



GÉNESIS Y CLASIFICACIÓN DE COSTRAS SUPERFICIALES EN SUELOS DE CULTIVO

Taboada Castro, M^a Mercedes

Facultad de Ciencias. Universidad de A Coruña. A Zapateira. 15.071. A Coruña

SUMMARY

Genesis and classification of surface crust on cultivated soils

In this study information about crusting and sealing processes in cultivated soils from previous publications was synthetized. Soil surface crusts formed on a wide variety of loamy and sandy soils could be characterized by morphological criteria. Two main classes of crusts, structural and depositional were distinguished. Crust types could be related to soil degradation and erosion processes and appeared to be relevant to the prediction of soil surface infiltrability. Soil crusting consistently follows typical time and space sequences. Therefore, identification of soil crust type and the associated degradation stage provides valuable information for predicting soil evolution.

Key words: Surface seal, desagregation, coalescence, porosity, structural crust, sedimentary crust.

RESUMEN

En este trabajo se sintetiza información bibliográfica, acerca de la morfología y génesis de la formación de costras superficiales en suelos de cultivo. Los tipos de costras formadas en la superficie de una amplia gama de suelos de textura limosa y arenosa se pueden caracterizar atendiendo a criterios morfológicos. Se distinguen dos clases principales de costras: estructurales y sedimentarias. Los tipos de costras han podido ser relacionados con procesos de degradación y erosión del suelo, y de su análisis se puede inferir información relevante para predecir la capacidad de infiltración. El proceso de formación de costras puede describirse mediante una secuencia espacial y temporal bien establecida. La identificación del tipo de costra y del estado de degradación a él asociado proporciona información válida para predecir la evolución del suelo.

Palabras clave: Encostrado, desagregación, coalescencia, porosidad, costra estructural, costra sedimentaria.

INTRODUCCIÓN

El desarrollo de una costra en la superficie del suelo reduce drásticamente la intensidad de infiltración, provoca la disminución del almacenaje del agua en el suelo, desencadena la escorrentía superficial y por tanto la erosión. Por otra parte los fenómenos de encostrado pueden impedir la germinación de las semillas y el desarrollo de los cultivos.

La formación de una costra superficial es el resultado de la ruptura de los agregados y de la reorganización de diversos componentes en el seno de la misma, obteniéndose una estructura que contrasta con la organización de los materiales en un suelo no encostrado. Por analogía con la descripción de los horizontes y los procesos de edafogénesis en el seno de un perfil, la descripción de las características morfológicas de una costra ha sido utilizada para explicar el comportamiento de la misma, e interpretar los procesos que llevan a su formación. Esta idea se encuentra ya en los estudios pioneros de los fenómenos de encostrado (DULEY, 1993; McINTYRE, 1958) y por esta razón desde entonces se describieron una cantidad importante de características morfológicas que pueden relacionarse con el proceso de formación de una costra.

Dado que la formación de una costra es un proceso dinámico, y teniendo en cuenta la enorme variabilidad de tipos de suelo, características de la precipitación e incluso metodologías de estudio, la descripción e interpretación de su morfología puede variar considerablemente. No es infrecuente disponer de más de una interpretación para explicar la presencia de una característica singular.

En este trabajo se presentan de un modo resumido las características morfológicas de las costras superficiales más frecuentemente descritas en la bibliografía y se analiza la génesis de las mismas en relación con el tipo de suelo, la precipitación y la topografía. En base a estas características, se discute un modelo general para explicar el desarrollo y evolución de una costra.

MÉTODOS DE OBSERVACIÓN

La observación de la morfología de la costra se puede llevar a cabo desde la escala de parcela experimental, utilizando métodos de descripción semicuantitativos, hasta la escala micrométrica utilizando los microscopios óptico y electrónico. Cada escala de observación proporciona información importante para comprender el proceso de desa-

rollo de una costra superficial, presentando así mismo ciertas limitaciones que pueden llevar a interpretaciones erróneas de los procesos estudiados.

La observación macroscópica a escala de parcela se ha utilizado para evaluar el desarrollo y evolución espacial de diferentes tipos de costra y para establecer relaciones entre dichos tipos de costra con factores macro y microtopográficos. De este modo BOIFFIN (1984), efectúa descripciones morfológicas teniendo en cuenta un conjunto de modificaciones que acompañan la desagregación y la formación de costras superficiales como son:

- Estado de la superficie del suelo, tanto en las rodadas como entre las rodadas. Se observa si la costra ha evolucionado hasta la facies estructural o hasta la sedimentaria, así como el porcentaje de superficie que ocupa.
- Diámetro mínimo de los agregados que todavía no han sido incorporados a la costra. Este parámetro presenta correlaciones elevadas con la infiltrabilidad.
- Tipo de rugosidad, determinado perpendicular y paralelamente a la dirección del laboreo.
- Densidad de macroporos, que intervienen en la infiltración.
- Grietas, estimando visualmente su densidad y profundidad.
- Humedad de la superficie, considerando si está saturada, húmeda, o seca.
- Distancia máxima alcanzada por la escorrentía, estimada visualmente.

El uso de la microscopía óptica y electrónica, permite analizar las características de la desagregación desde los primeros estadios y su evolución a lo largo del tiempo. Entre las características observadas, cabe destacar el desarrollo de microhorizontes, por segregación de partículas de diferentes tamaños, la cantidad y el aspecto de los poros, la presencia de microhorizontes, etc.

TIPOS Y CARACTERÍSTICAS DE LAS COSTRAS

Diversos autores coinciden en señalar que existen dos tipos fundamentales de costras: estructural y sedimentaria.

Costra estructural

Una costra estructural es aquella formada "in situ" mediante procesos directamente relacionados con el impacto de las gotas de lluvia y la humectación rápida de la superficie.

Muchas de las descripciones de costras estructurales han podido identificar uno o incluso más microhorizontes, que se han interpretado como zonas o niveles que pueden permitir dilucidar aquellos procesos importantes para la formación de una costra. Los microhorizontes más frecuentemente descritos consisten en niveles relativamente potentes (1–10 mm) con porosidad muy poco desarrollada y diámetro medio de poro inferior al del material subyacente, formados por partículas desprendidas de los agregados por acción de la precipitación, reordenamiento de partículas, y fragmentos de agregados y elementos estructurales más o menos coalescentes. En la parte más superficial de una costra estructural se aprecia un nivel más fino (microhorizonte de sellado superficial, de 0,02 a 0,1 mm) formado por rotura y posterior compactación de los agregados o por deposición directa a partir de materiales en suspensión cuando finaliza la precipitación; a continuación se observa un nivel formado por esqueleto o partículas del esqueleto de los que se han desprendido los materiales coloidales (microhorizonte eluvial) y por debajo de este otro nivel formado por translocación de materiales coloidales procedentes del anterior (microhorizonte iluvial). Sin embargo hay que destacar que, en realidad, pocas veces se han podido observar este conjunto de microhorizontes en una costra estructural individual. Con frecuencia se aprecia una zona no diferenciada formada por agregados, fragmentos de agregados y partículas en estado de coalescencia caracterizada por la desorganización de los elementos estructurales, se llama horizonte de desagregación o también zona de degradación.

