



**UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA**  
**FACULTAD DE CIENCIAS AGRARIAS Y FORESTALES**  
**CURSO MANEJO Y CONSERVACIÓN DE SUELOS**

**MATERIAL TEÓRICO**  
**INGENIERÍA FORESTAL**

**UNIDAD DIDÁCTICA B4**  
*Erosión Eólica*

**2018**



---

## INDICE

---

<b>INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>- 2 -</b>
<b>NATURALEZA DEL PROCESO Y FACTORES DESENCADENANTES .....</b>	<b>- 4 -</b>
<i>FACTOR VIENTO.....</i>	<i>- 5 -</i>
Iniciación del movimiento en el suelo.....	- 12 -
Tipos de movimiento .....	- 13 -
(i) Saltación.....	- 14 -
(ii) Rodadura o reptación .....	- 14 -
(iii) Suspensión .....	- 15 -
Abrasión .....	- 16 -
<b>ECUACIÓN DE EROSIÓN EÓLICA (WIND EROSION EQUATION, WEQ) .....</b>	<b>- 16 -</b>
<b>ECUACIÓN REVISADA DE EROSIÓN EÓLICA (REVISED WIND EROSION EQUATION, RWEQ) .....</b>	<b>- 21 -</b>
<i>FACTOR TIEMPO (WF) .....</i>	<i>- 23 -</i>
<i>FACTOR RUGOSIDAD (K).....</i>	<i>- 23 -</i>
<i>FRACCIÓN EROSIONABLE (EF) .....</i>	<i>- 23 -</i>
<i>FACTOR COSTRA (SCF).....</i>	<i>- 24 -</i>
<i>FACTOR COMBINADO DE CULTIVO (COG).....</i>	<i>- 24 -</i>
<b>CONTROL DE LA EROSIÓN EÓLICA .....</b>	<b>- 24 -</b>
<i>OBJETIVOS .....</i>	<i>- 24 -</i>
<i>MANEJO DE LA RUGOSIDAD.....</i>	<i>- 25 -</i>
<i>AUMENTO DE LOS AGREGADOS NO EROSIONABLES .....</i>	<i>- 27 -</i>
<i>MANEJO DE LA COBERTURA.....</i>	<i>- 27 -</i>
Cobertura muerta .....	- 27 -
Manejo de la cobertura viva .....	- 29 -
(i) Cultivos de cobertura.....	- 29 -
(ii) Barreras vegetales .....	- 30 -
<b>DUNAS .....</b>	<b>- 35 -</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>- 37 -</b>

## INTRODUCCIÓN

Las regiones áridas abarcan  $\frac{1}{4}$  de la superficie del mundo y son el hábitat de  $\frac{1}{6}$  de la población mundial (UNESCO, 2006). Sobre más de 110 países del mundo se cierne la amenaza de la desertificación. África, Asia y América Latina son las áreas del mundo donde este peligro es más grave.

Estas regiones, junto a las de características semiáridas y subhúmedas/secas, son susceptibles de padecer fenómenos de erosión eólica y hasta situaciones extremas de desertificación. Se trata de ecosistemas frágiles, en general con suelos de texturas gruesas, escaso contenido de materia orgánica a causa del reducido desarrollo de vegetación y por ende, baja estabilidad estructural. Por esta razón son susceptibles al rápido deterioro producido por sobrepastoreo, desforestación y otras prácticas de explotación no acordes a su capacidad productiva. Debido a la baja disponibilidad hídrica, suelen ser regadas y muchas veces salinizadas por este motivo.

Muchos de estos ecosistemas fueron cuna de grandes civilizaciones en el pasado, y su decadencia estuvo asociada a la pérdida de su capacidad productiva. El primer programa internacional de investigación sobre las zonas áridas se inició en UNESCO a principios de 1950. El trabajo fue abordado mediante un enfoque interdisciplinario basado en una visión de conjunto de los problemas de las tierras áridas y semiáridas, y sirvió de punto de partida para varios programas posteriores que llegan a la actualidad.

Si bien existe erosión eólica natural, también llamada geológica, la acción antrópica puede incrementar la tasa del proceso, denominándose entonces erosión acelerada. Se estima que cerca de un 30% de la superficie terrestre del planeta padece la problemática por acción fundamentalmente del hombre (Lal, 1991).

**La erosión eólica puede definirse como el proceso por el cual el material superficial de los suelos es removido, transportado por el viento en forma selectiva y depositado en otros sitios.**

Este proceso es prácticamente irreversible en escala de tiempo humano ya que produce la pérdida de los componentes texturales más finos, así como el contenido de materia orgánica y los nutrientes asociados a ella (Lyles & Tatarko, 1986; Buschiazzi & Taylor, 1993; Gabel, 1993). Paralelamente produce serios perjuicios en los lotes, o secciones de estos, donde se deposita el material, a veces tapando alambrados, bebederos, etc. Otros daños se trasladan a sitios aledaños. El material fino en suspensión causa problemas sanitarios de tipo respiratorio en centros poblados, interrupciones de caminos, colmatación de embalses, entre otros.

Las clases de erosión normalmente consideradas en los estudios de riesgo de erosión eólica o hídrica son las que se muestran en la Tabla 1 (FAO, 1979).

Tabla 1. Clasificación de la erosión (FAO, 1979).

CLASES	PÉRDIDA	PÉRDIDA
	$t\ ha^{-1}\ año^{-1}$	$mm\ ha^{-1}\ año^{-1}\ (*)$
Ausente o leve	< a 10	0,6
Moderada	10 – 50	6 – 3,3
Alta	50 – 200	3,3 - 13,3
Muy alta	Más de 200	> 13,3

(\*) considerándose una densidad del suelo de  $1,5\ g\ cm^{-3}$

Al igual que en el caso de la erosión hídrica, la erosión eólica puede ser natural y acelerada, cuando es propiciada por acciones antrópicas como las mencionadas en párrafos precedentes.

Cabe destacar que Argentina posee  $\frac{2}{3}$  de su superficie en condiciones aridez y semiaridez (Figura 1).

La superficie nacional afectada, según datos recientes, es de alrededor de 45 mill de hectáreas (Casas y Albarracín, 2015) y se distribuye según puede apreciarse en la Figura 2.

La evolución de este proceso, lejos de menguar en el tiempo se ha ido incrementando, según estimaciones llevadas a cabo por Casas y Albarracín (2001) (Figura 3).

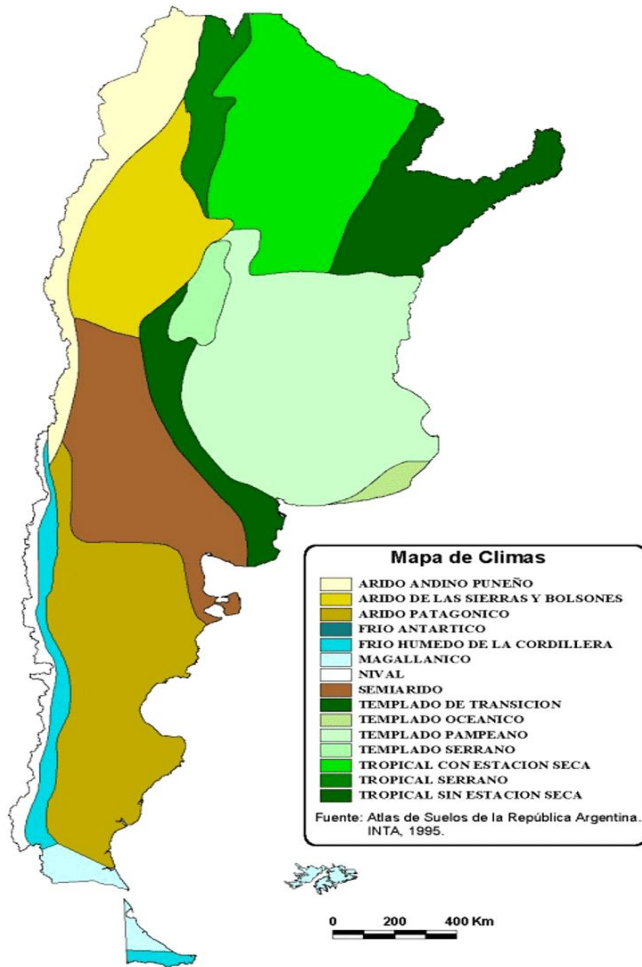


Figura 1. Mapas de regiones climáticas argentinas.

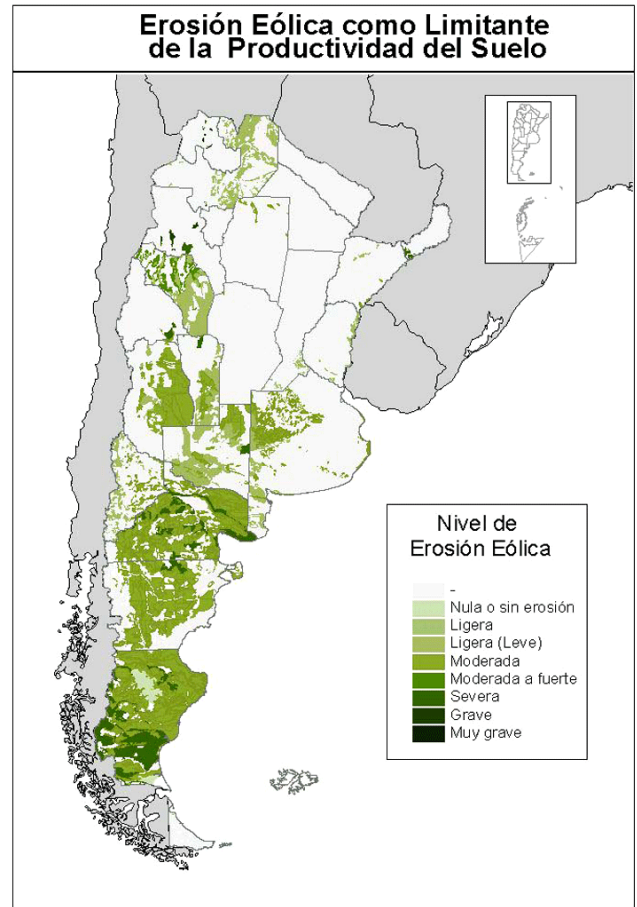


Figura 2. Niveles de erosión eólica en la República Argentina. 1996/97. SIAN (elaborado en base a datos de la Dirección de Conservación de Suelos, SAyDS y del Atlas de Suelos, INTA).

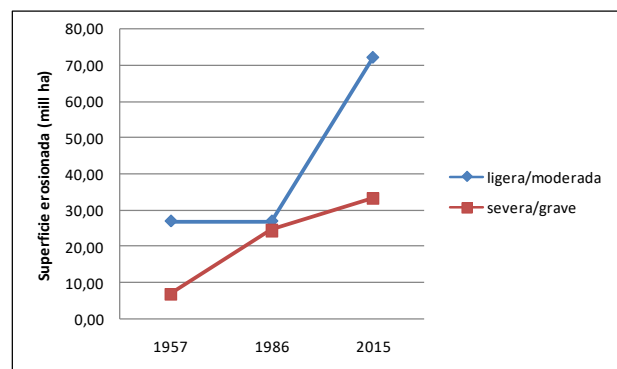
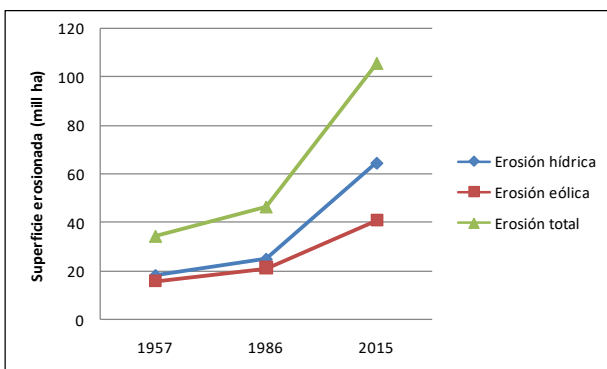


Figura 3. Evolución de las erosiones hídrica y eólica entre 1956 y 2015 (a) y nivel de afectación (b). (Extraído de Casas y Albarracín, 2015).

## NATURALEZA DEL PROCESO Y FACTORES DESENCADENANTES

En el proceso de erosión eólica se pueden distinguir 3 factores: uno activo constituido por el viento, uno intermediario representado por la naturaleza de la superficie y otro pasivo, el suelo (Figura 4).

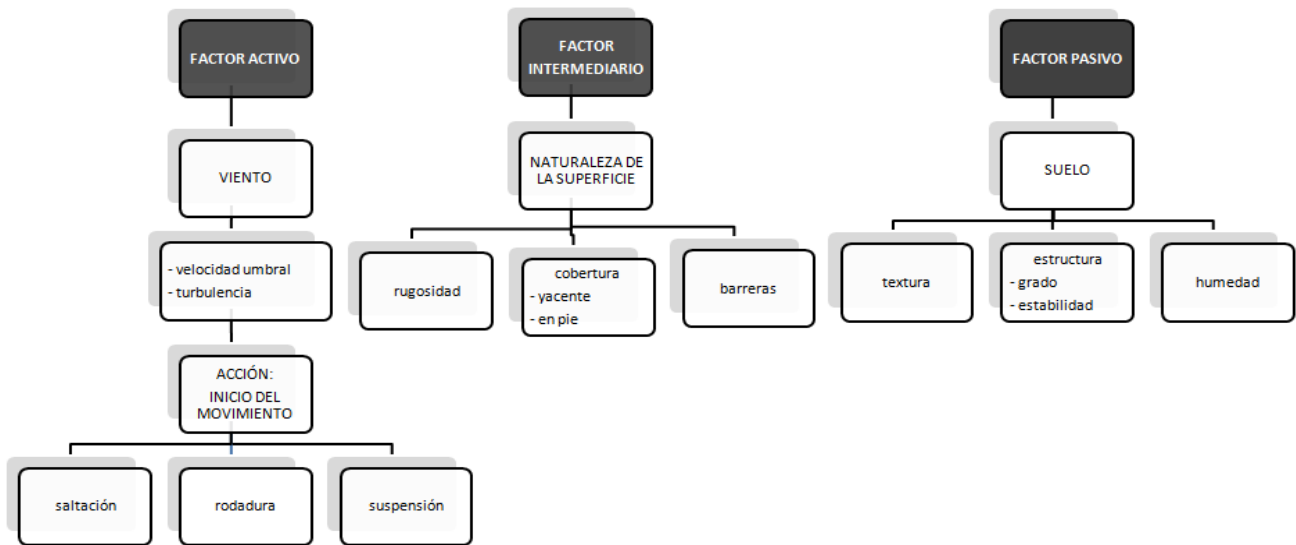


Figura 4. Aspectos destacados de los factores determinantes de la erosión eólica (viento, naturaleza de la superficie y suelo).

Como puede verse en el diagrama precedente, el viento es el agente iniciador del movimiento de las partículas. La capacidad de acción del viento está regulada por la naturaleza de la superficie. La rugosidad de los suelos desnudos o la cobertura vegetal modulan su acción hasta el punto de impedir la iniciación del movimiento. Paralelamente, las características de los suelos, su textura, grado de estructuración y estabilidad de la misma, por ejemplo debido a altos contenidos de materia orgánica, y el grado de humedad, le confieren al suelo mayor o menor capacidad de padecer la problemática.

La erosión se produce cuando las *fuerzas aerodinámicas desestabilizadoras* del viento superan las *fuerzas estáticas* que mantienen las partículas del suelo unidas entre sí e integradas a la superficie del suelo.

El viento ejerce 2 tipos de fuerzas sobre las partículas (Figura 5):

- de arrastre ( $F_a$ )
- de sustentación ( $F_s$ )

Por otro lado, el suelo opone sus propias fuerzas a la acción del viento:

- resistiva ( $F_r$ )
- peso de la partícula ( $F_p$ )

La resultante de estas fuerzas determinará la posibilidad y nivel de erosión producida. Si  $F_r > F_a$ , las partículas de suelo no se moverán, y viceversa.

La  $F_a$  del viento se debe a la diferencia de presión entre las diferentes zonas de la partícula y puede aproximarse a:

$$F_a = \frac{1}{2} \rho_a A_{tp} C_a V^2$$

Siendo:

$F_a$ : fuerza de arrastre

$\rho_a$ : densidad del aire

$A_{tp}$ : área transversal de la partícula

$C_a$ : coeficiente de arrastre

$V$ : velocidad del viento sobre la partícula

La  $F_r$  es:

$$F_r = \mu (F_p \cos \theta - F_a)$$

Siendo:

$\mu$ : coeficiente de fricción de Coulomb

$F_p$ : fuerza del peso de la partícula/agregado (depende de la diferencia entre la densidad de la partícula/agregado y del aire, y del diámetro de la partícula)

$\theta$ : ángulo de la partícula respecto de la horizontal.

La densidad de una partícula individual o agregado es la suma de las proporciones de sólido, aire y agua que lo componen, multiplicadas por sus respectivas densidades. Como la densidad del agua es > que la del aire, una partícula o agregado húmedo tienen densidad superior a la misma partícula o agregado seco. Por este motivo hace falta >  $F_a$  para mover un suelo húmedo que el mismo suelo seco.

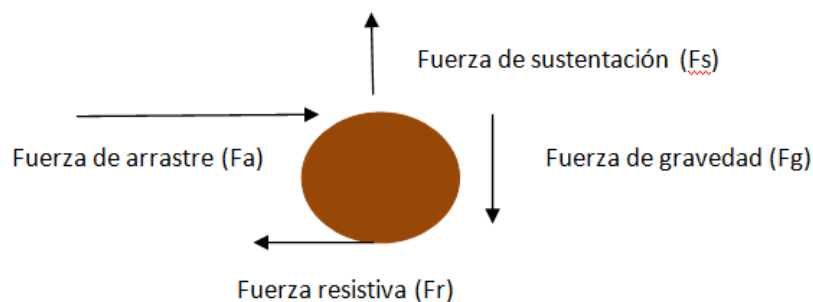


Figura 5. Fuerzas actuantes sobre la partícula de suelo ante la acción del viento.

