

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI BOLOGNA

SCUOLA DI DOTTORATO

Dottorato in Modellistica fisica per la protezione
dell'ambiente – XIX ciclo

Tesi di Dottorato

The seal of the University of Bologna is a large, faint watermark in the background. It is circular and contains the text 'UNIVERSITAS STUDIORUM BOLOGNENSIS' around the top and 'A.D. 1088' at the bottom. In the center, there is a coat of arms featuring a shield with a crown on top, flanked by two figures, and a banner below.

**Un modello spazialmente
distribuito per la modellazione
fisicamente basata del
contributo locale al trasporto
solido in sospensione in alvei
fluviali**

Ing. Alessandro Bigi

Tutore
Prof. Alberto Montanari

Coordinatore del corso di dottorato
Prof. Ezio Todini

Giugno 2007

A Chiara ed Arianna

Sommario

La presente tesi di dottorato si propone lo sviluppo di un modello spazialmente distribuito per produrre una stima dell'erosione superficiale in bacini appenninici. Il modello è stato progettato per simulare in maniera fisicamente basata il distacco di suolo e di sedimento depositato ad opera delle precipitazioni e del deflusso superficiale, e si propone come utile strumento per lo studio della vulnerabilità del territorio collinare e montano. Si è scelto un bacino collinare dell'Appennino bolognese per testare le capacità del modello e verificarne la robustezza.

Dopo una breve introduzione per esporre il contesto in cui si opera, nel primo capitolo sono presentate le principali forme di erosione e una loro descrizione fisico-matematica, nel secondo capitolo verranno introdotti i principali prodotti della modellistica di erosione del suolo, spiegando quale interpretazione dei fenomeni fisici è stata data. Nel terzo capitolo verrà descritto il modello oggetto della tesi di dottorando, con una prima breve descrizione della componente afflussi-deflussi ed una seconda descrizione della componente di erosione del suolo. Nel quarto capitolo verrà descritto il bacino di applicazione del modello, i risultati della calibrazione ed un'analisi di sensitività. Infine si presenteranno le conclusioni sullo studio.

Introduzione

Il trasporto di sedimento fluviale è un'importante tassello dell'ecosistema naturale e della pianificazione territoriale. Il suo ruolo chiave in varie emergenze ambientali contemporanee e la sua influenza *in situ* e *ex situ* ne fanno un oggetto di studio chiave per l'interpretazione di urgenti questioni di carattere ambientale, economico e di sicurezza per la popolazione e le infrastrutture. Strettamente legato al trasporto fluviale vi è l'erosione del suolo, che rappresenta un'altra emergenza ambientale per l'impoverimento di terre agricole e la perdita di suolo, bene da considerarsi scarsamente rinnovabile per le scale temporali umane.

Tra gli effetti macroscopici di variazioni del trasporto di sedimento fluviale si possono ricordare il generale arretramento del delta del Po, della foce del Reno e della costa adriatica, ma anche l'interrimento di bacini ad uso irriguo o idroelettrico, l'ostruzione di impianti di acqua potabile o l'innalzamento dei letti fluviali in pianura. Per avere un'idea di queste emergenze, basti pensare che la Commissione Europea attraverso il Environment Directorate-Generale ha finanziato Eurosion, un progetto biennale da 5 milioni di euro per l'attuazione di progetti pilota per la conservazione delle coste; questo progetto da affiancarsi al più cospicuo ICZM, ma rimane poca cosa rispetto alle spese sostenute in Europa per la difesa delle coste, stimate ad esempio in 500 milioni di euro per il solo Portogallo negli ultimi 10 anni (fonte: Eurosion full report, 30 Giugno 2004). Questi budget sono anche minori dei 570 milioni di dollari annui spesi negli USA per la rimozione di sedimento da fiumi, porti e invasi ([Pimentel et al., 1995](#)). Altre ruolo chiave del sedimenti fluviale riguarda la qualità dell'acqua, essendo il sedimento in sospensione uno dei principali vettori di inquinanti all'interno dei bacini idrografici ([Ongley et al., 1992](#)). Il problema dell'accelerata erosione del suolo è tuttavia un problema a scala planetaria le cui conseguenze sono più drammatiche in paesi con agricoltura di sussistenza, dove la perdita di suolo fertile ha conseguenze sull'alimentazione della popolazione. [Oldeman \(1991-92\)](#) ha stimato che la degradazione del suolo ha impattato il 24% delle terre abitate, che corrispondono a 4.13 milioni Km² di terra in erosione accelerata nel continente africano, 6.63 milioni Km²

in Asia e 150 milioni Km² in Europa.

Le prime stime estensive di erosione superficiale si hanno negli anni '30 negli Stati Uniti, con l'inizio di un'estensiva meccanizzazione agraria; queste riferiscono per esempio di una perdita di area coltivabile tra i 140 mila e i 200 mila Km² per l'anno 1935 e tra i 400 mila e i 500 mila Km² di suolo perso dalla rimanente superficie agricola per il medesimo anno (*Ayres, 1936*). Per gli anni a seguire le stime che si sono susseguite, sempre sulla base di parcelle sperimentali, hanno mostrato un qualche miglioramento, seppur risultando difficilmente quantificabile un valore di perdita del suolo (*Held and Clawson, 1965*). Da allora le misure 'dirette' di perdita di suolo sono state sempre più spesso accompagnate da stime fornite sulla base di modelli matematici: inizialmente questi erano frutto di semplici sintesi statistiche dei dati, e sono in seguito aumentati in complessità grazie all'evoluzione nelle scienze idrologiche ed elettroniche, che hanno fornito strumenti per la risoluzione di problemi sempre più complessi a costi sempre minori, a partire dalla invenzione del transistor.

Il continuo studio scientifico del territorio e dei processi erosivi ha permesso di individuare le principali cause di degrado del suolo, che già erano state identificate nelle principali forme meteoriche da *Ayres (1936)*, tuttavia, l'erosione del suolo, all'interno dell'idrologia, ha avuto uno sviluppo più lento e rappresenta oggi una nuova sfida: lo studio della formazione delle piene dalle precipitazioni fino alla portata al colmo ha dato notevoli risultati in termini di aumento della conoscenza e potere predittivo di eventi pericolosi, questo grazie allo sforzo della comunità scientifica e alla relativa economicità delle misure di carattere idraulico. Nell'ambito dell'erosione superficiale invece, l'eterogeneità del materiale di studio, il suolo, è maggiore rispetto all'acqua, e misure concentrate a scala di bacino, già onerose *per se*, sono di limitato interesse in un settore in cui l'obiettivo è salvaguardare il territorio a livello diffuso. Ciò nonostante, se è vero che sono disponibili poche serie temporali di trasporto fluviale in Italia ed all'estero, ancora meno sono i dataset di misure di erosione su versante, per questo il prof. Murugesu Sivapalan, primo ideatore della riuscita iniziativa Predictions in Ungauged Basins (PUB) (*Sivapalan et al., 2003*), ritiene che la stima dell'erosione sia uno dei temi del futuro in idrologia, per la combinazione tra la scarsità di dati disponibili e il grande impatto sul territorio e sulla popolazione.

Indice

Sommario	iii
Introduzione	v
Indice	vii
Elenco delle figure	ix
Elenco delle tabelle	xi
1 Le forme dell'erosione del suolo	1
1.1 Premessa	1
1.2 Descrizione processi	1
1.2.1 Erosione da precipitazione	2
1.2.2 Erosione da deflusso superficiale	3
1.2.3 Erosione incanalata	5
2 I modelli di erosione	7
2.1 Modelli empirici e concettuali	9
2.1.1 USLE	9
2.1.2 AGNPS	10
2.1.3 EROSET	11
2.2 Modelli fisicamente basati	12
2.2.1 WEPP	12
2.2.2 EUROSEM	13
2.2.3 SHESED	16
2.2.4 InHM	18
3 Il modello AFFDEF	21
3.1 Il modulo afflussi-deflussi	21
3.1.1 Afflussi meteorici	22
3.1.2 Intercettazione	26

3.1.3	Evapotraspirazione	27
3.1.4	Infiltrazione	28
3.1.5	Propagazione dei deflussi	31
3.2	Il modulo di erosione	33
3.2.1	Impostazione concettuale dei fenomeni erosivi in AFFDEF	34
3.2.2	Erosione da precipitazione	34
3.2.3	Erosione da deflusso superficiale	37
3.2.4	Schemi di risoluzione numerica	42
3.2.5	Ipotesi nella descrizione dei processi	45
3.3	La struttura del codice sorgente	47
4	Applicazione del modello	55
4.1	Descrizione generale	56
4.2	Il bacino montano del torrente Gaiana	57
4.3	Calibrazione del modello	62
4.4	Discussione e prospettive	75
5	Conclusioni	77
A	Il metodo CN	79
B	Stima dell'evapotraspirazione con il metodo della radiazione	83
C	Propagazione dei deflussi	87
	Bibliografia	89

Elenco delle figure

2.1	Dati di input richiesti da AGNPS	11
2.2	Discretizzazione di un bacino in WEPP e schema sintetico del modello	14
2.3	Discretizzazione di un bacino in KINEROS	15
2.4	Diagramma di flusso per il modello EUROSEM	15
2.5	Diagramma schematico della componente idrologica in SHETRAN	17
2.6	Discretizzazione di un versante in InHM	18
3.1	Rappresentazione schematica del bilancio idrologico del modello AFFDEF	23
3.2	Costruzione dei poligoni di Thiessen	24
3.3	Rappresentazione schematica dell'interazione suolo-vegetazione-atmosfera ipotizzata in AFFDEF	32
3.4	Rappresentazione schematica di un tronco fluviale	32
3.5	Stencil dello schema Lax-Wendroff	43
3.6	Condizione CFL per lo schema leapfrog	44
3.7	Schema di flusso per il preprocessing e la componente afflussi-deflussi	48
3.8	Diagramma di flusso sintetico del trasporto di sedimento	52
3.9	Diagramma di flusso dell'ipotesi di capacità di trasporto	53
4.1	Foto panoramica del bacino del torrente Gaiana	57
4.2	Inquadramento geografico del bacino montano del torrente Gaiana	58
4.3	Carta litologica del bacino montano del torrente del Gaiana	59
4.4	Carta pedologica del bacino montano del torrente del Gaiana	60
4.5	Carta dell'uso del suolo del bacino montano del torrente Gaiana	61
4.6	Piogge medie mensili registrate al pluviometro di Prugnolo	63
4.7	Curva di possibilità climatica sulle osservazioni	63
4.8	Serie dei dati raccolti a chiusura di bacino del torrente Gaiana fino al 30 Giugno 2006	64

4.9 Immagine dei coni Imhoff con campioni di acqua fluviale	65
4.10 Risultato della calibrazione afflussi-deflussi	67
4.11 Scatterplot della calibrazione afflussi-deflussi	67
4.12 Risultato della calibrazione del trasporto solido	70
4.13 Analisi di sensitività rispetto alla concentrazione di picco	71
4.14 Analisi di sensitività rispetto al volume di trasporto solido totale	72
4.15 Analisi di sensitività rispetto al tempo di concentrazione di picco	73
4.16 Analisi di sensitività rispetto al Root Mean Square Error	74
4.17 Mappa dell'erosione netta spazialmente distribuita simulata	75

Elenco delle tabelle

4.1	Tabella dei parametri per la calibrazione del modulo afflussi- deflussi	68
4.2	Tabella dei parametri per la calibrazione del modulo di erosione	69
A.1	Tipi di suolo considerati nel metodo CN	80
A.2	Tabella di esempio di valori CN per differenti usi del suolo	81

Capitolo 1

Le forme dell'erosione del suolo

1.1 Premessa

I fenomeni di erosione sono numerosissimi e diffusissimi. In questo studio sono presenti le forme di erosione propri dell'ambiente appenninico in provincia di Bologna, tuttavia, per ordine di grandezza e gravità, i fenomeni di erosione al mondo sono altri e di carattere di vera emergenza, legate alla desertificazione dei suoli ed alle migrazioni ambientali. In Italia, sicuramente non incluse in questo trattato, si possono ricordare forme di erosione in ambiente alpino, come quella generata dai movimenti dei ghiacciai, o dai cicli di congelamento e scioglimento di acqua negli interstizi rocciosi, come forme di erosione chimica, legate alla soluzione di Calcio (che diventa di dimensione regionale in ambienti carsici). L'erosione eolica può essere di notevole entità (ma non in pianura padana, dove l'aria ristagna e i venti sono solitamente molto deboli), oppure l'erosione da scioglimento nivale. I processi descritti nel prossimo paragrafo non sono che una breve presentazione, con alcuni riferimenti bibliografici, delle più comuni forme di erosione e di una loro possibile rappresentazione teorica.