Morfología y génesis de la costra estructural

El concepto de nivel de desagregación procede del hecho de que la mayor parte de las descripciones de costras estructurales incluyen una zona próxima a la superficie del suelo más densa que los niveles subyacentes que no están afectados por los procesos de encostado (EPSTEIN and GRANT, 1973; FARRES, 1978; BRESSON and BOFFIN, 1990).

En estos niveles poco organizados la relación entre partículas gruesas y partículas finas es la misma que en los niveles subyacentes a partir de los que se desarrollan. Por lo tanto la única alteración morfológica que se puede considerar típica de un horizonte desorganizado es la disminución del tamaño y la cantidad de poros, en relación con la zona del suelo no afectada por la erosión. Aunque la única característica morfológica general asociada con este horizonte poco organizado es la modificación del sistema poroso, pueden presentarse en el interior o sobre el mismo estructuras derivadas de fenómenos de eluviación e iluviación como, por ejemplo, películas de débil espesor.

El modelo propuesto por FARRES (1978) para describir el desarrollo de los horizontes no organizados está basado exclusivamente en la rotura de agregados, y el llenado de los intersticios por fragmentos resultantes de la rotura de agregados y partículas individuales. De acuerdo con este modelo, la resistencia inicial de los agregados se reduce hasta que el esfuerzo mecánico originado por las gotas de lluvia es suficientemente intenso como para provocar la rotura de estos. Por lo tanto, el nivel de desagregación se formaría con rapidez y alcanza un estado de equilibrio caracterizado por la presencia de huecos totalmente rellenos, lo que determina una disminución de la porosidad y de la rugosidad de la superficie. El espesor final que alcanza este horizonte desorganizado depende del tamaño inicial de los agregados y una vez alcanzado el equilibrio cantidades adicionales de lluvia no aumentan su espesor. De hecho, después de alcanzado el equilibrio, la energía cinética de la lluvia solamente provoca la fisuración de las partículas de mayores dimensiones originando una especie de pavimento superficial que consiste en una monocapa de microagregados o unidades estructurales de pequeñas dimensiones.

Un mecanismo similar de formación del horizonte desorganizado ha sido citado en numerosos estudios sobre las costras estructurales (NORTON, 1987; ARSHAD and MERMUT, 1988; WEST et al., 1990; RADCLIFFE et al., 1991). La mayor parte de estos autores, como ya anteriormente señalara FARRES (1978), atribuyen la ruptura de los agregados y el ordenamiento de las partículas a las fuerzas originadas por impacto de la gota de lluvia. Por su parte BRESSON and BOIFFIN (1990) señalan que un proceso adicional para la formación de los niveles desorganizados puede ser la coalescencia gradual de los agregados debida a la compactación provocada por las gotas de lluvia con el suelo en estado plástico. En efecto, observaron cambios graduales en la forma de los poros que evolucionaban desde un aspecto cóncavo a formas circulares, mientras que si el horizonte desorganizado se hubiese formado exclusivamente por llenado de intersticios cabría esperar que la forma de los poros no evolucionase a lo largo del tiempo. Por otra parte, también observaron que el nivel en que ocurría rotura de agregados y llenado de los poros presentaba un espesor constante una vez alcanzado el equilibrio, mientras que el espesor de la zona de coalescencia aumentaba en función de la cantidad de lluvia acumulada.

Actualmente se admite que tanto la rotura de los agregados debido al impacto de las gotas de lluvia o a la presencia de aire atrapado, como la coalescencia contribuyen a la formación de un nivel no organizado en la mayoría de los suelos y regímenes de lluvia considerados. Sin embargo, la contribución relativa de cada uno de estos procesos depende de aquellas propiedades del suelo que determinan la estabilidad de los agregados.

La costra de sellado (en realidad, sería más correcto hablar de película de sellado) es un nivel delgado y muy denso, formado por partículas finas en la superficie de las costras estructurales (McINTYRE, 1958; CHEN et al., 1980; REMLEY and BRADFORD, 1989).

La mayor parte de las descripciones de costras de sellado consisten en microhorizontes inferiores a 0,1 mm de espesor e incluso se han reconocido capas muy finas de 0,02 a 0,05 mm (ARSHAD and MERMUT, 1988).

Se han propuesto dos mecanismos de formación de la costra de sellado. El primero se debe a McINTYRE (1958), quien, a partir de la descripción de una película de 0,1 mm de espesor sin poros visibles, atribuyó su formación a la rotura de agregados y su posterior compactación bajo el impacto de las gotas de lluvia. Costras de sellado similares fueron descritas por CHEN et al. (1980) y TARCHITZKY et al. (1984), quienes admitieron también el mecanismo de formación propuesto por McINTYRE (1958).

Sin embargo, otros autores propusieron que las costras de sellado resultan de la precipitación de arcillas en suspensión que ocurre al final de un episodio de lluvia (TACKETT and PEARSON, 1965; PAGLIAI et al., 1983; NORTON, 1987; REMLEY and BRADFORD 1989). Esta hipótesis se basa en la orientación de las arcillas dentro de este microhorizonte, y en la presencia de materiales desorganizados por encima de la capa de eluviación para explicar la formación de esta película superficial por deposición. MUALEM et al. (1990), proponen que considerando el efecto de desagregación provocado por el impacto continuo de las gotas de lluvia, existe suficiente evidencia como para admitir que la costra de sellado no se forma hasta que finaliza el episodio de lluvia.

En todo caso, las diferencias observadas en cuanto a la orientación de las partículas sugieren que al menos dos fenómenos diferentes deben de ser contemplados al describir las costras de sellado. En efecto, la precipitación de arcillas después de un episodio de lluvias es un mecanismo viable para explicar la presencia de películas delgadas con partículas orientadas; sin embargo el pequeño volumen que ocupa el agua en las microdepressiones o la poca altura de la lámina de agua de arroyada y la concentración de sedimentos en solución no permiten explicar el origen de microhorizontes de hasta 0,1 mm de espesor, por simple deposición al final de un episodio de lluvias. Por lo tanto, micro-niveles de espesor considerable como las descritas por McINTYRE (1958), CHEN et al. (1980) y TARCHITZKY et al. (1984), deben de ser consideradas más bien como delgados horizontes de desagregación, y no como gruesas costras de sellado.