En la rodadura, el viento produce diferencias de presión por encima y debajo de la partícula. Estas diferencias son mayores en la parte inferior cercana al suelo y esto provoca un movimiento adicional ascendente de la partícula (Fuerza de sustentación).

Para que se produzca erosión, la velocidad del viento ( $V$ ) debe superar una velocidad denominada umbral ( $V_{umb}$ ), velocidad definida cuando  $F_a > F_r$ , por lo que la  $V_{umb}$  depende de  $F_r$ , es decir del suelo.

## FACTOR VIENTO

El aire debe considerarse un *fluido* (fluido: sustancia que adopta el volumen del recipiente que la contiene), denominándose *flujo* al movimiento de los fluidos. De manera que el viento, es un fluido en movimiento y está regido por las leyes que describen este tipo de movimiento.

El movimiento del aire es producido por diferencias de presión. Estas pueden ocurrir en sentido vertical u horizontal. Las diferencias de presión en la vertical están casi siempre balanceadas por la fuerza de la gravedad, por lo que los movimientos verticales son débiles en la mayor parte de los casos. La diferencia de presión en sentido horizontal, denominada "gradiente horizontal de presión" produce sobre el aire una **fuerza** denominada de **presión ( $F_p$ )** que va desde lugares de alta presión a otros de menor presión. Las líneas que unen puntos de igual presión se denominan isobaras. Por lo tanto,  $F_p$  va desde isobaras de > valor a otras de < valor. Es así que la fuerza que pone en movimiento el aire ( $F_p$ ) puede describirse de la siguiente manera:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta n} = F_p$$

Siendo:

$p$ : presión

$\frac{\Delta p}{\Delta n}$ : es el gradiente de presión atmosférica en la horizontal, siendo  $\Delta n$  la distancia entre dos isobaras.

La Figura 6 ilustra estos conceptos.

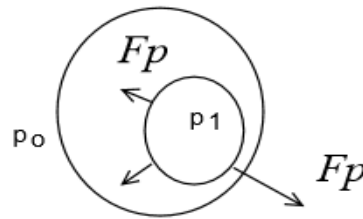


Figura 6. Fuerzas de gradiente de presión ( $F_p$ ) entre 2 isobaras ( $p_0$  y  $p_1$ ) en diferentes puntos.

Como puede apreciarse en la ecuación precedente, a mayor gradiente de presiones ( $\frac{\Delta p}{\Delta n}$ ) mayor  $F_p$  (donde se acercan las isobaras la flecha es más grande).

Una vez que el aire se pone en movimiento aparecen otras 3 fuerzas: la fuerza de fricción (**Ff**), que se origina por el roce del aire con las superficies sólidas, la fuerza de Coriolis producida por la rotación de la tierra y la fuerza centrífuga (**Fc**) cuando el aire tiene un recorrido curvilíneo.

Los movimientos de los fluidos puede ser de tipo laminar o turbulento. El flujo laminar es aquel que se produce en la dirección del movimiento principal. El principal movimiento de las partículas del suelo en el proceso de erosión eólica es causado por el flujo turbulento del aire en la superficie.

Una característica de los fluidos es la generación, a partir de cierta velocidad del flujo, de remolinos, constituidos por fluctuaciones en la velocidad y su recorrido caótico. A este tipo de movimiento se lo denomina **turbulencia**. La turbulencia se origina por efectos mecánicos y térmicos. El viento puede cambiar de dirección cuando un obstáculo interrumpe su flujo (rugosidad), es decir por un efecto mecánico. La turbulencia térmica se produce cuando el aire se calienta y en consecuencia tiende a ascender, disturbando otras capas de aire. La turbulencia contribuye al transporte vertical de las partículas. En el flujo turbulento hay desplazamiento en sentidos diferentes al movimiento principal del fluido. Esto tiene como consecuencia coaliciones dentro del fluido, lo que provoca desplazamiento de energía y cambio de direcciones.

A una misma fuerza de gradiente de presión ( $F_p$ ) cuanto más viscoso es el fluido, se moverá más lentamente. Este aspecto está descrito por el **coeficiente cinemático de velocidad ( $\eta$ )**. El **número de Reynolds (Re)** que tiene en consideración a " $\eta$ " es utilizado para describir diferentes aspectos de los flujos atmosféricos.

$$Re = \frac{U d}{\eta}$$

Siendo:

Re: número de Reynolds

U: velocidad

d: escala espacial

$\eta$ : coeficiente cinemático de velocidad (relacionado con la viscosidad)

Cuando Re es  $> 2.000$  el flujo se vuelve turbulento. Estos valores se encuentran en general por encima de los 0,5 mm de una superficie sólida.

El flujo turbulento es importante hasta aproximadamente 1.000 m de altura, luego se desarrolla la denominada capa de aire libre, donde las fuerzas que rigen el movimiento de este fluido son, fundamentalmente, las de Coriolis y centrífuga, mientras que la de fricción se hace nula. El viento con movimiento libre se denomina "viento geostático".

En la Figura 7 se ilustran estas capas donde existe influencia de fricción, por lo que en conjunto se denominan "capa de fricción".



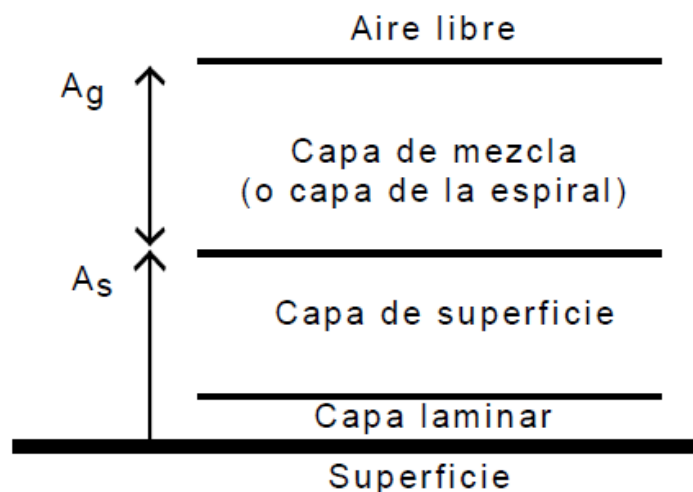


Figura 7. Capas atmosféricas por la sobre la superficie. La fuerza de fricción ( $F_f$ ) actúa hasta la capa de aire libre.  $A_s$  generalmente es  $< 100$  m.

La **capa laminar** está constituida por una capa de aire sobre la superficie. En ella las  $F_f$  son elevadas. A medida que se eleva la altura por sobre la superficie sólida,  $F_f$  disminuye. Esto se ilustra en la Figura 8.

El fenómeno puede imaginarse como una sucesión de finas capas por sobre una superficie sólida, c/u moviéndose en paralelo a dicha superficie. Una lámina muy fina de aire queda adherida a la superficie del suelo (velocidad=0) y por encima de ella, la velocidad de las otras láminas crece linealmente con la distancia al suelo.



Figura 8. Capa laminar. En ella la velocidad del aire es creciente por encima de la superficie del suelo. Sobre la superficie no hay velocidad del aire por efecto de adherencia del mismo sobre dicha superficie.

En la Figura 9 se ilustra el perfil de la velocidad del viento con la altura. Puede verse para el flujo laminar que en la capa más próxima al suelo hay aumento lineal de la velocidad con la altura. Superada la capa laminar, la función se hace asintótica. El movimiento turbulento tiene un crecimiento exponencial con la altura.

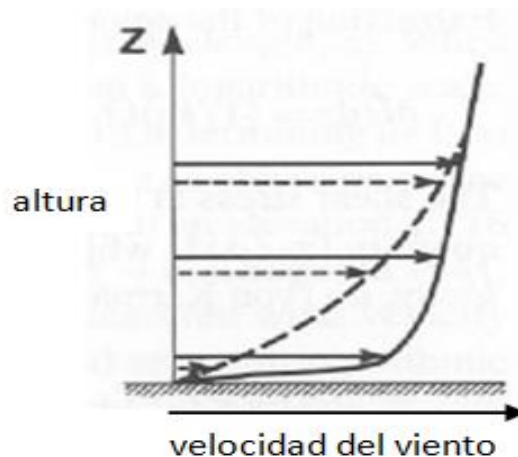


Figura 9. Perfil de la velocidad del viento en la capa límite para flujo laminar (trazado continuo) y turbulento (trazado discontinuo). (Extraído de Vidal Moreno, 2013).

La **capa de superficie** es la capa turbulenta más próxima al suelo y se desarrolla hasta alrededor de 20-100 m. En ella la velocidad del viento crece con la altura por disminución de la acción de fricción de la superficie.

La **velocidad umbral** se define como aquella velocidad que debe alcanzar el flujo aerodinámico para desencadenar el proceso de erosión eólica, es decir que  $F_a > F_r$  (Figura 5).

Analizando el comportamiento del viento se puede observar que la velocidad de éste aumenta con la altura, de manera exponencial. Este aumento se produce a diferentes alturas respecto de la superficie, en función de la rugosidad o vegetación que esta tuviera. Cuanto más rugoso, o con vegetación más alta y densa este cubierto el suelo, más elevada será la altura a partir de la cual se produce el aumento exponencial de la velocidad del viento (Figuras 10 y 11).

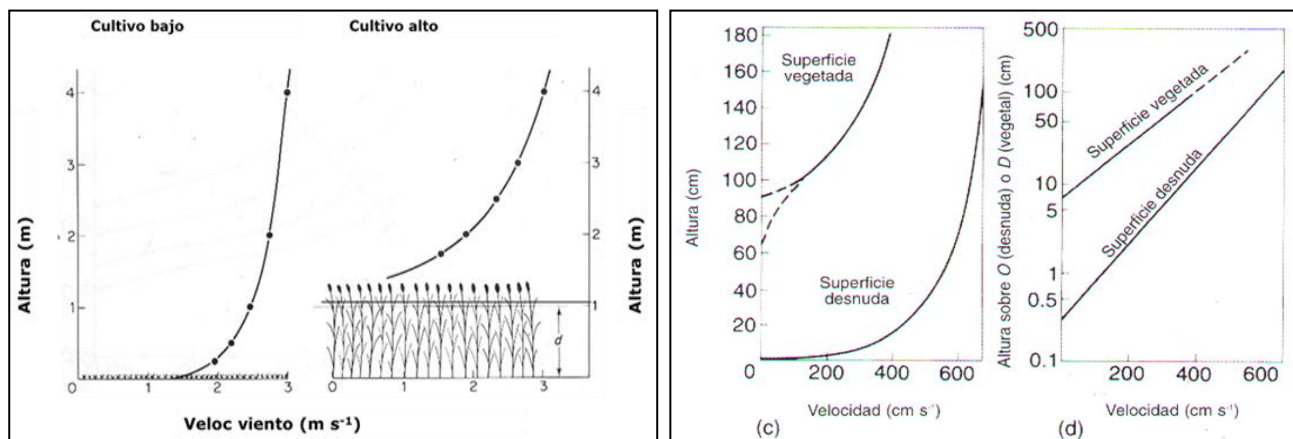


Figura 10. Relación entre altura de la rugosidad de la vegetación y la velocidad del viento.

Figura 11. Velocidad del viento ante una superficie vegetada y una superficie desnuda (Escala lineal (c) y logarítmica (d)).

En la Figura 10 (a) puede verse que la ausencia de vegetación provoca un aumento progresivo de la velocidad del viento prácticamente desde la superficie del suelo, por tratarse de una situación con escasa rugosidad. En la Figura 10 (b) se aprecia que dicho aumento ocurre a mayor altura, esta relacionada con la altura de la vegetación.

La velocidad del viento puede graficarse en escala lineal o, para simplificar la apreciación visual, en escala logarítmica. Esta escala transforma la curva en líneas rectas. Esto puede apreciarse en la Figura 11, donde se muestra la relación entre las 2 variables con una escala lineal sobre el eje de las ordenadas (esquema c) y sobre una escala logarítmica sobre dicho eje (esquema d). En ambos casos se observa el aumento de la velocidad del viento con la altura y el efecto de la vegetación.

En la Figura 12 se esquematizan estos conceptos.



Figura 12. Ubicación de  $Z_0$ ,  $Z_1$  y capa límite entre ambos.

**$Z_0$  (altura de rugosidad):** depende de la altura de la vegetación u otros rasgos de desigualdad superficial del suelo. Se toma como  $z_0$  una altura promedio de la rugosidad o vegetación si la hubiera. Es la altura de velocidad "0" del desplazamiento laminar. Por debajo de  $Z_0$  el "flujo es nulo o muy restringido", En la Figura 11(d) es la intercepción en la ordenada.

**Capa límite:** distancia entre  $Z_0$  y  $Z_1$ .

**$Z_1$ :** se encuentra a una altura "h" de  $Z_0$  y corresponde a un plano donde la velocidad del viento turbulento es igual a 0. A partir de allí aumenta logarítmicamente la velocidad de flujo turbulento. Por encima de  $Z_1$  el flujo es cada vez menos afectado por la rugosidad del suelo o la vegetación.

En la Tabla 2 se ilustran valores de  $Z_0$  para diferentes superficies según Wieringa et al (2001).

Tabla 2. Alturas de rugosidades ( $Z_0$ ) en diferentes situaciones (Wieringa et al; 2001).

Superficie	$Z_0(m)$	Rasgos del paisaje
acuática	0,0002	Aguas abiertas (mar, lago, embalse, nieve sobre terreno plano, desiertos, concreto. Varios kilómetros sin obstáculos desde el sitio de medición del viento.
suave	0,005	Superficie sin obstáculo notable y sin vegetación: playas, hielos, pantanos
abierto	0,03	Terreno llano con gramíneas o muy poca vegetación. Obstáculos aislados con separación de al menos 50 veces la altura h.
aproximadamente abierto	0,10	Área cultivada o natural con cobertura vegetal baja. Obstáculos ocasionales (edificaciones o árboles) con distancia de al menos 20 veces h.
rugoso	0,25	Área cultivada o natural con cobertura vegetal alta. Obstáculos porosos escasos separados 12-15 veces h, o con objetos sólidos (edificaciones) distanciados de 8-12 h.
muy rugoso	0,5	Zona de cultivos intensos con obstáculos en grupo (granjas, bosques) separados por 8h. Plantaciones frutales, bosques jóvenes, zonas urbanas de baja altura y sin árboles altos.
obstáculos separados	1,0	Zonas con obstáculos altos de altura similar y separación de igual distancia que la altura, como bosques adultos y zonas urbanas densas
caótico	2,0	Centros de ciudades con edificación de diversa altura, bosques de altura irregular y zonas deforestadas

Si bien la velocidad media del viento a una altura  $z$  ( $V_z$ ), es la única medición practicable de la fuerza del viento, estudios realizados en túneles de viento y en el campo, intentaron modelizar la magnitud, intensidad y escala de la turbulencia utilizando un anemómetro de esfuerzo.

Las conclusiones mostraron la variedad de condiciones que pueden experimentarse para la misma velocidad de viento media ( $V_z$ ) y, por lo tanto, la limitación de utilizar esta velocidad para describir la condición del viento al iniciarse el movimiento de las partículas.

Para la mayor parte de los trabajos de conservación, es suficiente relacionar el desprendimiento de partículas del suelo por el viento con un valor crítico de la velocidad de rozamiento (o de fricción, de arrastre o cortante), utilizándolo como una medida que sustituye a la fuerza de arrastre ejercida por el flujo como se muestra en la siguiente ecuación:

$$U = \frac{2,3}{K} \times \frac{V_z}{\log\left(\frac{z}{z_1}\right)}$$

Donde:

$U$  ( $cm\ seg^{-1}$ ): corresponde a la velocidad de rozamiento (también llamada velocidad de arrastre, fricción o de corte) que incrementa la velocidad del viento por encima de una superficie áspera

$K$ : constante universal de von Karman para flujo turbulento

(se considera igual a 0,4 para fluidos claros, de manera que  $2,3/k = 5,75$ )

$Z$  ( $cm$ ): altura a la que se mide la velocidad del viento ( $V_z$ )

$Z_1$  ( $cm$ ): plano donde la velocidad es nula

La ecuación 1 expresa el perfil de velocidad media hacia adelante de un viento en condiciones turbulentas hasta aproximadamente 1,5 m por encima de la superficie del suelo. El término **log (z/z<sub>1</sub>)**, expresa que las velocidades del viento son más bajas cerca de la superficie y aumentan logarítmicamente con las alturas relativas de  $z$  y  $z_1$ .

La velocidad de rozamiento ( $U$ ) es directamente proporcional al incremento de la velocidad del viento ( $V_z$ ) según el logaritmo de la altura y es, por lo tanto, la pendiente de la recta cuando se representa a la altura en escala logarítmica (Figura 11).

El valor de  $U$  se puede determinar midiendo la velocidad del viento en dos alturas aunque, en la práctica, al asumir que la velocidad turbulenta es nula en  $Z_1$ , puede obtenerse midiendo la velocidad a una altura y aplicando la fórmula.

De Oro y Buschiazzo (2006) estimaron una velocidad umbral de  $6,7\ m\ s^{-1}$  para los suelos Haplustoles énticos de la región semiárida pampeana.

Goldberg y Weiss (2004) usaron el modelo de Chepil (1945) que se basa en la textura superficial para establecer la velocidad umbral de la Prov. de Buenos Aires, y luego corrigieron ese valor para llevarlo a 10 m de altura. Los datos de suelo fueron tomados del mapa de suelos de la provincia (1:500.000) (SAGPyA/INTA, 1989). Los resultados pueden verse en la Tabla 3.

Tabla 3. Velocidad de viento umbral a 10 m de altura en función de la textura del suelo (Goldberg y Weiss; 2004).

