

# EROSIONE e DEPOSIZIONE del SUOLO MOVIMENTI del MANTO NEVOSO

**Elisabetta Ceaglio**<sup>1,2,3</sup>,  
**Michele Freppaz**<sup>1</sup>,  
**Ermanno Zanini**<sup>1</sup>,  
**Katrin Meusburger**<sup>4</sup>,  
**Christine Alewell**<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Dipartimento di Valorizzazione e Protezione delle Risorse Agroforestali - DIVAPRA, Chimica Agraria e Pedologia, LNSA and NatRisk, University of Torino - Via Leonardo Da Vinci 44, 10095 Grugliasco (TO), Italy;

<sup>2</sup> Ufficio neve e valanghe, Assetto idrogeologico dei bacini montani, Regione Autonoma Valle d'Aosta, Loc. Amérique 44, 11020 Quart (AO), Italy;

<sup>3</sup> Fondazione Montagna Sicura - Montagne Sûre, Villa Cameron, Località Villard de la Palud 1, 11013 Courmayeur (AO), Italy;

<sup>4</sup> Institute of Environmental Geosciences, University of Basel, Bernoullistr. 30, 4056 Basel, Switzerland

In ambiente montano, oltre ai processi di deflusso delle precipitazioni, anche i movimenti della neve possono contribuire ad intensificare l'erosione del suolo. Lo scopo di questo lavoro è stato quello di quantificare il tasso di erosione del suolo attribuibile ai movimenti della neve e di confrontarlo con quello totale annuale. In un sito valanghivo, caratterizzato da intenso slittamento della neve e da frequenti valanghe a lastroni di fondo, sono stati applicati due metodi: a) metodo convenzionale, basato su misure in campo della quantità di sedimento, trasportata nella zona di accumulo da due eventi valanghivi, al fine di stimare i tassi di redistribuzione del suolo dovuti ai movimenti della neve; b) metodo del cesio-137 che permette di stimare i valori medi annuali di perdita o accumulo di suolo dal 1986, includendo dunque tutti i processi erosivi. L'accumulo di suolo derivante dai movimenti della neve ( $27.5 \text{ Mg ha}^{-1}$  and  $161.0 \text{ Mg ha}^{-1}$ ) risulta essere anche più intenso del tasso di deposizione totale ( $12.6 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$ ); i valori di erosione del suolo, derivanti dai movimenti della neve ( $3.7 \text{ Mg ha}^{-1}$  and  $20.8 \text{ Mg ha}^{-1}$ ), sono comparabili con i tassi di erosione totale ( $13.4 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$  e  $8.8 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$ ); anche se la confrontabilità tra i due metodi è limitata dalla diverse scale (temporale e spaziale) utilizzate, entrambi conducono a simili valori di intensità di redistribuzione del suolo. I movimenti della neve possono essere considerati la principale forza motrice di redistribuzione del suolo in quest'area di studio. Per poter estendere questa conclusione anche ad altre aree sarebbe necessario effettuare ulteriori indagini. Tuttavia, lo studio evidenzia che i movimenti della neve dovrebbero essere considerati nella valutazione della vulnerabilità del suolo in zone montuose, dal momento che ne influenzano in maniera significativa il modello di redistribuzione.







## INTRODUZIONE

I suoli in ambiente montano sono fragili e spesso scarsamente sviluppati, soprattutto a causa dell'inclinazione dei pendii e delle condizioni climatiche estreme, e sono diffusamente interessati da processi di erosione che coinvolgono principalmente gli orizzonti superficiali. I fattori principali nel determinare l'erosione del suolo sono la topografia, la copertura vegetazionale, la tessitura del suolo, le precipitazioni e l'uso del suolo (Wischmeier e Smith, 1978). L'erosione è legata principalmente ai processi di deflusso delle precipitazioni, ma, nelle zone montane, può essere intensificata anche dalla fusione del manto nevoso e dai processi relativi a movimenti della neve, quali: a) lo scivolamento lento del manto nevoso (slittamento) su una superficie liscia o su suolo umido, che può portare alla formazione di fessurazioni (glide cracks), b) valanghe di fondo, in particolare quelle che si verificano quando lo slittamento della neve, da movimento lento, diventa rapido (valanghe per scivolamento di neve). Anche il periodo di fusione della neve può contribuire in modo significativo nei processi di deflusso delle acque e di mobilitazione dei sedimenti, costituiti prevalentemente da particelle fini (<2 mm) (Lana-Renault et al., 2011). Tuttavia, il ruolo e l'importanza dei movimenti del manto nevoso, come agenti di erosione del suolo, non sono ancora ben compresi. In realtà, essi possono esercitare notevoli forze erosive: in particolare le valanghe sono in grado di trasportare quantità consistenti di detriti, soprattutto quando coinvolgono l'intero manto nevoso o scorrono su aree libere dalla neve (Luckman, 1978; Freppaz et al., 2006; Freppaz et al., 2010; Confortola et al., 2012). Il materiale trasportato dalle valanghe deve le sue origini all'erosione del suolo e della roccia presenti nella zona di distacco e lungo la zona di scorrimento (Gardner, 1983). Depositi detritici di provenienza valanghiva sono comuni in ambiente montano, a indicare l'importanza delle valanghe come agenti geomorfologici specifici. La mappatura e la quantificazione dell'e-

rosione del suolo in differenti condizioni d'uso del territorio sono state valutate in molti progetti mirati alla gestione di suoli agricoli in pianura. Tuttavia, esistono pochi studi sulla misura e quantificazione dell'erosione del suolo, effettuati o nel piano montano o in ambienti alpini caratterizzati da specifiche condizioni climatiche e topografiche (ad es.: Prasuhn et al., 2007, 2010, 2011; Meusburger et al., 2010). Inoltre, la maggior parte degli studi si concentra sulla misura dell'erosione del suolo durante il periodo vegetativo, mentre solo pochi lavori si occupano di erosione causata dai movimenti del manto nevoso (Ackroyd, 1987; Bell et al., 1990; Kohl et al., 2001; Heckmann et al., 2005; Konz, 2011; Freppaz et al., 2006 e 2010). Quindi, è opportuno raccogliere più dati sull'erosione nelle regioni alpine, per periodi di tempo più lunghi, e considerando tutte le stagioni. Volendo tener conto del tasso di redistribuzione del suolo, imputabile alla "stagione nevosa", convenzionalmente, essa può essere valutata mediante la misura dei sedimenti trasportati nelle zone di accumulo dai movimenti della neve (scivolamento lento della neve e valanghe di fondo), considerando sia i detriti grossolani, sia il materiale fine. D'altra parte si può misurare l'erosione annuale del suolo in aree montuose tramite tecniche isotopiche basate sull'uso di radionuclidi da fallout (FRNs) come  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^7\text{Be}$  and  $^{210}\text{Pb}$  (Mabit et al., 2008a). I radionuclidi da fallout, in particolare il Cesio-137, hanno dimostrato di essere traccianti molto potenti dei movimenti del suolo nel territorio; l'utilizzo di questa metodologia può integrare gli approcci convenzionali. La presenza di  $^{137}\text{Cs}$  nel suolo può essere imputabile sia ai test nucleari degli anni 1960 sia all'incidente del reattore nucleare di Chernobyl (26 aprile 1986). L'input al suolo di  $^{137}\text{Cs}$  proveniente da Chernobyl fu altamente dipendente dalla distribuzione delle precipitazioni avvenute nei giorni successivi l'incidente, che determinò un'elevata eterogeneità, a scala regionale, nella distribuzione del  $^{137}\text{Cs}$ . Tuttavia, per un bacino di piccole dimensioni o per un singolo pendio si può

assumere una distribuzione delle precipitazioni omogenea. Dopo la deposizione a terra, il  $^{137}\text{Cs}$  va rapidamente e fortemente a legarsi con le particelle fini del suolo; ne deriva che la sua redistribuzione è principalmente legata ai processi erosivi. La misura del  $^{137}\text{Cs}$  presente è utilizzata per stimare i tassi di erosione e di deposizione del suolo, basandosi sul confronto tra le concentrazioni di  $^{137}\text{Cs}$  misurate in singoli punti di campionamento e la concentrazione misurata in un sito di riferimento, rappresentativo dell'input locale da fallout. Il sito di riferimento non deve essere soggetto a processi erosivi né di deposizione. Se la concentrazione di  $^{137}\text{Cs}$ , misurata per un punto di campionamento, è inferiore al valore di riferimento, allora è indicativa di erosione, se è maggiore, indica deposizione. Per convertire le misure di  $^{137}\text{Cs}$  in tassi di erosione e deposizione del suolo, esistono diversi metodi, basati sia su relazioni empiriche, sia su modelli teorici (Walling e He, 1999).

Lo scopo di questo studio è stato quello di quantificare i valori di erosione e deposizione del suolo correlati ai movimenti della neve (scivolamento del manto nevoso e valanghe di fondo) tramite misure di campo convenzionali, effettuate nella zona di accumulo di una valanga.

