

Análisis y evaluación de propiedades físico hídrica de los suelos

Alberto Quiroga; Romina Fernández y Cristian Álvarez



Análisis y evaluación de propiedades físico hídrica de los suelos

Alberto Quiroga¹
Romina Fernández¹
Cristian Álvarez²

1 EEA INTA Anguil

2 AER General Pico



Ministerio de Agroindustria
Presidencia de la Nación



Ministerio de Desarrollo Social
Presidencia de la Nación

Estación Experimental Agropecuaria Anguil "Ing. Agr. Guillermo Covas"
Centro Regional La Pampa-San Luis
Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria
Programa Nacional Agua

Análisis y evaluación de propiedades físico hídrica de los suelos / Alberto Raúl Quiroga ... [et al.] ; compilado por Alberto Raúl Quiroga ; Romina Fernández ; Cristián Álvarez ; prólogo de Alfredo Bono. - 1a ed. - Anguil, La Pampa : Ediciones INTA, 2018.
123 p. ; 28 x 20 cm.

ISBN 978-987-521-937-3

1. Suelos. 2. Análisis del Suelo. 3. Agua. I. Quiroga, Alberto Raúl II. Quiroga, Alberto Raúl, comp. III. Fernández, Romina, comp. IV. Álvarez, Cristián, comp. V. Bono, Alfredo, prolog.

CDD 631.4

Diseño Gráfico

Dis. Gráf. Francisco Etchart

Impresión

Gustavo J. Moyano

Impreso en los talleres gráficos de la EEA INTA Anguil

“Ing. Agr. Guillermo Covas”

Tirada de 500 ejemplares

Julio de 2018



EDICIONES INTA

Centro Regional La Pampa-San Luis

EEA INTA Anguil “Ing. Agr. Guillermo Covas”

RN N°5 Km 580, CP 6326, Anguil, La Pampa, Argentina

PRÓLOGO

La provisión adecuada y suficiente de alimentos, energía y agua, serán los mayores desafíos de la humanidad en las próximas décadas. La demanda de alimentos se incrementará en el futuro, por lo que será necesario intensificar aún más la producción agrícola. Uno de los factores que tienen mayor influencia sobre la productividad de los cultivos es el agua, que en gran parte proviene de las lluvias, las que suelen ser insuficientes para los cultivos. Este libro procura interpretar y comprender cada aspecto del flujo del agua desde la caída como lluvia pasando a través del suelo hasta llegar a las plantas. Asimismo, incluye muchas interacciones del agua con las plantas, las raíces y el suelo, especialmente como afectan el rendimiento de los cultivos. En la actualidad muchos factores determinan los rendimientos de los principales cultivos agrícolas en la Argentina, los cuales se originan en cuestiones físicas. Las pérdidas de profundidad efectiva, materia orgánica, agua útil, son algunos de los problemas que vuelven críticos el desarrollo de los cultivos, a esto se suman las compactaciones subsuperficiales, la erosión y el encostramiento superficial. Todos los capítulos de este manual tratan sobre los problemas que de una u otra forma generan limitaciones en las propiedades físico-hídrica de los suelos, es decir, la

capacidad de los mismos para soportar el crecimiento de los cultivos. Son pocos los textos publicados en castellano que recopilan no sólo la información, sino también los conceptos básicos de la dinámica del agua sobre los sistemas de producción a partir del análisis y evaluación de indicadores físicos-hídricos de los suelos. Por lo tanto, esta publicación permite que el lector tenga una visión general y completa sobre esta temática. Los autores de los capítulos tienen larga trayectoria en cada uno de las especialidades que aquí se tratan. La gran mayoría de los resultados presentados han sido publicados previamente en revistas científicas nacionales e internacionales, y los autores son referentes en los temas desarrollados en cada capítulo. Esto, indudablemente garantiza la calidad de esta publicación. En síntesis, este manual resulta un importante aporte bibliográfico destinado, a estudiantes avanzados, de grado y posgrados, a docentes universitarios de agronomía y carreras afines, y a productores y profesionales de la actividad pública y privada.

Alfredo Bono

DEDICATORIA

A los técnicos de laboratorio y ayudantes de campo que con su trabajo, frecuentemente silencioso y anónimo, resultan claves en la generación de conocimiento. A todos ellos nuestro reconocimiento.

LISTA DE AUTORES

Silvia Aimar. Facultad de Agronomía. UNLPam

Cristian Álvarez. INTA. Estación Experimental Agropecuaria Anguil. Agencia de Extensión Rural General Pico

José Andriani. Jubilado INTA. Estación Experimental Agropecuaria Oliveros

Daniel Buschiazzo. INTA. Estación Experimental Agropecuaria Anguil

Patricia Carfagno. INTA. Instituto de Suelos. Centro de Investigación de Recursos Naturales

Juan Cruz Colazo. INTA. Estación Experimental Agropecuaria San Luis

Juan Jose De Battista. INTA. Estación Experimental Agropecuaria Concepción del Uruguay

Maximiliano Joaquín Eiza. INTA. Instituto de Suelos. Centro de Investigación de Recursos Naturales

Romina Fernández. INTA. Estación Experimental Agropecuaria Anguil

Ileana Frasier. INTA. Estación Experimental Agropecuaria Anguil

Franco Frolla. INTA. Estación Experimental Agropecuaria Bordenave

Carolina Gaggioli. Facultad de Agronomía. UNLPam

Juan Alberto Galantini. CERZOS UNS-CONICET

Florencia Gómez. Estudiante de la facultad de Ciencias Exactas y Naturales. UNLPam

Perla Imbellone. Instituto de Geomorfología y Suelos - Centro de Investigaciones en Suelos y Agua de Uso Agropecuario. UNLP

Silvia Imhoff. CONICET-Universidad Nacional del Litoral

Hugo Krüger. INTA. Estación Experimental Agropecuaria Bordenave

Mariano Méndez. Facultad de Agronomía. UNLPam

Elke Noellemeyer. Facultad de Agronomía. UNLPam

Agustín Oderiz. INTA. Estación Experimental Agropecuaria Anguil

Jorge de Orellana. Profesor emérito Universidad Nacional del Litoral

Miguel Pilatti. Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Nacional del Litoral

Alberto Quiroga. INTA. Estación Experimental Agropecuaria Anguil

Eduardo de Sá Pereira. INTA. Estación Experimental Agropecuaria Bordenave. Agencia de Extensión Rural Coronel Suarez

María Carolina Sasal. INTA. Estación Experimental Agropecuaria Parana

Eric Scherger. INTA. Estación Experimental Agropecuaria Anguil

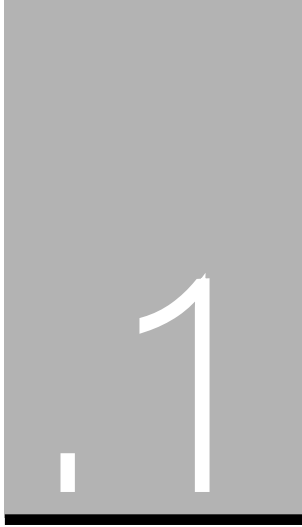
Mauricio Uhaldegaray. INTA. Estación Experimental Agropecuaria Anguil

Marcelo Wilson. INTA. Estación Experimental Agropecuaria Parana

Josefina Zilio. INTA. Estación Experimental Agropecuaria Bordenave

INDICE

1. Guía de descripción e interpretación de suelos hidromórficos Perla Imbellone	09
2. Perfil cultural: Un método para evaluar el estado de la estructura del suelo Juan J. De Battista, María Carolina Sasal y Marcelo Wilson	21
3. Medición de la infiltración en el suelo. Infiltrómetro de anillo simple y simulador de lluvias Maximiliano Eiza y Patricia Carfagno	25
4. Medición de la erosión eólica Juan Cruz Colazo, Mariano Méndez y Daniel Buschiazzo	37
5. Un indicador de compactación relacionado con el agua del suelo Hugo Krüger, Franco Frolla y Josefina Zilio	45
6. Constantes hídricas y retención de agua en el suelo José Andriani	51
7. Intervalo hídrico óptimo: Indicador de calidad física de los suelos Silvia Imhoff, Romina Fernández, Alberto Quiroga, Elke Noellemeyer, Miguel Pilatti y Jorge de Orellana	63
8. Estabilidad de agregados del suelo Josefina Zilio, Silvia Aimar, Hugo Krüger y Franco Frolla	73
9. Propuesta de indicadores a fin de evaluar cambios en la porosidad y compactación de los suelos Romina Fernández, Alberto Quiroga, Ileana Frasier, Agustín Oderiz, Mauricio Uhaldegaray, Cristian Álvarez, Eric Scherger y Elke Noellemeyer	83
10. Contribución a la evaluación de un recurso clave en la sustentabilidad de los suelos. Abundancia y distribución de raíces Ileana Frasier, Romina Fernández, María Gómez, Carolina Gaggioli, Cristian Alvarez, Agustín Oderiz, Mauricio Uhaldegaray, Eric Scherger, Elke Noellemeyer y Alberto Quiroga	95
11. Consumo de agua de los cultivos. Coeficiente de cultivo y evapotranspiración de referencia como indicadores en el cálculo del consumo de agua José Andriani	103
12. Costo hídrico de la captura de carbono por los cultivos de cobertura; aspectos cualitativos y cuantitativos Eduardo de Sá Pereira y Juan Alberto Galantini	113



Guía de descripción e interpretación de suelos hidromórficos

Este escrito está destinado a formar parte de una guía/manual utilitario y práctico para trabajar e interpretar los indicadores de suelos hidromórficos. Para mayores detalles se recomienda consultar: "Libro de campaña para descripción de suelos", Schoenenberger et al., 2000; "Alteraciones de la fertilidad de los suelos", Taboada & Lavado, 2009; "Procesos pedogenéticos de la Región Pampeana", Imbellone et al., 2010, y bibliografía allí mencionada.

¿Qué son los suelos hidromórficos?: Genéricamente un *suelo hidromórfico* es aquel afectado por excesos de humedad en algún momento de año.

¿Cuáles son los indicadores de suelos hidromórficos?: Los indicadores son rasgos indicativos del proceso que se vinculan con los efectos del exceso de humedad sobre las propiedades de los suelos. Los mismos son los registros indirectos del proceso de hidromorfia, que produce reacciones químicas específicas y a veces, morfologías derivadas de las mismas. Algunos indicadores son de observación directa, a los distintos niveles como: la vegetación, la posición topográfica, los rasgos redoximórficos; otros son medibles. En cambio, hay otros que no tienen expresión morfológica por sí mismos, como el estado de saturación.

Simplemente podríamos pensar en una cadena de factores del medio físico, natural o antrópico que generan condiciones en el suelo tales que favorecen el establecimiento de estados químicos y rasgos visibles en el perfil del suelo, que le dan su carácter de hidromórfico.

posición geomórfica–estado de saturación–reacciones químicas (redox)–rasgos morfológicos (redoximórficos)

El proceso básico. ¿Cuáles son los efectos del exceso de agua en las propiedades del suelo? El proceso básico que afecta al suelo es de naturaleza bio-geoquímica regido por la geomorfología y la hidrología. Prolongadas inundaciones (*flooding*) y anegamientos (*waterlogging*) tienen fuerte impronta en la génesis de los suelos, dejando en el perfil un conjunto único de propiedades reconocibles macro y micromorfológicamente y acompañadas por los datos químicos. En las condiciones mencionadas, el aire que se encuentra en el espacio poral del suelo, es reemplazado por el agua. Este hecho puede provocar: a) efectos físicos de expansión en suelos arcillosos reduciendo su permeabilidad, y b) modificación de los procesos químicos aeróbicos a medida que el aporte de oxígeno es menor, con un notable incremento de los niveles de dióxido de carbono y cambios en el pH, el que se desplaza hacia la neutralidad y cambios en otros parámetros.

Ya sea causado por fuerzas naturales o acciones humanas, las inundaciones del suelo eliminan efectivamente el intercambio de gases entre la atmósfera y el suelo. El oxígeno existente en los poros de suelo es usualmente consumido por los microbios del mismo creando condiciones de anaerobiosis (bajo contenido o ausencia de oxígeno). Algún intercambio de gases puede ocurrir en el agua superficial del suelo, pero el intercambio de gases en el agua alojada en los poros y la matriz del suelo es extremadamente lento. Condiciones anaeróbicas pueden establecerse en un período de tiempo variable, entre unos pocos días (Ponnamperuma, 1972)

llegando a un máximo estado de reducción a los 200 días, en sistemas antrópicos (Imbellone et al., 2001). Las bacterias anaeróbicas son importantes agentes en la formación de las propiedades del suelo asociadas con prolongada y repetida saturación. Estos microbios tienen un rol mayor en una serie de procesos geoquímicos llamados "reacciones de óxido-reducción (redox)" que ocurren en suelos inundados y saturados. Están bien adaptados a bajas cantidades de oxígeno resultantes de la humedad. Los microbios toman su energía de la oxidación de la materia orgánica (MO) y las reacciones tienen lugar hasta una temperatura considerada biológicamente 0; en los últimos tiempos se ha comprobado que el suelo es biológicamente activo aún con temperaturas inferiores a 2 °C. Se menciona sucintamente a continuación un conjunto de indicadores útiles para caracterizar suelos hidromórficos, a distintas escalas de observación y para profesionales de diversas orientaciones como cartógrafos de suelos, pedólogos, y ambientalistas, cuaternaristas, etc.

1 -Indicadores cartográficos, sensores remotos. 2 -Indicadores geomorfológicos: Rasgos del paisaje, topográficos. 3 -Indicadores de sitio: clase de drenaje natural (USDA), medición del nivel freático grado de saturación, grado de reducción, vegetación, 4 -Indicadores morfológicos en el perfil de suelo: a) tipo de horizontes, b) rasgos redoximórficos macro- y micromorfológicos. 5 - Indicadores fisicoquímicos: potencial redox, presencia y cantidad de formas de elementos fácilmente reducibles, grado de reducción. 6 - Indicadores mineralógicos: óxidos e hidróxidos de Fe y Mn. 7 -Conceptos taxonómicos.

1- Indicadores remotos y cartográficos. Los registros tomados por distintos sensores remotos, actualmente algunos muy sofisticados, permiten inferir áreas húmedas o con agua superficial, y en series temporales (suelos hidromórficos, sub-ácueos, hídricos), mediante el uso de técnicas de teledetección que usan métodos de teledetección óptica y de radar con bandas de distinta longitud de onda. CONAE: http://catalogos.conae.gov.ar/sac_c/especificaciones.htm. También, una herramienta de gran valor indicativo e interpretativo son las cartas topográficas. Permiten visualizar los cuerpos ácuos directamente marcados mediante signos cartográficos específicos e inferir las áreas

susceptibles a inundación mediante la interpretación de las curvas de nivel.

2- Indicadores geomorfológicos. Rasgos topográficos del paisaje. Los suelos hidromórficos se vinculan a geofomas deprimidas o planas que quedan registradas en mapas geomorfológicos que indican los tipos y distribución de distintas unidades con leyendas explicativas.

3- Indicadores de sitio. Clase natural de drenaje (Soil Survey Staff, 1993), medición del nivel freático (sonda de neutrones, freatímetros), grado de saturación, vegetación. Desde la óptica pedológica la primera caracterización del proceso de hidromorfia en el campo, surge de la estimación de la clase de drenaje natural de un suelo que permite estimar la condición de humedad predominante; involucra la descripción de la presencia, posición y permanencia de la capa de agua libre y la capa freática.

El drenaje natural es una forma de caracterizar el régimen hídrico del suelo. Así, la condición de hidromorfia es importante a partir de la clase imperfectamente drenada y se acentúa en las clases pobremente drenada y muy pobremente drenada.

Estas clases de drenaje están definidas cualitativamente y se refieren a la frecuencia y duración de los períodos húmedos inferidos a partir de indicadores morfológicos como motas y gleización. Son definidas para suelos desarrollados en condiciones naturales y no se tiene en cuenta la alteración del drenaje o irrigación antrópica y se usan principalmente en prácticas de manejo del suelo.

Las clases se estiman en función de: la morfología del paisaje, la posición de la capa freática y la permeabilidad del suelo. Otros componentes importantes en el régimen de agua del suelo son: la profundidad a la zona de saturación (capa freática), fluctuación de la misma en el tiempo y contenido de oxígeno.

Se considera que el suelo está saturado cuando la presión de agua del suelo es 0 o positiva (Soil Survey Staff, 1999). El agua del suelo mantenida bajo presión negativa no fluye, en cambio en condición saturada, el agua "libre" fluye desde el suelo a una perforación realizada en el mismo y

la profundidad del nivel de agua se estabiliza después de un tiempo. La franja capilar es el agua que asciende unos pocos centímetros o más, por encima de la capa freática. En ella los materiales solubles pueden ascender en solución y depositarse en la superficie del suelo. La profundidad de la capa freática fluctúa temporalmente y las variaciones son mayores en las posiciones más altas del paisaje. Se puede monitorear durante períodos establecidos midiendo el nivel piezométrico con freatómetros o mediante sonda de neutrones (Evet, 2003).

- **Suelos saturados:** Saturación es un concepto físico que afecta a una zona del suelo. No hay indicadores morfológicos, *per se* en el perfil, y todos los indicadores de campo usados para inferir condiciones de saturación se forman por reducción y no simplemente por saturación. La saturación se puede definir mediante dos caminos; ambas definiciones están relacionadas, pero no son equivalentes (Vepraskas y Sprecher, 1997):

Presión de agua en el suelo: cuando el agua del suelo tiene una presión igual o mayor que la presión atmosférica, y en esos casos el agua fluye por la perforación realizada en el suelo a través de horizontes no saturados. Para medirla se usan piezómetros. El techo de la zona saturada es la capa freática y la zona capilar no es considerada saturada. Los horizontes saturados contendrían agua libre en todos los poros (Taxonomía de Suelos, USDA).

Contenido de agua en el suelo: cuando todos los poros del suelo en un horizonte están llenos de agua, excepto aquellos con aire atrapado. La franja capilar es considerada parte de la zona saturada. El método más común es utilizar una sonda de neutrones (Soil Conservation Service, 1991).

- **Vegetación.** Numerosas especies son indicadoras de drenaje deficiente y ambientes hidromórficos, entre otras, en praderas húmedas, tales como *Baccharis coridifolia*, *Eryngium eburneum*, *Lolium perenne*, *Cyperus sp.*, *Trifolium repens*.

En áreas deprimidas con suelos halomórficos se desarrollan especies adaptadas a anegamiento y exceso de sales solubles y/o sodio intercambiable, tales como *Salicornia sp*, *Atriplex sp.*, *Bassia scoparia*, pelo de chancho o pasto salado

(*Distichlis scoparia*), *Chloris berroi* y *Hordeum stenostachys*. En cubetas con suelos con niveles bajos de sales o sodio intercambiable se encuentran con frecuencia comunidades higrófilas donde predomina el duraznillo blanco (*Solanum glaucophyllum*).

En áreas muy deprimidas o lagunas se desarrollan pajonales donde dominan totora (*Typha dominguensis*, *T. latifolia*), junco (*Schoenoplectus californicus*) y espadaña (*Zizaniopsis bonariensis*) (Matteucci, 2012).

4- Indicadores morfológicos en el perfil de suelo.

a) Tipo de horizontes. Horizontes orgánicos (Oi,Oe,Oa) y minerales (Ag,Bg,Cg). Hay suelos hidromórficos orgánicos y minerales con horizontes formados por ese proceso. La inundación y saturación del suelo por un par de meses o más durante la estación de crecimiento, crean condiciones anaeróbicas suficientes para evitar la descomposición aeróbica u oxidación de hojas, tallos, raíces y otras partes muertas de las plantas, y a veces acumulación de los mismos. Este proceso causa la formación de: a) suelos orgánicos hidromórficos y/o b) suelos minerales hidromórficos;

- **Suelo orgánico:** definición: "suelo en el cual la suma del espesor de las capas conteniendo materiales orgánicos de suelos es mayor que la suma de las capas minerales". Ejemplo de ellos son los descriptos (peat soils) en turberas (peat lands) de Tierra del Fuego (Fig. 1a).

"Peat soil", es un suelo orgánico donde se distinguen los tejidos de las plantas originales con ligera descomposición. "Muck soil", es un suelo orgánico donde los restos vegetales no son reconocibles y posee color más oscuro y mayor cantidad de material mineral que "peat soil".

- **Suelo mineral:** definición: suelo consistente predominantemente y con propiedades dominadas por material mineral, pero puede contener una capa orgánica superficial de hasta 30 cm de espesor. Esta capa, desarrollada en zonas bajas del paisaje, permite diferenciar a los suelos minerales de aquellos adyacentes más altos. Es el caso de los descriptos en la provincia de Buenos Aires en:

Cañada Grande de Oliden, Fig. 1c y d. También en bañados de la llanura costera de los partidos de Berisso y Ensenada, donde en períodos de déficit hídrico acentuado se observa una capa superficial de material orgánico poco descompuesto, de escaso espesor (com. pers. Ing. Giménez).

Es necesario diferenciar los materiales de naturaleza orgánica que constituyen los suelos orgánicos, de los suelos en sí mismos. En los suelos orgánicos, se forman los materiales denominados en la literatura como "peat" y "muck" (material orgánico del suelo en el cual los restos originales de las plantas son reconocibles y material orgánico del suelo donde los restos originales de las plantas no son reconocibles). Hay una secuencia evolutiva desde el grado de menor a mayor descomposición de la MO y desde mayor a menor contenido de fibras identificables, que sería: "peat" – "peaty muck" – "mucky peat" – "muck", y su presencia dan el nombre a los suelos que los contienen (*peat soils*, *peaty muck soils*, etc).

Como la terminología mencionada suele ser dificultosa para aplicar en el campo, no está difundida en nuestro país y no hay hasta el momento una traducción aceptada de esos términos, se podrían utilizar para esos fines, los dados por Taxonomía de Suelos para materiales orgánicos; tendríamos entonces, una secuencia de horizontes teórica que podría encontrarse en una turbera: Oi, Oe, Oa, C, Oi, etc., o en suelos minerales hidromórficos: Oi, A, ACg, Cg.

- *materiales fibricos*, (*peat*), $\frac{3}{4}$ o más de fibras (horizonte Oi, Figura. 1 a, b, c, d). Materiales que forman los suelos del suborden *Fibrist* (T. de S.).
- *materiales hémicos* (equivaldrían a *mucky peat* y *peaty muck*), (horizonte Oe) con un contenido intermedio de fibras. Materiales que forman los suelos del suborden *Hemist*. (T. de S.).
- *materiales sápricos* (*muck*), $< \frac{1}{6}$ de fibras (horizonte Oa). Materiales que forman los suelos del suborden *Saprist* (T. de S.).

Los períodos cortos de humedad no son suficientes para detener la oxidación de MO. Así, cuando el período de saturación es limitado se forman suelos minerales típicos enriquecidos en MO superficialmente (horizontes A), pero sin la acumulación de una capa separada de "peat" o "muck". Esto generalmente produce un color pardo muy oscuro a negruzco en las capas superficiales de suelos húmedos y colores grisáceos en

los subsuperficiales. Fig. 1f y 3a. Las definiciones son tomadas del Glossary of Soil Science Terms (Soil Science Society of America, 2001).

Otro tipo de suelo mineral con características hidromórficas, bien conocidos y estudiados en Argentina, son aquellos que poseen un acuitardo (horizontes Bt, Bx, etc) debajo de los horizontes eluviales. En ellos se genera saturación estacional por capa colgada, y la presencia de horizontes eluviales típicos (horizontes E muy frecuentes en planicies de inundación y áreas planas (Fig. 1e).

b) Rasgos redoximórficos macro- y micro-morfológicos. ¿Qué son los rasgos redoximórficos? Son rasgos formados por períodos alternantes de oxidación y reducción en suelos minerales, constituidos de compuestos cristalinos y amorfos de Fe y Mn. Según la Taxonomía de Suelos (Soil Survey Staff, 2014) son una de las evidencias de condiciones ácuicas del suelo.

¿Qué condiciones se necesitan para formar rasgos redoximórficos? 1) Reducción microbiana de Fe y Mn y formación de formas solubles (ganancia de electrones); 2) exposición a O₂ y formación de oxihidróxidos más o menos cristalinos, insolubles (pérdida de electrones) y con intensidad (chroma) más brillante que la matriz del suelo.

En los suelos minerales, las propiedades morfológicas, llamadas rasgos redoximórficos (redoximorphic features), indican variaciones en el grado de humedecimiento, que pueden inferirse mediante el color y patrón de los mismos. Ellos son, desde mayor a menor grado de hidromorfismo: a) zonas de acumulación de Fe y Mn: concentraciones redox (Fig. 2a y c), b) pérdidas redox (Fig. 3b y c): zonas con intensidad menor que la matriz adyacente y c) matriz reducida (Fig. 1f, 2d y 3a): con baja intensidad y cambio de color por exposición al aire.

Color del suelo: Los procesos biogeoquímicos causantes de la reducción de elementos fácilmente reducibles, como Fe y Mn, tienen un gran efecto sobre el color del suelo y la morfología. Los suelos afectados por prolongada saturación y/o en suelos aeróbicos los óxidos de Fe son importantes agentes colorantes. El Fe en estado oxidado (Fe³⁺), da a los suelos bien drenados sus característicos colores vivos (alta intensidad o chroma) con matices amarillentos, rojizos. En suelos típica-

mente anaeróbicos la falta de óxidos de Fe da colores grises y apagados, de baja intensidad: 0, 1, 2 (Fig. 2d). También produce conspicuas rizósferas oxidadas a lo largo de raíces en muchas hidrófitas (Fig. 2a). El color puede estar enmascarado por óxidos de Mn negros o colores oscuros relacionados con la MO.

En suelos hidromórficos, la prolongada saturación del suelo convierte las formas estables oxidadas (Fe^{3+}) a su estado móvil reducido (Fe^{2+}). Éste es soluble y se mueve dentro y fuera del suelo dejando zonas del suelo grisáceas en suelos arenosos o azuladas, grisáceas o verdosas (gleizadas) en suelos de texturas más finas. Estos parches de color se denominan “pérdidas redox” (redox depletions), porque ellas son evidencia de pérdida de Fe. Cuando el color dominante del horizonte es el resultado de la pérdida generalizada de compuestos de Fe reducido, se denomina matriz de pérdida (depleted matrix). El proceso que causa esas pérdidas se denomina gleización (Fig. 1c y f, 2d y 3a).

El suelo adquiere un color grisáceo y se denomina matriz gleizada (gleyed matrix), cuando el color corresponde a alguno de los matices gley de la Carta de Colores Munsell. En estos casos el color gris refleja el color natural de las partículas minerales del suelo (arena, limo y arcilla) mientras que los azulados suelen indicar la presencia de compuestos de sulfuro ferroso.

Los procesos de gleización y formación de rasgos redoximórficos están fuertemente influenciados por la actividad de organismos anaeróbicos. Ellos reducen el Fe cuando virtualmente no hay oxígeno libre en el suelo y cuando el contenido de MO es bajo pues ésta es el alimento que proporciona su energía. En esas condiciones o temperaturas muy bajas, (debajo del punto de congelamiento) para sustentar actividad microbiana, la gleización no comenzará y no se formarán pérdidas redox (colores gley), aun cuando el suelo pueda estar saturado por períodos largos.

El Fe movilizado durante la reducción se mueve lateralmente y hacia abajo en el suelo, donde puede ser reprecipitado formando concentraciones redox (Fig. 2a y c). La velocidad de reprecipitación se refleja en el patrón de los rasgos redoximórficos: lenta precipitación (aproximadamente 1 mes) forma un patrón grueso y rápida precipitación un patrón fino (aproximada-

mente 3 días). Algunos expuestos a períodos cortos de humedecimiento son variadamente coloreados.

Con respecto a la duración del período de saturación, los suelos que están húmedos la mayor parte del año, tienen colores reducidos (baja intensidad) dominantes en el subsuelo inmediatamente debajo de las capas superficiales y frecuentemente dentro de 30 cm desde la superficie (Fig. 1e). El subsuelo de estos suelos es grisáceo con motas amarillas, anaranjadas o pardo rojizas (motas de alta intensidad). Estos colores más brillantes son concentraciones de óxidos de Fe (redox concentrations) indicando una fluctuación de la capa de agua. Pueden formarse a lo largo de canales de raíces en suelos húmedos porque las raíces de las plantas liberan oxígeno y el Fe soluble (Fe^{2+}) se combina con el oxígeno y forma hierro férrico. Estos canales cubiertos de color anaranjado, llamados rízosfera oxidada (oxidized rhizosphere) son evidencias de plantas que viven bajo condiciones anaeróbicas (Fig. 2a).

En otros casos, la oxidación puede ocurrir a lo largo de poros abiertos en la matriz produciendo un halo anaranjado que se extiende dentro de la matriz. Estos rasgos se llaman poros oxidados (oxidized pore lining) y son la evidencia de una matriz reducida con poros de entrada de oxígeno y oxidación del ión ferroso alrededor de poros.

Los suelos más secos sujetos a cortos períodos de humedad tienen colores brillantes sobre todo (rojo-amarillo, pardo o anaranjado) con motas grisáceas (de baja intensidad). Suelos con humedad de corto término pueden solo tener motas de alta intensidad o carecer de ellas.

El patrón de los rasgos redoximórficos puede revelar información acerca de las variaciones de la saturación en el perfil. Colores rojizos sobre la superficie de los agregados y colores grises en el interior sugieren largo humedecimiento en el interior y superficies mejor drenadas en la superficie de los poros. Ocurre cuando los poros exteriores más amplios drenaban libremente hacia el interior de la matriz. En cambio, una capa de suelo saturado arriba de una capa restrictiva (acuitado) puede tener pérdidas redox alrededor de los poros mayores (macroporos) y colores rojizos (concentraciones redox) en el interior de los agregados, indicando movimiento del agua en los macroporos

permitiendo una reducción a lo largo de ellos.

Los colores y patrones redoximórficos pueden pertenecer a suelos antiguos e indicar condiciones pasadas y no presentes. Además, numerosos autores mencionan la variación de color en función de los cambios topográficos y la hidrología de los suelos, cuyo tratamiento exceden las posibilidades del presente resumen. Se sugiere consultar el libro "Soil Color" (Biggam & Ciolkosz, 1993).

El color se determina mediante la Carta de Colores Munsell (2009), que incluye hojas específicas para los colores gley (matices 2.5Y, 5Y, 10Y, 5GY, 10GY, 5G, 10G, 5BG, 10 BG, 5B, 10B, 5PB y N, donde las letras representan colores del espectro: Y: yellow, amarillo; G: green, verde; B: blue, azul, P purple, púrpura y N neutro o tonos de grises). Recientemente se han desarrollado métodos de procesamiento de imágenes digitales para determinar colores y áreas de rasgos redoximórficos en el laboratorio, como también espectrofotómetros portátiles para mediciones "in situ".

Duración del período de inundación y saturación del suelo. Se ha tratado de relacionar los rasgos redoximórficos con períodos de saturación del suelo midiendo el potencial mátrico mediante tensiómetros (Anderson, 1984). Una forma más sencilla de establecer esta relación fue dada por Richardson & Daniels (1993) y Mausbach & Richardson (1994), citados en Richardson & Vepraskas (2000). Propusieron una secuencia de rasgos redoximórficos y de coloración del suelo para suelos con entre 18-35% de arcilla, en función de las clases de drenaje natural, y grado de hidromorfismo creciente. Así, quedaron incluidos, desde aquellos de alta intensidad, no moteados (suelos bien drenados), pasando por otros hidromórficos, con variedad de moteados, hasta suelos hídricos gleizados con rizósfera oxidada. Esta relación posee valor práctico en descripciones de campo, ya que las clases de drenaje natural son bien conocidas por todos los reconocedores, y es la siguiente:

- Horizontes B con alta intensidad: suelos bien drenados.
- Pérdidas de Fe a lo largo de los poros y colores mezclados de colores de intensidad 3: suelos aireados con saturación ocasional o temporaria.
- Pérdidas redox a lo largo de raíces y superficie de los agregados, con matriz de intensidad de 2 a

3, a veces: suelos pobremente drenados.

- Pérdidas redox a lo largo de la superficie de los agregados con concentraciones redox en el interior de los agregados, con fases más húmedas de éstos teniendo algunos colores gley en el interior de los agregados: suelos pobremente drenados.
- Matriz dominada por matices neutros o gley, con rizósfera oxidada (placas de Fe o pedotúbulos, "pipestems"), y/o concentraciones redox a lo largo de la superficie de los agregados: suelos muy pobremente drenados.

5- Indicadores fisicoquímicos. Suelos químicamente reducidos. Son aquellos suelos donde el oxígeno molecular disuelto (O_2) está virtualmente ausente. El grado de reducción del suelo puede ser caracterizado por la medición de: a) potenciales de óxido-reducción (Eh) y b) presencia de compuestos fácilmente reducibles del suelo. Aunque la Taxonomía de Suelos sólo hace referencia a cantidades de Fe^{2+} que resultan de la reducción del Fe, debido a que éste produce rasgos redoximórficos visibles, otros elementos participan de ese estado en suelos hidromórficos, tales como Mn, Cr, SO_4 , etc.

Las bacterias anaeróbicas tienen un rol mayor en una serie de procesos geoquímicos de "reacciones de óxido-reducción (redox)" que ocurren en suelos inundados y saturados. En suelos inundados, el oxígeno que estaba presente antes de la inundación es rápidamente consumido por los microbios aeróbicos en un par de días. Cuando el oxígeno es consumido y los microbios aeróbicos desaparecen, los microorganismos anaeróbicos facultativos y obligatorios se hacen activos y se reduce la velocidad de mineralización de la MO. Los suelos se hacen químicamente reducidos. Los términos "oxidado" y "reducido" se usan para describir si el sistema suelo posee o no, oxígeno disponible para la respiración aeróbica de los microorganismos. La reducción en el suelo puede ser provocada por la saturación con agua, pero sólo si el contenido de MO y la temperatura permiten la actividad microbiana.

Los procesos de oxidación y reducción se expresan en términos de potencial redox (Eh, voltios) o del logaritmo negativo de la actividad del potencial de electrón (pe). El proceso de óxido-reducción afecta a varios pares iónicos aunque los que modifican el color del suelo son principalmen-

te los estados del Fe, del Mn, y de las relaciones Fe/Mn. Hay una fuerte relación entre el comportamiento de las formas de Fe y Mn y los valores de Eh y pH, en suelos con distintos grados de humedad. El Fe^{2+} es soluble en correspondencia con pH debajo de 8 y bajos valores de Eh. El campo de Mn soluble es mayor que el de las formas precipitadas, contrariamente a lo que ocurre con el Fe. Pueden producirse las siguientes situaciones:

- Mn^{2+} y Fe^{2+} solubles en suelos ácidos;
- Mn^{2+} soluble y Fe precipitado en suelos ácidos y neutros con alto Eh, y ligeramente alcalinos con bajos valores de Eh;
- Mn y Fe insolubles en suelos neutros y alcalinos con altos valores de Eh y suelos muy alcalinos.

En suelos totalmente saturados con agua el Fe está en fase soluble en suelos ácidos, e insoluble en suelos alcalinos. El Mn está casi siempre en una fase soluble. El Mn está siempre reducido a valores más altos de Eh que el Fe; por esa razón es el primero en movilizarse cuando el suelo se satura y el último en oxidarse y hacerse inmóvil, cuando el suelo se seca. Así el Mn es más móvil. Relacionando los valores de Eh con posibles cambios de humedad del suelo, se observa que:

- Si el período de anaerobiosis es corto, el decrecimiento de los valores de Eh es escaso y afecta solamente al Mn, el cual se reduce y en estado móvil puede ser lixiviado del perfil, o se acumulará como nódulos e hiporrestimientos cuando el suelo se seque en el próximo ciclo;
- Si el período de anaerobiosis es más prolongado el Eh decrece lo suficiente para reducir también Fe.

En condiciones normales de saturación con agua, los iones solubles Fe^{2+} y Mn^{2+} se redistribuyen en el perfil del suelo formando compuestos reducidos produciendo colores grisáceos, más o menos azulados o verdosos, o son eliminados del suelo produciendo blanqueamiento y dejando horizontes más o menos grisáceos. Por el contrario, en condiciones oxidantes, Fe y Mn están en estado oxidado por tanto inmóviles formando acumulaciones de compuestos de color negro intenso, rojo marrón ó amarillo.

Varios elementos son reducidos en una secuencia que comienza con el nitrato (Patrick & Jugsujinda, 1992; Imbellone, et al., 2001).

Inicialmente se convierte el nitrato a nitrógeno libre, proceso llamado desnitrificación. Luego, microbios selectivos reducen Mn, de mangánico (Mn^{4+} , forma oxidada) a manganoso (Mn^{2+} , forma reducida). Fe es el próximo elemento que pasa de Fe férrico (Fe^{3+} , forma oxidada) a ferroso (Fe^{2+} , forma reducida). El proceso continúa con microbios reduciendo los sulfatos y carbono y produciendo sulfuro de hidrógeno (olor a huevos podridos) y metano (sin olor). La producción de estos 2 últimos se inicia después de largo tiempo de saturación, 1 a 2 meses.

El aumento del contenido de agua en el suelo produce una disminución de la fase gaseosa, por lo tanto, se puede efectuar un diagnóstico del proceso de hidromorfismo mediante parámetros que reflejen el estado de aireación del suelo. Dichos parámetros pueden ser físicos (medición de macroporosidad, permeabilidad al aire, etc.); químicos (contenido de O_2 , CO_2 , etileno, Fe^{2+} , potencial redox, etc) y biológicos (actividad enzimática, cociente respiratorio, etc). Glinski et al. (1990) efectúan una síntesis de los métodos utilizados para medir el estado de aireación del suelo.

Metodología. Para establecer el estado reducido del suelo se utilizan los siguientes métodos:

- 1) prueba colorimétrica de campo usando una solución de α - α' *dipiridil* para detectar la presencia de ion ferroso.
- 2) medidas del potencial redox mediante electrodos de platino, en campo o laboratorio.
- 3) medición de la composición química de la solución del suelo. Unas y otras determinaciones requieren numerosas medidas secuenciales en el tiempo (aplicando métodos estadísticos), asimismo, se pueden detectar inexactitudes en la respuesta.

Las muestras recolectadas en el campo para hacer las distintas determinaciones se deben colocar en envases herméticos opacos a la luz y recubiertos con papel metálico. Se transportan y almacenan refrigeradas y las determinaciones se hacen dentro de las 24 horas de la extracción de las muestras.

- α - α' *dipiridil*: El conocimiento de esta técnica proviene de investigaciones químicas realizadas en la solución del suelo y donde se alerta acerca

de la exactitud del método (Ignatieff, 1937). Es una reacción colorimétrica que desarrolla color rosa mediante la aplicación del reactivo (solución 0,2% de α - α' dipiridil en ácido acético al 10% o amortiguada con acetato de amonio 1N) en una fractura fresca de suelo húmedo, e indica la presencia de Fe^{2+} .

• **Medición del potencial redox:** el potencial redox es una medida cuantitativa de la disponibilidad de electrones e indica la intensidad de la oxidación o reducción en sistemas químicos y biológicos. Se puede medir en el suelo instalando electrodos de platino en forma permanente o no. Para las mediciones de Eh se utiliza un equipo con voltímetro y amperímetro, electrodos con punta de platino (Pt) y un electrodo de calomel como referencia. Los electrodos de Pt se calibran mediante solución de Zobell (1946), y según la ecuación sugerida por Lévy & Toutain, adaptada para el electrodo de calomel: $Eh = 183 \text{ mV} + 2,4 (25 - t)$. Los valores de Eh se corrigen para pH 7 a fin de compararlas entre sí. Para efectuar la corrección se toma el factor $dE (V) / dpH = -0,05974 \text{ volts}$, (Bohn, 1971). Las medidas de Eh se pueden realizar separadas por períodos establecidos, *in situ* (Vizier, 1970) o, en laboratorio, en distintas profundidades u horizontes y tomando, al menos tres medidas en cada uno y por electrodo (Fig. 4).

• **Determinación de Fe^{2+} , Mn^{2+} y humedad:** se pueden realizar en los perfiles completos. El Fe^{2+} , colorimétricamente con O-fenantrolina, previa extracción con Cl_3Al al 3% (Ignatieff, 1941); y el Mn^{2+} por absorción atómica. La humedad se determina gravimétricamente mediante secado en estufa a 105 °C hasta peso constante por métodos convencionales. **Valores de referencia.** Se mencionan a continuación intervalos de valores de referencia encontrados en suelos de la Región Pampeana, tomando mediciones secuenciales durante dos años para los sistemas naturales y durante dos ciclos de crecimiento para los sistemas antrópicos, y utilizando los métodos mencionados (Imbellone et al., 2001, 2009).

- En sistemas ligeramente hidromórficos, en Argialboles de planicie de inundación, Eh: 812- 276 mV; Fe^{2+} : 0 - 1,58 mg.kg⁻¹; Mn: 0-26,6 mg.kg⁻¹.

- En sistemas moderadamente hidromórficos de la planicie costera del río de la Plata, en Natracuertes: Eh: 540-215 mV; Fe^{2+} 0-11,43 mg.kg⁻¹; Mn^{2+} : 0,9-389 mg.kg⁻¹. Fluvacuertes: Eh: 535- (-

54) mV; Fe^{2+} : 0-94 mg.kg⁻¹; Mn^{2+} : 0-276 mg.kg⁻¹.

- En arrozales: Eh:80-571 mV; Fe^{2+} : 350- 0 mg.kg⁻¹; Mn^{2+} : 402-1,7 mg.kg⁻¹.

6- Minerales secundarios. Los procesos de óxido-reducción afectan el color de los suelos, por el estado de oxidación de compuestos fácilmente reducibles y sus formas mineralógicas, tanto como por la MO, estado de humedad del suelo y el color del material originario.

Goethita (7,5YR - 2,5Y), hematita (7,5R-5YR-5R), lepidocrocita (5YR-7,5YR luminosidad), y ferrihidrita (5YR-7,5YR luminosidad) y maghemita (2,5YR-5YR) son óxihidróxidos de Fe inmóviles que producen colores desde amarillo a rojo. La cantidad de hematita es usualmente responsable del enrojecimiento del suelo. Es típica de suelos aeróbicos de los trópicos y subtropicos y también en suelos de climas templados en material calcáreo bien drenado. En cambio, la lepidocrocita es propia de sistemas anaeróbicos/aeróbicos en suelos de subgrupos ácuicos de regiones templadas. La ferrihidrita se forma por oxidación rápida en ambientes húmedos. En suelos sulfato ácidos de marismas y regiones costeras se forma jarosita (5Y), que es un sulfato de Fe con color amarillo y tapiza los poros del suelo. La vivianita es un sulfato de color azulado. También hay compuestos denominados green rusts que son una mezcla de hidróxidos Fe^{2+} - Fe^{3+} inestables, que cambian de color rápidamente ante condiciones oxidantes y son difíciles de estudiar. La determinación de óxidos pedogenéticos cristalinos y amorfos, también se hace por métodos químicos tradicionales. Además de la mineralogía estimada mediante el color, hay numerosos métodos mineralógicos específicos para determinar la naturaleza de los minerales secundarios formados en ambientes húmedos (Dixon & Weed, 1989).

7- Conceptos taxonómicos (Taxonomía de Suelos, 2014) y cartográficos. Los suelos saturados con agua y químicamente reducidos al punto que el oxígeno disuelto (O_2) virtualmente desaparece se definieron por tener "un régimen de humedad ácuico" (Soil Survey Staff, 1975); muchos de esos suelos están asociados con humedales. Debido a dificultades para aplicar este concepto en el campo, Vepraskas (1996) desarrolló un término más explícito: "condiciones

ácuias". El mismo se aplica a suelos que experimentan saturación y reducción periódica o continua, y poseen evidencia morfológica (rasgos redoximórficos) de esas condiciones. Estos conceptos fueron tomados por la Taxonomía de Suelos, y se introdujeron en la edición de 1992 en la sección "aquic conditions" (Soil Survey Staff, 1992). Los mismos se mantienen y amplían en la actualización 2014 de las Claves para la Taxonomía de Suelos (Soil Survey Staff, Keys to Soil Taxonomy, 2014).

Los elementos considerados en las condiciones ácuicas son: saturación, grado de reducción y rasgos redoximórficos. Se definieron 3 tipos de saturación para identificar los procesos que causan saturación en relación a la ubicación en el perfil del suelo, y origen de la saturación: endosaturación, episaturación y saturación antrácuica. Endosaturación: la saturación periódica ocurre desde 2 m debajo de la superficie del suelo hasta alguna capa arriba del mismo. Es decir, se moja de abajo hacia arriba y es producida por la capa freática. Episaturación puede considerarse un humedecimiento de arriba hacia abajo con horizontes saturados arriba de los 2 m de profundidad y con una o más capas no saturadas debajo de la zona saturada. Las capas saturadas se llaman frecuentemente "capas colgadas" ("perched water tables") y se forman donde hay zonas más húmedas o mojadas arriba de una impermeable como "claypan", "hardpan" ó till basal denso. Si la inundación es controlada por actividad humana, como en cultivo de arroz, la saturación se llama antrácuica (anthric). Este es un tipo de episaturación donde ocurre reducción en una capa superficial saturada, pero el proceso de oxidación ocurre en la zona infrayacente no saturada. En este caso se requieren colores específicos, rasgos redoximórficos y tenores de Fe total extractable.

El **grado de reducción** (ya mencionado en metodología): es indicado por el estado de oxidación del Fe mediante la aplicación de: $\alpha - \alpha'$ dipiridil en solución neutra de acetato de amonio 1 N, o, solución 0,2 % de $\alpha - \alpha'$ dipiridil con 1N de acetato de amonio, en la fractura fresca de un agregado; la presencia de color rojo intenso indica la presencia de Fe en estado reducido (Tinner, 1999, pag.175).

Rasgos redoximórficos: son producidos en el perfil del suelo por la reducción y oxidación de compuestos de Fe y Mn. Pueden ser: *Concentraciones redox:* Incluyen: (1) nódulos y concreciones; (2) cuerpos blandos de forma variable dentro de la matriz y (3) revestimientos en poros. *Pérdidas redox:* Son zonas de intensidad baja (2) originadas por disminución en el contenido de: (1) óxidos de Fe y Mn (albanes o neoalbanes) o, (2) óxidos de hierro y manganeso y arcilla (revestimientos de limo o esqueletanes). *Matriz reducida:* Matriz de suelo que tiene baja intensidad "in situ" pero experimenta una variación en matriz o intensidad dentro de los 30 minutos de exposición del material al aire. En suelos que no tienen rasgos redoximórficos visibles, una reacción positiva al $\alpha - \alpha'$ dipiridil satisface la exigencia de estos rasgos.

Suelos hídricos. Un concepto cartográfico en la delimitación de humedales, son los suelos hídricos (USDA, 2010, <http://soils.usda.gov/use/hydric>). Definición: suelo formado bajo condiciones de saturación, inundación o encharcamiento (ponding) suficientemente largas durante la estación de crecimiento, para desarrollar condiciones anaeróbicas en la parte superior del mismo. Los indicadores de campo son: propiedades morfológicas asociadas a la definición, que persisten durante los períodos estacionales secos y húmedos. Están listados para: a) suelos con cualquier textura; b) suelos arenosos; c) suelos francos y arcillosos; d) suelos problemáticos, en los cuales los rasgos redoximórficos están enmascarados por la MO y el color de la matriz, o no se forman por: escasa cantidad de carbono soluble, escaso contenido de Fe, alto pH, baja temperatura o agua freática aireada. Este es un concepto no desarrollado en el país y no hay cartografía específica al respecto (Darío Rodríguez com.personal). No se estudian específicamente como uno de los elementos para la delimitación de humedales jurisdiccionales; sólo se mencionan y/o describen, a veces, suelos encontrados en humedales, según conceptos genéticos/taxonómicos tomados de los mapas de suelos, algunos de la década de los años 60'.

Condiciones ácuicas versus suelos hídricos (Vepraskas & Sprecher, 1997). Ambos conceptos comparten similitudes y diferencias, algunas se

mencionan a continuación. Las principales diferencias son: Saturación y reducción: En ambos casos los suelos deben estar saturados, pero la Taxonomía de Suelos (USDA) emplea una definición de presión de agua que no incluye la zona capilar; en cambio, el Servicio de Conservación de Suelos define la saturación para suelos hídricos sobre la base del contenido de agua e incluye la zona capilar (Soil Conservation Service, 1991).

La duración de la saturación no está especificada para ninguno de los 2 casos, pero para condiciones ácuicas la saturación puede ocurrir en cualquier momento durante el año, en cambio para suelos hídricos deber ser durante la estación de crecimiento. Además, en el primer caso la saturación debe ser confirmada por observación directa o medida, requerimientos no solicitados para los segundos.

Para condiciones ácuicas se requiere reducción de Fe (Fe^{2+}) en cualquier momento del año, mientras que para suelos hídricos condiciones anaeróbicas (O_2 , N, Fe, Mn, o S) durante la estación de crecimiento. Con respecto a la profundidad requerida para condiciones ácuicas, saturación y reducción de Fe deben ocurrir dentro de los 50 cm superiores del suelo para ser definido como un suborden de la Taxonomía de Suelos. Los suelos hídricos pueden estar saturados hasta la superficie por la franja capilar lo que significa que el nivel freático no necesita estar en superficie, pero su profundidad crítica varía según la textura de los suelos (suelos arenosos, la capa de agua debería estar en los 15 cm superiores, francos y arcillosos dentro de los 30 cm superiores (USDA- NRCS, 1996).

Suelos subácueos. Son los suelos cubiertos por cuerpos de agua permanente y poco profundos que están incluidos en la Taxonomía de Suelos desde la versión 2010, para dos órdenes: Entisoles e Histosoles. Su estudio permite extender el área de interés de la Pedología más allá del límite "tierra-agua". Este es un concepto no desarrollado en el país por pedólogos. Para su estudio se requiere instrumental que haga posible la obtención de testigos del fondo de lagunas, lagos, marismas, etc. Su utilización es promisoria en procesos de contaminación además de ser reservas ecológicas.

CONSIDERACIONES FINALES

En Argentina se han estudiado desde la óptica

pedológica los suelos hidromórficos minerales, muy escasamente los orgánicos y no se han abordado tanto los suelos hídricos como los suelos sub-ácueos. El estudio de todos ellos es complejo y requiere un minucioso trabajo de campo con el registro detallado, no solo de los rasgos redoximórficos, sino como también de la ecología, la hidrología y la geoquímica de superficie. El manejo de esta información es fundamental para el diseño de emprendimientos de uso y manejo de esos ámbitos, muy poco aprovechados hasta ahora.

BIBLIOGRAFÍA

- Anderson, J. 1984. Part II. Soil Mottling, an indication of saturation. *Soil Surv. Hor.*, winter 1984: 13-15.
- Bigham, J & E Ciolkosz (Eds.). 1993. *Soil Color*. SSSA Special Pub. Number 31. Soil Sci. Am. Inc. USA. 159 pp.
- Bohn, H. 1971. Redox Potentials. *Soil Sci.* 112: 39-45.
- Dixon, J & S Weed (Eds.). 1989. *Minerals in soil environments*. Soil Sci. Soc. Am., Inc. USA. 1244 pp.
- Evett, S. 2003. Soil water measurements by neutron thermalization. *Conservation Res. Lab., USDA-ARS*. 889-893.
- Glinsky, J; Z Stepniewska & W Stepniewski. 1990. Indicators of soil aeration. n: Ernst Schlichting *Gedächtniskolloquium, Tagungsband*. (Eds.) Stahr, L; Blume & H Jahn, R. Stuttgart-Hohenheim. 75-85.
- Ignatieff, V. 1937. Method for determining ferrous iron in soil solutions and a study of the effect of light on the reduction of iron by citrate and 2:2'-dipyridyl. *J. Soc. Chem. Ind.* 56: 407-410.
- Ignatieff, V. 1941. Determination and behavior of ferrous iron in soils. *Soil Sc.* 51: 249-263.
- Imbellone, P; B Guichon & J Giménez. 2001. Dynamics of physical-chemical properties in soils with anthropic flooding, Buenos Aires Province, Argentina. *Soil Sci.* 166: 930-939.
- Imbellone, P; B Guichon & J Giménez. 2009. Hydromorphic soils of the Río de la Plata coastal plain, Argentina. *Latin Am. J. Sed. B. An.* 16: 3-18.
- Imbellone, P; J Giménez & J Panigatti. 2010. Suelos de la Región Pampeana. Factores de formación. Ediciones INTA. 288 pp.
- Matteucci, S. 2012. Ecorregión Pampa. In: *Ecorregiones y complejos ecosistémicos argentinos*. (Eds.) Morello, J; S Matteucci; A Rodríguez & M Silva) Cap. 12: 391-445. Buenos Aires.
- Munsell Color. 2009. *Soil-Color Charts*. Grand Rapids, MI, USA.
- Patrick, W & A Jugsujinda. 1992. Sequential reduction

and oxidation of inorganic nitrogen, manganese, and iron in flooded soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56: 1071-1073.

- Ponnampertuma, F. 1972. The chemistry of submerged soils. *Ad. Agr.* 24: 29-96.

- Richardson, J & M Vepraskas (Eds). 2000. *Wetland soils*. Lewis Publishers, Boca Raton, 417 pp.

- Schoenenberger, P; D Wysocki; D Benham & W Broderson. 2000. Libro de campaña para descripción y muestreo de suelos. National Soil Survey Center, U.S. Dep. Agr. Traducido por investigadores del Instituto de Suelos, INTA, Argentina.

- Soil Conservation Service. 1991. *Hydric soils of the United States*. USDA-SCS Misc.Publ. 1491. Natl tech comm on Hydric Soils, Lincoln. NE.

Soil Science Society of America. 2001. *Glossary of Soil Science Terms*, Madison, WI, USA. 135 pp.

- Soil Survey Staff. 1992. *Keys to Soil Taxonomy*. 5ª edición. Soil Management Support Services. Soil Conservation Service. U.S.Department of Agriculture. SMSS Technical Monography N° 19. Pacahontas Press Inc. Blacksburg. Virginia, 556 pp.

- Soil Survey Staff. 1993. *Soil Survey Manual*. United States Department of Agriculture. Handbook No. 18. Washington, DC. 437 pp.

- Soil Survey Staff. 1975, 1999. *Soil Taxonomy*. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Agriculture Handbook No.436. United States Department of Agriculture. Washington, DC.

- Soil Survey Staff. 2014 (y versiones anteriores). *Keys to Soil Taxonomy*. 12th edition. United States Department of Agriculture. Washington, DC. 360 pp.

Taboada, M & R Lavado. (Eds.), 2009. *Alteraciones de la fertilidad de los suelos*. Editorial Facultad de Agronomía, Buenos Aires.163 pp.

- Tiner, R. 1999. *Wetland indicators*. A guide to wetland identification, delineation, classification, and mapping. Lewis Publishers. Boca Raton USA. 392 pp

- USDA-Natural Resources Conservation Services, 1996. *Field indicators of hydric soils in the United states*, USDA-NRCS, Washington, D.C.

USDA. 2010. *Field indicators of Hydric Soils in the United States*. Versión 7.0. 2010. <http://soils.usda.gov/use/hydric>

- Vepraskas, M. 1996. Redoximorphic features for identifying aquic conditions. Tech Bulletin 301. North Carolina Agr. Res. Serv. North Carolina State University, Raleigh.

- Vepraskas, M & S Sprecher (Eds.). 1997. *Aquic Conditions and Hydric Soils: The problem soils*. SSS Special Publication Number 50, Soil Sc. Soc. Am. Inc. 156 pp.

- Vizier, J. 1970. Étude des phénomènes d'hydromorphie et de leur déterminisme dans quelques types de sols du

Tchad. *Cahiers de l'ORSTOM, Pédologie* 8: 33-47.

- Zobell, C. 1946. Oxidation-reduction potential of marine sediments. *Bull. Am. Ass. Petroleum Geologists* 30: 477-511.



Figura 1. Suelos orgánicos: a) turbera (peat land) en la estancia Harberton, Tierra del Fuego; b) Suelo de turbera (peat soil) con vegetación típica. **Suelos minerales:** c) suelo de “cañada”, Buenos Aires, con depósito orgánico superficial (Oi), poco descompuesto, formado por acumulación de restos de espadaña, en períodos de déficit hídrico (Oi, A, Cg); d) detalle de la anterior, con capa de material fibroso de espesor menor al requerido para epipedón Hístico (20-40 cm), Acuent; e) suelo con horizonte E, Venado Tuerto, Córdoba (A,E,Bt), Natracualf, f) suelo con horizontes superiores oscuros y subsuelo de matriz gleyzada (A,Cg) con algunas concentraciones redox, Acuent.