Tipo de suelo	Velocidad umbral (m/s)
Arcilloso pesado	8,82
Arcilloso	8,30
Franco-arcillo-limoso	7,74
Franco-arcilloso	7,60
Franco	7,28
Franco liviano	7,34
Franco-arenoso-fino	8,10

En la Figura 13 se ilustra la distribución espacial de dicha velocidad umbral y en la Figura 14 el logaritmo del índice de riesgo climático (IRM), transformación que facilita la interpretación de la escala del índice de riesgo climático (IR). Dicho índice se calculó según Brizuela y Aguirre (1989), utilizando los datos de velocidad del viento del Servicio Meteorológico Nacional (161/1970; 1971/1980), para suelo seco y desnudo.

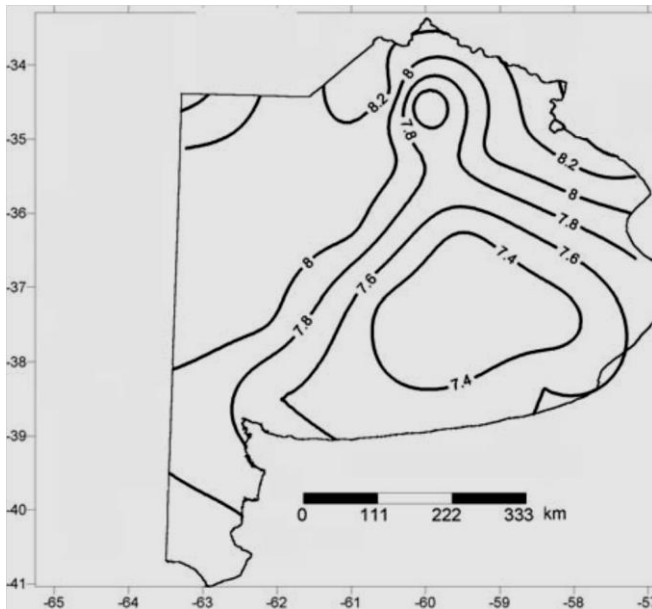


Figura 13. Distribución espacial de la velocidad del viento umbral a 10 m de altura en la Pcia. de Buenos Aires (Goldberg y Weiss; 2004).

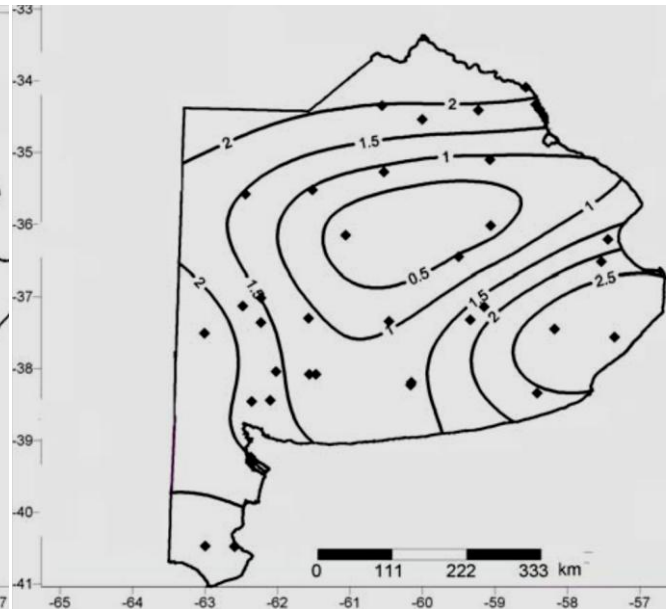


Figura 14. Distribución espacial del Índice de riesgo climático (IRM) de la Pcia. de Buenos Aires (Goldberg y Weiss; 2004).

Como puede verse la velocidad umbral se ranguea para la provincia, entre  $7,4$  y  $8,2 \text{ m s}^{-1}$ .

El IRM debe interpretarse en forma relativa. Los autores advierten, sin embargo, que si bien el IRM sigue el mismo patrón que la velocidad del viento, otros aspectos inciden en la gráfica, como por ejemplo en el NE, la resistencia a la erosión de los suelos de tipo Argiudol. Los altos valores del S se deben a la velocidad del viento, y en el NO, con suelos de tipo Hapludol, se conjuga la velocidad del viento y la baja velocidad umbral de esta taxa. Como Chepil (1945) no contempló el contenido de materia orgánica en la determinación de velocidad umbral, los datos de IRM del SE bonaerense podría estar sobresetimados, ya que sus valores de materia orgánica elevarían considerablemente la velocidad umbral.

En la Figura 15 se puede observar que la velocidad del viento aumenta conforme aumenta la altura. Es importante destacar que estos gradientes de ascenso son logarítmicos, si se trazara la recta de estas funciones obtendríamos distintas pendientes para los distintos tipos de superficie, obteniendo mayores pendientes en terrenos más descampados.

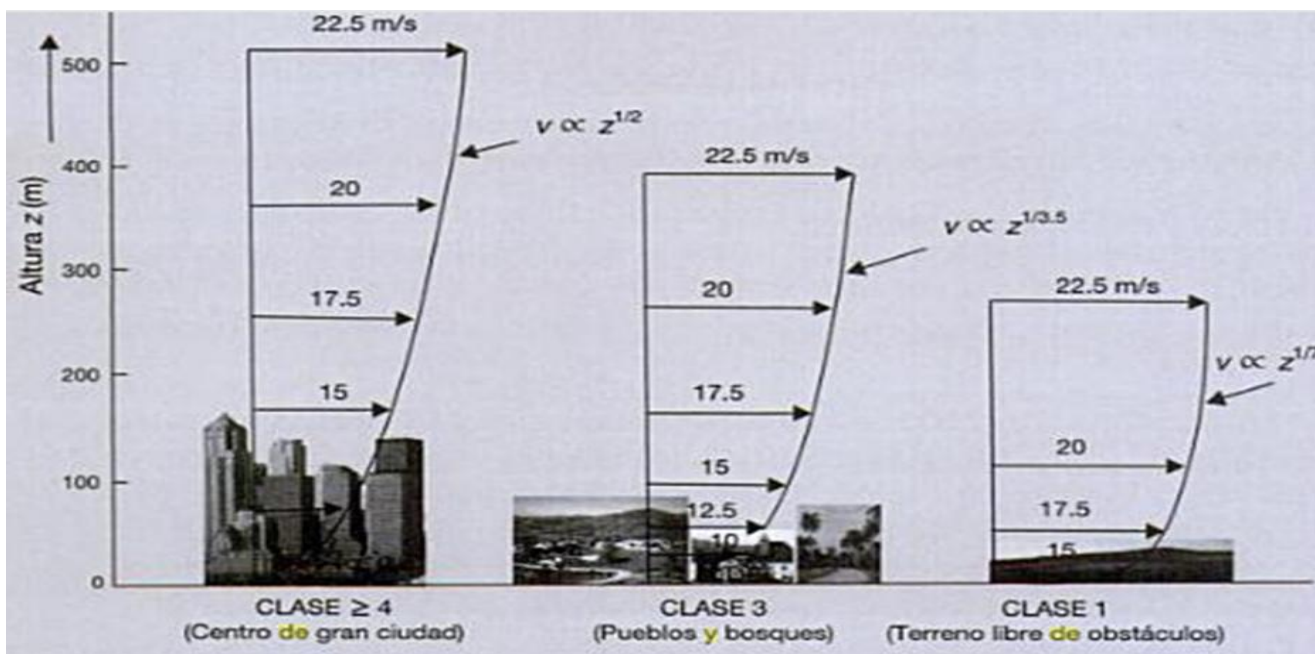


Figura 15. Distintos perfiles verticales de la velocidad del viento para diferentes clases de rugosidad del terreno.

### Iniciación del movimiento en el suelo

Puede producirse por:

- ✓ Por presión directa del viento
- ✓ Por impacto de las partículas que se mueven por saltación a lo largo de la superficie del suelo.



Figura 16. Esquema de la trayectoria del viento sobre una superficie con partículas pequeñas (a) que no sobresalen de la capa de aire laminar y partículas grandes (b) que si lo hacen y quedan sometidas a flujo turbulento (García Salmeron, 1967)

La partículas pequeñas (Figura 16, a) al no sobresalir de la corriente laminar, de baja velocidad, no pueden ser arrastradas, mientras que las grandes (Figura 16, b) al estar en contacto con el flujo turbulento de mayor velocidad, si son arrastradas y puestas en movimiento.

Paralelamente, Bagnold (1937) identificó dos velocidades umbrales para iniciar el movimiento de los granos. La estática o **velocidad umbral del flujo** correspondiente a la acción directa del viento y, la dinámica, o **velocidad umbral de impacto** por el bombardeo del suelo por los granos ya puestos en movimiento. No solo las partículas comenzarán a moverse por acción directa del viento, sino que otras partículas en movimiento al caer “bombardearán” el suelo y transferirán energía a aquellas que permanecían quietas. Esta velocidad de umbral de impacto es aproximadamente el 80% de las velocidades umbrales necesarias para la acción directa del viento, poniendo de manifiesto su poder erosivo. Además del desprendimiento de partículas de suelo a una velocidad umbral menor, el desprendimiento potencial debido al aire cargado de sedimentos, aumenta hasta en un 14%, por incremento de la velocidad de rozamiento, o cortante, del viento en las proximidades de la superficie del terreno, es decir el efecto de la

velocidad del fluido se eleva al sumarse el efecto cortante de los granos sustentados en el aire (Figura 17). En esta Figura puede verse que, además, la velocidad cortante cambia con el tamaño de las partículas. Cuando estas son muy pequeñas  $U$  es alta debido a los efectos de agregación, que las hace resistir al desprendimiento. También será alta con partículas grandes y muy pesadas, pues requeriría de vientos de alta velocidad. De manera que las partículas medias son las que requieren la menor velocidad cortante ( $U$ ) para iniciar el proceso.

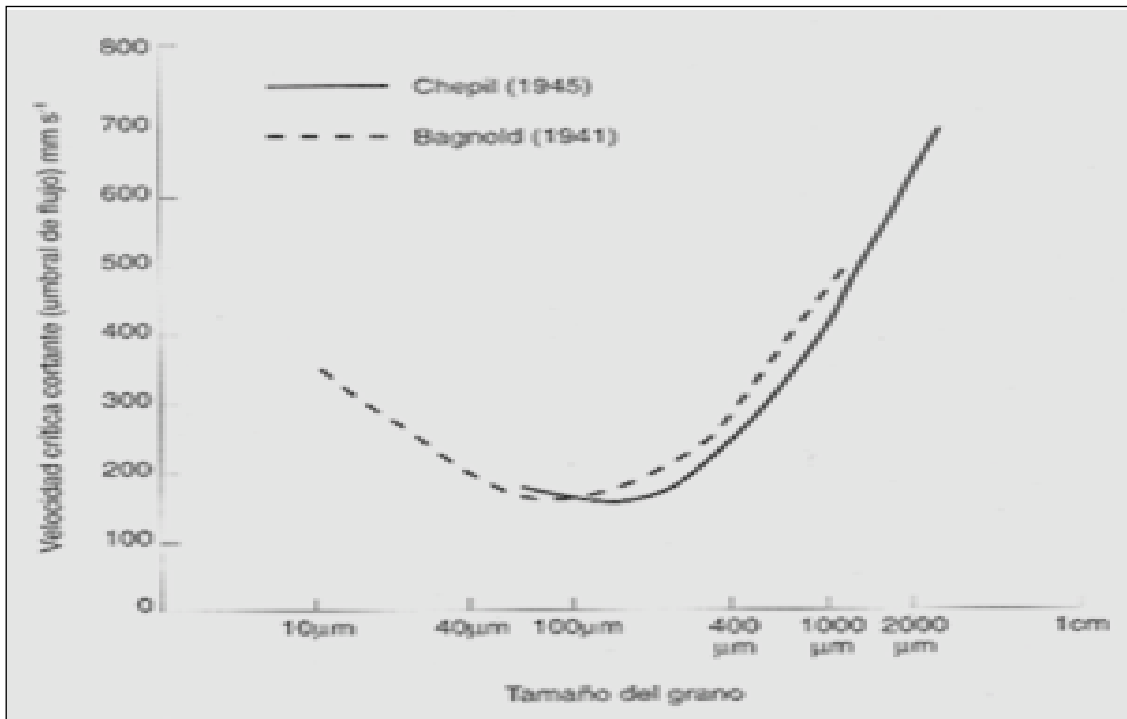


Figura 17. Relación de la velocidad umbral de impacto y tamaño de las partículas

## Tipos de movimiento

De acuerdo al diámetro de las partículas se pueden producir 3 tipos de movimiento (Figura 18):

- rodadura
- saltación
- suspensión

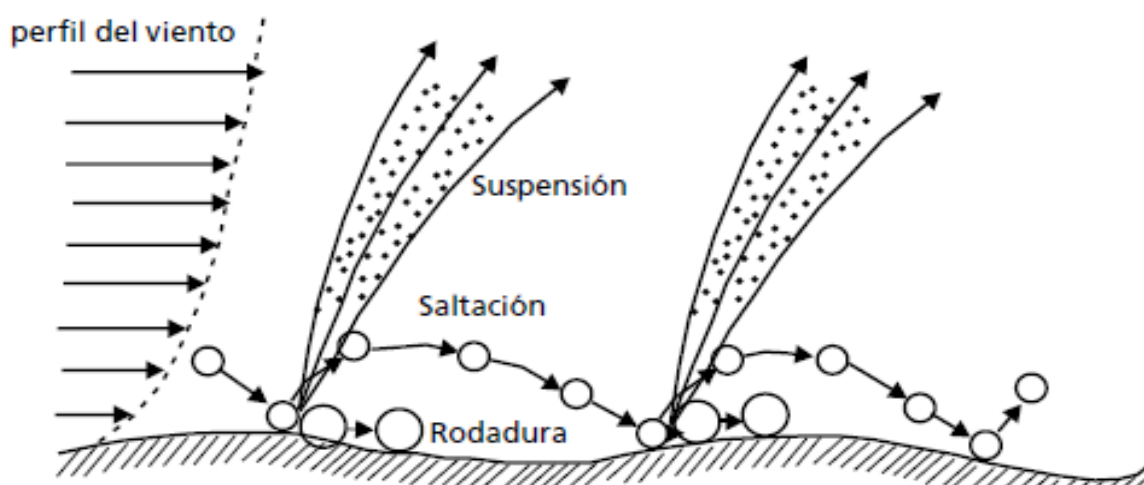


Figura 18. Perfil del viento y movimientos de las partículas en el proceso de erosión eólica.

**(i) Saltación**

Las partículas afectadas por este movimiento son las comprendidas entre **100 y 500  $\mu\text{m}$**  y este tipo de movimiento constituye el **75%** del causado en la erosión eólica. Si las partículas son menores a este tamaño se ubicarán debajo de la capa límite, con flujo laminar del viento, por lo tanto no se moverán. Si son mayores y por lo tanto muy pesadas, el viento no podrá levantarlas y sólo podrá hacerlas rodar. Es así que partículas con el tamaño dentro del rango citado, expuestas al movimiento turbulento del viento, entrarán en saltación.

El movimiento de saltación tiene una trayectoria como la que se ilustra en la Figura 19.

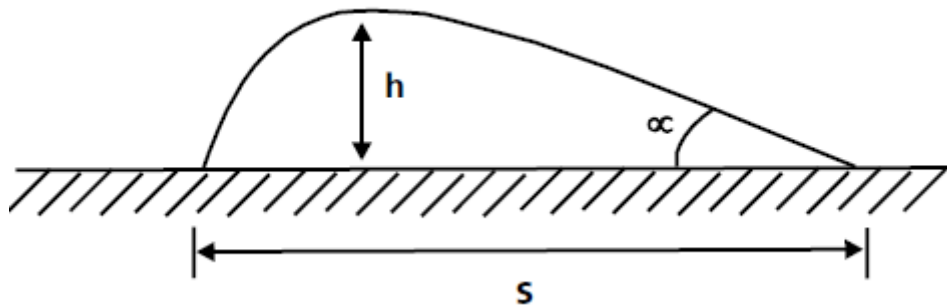


Figura 19. Trayectoria de una partícula en saltación.

La fuerza de sustentación ascendente eleva la partícula con un ángulo prácticamente de 75 a 90°. Alcanzada la altura máxima, cae con un ángulo de 6-12°, luego de una cierta trayectoria. La altura y la trayectoria dependen del tamaño y peso del grano.

En general, 60% del material se moviliza por saltación a una altura menor a 5 cm, 39% a una altura menor a 30 cm y sólo un 1% supera el metro de altura. La distancia recorrida varía entre 12 a 25 veces la altura máxima alcanzada (Cooke et al, 1993).

Cuando la partícula cae puede rebotar, deformar o destruir agregados superficiales o poner en movimiento otras partículas, como lo ilustra la Figura 20.

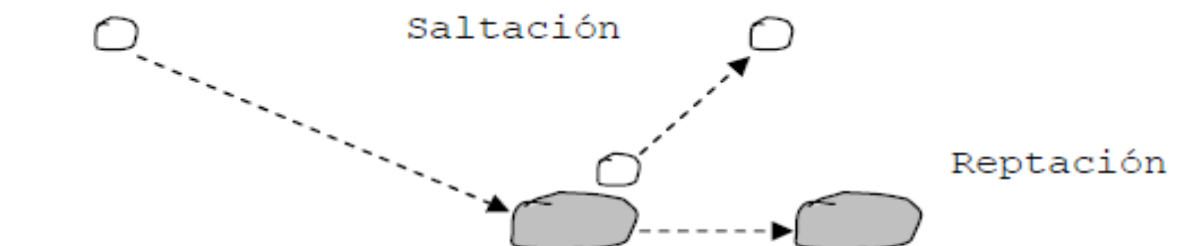


Figura 20. Efecto de partículas en saltación que impactan sobre otras que son puestas de esta manera en movimiento.

**(ii) Rodadura o reptación**

Las partículas grandes, con un diámetro **> a 500  $\mu\text{m}$**  se movilizan de esta manera, debido a que el viento no suele tener la capacidad de elevarlas a causa del peso de las mismas. Entre un **5-25%** de las partículas se transportan por rodadura (Chepil, 1945). Estas partículas, sin embargo, también pueden producir por abrasión de agregados superficiales, otras partículas menores, que en tal situación se pueden poner en movimiento.