1.2 Descrizione processi

Le numerose forme di erosione del suolo dipendono dalle condizioni locali di litologia, pedologia, clima, morfologia e copertura vegetale. I processi più comuni in ambiente appenninico sono l'erosione da precipitazione e da deflusso superficiale per quanto riguarda i versanti, soprattutto a quote ridotte. Queste forme di erosione rientrano nella cosiddetta erosione idrica, in cui si distinguono i processi di

- erosione non incanalata o diffusa

- erosione da pioggia (splash erosion)
- erosione da scorrimento laminare (sheet erosion)
- erosione incanalata
 - per ruscellamento (rill erosion)
 - per burronamento (gully erosion)
 - per abrasione e scalzamento dell'alveo in corsi d'acqua e canali (channel erosion)
 - sotterranea (tunnel erosion)
- erosione di massa
 - per franamento (slumping, landsliding)
 - per smottamento (earthflow)

1.2.1 Erosione da precipitazione

L'impatto di gocce d'acqua al suolo si manifesta con la formazione di un cratere d'impatto e lo spostamento di particelle di suolo distaccato; tra i fattori che influenzano la capacità erosiva vi è lo spessore della lama d'acqua, che, per altezze minime può accentuare l'impatto delle gocce, mentre per altezze maggiori funge da schermo per il suolo. Il rainsplash rappresenta una delle principali forme di erosione in ambienti temperati, nonché una dei fenomeni erosivi più immediati da misurare sperimentalmente. In letteratura sono presenti numerosissime stime dell'effetto erosivo della pioggia per la messa a punto di indici di erosività (per esempio *Ekern, 1950*; *Ghadiri and Payne, 1977*; *Gilley and Finkner, 1985*; *Sharma et al., 1991*). Queste stime sono state eseguite utilizzando diverse tipologie di suolo, pendenze, diametro delle gocce, piogge naturali ed artificiali; alcuni studi si sono indirizzati alle piogge poco intense, e hanno portato alla scelta del momento delle gocce come miglior stimatore (*Kneale, 1982*), altri studi, utilizzando piogge naturali, ma distribuzioni forse datate come quella di Laws and Parsons (*Laws and Parsons, 1943*), hanno usato l'energia cinetica della pioggia (*Govers, 1991*). Questi studi sono stati recentemente criticamente rivisitati da (*Salles et al., 2000*), che ne ha studiato la validità misurando tutte le variabili nello stesso ambiente sperimentale, dalla distribuzione dimensionale delle gocce al distacco di suolo; questo autore ha anche proposto l'utilizzo del prodotto tra il momento delle gocce ed il loro diametro come stimatore dell'erosione superficiale, assieme all'utilizzo di una funzione di soglia che limita il rainsplash a causa dei fenomeni di sigillamento

del suolo durante l'inizio della precipitazione, fenomeni che sono maggiori per suoli a granulometria fine. Per la stima dell'erosione da precipitazione esistono numerose stime empiriche basate sull'intensità di precipitazione, per la facilità di calcolo di questo valore; tra queste per esempio figura il parametro di erosività delle piogge della Universal Soil Loss Equation (USLE), calcolata dal prodotto dell'intensità di precipitazione ed alcuni fattori empirici. Vi sono altresì numerose stime basate sull'energia cinetica esercitata dalle gocce al suolo, calcolata in base alla velocità terminale delle gocce di pioggia, e consistono in una descrizione più aderente alla realtà fisica dei processi, sebbene non sempre vi sia una grande differenza nella qualità della stima. La velocità terminale delle gocce di pioggia è normalmente funzione del diametro delle gocce, sulla cui distribuzione vi è un'ampia letteratura (per una review in merito si guardi *van Dijk et al., 2002*); solitamente si utilizzano distribuzioni del diametro mediano D_{50} secondo legge di potenza dell'intensità di precipitazione. Anche la distribuzione dei diametri efficaci vale una legge analoga: il diametro efficace, ossia il diametro che devono avere tutte le gocce perchè risulti la stessa energia cinetica osservata, seguono una legge di potenza del diametro mediano. Queste leggi di potenza, entro errori strumentali, risultano valide per tutte le misure compiute al mondo, tuttavia è stato notato come i diametri misurati siano molto diversi a seconda della latitudine, del processo generativo della pioggia e del metodo usato per la misura dei diametri. Interessante al riguardo è lo studio di *Parsons and Gadian (2000)* che cerca di dare un ordine di grandezza all'incertezza nelle comuni stime di energia cinetica delle gocce di pioggia, facendo un'analisi degli errori strumentali nelle misure effettuate negli anni 40-50, che hanno poi avuto il maggior successo in letteratura. Infine, anche in questo campo, sempre più moderne strumentazioni come i pluviospettrometri ottici permettono oggi misure più accurate e migliori descrizioni fenomeniche.

1.2.2 Erosione da deflusso superficiale

L'erosione da scorrimento laminare è solitamente considerata come l'effetto erosivo del deflusso superficiale sopra versanti, in particolare quelli nudi o coltivati e ad elevata pendenza. Solitamente il distacco di sedimento è regolato dalla forma, la dimensione e la distribuzione granulometrica del materiale, dalle caratteristiche della corrente idrica e dalla struttura del suolo. Comunemente in modellistica idrologica, questo processo di erosione è considerato come unico, tuttavia nel deflusso laminare avvengono contemporaneamente processi di deposizione, di distacco di suolo (entrainment) e di distacco di materiale precedentemente depositato (re-entrainment); questi processi sono solitamente regolati dalla granulometria del materiale, per cui nello stesso momento e

nella stessa sezione liquida una parte del materiale trasportato può essere depositato e sedimento fine depositato può subire fenomeni di re-entrainment. L'impostazione matematica corretta a questo problema si deve a *Hairsine and Rose (1992a)* ed una soluzione dell'equazione di trasporto da loro proposta è stata elaborata da *Rose et al. (2007)*, sotto alcune condizioni di stazionarietà. La complessità di questa soluzione ne permette l'applicazione solo a scala di versante ed in generale, modelli di erosione a scala di bacino operano alcune semplificazioni sui processi: spesso si utilizzano modelli di capacità di trasporto, in cui una variabile critica distingue tra fase erosiva e non-erosiva, e una variabile dominante descrive se il deflusso superficiale è in grado di attivare l'erosione (*Tayfur, 2002*):

$$T_c = \eta_i (D - D_c)^{k_i} \quad (1.1)$$

Nell'approccio basato sulle tensioni tangenziali critiche

$$D = \tau \quad D_c = \tau_c \quad (1.2)$$

dove τ [M L⁻¹ T⁻²] è la tensione tangenziale del deflusso e viene calcolata in base all'idraulica del deflusso e τ_c [M L⁻¹ T⁻²] è la tensione tangenziale critica per mobilizzare le particelle di sedimento, che è invece funzione della granulometria e del peso specifico dell'acqua e del sedimento.

Altri approcci possibili considerano la potenza di deflusso quale variabile dominante, espressa come:

$$D = \tau V \quad D_c = \tau_c V_c \quad (1.3)$$

dove V [L T⁻¹] è la velocità del deflusso e V_c [L T⁻¹] indica la velocità di mobilizzazione critica, ossia le velocità necessaria per mettere in movimento particelle di sedimento. Per stimare V_c si utilizza il numero di Reynolds R_e utilizzando la velocità di attrito u_* [L T⁻¹]:

$$R_e^* = \frac{u_* d}{\nu} \quad (1.4)$$

dove

$$u_* = \sqrt{ghS} \quad (1.5)$$

con g accelerazione di gravità [L T⁻²], h altezza del deflusso [L], S pendenza del fondo e ν [L² T] è la viscosità cinematica dell'acqua.

Un'altra espressione di variabile dominante è la potenza di deflusso specifica

$$D = VS \quad D_c = V_c S_c \quad (1.6)$$

dove S_c esprime la pendenza critica per l'inizio del movimento delle particelle. In questo caso, la condizione di mobilitazione può essere stimata tramite la formula di Meyer-Peter & Muller (*Meyer-Peter and Muller, 1948*).

Molto diffuso è l'uso delle tensioni tangenziali critiche (*Nearing et al., 1989; Sun et al., 2002*), (vedi capitolo 2), ma anche la potenza di deflusso è presente in *Hairsine and Rose (1992a)*: in contesto di trasporto in rill la potenza di deflusso è considerata essere il miglior predittore da *Nearing et al. (1997)*, mentre in contesto interrill *Abrahams et al. (2001)* propongono una relazione basata sulla tensione tangenziale ed alcuni altre grandezze fisiche riguardanti la scabrezza del fondo e l'inerzia delle particelle.

1.2.3 Erosione incanalata

I rills sono un fenomeno altamente comune su versante e solitamente rappresentano sia una sorgente di sedimento che un via preferenziale per il loro trasporto. I rills sono soggetti ad erosione laterale ed al fondo, che modificano la morfologia di questi piccoli canali e quindi anche l'idraulica ed il fondo; a loro volta questi influenzano il distacco di materiale, per questo il rill si sviluppa sotto un continuo feedback tra queste forzanti: idraulica del moto, fondo ed erosione. Tra le impostazioni matematiche della fisica dell'erosione in rill si distinguono per completezza quella di *Hairsine and Rose (1992b)* e quella di *Lei et al. (1998)*. Il primo studio, strettamente legato al side-paper *Hairsine and Rose (1992a)* considera i processi di erosione-deposizione-trasporto in maniera contemporanea per le diverse granulometrie, tuttavia fornisce al problema una sola formulazione matematica, ma ancora manca una soluzione in contesto rill come invece è stata proposta in contesto interrill. Il secondo studio invece, basato su una buona base sperimentale (*Nearing et al., 1997*), risolve un modello di evoluzione dinamica di rill data da erosione al fondo probabilizzata in base alla capacità erosiva del moto turbolento. Entrambe le impostazioni concettuali sono tuttavia troppo dettagliate ed necessitano una parametrizzazione tale da non permetterne l'uso in modelli a scala di bacino e, per il secondo, nemmeno a scala di versante.