McINTYRE (1958) fue también el primer autor que utilizó el término *iluviación* para describir los materiales finos que se encuentran relleno los poros de mayores dimensiones por debajo de la costra, y atribuyó la presencia de estos materiales *iluvitados* a la dispersión inducida por el impacto de las gotas de lluvia en la superficie del suelo y el subsiguiente desplazamiento y acumulación de material fino. Posteriormente, otros autores observaron el llenado de poros por material fino como un proceso que ocurre al disminuir la intensidad de infiltración debido a la formación de una costra estructural (AGASSI et al., 1985; ROSE, 1993 y LE BISSONNAIS, 1996) o bien masa basal (material grueso y fino) con poca micromasa o sin ninguna. En general este microhorizonte es delgado (< 1 mm) pero en suelos arenosos se han descrito espesores de hasta 5 mm e incluso mayores (CHEN et al., 1980; VALENTIN, 1986; BRESSON and CADOT, 1992; PAGLIAI et al., 1983 y BIELDERS and BAVEYE, 1995). Los horizontes de *iluviación* cuando están presentes, se pueden encontrar en general inmediatamente subyacentes al horizonte de *eluviación*, y consisten en una capa densa de material fino, que se encuentra relleno huecos, y se va asimilando a la micromasa de este nivel, que con frecuencia también tiene un espesor de menos de 1 mm (GAL et al., 1984; VALENTIN, 1986 y LUK et al., 1990)

Numerosos estudios han descrito la presencia de horizontes de *eluviación*, sin horizontes de *iluviación* asociados (CHEN et al., 1980; PAGLIAI et al., 1983; TARCHITZKY et al., 1984; NORTON, 1987; REMLEY and BRADFORD, 1989; WEST et al., 1990). En este tipo de costras estructurales el horizonte de *iluviación* presentaba en su base, en ciertos casos, suelo inalterado, y, en otros, un horizonte de desagregación. La ausencia de un nivel de *iluviación*, se explicaría por desplazamiento lateral del material más fino (micromasa) desprendida de las partículas del esqueleto, en vez del lavado vertical del mismo. En el detallado estudio de WEST et al. (1990) se sugiere que puede haber ocurrido translocación vertical de pequeñas cantidades de material fino; sin embargo el material translocado no pudo ser identificado por técnicas micromorfológicas en la masa basal del microhorizonte desorganizado subyacente. Otros autores que reconocieron la dificultad de distinguir material *iluvitado* en el seno de la matriz del suelo fueron LUK et al. (1990) quienes consideran que la presencia de partículas de arcilla orientadas sobre la pared de los poros pondría en evidencia que ha ocurrido translocación de material fino durante el desarrollo de la costra.

Entre las propiedades del suelo que afectan a la formación de horizontes de *eluviación* e *iluviación* hay que destacar como más características aquellas que influyen en la

dispersión del mismo. Por lo tanto, la mineralogía de las arcillas, la composición y concentración de solución del suelo y, sobre todo, la salinidad son factores que intervienen en el desarrollo y la formación de la costra. En general, se admite que cualquier factor que incremente la dispersabilidad del suelo favorecerá la fisuración y rotura de los agregados y, por tanto, tenderá a aumentar el espesor y el desarrollo de los horizontes de lavado. Después de que las partículas finas que unen el material grueso y estabilizan los agregados han sido eliminados de los niveles de eluviación, este nivel queda constituido casi exclusivamente por granos individuales del esqueleto que continúan sufriendo el impacto de las gotas de lluvia directamente, o bien por salpicadura y pueden ser transportados a distancias cortas o incluso lejos de su posición inicial. La erosión de los niveles de eluviación por el agua de arroyada es un mecanismo que ha sido propuesto para explicar la ausencia de zonas de eluviación en el suelo al finalizar un episodio de lluvia, después de que hubiesen sido observadas durante el inicio del mismo (CHEN et al., 1990; TARCHITZKY, 1984; LUK et al., 1990).

También se han observado microhorizontes de eluviación discontinuos con diferente tamaño de grano de las partículas del esqueleto respecto a los de la matriz del suelo (WEST et al., 1990); en este caso se admite un proceso de transporte siguiendo la microtopografía como un mecanismo más probable que la formación "in situ".

Debido a la naturaleza efímera o transitoria de los niveles de eluviación y a la dificultad de identificar niveles de eluviación que contrasten como elementos diferenciados de la matriz original del suelo, la interpretación micromorfológica a partir de observaciones efectuadas con microscopio electrónico, no siempre permiten profundizar en el análisis de la formación de una costra. Además, la preparación de la muestra puede originar diferentes artefactos de técnica, lo que hace que el resultado de estos estudios dependan tanto de técnicas experimentales (intensidad de lluvia, tipo de suelo, etc.) como de las condiciones de observación. Estudios llevados a cabo por WEST et al. (1990) con microscopio electrónico de barrido pusieron de manifiesto la importancia de observar la morfología en diferentes estadios de desarrollo de la costra, y no solo al final de episodios individuales de precipitación.

Espesor, porosidad y características hidráulicas de la costra estructural

De acuerdo con los datos de la bibliografía, el espesor de una costra estructural puede variar entre menos de 1 mm (REMLEY and BRADFORD, 1989) y más de 10 mm (NORTON et al., 1986; BRESSON and BOIFFIN, 1990). Dado que los niveles en los

que ocurre desagregación normalmente son los que presentan mayor espesor, y únicamente se distinguen del material subyacente por las características de su sistema poroso, la estimación de la potencia de la costra suele ser arbitraria, sobre todo cuando no se utilizan técnicas avanzadas como análisis de imagen o porosimetría de intrusión de mercurio que permite cuantificar la distribución de tamaño de poro. El empleo de técnicas avanzadas permitió a NORTON et al. (1986) describir una costra que presentaba, en el nivel comprendido entre 0 y 2 mm, un 2 % de poros con diámetro mayor de 0,02 mm, porcentaje que iba aumentando gradualmente hasta un 10 % de poros de este tamaño por debajo de 16 mm.

Generalmente, se admite que la formación de una costra estructural supone una reducción de la porosidad que oscila entre el 30 % y el 90 % de la original (PAGLIAI et al., 1983; NORTON et al., 1986; NORTON, 1987; WEST, et al., 1990).

Los intentos de relacionar la disminución de porosidad durante la formación de una costra estructural con propiedades hidráulicas del suelo no han tenido éxito en general (WEST et al., 1990; NORTON, 1987).

Por otra parte, diversos estudios han puesto de manifiesto una disminución del tamaño medio de los poros de la costra estructural conforme se reduce la porosidad media. Así, NORTON (1987), estudiando 4 suelos diferentes, puso en evidencia que los horizontes superficiales no degradados presentaban entre un 7 y un 9 % de poros mayores de 0,225 mm, mientras que al desarrollarse una costra estructural el porcentaje de estos poros era nulo. VALENTIN and RUÍZ FIGUEROA, (1987), encontraron diámetros de poro comprendidos entre 0,075 y 0,3 mm en el horizonte desagregado mientras que en los niveles inferiores oscilaban entre 0,15 y 0,4 mm. Así mismo una disminución en el tamaño de poro también ha sido apreciada por PAGLIAI et al. (1983), BRESSON and BOIFFIN (1990) y WEST et al. (1990).

