureste de Florida, Estados Unidos, y contiene uno de los últimos enclaves de ciprés calvo (*Taxodium distichum*) de la región. Las modificaciones efectuadas en el cauce del río y la cuenca durante el siglo pasado han traído como consecuencia la reducción de flujo de agua dulce y la intrusión de agua salina en este ecosistema, que se ha traducido, a su vez, en el retroceso río arriba del ciprés calvo y una transición a comunidades dominadas por manglares, resistentes a la salinidad. Los esfuerzos previos para la simulación de la cuenca se han enfocado en el estudio de varios escenarios de gestión centrados en mantener la salinidad del río por debajo de los límites identificados para la supervivencia del ciprés calvo. Sin embargo, estos esfuerzos han considerado solo el cauce principal del río y no han incluido las condiciones hidrológicas de la planicie de inundación (humedad del suelo y salinidad) donde se encuentra el ciprés calvo. El objetivo de este estudio es caracterizar la variación de la humedad del suelo y salinidad a varias profundidades y distancias desde el río en la planicie durante la época estiaje y de lluvias. Para ello, se instalaron veinticuatro sensores dieléctricos para la medición de la humedad del suelo, salinidad y temperatura en cuatro distancias y tres profundidades a lo largo de dos transversales perpendiculares al río, una en la zona no afectada por intrusión salina ubicada río arriba, y la otra en el área de transición que se inunda a diario con la marea. El análisis de los datos recogidos durante dos años ha mostrado que la humedad del suelo en la planicie de inundación puede relacionarse con la distancia, la elevación topográfica, y el calado del río, además de la precipitación, evapotranspiración y heterogeneidad del suelo como factores adicionales. El incremento en la salinidad del agua del suelo en la cuenca durante la época seca está relacionado con la magnitud y duración de la salinidad del río. Sin embargo, hay un aparente retraso entre la ocurrencia de los máximos del río y la salinidad del agua del suelo, el cual se incrementa también con la elevación y distancia al río.

ABSTRACT. The Loxahatchee River is located in southeastern Florida, USA and contains one of the last remnants of bald cypress (*Taxodium distichum*) river-swamp in the region. Hydrological modifications in the river channel and watershed over the past century have

resulted in reduced freshwater flow and saltwater intrusion into this historically freshwater ecosystem, which has caused the retreat of bald cypress upriver. The loss of bald cypress as salinity in the floodplain increases has been accompanied by a transition to mangrove-dominated communities, which are more salt-tolerant. Previous watershed modeling efforts have focused on predicting river salinity under various management scenarios with the goal of keeping river salinity below identified threshold levels for bald cypress, but have not addressed hydrological conditions (soil moisture and soil porewater salinity) in the floodplain. The aim of this study is to characterize soil moisture and salinity dynamics at several depths and distances from the river in the floodplain during both wet and dry seasons. Twenty-four combined dielectric probes measuring soil moisture, salinity, and temperature were installed at four locations and three depths along two transects perpendicular to the river, one in an upriver location not impacted by saltwater intrusion and one in a transitional area that receives daily tidal flooding. Analysis of data collected over a two-year period has shown that soil moisture is tied to distance, topographical elevation, and river stage, with rainfall, evapotranspiration, and soil heterogeneity identified as additional factors. Increases in soil porewater salinity in floodplain during the dry season were shown to be related to the magnitude and duration of river salinity, however, there is an apparent time lag between river and porewater salinity peaks, which increases with elevation and distance from river.

1.- Introducción

El Río Loxahatchee se encuentra localizado en la costa oriental de Florida (26° 59' N, 80° 9' E), Estados Unidos, y su cuenca hidrológica drena aproximadamente 544 km² de los condados de Palm Beach y Martin. El Río Loxahatchee tiene tres afluentes principales: el North Fork, el Northwest Fork, y el Southwest Fork. Dichos afluentes se unen al Embalse Central del Estuario del Loxahatchee, el cual conecta el Océano Atlántico a través de la Bahía Júpiter (Fig. 1). La cuenca hidrológica engloba varios espacios públicos protegidas, tales como el Parque Estatal Jonathan Dickinson, el Pantano del Loxahatchee, la Zona Natural de Júpiter y el Área de Protegida J.W. Corbett (Mortl, 2006). Al Río

Loxahatchee también se le conoce como “el último río libre de Florida” (Distrito de Manejo de agua del Sur de Florida, [SFWMMD por sus siglas en inglés] 2005), y desde 1995 se otorgó a una sección de 25 km del Northwest Fork del Loxahatchee la prestigiosa calificación federal de “Río Salvaje y Escénico Nacional” (NPS, 2004).

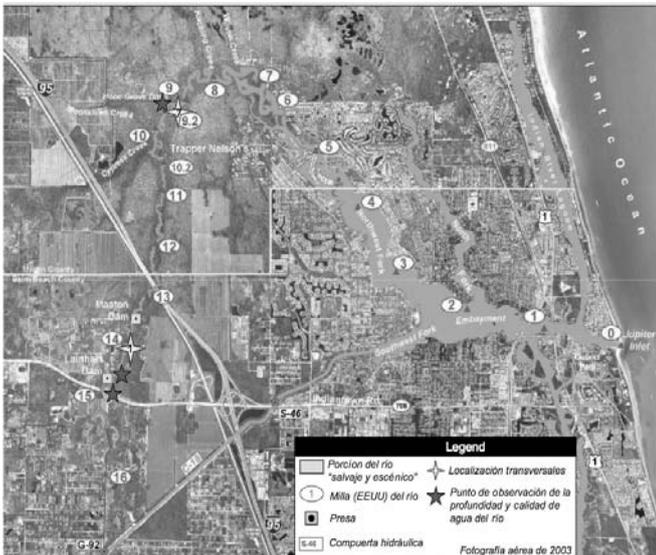


Fig. 1. El Río Loxahatchee y sus tributarios y las localizaciones de transversales, puntos de observación del calado y calidad de agua del río, y compuertas hidráulicas (modificado de SFWMMD, 2005).

El Northwest Fork del Río Loxahatchee (el Northwest Fork) y su cuenca hidrológica son únicas, ya que contienen un conjunto diverso de ecosistemas acuáticos y terrestres (Consejo de Planificación del “Treasure Coast” [TCPC por sus siglas en inglés] 1999). La cuenca superior del Northwest Fork aloja uno de los últimos remanentes de ciprés calvo de pantano (*Taxodium distichum*) en el sureste de Florida. Sin embargo, el régimen cambiante de salinidad en el río y su planicie de inundación ha sido ligado a los cambios en la vegetación observados en el bosque (SFMWD, 2005). En particular la pérdida de ciprés calvo y la transición hacia comunidades de manglares ha sido ligada al incremento de salinidad en la planicie de inundación.

En el Northwest Fork, la salinización y la alteración del hidropériodo han sido ligados a cuatro factores: 1) la construcción de canales que drenan la cuenca; 2) la construcción del canal C-18 que transfiere una mayoría de flujo histórico del Northwest Fork hacia el suroeste; 3) la apertura permanente de la Bahía Júpiter, históricamente una barrera intermitente a la intrusión salina; y 4) la disminución del nivel regional del agua del suelo en la cuenca debido al consumo comunitario (SFWMMD, 2002).