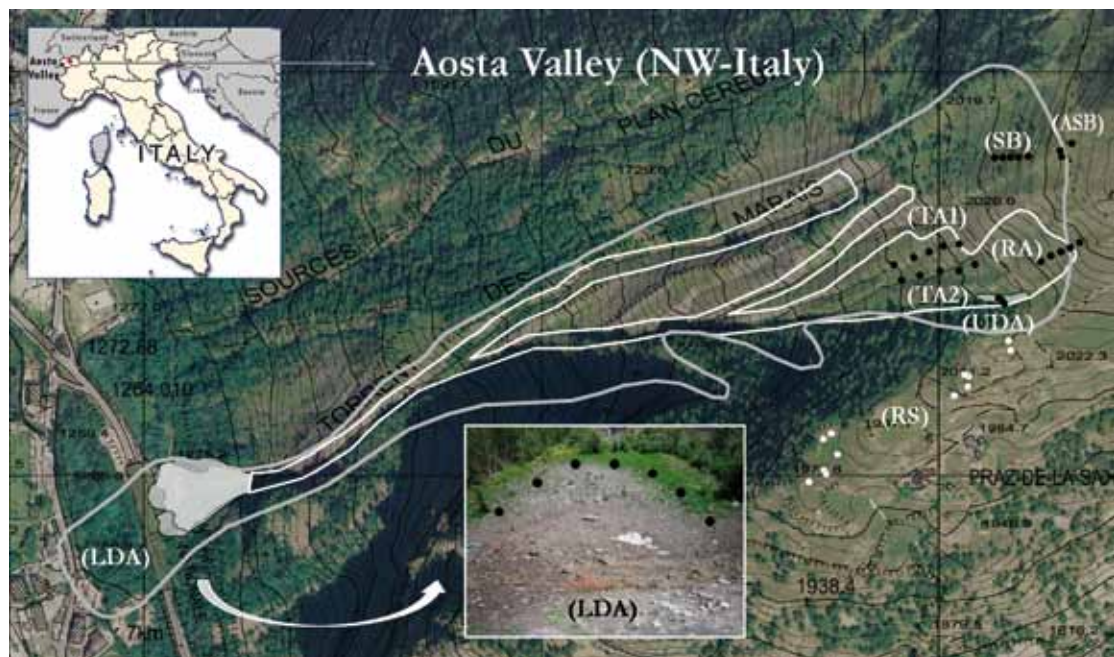
Inoltre, i valori annuali di redistribuzione del suolo, in diversi siti dell'area di studio, sono stati valutati con il metodo del  $^{137}\text{Cs}$ , che restituisce il valore cumulato di perdita/accumulo di suolo dal 1986, includendo tutti i processi di erosione.

La nostra ipotesi è che la combinazione dei due approcci possa fornire informazioni sull'importanza relativa dei movimenti della neve sull'erosione del suolo, rispetto ai processi di deflusso delle acque.

## MATERIALI E METODI - AREA DI STUDIO

Il bacino idrografico indagato (24.6 ettari) si trova nella parte nord-occidentale della Regione Autonoma Valle d'Aosta, molto vicino al massiccio del Monte Bianco (4810 m slm), nel comune di Courmayeur. L'area di studio è un sito valanghivo denominato "Torrent des Marais", che percorre

un pendio esposto a ovest, da 2115 m a 1250 m slm (Fig. 1). In questo sito, oltre a valanghe di neve asciutta, si verificano anche valanghe a lastroni di fondo (per scivolamento di neve), più frequenti durante la primavera, e talvolta nel tardo autunno. Le aree di distacco e scorrimento sono caratterizzate da intenso slittamento della neve, dalla formazione di fessurazioni e da evidenti segni di erosione superficiale del suolo. Le valanghe di fondo coinvolgono spesso il suolo sottostante, con la rimozione, il successivo trasporto e l'accumulo nelle zone di deposizione, degli orizzonti superficiali insieme a detriti rocciosi e materiale vegetale. Secondo il Catasto valanghe della Regione Autonoma Valle d'Aosta, negli ultimi quattro anni, la frequenza delle valanghe di fondo nell'area investigata sembra essere aumentata: per ognuno degli ultimi quattro inverni abbiamo avuto un evento documentato, mentre i dati registrati nel Catasto regionale negli ultimi quattro decenni indicano solo poche valanghe di fondo, di neve bagnata. Gli ultimi eventi hanno avuto luogo durante stagioni invernali con diverse condizioni di innevamento (2007/2008: ridotto innevamento; 2008/2009 e 2009/2010: abbondante innevamento; 2010/2011: ridotto innevamento) e l'ultimo di questi si è verificato in autunno, invece che in primavera. Tuttavia, è necessario considerare che, storicamente, il Catasto regionale valanghe è stato utilizzato principalmente per registrare gli eventi che hanno coinvolto le attività antropiche; solo negli ultimi sei anni la raccolta dati per il Catasto valanghe è stata migliorata con lo scopo di raccogliere il maggior numero possibile di eventi valanghivi. Inoltre, dalle interviste con la gente del posto emerge che la frequenza di questo tipo di eventi valanghivi (per scivolamento di neve) negli ultimi decenni è stata costante e quasi annuale. L'area di studio descritta, secondo il Catasto valanghe, si trova sul confine tra due comprensori più grandi: Val Ferret e Morgex. Le aree di distacco e scorrimento degli eventi valanghivi (inclinazione > 15°), registrate nel Catasto



valanghe dal 1970, sono state intersecate (ArcGis 9 - ArcMap versione 9.2) con le classi vegetazionali, ottenute dalla carta dell'uso del suolo disponibile per la Regione Autonoma Valle d'Aosta. È risultato che il 34% delle aree di distacco e scorrimento delle valanghe è caratterizzato da pascoli alpini, i più inclini, grazie alla loro bassa rugosità, al distacco di valanghe di fondo e relativi processi erosivi del suolo, il 2% da prati da fieno e l'8% da arbusti nani (in ordine di crescente coefficiente di rugosità).

La zona di distacco della valanga (RA) è caratterizzata da pendenza media di 30° e copertura vegetazionale costituita da pascoli parzialmente abbandonati. La zona di scorrimento (TA) s'incanala gradualmente (>35° di inclinazione), la copertura vegetazionale è primariamente costituita da prateria alpina e, nelle zone più ripide, da rocce e suolo nudo. Nella zona di accumulo della valanga (LDA) la pendenza gradualmente diminuisce ed è presente una galleria paravalanghe, costruita nel 1970 per proteggere la strada statale. Oltre a questa zona di accumulo principale, c'è una zona di deposizione secondaria (UDA) a 2015 m slm, posta appena sotto la zona di distacco. Una porzione della zona di distacco è protetta con dei ponti da neve (protezioni di difesa attiva) costruiti dal 1974: in questo settore (SB), la copertura vegetale è caratterizzata prin-

cipalmente da arbusti nani (*Vaccinium myrtillus*, *Rhododendron ferrugineum*) e rinnovazione di larice (*Larix decidua*). Appena sopra i ponti da neve, a 2110 m slm, c'è una zona (ASB), dove la pendenza diminuisce leggermente, poi il pendio soprastante è di nuovo ripido.

Il substrato roccioso è costituito principalmente da scisti neri argillici e da arenarie calcaree e, localmente, da graniti porfirici. I dati meteorologici sono registrati da una stazione meteorologica automatica (2076 m slm) dell'Ufficio Centro Funzionale (UCF) - Regione Autonoma Valle d'Aosta (VDA), che si trova molto vicino all'area di studio. In questa stazione, il valore di precipitazione media annua è di 840 mm (periodo 1995-2010) e la temperatura media annua dell'aria è pari a +2,8 °C (periodo 1993-2010) (Fonte: UCF-VDA). La media annua di precipitazioni nevose cumulate è di 275 cm a 1250 m slm (periodo 1937-1995) e di circa 450 cm a 2000 m slm (Fonte: SMS, 2003).

Durante la prima decade di maggio del 1986, pochi giorni dopo l'incidente di Chernobyl, l'Italia nord-occidentale fu investita dal fallout radioattivo, avvenuto sotto forma di deposizioni sia umide, sia secche; in particolare l'area di studio fu interessata da una precipitazione stimata in 5-10 mm di pioggia. Dopo una serie di campionamenti, effettuati in Valle d'Aosta nel periodo 2001-2004 da ARPA Valle d'A-

Fig. 1 - Sito valanghivo denominato "Torrent de Marais - Mont de la Saxe" - linea grigia: perimetro del massimo evento registrato nel Catasto regionale valanghe della Regione Autonoma Valle d'Aosta; linea bianca: perimetri delle zone di distacco e scorrimento degli eventi registrati nel 2009 e 2010; aree in grigio (chiaro e scuro): depositi degli stessi eventi (fonte: RAVDA-Ufficio Valanghe); cerchi bianchi: punti di campionamento dei suoli nel sito di riferimento (RS = Reference Site); cerchi neri: punti di campionamento, per la valutazione dei valori di redistribuzione del suolo, in: zona di distacco della valanga (RA = Release Area), zona di scorrimento (TA = Track Area), zona tra i ponti da neve (SB = Snow Bridge area), area sopra i ponti da neve (ASB = Above Snow Bridge area), zona di accumulo superiore (UDA = Upper Deposition Area), zona di accumulo principale (LDA = Lower Deposition Area).

Fig. 2 - Deposito di neve nella zona di accumulo principale della valanga (LDA): evento del 2009. Sulla destra un particolare del metodo di campionamento della superficie del deposito (sopra) e della parte interna (sotto); a sinistra la buca scavata nel deposito fino al suolo.



osta, la concentrazione di  $^{137}\text{Cs}$  nel suolo fu stimata rientrare nel range 1000-6000 Bq m<sup>-2</sup> (Agnesod et al., 2006).