La formación de un nivel desagregado también puede modificar la forma de los poros. NORTON and SCHROEDER (1987) y NORTON (1987) en estudios de campo y laboratorio respectivamente pusieron en evidencia un aumento de la proporción de poros horizontales en costras estructurales en relación al material edáfico subyacente. BRESSON and BOIFFIN (1990) describieron modificaciones de la forma de los poros, que suelen presentar paredes rugosas en niveles no alterados y paredes lisas cerca de la superficie de una costra.

Costra sedimentaria

Una costra sedimentaria resulta, en esencia, del transporte inducido por el flujo de agua y la deposición de partículas individuales y microagregados desde zonas topográficas relativamente altas a posiciones bajas del relieve. El transporte puede ser localizado (como por ejemplo de caballón a surco, o de la superficie de un terrón a las fisuras interiores del mismo) o bien ocurrir a distancias más largas (flujo laminar o flujo concentrado en surcos). A este tipo de formaciones con frecuencia se le ha llamado costra de deposición (BRESSON and BOIFFIN, 1990; NORTON and SCHROEDER, 1987). De acuerdo con WEST et al. (1990) conviene utilizar el término costra sedimentaria, para poder diferenciar claramente entre niveles formados por transporte y sedimentación y niveles formados por deposición o precipitación de partículas a partir de una suspensión en determinadas zonas en el interior de una costra estructural. Por otra parte, el término sedimentario es más adecuado ya que estas costras con frecuencia presentan a escala microscópica ciertas propiedades similares a las que presentan a escala macroscópica los depósitos de sedimentos.

Morfología y génesis de la costra sedimentaria

La mayor parte de las costras sedimentarias han sido descritas como láminas múltiples de partículas o microagregados que con cierta frecuencia se depositan de modo discordante sobre una costra estructural o suelo no alterado (KOOISTRA and SIDERIUS, 1986; COURTY, 1986; NORTON et al., 1986; BOIFFIN et BRESSON, 1987; NORTON and SCHROEDER, 1987; BRESSON and BOIFFIN, 1990). Cada lámina es consecuencia de un único episodio de lluvia y entre uno y otro se aprecian variaciones en cuanto al tamaño de grano y a la distribución granulométrica en función del microrrelieve de la superficie, las características del episodio de precipitación y las circunstancias en las que se originó el flujo que transportó estos materiales (FALAYI and BOUMA, 1975; KOOISTRA and SIDERIUS, 1986; COURTY, 1986; BRESSON and BOIFFIN, 1990). En la mayor parte de los casos, las costras sedimentarias no presentan estructuras pero han sido identificados tanto microagregados redondeados (FALAYI and BOUMA, 1975; NORTON et al., 1986; BRESSON and BOIFFIN, 1990) como fragmentos que previamente habían formado otras costras (COURTY, 1986).

Con frecuencia, dentro de la costra sedimentaria, ha sido descrita una secuencia típica de sucesivas láminas (fig. 1) cada una de ellas formada por diversos lechos de partículas (KOOISTRA and SIDERIUS, 1986; BOIFFIN et BRESSON, 1987; BRESSON

and BOIFFIN, 1990). En el interior de una zona sedimentaria (microdepresión o zona baja del relieve) las partículas más gruesas se depositan en primer lugar como consecuencia de la disminución de la velocidad del flujo, que a su vez es debida a una menor pendiente. Posteriormente, conforme van siendo erosionadas las zonas más altas del microrrelieve y las depresiones se llenan con sedimento, se van reduciendo las diferencias de pendiente, lo que unido a la disminución de la intensidad del flujo debido a una menor intensidad de la precipitación, hace que se vayan depositando partículas cada vez más finas, hasta que una vez que cesa la precipitación se depositan las arcillas en suspensión. En la costras sedimentarias formadas por láminas muy finas esta secuencia de fenómenos origina niveles sucesivos de partículas finas y gruesas, lo que refleja condiciones de flujo creciente durante el episodio de lluvia, y de flujo menguante una vez que ha cesado la precipitación (BRESSON and BOIFFIN, 1990).

Bajo lluvia simulada, FALAYI and BOUMA (1975), fueron los primeros en observar costras sedimentarias formadas por una capa individual de partículas, lo que puede atribuirse a intensidades constantes de precipitación. Este tipo de costras sedimentarias, con una monocapa de tamaño de grano uniforme, también ha sido observada por otros autores, tanto bajo lluvia natural como simulada (ARSHAD and MERMUT, 1988; WEST et al., 1990).

El grado de clasificación de las partículas, dentro de las sucesivas capas de la costra sedimentaria, está afectado además por el tipo de flujo y la distancia de transporte. BRESSON and BOIFFIN (1990) observaron que las partículas de los depósitos iniciales de una costra sedimentaria formada entre terrones después del laboreo estaban poco o mal clasificados; esto puede ser atribuido a desplazamientos de lodo a pequeña distancia asociados a la desintegración inicial de los terrones. Capas similares con materiales poco seleccionados han sido descritas por otros autores (KOOISTRA and SIDERIUS, 1986). Por otra parte microcapas formadas por materiales gruesos bien clasificados se aprecian con frecuencia en los niveles subyacentes a la costra sedimentaria, y su origen se ha atribuido a la fuerza de rotura asociada a la elevada capacidad de transporte (VALENTIN and RUÍZ FIGUEROA, 1987).

La proporción de una parcela o una cuenca ocupada por una costra sedimentaria depende del relieve (tanto a escala macroscópica como microscópica), las propiedades del suelo, y las características de la precipitación. Frecuentemente las costras sedimentarias están limitadas a posiciones microtopográficas bajas, surcos formados por arado y, en general, depresiones (NORTON et al., 1986; NORTON and SCHROEDER, 1987;

COURTY,1986). Sin embargo KOOISTRA and SIDERIUS (1986), observaron una costra delgada formada por una sola lámina y que se adaptaba al relieve de la superficie recubriendo la mayor parte de la misma; la formación de esta costra se atribuyó al transporte y sedimentación por flujo laminar durante episodios de precipitación intensa frecuentes en el área de estudio. BRESSON and BOIFFIN (1990) observaron que la progresiva desintegración de los terrones a lo largo de una estación originaba una expansión lateral cada vez mayor de la costra sedimentaria.