Los tiempos y duración de las inundaciones en la cuenca juegan un papel crítico en la reproducción del ciprés calvo. Las semillas de ciprés se agrupan y sedimentan en líneas bien definidas por la recesión del

agua. Para germinar, las semillas requieren suelo húmedo, pero no saturado (Middleton, 2000), aunque pueden sobrevivir hasta 30 meses si se encuentran bajo el agua (USDA, 1965). Bajo condiciones de saturación, la germinación puede darse sobre musgo, turba, o sobre cieno, pero no bajo el agua (USDA, 1965). En el otro lado del espectro, las semillas no pueden germinar en suelos bien. Por tanto, para la germinación es necesario que ocurra una disminución paulatina en el contenido de agua en el suelo, durante 1-3 meses, de suelos totalmente inundados a suelos saturados (USDA, 1990, Middleton 1999, 2002). Para sobrevivir, las plántulas deben crecer con suficiente rapidez para mantener sus coronas sobre la planicie inundada durante la mayor parte de la época de crecimiento (Conner et al., 1986; Conner, 1988). Es importante mencionar que tanto las semillas como las plántulas son “moderadamente tolerantes a la sal” (Allen et al., 1996), y que los efectos negativos combinados de inundación y salinidad son sinérgicos y mayores cuando la salinidad es alta. En general, se ha establecido un límite de tolerancia de 2 ppm de salinidad en el agua (conductividad eléctrica [CE] de 0.3125 S/m) (Liu et al., 2007).

El mejor estudio del cambio de vegetación en el Northwest Fork fue realizado por el SFWMMD (2002) basado en la interpretación y análisis de fotografías aéreas de la zona de los años 1940, 1958 y 1995. En 1940, los manglares eran la especie dominante entre las millas 4.5 y 6.0 del río (RM 4.5 y RM 6.0 por sus siglas en inglés) y se extendían aguas arriba hasta la RM 7.8, representando un 23% de la cobertura vegetal del Northwest Fork. Comunidades de agua dulce estaban presentes aguas arriba desde la RM 6.5 y eran dominantes por arriba de la RM 8.0, representando un 73% de la cobertura vegetal. En 1940, el desarrollo y la alteración de la cuenca era menor (el censo de 1940 lista un total de 215 habitantes en la ciudad de Júpiter [SFWMMD, 2002]).

En 1985, una gran parte del uso de suelo de la cuenca había sido modificado, excepto en el en la zona protegida del Parque Estatal de Jonathan Dickinson (JDSP). Grandes áreas con manglares en el Northwest Fork entre la RM 4.5 y RM 5.5, fueron destruidas y, utilizadas para urbanización. Sin embargo, los manglares eran ya dominantes entre la RM 5.5 y la RM 8.7, e incluso se extendían hasta la RM 10.5. A pesar de las pérdidas de estas áreas por motivos de urbanización, los manglares representaban un 25% de la cubierta vegetal del Northwest Fork, mientras que las comunidades de agua dulce se habían reducido a un 61%. La mayoría de los cambios ocurrieron en los segmentos inferior y medio del Northwest Fork, y en 1985 los manglares representaban ya un 75% de la comunidad de plantas aguas debajo de la RM 9.2 (SFWMMD, 2002). El análisis de fotografías aéreas de 1995 reveló sólo cambios menores en las coberturas vegetales desde 1985, probablemente debido al incremento de agua dulce en el río producido por las operaciones de construcción y mejoras de la compuerta G-92 (construida para reconectar el canal C-18 y el área protegida del Loxahatchee con el Northwest Fork [SFWMMD, 2005]). El análisis de la fotografía aérea junto con otros estudios de campo indicaron que la mayoría del avance que tuvieron los manglares ocurrió entre 1953 y 1979 (SFWMMD, 2002).

La calidad del Río Loxahatchee y sus ecosistemas adyacentes, son una prioridad para muchos residentes, visitantes, agencias y líderes políticos locales. En los últimos 20 años, se han iniciado esfuerzos de planificación para la protección y restauración de la zona, tal como el Plan de Gestión del “Río Salvaje y Escénico” Loxahatchee, el Proyecto del Plan de Restauración de los Everglades (CERP por sus siglas en inglés) para el condado de North Palm Beach, y la Ley Estatal de Flujos y Niveles Mínimos (MFL por sus siglas en inglés) entre otros (SFWMD, 2005). El estado de Florida requiere que los Distritos de Manejo de Agua (autoridades estatales de ámbito regional para la gestión del agua) realicen un listado de ríos prioritarios, así como un calendario para el establecimiento de los MFL (Capítulo 40E-8 del Código Administrativo de Florida).

El establecimiento de MFL está relacionado con el concepto de la protección de componentes valiosos del ecosistema (SFWMD, 2002). En Abril del 2003, se adoptó un MFL para el Northwest Fork con la finalidad de proteger el ecosistema del pantano de agua dulce en la planicie de inundación, y otros componentes valiosos del ecosistema localizados aguas abajo, tales como las ostras (*Crassostrea virginica*) y varias hierbas marinas. Sin embargo, debido a la reducción de los flujos de agua dulce en el Northwest Fork, se reconoció que los bajos flujos durante la época de estiaje dispararían inmediatamente los valores límites mas allá del MFL. Por ello se estableció un Plan de Recuperación para proveer de suficiente agua dulce al Northwest Fork para cumplir con el MFL en el año 2006”. Este plan inició un intenso esfuerzo por modelar la hidrodinámica de la cuenca con énfasis en predecir la salinidad del río bajo distintos. Sin embargo ninguno de estos modelos ha incluido hasta el momento las condiciones hidrológicas en la planicie de inundación (humedad y salinidad del agua del suelo). El propósito de este estudio es caracterizar la dinámica de humedad y salinidad del agua del suelo a varias profundidades y distancias del río sujetas a las variaciones estacionales y anuales. Un objetivo adicional es establecer relaciones funcionales entre dinámica del río (calado y salinidad) y las condiciones del suelo de la planicie de inundación para predecir de una mejor manera los efectos de los escenarios de manejo propuestos por el SFWMD en la zona radicular del ciprés calvo.

2.- Materiales y Métodos

2.1. Diseño experimental

Se instalaron veinticuatro sensores dieléctricos combinados (Hydra, Stevens Water Monitoring Systems, Oregon, USA) para la medición de la humedad del suelo, salinidad, y temperatura a cuatro distancias y tres profundidades a lo largo de las dos transversales perpendiculares al río en el Northwest Fork. Estas líneas fueron previamente establecidas y levantadas

topográficamente. La transversal 1 se localiza río arriba (RM 14.5) en una región no impactada por la mareas, y tiene una elevación que varía en el rango de 4.19 m NGVD (referenciada al Datum Nacional Vertical Geodético, NGVD por sus siglas en inglés) en la parte superior de la meseta (área del pantano con menos frecuencia de inundaciones), hasta 1.66 m NGVD en el cauce del río (Fig. 2). Esta transversal de agua dulce se encuentra dominada por bosques mixtos en las mesetas y por un pantano de ciprés calvo maduro (promedio de diámetro del tronco de 49 cm) en la planicie de inundación (SFWMD 2005). La transversal 7 se encuentra en un área de transición (RM 9.1) que recibe de manera diaria la inundación producida por la marea de salinidad variada, y tiene una elevación en el rango de 3.07 m NGVD en la parte superior y 0.4 m NGVD en la planicie de inundación (Fig. 2). Esta transversal de transición contiene tanto ciprés calvo como manglares.