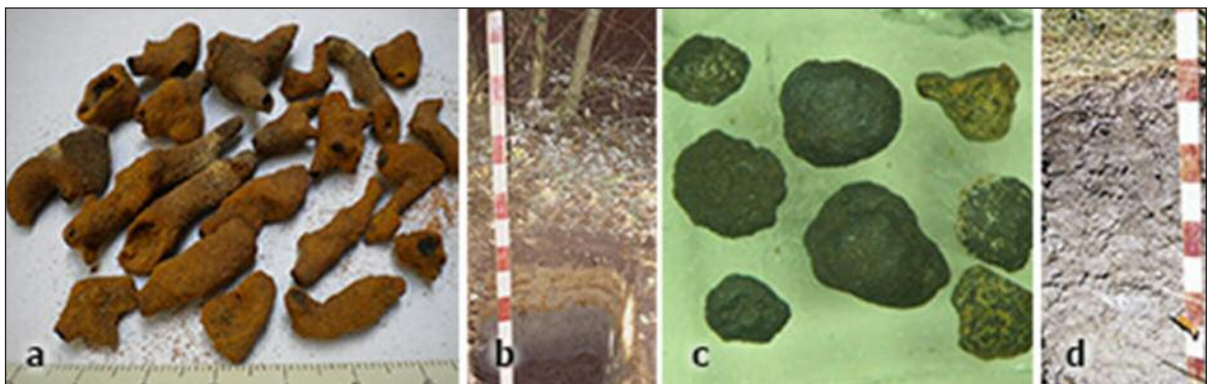


Figura 2. Concentraciones redox en suelos con condiciones ácuicas. 2a) rizósfera oxidada “pipestems” del horizonte 2Cxg (2,4 % de arcilla) de un suelo arenoso, Fluvacuent (2b); 2c) nódulos y concreciones del horizonte Bssg₁ (67% de arcilla, color de la matriz, h, 2,5Y 3/2) en un suelo arcilloso, Natracuol (2d))

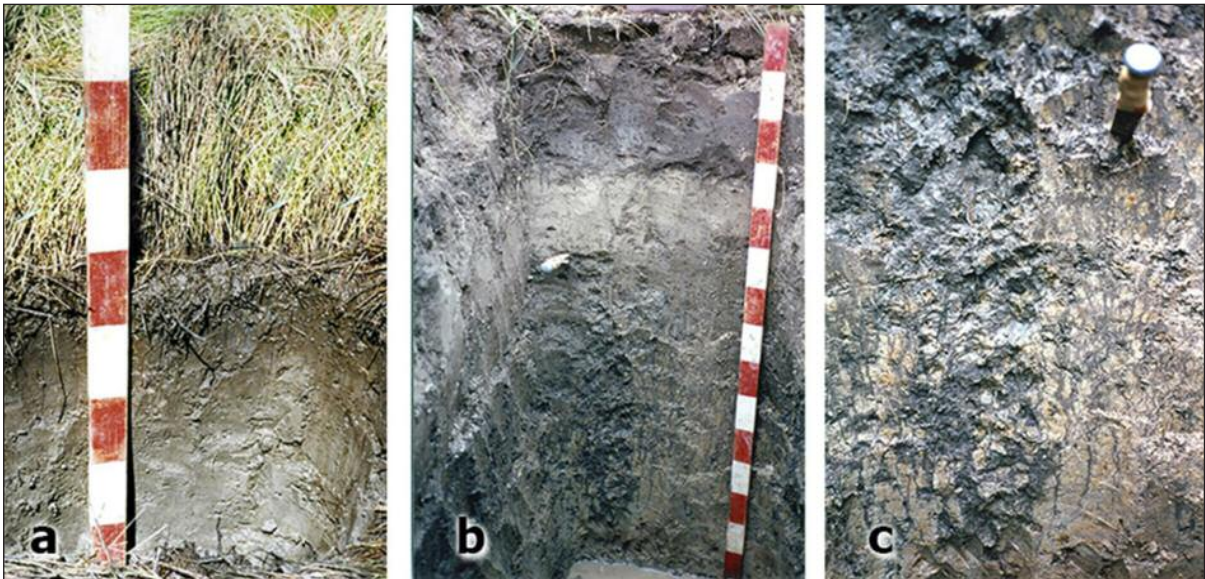


Figura 3. Suelos minerales con rasgos redoximórficos. a) suelo con matriz reducida y horizontes superficiales oscurecidos, con encharcamiento periódico y nivel freático cercano, Natracuert; b) suelo de planicie aluvial con encharcamiento estacional corto y capa freática a 1,50 m, Argialbol; c) detalle de los horizontes subsuperficiales, de b) con colores abigarrados dados por pérdidas y concentraciones redox.

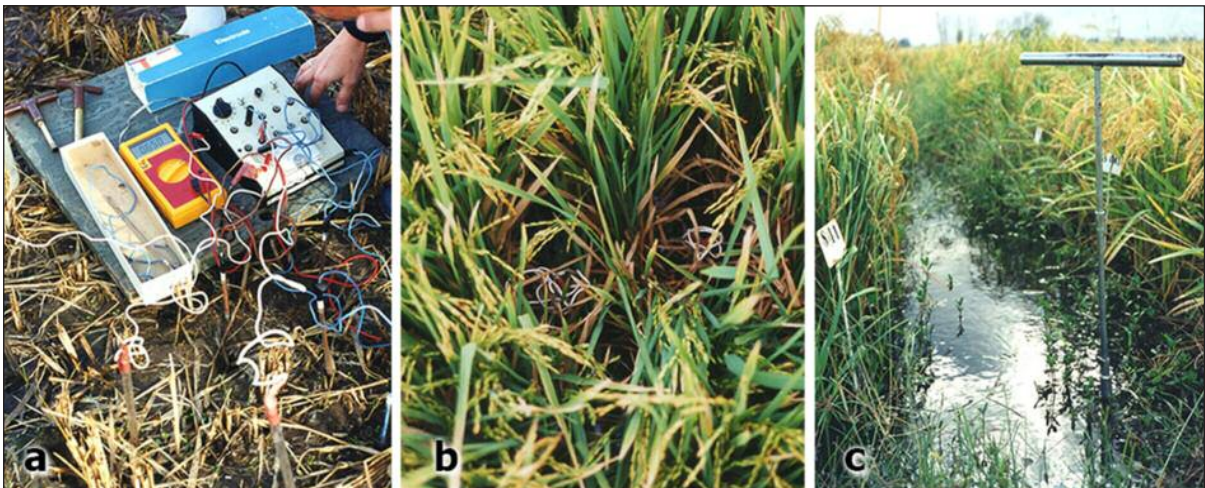


Figura 4. Medición del Eh en el campo: a) milivoltímetro y conjunto de electrodos móviles insertados superficialmente en el suelo, después de cosechar el arroz; b) electrodos dejados insertados en el suelo desde el período de preanegamineto del cultivo; c) barreno sacabocado para hacer orificios a distintas profundidades a fin de insertar electrodos largos.

2

PERFIL CULTURAL: Un método para evaluar el estado de la estructura del suelo

El perfil cultural es un método de evaluación visual de la estructura del suelo basado en los conceptos de Henin et al. (1969) para analizar el efecto de las labranzas, compactación y el clima sobre la estructura del suelo y el impacto de ésta sobre el crecimiento de los cultivos.

El método original fue desarrollado por Manichon (1982, 1987) sobre suelos laboreados en forma convencional, explicitado en una guía para su aplicación por Gautronneau & Manichon (1987) y aplicado para la modelización de la evolución de la estructura bajo diferentes sistemas de cultivo (Roger-Estrade et al., 2004). En Argentina el método se aplicó para la evaluación de diferentes sistemas de labranzas y rotaciones en ensayos en INTA (De Battista et al., 1992-1993), en campo de productores (Gonzalez Montaner et al., 1996; Ferreras et al., 1998), en relevamientos zonales para cuantificar la importancia de la compactación (De Battista et al., 1997) en la evaluación del efecto de diferentes rodados (Gerster et al., 2008; Gerster, 2009), en la identificación de factores limitantes del cultivo de soja (Bacigaluppo et al., 2006) y en la evaluación del efecto de diferentes descompactadores sobre la estructura (Elisei et al., 2012).

Desde 1970 en Norte América y desde los 90 en Sud América y Australia hubo un rápido incremento del área bajo labranza reducida primero y siembra directa luego. Principalmente bajo siembra directa continua la evolución del estado estructural depende principalmente del clima, la macrofauna del suelo, el efecto de las raíces de los cultivos y de las condiciones hídricas con las que se transite siendo los cambios más lentos y menos marcados que bajo laboreo. En estas circunstancias, el método del perfil cultural tal como fue el-

borado no permitía una evaluación precisa de los procesos de regeneración de porosidad por las raíces en una zona compacta por lo que Tavares Filho et al. (1999) adaptaron el método a los suelos tropicales bajo siembra directa donde la acción de la biota es muy intensa. Por otra parte tampoco había una forma apropiada para describir la estructura laminar muy frecuente en siembra directa continua. Sasal et al. (2006) y Boizard et al. (2013) muestran la importancia de la estructura laminar (platy structure) en suelos limosos que sufren procesos de humectación y desecamiento. Sasal et al. (2017) muestran el rol que juega este tipo de estructura en la dinámica del agua en el suelo y la necesidad de diferenciarlo del estado Φ (compactado con fisuras).

A partir del workshop organizado por el ISTRO en Maringá (Brasil) en 2014 y un posterior seminario en Lyon (Francia) se convino realizar un trabajo colaborativo a fin de adaptar el método del perfil cultural a las situaciones encontradas bajo siembra directa. Como resultado de dicho trabajo Boizard et al. (2017) muestran las ventajas de la nueva versión del método incorporando el estado P (platy) para diferenciar la estructura laminar y como poner de manifiesto la acción de la macrofauna y raíces sobre la estructura con ejemplos en zonas edafoclimáticas muy diferentes fundamentando los cambios propuestos. Un resumen de los casos analizados en Argentina fueron presentados por Sasal et al. (2016). La descripción del método que se presenta a continuación es extraída y adaptada a partir de Boizard et al. (2017).

DESCRIPCIÓN DEL MÉTODO

En un campo cultivado la variabilidad espacial del estado físico del suelo no es aleatoria sino

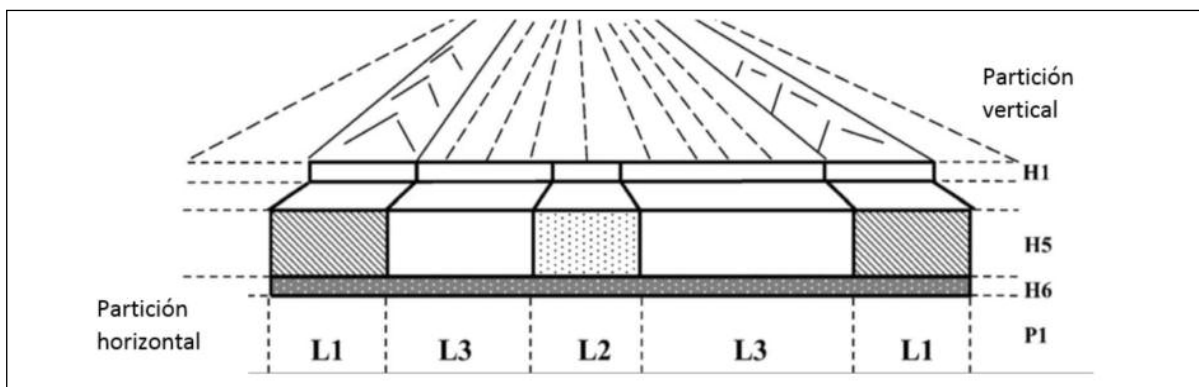


Figura 1. Partición lateral y vertical. Partición vertical: H1 cama de siembra; H5 parte del Ap no laboreada desde el último arado, H6 piso de arado; P1 primer horizonte no afectado por la labranza. Partición horizontal: L1 zona afectada por las ruedas de las máquinas cuyas huellas son visible en la superficie del suelo; L2 zona pisada durante las labores secundarias; L3 parte del perfil no pisada desde el arado. Adaptado de Roger-Estrade et al. (2004).

principalmente debida a las labranzas y el tráfico por lo que la descripción debe hacerse en la cara de una calicata perpendicular al sentido de las labranzas y de un ancho suficiente para incorporar la variabilidad presente.

Primera etapa: Se comienza realizando una partición lateral y vertical del perfil (Fig. 1). En sentido vertical pueden diferenciarse horizontes según la profundidad de trabajo de las distintas intervenciones culturales y lateralmente la partición corresponde a las zonas pisadas por los rodados posteriores al último arado. En Argentina no es frecuente distinguir muchos horizontes ya que aún donde se laborea en forma convencional esta no es muy profunda.

Segunda etapa: En cada compartimento se delimitan unidades morfológicas con una estructura homogénea y se realiza una descripción inicial de la estructura teniendo en cuenta: la disposición espacial de los agregados y terrones, grado de compactación, fisuras y residuos orgánicos. Se distinguen tres tipos de unidades morfológicas: "O" muy fragmentada con abundantes agregados pequeños; "B" caracterizada por terrones decimétricos y vacíos producto de una fragmentación limitada y "C" estructura masiva en la que los agregados no se pueden distinguir. Cuando en C aparecen fisuras verticales importantes se describe como CR para indicar una fuerte actividad de contracción-hinchamiento. Esto se observa frecuentemente en los Vertisoles de Entre Ríos.

Tercera etapa: Consiste en la apreciación de porosidad en el interior de los agregados a ojo desnudo quebrando terrones de más de 2 cm de diámetro y observando las caras de ruptura. Se pueden distinguir cuatro tipos de morfología de los terrones o estado interno (Fig. 2).

En los sistemas de cultivo sin laboreo la macro y mesofauna del suelo y las raíces juegan un rol muy importante en la generación de bioporos y en consecuencia en la evolución de la estructura. Para tener este efecto se complementa la descripción de la porosidad con el criterio b (de biología) cuando la actividad biológica es identificable en los tipos Γ , Δ , Φ o P. Se diferencian dos valores de este criterio b1: cuando se observan macroporos tubulares independientemente de su origen (fauna o raíces) y b2 cuando además de los bioporos se observan deyecciones recientes o más o menos antiguas que rodean o unen pequeños agregados (Fig. 3).

Cuarta etapa. Una vez delimitadas las diferentes unidades morfológicas en el perfil se realiza un plano a escala o se toman fotografías para luego realizar un análisis de imágenes y poder calcular la superficie ocupada por los diferentes estados estructurales los que se pueden referir en relación al total del perfil. Este cálculo permite cuantificar el estado de la estructura y realizar comparaciones entre distintas situaciones (por ejemplo: rotación vs monocultivo, efecto del pasaje de diferentes herramientas, efecto de diferente tipo de neumáticos, etc.) Como ejemplo presentamos el per-

fil realizado en Paraná sobre un Argiudol ácuico serie Tezanos Pinto con monocultivo de soja en siembra directa (Fig. 4).

CONSIDERACIONES FINALES

El método del perfil cultural es una herramienta muy útil para evaluar el efecto de sistemas de cultivos, analizar la modificación de la estructura del suelo por las herramientas y analizar la evolución de la misma a partir de la interacción de agentes naturales y las intervenciones antrópicas.

La principal limitante para su aplicación en ensayos es el carácter destructivo y el tiempo requerido para completar la descripción lo que complica su utilización en relevamientos rápidos en campos de productores.

La localización y cuantificación de los diferentes estados físicos en el perfil permite orientar las mediciones de otros parámetros como densidad aparente, infiltración, resistencia a la penetración, disminuyendo la variabilidad de las mismas y mejorando su interpretación.

BIBLIOGRAFÍA

- Bacigaluppo, S; J Dardanelli; G Gerster; A Quijano; M Balzarini; M Bodrero; J Andreani & J. Enrico. 2006. Variaciones del rendimiento de soja en el sur de Santa Fe. Factores limitantes de clima y suelo. Mercosoja 2006 Resúmenes de trabajos y conferencias presentadas, pp 57-70.
- Boizard, H; J Peigné; M Sasal; F Guimaraes; D Piron; V Tomis; J Vian; S Cadoux; R Ralisch; J Tavares Filho; D Heddad; J De Battista; A Duparque; J Franchini & J Roger-Estrade. 2017. Developments in the "profil cultural" method for an improved assessment of soil structure under no-till. *Soil Till. Res.* 173: 92-103.
- Boizard, H; S Yoon; J Léonard; S Lheureux; I Cousin; J Roger-Estrade & G Richard. 2013. Using a morphological approach to evaluate the effect of traffic and weather conditions on the structure of a loamy soil in reduced tillage. *Soil Tillage Res.* 127: 34-44.
- De Battista, J; A Andriulo & C Pecorari. 1992-1993. El perfil cultural: Un método para la evaluación de sistemas de cultivo. *Ciencia del Suelo* 10-11: 89-93.
- De Battista, J; C Pecorari & R. Albrecht. 1997. Evaluación del estado estructural en suelos con agricultura continua en siembra directa. INTA EEA Rafaela. Información Técnica N 205 12 pp.
- Elisei, J; B Bonel; C Irurtia; S Montico; C Senigagliesi & R Mon. 2012. Descompactación de un Argiudol típico mediante el uso de escarificadores. XXIII CACS Mar del Plata, Argentina – 16 al 20 de abril de 2012. CD Actas trabajo 0248.
- Ferreras, LA; JJ De Battista; A Ausilio & C Pecorari. 1998. Efecto de dos sistemas de labranzas sobre las propiedades físicas de un Argiudol típico. In: Actas XVI Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. pp 23-24. Villa Carlos Paz. Córdoba.
- Gautronneau, Y & Manichon H. 1987. Guide méthodologique du profil cultural. CEREF-GEARA. 71 pp.
- Gerster, G. 2009. Compactación por tránsito de maquinarias en un Argiudol típico. Tesis de Maestría Facultad de Ciencias Agrarias. UNR. pp 101.
- Gerster, G; S Bacigaluppo; J De Battista & J Cerana. 2008 Distribución de la compactación en el perfil del suelo utilizando diferentes neumáticos. Consecuencias sobre el enraizamiento del cultivo de soja. *Rev Soja para mejorar la producción* 39 p 68-72 EEA INTA Oliveros
- González Montaner, J; M Di Nápoli & E Gasparotti. 1996 Informe de resultados de fertilización y labranzas en trigo. CREA Las Rosas. Administración Von Buch. Informe interno 19 pp.
- Henin, S; R Gras & G Monnier. 1969. *Le Profil Cultural*, 2e ed. Masson Ed., Paris.
- Manichon, H. 1982 Influence des systèmes de culture sur le profil cultural: élaboration d'une méthode de diagnostic basée sur l'observation morphologique. Thèse Docteur Ingénieur INAP-G, Paris 230 pp.
- Manichon, H. 1987. Observation morphologique de l'état structural et mise en évidence d'effets de compactage des horizons travaillés. In: Monnier, G, Goss, MJ. (Eds.), *Soil Compaction and Regeneration*. Balkema Rotterdam, the Netherlands, pp. 39-52.
- Roger-Estrade, J; G Richard, J Caneill; H Boizard; Y Coquet; P Defossez & H Manichon. 2004. Morphological characterization of soil structure in tilled fields: from a diagnosis method to the modeling of structural changes over time. *Soil Till. Res.* 79: 33-49.
- Sasal, M; A Andriulo & M Taboada. 2006. Soil porosity characteristics and water movement under zero tillage in silty soils in Argentinian Pampas. *Soil Till. Res.* 87: 9-18.
- Sasal, M; JJ De Battista; M Seehaus, E Gabioud; P Barbagelatta; M Wilson; L Novelli; M Guimaraes; R Ralisch; J Peigné; D Piron; H Boizard & J Roger-Estrade. 2016. Adaptación de la metodología "Perfil Cultural" para evaluar suelos sin laboreo. XXV Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Rio Cuarto Córdoba CD Actas Trabajo 377.

- Sasal, M; H Boizard; A Andriulo; MG Wilson & J Léonard. 2017. Platy structure development under no-tillage in the northern humid pampas of Argentina and its impact on runoff. VSE Compact. Res. Soil Till Res. 173: 33-41.
 - Tavares Filho, J; R Ralisch; M Guimarães; CC Medina; L Balbino & C Neves. 1999. Metodo do perfil cultural para avaliação do estado físico de solos em condições tropicais. R. Bras. Ci. Solo. 23: 393–399.
-



<p>Δ delta</p> <p>Sin porosidad visible, caras de fragmentación lisas. Aspecto continuo</p> <p>Porosidad estructural nula</p> <p>Alta cohesión</p> <p>Resultante de una compactación severa</p>		
<p>Γ gamma</p> <p>Caras de fragmentación rugosas.</p> <p>Se distinguen agregados dentro de un "terron".</p> <p>Hay porosidad visible. Porosidad estructural variable.</p> <p>Menor cohesión que para Δ</p>		
<p>Φ phi</p> <p>Resultante de la evolución de Δ, se aprecian fisuras planas en todas direcciones.</p> <p>Efecto de procesos de contracción-dilatación</p>		
<p>P platy</p> <p>Estructura laminar, formada a partir de Δ con fisuras horizontales</p>		

Figura 2. Aspecto morfológico de los tipos de estado interno de los agregados basado en la porosidad visible.



Figura 3. Ejemplo de aplicación del criterio de actividad biológica en las modalidades b1 y b2 en agregados de diferentes tipos de porosidad.

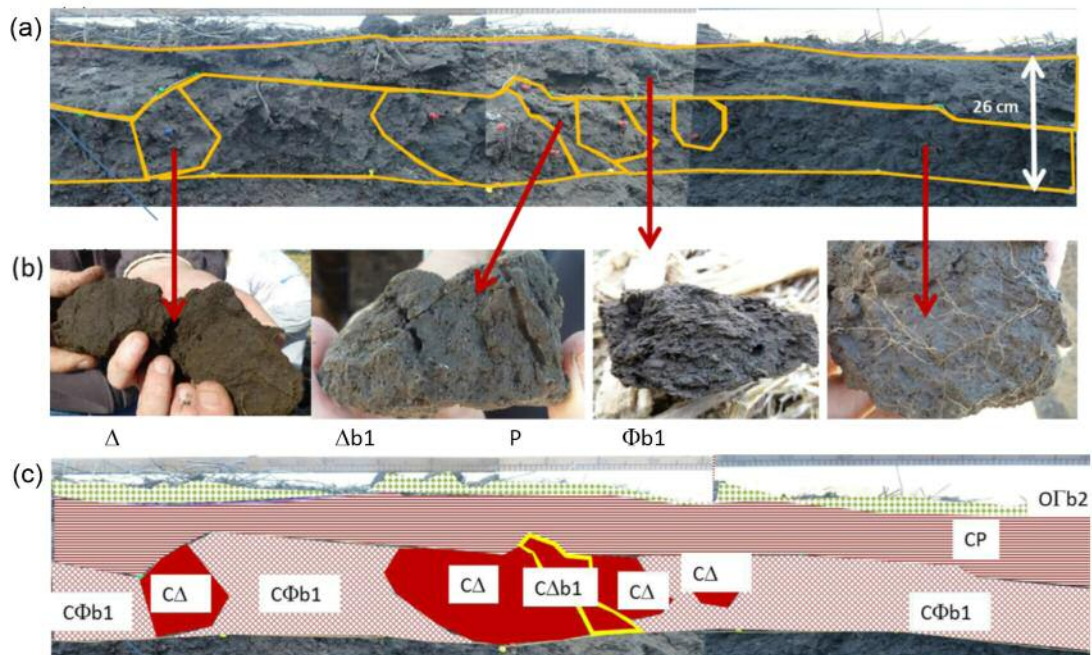


Figura 4. Perfil cultural sobre 160 cm de ancho en Paraná bajo monocultivo de soja en siembra directa. (a) Foto del perfil, (b) zoom sobre algunos estados estructurales, (c) Esquema de los estados estructurales y bioturbación. El horizonte superficial del perfil presenta un aspecto continuo C, el porcentaje ocupado por cada estado estructural fue: Γ 8 %; Δ 14 %; Φ 41% y P 37%.

3

Medición de la infiltración en el suelo. Infiltrómetro de anillo simple y simulador de lluvias

1. CONCEPTOS BÁSICOS

La entrada de agua en la matriz del suelo a través de la interfase suelo-atmósfera se denomina infiltración (Lal & Shukla, 2004). La infiltración del agua en la zona vadosa o no saturada del suelo es una propiedad física muy importante para muchas disciplinas de la ciencia del suelo, tales como las agronómicas, ingeniería civil y ciencias ambientales (Verbist et al., 2010). Interviene en la mayoría de los modelos de transporte de agua-solutos y de crecimiento de cultivos y es ampliamente usada en la evaluación de la calidad física del suelo. El conocimiento de las propiedades hidráulicas del suelo (conductividad hidráulica saturada y parámetros de retención) es esencial para resolver un conjunto de problemas, como predicción de escurrimientos de eventos de precipitación, transporte de sedimentos y control de inundaciones y para el modelado de procesos hidrológicos y su relación con el transporte de contaminantes (Xu et al., 2012). Además, es utilizada para la estimación de la disponibilidad de agua para el crecimiento de las plantas, estimaciones de recarga de los acuíferos y evaluación del potencial de contaminación de acuíferos (Ravi & Williams, 1998).

Las mediciones de las propiedades hidráulicas pueden ser conducidas en laboratorio o bajo condiciones de campo usando diferentes métodos, siendo preferidos aquéllos con mínimo disturbio del suelo, bajo consumo de tiempo (i.e. de rápida determinación) y bajo costo económico (Xu et al., 2012). Si bien, la infiltración es un proceso investigado desde hace mucho tiempo, existe mucha incertidumbre cuando se intenta modelar el proceso bajo condiciones de campo (Verbist et al., 2010).

La tasa a la cual el agua ingresa y se mueve a través del perfil del suelo está influenciada por el condicionamiento físico del mismo (Walsh & McDonnell, 2012). Entre las propiedades físicas se enumeran textura, estructura, densidad aparente, la porosidad y el contenido de humedad del suelo. Otros factores también influyen la tasa de infiltración potencial afectándola, como por ejemplo las características de la superficie, proporción de suelo cubierto por vegetación, propiedades hidrodinámicas del suelo, tales como la conductividad hidráulica saturada (K_s), la relación conductividad hidráulica-humedad del suelo, la curva de retención hídrica, y el contenido de agua del suelo al comienzo del evento de precipitación. Asimismo, las prácticas de manejo también afectan al proceso de infiltración. Un suelo que es continuamente labrado, pisoteado o sometido a otras actividades antropogénicas desarrollan una pobre estructura conduciendo al sellado superficial de poros y encostramiento, restringiendo el movimiento del agua e incrementando el escurrimiento superficial (Walsh & McDonnell, 2012; Lal & Shukla, 2004).

La humedad del suelo tiene un efecto significativo sobre la capacidad de infiltración del suelo, encontrándose que a mayor humedad edáfica la infiltración es menor (Lowery et al., 1996). El contenido de humedad del suelo es el factor que domina la tasa de infiltración durante la primera hora y el efecto disminuye a medida que transcurre más tiempo de ensayo. Asimismo, el efecto de flujo lateral se ve reducido a mayor contenido de humedad en el suelo, reduciendo las diferencias en las tasas de infiltración observadas entre infiltrómetros de anillo simple y doble (Chowdary et al., 2006).

Tabla 1. Cuadro comparativo de tres metodologías para la medición de la infiltración en el suelo: Infiltrómetro de anillo simple, simulador de lluvias e Infiltrómetro de disco. Adaptado de Michelena et al. (2010).

Infiltrómetro de anillo simple	Simulador de lluvias	Infiltrómetro de disco
Con carga hidráulica.	Sin carga hidráulica. Con impacto de gota.	Con/Sin carga hidráulica. Sin impacto de gota.
Sencillo y operativo	Requiere más tiempo operativo.	Sencillo y operativo.
Infiltración instantánea y acumulada.	Infiltración instantánea y acumulada. Información sobre estado físico del suelo. Esguerramiento e Índice de Erosión	Infiltración instantánea y acumulada. Macro porosidad
Ambiente natural. Con y sin rastrojos.	Ambiente natural. Con y sin rastrojos. Con planta de cultivo	Ambiente modificado.
Posibilidad de muchas repeticiones.	Posibilidad de pocas repeticiones.	Posibilidad de muchas repeticiones.
Construcción sencilla.	Construcción compleja.	Construcción sencilla.
Bajo costo.	Alto costo.	Bajo costo.

La falta de homogeneidad de los perfiles de suelos tiene un efecto marcado sobre el proceso de infiltración. La infiltración en un primer momento depende de las relaciones entre la conductividad hidráulica y los gradientes de succión de cada capa u horizonte. En este sentido, los contenidos de humedad edáfica y las conductividades hidráulicas son diferentes para cada horizonte y ello podría generar una alteración en la velocidad del movimiento del agua en el perfil (Lal & Shukla, 2004).

El proceso de la infiltración puede describirse en forma cuantitativa resolviendo la ecuación de transporte completa (Richards, 1931; Hari Prasad et al., 2001) o considerando una relación entre la infiltración acumulada y el tiempo expresada en función de parámetros de base física o empíricos (Haverkamp et al., 1990). Las soluciones analíticas y simplificadas de la ecuación de Richard proveen herramientas útiles para estudiar sistemas de flujo insaturado sencillos con condiciones iniciales y límites relativamente simples. Las soluciones de esos modelos están basadas en los siguientes supuestos: i) el suelo es homogéneo, ii) el contenido de humedad inicial es uniforme a través del perfil, y iii) el contenido de humedad en la superficie es constante y cercano a la saturación y, la precipitación o el nivel de riego son constantes

(Hari Prasad et al., 2001). Todos los modelos de infiltración integran esta información usando varios parámetros y variables cuyos valores necesitan ser determinados por medición o por calibración (Chahinian et al., 2005) aunque existe cierto desconocimiento acerca de cuáles son los mejores modelos y bajo qué condiciones (de laboratorio o de campo), ya que cada una de ellos muestra comportamientos diferentes en cada situación (Mishra et al., 2003). Eiza et al. (2008) compararon la capacidad para describir la infiltración del agua en el suelo de dos variantes al modelo de Philip y Horton en suelos de diferentes texturas, de la Región Pampeana. El modelo Horton fue el más adecuado para todos los tipos de suelos, y demostró ser una herramienta de utilidad para analizar de manera sencilla sistemas de flujo insaturado.

El método de medición de la infiltración seleccionado dependerá de distintos factores, tales como el objetivo principal del experimento, el tipo de suelo, impacto del rastrojo superficial, sencillez, operatividad, costos, número posibles de repeticiones y disturbio del suelo, entre otros (Michelena et al., 2010). A modo ilustrativo, en la Tabla 1 se presenta un cuadro comparativo de tres metodologías para la medición de la infiltración en el suelo: Infiltrómetro de anillo simple, simulador de lluvias e Infiltrómetro de disco. De

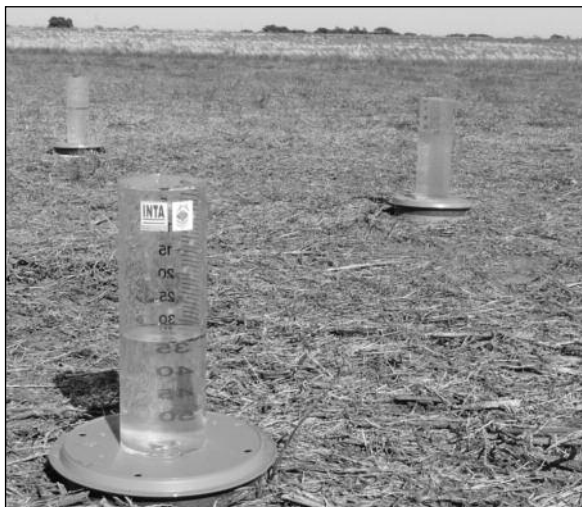


Figura 1. Vista del equipo de infiltrómetros de Anillo Simple.

todas maneras, se debe tener en cuenta que el método utilizado también hará que el resultado sea distinto (Walsh & McDonnell, 2012). Entre los métodos propuestos el Infiltrómetro de Anillo Simple ofrece una técnica simple de medición de la infiltración en el suelo; aunque debido a que el flujo total medido considera tanto el flujo vertical como el flujo horizontal, podría sobreestimar, por lo cual, se ha recomendado utilizar un doble anillo como *buffer* al flujo lateral. De todas maneras, Bouwer (1986) no encontró beneficios por utilizar un anillo como *buffer*, aunque como precaución se debe usar un diámetro grande, superior a los 20 cm, para el anillo simple (Söderberg, 2015).

En este capítulo describiremos los métodos de Anillo Simple y de Micro-simulador de lluvias. Los equipos y metodologías fueron desarrolladas en el Instituto de Suelos (INTA). A fin de obtener los valores de infiltración básica o final ajustados para cada situación, se puede aplicar los lineamientos establecidos en Eiza et al. (2014), en el que se explica el desarrollo de un programa que utiliza el modelo Horton en base a los datos observados de infiltración o escurrimientos en una planilla de cálculo desarrollada para obtener el parámetro de infiltración final del suelo.

2. INFILTRÓMETROS DE ANILLO SIMPLE

El método para medir infiltración por anillo simple probablemente es el método más versátil de todos los disponibles (Johnson, 1963). Estos equipos son de construcción sencilla y se compo-

nen de las siguientes partes (Fig. 1):

- *Anillo Infiltrómetro*: es un cilindro metálico de 21 cm de diámetro y 12 cm de alto y 4,1 mm de espesor.
- *Disco Soporte*: son discos de plásticos de un diámetro levemente mayor al cilindro metálico y un reborde que le permite calzar sobre él. Tiene una perforación central que permite la entrada de la botella de forma invertida.
- *Botella graduada o Mariotte*: es una botella de acrílico transparente sobre la que se imprime una escala graduada en mm de lámina de agua.
- *Placa de acero*: es una placa maciza que permite clavar el Infiltrómetro de manera pareja en el suelo, evitando agrietamientos que pudieran generar errores en las lecturas.

Los ensayos de infiltración se caracterizan por la periodicidad, repeticiones y tiempo de medición, parámetros que se describen a continuación.

2.1. Periodicidad de la determinación

La determinación de la infiltración debe realizarse sobre suelo no disturbado, luego de transcurrido al menos un mes desde la última labranza. Se proponen determinaciones de caracterización inicial y con una frecuencia que dependerá a los objetivos en estudio. Se sugieren dos momentos de muestreos: antes de la siembra y luego de la cosecha del cultivo.

2.2. Repeticiones

El número de repeticiones dependerá principalmente del tamaño de las unidades experimentales y de las condiciones estructurales del suelo (cuanto mayor porosidad y estabilidad de la estructura tenga el suelo, mayor será la variabilidad). Sin embargo, el número mínimo de repeticiones sugeridos, es de 4 por tratamiento.

2.3. Tiempo de medición

La duración total del ensayo dependerá de la humedad inicial, textura y estructura, y de estas variables con relación a los objetivos del estudio. Se sugiere realizar lecturas con una frecuencia de 5 min y extenderlas por un tiempo mínimo de 1 hora para suelos de texturas finas y de 2 horas para suelos de texturas gruesas (arenosos).

Tabla 2. Planilla de registro de lecturas de infiltración con anillo

Ubicación: Humedad inicial promedio:				Fecha: Textura:			Cultivo: Rotación:		
TIEMPO Minutos	LECTURA R I (mm)	INF.ACUM mm	INF.INST. mm/h	LECTURA R II (mm)	INF.ACUM mm	INF.INST. mm/h	LECTURA R III (mm)	INF.ACUM mm	INF.INST. mm/h
5									
10									
15									
20									
25									
30									
35									
40									
45									
50									
55									
60									

2.4. Procedimiento

Se comienza clavando en el suelo cada uno de los anillos infiltrómetros. Para ello se debe seleccionar un sitio homogéneo, tomando la precaución de evitar pisadas de vehículos, pisoteo de animales, corridas de agua. Utilizando la placa de acero, se apoya sobre el Infiltrómetro y se golpea con un martillo hasta la marca indicada en el cilindro, quedando enterrado 5 cm. Esta marca es una línea ancha y se debe clavar hasta la parte inferior de dicha línea, permitiendo que dentro del Infiltrómetro se genere una carga de agua homogénea. Una vez clavados todos los infiltrómetros se disponen botellas graduadas junto a cada uno de ellos, se colocan los Discos de soporte plásticos y con la asistencia de un cronómetro y en un orden que se respetará durante todo el ensayo, se invierten sobre cada soporte las botellas. Transcurridos 5 minutos se realiza la primera lectura, registrando toda la información en planilla (Tabla 2). Las lecturas en cada botella se deben hacer siguiendo el orden en el que se colocaron. Las lecturas se repiten cada 5 minutos o de acuerdo a un tiempo preestablecido.

Para dar por finalizado un ensayo de infiltración es de vital importancia alcanzar la infiltración básica, final o estabilizada. En este sentido se deberían registrar 3 mediciones consecutivas similares (la tasa de entrada de agua en el suelo es constante). Como norma general este tiempo se fija en 1 hora, aunque en algunos suelos muy arenosos con más de 80% de arenas, no se alcanza fácilmente la infiltración estabilizada, lo que exige prolongar el tiempo de toma de lecturas. Al inicio de cada ensayo de infiltración es recomendable realizar un muestreo de la humedad inicial del

perfil de suelo. Esto permitirá realizar mejores interpretaciones de los resultados.

El ajuste de los datos se realiza siguiendo el protocolo de ajuste de datos al modelo de Horton, según se describió previamente.

2.5. Ejemplos de ensayos de infiltración con Anillo Simple

Para ejemplificar la explicación previa se presentan resultados de ensayos de infiltración con Anillo Simple para diferentes provincias de Argentina (Fig. 2). Se observa que existe una gran variabilidad entre los diferentes sitios. La misma es producto de los distintos tipos de suelos y los manejos realizados previo al ensayo de infiltración. En todos los casos se obtuvo un ajuste satisfactorio de la variable, lo cual permite realizar una correcta interpretación de los resultados.

3. MICROSIMULADOR DE LLUVIAS

El marcado interés por el estudio de las propiedades físico-hídricas de los suelos, condujeron al desarrollo de mecanismos e instrumentos que tratan de simular los efectos de la lluvia natural. Entre estos, los simuladores de lluvia son herramientas aplicadas desde hace bastante tiempo en investigaciones sobre infiltración, escurrimiento y erosión hídrica, a campo y en laboratorio (Bryan & Ploey, 1983). A diferencia de la lluvia natural, en las lluvias simuladas el tamaño de gota es uniforme e independiente de la intensidad. Asimismo, es difícil simular el efecto del viento, que puede incrementar la energía cinética de la gota. Meyer & Monke (1965) condiciona el uso del simulador de lluvia principalmente a la obtención de evaluaciones comparativas bajo distintas condiciones de

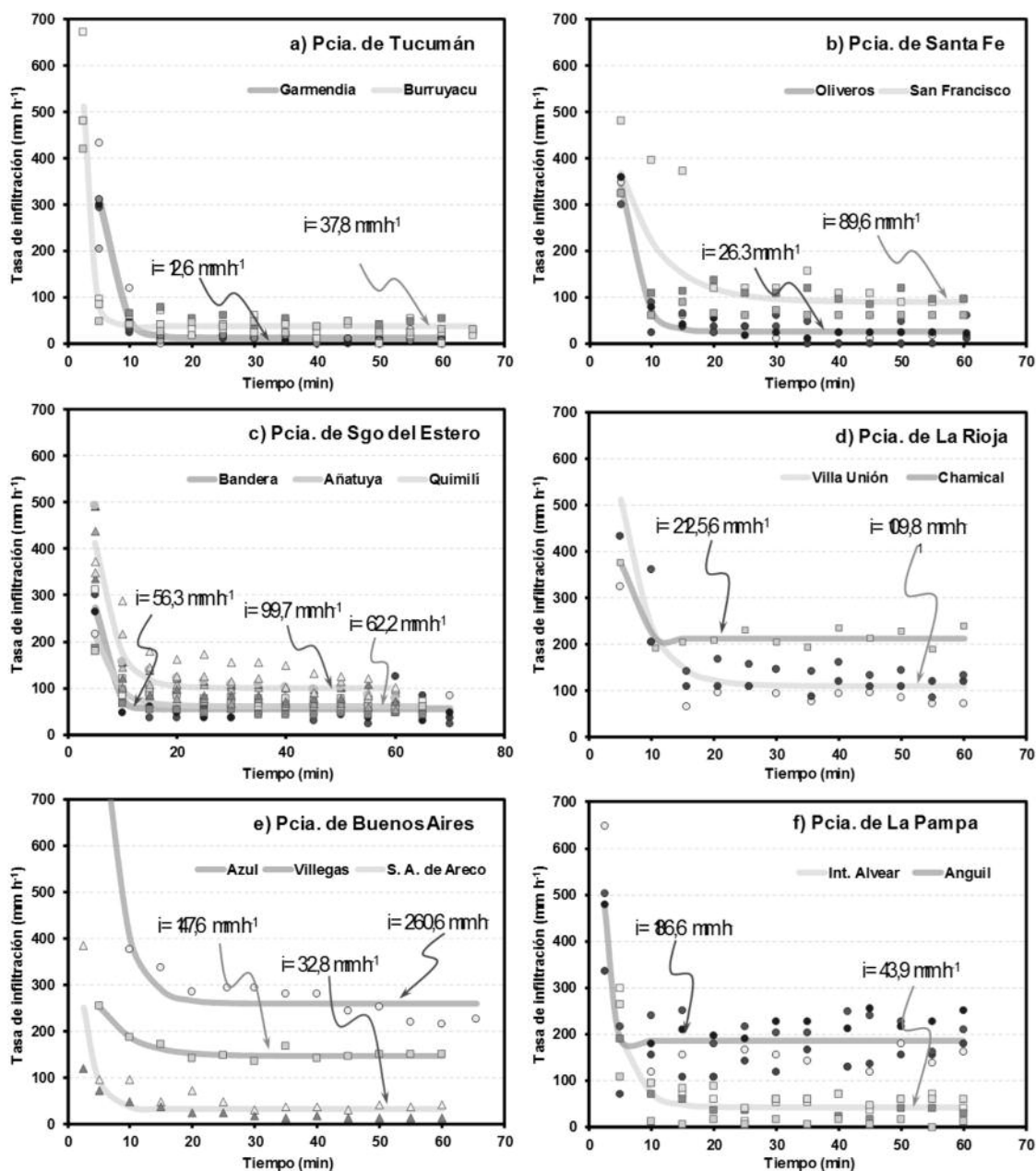


Figura 2. Ensayos de infiltración con Anillo Simple para diferentes provincias de Argentina. a) Tucumán; b) Santa Fé; c) Santiago del Estero; d) La Rioja; e) Buenos Aires; y f) La Pampa

suelos, cultivo y manejo. Según Slattery & Bryan (1992) la medición de la infiltración en un suelo con dispositivos que apliquen el agua en forma de gotas, son instrumentos válidos para observar el efecto de las lluvias como generador de costras o sellos superficiales. Esto es particularmente importante considerando que, dentro de la gama de impactos ambientales de las tecnologías aplicadas, el deterioro de la condición superficial de los

suelos, reflejado en la formación de costras y sellos, es una de las degradaciones que más influyen a todo el sistema de producción (Bricchi et al., 1996). En este sentido, Cisneros et al. (1997) evaluaron el grado de deterioro de algunas propiedades físicas (densidad aparente, conductividad hidráulica saturada, velocidad de infiltración, resistencia mecánica, entre otras) de un suelo Haplustol típico sin uso agrícola ni gana-

dero y uno bajo agricultura continua. Esta evaluación mostró que los suelos analizados presentaban un grado relativo de alteración de las variables estudiadas entre el 85 y 90%, es decir muy próximos a la degradación máxima posible.

Dentro de la amplia variedad de simuladores de lluvia interesa destacar a los micro-simuladores. Éstos son particularmente adecuados para relevamientos de suelos debido a que son livianos para transportar y fáciles de manejar a campo (Kamphorst, 1987). La limitación del micro-simulador es que al ser un instrumental que requiere tiempo de armado, se dificulta aumentar el número de repeticiones. Por otro lado, se necesita tener una alta provisión de agua para llevar a cabo el ensayo. No obstante, es un instrumento expeditivo que permite evaluar en el terreno la infiltración, el escurrimiento, las pérdidas de suelo correspondiente a lluvias simuladas de lámina total con intensidad y energía conocidas, en dis-

tintas condiciones de pendiente, roturación y cobertura de suelo (Irurtia & Mon, 1994). En este sentido, entre las determinaciones más frecuentes que se realizan se mencionan: a) Infiltración total de una lluvia (mm); b) Tasa de infiltración final (mm hora⁻¹); c) Escurrimiento total de una lluvia (mm); d) Distribución del escurrimiento durante una lluvia (mm); e) Relación lluvia/escurrimiento; f) Pérdida de suelo (t ha⁻¹); g) Índice de erosión en g.KJ⁻¹ (IE); g) Sortividad (S); h) Grado de cobertura superficial (COB); e i) Índice de Rugosidad superficial (RR).

En comparación con las parcelas expuestas a la lluvia natural estos experimentos ofrecen la ventaja de alta calidad de los datos y la resolución en condiciones bien definidas. Esto es especialmente cierto con respecto a las propiedades de la lluvia, que por lo general se mantienen constantes dentro de un conjunto de datos para facilitar las comparaciones entre tratamientos, que comúnmente



Figura 3. a: Micro-simulador de lluvias. b) Detalle del micro-simulador de lluvias mostrando una modificación para adaptarlo a terrenos con mucha pendiente.

son difíciles de comparar bajo condiciones de lluvia natural, las que pueden variar incluso en distancias cortas (Fiener & Auerswald, 2009).

El micro-simulador de lluvias desarrollado en el Instituto de Suelos (CIRN INTA) (Irrurtia et al., 2013) es un equipo que está conformado por una estructura metálica (Fig. 3 a y b) que se compone de:

- *Base de hierro*: es una estructura reforzada cuadrada de 50 cm de lado que se clava en el suelo objetivo definiendo la micro-parcela que se evaluará (Fig. 4). Esta posee tres de sus lados más elevados y una bandeja prolongada en el cuarto lado, que permite la salida de los escurrimientos.

- *Columnas de hierro ángulo*: tienen una altura de 1,5 m y permiten unir la base con una estructura cuadrada en la parte superior que sirve de soporte para la placa portagoteros. Todo este conjunto se une mediante tornillos.

- *Placa portagoteros*: es una placa doble de acrílico transparente en la que se disponen 169 goteros distribuidos en forma de cuadrícula separados regularmente. Los goteros consisten en un pequeño capilar recubierto por otra manguera de mayor diámetro que permite la formación de gotas de 4,7-5,1 mm de diámetro. Con este tamaño de gota y 1,5 m de altura, en el momento del impacto con la superficie del suelo se alcanza una energía máxima teórica de 15 KJ.m².m (15 kilojoules por metro cuadrado de superficie por m de lámina de lluvia), que considerando la fricción del aire se reduce a 13 KJ.m².m (aproximadamente 48% del valor de una lluvia real).

- *Válvulas de regulación y corte*: dos válvulas conectadas a la manguera que une la placa portagoteros con la botella graduada permiten regular la intensidad de la lluvia aplicada y cerrar o abrir el paso de agua.

- *Botella graduada*: está construida en acrílico transparente y tiene impresa una escala en mm de lámina de agua y desde la cual se puede calibrar la intensidad de la lluvia. Se monta en una caja, también de acrílico, que estabiliza la presión de agua que reciben los goteros a los que abastece.

- *Cortinas transparentes*: son cuatro paños contruidos de film plástico transparente de manera de poder hacer un seguimiento visual del estado de la superficie del suelo. Tienen la función de proteger a la parcela de medición de la acción del viento. Se adhieren a la estructura metálica

mediante un tejido de velcro.

- *Recipientes recolectores*: permiten la recolección del escurrimiento generado en la parcela. Este escurrimiento debe ser medido con probeta y colocado en un recipiente mayor. De esta manera, al finalizar el ensayo se podrá tomar una alícuota a fin de hacer estudios físicos y químicos, determinando cantidad de suelo perdido (Ver apartado Índice de Erosión), nutrientes, contaminantes, etc.

- *Adaptación para pendientes*: extensión de hierro que se coloca en la parte delantera para nivelar la placa portagoteros en aquellas situaciones de elevada pendiente (>10%).

3.1. Procedimiento

Al encarar un ensayo con simulador de lluvias se recomienda fijar una intensidad de lluvia que sea superior a la tasa de infiltración del suelo. En general, para la mayoría de los suelos estudiados se encontró que 120 mm h⁻¹ resulta ser adecuado. Sin embargo, en suelos de textura gruesa podría no ser suficiente y se deberá incrementar la intensidad. Antes de iniciar la determinación es necesario hacer un muestreo de la humedad inicial del suelo. En estudios específicos pueden efectuarse ensayos de simulación de lluvias con y sin presencia de rastros sobre la superficie.

Se comienza clavando la base de hierro en el suelo. Se debe seleccionar un sitio homogéneo, tomando la precaución de evitar pisadas de vehículos, pisoteo de animales, corridas de agua, etc. La entrada en el suelo deber hacerse de forma pareja hasta que la bandeja de salida quede a nivel del suelo. Se cava un hoyo al frente de la bandeja, donde se coloca el recipiente recolector. Se atornillan las columnas de hierro y se monta el soporte superior y la placa portagoteros sobre este, junto a la caja de acrílico con la botella graduada. Se conecta la manguera con las válvulas de regulación y corte. Se carga con agua considerando que la placa portagoteros tiene un orificio de salida del aire que debe estar abierto y una vez lleno de agua se cierra. Se colocan las lonas laterales y se procede a calibrar la intensidad seleccionada. Para ello, se debe controlar el tiempo con la ayuda de un cronómetro, considerando que 1 mm de lámina suministrado es equivalente a 60 mm h⁻¹ de intensidad de lluvia. Para que el agua caída durante la calibración no modifique la superficie



Figura 4. Detalle de la parcela del micro-simulador de lluvias con salida de escurrimientos.

del suelo, se debe colocar la lona del frente cubriendo la superficie del suelo. Para ello, en el lado interno del bastidor hay velcros que permiten el amarre de dicha lona. El simulador de lluvias permite experimentar con una sola intensidad de lluvia por evento o puede variarse la intensidad durante un ensayo. Permite simular lluvias de entre 10 a 200 mm h⁻¹ en forma ininterrumpida.

Una vez calibrado el equipo a la intensidad deseada se inicia el experimento, registrando la cantidad de escurrimiento cada 5 minutos o a la frecuencia elegida. El escurrimiento de cada lectura se debe medir con probeta, registrando los datos en planillas. El escurrimiento es guardado en recipientes del que luego se puede retirar una alícuota para analizar. El volumen medido en unidad de litros en cada lectura es transformado a lámina multiplicando dicho dato por 4. Al igual que lo mencionado para Infiltrómetros de Anillo Simple, se deberán considerar los parámetros de periodicidad, repeticiones y tiempo de medición.

3.2. Periodicidad de la determinación

La determinación de la infiltración con simulador de lluvia debe realizarse sobre suelo no disturbado, transcurridos al menos un mes desde la últi-

ma labranza. Se proponen determinaciones de caracterización inicial a un ensayo determinado y con una frecuencia que dependerá de la alteración que ocurra en superficie con relación al tratamiento. Se sugieren dos momentos de muestreos: previo a la siembra y luego de la cosecha del cultivo.

3.3. Repeticiones

Las determinaciones con simulador de lluvias implican un disturbio del suelo y un tiempo operativo de alrededor de 2 ó más horas. Por lo tanto, a fin de contemplar el menor disturbio posible se recomienda una determinación por unidad experimental, siendo óptimo 4 determinaciones por tratamiento. En los casos que por el tipo de estudio se requiera un seguimiento de alta intensidad de muestreos se recomienda que al diseño previo del ensayo se incorpore un bloque o repetición extra o se incremente el tamaño de las unidades experimentales

3.4. Tiempo de la medición

El tiempo durante el cual se debe realizar la experiencia dependerá de la humedad inicial, textura, estructura y manejo realizado sobre el suelo. Se sugiere una duración mínima de 1 hora para suelos de texturas finas y de 2 horas para suelos de texturas gruesas (arenosos), considerando importante alcanzar la infiltración básica a través de la observación de 3 mediciones de escurrimiento similares (la tasa de entrada de agua en el suelo es constante). En algunos suelos con más de 80% de arenas, no se alcanza fácilmente la infiltración básica, lo que exige prolongar el tiempo de toma de lecturas.

3.5. Perfil de humedad

Luego de finalizada la aplicación de la lluvia, se toman muestras en estratos de profundidad a fin de registrar la distribución de la humedad en el perfil del suelo luego de la simulación de lluvia. Con ello se logra una mejor interpretación de los resultados a través de la identificación de capas de baja conductividad hidráulica.

4. PROCESAMIENTO DE DATOS. AJUSTE POR MODELO HORTON

Inicialmente la infiltración depende de la succión, que a su vez es función del contenido de humedad del suelo, mientras que el potencial de

gravedad apenas influye. Esto explica que al comenzar el proceso de infiltración el valor de infiltración es alto, decreciendo más tarde cuando aumenta el contenido de humedad hasta alcanzar un valor casi constante. Por ello en suelos secos el agua se infiltra más rápidamente que en suelos húmedos. Al comienzo el proceso de entrada de agua en el suelo sigue condiciones de régimen variable, ya que el contenido de humedad y por tanto la succión varía. A medida que el proceso continúa, el gradiente de succión en la parte alta del perfil decrece (siendo máximo en el frente de humectación), hasta llegar a ser despreciable, por lo que la gravedad es la única fuerza que permite el movimiento de agua en la parte más superficial del perfil. Cuando el gradiente llega a ser la unidad (potencial mátrico = 0) la infiltración tiende a ser constante e igualar a la conductividad hidráulica (k) vertical, que es el factor limitante del proceso. Por lo tanto, el valor de infiltración depende no solamente del contenido de humedad sino del valor de k. Una vez que el proceso de infiltración ha comenzado, se inicia la redistribución de la humedad en el perfil del suelo (Negro, 1998). El comportamiento que existe entre la velocidad de infiltración y el tiempo está representado por una función exponencial inversa. Así también, cada cambio en las características del suelo provocará instantáneamente un comportamiento singular del proceso de infiltración. De esta representación se puede derivar el valor de k saturada (k_s), cuando el valor de infiltración llega a una constante (Coello Granda, 2005). El valor de velocidad de infiltración constante cuando el suelo se humede-

ce, es llamado infiltración básica (I_b). Esta última coincide con la conductividad hidráulica a saturación del horizonte menos permeable del suelo.

Horton (1939) desarrolló la siguiente ecuación de infiltración (Ecuación 1):

$$I_{\text{tiempo}} = I_b + (I_i - I_b)e^{-kt} \quad [1]$$

Donde I_{tiempo} es la tasa de infiltración en función del tiempo; I_b es el valor de equilibrio de infiltración; I_i es el valor de infiltración al tiempo $t=0$, y k es el factor de caída de la infiltración. La ecuación es derivada del supuesto simple que la capacidad de reducción de la infiltración durante la lluvia es directamente proporcional a la tasa de infiltración y es aplicable solo cuando la intensidad de lluvia efectiva es mayor que la I_b . Para aplicaciones de campo, los parámetros del modelo son generalmente estimados por ajuste empírico (Mishra et al., 2003).

Este modelo tiene como ventajas que, a $t = 0$, la capacidad de infiltración no es infinita, sino que toma valores finitos de infiltración inicial. Además, a medida que t se hace infinito, la capacidad de infiltración se aproxima a un valor mínimo constante de I_b distinto de cero (Turner, 2006). La ecuación de Horton ajusta de forma adecuada el proceso experimental desde el momento en que el exceso de agua aparece en la superficie del suelo, presentando en general, valores de R^2 superiores a 0,80 para la mayoría de los suelos en los que se ha ajustado el modelo.

Para las pruebas de ajuste se utilizaron datos generados a través de ensayos de infiltración lle-

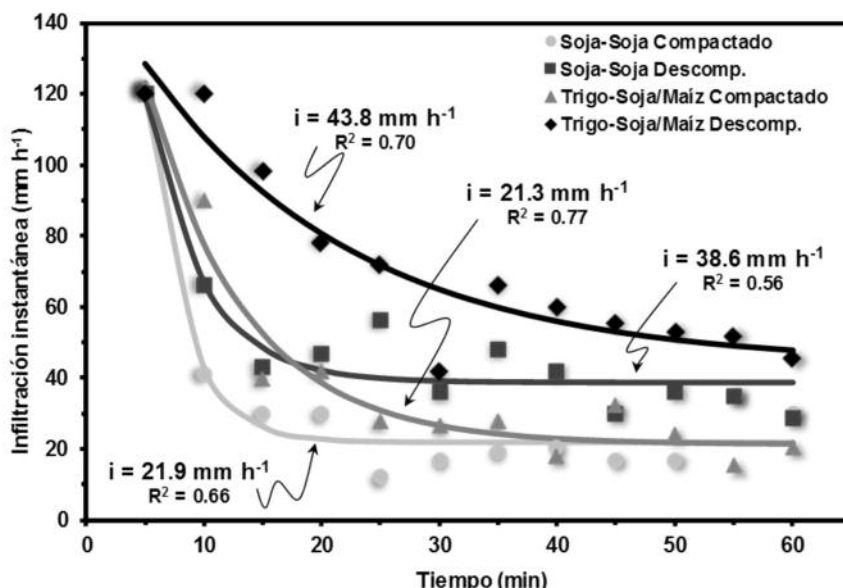


Figura 5. Curvas de ajuste de infiltración medida con micro-simulador de lluvia y ajustados por el modelo Horton para un suelo Argiudol Típico bajo cuatro situaciones de manejo. Los valores representan la tasa de infiltración final (i) y el coeficiente de correlación (R^2).

vados a cabo desde el Instituto de Suelos (INTA Castelar) en suelos de texturas contrastantes, bajo diferentes condiciones de humedad inicial y sometidos a manejo agrícola, ganadero y situaciones sin alteración por la actividad antrópica. Los ensayos de infiltración se realizaron con el método de anillo simple (Bouwer, 1986) y con simulador de lluvias desarrollado en el Instituto de Suelos (Irurtia & Mon, 1994; Irurtia et al., 2013). Las pruebas de infiltración se realizaron, generalmente, de forma simultánea con ambos métodos y con 4 a 10 repeticiones de anillos.

A modo de ejemplificar la aplicación del modelo de Horton, en la Figura 5 se presentan las curvas de ajuste de datos de tasas de infiltración tomados con simulador de lluvias y ajustados para un suelo Argiudol Típico de Oliveros, Santa Fe, bajo cuatro situaciones de manejo diferentes dadas por la combinación entre rotaciones (Soja-Soja; Trigo/Soja-Maíz) y grado de compactación del suelo (Compactado y Descompactado). Los valores representan la tasa de infiltración final (i) y el coeficiente de correlación (R^2). Metodológicamente el ajuste fue realizado en unos pocos minutos y es a modo interpretativo muy satisfactorio. En este sentido, el ejemplo no solo muestra que la infiltración final estabilizada o básica es diferente en cada situación, sino también que el tiempo en el que se alcanza dicha infiltración es diferente y primordial para el conocimiento de la generación de escurrimientos superficiales.