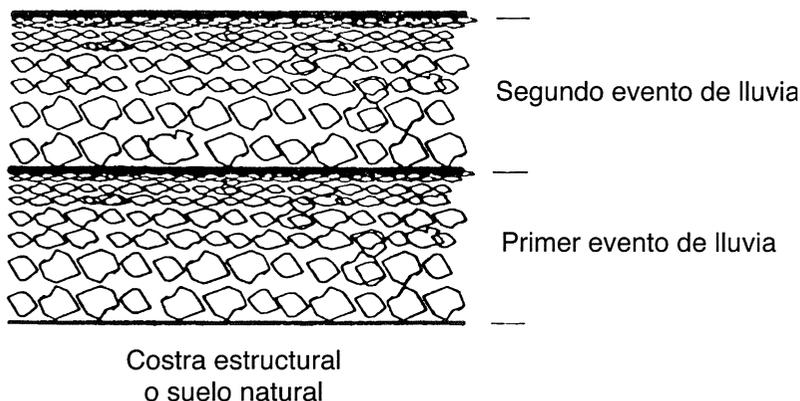


Figura 1 Esquema de una secuencia de sucesivas láminas en una costra sedimentaria (West et al., 1990).

Para el desarrollo de una costra sedimentaria se necesitan dos condiciones. En primer lugar, la intensidad de la lluvia debe de ser mayor que la capacidad de infiltración del suelo. En segundo lugar la capacidad de transporte del agua de escorrentía debe ser inferior a la necesaria para arrancar partículas de la zona. Esta segunda condición se cumple de un modo prácticamente universal en parcelas cultivadas, debido a la disminución de la capacidad de transporte del agua de arroyada cuando alcanza surcos, zonas entre terrones, y en general microdepresiones. Por lo tanto, para que se desarrolle una costra sedimentaria es imprescindible que previamente se haya iniciado la escorrentía. Con frecuencia, se aprecia la siguiente secuencia de fenómenos: en primer lugar se forma una costra estructural y como consecuencia disminuye la infiltración y se inicia la arroyada, por lo que a continuación se desarrolla una costra sedimentaria en posición suprayacente a la estructural (VALENTIN and RUÍZ FIGUEROA, 1987; BRESSON and BOIFFIN, 1990).

Un modelo para el desarrollo y la expansión lateral de una costra sedimentaria fue propuesto por BRESSON and BOIFFIN, (1990); de acuerdo con este modelo en un suelo recientemente labrado la costra sedimentaria inicial se desarrollaría solamente en las microdepresiones situadas entre los terrones y estarían formadas por materiales mal o poco seleccionados y transportados a pequeñas distancias por desplazamientos de lodo. Debido a nuevos episodios de precipitación, y al desarrollo de la costra estructural asociados a los mismos, se genera arroyada a pequeña escala y una disminución de la rugosidad superficial de modo que la zona cubierta por la costra sedimentaria va aumentando, y se originan costras bien seleccionadas que están formadas por capas alternativas de arcilla y partículas de esqueleto. Esta morfología reflejaría un régimen típico de escorrentía – sedimentación en el que los materiales de tamaño grueso se depositan en capas debido a la disminución de velocidad del flujo en las microdepresiones, y las capas de arcilla precipitan una vez que ha cesado la lluvia a partir del agua encharcada. Si las depresiones ocupan un área relativamente importante, las capas con material grueso estarán limitadas al interior de las mismas y en la zona central de cada microdepresión se desarrollará una costra sedimentaria formada solamente de partículas de arcilla orientadas que se depositan cuando el agua retenida se va infiltrando lentamente. Conforme la superficie del suelo se va haciendo más lisa a lo largo del tiempo (erosión de las zonas altas del microrrelieve, llenado de las depresiones, rotura de los agregados), la proporción de la superficie del suelo que puede recibir aportes sedimentarios aumenta y un área más amplia se recubre por una costra sedimentaria delgada y formada por microcapas.

Espesor, porosidad y características hidráulicas de la costra sedimentaria

El espesor de las costras sedimentarias varía considerablemente en función de la microtopografía y las características de la sedimentación. Cuando la costra sedimentaria cubre áreas extensas, los espesores medidos oscilan entre 0,6 mm (VALENTIN and RUÍZ FIGUEROA, 1987) y 20 mm (BRESSON and BOIFFIN, 1990), aunque en general se sitúan entre 3 y 5 mm. El espesor de la costra sedimentaria en las depresiones depende de la profundidad de la misma y frecuentemente es del orden de varios cm (KOOISTRA and SIDERIUS, 1986; VALENTIN and RUÍZ FIGUEROA, 1987).

En general, la información de que se dispone acerca de la porosidad y las propiedades hidráulicas de las costras sedimentarias no es tan completa como la referida a las costras estructurales. En parte, esto se debe a que el desarrollo de una costra sedimentaria requiere que la superficie del suelo tenga diferencias de altura relativamente importan-

tes y las experiencias de laboratorio en las que se intenta relacionar la morfología de las costras con las propiedades hidráulicas se diseñan de tal modo que minimizan las oscilaciones locales del microrrelieve. Por otra parte, cuando el desarrollo de la costra sedimentaria se estudia en condiciones naturales, la dificultad de efectuar medidas de infiltración a escala centimétrica o milimétrica impide el análisis de las relaciones entre la morfología y las propiedades hidráulicas de la costra.

Dado que las costras sedimentarias, en general, no tienen estructura, los poros presentes en las mismas pueden considerarse de tipo primario, es decir, formados durante el proceso de acumulación de partículas y su tamaño y número depende de la granulometría, y el grado de clasificación de los materiales que las originan. En muchos trabajos se ha puesto en evidencia que en las costras de este tipo no existen macroporos o bien que su número está muy limitado (COURTY, 1986; KOOISTRA and SIDERIUS, 1986; PAGLIAI, 1987; ARSHAD and MERMUT, 1988). En general, las costras formadas a partir de capas con granos gruesos o microagregados tienen mayor porosidad total que las formadas a partir de elementos de tamaño más fino.

De acuerdo con VALENTIN and RUÍZ FIGUEROA (1987), las costras sedimentarias desarrolladas a partir de un suelo limo – arenoso presentan entre un 8 y un 14 % de poros mayores que 0,075 mm, mientras que el mismo suelo no encostrado presenta un 35 % de poros de más de 6 mm de diámetro. En un estudio llevado a cabo por NOR-TON et al., (1986) en el que se analizó una superficie con surcos, la costra sedimentaria en las zonas de menor relieve tenían menos de un 5 % de poros mayores de 0,02 mm de diámetro, hasta la profundidad de 10 mm. Así mismo se comprobó que la costra sedimentaria presenta menos porosidad que la medida en una costra estructural formada en el mismo suelo bajo otro tipo de cultivo.

Por su parte FALAYI and BOUMA (1975), estudiaron una costra sedimentaria de 0,1 mm de espesor en un suelo franco – limoso, y pudieron comprobar que la intensidad de infiltración en relación al estado inicial se reducía de 800 a 70 cm/día.