**(iii) Suspensión**

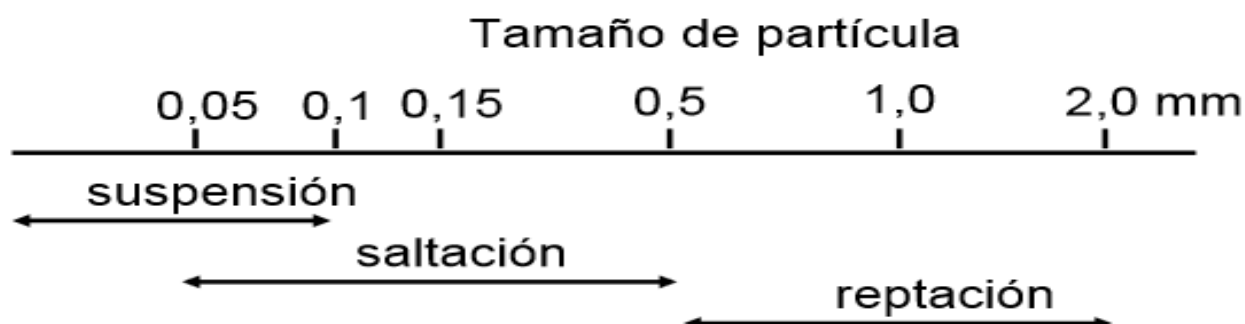
Es el transporte por elevación en el aire de partículas pequeñas ( $< 100 \mu\text{m}$ ). El movimiento se inicia por el impacto de otras partículas movilizadas por saltación sobre la superficie del suelo. El transporte de las partículas movilizadas por suspensión puede alcanzar algunos km de altura y varios km de distancia, en ciertas situaciones centenares de km. Si la turbulencia del viento es suficientemente elevada, las partículas transportadas de esta forma pueden llegar a formar tormentas de polvo, comunes en ámbitos áridos o semiáridos. En general, aproximadamente un **3 a un 40%** de las partículas son transportadas en suspensión (Chepil, 1945).

Estos diferentes movimientos causados por el viento, producen una remoción selectiva de partículas del suelo. Buschiazzo y Taylor (1993) comprobaron que el viento produce un transporte diferencial de partículas, las livianas como el cuarzo, según los autores, se perdieron en mayor proporción que otros minerales más pesados. Lo mismo ocurre con partículas más pequeñas o ricas en materia orgánica, debido, en este último caso a su menor densidad. De manera que los perjuicios causados por la erosión eólica pueden ser aún mayores que lo que indicaría la mera pérdida de una masa de suelo. Por este motivo, es común encontrar cambios texturales y pérdida selectiva de minerales conteniendo P (Buschiazzo et al, 1999). Este fenómeno puede estar potenciado dado que un suelo con menor cantidad de materia orgánica es más susceptible a la erosión por disminuir la capacidad de estructuración y su estabilidad, paralelamente cuanto más grueso se torne el suelo, menor será la capacidad de mejorar el contenido de materia orgánica, potenciándose y tornando irreversible al proceso.

Las principales características de los tipos de movimientos en erosión eólica se resumen en la Tabla 4.

Tabla 4. Mecanismos de erosión eólica y sus principales características.

	<b>Diámetro de partícula</b>	<b>Clasificación granulométrica</b>	<b>% de movimiento</b>
<b>SUSPENSIÓN</b>	2 a 100 $\mu\text{m}$	Arcilla-Limos finos Limos gruesos – Arena medio fina	3 - 40
<b>SALTACIÓN</b>	100 a 500 $\mu\text{m}$	Arena fina- Arena media	50 - 75
<b>RODAMIENTO</b>	500 a 1000 $\mu\text{m}$	Arena gruesa – Arena medio gruesa	5 - 25



El depósito posterior de las partículas se produce:

- ✓ al disminuir el gradiente de velocidad
- ✓ cuando la velocidad del viento cae por debajo del umbral (debido a setos, cultivos y presencia de material edáfico no erosionable)
- ✓ cuando las partículas pasan por depresiones o crestas de la superficie
- ✓ las partículas más gruesas se depositan cerca del barlovento del terreno y las más finas más a sotavento. A medida que pasa el tiempo, los residuos superficiales a barlovento se hacen más gruesos y se forma un pavimento protector. Así, el área de eliminación emigra viento arriba dejando una superficie estabilizada. En muchos trabajos realizados sobre cambios texturales de suelos que sufrieron la acción del viento, se verifica pérdida de limo y arcilla, con el consiguiente aumento relativo de la arena. Acompañando los cambios texturales, se detectan cambios en la vegetación.
- ✓ después de una lluvia

### Abrasión

Otro fenómeno que ocurre en el proceso de erosión eólica es la abrasión de materiales edáficos, entre otros, por impacto de partículas puestas en movimiento por la propia erosión. La susceptibilidad a la abrasión de un material puede definirse como la masa de ese material afectada por unidad de masa de partículas que impactan sobre el mismo. Los trabajos de Hagen (1984) indican que el factor de abrasión “w” está definido por una relación del siguiente tipo:

$$w = f(Va, \alpha, da, St, Sa, \rho a) \quad (2)$$

donde:

*Va* = velocidad media de las partículas impactantes.

$\alpha$  = ángulo de impacto de esas partículas con el plano de la superficie.

*da* = diámetro medio de las partículas abrasivas.

*St* y *Sa* = la estabilidad mecánica de las partículas abrasivas y de la superficie afectada, respectivamente.

$\rho a$  = densidad de la partícula abrasiva

Este fenómeno, muy manifiesto en sitios como el Valle de la Luna en San Juan o en el Talampaya de La Rioja, es también responsable de la modificación del tamaño de los agregados superficiales y posteriores eventos de erosión eólica.

---

## ECUACIÓN DE EROSIÓN EÓLICA (WIND EROSION EQUATION, WEQ)

---

La WEQ, desarrollada por Woodruff y Siddoway (1965), es un modelo empírico que permite estimar tasas anuales de pérdidas de suelo causados por erosión eólica. De la misma manera, permite determinar, por ejemplo, la necesidad de ciertas prácticas de manejo para lograr una pérdida tolerable de suelo. A título de ejemplo, la cantidad de cobertura vegetal necesaria, el establecimiento de un ancho de faja adecuado para el control de la erosión o la comparación de la eficacia de prácticas alternativas, son utilidades que puede prestar este algoritmo. Sin embargo, las relaciones matemáticas y los coeficientes utilizados en la WEQ son complejos. Más recientemente el empleo de programas y software específicos agilizaron su instrumentación.

$$E = f(I, K, C, L, V) \quad (3)$$

donde:

*E* : erosión potencial ( $t \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ )

*I* : índice de erosionabilidad del suelo ( $t \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ )

*K* : factor de rugosidad.

*C* : factor climático local.

*L* : longitud del terreno en la dirección prevaeciente de los vientos (m)

*V* : el equivalente de cobertura de vegetación ( $kg \text{ ha}^{-1}$ )

El modelo original fue mejorado por Skidmore et al. (1970) y Skidmore (1987). Si bien la WEQ ha significado un progreso para comprender la erosión eólica, cuenta con algunas limitaciones. Entre ellas puede citarse que sólo permite realizar estimaciones anuales y no para determinadas tormentas, considera valores únicos para variables del suelo muy dinámicas, como humedad, y no tiene en cuenta otras, como la formación de costras superficiales.

El **factor I** es la máxima erosión que puede sufrir un suelo desnudo, no encostrado y definido por límites no erosionables. Los valores originales fueron obtenidos en mediciones a campo cerca de Garden City, Kansas, en la década del 50. Los autores encontraron que I está correlacionado con la cantidad de agregados mayores a 0,84 mm de diámetro de la capa superficial del suelo, a los que llamaron agregados no-erosionables y expresaron en porcentaje (AGG). Los agregados > a 0,84 mm son resistentes al transporte debido a la mayor fuerza necesaria para arrastrarlos, mientras que los < a 0,02 mm son resistentes al desprendimiento debido al predominio de arcillas y, consecuentemente, elevadas fuerzas de cohesión que los hacen más estables. Características de tamaño, forma, densidad y estabilidad de los agregados y terrones, son variables que regulan la erosionabilidad del suelo. La cantidad de este tipo de agregados se determina por tamizado. Es así que I se calcula de la siguiente manera:

$$I = 525 \times 2,718^{(-0,04 \text{ AGG})} \quad (4)$$

donde:

*I*: índice de erosionabilidad del suelo ( $t \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ )

*AGG*: agregados no erosionable (%)

Las costras formadas por impacto de la gota de lluvia son susceptibles de acciones abrasivas, pero resisten mejor la posibilidad de que las partículas sean removidas por el aire.

El estado y estabilidad de las unidades estructurales, responsables de la erosionabilidad de los suelos, dependen a su vez de los contenidos de humedad (Chepil, 1956), del material orgánico y de los microorganismos y sus productos de descomposición, de cementantes inorgánicos, de la textura del suelo y de la naturaleza de la fracción coloidal (Chepil, 1953).

El agua del suelo tiende a mantener unidas las partículas por tensión superficial y generación de meniscos. Paralelamente, debido a su dipolaridad eléctrica, su molécula se adsorbe sobre las partículas coloidales (arcillas, materia orgánica). Es por ello que la erosionabilidad disminuye con el aumento del agua del suelo, especialmente a succiones menores a punto de marchitez permanente (PMP, 15 at).

Otro fenómeno asociado es la relación entre el humedecimiento del suelo y la ruptura de agregados, ya que ello, conduce a individualizar las partículas y las haría más susceptibles a la erosión eólica. Cuando un suelo seco se humedece rápidamente, el aire entrampado aumenta de presión y tiene a romper los agregados, en cambio si un suelo está ya húmedo y llueve, la ruptura será menor al disminuir este proceso de compresión de los gases. Igualmente las labranzas en condiciones de sequedad tienden a pulverizar el suelo y de esta manera lo torna más propenso a la problemática erosiva.

Los contenidos de  $\text{CaCO}_3$  y la materia orgánica incrementan la proporción de los agregados estables > a 0.84 mm de diámetro (Chepil, 1954), los que no pueden ser transportados por el viento (Chepil, 1945). Un suelo con abundancia de limos y arenas finas a muy finas incrementa apreciablemente su erosionabilidad.

El **factor K** se refiere a la rugosidad natural o artificial de la superficie del suelo, expresado en términos de alturas de las crestas. Este factor no depende solamente de la altura de la cresta sino también de su naturaleza y frecuencia lateral (Chepil y Milne, 1941).

Zingg y Woodruff (1951) estimaron la rugosidad de las crestas ( $K_r$ ) de la siguiente manera:

$$K_r = 4 \frac{H^2}{S} \quad (5)$$

Donde:

*K<sub>r</sub>*: rugosidad de las crestas

*H*: altura de la rugosidad (mm)

*S*: distanciamiento de la rugosidad (mm)

Luego el factor rugosidad ( $K$ ) es calculado como sigue:

$$K = 0,34 + \frac{12}{Kr+18} + 6,2 \times 10^{-6} \times Kr^2 \quad (6)$$

Skidmore (1983) desarrolló una tabla para diferentes valores de H y S (Tabla 5).

Tabla 5. Factor K según espaciamiento y altura de surcos (Skidmore, 1983).

Espaciamiento entre surcos (cm)	Altura de surcos (cm)											
	2,5	5	7,5	10	12,5	15	17,5	20	22,5	25	27,5	
2,5	0,5	0,8										
5	0,5	0,8	0,8									
10	0,6	0,5	0,7	0,8								
15	0,7	0,5	0,6	0,8								
20	0,8	0,5	0,5	0,6	0,8							
25	0,8	0,6	0,5	0,6	0,8							
30	0,9	0,6	0,5	0,5	0,7	0,8						
35	0,9	0,6	0,5	0,5	0,6	0,8						
40	0,9	0,6	0,5	0,5	0,6	0,7	0,8					
45	0,9	0,7	0,5	0,5	0,5	0,6	0,8					
50	0,9	0,7	0,5	0,5	0,5	0,6	0,8					
55	0,9	0,7	0,6	0,5	0,5	0,6	0,7	0,8				
60	0,9	0,7	0,6	0,5	0,5	0,6	0,7	0,8				
65	0,9	0,8	0,6	0,5	0,5	0,5	0,6	0,8				
70	0,9	0,8	0,6	0,5	0,5	0,5	0,6	0,7	0,8			
75	0,9	0,8	0,6	0,5	0,5	0,5	0,6	0,7	0,8			
80	1	0,8	0,6	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,8			
85	1	0,8	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,7	0,8		
90	1	0,8	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,7	0,8		
95	1	0,8	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,7	0,8		
100	1	0,8	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,7	0,8		
105	1	0,9	0,7	0,6	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,7	0,8	
110	1	0,9	0,7	0,6	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,7	0,8	
115	1	0,9	0,7	0,6	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,7	0,8	
120	1	0,9	0,7	0,6	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,7	0,8	

El efecto de la rugosidad respecto a la erosividad del viento fue estudiado en laboratorio mediante túneles de viento y a campo (Zingg, 1953, citado por Fryrear et al, 1998). Las crestas de 5.1 y 10.2 cm de altura disminuyen la erosionabilidad del suelo por entrapamiento de las partículas y la disminución de la velocidad del viento que ellas provocan (Arnbrust et al, 1964).

La rugosidad de la superficie del suelo reduce el movimiento de partículas por viento en un 90 %, siempre que el suelo no sea de textura gruesa o de grano simple (Fryrear, 1990).

El **factor C** define las condiciones del clima de una localidad standard de Kansas (Garden City), y puede ser determinado para cualquier localidad teniendo en cuenta los factores climáticos velocidad de viento, precipitación y evapotranspiración, entre otros.

Woodruff y Siddoway (1965) y Skidmore (1986) propusieron el cálculo de C de la siguiente manera:

$$C = \frac{1}{100} \sum_{i=1}^{12} U^3 \times \left( \frac{ET P_i - P_i}{ET P_i} \right) \times d \quad (7)$$

Donde:

*U*: velocidad media mensual del viento a 2 m de altura ( $m s^{-1}$ )

*ET P<sub>i</sub>*: evaporación mensual (mm)

*P<sub>i</sub>*: precipitación mensual (mm)

*d*: número de días en el mes

En la Guía de TP se utilizará la ecuación de Chepil et al. (1963) para el cálculo de C, que es la siguiente:

$$C = 3,86 (U^3/PE^2)$$

*C* = *C* anual (adimensional)

*U* = velocidad media anual del viento (m/seg)

*PE* = precipitación efectiva anual (mm)

El empleo de estas ecuaciones arroja valores de C que pueden ser utilizados en la WEQ.

Panbianco y Buschiazzo (2008) y Buschiazzo y Zobeck (2008) trabajando con ecuaciones modificadas de la WEQ (ver más adelante) encontraron adecuado la siguiente ecuación para estimar el factor C en la Región Semiárida Pampeana (nótese que los valores del factor C son de diferente magnitud según la ecuación que se utilice (WEQ, RWEQ)):

$$C = 386 \left[ \frac{U^3}{\left( \frac{\frac{P}{2,54}}{1,8 T + 32} \right)^{\frac{10}{9}}} \right] \quad (8)$$

Donde:

*U*: velocidad del viento media anual a 10 m de altura ( $m s^{-1}$ )

*P*: precipitación mensual acumulada (mm)

*T*: temperatura media mensual ( $^{\circ}C$ )

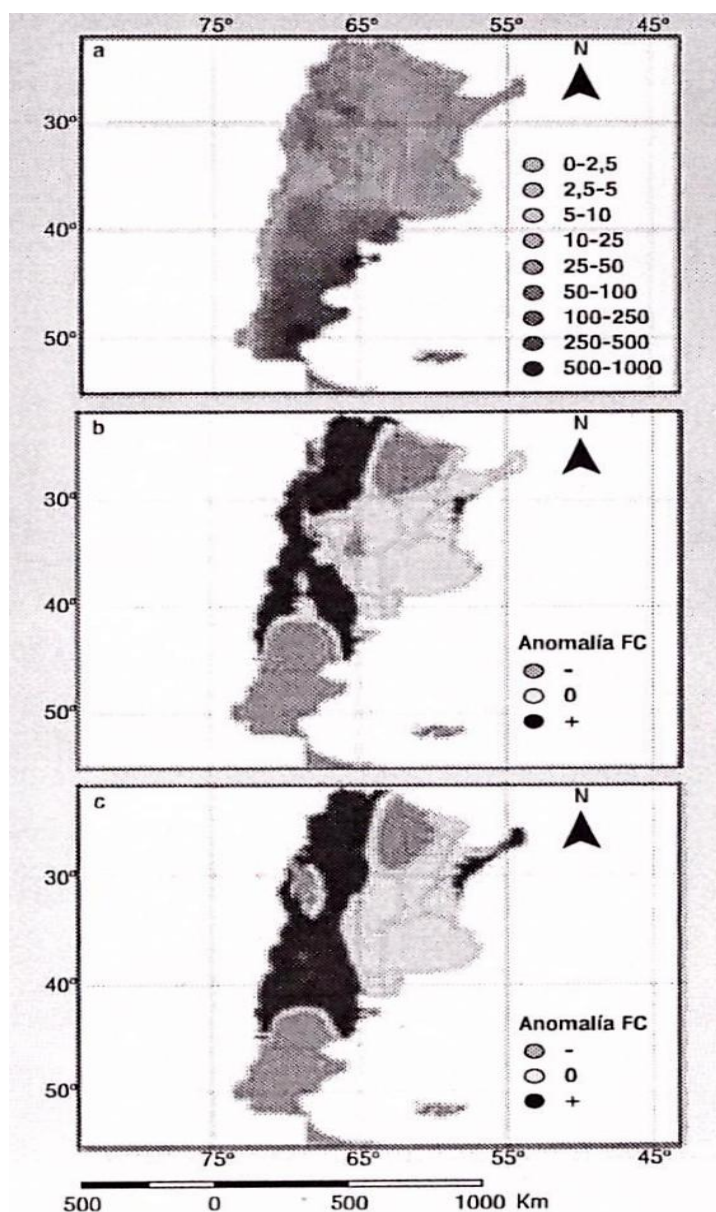


Figura 21. Factor C correspondiente a la EWEQ a) período 1950-2000, b) anomalías estimadas para 2030 y 2050 debidas al cambio climático (Modelo UKMO, HAdCM3) (Buschiazzo, Panebianco y Colazo, 2014).