5. ÍNDICE DE EROSIÓN OBTENIDO CON SIMULADOR DE LLUVIA

Además de determinar la tasa de infiltración en los ensayos con simulador de lluvia se puede obtener un índice de erosión. El índice de erosión es un indicador que representa la cantidad de material (g) que es removida de la superficie del suelo cuando se hace impactar sobre la misma un Kilojoule (KJ) de energía en forma de impacto de gotas de lluvia (Ecuación 2). Para ello es necesario recoger y pesar la cantidad total de suelo removido al finalizar la simulación de lluvia y relacionarlo con intensidad de lluvia aplicada. Como ya se mencionó, el simulador de lluvias, por construcción, altura y tamaño de gota, genera una descarga energética (E) de 13 KJ.m².m. Este valor es la constante para este simulador de lluvia.

$$IE = \frac{\text{Sed} \times 4}{\text{mm} \times 0,013} \quad [2]$$

Donde:

IE: índice de erosión;

Sed: sedimentos recogidos, corresponde a la cantidad de suelo recogido luego de finalizado el ensayo de simulación de lluvia en la superficie de 0,25 m²;

mm: lámina de lluvia aplicada durante el ensayo de simulación

valores 4 y 0,013: factores de conversión

6. ÍNDICE DE RUGOSIDAD

La rugosidad del suelo se define como la desviación estándar de las elevaciones superficiales del suelo (Porta Casanellas et al., 2003). La importancia de su medición radica en que la erosión hídrica a la que está sometido un suelo determinado está altamente influenciada por la rugosidad superficial del mismo, a través de la emisión y recepción de partículas (Hagen, 1988) o modificando la velocidad de escorrentía, arrastre y transporte durante la erosión hídrica (Cogo et al., 1983).

Con el objetivo de adaptar una metodología de medición práctica y de bajo costo, se construyó un dispositivo anexo al simulador de lluvias que se aplica sobre la base del mismo. Este anexo permite realizar una medición precisa del porcentaje de cobertura y también realizar un relevamiento altimétrico del microrrelieve. Para su determinación, mediante una grilla nivelada de 196 puntos se toma la cota de cada uno de los micrositios separados entre sí a 35 mm. El conjunto de cotas permite representar el microrrelieve y determinar la rugosidad aleatoria a través del Índice de Rugosidad (RR), que es la desviación estándar de las cotas (Vidal Vázquez et al., 2005). Por otra parte, con el número de intercepciones de cada púa con el follaje verde o rastrojo seco, se calcula el porcentaje de cobertura (COB).

$$RR = \sigma = \sqrt{\frac{\sum (x_i - m)^2}{n-1}} \quad [3]$$

Donde:

RR: índice de rugosidad

σ : desvío estándar del número total de cotas

X_i : cota observada en la i -ésima posición

m : promedio de cotas observadas

n : número total de cotas observadas

$$\text{COB} = \frac{n \text{ intercepciones}}{196} \cdot 100 \quad [4]$$

Donde:

COB: índice de cobertura

n: número total de intercepciones determinadas sobre suelo cubierto

7. CONCLUSIONES

Al abordar estudios sobre el suelo y el agua, se debe considerar la importancia de estos recursos por su valioso valor agrícola y ambiental. Teniendo en cuenta que la intervención humana sobre el ambiente ha propiciado graves consecuencias tanto ecológicas como socioeconómicas y productivas, y que el agua es una parte integral del paisaje, su uso eficiente debería ser interpretado de forma global, con implicancia a nivel de cuencas.

La caracterización del proceso de infiltración de forma correcta es de gran importancia porque permite conocer o predecir con gran exactitud la cantidad de agua que se mueve desde la superficie a través del suelo, quedando de forma disponible para el crecimiento de las plantas o percolando hacia las capas más profundas.

Las metodologías de estudio de la infiltración propuestas en este capítulo, junto con las propiedades que la regulan, permiten identificar de forma sencilla y relativamente a bajo costo, aquellos sitios con mayor y menor infiltración, como resultado de las características intrínsecas del sitio y por la actividad antrópica sobre el suelo. Tanto el equipo de infiltrómetro de Anillo Simple, como el Simulador de Lluvias pueden ser operados por cualquier persona luego de un rápido entrenamiento. Asimismo, las lecturas recogidas pueden ser interpretadas fácilmente para identificar situaciones de manejo más o menos favorables para el movimiento del agua. Gracias a las características mencionadas, son técnicas que se han adoptado rápidamente por los investigadores de la temática.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Bouwer, H. 1986. "Intake Rate: Cylinder Infiltrometer." *Methods of Soil Analysis, Part 1, Physical and Mineralogical Methods, Agronomy Monograph No. 9, 2nd Ed., Am. Soc. Agron., Soil Sci. Soc. Am., Madison, Wis., 825-855.*
- Bricchi, E; F Formia & J Cisneros. 1996. Relación entre

la condición superficial y el régimen hídrico en un Haplustol típico, bajo diferentes manejos. XIII Congreso Latino Americano de Ciencia do Solo, Aguas de Lindoia, Brasil. Actas en CD-Room.

- Bryan, R & J de Ploey. 1983. Comparability of soil erosion measurements with different laboratory rainfall simulators. *Catena Supplement 4.*
- Chahinian, N; R Moussa; P Andrieux & M Voltz. 2005. Comparison of infiltration models to simulate flood events at the field scale. *J. Hydrol. 306:191-214.*
- Chowdary, V; R Damodhara & C Jaiswal. 2006. Study of infiltration process under different experimental conditions. *Agricultural Water Management 83: 69-78.*
- Cisneros, J; C Cholaky; E Bricchi; O Giayetto & J Cantero. 1997. Efectos del uso agrícola sobre las propiedades físicas de un Haplustol típico del centro de Córdoba. *Rev. UNRC 17:13-22.*
- Coello Granda, C. 2005. Análisis de métodos de estimación de la conductividad hidráulica en suelos degradados. Tesis Magister de Ciencias en Manejo y Conservación del Agua y del Suelo. Universidad de Cuenca. Ecuador.
- Cogo, N; W Moldenhauer & G Foster. 1983. Effect of crop residue, tillage induced roughness and runoff velocity on size distribution of eroded soil aggregates. *Soil Sci. Am. J. 47-5:1005-1008. 1983.*
- Eiza, M; C Irurtia; P Carfagno & F Babinec. 2008. Comparación de modelos de infiltración aplicados a eventos de simulación de lluvia en suelos de la Región Pampeana. En: Actas en CD del XXI Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. 13 al 16 de Mayo de 2008. Potrero de los Funes, San Luis, Argentina.
- Eiza, M; Carfagno, P & C Irurtia. 2014. Automatización de la ecuación de Horton aplicada a mediciones de infiltración con simuladores de lluvia e infiltrómetros utilizando Excel Solver. En: Actas del II Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras. 23 al 26 de septiembre de 2014.
- Fiener, P & K Auerswald, K. 2009. Spatial variability of rainfall on a sub-kilometre scale. *Earth Surf. Proc. Land. 34: 848-859.*
- Hagen, L. 1988. New wind erosion model development in de USA. In: 1988 Wind Erosion Conference Proceeding. Texas Tech. University, Lubbock. 11-13 April.
- Hari Prasad, K; M Mohan Kumar & M Sekhar. 2001. Modelling flow through unsaturated zones: Sensitivity to unsaturated soil properties. *Sadhana. Vol. 26 (6):517-528.*
- Haverkamp, R; J Pa; J Starr; G Schmitz & C Fuentes.

1990. Infiltration under ponded conditions: 3. A predictive equation based on physical parameters. *Soil Science*. 149:292-300.

- Horton, R. 1939. Approach toward a Physical Interpretation of Infiltration Capacity. *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 23: 399-417.

- Johnson, A. 1963. A field method for measurement of infiltration. En: *General groundwater techniques*. Geological Survey Water. Supply paper. 1544F.

- Irurtia, C & R Mon. 1994. Microsimulador de lluvia para determinar infiltración a campo. SAGyP, INTA, CIRN. Publ. N° 176.

- Irurtia, C; M Eiza & P Carfagno. 2013. El simulador de lluvias portátil: una herramienta aplicable para la conservación de los suelos. *Jornadas Argentinas de Conservación de Suelos 2013*. 2 al 4 de julio de 2013. Ciudad Autónoma de Buenos Aires y Castelar, Buenos Aires. Argentina.

- Kamphorst, A. 1987. A small rainfall simulator for the determination of soil erodibility. *Netherlands Journal of Agriculture Science* 35: 407-412.

- Lal, R & M Shukla. 2004. Water Infiltration in Soil. En: *Principles of soil physics*. The Ohio State University Columbus, Ohio, U.S.A. Marcel Dekker, Inc. Pag. 376.

- Lowery B; W Hickey; M Arshad & R Lal. 1996. Soil water parameters and soil quality. p. 143-155. In: *JW Doran ; AJ Jones (Eds.), Methods for Assessing Soil Quality*. Soil Science Society of America Special Publication 49, SSSA, Madison, WI.

- Meyer, L & E Monke. 1965. Mechanics of soil erosion by rainfall and overland flow. *Transactions of the American Society of Agriculture Engineering* 8: 572-577, 580.

- Michelena, R; C Irurtia; M Eiza; P Carfagno & T Pirolo. 2010. *Manual de Procedimientos de análisis físico de suelos*. Proyecto INTA AEGA 224012. INTA Castelar, noviembre 2010. 10 p. <http://inta.gob.ar/documentos/manual-de-procedimientos-de-analisis-fisicos-de-los-suelos/>

- Mishra, S; J Tyagi & V Singh. 2003. Comparison of infiltration models. *Hydrol. Process.* 17: 2629-2652.

- Negro, V. 1998. *Apuntes de infiltración*. Cátedra de Hidrología Agrícola. Universidad Nacional de Lomas de Zamora Facultad de Ingeniería y Ciencias Agrarias.

- Porta Casanellas, J; M López-Acevedo Reguerín & C Roquero de Laburu. 2003. *Edafología para la Agricultura y el Medio Ambiente*. Ed. Mundi Prensa. 930 pp.

- Ravi V & J Williams. 1998. Estimation of infiltration rate in the vadose zone: Compilation of simple mathe-

matical models. EPA/600/R-97/128a. UE Environmental Protection Agency. February 1998.

- Richards, L. 1931. Capillary conduction through porous mediums. *Physics* 1: 313-318.

- Slattery, M & R Bryan. 1992. Hydraulic conditions for rill incision under simulated rainfall: a laboratory experiment. *Earth Surface Proc. Landf.*, 17: 127-146.

- Söderberg, M. 2015. *Measuring soil infiltration rates in cultivated land*. Master's thesis. Physical Geography and Quaternary Geology. Department of Physical Geography. Stockholm University.

- Turner, E. 2006. Comparison of infiltration equations and their field validations with rainfall simulations. M.Sc. Thesis. University of Maryland. USA.

- Verbist, K; S Torfs; W. Cornelis; R Oyarzún; G Soto & D Gabriels. 2010. Comparison of Single- and Double-Ring Infiltration Methods on Stony Soils. *Vadose Zone J.* 8: 462-475.

- Vidal Vázquez, E; A Paz González & I de María. 2005. Descripción de la evolución del microrrelieve en función de la precipitación acumulativa mediante cuatro índices. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*. Revista de xeoloxía galega e do hercínico peninsular, ISSN 0213-4497, N° 30. Págs.181-192.

- Walsh, E & K McDonnell. 2012. The influence of measurement methodology on soil infiltration rate. *International Journal of Soil Science* 7: 168-176.

- Xu, X; C Lewis; W Liu; J Albertson & G Kiely. 2012. Analysis of single-ring infiltrometer data for soil hydraulic properties estimation: Comparison of BEST and Wu methods. *Agricultural Water Management* 107: 34- 41.

4

Medición de la erosión eólica

1. IMPORTANCIA DE LA MEDICIÓN DE LA EROSIÓN EÓLICA

Las razones para medir erosión eólica son: 1) determinar el impacto de la erosión eólica sobre la degradación física y química de los suelos, 2) determinar el impacto de la erosión eólica sobre el ambiente (atmósfera y océanos) y la salud a través de la emisión de partículas finas, 3) desarrollar y evaluar tecnologías de control, 4) desarrollar, calibrar y validar modelos de predicción, y 5) identificar las áreas críticas para la conservación a través de políticas y programas (Stroosnijder, 2005). La medición puede realizarse cuantificando directamente las tasas de erosión en condiciones controladas o naturales utilizando instrumental específico; e indirectamente, a través de la medición de sus efectos, en general comparando cambios en la morfología de los suelos, la vegetación, en terreno o con el uso de sensores remotos.

2. MEDICIÓN DIRECTAS DE LA EROSIÓN EÓLICA

i) Medición a campo

El cálculo de las tasas de erosión eólica requiere: a) delimitar la superficie que es fuente de sedimentos, b) contemplar las variaciones que produce el viento, y c) estimar la totalidad de sedimentos erosionados desde la superficie hasta una altura establecida. Para cumplir con los dos primeros aspectos, el diseño de la parcela de medición y las características de los dispositivos de recolección son importantes, mientras que para el último punto, es necesario el uso de modelos matemáticos que relacionen la distribución vertical de sedimentos recolectados en alturas discretas.

Los aspectos más importantes de la parcela de medición son la forma y el tamaño (Zobeck et al.,

2003). En la práctica, los diseños rectangulares o cuadrados son los más utilizados ya que son compatibles con las prácticas de manejo realizadas por los productores. El tamaño está relacionado con la distancia de recolección del sedimento. La misma debería maximizarse ya que la distancia afecta el transporte eólico, regulando el fenómeno de saltación y limitando la capacidad de transporte del viento. Los bordes de las parcelas de medición son importantes para poder establecer la superficie de control en la cual los flujos ingresan y egresan. Una opción es establecer un borde donde no se produzca erosión, lo cual puede lograrse mediante la siembra de cultivos anuales o perennes, la aplicación de residuos, uso de estabilizantes o prácticas de labranzas. Sin embargo muchas veces en la práctica es difícil obtener esta superficie no erosionable. En estos casos colectores deben ser instalados para medir los sedimentos que ingresan a la superficie de control. Los diseños propuestos para la medición son parcelas cuadradas de 1 ha. Otro aspecto importante es la ubicación de los mástiles en la parcela. Es importante considerar que en cada mástil se colocan al menos 3 colectores a distintas alturas para poder obtener un perfil de distribución de material transportado por el viento con la altura. La ubicación de mástiles en el centro de los bordes permite la simplificación del cálculo en función de las distintas direcciones de viento (Fig. 1). En aquellos ambientes en donde se conozca la dirección predominante de los vientos erosivos y la misma sea relativamente constante, puede utilizarse un esquema mínimo de 2 mástiles, uno de ingreso y otro de salida.

Los colectores instalados en el mástil deben tener la capacidad de orientarse en la dirección

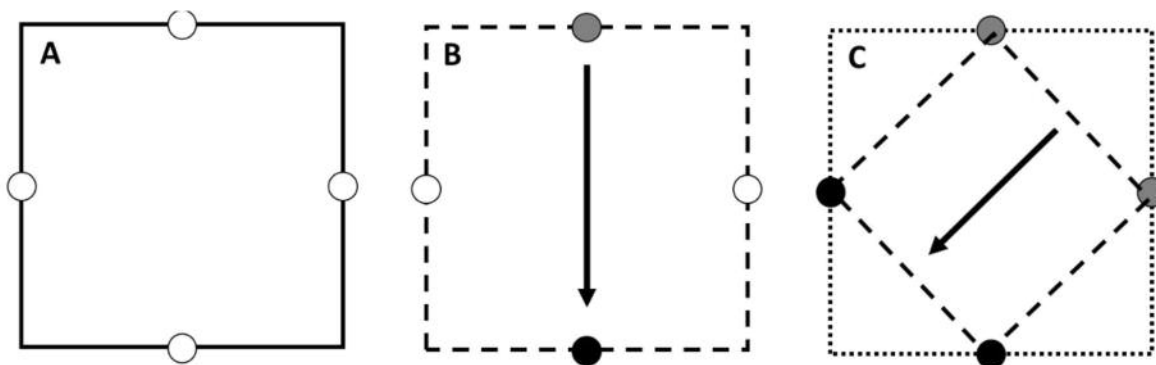


Figura 1. A. Diseño cuadrado de una parcela de medición, con baterías de colectores en el centro de sus lados. B-C. Esquemas cuando los vientos erosivos son (Flecha) provenientes del cuadrante superior. El circuito gris representa los colectores considerados como entrada y los negro aquellos de salida. La superficie con línea rayada es la considerada como superficie de medición.

del viento predominante. Esto se logra con una veleta adosada al mástil, el cual posee un sistema de pivot que le permite girar. El tipo de colector va a depender del objetivo. El colector debe ser isocinético, eficiente y no selectivo. Esto significa que el diseño del colector no debe generar una diferencia de velocidad en su orificio de entrada con respecto al flujo externo, y que debe capturar gran parte del sedimento que se mueve con el viento, sin mayores diferencias por la velocidad del viento y tamaño de partículas.

Si bien existe una gran cantidad de colectores, los dos más utilizados en estudios de campo son los BSNE (Big Spring Number Eight) y los MWAC (Modified Wilson And Cook) (Fig. 2). Los BSNE son colectores de forma trapezoidal, contruidos de acero galvanizado y con una gran capacidad de recolección dado que tiene un orificio de entrada de 10 cm². Mayor detalle sobre estos colectores puede encontrarse en Aimar et al. (1998). Los MWAC son de plásticos y cuentan con un orificio de entrada y salida de 1 cm². La principal ventaja radica en su bajo costo y la facilidad de construcción. Mientras que su principal desventaja es que poseen baja capacidad de recolección de sedimento producto de la pequeña superficie de entrada del colector haciendo necesario largos periodos de muestreo para coleccionar cantidades suficiente de material. Estudios comparativos de la capacidad de colección de BSNE y MWAC para material transportado por saltación y suspensión (PM10) han sido llevadas a cabo por Mendez et al. (2011) y Mendez et al. (2016).

Es importante obtener diferentes alturas de muestreo para determinar la relación matemática del flujo de sedimentos con la altura y así determinar el transporte horizontal de masa, es decir la cantidad de material transportada por el viento (Aimar et al., 1998; Stout & Zobeck, 1996). En estudios de campo, en donde predominan los procesos de saltación, es importante la recolección de material dentro del primer metro de altura, ya que más del 90% del material se mueve en dicho



Figura 2. Mástiles con arreglo de colectores BSNE (izquierda) y MWAC (derecha).

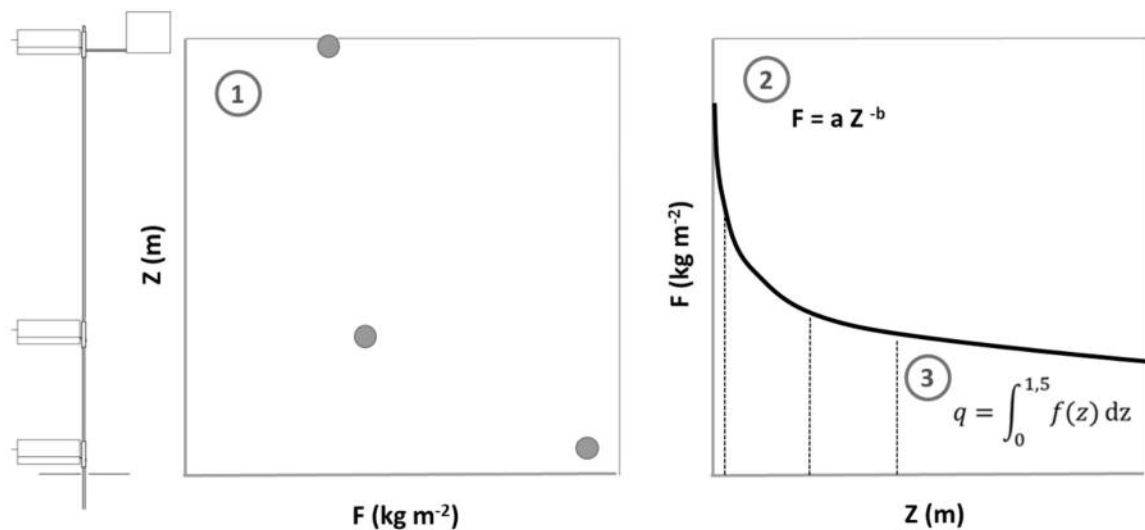


Figura 3. Proceso de cálculo de las tasas de erosión eólica. 1. Cálculo del flujo (F) en cada uno de los colectores de medición una altura Z. 2. Ajuste a un modelo mediante regresión. 3. Cálculo del flujo de masa horizontal mediante la integración de modelo.

intervalo. También, se debería colocar, por lo menos un colector a una altura mayor, para muestrear partículas que se mueven en suspensión.

El arreglo y número de colectores depende de la precisión deseada, a mayor número de colectores por mástil, la precisión aumenta, sin embargo el costo económico también lo hace. Es por ello, que se han llevado adelante investigaciones que comparan la combinación de diferentes arreglos y metodologías de cálculo. En función de los mismos se han sugerido esquemas mínimos de 3 colectores ubicados a una altura de 13,5 cm, 50 cm y 150 cm para conformar las redes de medición (Buschiazzo & Zobeck, 2005; Panebianco et al., 2010).

El flujo de masa horizontal (FMH) es la cantidad de material que se mueve en un plano vertical a distintas alturas y surge de dividir cantidad de material recolectado en diferentes alturas por la superficie de entrada del colector. Con el uso de software es posible ajustar estos valores a un modelo matemático y luego integrar (Fig. 3). En general el ajuste con modelos exponenciales han mostrado un mejor desempeño (Panebianco et al., 2010). Una vez calculado el FMH integrado el valor se multiplica por el ancho de la parcela y se obtienen el transporte horizontal de masa es decir los valores de pérdida de suelo expresados en Mg ha⁻¹.

Para seleccionar los puntos de ingreso y egreso de material a la parcela se pueden utilizar dis-

positivos especiales que registran el inicio de la actividad de saltación, y por lo tanto de la erosión, lo que permite identificar la dirección de viento y la duración del evento erosivo. El más utilizado ha sido el denominado Sensit (de Oro & Buschiazzo, 2009). En caso de no contar con este instrumento, es recomendable realizar un análisis de frecuencia de las direcciones que exhiben velocidades máximas por encima de 5 – 8 m s⁻¹ (Panebianco, com. pers.). La frecuencia de medición dependerá de los objetivos y del costo de visita a la parcela. Lo recomendable es tomar muestras luego de cada evento erosivo. Cuando las parcelas se encuentran en lugares alejados, lo aconsejable son visitas con un intervalo no mayor a 15 días, en especial en las épocas más erosivas. A medida que aumenta el intervalo entre mediciones se hace más difícil asociar la información meteorológica a los resultados.

Como la erosión eólica es un fenómeno atmosférico se recomiendan mediciones de ciertas variables meteorológicas. La estación meteorológica debería poseer un anemómetro y una veleta, sensores de temperatura, radiación solar, humedad, pluviometría, y por supuesto un "data logger" para registrar los datos. Todos estos instrumentos se encuentran disponibles comercialmente y pueden ser configurados en las estaciones automáticas disponibles. En la mayoría de los lotes agrícolas con coberturas a baja altura, una altura de medición de 2 m es adecuada (Zobeck et al.,

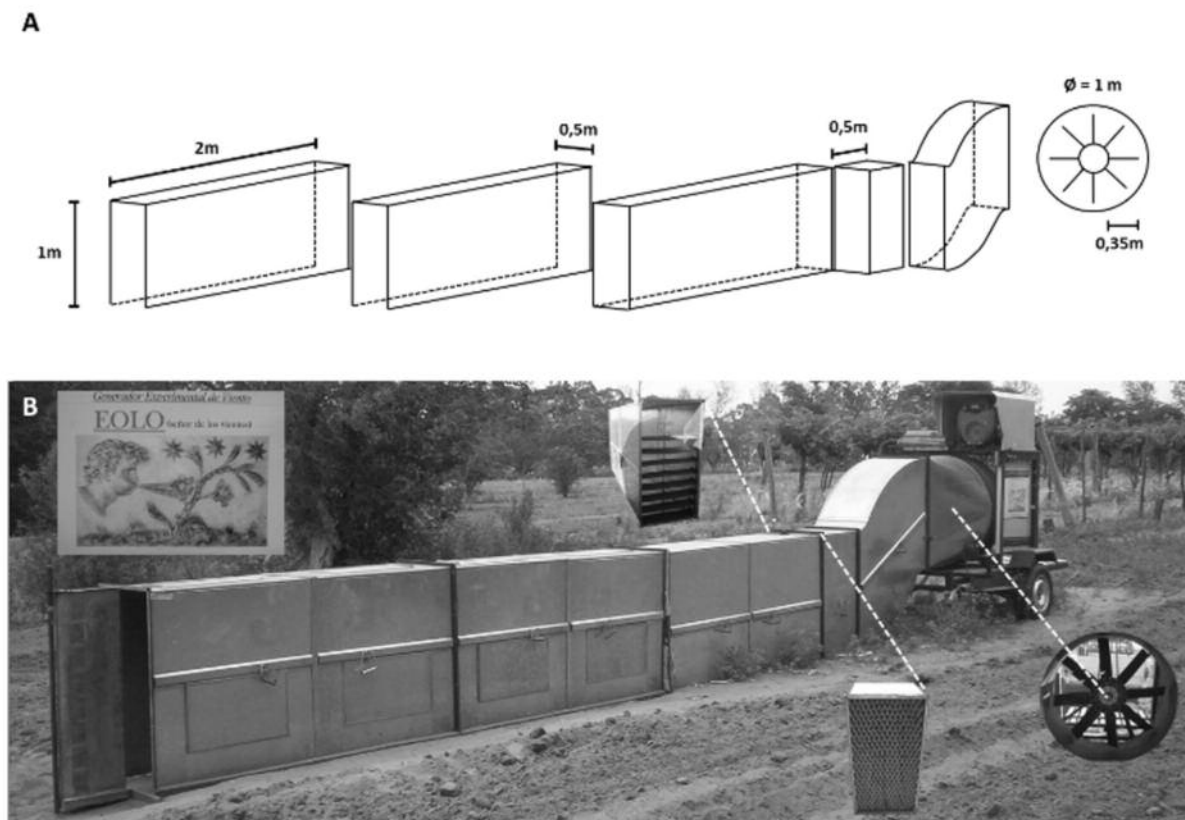


Figura 4. A) Diagrama de los componentes del túnel de viento portátil. B) Vista del túnel de viento portátil y detalles de 1) Placas deflectoras, 2) Placa criba y 3) Hélice. Tomado de Colazo et al. (2016).

2003). El intervalo de medición de los instrumentos meteorológicos depende del objetivo de medición. Para medir niveles de erosión anuales o estaciones intervalos de medición de 1 hora son apropiados, mientras que para escalas de evento la resolución debería ser de 5 min. También depende del compromiso entre la capacidad de almacenamiento del registrador y la posibilidad de descargar los datos del mismo.

ii) Túnel de viento

Cuando es necesaria la medición en condiciones controladas, ya sea para establecer una relación (por ejemplo entre la erosión eólica y parámetros del suelo) o para el desarrollo de modelos de predicción es necesario el uso de túneles de viento. Los túneles de viento para el estudio de la erosión eólica están diseñados para poder desarrollar velocidades de viento erosivas, poder simular las condiciones ambientales y así escalar los resultados a condiciones reales. Para mayor información puede considerarse Colazo et al. (2016) (Fig. 4).

3. MEDICIONES INDIRECTAS DE LA EROSIÓN

El grado de erosión puede ser estimado por los efectos que en el mediano y largo plazo ocurren en el suelo. En la región central del país, la posibilidad de contar con sitios cultivados y sin cultivar en un relieve plano permitió estimar la reducción del horizonte superficial por erosión eólica luego de la deforestación de la vegetación natural (Fig. 5). En la provincia de La Pampa, esta disminución fue de 7 a 10 cm (Colazo, 2012). En la provincia de San Luis, con una historia de uso inferior estos valores variaron entre 3 y 5 cm (Colazo et al., 2015). La intensidad de la erosión eólica también puede ser estimada por aspectos cualitativos, como los cambios texturales producidos en el horizonte superficial debido a la remoción selectiva de partículas (Colazo & Buschiazzi, 2015). Esta selección además, puede reflejarse en cambios en la proporción de minerales livianos y pesados de arenas y limos (Aimar, 2002; Buschiazzi & Taylor, 1993; Colazo et al., 2008). En la Patagonia en donde las tasas de erosión son muy altas, los niveles de erosión han sido estimados por el nivel de

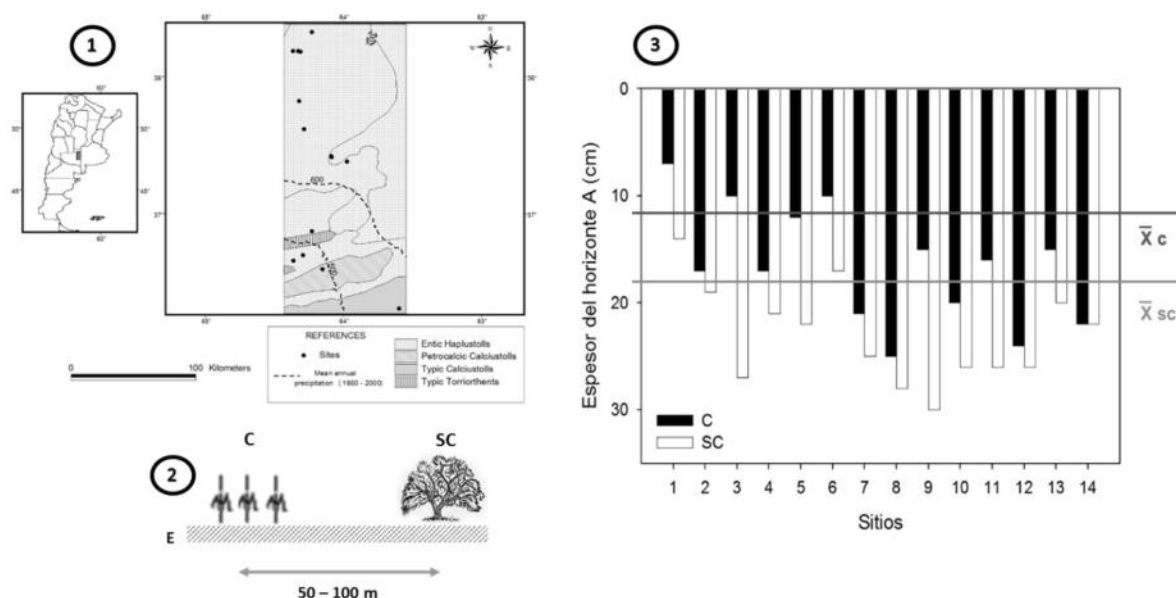


Figura 5. Estimación de la disminución del espesor del horizonte A en suelos de la región central de Argentina. 1. Sitios de estudios compuestos por pares de suelos. 2. Esquema de cada par de suelo, compuesto por un sitio cultivado (C) y sin cultivar (SC) bajo un relieve plano. 3. Espesor del horizonte A en cada sitio y tratamiento y valores medios. Adaptado de Colazo (2012).

las raíces que quedan descubiertas y la presencia de pavimentos de desierto en la superficie del suelo (Chartier et al., 2009; Rostagno & Degorgue, 2011). En estos ambientes, la utilización de sensores remotos ha permitido el monitoreo de geformas asociadas a la erosión eólica, como son las dunas y los médanos, en escalas temporales y espaciales de muy alta resolución (del Valle et al., 2008).

4. EXPRESIÓN DE LOS RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

Las tasas de erosión pueden expresarse de manera relativa o absoluta. Las primeras son útiles para conocer la eficiencia de una práctica de control con relación a una práctica tradicional o a una condición de máxima erosividad. El grado de reducción de los niveles de erosión ante incrementos progresivos de un factor permite además poder identificar valores críticos en estas relaciones (Fig. 6).

Los resultados expresados de manera absoluta nos indican si los niveles de erosión se encuentran por debajo o encima de valores considerados como tolerables. También brindan la posibilidad de validar y calibrar modelos de predicción (Buschiazzo & Zobeck, 2008). En general, se acep-

ta un valor umbral de $8 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$, sin embargo, no todos los suelos son iguales ni tienen la misma tasa de formación, por lo que este valor umbral debería ser discutido para cada situación en particular.

En el largo plazo, con variaciones climáticas y cambios en el uso de la tierra, el uso de indicadores nos permite estimar el grado de deterioro. Si bien son estimaciones indirectas, las mismas pueden relacionarse con disminuciones en el rendi-

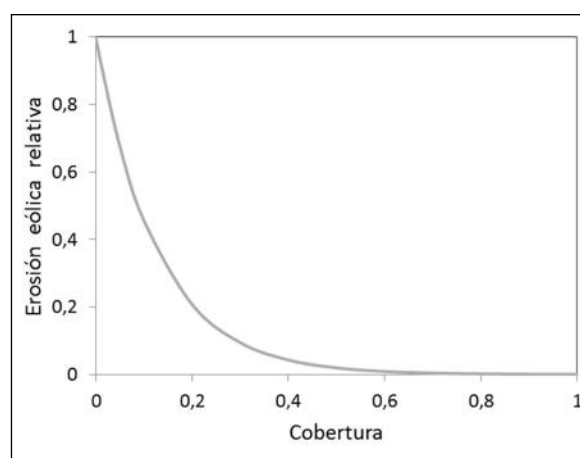


Figura 6. Relación entre la erosión eólica relativa (con coberturas sin cobertura) y el nivel de cobertura. Datos de Mendez (2010).

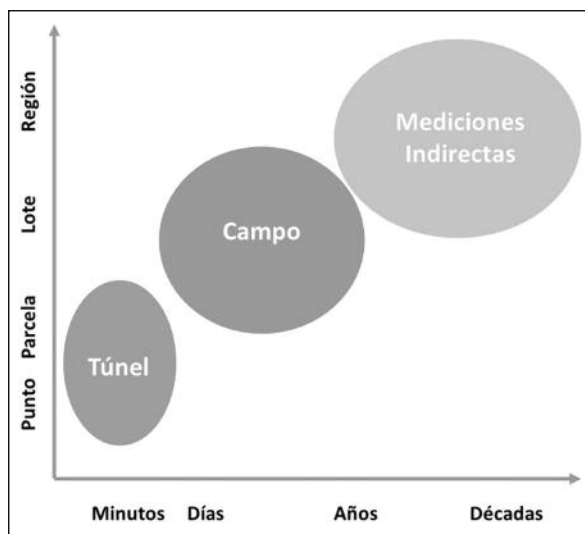


Figura 7. Escala espacial y temporal de los diferentes enfoques de medición de la erosión eólica.

miento de los cultivos (Bakker et al., 2004), lo que permite inferir los costos económicos de la erosión. De la misma manera, la pérdida de fracciones finas pueden relacionarse con el potencial del suelo para almacenar agua y secuestrar carbono (Colazo & Buschiazzo, 2015). Es importante aclarar que las metodologías que infieren de manera indirecta el grado de erosión, deben interpretarse cuidadosamente. Por ejemplo, en suelos sin cultivar, la vegetación natural actúa como sumidero de partículas de suelos adyacentes, por lo que la comparación de resultados con suelos cultivados puede conducir a errores (Iturri et al., 2016).

CONCLUSIONES

La metodología de medición de la erosión eólica dependerá de los objetivos y de la escala espacio-temporal utilizada (Fig. 7). Así las relaciones entre factores que regulan el proceso, pueden ser estudiadas en condiciones controladas en túneles de viento. Las mediciones de campo, serán útiles para cuantificar las pérdidas de suelo durante uno o varios eventos, permitiendo además calibrar los modelos de predicción. Por último, la medición de los efectos sobre el suelo, utilizando indicadores o técnicas de sensores remotos contribuye a dilucidar la evolución de este fenómeno en mayores escalas espacio-temporales.

BIBLIOGRAFÍA

• Aimar, S. 2002. Estimaciones Cualitativas y Cuantitativas

de Pérdidas por erosión eólica en suelos de la Región Semiárida Pampeana Central. Tesis para optar al grado de Magister en agronomía. UNS, Bahía Blanca. 143 pp.

• Aimar, S; D Buschiazzo & N Peinemann. 1998. Cuantificaciones de la erosión eólica en la región semiárida pampeana central argentina (RSPC). En: Golberg A & A Kin (Eds.), Viento, Suelo y Plantas. Ediciones INTA. 37-44 pp.

• Bakker, M; G Govers & M Rounsevell. 2004. The crop productivity – erosion relationship: an analysis based on experimental work. *Catena* 57: 55-76.

• Buschiazzo, D & V Taylor. 1993. Efecto de la erosión eólica sobre algunas propiedades de suelos de la región semiárida pampeana central. *Revista Ciencia del Suelo* 10: 46-53.

• Buschiazzo, D & T Zobeck. 2005. Airbone horizontal mass flux calculated with different equations. *ASAE Paper* 052049.

• Buschiazzo, D & T Zobeck. 2008. Validation of WEQ, RWEQ and WEPS wind erosion for different arable land management systems in the Argentinean Pampas. *Earth Surf Proc Land* 33: 1839-1850.

• Colazo, J. 2012. Selección de indicadores de sostenibilidad relacionados con la erosión eólica para la región Semiárida Central Argentina. Tesis para optar al grado de doctor en agronomía. UNS, Bahía Blanca. 141 pp.

• Colazo, J & D Buschiazzo. 2015. The impact of agriculture on soil texture due to wind erosion. *Land Degrad. Develop* 26: 62-70.

• Colazo, J; M Osterrieth & D Buschiazzo. 2008. Sorting of silicophytoliths by wind erosion in two soils of a semiarid environment in Argentina. In: Abstracts of 7th International Meeting on Phytolith Research– 4th South American meeting on Phytolith Research, Mar del Plata, Argentina.

• Colazo, J; O Barbosa; J de Dios Herrero & E Colazo. 2015. Degradación de suelos en la provincia de San Luis por efecto de la agriculturización. In: Actas de las II Jornadas Nacionales de Suelos en Ambientes Semiáridos.

• Colazo, J; M Méndez; L de Oro; F Avecilla; J Panebianco & D Buschiazzo. 2016. Diseño de un túnel de viento portátil para el estudio de la erosión eólica. *Revista Ciencia de Suelo* 34: 341-347.

• Chartier, M; C Rostagno & F Roig. 2009. Soil erosion rates in rangelands of northeastern Patagonia: A dendrogeomorphological analysis using exposed shrub roots. *Geomorphology* 106: 344–351.

• de Oro, L & D Buschiazzo. 2009. Threshold wind velocity as an index of soil susceptibility to wind erosion under variable climatic conditions. *Land Degrad. & Develop* 20:

14-21.

- Del Valle, H; C Rostagno; P Coronato; P Bouza & P Blanco. 2008. Sand dune activity in north-eastern Patagonia. *J. Arid Environ.* 72: 411-422.
 - Iturri, L; F Avelilla; G Hevia & D Buschiazzo D. 2016. Comparing adjacent cultivated and "virgin" soils in wind erosion affected environments can lead to errors in measuring soil degradation. *Geoderma* 264: 42-53.
 - Mendez, M. 2010. Medición y predicción de la erosión eólica en la región semiárida argentina. Tesis para optar al grado de doctor en agronomía. UNS, Bahía Blanca.
 - Mendez, M; R Funk & D Buschiazzo. 2011. Field wind erosion measurements with Big Spring Number Eight (BSNE) and Modified Wilson and Cook (MWAC) samplers. *Geomorphology* 129: 43-48.
 - Mendez, M; R Funk & D Buschiazzo. 2016. Efficiency of Big Spring Number Eight (BSNE) and Modified Wilson and Cook (MWAC) samplers to collect PM10, PM2.5 and PM1. *Aeolian Research* 21: 37-44.
 - Panebianco, J; D Buschiazzo & T Zobeck. 2010. Comparison of different mass transport calculation methods for wind erosion quantification purposes. *Earth Surf. Process. Landforms* 35: 1548-1555.
 - Rostagno, C & R Degorgue. 2011. Desert pavements as indicators of soil erosion on aridic soils in north-east Patagonia (Argentina). *Geomorphology* 134: 224-232.
 - Stout, J & T Zobeck. 1996. The Wolfforth field experiment: A wind erosion study. *Soil Sci.* 161: 616-632.
 - Stroosnijder, L. 2005. Measurement of erosion: It is possible? *Catena* 64: 162-173.
 - Zobeck, T; G Sterk; R Funk; J Rajot, J Stout & S Van Pelt. 2003. Measurement and data analysis methods for field-scale wind erosion studies and model validation. *Earth Surf. Process. Landforms* 28: 1163-1188.
-

5

Un indicador de compactación relacionado con el agua del suelo

La compactación es un proceso que afecta tanto a la agricultura como a la ganadería, siendo producida por tránsito de maquinaria o por pisoteo animal. Todo daño por compactación implica la ocurrencia simultánea de: aumentos de densidad aparente, descensos de macroporosidad, aumentos de resistencia mecánica, descensos de infiltración y conductividad hidráulica saturada (Pietola et al., 2005; Taboada, 2007). De este modo la resistencia mecánica (RST) puede ser utilizada como un indicador para alertar sobre posibles problemas relacionados con el movimiento de agua en el suelo. Las mediciones de RST son fáciles de realizar en el campo, y pueden proporcionar información útil si se utilizan en combinación con otras como: densidad aparente, contenido de agua, porcentaje de macroporos, infiltración básica y conductividad hidráulica (Vepraskas, 1988).

La resistencia mecánica (RST), o resistencia total del suelo a la penetración por un cono metálico, proporciona una medición relativa de la presión que deben ejercer las células en la zona de elongación de la raíz para proyectar el ápice dentro del suelo (Bengough et al., 1997). Es uno de los indicadores más sensibles para detectar y cuantificar la existencia de procesos de compactación. Se expresa como unidades de fuerza o presión ejercida por unidad de superficie del cono (Ec. 1), generalmente en kg cm^{-2} , kilopascales (KPa), o megapascales (MPa).

(Ec. 1)

$$\text{RST} = \text{Fuerza ejercida} / S \quad S = \pi * R^2$$

donde

S = área basal del cono

R = radio del cono

DETERMINACIÓN DE LA RST

El instrumento utilizado para determinar la RST es el penetrómetro. Los penetrómetros más comunes (de anillo y digitales) utilizan una velocidad de penetración constante (inducida en forma manual o hidráulica), o bien miden el número de golpes requeridos para introducir el cono hasta una profundidad determinada (penetrómetro de impacto). La Figura 1 muestra dos de estos instrumentos, sus componentes y ecuaciones relacionadas.

El penetrómetro de anillo (Fig. 1 a), consta de un mango en forma de "T" que sujeta un anillo de acero deformable, conectado a un cono mediante una espiga. La fuerza necesaria para introducir el cono en el suelo produce una deformación en el anillo que es registrada por un micrómetro en forma de vueltas de una aguja sobre un dial numerado. La lectura del dial se correlaciona con la fuerza F mediante una ecuación de regresión proporcionada por la fábrica del instrumento. La mayoría de los penetrómetros utiliza una espiga de menor diámetro que el cono para reducir la fricción con el suelo. El cono más utilizado tiene una abertura de 30 grados. Es posible utilizar conos de diferente diámetro para adaptar la sensibilidad de las determinaciones a la RST y contenido de agua del suelo. Sin embargo, resulta importante estandarizar estas medidas. Para ello la Sociedad Americana de Ingenieros Agrónomos ha adoptado normas de diseño y uso del penetrómetro que deben ser respetadas (ASAE, 1983).

El penetrómetro de impacto (Fig. 1 b), tiene un eje metálico sobre el que se desliza una pesa o pilón de masa conocida (p_1). Este pilón se deja caer desde una altura determinada (L). El impacto sobre una plataforma proporciona la fuerza

que determina la penetración en el suelo. Esta última se mide sobre una escala lateral fijada sobre una varilla independiente, donde se marca el nivel de una guía o marcador antes y después del impacto. La distancia medida entre ambas marcas es el valor Z de la ecuación. La RST se obtiene de la Ec.2:

$$\text{(Ec. 2)}$$

$$\text{RST(MPa)} = (K * L * 0,099) / (Z * S)$$

$$K = p1 / (p1 + p2)$$

- K = constante instrumental (kg)
- p1 = peso del pilón (kg)
- p2 = peso del instrumento completo (kg)
- L = altura de caída (cm)
- 0,099 = coeficiente de conversión de kg cm² a megapascales (MPa)
- Z = distancia que el penetrómetro avanza en cada golpe (cm)
- S = área basal del cono (cm²)

El penetrómetro digital se basa sobre principios similares al de anillo, trabajando con una celda de carga que mide la fuerza aplicada, mientras que un sensor ultrasónico determina la profundidad de penetración respecto de una placa guía situada en la superficie del suelo. Los datos pueden almacenarse en el instrumento y, poste-

riormente, descargarse a una computadora.

Existe un amplio rango de valores críticos de RST en relación con el crecimiento de las raíces, que abarca desde 2,5 a más de 5 MPa. Sin embargo, la RST crítica puede variar sustancialmente según el cultivo, las condiciones de humedad del suelo, y la textura. En general, se acepta que a partir de 2,5 MPa existen impedimentos crecientes para la penetración de las raíces (Pabin et al. 1998; Hamza & Anderson, 2005).

FACTORES

La RST es afectada por numerosos factores. El contenido de agua y la porosidad del suelo la disminuyen, mientras que densidad aparente y la profundidad la incrementan. Esta última se debe a la creciente dificultad experimentada por el cono para desplazar las partículas soportadas por la gran masa de suelo circundante (Gerard et al., 1982). El efecto de la textura, representado por el contenido de arcilla depende de su influencia sobre la humedad del suelo. Si un incremento en arcilla deriva en un mayor contenido de agua del suelo, la RST disminuye con el contenido de arcilla. Para un contenido de agua y densidad aparente constantes, la RST aumentará con el contenido de arcilla (Gerard et al., 1982; Unger & Kaspar, 1994; Bennie, 1996). Otros factores instrumenta-

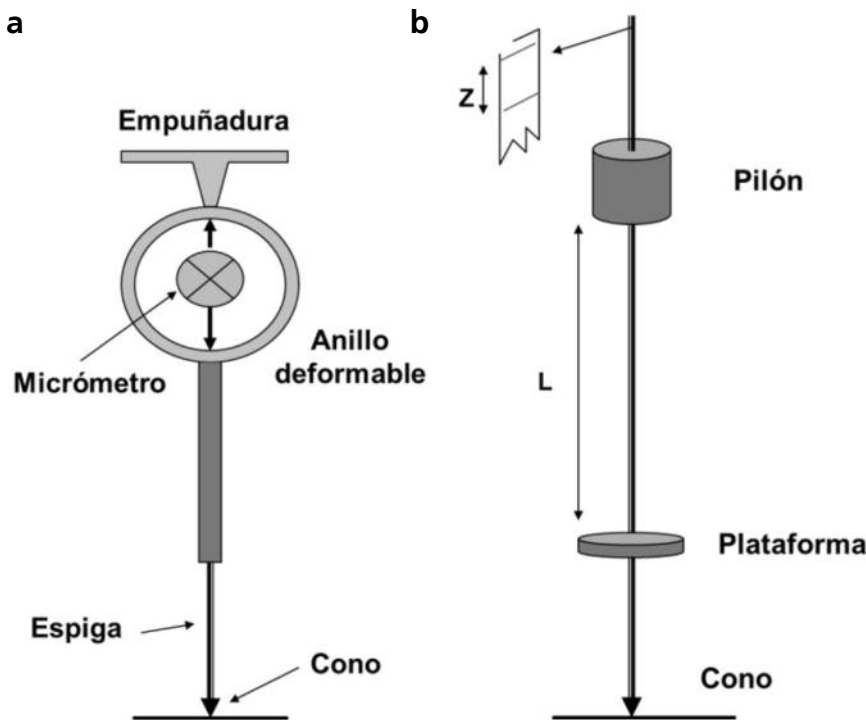


Figura 1. Dos modelos de penetrómetro frecuentemente utilizados en estudios de compactación: a) de anillo y b) de impacto.

les se relacionan con las características del penetrómetro y su forma de utilización: velocidad de penetración, forma y tamaño del cono, y su rugosidad superficial (Miller, 1986; Gerard et al., 1982; Bennie, 1996; Al Adawi & Reeder, 1996).

La correlación entre RST y el contenido de agua del suelo introduce un factor de variación adicional cuando se realizan mediciones que involucran suelos con diferente humedad. Casos comunes son la comparación entre tratamientos con siembra directa y labranza, determinaciones realizadas en distintas profundidades, o a lo largo del tiempo, donde varían los contenidos de agua del suelo.

Para evitar este problema se ha sugerido que las determinaciones de RST se realicen a contenidos de agua cercanos a capacidad de campo, algo que no siempre es posible. Una alternativa es el desarrollo de modelos de regresión que vinculen el contenido de agua con la RST, y permitan ajustar esta última a contenidos de agua de referen-

cia. Estos modelos son habitualmente suelo-específicos (Busscher et al., 1997).

EJEMPLOS Y APLICACIONES PRÁCTICAS

La Figura 2 muestra un modelo de regresión sobre el que se realizó el ajuste de la RST a un contenido de agua de referencia (Krüger et al., 2008).

El ajuste de la RST al contenido de agua (W) de referencia (RSTW), se realizó según la Ec.3, donde RST_{OBS} es la resistencia mecánica al contenido de agua observado, W_{OBS} es el contenido de agua observado, W_{REF} es el contenido de agua de referencia y PENDING es la pendiente de la recta de regresión con su correspondiente signo. Se utilizó un W_{REF} de 190 g kg^{-1} (2/3 del rango de agua útil del suelo estudiado), que corresponde aproximadamente al valor modal de los contenidos de agua observados. En ajustes similares Cerana et al. (2004), utilizaron el valor modal de W para minimizar los errores de corrección.

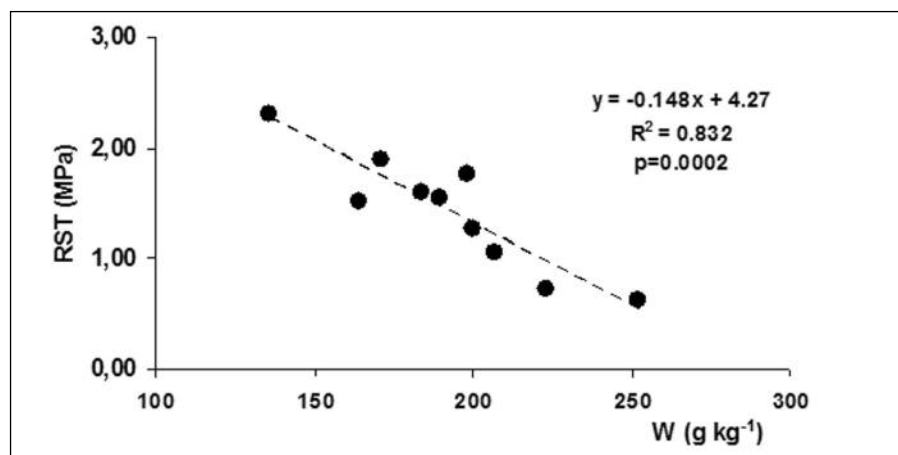


Figura 2. Relación entre el contenido medio de agua del suelo, en la capa 0-30 cm, y la resistencia mecánica media. Referencias: RST=resistencia mecánica, W= contenido de agua del suelo.

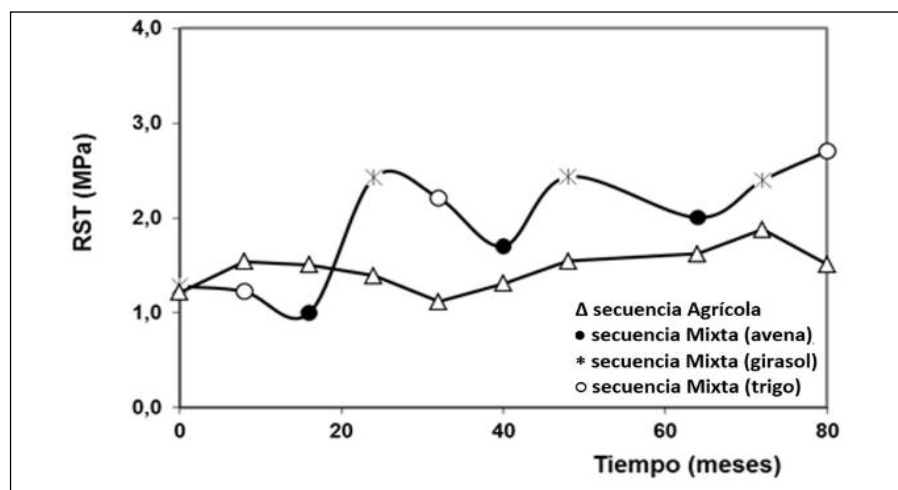


Figura 3. Variación en el tiempo de la resistencia a la penetración ajustada a un contenido de agua de referencia de 190 g kg^{-1} en dos secuencias de cultivos: Mixta (avena pastoreada, girasol, trigo), y Agrícola (barbecho, girasol, trigo).

$$(Ec.3) \\ RST_w = RST_{OBS} - [(W_{REF} - W_{OBS}) \times PEND]$$

El modelo de regresión obtenido se utilizó para corregir valores de RST determinados a diferentes contenidos de humedad del suelo en dos secuencias de cultivo bajo siembra directa. Así se evidenció un patrón de variación cíclico en la RST de una secuencia de cultivo Mixta (avena, girasol, trigo), con pastoreo directo de la avena, en relación con una secuencia Agrícola sin pastoreo (Fig. 3). A la siembra de girasol los valores de RST resultaron siempre mayores en la secuencia Mixta como consecuencia del pisoteo animal (Krüger et al., 2008).

La existencia de compactación, junto con la observación de menores contenidos de agua en la secuencia Mixta a la siembra de girasol, generó la hipótesis de la existencia de tasas de infiltración diferencial entre las secuencias estudiadas por lo que, en esta fase de las secuencias, se realizaron ensayos de infiltración con un simulador de lluvia.

Las determinaciones realizadas mostraron una disminución marcada en la infiltración básica de la secuencia Mixta respecto de la Agrícola (Fig. 4), posiblemente por reducción en el porcentaje de macroporos. En este caso, las determinaciones de RST permitieron detectar un problema de captación de agua con impacto sobre la eficiencia de uso del agua del sistema Mixto.

En otro experimento llevado a cabo sobre suelos clasificados como Haplustoles énticos, se determinó la RST y el porcentaje de macroporos mayores a $9 \mu\text{m}$ antes y después de dos pastoreos directos de un cultivo de avena, en una secuencia de cultivos avena-soja en siembra directa (Fig. 5).

El contenido de agua del suelo resultó comparable en ambas determinaciones, por lo que no se consideró necesaria la corrección de la RST. Se observó que el pisoteo animal incrementó la RST en la capa 0-5 cm y, en forma paralela, redujo el porcentaje de macroporos aproximadamente un 10% en la misma capa (Iglesias et al., 2014). Aunque no se realizaron determinaciones de infil-

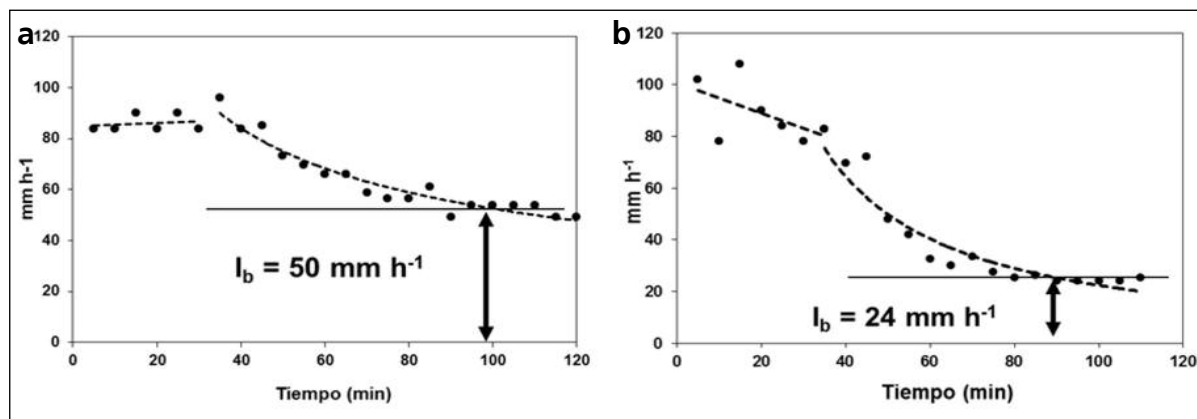


Figura 4. Ensayos de infiltración en secuencias Agrícola (a) y Mixta (b) bajo siembra directa, luego del pastoreo de avena en la secuencia Mixta. I_b = infiltración básica.

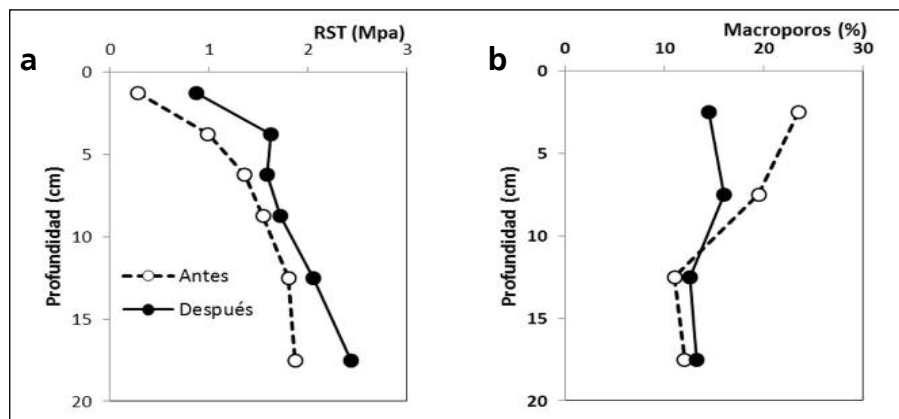


Figura 5. Variación con la profundidad de la resistencia a la penetración (a), y del porcentaje de poros mayores de $9 \mu\text{m}$ (b), antes y después de dos pastoreos de un cultivo de avena.

tración básica en este caso, es posible especular que la reducción en la cantidad de macroporos haya influido sobre esta variable.

Los ejemplos precedentes muestran la utilidad de las determinaciones de RST en relación con la detección de problemas relacionados con la captación y movimiento de agua en el suelo. Si bien no reemplazan al diagnóstico tradicional permiten anticipar, en forma relativamente sencilla y a campo, la necesidad de estudios más detallados.