I fenomeni di gully sono solitamente rappresentati da canali con sponde ripide ed alte, soggetti ad intensa incisione e spesso sono associati a fenomeni di erosione al fondo regressiva (headcut erosion). Tra le cause di formazione di gully note in letteratura vi sono il taglio di boschi naturali (*Prosser and Soufi, 1998*), cattive pratiche agricole e sovrapascolo (*Vandekerckhove et al., 1998*), costruzione di strade (*Montgomery, 1994*), ma anche feedback tra processi geomorfologici comuni come cambiamenti topografici, deflusso superficiale ed

erosione diffusa su versante (*Bull, 1997*). Sono accreditate differenti accezioni di gully in letteratura come incisione in parcelle agricole, incisioni su versanti bassi o sistemi di canali profondamente scavati; i gully sono quindi presenti sotto diverse condizioni litologiche, tuttavia l'erosione idrica è comunemente riconosciuta come la principale causa di evoluzione dei gully. A causa delle diverse connotazioni, esistono diverse descrizioni matematiche di questo fenomeno erosivo: tra gli altri, lo studio di *Istanbulluoglu et al. (2005)* si riferisce a sviluppo di gully per crollo di sponda per scalzamento al piede stimato secondo un classico modello di equilibrio, adatto in contesti rocciosi; lo studio proposto da *Sidorchuk (1999)* presenta un modello di sviluppo differenziato per la fase non-stazionaria di inizio di un gully e per la fase stazionaria di sviluppo di un gully formato. La prima fase consiste in un modello di erosione al fondo basato sulla stima delle tensioni tangenziali ed in un modello di erosione per crollo delle sponde; la seconda fase invece presenta un modello di variazione del profilo longitudinale basato su velocità di distacco di materiale empiriche. Vi sono modelli a scala di parcella o piccolo bacino che includono l'erosione per gully, come il WEPP, il LISEM e l'EGEM, che saranno discussi nel prossimo capitolo.

L'erosione spondale è ampiamente trattata in letteratura, in particolare in riferimento allo studio dei meandri per quanto riguarda le analisi più dettagliate. La casistica classica di erosione spondale prevede alcuni processi tipo come la frana per rototraslazione di un concio di sponda, la frana per crollo per scalzamento al piede e collasso spondale per sifonamento (per una review si veda *Darby, 1998*). Anche per questo fenomeno esistono modelli di dettaglio che possiedono modellazioni fisicamente basate discretamente sofisticate (*Darby et al., 2002*) che ovviamente non si adeguano alla modellistica idrologica a scala di bacino, dove invece compaiono stime dell'erosione spondale e di fondo solitamente aggregate come erosione in alveo e calcolate tramite alcune delle classiche equazioni presenti in letteratura come l'equazione di Yalin (*Wicks and Bathurst, 1996; Nearing et al., 1989*).

I meccanismi di innesco di erosione di massa come le frane superficiali o profonde sono ampiamente discussi in letteratura (*Terzaghi et al., 1996*). Molto interessanti sono le applicazioni a scopo modellistico e predittivo di questi fenomeni, che sono spesso inclusi in modelli idrologici a scala di versante o di bacino, ma che per motivi di spazio non saranno trattati in questo studio.

Capitolo 2

I modelli di erosione

La descrizione matematica formale dei diversi processi erosivi naturali è in costante evoluzione, grazie a studi sperimentali e sempre più moderni strumenti di analisi. La complessità intrinseca degli ambienti naturali, per poter essere integrata in strumenti per la pianificazione territoriale, ha avuto a disposizione calcolatori sempre più potenti e con una capacità di calcolo in costante crescita, come ricorda la prima 'legge' di Moore (*Moore, 1965*). Questa sempre maggior disponibilità, a costi sempre minori, ha permesso lo sviluppo di modelli fisico-matematici di complessità via via crescente, in grado di simulare il comportamento dei sistemi naturali strutturati e possibilmente dare risposte verosimili agli input forniti.

Come presentato nel capitolo 1 esistono varie forme di erosione meccanica a causate principalmente da fenomeni di precipitazione, e a queste si aggiungono altre forme, che in determinati ambienti possono essere dominanti nella formazione del paesaggio, come l'erosione eolica, l'erosione di roccia per fessurazione dovuta al congelamento di acqua interstiziale, o l'erosione chimica come quella a cui sono soggette rocce carbonatiche.

L'erosione ha impatti diversi a seconda della scala temporale di analisi: dal punto di vista ingegneristico, la scala temporale è molto breve, finanche di 24 – 12h, trattandosi spesso di analisi del rischio immediato o imminente; dal punto di vista geologico, l'erosione è un fenomeno opposto al sollevamento tettonico e che nella sua globalità è indice dell'evoluzione del territorio a lungo e lunghissimo termine. Entrambi questi comportamenti vengono comunemente simulati, i primi in modelli di erosione, i secondi in modelli geomorfologici, che mirano alla previsione del paesaggio futuro. In questo capitolo ci limiteremo a descrivere i primi, essendo più attinenti al tema della ricerca.

I modelli di erosione vengono spesso comunemente divisi tra modelli fisicamente basati, modelli concettuali e modelli fisicamente basati; questa differenza

molto spesso è in realtà labile, perché molti modelli definiti fisicamente basati, contengono anche rappresentazioni empiriche dei fenomeni descritti, o altresì, anche i modelli con le basi fisico-matematiche più solide se utilizzati ad una scala non appropriata risultano empirici (*Grayson et al.*, 1992; *O'Connell and Todini*, 1996).

I cosiddetti modelli di erosione empirici sono generalmente costituiti da una combinazione di fattori che interpretano diverse forme di erosione e ne danno una stima complessiva; questi modelli nascono principalmente dall'osservazione dei principali agenti erosivi ed iniziano ad essere sviluppati già negli anni '30 (vedi *Ayres*, 1936). Grazie ad un intenso sforzo di monitoraggio in siti sperimentali, e di sintesi statistica dei dati rilevati, sono creati dei modelli di regressione tra i tassi di erosione raccolti e l'intensità degli agenti erosivi considerati. Ancora oggi, i database nati da queste parcelle di suolo sperimentali rappresentano una delle principali fonti di dati disponibili sulla perdita di suolo (*Hairsine and Rose*, 1992a). Questi modelli necessitano di relativamente pochi dati di input; forse i dati di input erano complicati da estrarre prima della diffusione dei Sistemi Informativi Geografici (GIS), ma oggi sono facilmente estraibili ed analizzabili attraverso procedure ormai automatizzate e più volte affinate. Da pochi dati di input ed un modello strutturalmente abbastanza semplice, l'output non può che risultare in una stima abbastanza grossolana, spesso aggregata a scala temporale, come la perdita di suolo annuo.

I modelli concettuali sono caratterizzati dalla rappresentazione di un bacino attraverso serbatoi interni: ogni serbatoio rappresenta un processo idrologico, permettendo una riproduzione del comportamento dinamico del bacino senza la necessità di informazioni di input dettagliate. I modelli concettuali permettono applicazioni a livello spazialmente distribuito e i suoi parametri sono solitamente ottenuti per calibrazione sui dati osservati, solitamente in chiusura di bacino; questo limita le possibilità di validazione e di utilizzo in bacini scarsamente monitorati, oltre a rendere difficoltosa l'identificabilità fisica dei valori dei parametri. Modelli concettuali di media complessità, inoltre possono non avere una regione unica e ben definita nello spazio dei parametri a cui siano associate simulazioni soddisfacenti. Solitamente, si ovvia al problema con la stima di alcuni parametri a priori, sulla base di osservazioni sperimentali. Nonostante queste mancanze, i modelli concettuali rappresentano un ottimo compromesso tra i modelli empirici e modelli fisicamente basati, essendo comunque in grado di interpretare i processi fondamentali di bacino con un utilizzo limitato di risorse; in oltre, contrariamente ai modelli fisicamente basati, non soffrono di sovra-parametrizzazione (*Beven*, 1989) e non pretendono di riprodurre fisicamente processi 'across-scale' che ancora non sono pienamente compresi.

I modelli fisicamente basati si basano su equazioni matematiche che descrivono il processo fisico modellato, in particolare equazioni per il trasporto di sedimenti, di nutrienti basate sulla conservazione della massa. I modelli fisicamente basati utilizzando quindi, in teoria, parametri fisicamente riconoscibili; in realtà, sono spesso numerosissimi e difficilmente misurabili, e quand'anche lo fossero, spesso la scala spaziale di misura e di simulazione non coincidono, per cui sono spesso calibrati rispetto ai dati osservati. Se da un lato, l'approccio fisicamente basato è quindi preferibile in linea teorica, ma ne va valutata l'opportunità in base alle esigenze applicative e al supporto teorico esistente: la necessità di numerosi dati di input e la necessità di una taratura di questi sull'osservato, rende molto alta l'incertezza su questi dati, che si riflette sull'output finale. Inoltre, la presenza di molti parametri fornisce maggiori gradi di libertà per poter fittare l'osservato, ma ovviamente si traduce in grandi difficoltà in fase di validazione.

2.1 Modelli empirici e concettuali

2.1.1 USLE

La Universal Soil Loss Equation (USLE) si può considerare il primo moderno modello di erosione superficiale; nasce negli anni 70 ([Wischmeier and Smith, 1978](#)) dallo sviluppo di precedenti modelli e dal modello direttamente precedente di Smith e Whitt ([Smith and Whitt, 1947](#)); questa equazione è ancora largamente usata oggi, suscitando ancora discussione in ambito scientifico sulla affidabilità delle sue stime (es. [Kinnell, 2005](#)). Quest'equazione è stata elaborata su parcelle di dimensione ridotta (un centesimo di acro, 40.44 m²) a diverse pendenze, ed è stata molto utilizzata negli USA, grazie allo sforzo di classificazione dei suoli americani in base ai parametri della USLE, e da qui nel resto del mondo. La forma dell'equazione è $A = RKLSCP$ dove R stima l'erosione da precipitazione, K l'erodibilità del terreno, L la lunghezza del versante, S la pendenza del versante, C l'influenza dell'uso del suolo sulla suscettibilità del terreno agli agenti erosivi e P rappresenta l'effetto conservativo dato da eventuali pratiche di regimazione o di coltivazione. Questo modello è aggregato sia nel tempo che nello spazio e si propone di stimare l'erosione superficiale annuale da una parcella agricola. Con l'aumento delle capacità computazionali degli elaboratori, l'arrivo dei personal computer e la nascita dei sistemi informativi geografici (GIS), i singoli fattori della USLE sono stati modificati per poter applicare il modello versanti o bacini estesi e così la discussione sull'ammissibilità della USLE si è estesa ad altri modelli i cui acronimi tuttavia

ostentano un presunto miglioramento: Revised USLE (RUSLE [Renard et al., 1991](#)), Modified USLE (MUSLE [Williams, 1975](#)) e USLE-Modified (USLE-M [Kinnell and Risse, 1998](#)).