Con frecuencia se pueden apreciar asociados a costras sedimentarias vesículas o poros circulares inmediatamente por debajo de la superficie (COURTY, 1986; KOOISTRA and SIDERIUS, 1986; VALENTIN and RUÍZ FIGUEROA, 1987). Se cree que su formación está relacionada con la presencia de aire atrapado en los niveles más superficiales como consecuencia de la formación de charcos de agua en períodos de precipitación intensa. Debido al agua encharcada y al pequeño tamaño de los poros de la matriz

arcillosa, el desplazamiento de aire está muy limitado, siendo reemplazado en los poros por el agua que se infiltra poco a poco. La baja resistencia mecánica del suelo en condiciones próximas a saturación determina la reordenación de los materiales del suelo alrededor de las vesículas esféricas de aire atrapado. Para que se formen estas vesículas parece necesario que la costra tiene que alcanzar un espesor mínimo, de tal modo que KOOISTRA and SIDERIUS (1986), únicamente observaron vesículas cuando el espesor era mayor de 0,2 mm.

Cuando las vesículas están presentes pueden suponer una proporción importante de la porosidad total de una costra sedimentaria. Sin embargo, como en general no hay conexión entre ellas su contribución a la transmisión de agua es prácticamente nula. Por lo tanto, la medida de estos poros ineficaces para el flujo de agua, puede enmascarar la relación entre la porosidad eficaz y la intensidad de flujo de agua a través de costras sedimentarias.

Modelo general para el desarrollo de costras superficiales

De la discusión anterior se infiere que el desarrollo de una costra es un proceso dinámico y la morfología de la misma evoluciona al ir aumentando la precipitación (CHEN et al., 1990; TARCHITZKY et al., 1984; BRESSON and BOIFFIN, 1990; BRESSON and VALENTIN, 1990; LUK et al., 1990). Los datos disponibles en la bibliografía son suficientemente coherentes como para presentar un modelo general de desarrollo de las costras superficiales siguiendo el esquema propuesto por WEST et al. (1990). Un esquema de este modelo de evolución válido para las condiciones de la zona templada, se presenta en la figura 2.

Estadio inicial

Representa un suelo recién labrado en el que no se ha recogido ninguna lluvia. Los estadios posteriores de desarrollo de la costra van a depender en gran parte de las propiedades físicas, químicas, mineralógicas, así como de la microtopografía propia de esta superficie inicial.

Estadio 1

Comienza a desarrollarse una costra por fragmentación de agregados y reordenación de partículas individuales, fenómenos que a su vez están causados por el impacto de las gotas de lluvia. La desorganización de los agregados origina una capa con menos porosidad que

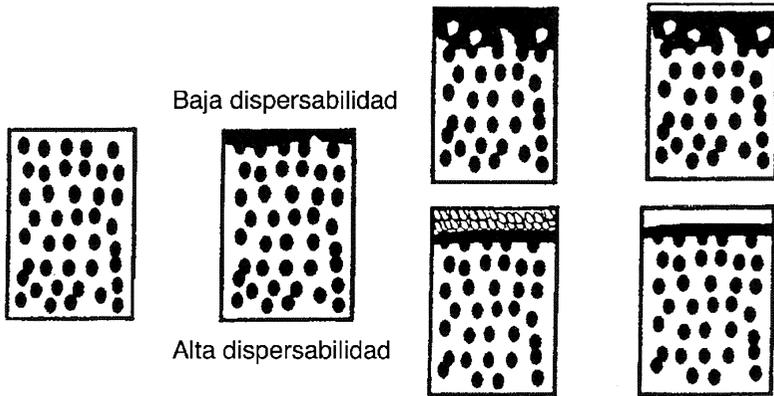


Figura 2. Esquema del desarrollo de una costra superficial en cuatro estadios de acuerdo con West et al. (1990).

la del suelo subyacente. El espesor, la porosidad, y la continuidad de esta capa puede variar enormemente en función del tipo de suelo y las características de la precipitación. En las zonas más bajas del microrrelieve, entre los terrones durante este estadio se puede formar también una costra sedimentaria con materiales mal clasificados y poco continúa.

Estadio 2

El desarrollo de la costra durante este estadio depende de las características del nivel de desagregación formado en el periodo anterior. En suelos poco sensibles a la dispersión esta etapa se caracteriza por un desarrollo cada vez mayor y continuo del nivel de desagregación. Continúa la rotura de los agregados y el reordenamiento de los mismos en los niveles más próximos a la superficie; en los niveles situados inmediatamente por debajo se puede producir la coalescencia de agregados, lo que va ampliando el espesor de esta capa.

La salpicadura originada por impacto de las gotas de lluvia, puede dar lugar a la individualización, lo que llega a formar un nivel de eluviación, sin embargo, la mayor parte de los materiales del suelo son transportados por escorrentía y no se desplazan en la vertical, con lo que el horizonte iluvial no existe o presenta poco espesor.

Si el suelo se dispersa fácilmente, la individualización de partículas alcanza mayor importancia en las primeras fases del estadio 2.

En caso de que el nivel de desagregación formado durante el estadio 1 sea permeable, los materiales desprendidos del suelo son lavados en la vertical formando un horizonte de iluviación. La superficie del suelo durante este estadio se vuelve muy lisa con las zonas más altas del microrrelieve erosionándose y se deposita una costra sedimentaria en las microdepresiones.

Estadio 3

Representa el grado máximo de desarrollo de una costra. Debido a la baja permeabilidad del nivel de desagregación o del horizonte de iluviación será erosionado con lo que la capa subyacente (nivel de desagregación u horizonte iluvial) pasa a la superficie quedando expuesta a la lluvia. Si posteriormente continúa el impacto de las gotas de lluvia, se suele incrementar el espesor del nivel de desagregación debido a la elevada coalescencia de los agregados. En la superficie se puede formar un horizonte eluvial secundario, pero debido a la permeabilidad baja al final de este estadio, los materiales desprendidos son transportados por la escorrentía y no migran en profundidad. La superficie del suelo continuará alisándose y un área cada vez mayor de la misma estará recubierta por una costra sedimentaria. Al final del período de lluvia la precipitación de las arcillas en suspensión originará una delgada película superficial en cuyo seno las partículas estarán orientadas.

La comparación de costras superficiales formadas en diversos ambientes permite conocer más adecuadamente, los procesos de encostrado (VALENTIN and BRESSON, 1992). Un esquema de la evolución temporal de los principales tipos de costra que se pueden formar en suelos de cultivo bajo un amplio rango de condiciones climáticas y edáficas, incluyendo costras de suelos tropicales y de la zona templada se presentan en la figura 3.

En zonas templadas la degradación de la superficie del suelo sigue el esquema general representado en la figura 2, en la que se aprecia una formación de costra de tipo estructural o en el mejor de los casos, sedimentaria.

Sin embargo, en suelos tropicales se aprecia una secuencia espacial y temporal más completa de evolución de la superficie en la que se reconocen no solo los estadios inicial, estructural y sedimentario bien desarrollados, sino también, una costra de erosión final. Estas costras de erosión se originan debido a la mayor energía cinética de la pre-

cipitación bajo clima tropical que permiten la segregación de partículas finas y gruesas acumuladas en la superficie del suelo, y la compactación de las partículas finas formando un pavimento superficial muy denso, mientras otra parte de las partículas de mayor tamaño segregadas pueden ser lavadas por erosión.