BIBLIOGRAFÍA

- Al-Adawi, S & R Reeder. 1996. Compaction and subsoiling effects on corn and soybean yields and soil physical properties. *Trans. of the ASAE*. 39: 1641-1649.
 - American Society of Agricultural Engineers. 1983. Soil cone penetrometer. ASAE Standard S313.1 p. 233. *Agr. Eng. Yrbk. of Standards*.
 - Bengough, A; C Crocer & J Pritchard. 1997. A biophysical analysis of root growth under mechanical stress. *Plant & Soil* 189: 155-164.
 - Bennie, A. 1996. Growth and mechanical impedance. Chapter 23:453-458. In: Waisel, Y and H. Eshel (ed). *Plant roots: The hidden half*. 2nd Ed. Marcel Dekker Inc. New York.
 - Busscher, W; P Bauer; C Camp & R Sojka. 1997. Correction of cone index for soil water content differences in a coastal plain soil. *Soil Till. Res.* 43: 205-217.
 - Cerana, J; O Pozzolo; R Benavidez; S Rivarola, M Wilson & J De Battista. 2004. La determinación de la resistencia mecánica a la penetración, para la evaluación de la sustentabilidad de los sistemas productivos. In: Filgueira R. & F. Micucci (Ed.) *Metodologías físicas para la investigación del suelo: penetrometría e infiltrometría*. Editorial de la Universidad de la Plata. Argentina. 182 pag.
 - Gerard, C; P Sexton & G Shaw. 1982. Physical factors influencing soil strength and root growth. *Agron.J.* 74: 875-879.
 - Hamza, M & W Anderson. 2005. Soil compaction in cropping systems. A review of the nature, causes and possible solutions. *Soil Till. Res.* 82: 121-145.
 - Iglesias, J; J Galantini; H Krüger & S Venanzi. 2014. Soil pore distribution as affected by cattle trampling under no-till and reduced till systems. *AGRISCIENTIA* 31: 93-102.
 - Krüger, H; S Venanzi & E de Sá Pereira. 2008. Pastoreo y resistencia mecánica del suelo en sistemas de producción bajo siembra directa continua. *Ciencia del Suelo* 26: 211-217.
 - Miller, D. 1986. Root systems in relation to stress tolerance. *Hort. Sci.* 21: 963-970.
 - Pabin, J; J Lipiec; S Wlodek; A Biskupsky & A Kaus. 1998. Critical soil bulk density and strength for pea root growth as related to other soil factors. *Soil & Tillage Res.* 43: 206-208.
 - Pietola, L; R Horn & M Yli-Halla. 2005. Effects of trampling by cattle on the hydraulic and mechanical properties of soil. *Soil Till. Res.* 82: 99-108.
 - Taboada, M. 2007. Efectos del pisoteo y pastoreo animal sobre suelos en siembra directa. 4º Simposio de Ganadería en Siembra Directa. AAPRESID. Potrero de los Funes, San Luis, 71-83. Disponible en: http://www.produccionbovina.com.ar/suelos_ganaderos/49-efectos_pisoteo.pdf
 - Unger, P & T Kaspar. 1994. Soil compaction and root growth. A review. *Agron.J.* 86:759-766.
 - Vepraskas M. 1988. Bulk density values diagnostic of restricted root growth in coarse-textured soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52: 1117-1121.
-

6

Constantes hídricas y retención de agua en el suelo

El suelo es un sistema complejo que consiste en proporciones variables de cuatro componentes principales: 1) Partículas de roca o minerales; 2) Materia orgánica no viviente, ambos formando la matriz sólida del suelo; 3) Solución del suelo; y 4) Aire, que constituyen el espacio poroso de la matriz. Además de estos cuatro componentes, generalmente el suelo contiene numerosos organismos vivientes (Baver et al., 1972). El estudio del agua del suelo nos permite comprender los procesos físicos, químicos y biológicos del suelo, es decir desde la meteorización, los procesos formadores, el estado energético en que se encuentra el agua, la capacidad de retención, como también el movimiento y disponibilidad para la planta, evaporación, drenaje, etc. (García et al., 2012). El agua del suelo debe ser considerada como retenida en los poros del suelo a diferentes niveles de energía, y que al contener sustancias orgánicas e inorgánicas disueltas constituye la solución del suelo.

La combinación de las partículas más pequeñas del suelo (arenas, limos y arcillas; i.e. textura del suelo) en agregados produce la estructura del suelo (Hillel, 2004). El grado de estructuración existente afecta la cantidad y tamaño de los poros, y estos afectan considerablemente el movimiento del agua, la aireación y el desarrollo de las raíces. El espacio poroso es la fracción de volumen de suelo ocupada por el aire y el agua que, en términos generales, representa la mitad del volumen total del suelo, aunque varía con el tipo e historia de manejo del mismo. Sin embargo, el volumen total del espacio poroso es menos importante que la proporción del espacio poroso capilar y no capilar (Kramer, 1983). El espacio poroso no capilar se refiere a la fracción en la que el agua se mueve por gravedad (macro- y mesoporos), proveyendo

el espacio aéreo, primordial para la respiración de las raíces. El espacio poroso capilar se refiere a la fracción de poros de 30 a 60 micrones de diámetro, que retiene el agua contra la fuerza de gravedad (microporos). Sin embargo, tanto los mesoporos como los microporos son los principales responsables de retener el agua en el suelo. En un suelo bien estructurado para el crecimiento de las raíces y la retención de agua, el espacio poroso se distribuye en partes iguales entre los poros capilares y no capilares.

Una vez que el agua ingresa al suelo, su distribución dependerá de propiedades intrínsecas, tales como textura, estructura y su estabilidad, porosidad, contenido de materia orgánica, salinidad, presencia de capas u horizontes densificados. El exceso de agua no retenida por el suelo será eliminado por drenaje fuera de la profundidad de absorción radical, mientras que el agua retenida o almacenada, se irá consumiendo por evapotranspiración, fenómeno que involucra los procesos de evaporación superficial del suelo y transpiración a través de las plantas.

La retención, el movimiento, la absorción por la planta y la evaporación de agua, entre otros, siempre está relacionada con fenómenos de energía (García et al., 2012). La física clásica reconoce dos tipos de energía: cinética y potencial. Desde un enfoque edáfico, la energía cinética es despreciable dado que el agua del suelo se mueve muy lentamente. Por el contrario, la energía potencial, la cual se debe a la posición, es la que principalmente determina el movimiento del agua del suelo. El potencial agua del suelo está compuesto por: 1) Potencial mátrico, que es la fuerza con la cual las partículas sólidas del suelo adsorben el agua; 2) Potencial osmótico, que es la fuerza de

atracción del agua por los iones y otros solutos; y 3) Potencial gravitacional, que es la atracción del agua por el centro de la tierra. El agua en el suelo se mueve por el gradiente de potencial agua entre un punto y otro, y es este potencial, la verdadera medida de la energía que posee el agua en el suelo. La fuerza con que el agua es retenida en el suelo se puede definir matemáticamente por medio de la ecuación 1.

$$\Psi_T = \Psi_M + \Psi_O + \Psi_G + \Psi_P \quad [1]$$

Donde:

Ψ_T Potencial total

Ψ_M Potencial mátrico

Ψ_O Potencial osmótico

Ψ_G Potencial de gravedad

Ψ_P Potencial de presión

En la Figura 1 se muestra la relación entre las partículas del suelo y los poros, donde se detallan las fracciones de agua retenida con diferente energía. Para un momento determinado y en función de la energía con que el agua es retenida, pueden definirse los siguientes conceptos asociados a constantes hídricas, características de cada suelo:

a) Humedad de Saturación: es el contenido de agua de un suelo en el que todos sus poros están llenos de agua. Esta situación puede observarse inmediatamente después de una lluvia o riego abundante y se considera que el potencial mátrico, con que el agua es retenida por el suelo, es nulo.

b) Capacidad de Campo (CC): también conocido como límite máximo, es el contenido de agua presente en un suelo luego de drenar libremente durante 1 a 3 días posteriores a una lluvia o riego intenso. Se estima que corresponde al agua retenida a un potencial mátrico que puede variar entre 0,1 bar para suelos arenosos hasta 0,5 bares para suelos arcillosos. Se puede tomar como valor medio 0,3 bar. Aunque existe un rango de la proporción de agua en el suelo a capacidad de campo, el cual es función de la textura y estructura del mismo, en términos globales esta fracción de agua ocupa el 50% del espacio poroso.

Equivalente de humedad o humedad equivalente. Es el contenido de agua que retiene una

columna de suelo de 1 cm de espesor cuando es sometida a una aceleración centrífuga de 1000 veces la acción de la gravedad (presión de 10 atmósfera aproximadamente) durante 40 minutos. El valor de equivalente de humedad se aproxima al de CC, pero es un término obsoleto que, sin embargo, aún se usa en algunos trabajos técnicos (García et al., 2012).

c) Punto de Marchitez Permanente (PMP):

También conocido como límite mínimo, es el contenido de agua de un suelo retenida tan firmemente que las plantas no pueden extraerla, causándoles una marchitez irreversible. En este estado se admite, en general, que el agua está retenida con potenciales matriciales mayores a 15 bares (1500 kPa). El valor exacto varía con el tipo de planta y con las condiciones bajo las cuales se desarrolló el secado. El PMP depende también de características propias del suelo como su granulometría, su compactación, el contenido de materia orgánica o la profundidad del perfil, entre otros factores. Se ha comprobado que el contenido de humedad de un suelo a una succión matricial mayor a 1500 kPa se encuentra dentro del intervalo en el que una gran parte de las plantas se marchitan (Richards & Wadleigh, 1952). En general, se puede asumir que el valor de PMP de un suelo es aproximadamente el 50 % de la CC del mismo. En la utilización de esta información debe tenerse en cuenta que no todas las especies vegetales tienen la misma capacidad para extraer agua del suelo, incluso esta capacidad puede variar según el estado fenológico de la planta.

d) Agua Útil Total (AUT): Es la diferencia entre los contenidos de agua a CC y PMP. Es la que se considera como agua utilizable o potencialmente extractable por las plantas en la zona de crecimiento radical, o sea que, de toda el agua presente en el suelo, sólo esta fracción puede ser utilizada por las plantas. El conocimiento de esta información es de gran importancia ya que a partir de ella podremos predecir cuál será el máximo rendimiento al que podremos aspirar con un dado cultivo en un determinado lote.

e) Agua Útil disponible (AU): Esta fracción de agua en el suelo constituye a campo una importante característica del suelo, cuando es interpre-

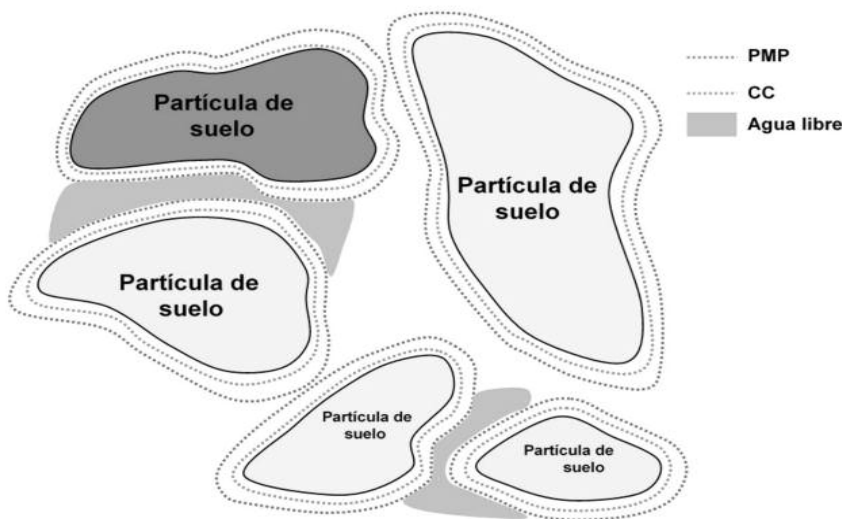


Figura 1. Esquema de la relación entre las partículas del suelo y los poros, donde se detallan las fracciones de agua retenida con diferente energía: PMP (punto de marchitez permanente), CC (capacidad de campo y agua libre).

tada apropiadamente (Andriani, 2000). Resulta de la diferencia entre el contenido de agua (humedad gravimétrica o volumétrica) de un suelo en un determinado momento y el PMP de dicho suelo. El valor del agua disponible puede expresarse en términos de lámina o también en términos relativos (%) con el agua útil total. En general, los suelos de textura fina tienen mayor capacidad de agua útil que los suelos de textura gruesa. La capacidad de agua disponible de diferentes suelos varía ampliamente, aunque suelos de un mismo Gran Grupo poseen, en el total del perfil, valores similares.

MEDICIÓN DEL CONTENIDO DE AGUA DEL SUELO

Para medir el contenido de agua en el suelo, además de las medidas de presión (bares, atmósfera, kilopascuales, etc.), se utilizan diferentes unidades físicas expresadas en base de masa (g/g y su porcentaje), de volumen (cm³/cm³ y su porcentaje) y de lámina (mm o cm). Para medir las constantes hídricas del suelo en el laboratorio se utilizan medidas de succión que son las mismas que de presión, porque son potenciales inversos.

Comúnmente, el contenido de agua en el suelo se determina por gravimetría, considerado el método patrón. Es el método más simple y consiste en tomar muestras de suelo con el contenido de humedad del momento. Estas muestras se conservan en recipientes que impiden la pérdida de la humedad que contienen, se pesan húmedas y luego son secadas hasta peso constante a 105-110 °C (aproximadamente 24-48 hs). El contenido de humedad se calcula a través de la ecuación 2.

Donde:

$$Hg[\%] = \frac{Mh - Ms}{Ms} * 100 \quad [2]$$

Hg (%) = porcentaje de humedad gravimétrica, en base a masa de suelo seco.

Mh = masa muestra húmeda

Ms = masa muestra seca

Resulta mucho más práctico manejarse con la expresión volumétrica (Ecuación 3) de la humedad del suelo, ya que a partir de ésta es posible calcular el agua contenida en el suelo en forma de lámina (Ecuación 4).

Donde:

$$Hv[\%] = Hg * \frac{\delta_{ap}}{\delta_{agua}} \quad [3]$$

$$Lam[mm] = \frac{Hv * e}{100} = \frac{Hg * \delta_{ap} * P}{100} \quad [4]$$

Hv (%) = porcentaje de humedad volumétrica, en base a volumen de suelo seco

δ_{ap} = densidad aparente del suelo

δ_{agua} = densidad del agua

P = espesor en mm de la capa de suelo

Cuando no se da ninguna indicación en un texto o gráfico, se asume que el valor corresponde a una medida en base masa, porque la determinación patrón involucra esta base (Gardner, 1986). Sin embargo, se debe prestar atención en no caer en el error de dejar de indicar las unidades en las que se informa, ya que existen casos

Instrumental	Tipo y principio de medición	Ventajas y desventajas
Tensiómetros	Bulbo poroso con una columna de agua. Mide la tensión del agua en el suelo en centibares (-100 a -200)	Son prácticos, pero solo miden una fracción del agua útil. Se utilizan para mediciones de poca profundidad
Sensores de matriz granular (Watermarker) Bloques de resistencia eléctrica	Material granular insoluble que contiene yeso, dentro del cual están embebidos los electrodos, todo sostenido con una malla metálica. Mide en centibares	Igual que los tensiómetros. Pero sus lecturas no corresponden al potencial agua del suelo.
Sonda de neutrones	Atenuación de neutrones. Sonda móvil que se desplaza dentro de un caño de aluminio. Emite neutrones rápidos y lee los que se desaceleran.	Es de gran precisión. Permite leer hasta los 3 metros de profundidad en capas de 30 cm. Precaución por ser material radioactivo.
Time Domain Reflectometry (TDR)	Mide la transmisividad dieléctrica del suelo a una señal electromagnética de microondas (MHz-GHz).	Requiere precisión en la colocación. Sensible a la materia orgánica y a las sales.
Medidor de capacitancia (Enviroscan)	Toman al suelo como un capacitor, en el cual los dipolos del agua se alinean debido a la aplicación de un campo eléctrico a frecuencia de radio y se polarizan (FDR).	Requiere precisión en la colocación. Necesita instalación fija, muy costosa y con cables que obstaculizan las operaciones rurales.
Medidor de capacitancia (Diviner)	Toman al suelo como un capacitor, en el cual los dipolos del agua se alinean debido a la aplicación de un campo eléctrico a frecuencia de radio y se polarizan.	Requiere precisión en la colocación del tubo. Es portátil, mide cada 10 cm hasta 1,6 m y almacena en un datalogger. Ajusta muy mal en suelos limo-arcillosos.

Tabla 1. Instrumental de medición de contenido de agua en el suelo, con detalle del tipo y principio de la medición y ventajas y desventajas para cada método.

que se están relacionando medidas de volumen y se puede suponer que son de peso.

Con relación al método de secado de las muestras, en la determinación gravimétrica, en general se utilizan estufas u hornos, aunque también se puede realizar por métodos radiativos (lámparas de rayos infrarrojos o microondas). Estos últimos métodos son bastante rápidos. Sin embargo, no solo hay que comprobar el momento de secado por estabilización del peso seco, sino que además hay que controlar que la temperatura de secado se mantenga más o menos constante y no sea excesiva (Gardner, 1986). La frecuencia recomendada para el secado de muestras en los aparatos de microondas comerciales es entre 9 y 300 GHz, teniendo en cuenta que la temperatura no alcance valores que provoque una apreciable oxidación de la materia orgánica. El tiempo de aplicación y la frecuencia de la microonda varían en función del tipo de suelo, el contenido de humedad y tamaño de la muestra.

A nivel de campo existe una serie importante de instrumental para medir el contenido de agua en el suelo en forma indirecta, a través de alguna

característica física del agua y el suelo, pero todos deben ser calibrados por el método gravimétrico. Estos instrumentales o equipos de medición de agua poseen distintos grados de precisión y comportamiento según el tipo de suelo y el principio usado. En la Tabla 1, se muestran a modo de ejemplo alguno de ellos con sus ventajas y desventajas.

En el caso de suelos con predominancia de arcilla y/o limo en su constitución, la sonda de neutrones (Foto 1) se comporta como el instrumental más preciso, mientras que los equipos que utilizan ondas eléctricas son los menos precisos. En suelos arenosos casi todos los equipos listados en la Tabla 1, se comportan de manera aceptable.

CURVA CARACTERÍSTICA DE HUMEDAD

La cantidad de agua que se encuentra en un suelo, puede ser cuantificada por medio de parámetros como los contenidos de agua gravimétrico y volumétrico o el grado de saturación, así como por la succión que presenta el mismo. La relación entre el contenido de humedad (θ) y el potencial matricial del suelo (ψ) es una propiedad básica del

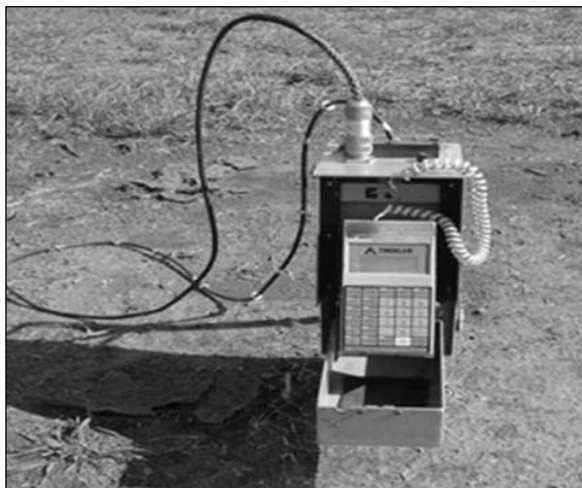


Foto 1. Sonda de neutrones

suelo, de tal importancia, que justifica llamarla *Humedad Característica* (Martínez Fernández, 1995). La representación gráfica de $\theta_{(\psi)}$ vs. ψ determina la curva de retención hídrica o curva característica de humedad (Fig. 2). Ésta refleja la capacidad de un suelo para retener agua en función de la succión ejercida. La forma de representar $\theta_{(\psi)}$, es considerando ψ con unidades de presión o tensión (kPa, bar, o pF, siendo éste el logaritmo del potencial matricial, expresado en centímetros de carga hidráulica equivalente) (Fig. 2). Esta relación es fuertemente no lineal y está afectada por el fenómeno de la histéresis (Koorevaar et al., 1983).

La curva característica ha sido objeto de un

gran número de investigaciones. Se han estudiado los diferentes procedimientos para obtenerla, los modelos matemáticos que la representan, su relación con otros fenómenos, etc. Sin embargo, es importante señalar que siendo una de las relaciones que son requisito para el estudio de los suelos no saturados, en muchas ocasiones no se puede determinar en cualquier laboratorio. En este sentido, para evaluarla se requiere de equipos especiales, tales como celdas de presión, membranas o discos de cerámica de alto valor de entrada de aire, equipos triaxiales modificados, tensiómetros, equipos de corte directo modificados, etc. Estos equipos generalmente no están disponibles en los laboratorios de materiales tradicionales, sino que se encuentran en laboratorios de centros de investigación o de universidades y en algunos casos en laboratorios especializados. Por lo cual se han propuesto otras formas alternas para determinarla (García et al., 2013), como es la determinación a campo.

Entre las técnicas mencionadas, la más recomendable para obtener valores de CC y de PMP en laboratorio, es mediante un equipo de ollas de Richards (1947) (Foto 2). Los contenidos de agua determinados en laboratorio son bastante cercanos a los reales, debido a que esas variaciones representan pocos milímetros de agua. El principio de este método es que la humedad del suelo es removida de la muestra saturada, a presiones crecientes de aire, en un equipo extractor (Foto

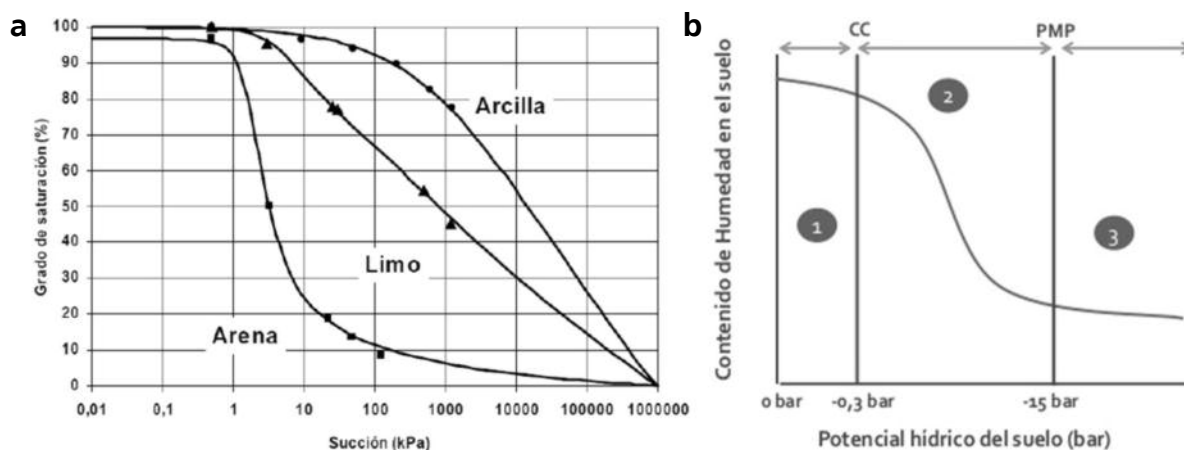


Figura 2. Curvas de retención hídrica del suelo. a) Curvas para 3 tipos de suelo, arenoso, limoso y arcilloso; b) Curva de retención indicando las partes que corresponden a 1) agua gravitacional o agua drenable en condiciones de saturación del suelo (exceso); 2) agua capilar o humedad aprovechable entre capacidad de campo (CC) y punto de marchitez permanente (PMP) y 3) agua higroscópica o agua no disponible, cuando las tensiones en el suelo son más negativas que el PMP.



Foto 2. Ollas de Presión de Richards.

2). Una placa cerámica porosa o una membrana de celulosa saturada previamente con agua, permite extraer el agua del suelo sin que el aire atraviese los poros (que se hallan llenos de agua). Cuanto menor es el diámetro de poros del suelo llenos con agua, mayor será la presión que deberá utilizarse para desalojarla. La humedad fluirá de alrededor de cada partícula del suelo y saldrá a través de la placa cerámica. En el punto de equilibrio hay una relación exacta entre la presión de aire en el extractor y la succión del suelo (y por lo tanto la humedad contenida en las muestras).

Los equipos de placa y membrana de presión difieren en la clase de material semipermeable y en el rango de presión en el cual funcionan. Ambas están limitadas por la presión del aire que pueden soportar sin dejarlo pasar. Debido a que la CC está afectada por la textura del perfil de suelo y su estructura, en algunas ocasiones, las determinaciones de laboratorio podrían no reflejar fielmente el valor de campo (Bachmeier & Dardanelli, 1991).

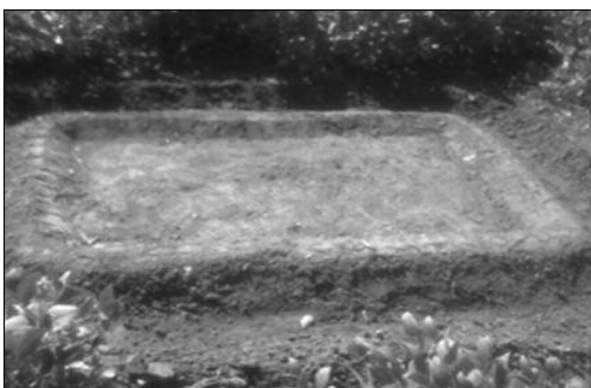


Foto 3. Preparación del terreno para la determinación de la capacidad de campo *in situ*. a) Construcción de la pileta de tierra; b) Pileta llena de agua.

Una forma más precisa, es obtener la capacidad de campo de un suelo *in situ*. Esta situación generalmente existe algunos días después que el suelo haya sido totalmente humedecido por una lluvia o irrigación. La capacidad de campo de un suelo está relacionada con las características intrínsecas del suelo, así como con las condiciones bajo las cuales esta fue medida. Es por ello, y por la facilidad de la determinación a campo de esta constante, que se aconseja tomar el dato directamente en el perfil del suelo.

Esta determinación se realiza construyendo sobre la superficie del suelo una pequeña pileta (1 o 2 metros cuadrados) con bordos de tierra de poca altura, suficiente como para impedir que entre o salga agua de la misma (Foto 3). Una vez construida la pileta, hay que ir agregando suficiente cantidad de agua, para asegurar la máxima capacidad de almacenaje del suelo en profundidad (esto puede hacerse en el mismo día, salvo que el suelo tenga una muy baja infiltración) (Foto 3). Cuando toda el agua agregada haya infiltrado, se tapa la pileta con una estructura impermeable (lo aconsejado es un plástico flexible) (Foto 4) y se la deja entre 5 y 10 días, dependiendo de la velocidad que tenga el frente de humedecimiento, para superar la profundidad del perfil a evaluar. Los suelos arenosos tienen frentes más rápidos, o sea hay que esperar menos días y los suelos arcillosos al revés. De todas maneras, si esperamos más días no se afecta la determinación. El día del muestreo, se aconseja destapar la pileta por la mañana y realizar la extracción de muestras del suelo por la tarde o un par de horas después, es decir, esperar lo suficiente para que se evapore un poco la superficie del suelo, condensada por la cubierta impermeable (principalmente en invierno). Finalmente, se realiza el muestreo de



Foto 4. Cobertura del suelo-pileta para evitar la pérdida por evaporación.

suelo con barrero para la determinación gravimétrica. Otra alternativa es determinar indirectamente el % de agua en volumen con instrumental de alta precisión como la sonda de neutrones, teniendo en cuenta de haber colocado el o los tubos de acceso antes del agregado de agua a la pileta (Foto 3, derecha). Se pueden hacer determinaciones a campo para determinar el contenido de agua en el suelo en el PMP, pero estas son bastante engorrosas y, sobre todo, toma mucho

tiempo (meses).

Para determinar las constantes hídricas de los suelos, también se han propuesto numerosas ecuaciones de edafo-transferencia o pedo-transferencia en todo el mundo. Éstas son ecuaciones que relacionan el contenido de agua volumétrico del suelo con variables que describen el suelo (granulometría, estructura, densidad aparente y contenido de materia orgánica) dando como resultado un valor de retención de agua (Kern, 1995). En nuestro país podemos citar las formuladas para la región Pampeana (Pecorari et al., 1988; Travasso & Suero, 1994; Totis, 1996; Damiano & Taboada, 2000) (Tabla 2). Todas estas ecuaciones utilizan como parámetros principales, la composición textural y la materia orgánica del suelo. Sin embargo, pese a los buenos coeficientes de regresión de algunas de ellas, son sólo aproximaciones groseras al verdadero valor de esas constantes en el suelo (Andriani, comprobación empírica).

Un estudio realizado por Pilatti (1989) en suelos de Santa Fe, sobre la predicción de PMP a partir del contenido de arcilla, demostró que en la medida que el porcentaje de arcilla aumentó, el error relativo medio (ERM) fue menor. Asimismo, otros estudios que incluyeron la utilización de los métodos de Pecorari et al. (1988) y Rawls et al. (1982) para la estimación de constantes hídricas a través de funciones de pedo-transferencia en muestras provenientes de suelos de textura franco-limosa a arcillo limosa, demostraron que el

Modelo	Potencial mátrico (KPa)	Ecuaciones paramétricas	R ²
1. Pecorari et al. (1988)	- 33 (a)	$Q = 6,85 + 0,360 * (C + LF)$	0,38-0,86
	- 33 (b)	$Q = 4,36 + 0,430 * (C + LF)$	
	- 1500 (c)	$Q = 5,89 + 0,341 * C + 0,036 * LF + 0,235 * MO$	
	- 1500 (d)	$Q = 4,04 + 0,252 * C + 0,206 * LF$	
2. Travasso & Suero (1994)	- 33	$Q = 5,5868 + 0,61 * C + 0,203 * LF$ [1]	0,70-0,74
	- [33 1500]	$Q = -0,0686 + 0,476 * [1]$	
3. Damiano & Taboada (2000)	- 33	$Q = 0,3718 - 0,0029 * A + 1,1836 * (1/A)$	0,88-0,90
	- 1500	$Q = 0,0233 + 0,0042 * C - 0,9636 * (1/C) + 0,1318 * AA$	
4. Rawls et al. (1982)	- 33	$Q = 0,2576 - 0,002 * A + 0,0036 * C + 0,0299 * MO$	
	- 1500	$Q = 0,026 + 0,005 * C + 0,0158 * MO$	

Tabla 2. Modelos de retención hídrica calibrados para suelos agrícolas de la región pampeana. Coeficientes y variables de los algoritmos básicos de cuatro modelos. Fuente: Damiano & Taboada, (2000).

Q: contenido de agua, % en peso (modelo 1: a y c, horizonte superficial; b y d, horizonte subyacente), % en volumen (modelo 2), cm^3/cm^3 (modelo 3 y 4); C: arcilla, < 2 mm (%); LF: limo fino, 2-20 mm (%); A: arena, 50-2000 mm (%); MO: materia orgánica, % $[CO * 1,73]$; AA: actividad de la arcilla; modelo 1: % en volumen [% en peso * densidad aparente en $Mg\ m^{-3}$].

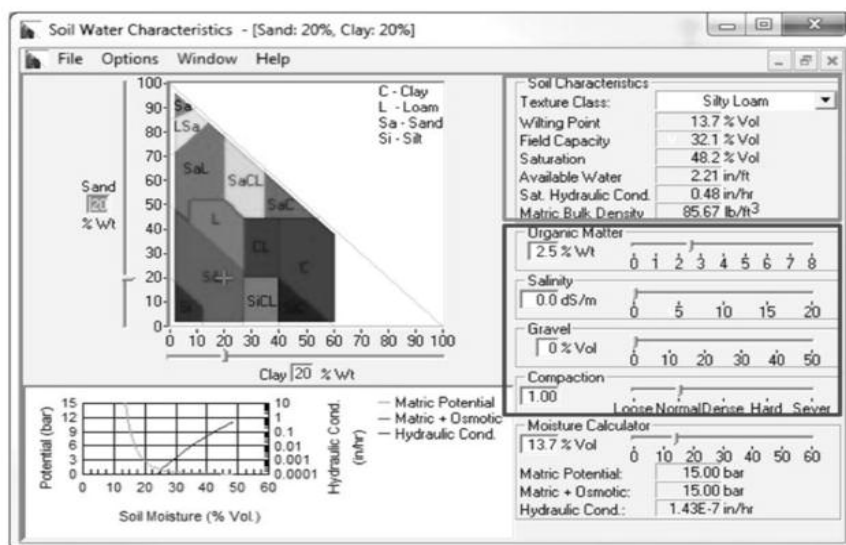


Figura 3. Captura de pantalla del programa Soil Water Characteristics, en la que se muestran las variables de entrada y variables de salida.

Series	Maciel		Hansen		Clason		Peyrano		Los Cardos		Armstrong	
	CC	PMP	CC	PMP	CC	PMP	CC	PMP	CC	PMP	CC	PMP
Horiz.	----- % -----											
A	29,7	17,1	28,6	16,4	29,2	16,8	29,8	17,4	28,5	15,9	29,0	16,4
B1	29,7	18,0	28,6	17,5	29,2	17,5	29,8	18,4	30,0	18,9		
B21	31,5	20,0	31,5	20,2	30,7	19,2	32,0	20,9	30,3	19,1	30,8	19,4
B22	31,7	20,2	31,6	20,2	31,3	19,6	32,3	21,1	29,3	17,5	30,5	19,0
B23	29,7	18,0	30,5	19,1	29,5	18,5	30,0	18,7				
B3	28,3	17,0	27,8	16,0	27,8	16,0	28,3	16,6	26,8	16,0	26,8	15,5
C1	25,8	14,9	25,8	14,9	24,8	14,0	25,8	14,9	25,8	14,5	24,5	13,7
C2	25,8	14,9	25,8	14,9	24,8	14,0	25,8	14,9	25,8	14,5	24,4	13,7
Cca	26,0	15,1	26,1	15,1	25,0	14,1	26,1	15,1	25,9	15,0	24,6	13,8

Tabla 3. Porcentajes de humedad gravimétrica para cada horizonte y para cada constante hídrica (%g/g) en suelos Argiudoles de diferentes Series de la provincia de Santa Fe. CC: Capacidad de campo y PMP: punto de marchitez permanente. Los casilleros en blanco indican que esa serie no posee el horizonte correspondiente.

ERM fue menor. En cambio, el método de Damiano (1996), utilizado en las mismas muestras funcionó con un ERM más alto que en suelos de textura arenosa-franco (Damiano & Taboada, 2000).

Los modelos computarizados de predicción se basan en el uso de funciones de pedo-transferencia, que permiten conocer variables de difícil medición a través de parámetros simples de fácil obtención. Para el caso particular de la determinación de CC y PMP, uno de los modelos utilizados es el denominado Soil Water Characteristics (SWCH) (Saxton & Rawls, 2006). El programa SWCH posee una interfaz gráfica intuitiva y amigable, con una única pantalla (Fig. 3). El usuario puede modificar las variables de entrada y el programa calcula automáticamente las variables de salida. Las variables que se pueden modificar son: el contenido de arena (Sand), el contenido de arcilla (Clay), el contenido de materia orgánica (Organic Matter), la salinidad (Salinity), la rocosidad (Gravel), la compactación (Compaction) y la

humedad (Moisture Calculator). El programa es muy dinámico y el usuario puede ver instantáneamente como varían los resultados obtenidos alterando las variables con el mouse. A partir de las variables introducidas el programa obtiene: clase textural, PMP (Wilting Point), CC (Field Capacity), humedad de saturación (Saturation), agua útil (Available Water), conductividad eléctrica en manto saturado (Sat. Hydraulic Cond.) y densidad (Matric Bulk Density). Asimismo, el programa elabora un gráfico que representa la variación del potencial mátrico, osmótico y la conductividad eléctrica en función del grado de saturación del suelo. Alonso (2012) evaluando el modelo SWCH en diferentes suelos de las regiones Chaqueña y Pampeana encontró correlaciones muy altas ($r=0,81$) entre los datos estimados y los medidos con ollas de presión, para horizontes superficiales y subsuperficiales de texturas y contenidos de MO contrastantes.

A modo de ejemplo, en la Tabla 3 se muestran

valores de CC y PMP obtenido en el sur de Santa Fe (Argentina) para varias series de suelos representativas de los suelos agrícolas de la zona, pertenecientes al Gran Grupo de los Argiudoles (Molisoles desarrollados) (Andriani, 2009). Asimismo, en las Tablas 4 y 5 se presentan las láminas de agua disponible (LAD) de Argiudoles y Hapludoles, respectivamente, del sur de Santa Fe. Como fue descripto anteriormente, la capacidad de agua disponible de diferentes suelos es variable, aunque en general, los suelos de un mismo Gran Grupo poseen, en el total del perfil, valores similares (Tablas 4 y 5).

Eiza & Carfagno (comunicación personal) evaluaron más de 60 suelos de las regiones Chaqueña y Pampeana y encontraron un amplio rango de variabilidad en las constantes hídricas, las que se relacionaron con la composición textural y el con-

tenido de materia orgánica. En la Tabla 6 se presentan los suelos estudiados, indicando el sitio, la Serie de suelo, el manejo agronómico, el horizonte y la profundidad correspondiente, fracciones texturales, materia orgánica y las constantes CC y PMP medidas en ollas de presión de Richards.

CONCLUSIÓN

Los datos de agua disponible en el suelo deben ser usados teniendo en cuenta que la disponibilidad de agua también depende de otros factores. Por ejemplo, un suelo que permite un gran desarrollo de raíces en profundidad, puede compensar valores bajos de disponibilidad de agua de uno o varios horizontes. Por el contrario, restricciones en el desarrollo de raíces constituyen un riesgo considerable para el crecimiento adecuado de las plantas.

Series	Peyrano (1)	Peyrano (2)	Maciel (3)	Maciel (4)	Armstrong (5)	Chovet (6)	Clason (7)	Casilda (8)	Hansen (9)	Div. de Mayo (10)
Horizontes	----- LAD (mm) -----									
A	37	28	39	35	34	35	37	37	34	25
B1	15	15	15	14	19	28	23	17	19	19
B21	23	23	23	24	15		32	23	23	37
B22	41	39	41	38	39	53	32	23	54	56
B23	30	30	31	32	30		38	30		
B3	57	49	30	38	67	55	45	45	45	59
C1	48	34	41	34	48	39	41	62	41	60
C2	48	42	42	41		41		62	41	46
Cca		42	42	42	48	42	55		42	
Total	299	301	304	298	300	292	304	300	298	302

Localidades: 1) J.B. Molina; 2) San Jerónimo; 3) Clarke y Oliveros; 4) EEA INTA Oliveros; 5) Armstrong; 6) Chovet; 7) Totoras; 8) Casilda; 9) Arequito; y 10) Murphy

Tabla 4. Contenido de lámina de agua disponible (LAD) en serie de suelos Argiudoles del sur de la provincia de Santa Fe. Los valores representan mm de LAD por horizonte y total del perfil de suelo hasta dos metros de profundidad. Modificado de Andriani (2000).

Series	Santa Isabel (1)	Santa Isabel (2)	Santa Isabel (3)	Maggiolo (4)
Horizontes	----- LAD (mm) -----			
A	30	33	34	
A1	30	27	31	41
B2	43	30	44	42
B3	40	31	40	38
C1	35	35	34	39
C2	35	47	35	46
Cca	41	47	41	47
Total	254	251	259	253

Localidades: 1) Santa Isabel; 2) Teodelina; 3) Runciman; y 4) Maggiolo

Tabla 5. Contenido de lámina de agua disponible (LAD) en serie de suelos Hapludoles del sur de la provincia de Santa Fe. Los valores representan la LAD por horizonte y total del perfil de suelo hasta dos metros de profundidad. Modificado de Andriani (2000).

Tabla 6. Constantes hídricas (CC y PMP, %p/p) asociadas al contenido de materia orgánica (MO) y composición textural para suelos de diferentes Series ubicados en la región Chaqueña y Pampeana, bajo distintas situaciones de manejo y para diferentes profundidades. Las constantes hídricas están expresadas gravimétricamente

Nº	SITIO	SERIE/SITIO	MANEJO	HOR.	PROF.	TEXTURA			% MO	CC	PMP		
						Arena	Limo	Arcilla					
A	Marcos Juárez	Serie Marcos Juárez	Soja-Soja	Ap	0-5	6	69	25	3.26	28.2	11.1		
				B21t	30-35	12	58	35	1.20	25.3	14.2		
			Soja-CC	Ap	0-5	6	69	25	3.26	25.7	10.3		
				B21t	30-35	12	58	35	1.20	24.4	14.7		
B	Canals	Serie Canals	Rastrojo Soja - SD	Ap	0-5	68	19	10	2.24	18.1	6.4		
C	Oliveros	Serie Oliveros	Rastrojo Soja	AC	30-35	71	22	5	1.96	10.7	4.0		
				A	0-5	4	77	19	3.03	28.7	10.7		
D	Chaco-Las Breñas	Serie Tizón	Bosque nativo (renoval)	B	30-45	4	69	26	1.84	23.0	12.4		
				A	0-30	20	47	33	1.79	19.7	9.1		
D	Chaco-Las Breñas	Serie Tizón	Monoc. de soja	Bw	30-40	17	47	36	0.71	22.0	9.5		
				A	0-30	20	47	33	1.79	25.1	10.9		
			Rastrojo de sorgo	Bw	30-40	17	47	36	0.71	24.8	14.9		
				A	0-30	20	47	33	1.84	25.2	11.2		
		Las Breñas	Rastrojo de Maíz	Bw	30-40	17	47	36	0.71	25.0	14.6		
				A	0-30	32	43	25	3.05	29.7	10.7		
		E	Santiago del Estero	Serie Bandera	Trigo-Soja	Bw	30-40	33	42	25	1.91	18.4	11.6
						A	0-30	12	55	33	1.89	27.3	11.6
E	Santiago del Estero	Serie Bandera	Sorgo	AC	30-40	13	56	32	1.15	24.9	12.0		
				A	0-30	12	55	33	1.89	26.1	11.2		
		Los Juries	Rastrojo Algodón (lote degradado)	AC	30-40	13	56	32	1.15	24.3	13.1		
				A	0-30	18	59	24	1.77	25.8	8.5		
		Serie Añatuya (Tobas)	Rastrojo de Sorgo-Rot. Soja-Sorgo	AC	30-40	17	58	25	1.56	17.1	5.4		
				A	0-30	36	45	20	1.81	20.0	8.4		
		Serie Miel de Palo (Tobas)	Sorgo Forrajero-Pastoreado (Bajo)	AC	30-40	33	46	21	1.08	19.0	8.3		
				A	0-30	36	45	20	1.81	20.0	8.4		
F	Azul	Serie Tandil	Suelos con Tosca Lote 5-Rastrojo Soja 1era	AC	30-40	22	40	38	2.99	35.8	30.9		
				A	0-5	29	42	29	6.74	30.2	16.5		
			Rastrojo Soja 1era antes maíz	Bt	25-28	22	40	38	2.99	28.1	17.5		
				A	0-5	29	42	29	6.74	34.3	17.5		
			Rastrojo Soja 2da antes trigo	Bt	25-28	22	40	38	2.99	22.8	13.3		
				A	0-5	29	42	29	6.74	30.0	14.5		
			Lote Bartolo-Rastrojo Maíz	Bt	45-50	22	40	38	2.99	24.6	15.4		
				A	0-5	29	42	29	6.74	28.6	14.2		
		Serie Las Delicias	El corral. Rastrojo Soja antes maíz	Bt	40-45	22	40	38	2.99	24.2	14.4		
				A	0-5	26	42	33	7.91	29.3	18.1		
		Serie Tres Esquinas	Rastrojo Soja antes maíz	Bt	50-55	20	33	48	1.91	24.5	14.3		
				A	0-5	19	50	31	7.39	29.9	13.1		
		G	Tucumán Sur (Dto Garmendia)	Serie La Madrid	Trigo	Bt	45-50	16	46	39	1.29	24.2	13.6
						A	0-5	53	42	5	1.79	19.4	6.2
		G	Tucumán Sur (Dto Garmendia)	Serie Pampa Larga	Trigo	B	25-30	65	31	4	0.62	19.9	8.3
						A	0-5	67	12	21	0.90	20.5	5.1
H	Tucumán Norte (Dto Burruyacu)	Ayala/Gob. Piedrabuena	Trigo	B	20-25	61	35	4	0.69	18.4	5.1		
				A	0-10	26	54	20	2.29	25.0	8.9		
H	Tucumán Norte (Dto Burruyacu)	Araoz/Serie Pto. de Huncos	Soja	B	25-35	25	59	17	1.05	21.9	8.6		
				A	0-10	18	56	26	3.33	26.8	9.7		
		Gamendia/Serie La Esperanza	Trigo	B	25-35	14	57	30	2.64	29.6	14.5		
				A	0-10	48	33	19	2.31	23.9	7.9		
La Ramada/ Serie El Chañar	Rotación trigo/soja y algo maíz	B	25-35	46	39	12	1.24	22.2	8.8				
		Ap	0-5	20	53	27	2.64	32.3	11.8				
I	San Luis	Serie Caramer	Rastrojo de soja	Ah	25-30	26	54	20	2.82	25.3	11.4		
				A	0-12	76	21	7	0.89	10.4	4.5		
I	San Luis	Serie Villa Reynolds	Soja	AC	12-35	75	22	5	0.57	7.5	4.1		
				A	0-12	42	51	21	2.41	15.7	6.2		
		Serie Buena Esperanza	Monte	AC	45-55	39	56	20	0.35	10.9	5.1		
				A	0-20	83	15	5	0.89	7.1	3.8		
		Serie Batavia	Soja	AC	0-20	83	15	5	0.89	7.9	4.1		
				A	20-45	86	13	4	0.60	6.1	3.3		
		Serie Naschel	Maíz	AC	0-23	86	14	4	0.62	6.9	3.9		
				A	20-42	59	41	11	1.05	35.6	18.1		
J	30 de Agosto	Serie El Correntino	Agrícola con rotaciones	A	0-10	56	39	16	2.10	19.7	7.6		
				AC	30-60	63	37	10	0.60	15.9	6.8		

El suelo es el único lugar de almacenaje de agua, pero no toda el agua almacenada está disponible para el cultivo, sino sólo la fracción de agua útil. Sin embargo, si se desea obtener el máximo rendimiento del cultivo se deberá asegurar que el cultivo no consuma más del 50 % de esa fracción (agua fácilmente extractable) en la zona explorada por las raíces. Cuando se consume toda el agua de fracción, las plantas se encuentran en el "límite de estrés hídrico".

En general, para un suelo franco-limoso podríamos establecer la "Regla del 50". Es decir, un suelo retiene agua aproximadamente en el 50% de su espacio poroso (CC), el contenido de agua en PMP es un 50% del valor de CC y el 50% del agua útil es fácilmente extractable.

Es importante destacar que, la información cartográfica publicada por el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) en las Cartas de Suelos de la República Argentina carece de datos de constantes hídricas del suelo. Asimismo, las pocas determinaciones del contenido de agua útil de los suelos realizadas se hicieron para conocer las necesidades de los cultivos en sitios específicos. Por lo tanto, los modelos de predicción resultaron útiles para aproximar estos valores de forma rápida y masiva.

El agua útil existente en un suelo es un parámetro de gran utilidad para el cálculo de balance hídrico de cultivos, la determinación del índice de déficit hídrico, programación de riego y relaciones con otros parámetros de suelo.

BIBLIOGRAFÍA

- Alonso, J. 2012. Aplicación del modelo Soil Water Characteristics para la determinación de constantes hídricas de suelos de la Región Chaco-Pampeana Semiárida. Trabajo de Graduación, Facultad de Agronomía y Ciencias Agroalimentarias. Universidad Nacional de Morón.
- Andriani, J. 2000. Parámetros hídricos de los principales suelos Argiúdoles y Haplúdoles del sur de Santa Fe. "Para mejorar la producción 13", El agua en los sistemas productivos, INTA EEA Oliveros, Santa Fe, Argentina
- Andriani, J. 2009. Constantes hídricas de los principales suelos agrícolas del sur de Santa Fe. "Maíz, Para mejorar la producción 41", INTA EEA Oliveros, Santa Fe, Argentina, pp 51-54.
- Bachmeier, OA & JL Dardanelli 1991. Relaciones entre el límite máximo de agua útil determinado a campo y

estimado en laboratorio en un haplustol éntico. Actas del XIII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. San Carlos de Bariloche (Argentina). Pp. 20-21.

- Baver, D; W Gardner & W Gardner. 1972. Soil Physics. 4th ed. Wiley, New York.
- Damiano F, R Díaz & M Grondona. 1996. Evaluación de una función uni-parámetrica para la estimación de la curva de retención de agua en suelos agrícolas. Actas del XVI Congreso Nacional del Agua. San Martín de los Andes, Argentina. Trabajo N° 148
- Damiano F & M Taboada. 2000. Predicción del agua disponible usando funciones de Pedotransferencia en suelos agrícolas de la Región Pampeana. Ciencias del suelo, 18: p 77-88.
- García, J; F Sosa & J Fernández de Ullivarri. 2012. El agua del suelo. Cátedra de Edafología, Facultad de Agronomía y Zootecnia, Universidad Nacional de Tucumán. www.edafologia.com.ar.
- García, N; P Garnica Anguas & J Pola Velazquez. 2013. Predicción de la curva característica con el modelo de proporcionalidad natural. Publicación Técnica N°. 361. Sanfandila, Qro. 2013. Secretaría de comunicaciones y transportes. Instituto mexicano del transporte.
- Gardner, W. 1986. Water content. In: Chapter 21, Methods of soil analysis, Part 1: Physical and Mineralogical Methods. ASA and SSSA, Madison, Wisconsin, USA.
- Hillel, D. 2004. Introduction to environmental soil physics. Elsevier, Academic Press, California, USA.
- Kern A. 1995. Evaluation of soil water retention models based on basic soil physical properties. Soil Science. Society of America Journal 59:1134-1141.
- Koorevaar, P; G Menelik & G Dirksen. 1983. Elements of soil physics. Ediciones Elsevier, 227 p.
- Kramer, P. 1983. Water relations of plants: Soil and water. Academic Press Inc., London.
- Martínez Fernández, J. 1995. Medidas de curvas de retención de humedad en laboratorio y su estimación. Departamento de Geografía, Universidad de Salamanca, Salamanca, España.
- Pecorari, C; L Balcaza & E Frutos. 1988. Relaciones empíricas entre contenido de agua, textura y materia orgánica en suelos representativos de la Pampa Ondulada. Informe Técnico N° 212. EEA Pergamino. 32 p.
- Pilatti, 1989. Estimación del Punto de Marchitez Permanente en Molisoles de Santa Fé. Cátedra de Edafología. U. N. Litoral. Esperanza. Provincia de Santa Fe.
- Rawls WL; DL Brakensiek & KE Saxton. 1982. Estimation of soil water properties. Transactions of the

ASAE 25: 1316-1320.

- Richards, L. 1947. Pressure membrane apparatus: construction and use. *Agr. Eng.* 28, 451-454.
 - Richards, L. & C Wadleigh. 1952. Soil water and plant growth. In: "Soil Physical Conditions and Plant Growth" (ed. B.T. Shaw), pp 73-251. Academic Press, New York.
 - Saxton, KE & WJ Rawls. 2006. Soil Water Characteristic Estimates by Texture and Organic Matter for Hydrologic Solutions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70: 1569-1578.
 - Travasso, M. & E Suero. 1994. Estimación de la capacidad de almacenaje de agua en suelos del sudeste bonaerense. *Boletín Técnico N° 125.* EEA Balcarce. 9 p.
-

**Silvia Imhoff, Romina Fernández,
Alberto Quiroga, Elke Noellemeyer,
Miguel Pilatti y Jorge de Orellana**

7

Intervalo hídrico óptimo: Indicador de calidad física de los suelos

La evaluación de la calidad del suelo debería incluir la influencia de las propiedades intrínsecas y dinámicas del suelo, así como los procesos que tienen el potencial de limitar el crecimiento y desarrollo de las plantas. Los procesos biológicos en las plantas son condicionados, entre otros factores, por el contenido de agua en el suelo. En general las tasas máximas de ocurrencia de los procesos biológicos coinciden con un umbral (o rango) óptimo de humedad, por encima o por debajo del cual dichas tasas resultan disminuidas. Cuando el contenido de agua en el suelo es reducido, las tasas son limitadas por la disponibilidad de agua, la resistencia del suelo a la penetración de las raíces (RP) y la accesibilidad a los nutrientes. Cuando el contenido de agua en el suelo es elevado, las tasas son generalmente limitadas por aireación inadecuada. Por lo tanto, dos indicadores son de gran relevancia para identificar la calidad física de los suelos: la capacidad para almacenar agua entre lluvias y/o riego y la RP (Orellana et al., 1997).

Según Letey (1985), la disponibilidad de agua y oxígeno, la RP y la temperatura del suelo son las propiedades que afectan directamente el crecimiento de las raíces y, por lo tanto, de las plantas al condicionar diversos procesos metabólicos. La búsqueda de un índice de calidad física del suelo que integre los efectos de las propiedades mencionadas no es reciente. Eavis (1972) demostró que la variación de la densidad del suelo y de la humedad afectaron el crecimiento de plantas de *Pisum sativum* L. El autor sugirió que los efectos negativos fueron determinados por la ocurrencia de déficit hídrico, aireación inadecuada, excesiva RP o por la combinación de estos factores. Phene & Beale (1976) definieron un rango ideal de ten-

sión de agua en el suelo para el crecimiento de plantas, aplicando irrigación con elevada frecuencia para mantener el potencial mátrico dentro de determinados rangos. Los autores demostraron que existe un valor de potencial mátrico a partir del cual la falta de aireación se torna limitante y que coincide con una tasa de difusión de oxígeno menor a $0,4 \text{ g cm}^{-2}\text{min}^{-1}$. Por otro lado, identificaron un valor de potencial mátrico a partir del cual RP se torna limitante cuando el suelo se seca, siendo dicho valor de 2 MPa. Además, observaron que a medida que la densidad del suelo (D_s) aumentaba, el rango ideal de tensión de agua para el crecimiento de plantas disminuía. Los estudios de Eavis (1972) y Phene & Beale (1976) definieron los fundamentos de lo que vendría a ser el indicador llamado Intervalo Hídrico Óptimo (IHO). Sin embargo, la primera descripción cualitativa de este concepto fue realizada por Letey (1985), quien adoptó la humedad a capacidad de campo y punto de marchitamiento permanente como límites críticos de potencial mátrico para el crecimiento de las plantas, pero además destacó que aun estando dentro de dichos límites, es decir dentro del rango de agua disponible, las plantas podían sufrir estrés por elevada RP o falta de oxígeno. Pilatti & Orellana (1993) presentaron la idea del IHO definiéndolo como "el contenido hídrico del suelo tal que las raíces de las plantas superiores puedan respirar, absorber agua y expandirse sin restricciones que afecten su crecimiento". Estos autores propusieron utilizar el rango de agua fácilmente utilizable, en vez del rango de agua disponible, como límites del IHO. La caracterización y cuantificación del IHO incluyendo la densidad del suelo como variable independiente fue propuesta por Silva et al. (1994)

que denominaron al indicador Least Limiting Water Range (LLWR); luego fue traducido al español y portugués como IHO.

Silva et al. (1994) definieron el IHO como el rango de humedad en el suelo determinado por un límite superior y uno inferior de contenido hídrico dentro del cual la disponibilidad de agua y oxígeno y la resistencia mecánica no limitan el crecimiento de las raíces para un determinado valor de D_s . A medida que los suelos se vuelven más densos, el IHO se hace más estrecho, siendo la aireación la propiedad limitante en el extremo húmedo y la resistencia mecánica en el extremo seco. El IHO varía con la textura, mineralogía y contenido de materia orgánica del suelo, variables que interactúan para definir los efectos del contenido de agua del suelo en muchos procesos biológicos (Silva & Kay, 1997a). Existen evidencias experimentales indicando que las raíces envían señales inhibitorias a las hojas, promoviendo el cierre de los estomas y la reducción de la tasa fotosintética cuando el suelo presenta condiciones inadecuadas para su crecimiento. Estas señales, de naturaleza bioquímica, son liberadas por las raíces directamente en la corriente transpiratoria, como por ejemplo el ácido abscísico (Ismail & Davies, 1998; Passioura, 1991; Hurley & Rowarth, 1999). El aumento de la RP, asociado con el secado del suelo o con el incremento de la D_s , parece controlar los mecanismos de emisión de estos compuestos químicos. Así, el crecimiento de la parte aérea de las plantas se reduce cuando las condiciones físicas del suelo son adversas para el crecimiento de las raíces.

La cuantificación exacta del valor de RP que afecta el crecimiento de las raíces es difícil de establecer debido a los mecanismos biológicos que controlan dicho proceso y que establecen las diferencias entre una raíz y un penetrómetro. A pesar de ello, diversos estudios establecen correlaciones negativas entre el crecimiento de las raíces y la RP (Bengough & MacKenzie, 1994; Weaich et al., 1996; Pabin et al., 1998; Merotto & Mundstock, 1999). En términos generalizados, se asume el valor de 2 MPa (Taylor et al., 1966; Materechera et al., 1991; Silva et al., 1994; Tormena et al., 1998) como límite a partir del cual la RP comienza a afectar negativamente el crecimiento de las plantas, pudiendo causar reducciones severas en el rendimiento.

Varios trabajos han mostrado que el IHO se correlacionó con la tasa de crecimiento de la parte aérea de maíz (Silva & Kay, 1996), con el crecimiento de las raíces (Benjamin et al., 2013; Siegel-Issem et al., 2005) y producción de diversos cultivos (Sharma & Bhushan, 2001; Lapen et al., 2004; Alesso et al., 2011). La disminución del IHO significa que la probabilidad de que las plantas sufran condiciones de estrés aumenta notablemente (Silva & Kay, 1997b). Pilatti et al. (2008) presentaron una propuesta para evaluar la calidad del suelo para el crecimiento de los cultivos por medio del IHO. Generalmente el IHO se reduce cuando la D_s aumenta debido al pisoteo de animales o al tránsito de la maquinaria, especialmente con suelo húmedo (Imhoff et al., 2016). La densificación del suelo también puede ocurrir por la consolidación natural que se produce durante el secado de suelos, especialmente cuando son estructuralmente inestables debido al reducido contenido de materia orgánica y/o al tipo de minerales que lo constituyen, lo que también afecta la amplitud del IHO (Betz et al., 1998; Tormena et al., 1999; Chen et al., 2014). El IHO también resultó eficaz para identificar los factores que afectan ciertos procesos microbianos, como la mineralización neta de nitrógeno o las emisiones de CO_2 (Medeiros et al., 2011; Drury et al., 2003). Más recientemente, el LLWR fue combinado con el modelo SoilFlex para predecir los cambios en el IHO debido a la compactación causada por la maquinaria agrícola (Keller et al., 2015).