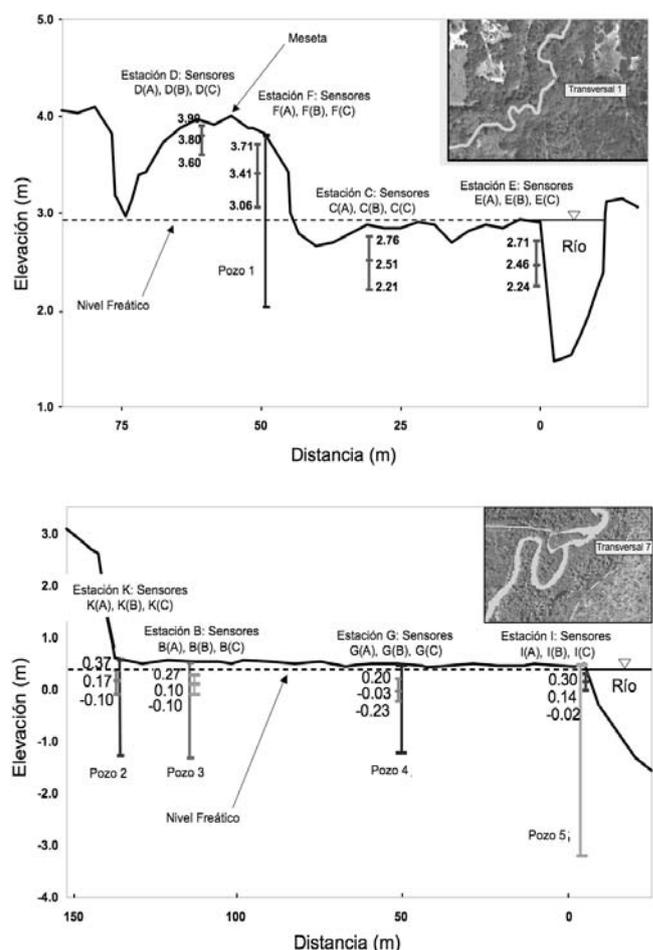


Fig. 2. Topografía e instrumentación de las Transversales 1 y 7.

En cada transversal, el nivel freático cambia estacionalmente con el calado del río y el acuífero superficial es cerca del superficie, alcanza aproximadamente 50 m debajo de la superficie, y contiene arena, piedra caliza, y camas de conchas. El acuífero superficial se separa del acuífero más profundo (el Acuífero Floridan) por aproximadamente 100 m

de arcilla impermeable. El Acuífero Floridan contiene concentraciones medias de sal, alcanza una profundidad de 500 m, y es bajo presión suficientemente por el flujo de agua arriba a la superficie.

En cada transversal se instalaron doce sensores en el suelo para capturar las variaciones espaciales y temporales de los parámetros hidrológicos durante las distintas estaciones seca y de lluvias. Cada grupo de tres sensores fue conectado a un registrador automático de datos (Datalogger CR-10/CR10-X, Campbell Scientific, Logan, Utah, USA) programado a intervalos de 30 minutos. El registro de datos comenzó en septiembre del 2004 en la transversal 1, y en enero del 2005 en la transversal 7 y continúa desde entonces.

El sensor Hydra determina la humedad y conductividad eléctrica aparente del suelo a partir de la medida de la permeabilidad dieléctrica (ϵ). Este valor se relaciona con la constante dieléctrica (K) y la permeabilidad del vacío (constante ϵ_0) a través de las ecuaciones siguientes:

$$\epsilon = K \epsilon_0 \quad (1)$$

$$K = \epsilon_r - i\epsilon_i \quad (2)$$

donde K es un número complejo compuesto por las constantes dieléctricas real (ϵ_r) e imaginaria (ϵ_i) (Campbell, 1990). Los sensores Hydra generan cuatro salidas análogas de voltaje, tres de las cuales se usan para calcular las constantes dieléctricas real e imaginaria, mientras que la cuarta se usa para calcular la temperatura del suelo. La constante dieléctrica real corregida con la temperatura (a 25° C) se usa para calcular la humedad volumétrica del suelo (θ), y la constante dieléctrica imaginaria corregida con la temperatura se relaciona empíricamente con la conductividad eléctrica aparente del suelo (σ). Finalmente, la salinidad del agua del suelo (σ_w) se calcula usando las mediciones de σ y θ con base en calibraciones específicas para el cada tipo de suelo (Mortl, 2006; Muñoz-Carpena et al., 2005).

La mayor fuente de incertidumbre de este sensor al medir θ y σ es la variación originada en respuesta a los diferentes tipos de suelo (Seyfried y Murdock, 2004). Topp et al. (1980) encontraron una ecuación general que relaciona θ y ϵ para suelos granulares minerales. Este polinomio de tercer orden tiende a subestimar θ en suelos con alto contenido de arcillas (Dirksen y Dasberg 1993) y suelos de alto contenido orgánico (Shibchurn et al., 2005). También produce pobres resultados en suelos con baja densidad aparente y gran superficie específica como los suelos volcánicos, debido a la gran proporción de agua ligada (Regalado et al., 2003). Además, la constante dieléctrica medida por sensores de frecuencia inferior a 100 MHz como por el sensor Hydra de 50 MHz es más sensible a variaciones del tipo de suelo (particularmente aquellos tipos que contienen o están compuestos por arcillas), que otros sensores que usan una frecuencia mas alta como el tipo TDR (Shibchurn et al. 2005).

El sensor Hydra fue calibrado originalmente con arena Hart, limo Wilder y la arcilla Ft. Edwards (Campbell, 1990). Mortl et al. (2006) realizaron la calibración específica con los principales suelos de la planicie de inundación del Río Loxahatchee. Estos suelos fueron clasificados en tres tipos principales: arena (encontrada principalmente en la mayor elevación de la meseta), fluvent (encontrado en la planicie a la altura de la Transversal 1), y "muck" o cieno orgánico (encontrado en la planicie a la altura de la Transversal de transición 7). El fluvent es un tipo de suelo caracterizado por estratos de arcilla y arena no desarrollados y estratificados, con un contenido de arena que se incrementa con la profundidad, y que tiene su origen en las frecuentes inundaciones y subsecuentes sedimentaciones (Sumner, 2000). En la calibración de laboratorio muestras de cada tipo de suelo fueron empaquetadas en anillos de PVC a la densidad aparente medida en campo (Tabla 1), y sometidas a combinaciones de humedad y salinidad del suelo dentro de los rangos inicialmente observados en campo para cada suelo (0 – 250 cm de succión y 0.01 – 1 S/m). Para cada combinación se registraron los valores de las salidas de del sensor Hydra insertado en cada anillo, y los resultados se usaron para ajustar varias funciones que relacionan el voltaje, humedad y conductividad del agua del suelo (Muñoz-Carpena et al., 2005). De todos los modelos probados, se encontró que la relación propuesta por Vogeler, et. al. (1996) daba los mejores resultados para los tres tipos de suelo utilizados y que con calibraciones específicas para cada tipo de suelo, los sensores dieléctricos combinados podrían usarse para medir el contenido de agua y la salinidad del agua del suelo en los suelos de la planicie de inundación. Dichas calibraciones (Mortl, 2006) fueron usadas en este estudio.

2.2. Datos meteorológicos y de agua superficial

La cuenca del Río Loxahatchee recibe una media de 1549 mm de precipitación anual con una mediana de 1148 mm y rango de 965 a 2362 mm. Aproximadamente dos terceras partes de la precipitación ocurren durante la temporada de lluvias entre los meses de Mayo a Octubre. Para el período del estudio presentado en este artículo, los datos de precipitación pluvial se registraron en la estructura S-46 del Northwest Fork (Fig. 1); y se complementaron con los datos meteorológicos de la estación climática JDWX, localizada en Parque Estatal y mantenida por el SFWMD.