Inoltre, nella vicina Regione Piemonte, fu stimato che di tutto il cesio accumulato nel suolo, la deposizione umida derivante da Chernobyl rappresentava l'84%, il 9% era attribuibile ai fallout pre-Chernobyl (test nucleari) e il 7% alla deposizione secca da Chernobyl (Facchinelli et al., 2002). Grazie alla vicinanza tra le due Regioni, possiamo considerare questi dati attribuibili anche alla nostra area di studio. Quest'assunzione risulta importante perché, se l'input di  $^{137}\text{Cs}$  derivante da Chernobyl è considerevolmente maggiore rispetto all'input proveniente dai test atomici degli anni 1960, allora il  $^{137}\text{Cs}$  misurato nell'area di studio riflette principalmente l'erosione del suolo verificatasi dopo il 1986.

## METODOLOGIE

### Campionamento nella zona di deposito della valanga

In questo lavoro sono state considerate due valanghe a lastroni di fondo per scioglimento di neve: (a) una verificatasi durante la stagione invernale 2008-2009 (1 marzo 2009) e (b) l'altra nell'inverno 2009-2010 (17 marzo 2010). Entrambe le valanghe hanno determinato erosione del suolo, con la formazione di depositi di neve molto sporchi nelle zone di accumulo (LDA-UDA) (Fig. 2). L'area delle zone di distacco e scorrimento è stata calcolata con il GIS, tramite georeferenziazione delle fotografie scattate dopo gli eventi valanghivi. La superficie della zona di ac-

cumulo (LDA) e l'altezza del deposito sono state determinate in campo non appena raggiunto un sufficiente livello di sicurezza. Il perimetro è stato misurato mediante GPS. Le altezze del deposito (n=6), per calcolarne il volume, sono state misurate con una sonda da 3.5 m. Ai fini della stima del sedimento trasportato, i depositi sono stati campionati due volte: 17 marzo e 19 maggio nel 2009; 2 aprile e 17 maggio nel 2010. La neve, nella zona di accumulo LDA, è stata campionata secondo una griglia regolare di punti. Nel 2009 i punti di campionamento sono stati distribuiti con una griglia di maglia 7×7 m, durante il primo rilievo (17 marzo (n=58)), poi con una griglia di 15×15 m, durante il secondo campionamento (19 maggio (n=10)). Nel 2010 il campionamento è stato condotto ad una risoluzione spaziale inferiore, con una maglia di 20×20 m in entrambi i rilievi (2 aprile (n=8), 17 maggio (n=6)). I punti di campionamento sono stati mappati con il GPS (accuratezza <5 m). Per ogni punto sono stati prelevati due campioni: uno in superficie e uno all'interno del deposito, al fine di indagare la distribuzione verticale dei sedimenti. I campioni superficiali sono stati raccolti mantenendo costante la superficie di prelievo ed utilizzando una maschera di legno rettangolare, scelta di piccole dimensioni (0,15×0,15 m) al fine di: a) rendere più facile e veloce il campionamento, dal momento che la zona di accumulo della valanga è una zona comunque pericolosa; b) cercare di evitare l'estrema irregolarità topografica della superficie del deposito. I campioni di neve all'interno del deposito sono stati

raccolti a 0.20 m sotto la superficie, con un barattolo di plastica (volume fisso di 0.15 dm<sup>3</sup>). Inoltre, nel 2009, è stata scavata una buca fino a terra: 5 campioni (0.15 dm<sup>3</sup>) sono stati raccolti al fine di analizzare la distribuzione dei sedimenti lungo tutta l'altezza (Fig. 2).

Durante i campionamenti si è osservato che la maggior parte dei sedimenti era costituita da "suolo", una miscela di piccole particelle minerali e organiche. Dal campionamento sono stati esclusi residui organici, rocce e zolle di suolo con un diametro maggiore di 5 cm.

### Stima dei tassi di redistribuzione del suolo tramite i dati raccolti nella zona di accumulo della valanga

I campioni, raccolti nell'area di accumulo LDA, una volta fusa la neve, sono stati filtrati utilizzando una pompa a vuoto con filtri da 0.45 μm. Il materiale filtrato è stato essiccato (stufa a 40 °C) e pesato, al fine di ottenere valori medi di concentrazione del sedimento (C). Tali valori sono stati quindi moltiplicati per il volume del deposito della valanga (V), per quantificare l'accumulo totale di sedimento, che è stato calcolato sia per lo strato superficiale del deposito (V = area del deposito × profondità dello strato superficiale campionato, stimato con il valore costante di 0.02 m), sia per il resto del deposito (V = area del deposito × altezza media del deposito). Il valore medio di deposizione del sedimento è stato calcolato dividendo l'accumulo totale per l'area del deposito di ogni evento. Questo valore è stato quindi trasformato in incremento di suolo, dividendolo per il valore di densità media del materiale non consolidato, pari a 1200 kg m<sup>-3</sup> (Freppaz et al., 2010). Il valore medio di erosione per ciascun evento è stato calcolato dividendo l'accumulo totale di sedimento per la somma delle aree di scorrimento e accumulo degli eventi valanghivi. Per quanto riguarda i valori medi di concentrazione del sedimento (C), l'errore standard calcolato (± SE) è stato esteso anche ai valori di deposizione ed erosione.



## Campionamento dei suoli lungo il percorso valanghivo

I campioni di suolo sono stati raccolti, durante la stagione estiva 2010, con un carotatore da 72 mm di diametro (Machine Company Giddings, Windsor, CO, USA).

Il sito di riferimento (RS) per la concentrazione di  $^{137}\text{Cs}$ , che ne rappresenta quindi l'attività, senza processi di redistribuzione del suolo, è stato scelto molto vicino all'area di studio, in una localizzazione piatta e indisturbata a 2000 m slm. In questo sito sono stati localizzati undici punti dove prelevare le carote di suolo: per tre di questi punti, i campioni, risultato dell'unione di tre repliche prese entro un  $\text{m}^2$ , sono stati utilizzati per determinare la distribuzione media e la profondità massima del  $^{137}\text{Cs}$  nel suolo; tutti i campioni sono stati quindi tenuti in considerazione per valutare la variabilità spaziale ed il valore di riferimento di concentrazione di  $^{137}\text{Cs}$ . Per la stima dei valori di redistribuzione, i suoli sono stati campionati lungo dei transects altitudinali nei tre siti SB, RA e TA; per la zona di scorrimento (TA) si è scelto di considerare due transects (TA1 e TA2) anziché uno, per tener conto della maggiore estensione di questa zona rispetto alle altre. Per ogni transect, cinque carote sono state campionate, a circa 15 m di distanza l'una dall'altra. Per ogni carota di suolo ottenuta, i primi 9 cm sono stati separati dalla parte inferiore, al fine di differenziare, per quanto riguarda le proprietà chimico-fisiche, il topsoil dal subsoil. Inoltre sono stati campionate: sette carote, successivamente unite ogni 5 cm, nella zona di accumulo (LDA), tre carote nella zona di accumulo secondaria (UDA) e altre tre nella zona pianeggiante al di sopra dei ponti da neve (ASB) (Fig. 1).

## Preparazione ed analisi dei campioni di suolo

In totale sono state campionate 62 carote di suolo, e da queste 136 sotto-campioni sono stati ricavati e fatti essiccare in stufa a 40 °C, per poi venire delicatamente macinati e setacciati (<2 mm). Un'aliquota di ogni campione è stata messa in un contenitore da 25 ml (6.5 cm di diametro;

Semadeni25) e analizzata per 8 ore con rivelatore di radioattività (Geli; Princeton-Gamma-Tech, Princeton, NJ, USA; 48 mm di diametro e 50 mm di lunghezza) presso il Dipartimento di Fisica e Astronomia dell'Università di Basel (CH). L'efficienza relativa è stata del 18.7%. Al fine di ridurre la quantità di radiazione di fondo presente naturalmente nell'ambiente, i campioni sono stati schermati da 4 cm di piombo durante la misurazione. Le concentrazioni di attività del  $^{137}\text{Cs}$  sono state determinate con il software Inter Winner 5 gamma spectroscopy (Ortec, Oak Ridge, TN, USA). La calibrazione di energia del rivelatore Geli è stata fatta usando un Eu-152 multi-sorgente con posizioni dei picchi sulla linea a 117.6, 347.6, 773.5, 1108.0 e 1408.9 keV. Per la calibrazione dell'efficienza, sono stati utilizzati tre campioni di riferimento, forniti da H. Surbeck (Università di Neuchâtel), arricchiti con concentrazioni note di U-238, Th-232 e K-40. Questi campioni, utilizzati per la calibrazione, erano della stessa geometria e di densità paragonabile ai nostri campioni di suolo analizzati. L'incertezza di misurazione dell'area dei picchi del  $^{137}\text{Cs}$  (a 661 keV) è inferiore al 15% (errore di misura a 2-sigma). L'attività di rilevazione minima per il  $^{137}\text{Cs}$  è stata di 0.1 Bq kg<sup>-1</sup>. Al fine di assicurarsi che il sistema di spettroscopia gamma stesse funzionando correttamente e che producesse risultati affidabili, un campione di riferimento IAEA-375 è stato misurato ogni due settimane.