Como puede verse en la Figura 21 el valor del factor C en la mayor parte de la Pampa Húmeda y la Mesopotamia es cercano a 0 en el período 1950-2000 (Buschiazzo et al, 2014). Esto se debe a la combinación de altas precipitaciones (> 750 mm anuales) y bajas velocidades del viento (< 10 m/s). La región central del país presenta valores medios (10-25). Los valores más altos de C se observan en la región occidental del país, coincidiendo con el clima árido, en especial Patagonia y NOA, principalmente Chubut y Santa Cruz debido a los fuertes vientos. En general el factor C se incrementa de E a O debido a la disminución de la precipitación, y de N a S debido al aumento de la velocidad del viento. Sin embargo, debido a las proyecciones de mayor precipitación por el cambio climático, el valor medio de C para el país que fue de 69,7 en el período 1950-2000, se estima en 40,7 para 2030 y 50,6 para 2050, en este último caso revirtiendo la tendencia debido al aumento de la temperatura. Sin embargo, estos valores promedios son engañosos desde el punto de vista del manejo predial, pues existen regiones donde se espera un aumento del valor de C, principalmente la región O centro-N del país, justamente por el incremento de las temperaturas. Otro aspecto relevante es que la región con alto riesgo potencial (> 100 t/ha año) en el período 1950-2000, no se prevé que presente reducciones. Estos cálculos fueron hechos con tendencias medias, sin embargo la presencia de eventos extremos, puede agravar la situación.

El **factor V** es el equivalente de cobertura de vegetación. Se usa como parámetro de referencia la paja de pequeños granos. Lyles y Allison (1981) lo calcularon de la siguiente manera:

$$SGe = aRw^b \quad (9)$$

Donde:

*SGe*: equivalente paja de pequeños granos ( $kg \ ha^{-1}$ )

*a* y *b*: constantes (Tabla 6)

*Rw*: cantidad de residuos expresada de paja de pequeños granos ( $kg \ ha^{-1}$ )

Tabla 6. Coeficientes para el cálculo de SGe (Lyles y Allison, 1981).

Cultivo	Orientación	a	b
Algodón	masa	0,077	1,168
	surco	0,188	1,145
Maíz silo	surco	0,299	1,135
Soja	surco	0,167	1,553
	masa	0,016	1,173
Trigo	masa	7,279	0,782
	surco	4,306	0,970

A posteriori del cálculo de *c/u* de los factores se estima la pérdida potencial (*E*) a través de 2 ecuaciones (Schwab et al, 1993):

1) Si el producto de *I K C L* es  $> 5,5 \times 10^6$

$$E = 2,718^{\left(\frac{-v}{4500}\right)} \times \left(I \times K \times \frac{c}{100}\right) \quad (10)$$

2) Si el producto de *I K C L* es  $< 5,5 \times 10^6$

$$E = 2,718^{\left(\frac{-v}{4500}\right)} \times \left(I^{1,87} \times K^2 \times \left(\frac{c}{100}\right)^{1,3} \times L^{0,3}\right) \quad (11)$$

---

## ECUACIÓN REVISADA DE EROSIÓN EÓLICA (REVISED WIND EROSION EQUATION, RWEQ)

---

(Fyrear et al, 1998).

El Agricultural Research Service de los EEUU desarrolló una Ecuación Revisada de Erosión Eólica (RWEQ). La RWEQ salva las limitaciones de la WEQ (predicciones anuales, baja precisión en función de las variables relacionadas con el manejo, particularmente cobertura con residuos y canopeo).

Las propiedades usadas en la RWEQ para caracterizar los suelos pueden dividirse en dos amplios rangos:

a) propiedades intrínsecas: que son más o menos estáticas y que cambian muy lentamente a través del tiempo (Ej: materia orgánica, proporción de arcillas).

b) propiedades temporales dinámicas: que cambian rápidamente en respuesta al manejo o influencias climáticas. (Ej: densidad aparente, distribución de agregados).

Esta ecuación permite estimar las pérdidas diarias debidas a la erosión eólica, como así también la variabilidad a campo en tiempo y espacio definidos. Dentro del **submodelo manejo** de la RWEQ, se tienen en cuenta tipo de labranzas, cambios en las condiciones superficiales del suelo y niveles de residuos luego de la práctica. También se evalúa el tamaño, forma y orientación del potrero, la vegetación y las barreras. En la Tabla 7 se listan los conceptos tenidos en cuenta en la RWEQ.

Tabla 7. Elementos considerados en la ecuación RWEQ y variables utilizadas para su cálculo.

	FACTOR	CARACTERÍSTICA
<b>CLIMÁTICO</b>	Velocidad del viento	
	Dirección del viento	
	Temperatura media del aire	(Tº máx y mín diarias)
	Radiación solar	Valores acumulados por período
	Precipitaciones	Valor total por período
<b>SUELO</b>	Fracción erosionable	< 0,84 mm, f(textura, materia orgánica, CaCO <sub>3</sub> )
	Factor de encostramiento	f(arcilla)
	Humedad	f(ETP, precipitación, tiempo)
	Rugosidad	
	Congelamiento/derretimiento	
<b>TERRENO</b>		Forma rectangular o circular
<b>IRRIGACIÓN</b>		
<b>CULTIVO</b>	Residuos planos	f(cobertura y descomposición)
	Residuos erectos	f(silueta)
	Canopeo	f(plantas emergentes)
	Barreras eólicas	f(densidad y altura)

Dentro del **modelo suelo** se tienen en cuenta propiedades como porcentajes de arena, limo y arcilla, carbono orgánico, carbonato de calcio y superficie del suelo con rocas y otros parámetros como la fracción erosionable, costra del suelo y rugosidad.

Mediante el **submodelo tiempo** se considera la magnitud y la dirección del viento, la densidad del aire, las temperaturas máximas y mínimas del aire, la radiación solar, los días de lluvia e intensidad de las precipitaciones (Zobeck, 1991).

La RWEQ estima el transporte de masa de suelo mediante la siguiente ecuación:

$$b(x) \left( \frac{dQ(x)}{dx} \right) + Q(x) - Q_{\max}(x) + S_r(x) = 0 \quad (12)$$

Donde:

$b(x)$ : longitud del terreno (m)

$Q_x$ : cantidad máxima de suelo transportado a la longitud  $x$  del terreno, hacia abajo y a una altura de 2 m ( $\text{kg m}^{-1}$ )

$Q_{\max}$ : es la máxima cantidad de transporte sobre la superficie del terreno ( $\text{kg m}^{-1}$ )

$x$ : longitud total del potrero (m)

$S_r$ : coeficiente de retención superficial

Si se asume que  $Q_{\max}$  y  $b$  son constantes en el terreno, se puede utilizar la siguiente ecuación:

$$Q_x = Q_{\max} \left[ 1 - e^{-\left(\frac{x}{s}\right)^2} \right] \quad (13)$$

$$Q_{\max} = 109,85 (WF \times K \times EF \times SCF \times COG)$$

$$s = 150,71 (WF \times EF \times SCF \times K \times COG)^{-0,3711}$$

Siendo:

$WF$ : factor tiempo

$K$ : factor rugosidad

$EF$ : fracción erosionable

$SCF$ : factor costra

$COG$ : factor combinado de cultivo



**FACTOR TIEMPO (WF)**

$$WF = Wf \frac{\rho}{g} (SW)SD \quad (14)$$

Siendo:

$$Wf = \frac{W}{500} Nd \quad (15)$$

$$SW = \frac{ETp - (R+1) \frac{Rd}{Nd}}{ETp} \quad (16)$$

$$ETp = 0,0162 \left( \frac{SR}{58,5} \right) (DT + 17,8) \quad (17) \text{ (Samani y Pessarakli, 1986)}$$

$$W = \sum_{i=1}^{i=n} U_2 (U_2 - U_t)^2 \quad (18)$$

Donde:

Wf: factor viento ( $m^3 s^{-3}$ )W: valor viento ( $m^3 s^{-3}$ )

Nd: número de días en el período de estudio

SW: factor humedad del suelo

ETp: potencial relativo de evapotranspiración (mm)

Rd: número de días lluviosos o de riego

R: cantidad de lluvia (mm)

I: infiltración acumulada (mm)

SR: radiación acumulada para el período de estudio ( $cal\ cm^{-2}$ )DT: temperatura promedio ( $^{\circ}C$ ) $U_2$ : velocidad del viento a 2 m ( $m\ s^{-1}$ ) $U_t$ : velocidad del viento a 2 m (se asume igual a  $5m\ s^{-1}$ )

La humedad del suelo (SW) incrementa la resistencia del mismo a la erosión. Cuando llueve o se aplica riego, el factor humedad es 0 y por lo tanto no hay erosión en ese período, caso contrario el factor vale 1.

**FACTOR RUGOSIDAD (K)**

(Fryrear et al, 1998)

$$K = \exp^{1,86KrRc - 2,41KrRc^{0,934}} - 0,124Crr \quad (19)$$

$$Rc = 1 - 3,2 \times 10^{-4} A^2 + 2,58 \times 10^{-6} A^3 \quad (20)$$

$$Crr = 17,46 RR^{0,738} \quad (21)$$

Donde:

Rc: ángulo de incidencia del viento (0: perpendicular; 90: paralelo)

RR: índice de rugosidad (Allmaras et al, 1966)

**FRACCIÓN EROSIONABLE (EF)**

$$EF = \frac{29,09 + 0,31Sa + 0,17Si + 0,33 \frac{Sa}{Cl} - 2,59SOM - 0,95CaCO_3}{100} \quad (22)$$

Donde:

Sa: contenido de arena (%)

Si: contenido de limo (%)

Sa/Cl: relación entre el contenido de arena y arcilla

SOM: contenido de materia orgánica del suelo (%)

CaCO<sub>3</sub>: carbonato de calcio (%)

**FACTOR COSTRA (SCF)**

$$SCF = \frac{1}{1+0,0066arcilla^2+0,21SOM^2} \quad (23)$$

El contenido de arcilla puede oscilar entre 5,0 y 39,3 %. El de materia orgánica entre 0,32 y 4,74%.

Cuando las lluvias acumuladas son superiores a 12 mm, arcilla < 5% o después de una labranza, SCF=1.

**FACTOR COMBINADO DE CULTIVO (COG)**

Este factor simula el efecto de la canopia, su silueta, la presencia de residuos rectos y yacentes.

$$COG = SLRf \times SLRs \times SLRc \quad (24)$$

$$SLRf = \exp(-0,0438SC)$$

$$SLRs = \exp(-0,0344SA)$$

$$SLRc = \exp(-5,614(cc^{0,7366}))$$

Donde:

*SLRf*: coeficiente de pérdida de suelo con cobertura de residuos planos (si hay cobertura rocosa se adicionará acá)

*SC*: superficie del suelo cubierto con residuos planos

*SLRs*: coeficiente de pérdida de suelo teniendo en cuenta la silueta de las plantas

*SA*: área de la silueta de una planta multiplicada por su densidad referida a 1 m<sup>2</sup>, diámetro y altura en cm.

*SLRc*: coeficiente de pérdida de suelo teniendo en cuenta el canopeo del cultivo en crecimiento

*cc*: fracción de la superficie del suelo cubierta por el cultivo

Finalmente la pérdida promedio de suelo (SL ( kg m<sup>-2</sup>)) para una longitud "x" se calcula como:

$$SL = \frac{Q_{max}}{x} \quad (25)$$

**CONTROL DE LA EROSIÓN EÓLICA****OBJETIVOS**

- Protección del suelo contra los impactos erosivos del viento (Cobertura, rugosidad y presencia de agregados no erosionables)
- Reducción de la velocidad del viento y captación de las partículas arrastradas entre las barreras superficiales o a sotavento de éstas.

(Aclaración: sotavento: dirección hacia adonde va el viento; barlovento: dirección desde donde viene el viento)

En la Figura 22 puede verse un esquema de los objetivos perseguidos y las prácticas para lograrlos, a los fines del control de la erosión eólica.

Las medidas agronómicas utilizan la vegetación para proteger el suelo frente a la erosión. El manejo del suelo, se relaciona con las formas de prepararlo para favorecer el desarrollo vegetal y con la mejora de su estructura para que sea más resistente a la erosión. Los métodos mecánicos o físicos, frecuentemente relacionados con aspectos de ingeniería, incluyen desde la modificación de la topografía (cortavientos) hasta el encauzamiento del aire.

Las medidas agronómicas, combinadas con un buen manejo del suelo, pueden influir sobre las fases de **desprendimiento** y **transporte**, mientras que los métodos mecánicos son efectivos para controlar la fase de **transporte** pero tienen escasa actuación en la fase de **desprendimiento**.

Generalmente, se da preferencia a las medidas agronómicas ya que resultan menos costosas y permiten en forma directa reducir los impactos del agente activo (viento). Además, pueden ajustarse más fácilmente a los sistemas agrícolas existentes.

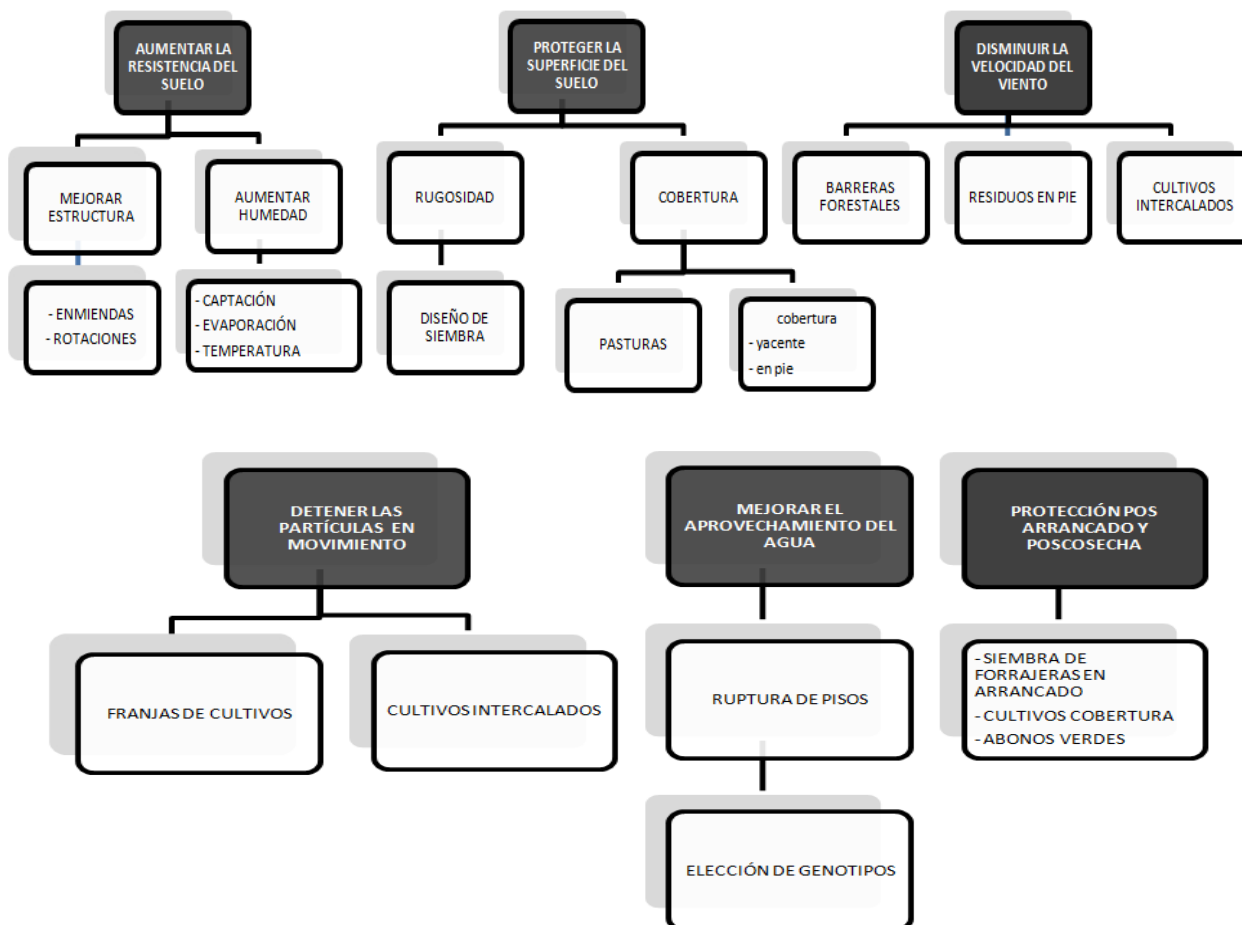


Figura 22. Fundamentos de las tecnologías para el control de la erosión eólica (Adaptado de Cantero et. al. 2010).

## MANEJO DE LA RUGOSIDAD

A continuación se mencionan una serie de prácticas que tienden a elevar la rugosidad con el fin de aumentar la altura de  $Z_1$  (Figura 23).

- crear lomos y surcos (óptimo entre 5 y 10 cm): los implementos de labranza producen caballones que elevan la velocidad umbral para iniciar el movimiento y depresiones que actúan atrapando el suelo
- crear terrones en superficie: en el caso de labranzas de emergencia (control puntual en suelos de texturas gruesas y sin cobertura), se logra cuando agregados subsuperficiales de mayor tamaño, son traídos a la superficie. normalmente para realizar este tipo de labranzas, se utilizan cindeles separados a 1 m en suelos de textura media a fina y cindeles con rejas en suelos de textura más gruesa
- dejar el mayor grado de cobertura vegetal posible, ya que habrá menos contacto del suelo con el viento a la velocidad umbral
- usar sistemas de labranza que dejen mayor cantidad de rastrojo que los sistemas convencionales (labranza reducida, mínima o siembra directa), para aumentar el grado de protección vegetal y de la rugosidad
- tender a aumentar la altura de la vegetación viva o muerta (> rugosidad), porque así se elevará el plano  $Z_0$
- densidad (cultivos densos o en hilera), los cultivos densos protegen el suelo más que los cultivos en hileras ya que brindan más superficie protegida
- crear protección de las superficies lisas o desnudas por impacto directo del viento (barreras o abrigos).