El calado del río y su conductividad eléctrica (CE) se colectaron en dos puntos en el Northwest Fork, cerca de las Transversales 1 y 7. Una estación de muestreo del SFWMD en la presa Lainhart (cerca de la Transversal 1, Fig. 1), mide de manera diaria el calado (LNHRT_H) y el flujo (LNHRT_W), ambos parte de la red de seguimiento del SFWMD. Una estación de muestreo del USGS (United States Geological Survey) localizada en la RM 9.1 (adyacente a la Transversal 7) mide la salinidad en la superficie y el fondo del río, así como su calado cada 15 minutos. El Distrito del Río Loxahatchee mantiene una estación de muestreo (Estación 69) sobre el Northwest Fork, en la intersección de la carretera Indiantown (Fig. 1), que mide cada hora la

conductividad eléctrica. Finalmente, el SFWMD instaló pozos de registro de nivel y salinidad del agua subterránea en cuatro puntos de la Transversal 7 (adyacentes a las estaciones de este estudio), y uno sobre la Transversal 1 (Fig. 2). Sin embargo, estos datos no se encuentran disponibles todavía.

2.3. Procedimientos para el análisis de datos

2.3.1. Análisis de humedad del suelo.

Las series de tiempo de la humedad del suelo para cada sensor se presentan como humedad volumétrica del suelo. Mortl et al. (2006) encontraron que los tres tipos de suelo de la planicie de inundación del Loxahatchee representan rangos amplios de las características hidráulicas del suelo, tales como en la densidad aparente (ρ_b), la conductividad hidráulica de saturación (K_s), y las humedades residual y saturada del suelo (θ_r y θ_s) (Tabla 1). Por lo tanto, cuando se comparan los valores de humedad del suelo entre los diferentes tipos de suelo es conveniente escalar los valores medidos usando la humedad efectiva del suelo (Θ_e), la cual varía en el rango de 0 (humedad residual) a 1 (saturación) según:

$$\Theta_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (3)$$

Los valores de Θ_e a cada profundidad del suelo y distancia al río fueron comparados con el calado en el extremo de la transversal y ajustados a una relación empírica. La bondad del ajuste de la función resultante frente a los datos experimentales se midió en términos del coeficiente de eficiencia de Nash y Sutcliffe (1970), $-\infty < C_{eff} < 1$, con 1 ajuste perfecto).

Tabla 1. Propiedades hidráulicas de los tres tipos de suelos encontrados en la llanura de inundación del Río Loxahatchee.

Estrato del suelo	ρ_b del campo (g/cm ³)†	K_s (cm/hr) †	θ_r	θ_s	%C
Arena fina (Trans. 1)	1.36 ± 0.18 (1.06 - 1.55)	37.04 ± 7.70 (29.26 - 48.42)	0.04	0.4	0.45 (0.1 - 0.48)
Fluvent (Trans. 1)	0.69 ± 0.38 (0.30 - 1.22)	84.33 ± 83.52 (0.81 - 166.17)	0.03	0.8	11 (1.0 - 11.0)
Muck (Trans. 7)	0.25 ± 0.15 (0.14 - 0.54)	3.05 ± 2.29 (0.23 - 7.18)	0.1	0.86	20 (5 - 25)

† Media ± desviación estándar, rango en paréntesis

2.3.2. Análisis de salinidad del agua del suelo.

Los valores mínimos, máximos y promedios diarios de salinidad en el agua del suelo fueron calculados para cada sensor (horizonte del suelo), y comparados con los valores de registro de salinidad del río en cada Transversal, así como con los límites conocidos de tolerancia de salinidad del ciprés calvo. Sobre la

Transversal 7 (misma que recibe la inundación diaria debido a la marea), se calculó también el tiempo de desfase entre los picos de la salinidad en el río y en el agua del suelo.

3.- Resultados y discusión

3.1. Series temporales experimentales.

Durante el periodo de estudio se registraron más de 772,000 mediciones de humedad (θ), la conductividad eléctrica (σ_w), y temperatura del suelo en los 24 sensores. En general, los suelos arenosos localizados en la meseta (estaciones D y F, Fig. 2) mostraron el mayor rango de θ ya que el nivel freático se encontró con frecuencia por debajo del nivel de los sensores más profundos en estos puntos de muestreo. En la parte baja de la planicie de la Transversal 1 (estaciones C y E, Fig. 2) y en toda la planicie de la Transversal 7 (estaciones K, B, G e I, Fig. 2), el valor de θ permaneció relativamente constante cerca de los valores de saturación durante el periodo de estudio (Fig. 3). Sin embargo, periodos prolongados de sequía en ambos años (al final de verano/principio de primavera) también secaron de manera significativa la superficie de los suelos de la Transversal 1. El contenido de humedad del suelo a saturación (θ_s) es mayor en muck y fluvent, con valores bajos de ρ_b , ubicados en la parte más baja de las planicies de cada Transversal. Sin embargo, θ_s varía también marcadamente dentro del mismo tipo de suelo, especialmente para el fluvent, que está formado por capas intercaladas de arena y arcilla. En la sección 3.2.2, se discuten los cambios de θ en la Transversal 7 bajo la influencia de la marea. Sorprendentemente, se observó que el mayor promedio de σ_w (0.321 S/m) se encontraba en la superficie del suelo de la Transversal 1 en el segmento del río de agua fresca, sin influencia de la marea. Esto podría deberse a la influencia del agua subterránea y/o a la evapotranspiración, aunque este fenómeno se encuentra en proceso de estudio. Por otra parte el mayor valor observado de σ_w en la Transversal 7 (0.290 S/m) sujeta a mareas no se dió en la estación adyacente al río (máximo en estación I $\sigma_w = 0.221$ S/m) sino en la superficie de la estación G (a 50 m del río) con $\sigma_w = 0.290$ S/m. Esto coincide con las observaciones de Koretsky et al. (2003). Es importante señalar también que durante el periodo de estudio, la conductividad medida del agua del suelo en la Transversal 7, nunca excedió el límite recomendado (0.3125 S/m) para el buen desarrollo del ciprés calvo. Sin embargo, dicho valor fue excedido por periodos breves de tiempo en la Transversal 1.

La Fig. 3 muestra la serie temporal completa de los datos registrados en la Transversal 1, incluyendo la precipitación local, el calado del río, y su CE en puntos próximos a la Transversal 1 (presa Lainhart y cruce del río con la carretera Indiantown, respectivamente, Fig. 1), el valor promedio diario de θ en la estación D (suelo arenoso, meseta, a una distancia de 75 m del río) y E (suelo fluvent, parte baja de la planicie, adyacente al río). No se muestra el valor correspondiente de σ_w en la estación D, debido a los valores fuera del rango de calibración observados a humedades muy bajas. En los datos

presentados e observa una evidente relación entre la lluvia, el calado y θ durante los periodos de precipitación continuada, especialmente en suelos pocos profundos de elevación mayor de la meseta (D-A, y en menor medida D-B y D-C). En la planicie (Estaciones C y E), θ es más constante, aunque puede observarse el efecto de periodos prolongados de sequía entre marzo a abril del 2006 en la respuesta del sensor menos profundo (E-A) no observada hasta ese momento. El valor de σ_w en la planicie es ligeramente mayor cuanto más cerca del río se esté (Estación E), y aunque σ_w es relativamente estable para la mayor parte del período de estudio los sensores dispuestos superficialmente mostraron también variaciones significativas durante periodos de sequía prolongados. Resulta interesante que el valor de σ_w en la planicie parece estar relacionado de manera inversa con la CE medida en el río, cuyo incremento de esta última coincide con la reducción de σ_w ; aunque esta relación no es completamente clara. El valor de σ_w también es consistentemente más alto que la CE del río (por un factor de proporción de 2 a 3), probablemente debido a la concentración de sales ligada a la evapotranspiración.