CONSECUENCIAS PRÁCTICAS

La clasificación de las costras en distintos tipos proporcionan información que puede ser utilizada en diferentes campos, entre los que cabe destacar la predicción de la capacidad de infiltración, el diagnóstico de la degradación del suelo, y la adopción de técnicas para el manejo del control de la erosión.

En cada uno de los tipos de costras definidos anteriormente se considera no solo la porosidad total, sino también el aspecto y la continuidad del sistema poroso, dos características consideradas esenciales en el proceso de infiltración. En consecuencia algunos autores (BRESSION and BOIFFIN, 1990), han llevado a cabo evoluciones semicuantitativas de la capacidad de infiltración a partir de información relativa al tipo de costra. A título de ejemplo BOIFFIN et al. (1990) encuentran en suelos limosos de la Cuenca de París que el valor de la infiltración está comprendido entre 30-50 mm/h para el estado inicial, entre 5-30 mm/h cuando se forma una costra estructural y entre 1-2 mm/h si la costra es de tipo sedimentario.

El análisis de la variabilidad espacial y temporal de las condiciones de la superficie del suelo según la dedicación de las diferentes parcelas que se encuentran en una cuenca ha permitido obtener mejores estimaciones de la intensidad de la erosión mediante modelos predictivos. En efecto, la variabilidad espacial puede originar importantes dificultades si no se dispone de datos que permitan analizar las características de la superficie. Sin embargo, cuando se considera el estadio evolutivo de la superficie del suelo en función del espacio y del tiempo es posible cuantificar diversas propiedades importantes que permiten aumentar la precisión de las estimaciones de la erosión y la escorrentía (JETTEN et al., 1996). Por otra parte la simple descripción de los sucesivos estadios que caracterizan a la evolución de una costra superficial permite identificar el grado de degradación del suelo.

Finalmente la elección de la técnica más adecuada para prevenir el proceso de encostrado requiere un análisis de los factores y procesos de que este depende. De este modo en algunos suelos un "mulch" superficial puede ser muy eficaz para limitar el

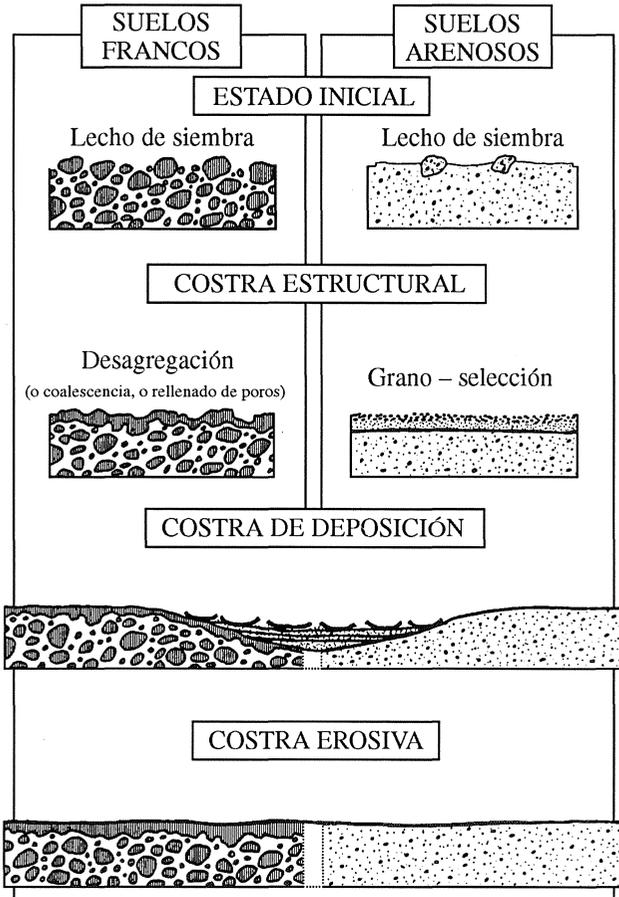


Figura 3. Representación esquemática modificada de una secuencia temporal completa de evolución de una costra de acuerdo con Valentin and Bresson (1992).

desarrollo de la costra mientras que en otros la adición de acondicionadores puede resultar más favorable.

CONCLUSIONES

La revisión bibliográfica realizada ha puesto de manifiesto que se pueden utilizar criterios morfológicos sencillos para caracterizar diversos tipos de costras formadas en la superficie del suelo. Entre los principales criterios considerados se incluye la porosidad (abundancia y tipo) y la orientación y distribución de partículas gruesas y elementos finos. La identificación de superficies encostradas y del estadio de degradación del suelo asociado al mismo proporciona información de primer orden para predecir la evolución de la infiltrabilidad del suelo y la susceptibilidad a la erosión.

La descripción morfológica de microhorizontes también es posible utilizando las técnicas habituales en microscopía óptica y electrónica de barrido.

En el estado actual de conocimientos se pueden distinguir diferentes tipos de costras y analizar la relación de cada uno de ellos con las condiciones edáficas y medioambientales así como la interacción entre la dinámica de la evolución de los diferentes tipos descritos y fenómenos como la desagregación, coalescencia o infiltrabilidad.

AGRADECIMIENTOS: Este trabajo se llevó a cabo en el marco del proyecto FAIR 1- CT95- 0458, financiado por la Unión Europea.

BIBLIOGRAFÍA

- AGASSI, M., MORIN, J and SHAINBERG, I. (1985). Effect of raindrop impact energy and water salinity on infiltration rates of sodic soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49:186-190.
- ARSHAD, M. A. and MERMUT, A. R. (1988). Micromorphological and physico-chemical characteristics of soil crust types in northwestern Alberta, Canada. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52: 724-729.
- BIELDERS, C. L. and BAVEYE, P. (1995). Processes of structural crust formation on coarse textured soils. *European J. of Soil Sci.*, 46: 221-232.
- BOIFFIN, J. (1984). *La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies*. Thèse Docteur Ingénieur, Paris INA-PG. 320 pp. + annexes.
- BOIFFIN, J. et BRESSON, L.M. (1987). Dynamique de formation des croûtes superficielles: Apport de l'analyse microscopique. In: *Soil Micromorphology*, edited by Fedoroff, N., Bresson, L.M. et Courty, M.A. L'Association Française pour l'Etude du sol. Plaisir, France. 393-399.
- BOIFFIN, J., EIMBERK, M. et PAPY, F. (1988). Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement concentré. I. Analyse des conditions de déclenchement de l'érosion. *Agronomie*, 8 : 663-673.
- BRESSON, L.M. and BOIFFIN, J. (1990). Morphological characterization of soil crust development stages on an experimental field. *Geoderma*, 47: 301-325.
- BRESSON, L. M. and CADOT, L. (1992). Illuviation and structural crust formation on loamy temperate soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56: 1565 - 1570.
- BRESSON, L.M. and VALENTIN, C.(1990). Comparative micromorphological study of soil crusting in temperate and arid environments. *Trans.14th Int. Cong. Soil Sci.*, 7: 238-243.
- CHEN, Y., TARCHITZKY, J., BROUWER, J., MORIN, J. and BANIN, A. (1980). Scanning electron microscope observations on soil crust and their formation. *Soil Sci.*, 130: 49-55.
- COURTY, M. A. (1986). Morphology and genesis of soil surface crust in semi-arid conditions (Hissar region, northwest India). In: *Assessment of soil surface sealing and*

crusting, edited by Callebaut, F., Gabriels, D. and DeBoodt, M. Flanders Research Centre for Soil Erosion and Soil Conservation Ghent, Belgium.32-39.