En Argentina, el IHO ha sido evaluado en suelos de la región pampeana llana y ondulada como indicador de su calidad física con resultados promisorios. Este indicador fue suficientemente sensible para detectar diferencias entre horizontes, entre sistemas de manejo y para separar zonas homogéneas diferentes dentro de lotes sometidos al mismo manejo, contribuyendo así a facilitar el empleo de agricultura de precisión (Imhoff et al., 2006; Pilatti et al., 2008; Zen et al., 2009; Miretti et al., 2010; Damiano & Moschini, 2011; Pilatti & Orellana, 2012; Pilatti et al., 2012; Mengoni et al., 2013; Imhoff et al., 2016; Mengoni et al., 2016). El IHO también fue evaluado en Molisoles y Vertisoles de la provincia de Entre Ríos por Wilson et al. (2013). Recientemente este indicador ha sido utilizado para valorar cambios en la calidad del suelo

influenciados por el uso en la Región Semiárida Pampeana (Fernández et al., 2017).

La textura, el contenido de carbono y el contenido de agua al momento de realizar el manejo son los factores que más afectan la degradación física de suelos Argiudoles y Haplustoles y, como resultado, el IHO (Imhoff et al., 2016, Fernández et al., 2017). Similar conclusión se extrae del trabajo de Fernández et al. (2017), lo que indica que los mismos factores condicionan el valor del IHO a pesar de las diferencias entre los suelos. Dado que la textura del suelo sólo se altera bajo condiciones extremas (ej. erosión), para aumentar la magnitud del IHO deberá recurrirse a prácticas de manejo que permitan reducir el estado de compactación del suelo. Estas alternativas de manejo incluyen el uso de sistemas de labranza que permitan aumentar la porosidad de aireación, el tránsito controlado de la maquinaria agrícola para evitar la compactación generalizada de los lotes, el control de peso de la maquinaria y equipos de transporte así como el control de la presión de los neumáticos. Evitar el laboreo del suelo y el pisoteo con animales o equipos de transporte con humedad no adecuada, aumentar el contenido de materia orgánica del suelo realizando rotaciones adecuadas de cultivos, introduciendo cultivos de cobertura o aplicando abonos orgánicos.

METODOLOGÍA PARA LA DETERMINACIÓN DEL IHO

Para la determinación del IHO se debe obtener la curva de retención hídrica del suelo mediante mesa de tensión y/o ollas de presión similares al sistema Richard (Klute, 1986). Además se requiere la obtención de la curva de resistencia a la penetración (Silva et al., 1994) y D_s para cada muestra. Uno de los pasos más importantes es la recolección de muestras que debe capturar la máxima variación de las condiciones estructurales del suelo, expresada por la D_s (Silva et al., 2015). Una vez que las relaciones funcionales se han definido, el cálculo de IHO se lleva a cabo para cada muestra de suelo con base en la D_s medida.

Para elaborar las curvas se deben extraer muestras de suelo sin disturbar, por ejemplo con cilindros de metal, en los estratos en que se quiere determinar el IHO. Las muestras se deben saturar lentamente por capilaridad y luego equilibrar en potenciales mátricos decrecientes, tales como:

-5, -10, -33, -100, -500 y -1500 kPa. Para la determinación del contenido de agua en -5 y -10 kPa se puede utilizar una mesa de tensión. Esta mesa puede ser construida con un recipiente no deformable en el que se colocan capas sucesivas (aproximadamente de 2 cm) de: piedras redondeadas menores a 1 cm, arena de 250 μm , arena de 100 μm y arena menor a 75 μm , sobre las cuales se colocan los cilindros. Para la determinación del contenido de agua a -33, -100, -500 y -1500 kPa se utilizan ollas de baja y alta presión que contienen placas de cerámica sobre las que se apoyan los cilindros. Para la determinación del contenido de humedad a -1500 kPa también se pueden utilizar muestras disturbadas, tamizadas por 2 mm. Una vez alcanzado el equilibrio, las muestras son pesadas y en cada una se mide RP con penetrómetro de laboratorio que posee un cono de 60° de ángulo y 0,4 cm de diámetro basal para muestras de 5 cm de diámetro. El tamaño del cono debe mantener una relación mínima con el diámetro de la muestra: diámetro del cono de 100:1 para evitar influencia de las paredes del cilindro sobre la medición de RP. Posteriormente las muestras se secan en estufa a 105°C hasta peso constante a fin de determinar el contenido de agua a cada potencial mátrico de la curva de retención hídrica y la D_s (Blacke & Hartge, 1986).

Para determinar el IHO es necesario determinar para cada muestra cuatro valores de contenido hídrico (Silva et al., 1994):

- 1)** Contenido de agua a capacidad de campo (CC= -33 kPa) (CHcc). Se obtiene de la curva de retención de agua del suelo.
- 2)** Contenido de agua en el punto de marchitez permanente (PMP= -1500 kPa) (CHpmp). Se obtiene de la curva de retención de agua del suelo.
- 3)** Contenido de agua en el cual el valor de RP es 2MPa (CHrp=2). Se obtiene de la curva de resistencia a la penetración.
- 4)** Contenido de agua en el suelo que deja con aire el 10 % de los poros (CHpa). Se obtiene restando 0,1 a la porosidad total del suelo.

Los valores de los contenidos hídricos pueden obtenerse también a partir de expresiones matemáticas denominadas funciones de edafotransferencia que permiten calcular ciertas variables a partir de diferentes propiedades de los suelos

(Bouma & Van Lanen, 1987). El ajuste de la curva de retención por medio del procedimiento descrito por Silva et al. (1994) permite incorporar la Ds medida en cada muestra en la estimación de los valores de humedad del suelo necesarios para cuantificar el IHO. Dicho procedimiento utiliza la ecuación 1 mediante un algoritmo simplificado desarrollado en hoja de cálculo Excel por Leão & Silva (2004) para estimar CHcc y CHpmp.

Ecuación 1:

$$\theta = \exp^{(d+e \cdot D_s)} \cdot (\Psi)^f$$

θ : contenido volumétrico de agua ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$).

Ds: densidad aparente del suelo (g cm^{-3})

Ψ : potencial (kPa).

d, e, f: son los parámetros de ajuste de la curva de retención hídrica del suelo

La resistencia a la penetración es influenciada por la Ds y el contenido de agua del suelo (θ). Por esta razón la relación funcional entre RP, Ds y θ es identificada como curva de RP del suelo. Un modelo no lineal de ajuste para dicha curva fue propuesto por Busscher (1990) y adoptado por Silva et al. (1994) para el cálculo del IHO. Para determinar el contenido hídrico del suelo en el que se alcanza un valor de RP de 2 MPa, considerado restrictivo para el crecimiento de las raíces (Taylor et al., 1966), se puede utilizar la ecuación 2.

Ecuación 2:

$$RP = a \theta^b D_s^c$$

$$\theta = (RP / (a \cdot D_s^c))^{1/b}$$

RP: resistencia a la penetración (MPa).

θ : contenido volumétrico de agua ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$).

Ds: densidad aparente del suelo (g cm^{-3}).

a, b, c son los parámetros de ajustes de la curva de resistencia a la penetración.

El contenido hídrico del suelo que corresponde a 10 % de porosidad de aireación, considerado adecuado para los cultivos, se puede determinar por medio de la ecuación 3.

Ecuación 3:

$$\theta_{pa} = [(1 - D_s / D_p) - 0,10]$$

Ds: densidad aparente del suelo (g cm^{-3})

Dp: densidad de las partículas (g cm^{-3}); se asume Dp= 2,65 g cm^{-3} en caso de no contar con el valor medido.

El IHO se calcula, según la metodología propuesta por Silva et al. (1994), a partir de la diferencia entre el límite superior, definido como el menor valor entre CHcc y CHpa, y el límite inferior, definido como el mayor valor entre CHpmp y CHRp, para cada valor de Ds medida. Según lo descrito por Wu et al. (2003) hay cuatro posibilidades que determinan el IHO:

1) Si, $CH_{pa} \geq CH_{cc}$ y $CH_{rp} \leq CH_{pmp}$

$$IHO = CH_{cc} - CH_{pmp}$$

2) Si, $CH_{pa} \geq CH_{cc}$ y $CH_{rp} \geq CH_{pmp}$

$$IHO = CH_{cc} - CH_{rp}$$

3) Si, $CH_{pa} \leq CH_{cc}$ y $CH_{rp} \leq CH_{pmp}$

$$IHO = CH_{pa} - CH_{pmp}$$

4) Si, $CH_{pa} \leq CH_{cc}$ y $CH_{rp} \geq CH_{pmp}$

$$IHO = CH_{pa} - CH_{rp}$$

El IHO se hace igual a cero ($IHO=0$) cuando los valores de contenido de agua en el extremo húmedo y seco son numéricamente iguales. El valor de Ds cuando el $IHO=0 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$ se denomina densidad del suelo crítica (Dsc) (Silva et al., 1994). Valores superiores a la Dsc resultan en un entorno físico inadecuado para el desarrollo del sistema radicular de la planta. Los valores de CHcc, CHpmp y CHRp también se pueden estimar a partir de las funciones de edafotransferencia (Silva & Kay, 1997a; Damiano & Taboada, 2000; Imhoff et al., 2016).

El concepto de agua disponible para las plantas (AD), definido como la diferencia entre CHcc-CHpmp, se centra estrictamente en la relación funcional entre el contenido de agua y el potencial mátrico del suelo. Sin embargo, a medida que disminuye la tasa de difusión de oxígeno en el suelo, el crecimiento de las raíces puede disminuir por falta de aireación adecuada del suelo. En esta situación, es necesario que el suelo se seque para alcanzar un nivel de difusión de oxígeno adecuado para el crecimiento de las raíces. De manera similar, en suelos secos, la RP del suelo puede alcanzar el valor crítico de 2 MPa antes de que el contenido hídrico alcance el valor de punto de marchitamiento permanente. En esta situación aunque en el suelo exista AD las raíces no serán capaz de crecer.

Las Figuras 1 y 2 ilustran el IHO para un suelo Argiudol típico, serie Santa Isabel de la provincia de Santa Fe (Fig. 1) y para un Paleustol petrocálcico.

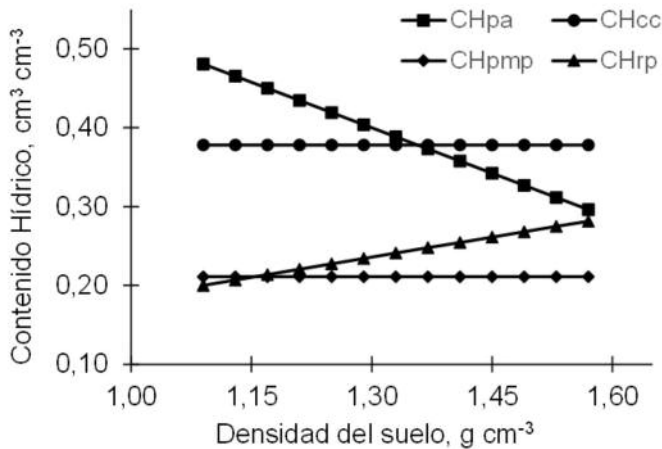


Figura 1. Ilustración del Intervalo Hídrico Óptimo para un Argiudol típico, serie Santa Isabel, con los respectivos límites de contenido hídrico correspondientes a capacidad de campo (CHcc), punto de marchitamiento permanente (CHpmp), porosidad de aireación mínima de 10% (CHpa) y resistencia a la penetración de las raíces de 2MPa (CHrp).

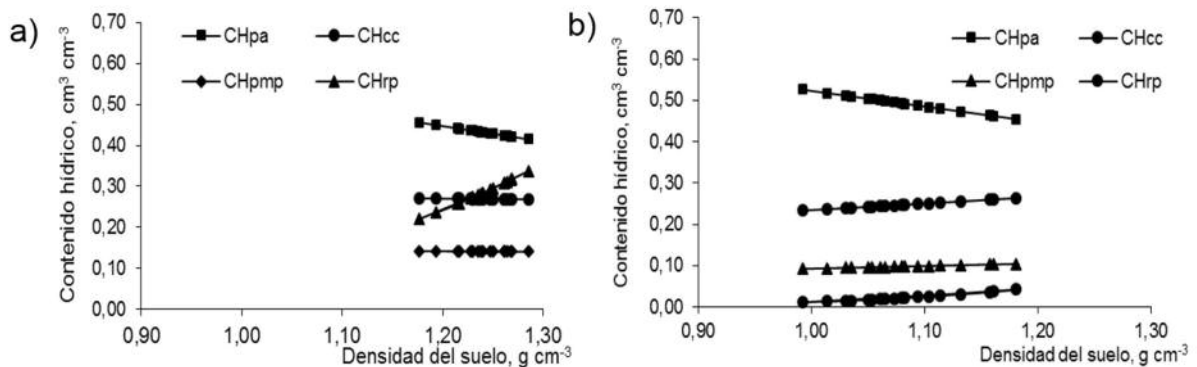


Figura 2: Ilustración del Intervalo Hídrico Óptimo para un Paleustol petrocálcico, con los respectivos límites de contenido hídrico correspondientes a capacidad de campo (CHcc), punto de marchitamiento permanente (CHpmp), porosidad de aireación mínima de 10% (CHpa) y resistencia a la penetración de las raíces de 2MPa (CHrp), a) bajo uso agrícola y b) bajo uso en vegetación natural. Adaptado de Fernández et al. (2017).

co de la provincia de La Pampa (Fig. 2).

En la Figura 1 se observa que CHpa sustituye CHcc cuando el valor de $D_s=1,36 \text{ g cm}^{-3}$, mientras que CHrp sustituye CHpmp cuando el valor de $D_s=1,17 \text{ g cm}^{-3}$. El valor máximo del IHO coincide con el AD cuando los valores de $D_s < 1,17 \text{ g cm}^{-3}$. Cuando el IHO=0, $D_{sc}=1,58 \text{ g cm}^{-3}$. A este valor de D_{sc} el crecimiento de las plantas será restringido por aireación inadecuada y excesiva RP del suelo aunque en el suelo exista AD, la productividad de los cultivos será afectada.

En el Paleustol petrocálcico de la provincia de La Pampa bajo uso agrícola se encontró que a medida que D_s aumenta, CHpa disminuye y CHrp aumenta, mientras que CHcc y CHpmp se mantienen relativamente constantes. Por lo tanto el IHO disminuye con el aumento de D_s , siendo el IHO=0

cuando $D_s=1,22 \text{ g cm}^{-3}$ (D_{sc}) (Fig. 2 a). En el mismo suelo pero bajo vegetación natural a medida que D_s aumenta, CHpa disminuye y CHrp aumenta, mientras que CHcc y CHpmp se incrementan muy suavemente. El límite superior del IHO fue determinado por CHcc y el límite inferior por CHpmp en todo el rango de D_s medidas, siendo igual al valor de AD. En esta situación no se encontró un valor de D_{sc} (Fig. 2 b) a partir del cual la productividad de los cultivos sea limitada.

Pilatti & Orellana (2012) evaluaron la calidad física de Argiudoles bajo vegetación natural y obtuvieron valores del IHO de $0,19 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$. Además indicaron que los suelos en esa condición natural, con mayores contenidos de materia orgánica con respecto a situaciones agrícolas, ofrecen buen estado físico para el establecimiento, explo-

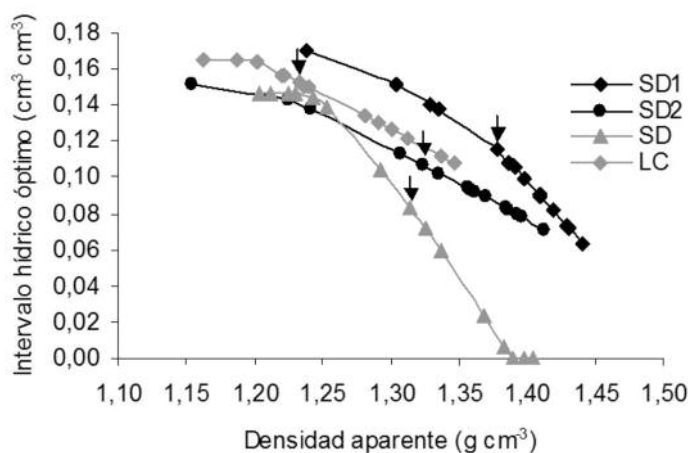


Figura 3. Intervalo hídrico óptimo de los distintos tratamientos. SD1=siembra directa, maíz-soja-trigo-soja. SD2=siembra directa, trigo-soja. LC=labranza convencional, trigo-soja. SD=siembra directa, maíz-trigo-soja-soja. SD1 y SD2 en la localidad de Videla. LC y SD en Gálvez. Las flechas indican la densidad promedio del tratamiento.

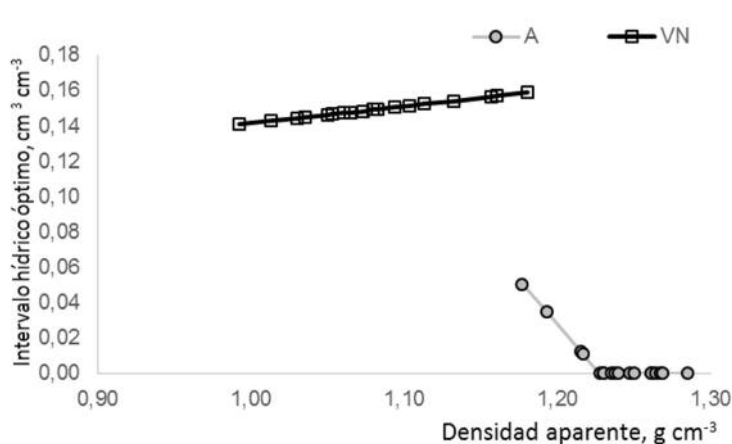


Figura 4: Intervalo hídrico óptimo bajo uso en vegetación natural (VN) y agrícola (A), en Palesutoles de la región semiárida pampeana.

ración y actividad radical. Los resultados del estudio de Fernández et al. (2017) demuestran que también en Paleustoles de la Región Semiárida Pampeana bajo vegetación natural fue posible alcanzar valores de IHO similares a los hallados en la Región Húmeda Pampeana con granulometrías más finas.

En suelos de similar textura, a mayor contenido de carbono, mayor es el valor del IHO. Este indicador refleja, el efecto que tiene el sistema de labranza sobre el contenido de materia orgánica y la densificación de los suelos, como se observa en la Figura 3 para Argiudoles del centro de Santa Fe (Imhoff et al., 2006) y en la Figura 4 para un Paleustol petrocálcico de La Pampa (Fernández et al., 2017). El suelo bajo uso en vegetación natural con mayor contenido de carbono orgánico con respecto al uso agrícola, presentó similar IHO a mayor de densidad aparente, además los valores del IHO fueron superiores a $0,10 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, indicando una muy buena condición física del suelo. En cambio el suelo bajo uso agrícola, con menor con-

tenido de carbono orgánico, presentó un IHO considerablemente más bajo con respecto al uso en vegetación natural, e inferior al considerado adecuado ($>0,10 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) y rápidamente se alcanza la densidad aparente crítica (D_{sc} : $1,22 \text{ g cm}^{-3}$) (Fig. 4).

El rendimiento y estabilidad de los cultivos en suelos de reducido IHO estará muy condicionado por la distribución y cantidad de las precipitaciones durante el ciclo. El crecimiento y el desarrollo de los cultivos no resulta afectado si la humedad del suelo se mantiene dentro de los límites del IHO; lo contrario ocurre si la humedad se mantiene fuera del IHO. Miretti et al. (2012) estudiaron el comportamiento del cultivo de alfalfa dentro y fuera de manchones de un Argiudol que mostraron tener diferente IHO (Fig. 5 y 6). Los autores demostraron que la producción de materia seca y la persistencia de alfalfares se ve afectada por el número de días en que las plantas de alfalfa permanecieron en condiciones de humedad fuera del IHO (Fig. 7).

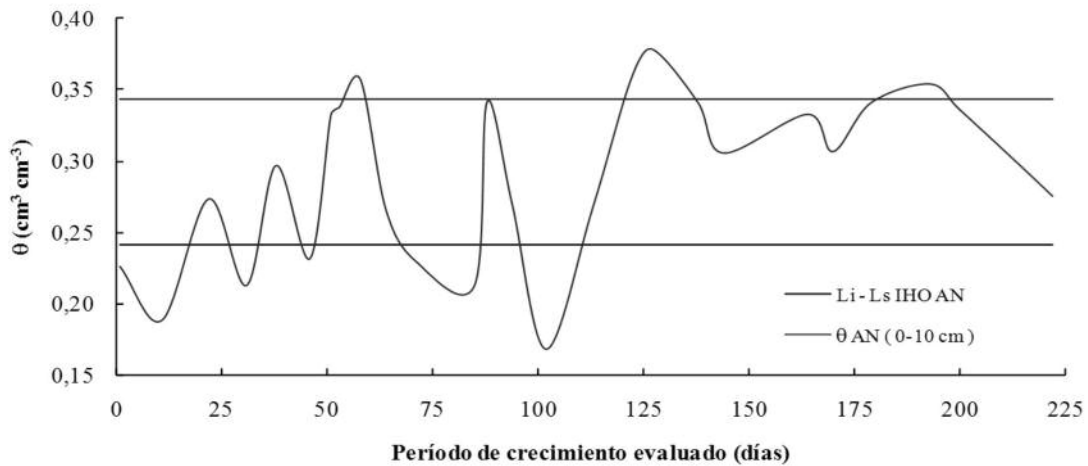


Figura 5. Contenido hídrico en el suelo (θ) durante el período evaluado de crecimiento de la alfalfa (222 días a partir del 31/10/2006) en relación al valor promedio del IHO en áreas normales (AN) de la pastura para la profundidad de 15 cm. Li=Límite inferior; Ls=Límite superior. IHO= Intervalo hídrico óptimo.

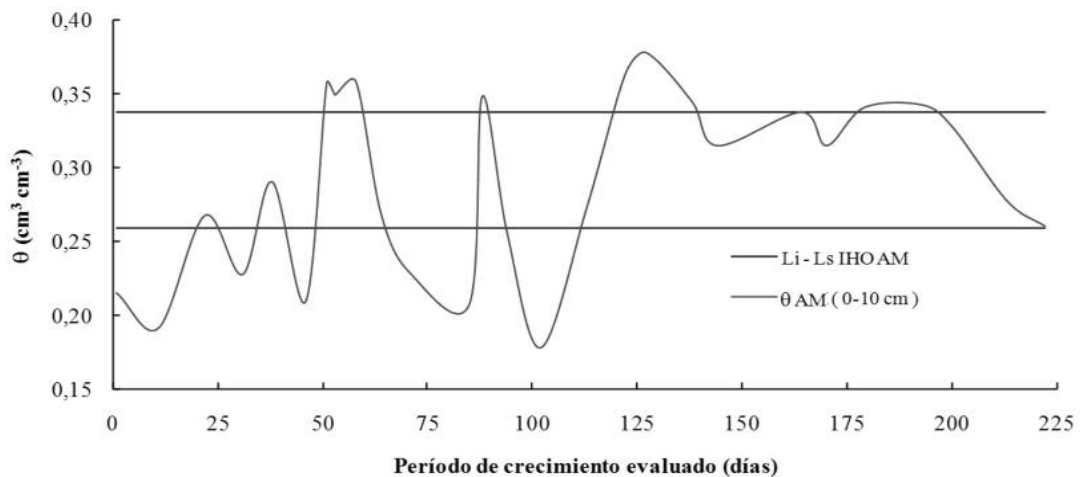


Figura 6. Contenido hídrico en el suelo (θ) durante el período evaluado de crecimiento de la alfalfa (222 días a partir del 31/10/2006) en relación al IHO promedio (profundidad: 0-15 cm) en manchones (AM) de la pastura. Li=Límite inferior; Ls=Límite superior. IHO= Intervalo hídrico óptimo.

Por lo tanto, en zonas húmedas y con precipitaciones frecuentes la probabilidad de que los cultivos sufran estrés es notablemente menor que en regiones semiáridas o con precipitaciones concentradas en ciertas épocas del año. Otro factor que condiciona la respuesta de los cultivos es la textura del suelo. En general, para una misma condición climática, por ejemplo exceso hídrico, un cultivo que crece en un suelo de textura fina será más proclive a sufrir estrés por falta de oxígeno que si crece en un suelo de textura gruesa. Frente a condiciones de déficit hídrico, un cultivo que crece en un suelo de textura fina podría sufrir estrés por elevada resistencia mecánica, mientras

que el que crece en un suelo de textura gruesa podría sufrir estrés por falta de agua, porque el suelo alcanzará más rápidamente el punto de marchitez permanente. Sin embargo es importante tener en cuenta que el contenido de materia orgánica condiciona la amplitud del IHO al modificar principalmente la curva de retención de agua del suelo (Silva & Kay, 1997 a; Imhoff et al., 2016). Imhoff et al. (2016) determinaron funciones de edafotransferencia para calcular el IHO para los principales suelos productivos de la provincia de Santa Fe que muestran el efecto de la granulometría y contenido de materia orgánica en la amplitud del IHO. También cuantificaron diversos indi-

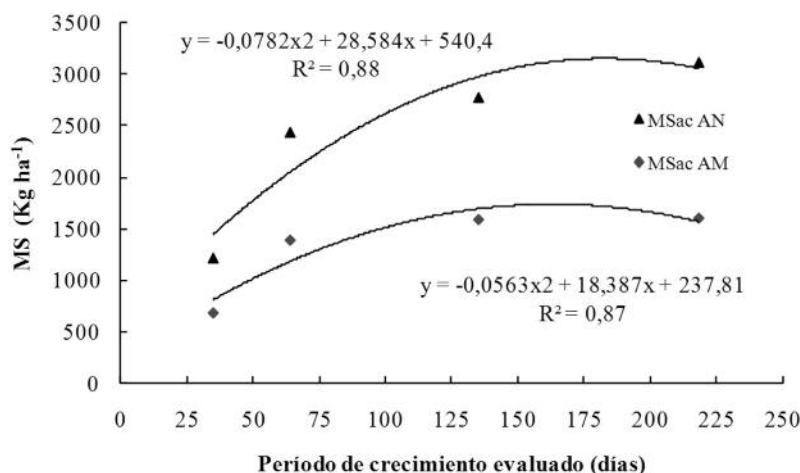


Figura 7. Producción de materia seca acumulada de alfalfa (MS kg ha⁻¹) durante el período de tiempo evaluado para la pastura de alfalfa en las áreas normales (AN) y manchones (AM).

cadores de compactación, como la presión de pre-consolidación (máxima presión que puede ser aplicada al suelo sin causar compactación adicional) y la susceptibilidad a la compactación, y establecieron relaciones funcionales entre el IHO y dichos indicadores. Esas funciones matemáticas permiten calcular, por ejemplo, la presión máxima a aplicar con la maquinaria agrícola sobre el suelo para no reducir el IHO o para no superar el valor de Dsc, por ejemplo. Estudios semejantes aún deben desarrollarse para suelos de otras regiones de Argentina.

CONCLUSIONES

Entre las cualidades del IHO para cuantificar la calidad física del suelo se pueden mencionar:

- Integra cuatro propiedades del suelo (aireación, capacidad de campo, resistencia mecánica del suelo y punto de marchitamiento permanente) en una sola variable, por lo que es un indicador muy útil de la calidad del suelo para el crecimiento de los cultivos.
- Es un indicador de la calidad física del suelo, siendo útil para comparar horizontes y diversos suelos.
- Proporciona una medida indicativa de los efectos del manejo sobre la estructura del suelo.
- Puede combinarse con la variación temporal del contenido de agua en el suelo para indicar la frecuencia con la que un cultivo puede sufrir estrés inducido por las condiciones físicas del suelo en asociación con las condiciones hídricas predominantes. Esto es crucial en cultivos de secano. En cultivos bajo riego, esta información también es útil para optimizar la programación del riego, de

forma de mantener el suelo con el contenido de agua adecuado para el desarrollo del cultivo.

- El IHO combinado con modelos de compactación puede servir para estimar el impacto de alterar las condiciones físicas del suelo sobre el crecimiento de raíces.

BIBLIOGRAFÍA

- Alesso, A; S Imhoff; M Pilatti & Turino. 2011. Relación entre intervalo hídrico óptimo – rendimiento de soja y maíz. Brasil. Vicoso. 2011. Libro. Resumen. Congreso. XXXIII Congresso Brasileiro De Ciência Do Solo.
- Bengough, A & B Mckenzie. 1994. Simultaneous measurement of root force and elongation for seedling pea roots. J. Exp. Botany, 45: 95-102.
- Benjamin, J; D Nielsen; M Vigil; M Mikha & F Calderon. 2013. A comparison of two models to evaluate soil physical property effects on corn root growth. Agron. J. 105: 713–720.
- Betz, C; R Allmaras; S Copeland & G Randall. 1998. Least limiting water range: Traffic and long-term tillage influences in a Webster soil. Soil Sci. Soc. Am. J. 62: 1384–1393.
- Blacke, G & K Hartge. 1986. Bulk density. En: Methods of Soil Analysis-Physical and Mineralogical Methods 2nd ed. (Ed. Klute, A) Am. Soc. Agron. Madison, USA, p. 363-375.
- Bouma, J & H Van Lanen. 1987. Transfer functions and threshold values from soil characteristics to land qualities. In: Quantified land evaluation, ProcWorkshop ISSS/SSSA, Washington, DC. ITC Publ., Enschede, the Netherlands. pp. 106-111.
- Busscher, W. 1990. Adjustment of flat-tipped penetrometer resistance data to a common water-content. Transactions of the Asae, v. 33: 519-524.

- Chen, G; R Weil & R Hill. 2014. Effects of compaction and cover crops on soil least limiting water range and air permeability. *Soil Till. Res.* 136: 61–69.
- Damiano, F & R Moschini. 2011. Intervalo hídrico óptimo en suelos Argiudoles plantados con *Eucalyptus dunii* Maiden. *Ciencia del Suelo* 29: 1-11.
- Damiano, F & M Taboada. 2000. Predicción del agua disponible usando funciones de pedotransferencia en suelos agrícolas de la región pampeana. *Ciencia del Suelo* 18: 77-88.
- Drury, C; T Zhang & B Kay. 2003. The non-limiting and least limiting water ranges for soil nitrogen mineralization. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67: 1388–1404.
- Eavis, B. 1972. Soil physical conditions affecting seedling root growth: I. Mechanical impedance, aeration and moisture availability as influenced by bulk density and moisture level in a sandy loam soil. *Plant Soil* 36: 613-622.
- Fernández, R; A Quiroga; C Lobartini & E Noellemeyer. 2017. Determinación del intervalo hídrico óptimo en Ustoles de la región semiárida pampeana. *Ciencia del Suelo* 35: 215-227.
- Hurley, M & J Rowarth. 1999. Resistance to root growth and changes in the concentrations of ABA within the root and xylem sap during root-restriction stress. *J. Exp. Botany*, 50: 799-804.
- Imhoff, S; J Gay; A Grioni & P Ghiberto. 2006. Calidad física de Argiudoles de Santa Fe determinada por medio del Intervalo Hídrico Óptimo. 2006. Resúmenes de XX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. - I Reunión de Suelos de la Región Andina. Artículo en Congreso. SACS.
- Imhoff, S; A Silva; P Ghiberto; C Tormena; M Pilatti & P Libardi. 2016. Physical quality indicators and mechanical behavior of agricultural soils of Argentina. *PLOS ONE*. San Francisco: Public Library Science. ISSN 1932-6203.
- Ismail, M & W Davies. 1998. Root restriction affects leaf growth and stomatal response: the role of xylem sap ABA. *Sci. Hortic.*, 74: 257-268.
- Keller, T; A Silva; C Tormena; N Giarola; K Cavalieri; M Stettler & J Arvidsson. 2015. SoilFlex-LLWR: Linking a soil compaction model with the least limiting water range concept. *Soil Use Manage.* 31: 321-329.
- Klute, A. 1986. Water Retention: Laboratory Methods, in: *Methods of Soil Analysis: Part 1—Physical and Mineralogical Methods*. Soil Science Society of America, American Society of Agronomy, pp. 635-662.
- Lapen, D; G Topp; E Gregorich & W Curnoe. 2004. Least limiting water range indicators of soil quality and corn production, eastern Ontario, Canada. *Soil Till. Res.* 78: 151-170.
- Leão, T & A Da Silva. 2004. A simplified Excel((R)) algorithm for estimating the least limiting water range of soils. *Scientia Agricola* 61: 649–654.
- Letey, J. 1985. Relationship between soil physical properties and crop production. *Adv. Soil Sci.* 1: 277-294.
- Materechera, S; A Dexter & A Alston. 1991. Penetration of very strong soils by seeding of different plant species. *Plant Soil* 135: 31-41.
- Medeiros, J; A Silva; C Cerri; N Giarola; G Figueiredo & F Fracetto. 2011. Linking physical quality and CO2 emissions under long-term no-till and conventional till in a subtropical soil in Brazil. *Plant Soil* 338: 5-15.
- Mengoni, H; D Cosentino; C Álvarez; M Taboada; S Imhoff & A Quiroga. 2013. Intervalo hídrico óptimo de suelos de la región pampeana parte I: Jornadas Argentinas de Conservación de Suelos. AACS e Instituto de suelos de Castelar.
- Mengoni, H; P Fernandez; D Cosentino; C Alvarez; M Taboada & S Imhoff. 2016. Relación entre resistencia mecánica a la penetración y contenido hídrico en suelos de la pampa ondulada. XXV Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Río Cuarto.
- Merotto, A & C Mundstock. 1999. Wheat root growth as affected by soil strength. *Rev. Bras. Ci. Solo* 23:197-202.
- Miretti, M; S Imhoff; R Marano & A Silva. 2012. Desarrollo de la alfalfa en ambientes con y sin manchones. Mar del Plata. Libro. Artículo Breve. Congreso. XIX Congreso Latinoamericano y XXIII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo / 1ª edición. AACS.
- Miretti, M; S Imhoff; A Silva & S Lavado. 2010. Soil structure degradation in patches of alfalfa fields in Santa Fe. *Scientia Agricola* 67: 604-610.
- Orellana, J; M Pilatti & D Grenón. 1997. Soil Quality: An approach to the physical state assessment. *J. Sust. Agric.* 9: 91-108.
- Pabin, J; J Lipiec S Włodek; A Biskupski & A Kaus. 1998. Critical soil bulk density and strength for pea seedling growth as related to other soil factors. *Soil Till. Res.* 46: 203-208.
- Passioura, J. 1991. Soil structure and plant growth. *Aust. J. Soil Res.*, 29: 717-728.
- Phene, C & W Beale. 1976. High-frequency irrigation for water nutrient management in humid regions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40: 430-436.
- Pilatti, M; S Imhoff & J Orellana. 2008. Propuesta de interpretación del IHO para evaluar calidad del suelo. Resúmenes de XXI Congreso Argentino de la Ciencia

del Suelo. AACS.

- Pilatti, M & J Orellana. 1993. Posibles indicadores edáficos de sostenibilidad. II: El Intervalo Hídrico Óptimo. Actas XIV Congr. Arg. de la Ciencia del Suelo, pp. 21-22. Mendoza.
- Pilatti, M & J Orellana. 2012. Suelos ideales para agricultura sostenible. Revista FAVE 11: 65-88.
- Pilatti, M; J Orellana; S Imhoff & A Silva. 2012. Actualización de los límites críticos del intervalo hídrico óptimo. Ciencia del Suelo 30: 9-21.
- Sharma, P & L Bhushan. 2001. Physical characterization of a soil amended with organic residues in a rice-wheat cropping system using a single value soil physical index. Soil Till. Res. 60: 143-152.
- Siegel-Issem, C; J Burger; R Powers; F Ponder & S Patterson. 2005. Seedling root growth as a function of soil density and water content. Soil Sci. Soc. Am. J. 69: 215-226.
- Silva, A & B Kay. 1996. The sensitivity of shoot growth of corn to the least limiting water range of soils. Plant Soil 184: 323-329.
- Silva, A & B Kay. 1997a. Estimating the least limiting water range of soil from properties and management. Soil Sci. Soc. Am. J. 61: 877-883.
- Silva A & B Kay. 1997b. Effect of soil water content variation on the least limiting water range. Soil Sci. Soc. Am. J. 61: 884-888.
- Silva, A; B Kay & E Perfect. 1994. Characterization of the least limiting water range of soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 58: 1775-1781.
- Silva, A; B Kay; C Tormena; S Imhoff; D Karlen; J Benjamin & R Lal. 2015. Least Limiting Water Range of Soils. Encyclopedia of Soil Science, 3ra Ed. Three Volume Set: CRC Press. ISBN 9781498738903.
- Taylor, H; G Roberson & J Parker. 1966. Soil strength-root penetration relations to medium to coarse-textured soil materials. Soil Sci. 102: 18-22.
- Tormena, C; A Silva & P Libardi. 1998. Caracterização do intervalo hídrico ótimo de um Latossolo Roxo sob plantio direto. R. Bras. Ci. Solo 22: 573-581.
- Tormena, C; A Silva & P Libardi. 1999. Soil physical quality of a Brazilian Oxisol under two tillage systems using the limiting water range approach. Soil Till. Res 52: 223-232.
- Weaich, K; A Cass & K Bristow. 1996. Pre-emergent shoot growth of maize (*Zea mays* L.) as a function of soil strength. Soil Till. Res. 40: 3-23.
- Wilson, M; M Sasal & O Caviglia. 2013. Critical bulk density for a Mollisol and a Vertisol using least limiting water range: Effect on early wheat growth. Geoderma

192: 354-361.

- Wu, L; G Feng; J Letey; L Ferguson; J Mitchell; B Mccullough-Sanden & G Markegard. 2003. Soil management effects on the nonlimiting water range. Geoderma 114: 401-414.
 - Zen, O; S Imhoff; S Gambaudo; H Fontanetto & R Martel. 2009. Identificación de ambientes homogéneos de manejo mediante indicadores de calidad física y química de suelos. Jornada Nacional de Agricultura de Precisión: integrando tecnologías para una agricultura sustentable. Buenos Aires: Ediciones INTA. Pp. 71-78. ISBN 978- 987-1623-21-1.
-

8

Estabilidad de agregados del suelo

Una buena estructura del suelo, presenta un adecuado volumen y distribución de poros, garantiza la entrada de agua y aire, su circulación, almacenamiento y redistribución entre los horizontes y, además, el óptimo aprovechamiento de los nutrientes (Cazorla et al., 2017). Del análisis de la estructura se derivan una serie de indicadores físicos que pueden ser utilizados para evaluar cambios en la calidad de los suelos por influencia del manejo. No obstante, existen restricciones al momento de realizar comparaciones, principalmente cuando se contrastan suelos que pueden presentar distinta composición granulométrica. A fin de ilustrar sobre este punto se ha representado en la Figura 1 la proporción de agregados mayores a 2 mm obtenidos del análisis de 120 horizontes A pertenecientes a 6 subregiones de la provincia de La Pampa (Quiroga, 2002). Los contenidos de arcilla + limo resultaron variables entre 10 y 80%, teniendo una significativa influencia sobre la proporción de agregados mayores a 2

mm que variaron entre 5 y 70 %. Suelos de Riglos-Macachín con 20 % de arcilla + limo presentaron 30 % de agregados mientras que suelos de E. Martini con 60 % de arcilla + limo presentaron en promedio 55 % de agregados, a pesar de estar sometidos a similares manejos (labranzas y secuencias de cultivos). Es decir que un suelo en estado avanzado de degradación puede presentar mayor proporción de agregados que un suelo bajo manejo conservacionista.

Sobre la base de estos resultados resulta evidente que al evaluar la influencia del manejo es imprescindible realizarlo sobre suelos de similar composición granulométrica. A continuación se tratarán técnicas utilizadas para evaluar la estabilidad estructural en húmedo y en seco.

LA AGREGACIÓN Y EL AGUA EN EL SUELO

La Estabilidad de Agregados (EA) es una medida de la resistencia que ofrecen los agregados del suelo al deterioro producido por fuerzas externas,

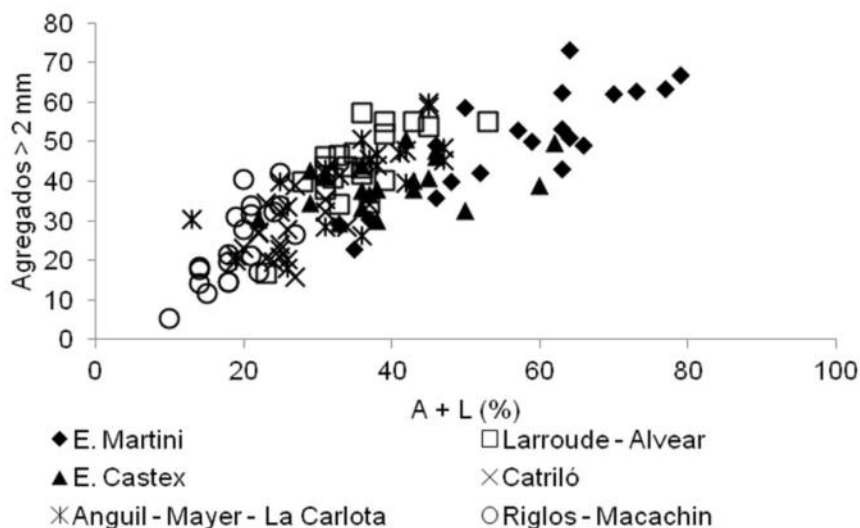


Figura 1. Agregados mayores a 2 mm (%) en función de los contenidos de arcilla + limo (%) en 120 suelos pertenecientes a 6 subregiones de la provincia de La Pampa.

sean climáticas o antrópicas. Ha sido reportada como uno de los principales indicadores de la sustentabilidad de los sistemas de manejo (Lal, 1994; Aparicio & Costa, 2007; Quiroga et al., 2008). La agregación es uno de los principales factores que controlan el movimiento del agua en la superficie del suelo, su tendencia al encostramiento y a la erosión (De Ploey & Poesen, 1984). La mayor parte de los trabajos que relacionan la estructura con la infiltración se centran en la pérdida de calidad física que sufren los suelos bajo procesos de formación de costras superficiales por pisoteo o tránsito (Le Bissonnais et al., 1995). Si bien se torna dificultoso encontrar relaciones directas y significativas entre ambas variables, se ha probado que la agregación, en combinación con otros factores, condiciona la capacidad de infiltración de un suelo. Boix et al. (1996), trabajando en suelos de Alicante con regímenes hídricos desde semiáridos a subhúmedos, encontraron que dicha relación se intensificaba cuando se tenían en cuenta otros factores, como por ejemplo el contenido de materia orgánica (MO), el diámetro medio de los microagregados (<0,105 mm), el contenido de humedad y el % de cobertura vegetal. En la Región Pampeana Ondulada, Ramírez Pisco et al. (2006) demostraron que aumentos en la MO del suelo propiciados por la práctica de la siembra directa durante más de 15 años, repercuten en la mejora de la estabilidad estructural, la macroporosidad y la conductividad hidráulica del suelo, en comparación con suelos bajo labranza convencional. Estudios realizados en las Grandes Planicies norteamericanas (Benjamin et al., 2008) muestran que las relaciones entre la cantidad de macroagregados y la conductividad hidráulica saturada difieren entre sistemas de cultivo. Bajo uso agropecuario, encontraron que debe superarse un umbral mínimo de macroagregados para observar mejoras en la conductividad del suelo. Bajo pasturas perennes la conductividad hidráulica se incrementó aún con bajos niveles de macroagregados.

La estructura define inevitablemente la naturaleza del sistema poroso del suelo y colabora en mantener las partículas minerales (especialmente el limo) fuera de los poros. Cada tamaño de poros ejerce una función diferente en la dinámica del agua. Gavande (1976) explica la importancia del tamaño de los poros de acuerdo a la posición en

el perfil de suelo. Así, apunta que en el estrato más superficial del suelo (20 ó 30 cm) debe existir una gran cantidad de poros grandes, no capilares, para asegurar la penetración del agua en el perfil (alto grado de infiltración). Un suelo bien manejado, debe tener una estructura estable que delimite poros adecuados para distribuir el agua y el aire, ambos necesarios para el desarrollo de la vida en el suelo. Mientras más cerca de la superficie, menos deseable es la presencia de un alto porcentaje de poros capilares, ya que ayudan a retener agua en superficie favoreciendo una evaporación excesiva, especialmente cuando la cobertura de residuos superficial resulta insuficiente para reducir estas pérdidas de agua. En el estrato siguiente (30-150 cm), debe existir un buen número de poros de gran tamaño para drenar el exceso de agua, aunque dicha función se complementa con los poros capilares, que redistribuyen el agua en todo el perfil y favorecen su retención en una zona menos afectada por la evaporación.

La EA del estrato superficial (0-3 cm), medida como el diámetro medio ponderado, (DMP) se relaciona linealmente con la tasa de infiltración (Franzluebbers, 2002); la ruptura experimental de los agregados produce mermas en la tasa de infiltración de hasta un 39 %, condicionando la captación y eficiencia de almacenaje del agua. Asimismo, el carbono orgánico del suelo (CO) juega un importante rol en la agregación y en la retención del agua del suelo. Un estudio realizado en California por Martens & Frankenberger (1992), demostraron que la incorporación de enmiendas orgánicas durante dos años, aumentó el contenido de COT y mejoró la infiltración del agua en un 40 % debido a la estimulación de la actividad microbiana y el desarrollo de agregados más estables.

Luego de dejar en claro la importancia del espacio poroso del suelo y su relación con la EA, es fácil imaginar porqué es útil medir esta propiedad. Es una medida indirecta, pero con influencia notoria en lo que a la dinámica del agua se refiere. Se han utilizado varios métodos de laboratorio para medir esta variable, aunque todos recrean distintos tipos de disturbio. Si bien en la actualidad se intenta consensuar métodos de análisis, conviven diversas técnicas. Entre ellas se impone el uso de la técnica de Le Bissonnais et al. (2002) debido a su simplicidad y a la escasa necesidad de

equipamiento. Las muestras se someten a tres pretratamientos que evocan diversos procesos de degradación y posteriormente se procesan de manera similar. La muestra inicial consta de 5 g de agregados entre 3 y 5 mm, para la cual se utilizan los tamices N 4 y 6 (ASTM). El primer pretratamiento consiste en el humedecimiento rápido de la muestra (Pret. 1); el segundo en un humedecimiento lento (Pret. 2) y en el tercero, la muestra es humedecida con alcohol y sometida a agitación para provocar la disrupción mecánica (Pret. 3). En el primer caso, se intenta reproducir el impacto de una lluvia repentina sobre suelo seco, que puede derivar en el escape de aire y en el rompimiento de los agregados. Puede producirse también por la liberación de calor de humedecimiento o por el hinchamiento diferencial de las arcillas. El segundo pretratamiento incluye una etapa de lento humedecimiento para evitar los procesos recién mencionados y poder medir el impacto de una lluvia suave sobre un suelo humedecido. El tercer pretratamiento evalúa la cohesión mecánica de los agregados de un suelo húmedo.

Luego de los pretratamientos, se colocan los agregados secos sobre un juego de seis tamices de 2000, 1000, 500, 250, 100 y 53 μm de malla y se calcula el DMP en mm de los agregados estables como la suma de la masa remanente sobre cada tamiz multiplicado por la apertura media de dos tamices adyacentes. Esta medida refleja el tamaño medio de los agregados y a mayor valor, más deseable resulta desde el punto de vista agronómico. Mayores detalles de esta determinación se encuentran descriptos en: "Metodología de muestreo de suelo y ensayos a campo", publicado por INTA (Santos et al., 2012).

El manejo agropecuario impacta de manera diferencial sobre la EA, dependiendo del tipo de suelo y de los sistemas que se estén comparando. Un trabajo realizado por Gabioud et al. (2011) mostró que la EA, aún bajo condiciones inalteradas, difiere entre tipos de suelos, encontrándose menores valores en Alfisoles, con respecto a Molisoles y Vertisoles. Esto significa que no todos los suelos tienen la misma resistencia al laboreo o al cultivo; algunos son más frágiles por sus características genéticas, mientras que otros resisten mejor los cambios físicos provocados por su uso agropecuario. Sin embargo, el mismo estudio probó que la EA resultó menos sensible para dis-

tinguir entre intensidad de manejo en Molisoles, con respecto a los otros dos órdenes. La diferencia entre pretratamientos está sujeta al tipo de mecanismo de agregación que predomina en el suelo evaluado.

En el Sudoeste Bonaerense se llevó a cabo una evaluación de indicadores de calidad de suelo (Zilio, 2015), entre los cuales se destacó la EA por su sensibilidad para detectar las consecuencias negativas de los manejos agropecuarios, sobre todo en suelos de la zona subhúmeda. El valor promedio de la EA (LBm) se relacionó en mayor medida con el CO que con las fracciones granulométricas, aunque tanto la fracción gruesa del CO (50-2000 μm) como la fina (<50 μm) incidieron en la estabilidad de la estructura (Fig. 2). En cuanto al comportamiento de los distintos pretratamientos, el humedecimiento rápido (LB1) mostró una alta correlación con el CO más grueso y lábil (CO>50 μm) y un efecto más agresivo sobre todos los suelos en general. Éste último se relaciona a los agregados de mayor tamaño (Taboada & Alvarez, 2008) y a su vez con los macroporos encargados de desalojar el aire atrapado dentro de los agregados (Hénin et al., 1972). Si el contenido de esta fracción de CO es muy bajo, significa que los agregados tienen menor cohesión y no pueden soportar la presión que ejerce el aire al salir, cuando es sometido a un humedecimiento rápido. Kraemer et al. (2012) encontraron evidencia que en este pretratamiento, además del estallido ocurre el aflojamiento de las uniones generadas por la MO del suelo. El humedecimiento lento mostró mejor relación con el CO más fino (<50 μm), asociado a la fracción mineral ($R^2=0,60$) y más estable en el suelo, mientras que el pretratamiento con disrupción mecánica se relacionó estrechamente al CO. Éste último pretratamiento fue el indicador que separó dos manejos agropecuarios de distinta intensidad en los suelos evaluados de régimen údico, no pudiendo diferenciar situaciones en suelos ústicos.

Con otro método analítico (De Boodt & de Leenher, 1959), Dios Herrero (2015) encontró diferencias de EA de muestras superficiales (0-5 cm) de Haplustoles, Ustipsammentes y Torripsammentes, al comparar suelos agrícolas con secuencia maíz/sorgo-soja con testigos de monte de caldén. Esto significa que el laboreo de los lotes perjudicó el estado físico del suelo, dismi-

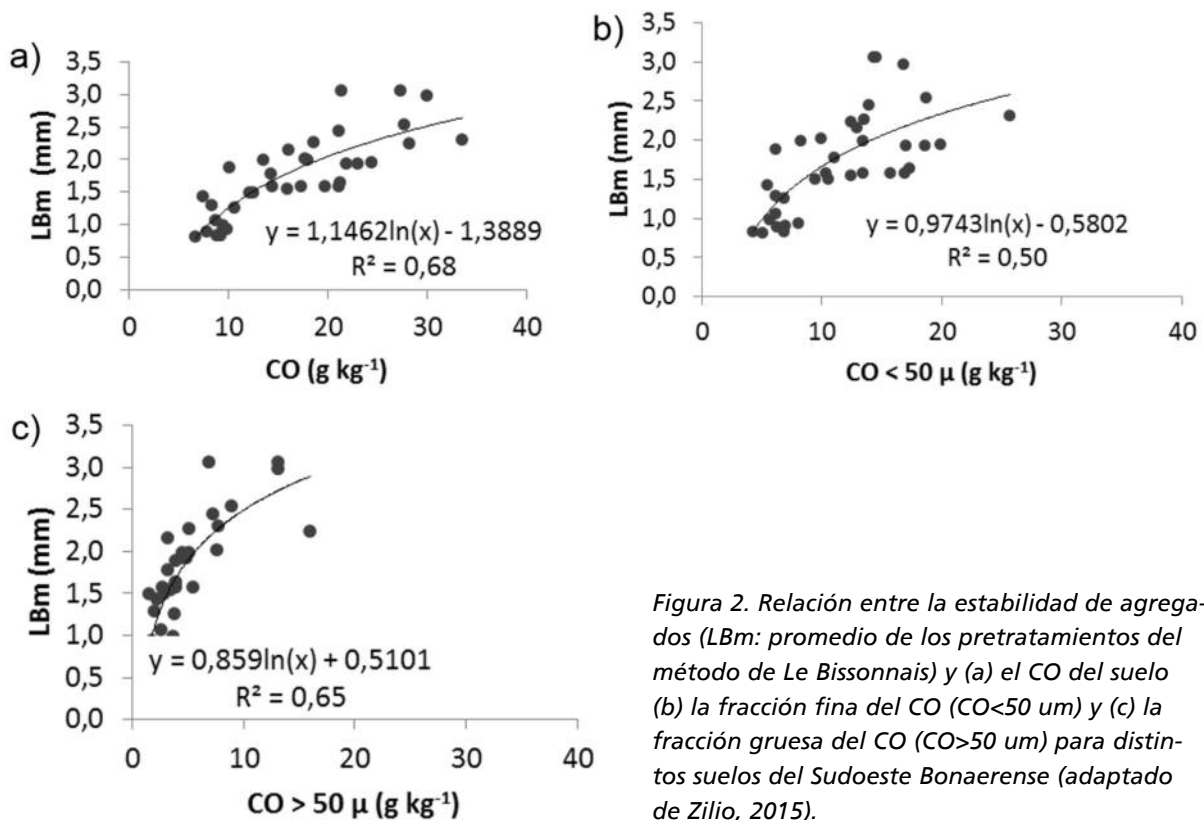


Figura 2. Relación entre la estabilidad de agregados (LBm: promedio de los pretratamientos del método de Le Bissonais) y (a) el CO del suelo (b) la fracción fina del CO ($CO < 50 \mu$) y (c) la fracción gruesa del CO ($CO > 50 \mu$) para distintos suelos del Sudoeste Bonaerense (adaptado de Zilio, 2015).

nuyendo el tamaño medio de los agregados y modificando la entrada y el movimiento del agua en el perfil, debido a una mayor oclusión del espacio poroso (Caron et al., 1996). Estudios conducidos por Cazorla (en prensa) prueban que tecnologías de insumos y procesos como la fertilización y los cultivos de cobertura, son eficientes para aumentar la MO más joven y, así aumentar la EA. Así, informó aumentos de la EA de 15 % cuando se utilizaban dichas prácticas, con respecto a un testigo.

DETERMINACIÓN DE FRACCIÓN EROSIONABLE Y ESTABILIDAD ESTRUCTURAL EN SECO

Los suelos varían a través del paisaje y reaccionan diferentemente a las labranzas y otras prácticas de manejo, creando condiciones variables en la superficie. La erodabilidad de los suelos es principalmente atribuida a su textura y contenido en MO que determinarán la capacidad del suelo de formar agregados o costras (Chepil & Woodruff, 1961). En general suelos de texturas más gruesas son altamente susceptibles a ser erosionados por su baja capacidad para retener agua, y presencia de agregados débiles, características conferidas

por poseer alto contenido de partículas de 80 a 200 μ m de diámetro. En tanto suelos francos son menos erosionables, pero poseen un gran potencial de producir polvo atmosférico si es erosionado, a partir del rompimiento de agregados. En la Región Semiárida Pampeana Central, un 3% de MO en el horizonte A, resulta un valor crítico por debajo del cual se incrementa la susceptibilidad del suelo a erosionarse. Se ha comprobado que además de la MO, los contenidos de arcilla y algunos cementantes inorgánicos con altos contenidos de aluminio, también afectaría la estabilidad de los agregados y por ende la susceptibilidad a degradarse (Buschiazzi et al., 1995; Buschiazzi, 2006). La distribución de agregados y su estabilidad son parámetros a utilizar al momento de evaluar la susceptibilidad de un suelo a degradarse por la acción del viento.

La potencialidad de un suelo a sufrir erosión eólica puede ser diagnosticada mediante la utilización de modelos de simulación. La ecuación de erosión eólica por viento (WEQ) desarrollada por el Servicio de Conservación de Suelos de los EEUU (Woodruff & Siddoway, 1965), ha tenido una amplia difusión y ha sido adaptada para la Región

Pampeana de Argentina, (Panebianco & Buschiazzo, 2007) como ecuación de erosión eólica en español (EWEQ). Con su uso es posible estimar tasas anuales de pérdidas de suelo por erosión eólica, determinar la cantidad de cobertura vegetal necesaria para un nivel de pérdida tolerable, establecer un ancho de faja adecuado para el control de la erosión o comparar la eficacia de algunos manejos alternativos. Los factores que componen la ecuación son: I= índice de erodabilidad del suelo, K= rugosidad, C= factor climático local, L= longitud del terreno en la dirección prevaleciente del viento y V= cobertura vegetal o de residuos. El índice I que se mide en Mg ha⁻¹año⁻¹ representa la pérdida potencial máxima de suelo que se produce en un potrero, sin protección; con una superficie desnuda, sin rugosidad y sin costra. Para la obtención del I es necesario determinar la cantidad de agregados mayores a 0,84 mm de diámetro de la capa superficial del suelo, que constituye la fracción no erosionable (FNE) debido a que son los agregados no susceptibles a ser transportados por el viento (Chepil, 1950). La potencialidad máxima de erosión de un suelo puede obtenerse con el valor de FNE a partir de la Tabla 1 de la WEQ.