La figura 4 muestra la serie temporal completa de los datos registrados en la Transversal 7 afectada por la marea incluyendo: el calado del río en la RM 9.1 (adyacente a la Transversal 7, Fig. 1), el promedio diario y por intervalos de 15 minutos de su CE, el promedio diario de θ y σ_w en la estación K (suelo tipo muck, a 130 m del río) y la estación G (suelo tipo muck, a 50 m del río) (Fig. 2). Las interrupciones en las series temporales para la estación K fueron producto del impacto de un rayo en la zona. Se escogió la estación G para esta figura en lugar de la estación I (adyacente al río) debido a que experimentó un pico mayor de σ_w con relación a la estación I, pese a encontrarse más alejada del río. El calado en la Transversal 7 se ve influenciado principalmente por los ciclos diarios (y mensuales) de la marea, así como por el volumen del flujo de agua dulce proveniente del Northwest Fork. Aunque la Transversal 7 presenta una pequeña variación en su elevación (microtopografía, tocones, y árboles caídos) su planicie es plana y sujeta a inundaciones debidas a la marea casi con frecuencia diaria (la marea alta se encontraba por debajo de la elevación mas baja de cualquier sensor al menos una vez al día durante el período de estudio). Por tanto, los valores de θ en esta Transversal son relativamente constantes o cercanos a θ_s , pese a pequeños cambios de valores medidos de θ (ver sección 3.2.2). El suelo en la Transversal 7 es profundo y de tipo muck, y se observó una menor variación de θ , entre los valores medidos en diferentes puntos, que aquellos encontrados en la Transversal 1.

Los picos en la CE del río ocurrieron en los distintos periodos de tiempo, correspondientes al período de poco flujo y pocas lluvias. La medición de la CE del río a intervalos de 15 minutos, alcanzó un máximo de 1.84 S/m (11.8 ppm) durante el periodo de sequía del año 2005 (a mediados de mayo). Sin embargo, los valores de CE del

río variaron enormemente durante el ciclo de la marea, y la CE máxima promedio diaria del río fue significativamente más baja (0.623 S/m (4 ppm) en el 2005 y 0.455 S/m (2.9 ppm) en el 2006). El promedio diario de CE del río excedió el valor crítico (0.3125 S/m) 6 días consecutivos a principios de febrero de 2005, y en un total de 16 días en el 2006 (a principios de mayo). Los picos en σ_w observados en las estaciones K y G (medidos en intervalos de 30 minutos) fueron significativamente menores que los datos de CE del río a intervalos de 15 minutos en ambos años (2005 y 2006). En el 2005, se observó un pequeño incremento en σ_w en la estación K después de un pico en la CE del río (la estación G no había sido instalada entonces). Sin embargo, en este punto, el valor de σ_w sólo se incrementó hasta 0.065 S/m, comparado con el valor pico de la CE en el río de 0.623 S/m (una diferencia de 100 veces). En contraste los incrementos de σ_w seguidos de un valor pico en la CE del río de 0.455 S/m fueron mucho mayores. En la estación K (la más alejada del río), el valor de σ_w se incrementó hasta 0.166 S/m en la superficie, y a 0.121 S/m a una profundidad de 49 cm. A 67 cm por debajo de la superficie del suelo no hubo efecto alguno sobre el valor de σ_w , que permaneció muy bajo durante todo el periodo experimental. En la estación G (a 50 m del río), el valor de σ_w se incrementó a 0.287 S/m en la superficie, a 0.235 S/m a una profundidad de 18 cm, y a un valor de 0.259 S/m a 25 cm. En consecuencia en el 2006 los valores máximos de σ_w alcanzaron un 63 % del valor pico de la CE del río, comparado con el 10% del 2005.

En el Transversal 7, se pudo observar también un claro retraso entre los picos de la CE en el río y σ_w en la planicie. Durante el año 2005, en la estación K, el tiempo de desfase entre el pico de la CE del río y σ_w fue de 22 días para la superficie del suelo, y 27 días y 60 días para los horizontes a 18 y 26 cm de profundidad, respectivamente. Es también interesante hacer notar el hecho de que los suelos más profundos en la estación G alcanzaron un valor pico de σ_w mas grande de que esto sucediera en la mitad del suelo, pese a llevar un mayor tiempo en alcanzar este valor.

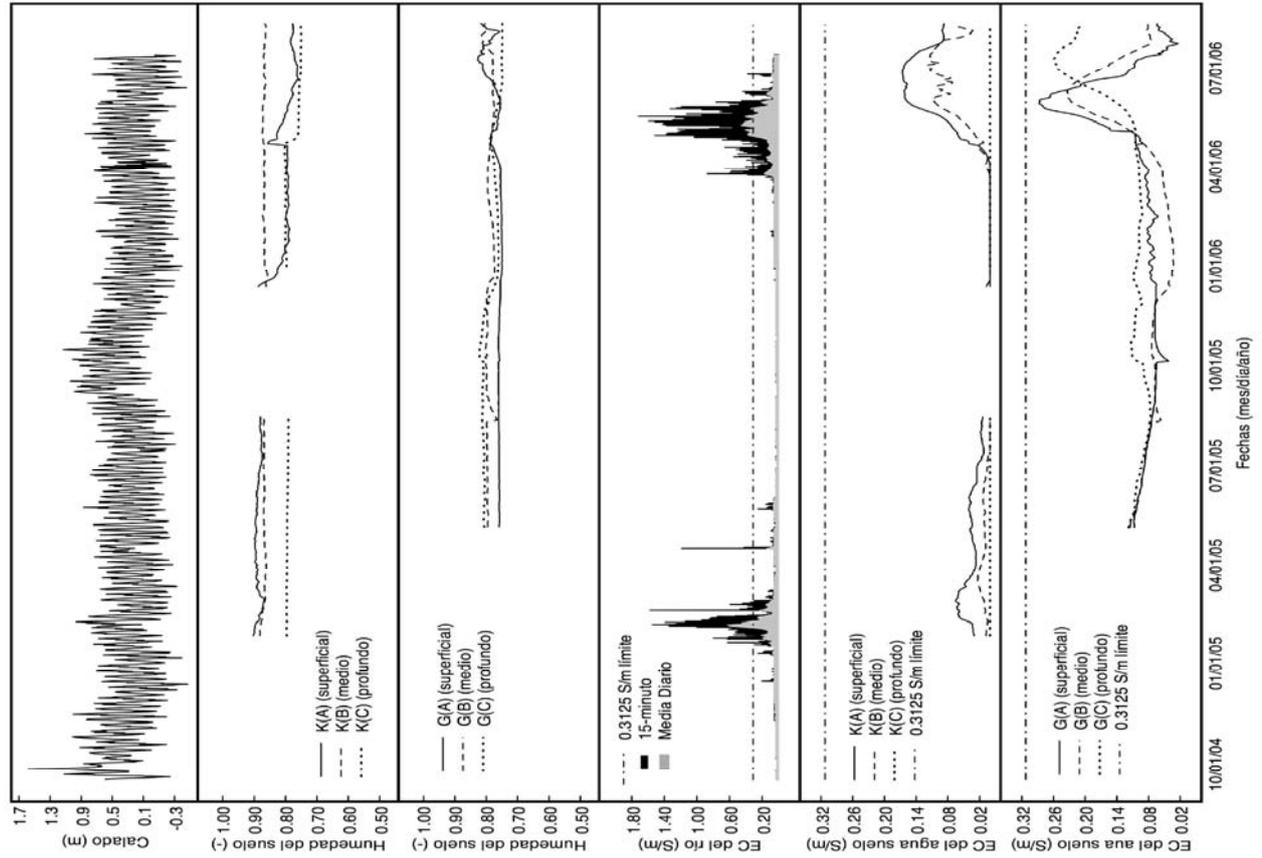


Fig. 4. Calado y CE del río, humedad del suelo, y CE del agua del suelo registrado a Transversal 7 durante el periodo del estudio.