Durante la preparazione dei campioni, per ciascun sito di studio e a partire dalle carote di suolo raccolte, sono state approssimativamente descritte le caratteristiche del suolo; 17 di questi profili (per 46 sotto-campioni in totale) sono stati analizzati per la determinazione delle principali caratteristiche fisico-chimiche. Le proprietà fisiche misurate sono: contenuto di scheletro (%), densità apparente ( $\text{kg m}^{-3}$ ), granulometria (%), mediante il metodo della setacciatura a umido per le frazioni sabbiose e con il metodo per sedimentazione (utilizzando il sistema SediGraph 5100 Particle size Analysis System) per le frazioni di limo e argilla.

Le proprietà chimiche analizzate sono:  $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ , contenuto di carbonio organico totale (TOC, %) misurato con il RC612 Multiphase Carbon and Hydrogen/Moisture Analyzer, contenuto di azoto totale (TN, %) misurato con il LECOCHN-1000 Carbon, Hydrogen and Nitrogen Analyser.

## Conversione delle concentrazioni di $^{137}\text{Cs}$ in stime dei tassi di redistribuzione del suolo

Il modello del profilo di distribuzione del  $^{137}\text{Cs}$  nel suolo è comunemente usato per suoli indisturbati e stabili, in cui il  $^{137}\text{Cs}$  mostra una diminuzione esponenziale con la profondità, che può essere descritta dalla seguente funzione (Walling e Quine, 1990):

$$A'(x) = A_{\text{ref}}(1 - e^{-x/h_0})$$

dove:

$A'(x)$  = concentrazione di  $^{137}\text{Cs}$  al di sopra della profondità  $x$  ( $\text{Bq m}^{-2}$ )

$x$  = profondità dalla superficie del suolo, espressa come massa compresa tra la superficie e la profondità considerata ( $\text{kg m}^{-2}$ )

$A_{\text{ref}}$  = concentrazione di riferimento del  $^{137}\text{Cs}$  ( $\text{Bq m}^{-2}$ )

$h_0$  = fattore di forma del profilo ( $\text{kg m}^{-2}$ ) che è un coefficiente che descrive la velocità di diminuzione esponenziale delle concentrazioni con la profondità, per profili di suolo in siti non coltivati.

Se si assume che l'input totale di  $^{137}\text{Cs}$  nel suolo derivi totalmente dal 1986 e che la distribuzione del  $^{137}\text{Cs}$  nel profilo sia indipendente dal tempo, per un punto di erosione (quindi con concentrazione  $A_u$  totale di  $^{137}\text{Cs}$  ( $\text{Bq m}^{-2}$ ) inferiore alla concentrazione  $A_{\text{ref}}$  presente nel sito di riferimento locale ( $\text{Bq m}^{-2}$ ) il tasso  $Y$  di erosione può essere espresso come:

$$Y = 10/(t-1986) \times \ln(1-X/100) \times h_0$$

$Y$  = tasso di erosione ( $\text{Mg ha}^{-1} \text{yr}^{-1}$ )

$t$  = anno di campionamento

1986 = perchè in Valle d'Aosta si stima

che la deposizione umida proveniente da Chernobyl rappresenti la maggior parte del  $^{137}\text{Cs}$  presente nel suolo (84%)

$X = \% \text{ di riduzione della concentrazione totale di } ^{137}\text{Cs} \text{ rispetto al valore di riferimento locale (definito come: } (A_{\text{ref}} - A_U) / A_{\text{ref}} \times 100)$

Il modello del profilo di distribuzione è semplice e facile da usare, ma include un numero di assunzioni semplificative e non tiene conto della lenta migrazione del  $^{137}\text{Cs}$  nel suolo e della progressiva evoluzione del suo profilo di distribuzione, dopo la deposizione dall'atmosfera. Di conseguenza, se sono indagati lunghi periodi di tempo, è probabile che questo modello tenda a sovrastimare i tassi di erosione del suolo (Walling and He, 1999). Tuttavia, nella nostra area di studio, dal momento che l'input di  $^{137}\text{Cs}$  deriva prevalentemente (> 80%) da Chernobyl (1986), è possibile ipotizzare che l'intervallo di tempo necessario per la migrazione di  $^{137}\text{Cs}$  nel suolo sia troppo breve, perciò l'applicazione di questo modello risulta essere la scelta più adatta. L'analisi statistica dei dati è stata effettuata utilizzando SPSS 17.0 (SPSS Inc., Chicago, IL 15). Altre fonti di incertezza sono la variabilità della concentrazione di  $^{137}\text{Cs}$  nel sito di riferimento e l'estrapolazione a scala di bacino dei tassi di erosione misurati a scala puntuale.

Quest'ultima incertezza è necessaria per consentire un confronto tra i tassi di redistribuzione del suolo individuati con i due metodi.

## RISULTATI E DISCUSSIONE

### Stima del tasso di deposizione del suolo, dovuto ai movimenti della neve, utilizzando l'approccio convenzionale

Riguardo ai due eventi valanghivi considerati (anni 2009 e 2010) il volume e l'area dei due depositi sono comparabili. L'area è dieci volte inferiore a quella registrata, nel Catasto regionale valanghe, come massimo evento (6.5 ettari) (Fig. 1). Le altezze medie misurate dei due depositi sono simili ( $1.36 \pm 0.20$  m e  $1.68 \pm 0.22$  m), e nei calcoli è stato usato il valore medio di  $1.52 \pm 0.21$  m, arrotondato a 1.50 m per il calcolo del volume della parte interna del deposito. Nell'evento del 2010, la quantità di sedimento trasportata è sette volte superiore rispetto a quella del 2009. In entrambi gli anni la maggior parte dei sedimenti risulta concentrata nei primi centimetri superficiali del deposito, come già evidenziato anche in altri studi (Heckmann et al., 2005). Nella parte superficiale del deposito le concentrazioni di sedimento sono quattrocento volte superiori a quelle della parte interna, con valori medi dei due eventi pari a

$467.53 \pm 95.31 \text{ kg m}^{-3}$  e  $1.04 \pm 0.20 \text{ kg m}^{-3}$  rispettivamente. Anche il valore totale di sedimento accumulato nella zona di deposito e proveniente dallo strato superficiale ( $60.386 \pm 12.305 \text{ kg}$ ) è cinque volte superiore rispetto alla quantità di sedimento proveniente dal resto del deposito ( $11.950 \pm 2.367 \text{ kg}$ ). Concentrazioni e quantità totali di sedimento stimate sono in accordo con i valori riportati in letteratura (Ackroyd, 1987; Heckmann et al., 2005). I relativi valori di deposizione di suolo, dovuti ai movimenti della neve, e stimati con il deposito della valanga, sono di  $27.5 \pm 3.1 \text{ Mg ha}^{-1}$  e  $161.0 \pm 34.8 \text{ Mg ha}^{-1}$ , rispettivamente per il 2009 e 2010. Questi valori sono paragonabili a dati ( $9.7\text{-}240.8 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ evento}^{-1}$ ) stimati per un sito valanghivo, localizzato a pochi chilometri dalla zona di studio (Freppaz et al., 2010).

I valori di accrescimento del suolo, risultanti dall'accumulo dei sedimenti, sono stimati in  $2.29 \pm 0.26 \text{ mm}$  e  $13.41 \pm 2.90 \text{ mm}$ , rispettivamente per il 2009 e 2010 (fig 3). Considerando che per ogni stagione si è verificato un solo evento valanghivo di fondo, possiamo assumere questi valori come tassi annuali di deposizione del suolo causati dai movimenti della neve, compresi nel range di valori ( $0.3\text{-}4.8 \text{ mm anno}^{-1}$ ) precedentemente riportati in letteratura (Caine, 1969a; Luckman, 1978).

Fig. 3 - Principali caratteristiche dei due eventi valanghivi (2009 e 2010), valori medi di concentrazione ( $\pm \text{SE}$ ) del sedimento trasportato nella zona di accumulo principale della valanga (LDA) e relative stime di deposito ed erosione del suolo.

DATI	EVENTI VALANGHIVI (anni)					
	INVERNO 2008/2009			INVERNO 2009/2010		
Zona di distacco + scorrimento ( $\text{m}^2$ )	50796			60440		
Zona di accumulo LDA ( $\text{m}^2$ )	6889			7810		
	Superficie del deposito	Parte interna del deposito	Totale	Superficie del deposito	Parte interna del deposito	Totale
Altezza del deposito (m)	0.02	$1.36 \pm 0.20$	-	0.02	$1.68 \pm 0.22$	-
Volume del deposito ( $\text{m}^3$ )	138	10334	10471	107	11715	11822
Concentrazione di sedimento ( $\text{kg m}^{-3}$ )	$118.65 \pm 12.81$	$0.25 \pm 0.04$	-	$816.40 \pm 177.81$	$1.82 \pm 0.37$	-
Sedimento totale (kg)	$16348 \pm 1765$	$2618 \pm 402$	$18965 \pm 2167$	$104425 \pm 22845$	$21282 \pm 4333$	$125708 \pm 27178$
Valore di deposizione ( $\text{Mg ha}^{-1}$ )	$23.7 \pm 2.6$	$3.8 \pm 0.6$	$27.5 \pm 3.1$	$133.7 \pm 29.3$	$27.3 \pm 5.5$	$161.0 \pm 34.8$
Incremento di suolo (mm)	$1.98 \pm 0.21$	$0.32 \pm 0.05$	$2.29 \pm 0.26$	$11.14 \pm 2.44$	$2.27 \pm 0.46$	$13.41 \pm 2.90$
Valore di erosione ( $\text{Mg ha}^{-1}$ )	$3.2 \pm 0.3$	$0.5 \pm 0.1$	$3.7 \pm 0.4$	$17.3 \pm 3.8$	$3.5 \pm 0.7$	$20.8 \pm 4.5$
Perdita di suolo (mm)	$0.27 \pm 0.03$	$0.04 \pm 0.01$	$0.31 \pm 0.04$	$1.44 \pm 0.31$	$0.29 \pm 0.06$	$1.73 \pm 0.37$