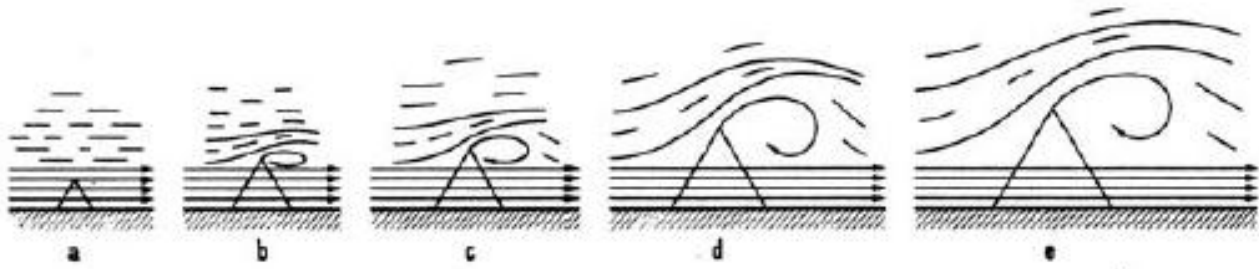


Figura 23. Efecto de la rugosidad de la superficie del suelo sobre la erosividad del viento (García Salmerón, 1967).

Existen 2 tipos de rugosidades que se generan por labores mecánicas:

- Rugosidad no orientada
- Rugosidad orientada

La rugosidad no orientada (Figura 24), es aquella donde las labores dan como resultado una distribución aleatoria de los elementos estructurales del suelo (agregados y terrones), en cambio la rugosidad orientada o en surcos (Figura 25), es aquella trazada en dirección perpendicular a los vientos dominantes. En este último caso, el control de la erosión eólica se logra a través de la altura de los camellones y de la distancia entre ellos.

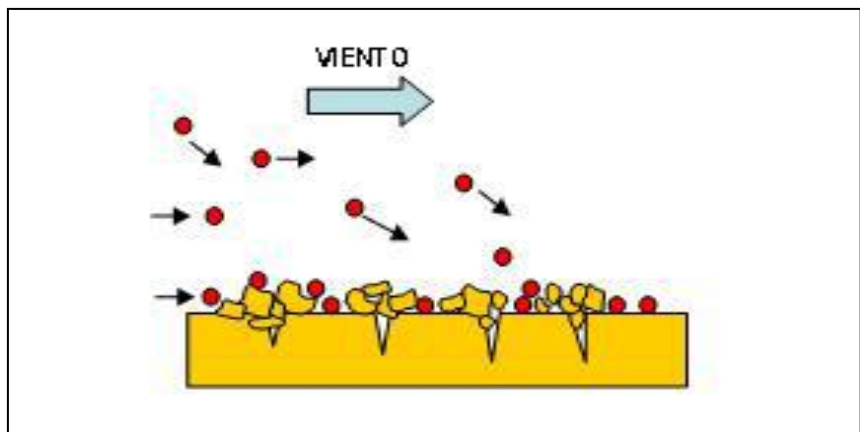


Figura 24. Rugosidad no orientada para detener la erosión eólica (Viale, 2011)

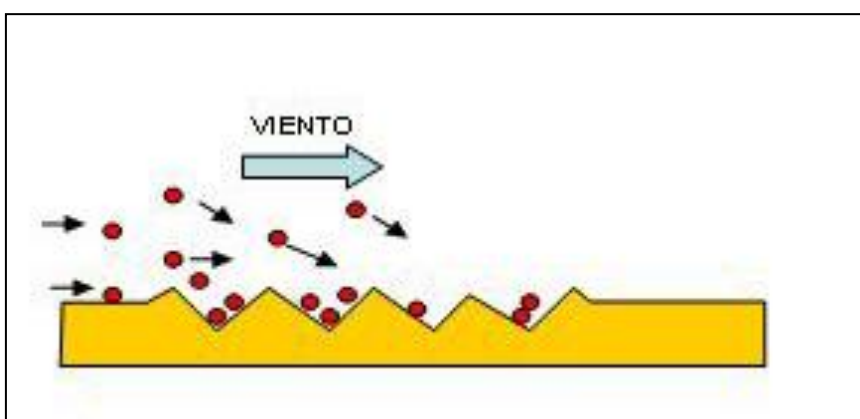


Figura 25. Rugosidad por orientada o por surcos para detener la erosión eólica (Viale, 2011)

Cuando se construyen camellones de 5 a 10 cm de altura, ubicados de forma perpendicular a la dirección del viento, éstos reducen el movimiento de las partículas hasta un 90 % siempre que no se trate de un suelo de textura gruesa o grano suelto (Viale, 2011).

Las herramientas que pueden utilizarse y que se nombran a modo de ejemplo son aporcadores, cinceles, subsoladores y se pueden usar sembradoras de surcos profundos de sistemas lister. Es importante aclarar que con el crecimiento del uso del sistema siembra directa, el uso de este tipo de implementos en la actualidad no es muy frecuente.

Para generar la rugosidad no solo importa la orientación y altura de los surcos, sino también los agregados que se forman en dichos surcos. En este sentido es importante no pulverizar demasiado el suelo. Es muy común en zonas susceptibles a la erosión eólica el uso de rolos pesados que atentarán contra las medidas de control de la erosión eólica por la ruptura de los agregados. En el momento de planificar las labranzas habrá que tener en cuenta que el suelo no se encuentre desnudo la mayor parte del tiempo, y sobre todo en aquellos momentos del año en que los vientos son más frecuentes, como también las condiciones en donde el suelo posea menos humedad.

Cantero et al (2010) afirman que los elementos rugosos de la superficie, que no sean erosionables, desplazan hacia arriba de la superficie del suelo el plano de velocidad cero ( $Z_0$ ), retienen parte de las partículas en movimiento y además el viento se distribuye entre los elementos de rugosidad, disminuyendo su velocidad con parte del movimiento en flujo laminar y por lo tanto con menor erosividad del viento.

### ***AUMENTO DE LOS AGREGADOS NO EROSIONABLES***

Una vez definida la aptitud de un suelo podemos definir la secuencia de labranzas a utilizar. Para controlar los procesos erosivos es necesario elegir aquellos sistemas que implican un menor número de labranzas, siendo desde este punto de vista una buena práctica agrícola la adopción de la siembra directa o ausencia de labranzas. La implementación de la siembra directa en Argentina ha disminuido la tasa de erosión a un tercio de la esperable (Casas, 2001).

Otra opción sería, por ejemplo, la implantación de cultivos perennes en una zona, por lo general, de aptitud ganadera. Paralelamente, los sistemas ganaderos deben ser bien manejados evitando el sobrepastoreo. Este tipo de cultivos perennes protegerá al suelo y además aportará materia orgánica.

### ***MANEJO DE LA COBERTURA***

Si bien se ha visto como ciertas labranzas pueden reducir el impacto del viento, la vegetación viva y los residuos de cosecha anterior son considerablemente más eficientes en este sentido. Estos residuos influyen debido a que los componentes aéreos absorben la energía del viento y los subterráneos contribuyen a la resistencia mecánica del suelo. La pérdida de suelo disminuye exponencialmente al aumentar el porcentaje de superficie cubierta por rastrojos. A continuación se enumeran como afectan los principales factores al control de la erosión eólica en cuanto a la cobertura:

- Densidad de la cubierta (resultan más eficaces los pastos de gramíneas que los cultivos en líneas)
- Cuanto mayor sea la resistencia a la descomposición de los residuos, mayor será el control
- Rastrojo erecto y altura del mismo (más eficiente) o yacente (menos eficiente)
- Labranzas mínimas o siembra directa (reducen casi en un 100% el impacto directo del viento)

El manejo de la cobertura puede ser a través de:

#### **Cobertura muerta**

Residuos yacentes: en este tipo de práctica se procede al corte del rastrojo y posterior desparramado, protegiendo al suelo de la acción del viento, elevando la altura  $Z_0$  y generando rugosidad. Los rastrojos pueden ser producidos in situ como también traídos de otros lugares. Cuando son producidos in situ las raíces actúan favoreciendo la fijación del suelo y benefician la agregación del mismo. Para que esta práctica sea más eficiente el desparramado debe realizarse de manera orientada y perpendicular a la dirección de los vientos dominantes.

**Residuos erectos:** cuando se deja el rastrojo en pie se puede lograr una protección mayor del suelo a la erosión eólica con respecto al desparramado de cobertura muerta, esto es porque se eleva más la altura  $Z_0$ . La protección variará de acuerdo a las especies cultivadas y el manejo de las mismas. Los rastrojos de cultivos densos a diferencia de los de escarda, protegen una mayor superficie. Es importante que los surcos estén orientados perpendicularmente a la dirección de los vientos dominantes. Esto se logra mediante el sistema de cultivo denominado "siembra directa" donde se deja en pie el rastrojo del cultivo anterior para proceder a la siembra del posterior sin roturación del suelo. Esta siembra se hace abriendo sólo un pequeño surco donde se deposita la semilla.

En la Figura 26 se muestran resultados de una investigación de Méndez y Buschiazzo (2014) en la Región Semiárida Pampeana en 2 años consecutivos (2005 y 2006) para los cultivos de maíz (M) y girasol (G) bajo 3 sistemas de labranza, labranza convencional (LC), siembra directa (SD) y labranza vertical (LV).

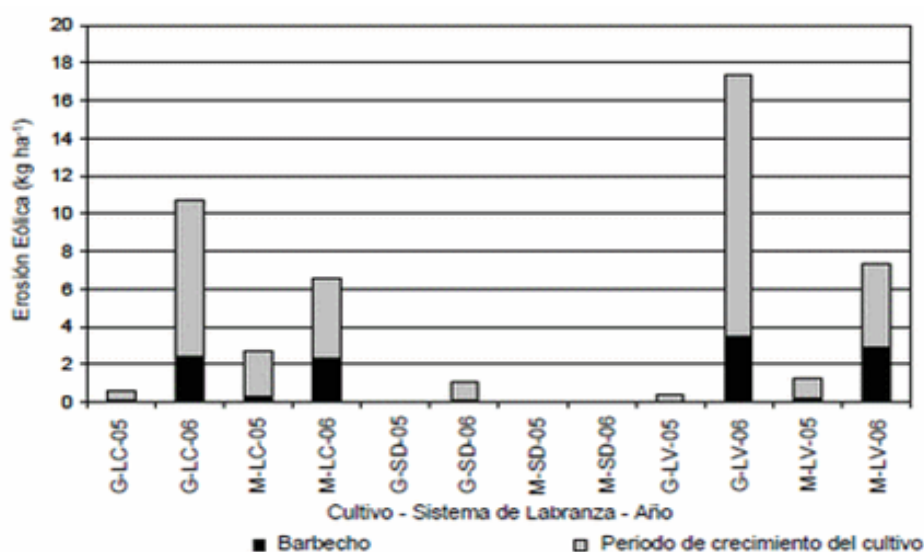


Figura 26. Erosión eólica en la Región Semiárida Pampeana en 2 años consecutivos (2005 y 2006) para los cultivos de maíz (M) y girasol (G) bajo 3 sistemas de labranza, labranza convencional (LC), siembra directa (SD) y labranza vertical (LV), en período de barbecho y de crecimiento Méndez y Buschiazzo (2013).

Puede apreciarse claramente como la siembra directa reduce notablemente, hasta anular, la erosión eólica. Un período de mínima cobertura y máxima susceptibilidad a este tipo de erosión ocurre alrededor de la fecha de siembra de los cultivos de verano, en los 3 sistemas de labranza. SD fue el sistema de labranza más eficiente, aunque en algunos casos la erosión fue superior a los niveles tolerables aun con ausencia de labranza. La eficacia de este sistema en el control de la erosión varía con la magnitud y tipo de rastrojo del cultivo precedente. A título de ejemplo, un rastrojo de soja (de escaso volumen y espaciado de hileras elevado) ejercerá poco efecto protector aun en SD. Los elevados valores de erosión medidos en 2006 con LV se deberían, de acuerdo a los autores, a las profusas precipitaciones ocurridas ese año, las que provocaron la ruptura de los agregados no erosionables, dejando al suelo más propenso a la problemática. Otro aspecto a considerar como fuente de variación entre el girasol y el maíz, es la longitud del ciclo y la densidad del rastrojo (< para girasol) lo que reduce menos el control de la erosión en este cultivo. El control de las malezas es otra variable que juega un rol en este proceso. Cuanto mayor es el contenido de malezas durante el barbecho, mayor será la protección, aunque acarree otros perjuicios.

En la Figura 27 se ilustra que el efecto protector de la SD puede variar de acuerdo a las características climáticas del lugar/año. En lugares/años calurosos, secos y ventosos, su efecto protector será menor aunque relevante, dado la mayor propensión a la problemática.

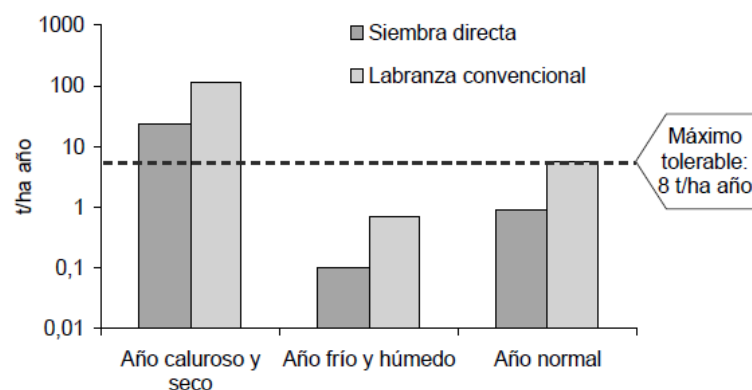


Figura 27. Erosión eólica potencial media anual estimada para años de diferente erosividad climática en siembra directa y labranza convencional en la Región Semiárida Pampeana (Panebianco y Buschiazzo, 2006).

Resumidamente puede decirse que la SD es una herramienta fundamental para el control de la erosión eólica, debido a la cobertura de la superficie del suelo, el anclaje de las raíces que no se roturan, la ausencia de destrucción mecánica de agregados no erosionables, la elevación del  $Z_0$  y la mayor cohesión de las partículas del suelo causada por la mayor humedad debido al sombreado del mismo, aunque también debido a sus efectos positivos sobre el balance de la materia orgánica y por lo tanto de la condición de agregación y menor susceptibilidad a la ruptura y voladura. Sin embargo, la eficiencia de la SD depende de:

- Cultivo antecesor (volumen, tipo, densidad de plantación y distancia entre hileras)
- Cultivo actual (idem)
- Características climáticas
- Control de malezas
- Otras características edáficas que hacen a la agregación y su estabilidad (textura, MO, saturación, etc.)

## Manejo de la cobertura viva

### (i) Cultivos de cobertura

Una práctica beneficiosa para el control de la erosión eólica es la de incorporar al sistema de **cultivos de cobertura (CC)**. Los mismos colaboran manteniendo el suelo protegido y cubierto durante más tiempo, paralelamente, mejoran el balance de la MO y con ello de la agregación. Es importante implantarlos en un sistema de siembra directa. En zona semiáridas y subhúmedas los cultivos de cobertura serían muy importantes no sólo desde el punto de vista de la degradación por erosión ya que algunos estudios muestran que estos cultivos incluidos en planteos de siembra directa, mejoran la infiltración del agua de lluvia y el almacenaje en el perfil del suelo, lo que se atribuye a una menor pérdida de agua por escurrimiento superficial y percolación profunda fuera del alcance de las raíces, lo cual se ve reflejado en un mayor rendimiento en los años secos (Hoyt et al, 2004). Estos resultados tienen muy fuerte relación con las variables suelo, clima, y especie implantada. Al respecto, Unger y Vigil (1998) hallaron que los CC disminuyen el agua en el suelo en su etapa de crecimiento y conservan agua cuando finalizan su ciclo y se encuentran como residuos sobre la superficie del suelo. Estos autores manifiestan que en regiones húmedas y subhúmedas los CC en general permiten recargar el perfil de suelo con agua de las precipitaciones, pero en regiones semiáridas los CC a menudo disminuyen los rendimientos de los cultivos subsecuentes, por lo que habría que hacer un análisis previo local a la hora de adoptar esta tecnología.

Al incorporar cultivos de cobertura es importante conocer, las especies aptas, las fechas de siembra recomendadas, la densidad de siembra, el consumo de agua, el momento de secado, el método de secado, etc.

Las especies más utilizadas son: ray grass (*Lolium multiflorum*), cebada (*Hordeum vulgare*), avena (*Avena sativa*), triticale (*Triticosecale*), y trigo (*Triticum aestivum*), Centeno (*Secale cereale*), Trébol (*Trifolium spp.*), Alfalfa (*Medicago spp.*), Vicias (*Vicia spp.*), (*V. villosa*) y (*V. sativa*).

El uso de centeno en la zona semiárida y subhúmeda es muy aconsejable, ya que aporta gran cantidad de materia seca, es eficiente en el uso del agua, es más rústico que otras especies invernales, tiene mayor precocidad, así como también mayor contenido de sílice en sus tallos lo que lo hace más resistente a la acción eólica.

Si bien esta práctica aporta muchos beneficios, no sólo desde el punto de vista de la conservación de suelos, implica mayores costos (tanto de semillas, siembra de cultivos e incremento del uso de productos químicos desecantes o labores mecánicas para el secado), falta de disponibilidad de algunas especies semillas, como así también la complejización del sistema, al incorporar un cultivo más a manejar.

## (ii) Barreras vegetales

Las barreras vegetales cumplen los siguientes objetivos:

- Absorben o desvían el impacto erosivo del viento hasta reducir U a sotavento por debajo de la velocidad umbral mínima.
- Como trampa para las partículas en movimiento, disminuyendo el fenómeno de avalancha al acortar la longitud del terreno.