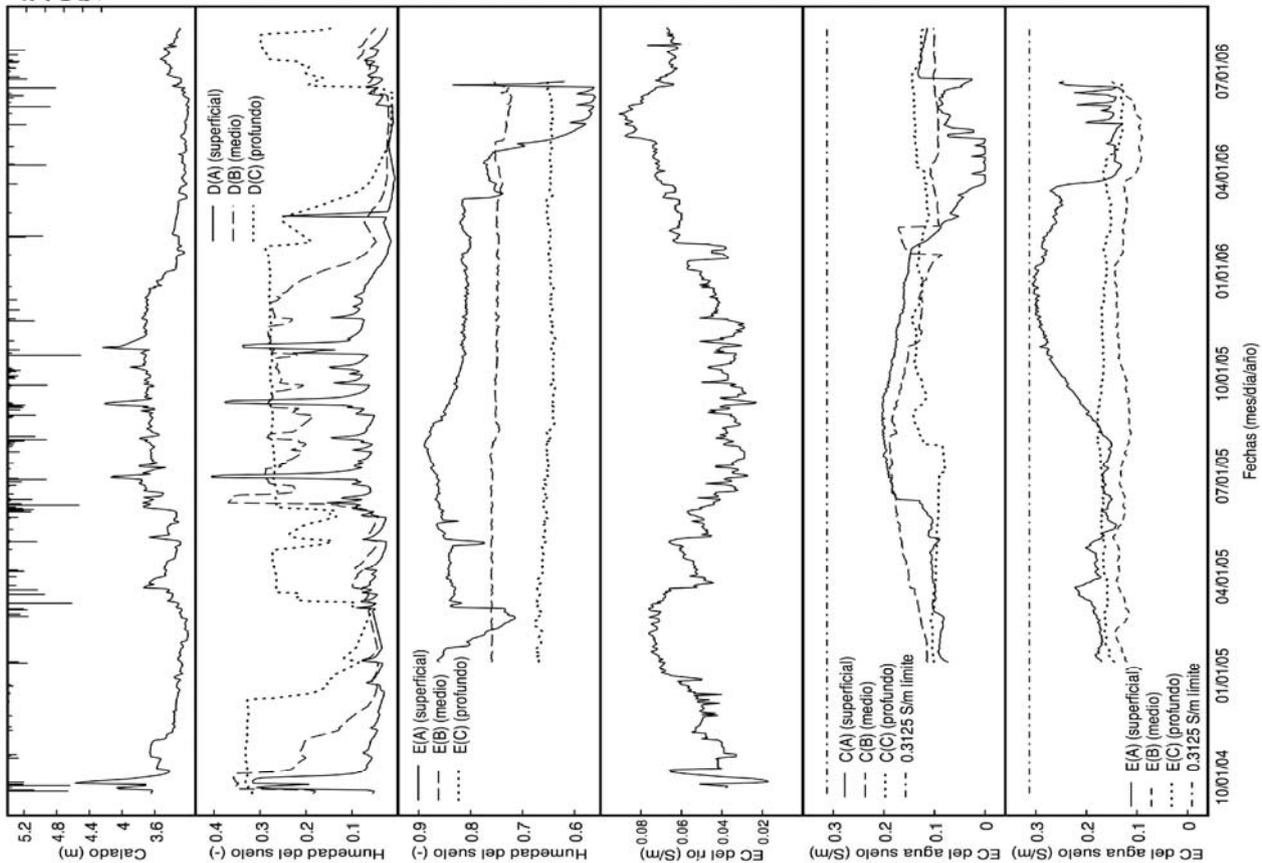


Fig. 3. Calado y CE del río, precipitación, humedad del suelo, y CE del agua del suelo registrado a Transversal 1 durante el periodo del estudio.

3.2 Las relaciones calado – humedad del suelo.

3.2.1. Transversal 1 – Pantano Inalterado

Los valores se ajustaron a una función sigmoideal de tres parámetros capaz de predecir la humedad en el suelo de la planicie en función del calado del río en todos los puntos (distancia y profundidad) de la Transversal:

$$\Theta_e = \frac{A}{1 + e^{-\frac{h-b}{c}}} \quad (4)$$

donde h es el calado (presa Lainhart, m), y A indica el valor máximo de la humedad efectiva del suelo (igual a 1 en este caso, debido a que Θ_e se ha escalado de 0 a 1), b es el valor de h a partir del cual se experimenta crecimiento de la humedad del suelo (dependiente de elevación topográfica del punto de observación), y c es un indicador de la pendiente de crecimiento de la curva. Es importante señalar que esta relación sigmoideal propuesta es en realidad una representación de la variación no lineal del contenido de humedad del suelo con el potencial matricial o succión (curva característica del suelo) expresado por la distancia relativa entre el punto de observación y el nivel freático (válido para distancias cortas y condiciones relativamente hidroestáticas).

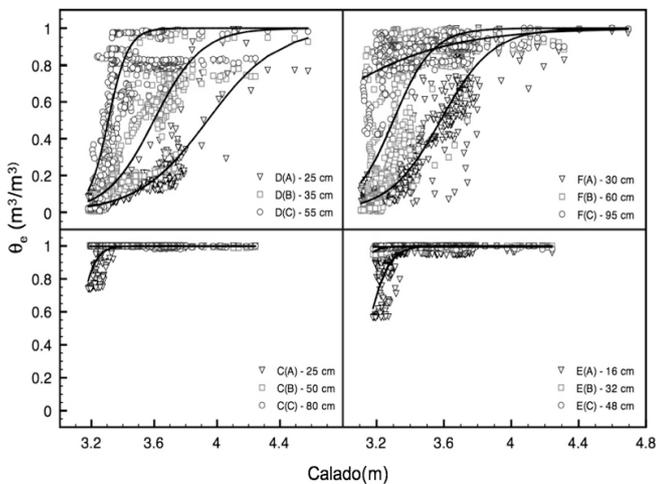


Fig. 5. Relación entre el calado del río y la humedad efectiva del suelo en la llanura de inundación a varias distancias y profundidades.

La Fig. 5 y Tabla 2 muestran las relaciones ajustadas entre el calado del río y Θ_e para los puntos de observación. Para los suelos que exhiben un amplio rango de valores de θ (suelos arenosos poco y medianamente profundos), el modelo sigmoideal realiza un buen trabajo prediciendo la humedad del suelo basado en el calado ($0.72 < C_{eff} < 0.84$). Para horizontes más profundos que se encuentran por debajo del nivel freático por períodos de tiempo prolongados y para la superficie del suelo en la

parte baja de la planicie el modelo sigmoideal dio resultados mixtos ($0.3 < C_{eff} < 0.62$). Para los horizontes que estuvieron bajo condiciones de saturación durante todo el tiempo en que duró este estudio, el modelo de tres parámetros se simplifica a la ecuación $\Theta_e = 1$ ($A=1, c = 0$), es decir, es independiente al calado.