© AINEVA

SITO	Profondità suolo (cm)	Campioni	Scheletro (> 2 mm) %	Sabbia %	Limo %	Argilla %	Densità (kgm <sup>-3</sup> )	pH	TOC %	C/N
RS	30-40	(0-18 cm)	5	50.0	40.2	9.8	908	5.4	4.1	10
		(18 cm+)	27	59.9	33.5	6.7	1198	5.3	0.7	7
RA	50-60	(0-9 cm)	41	35.4	38.2	9.7	1073	4.3	3.3	7
		(9 cm+)	47	37.9	34.6	10.8	1073	4.0	1.3	5
TA	50-60	(0-9 cm)	31	32.2	33.2	9.5	908	5.4	3.8	8
		(9 cm+)	42	33.5	30.2	11.4	1137	5.4	1.2	5
SB	40-50	(0-9 cm)	33	39.0	46.9	14.1	659	5.2	4.9	10
		(9 cm+)	38	38.1	42.1	19.8	1085	5.0	2.3	8
UDA	40-50	(0-30 cm)	43	45.5	40.8	13.7	1206	6.0	2.9	9
LDA	40-50	(0-50 cm)	60	56.1	37.3	6.6	1348	8.0	1.6	8
ASB	30-40	(0-18 cm)	12	38.4	47.9	13.7	875	5.0	5.6	9
		(18 cm+)	27	49.0	37.8	13.3	1132	4.8	2.1	6

Fig. 4 - Principali caratteristiche fisico-chimiche dei suoli nell'area di studio (valori medi).

La buca nel manto nevoso, scavata fino al terreno al fine di campionare verticalmente il deposito misto (Fig. 2), conferma come il sedimento risulti concentrato nei pochi centimetri superficiali del deposito e come nella parte interna sia distribuito in modo omogeneo ( $0.25 \pm 0.04 \text{ kg m}^{-3}$ ), rivelando un buon rimescolamento verticale di sedimenti e neve. Per quanto riguarda la distribuzione spaziale dei sedimenti sulla superficie del deposito, le analisi geostatistiche effettuate (ArcGIS 9 - ArcMap versione 9.2) indicano la totale assenza di un qualsiasi andamento nella deposizione dei sedimenti nella zona di accumulo, cosa che potrebbe essere spiegata dalle caratteristiche morfologiche del sito valanghivo e dal tipo di valanga. Il percorso valanghivo è molto ripido e incanalato nella parte inferiore della zona di scorrimento, per poi spianare bruscamente nella zona di accumulo; si può dunque ipotizzare che la massa di neve umida e molto densa, si fermi improvvisamente senza lo spazio e l'energia necessarie per scorrere ancora e per distribuire i sedimenti orizzontalmente.

### Stima del tasso di erosione del suolo, dovuto ai movimenti della neve, utilizzando

#### l'approccio convenzionale

Negli eventi valanghivi considerati (2009 e 2010) le zone di distacco e scorrimento della valanga hanno quasi la stessa forma e l'area totale è pari a circa un terzo dell'area del massimo evento riportato nel Catasto regionale valanghe (18.1 et-

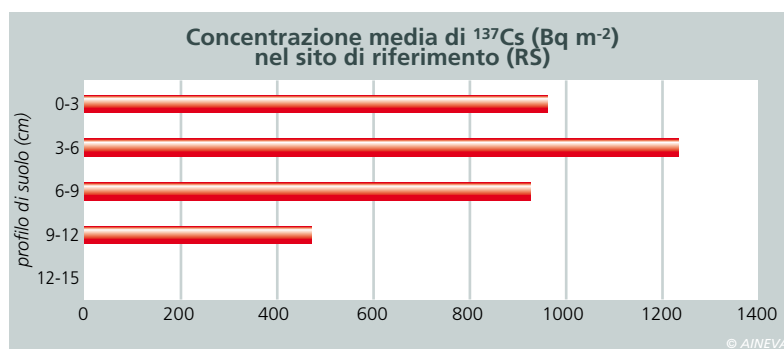


Fig. 5 - Valori medi della distribuzione del <sup>137</sup>Cs (Bq m<sup>-2</sup>) lungo il profilo dei suoli nel sito di riferimento. La somma dei valori medi di concentrazione, riportati per ogni 3 cm di suolo, rappresenta lo stock di riferimento di <sup>137</sup>Cs, presente nell'area di studio.

tari) (Fig. 1). I valori di erosione del suolo, stimati assumendo che la zona di provenienza dei sedimenti fosse uniformemente distribuita sulla superficie totale della valanga, sono di  $3.7 \pm 0.4 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ evento}^{-1}$  e  $20.8 \pm 4.5 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ evento}^{-1}$ , corrispondente ad uno strato di suolo di  $0.31 \pm 0.04 \text{ mm}$  e  $1.73 \pm 0.37 \text{ mm}$ , rispettivamente per il 2009 e per il 2010 (fig 3). Come per i valori di deposizione, dal momento che si è verificato un evento valanghivo di fondo a stagione, potremmo considerare questi dati come tassi annuali di erosione del suolo, correlati ai movimenti della neve. I valori di erosione sono compresi nell'ampio intervallo ( $1-100 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$ ) riportato da Bozhinskiy e Losev (1998), riferito alla rimozione annua di materiale minerale causata dalle valanghe in zone della Russia a differenti altitudini.

### Caratterizzazione del suolo nel sito di riferimento e valutazione della concentrazione base del <sup>137</sup>Cs

Nel sito di riferimento (RS) gli orizzonti superficiali mostrano una struttura ben sviluppata, poliedrica e granulare, mentre

quelli sottostanti presentano una struttura più debole e un contenuto maggiore di scheletro (fig 4). La concentrazione di attività del <sup>137</sup>Cs nei primi 3 cm varia tra  $28.8 \pm 8.1 \text{ Bq kg}^{-1}$  e  $72.0 \pm 13.2 \text{ Bq kg}^{-1}$ , e diminuisce in modo esponenziale fino ad un valore medio di  $13.6 \pm 3.7 \text{ Bq kg}^{-1}$ , alla profondità di suolo compresa nell'intervallo 9-12 cm. Al di sotto dei 12 cm non è stata rilevata alcuna attività.

Considerando il valore medio di concentrazione del <sup>137</sup>Cs per unità di superficie ( $\text{Bq m}^{-2}$ ), calcolato sulla base della densità del suolo, la maggior parte del <sup>137</sup>Cs (87%) si è accumulato nei primi 9 cm (Fig. 5). La concentrazione totale di <sup>137</sup>Cs nei punti di campionamento del sito di riferimento varia da 2.62 a 4.45  $\text{kBq m}^{-2}$ . Il valore medio è di 3.59  $\text{kBq m}^{-2}$ , con un coefficiente di variazione (CV) di 22,3%, e corrisponde alla linea di base del <sup>137</sup>Cs, ovvero alla quantità residua dell'input storico di <sup>137</sup>Cs, in assenza di erosione o di deposizione. Questa concentrazione di base si colloca all'interno dell'intervallo di valori (1000-6000  $\text{Bq m}^{-2}$ ) riportati per i suoli dell'area di studio, dopo una campagna di misurazioni, condotta da ARPA



Valle d'Aosta tra il 2001 e il 2004 (Agnosod et al., 2006). Inoltre, il coefficiente di variazione (22.3%) rientra nell'intervallo dei risultati riportati da altri studi, condotti nei siti di riferimento (Owens e Walling, 1996).