La RUSLE si propone di rendere più ‘moderna’ la USLE modificando il parametro R e aggregando i coefficienti LS per adattarli a simulazioni a scala di bacino, prendendo così atto della sempre più comune applicazione della USLE a scala di bacino. Un altro aspetto innovativo sono le dimensioni del manuale: dalle 70 pagine di manuale della USLE, si passa ad un manuale di 400 pagine; sebbene questo aspetto è indicativo della quantità di informazioni di input siano necessarie e di quanto siano diversificate. La RUSLE è stata soggetta a numerose versioni modificate per poterla adattare a varie esigenze applicative o alle disponibilità di dati; il parametro che più ha subito adattamento è quello che regola la pendenza e la lunghezza del versante LS di cui si esistono varie espressioni (es. [Remortel et al., 2001](#); [Desmet and Govers, 1996](#); [Millward and Mersey, 1999](#); [Mitasova et al., 1996](#)): queste differenze sono dovute soprattutto alla diffusione dei GIS e di modelli digitali del terreno (DEM) a maglia sempre più piccola che permettono il calcolo in automatico di questi fattori su ogni versante di bacino, e i tempi recenti in cui questo calcolo era fatto a mano sulla carta topografica sembrano lontanissimi.

Il modello USLE-M ([Kinnell and Risse, 1998](#)), un po’ troppo pomposamente, si propone di rappresentare la complessa interazione del rainsplash, della formazione del deflusso e l’erosione da deflusso superficiale, tutto attraverso una modifica del parametro R.

Il modello MUSLE ([Williams, 1975](#)) rappresenta una modifica dei parametri USLE, con l’aggiunta di un coefficiente per permettere l’applicazione della USLE a scala di evento.

2.1.2 AGNPS

Il modello Agricultural Non-Point Pollution Source (AGNPS) sviluppato dal Dipartimento dell’Agricoltura americano (USDA), è un modello con rappresentazioni dei fenomeni naturali sia di tipo empirico che concettuale ([Young et al., 1987](#)), nato per applicazioni su bacini compresi tra i pochi ettari e un centinaio di km². Per superare alcune notevoli mancanze della USLE, al modello di erosione empirico (in questo caso la RUSLE) è stato accoppiato un modello afflussi-deflussi, come nella maggioranza dei modelli di erosione contemporanei. La componente afflussi-deflussi si basa sul metodo CN del Soil Conservation Service ([SCS, 1972](#)), ed è un modello concettuale spazialmente distribuito per la simulazione della formazione del deflusso superficiale a scala di evento. In fase di simulazione, AGNPS prima risolve il modello afflussi-deflussi, quindi stima la perdita di suolo superficiale e l’ingresso di inquinante

su versante; in seguito calcola la frazione solida ed in soluzione che entrano nella rete ed infine calcola la propagazione attraverso le celle fino a chiusura di bacino. Il modulo di qualità fluviale stima il fosforo ed l'azoto associati al sedimento ed in soluzione ed il carbonio organico associato al sedimento. Il modulo di erosione è in grado di elaborare diverse classi granulometriche e in output restituisce i pattern di deposizione e la concentrazione di sedimento, nonchè la granulometria. Di AGNPS esiste una versione più recente, AnnA-GNPS, in grado di simulare in continuo e di stimare il contributo giornaliero di inquinanti, il loro trasporto e la loro deposizione. Questo modello è distribuito gratuitamente via-web dall'USDA e possiede un interfaccia grafico integrato in ArcView3.x, ed uno per ArcGis è in fase di sviluppo.

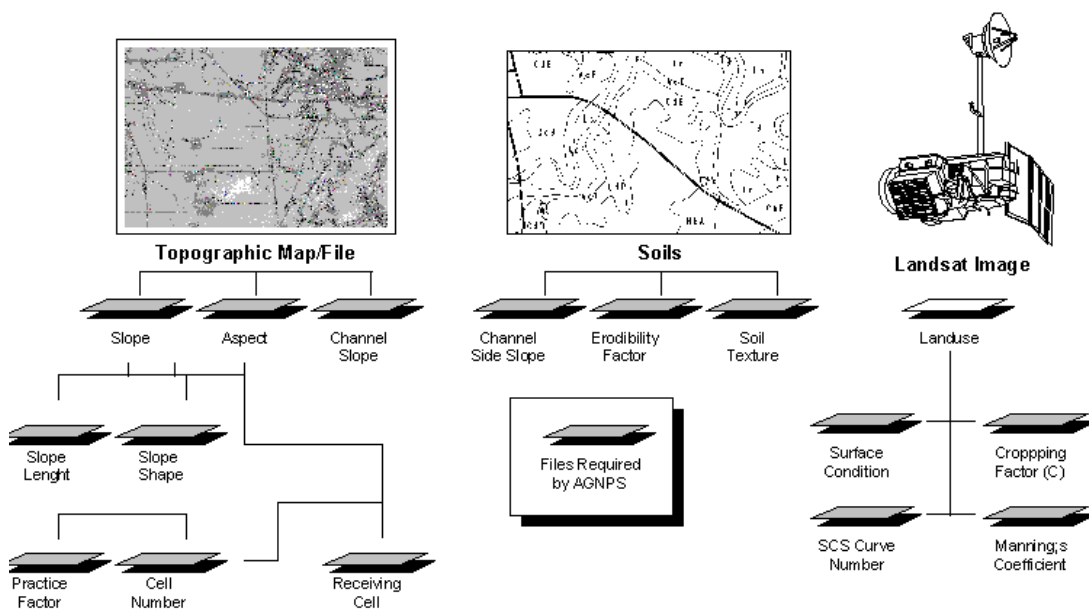


Figura 2.1: Dati di input richiesti da AGNPS
(fonte: www.gdf-hannover/physgeo/grass)

2.1.3 EROSET

Il modello EROSET (*Sun et al., 2002*) stato sviluppato nella medesima filosofia di AGNPS e risulta dall'accoppiamento di un modello di distacco di sedimento empirico, in questo caso la USLE, ad un modulo di simulazione afflussi-deflussi fisicamente basato, in questo caso THALES (*Grayson et al., 1992*), un modello spazialmente distribuito a scala di evento. Il modello è adatto per applicazioni a scala di evento o su lungo periodo e su piccoli bacini di alcuni km². Il

trasporto di materiale è calcolato utilizzando equazioni di conservazione della massa fisicamente basate; l'erosione di interrill utilizza l'intensità di precipitazione ed una rivisitazione del parametro EI della USLE per stimare il distacco di particelle dal suolo, rimanendo comunque nel contesto di una stima fortemente empirica. L'erosione in rill è stimata utilizzando una legge di potenza al deflusso, alcuni parametri topografici e un parametro di calibrazione; l'erosione nella rete è infine stimata tramite una relazione basata sulla potenza di deflusso. In output, il modello restituisce la concentrazione di sedimento alla chiusura di bacino (per una singola classe granulometrica), il pattern di erosione e deposizione e ovviamente la portata. EROSET, molto simile al modello MUSLE, è un esempio di come impostazioni concettuali, empiriche e fisicamente basate convivano all'interno dello stesso modello e di come una qualsiasi classificazione risulti comunque arbitraria.

2.2 Modelli fisicamente basati

Come già accennato, i modelli di erosione fisicamente basati intendono descrivere i processi di erosione e/o i processi di formazione del deflusso secondo relazioni matematiche rappresentative dei fenomeni naturali. Tra i più noti modelli o più recenti vi sono il Water Erosion Prediction Project (WEPP [Nearing et al., 1989](#)), il KINEROS ([Wollhiser et al., 1990](#)) ed il EUROSEM ([Morgan et al., 1998](#)), lo SHESED ([Wicks and Bathurst, 1996](#)) e, nella sua versione più recente, SHETRAN ([Ewen et al., 2000](#)) ed il INHM ([Heppner et al., 2006](#)). Questi modelli si distinguono per lo sforzo di una rappresentazione dei fenomeni erosivi quanto più possibile basata sui processi.

2.2.1 WEPP

Questo modello, frutto di un notevole impegno da parte di vari enti governativi americani, indirizzato alla simulazione spazialmente distribuita di versanti o di piccoli bacini imbriferi tramite relazioni matematiche il più possibile fisicamente fondate. Il modello possiede un generatore di piogge simulate, strumento utile per l'analisi di scenari futuri, un modulo di stima dell'erosione da deflusso laminare ed incanalato (sheet erosion e rill erosion), un modulo per la stima della crescita delle colture, del rilascio di nutrienti, delle pratiche agricole (irrigazione ed aratura) e, ovviamente, un modulo afflussi-deflussi. Il modello restituisce in output, pattern di erosione e deposizione, granulometria dei sedimenti e qualità, oltre ovviamente ai volumi di acqua. Il bilancio idrico nel suolo si basa sull'impostazione di Green-Ampt Mein-Larsons e la propagazione del deflusso simulata con il metodo dell'onda cinematica (che preclude l'utilizzo

del modello in bacini di medie dimensioni). Il distacco di suolo per deflusso superficiale avviene in condizioni di tensione tangenziale super-critica, e la quantità di materiale depositato è proporzionale al materiale trasportato in eccesso rispetto alla capacità di trasporto: questa impostazione è la medesima sia per l'erosione diffusa che incanalata. Il materiale distaccato è trasportato risolvendo una canonica conservazione di massa. Il modello necessita di numerosi dati di input, anche riguardanti la geometria del terreno, siccome il modello non considera l'erosione in una rete idrografica, ma da deflusso superficiale e in rivoli superficiali temporanei (ephemeral gullies), che solitamente sono rimossi tramite comuni pratiche agricole. Di fondamentale importanza sono gli input relativi alle colture esistenti, che hanno notevole importanza sull'erosione risultante. In pratica WEPP, nonostante l'attraente complessità e completezza delle sue capacità modellistiche, è applicabile solo su piccole parcelle agricole di cui si conosca bene la geometria e di cui si abbiano numerosi dati; per esempio, non considerando erosione da rill permanenti o non contemplando versanti senza rill, non si presta a simulazioni di bacini non agricoli. Tuttavia, a differenza di altri modelli altrettanto complessi, questo sistema è in continuo sviluppo (attualmente presso la Washington State University), è stato integrato con ArcView3.x ed infine è ampiamente documentato e gratuitamente disponibile in rete.

Il prezzo per un modello talmente complesso, oltre alle centinaia di pagine di manuale da studiare, sono: la presenza di banchi nel codice, la necessità di numerosi parametri di input che sono difficilmente reperibili alla scala del modello e che quindi non possono che essere frutto di calibrazione. Il primo punto non è inoltre trascurabile: questo modello, una volta prodotto, era stato trascurato e solo dopo tempo alcuni dipartimenti universitari americani si sono fatti carico del suo mantenimento, facendo innanzitutto un'intensa azione di debugging durata più di un anno (Joan Q. Wu, comunicazione personale). Questo dà una maggior sicurezza nell'utilizzo del modello oggi, ma sicuramente pone alcuni dubbi sul precedente utilizzo che ne è stato fatto e sulla presenza di altri possibili bugs non ancora trovati.