Tabla 2. Parámetros y valores del coeficiente de eficiencia de Nash y Sutcliff del modelo sigmoideal

Sensor	A	b	c	NS
D(A)	1	3.94	0.22	0.72
D(B)	1	3.60	0.15	0.78
D(C)	1	3.31	0.06	0.54
F(A)	1	3.60	0.13	0.84
F(B)	1	3.35	0.10	0.58
F(C)	1	2.85	0.34	0.30
C(A)	1	3.11	0.05	0.42
C(B)	1	--	0.00	1.00
C(C)	1	--	0.00	1.00
E(A)	1	3.15	0.06	0.60
E(B)	1	3.01	0.05	0.42
E(C)	1	--	0.00	1.00

NS = coeficiente de eficiencia de Nash y Sutcliff (1970)

En general, la Fig. 6 muestra como se incrementan los rangos de humedad de suelo al mismo tiempo que se incrementan la distancia al río y la elevación, con el mayor rango de respuesta al calado ocurriendo en los suelos que se encuentran más cercanos a la superficie y más alejados del río. El ruido observado en las relaciones propuestas esta relacionado con los componentes del balance hídrico local no considerados en esta relación sencilla (lluvia, precipitación), así como microtopografía y heterogeneidad del perfil del suelo en cada punto.

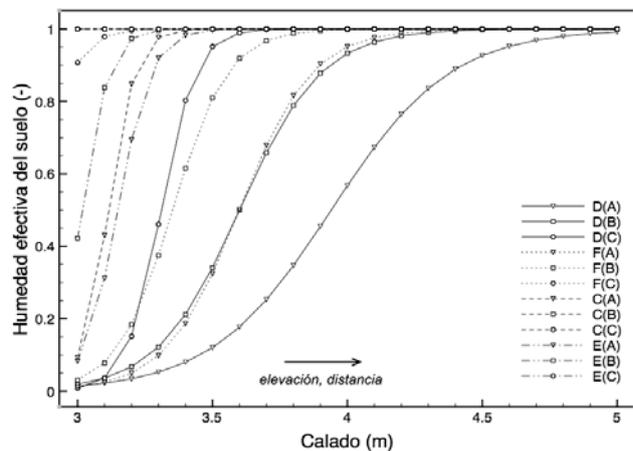


Fig. 6. Relaciones sigmoideales entre humedad efectiva del suelo y calado desarrollado para cada localización y profundidad.

3.2.2. Transversal 7 – Pantano Impactado

En la Transversal 7, debido a la inundación diaria de la zona por la marea, se obtuvieron valores aparentemente constantes de saturación del suelo en todos los sensores. Sin embargo, aunque en un rango relativamente pequeño, es plausible que

las mareas afectan al contenido de humedad del suelo al menos en los horizontes más superficiales. Puesto que el rango de cambio de humedad experimentado es posiblemente relativamente pequeño (aproximadamente 1% entre la saturación y la “disminución” del contenido de humedad durante los 2 años) el ruido de la señal de los sensores puede enmascarar la señal de cambio de humedad observada. Para estudiar esta posibilidad se aplicó un filtro de ruido por series de Fourier (Press et al., 1992) a lecturas efectuadas a intervalos de 15 a 30 minutos para producir series agregadas de 6 hrs. de intervalo de humedad del suelo. Una inspección más detallada a partir de esta serie filtrada de los sensores ubicados cerca de la superficie del suelo, reveló una interesante relación entre la humedad del suelo y el nivel del río. La figura 7 muestra una serie temporal filtrada de 6 días de humedad del suelo para cada sensor superficial en la estación K (K-A, a 150 m del río, una elevación de 0.37 m NGVD). Los datos se compararon con los datos originales del calado a intervalos de 15 minutos y con los agregados de 6 horas. Comparando ambas variables se observa que cuando la marea media se encuentra por encima de la elevación del sensor, el flujo y calado se correlacionan muy bien (picos y valles coincidiendo en ambas series de 6 horas). Cuando la marea media cae por debajo de la elevación de los sensores, esta relación se degrada al secarse de manera continua, aunque ligera, la superficie del suelo. Aunque el rango total observado de variación de humedad del suelo durante este período fue de sólo 0.795 a 0.805, un cambio del 1.24%, este intervalo es relativamente importante en suelos muy orgánicos como los de la zona.

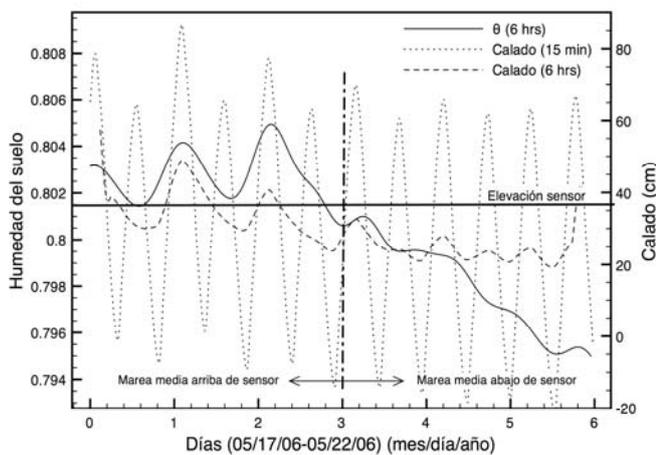


Fig. 7. Relación entre la profundidad marea del río y la humedad de suelo observada en un sensor superficial de la Transversal 7.

4.- Conclusiones

En este proyecto se midió la humedad del suelo, la salinidad de su agua intersticial, y temperatura en 24 puntos a lo largo de dos Transversales perpendiculares al

Río Loxahatchee (Florida, EEUU). Cada Transversal representa un ecosistema distinto, uno de referencia en la zona inalterada del bosque aguas arriba, y otro en la zona de mareas con vegetación degradada de ciprés clavo y dominancia de manglares tolerantes a la salinidad. Durante los dos años iniciales del estudio se registraron más de 772,000 mediciones. Este estudio reveló diferencias en los regímenes de humedad de suelo y salinidad de los dos ecosistemas analizados.

El análisis de datos de la Transversal de bosque inalterado mostró que la variación de la humedad del suelo esta dominada por la distancia y elevación topográfica de la planicie en función del calado. La precipitación, la evapotranspiración, la microtopografía y la heterogeneidad del suelo son factores adicionales a considerar, aunque de menor importancia relativa. Los suelos arenosos de las zonas más elevadas de la planicie de inundación mostraron un amplio margen de humedad del suelo, mientras que los suelos localizados en la parte baja de la planicie se secaron sólo en su parte superficial al disminuir considerablemente el nivel del río. Las relaciones funcionales (curvas sigmoidales) entre la humedad del suelo y el calado del río mostraron perfiles cada vez más secos de humedad del suelo al aumentar la distancia al río y la elevación topográfica, con un amplio margen de respuesta del calado ocurriendo en los suelos arenosos poco profundos en la meseta encontrada en la planicie. Las relaciones simples desarrolladas entre el calado y humedad del suelo para cada tipo de suelo se consideran satisfactorias para la construcción de un modelo simplificado de variación espacial y temporal de la humedad del suelo en la cuenca. Debido a que la salud y éxito reproductivo de ciprés calvo depende de la abundancia de agua dulce y variación de los niveles de inundación y de humedad del suelo durante todo el año, estas relaciones serán útiles al SFWMD para la evaluación y establecimiento del Plan de Restauración emprendido en la zona. Sin embargo, debido a los ciclos reproductivos relativamente largos del ciprés calvo, es probable que este estudio no haya capturado las condiciones mas desfavorables sufridas por el ciprés calvo en su zona radicular, especialmente en su época reproductiva y de crecimiento de las plántulas. Por ello el estudio continúa y se ha ampliado a la investigación de supervivencia y capacidad de germinación de las semillas, sensibilidad de las plántulas a condiciones ambientales, y posibles fitotoxicidades (sulfatos). Igualmente, la identificación y simulación de la fuente, tiempos, y magnitud de la salinidad del agua del suelo es un objetivo próximo de este trabajo de investigación.