### Stima del tasso di deposizione totale del suolo mediante il metodo del $^{137}\text{Cs}$

Nella zona ASB la concentrazione massima di  $^{137}\text{Cs}$  si colloca negli orizzonti superficiali del suolo, e presenta una diminuzione esponenziale andando in profondità (Fig. 6). In UDA la concentrazione media di  $^{137}\text{Cs}$  per unità di superficie è di 12.76 kBq  $\text{m}^{-2}$  con valori massimi rilevati negli strati 3-6 cm e 21-24 cm (Fig. 7). In LDA la concentrazione totale di  $^{137}\text{Cs}$  è di 13.33 kBq  $\text{m}^{-2}$  con una maggiore attività negli orizzonti superficiali del suolo (0-15 cm), e il massimo alla profondità compresa tra

10 e 15 cm, equivalente a 2.70 kBq  $\text{m}^{-2}$ . Convertendo i valori di concentrazione del  $^{137}\text{Cs}$  in tassi di redistribuzione del suolo, è evidente come le aree di accumulo della valanga (UDA e LDA) ed il sito localizzato sopra i ponti da neve (ASB) siano interessati da un chiaro processo di sedimentazione. I valori di deposizione in ASB variano tra 5.3 e 11.6  $\text{Mg ha}^{-1}\text{anno}^{-1}$  ed il valore medio (8.9  $\text{Mg ha}^{-1}\text{anno}^{-1}$ ), anche se non significativamente ( $p = 0.094$ ), è inferiore nelle zone di deposizione (valore medio tra LDA e UDA pari a 12.3  $\text{Mg ha}^{-1}\text{anno}^{-1}$ ). Il tasso di deposizione nelle zone di accumulo della valanga varia tra 11.0 e 13.2  $\text{Mg ha}^{-1}\text{anno}^{-1}$  in UDA ed è pari a 12.6  $\text{Mg ha}^{-1}\text{anno}^{-1}$  in LDA (Fig. 8 e Fig. 9). Tenendo conto della densità apparente del suolo alle differenti profondità, l'accrescimento del suolo si stima pari a 1.05  $\text{mm anno}^{-1}$  e a 0.93  $\text{mm anno}^{-1}$ , equivalente ad un accumulo totale, durante il periodo

di 24 anni (1986-2010), di 25.10 mm e di 22.40 mm, rispettivamente in UDA e LDA. In ASB il relativo tasso di accrescimento del suolo è pari a 0.84  $\text{mm anno}^{-1}$ , equivalente ad un accumulo totale di 20.23 millimetri, durante i 24 anni (1986-2010). I suoli delle zone di accumulo della valanga (UDA e LDA), rispetto agli altri siti, sono caratterizzati da valori più elevati di contenuto di scheletro (52%) e di densità apparente (1277  $\text{kg m}^{-3}$ ); mentre, nella zona sopra i ponti da neve (ASB) i suoli presentano valori inferiori di scheletro (media del 19%) e densità apparente (media di 1003  $\text{kg m}^{-3}$ ) (fig 4). Considerando la quantità di scheletro (12%) ancora più bassa, che caratterizza la parte superficiale dei suoli in ASB, sembra che in questo sito si accumulino principalmente particelle fini. Ad inizio primavera 2011, subito dopo la fusione della neve e prima di qualsiasi temporale o pioggia, è evidente la sedimentazione delle particelle fini (Fig. 10). Pertanto, in ASB, di solito non interessata da valanghe di fondo, si può supporre che, oltre ai processi di deflusso delle acque, anche la fusione e lo slittamento della neve, in questo caso senza forza sufficiente per trasportare particelle più grossolane e rocce, possano contribuire attivamente all'erosione totale del suolo.

Fig. 6 - Valori medi della distribuzione del  $^{137}\text{Cs}$  ( $\text{Bq kg}^{-1}$ ) lungo il profilo dei suoli nell'area sopra i ponti da neve (ASB).

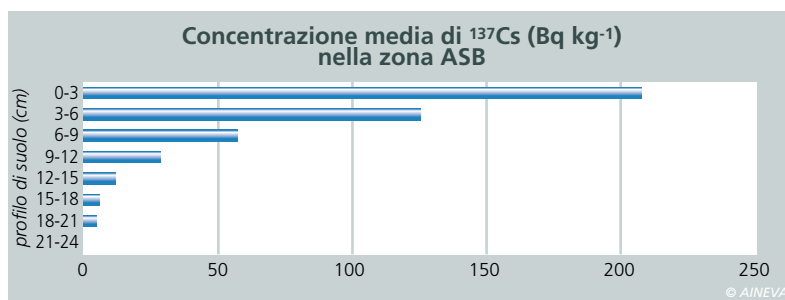


Fig. 7 - Valori medi della distribuzione del  $^{137}\text{Cs}$  ( $\text{Bq m}^{-2}$ ) lungo il profilo dei suoli nella zona di accumulo superiore (UDA).

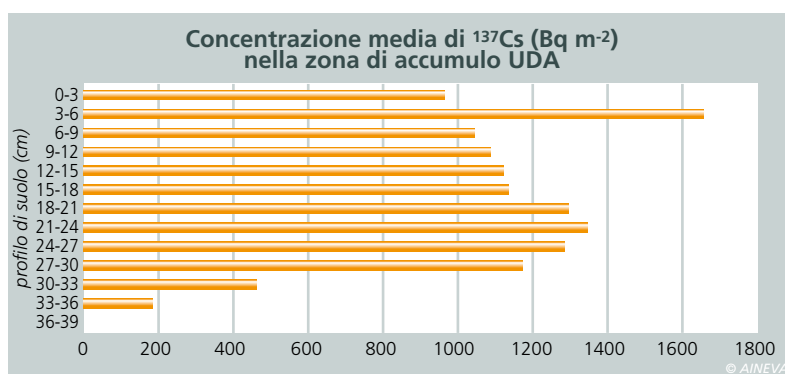
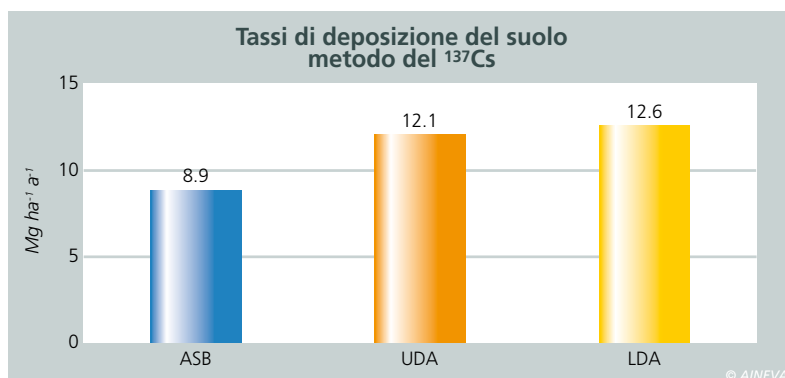


Fig. 8 - Tassi di deposizione del suolo nell'area sopra i ponti da neve (ASB), nella zona di accumulo superiore (UDA) e nella zona di accumulo principale (LDA).



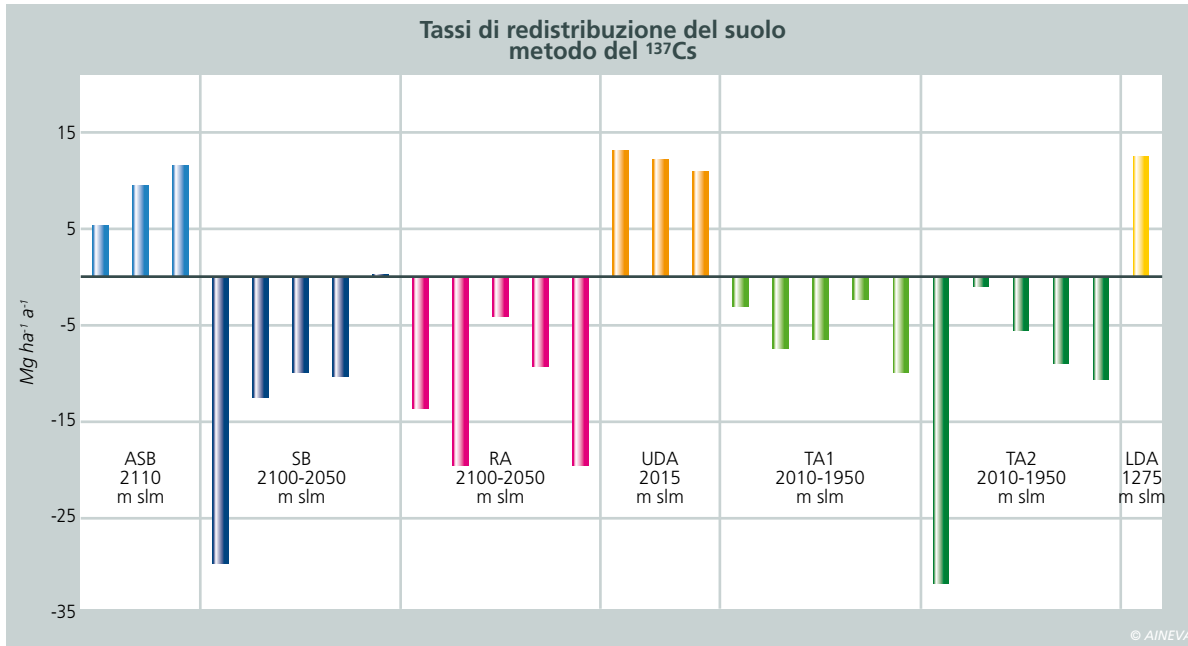


Fig. 9 - Tassi di redistribuzione del suolo in tutti i siti di campionamento: area sopra i ponti da neve (ASB); zona dei ponti da neve (SB); zona di distacco (RA); zona di accumulo superiore (UDA); zona di scorrimento (TA); zona di accumulo principale (LDA). Valori negativi indicano erosione, mentre quelli positivi indicano accumulo di suolo. In ogni transect (SB, RA e TA) il primo punto rappresentato nel grafico è quello campionato alla quota più alta, mentre il quinto punto è quello alla quota più bassa.

esposti alla superficie in seguito all'erosione di quelli superficiali, mentre in SB i suoli sono stati più probabilmente disturbati durante la costruzione dei ponti da neve. Il contenuto di carbonio organico è maggiore in RS (4.1%) e SB (4.9%) e inferiore in RA (3.3%) e TA (3.8%), rivelando che in SB, dove anche la densità del suolo è inferiore, la copertura vegetale sembra aver stabilizzato meglio il suolo (fig. 4). Il valore medio di concentrazione del  $^{137}\text{Cs}$  in RA è di  $37.3 \pm 6.5 \text{ Bq kg}^{-1}$ , mentre valori di  $74.0 \pm 6.2 \text{ Bq kg}^{-1}$  e  $61.4 \pm 9.8 \text{ Bq kg}^{-1}$  sono stati riscontrati in TA1 e TA2 rispettivamente. In SB la concentrazione media di  $^{137}\text{Cs}$  è pari a  $62.8 \pm 5.1 \text{ Bq kg}^{-1}$ , con un trend crescente spostandosi lungo il pendio dall'altro verso il basso.