Las características que inciden en su eficacia son:

- Densidad
- Anchura
- Porosidad (> protección a sotavento, 10 veces la altura de la barrera)
- Orientación con respecto a los vientos dominantes.

Dentro de las barreras vegetales se pueden citar:

### 1) Cultivo en fajas

Estos cultivos pueden ser perennes (*Agropyrum* sp) con anuales (*Sorghum* sp; *Panicum* sp) o anuales de distinto ciclo. Se puede aplicar rotación de cultivos en las franjas. La anchura de la faja protegida varía con el riesgo de erosión, mientras que la desprotegida depende de la textura (Tabla 8).

Tabla 8. Relación entre la textura del suelo y ancho máximo de las fajas desprotegidas. Calculada para una velocidad del viento de  $65 \text{ km h}^{-1}$  soplando perpendicularmente a las fajas y con rastrojo protector de 30 cm de altura (Cantero et al, 2010).

Textura	Ancho de las fajas desprotegidas (m)
<i>Arenoso - franco</i>	8
<i>Franco</i>	75
<i>Franco- arcillo - limoso</i>	130
<i>Arenoso</i>	6
<i>Franco – arenoso</i>	30
<i>Franco - limoso</i>	85

El cultivo en fajas consiste, entonces, en una alternancia en el espacio sistemática de cultivos susceptibles (protegidos) y resistentes (protectores) a la erosión, orientadas en sentido perpendicular al de los vientos dominantes. La alternancia puede darse entre fajas de cultivos perennes con fajas de cultivos anuales, o bien, anuales de distinto ciclo. Un ejemplo de cultivos de diferente ciclo podría ser trigo-sorgo. La mayor parte del año habrá fajas con vegetación viva. En ambos casos, las dos fajas tienen igual longitud. Según Cantero et al (2010) el ancho de la faja debe tener por lo menos la distancia recorrida por la partícula en saltación.



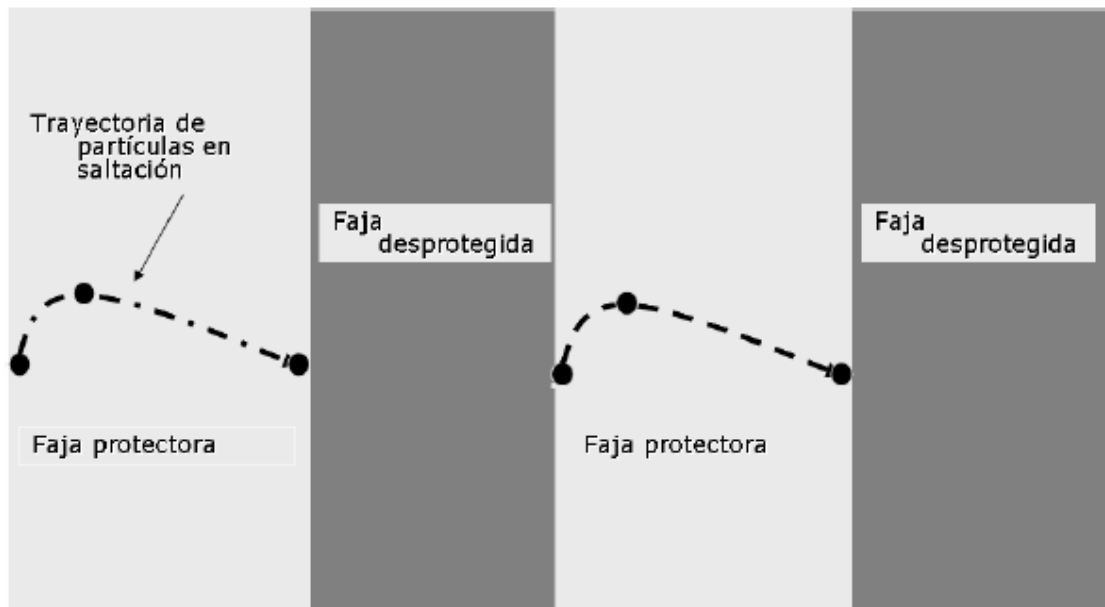


Figura 28. Relación entre el ancho de la faja y trayectoria de las partículas en saltación (Cantero et al, 2010)

En la región semiárida pampeana es común observar fajas con pasto llorón y, entre ellas, cultivos de cosecha como trigo, avena, sorgo, etc.

Si bien los cultivos protectores reducen la velocidad del viento, el mayor beneficio se debe a que atrapan las partículas saltadoras de suelo disminuyendo la carga transportada. En el caso que la dirección de los vientos dominantes varíe respecto de lo señalado en la Tabla 8, se necesitan franjas, o fajas, más estrechas. El inconveniente de este sistema radica en la imposibilidad del pastoreo.

## 2) Fajas trampa o buffer

Similar al anterior, con la diferencia que la faja protectora tiene mucha menos longitud y los cultivos que actúan como protectores tienen más altura que los protegidos. Es menos eficiente en el control de la erosión, pero aporta una mayor superficie económicamente útil de terreno. Entre los cultivos protectores más usados están la alfalfa y el agropiro.

El tipo de práctica a utilizar, o combinación de ellas, se establecerá en función del conocimiento de la erosión eólica según situaciones de clima, suelo, uso, etc. Sin duda, el mayor y mejor control de la erosión se obtiene con una combinación de prácticas. Ejemplo: realizar un cultivo en franjas con manejo de rastrojos en la zona cultivada, reduciendo el número de labores y dejando el terreno con una rugosidad adecuada. Así, el control de la erosión eólica, será más eficiente que si se realiza alguna de estas prácticas en forma aislada.

Si bien el cultivo en fajas es una herramienta para el control de la erosión eólica, presenta los siguientes inconvenientes (Cantero et al, 2010):

- a) Malezas en las orillas de las fajas
- b) Infestación de insectos (reservorio).
- c) Acumulación de suelo en los bordes a barlovento.
- d) Mayor costo y dificultad de operaciones culturales.
- e) Dificultades en el pastoreo.
- f) Dificultades en la planificación de uso, entre cultivos agrícolas y
- g) forrajeros, por semillas de forrajes.

### 3) Cortinas forestales y cortavientos

Sus efectos favorables podrían sintetizarse en los siguientes aspectos:

- 1.- reducen la velocidad del fluido (absorben su energía cinética) y desvían la corriente de aire cuando son colocadas en dirección perpendicular a los vientos dominantes
- 2.- dividen la longitud del espacio abierto cuando se espacian a distancias regulares (red de barreras)
- 3.- disminuyen la evapotranspiración y aumentan la humedad del suelo: las plantas protegidas aumentan su capacidad fotosintética ya que permanecen con los estomas abiertos gran parte del día.
- 4.- controlan, o amortiguan, temperaturas extremas: la aumentan en invierno y la reducen en verano

Estos efectos producen:

- 1 y 2: control de la erosión por su condición de pantalla y filtro
- 3 y 4: incrementos en los rendimientos de los cultivos.

Los factores que determinan la eficacia de las barreras:

1. Velocidad del viento: los principales factores que inciden en la reducción relativa de la velocidad del viento son la porosidad de la cortina y la distancia desde la cortina, generalmente expresada como múltiplos de la altura total de los árboles que conforman la cortina cortaviento (Plate, 1971; Seginer y Sagi, 1972; Hagen y Sharif, 1981; Borrelli et al., 1989). Debe considerarse que se produce una reducción de la velocidad del viento delante de la barrera (barlovento) de, aproximadamente, 5 veces la altura de la misma. A sotavento, se llega a reducir esta velocidad a un máximo del 40 % a 3 veces la altura de la barrera, y de un 20% a distancias de 20 veces la altura (aumento gradual a favor del viento), para recuperar la velocidad inicial a una distancia de, aproximadamente, 30 veces la altura de la barrera. Estos porcentajes permanecen constantes con independencia de la velocidad del viento. Como la velocidad mínima para iniciar el movimiento del suelo está entre 19 y 24 km/h, las barreras se distancian de manera de reducir la velocidad por debajo de estos umbrales.

2. Dirección del viento: la zona protegida es de forma triangular y la protección varía según la longitud de la barrera, la que se debe orientar para que los vientos más fuertes y frecuentes se reciban perpendicularmente. Woodruff y Sing (1952), desarrollaron una ecuación para condiciones variables de velocidad y dirección del viento:

$$L = 17H * \left(\frac{V_t}{V}\right) * \cos\alpha$$

Siendo

$L$  = distancia entre barreras (m)

$H$  = altura de la barrera (m)

$V$  = velocidad del viento medida a 15 m sobre la superficie del suelo (km/h)

$V_t$  = velocidad umbral que inicia el movimiento de las partículas (se suele considerar 34 km/h)

$\alpha$  = ángulo de inclinación del viento dominante con la perpendicular a la dirección de la barrera.

La longitud de suelo protegida por la barrera perpendicular a la dirección del viento, es en promedio de 10 a 12 veces su altura.

La longitud y superficie del suelo protegida, por la barrera perpendicular a la dirección del viento según diferentes longitudes de la misma, puede verse en la Figura 29. Allí se puede observar que la superficie protegida del suelo de acuerdo a la longitud de la barrera. A mayor longitud de la barrera mayor será el porcentaje de superficie protegida. Nótese que la superficie protegida tiene forma triangular, debido a que ante direcciones no perpendiculares del viento, ocurrirá que si el viento procede del lado izquierdo de la barrera, la protección de esta será hacia la derecha, y viceversa, si el viento procede del lado derecho, la protección será hacia la izquierda. Es decir, el triángulo grisado oscuro representa el área que independientemente de la dirección del viento, estará siempre protegida.

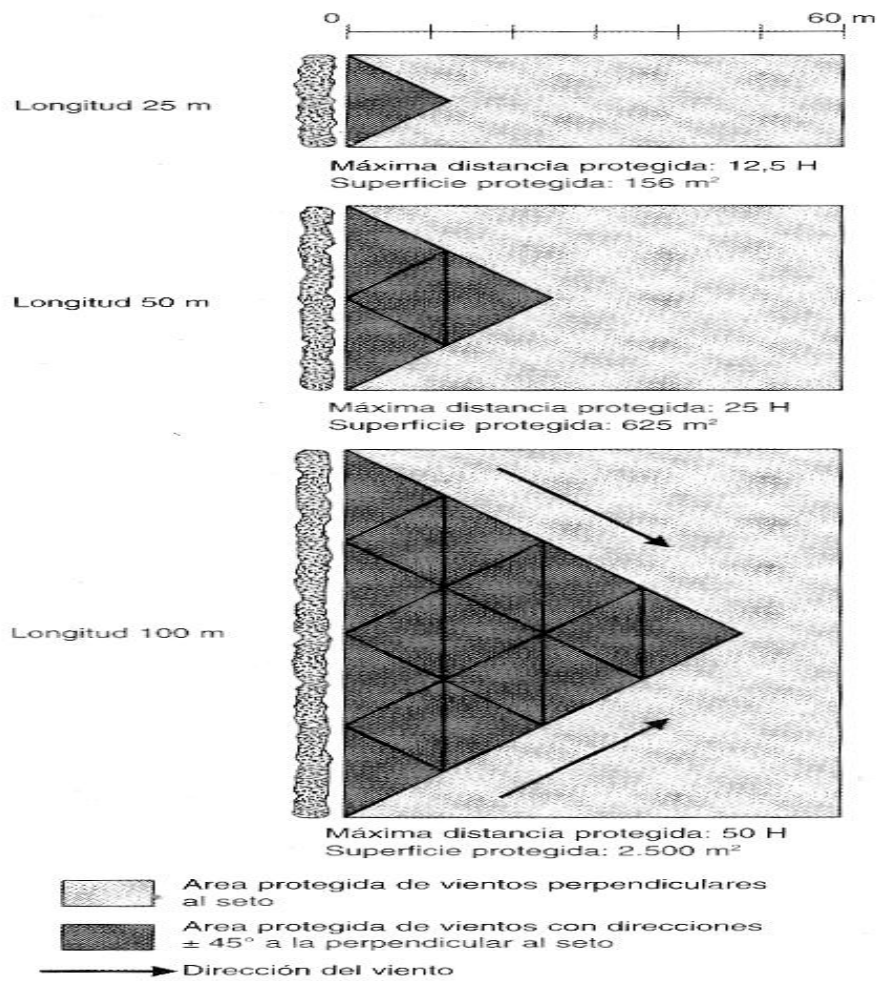


Figura 29. Efecto de la longitud de la cortina cortavientos sobre la superficie y forma del área protegida por un seto de 2 m de altura (Olesen, 1979)

Si la cortina no es perpendicular a los vientos dominantes, este incidirá en el lote con un ángulo de desviación, cuya longitud de acción se calcula de la siguiente manera (Figura 30):

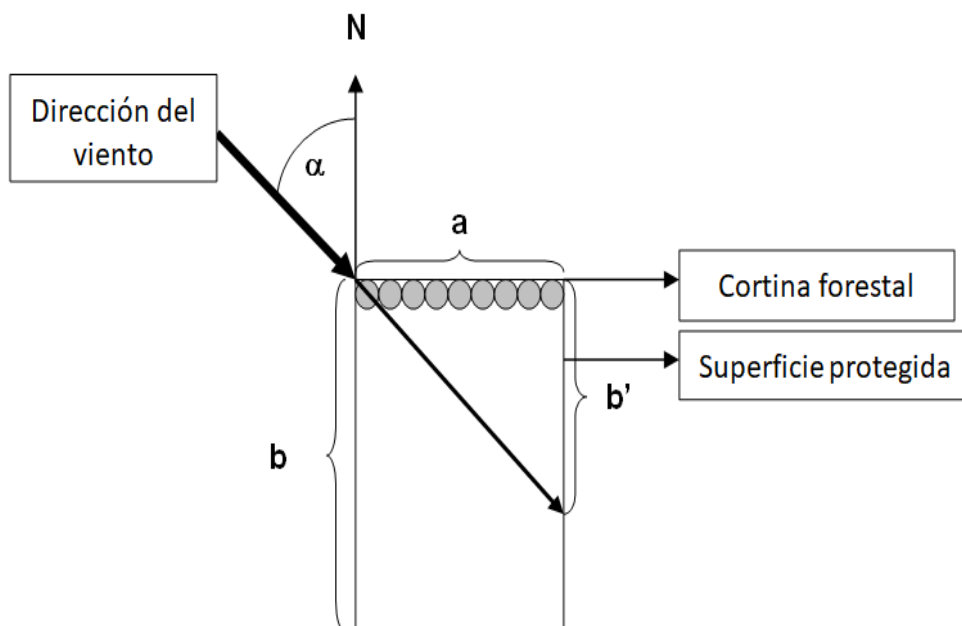


Figura 30. Efecto de la cortina cortavientos sobre la superficie y porcentaje del área protegida cuando el viento incide con un ángulo respecto a la barrera.

Superficie total:  $a \times b$

Superficie protegida:  $\frac{a \times b'}{2}$

$$\% \text{ de superficie protegida} = \frac{\frac{a \times b'}{2}}{a \times b} = \frac{b'}{2b}$$

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{a}{b'} \longrightarrow b' = \frac{a}{\operatorname{tg} \alpha} \longrightarrow \% \text{ sup proteg.} = \frac{a}{\operatorname{tg} \alpha \times 2b}$$

De la barrera cortavientos son importantes los siguientes parámetros:

1. **Forma de la barrera:** determina el perímetro o la superficie en contacto con la corriente de aire. Lo ideal es que presente la cresta en forma triangular o de caballete, ya que la vertical y muy abrupta ejercerá menos protección.
2. **Densidad o porosidad:** la óptima corresponde a una porosidad del 40 – 50%. Barreras más abiertas no reducen satisfactoriamente la velocidad del aire y las más densas, si bien provocan una reducción mayor, solo son eficaces en distancias cortas, ya que la velocidad del viento aumenta con la distancia a sotavento más rápidamente que en las porosas. Además, el cortaviento denso produce delante y detrás de él, movimientos turbulentos de efectos no deseados. La porosidad podrá regularse seleccionando las especies arbóreas y el número de hileras de árboles dentro de la barrera. Un exceso en la abertura (o fallos), conduce a la formación de un chorro de aire (efecto Venturi) con riesgo de erosión a sotavento
3. **Anchura de la barrera:** está íntimamente relacionada con la porosidad. Esto significa seleccionar las especies y el número de hileras de árboles dentro de la barrera. La mayor eficacia se consigue con barreras de 1 a 3 hileras. Al usar 1 línea de árboles, es importante que las ramas y hojas se extiendan desde la superficie y así conseguir una mayor protección frente a la saltación. Debe ser una especie muy resistente y evitar toda solución de continuidad que afecte la porosidad. Lo ideal son 3 hileras (distanciadas a 1 – 1,5 m) de árboles de diferentes tamaños y así conseguir una óptima protección a distintas alturas (Figura 31):
  - Álamos y sauces: crecimiento rápido
  - robles, coníferas, arces: mayor duración y también más tiempo para desarrollarse
  - arbustos tolerantes a la sombra: en la parte más baja de la barrera

Criterios para la elección de las especies:

- adaptadas a la zona (suelo y clima)
- resistentes al viento (incluso al frío)
- enraizamiento pivotante para evitar su caída
- crecimiento rápido
- altura conveniente, de forma cónica o cilíndrica, evitando la formación de copas.
- ramas flexibles y pantalla de densidad homogénea en toda la altura del cortaviento.
- no ser una especie de importancia económica por la calidad de la madera para evitar su cosecha
- no ser peligrosa para animales, ni sensible a ellos.