2.2.2 EUROSEM

Il modello EUROSEM (*Morgan et al., 1998*) nasce da un impegno comune di vari ricercatori europei: usa la struttura afflussi-deflussi di KINEROS (*Wolhiser et al., 1990*) in cui inserisce un modulo di stima dell'erosione da precipitazione e da deflusso superficiale. Il KINEROS concettualizza i versanti come piani inclinati e gli alvei come canali, rappresentando così il bacino con una struttura di piani con un grado di eterogeneità desiderata e canali internamente omogenei. In EUROSEM il trasporto di materiale è risolto secondo

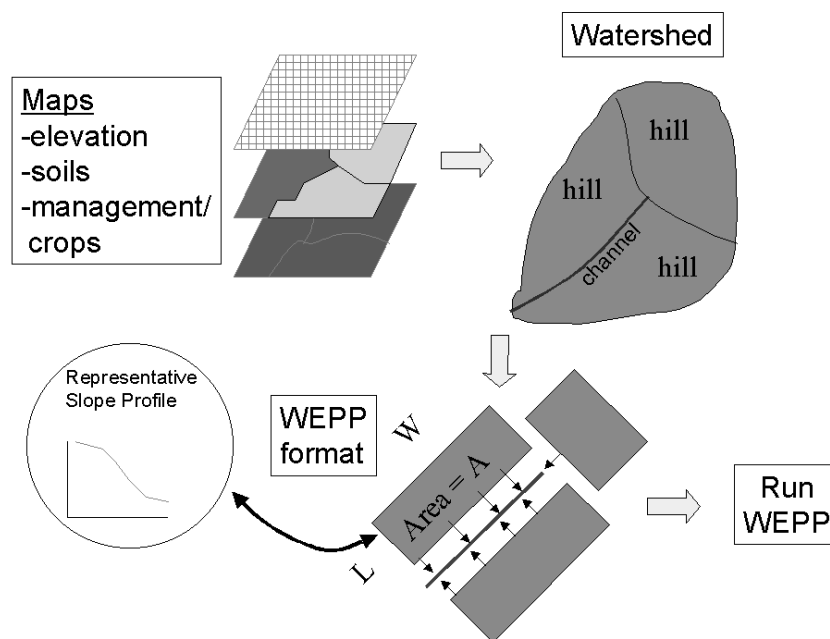


Figura 2.2: Discretizzazione di un bacino in WEPP e schema sintetico del modello

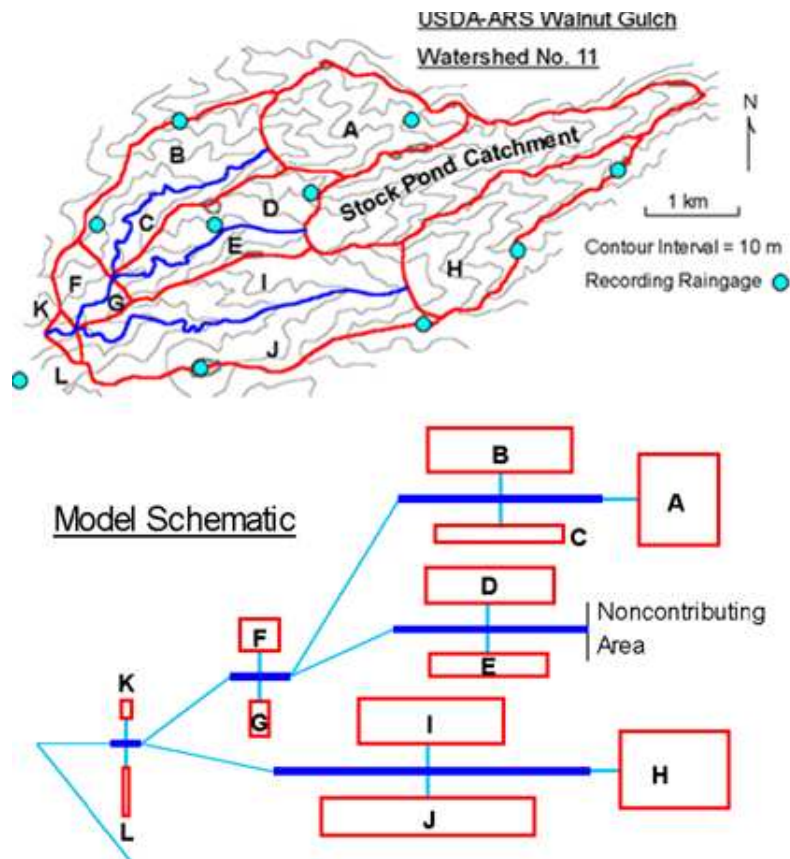


Figura 2.3: Discretizzazione di un bacino in KINEROS

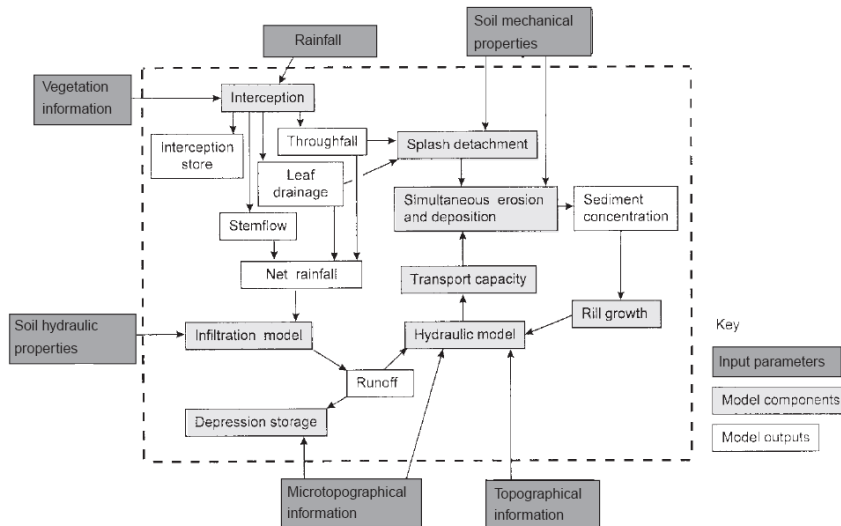


Figura 2.4: Diagramma di flusso per il modello EUROSEM

una classica legge di conservazione della massa in cui il termine di sorgente e di perdita è data dall'erosione netta da precipitazione e dall'erosione netta da deflusso superficiale. L'infiltrazione è stimata tramite il modello di *Smith and Parlange* (1978) che genera deflusso per eccesso di saturazione; il deflusso è propagato tramite il metodo dell'onda cinematica. Il modulo di erosione stima il distacco di materiale su versante da precipitazione tramite una relazione empirica-sperimentale. La capacità di trasporto è calcolata diversamente tra rill ed interrill: nel primo si usa una relazione basata sulla potenza di flusso specifica, su una forma modificata della potenza di deflusso; a scala di versante, l'equazione di simulazione dell'erosione assume la stessa espressione, ma viene calcolata in maniera differente in base alla topografia. L'erosione in canali è calcolata come l'erosione su versante, trascurando il termine di erosione da precipitazione. Il modello è adatto per simulazioni a scala di evento, solitamente a passo temporale di un minuto, su bacini di piccole dimensioni (massimo 10km²); questo rende possibile una buona calibrazione solo su bacini ben monitorati dove l'altezza idrometrica sia campionata a frequenze molto elevate. Inoltre questa discretizzazione così netta, rende molto delicato in fase di calibrazione la scelta dell'area minima contribuente, ossia l'area massima di versante oltre la quale il deflusso diventa incanalato. KINEROS è stato in seguito corredato di un suo modulo di trasporto, molto simile alla struttura proposta in EUROSEM, e viene distribuito gratuitamente in rete, corredato da un manualetto minimale. Tuttavia è stato inserito assieme al modello SWAT (Soil Water Assessment Tool) in un pacchetto per la simulazione afflussi-deflussi e dell'erosione superficiale chiamato AGWA, che permette la preparazione dei dati di input tramite interfaccia grafica integrato ArcView3.2. Questo strumento è molto interessante, perchè permette in pochi passaggi la preparazione dei dati di input via GIS; in seguito questi si possono usare per simulazioni di grandi bacini (1000 Km²) con lo SWAT, che ha un passo di simulazione abbastanza lungo ed è adatto allo studio di scenari, e su piccoli sottobacini con KINEROS2 per simulazioni a scala di evento, previa qualche modifica nell'input per il cambiamento di scala.

2.2.3 SHESED

Questo modello si basa sul Système Hydrologique Européen (*Abbott et al.*, 1986), a cui unisce un modulo di erosione da deflusso superficiale e da precipitazione: l'erosione da precipitazione è stimata partendo dall'intensità di pioggia e tiene conto dei fenomeni di *leaf-drip*, ossia dell'effetto delle gocce che cadono al suolo dalle foglie della vegetazione. L'erosione da deflusso superficiale è invece stimata partendo dalle tensioni tangenziali del deflusso, ed il trasporto di materiale su versante e in canale è simulato attraverso l'equazione

di conservazione del sedimento. Il modello è in grado di simulare il trasporto di più classi granulometriche, e per quelle di classe maggiore è stato utilizzato con successo nel simulare la riduzione di trasporto solido in alveo per corazzamento. Dall'originale versione del modello proposta è stato sviluppato SHETRAN ([Ewen et al., 2000](#)), che integra il predecessore specialmente con una descrizione raffinata del sottosuolo dove il movimento del fluido in fase satura ed insatura è modellato in quasi-3D con le equazioni di Boussinesq e di Richards. A questo modulo si aggiunge un modulo di qualità fluviale, dove è considerato il trasporto in soluzione, advezione e dispersione di sedimenti, decadimento radioattivo, deposizione atmosferica, adsorbimento da suolo, roccia e sedimento, ed infine il plant uptake. Un modello di tale complessità, presenta una grande quantità di dati di input, riproponendo il problema dell'incertezza in output. Inoltre, a differenza di altri, il modello non è gratuitamente scaricabile dalla rete, essendo stato sostanzialmente finanziato da fondi privati, e questo ne limita la possibile discussione, infatti, a conoscenza dell'autore, le sole applicazioni di SHESED presenti in letteratura sono almeno in parte degli sviluppatori del modello stesso.

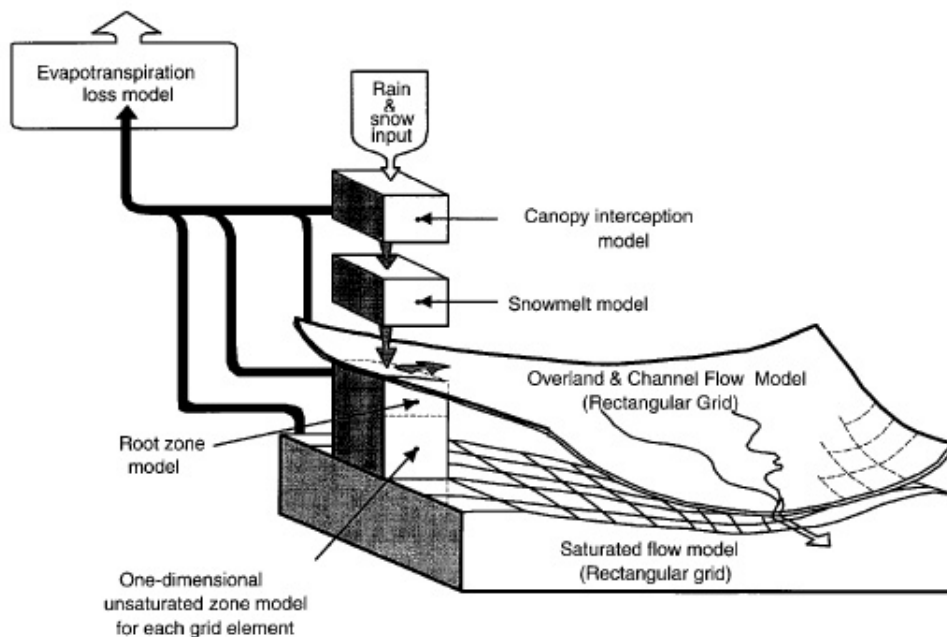


Figura 2.5: Diagramma schematico della componente idrologica in SHETRAN (da [Bathurst \(2002\)](#))

2.2.4 InHM

InHM (*Heppner et al., 2006*) acronimo di Integrated Hydrology Model, sviluppato nell'Università di Stanford, è un modello di erosione a scala di versante, che ha una sua tipicità. Il terreno superficiale è discretizzato con una mesh estremamente fitta con prismi dalla base triangolare e altezza variabile: estremamente ridotta per il suolo e invece maggiore nel sottosuolo. Il movimento di acqua all'interno del suolo è descritto in 3D dall'equazione di Darcy, usata anche per i fenomeni di infiltrazione con vanto da parte degli autori, che intendevano svincolarsi da un'ipotesi a priori sulla formazione del deflusso (ad esempio meccanismo hortoniano o dunniano). L'erosione considerata è solo su versante: la frazione di suolo rimossa per precipitazione è proporzionale al prodotto dell'intensità di pioggia con alcune grandezze topografiche, oltre a due comuni parametri di calibrazione ed alla 'area tridimensionale associata ad ogni nodo (L^2)', dichiarazione che potrebbe indurre il sospetto che il modello simuli in una geometria non euclidea. L'erosione da deflusso superficiale è stimata con il comune metodo della capacità di trasporto. Sofisticato invece il metodo implicito di risoluzione delle equazioni differenziali, che permette, a detta degli autori, risolvere la fitta discretizzazione del terreno in numerosi nodi ed elementi.