- DULEY, F. L. (1993). Surface factors affecting the rate of intake of water by soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 4: 60-64.
- EPSTEIN, E. and GRANT, W. J. (1973). Soil crust formation as affected by raindrop impact. In: *Physical aspects of soil water and salts in ecosystems*, edited by Hadas, A., Swartzendruber, D., Rijtema, P. E., Fuchs, M. and Yaron, B. Springer-Verlag, New York. 195-201.
- FALAYI, O. and BOUMA, J. (1975). Relationships between the hydraulic conductance of surface crust and soil management in a typic Hapludalf. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 39: 957-963.
- FARRES, P. (1978). The role of time and aggregate size in the crusting process. *Earth Surface Processes*, 3: 243-254.
- GAL, M., ARCAN, L., SHAINBERG, I. and KEREN, R. (1984). Effect of exchangeable sodium and phosphogypsum on crust structure-scanning electron microscope observations. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48: 872-878.
- JETTEN, V., BOIFFIN, J., LUDWIG, B. and DE ROO, A. (1996). Building a reference database for erosion modelling of agricultural catchments. *HidroGIS 96. Inter. Conference*. Vienna. 172-179.
- KOOISTRA, M.J. and W. SIDERIUS. (1986). Micromorphological aspects of crust formation in a savanna climate under rainfed agriculture. In: *Assessment of soil surface sealing and crusting*, edited by Callebaut, F., Gabriels, D. and DeBoodt, M. Flanders Research Centre for Soil Erosion and Soil Conservation. Ghent. Belgium. 9-17.
- LE BISSONNAIS, Y. (1996). Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. Theory and methodology. *European J. of Soil Sci.*, 47: 425- 437.
- LUK, S. H., DUBBIN, W. E. and MERMUT, A. R. (1990). Fabric analysis of surface crusts developed under simulated rainfall on loess soils, China. In: *Soil erosion-experiments and models*, edited by Bryan, R. B. *Catena Supplement 17*. Catena-Verlag. Cremlingen-Destedt. Germany.
- McINTYRE, D. S. (1958). Permeability measurements of soil crust formed by raindrop impact. *Soil Sci.*, 85: 185-189.

- MUALEM, Y., ASSOULINE, S. and ROHDENBURG, R. H. (1990). Rainfall induced soil seal (A) A critical review of observations and models. *Catena*, 17: 185-203.
- NORTON, L. D. (1987). Micromorphological study of surface seals developed under simulated rainfall. *Geoderma*, 40: 127-140.
- NORTON, L. D. and SCHROEDER, S. L. (1987). The effect of various cultivation methods on soil loss: A micromorphological approach. In: *Soil Micromorphology*, edited by Fedoroff, N., Bresson, L. M. and Courty, M. A. L'Association Francaise pour l'Etude du Sol. Plaisir, France. 431-436.
- NORTON, L. D., SCHROEDER, S. L. and MOLDENHAUER, W. C. (1986). Differences in surface crusting and soil loss as affected by tillage methods. In: *Assessment of soil surface sealing and crusting*, edited by Callebaut, F., Gabriels, D. and DeBoodt, M. Flanders Research Centre for Soil Erosion and Soil Conservation. Ghent, Belgium. 64-71.
- PAGLIAI, M. (1987). Effects of different management practices on soil structure and surface crusting. In: *Soil Micromorphology*, edited by Fedoroff, N., Bresson, L. M. and Courty, M. A. L'Association Francaise pour l'Etude du sol. Plaisir, France. 415-421.
- PAGLIAI, M., BISDOM, E. B. A. and LEDIN, S. (1983). Changes in surface structure (crusting) after application of sewage sludge and pig slurry to cultivated agricultural soils in northern Italy. *Geoderma*, 30: 35-53.
- RADCLIFFE, D. E., WEST, L.T., HUBBARD., R. K. and ASMUSSEN, L. E. (1991). Surface sealing in Coastal Plains loamy sands. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55: 223-227.
- REMLEY, P. A. and BRADFORD, J. M. (1989). Relationship of soil crust morphology to interrill erosion parameters. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53: 1215-1221.
- ROSE, C. W. (1993). Erosion and sedimentation. In: *Hidrology and water management in the humid tropics: hydrological research issues and strategies for water management*, edited by Bonnell, M., Hufschmidt, M. M. and Gladwell, J. S. Cambridge Univ Press. Cambridge, U. K. 301 - 343.
- TACKETT, J. T. L. and PEARSON, R. W. (1965). Some characteristics of soil crusts formed by simulated rainfall. *Soil Sci.*, 99: 407-413.
- TARCHITZKY, J., BANNIN, A., MORIN, J and CHEN, Y. (1984). Nature, formation and effects of soil crust formed by water drop impact. *Geoderma*, 33: 135-155.

- VALENTIN, C. (1986). Surface crusting of arid sandy soils. In: *Assessment of soil surface sealing and crusting*, edited by *Callebaut, F., Gabriels, D. and DeBoodt, M.* Flanders Research Centre for Soil Erosion and Soil Conservation. Ghent. Belgium. 40-47.
- VALENTIN, C. and RUÍZ FIGUEROA, J. F. (1987). Effects of kinetic energy and water application rate on the development of crust in a fine sandy loam soil using sprinkling irrigation and rainfall simulation. In: *Soil Micromorphology*, edited by *Fedoroff, N., Bresson, L.M. and Courty, M.A.* L'Association Francaise pour l'Etude du Sol. Plaisir, France. 401-408.
- VALENTIN, C. and BRESSON, L. M. (1992). Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. *Geoderma*, 55: 225-245.
- WEST, L. T., BRADFORD, J. M. and NORTON, L. D. (1990). Crust morphology and infiltrability in surface soils from the southeast and midwest U.S.A. In: *Soil Micromorphology: A basic and applied science*, edited by *Douglas, L. A.* Developments in Soil Science 19, Elsevier, Amsterdam.107-113.