Convertendo i valori di concentrazione del  $^{137}\text{Cs}$  in tassi di erosione del suolo utilizzando il modello di distribuzione del cesio nel profilo, i valori ottenuti confermano l'avvenuta erosione del suolo in queste zone, ad eccezione del punto a più bassa quota del transect in SB. In quest'area (SB) è evidente il diminuire dei valori di erosione del suolo dal punto di campionamento più alto a quello più basso, con  $-30.0 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$  e  $+0.3 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$  rispettivamente (Fig. 9). Questo fenomeno potrebbe essere dovuto all'effetto protettivo delle strutture paravalanghe. Sembra che i ponti da neve abbiano ridotto i processi di erosione del



Fig. 10 - Evidente accumulo di particelle fini di suolo nell'area sopra i ponti da neve (ASB), dopo la fusione della neve.

suolo, consentendone la colonizzazione da parte di arbusti nani e piantine di larice. Negli altri transects i valori di erosione sono più variabili e senza alcun andamento evidente lungo il pendio. Considerando i valori medi di erosione del suolo, non vi sono differenze significative ( $p < 0.05$ ) tra le diverse aree di studio (Fig. 11), anche se in TA si osserva un valore più basso ( $8.8 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$  vs  $13.4 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$  in RA e  $12.6 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$  in SB). Questi valori rientrano nell'intervallo di valori annui ( $7-37 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$ ) determinati, sempre con il metodo del  $^{137}\text{Cs}$ , da Konz et al. (2009, 2010) per pendii ripidi della Svizzera Centrale, in parte anche fortemente influenzati da attività valanghiva.

Tenendo conto della densità media dei suoli, l'erosione varia tra  $0.97 \text{ mm anno}^{-1}$  e  $1.90 \text{ mm anno}^{-1}$  in TA e SB, che equivale ad una perdita di suolo totale, durante i 24 anni (1986-2010), di  $23.29 \text{ mm}$  e  $45.71 \text{ mm}$  rispettivamente.

### Confronto tra il metodo convenzionale e il metodo del $^{137}\text{Cs}$

Il tasso di deposizione annua ( $12.6 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$ , corrispondente ad un accrescimento del suolo di  $0.93 \text{ mm anno}^{-1}$ ) misurato con il metodo del  $^{137}\text{Cs}$  in LDA è inferiore, ma paragonabile, ai valori stimati utilizzando i dati provenienti dalla zona di accumulo degli eventi valan-

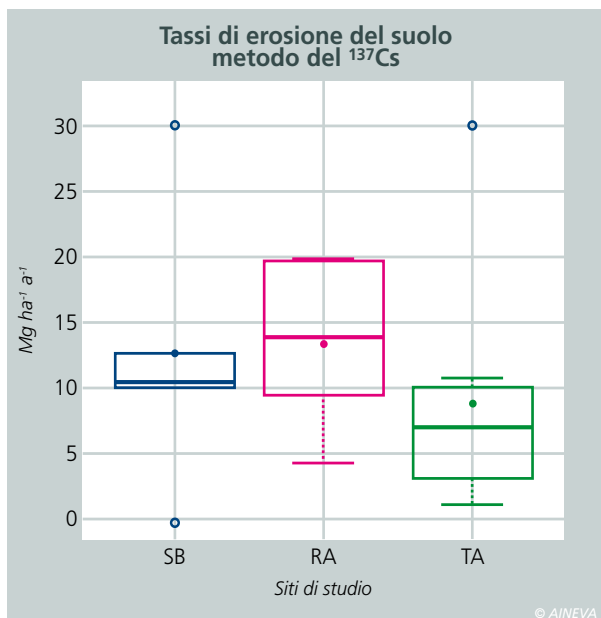


Fig. 11 - Tassi di erosione del suolo trovati in: zona dei ponti da neve (SB); zona di distacco (RA); zona di scorrimento (TA), per la quale sono stati considerati tutti i punti di campionamento TA1 e TA2. I cerchi pieni indicano i valori medi, i cerchi vuoti rappresentano gli outliers (valori che si discostano dalla media più di 1.5 volte la distanza interquartile), la linea rappresenta la mediana.

ghivi ( $27.5 \text{ Mg ha}^{-1}$  e  $161.0 \text{ Mg ha}^{-1}$ , con un incremento di suolo compreso tra  $2.29 \text{ mm}$  e  $13.41 \text{ mm}$ ). In LDA il valore effettivo, stimato con il  $^{137}\text{Cs}$ , potrebbe essere verosimilmente superiore: i punti di campionamento sono stati scelti in una zona relativamente ripida dell'area di accumulo (maggiore di  $15^\circ$  di inclinazione), dove non è dunque possibile escludere l'influenza di processi erosivi, ad esempio da deflusso delle acque, ma perlomeno l'area non risulta disturbata da attività antropiche. Inoltre, i valori di deposizione stimati con entrambi i metodi, sono superiori (circa dieci volte) rispetto ai valori riportati da Lana-Renault et al. (2011), che, in un esperimento in campo condotto in un bacino di alta montagna nell'area mediterranea, ha trovato valori di deposizione annua dei sedimenti, causati da processi di deflusso, compresi tra  $2.1 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$  e  $2.9 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$  (il 43-35% dei quali dovuto a nevicamento). I valori medi di erosione stimati con il  $^{137}\text{Cs}$  in RA e TA ( $13.4 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$  e  $8.8 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ anno}^{-1}$ , corrispondenti ad una perdita di suolo compresa tra  $1.24 \text{ mm anno}^{-1}$  e  $0.97 \text{ mm anno}^{-1}$ ) sono paragonabili ai valori stimati dai dati provenienti dai depositi di valanga: infatti il valore di rimozione media di suolo nei due eventi è di  $12.3 \text{ Mg ha}^{-1}$  ( $3.7 \text{ Mg ha}^{-1}$  e  $20.8 \text{ Mg ha}^{-1}$ ) con una rimozione di suolo stimata pari a  $1.02 \text{ mm}$ . Inoltre le stime di erosione causata dall'attività valanghiva sono si-

gnificativamente superiori ai tassi di erosione legati ai processi di deflusso delle acque che avvengono solitamente nella stagione vegetativa.

Per esempio Konz et al. (2010) hanno trovato valori nell'intervallo di  $0\text{--}68 \text{ kg ha}^{-1} \text{ mese}^{-1}$ , e anche altri studi hanno confermato tassi di erosione bassi durante il periodo vegetativo, anche se bisogna considerare che l'entità effettiva di questi processi dipende fortemente da intensità e frequenza delle precipitazioni durante il periodo estivo (Felix e Johannes, 1995). Anche se il confronto tra i due approcci è limitato dalle forti incertezze metodologiche, principalmente legate alla diversa scala, sia spaziale che temporale, considerata, si può dedurre, dalla similarità dei tassi di erosione e deposizione, che la redistribuzione del suolo in questo sito è fortemente influenzata dai movimenti della neve.

## CONCLUSIONI

Le regioni alpine sono particolarmente suscettibili all'erosione del suolo a causa delle loro condizioni climatiche e topografiche estreme. I siti valanghivi sono spesso luoghi in cui il suolo viene redistribuito dai movimenti della neve (valanghe di fondo e slittamento della neve), come confermato dalla notevole quantità di sedimenti trovati nei depositi delle valanghe considerate in questo studio.

L'accumulo di suolo, dovuto ai movimenti della neve, stimato con i dati provenienti dalla zona di accumulo delle valanghe, non solo è superiore ai valori annui di sedimenti riportati in letteratura e dovuti a processi di deflusso delle acque, ma è ancora più intensa rispetto alla quantità annua di deposizione totale valutata con il metodo del  $^{137}\text{Cs}$ .

Questo potrebbe essere dovuto al disturbo apportato nella zona di accumulo dalle attività umane e/o alla discrepanza nella scala temporale dei due metodi: dal 1986 per il metodo del  $^{137}\text{Cs}$ , due singoli eventi valanghivi per il metodo convenzionale (2009 e 2010).

I valori di erosione del suolo, causati dal movimento della neve, e stimati dalla

quantità di sedimento presente nell'area di deposito delle valanghe, sono superiori ai tassi di erosione riportati in letteratura e riferiti soltanto ai processi di deflusso. Essi sono paragonabili ai valori annui di erosione totale valutati con il  $^{137}\text{Cs}$ , e, anche se la confrontabilità tra le due tecniche è limitata dalla diversa scala temporale considerata, entrambi i metodi conducono a tassi simili di redistribuzione del suolo.

Inoltre il metodo del  $^{137}\text{Cs}$  mostra che, anche dove la valanga di fondo non si stacca, l'erosione e la deposizione di particelle di suolo dal pendio sovrastante avvengono comunque e sono probabilmente legate allo slittamento della neve, confermando l'attivo contributo dei movimenti lenti del manto nevoso all'erosione del suolo.