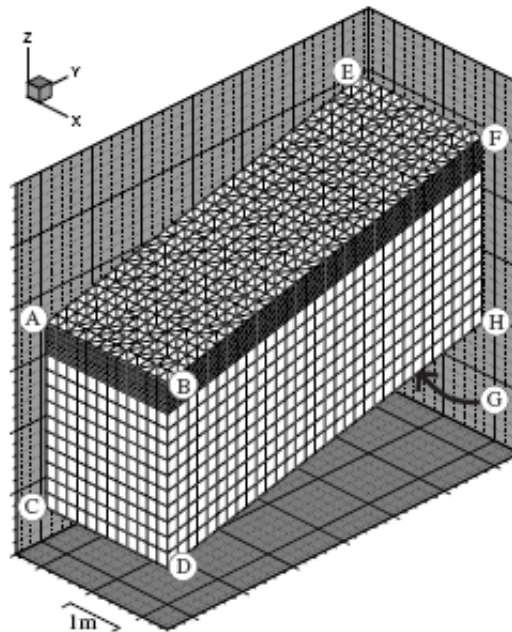


Figura 2.6: Discretizzazione di un versante in InHM

I modelli di erosione sviluppati sono ovviamente molto più numerosi di questi e la brevissima presentazione di ognuno non può ritenersi esaustiva. I modelli di erosione superficiale sono da degli strumenti multidisciplinari e quindi sarebbero da valutare secondo ogni loro aspetto:

- l'aspetto informatico: nel codice sorgente è preferibile la portabilità, la snellezza, la chiarezza e l'efficienza computazionale. Questi aspetti, legati ad un'auspicabile forma di condivisione, permette a tutti di valutare la qualità del modello e verificare i risultati sperimentali possibilmente pubblicati.
- l'aspetto idrologico: molto banalmente, un buon modello di erosione deve avere un modello idrologico adatto ai fini dello studio e congruente con i fenomeni erosivi descritti
- l'aspetto erosivo: altrettanto banalmente, un buon modello richiede una motivata modellazione dei fenomeni erosivi presenti e una discreta capacità di riprodurre i fenomeni osservati a chiusura di bacino
- il risultato a scala spazialmente distribuita: non è necessario, ma altamente auspicabile, che un modello di erosione fornisca delle mappe di erosione/deposizione realistiche
- l'aspetto parametrico: come si è visto, il numero dei parametri aumenta con la complessità del modello fino ad avere modelli fisicamente basati che probabilmente soffrono di sovra-parametrizzazione. Questo, oltre ad alcune serie riserve di tipo teorico, introduce alcune riserve sulle possibilità dei modelli in validazione e sull'affidabilità dei risultati.

Si nota infine che, talvolta, la documentazione esistente è del tutto limitata e difficilmente accessibile. Le review di modelli di erosione pubblicate sono numerose e ciascuna ha analizzato un certo aspetto, oppure di quando in quando vengono aggiornate vecchie review per riportare nuovi modelli di erosione prodotti. Tra le review più classiche si ricordano *Merritt et al. (2003)*; *Jetten et al. (1999)*; *Borah and Bera (2003)*; *Desmet and Govers (1995)*.

Capitolo 3

Il modello AFFDEF

Il modello AFFDEF consiste in un modello distribuito capace di riprodurre gli effetti di variabilità spaziale dei processi idrologici, di simulare in continuo la trasformazione degli afflussi meteorici in deflussi, di stimare l'erosione su versante ed il suo contributo al trasporto solido in sospensione in alvei fluviali. Il modello discretizza l'areale imbrifero in celle coincidenti con le maglie del modello digitale delle quote del terreno, in ognuna delle quali il bilancio idrologico locale viene effettuato facendo uso di schemi di calcolo concettuali e fisicamente basati; i deflussi superficiali e quelli sotterranei sono propagati lungo la rete idrografica fino alla sezione di chiusura del bacino, tramite metodi di propagazione concettuali e lineari. In ogni cella di versante è altresì stimato il distacco di sedimento ad opera delle precipitazioni e del deflusso superficiale, ed il materiale è propagato fino alla chiusura di bacino, secondo un bilancio di massa.

3.1 Il modulo afflussi-deflussi

La modellazione afflussi-deflussi richiede una preliminare definizione di bilancio idrologico; questo, seppure apparentemente banale, è di fondamentale importanza nella definizione dei flussi ed è stato soggetto a dibattiti in ambito scientifico, i cui segni si vedono ancora oggi in campo lessicale ad esempio nei termini 'watershed' e 'catchment', oggi usati come sinonimi. Il bilancio idrologico utilizzato in AFFDEF è presentato in figura 3.1: l'unico ingresso sono le precipitazioni P , che cadono sia sul versante che sulla rete idrografica; nel primo caso sono in parte intercettate dalla copertura vegetale arborea e superficiale, nel secondo sono invece vengono direttamente trasformate in deflusso superficiale. In realtà l'afflusso meteorico è anche immagazzinato nelle depressioni superficiali del suolo, ma solitamente questi volumi si possono

considerare trascurabili. L'unica perdita significativa dal bacino è dovuta ai processi di evapo-traspirazione: l'evaporazione avviene sull'acqua immagazzinata sulle foglie delle piante, nei bacini superficiali e nella rete drenante; la traspirazione invece avviene ad opera di alberi e piante a scapito dell'acqua contenuta nel suolo. L'acqua caduta sui versanti che raggiunge il suolo inizialmente si infiltra: una parte scorrerà come deflusso ipodermico secondo linee di flusso quasi corrispondenti alla superficie topografica ed eventualmente sarà intercettato da un alveo fluviale, un'altra parte invece alimenterà la falda sotterranea per percolazione e si trasformerà in deflusso profondo, *alias* portata di base. L'acqua caduta sul versante che non si infiltra a causa di saturazione, di impermeabilizzazione o di fenomeni di sigillamento ('sealing') del suolo, contribuirà direttamente al deflusso superficiale, ossia quella parte di acqua meteorica che defluisce lungo i versanti fino al ramo di rete drenante più vicino. L'equazione di bilanci idrologico che deve essere soddisfatta in un qualsiasi punto del bacino ad ogni passo temporale Δt di simulazione è:

$$P_l = (L_v + E + P_{net}) + (I + \Delta F) \quad (3.1)$$

in cui:

- P_l è l'altezza di pioggia lorda in Δt
- L_v è la parte di precipitazione intercettata dalla vegetazione in Δt
- E è l'altezza di acqua evapotraspirata in Δt
- I è il volume di acqua per unità di superficie del bacino nell'intervallo di tempo Δt
- ΔF è la variazione di invaso specifico del bacino nell'intervallo Δt

Indicando con L la somma di I, L_v, E e ΔF , l'altezza di pioggia netta P_{net} si può esprimere secondo l'equazione (3.2)

$$P_{net} = P_l - L \quad (3.2)$$

3.1.1 Afflussi meteorici

In generale, alle nostre latitudini, si può assumere che le precipitazioni piovose si formino dall'incontro di masse d'aria a diversa temperatura, pressione ed contenuto di umidità. Al loro incontro, per effetto della rotazione terrestre, le masse d'aria assumono una rotazione oraria e contemporaneamente la massa d'aria a temperatura maggiore si sovrappone alla massa a temperatura minore. I piani su cui scorrono affiancate le due masse d'aria si definiscono fronti e

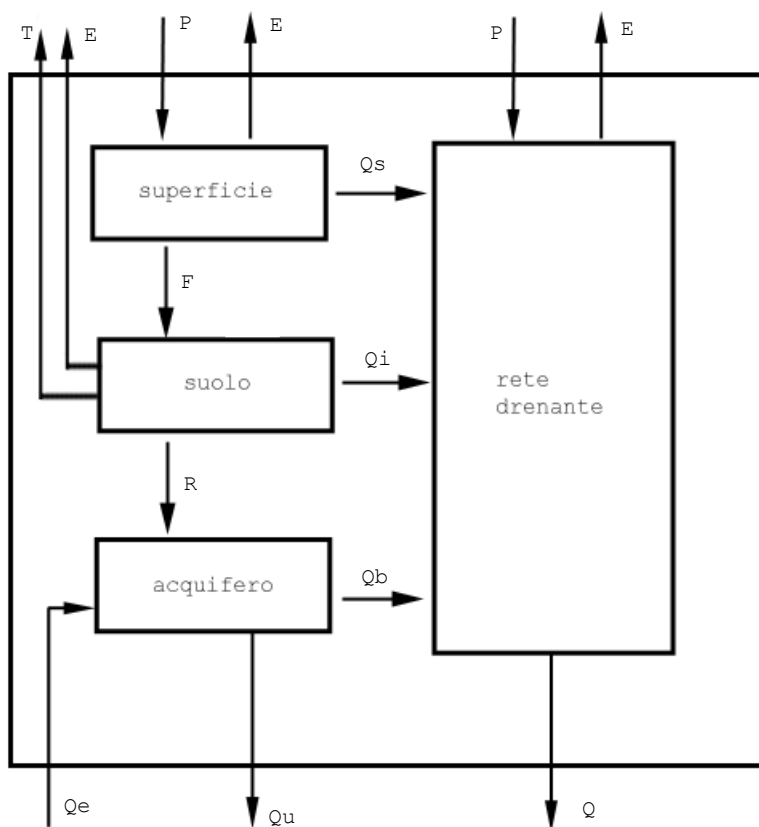


Figura 3.1: Rappresentazione schematica del bilancio idrologico del modello AFFDEF

solitamente uno è associato alla risalita della massa d'aria calda sopra la massa d'aria fredda, mentre nell'altro, la massa d'aria fredda si incunea sotto la massa d'aria calda. Lungo questi fronti in il raffreddamento delle masse d'aria umide, associato alla presenza di polveri che fungano da nuclei di condensazione, si formano le prime gocce di pioggia; queste, pian piano accumulano altre molecole d'acqua fino a che, raggiunta una certa dimensione, cadranno sotto forma di precipitazione. Le precipitazioni al suolo, solitamente si misurano tramite pluviometri e/o pluviografi: i primi sono dei recipienti standard graduati in grado di registrare la quantità di pioggia cumulata sul periodo (solitamente espressa in mm). I secondo invece calcolano le precipitazioni cadute in continuo, e riescono quindi a misurare la variazione di altezza di pioggia in funzione del tempo; questa funzione, detta intensità di precipitazione, è solitamente espressa in mm/h.