Para determinar la Fracción erosionable (FE) se utiliza un tamiz rotativo diseñado por Chepil (1962), y mediante un segundo tamizado de la misma muestra se puede obtener la estabilidad estructural en seco (EES) del suelo y estabilidad de los agregados no erosionables. Con el uso del

tamiz rotativo se simula el poder abrasivo del viento. Este tamiz ha sido sucesivamente perfeccionado (Lyles et al., 1970) y/o modificado (Silenzi et al., 1990). También se han calibrado métodos para determinar la EES mediante tamizado horizontal (Toogood, 1978). Buschiazzo et al. (1994) modificaron dicho método, adaptándolo a los suelos de la Región Semiárida de Argentina y basado en el tamizado de agregados de distinto tamaño en forma simultánea. Posteriormente, López et al., (2007) demostraron para suelos de Argentina y España que los valores de FE obtenidos con tamizado horizontal eran válidos y comparables con los obtenidos usando el tamiz rotativo.

PROCEDIMIENTO PARA EL USO DEL TAMIZ ROTATIVO

Para la toma de muestra, se marca sobre la superficie del suelo los bordes de una sección preferentemente cuadrada, y se introduce por debajo la hoja de la pala para generar el mínimo disturbio, tomando una muestra de los 2 cm superficiales del suelo y de un peso aproximado entre 1 y 3 kg, y se colocan en una bandeja. Es recomendable tomar 5 réplicas en cada sección homogénea del lote o tratamiento. La muestra se transporta con la mayor precaución posible. Una vez en el laboratorio, la muestra debe ser secada al aire que, dependiendo del estado de humedad de la misma, puede demorar entre una o dos semanas. El tamiz rotativo consta de tamices cilíndricos concéntricos que permiten separar la muestra de

Tabla 1. Erosionabilidad potencial (I) de los suelos deducida de la proporción de agregados > 0,84 mm de diámetro.

% agg. >0,84 mm	Unidades									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cientos	Mg.ha ⁻¹									
55	0	694,4	560,0	492,8	439,0	403,2	380,8	358,4	336,0	313,6
10	300,1	293,4	286,7	280	271,0	262,1	253,1	378,6	237,4	228,5
20	219,5	212,8	206,1	201,6	199,4	192,6	185,9	181,4	177,0	170,2
30	165,8	161,3	159,0	154,6	150,1	145,6	141,1	138,9	134,4	129,9
40	125,4	121	116,5	114,2	132,2	107,5	105,3	100,8	96,3	91,8
50	85,1	80,6	73,9	69,4	65,0	60,5	56	53,8	51,5	49,3
60	47,0	44,8	42,6	40,3	38,1	35,8	35,8	33,6	31,4	29,1
70	26,9	24,6	22,4	17,9	15,7	13,4	9	6,7	6,7	4,5
80	4,5	0	0	0	0	0	0	0	0	0

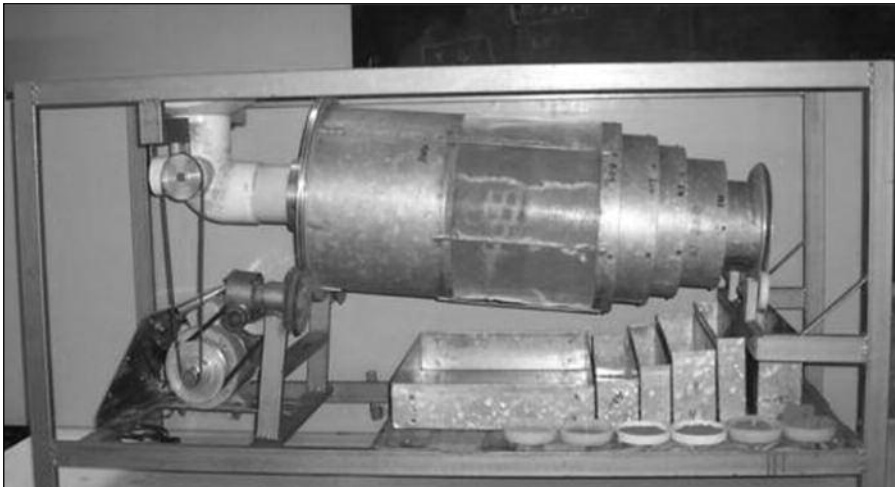


Figura 3. Vista lateral de un tamiz rotativo.



Figura 4. Bandeja con muestra y pala de alimentación (izquierda) y detalle del motor y las poleas (derecha).

suelo en fracciones de agregados de diferente tamaño (Fig. 3).

Una vez encendido el motor, que permite que los tamices roten, es aconsejable esperar un tiempo aproximado a 1 minuto, para observar que no haya quedado polvo del tamizado anterior. En caso de que en la muestra se encuentren agregados, que por su tamaño, no entren en la bandeja de alimentación, estos deben ser fragmentados siguiendo los planos de fragilidad que separan un agregado de otro, tratando de aplicar la mínima energía. En lo posible, este proceso debe ser realizado por el mismo operario. Es recomendable utilizar una pala de plástico como se observa en la Figura 4 para manipular la muestra hasta la bandeja alimentadora. No se debe introducir la muestra en su totalidad, sino a un ritmo pausado para evitar el solapamiento de agregados en el primer tamiz. Este fenómeno se produce debido a que

agregados de diámetro inferior a la malla quedan montados sobre agregados de mayor tamaño y de esta forma pueden sobrepasar el tamiz. Una vez que toda la muestra de la bandeja ha sido tamizada, se procede a apagar el motor del tamiz. La bandeja alimentadora debe limpiarse con un cepillo para que no queden restos de muestra en ella.

Los agregados recogidos en cada bandeja deben ser trasvasados cuidadosamente a recipientes adecuados, generalmente son recomendables bols de plástico, que deben ser tarados previamente. Luego del tamizado se separan las siguientes fracciones de agregados: <0,42 mm, 0,42–0,84 mm, 0,84–2 mm, 2–6,4 mm, 6,4–19,2 mm, y >19,2 mm de diámetro, cuyos pesos se introducen en la segunda columna de la Tabla 2, tal como lo indica la flecha. La FE que es la constituida por las fracciones de agregados que pueden ser transpor-

tados por el viento (aquellos menores a 0,84 mm de diámetro) puede obtenerse mediante la siguiente ecuación:

$$FE = \frac{\sum A < 0,84_1}{PT} \times 100 \quad (1)$$

Donde:

FE: Fracción erosionable expresada en %;

$\sum A < 0,84_1$: sumatoria de los agregados menores a 0,84 mm obtenidos durante el primer tamizado, expresado en g o kg;

PT: Muestra total expresada en g o kg que surge de la sumatoria de todas las clases de agregados obtenidos durante el primer tamizado.

Y la fracción no erosionable resulta:

$$FNE = 100 - FE \quad (2)$$

Donde:

FNE: Fracción no erosionable expresada en %;

FE Fracción erosionable obtenida durante el primer tamizado, expresado en %.

Posteriormente, se vuelve a tamizar por separado cada una de las fracciones de agregados mayores a 0,84 mm, completándose la planilla, en forma horizontal. De esta forma, por ejemplo, los pesos de las distintas fracciones de agregados que se encuentren en la tercera fila, desde la columna 3 a la 8, corresponderán al segundo tamizado de la fracción mayor a 19,2 mm de diámetro, cuyo peso consta en la columna 2, fila 3 (Tabla 3). La distribución de agregados luego del segundo

tamizado, permite conocer la EES, es decir la susceptibilidad que tienen los agregados a ser erosionados por el viento y es posible obtener además, la estabilidad estructural de cada fracción de agregados mayores a 0,84 mm de diámetro.

La EES se obtiene mediante la fórmula (3)

$$EES = \left[\frac{\sum A > 0,84_1 - \sum A < 0,84_2}{\sum A > 0,84_1} \right] \times 100 \quad (3)$$

Donde:

EES: estabilidad estructural en seco expresada en por ciento.

$\sum A > 0,84_1$: es la sumatoria de los agregados mayores a 0,84 mm obtenidos durante el primer tamizado expresado en g o kg.

$\sum A < 0,84_2$: es la sumatoria de los agregados menores a 0,84 mm obtenidos durante del segundo tamizado expresado en g o kg.

La estabilidad en seco de cada fracción de agregados mayores a 0,84 mm de diámetro, se obtiene mediante la fórmula (4).

$$ESa = \frac{A1 - A2}{A1} \times 100 \quad (4)$$

Donde:

ESa: estabilidad en seco de la fracción de agregados "a".

A1: peso de la fracción de agregados "a" en el primer tamizado. ■■■■

A2: peso de la fracción de agregados "a" que luego del segundo tamizado, ha pasado por los tamices menores a 0,84 mm de diámetro. ■■■■

Tabla 2. Peso de las distintas fracciones de agregados (<0,42, 0,42-0,84, 0,84-2, 2-6,4, 6,4-19,2 y >19,2 mm de diámetro) luego del primer tamizado del suelo.

Diámetro Agg. (mm)		>19,2	6,4 a 19,2	2 a 6,4	0,84 a 2	0,42 a 0,84	<0,42
	1° tamizado	2° tamizado					
>19,2	↓						
19,2							
6,4							
2							
0,84							
<0,42							

Tabla 3. Peso de las distintas fracciones de agregados (<0,42, de 0,42 a 0,84, 0,84 a 2, de 2 a 6,4, de 6,4 a 19,2 y >19,2 mm de diámetro) luego del tamizado independiente de cada fracción de agregados mayores a 0,84 mm de diámetro.

Diámetro Agg. (mm)		>19,2	6,4 a 19,2	2 a 6,4	0,84 a 2	0,42 a 0,84	<0,42
	1° tamizado	2° tamizado					
>19,2		→					
19,2							
6,4							
2							
0,84							
<0,42							

Tabla 4. Peso de las distintas fracciones de agregados (<0,42, de 0,42 a 0,84, 0,84 a 2, de 2 a 6,4, de 6,4 a 19,2 y >19,2 mm de diámetro) obtenidos mediante el tamiz rotativo.

Diámetro Agg. (mm)		>19,2	6,4 a 19,2	2 a 6,4	0,84 a 2	0,42 a 0,84	<0,42
	1° tamizado	2° tamizado					
>19,2	1829,9	1496,5	208,1	46,0	22,2	15,1	42,0
19,2	781,1		682,5	65,5	10,0	5,6	17,5
6,4	432,9			393,5	25,0	4,1	10,2
2	214,7				199,0	10,3	5,5
0,84	122,9						
<0,42	256,8						

Tabla 5. Fracción erosionable (FE), estabilidad estructural en seco (EES) y estabilidad de los agregados mayores a 0,84 mm de diámetro (Ea).

Propiedad	(%)
FE	10,43
EES	96,61
Ea >19,2	96,87
Ea 6,4 a 19,2	97,04
Ea 2 a 6,4	96,68
Es 0,84 a 2	92,67

En la Tabla 4, y a modo de ejemplo, se encuentran los datos del horizonte A de un suelo bajo monte de caldén ubicado en las cercanías de Santa Rosa, y en la Tabla 5 los parámetros evaluados.

El ejemplo precedente muestra que la fracción de agregados erosionables es pequeña y que todos los agregados tienen una alta estabilidad estructural. De acuerdo a la FNE no habría riesgos de erosión eólica. Estudios llevados a cabo por

Colazo & Buschiazzo (2010) en suelos de la Región Semiárida Pampeana Central demostraron que los suelos de texturas medias, con contenido de limo y arcilla entre 215 a 500 g kg⁻¹, son capaces de formar agregados grandes y estables, eficientes en el control de la erosión eólica en condiciones naturales, pero cuando dichos suelos están bajo manejo agrícola, aumenta la FE y disminuye considerablemente la EES debido a la pérdida de agentes cementantes orgánicos. Los suelos muy arenosos o muy finos, en tanto, no presentaron diferencias significativas entre manejos.

CONCLUSIÓN

Lo expuesto precedentemente indica la importancia que tiene la estructura en el funcionamiento del suelo como base fundamental para la producción agropecuaria. Los cambios observados en distintos parámetros utilizados para evaluar la estructura del suelo, influenciados por distintas prácticas de uso, resultan claves para establecer

umbrales de riesgo que indiquen la necesidad de implementar técnicas de conservación para mitigar la pérdida de suelos, tanto por procesos de erosión hídrica como eólica.

BIBLIOGRAFÍA

- Aparicio, V & J Costa. 2007. Soil quality indicators under continuous cropping systems in the Argentinean Pampas. *Soil & Tillage Research*. 96: 155-165.
- Benjamin, J, M Mikha & M Vigil. 2008. Organic carbon effects on soil physical and hydraulic properties in a semiarid climate. *Soil Science Society of America Journal*. Vol 72: N 5.
- Boix, C, A Calvo, J Schoorl & M Soto Soriano. 1996. Algunos ejemplos de relación entre agregación, capacidad de infiltración y erosión en suelos mediterráneos. IV Reunión de Geomorfología, SEG, O Castro (A Coruña), 573-585.
- Buschiazzo, D, S Aimar, F Babinec & L Ferramolas. 1994. Un método para la determinación de estabilidad de agregados en seco en suelos de la Región Semiárida Pampeana Central, Argentina. *Ciencia del Suelo*. 12, 32-34.
- Buschiazzo, D, S Aimar & K Stahr. 1995. Factores que afectan la estabilidad estructural de suelos en la Región Semiárida Pampeana Central (Argentina). *Ciencia del Suelo*. 13 (2):66-69.
- Buschiazzo, D. 2006. Management systems in southern South America. In: Peterson G, Unger P, Payne W (Eds.) *Dryland Agriculture*, 2nd Ed., Monograph 23. ASA/CSSA/SSSA, Madison, WI. Pp 395-426.
- Caron, J, C Espinolda & D Angers. 1996. Soil structural stability during rapid wetting: influence of land use on some aggregate properties. *Soil Science Society American Journal*. 60: 901-908.
- Cazorla, C, J Cisneros, I Moreno & C Galarza. 2017. Mejora en el carbono del suelo y propiedades físicas por fertilización y cultivos de cobertura. *Ciencia del Suelo*. 35: 301-313.
- Chepil, W. 1950. Properties of soil which influence wind erosion: II dry aggregate structure as an index of erodibility. *Soil Sci*. 69, 403-414.
- Chepil, W & N Woodruff. 1961. The physics of wind erosion and its control. *Adv. Agronomy*. 15: 211-302.
- Chepil, W. 1962. A compact rotary sieve and the importance of dry sieving in physical soil analysis. *Soil Science Society of America Proceeding*. 26: 4-6.
- Colazo, J & D Buschiazzo. 2010. Soil dry aggregate stability and wind erodible fraction in a semiarid environment of Argentina. *Geoderma*. 159: 228-236.
- De Leenheer, L & M De Boodt. 1959. Determination of aggregate stability by the change in mean weight diameter. In: *Proceedings of the International Symposium on Soil Structure*. Medeligen van de Landbouhogeschool, Ghent. pp. 290-300.
- De Ploey, J & J Poesen. 1984. Aggregate stability, runoff generation and interrill erosion. In: Richards KS, RR Arnet & S Ellis (Eds.). *Geomorphology and Soils*, Allen and Unwin Publishers, London, pp. 99-120.
- Dios Herrero, J. 2015. Indicadores de sostenibilidad edáfica para la región semiárida de San Luis. Tesis Doctorado UNSur.
- Franzluebbers, A. 2002. Water infiltration and soil structure related to organic matter and its stratification with depth. *Soil & Tillage Research*. 66: 197-205.
- Gabioud, E; M Wilson & M Sasal. 2011. Análisis de la Estabilidad de Agregados por el método de Le Bissonnais en tres órdenes de suelo. *Ciencia del Suelo*. 29: 129-139.
- Gavande, S. 1976. Física de suelos. Principios y aplicaciones. Ed. Limusa S. A. México.
- Hénin, S; R Gras & G Monnier. 1972. El perfil cultural, el estado físico del suelo y sus consecuencias agronómicas. Ed. Mundi Prensa. Madrid. 340 pp.
- Kraemer, F; P Fernández; M Ceddia; C Chagas & H Morrás. 2012. Efecto del tipo de remoción de MO y de la velocidad de agitación en la distribución de tamaños de partículas en suelos de textura y mineralogía contrastantes. XIX CACS, Mar del Plata.
- Lal, R. 1994. Sustainable land use systems and soil resilience. Cap. 4. En: *Soil Resilience and sustainable land use*. CAB International, 41 -67.
- Le Bissonnais, Y, B Renaux & H Delouche. 1995. Interactions between soil properties and moisture content in crust formation, runoff and interrill erosion from tilled loess soils. *Catena*. 25: 33-46.
- Le Bissonnais, Y; O Duval & H Gaillard. 2002. Fiche de protocole: Mesure de la stabilité d'agregats de sols. INRA Orléans, Inuté de Science du Sol.
- López, M; J de Dios Herrero; G Hevia; R Gracia & D Buschiazzo. 2007. Determination of the wind-erodible fraction of soils using different methodologies *Geoderma*. 139: 407-411.
- Lyles L; J Dickerson & L Disrud. 1970. Modified rotary sieve for improved accuracy. *Soil Sci*. 109: 207-210.
- Martens, D & W Frankenberger Jr. 1992. Modification of infiltration rates in an organic-amended irrigated soil. *Agronomy Journal*. 84: 707-717.
- Panebianco, J & D Buschiazzo. 2007. Wind Erosion Equation en Español. EWEQ 1.1. (En CD).

- Quiroga A. 2002. Indicadores de calidad de suelos en Molisoles en la región semiárida pampeana. Relación con el manejo y productividad de cultivos. Tesis doctorado UNSur.
 - Quiroga, A; R Fernández; D Riestra; E Noellemeyer & N Peinemann. 2008. Influencia del manejo sobre la distribución del tamaño y estabilidad de agregados de suelos influenciados por variaciones en la granulometría y contenidos de materia orgánica. XXI Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. San Luis, Argentina. Pág. 29.
 - Ramírez Pisco, R; M Taboada & R Gil. 2006. Efectos a largo plazo de la labranza convencional y la siembra directa sobre las propiedades físicas de un Argiudol típico de la Pampa Ondulada argentina. Rev.Fac.Nal.Agr.Medellín. 59: 3237-3256.
 - Santos, D; M Wilson & M Ostinelli. 2012. Metodología de muestro de suelo y ensayos a campo. Protocolos básicos comunes. Ediciones INTA, 68 pp. Disponible en la web: <http://inta.gob.ar/documentos/metodologia-de-muestreo-de-suelo-y-ensayos-a-campo>.
 - Silenzi, J; G Marrón & C Puricelli. 1990. Modelo simplificado de tamiz rotatorio para determinar el índice de erosionabilidad eólica de suelos. Ciencia del Suelo. 8: 83-86.
 - Taboada, M & C Alvarez. 2008. Fertilidad física de los suelos. 2ª ed. Universidad de Buenos Aires.
 - Woodruff, N & F Siddoway. 1965. A wind erosion equation. Soil Sci. Soc. of Am. Proc. 29(5): 602-608.
 - Toogood, J. 1978. Relation of aggregate stability to properties of Alberta soils. In: Emerson, W.W., Bond, R.D., Dexter, A.R. (Eds.), Modification of Soil Structure. Wiley, pp. 211–215.
 - Zilio, J. 2015. Aspectos de calidad de suelos representativos del sur de la provincia de Buenos Aires y efectos de la actividad agropecuaria sobre la misma. Tesis Magister UNSur.
-

**Romina Fernández, Alberto Quiroga, Ileana Frasier,
Agustín Oderiz, Mauricio Uhaldegaray,
Cristian Álvarez, Eric Scherger y Elke Noellemeyer**

9

Propuesta de indicadores a fin de evaluar cambios en la porosidad y compactación de los suelos

La pérdida de productividad de los suelos guarda relación, entre otros aspectos, con incrementos en la densidad aparente (DA) y pérdida de macroporosidad. La dificultad para el ingreso y movimiento del agua, el incremento de los escurrimientos y de la pérdida de suelos por erosión, la menor disponibilidad de agua y nutrientes, la mayor resistencia al corte y a la penetración que resultaría en el incremento del consumo de combustibles. Los cambios en el uso de la tierra han generado importantes modificaciones en la estructura y el funcionamiento de los ecosistemas y en la dinámica hidrológica limitando la captación del agua de lluvia (Salvador, 2010), debido a la disminución de los contenidos de materia orgánica (MO) y de la macroporosidad de los suelos (Denef & Six, 2005). El ingreso y movimiento del agua en el suelo puede ser afectado por cambios en la orientación de los poros (porosidad planar),

su escasa interconexión y tortuosidad. Pero también inciden la estabilidad de ellos y cambios en la forma de los macroporos (Foto 1 a y b).

Existen características edáficas (alta proporción de limo y arena muy fina y bajos contenidos de arcilla y MO) y de manejo (agricultura continua con bajo aporte de residuos y sobrepastoreo de rastrojos y pasturas) que favorecerían la densificación de los suelos (Quiroga et al., 1991). La misma puede condicionar la eficiencia de uso del agua al incidir tanto sobre la dinámica hídrica como sobre el desarrollo de las raíces. Por ejemplo, valores de resistencia a la penetración > 2 MPa dieron lugar a una significativa reducción en el desarrollo de raíces y en la concentración de nitrógeno y potasio en hoja (Atwell, 1990). Venanzi & Krüger (2004) y Venanzi et al. (2002) comprobaron que incrementos en la DA condicionaron el crecimiento temprano de cereales de invierno. No obstante,

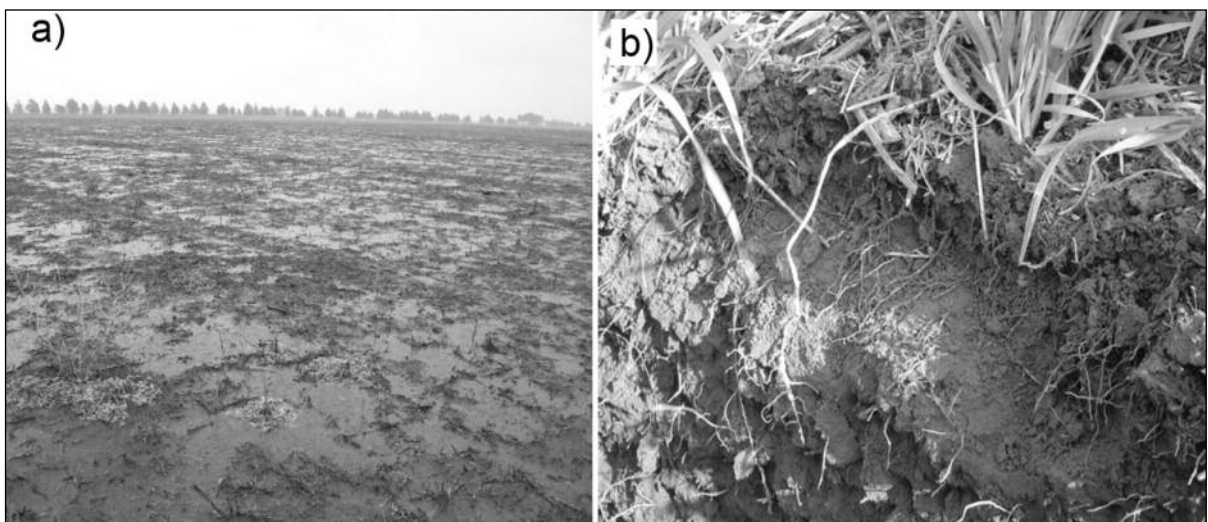


Foto 1. a) Encostramiento superficial que limita la infiltración del agua de lluvia, b) Compactación subsuperficial que condiciona el desarrollo de las raíces y la percolación del agua en el perfil del suelo.

te, también se ha comprobado que suelos bien estructurados o con presencia de bioporos no limitan el desarrollo de las raíces a pesar de presentar altos valores de resistencia a la penetración (Lampurlanes & Cantero-Martínez, 2003). Kruger (1996) comprobó que bajo siembra directa fue menor la probabilidad de alcanzar niveles críticos de DA que puedan condicionar el crecimiento de los cultivos. Este comportamiento estaría explicado por mayores contenidos de MO en la capa superficial del suelo bajo siembra directa. Incrementos en la MO pueden reducir la susceptibilidad a la compactación por incremento en la resistencia a la deformación y/o por incremento en la elasticidad (Soane, 1990). Quiroga et al. (1999) indican que un incremento de aproximadamente 5 g kg^{-1} en el contenido de MO dio lugar a una disminución de $0,06 \text{ g cm}^{-3}$ en la DA. La estrecha relación entre MO y DA (Thomas et al., 1996; Fernández et al., 2016), entre MO y susceptibilidad a la compactación (SC) (Quiroga et al., 1999 y 1998) y la alta sensibilidad de la DA a pequeños cambios en los contenidos de MO (Quiroga et al., 1999; Soane, 1990; Davidson et al., 1967) le confieren un importante valor discriminante a los parámetros obtenidos de curvas de compactación Proctor.

En función de lo expuesto, a continuación se presentan una serie de indicadores que pueden ser utilizados para evaluar la condición física de los suelos e identificar situaciones que condicionen la eficiencia de uso del agua y la productividad de los cultivos.

- 1) Peso de los agregados
- 2) Distribución del tamaño y morfología de poros
- 3) Conductividad hidráulica
- 4) Indicadores obtenidos desde curvas de compactación Proctor

1) Peso de los agregados:

Los agregados del suelo tienen gran importancia en la emergencia de plántulas y el crecimiento radical, para la transferencia de agua y gases, y en la susceptibilidad del suelo a la erosión (Horn et al., 1994). La estructura del agregado puede caracterizarse a partir de su tamaño, configuración externa o distribución de poros (Moret & López, 2015). La porosidad interna resulta útil a fin de caracterizar el suelo como medio para el

crecimiento de las plantas (Danielson & Sutherland, 1986). Moret & López (2015) propusieron un nuevo método a fin de determinar la porosidad del agregado, en el cual el agregado se seca a temperatura ambiente durante varias semanas, se pesa y se sumerge en alcohol durante 20 minutos. La baja tensión superficial del alcohol impide la desintegración del agregado por explosión a medida que el líquido va ocupando los poros internos del agregado (Le Bissonais, 1996). El burbujeo observado en la superficie del agregado sumergido en alcohol indica que el aire atrapado está siendo liberado. Una vez saturado, el agregado se coloca sobre una toalla de papel saturada en alcohol y se pesa inmediatamente a temperatura ambiente ($20 \text{ }^{\circ}\text{C}$). Este proceso debe realizarse en menos de 10 segundos. El volumen interno del agregado, (V_i), se calcula mediante la Ecuación 1, convirtiendo la diferencia de masas del agregado saturado de alcohol, ($M_{\text{ag-al}}$) y del agregado seco (M_{ag}) en volumen usando la densidad del alcohol (ρ_{al})

$$V_i = (M_{\text{ag-al}} - M_{\text{ag}}) / \rho_{\text{al}} \quad [\text{Ecuación 1}]$$

El agregado saturado en alcohol se seca a $40 \text{ }^{\circ}\text{C}$ durante 8 horas y se pesa nuevamente para comprobar si se han producido pérdidas de suelo durante el proceso. Conocido V_i , V_T se estima según Ecuación 2.

$$V_T = V_i + V_r \quad [\text{Ecuación 2}]$$

en donde V_r es el volumen de las partículas sólidas

$$V_r = M / \rho_r \quad [\text{Ecuación 3}]$$

Siendo M la masa del agregado seco y ρ_r la densidad.

El valor de ρ_r se determina por el método del picnómetro (Flint & Flint, 2002) a partir de submuestras de 10 gr de agregados triturados. Una vez estimada V_T , la porosidad (θ) se calcula según la Ecuación 4.

$$\theta = V_i / V_T \quad [\text{Ecuación 4}]$$

La porosidad de los agregados también puede ser inferida a través del peso de los agregados.

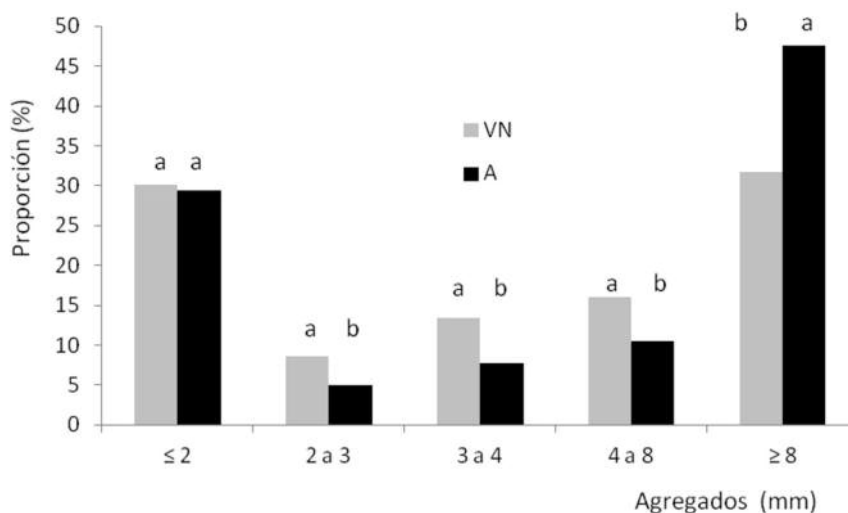


Figura 1. Proporción (%) de agregados de diferentes diámetros (≤ 2 , 2 a 3, 3 a 4, 4 a 8 y ≥ 8 mm) bajo uso agrícola (A) y vegetación natural (VN). Letras distintas indican diferencias significativas entre usos para cada tamaño de agregado ($p < 0,05$). Adaptado de Fernández et al., (2016).

Agregados	PMA		PVA	
	VN	A	VN	A
≤ 2 mm			0,89 b	1,12 a
2-3 mm	7,9 a	7,5 a	0,65 b	0,81 a
3-4 mm	30,0 a	29,9 a	0,68 b	0,80 a
4-8 mm	117,8 b	132,7 a	0,69 b	0,80 a
≥ 8 mm	1454,0 b	1833,0 a	0,68 b	0,76 a

Letras distintas indican diferencias significativas ($p \leq 0,05$) entre usos para el mismo tamaño de agregado. Adaptado de Fernández et al., 2016.

Tabla 1. Peso (g) de mil agregados (PMA) y peso volumétrico ($g\ cm^{-3}$) de agregados (PVA) de distinto diámetro en suelos bajo uso agrícola (A) y vegetación natural (VN).

Para ello se debe proceder a determinar la distribución de agregados, tomando muestras de suelo (0-20 cm) equidistantes en diferentes puntos de una transecta. Las mismas se secan al aire, se desagregan manualmente según plano de fragilidad (Arshad et al., 1996) y se tamizan en seco para obtener las fracciones de ≤ 2 , 2 a 3, 3 a 4, 4 a 8 y ≥ 8 mm de diámetro. La masa de suelo retenida en cada tamiz es pesada a fin de determinar la proporción de cada tamaño de agregados. Luego, a las fracciones de agregados de 2 a 3, 3 a 4, 4 a 8 y ≥ 8 mm de diámetro, se les contabiliza el peso de 250 agregados, refiriendo los resultados a peso de mil agregados (PMA). Paralelamente a cada fracción de agregados obtenidos a través del tamizado en seco (≤ 2 , 2 a 3, 3 a 4, 4 a 8 y ≥ 8 mm de diámetro), se registra el peso correspondiente a un volumen de $1000\ cm^3$, denominando a este indicador de porosidad como, peso volumétrico de los agregados (PVA) refiriendo posteriormente los resultados a $g\ cm^{-3}$.

Estos indicadores de porosidad de agregados fueron utilizados por Fernández et al. (2016), en suelos de 50 % de arcilla + limo, bajo uso agrícola (A) y en vegetación natural (VN), ambos por más

de 50 años de uso. En relación a la distribución de agregados, el suelo A presentó mayor proporción de agregados ≥ 8 mm, menor proporción de agregados de tamaños intermedios (2 a 3, 3 a 4 y 4 a 8 mm), mientras que los agregados más chicos (≤ 2 mm) fueron similares, con respecto a VN (Fig. 1).

Existen estudios que han mostrado que la mera existencia de macroagregados en un suelo no tiene ningún efecto sobre la estructura del mismo, y que puede estar asociado a elevados valores de DA y bajos niveles de capacidad de retención de agua (Boix-Fayos et al., 2001). Tisdall & Oades, (1982) concluyeron que el mejor suelo para el desarrollo de las plantas es aquel que tiene altas proporciones de pequeños agregados estables. Debido a lo expuesto, es que resulta apropiado, la utilización de indicadores de porosidad de agregados. En la Tabla 1 se puede observar que en general, el PMA y el PVA bajo uso A fueron mayores que en suelos en VN. Para los agregados ≥ 8 mm de diámetro, el PMA fue un 21% más elevado bajo uso A que en VN, para los comprendidos entre 4 a 8 mm la diferencia entre A y VN fue de 11% y para los tamaños de 3 a 4 y 2 a 3 mm de diámetro, el peso de los agregados

fue similar entre ambos usos. Si se considera el PVA (Tabla 1), todos los tamaños de agregados fueron más pesados bajo el uso A con respecto a VN. Esta diferencia de peso correspondió a 11, 14, 15, 25 y 21% para diámetros de agregados ≥ 8 mm, 4 a 8, 3 a 4, 2 a 3 y ≤ 2 mm respectivamente.

Estos resultados sugieren que el peso de los agregados sería un indicador práctico, útil y que reflejaría indirectamente la porosidad de los mismos. En este sentido, sería mejor que utilizar la proporción de los diferentes tamaños de agregados, ya que no siempre la presencia de mayores proporciones de los tamaños más grandes indica mejores cualidades físicas del suelo. Fernández et al. (2016) concluyeron que la presencia de agregados > 8 mm en suelos A no fue un indicio de buena calidad física, ya que todos los agregados tuvieron menor porosidad y presentaron menor estabilidad estructural.

2) Distribución del tamaño de poros y forma de los macroporos

El movimiento del agua y de los solutos en el suelo depende de propiedades físico-hídricas,

tales como conductividad hidráulica e infiltración, las cuales están condicionadas por la estabilidad del sistema poroso (Lipiec et al., 2007; Horn & Smucker, 2005). Esta estabilidad puede ser evaluada a través de los cambios en los macroporos, mesoporos y microporos que se producen debido al uso del suelo. La porosidad total se ha utilizado ampliamente como indicador de uso (Park & Smucker, 2005). Sin embargo, según Kay & VandenBygaart (2002), serían necesarios estudios que caractericen a los poros relacionados con el movimiento y retención del agua en diferentes usos del suelo a largo plazo.

La distribución del tamaño de poros y la curva de retención hídrica se determinan mediante la mesa de tensión y el equipo de tensión de Richard (Klute & Klute, 1986), tal cual se presentó en el Capítulo 6 de la presente publicación. La porosidad total (PT) puede calcularse considerando el contenido de humedad de la muestra de suelo saturada (Phs), y la muestra de suelo seco (Ps), de acuerdo con la siguiente ecuación, $PT = ((Phs - Ps) / Ps) * 100$. En la Tabla 2 se presenta la relación entre las

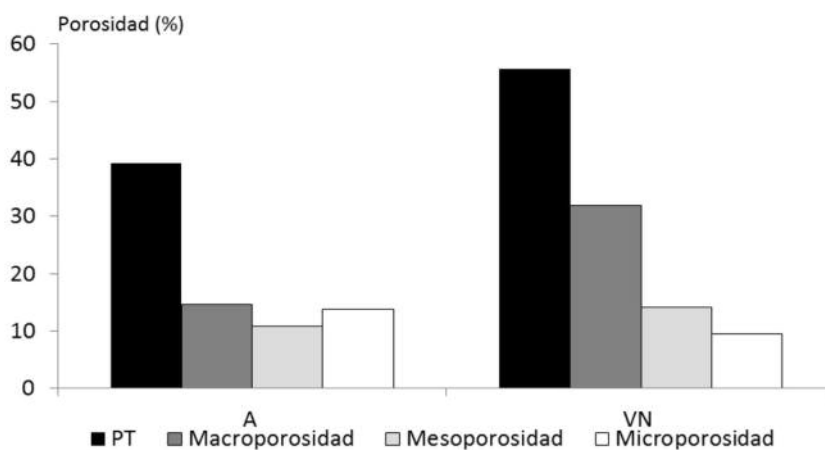


Figura 2. Porosidad total (PT), macro, meso y microporosidad en suelos bajo uso agrícola (A) y en vegetación natural (VN).

Tensión (kPa)	Clasificación		Diámetro medio ponderado	Función
≤ 5	Macroporos	Grandes	$\geq 60 \mu\text{m}$	Drenaje rápido
5-10	Macroporos	Medianos	30-60 μm	Drenaje medio
10-33	Macroporos	Finos	30-9 μm	Drenaje lento
33-100	Mesoporos	Grandes	30-0,2 μm	Agua útil
100-500	Mesoporos	Medianos	30-9 μm	Agua útil
500-1500	Mesoporos	Finos	9-0,2 μm	Agua útil
≥ 1500	Microporos		$\leq 0,2 \mu\text{m}$	Agua no disponible

Tabla 2. Clasificación de los tamaños de poros de acuerdo a su función (Adaptado de De Boodt & De Leenheer, 1967).

tensiones equivalentes y la principal función de cada rango de diámetro de poro. En este sentido se establecieron tres rangos dentro de macroporosidad: los poros relacionados al drenaje rápido, comprendidos entre 0 y 5 kPa, llamados macroporos grandes (MaG); entre 5 y 10 kPa los llamados macroporos medianos (MaM), mientras que los poros comprendidos entre 10 y 33 kPa se los denominaron macroporos finos (MaF). Dentro de la clasificación de los mesoporos y de acuerdo a la biodisponibilidad del agua para los cultivos, se determinaron los mesoporos gruesos (MeG) comprendidos entre 33 y 100 kPa y mesoporos medios (MeM) entre 100 y 500 kPa. Ambos se relacionan con el agua para el crecimiento y desarrollo de los cultivos, mientras que los mesoporos finos (MeF) comprendidos entre 500 y 1500 kPa abastecen a las plantas con agua para el mantenimiento de la turgencia celular. Por último se obtuvieron los microporos (Mi) a tensiones de 1500 kPa, que contienen al agua higroscópica no disponible para los cultivos.

La bibliografía plantea que los poros del suelo no son afectados de la misma manera por los procesos de degradación, sugiriendo que generalmente son los poros más grandes los que principalmente se pierden cuando el suelo está en etapas iniciales de degradación (Richard et al., 2001; Andriulo & Rosell, 1998). Pero resultan escasos los estudios que brinden mayor detalle en cuanto a las categorías de los macroporos. En función a lo expuesto los resultados han demostrado, que los porcentajes de MaF y MaM fueron similares en

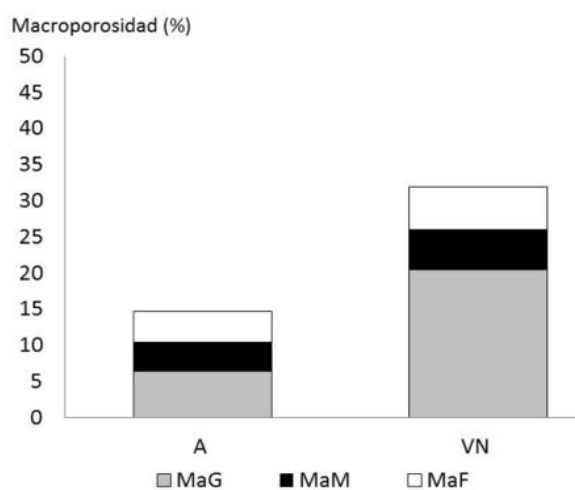


Figura 3. Macroporosidad grande (MaG), mediana (MaM) y fina (MaF), en suelos bajo uso agrícola (A) y en vegetación natural (VN).

ambos usos de suelo, mientras que la proporción de MaG fue ampliamente inferior bajo el uso A con respecto a VN, perjudicando el drenaje rápido del agua de las precipitaciones (Fig. 3). Esta menor proporción de porosidad total y de macroporosidad, bajo el uso A se relacionó con menor contenido de MO bajo este uso con respecto a VN. En este sentido, los niveles de MO presentaron relaciones significativas, influyendo positivamente sobre la PT ($R^2=0,88$) y Ma ($R^2=0,93$). Los mayores valores de MO y de nitrógeno en los agregados bajo VN constituyó un factor determinante en la formación y estabilización de la estructura, confiriéndole al suelo la capacidad de mantener la arquitectura de la fracción sólida y del espacio poroso, permitiendo obtener agregados más resistentes frente a la acción de eventos erosivos (Elliott, 1986; Tisdall & Oades, 1982).

No obstante lo expuesto, existen estudios que muestran que no solamente la PT y la proporción de macroporos condicionan las propiedades físico-hídricas del suelo. Diversos autores (Moret & Arrúe, 2007; Park & Smucker, 2005) han reportado que la forma de los Ma tendría una importante influencia sobre el movimiento del agua en el perfil de suelo. Existe más información teórica que práctica acerca de la importancia de la geometría de los poros y su continuidad para las propiedades hidráulicas (Dörner & Horn, 2006), y resultan escasos los resultados experimentales que evalúen el efecto de la forma de los macroporos y su incidencia en las propiedades físico-hídricas. Para determinar la forma de los macroporos, se necesita obtener cortes delgados, siguiendo la técnica micromorfológica (Stoops, 2003). El procedimiento consiste en tomar muestras inalteradas de un prisma (de 20 cm de largo, por 20 cm de ancho, por 6 cm de profundidad) de manera tal que la estructura del suelo no sea deteriorada. Las muestras deben secarse por 2 semanas y se impregnan con resina poliéster bajo condiciones de vacío durante 6 semanas. Cuando las muestras se endurecen, se preparan cortes delgados de aproximadamente 40 cm² de superficie (secciones de aproximadamente 6 cm x 7 cm) mediante los procedimientos de corte, desbaste y pulido (Murphy, 1986). Una vez obtenido cada corte se lo coloca en un microscopio óptico y mediante cámara digital se obtienen fotografías de distintos sectores del mismo. Para analizar las imágenes se utilizó un

Tabla 3. Distribución (% sobre el total de las observaciones) de la forma de macroporos (10-2000 μm) bajo vegetación natural (VN) y bajo uso agrícola (A).

Uso	Forma de macroporos (%)		
	Elongados	Irregulares	Redondeados
VN	20,1	67,7	13,0
A	1,2	38,3	60,2

programa de procesamiento de imágenes de código abierto diseñado para imágenes multidimensionales científicas llamado ImageJ. Este software fue desarrollado por los Institutos Nacionales de Salud de EE.UU. (National Institutes of Health, NIH), no está sujeto a protección por derechos de autor y es de carácter público. El programa ImageJ puede ser descargado directamente desde: <http://rsbweb.nih.gov/ij/download.html>. El primer paso consiste en convertir la fotografía original en una imagen en escala de grises usando el comando "color a escala de grises" (Image>Type>8-bit). Luego se debe establecer el umbral (Image> Adjust> Threshold), donde se define un parámetro con una variación entre 152 y 174 en la escala de grises. Todas las imágenes se transforman en negro (poros) y blanco (agregados del suelo). Luego la imagen es sometida al procedimiento de análisis cuantitativo (Analyze> Set measurements > Analyze particles) en el que se seleccionan propiedades tales como área y perímetro. Las categorías por tamaño de poro que se pueden establecer son: 0-0,2 μm ; 0,2-10 μm ; 10 a 30 μm ; 30-100 μm ; 100-300 μm y >300 μm . Los macroporos fueron clasificados según su forma siguiendo el criterio de Bouma et al. (1977), que consistió en el cociente área/perímetro². Esta relación dio como resultado tres grupos de formas: redondeados si área/perímetro² > 0,04; irregulares si área/perímetro²

se encuentra entre 0,015 y 0,04; y elongados si área/perímetro² < 0,015. Para este análisis se consideran los poros comprendidos entre 10-2000 μm de los cuales además se pueden analizar diferentes tamaños dentro de esta categoría de macroporos. A manera de ejemplo en este trabajo se analizaron dos categorías: 10-100 μm y 100-2000 μm .

En suelos degradados por compactación, se postula que los poros elongados e irregulares se rompen y se redistribuyen en poros redondeados de menor diámetro (Fox et al., 2004). El flujo del agua es extremadamente sensible a la forma que adquieren los Ma (Valentín et al., 1991). Fox et al. (2004) concluyeron que los poros redondeados son menos efectivos en transmitir el agua que los elongados e irregulares. Al analizar los resultados del ensayo de larga duración en el cual se evaluó la forma de los macroporos, se constató que bajo el uso en VN, la mayor proporción de poros correspondió a irregulares, mientras que los redondeados y elongados tuvieron menor frecuencia y fueron similares entre sí. Bajo el uso A, las formas redondeada e irregular fueron las halladas en mayor proporción, mientras que los elongados fueron los que estuvieron presentes en menor proporción (Tabla 3).

Al analizar la forma dentro de las dos categorías de macroporos 10-100 μm y 100-2000 μm se comprobó efecto del uso del suelo y del diámetro del macroporo (Tabla 4). De esta manera, la forma de los poros entre 10-100 μm en el uso VN fue principalmente irregular y redondeada. En los poros comprendidos entre 100-2000 μm , la forma irregular también fue la más importante, aunque en esta categoría de tamaño, se encontró mayor proporción de los elongados y menos redondeados con respecto a la categoría de 10-100 μm . En el uso A la forma de los macroporos entre 10-100

Tabla 4. Distribución (% sobre el total de las observaciones) de la forma de macroporos de distintos diámetros (10-100 μm y 100-2000 μm), bajo vegetación natural (VN) y bajo uso agrícola (A).

Uso	10-100 μm			100-2000 μm		
	Elongados	Irregulares	Redondeados	%		
VN	7,4	67,5	25,3	46,3	50,6	2,9
A	0,0	22,3	77,7	4,7	54,0	41,7

µm fue principalmente redondeada, en menor medida se hallaron los irregulares y no se detectaron elongados. También en los de 100-2000 µm la mayor proporción fueron redondeados e irregulares, y los elongados estuvieron presentes en menor proporción.

3) Conductividad hidráulica saturada

El movimiento del agua en el suelo es principalmente influenciado por los aspectos antes considerados, relacionados con PT, proporción y morfología de macroporos; y puede ser estudiado a través de técnicas tales como infiltración (Capítulo 3) y conductividad hidráulica saturada (K). La K se puede determinar mediante un permeámetro de carga constante en muestras sin disturbar (Gavande, 1972, Foto 2). En el suelo bajo estudio, se deben extraer cilindros de volumen conocido. Luego en el laboratorio, las muestras se saturan por capilaridad a fin de expulsar el aire atrapado. Posteriormente, se colocan en un soporte y se procede a tomar lecturas de la lámina de agua a tiempo constante durante 1 hora. La base para estos cálculos es la Ley de Darcy:

$$K = \frac{Q \cdot L}{A \cdot t \cdot DH}$$

Donde:

Q: cantidad de agua (cm³)

L: altura del cilindro (cm)

A: área del cilindro (cm²)

t: tiempo (h)

DH: carga constante de la columna de agua (cm)



Foto 2. Determinación de conductividad Hidráulica.

En la Figura 4 se representa la K en el perfil de suelo, bajo dos usos contrastantes. En suelos sometidos a uso A se observa menor conductividad hidráulica no solamente en los primeros 5 cm de profundidad, sino también a los 40 cm con respecto al uso en VN. En la misma zona en estudio Quiroga et al. (1990) reportaron densificaciones subsuperficiales (comprendidas entre 15 y 30 cm de profundidad) que presentaron, fuerte reducción de la K y de los macroporos finos e incrementos de la DA y de la resistencia a la penetración comparado al resto del perfil de suelo. El movimiento del agua llegó a reducirse severamente, registrándose valores de 0,76 cm h⁻¹ en comparación con el estrato superior (4,02 cm h⁻¹) e inferior (2,14 cm h⁻¹). Los suelos de la Región Semiárida Pampeana, evidencian la presencia de compactaciones superficiales debido al efecto del pisoteo, y subsuperficiales por el efecto de labranzas que restringen el crecimiento de las raíces y el ingreso y movimiento del agua a través del perfil.

Existe la necesidad de considerar las características morfológicas de los poros dada su influencia sobre las propiedades físico-hídricas de los suelos (Yu et al., 2015). En este sentido, experiencias desarrolladas en la Región Semiárida Pampeana permiten afirmar que a mayor presencia de Ma redondeados, la K e infiltración básica (IB) se reducen significativamente (R²= -0,41 y -0,66 respectivamente), mientras que mayor proporción de macroporos irregulares y elongados se relacionaron positivamente tanto con K (R² = 0,64 y 0,47 respectivamente) como con IB (R² = 0,33; 0,57 respectivamente).

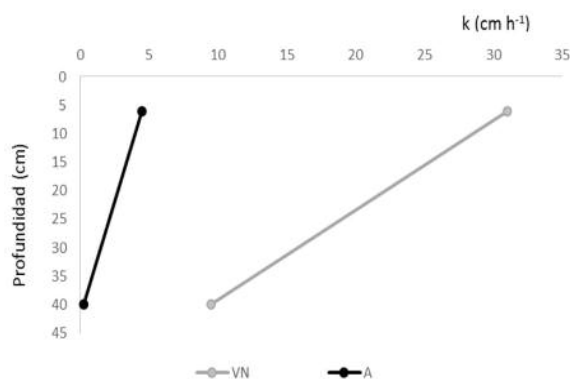


Figura 4. Conductividad hidráulica (K) en laboratorio bajo uso agrícola (A) y en vegetación natural (VN). Quiroga et al. (1999).

5) Test Proctor

Este estudio se realiza para determinar la sensibilidad de un suelo a la compactación y consiste en la obtención de una curva "densidad vs contenido hídrico" en el laboratorio (Taboada & Micucci, 2002). De la curva Proctor, es posible obtener la densidad aparente máxima (DAM), su correspondiente humedad crítica (HC) y la susceptibilidad a la compactación (SC) representada por la pendiente de la parte ascendente de la curva (rama seca). De la relación entre la DA y la DAM se obtiene el valor de compactación relativa ($CR = DA / DAM$). Existen dos tipos de ensayo Proctor normalizados: el "Ensayo Proctor Standard" y el "Ensayo Proctor Modificado". La diferencia entre ambos se encuentra en la energía utilizada, la cual se modifica según el caso variando el número de

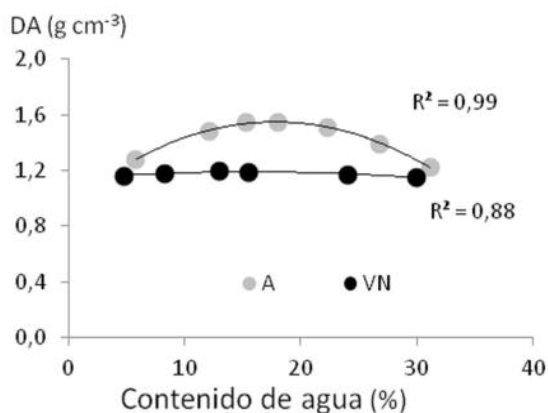


Figura 5. Curvas Proctor correspondientes a suelo agrícola (A) y suelo virgen (V). Adaptado de Fernández et al., 2016.

golpes, el pisón (cambia altura y peso), el molde y el número de capas. Ambos ensayos fueron desarrollados por Ralph Proctor y determinan la DAM que es posible alcanzar en los suelos, en determinadas condiciones de humedad y energía. El ensayo consiste en compactar una porción de suelo en un cilindro con volumen conocido (Foto 3), a diferentes contenidos hídricos para obtener la curva que relaciona la humedad y la densidad a determinada energía de compactación. El punto máximo de esta curva corresponde a la DAM y a la HC (Fig. 5).

El procedimiento consiste en extraer una muestra de suelo de unos 12 kg aproximadamente, del estrato superior del perfil (normalmente 0-20 cm), se seca temperatura ambiente y se tamiza por 4 mm. Luego se divide esta muestra en 6 submuestras de 1,8 kg y a cada una se le agrega distinta cantidad de agua, de modo de obtener distinta humedad del suelo, normalmente con valores 30 % por debajo de punto de marchitez permanente hasta valores que superen la capacidad de campo en un 30 %. Por ejemplo, si el agua útil está comprendida entre 10 y 20 % de humedad, la de menor contenido hídrico debe contener aproximadamente 7 % y la de mayor alrededor 26 %. El resto de las submuestras tendrán contenidos de agua intermedios entre estos valores. Humedecidas las submuestras de suelo se dejan hasta el día siguiente en bolsas de plástico cerradas herméticamente para que el agua agregada se distribuya de manera uniforme en toda la masa de suelo. Luego se coloca la submuestra dentro



Foto 3. Detalle del cilindro y pisón utilizado en el Test Proctor.

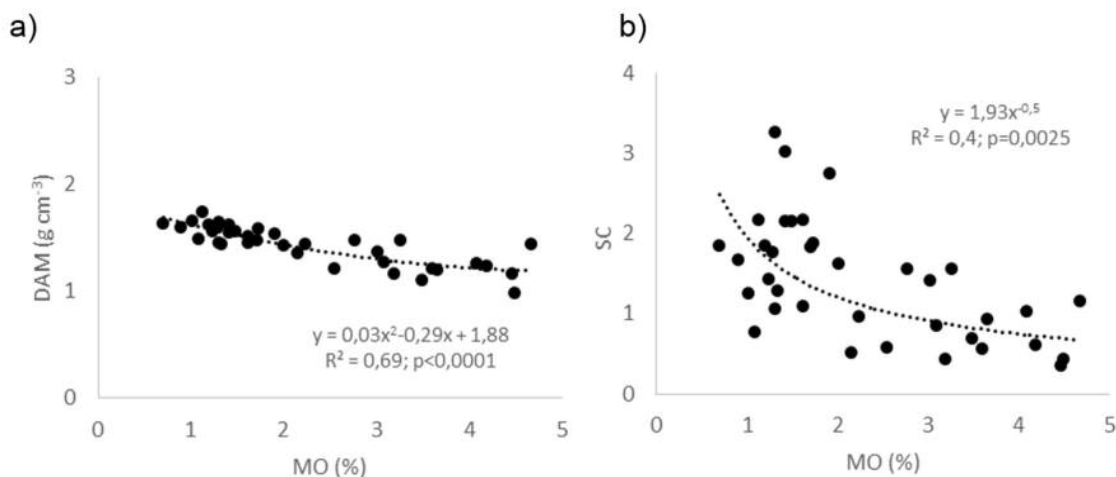


Figura 6. a) Cambios en la densidad aparente máxima (DAM) y b) susceptibilidad a la compactación (SC) por efecto de variaciones en los contenidos de materia orgánica (MO). Adaptado de Quiroga et al., 2016.

del molde en tres capas sucesivas, aplicándoles a cada una 25 golpes repartidos en toda el área, con un pisón de 2,5 kg, que se deja caer de 30,5 cm de altura. Posteriormente, se quita cuidadosamente la extensión del molde, se enrasa la parte superior del cilindro, se registra el peso del cilindro con el suelo compactado y se extrae una alícuota para determinar la humedad real de la submuestra. Luego con el dato de humedad se lleva el peso de la muestra húmeda contenida en el cilindro a peso seco, se la divide por el volumen del cilindro y así se obtiene la DA a ese contenido de humedad. El máximo valor de DA de la curva corresponde a la DAM, la humedad en ese punto es definida como la HC a la cual el suelo es más sensible a perder porosidad y la pendiente ascendente (rama seca) representa la susceptibilidad a la compactación.

A continuación se muestran resultados de un estudio que se realizó en el marco del Programa Nacional de Agua de INTA (PNAgua), mediante la evaluación de indicadores físico-hídricos en sitios de experimentación en gestión del agua que comprenden suelos del sudoeste y centro de la provincia de Buenos Aires, Centro Este de La Pampa, Este de San Luis, Córdoba y Santiago del Estero (Quiroga et al., 2016). Los mismos fueron agrupados de acuerdo al régimen de humedad en Ústicos (Us) y Údicos (Ud). Se muestrearon 52 suelos con el fin de evaluar propiedades edáficas en los primeros 20 cm del perfil: 26 suelos bajo vegetación natural o gramínea perenne de más de 10

años (V) y 26 suelos bajo secuencia continúa de cultivos anuales, en su mayoría por más de 10 años (A). En suelos de régimen Ud se seleccionaron sitios con alta frecuencia de soja en la rotación, mientras que en suelos Us la secuencia se caracterizó por una mayor proporción de gramíneas (cereales invierno, maíz, sorgo) que alternan con oleaginosas (soja, girasol y maní en algunos sitios). La Figura 6 muestra para los suelos estudiados como la DAM y la SC se incrementan a medida que los suelos presentan menores contenidos de MO. Debido a ello, es que se plantean interrogantes sobre la práctica de la descompactación mecánica de los suelos, de la residualidad de la misma en la medida que no esté acompañada por incrementos en los contenidos de MO.

CONCLUSIONES

El peso de los agregados, la distribución del tamaño y forma de poros, la conductividad hidráulica y los indicadores obtenidos desde curvas de compactación Proctor fueron sensibles para evaluar la condición física de los suelos e identificar situaciones que condicionen la captación, almacenaje y uso del agua por parte de los cultivos.