Anche considerando la grande variabilità naturale della quantità di sedimento apportata dagli eventi valanghivi e la variabilità temporale del verificarsi delle valanghe, possiamo aspettarci che, quando una valanga di fondo si distacca, il suo contributo al tasso totale annuo di erosione del suolo può essere rilevante. In realtà, anche ipotizzando che non in tutti gli anni una valanga di fondo, con relativa erosione del suolo, possa avvenire, il ruolo dei fenomeni valanghivi e dello slittamento della neve nei processi di erosione del suolo è un fatto innegabile. Di conseguenza i movimenti della neve possono essere considerati la principale forza motrice della redistribuzione del suolo in questa specifica area di studio, con un impatto notevole rispetto ai processi di deflusso delle acque che si verificano nelle stagioni prive di neve. Per poter estendere questa conclusione anche ad altre aree, meno interessate da scioglimento di neve e da valanghe di fondo, sarebbe necessario effettuare ulteriori indagini. Tuttavia, lo studio evidenzia che i processi di erosione del suolo a causa dei movimenti della neve devono essere considerati nella valutazione della vulnerabilità del suolo in zone montuose, dal momento che ne influenzano in maniera significativa il modello di redistribuzione.



## RINGRAZIAMENTI

Questo progetto è realizzato nell'ambito del Programma Operativo "Italia-Francia (Alps-ALCOTRA)", Progetto "DynAval-Dynamique des avalanches: départ et interactions écoulement/obstacles".

Vorremmo ringraziare: Enrico Bruno e Alessandro Viarengo per il lavoro svolto, sia di campo che di laboratorio, Gianluca Filippa, Silvia Stanchi e Margherita Maggioni per i loro suggerimenti; Paola Dellavedova e Simone Roveyaz per il loro aiuto, J. Jourdan e D. Sacker (Dipartimento di Fisica e Astronomia, Università di Basel) per l'accesso e l'aiuto con il rivelatore GeLi, Ruth Strunk e Heinz Huerlimann (Università di Basel) per le analisi di laboratorio; Ufficio Centro Funzionale (Regione Autonoma Valle d'Aosta - Assessorato opere Pubbliche, Difesa del Suolo e Edilizia Residenziale

Pubblica - Dipartimento Difesa del Suolo e Risorse Idriche), in particolare Fabio Brunier, per i dati meteorologici; Claudio Operti (Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente - Valle d'Aosta) per le informazioni relative al <sup>137</sup>Cs nell'area di studio; Ufficio cartografico e Sistemi Informativi (Regione Autonoma Valle d'Aosta - Assessorato Territorio e Ambiente - Dipartimento Territorio e Ambiente) per il supporto cartografico (carte tecniche regionali 1:10,000, 2005, e ortofoto, 2006). Grazie anche ai revisori, Bernhard Kohl, Peter Molnar e Tobias Heckmann che hanno significativamente contribuito a migliorare questo lavoro.

Un ringraziamento speciale a tutti gli amici incontrati a Basel per la loro ospitalità e a Renzino Cosson per il suo entusiasmo e per aver messo a disposizione il suo splendido Rifugio "Bertone".



## Bibliografia

- Ackroyd, P.: Erosion by snow avalanche and implications for geomorphic stability, Torlesse Range, New Zealand, *Arctic and Alpine Research*, 19(1), 65-70, 1987.
- Agnesod, G., Operti, C., Zappa C., Capodaglio, P.: Distribuzione comparata di Cs137 in diverse matrici ambientali sul territorio della Valle d'Aosta. ARPA (Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente), "Atti del III Convegno nazionale Controllo ambientale degli agenti fisici: dal monitoraggio alle azioni di risanamento e bonifica", Biella, 7-8-9 giugno, 2006.
- Bell, L., Gardner, J., DeScally, F.: An estimate of snow avalanche debris transport, Kaghan Valley, Himalaya, Pakistan, *Arctic and Alpine Research*, 22(3), 317-321, 1990.
- Bozhinskiy, A.N. and Losev, K.S.: The fundamentals of avalanche science, *Mitteilungen des Eidgenössischen Instituts für Schnee- und Lawinenforschung*, 55 (1998): 280 S, p. 227, 1998, Translation of "Osnovy Lavinovedeniya", Leningrad, Gidrometeoizdat, 1987 by C. Bartelt.
- Caine, N.: A model for alpine talus slope evolution by slush avalanching, *J. Geol.*, 77, 92-100, 1969a.
- Confortola, G., Maggioni, M., Freppaz, M., Bocchiola, D.: Modelling soil removal from snow avalanches: a case study in the Italian Alps. *Cold Regions Science and Technology* 70: 43-52, 2012.
- Confortola, G., Maggioni, M., Freppaz, M., Bocchiola, D.: Un modello di erosione del suolo da valanga. *Neve e Valanghe (ISSN 1120-0642)*, 74, 46-53, 2012.
- Facchinelli, A., Magnini, M., Gallini, L., Bonifacio, E.: <sup>137</sup>Cs contamination from Chernobyl of soils in Piemonte (North-West Italy): spatial distribution and deposition model, *Water, Air and Soil Pollution*, 134, 341-352, 2002.
- Felix, R. and Johannes, B.: Bodenerosionsuntersuchungen auf Testparzellen im Kalkhochgebirge, Mittlgn. Österreich. *Geogr. Ges.*, 137, 76-92, 1995.
- Freppaz, M., Lunardi, S., Maggioni, M., Valfrè di Bonzo, F., Bizzochi, T., Zanini, E.: Valanghe ed erosione del suolo. *Neve e Valanghe (ISSN 1120-0642)*, 59, 34-41, 2006.
- Freppaz, M., Godone, D., Filippa, G., Maggioni, M., Lunardi, S., Williams, M.W., Zanini, E.: Soil erosion caused by snow avalanches: a case study in the Aosta Valley (NW Italy), *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 42 (4), 412-421, 2010.
- Gardner, J. S.: Observations on erosion by wet snow avalanches, Mount Rae area, Alberta, Canada, *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 15(2), 271-274, 1983.
- Heckmann, T., V. Wichmann, and M. Becht. 2005. Sediment transport by avalanches in the Bavarian Alps revisited - A perspective on modelling. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl-Bd 138*, 11-25, 2005.
- Jomelli, V. and Bertran, P.: Wet snow avalanche deposits in the French Alps: structure and sedimentology, *Geografiska Annaler*, 83A(1/2), 15-28, 2001.
- Kohl, B., Brauner, H., Markart, G.: Soil erosion due to avalanches: measurements on an avalanche cone, *International Symposium on Snowmelt and Related Problems*, 28-30 March 2001, Oslo, Norway, 38, 2001.
- Konz, N., Bänninger, D., Konz, M., Nearing, M., Alewell, C.: Process identification of soil erosion in steep mountain regions, *Hydrology and Earth System Science*, 14, 675-686, 2010.
- Konz, N., Prasuhn, V., Alewell, C.: On the measurement of Alpine Soil Erosion, *Catena*, 91, 63-71, 2011.
- Lana-Renault, N., Alvera, B., and García-Ruiz, J. M.: Runoff and Sediment Transport during the Snowmelt Period in a Mediterranean High-Mountain Catchment, *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 43, 2, 213-222, 2011.
- Luckman, B. H.: Geomorphic work of snow avalanches in the Canadian Rocky Mountains, *Arctic and Alpine Research*, 10, 2, 261-276, 1978.
- Mabit, L., Benmansour, M., Walling, D.E.: Comparative advantages and limitations of fallout radionuclides (<sup>137</sup>Cs, <sup>210</sup>Pb and <sup>7</sup>Be) to assess soil erosion and sedimentation, *Journal of Environmental Radioactivity*, 99 (12), 1799-1807, 2008.
- Meusbürger, K., Konz, N., Schaub, M., Alewell, C.: Soil erosion modelled with USLE and PESERA using QuickBird derived vegetation parameters in an alpine catchment, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 12, 208-215, 2010.
- Owens, P.N. and Walling, D.: Spatial Variability of Caesium-137 Inventories at reference Sites: an Example from Two Contrasting sites in England and Zimbabwe, *Appl. Radiat. Isot.*, 47, 7, 699-707, 1996.
- Prasuhn, V., Liniger, H., Hurni, H., Friedli, S.: Map of soil erosion risk in Switzerland, *Agrarforschung*, 14, 120-127, 2007.
- SMS: Atlante climatico della Valle d'Aosta. Società Meteorologica Subalpina, Torino, 239-241, 2003.
- Walling, D.E. and He, Q.: Improved models for estimating soil erosion rates from caesium-137 measurements, *Journal of Environmental Quality*, 28, 611-622, 1999.
- Walling, D.E. and Quine, T.A.: Calibration of caesium-137 measurements to provide quantitative erosion rate data, *Land Degradation and Rehabilitation*, 2, 161-175, 1990.
- Wischmeier, W.H. and Smith, D.D.: Predicting Rainfall Erosion Losses: A Guide to Conservation Planning. Agriculture Handbook No. 537. USDA/Science and Education Administration, US. Govt. Printing Office, Washington, DC., 58, 1978.

La versione inglese dell'articolo è disponibile alla pagina internet:  
<http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/16/517/2012/hess-16-517-2012.pdf>