Agradecimientos: Los autores desean dar reconocimiento al resto del equipo de investigación que colaboró tanto en el campo como en el laboratorio. Paul Lane y Lindsey Nolan (UF/ABE); Guodong Liu, Qingren Wang, Newton Campbell, Tina Dispenza, y Harry Trafford (UF TRCE); Marion Hedgepath y Yongshan Wan (SFWMD), Dick Roberts y Jeff Fisher (JDSP, FDEP), y Kevin Sullivan (NRCS). Los autores también desean agradecer a Oscar Pérez-Ovilla por su asistencia en la traducción de este trabajo y a Zuzanna Zajac, Stuart Muller, Jonathan Schroeder, Johanna Freeman, y Roger Freeman por su apoyo adicional en el campo. Este proyecto fue patrocinado por el South Florida Water Management District.

Bibliografía

- Allen, J.A., Pezeshki, S.R., and Chambers, J.L. 1996. Interaction of flooding and salinity on baldcypress (*Taxodium distichum*). *Tree Physiol.* 16: 307-313.
- Campbell, J. E. 1990. Dielectric properties and influence of conductivity in soils at one to fifty Megahertz. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54:332-341.
- Conner, William H. 1988. Natural and artificial regeneration of baldcypress [*Taxodium distichum* (L.) Rich.] in the Barataria and Lake Verret basins of Louisiana. Ph.D. Dissertation, Louisiana State University, Baton Rouge, LA. 148 pp.
- Conner, William H., John R. Toliver, and Fred H. Sklar. 1986. Natural regeneration of baldcypress [*Taxodium distichum* (L.) Rich.] in a Louisiana swamp. *Forest Ecol. Manag.* 14:305-317.
- Dirksen, C., and Dasberg, S. 1993. Improved Calibration of time domain reflectometry soil water content measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57:660-667.
- Knighton, A.D., K. Mills, and C.D. Woodroffe. 1991. Tidal creek extension and salt water intrusion in northern Australia. *Geology* 19: 831-834.
- Koretsky, C., Moore, C., Lowe, K., Meile, C., DiChristina, T., y Van Cappellen, P. 2003. Seasonal oscillation of microbial iron and sulfate reduction in saltmarsh sediments (Sapelo Island, GA, USA). *Biogeochemistry* 64: 179-203.
- Liu, G., Li, Y., Muñoz-Carpena, R., Hedgepath, M., Wan, Y., and Roberts, R. 2007. Growth of bald cypress [*Taxodiaceae: Taxodium distichum* (L.) Rich] seedlings in the tidal floodplain of the Loxahatchee River Watershed: a one-year case study. *Restor. Ecol.* Submitted May 2007.
- Middleton, B. A. 2000. Hydrochory, seed banks, and regeneration dynamics across landscape boundaries in a forested wetland. *Plant Ecol.* 146:169-184.
- Middleton, B.A. (ed.), 2002. Flood pulsing in wetlands: restoring the natural hydrological balance. John Wiley and Sons, New York.
- Middleton, B.A., 1999. Wetland restoration, flood pulsing and disturbance dynamics. John Wiley and Sons, New York.
- Mortl, A. 2006. Monitoring Soil Moisture and Soil Water Salinity in the Loxahatchee Floodplain. Masters Thesis. University of Florida, Gainesville, FL. 101 pp.
- Mortl, A., Muñoz-Carpena, R., and Li, Y. 2006. Hydroperiod and soil water salinity in the baldcypress floodplains of the Loxahatchee River. Proceedings of the International Conference on Hydrology and Management of Forested Wetlands, April 8-12, 2006. New Bern, NC.
- Muñoz-Carpena, R., Regalado, C.M., Ritter, A., Alvarez-Benedi, J., Socorro, A.R. 2005. TDR estimation of electrical conductivity and saline solute concentration in a volcanic soil. *Geoderma* 124:399-413.
- Nash, J. E. and J. V. Sutcliffe. 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10 (3): 282-290.
- NPS. 2004. The National Wild and Scenic Rivers Program. National Park Service website. <http://www.nps.gov/rivers/about.html>.
- Press, W.H., B.P. Flannery, S.A. Teukolsky, and W.T. Vetterling. 1992. Numerical Recipes in C: The Art of Scientific Computing. Cambridge University Press: Cambridge, UK.
- Regalado, C.M., Muñoz Carpena, R., Socorro, A.R., and Hernández Moreno, J.M. 2003. Time domain reflectometry models as a tool to understand the dielectric response of volcanic soils. *Geoderma* 117(3-4):313-330.
- Seyfried, Mark S., Murdock, Mark D. 2004. Measurement of Soil Water Content with a 50 MHz Soil Dielectric Sensor. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2004 68:394-403.
- Shibchurn, A., Van Geel, P.J., Kennedy, P.L. 2005. Impact of Density on the Hydraulic Properties of Peat and the TDR Calibration Curve. *Can Geotech. J.* 42: 279-286.
- SFWMD. 2002. Technical Criteria to Support Development of Minimum Flow and Levels for the Loxahatchee River and Estuary. Water Supply Department, Water Resources Management, South Florida Water Management District, West Palm Beach, Florida, November 2002 final draft.
- SFWMD. 2005. Draft Evaluation of Restoration Alternatives for the Northwest Fork of the Loxahatchee River. Coastal Ecosystems Division, South Florida Water Management District, West Palm Beach, Florida, March 2005, draft.
- Sumner, M. E. 2000. Handbook of Soil Science. New York, N.Y: CRC Press.
- Topp, G.C., J.L. Davis, and A.P. Annan. 1980. Electromagnetic determination of soil water content: Measurement in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.* 16 (3): 574-582.
- Treasure Coast Regional Planning Council (TCRPC), 1995. Strategic Regional Policy Plan for the Treasure Coast Region. Rule 29K-5.002, Florida Administrative Code. Stuart, FL. 422 p.
- U.S. Department of Agriculture, Forest Service. 1965. Silvics of forest trees of the United States. H. A. Fowells, comp. U.S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook 271. Washington, DC. 762 p.
- U.S. Department of Agriculture (USDA), Forest Service. 1990. Silvics of North America: 1. Conifers; 2. Hardwoods. Agriculture Handbook 654. Burns, Russell M., and Barbara H. Honkala, tech. coords. forest trees of the United States. H. A. Fowells, comp. U.S. Department of Agriculture., Washington, DC. Vol 2, 877 p.
- U.S. Geological Survey (USGS), 2001. Sea-level and Climate. USGS Fact Sheet 002-00. <http://pubs.usgs.gov/fs/fs2-00/>.
- Vogeler, I., B. E. Clothier, S. R. Green, D. R. Scotter, and R. W. Tillman, Characterizing water and solute movement by time domain reflectometry and disk permeametry, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60, 5-12, 1996.
- Wang, F. C. 1988. Dynamics of saltwater intrusion in coastal channels. *J. Geophys. Res.* 93.C6:6937-46.
- Wanless, H.R., Parkinson, R.W., and Tedesco, L.P., 1994. Sea level control on stability of Everglades wetlands, in Davis, S.M., and Ogden, J. C., editors, Everglades: the ecosystem and its restoration: Delray Beach, Florida, St. Lucie Press, p. 199-224.