BIBLIOGRAFÍA

- Andriulo, A & R Rosell. 1988. Propiedades físicas edáficas en dos sistemas de labranza. Turrialba. 38: 365-375.
- Arshad, M; B Lowery & B Grossman. 1996. Physical

- test for monitoring soil quality. In: Doran, J.W., Jones, A.J. (Eds.), *Methods for Assessing Soil Quality*. Soil Science Society of America, Madison, WI, pp. 123–141.
- Atwell, B. 1990. The effect of soil compaction on wheat during early tillering. I. Growth, development and root structure. *Nex Phytol.* 115: 29-35.
 - Boix-Fayos, C; A Calvo-Cases, A Imeson & M Soriano-Soto. 2001. Influence of soil properties on the aggregation of some Mediterranean soils and the use of aggregate size and stability as land degradation indicators. *Catena* 44: 47-67.
 - Bouma, J; A Jongerius; O Boersma; A Jager & D Schoonderbeek. 1977. The function of different types of macropores during saturated flow through four swelling soil horizons. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41: 945–950.
 - Danielson, R & P Sutherland. 1986. Porosity, en *Methods of Soil Analysis, Part I. Physical and Mineralogical Methods: Agronomy Monograph n. 9* (2nd ed.), pp. 443-461.
 - Davidson, J; F Gray & D Pinson. 1967. Changes in organic matter and bulk density with depth under two cropping systems. *Agron. J.* 59: 375-378.
 - De Boodt, M & L De Leenheer. 1967. West european methods for soil structure determinations. *The St. Faculty Agric. Sci.* 7. Ghent, 60-62.
 - Denef, K & J Six. 2005. Clay mineralogy determines the importance of biological versus abiotic processes for macroaggregate formation and stabilization. *Eur. Journal of Soil Science.* 56: 469-479.
 - Dörner, J & R Horn. 2006. Anisotropy of pore functions in structured Stagnic Luvisols in the Weichselian moraine region in N Germany. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science.* 169: 213–220.
 - Elliott, E. 1986. Aggregate Structure and Carbon, Nitrogen, and Phosphorus in Native and Cultivated Soils. *Soil Science Society of America Journal.* 50: 627-633.
 - Fernández, R; A Quiroga; C Álvarez; C Lobartini & E Noellemeyer. 2016. Valores umbrales de algunos indicadores de calidad de suelos en molisoles de la región semiárida pampeana. *Ciencia del Suelo.* 34: 279-292.
 - Flint, L & A Flint, 2002. Porosity, en *Methods of Soil Analysis. Part 4. SSSA Book Ser. 5.* SSSA, Madison, WI. pp. 241-255.
 - Fox, D; R Bryan & C Fox. 2004. Changes in pore characteristics with depth for structural crusts. *Geoderma.* 120: 109–120.
 - Gavande, A. 1972. Física de suelos, principios y aplicaciones. Ed. LIMUSA, 351pp.
 - Horn, R & A Smucker. 2005. Structure formation and its consequences for gas and water transport in unsaturated arable and forest soils. *Soil Till. Res.* 82: 5–14.
 - Horn, R; H Taubner; M Wuttke & T Baumgartl, 1994. Soil physical properties related to soil structure. *Soil Till. Res.* 30: 187-216.
 - Kay, B & A VandenBygaart. 2002. Conservation tillage and depth stratification of porosity and soil organic matter. *Soil Till. Res.* 66: 107–118.
 - Klute, A & A Klute. 1986. Water Retention: Laboratory Methods, In: *Methods of Soil Analysis: Part 1-Physical and Mineralogical Methods.* Soil Science Society of America, American Society of Agronomy, pp. 635-662.
 - Kruger, H. 1996. Compactación en Haplustoles del sudoeste Bonaerense bajo cuatro sistemas de labranza. *Ciencia del Suelo.* 14: 104-106.
 - Lampurlanes, J & C Cantero Martinez. 2003. Evolución de la densidad aparente de un suelo cultivado bajo distintos sistemas de laboreo en condiciones semiáridas del Valle del Ebro. *CNAC, España* 167-173pp.
 - Le Bissonnais, Y. 1996. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. Theory and methodology. *Eur. J. Soil Sci.* 47: 425-437.
 - Lipiec, J; R Walczak; B witkowska-Walczak; A Nosalewic; A Slowinska-Jurkiewicz & C Slawinski. 2007. The effect of aggregate size on water retention and pore structure of two silt of different genesis. *Soil Till. Res.* 97: 239-246.
 - Moret, D & J Arrúe. 2007. Dynamics of soil hydraulic properties during fallow as affected by tillage. *Soil Till. Res.* 96: 103–113.
 - Moret, D & M López. 2015. Un método sencillo para la estimación de la porosidad de un agregado de suelo. In: Martínez S, Sastre A (Eds.), *Estudios en la Zona No Saturada: Vol. XII ZNS'15*, pp 3-6.
 - Murphy, C. 1986. *Thin Section Preparation of Soils and Sediments.* A B Academic Publishers, Berkhamsted, UK. Pp 149. ISBN 0 333 41781X.
 - Park, E & A Smucker. 2005. Saturated Hydraulic Conductivity and Porosity within Macroaggregates Modified by Tillage. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69, 38.
 - Quiroga, A; D Buschiazzo & E Adema. 1991. Características edáficas y de manejo en relación con la compactación de los suelos de la región semiárida pampeana central. X CAPERAS, Bahía Blanca.
 - Quiroga, A; D Buschiazzo & M Monsalvo. 1990. Compactación de suelos en la Región Semiárida Pampeana Central. *Carpeta de Información Técnica.* INTA Anguil. ISSN 0326-579X.
 - Quiroga, A; D Buschiazzo & N Peinemann. 1998.

Management of discriminant properties in semiarid soils. *Soil Science*. 163: 591-597.

- Quiroga, A; D Buschiazzo & N Peinemann. 1999. Soil compaction is related to management practices in the semiarid Argentine pampas. *Soil Till Res*. 52: 21-28.
 - Quiroga, A; A Oderiz; M Uhaldegaray; C Alvarez; E Scherger; R Fernández & I Frasier. 2016. Influencia del manejo sobre indicadores físico-hídricos de compactación de suelos. *Semiárida Revista Facultad de Agronomía UNLPam*. 26: 21-28.
 - Richard, G; I Cousin; J Sillon; A Bruand & J Guerif. 2001. Effect of compaction on the porosity of a silty soil: influence on unsaturated hydraulic properties. *Eur. J. Soil Sci*. 52: 49–58.
 - Salvador, V. 2010. Evaluación de la dinámica hidrológica en respuesta a cambios en el uso de la tierra. Tesis de Maestría, UNMDP.
 - Soane, B. 1990. The role of organic matter in soil compactibility: A review of some practical aspects. *Soil Till Res*. 16: 179-201.
 - Stoops, G. 2003. Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections. Soil Science Society of America, Inc., Madison, USA. pp 184.
 - Thomas, G; G Hazler & R Blevins. 1996. The effects of organic matter and tillage on maximum compactibility of soils using the proctor test. *Soil Science*. 161: 502-508.
 - Taboada, A.M. & Micucci, F.G. 2002. Fertilidad física de los suelos. Editorial Facultad de Agronomía, Universidad de Buenos Aires. pp. 79.
 - Tisdall, J & J Oades. 1982. Organic-matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science*. 33: 141–163.
 - Valentín, C. 1991. Surface crusting in two alluvial soils of northern Niger. *Geoderma*. 48: 201–222.
 - Venanzi, S & H Kruger. 2004. Crecimiento del cultivo de avena en función de la densidad aparente del suelo. IV Congreso Nacional Trigo, Bahía Blanca.
 - Venanzi, S; A Vallati & Kruger H. 2002. Crecimiento temprano del trigo en función de la densidad aparente del suelo. XVIII Congreso AACS, Chubut.
 - Yu, M; L Zhang; X Xu; K Feger, Y Wang; W Liu & K Schwärzel. 2015. Impact of land-use changes on soil hydraulic properties of Calcaric Regosols on the Loess Plateau, NW China. *J. Plant Nutr. Soil Sci*. 178: 486-498
-

*Ilenana Frasier, Romina Fernández, María Gómez, Carolina Gaggioli,
Cristian Alvarez, Agustín Oderiz, Mauricio Uhaldegaray, Eric
Scherger, Elke Noellemeyer y Alberto Quiroga*

10

Contribución a la evaluación de un recurso clave en la sustentabilidad de los suelos. Abundancia y distribución de raíces

Las raíces cumplen funciones vitales, como el anclaje o la absorción de agua y nutrientes, que condicionan la productividad aérea de los cultivos (Clark et al., 2005). Este recurso también contribuye con el ciclado de nutrientes producto de su descomposición (Fornara et al., 2009; Frasier et al., 2014; Parton et al., 2007; Pietola & Alakukku, 2005), la formación de materia orgánica (Frasier et al., 2016b; Gale & Cambardella, 2000; Kong & Six, 2010) y la agregación de partículas como consecuencia de cambios en las propiedades físicas, químicas y biológicas de la rizósfera (Czarnes et al., 2000; Gale et al., 2000; Hinsinger et al., 2009, 2005). Estos procesos evidencian la importancia de las raíces como recurso clave en la sustentabilidad de los suelos principalmente en los sistemas productivos actuales que constituyen una simplificación de la realidad y conducen a la aparición de procesos degradativos.

Existen numerosos factores que condicionan el crecimiento, la elongación y el diámetro de las raíces. El principal factor físico que se menciona en la bibliografía es la resistencia que ejerce el suelo que constituye una impedancia para el desarrollo de la raíz ("soil strength") (Bengough et al., 2011; Ehlers et al., 1983). Las raíces deben superar tanto la resistencia física del suelo a la deformación como la resistencia a la fricción en la interfaz raíz-suelo siendo la medida comúnmente utilizada la resistencia a la penetración (Bengough et al., 1997). Tanto el contenido de agua del suelo como la densidad aparente condicionan esta variable. A medida que el suelo se seca las fuerzas de capilaridad hacen más negativo el potencial mátrico causando que la resistencia aumente rápidamente (Whitmore & Whalley, 2009). Por otra parte, la densidad aparente es un parámetro asociado a la

genética del suelo pero que también puede variar según el manejo. Por ejemplo, aumentos en la densidad aparente pueden estar asociados al excesivo tránsito de maquinaria en los sistemas agrícolas que aumenta la compactación del suelo reflejado a su vez en una disminución de la macroporosidad y cambios en la alineación de poros verticales hacia poros paralelos a la superficie del suelo (Servadio et al., 2005). Resistencias a la penetración de 2–2,5 MPa son suficientes para impedir la elongación de raíces en estos sistemas condicionando la productividad de los cultivos (Bengough et al., 2006; da Silva & Kay, 1997). Existen otros factores que pueden condicionar el crecimiento radicular como son el déficit hídrico y la anoxia que también dependen de la estructura del suelo y de los contenidos hídricos. En ese sentido, suelos compactados son más susceptibles al encharcamiento limitando el crecimiento de las raíces por anoxia cuando menos del 10% del espacio poroso está lleno de aire (da Silva et al., 1994).

El establecimiento de una especie y la presencia de sus raíces pueden responder a una estrategia de manejo para influenciar el ciclo de algún nutriente. Un ejemplo conocido es la incorporación de un cereal de invierno en reemplazo de un barbecho largo para capturar nutrientes móviles en su biomasa y planificar el momento de secado del mismo como cultivo de cobertura (relación C/N) para manejar el momento de aporte de estos nutrientes en función del requerimiento del cultivo sucesor. También puede ser planteado como objetivo incrementar la presencia de raíces cuando se pretende influenciar sobre una propiedad física. Sobre este tema también es necesario planificar que especie y en qué momento debemos cortar el ciclo de la misma para tener un

mayor efecto sobre la propiedad física que queremos influenciar como por ejemplo mejorar la captación de agua a través de un aumento de la macroporosidad. Por lo expuesto en este capítulo se tratará de demostrar por un lado la necesidad de evaluar la cantidad, distribución y calidad del sistema radicular pero también la necesidad de planificar el manejo de las mismas. El cuándo generar la biomasa de raíces debe responder al porqué las necesito.

En la actualidad existen varias técnicas sofisticadas para la medición de raíces (Aggarwal et al., 2006; Izzi et al., 2008; Johnson et al., 2001; Peng et al., 2010; Subedi et al., 2006; van Dusschoten et al., 2016; Vogt et al., 1998). Sin embargo, en las determinaciones a campo los métodos directos pueden ser preferidos debido a que no requieren equipamiento especial y son de bajo costo (Bolinder et al., 2007). En estos casos la variabilidad espacial del sistema radicular constituye un factor muy importante a tener en cuenta principalmente en los sistemas agrícolas donde los cultivos poseen un diseño específico en hileras. Desafortunadamente no existe un consenso en la literatura acerca del procedimiento correcto de muestreo a campo o del criterio a utilizar para realizar los cálculos de abundancia de raíces. En ese sentido, algunos estudios toman muestras sólo en el espacio entre hileras (Monti & Zatta, 2009; Sainju et al., 2005) lo que podría llevar a subestimar la biomasa total de la raíz. En cambio, otros autores utilizan diferentes posiciones sobre la hilera y entre hileras tomando de manera arbitraria el valor medio de dichas posiciones como

estimador de la biomasa de raíces (Bolinder et al., 1997; Pietola & Alakukku, 2005; Xu et al., 2007). En este caso promediar ambas posiciones daría lugar a una sobreestimación de la biomasa de raíces (Frasier et al., 2016a).

A partir de las observaciones anteriores se ha propuesto un método de muestreo a campo que considera la variabilidad espacial del sistema radicular tomando muestras sobre la línea de siembra de los cultivos y entre hileras. Para evitar la sobreestimación de la biomasa total de la raíz, el peso de las raíces es afectado por el porcentaje de influencia de las raíces sobre la línea de siembra y entre líneas. Los cálculos son especificados de manera tal de unificar criterios. Este método es útil para estudiar la abundancia de raíces, su distribución en el perfil de suelo y cambios en la abundancia de raíces en función del tiempo. Es válido tanto para cultivos de invierno como para cultivos de verano. Se propone el uso de un barreno angosto que facilita el muestreo a campo y simplifica el trabajo de separación de las raíces del suelo en el laboratorio.

Método directo para cuantificar raíces en sistemas agrícolas (Frasier et al., 2016a)

1. Descripción del muestreo a campo

Tomar cuatro muestras en puntos equidistantes entre dos líneas de cultivo usando un barreno tubular angosto (3,2 cm diámetro). El primer y último punto debe coincidir con dos líneas de siembra contiguas (Fig. 1). Se puede usar una regla o metro para marcar en el campo los puntos

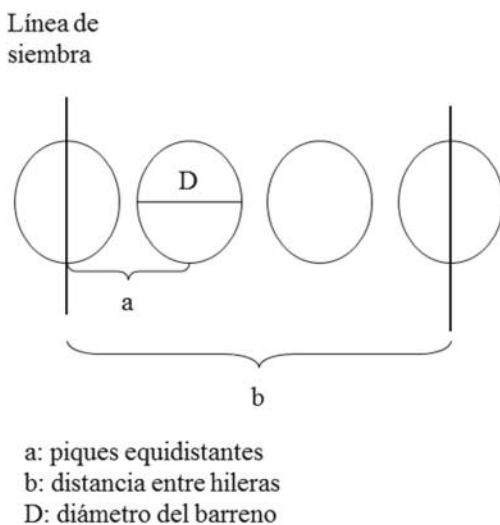


Figura 1. Diagrama representativo del muestreo de raíces y el tipo de barreno utilizado (Adaptado de Frasier et al., 2016a).

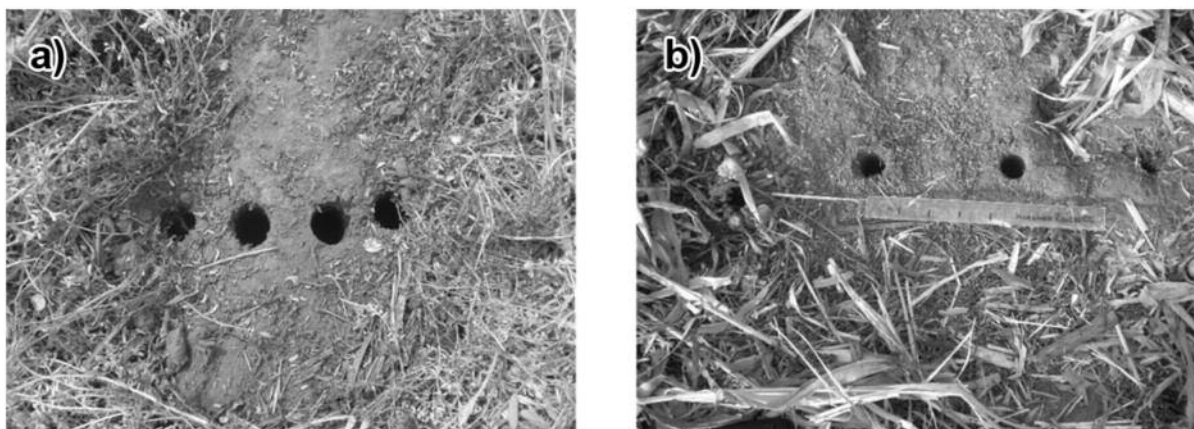


Figura 2. Ejemplo de muestreo de raíces a campo para vicia (a) y sorgo (b) con una distancia entre líneas de 17 y 52 cm respectivamente. (Adaptado de Frasier et al., 2016a).

equidistantes. En suelos arenosos es conveniente tomar primero las muestras sobre la línea de siembra y luego las del entresurco. Se puede humedecer el suelo para evitar desmoronamiento y arrastre al introducir el barreno o esperar a un momento con buena condición de humedad. Es altamente recomendable repetir el procedimiento por lo menos tres veces por unidad experimental.

La profundidad de muestreo puede ser definida por el investigador de acuerdo con su objetivo de estudio y profundidad efectiva de raíces. Los piques correspondientes al entresurco se pueden unificar en una única muestra por profundidad de estudio o procesarse en forma individual si la abundancia de raíces es alta. En el caso particular de las parcelas sin cultivo, como puede ocurrir cuando se quiere comparar con un tratamiento o parcela en barbecho, el muestreo se puede realizar tomando puntos al azar (random points) o siguiendo el mismo procedimiento descrito anteriormente si la línea de siembra del cultivo anterior es aun visible. Este tipo de muestreo se puede realizar tanto con cultivos invernales como de verano (Fig. 2). Las determinaciones en el tiempo comparando datos de diferentes cultivos dentro de la rotación de un mismo año muestran consistencia en los datos permitiendo realizar inferencias sobre la dinámica de raíces (Frasier et al., 2016b). Es recomendable disponer de al menos cuatro repeticiones por unidad experimental de manera tal de reducir la inherente variabilidad espacial de las raíces y contabilizar adecuadamente la variabilidad en profundidad que resulta ser

mayor al estrato superior. Inmediatamente después de tomar las muestras de suelo las mismas deben colocarse en bolsas plásticas y conservarlas en freezer a - 20 °C hasta su lavado.

2. Procedimiento para la separación de raíces del suelo

Con el fin de separar las raíces del suelo, las muestras se lavan a través de un tamiz de 250 micras ejerciendo presión con un chorro de agua corriente (Barley, 1970). Las raíces limpias y retenidas en el tamiz son sumergidas en agua y recolectadas con una pinza metálica (Fig. 3). La recuperación de las raíces depende del tamaño de malla del tamiz (Amato & Pardo, 1994), por lo que es necesario unificar criterios con el fin de obtener resultados comparables. El procesamiento de las muestras de pequeño tamaño facilita la recolección de la raíz por flotación ya que esto permite el uso de tamaños de malla más pequeños independientes de la textura del suelo.

Las muestras de raíces son luego secadas en estufa a una temperatura similar o inferior a 60 °C hasta alcanzar su peso constante. Se recomienda pesar las muestras con balanza de precisión. Las muestras de raíces secas se pueden conservar en bolsitas plásticas bien cerradas en un lugar seco. Estas muestras se pueden utilizar para determinar la longitud de la raíz por análisis de imagen (Bauhus & Messier, 1999; Pierret et al., 2013), o se pueden moler para determinar su composición química.

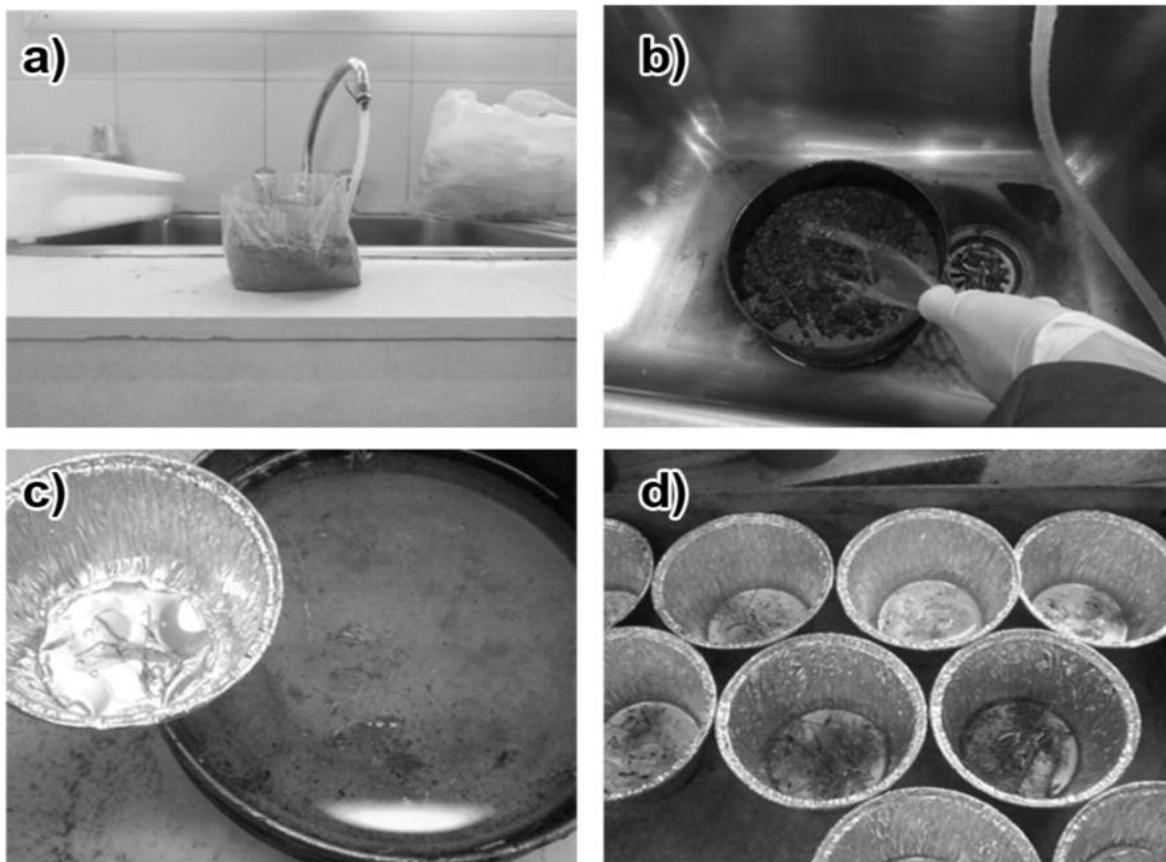


Figura 3. Pasos para la separación de raíces del suelo: a: muestra tomada a campo, b: lavado de raíces, c: recolección de raíces con pinza metálica, d: muestras de raíces sobre y entre líneas de siembra previo a su secado en estufa (Adaptado de Frasier et al., 2016a).

3. Cálculo de la biomasa de raíces totales

Resulta crucial considerar el peso diferencial de la biomasa de las raíces por unidad de superficie en el entresurco en comparación con la biomasa de las raíces sobre línea de siembra para obtener resultados representativos. Esto puede ser realizado calculando el porcentaje de influencia del entresurco (I_{ES}) y la línea de siembra (I_{LS}) a partir de la distancia entre hileras de los cultivos (b) y el diámetro del barreno (D) según se indica en Figura 1.

$$I_{ES} (\%) = [(b - D \times 2) / b] \times 100$$

$$I_{LS} (\%) = (D \times 2 / b) \times 100$$

A continuación se procede a calcular la biomasa de raíces en el entresurco (BR_{ES}). El principio es considerar el peso seco de las raíces en el área ocupada por el entresurco ($\Pi \times D^2 / 4$) corregido por el porcentaje que esta sección ocupa en una hectárea I_{ES} (%).

$$BR_{ES} (\text{g m}^{-2}) = [(\sum \text{peso en seco raíces en ES}) / (\Pi \times D^2 / 4)] (I_{ES} / 100)$$

De una manera similar, el cálculo de la biomasa de las raíces sobre la línea de siembra (BR_{LS}) corresponde al peso promedio de las raíces evaluadas en las dos líneas de siembra contiguas en el área ocupada por el entresurco ($\Pi \times D^2 / 4$) corregido por el porcentaje que esta sección ocupa en una hectárea I_{LS} (%).

$$BR_{LS} (\text{g m}^{-2}) = [(\sum \text{peso seco raíces sobre LS}) / (\Pi \times D^2 / 4 \times \text{número de piques sobre LS})] / I_{LS} (\%)$$

La biomasa de raíces totales se obtiene a partir de la suma de la biomasa de raíces en la línea de siembra y el entresurco (BRT).

$$BRT (\text{g m}^{-2}) = BR_{LS} + BR_{ES}$$

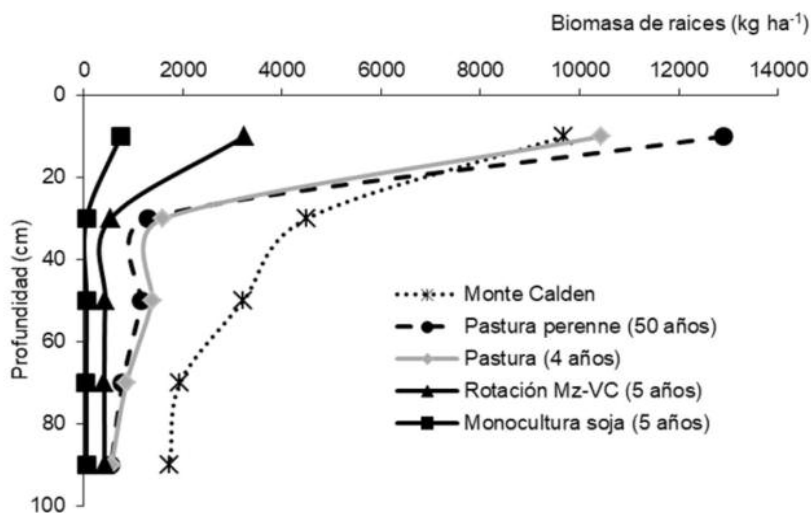


Figura 4. Distribución de raíces en el perfil de suelo (cm) para diferentes usos monte y pastura perenne (festuca-agropiro de 4 años) y manejo agrícola (5 años de monocultura de soja y 5 años de rotación maíz con inclusión de cultivos de cobertura a base de vicia y centeno).

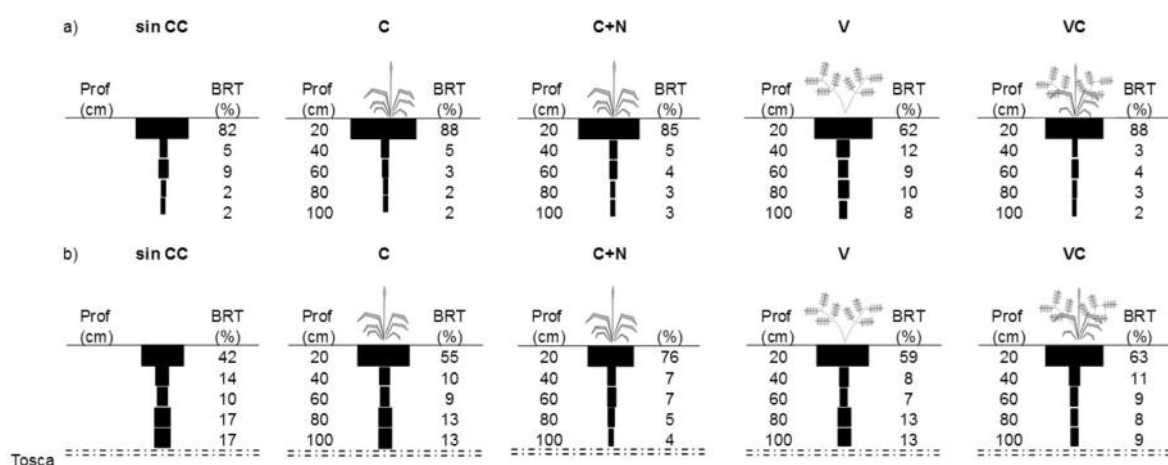


Figura 5. Proporción de raíces para cada estrato de profundidad respecto de la biomasa total de raíces hasta el metro (%) en dos suelos: Ustipsamment típico (a) y Paleustol petrocálcico (b). Los tratamientos fueron: centeno (C), centeno +60N (C+N), vicia (V), consociación vicia-centeno (VC) y un testigo sin CC (T) (Adaptado de Oderiz et al., 2017).

4. Representación de los resultados

La biomasa de raíces totales y sus componentes (ES y LS) pueden ser utilizados para elaborar gráficos de distribución de raíces a lo largo del perfil de suelo que pueden reflejar la arquitectura radicular de una especie dada pero también evidencian cambios asociados al tipo de suelo, uso y manejo. A modo de ejemplo se presentan en la Figura 4 perfiles de distribución de raíces para diferentes usos y manejos del suelo en suelos de similar granulometría y en la Figura 5 se muestran las variaciones a través del perfil de la biomasa de raíces de cultivos de cobertura expresados en distribución porcentual.

De similar manera se puede estudiar la dinámi-

ca de descomposición de raíces (Fig. 6) y su calidad (Frasier et al., 2014).

5. Método semi-cuantitativo

Otra metodología disponible para utilizar a campo y determinar la abundancia y distribución de raíces es la técnica semi-cuantitativa descrita por Cárcova et al. (2000) y Massé (1982) la cual consiste en realizar una calicata perpendicular a una hilera y cercana a la primera planta de la fila. Dentro de la calicata se coloca una reja de 50 cm de ancho dividida en cuadros de 5x5 cm sobre una de las caras de la calicata centrada en la planta. Se descubren las raíces removiendo el suelo con un cuchillo y agua a presión utilizando una mochila de

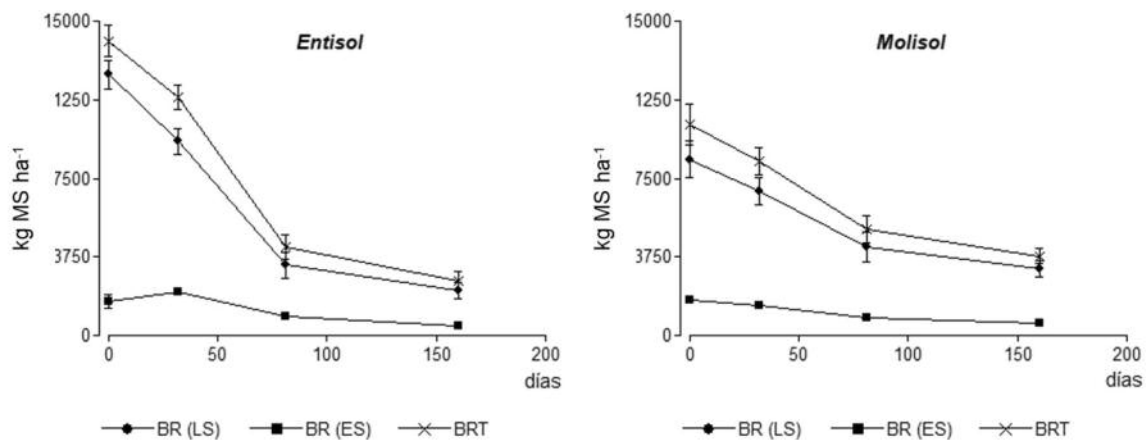


Figura 6. Biomasa de raíces totales (BRT), en la línea de siembra (BR (LS)) y el entresurco (BR (ES)) al metro de profundidad en dos suelos de granulometría contrastante. El día 0 corresponde al momento de finalización del ciclo de crecimiento de centeno en octubre. Las barras indican el error estándar (Adaptado de Frasier et al., 2017).



Figura 7. Muestreo a campo semi-cuantitativo de abundancia y distribución de raíces.

pulverización (Fig. 7). La abundancia de raíces se estima mediante una escala de 0 a 5:

- 0: ausencia raíces
- 1: raíces escasas
- 2: raíces moderadas
- 3: raíces abundantes
- 4: raíces muy abundantes
- 5: máxima abundancia observada

Para cada profundidad se pueden promediar los valores obtenidos en la grilla y de esta manera

obtener un perfil de abundancia de raíces a lo largo del perfil. Un ejemplo de la representación de los resultados se presenta en la Figura 8.

BIBLIOGRAFÍA

- Aggarwal, P; K Choudhary; A Singh & D Chakraborty. 2006. Variation in soil strength and rooting characteristics of wheat in relation to soil management. *Geoderma* 136: 353–363.
- Amato, M & A Pardo. 1994. Root length and biomass losses during sample preparation with different screen mesh sizes. *Plant Soil* 161: 299–303.

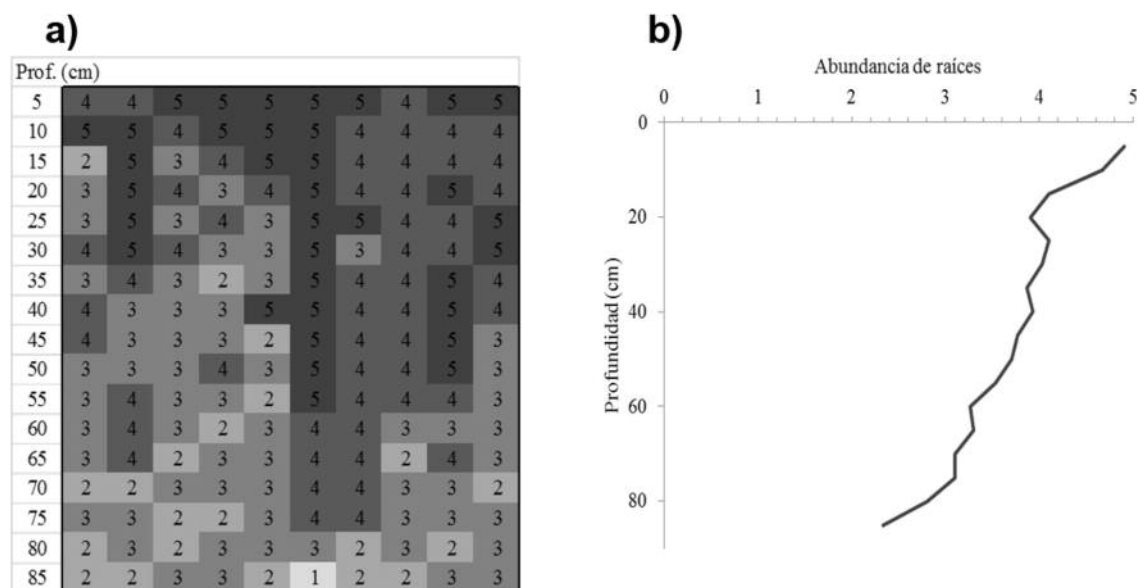


Figura 8: a) Grilla de números indicando la abundancia de raíces de girasol en un *Paleustol petrocálcico* y b) la abundancia de raíces hasta los 85 cm de profundidad (Resultados preliminares tesis de postgrado C. Gaggioli).

- Barley, K. 1970. The configuration of the root system in relation to nutrient uptake. *Adv. Agron.* 22: 159–201.
- Bauhus, J & C Messier. 1999. Evaluation of Fine Root Length and Diameter Measurements. *J. Agron.* 147: 142–147.
- Bengough, A; M Bransby; J Hans; S McKenna; T Roberts & T Valentine. 2006. Root responses to soil physical conditions; growth dynamics from field to cell, In: *Journal of Experimental Botany*. pp. 437–447.
- Bengough, A; B McKenzie; P Hallett & T Valentine. 2011. Root elongation, water stress, and mechanical impedance: A review of limiting stresses and beneficial root tip traits. *J. Exp. Bot.* 62: 59–68.
- Bengough, A; C Mullins & G Wilson. 1997. Estimating soil frictional resistance to metal probes and its relevance to the penetration of soil by roots. *Eur. J. Soil Sci.* 48: 603–612.
- Bolinder, M; D Angers & J Dubuc. 1997. Estimating shoot to root ratios and annual carbon inputs in soils for cereal crops. *Agric. Ecosyst. Environ.* 63: 61–66.
- Bolinder, M; H Janzen; E Gregorich; D Angers & A VandenBygaart. 2007. An approach for estimating net primary productivity and annual carbon inputs to soil for common agricultural crops in Canada, *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 118: 29–42
- Cárcova, J; GA Maddonni; CM Ghersa. 2000. Long term cropping effects on maize crop evapotranspiration and grain yield. *Agron J.* 92, 1256–1265.
- Clark, L; D Gowing; R Lark; P Leeds-harrison; A Miller; D Wells; W Whalley & A Whitmore. 2005. Sensing the physical and nutritional status of the root environment in the field: a review of progress and opportunities. *J. Agric. Sci.* 143: 347–358.
- Czarnes, S; P Hallett; A Bengough & I Young. 2000. Root- and microbial-derived mucilages affect soil structure and water transport. *Eur. J. Soil Sci.* 51: 435–443.
- Da Silva, A & B Kay. 1997. Estimating the Least Limiting Water Range of Soils from Properties and Management. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61: 877–883.
- Da Silva, A; B Kay & E Perfect. 1994. Characterization of the Least Limiting Water Range of Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58: 1775–1781.
- Ehlers, W; U Kopke; F Hesse & W Bohm. 1983. Penetration resistance and root growth of oats in tilled and untilled loess soil. *Soil Tillage Res.* 3: 261–275.
- Fornara, D; D Tilman & S Hobbie. 2009. Linkages between plant functional composition, fine root processes and potential soil N mineralization rates. *J. Ecol.* 97: 48–56.
- Frasier, I; M Gomez; J del Rio; E Noellemeyer & A Quiroga. 2017. Variación temporal de la abundancia y distribución de raíces de centeno como cultivo de cobertura. III Jornadas Nac. suelos Ambient. semiáridos y II taller Nac. Cartogr. Digit. 8 y 9 Septiembre 2017. Bahía Blanca, CERZOS-CONICET.

- Frasier, I; E Noellemeyer; R Fernández & A Quiroga. 2016a. Direct field method for root biomass quantification in agroecosystems. *MethodsX* 1–7.
 - Frasier, I; A Quiroga & E Noellemeyer. 2016b. Effect of different cover crops on C and N cycling in sorghum NT systems. *Sci. Total Environ.* 562: 628–639.
 - Frasier, I; D Riestra; E Noellemeyer & A Quiroga. 2014. Aporte de C y N de raíces de cultivos de cobertura, in: Sa Pereira, E., Minoldo, G., Galantini, J.. (Eds.), *Impacto de Los Sistemas Actuales de Cultivo Sobre Las Propiedades Químicas Del Suelo: Efectos Sobre Los Balances de Carbono*. INTA, pp. 83–87.
 - Gale, W & C Cambardella. 2000. Carbon dynamics of surface residue–and root-derived organic matter under simulated no-till. *Soil Sci. Soc. Am.* 64: 190–195.
 - Gale, W; C Cambardella & T Bailey. 2000. Root-Derived Carbon and the Formation and Stabilization of Aggregates. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64: 196–201.
 - Hinsinger, P; A Bengough; D Vetterlein & I Young. 2009. Rhizosphere: biophysics, biogeochemistry and ecological relevance. *Plant Soil* 321: 117–152.
 - Hinsinger, P; G Gobran, P Gregory, W Wenzel. 2005. Rhizosphere geometry and heterogeneity arising from root mediated physical and chemical processes. *New Phytol.* 168: 293–303.
 - Izzi, G; H Farahani; A Bruggeman & T Oweis. 2008. In-season wheat root growth and soil water extraction in the Mediterranean environment of northern Syria. *Agric. Water Manag.* 95: 259–270.
 - Johnson, M; D Tingey; D Phillips & M Storm. 2001. Advancing fine root research with minirhizotrons. *Environ. Exp. Bot.* 45: 263–289.
 - Kong, A & J Six. 2010. Tracing Root vs. Residue Carbon into Soils from Conventional and Alternative Cropping Systems. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 74: 1201–1210.
 - Massé J. 1982. Enracinement une méthode de mesure sur le terrain. *Perspectives Agronomie* 59: 57-61.
 - Monti, A & A Zatta. 2009. Root distribution and soil moisture retrieval in perennial and annual energy crops in Northern Italy. *Agric. Ecosyst. Environ.* 132: 252–259.
 - Oderiz, A; M Uhaldegaray; I Frasier; A Quiroga, N Amiotti & P Zalba. 2017. Raíces de cultivos de cobertura: cantidad, distribución e influencia sobre el N mineral. *Ciencia del suelo* 35: 249–258.
 - Parton, W; W Silver; I Burke; L Grassens; M Harmon; W Currie; J King; E Adair; L Brandt; S Hart & B Fasth. 2007. Global-Scale Similarities in Nitrogen Release Patterns During Long-Term Decomposition. *Science* 315: 361–364.
 - Peng, Y; J Niu; Z Peng; F Zhang & C Li. 2010. Shoot growth potential drives N uptake in maize plants and correlates with root growth in the soil. *F. Crop. Res.* 115: 85–93.
 - Pierret, A; S Gonkhamdee; C Jourdan & J Maeght. 2013. IJ_Rhizo: An open-source software to measure scanned images of root samples. *Plant Soil* 373: 531–539.
 - Pietola, L & L Alakukku. 2005. Root growth dynamics and biomass input by Nordic annual field crops. *Agric. Ecosyst. Environ.* 108: 135–144.
 - Sainju, U; W Whitehead & B Singh. 2005. Biculture Legume–Cereal Cover Crops for Enhanced Biomass Yield and Carbon and Nitrogen. *Agron. J.* 97: 1403–1412.
 - Servadio, P; A Marsili; N Vignozzi; S Pellegrini & M Pagliai. 2005. Effects on some soil qualities in central Italy following the passage of four wheel drive tractor fitted with single and dual tires. *Soil Tillage Res.* 84: 87–100.
 - Subedi, K; B Ma & B Liang. 2006. New method to estimate root biomass in soil through root-derived carbon. *Soil Biol. Biochem.* 38: 2212–2218.
 - Van Dusschoten, D; R Metzner; J Kochs; J Postma; D Pflugfelder; J Buehler; U Schurr; S Jahnke; S Radlwimmer & J Friedel. 2016. Quantitative 3D Analysis of Plant Roots growing in Soil using Magnetic Resonance Imaging. *Plant Physiol.* 170: 1176-1188.
 - Vogt, K; D Vogt & J Bloomfield. 1998. Analysis of some direct and indirect methods for estimating root biomass and production of forests at an ecosystem level. *Plant Soil* 200: 71–89.
 - Whitmore, A & W Whalley. 2009. Physical effects of soil drying on roots and crop growth. *J. Exp. Bot.* 60: 2845–2857.
 - Xu, B; L Shan; F Li & J Jiang. 2007. Seasonal and spatial root biomass and water use efficiency of four forage legumes in semiarid northwest China. *J. Biotechnol.* 6: 2708–2714.
-

11

Consumo de agua de los cultivos. Coeficiente de cultivo y evapotranspiración de referencia como indicadores en el cálculo del consumo de agua

Un término usado cuando nos referimos al consumo de agua de los cultivos es el "uso consuntivo del agua", que por definición es la cantidad total de agua que necesita un cultivo determinado para realizar la evapotranspiración y la construcción celular, desde la plantación hasta la cosecha, en un régimen climático específico (AQUASTAT Web Site; Perry et al., 2009). Sin embargo, el término más usado cuando se habla de consumo de agua de los cultivos es el que lo define, como el agua transpirada por las plantas (T) y la evaporada directamente del suelo (E) o como el proceso de evapotranspiración (ET) (Allen et al., 2006). El uso consuntivo entonces involucra a la ET y al agua retenida por la planta durante su ciclo de crecimiento y desarrollo. Esta última fracción representa alrededor del 0,2% de toda el agua evapotranspirada hasta madurez fisiológica, para la mayoría de los cultivos anuales de cereales y oleaginosas (Andriani, comunicación personal), siendo el remanente a cosecha solo del 0,05%. Uno de los métodos utilizado para calcular el uso consuntivo de un cultivo es el de Blaney & Criddle (1950), recomendado para períodos de un mes o más, pero ha quedado obsoleto y es poco preciso. Debido al despreciable valor del agua retenida por la planta, actualmente se utilizan los métodos de cálculo de ET, porque son mucho más precisos y pueden ser expresados en unidades diarias.

Como el proceso evapotranspirativo involucra a un cultivo, el término que generalmente se usa es "Evapotranspiración del cultivo" y está asociado a la sigla ETC. Sin embargo, en condiciones naturales la denominación que debería usarse para el consumo de agua, es evapotranspiración

real del cultivo, con su sigla ETR (o ETCaj). En realidad estas denominaciones traen a confusión, ya que la ETC debería denominarse ETR máxima o por lo menos aclararlo explícitamente, debido a que la ETR sin limitaciones de agua en el suelo es igual a la ETC. Entonces hay que tener muy en cuenta que, cuando se habla de ETC se refiere al consumo de agua del cultivo cuando el contenido de agua en el suelo, explorado por las raíces, siempre se encuentra en el rango de la fracción fácilmente extractable (Ritchie, 1981). Esta fracción del agua disponible, es el contenido de agua en el suelo que va desde capacidad de campo hasta el umbral o límite de estrés.

Para el cálculo de la ETC, se utilizan los valores de evapotranspiración potencial (ETP) o de referencia (ETo), multiplicados por un coeficiente de cultivo (Kc). Aquí hay que remarcar que la ETP es la potencial para cualquier cultivo y sólo es igual a la ETo cuando se trata de un césped corto (8 a 12 cm de altura) que cubre totalmente la superficie del suelo, sin limitaciones de agua (Allen et al., 2006). Por eso, en los cálculos de ETC se la usa indistintamente, siempre y cuando se refiera a la condición mencionada.

$$ETC = ETo * Kc \quad \text{o} \quad ETC = ETP * Kc \quad (1)$$

La ET se expresa normalmente en milímetros (mm) por unidad de tiempo (día, semana, mes, ciclo completo del cultivo, año), aunque puede expresarse en unidad de energía (MJ) sobre unidad de área (m²) por unidad de tiempo (día), conocida como "flujo de calor latente". Cuando la ETC se la expresa como el acumulado durante el ciclo evapotranspirativo completo del cultivo

Tabla 1. Relación entre valores de ETo, estimados por diferentes métodos (ETo ec) y valores medidos con lisímetro (ETo lis), expresados como promedio anual y el mes de mayor demanda atmosférica (Smith et al., 1992). EE: error estándar de los estimadores.

Método	Anual		Mes máximo	
	$ET_{0ec} / ET_{0lis} * 100$	EE	$ET_{0ec} / ET_{0lis} * 100$	EE
Evaporímetro	118	0.87	113	1.56
Thornthwaite	79	1.47	79	1.70
Priestley-Taylor	85	1.02	86	1.72
Penman FAO	121	0.65	111	0.76
Penman - Monteith	101	0.36	97	0.47

(siembra a madurez fisiológica), constituye el "consumo de agua" de ese cultivo sin deficiencias hídricas. El promedio de esos valores durante varios años, proporciona una medida del "requerimiento de agua" de un cultivo, para la región donde fue evaluado. Por lo tanto, **no puede ser considerado** como el promedio del consumo real de ese cultivo en la región. Es decir, el promedio de ETC de un cultivo casi nunca es igual al promedio de ETR de ese cultivo en una serie de años, salvo que esta sea muy corta (por eje: par de años).

ANÁLISIS DE LOS FACTORES DE LA ECUACIÓN (1)

Evapotranspiración de referencia

La ETo se la calcula con parámetros climáticos, porque son los únicos factores que la afectan. Los principales parámetros climáticos que afectan la evapotranspiración son la radiación, la temperatura del aire, la humedad atmosférica y la velocidad del viento. Se han desarrollado varios procedimientos para determinar la evapotranspiración a partir de estos parámetros (Método del Evaporímetro (Doorenbos & Pruitt, 1977, Thornthwaite, 1948, Priestley-Taylor, 1972, Penman, 1948)) y otros. Sin embargo, la Food and Agriculture Organization (FAO) recomienda el método de Penman-Monteith (Monteith, 1985) como el único para la determinación de la ETo con parámetros climáticos (Allen, 2006). Este método ha sido seleccionado debido a que aproxima de una manera cercana la ETo de cualquier localidad evaluada, tiene bases físicas sólidas e incorpora explícitamente parámetros fisiológicos y aerodinámicos. En la Tabla 1 podemos observar una comparación entre los valores de ETo calculado con diferentes fórmulas que utilizan parámetros

climáticos y el valor obtenido con lisímetros, en varios lugares de Europa (Smith et al., 1992). Este resultado demuestra el mejor ajuste de la relación de la fórmula de Penman-Monteith (101), con una baja dispersión de los datos (EE: 0,36). Coincidentemente un estudio del Comité de Requerimientos de Agua para Riego de la Sociedad Estadounidense llegaba a la misma conclusión al analizar el comportamiento de 20 diversos métodos, comparados con una base de datos obtenida de lisímetros en 11 localidades, bajo condiciones climáticas variables (Jensen et al., 1990).

Coefficiente de cultivo único (Kc)

Es un valor que integra los efectos de las características que distinguen a un cultivo típico de campo, del pasto de referencia y es llamado así porque las diferencias entre el cultivo y el pasto de referencia se combinan dentro de un coeficiente sencillo. El Kc relaciona la ETo con el crecimiento y desarrollo del área foliar de un cultivo. Sin embargo, la determinación del mismo se hace por un paso matemático, con datos de ETC obtenido por distintos métodos directos (se verán más adelante). Es decir, el Kc se obtiene al dividir la ETC por la ETo. El Kc depende directamente del tipo de cultivo, del área foliar desarrollada por este y de la cobertura que la misma hace sobre el suelo (sombreado). En cuanto al tipo de cultivo, diferentes especies presentan diferencias en albedo, altura del cultivo, propiedades aerodinámicas, así como características de los estomas y estructuras morfológicas de sus hojas, que producen diferentes valores máximos de Kc, con rangos de acuerdo al clima (Fig. 1).

Casi toda el agua transpirada por un cultivo herbáceo pasa a través de la superficie de sus hojas (Kramer, 1983). De ahí la importancia que

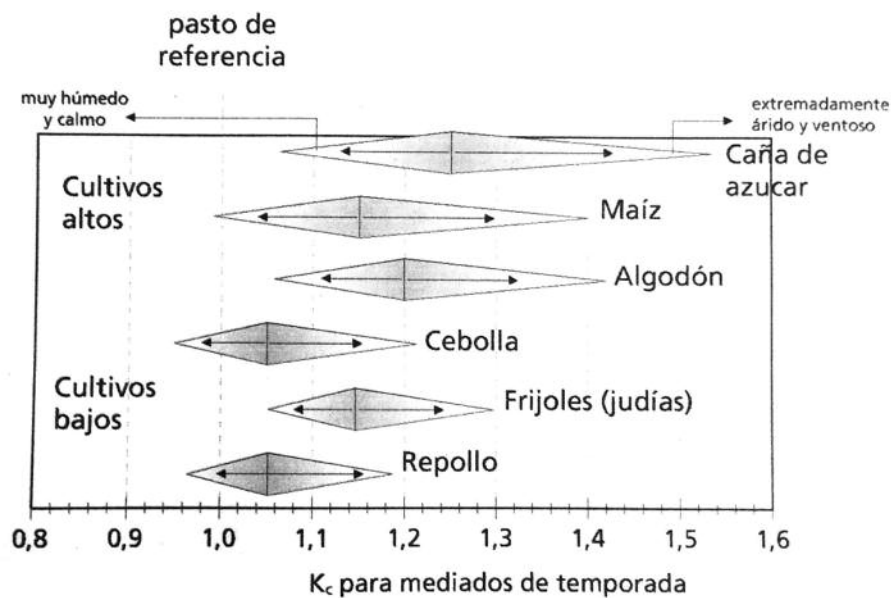


Figura 1. Rango de coeficientes de cultivos máximos (media temporada) para cultivos altos y bajos, en climas desde extremadamente árido y ventoso a muy húmedo y cálido.

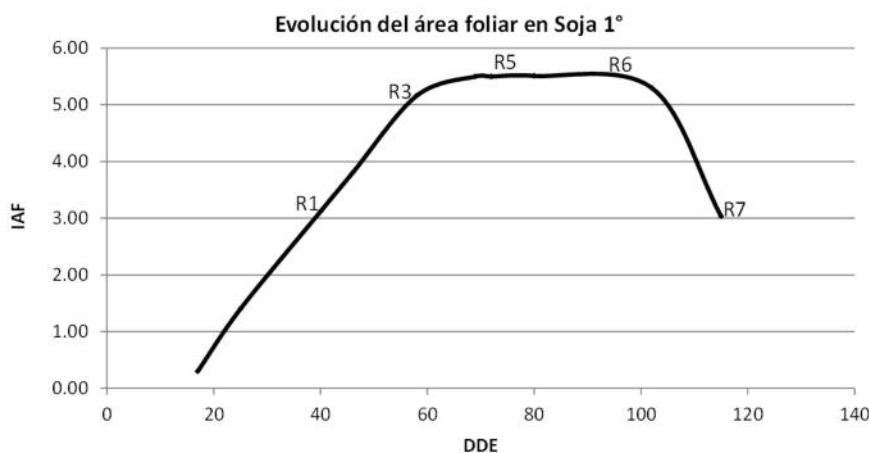


Figura 2. Relación entre el índice de área foliar (IAF) y los días desde emergencia (DDE), promedio de cultivos de soja 1° de grupo de maduración IV y V, para el área de Oliveros, Santa Fe. R: estadios reproductivos de soja (Fehr & Caviness, 1971). Martignone & Enrico, datos no publicados.

tiene el área foliar en la determinación del K_c , generalmente expresada como índice de área foliar (IAF). El IAF es la relación entre la superficie de las hojas y la del suelo y va variando en el tiempo (Fig. 2). Esto implica cambios casi permanentes en la relación con el pasto de referencia, a lo largo del crecimiento y desarrollo del cultivo.

Con respecto al sombreado, en general se acepta, que el porcentaje de radiación interceptada por un canopeo (masa aérea) de un cultivo, se relaciona con el IAF a través de una función de tipo exponencial (Cárcova et al., 2003). Por lo tanto, el área de suelo cubierta por el IAF está directamente relacionada con esta función. Es decir, que a medida que aumenta la interceptación de la radiación, aumenta el sombreado del suelo, considerándolo casi total cuando el cano-

peo intercepta el 95 % de la radiación incidente (Fig. 3), donde la eficiencia de interceptación de radiación es máxima.

Por último, debido a que la evaporación es un componente de la evapotranspiración del cultivo, los factores que afectan la evaporación en el suelo también afectarán al valor de K_c . El K_c único es el más utilizado en la determinación del consumo de agua en los sistemas de producción agrícola, fundamentalmente, porque es muy difícil en la práctica separar los dos componentes de la ET. Cuando se habla de eficiencia del uso del agua o de conservación del agua del suelo, se mencionan con mucha frecuencia los dos componentes de la ET, pero principalmente del componente evaporativo, por ser considerado este, como una pérdida de agua que no aporta a la producción del cultivo.

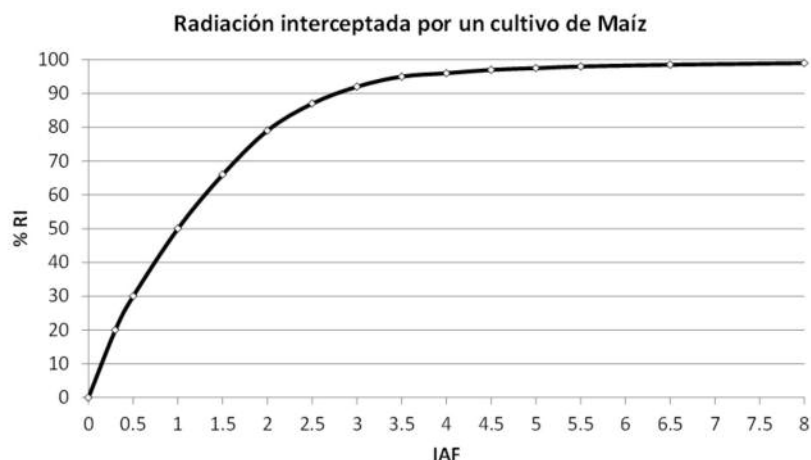


Figura 3. Porcentaje de interceptación de la radiación (% RI) en relación al índice de área foliar (IAF) desarrollado por un cultivo de maíz. Fuente: adaptado de Maddonni et al., 2001.

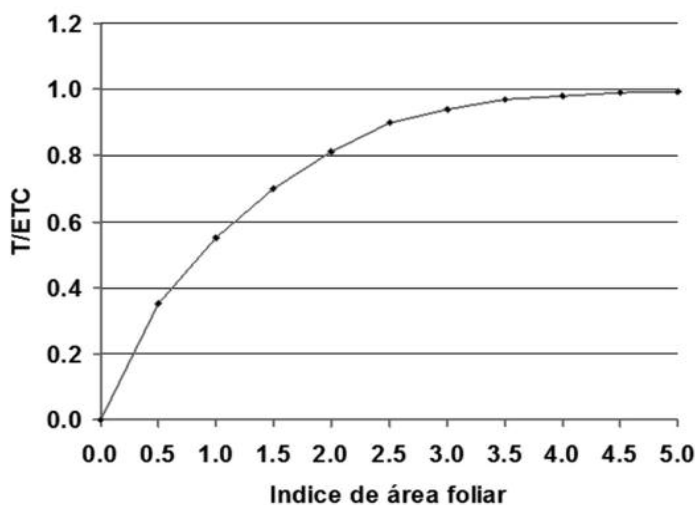


Figura 4. Relación entre la proporción de agua transpirada (T/ETC) y el índice de área foliar en un cultivo de soja, en suelo labrado. Dardanelli & Andriani, datos no publicados.

Por otra parte, la FAO (Allen et al., 2006, 1998) establece el criterio del coeficiente de cultivo dual para uso en investigación y sistemas computarizados de riego. De acuerdo al enfoque del coeficiente dual del cultivo, se determinan por separado los efectos de la transpiración del cultivo y de la evaporación en el suelo. Se utilizan dos coeficientes: el coeficiente basal del cultivo (K_{cb}) para describir la transpiración de la planta, y el coeficiente de evaporación del agua del suelo (K_e) para describir la evaporación que ocurre en la superficie del suelo. En Argentina se han realizado algunos trabajos, sin cobertura de rastrojo del suelo, para evaluar la cantidad porcentual de agua transpirada por un cultivo y relacionarla con el IAF (Fig. 4). Si combinamos esta figura con la Figura 2, podríamos establecer el momento en el cual predomina uno de los dos componentes y la estimación del porcentaje del agua evaporada por un cultivo en relación a toda la consumida.

Investigaciones realizadas en el INTA de Oliveros, sur de Santa Fe, durante varios años (Andriani, 1999) permitieron la obtención de K_c de cultivos de soja 1º, soja 2º, trigo, maíz, girasol, sorgo granífero y colza invernal (Fig. 5).