## EL EFECTO DE UNA CORTINA ROMPEVIENTOS EN LA VELOCIDAD DEL VIENTO

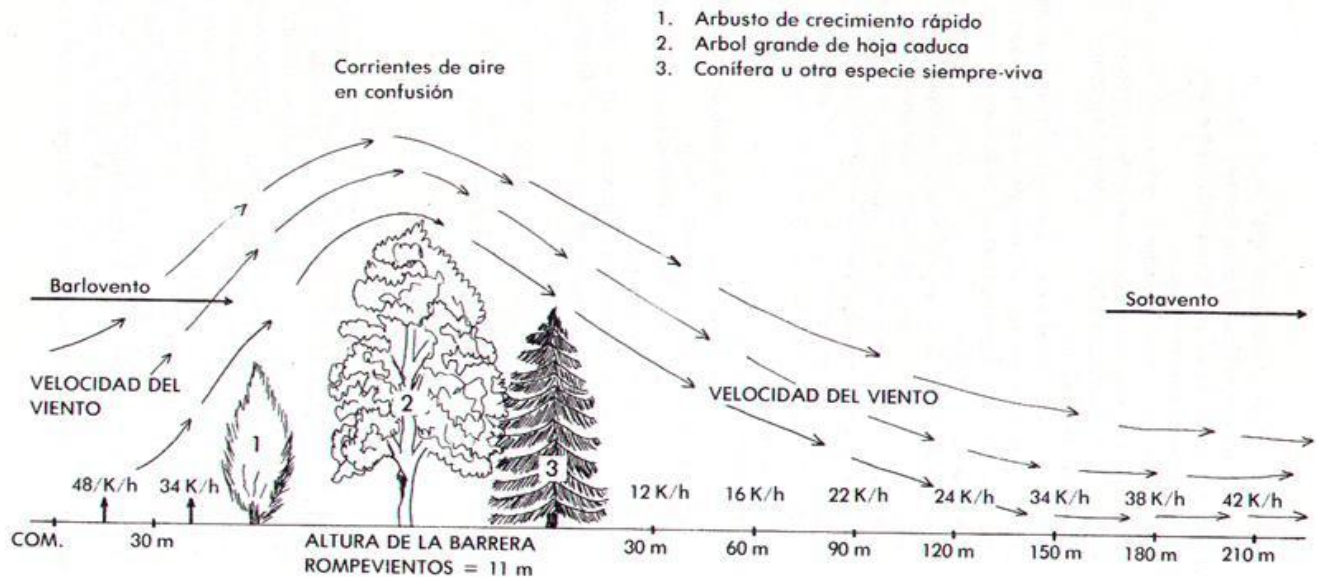


Figura 31. Velocidad del viento y superficie protegida a barlovento y sotavento.

Inconvenientes de las barreras cortaviento:

1. zona de influencia reducida a barlovento
2. sombreado de los cultivos en las cercanías de la barrera
3. reduce la extensión de los campos y resulta inconveniente cuando se usan maquinarias grandes, es así que la separación entre barreras debe ser tal que permita el tránsito de dicha maquinaria o múltiplos de ella, sin dejar de considerar el distanciamiento máximo en relación al área protegida necesaria.
4. protección limitada durante el establecimiento y desarrollo de las barreras vegetales y posibilidad de sufrir daños o necesitar cuidados especiales (riego): en zonas áridas se necesitan muchos años para que las barreras de árboles alcancen una altura y una densidad suficientes y, además, se producen muchos fallos.
5. representa una competencia para los cultivos adyacentes en cuanto a humedad y elementos nutritivos: el rendimiento de los cultivos se puede reducir en una faja de 15 a 30 m desde la orilla de la cortina (este efecto es menos pronunciado en zonas áridas con especies que aumentan la profundidad de las raíces en busca de agua y con árboles maduros).

## DUNAS

La arena se acumula formando dunas en zonas costeras, desiertos, ribera de los ríos y a orillas de lagos. Es necesario frenar su progreso hacia el interior, a sotavento, para evitar que invadan regiones de tierra valiosa, edificios, sembrados o bosques.

Las etapas de control de este proceso son 2:

1. Estabilizar las dunas activas o movedizas
2. Fijar la duna con vegetación herbácea y posterior forestación

Para cumplir el primer objetivo, es necesario crear una duna litoral que consiste en una barrera de arena estabilizada (situadas a barlovento, alejadas de las mareas más altas y perpendiculares a la dirección de los vientos dominantes) y que, teniendo un tamaño y forma adecuada, disminuye la velocidad del viento. Esto permite que la arena arrastrada se deposite detrás de esta duna, sin pasar al interior (sotavento) o pasando en pequeñas cantidades. Esta duna actúa como una trampa de sedimentos y se usa en su construcción empalizadas o cercas, separadas (permeabilidad) y sobresalientes (Figuras 32 y 33).

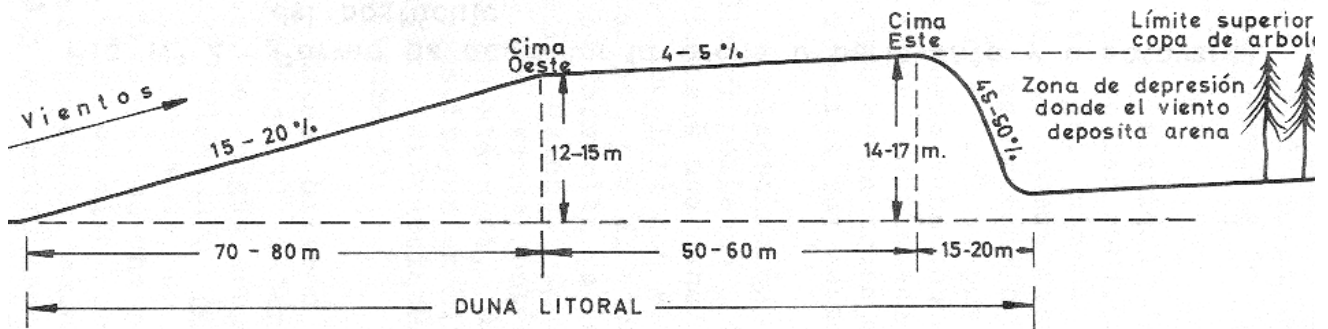


Figura 32. Perfil transversal ideal de una duna litoral.

Esta construcción se va escalonando para obtener ese perfil ideal.

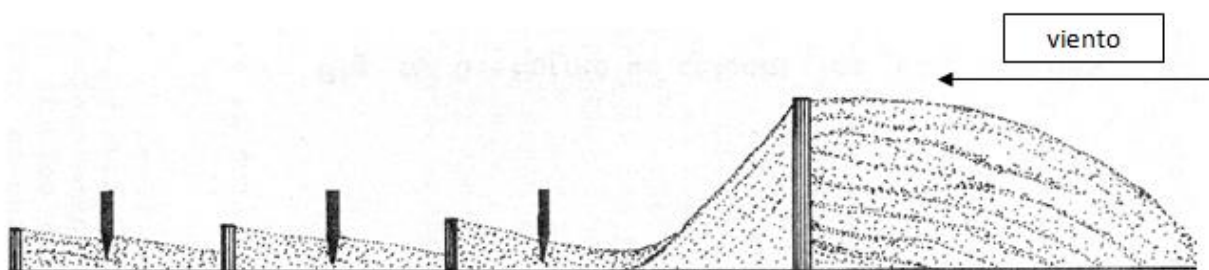


Figura 33. Empalizadas intercaladas para favorecer el ascenso de arena.

A continuación se establecen especies que permitan anclar la duna. Una de las más utilizadas es *Ammophila arenaria* (Figura 34) debido a su fuerte y extenso sistema radical que se desarrolla tanto en forma fasciculada como pivotante y que la capacitan para fijar la arena mientras que la hierba actúa como un filtro que retiene los sedimentos.



Figura 34. *Ammophila arenaria*

En Argentina ha sido ensayado con éxito el pasto llorón (*Eragrostis cívula*) (Figura 35). La siembra conviene hacerla con esquejes, mejor que con semillas (voladuras) y a continuación plantar árboles y arbustos: pinos, retama, Eucaliptus globulus, acacias, tamarix, Prosopis sp, casuarina, entre otras.

El efecto a largo plazo de estas medidas no está totalmente claro, ya que la humedad de la duna se va agotando a medida que los árboles se desarrollan. La supervivencia de la vegetación depende, en estas condiciones, de la capacidad de las raíces de los árboles para buscar el agua del suelo. Si el agua es salina, los árboles mueren y las dunas se removilizarán.



Figura 35. Pasto llorón (*Eragrostis cívula*)

Si la precipitación anual supera los 250 mm anuales, las dunas pueden estabilizarse con vegetación entre 5 y 10 años. Si la precipitación es entre 100 y 250 mm, la vegetación necesitará entre 20 y 30 años para estabilizarse y no podrán usarse especies leñosas. Si la precipitación es inferior a 100 mm no es posible el establecimiento de vegetación, excepto con riego en áreas muy pequeñas.

---

## BIBLIOGRAFÍA

---

- Allmaras RR; RE Burwell y WE Larson. 1966. Total porosity and random roughness of the interrow zone as influenced by tillage. USDA-ARS Conservation Research Report N°7. EEUU. 21 p.
- Armbrust DV; WS Chepil y FH. Siddoway. 1964. Effects of ridges on erosion of soil by wind. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 28(4):557-560.
- Bagnold RA. 1937. Mathematical and Physical Sciences. Proceedings of the Royal Society of London. Vol. 163, No. 913.
- Borrelli J; JM Gregory y W Abtey. 1989. Wind barriers: A reevaluation of eight, spacing, and porosity. Transactions of ASAE. 32(6):2023-2027
- Brizuela A y C Aguirre. 1989. El recurso eólico de la provincia de Buenos Aires.. 2º Parte: Evaluación del recurso. Red Solarimétrica. Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales. Argentina 70 p.
- Buschiazzo D y V Taylor. 1993. Efectos de la erosión eólica sobre algunas propiedades de suelos de la Región Semiárida Pampeana Central. Ciencia del Suelo 10/11:46-53
- Buschiazzo D ; T Zobeck y SB Aimar. 1999. Wind erosion in loess soils of the Semiarid Argentinian Pampas. Soil Sci. 164:133-138
- Buschiazzo DE y TM Zobeck. 2008. Wind erosion prediction using WEQ, RWEQ y WEPS in a Entic Haplustol of argentinean pampas. Earth surface and landscape processes
- Buschiazzo DE; JE Panebianco y JC Colazo. 2014. Cambio climático y erosión eólica en suelos de Argentina. En: Los suelos, la producción agropecuaria y el cambio climático: Avances en Argentina. Marban et al. (Eds.). Editado por Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo.
- Buschiazzo DE; TM Zobeck y SB Aimar. 1999. Wind erosion in soils of the semiarid Argentinian Pampas. *Soil Sci.* 164: 133-138
- Cantero A; J Cisneros; C Cholaky; J González y M Reynero. 2010. Manual de Manejo de áreas sujetas a erosión eólica. Universidad Nacional de Río Cuarto. 174 p.
- Casas, R.R. 2001. La conservación de los suelos y la sustentabilidad de los sistemas agrícolas. Disertación premio Ing. A Prego 2000.  
[http://www.inta.gov.ar/suelos/actualidad/conferencias/Disertación\\_R\\_Casas.htm](http://www.inta.gov.ar/suelos/actualidad/conferencias/Disertación_R_Casas.htm)
- Chepil WS y RA Milne. 1941. Wind erosion of soil in relation to roughness of surface. Soil Sci. 52:147-433.
- Chepil WS. 1945. Dynamics of wind erosion: I. Nature of movement of soil by wind. Soil Sci. 60: 305-332
- Chepil WS. 1953. Factors that influence clod structure and erodibility of soil by wind. II. Water-stable structure. Soil Sci. 76:389-399.

- Chepil WS. 1956. Influence of moisture on erodibility of soil by wind. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 20:288-292.
- Cooke RV; A Warren y AS Goudie. 1993. *Desert geomorphology*. UCL Press. London.
- De Oro L., Buschiazzo DE. 2006. Velocidad umbral del viento como indicador de la susceptibilidad de un suelo a erosionarse. *Actas del XX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo*. Salta, Argentina. 18 al 23 de Septiembre.
- FAO. 1979. *A provisional Methodolgy for soil degradation assessment*. Roma.
- Fryrear DW. 1990. Wind erosion: mechanics, prediction, and control. *Adv. Soil Sci.* 13:187-199.
- Fryrear DW; A Saleh; JD Bilbro; HM Schomberg; JE Stout y TM Zobeck. 1998. Revised Wind Erosion Equation (RWEQ). Wind Erosion and Water Conservation Research Unit. USDA-ARS, Southern Plains Area Cropping Systems Research Laboratory. Technical Bulletin No. 1. EEUU.
- Fryrear DW; Ali Salch; JD Bilbro; HM Schomberg; JE Stout y TM Zobeck. 1998. Revised Wind Erosion equation (RWEQ). Wind Erosion and Water Conservation Research Unit. USDA-ARS. Southern Plains Area Cropping Systems Research Laboratory. Technical Bulletin N°1.
- Gabel D. 1993. Einfluss vulkanischer Asche und Nutzung auf die Böden der semiariden Pampa Argentinien. Diplomarbeit von D. Gabel Allgemeine Agrarwissenschaften. Universität Hohenheim. Stuttgart. pp. 99
- García Salmeron J. 1967. *Erosión eólica*. Ministerio de Agricultura. Madrid. 579 p.
- Goldberg S y G Weiss. 2004. Obtención de un índice de riesgo de erosión eólica y su aplicación en la Pcia. de Buenos Aires, Argentina. *Meteorológica* 29 (1,2): 17-26
- Hagen LJ y M Sharif. 1981. Darrieus wind turbine and pump performance for low-lift irrigation pumping. DOE/ARS Rpt. No. DOE/ARS-3707-20741/81/1.
- Hoyt G; M Waggar; C Crozier y N Ranells. 2004. *Soil Facts: Winter annual cover crop*. North Carolina Cooperative Extension Service, North Carolina, 9p. Hudson, N. 1982. *Conservación del suelo*. Editorial Reverté S.A.
- Lal R. 1991. Soil structure and sustainability. *J. Sust. Agric.* 1:67-92.
- Lal R. 1991. Soil structure and sustainability. *J. Sust. Agric.* 1:67-92.
- Lyles L y J Tatarko. 1986. Wind erosion effects on soil texture and organic matter. *J. Soil Water Conserv.* 41:191-193
- Lyles L y BE Allison. 1981. Equivalent wind erosion protection for selected crop residues. *Trans ASAE* 24: 405-408.
- Mendez M J y DE Buschiazzo 2014. Soil coverage evolution and wind erosion risk on summer crops under contrasting tillage systems. *Aeolian Reseach.* 16: 117 – 124.
- Méndez MJ y DE Buschiazzo. 2013. Erosión eólica en maíz y girasol bajo tres sistemas de labranza en un suelo de la región semiárida pampeana.
- Olesen F. 1979. *Collective shelterbelt planting*. Hedeselskabet, Viborg.
- Panebianco J E, Buschiazzo D E. 2006. Predicciones de la erosión eólica con el modelo EWEQ en un suelo de la región semiárida pampeana central. *XX Congreso Argentino de Ciencias del Suelo*. Salta, Argentina, 19 -21 de septiembre.
- Panebianco JE y DE Buschiazzo. 2008. Wind erosion predictions with the Wind Erosion Equation (WEQ) using different climatic factors. *Land Degrad. Dev.* 19: 36-44.
- Plate EJ. 1971. The aerodynamics of shelter belts. *Agr. Meteorol.* 8:203-222.
- Samani ZA y M Passarakli. 1986. Estimating potential crop evapotranspiration with minimum data in Arizona. *Trans. ASAE* 29: 522-524.
- Schwab GO; DD Fangmeier y WJ Elliot. 1993. *Soil and water conservation engineering*. Ed. Wiley, Nueva York, EEUU.
- Seginer I y R Sagi. 1972. Drag on a windbreak in two dimensional flow. *Agric. met.* 9:323-333.
- Skidmore EL. 1983. Wind erosion calculator-revision of residue table. *J Soil Water Conserv* 38:110-112.



- Skidmore EL. 1987. Wind-erosion direction factors as influenced by field shape and wind preponderance. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51:198-202.
- Skidmore EL. 1986. Wind erosion climatic erosivity. *Climate change* 8: 195-208.
- Skidmore EL; PS. Fischer y N.P. Woodruff. 1970. Wind erosion equation: Computer solution and application. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 34:931-935.
- UNESCO. 2006. Desertificación y zonas áridas. Documento preparado para el 60º aniversario. [http://www.unesco.org/bpi/pdf/memobpi40\\_desertification\\_es.pdf](http://www.unesco.org/bpi/pdf/memobpi40_desertification_es.pdf)
- Unger PW y MF. Vigil. 1998. Cover crop effects on soil water relationships. *J. Soil Water Conserv.* 53:200–207
- Viale SR. 2011. Efecto del laboreo y el encostramiento de suelos en los procesos de erosión eólica. *Biología en Agronomía* 1 (2) :129-135. 2011
- Vidal Moreno C. 2013. Transporte eólico de arena en presencia de obstáculos. Tesis. Universidad Politécnica de Valencia.
- Wieringa J; A Davenport; S Grimmond y T Oke. 2001. New revision of Davenport roughness classification. Presented at the 3rd European and African Conference on Wind Engineering. July 2001. Eindhoven Netherlands. <http://www.kcl.ac.uk/ip/suegrimmond/publishedpapers/DavenportRoughness2.pdf> . 28/3/2012.
- Woodruff NP y FH. Siddoway. 1965. A wind erosion equation. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 29:602-608.
- Woodruff NP y AW Singg. 1952. Wind tunnel studies of fundamental problems related to windbreaks. Washington, DC. Woodruff N.P y Siddoway F. H. 1965. Wind erosion equation. *Sciences soil Conservation.* Kansas.
- Zingg AW y NP Woodruff. 1951. Calibration of a portable wind tunnel for the simple determination of roughness and drag on field surfaces. *Agron. J.* 43:191-193.
- Zingg AW. 1953. Wind tunnel studies of the movement of sedimentary material. *Proc. 5th Hydraulic Conf. Bull.* 34:111-135.
- Zobeck, T.M. 1991. Abrasion of crusted soils: Influence of abrader flux and soil properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54:1091-1097.