AFFDEF consente di seguire le variazioni dell'input climatico sulla superficie del bacino, ma la possibilità di fornire una informazione attendibile ed il più possibile realistica si deve confrontare con una rete di misurazione talvolta insufficiente, con un'elevata incertezza riferita alle stesse misure pluviometriche e con un'elevata variabilità spaziale delle precipitazioni, in particolare di quelle molto intense ed in zone montane. In AFFDEF sono implementati due metodi di ragguaglio per la stima della pioggia lorda areale a partire da misure puntuali: il metodo dei poligoni di Thiessen o di Voronoi, ed il metodo della distanza inversa. Il metodo dei poligoni di Thiessen presuppone di aver un

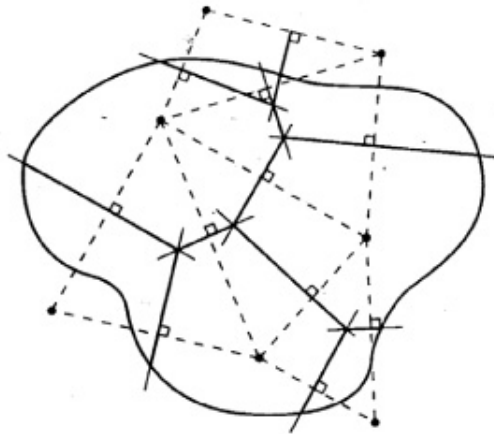


Figura 3.2: Costruzione dei poligoni di Thiessen. La linea tratteggiata unisce i pluviometri adiacenti, la linea continua sono porzioni degli assi che costituiscono i lati dei poligoni. Da *Dingman* (1994)

discreto numero di stazioni pluviometriche che insistono sul bacino di studio

o nelle sue vicinanze. Per ciascuno pluviometro si costruisce per via geometrica un'area di influenza, all'interno della quale la precipitazione si ipotizza uniforme e congruente a quella misurata al pluviometro. Queste aree sono formate dalla creazione di maglie triangolari aventi per nodi i singoli pluviometri ed unendo i circocentri di ogni maglia (Figura 3.2). La precipitazione media areale è data dalla somma pesata dei contributi di ciascun pluviometro, dove il peso λ di ciascun pluviometro è calcolato come rapporto tra il suo topoieta (A_i) e l'area totale del bacino (A).

$$\lambda_i = \frac{A_i}{A} \quad (3.3)$$

Se si indica quindi con h_i l'altezza di pioggia registrata dall' i -esimo strumento per un lasso di tempo Δt , ed assumendo la presenza di un numero di pluviometri N_{plu} , la pioggia media areale p_{ma} al tempo Δt è data da:

$$p_{ma} = \sum_{i=1}^{N_{plu}} h_i \lambda_i \quad (3.4)$$

Il metodo dei topoieta permette di fare uso anche di strumenti pluviometrici al di fuori del bacino, se posti nelle vicinanze, ed è poco intensivo per l'elaboratore rispetto ad altri metodi di ragguaglio delle precipitazioni di tipo geostatistico.

Nel metodo dell'inversa distanza lineare si associa ad ogni punto j del bacino un'altezza di pioggia ottenuta come media pesata delle osservazioni registrate in tutte le stazioni di misura disponibili. Il peso dell'informazione associato al pluviometro i per il punto j è direttamente proporzionale all'inverso della distanza tra il pluviometro ed il punto. Pertanto, considerando tutti i pluviometri, l'altezza di pioggia nel punto j , h_j , è pari a:

$$h_j = \sum_{i=1}^{N_{plu}} h_i \lambda_{i,j} \quad (3.5)$$

dove

$$\lambda_{i,j} = \frac{1/d_{i,j}}{\sum_{i=1}^{N_{plu}} 1/d_{i,j}} \quad (3.6)$$

è il peso dell' i -esimo pluviometro

$d_{i,j}$ è la distanza tra l' i -esimo pluviometro e il punto j

N_{plu} è il numero dei pluviometri

La pioggia media areale si ottiene come media pesata delle osservazioni registrate dai pluviometri; il peso di ciascuno di essi è dato dalla somma dei contributi infinitesimi $\lambda_{i,j}$ di tutti i punti in cui viene discretizzato il bacino:

$$p_{ma} = \sum_{i=1}^{N_{plu}} h_i \lambda_i \quad (3.7)$$

dove

$$\lambda_i = \sum_{j=1}^{N_{tot}} \lambda_{i,j} \quad (3.8)$$

è il peso della stazione i -esima

N_{tot} è il numero di punti in cui viene discretizzato il bacino

Nel modello AFFDEF è stato implementato il metodo dell'inversa distanza al quadrato, che riprendo lo stesso schema di calcolo del metodo appena descritto, ma che considera i pesi proporzionali all'inverso della distanza al quadrato. L'espressione dell'altezza di pioggia è la stessa dell'equazione (3.4), ma il peso dell' i -esimo pluviometro per il punto j è stimato con:

$$\lambda_{i,j} = \frac{1/d_{i,j}^2}{\sum_{i=1}^{N_{plu}} 1/d_{i,j}^2} \quad (3.9)$$

Come per i poligoni di Thiessen, i pesi $\lambda_{i,j}$ sono in funzione della sola posizione geografica del pluviometro, non variano nel tempo e vengono determinati una sola volta. Applicando la (3.5) con i pesi calcolati secondo (3.6) o (3.9) si determina la pioggia lorda P_l a scala locale, ad ogni passo di tempo.

3.1.2 Intercettazione

L'intercettazione è prodotta dalla copertura vegetale (arborea ed erbacea) che trattiene la precipitazione prima che questa raggiunga il suolo. L'acqua intercettata può essere trattenuta definitivamente dal fogliame ed evaporare, o può ricadere al suolo dalla foglia stessa o scorrere lungo i rami ed il tronco. La riduzione della pioggia dovuta all'intercettazione della vegetazione è trascurabile nel caso di eventi brevi e molto intensi, ma diventa consistente nel lungo periodo, quando si considerano eventi di durate maggiori e basse intensità.

La quantità di acqua intercettata dipende dal tipo e dalla densità della copertura vegetale. Generalmente l'effetto dell'intercettazione è maggiore nelle

fasi iniziali della pioggia, quando il deposito d'acqua sul fogliame si sta ancora costituendo sotto forma di goccioline e di pellicola liquida. In AFFDEF, la captazione dell'acqua meteorica da parte della copertura vegetale viene riprodotta a mezzo di un serbatoio di prefissata capacità, diversa per ciascun elemento di discretizzazione del bacino. L'acqua si accumula nel serbatoio innalzandone il livello, fintanto che ne eguaglia la capacità; l'acqua che eccede tale capacità fuoriesce dal serbatoio e cade sulla superficie del terreno. L'acqua accumulata nel serbatoio, cioè intercettata dalla vegetazione, si disperde gradualmente in atmosfera sotto forma di vapore per effetto dell'evapotraspirazione. La modellazione dei processi di intercettazione in AFFDEF è descritta nella paragrafo 3.1.4.

3.1.3 Evapotraspirazione

L'evaporazione consiste nella restituzione in atmosfera, sotto forma di vapore, dell'acqua contenuta nel terreno e presente sulla superficie della copertura vegetale, mentre la trasportazione riguarda l'estrazione dell'acqua dal terreno ad opera delle radici delle piante e al successivo rilascio in atmosfera attraverso le foglie. Generalmente ci si riferisce alla combinazione dei due processi, per cui si parla di evapotraspirazione. Tale fenomeno, seppure trascurabile per eventi brevi e di forte intensità, influenza significativamente il bilancio idrico del bacino nei periodi di assenza di precipitazione, quando il suolo si svuota dell'acqua contenuta ad un tasso determinato dall'entità dell'evapotraspirato.

L'evapotraspirazione effettiva (o reale) indica le perdite d'acqua effettivamente riscontrate nel terreno in condizioni reali, dipendenti quindi dalle condizioni atmosferiche (temperatura, radiazione solare, vento e pressione) e dalle caratteristiche della superficie evaporante (tipo di vegetazione, grado di copertura della vegetazione, tipo di suolo, forma e dimensione delle superfici liquide, ecc.).

L'evapotraspirazione potenziale è quella che si avrebbe da un terreno completamente ricoperto di vegetazione con approvvigionamento di acqua illimitato; essa dipende da fattori climatici e solo limitatamente dal tipo di coltura. Di conseguenza, ne risulta possibile l'interpretazione matematica, e molti sono stati i metodi proposti in letteratura.

Una delle schematizzazioni più complete è fornita dall'equazione originale di Penman-Monteith che consente di calcolare l'evaporazione (in mm/giorno) da variabili meteorologiche e di resistenza correlate alle caratteristiche aerodinamiche e stomatali della copertura vegetale. L'applicazione di tale equazione risulta molto complessa per la notevole quantità di parametri fisici richiesti,

per questo generalmente se ne adottano delle forme semplificate tramite l'assegnazione ai termini di resistenza valori particolari per specifiche superfici di riferimento.

L'algoritmo usato in AFFDEF è noto come metodo dell'irradiazione (*Doorenbos and Pruitt, 1984*), e consiste in una forma semplificata dell'equazione di Penman-Monteith in cui sono trascurati i termini legati alla pressione di vapore ed alla velocità del vento che spesso sono dati mancanti. In Appendice è presente una descrizione di questo modello e della sua taratura.

3.1.4 Infiltrazione

L'infiltrazione è il processo di trasferimento dell'acqua dalla superficie all'interno del suolo, dal quale dipende l'ammontare della pioggia netta che si rende disponibile per il deflusso superficiale. La modellazione di questo processo è una componente chiave di qualunque modello afflussi-deflussi perchè definisce la formazione dell'idrogramma alla chiusura di bacino. La velocità di infiltrazione, ossia la velocità con cui l'acqua precipitata si infila nel suolo, dipende da molteplici fattori: innanzitutto la tessitura e le caratteristiche litopedologiche del suolo, quindi l'umidità del suolo, l'intensità delle precipitazioni e le colture presenti sulla superficie.

Il processo di infiltrazione si sviluppa solitamente con l'avanzamento del fronte di bagnatura e il conseguente cambiamento del contenuto d'acqua nel suolo, in modo spesso eterogeneo lungo la profondità. Lo studio analitico più dettagliato oggi disponibile è quello fatto da *Richards (1931)* che ha generalizzato la legge di Darcy. Quest'ultima, valida per il movimento di acqua in suolo saturo, assume che la velocità di un fluido in un mezzo poroso saturo è direttamente proporzionale al gradiente idraulico totale Φ [L] secondo una coefficiente di proporzionalità definito conduttività idraulica K [LT^{-1}]. Richards, per studiare il moto del fluido in ambiente insaturo, ha definito la conduttività idraulica come funzione del contenuto di umidità nel suolo ϑ , invece che considerarla una costante caratteristica di una classe litologica, e vi ha associato un bilancio di massa, ottenendo la seguente relazione:

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = \nabla [D(\vartheta) \nabla \vartheta] + \frac{\partial K(\vartheta)}{\partial z} - E_T(x, y, z, t) \quad (3.10)$$

dove $D(\vartheta) = K(\vartheta) \left(\frac{\psi}{\vartheta} \right)$ è la diffusività, E_T è il tasso di perdita per evapotraspirazione e ψ il potenziale di capillarità.