Factores que afectan el consumo de agua de los cultivos

Los valores de consumo de agua que se obtengan a lo largo del ciclo de un cultivo, sin limitaciones de agua en la zona explorada por las raíces, van a depender de la demanda atmosférica, de la duración del ciclo del cultivo, y del área foliar desarrollada por éste (Andriani, 2001). La demanda atmosférica es sin duda un factor de gran importancia en determinar la cantidad de agua que requiere un cultivo para su crecimiento y desarrollo. Esta demanda dependerá de la radiación incidente, de la temperatura, de la humedad relativa del aire y del viento. Como hemos visto, se han

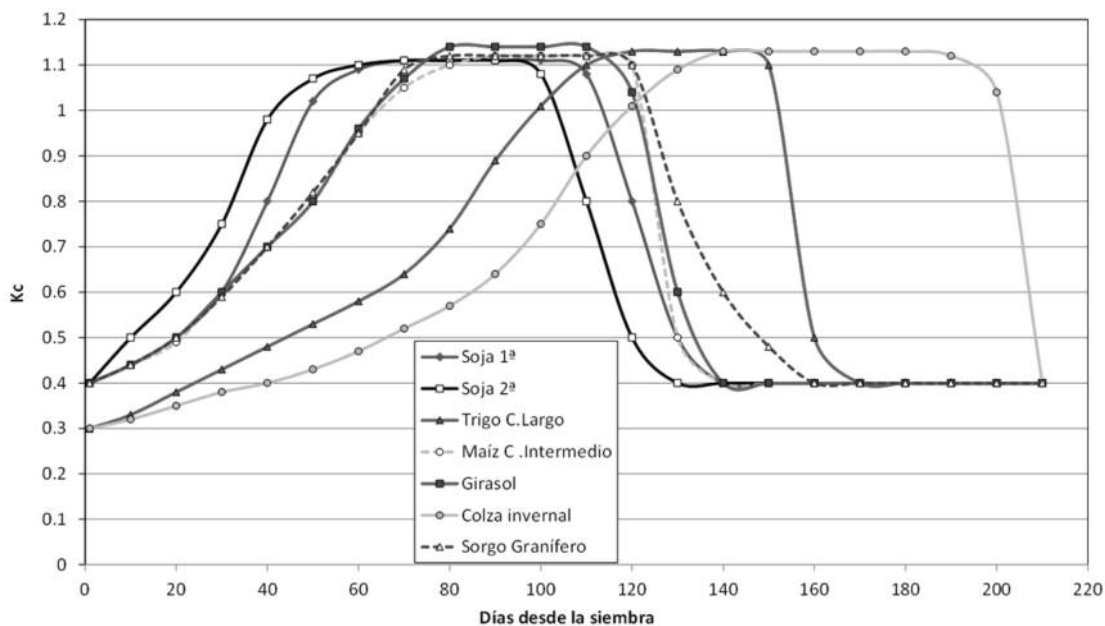


Figura 5. Coeficientes de cultivos (Kc) de soja 1°, soja 2°, trigo, maíz, girasol, sorgo granífero y colza invernal, para la Región Pampeana Argentina húmeda, expresada en días después de la siembra.

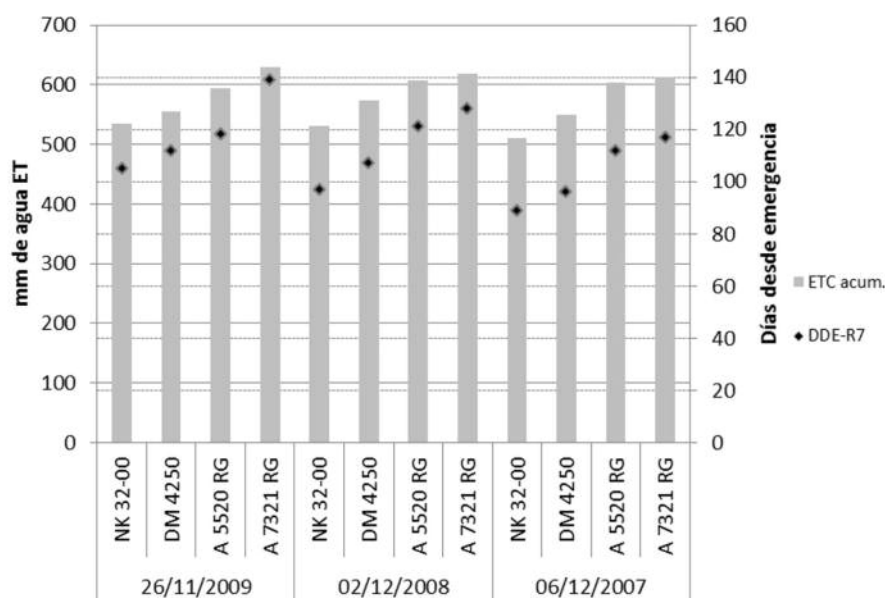


Figura 6. ET acumulada durante el ciclo de cultivos de soja de germoplasma de distintos Grupos de Maduración, en 3 fechas de siembra de distintos años (columnas). Duración del ciclo del cultivo en días desde emergencia hasta Madurez Fisiológica (DDE-R7) (Rombos). Martignone et al., 2010; y Andriani (datos no publicados).

desarrollado varias ecuaciones para determinar la evaporación a partir de estos parámetros. La fuerza evaporativa de la atmósfera, entonces, puede ser expresada por la evapotranspiración del cultivo de referencia (ET_o). Al aumentar la demanda atmosférica, las plantas evapotranspiran una mayor cantidad de agua, hasta un cierto límite fijado por el potencial agua de sus hojas (Kramer, 1983).

A medida que un mismo cultivo alarga su ciclo, aumenta la cantidad total de agua consumida. El

largo del ciclo de un cultivo variará fundamentalmente con la fecha de siembra y las características genéticas del cultivar (Fig. 6). En la Figura 6, también se puede observar el efecto de la demanda atmosférica, ya que en distintos años con largos de ciclo de cultivo similares, se obtuvieron diferentes ET acumuladas.

En realidad desde el punto de vista del consumo de agua la estructura aérea del cultivo es la determinante de la cantidad de agua transpirada.

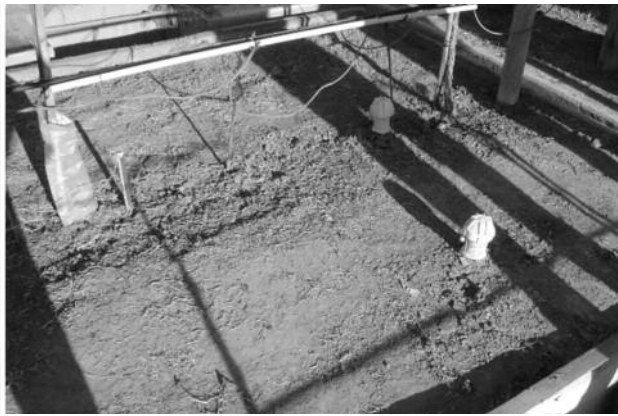


Foto 1. Lisímetro de pesada en cultivo de vid. Foto 2. Lisímetro de drenaje en cultivo de pera. Gentileza: INTA-EEA Mendoza y EEA Alto Valle Río Negro

De tal manera que, a medida que aumenta el área foliar, aumenta linealmente el consumo de agua del cultivo para una misma demanda atmosférica, hasta alcanzar un cierto valor que produce la cobertura casi total del suelo, después del cual incrementos en el área foliar producen pequeños aumentos en el consumo de agua (Andriani, 1997).

Metodologías para el cálculo de la ETR o ETP

Cuando uno consulta la bibliografía mundial en el tema, aparecen muchas formas de cálculo. Sin embargo, algunas están planteadas bajo el desconocimiento de la dinámica del agua en el complejo suelo-planta-atmósfera y otras utilizan estimadores muy groseros. Los métodos utilizados se los clasifica en métodos directos e indirectos. Los primeros son los más precisos y sirven como referencia para medir la eficiencia de los indirectos, y pueden medir ETR y ETP. El método lisimétrico es el más preciso, principalmente, la utilización de lisímetro de pesada (Foto 1), ya que en el lisímetro de drenaje (Foto 2), se usan algunos datos secundarios que pueden tener errores de determinación. Otro método directo es el evapotranspirómetro: dispositivo que mide el ritmo de evapotranspiración, consta de un tanque que contiene una porción de suelo con vegetación, en el que se pueden medir tanto el agua agregada como la residual tras la evapotranspiración (precursor de los lisímetros). Este no es tan preciso, porque tiene algunas estimaciones en el cálculo de la ETR. Otro, es una variación de este método, que es el denominado "ensayo de parcelas", donde se realizan determinaciones gravimétricas

periódicas o con sonda de neutrones. Tiene el mismo inconveniente que el anterior.

Dada la dificultad de los métodos directos, así como, el alto costo de los lisímetros (por eso se usan solo en investigación) o la complejidad de las determinaciones de los otros métodos, es que se han popularizado el uso de los métodos indirectos. Estos se basan en estimaciones de parámetros meteorológicos, a través de cultivos de referencia, como los mostrados en la Tabla 1, para un césped corto y sin limitaciones de agua. Por lo tanto, lo que calculan es la ETo y para poder determinar la ETC de otros cultivos, necesitan conocer el Kc de estos; o para obtener la ETR necesitan el coeficiente ajustado a deficiencias (Kaj). Si bien, se han conseguido muy buenos ajustes para la determinación de la ETo, el cálculo de la ETR de los cultivos, en general es deficiente; salvo para determinar el consumo total de un cultivo estándar sin deficiencias hídricas.

Consumo de agua de los cultivos sin limitaciones

Andriani (2001) utilizando el método directo de "parcela de ensayos" con mediciones de sonda de neutrones, en campos del sur de Santa Fe, determinó el consumo anual de los principales cultivos extensivos de la región Pampeña húmeda norte (Fig. 7). Las fechas de siembra y los cultivos evaluados correspondían a los usos más frecuentes en esa zona, siendo los maíces de ciclo intermedio, trigo ciclo largo, y Grupo IV en soja 1º y 2º. Los máximos consumos totales correspondieron a los cultivos de maíz y soja de primera con valores de alrededor de 550 y 535 mm de agua,

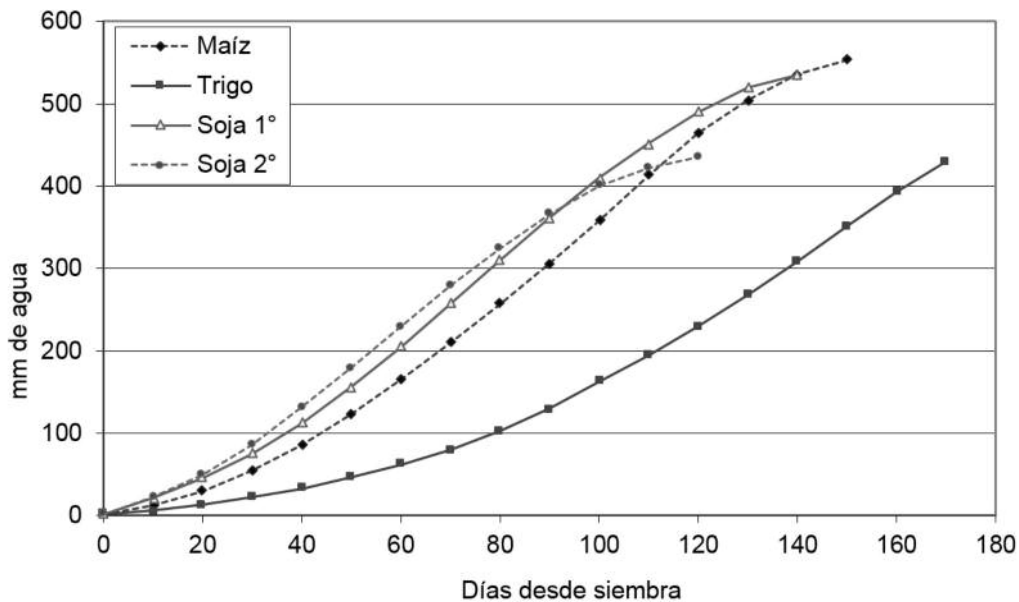


Figura 7. Consumo acumulado de agua promedio durante el ciclo de cultivos maíz, trigo, soja 1° y soja 2°, en el sur de la provincia de Santa Fe.

respectivamente. Mientras que el trigo y la soja de segunda alcanzan valores más bajos y muy similares de 430 y 435 mm, respectivamente.

Consumo de agua de los cultivos con limitaciones

La evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar (ETC_{aj}), se refiere a la evapotranspiración de cultivos que crecen bajo condiciones ambientales y de manejo diferentes de las condiciones estándar (ETC). Bajo condiciones de campo, la evapotranspiración real del cultivo puede desviarse de la ETC debido a condiciones no óptimas como son la desuniformidad y baja densidad de siembra, la presencia de plagas y enfermedades, salinidad del suelo, cobertura del suelo y limitación o exceso de agua. Esto puede resultar en un reducido crecimiento de las plantas, menor densidad de plantas y así reducir la tasa de evapotranspiración por debajo de los valores de ETC (Allen et al., 2006).

Los cálculos que utiliza FAO para el K_{aj} son bastante complejos, pero lo podemos sintetizar en la utilización de factores de ajuste. Uno es el factor (A_{cm}), que tiene en cuenta la reducción del IAF por condiciones de manejo del cultivo. Otro es el ya visto K_e , que tiene en cuenta los cambios en la evaporación del suelo y el más importante, el K_s , que tiene en cuenta el estrés hídrico. Existen

otros factores para casos muy particulares, que no los vamos a mencionar, como por ejemplo, el utilizado para suelos salinos. Todos los factores mencionados tienen valores inferiores a 1 (uno), y al aplicarlos sobre el K_c provocan un K_{aj} con valores inferiores a este. En consecuencia, la ETR va a ser menor que la ETC y se calculará como el producto de la ET_o por el K_{aj} .

En la producción de cultivos en condiciones de campo, el factor más importante a tener en cuenta en el cálculo de la ETR es la disponibilidad de agua en el suelo. Cuando la disponibilidad de agua del suelo cae por debajo de cierto valor umbral, se dice que el cultivo se encuentra estresado. Según la metodología FAO, en el cálculo de la ETR, se utiliza el coeficiente K_s , porque describe el efecto del estrés hídrico en la transpiración del cultivo, a través del agua existente en el suelo. Este coeficiente toma valores de 0 (cero) a 1 (uno), y multiplica al K_c . Es decir, que $K_{aj} = K_c \cdot K_s$ (coeficiente ajustado), que luego se multiplica por la ET_o . Para determinar el valor de K_s se utiliza una ecuación lineal que relaciona el contenido máximo de agua disponible en el suelo y el agotamiento de ese contenido. Sin embargo, investigaciones realizadas en Argentina (Collino et al., 1997; Haro et al., 2008) sobre cultivos de alfalfa y maní, muestran que la disminución de la ETR a medida que se agotaba el agua del suelo se ajustaba

taba mejor a una función cuadrática. Por otra parte, Andriani (comunicación personal), trabajando en el consumo de agua de cultivos de soja, también observó este comportamiento de la ET.

El grado de déficit hídrico que puede alcanzar un cultivo depende de la intensidad y duración del déficit. La intensidad se refiere al potencial agua alcanzado por los tejidos de la planta. A menores valores de potencial agua (valores más negativos), mayor intensidad del déficit, porque se van afectando procesos fisiológicos cada vez más importantes para el crecimiento y desarrollo de la planta. La duración, es el tiempo en el cual la planta estuvo sometida al déficit hídrico. Basado en esos conceptos Andriani (2004) desarrolló el índice de déficit hídrico (IDEHI). Este índice es similar al Ks, porque relaciona el contenido de agua en el suelo, pero la ecuación que lo determina no es lineal, sino cuadrática.

$$\text{IDEHI} = 2,1 * (\text{AUE}/\text{AUL})^2 + 7,9 * (\text{AUE}/\text{AUL})$$

Donde:

AUE: Agua útil existente en el perfil explorado por las raíces del cultivo.

AUL: Agua útil en el límite de estrés (40 a 60 % AUM, según suelo) en el perfil explorado por las raíces.

Cuando el agua en el suelo se encuentra en la fracción fácilmente extractable se le asigna un valor base de 10 (diez). Por lo tanto, cuando se la quiera usar como Ks en condiciones limitantes de agua en el suelo al valor obtenido hay que dividirlo por 10. Ejemplo: si IDEHI es igual a 8 el Ks sería igual a 0,8, y este es el valor que multiplicaría a la ETo. El IDEHI, por si solo, determina la intensidad del déficit. Sin embargo, cuando se lo calcula diariamente, tiene la gran ventaja, que permite ser promediado en cualquier período de tiempo, y de esta manera incorporar los dos componentes del grado de déficit hídrico. Si este grado, lo evaluamos a lo largo del ciclo del cultivo podríamos ponderar la pérdida productiva del mismo por déficit hídrico y no solo la disminución de la transpiración, como lo hace el Ks.

BIBLIOGRAFÍA

• Allen, R; L Pereira; D Raes & M Smith. 1998. Crop evapotranspiration. FAO 56, Roma, Italia.

• Allen, R; L. Pereira; D Raes & M Smith. 2006. Evapotranspiración del cultivo - Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Cuaderno de riego y drenaje, n 56. FAO. Roma.

• Andriani, J. 1997. Uso del agua y Riego. Capítulo del libro "El cultivo de soja en la Argentina", editado por Laura Giorda y Hector Baigorri, E.E.A. Marcos Juárez-INTA. Editorial Editar, San Juan, Argentina, p. 141-150.

• Andriani, J. 1999. Coeficientes de cultivo para soja de distinta época de siembra. Mercosoja 99, Resumen de trabajos y conferencias presentadas, Rosario, Argentina. Ecofisiología y Climatología, pág.: 1.

• Andriani, J. 2001. Consumo de agua de los cultivos en el sur de Santa Fe. "Para mejorar la producción 18", Soja campaña 2000/01, INTA EEA Oliveros, Santa Fe, Argentina.

• Andriani, J. 2004. Índice de déficit hídrico para cultivos agrícolas. "Para mejorar la producción 27", Soja campaña 2003/04, INTA EEA Oliveros, Santa Fe, Argentina.

• AQUASTAT WEB SITE, <http://www.fao.org/nr/water/aquastat/data/glossary/search.html>

Blaney, H & W Criddle. 1950. Determining water requirements in irrigated áreas from climatological and irrigation data. USDA Servicio de Conservación de Suelos. SCS-TP96. 44 pp.

• Cárcova, J; L Abeledo & M López Pereira. 2003. Análisis de la generación del rendimiento: Crecimiento, partición y componentes. In: Producción de granos, bases funcionales para su manejo. Editorial Facultad Agronomía, Universidad de Buenos Aires, Argentina.

• Collino, D; A López; R Racca; J Dardanelli & R Sereno. 1997. Effect of soil water availability on water use strategies and dry matter production by two alfalfa cultivars differing in winter dormancy. Phyton, 61: 45-53.

• Doorenbos, J & W Pruitt. 1977. Crop water requirements. FAO, Irrigation and Drainage, paper n°. 24 (rev.), FAO, Rome.

• Fehr, W & C Caviness. 1971. Stage of development descriptions for soybeans, Glycine max (L.) Merrill. Crop Sci. 11: 929-931.

• Haro, R; J Dardanelli; M Otegui & D Collino. 2008. Seed yield determination of peanut crops under water deficit: Soil strength effects on pod set, the source-sink ratio and radiation use efficiency. Field Crops Research, 109: 24-33.

• Jensen, M; R Burman & R Allen. Eds.; 1990. Evapotranspiration and irrigation water requirements. Amer. Soc. Civil Eng., New York, USA.

• Kramer, P. 1983. Water relations of plants. Academic

Press, Inc., London. Chapter 11: pag. 291-341.

- Maddonni, G; M Chelle; J Drouet & B Andrieu. 2001. Light interception of contrasting azimuth canopies under square and rectangular plant spatial distributions: simulations and crop measurements. *Field Crops Research* 70:1-13.
 - Martignone, R.; J Enrico; M Bodrero & J Andriani. 2010. Factores asociados con la variabilidad de rendimientos entre grupos de madurez en soja. *Soja* 45: 25-34. EEA Oliveros INTA. ISSN 1850-163X.
 - Monteith, J. 1985. Evaporation from land surfaces: progress in analysis and prediction since 1948. pp. 4-12 in *Advances in Evapotranspiration, Proceedings of the ASAE Conference on Evapotranspiration, Chicago, Ill.* ASAE, St. Joseph, Estados Unidos de América.
 - Penman, H. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, 193: 120-145.
 - Perry, C; P Steduto; G Allen & C.M Burt. 2009. Increasing productivity in irrigated agriculture: Agronomic constraints and hydrological realities. In: *Agricultural water management* 96: 1517-1524.
 - Priestley, C & R Taylor. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Mon. Weather Rev.*, 100: 81-92.
 - Ritchie, J. 1981. Soil water availability. *Plant Soil* 58: 327-338.
 - Smith, M; R Allen; J Monteith; A Perrier; L Pereira & A Segeren. 1992. Report of the expert consultation on procedures for revision of FAO guidelines for prediction of crop water requirements. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma, 54 p.
 - Thornthwaite, C. 1948. An approach toward a rational classification climate. *Geographical Review*, 38: 55-94.
-

12

Costo hídrico de la captura de carbono por los cultivos de cobertura; aspectos cualitativos y cuantitativos

INTRODUCCIÓN

El proceso de agriculturización, a partir de una mayor participación de cultivos de verano ha significado una importante reducción en el aporte de residuos y en los contenidos de la materia orgánica (MO), acentuándose los procesos de degradación física, química y biológica. Ante esta situación, resulta prioritario desarrollar tecnologías que restituyan fertilidad y disminuyan el deterioro de los suelos agrícolas pampeanos. La posibilidad de incorporar en la rotación cultivos de cobertura (CC) surge como una alternativa viable para atenuar la pérdida de carbono de los suelos, prevenir su erosión, aumentar la infiltración, capturar nutrientes reduciendo la contaminación de napas y contribuir al control de malezas (Varela et al., 2017; Frasier et al., 2016; Beltran et al., 2016; Fernández et al., 2012; Daliparthy et al., 1994).

La utilización de leguminosas y/o gramíneas invernales como CC, contribuirían junto con la siembra directa, a mitigar en parte los problemas que afectan a los suelos de la región. Las leguminosas invernales podrían restituir nitrógeno a través de la fijación biológica y adicionar, juntamente con las gramíneas, residuos que ayudarán a atenuar las pérdidas de carbono. A continuación, se presenta el efecto de la inclusión de CC en la disponibilidad de agua para los cultivos de la rotación.

Esta propuesta metodológica tuvo como objetivo plantear una guía para maximizar la información que se puede obtener de los ensayos en los que se estudian los CC.

Efecto de la disponibilidad de agua

La capacidad de almacenar agua presenta un amplio rango de variación entre suelos y depende de la fracción granulométrica y además de la pro-

fundidad del perfil de suelo (Quiroga & Studder, 2014). Para evaluar convenientemente el costo hídrico del CC resulta necesario considerar la capacidad de almacenaje de agua de los suelos. Este aspecto es particularmente importante ya que define de alguna manera el periodo necesario para la recarga del perfil el cual se relacionará con la finalización del CC. Además, otro aspecto a considerar es la fecha de siembra del cultivo sucesor, por ejemplo, para siembras de maíz a principios de octubre los CC deberían finalizar su ciclo de crecimiento antes que para siembras de soja o sorgo en noviembre-diciembre.

En regiones con suelos de composición de textura variable la capacidad de almacenaje de agua puede variar entre 70 y 130 mm en los 0-100 cm de suelo, y consecuentemente el periodo de recarga de estos suelos es distinto. Por lo tanto, puede inferirse que el momento más apropiado para cortar el uso consuntivo del CC y posibilitar la recarga del perfil también es variable.

Resultados de experiencias obtenidas por Quiroga et al. (2009) en los últimos 10 años muestran que las diferencias en los contenidos finales de agua entre los testigos y los CC variaron entre 30 y 100 mm. En un análisis preliminar podría concluirse que los CC tienen un efecto negativo para el cultivo siguiente. Sin embargo, los mencionados autores concluyeron que, si consideramos que las precipitaciones durante el periodo evaluado fueron de 220 mm, las que sumadas al contenido inicial de agua (190 mm) dan una lámina total de 410 mm, es evidente que la mayor parte de la misma no puede ser almacenada en los primeros 140 cm del perfil, establecido como sección control (140 cm) en base a la profundidad efectiva de las raíces del cultivo sucesor. De esta manera se

comprueba que el tratamiento testigo finalizó con 207 mm de los 410 mm que potencialmente podría haber almacenado. Es decir que 203 mm no fueron almacenados en la sección control. Por lo tanto de los 233 mm de uso consuntivo del CC, 203 mm deben ser descontados y consecuentemente el costo hídrico (CH) para el cultivo de verano siguiente resultaría de 30 mm (Quiroga et al., 2009). En experiencias llevadas adelante en Coronel Suárez (sudoeste bonaerense) Sá Pereira et al. (2012) concluyeron que el balance de agua en el suelo, junto con el estudio de probabilidad de ocurrencias de las lluvias y la capacidad de almacenamiento de agua de los suelos, son herramientas útiles al momento de definir la factibilidad de incluir un CC en la rotación como así también la fecha más adecuada para suspender su crecimiento.

Estudios realizados por Restovich & Andriulo (2012) reportaron que el uso del CC no provocó estrés hídrico en los cultivos principales sembrados a continuación, excepto en años particularmente secos. Rillo et al. (2012) también determinaron que el CH de la vicia como CC no ejercería efectos limitantes del rendimiento del maíz en años de precipitaciones normales. En investigaciones llevadas adelante por Fernández et al. (2012) en la región semiárida pampeana concluyeron que los CC son viables como una alternativa a tener en cuenta para el secuestro de carbono, nitrógeno y fósforo a un bajo CH, permitiendo incrementar la disponibilidad de nutrientes para el cultivo de maíz. Sá Pereira et al. (2014) determinaron que los efectos de la vicia como antecesor y la fertilización nitrogenada aumentaron la eficiencia de absorción de nitrógeno en el cultivo de maíz. En sistemas bajo riego del valle bonaerense del Río Colorado Vanzolini et al. (2012) determinaron que, en suelos con mayor contenido de MO, el efecto del CC de vicia se manifiesta a través de mejoras en el ambiente edáfico que permiten un mejor aprovechamiento del nitrógeno y la humedad del suelo. Estos resultados resultan coincidentes con los obtenidos en distintos ambientes de la región sub-húmeda pampeana donde se han evaluado los efectos de la inclusión de CC (Álvarez et al., 2006; Carfagno et al., 2008; Scianca et al., 2008; Sá Pereira, 2013).

La mayor participación de cultivos de verano

principalmente soja y girasol han dado lugar a una importante reducción en el aporte de residuos. Debido a esto intercalar cultivos invernales, como CC, podría ser una alternativa a evaluar para proveer de residuos ricos en carbono y promover al desarrollo y al mantenimiento de la cobertura de los suelos. Pero, se reconoce que el consumo hídrico de estos durante el invierno podría interferir en la normal oferta de agua para el cultivo sucesor en la región semiárida pampeana (Duarte, 2002; Krüger et al., 2006).

Los CC, su costo hídrico y el efecto sobre el balance de carbono

La revisión bibliográfica analizada permitió observar que no todos los trabajos contemplan las mismas determinaciones. En la mayoría de los casos la información obtenida en los estudios publicados no está completa, focalizándose en la producción de biomasa y en el consumo de agua, especialmente en los ambientes donde comienza a ser la limitante más importante. Por este motivo, se sugiere un esquema metodológico que permita a la mayoría de los estudios contemplar los principales aspectos relacionados con la práctica, y de esta forma aprovechar al máximo la información generada.

Una propuesta metodológica

En términos generales, la propuesta incluye los diferentes aspectos: a) recopilación de información general, b) muestreos de suelos y plantas, c) determinaciones químicas y físicas en suelos y plantas y d) cálculos.

Localización

- Ubicar con GPS
- Delimitar el lote o sector teniendo en cuenta:
 - Homogeneidad
 - Representatividad (asignarle un valor, % del lote o área con características semejantes)
 - Superficie
 - Relieve (pendiente y ubicación en el paisaje)
 - Cuando hay más de un sector definido, claramente especificar las diferencias entre cada uno de ellos.

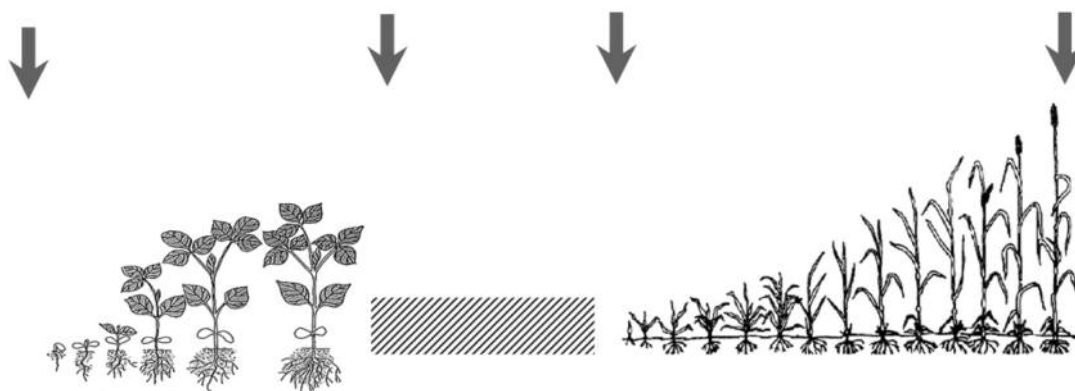


Figura 1. Esquema de muestreos de suelos (siembra del CC, secado, siembra y cosecha del cultivo siguiente) y plantas (secado del CC y cosecha cultivo siguiente).

Caracterización Edafológica

- Tipo de suelo
- Clasificación textural (cantidad de arena, limo y arcilla)
- Profundidad
- Impedancias mecánicas
- Información previa existente de las propiedades químicas, físicas y/o biológicas

Caracterización Climática

- Precipitación media anual
- Precipitación media durante el ciclo de cultivos de invierno y de verano, desde la siembra del cultivo siguiente hasta su cosecha
- Ubicación de la estación meteorológica utilizada y distancia al sitio de estudio
- Temperatura media anual y amplitud térmica (temperatura máxima media – mínima media)
- Adversidades climáticas durante los últimos 10 años (tipo y frecuencia)

Caracterización Productiva

Cantidad de años con información del manejo realizado, detallando: año, cultivo (especie y variedad/híbrido), fechas de inicio de barbecho, siembra y cosecha, dosis de fertilizantes (kg ha⁻¹ de nitrógeno, fósforo, azufre), rendimiento en grano y calidad.

Momentos de muestreos

En el esquema de momentos de muestreo (Fig. 1) se distinguen 4 fechas en las que se requiere la

toma de muestras de suelo, además de planta durante la finalización de los ciclos con cultivo:

1. Siembra del cultivo de cobertura; muestra inicial de suelo para caracterizarlo química, física y biológicamente y evaluar las propiedades más dinámicas.
2. Finalización del cultivo de cobertura; muestreo al momento del secado del CC para evaluar las propiedades del suelo más dinámicas y la productividad del mismo.
3. Siembra del cultivo siguiente; muestreo de suelo para determinar las propiedades más dinámicas del suelo.
4. Finalización del cultivo siguiente; muestreo de suelo y biomasa vegetal durante la cosecha. Este momento sintetiza el efecto producido por el CC, por lo que es interesante una evaluación con un detalle mayor que el solo dato del rendimiento en grano. Residuos remanentes del CC si los hubiere.

Muestreo de suelos

Las muestras estarán correctamente individualizadas con la identificación del sitio y/o productor, aclarando la profundidad y el momento de muestreo, por ejemplo, B09 = Barbecho 2009; S09= siembra 2009; C10= cosecha 2010. La cantidad de la muestra compuesta debe ser entre 500 y 1000 g para cada profundidad. Las muestras para los análisis de nitratos deben conservarse en frío y en el menor tiempo posible son llevadas al laboratorio y analizadas.

Profundidad

Las muestras de suelo para la caracterización de las propiedades químicas, físicas y biológicas generalmente se realizan en el estrato de 0-20 cm, mientras que para la determinación de agua y nitrógeno disponible debería tomarse una profundidad mayor. Frecuentemente 0-20 cm y 20-60 cm para nitrógeno de nitratos y para humedad considerar la profundidad efectiva de las raíces de los cultivos y muestrear a intervalos de 20 cm hasta 140 o 200 cm dependiendo del cultivo.

Determinaciones

Inicial: Contenido de carbono orgánico en cada profundidad 0-20; en capas de 0-5,5-10-10-15 y 15-20 pudiendo realizarse un fraccionamiento de la MO en superficie, fósforo extractable, pH.

Propiedades físicas: Densidad aparente, capacidad de campo y punto de marchitez permanente (PMP).

A la siembra del CC, momento de secado, siembra y cosecha del cultivo siguiente: Nitrógeno de nitratos y humedad en todas las profundidades, a los efectos de determinar los contenidos y la dinámica del agua, así como la disponibilidad nitrógeno.

Muestreo de planta

Determinación de la productividad del CC

- Para determinar la producción de materia seca aérea total (todo el material que se encuentra del CC, es conveniente realizar cortes compuestos para cada unidad experimental (normalmente 3 submuestras de 0,25 m²).
- Sobre estas muestras se analizará el contenido de nitrógeno y carbono.
- En casos de interés particular se pueden usar estas mismas muestras para determinar el resto de los nutrientes (P, S, Ca, Mg, Mn, etc.) y su calidad (contenido de lignina, celulosa, hemicelulosa y compuestos no estructurales), estos últimos valores permitirían simular la dinámica de su descomposición (Sá Pereira et al., 2017a, b; Duval et al., 2017).

Determinaciones sobre el cultivo siguiente

- Se realizará la cosecha en 1 m lineal de dos hileras centrales (2 m x 0,70 m=1,4 m²) para

determinar la producción de materia seca total del cultivo siguiente.

- Sobre este material se determinará materia seca total producida (biomasa aérea) y grano, además de los parámetros de rendimiento: espigas / m², granos / espiga y peso de mil granos. En los casos en que se disponga, se debería agregar el mapa de rendimiento del cultivo.
- Sobre estas muestras se analizará el contenido de nitrógeno y carbono en el grano y en los residuos de cosecha.
- En casos de interés particular se pueden usar estas mismas muestras para determinar el resto de los nutrientes (P, S, Ca, Mg, Mn, etc.) y su calidad (contenido de lignina, celulosa, hemicelulosa y compuestos no estructurales).

Con esta información se podrá

- Calcular la disponibilidad de agua durante el ciclo de los cultivos y relacionarlo con las características de sitio, meteorológicas y consumo de la biomasa.
- Calcular el uso consuntivo, tanto del CC como del cultivo siguiente, así como la eficiencia en el uso del agua en cada uno de los casos.
- La eficiencia del barbecho en la acumulación de agua y la eficiencia en el uso del agua por parte del cultivo, tanto para producción de biomasa como de grano.
- Calcular la disponibilidad de nitrógeno durante el ciclo de los cultivos y relacionarlo con las características de sitio, meteorológicas y consumo de la biomasa
- Calcular la eficiencia en el uso del nitrógeno, tanto la eficiencia agronómica del fertilizante aplicado, la eficiencia fisiológica del cultivo, la recuperación aparente del fertilizante, el destino del nitrógeno absorbido y balance de nitrógeno en el sistema
- Los parámetros de rendimiento permitirán determinar el efecto de posibles factores adversos durante el ciclo del cultivo

Algunas fórmulas útiles

1. Humedad edáfica: en general, se determina a la siembra, en secado del CC y a la siembra del cultivo de grano siguiente, en diferentes intervalos de profundidad, mediante método gravimétrico, ecuación [1].

$$\theta_g = \frac{mw}{ms} \quad [1]$$

θ_g : humedad gravimétrica ($g\ g^{-1}$); mw: masa de agua (g); ms: masa de suelo seco (g)

2. La humedad gravimétrica fue convertida en humedad volumétrica afectándola por la densidad aparente del suelo cuando se disponía de dicho dato, ecuación [2].

$$\theta_v = \frac{\theta_g * dap}{d_{agua}} \quad [2]$$

θ_v : humedad volumétrica (cm^3); dap: densidad aparente del suelo ($g\ cm^{-3}$); d agua: densidad del agua ($g\ cm^{-3}$)

3. Lámina de agua disponible (LAD): constituye la lámina retenida entre la humedad actual y el PMP. En los casos en que se determinó, fue calculada por medio de la ecuación [3] en los intervalos de profundidad analizados:

$$LAD = \sum_7^n \frac{(\theta_g \text{ actual} - \theta_g \text{ PMP}) * dap * P}{d_{agua}} \quad [3]$$

LAD: lámina disponible (mm); θ_g : humedad gravimétrica (g); dap: densidad aparente del suelo ($g\ cm^{-3}$); d agua: densidad del agua ($g\ cm^{-3}$); P: profundidad (mm).

También se estimó en algunos casos la Capacidad de Retención de Agua Útil (CRA) del suelo, como la diferencia entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente.

4. Eficiencia de Barbecho (EB): fue calculada con la ecuación [4] de Mathews & Army (1960).

$$EB = \frac{LADf - LADi}{PPb} * 100 \quad [4]$$

EB: eficiencia de barbecho (%); LADf: Lámina de agua disponible al final del barbecho (mm); LADi: Lámina de agua disponible al inicio del barbecho (mm); PPb: Precipitaciones ocurridas durante el período de barbecho (mm).

5. Uso consuntivo (UC): El agua consumida se calculó a partir del balance determinado por la diferencia en el almacenaje de agua (ΔC) en la sección de control y de las precipitaciones, aplicando la ecuación [5]. Este método asume escurrimiento cero (López & Arrúe, 1997), ecuación [5].

$$UC = (LADi - LADf) + PP \quad [5]$$

UC: uso consuntivo; (mm); LADf: lámina de agua disponible al finalizar el período de crecimiento de los CC (mm); LADi: lámina de agua disponible a la siembra de los CC (mm); PP: precipitaciones (mm) acumuladas en el período de crecimiento del CC.

Luego de finalizar el ciclo de los CC y/o el barbecho tradicional y al momento de la siembra del cultivo siguiente, se determina el contenido de humedad del suelo a través de barrenos o de sondas de neutrones hasta 200 cm (Duval et al., 2015). Se calcula el uso consuntivo (UC) mediante la suma del contenido hídrico del suelo al momento de la siembra y las precipitaciones ocurridas durante el ciclo de los CC, a la cual se le resta el contenido hídrico del suelo al momento de finalizar el ciclo de los mismos (Ecuación 5).

6. Eficiencia en el uso del agua (EUA): la EUA se obtiene aplicando la ecuación [6]:

$$EUA = \frac{MS}{LADi + PP - LADf} \quad [6]$$

EUA: eficiencia en el uso del agua ($kg\ ha^{-1}mm^{-1}$); MS: materia seca ($kg\ ha^{-1}$); LADi: Lámina de agua disponible al inicio del cultivo (mm); LADf: Lámina de agua disponible al final del cultivo (mm); PP: precipitaciones en el período.

7. Costo hídrico (CH): se calcula como la diferencia de agua útil en el suelo al momento de secado de los CC en relación al tratamiento control (sin cultivo de cobertura), ecuación [7] (Fernández et al., 2007). También se podría calcular por las diferencias en los contenidos de agua total, sin necesidad de descartar el PMP.

$$CH(mm) = (LAD_b - LAD_{cc}) \quad [7]$$

8. Eficiencia de captación de carbono de los CC se calcula mediante el cociente entre la materia seca y el uso consuntivo, ecuación [8].

$$ECC = \frac{\text{Carbono}_{cc}}{LADi + PP - LADf} \quad (8)$$

ECC: Eficiencia de captación de carbono (kg C mm⁻¹); Cociente entre el carbono aportado por los CC y el UC.

Calidad de los cultivos de cobertura – análisis de la biomasa de los CC

Las muestras son recolectadas con un marco de 0,25 m² con tres submuestras por tratamiento. El material es recolectado en bolsas y pesado en húmedo. Se cuantifica peso verde en el campo y luego se lleva una alícuota a estufa con circulación de aire forzado a 60°C hasta lograr un peso constante y determinar contenido de materia seca (MS). Posteriormente, es molido en un triturador de forraje, se toman submuestras de lo obtenido y nuevamente se realiza el proceso con el molino Willey equipado con maya de 40 mesh. Sobre esa fracción seca y molida se procede a realizar las siguientes determinaciones: a) Producción de forraje (Tn MS ha⁻¹), b) contenido de materia seca (%), c) nitrógeno total por el método de Kjeldahl (Bremner, 1996), d) fósforo e) carbono (C %, Analizador automático LECO Carbon analyzer, LECO Corporation St. Joseph, MI, USA).

En casos particulares: composición química en laboratorio a través de los parámetros de a) fibra detergente neutra y ácida (Goering & Van Soest, 1970), carbohidratos no estructurales (Bailey, 1958; Ovejero, 1987) y lignina (LIG.), f) celulosa y la relación LIG:N y C:N.

Métodos utilizados

- Carbono orgánico (CO): método de combustión (1500°C) analizador automático LECO C Analyser.
- Nitrógeno total (Nt): método de Kjeldahl, Bremner (1996).
- pH (relación suelo- agua 1:2,5).
- Fósforo extractable (Pe): método de Bray & Kurtz (1945).
- Nitrógeno inorgánico (N-NO₃⁻ y N-NH₄⁺), método por arrastre de vapor (Mulvaney, 1996).
- Textura, por el método de la pipeta (Gee &

Bauder, 1986).

- Densidad aparente por el método del cilindro (Blake & Hartge, 1986),
- Curva de capacidad hídrica mediante olla de presión (Klute, 1986) y membrana de presión (Richards, 1947) a las tensiones 33 y 1500 kPa
- Determinación de la concentración de nitrógeno en planta por el método Kjeldahl (Bremner, 1996).
- Determinación de nutrientes en tejido vegetal mediante digestión húmeda (ácido nítrico y perclórico, relación 2:1) y posterior determinación por espectrometría de emisión por plasma de azufre (S), potasio (K), etc. El fósforo se puede determinar por plasma o colorimétrica por el método de Murphy & Riley (1962).

Evaluación de la productividad de los cultivos de cobertura y fijación de carbono

Revisión

En la presente revisión se consideraron estudios realizados en diferentes lugares del país con resultados publicados en Congresos, Tesis o Revistas científicas. Los ensayos considerados se localizaron en Marcos Juárez y Río Cuarto en la provincia de Córdoba, en Correa y Armstrong en la provincia de Santa Fe, en C. del Uruguay en la provincia de Entre Ríos, en Anguil en la provincia de La Pampa, en Balcarce, Coronel Suárez, 25 de Mayo, Pergamino, H. Ascasubi y Villegas en la provincia de Buenos Aires.

En todos los casos se menciona la cantidad de sitios los cuales se calculó la materia seca, el uso consuntivo y el carbono. En promedio para todos los sitios, años y ensayos (191 datos) el promedio de materia seca producida fue 4933 kg ha⁻¹, con un valor mínimo de 1120 y un máximo de 12776 kg ha⁻¹. El uso consuntivo también fue muy variable, de 63 a 769 mm, ya que se incluyen las más variadas regiones del país (Tabla 1). El análisis de carbono orgánico en el CC (106 datos) presentó un valor promedio de 43 % y una variación bastante importante, desde 34 a 49 % (Tabla 2). No se encontraron diferencias en la concentración de carbono cuando se analizaron por separado entre gramíneas o leguminosas, pero sí hubo diferencias entre años, y la variabilidad fue igualmente importante.

	Producción de materia seca	Uso consuntivo
	kg ha ⁻¹	mm
Promedio	4933	244
Desvío	2388	168
Mínimo	1120	21
Máximo	12776	769
Cantidad de datos 191		

Tabla 1. Producción de los cultivos de cobertura (biomasa total aérea en el momento del secado) y uso consuntivo.

	C	N	P	S
	%			
Cantidad de casos	106	99	14	11
Promedio	42,70	2,21	0,17	0,28
Desv	2,53	0,94	0,07	0,07
Mínimo	34,50	0,61	0,12	0,19
Máximo	48,50	4,45	0,37	0,40

Tabla 2. Contenido de Carbono (C), Nitrógeno (N), Fósforo (P) y Azufre (S) de los cultivos de cobertura.

Tabla 3. Eficiencia en la captación de carbono (C), nitrógeno (N), fósforo (P) y azufre (S) de los casos analizados.

	Aporte de C	Eficiencia Aporte de C	Eficiencia Aporte C día ⁻¹	N	P	S
	(kg C ha ⁻¹)	(kg C ha ⁻¹ mm ⁻¹)	(kg C ha ⁻¹ mm ⁻¹ día ⁻¹)	(kg N ha ⁻¹)	(kg P ha ⁻¹)	(kg S ha ⁻¹)
casos	191	177	137	88	10	7
Promedio	2120	12	0,1	81,3	8,2	9,5
Desv	1042	10	0,1	47,9	3,9	3,5
Mínimo	466	1	0,0	15,0	3,5	6,3
Máximo	5452	71	0,4	234,2	14,9	16,4

La concentración de nitrógeno presenta una variabilidad mayor, y dependió según fuera gramínea, leguminosa o mezcla, y dependió del estado evolutivo al momento de la finalización del ciclo del CC. En relación a fósforo y azufre, la cantidad de datos fue baja para poder hacer cualquier observación. El aporte de carbono en cada situación se calculó utilizando el valor de biomasa y la concentración de carbono determinada. En el caso de no poseer el contenido de carbono, se utilizó, el valor promedio de todos los análisis contabilizados. En promedio, los CC fijaron 2120 kg de C ha⁻¹, con un valor máximo de 5452 kg de C ha⁻¹ (Tabla 3).

En este sentido, es importante considerar la capacidad que tiene el suelo para el almacenamiento del agua de las precipitaciones y cuál es la

probabilidad de recarga de esa capacidad. Dentro de la variabilidad esperable por la amplitud de situaciones que se consideraron, queda en evidencia un aporte interesante de carbono al suelo. Este aporte complementa el realizado por el cultivo de cosecha y puede ser fundamental cuando se analiza el balance de carbono del sistema en el mediano y largo plazo.

En promedio la eficiencia en el aporte de carbono fue de 12 kg ha⁻¹ por cada mm de agua consumida (Tabla 3), esto repercute de manera diferente en las regiones semiáridas y sub-húmedas pampeanas en las que el agua es limitante. En la región semiárida las eficiencias en la fijación de C son más altas pero el riesgo en la disponibilidad hídrica es mayor mientras que en las regiones sub-húmedas las eficiencias en la fijación de C son más

bajas pero el riesgo en la disponibilidad hídrica es menor. La alta variabilidad encontrada entre casos estaría asociada al efecto de la disponibilidad hídrica, en los sitios donde el agua es más limitante la eficiencia podría aumentar significativamente, seguramente a expensas de la disponibilidad de agua y potencial de rendimiento del cultivo siguiente. En estos casos, el resultado para el balance de carbono del sistema podría ser más favorable, si bien el resultado económico puede ser desfavorable al no tener precio ese carbono.

En los 88 casos en los que se determinó el nitrógeno en la materia seca, se pudo ver una variabilidad amplia de valores, con un promedio de 81,3 kg de N ha⁻¹, llegando a un máximo de 234 kg N ha⁻¹ (Tabla 3). Estos valores representan una reserva importante de nitrógeno para el cultivo siguiente.

CONCLUSIONES

Los resultados analizados en esta revisión muestran una amplia variabilidad, la que incluye regiones de las más diversas del país, con resultados importantes en cuanto a la cuantificación de algunos aspectos claves como: producción, calidad y eficiencia en la fijación de carbono. Es importante ampliar esta base de datos y ajustar los valores para los diferentes ambientes productivos del país.

BIBLIOGRAFÍA

- Álvarez, C; M Barraco; M Díaz-Zorita & C Scianca 2006. Uso de cultivos de cobertura en rotaciones con base soja: efecto sobre algunas propiedades edáficas y rendimiento de los cultivos en un Hapludol típico del noroeste bonaerense. XXI Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Salta.
- Bailey, R. 1958. Reactions Of Pentoses With Anthrone. *Bioch. J.* 68: 669.
- Beltran, MJ; L Brutti; R Romaniuk; S Bacigaluppo; F Salvaggiotti; H Sainz-Rozas & J Galantini. 2016 Calidad de la materia orgánica y disponibilidad de macro y micronutrientes por la inclusión de trigo como cultivo de cobertura. *Ciencia Suelo* 34: 67-79.
- Blake, G & K Hartge. 1986. Bulk Density. In: Arnold Klute (ed.) *Methods of Soil Analysis. Part 1* p.: 363-375
- Bray, R & L Kurtz. 1945. Determination of total, organic and available forms of phosphorous in soils. *Soil Sci.* 59: 39-45.
- Bremner, J. 1996. Nitrogen - Total. 1085-1123. In:

Methods of Soil Analysis. Part 3. Chemical Methods. (Ed. D.L. Sparks), SSSA-ASA, Madison, WI, USA.

- Carfagno, P; M Eiza; A Quiroga & F Babinec. 2008. Cultivos de cobertura: Efecto sobre la dinámica del agua en el suelo. In: XXI Congreso argentino de la ciencia del suelo. Resúmenes. Anales, San Luis. AACs, CD-ROM.
- Duarte, G. 2002. Sistemas de producción de girasol en la región húmeda de argentina. In: *Manual práctico para el cultivo de girasol.* Editores Díaz-Zorita & Duarte. Pp. 313.
- Duval, M, J Capurro; JA Galantini & J Andriani. 2015. Utilización de cultivos de cobertura en monocultivo de soja: efectos sobre el balance de carbono. *Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo*; 33; 2; 247-261.
- Duval, M; J Galantini; J Capurro; M Beltran. 2017. Producción y calidad de diferentes cultivos de cobertura en monocultivo de soja. *Ciencias Agronómicas - Revista XXIX - Año 17/ 007 - 013.*
- Daliparthy, J; S Herbert & P veneran. 1994. Dairy manure application to alfalfa: Crop response, soil nitrate, and nitrate in soil water. *Agron. J.* 86:927- 933.
- Fernández, R; A Quiroga; F Arenas; C Antonini & M Saks. 2007. Contribución de los cultivos de cobertura y las napas freáticas a la conservación del agua, uso consuntivo y nutrición de los cultivos. In: *Manual de fertilidad y evaluación de suelos.* Publicación Técnica N° 71. EEA INTA Anguil. Capítulo V.
- Fernández, R; A Quiroga & E Noellemeyer. 2012 Cultivo de cobertura como antecesor de cultivos de maíz en la Región Semiárida Pampeana. In: *Contribuciones de los cultivos de cobertura a la sostenibilidad de los sistemas de producción.* (Eds. C. Álvarez: A. Quiroga; D. Santos; M. Bodrero) INTA pag 117-127.
- Frasier, I; A Quiroga & E. Noellemeyer. 2016. Effect of different cover crops on C and N cycling in sorghum NT systems. *Science of the Total Environment* 562 (2016) 628-639.
- Gee, G & J Bauder. 1986. Particle-size Analysis. In: *Methods of Soil Analysis (Ed. A. Klute) Part 1* Madison. Wisconsin. USA.
- Goering, H. & P. Van Soest, 1970, Forage fiber analyses (apparatus, reagents, procedures, and some applications). *Agric. Handbook* 379. ARS, USDA, Washington, DC.
- Klute, A. 1986. Water Retention: Laboratory Methods In: Arnold Klute (ed.) *Methods of Soil Analysis. Part 1* p.: 635-661.
- Krüger, H; S Venanzi & E de Sá Pereira. 2006. Resistencia mecánica del suelo en secuencias de cultivos

agrícolas y mixtas bajo siembra directa. XIX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Paraná-Entres Ríos.

- López, M & J Arrúe. 1997. Growth, yield y water use efficiency of winter barley in response to conservation tillage in a semi-arid region of Spain. *Soil Till Res.* 44: 35-54.
- Mathews, O & T Army. 1960. Moisture storage on fallow wheat land in the great plains. *Soil Sci. Am. Proc* 24: 414 – 418.
- Mulvaney, RL. 1996. Nitrogen – Inorganic forms. 1123-1184. In: *Methods of Soil Analysis. Part 3. Chemical Methods.* (Ed. D.L. Sparks), SSSA-ASA, Madison, WI, USA.
- Murphy, J & J Riley. 1962. A modified single solution method for the determination of phosphate in natural waters. *Anal. Chim. Acta* 27: 31-36.
- Ovejero, F. 1987. Evaluación química, biológica de los forrajes. Dirección de desarrollo de recursos humanos. COMCAL.
- Quiroga, A; R Fernandez; I Frasier & C Scianca 2009. Cultivos de cobertura. Análisis de su inclusión en distintos sistemas de producción. In: *I Jornadas Nacionales de Sistemas Productivos Sustentables.* Bahía Blanca. CD-ROM AACCS 2009. pp. 9.
- Quiroga, A & G Studder. 2014. Manejo del suelo e intensificación agrícola: agua y materia orgánica. In: *Fertilización de Suelos y Fertilización de Cultivos.* Ed. Echeverría H, F García. Capítulo 3. 73-100.
- Restovich, S & A Andriulo. 2012. Cultivos de cobertura en la rotación soja-maíz: biomasa aérea, captura de nitrógeno, consumo de agua y efecto sobre el rendimiento en grano. In: *Contribución de los cultivos de cobertura a la sustentabilidad de los sistemas de producción* (Eds. C. Álvarez, A Quiroga, D. Santos; M. Bodrero) INTA. págs. 29-35
- Richards, L. 1947. Pressure-membrane apparatus-construction and use. *Agricultural Engineering* 28: 451-454.
- Rillo, S; C Álvarez; R Bagnato & E Noellemeyer. 2012. Cultivos de cobertura: gramíneas y leguminosas en el centro oeste de la provincia de Buenos Aires. In: *Contribución de los cultivos de cobertura a la sustentabilidad de los sistemas de producción* (Eds. C. Álvarez, A Quiroga, D. Santos; M. Bodrero) INTA. págs. 58-68.
- Sá Pereira, E. de. 2013. Los Cultivos de cobertura y la productividad de maíz en siembra directa. Dinámica del nitrógeno, agua y fracciones orgánicas del suelo. Tesis de Doctorado. Universidad Nacional del Sur. 188 pp.
- Sá Pereira, E de; J Galantini; A Quiroga & M Landriscini. 2014. Efecto de los cultivos de cobertura otoño invernales, sobre el rendimiento y acumulación

de N en maíz en el sudoeste bonaerense. *Ciencia del Suelo.* v 32(2).

- Sa Pereira, E. de; J Galantini; E Duval. 2017a. Use of a three-compartment model to evaluate the dynamics of cover crop residues. *Archives of Agronomy and Soil Science*, DOI: 10.1080/03650340.2017.1296137. To link to this article: <http://dx.doi.org/10.1080/03650340.2017.1296137>
 - Sa Pereira E. de; J. Galantini; E. Duval. 2017b. Decomposition from legume and non-legume crop residues: Effects on soil organic carbon fractions under controlled conditions. *SJSS. SPANISH JOURNAL OF SOIL SCIENCE YEAR 2017 VOLUME 7 ISSUE*: <https://sjss.universia.net/article/view/2529/descomposicion-restos-cultivos-leguminosas-leguminosas-efectos-fracciones-carbono-organico-suelo-condiciones-controladas>
 - Sá Pereira, E. de; J Galantini & A Quiroga. 2012. Sistemas de cultivos de cobertura de suelo de otoño invierno: sus efectos sobre la disponibilidad de agua. In: *Contribución de los cultivos de cobertura a la sustentabilidad de los sistemas de producción* (Eds. C. Alvarez, A Quiroga, D. Santos; M. Bodrero) INTA. págs. 76-82.
 - Scianca, C; C Álvarez; M Barraco; A Quiroga & P Zalba. 2008. Cultivos de cobertura en un Argiudol Típico del noroeste bonaerense. XXI Congreso de Argentino de la Ciencia del Suelo. Potrero de los Funes – San Luis.
 - Vanzolini, J; J Galantini & R Agamennoni. 2012. Cultivos de cobertura de Vicia villosa Roth. en el valle bonaerense del Río Colorado. In: *Contribución de los cultivos de cobertura a la sustentabilidad de los sistemas de producción* (Eds. C. Álvarez, A Quiroga, D. Santos; M. Bodrero) INTA. págs. 21-28.
 - Varela, M; M Barraco; A Gili; M Taboada & G Rubio. 2017. Biomass Decomposition and Phosphorus Release from Residues of Cover Crops under No-Tillage. <https://www.agronomy.org/> Vol. 109 N° 1, p. 317-326.
-

La presente obra tiene por objetivo contribuir a la “gestión del agua en los sistemas de producción” a partir del análisis y evaluación de indicadores físico hídrico de los suelos. Se ha considerado oportuno reunir a distintos especialistas del país con la finalidad de elaborar una guía/manual con ejes temáticos que ayuden a la interpretación de cada indicador, haciéndolo práctico y operativo para que pueda ser utilizado por profesionales y/o productores como herramienta en la elaboración de estrategias de manejo. Se ha considerado conveniente trabajar en 3 aspectos: reconocer, entender y evaluar e interpretar un indicador bajo cualquier situación de manejo y tipo de suelo.

1. Reconocer el indicador: hacer un desarrollo de la utilidad del mismo donde se muestre los antecedentes y en qué casos/situaciones se lo puede utilizar. Haciendo referencia a los principales grupos de trabajo en el tema.

2. Desarrollo y detalle de la metodología: realizar el desarrollo metodológico y las técnicas que pueden ser utilizadas para evaluar cada indicador: muestreo (cómo, dónde, cuándo, con qué frecuencia, cuántas repeticiones), metodología (campo, laboratorio), determinaciones complementarias que son necesarias. Por ejemplo al evaluar resistencia del suelo a la penetración será necesario determinar el contenido hídrico de cada estrato evaluado.

3. Interpretación de resultados: cada autor ha tratado de mostrar con datos propios, en base a su experiencia en el tema, como se puede procesar, analizar y presentar los datos obtenidos, haciendo referencia en la medida de lo posible a valores críticos o umbrales que faciliten la toma de decisiones.

ISBN 978-987-521-937-3



Ministerio de Agroindustria
Presidencia de la Nación