Per la sua complessa risoluzione, solitamente non viene introdotta nei modelli afflussi-deflussi a scala di bacino, dove una soluzione così dettagliata del fronte di bagnatura non è necessaria o non è efficiente dal punto di vista computazionale. Si usano preferibilmente modelli di infiltrazione, che spesso sono

riconducibili a due processi fondamentali di saturazione del suolo e quindi a generazione del deflusso superficiale, che è la parte cruciale di un modello: il modello hortoniano ed il modello dunniano. Il primo ipotizza che l'intensità di precipitazione sia tale da non permettere l'infiltrazione di tutta la pioggia caduta, così che si forma una lama d'acqua sulla superficie del suolo, prima che questo sia saturo lungo tutto la sua profondità. Questa ipotesi è valida su suoli scarsamente permeabili o aree urbane ed è definito anche modello ad eccesso di infiltrazione. Il modello dunniano invece ipotizza la formazione del deflusso da saturazione completa della colonna di suolo, ipotesi valida in presenza di suoli sabbiosi altamente drenanti; questo modello è anche definito ad eccesso di saturazione.

La versione di AFFDEF utilizzata in questo studio utilizza una versione modificata del metodo del Curve-Number (*SCS*, 1972). Questo metodo rappresenta un vero e proprio modello di infiltrazione, anche se di natura empirica, ottenuto dal monitoraggio di vari bacini sperimentali da parte del U.S. Dept of Agriculture (USDA), utilizzato in vari modelli afflussi-deflussi (ad es. SWAT) e che ha avuto una notevole diffusione grazie alla notevole quantità di dati per la taratura forniti dal Soil Conservation Service (SCS).

In AFFDEF, per ciascuna cella di discretizzazione del bacino viene assegnato un valore di CN sulla base delle tabelle fornite dal SCS. In queste tabelle, i valori dell'indice CN sono espressi in funzione di alcune proprietà del suolo (quali natura ed uso, litologia e classe di permeabilità), e sulla base delle condizioni di imbibimento del terreno antecedenti l'evento meteorico. CN è un numero adimensionale che indica il grado di permeabilità del terreno ed è compreso tra 0 (assolutamente permeabile) e 100 (assolutamente impermeabile o superficie liquida). Conoscendo il numero CN per ogni cella del bacino di coordinate (i, j) , si può determinare S , la massima capacità di ritenzione idrica convenzionale del terreno, per mezzo della seguente espressione:

$$S(i, j) = 254 \left(\frac{100}{CN(i, j)} - 1 \right) \quad (3.11)$$

dove $S(i, j)$ è espresso in millimetri.

Il metodo CN viene usato in AFFDEF per fissare una scala relativa di valori della massima capacità di ritenzione idrica del terreno nelle varie celle, consentendo di distinguere, nell'ambito del bacino di interesse, tra zone a minore e maggiore potenziale di infiltrazione. Inoltre, data la dipendenza dalle proprietà dei suoli, i valori di CN possono essere agevolmente modificati per rappresentare le modificazioni incorse nella destinazione d'uso del suolo. Esistono ampie tabelle con valori di riferimento di CN per diversi usi del suolo e per diverse condizioni di umidità del suolo antecedente la simulazione; in AFFDEF, una

griglia con l'assegnazione del valore di CN per ogni cella è fornita in input dall'utente.

L'approccio a scala di evento adottato nel metodo CN per la determinazione della pioggia netta non ne consente tuttavia l'applicazione al caso di simulazione in continuo. Infatti la velocità di infiltrazione decresce mano a mano che aumenta la quantità di acqua infiltrata, ma il metodo CN non considera l'incremento dell'infiltrazione potenziale che può derivare da periodi di intervallo tra due eventi meteorici (periodi di *interstorm*). Per poter rappresentare la redistribuzione del contenuto di acqua nel terreno durante i periodi di assenza di precipitazione, in AFFDEF si è assunto che in corrispondenza di ogni singola cella sia localizzato un serbatoio sotterraneo di tipo lineare (*serbatoio di infiltrazione*), che si riempie per effetto dell'infiltrazione e si svuota tramite uno scarico lineare di fondo, attraverso il quale l'acqua passa dallo strato di terreno superficiale alla falda idrica. Per simulare quest'ultima, in mancanza di informazioni, si ipotizza la presenza di una rete idrica sotterranea che ha la stessa struttura della rete di superficie. La quota di altezza di pioggia che si infiltra, e quindi si accumula nel serbatoio di infiltrazione, si calcola mediante la relazione:

$$\frac{P_n [t, (i, j)]}{P [t, (i, j)]} = \frac{F [t, (i, j)]}{HSi, j} \quad (3.12)$$

dove

- $P_n [t, (i, j)]$ è l'intensità di pioggia netta, ovvero la quota di $P [t, (i, j)]$ che contribuisce al deflusso superficiale
- $P [t, (i, j)]$ è l'intensità di pioggia che raggiunge il terreno all'istante t sulla cella di coordinate (i, j)
- $F [t, (i, j)]$ è il contenuto idrico all'istante t del serbatoio di infiltrazione localizzato in corrispondenza della cella (i, j)
- HSi, j è la massima capacità del serbatoio di infiltrazione, calcolata dal prodotto di un parametro di taratura H , costante nel tempo e nello spazio, per la massima capacità di ritenzione idrica $S(i, j)$ precedentemente introdotta.

Dalla differenza

$$I [t, (i, j)] = P [t, (i, j)] - P_n [t, (i, j)] \quad (3.13)$$

si ottiene l'intensità di pioggia infiltrata. Il serbatoio di infiltrazione è assunto come serbatoio lineare, con uno scarico di fondo regolato dal parametro H_s .

Il valore di pioggia lorda P è calcolato dal valore P_l ottenuto dal ragguaglio delle piogge puntuali misurate con i metodi esposti nella paragrafo 3.1.1, al netto delle perdite per intercettazione. Infatti, nel modello, il fenomeno di intercettazione è descritto tramite la presenza di un serbatoio a livello della vegetazione di capacità $C_{int}S(i, j)$ dove C_{int} è un parametro di taratura. Finchè il serbatoio non è pieno, la sollecitazione meteorica viene intercettata ed al terreno si ha pioggia nulla ($P=0$).

I serbatoio di intercettazione sono soggetti a perdita per evapotraspirazione; per stimarla si calcola $E_p[t, (i, j)]$ per ogni singola cella, utilizzando i dati di temperatura puntuali misurati riferiti alla cella (i, j) : per la stima della temperatura locale, si determina prima la temperatura osservata in riferimento alla quota media del bacino, considerando un gradiente termico costante nel tempo, quindi si interpolano i dati con il metodo della distanza inversa su ogni cella e poi si riferiscono alla quota di ogni singola cella utilizzando il medesimo gradiente termico. $E_p[t, (i, j)]$ viene sottratta al contenuto idrico del serbatoio di intercettazione assumendo che, ogni volta che in questo sia presente acqua, l'evapotraspirazione effettiva coincida con quella potenziale. Nel caso in cui il serbatoio di intercettazione sia vuoto, o si svuoti sottraendo l'evapotraspirazione, la parte $E_p[t, (i, j)]$ eccedente viene sottratta al contenuto idrico del serbatoio di infiltrazione; in questo caso si ipotizza che l'evapotraspirazione effettiva $E[t, (i, j)]$ sia direttamente proporzionale al contenuto idrico del serbatoio di infiltrazione, assumendo valore nullo a serbatoio vuoto e valore pari a $E_p[t, (i, j)]$ a serbatoio pieno.

L'equazione che governa il bilancio idrico nel serbatoio di infiltrazione si ricava a partire dall'equazione di continuità, trascurando, in prima approssimazione, la quantità d'acqua evapotraspirata dalla superficie del serbatoio sotterraneo (*Moretti and Montanari, 2007*):

$$\frac{dF[t, (i, j)]}{dt} = -\frac{dF[t, (i, j)]}{H_s} - E[t, (i, j)] + P[t, (i, j)] \left(1 - \frac{F[t, (i, j)]}{HS[t, (i, j)]}\right) \quad (3.14)$$

Questa equazione differenziale ordinaria è risolta con il metodo di Runge-Kutta al 4° ordine. Per una discussione delle ipotesi assunte nel modulo afflussi-deflussi si veda *Moretti and Montanari (2007)*.

3.1.5 Propagazione dei deflussi

In AFFDEF la propagazione dei deflussi è descritta tramite un modello idrologico, ossia concettualizzando il tronco fluviale come un invaso e risolvendo un bilancio di massa al suo interno, ipotizzando un legame, creato empiricamente, per legare il deflusso in ingresso a quello in uscita. Se quindi si schematizza

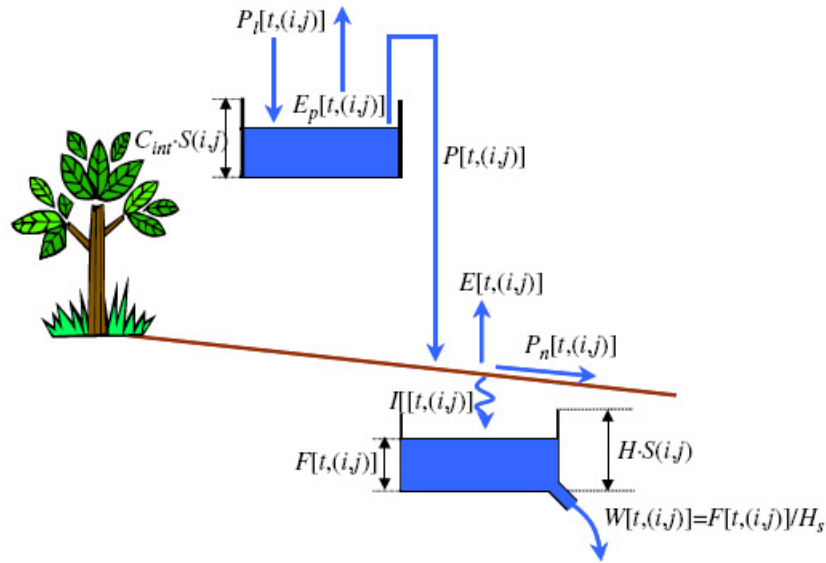


Figura 3.3: Rappresentazione schematica dell'interazione suolo-vegetazione-atmosfera ipotizzata in AFFDEF (da *Moretti and Montanari (2007)*)

un tronco fluviale secondo lo schema in figura 3.4, applicando l'equazione di continuità tra le sezioni 1 e 2 si ottiene:

$$Q_1(t) - Q_2(t) = \frac{dW}{dt} \quad (3.15)$$

dove $Q_1(t)$ e $Q_2(t)$ sono le portate rispettivamente in ingresso e in uscita dal tronco fluviale e $W(t)$ è il volume d'acqua invasato durante l'intervallo Δt . Risolvendo alle differenze finite l'equazione l'equazione 3.15 e ipotizzando l'e-

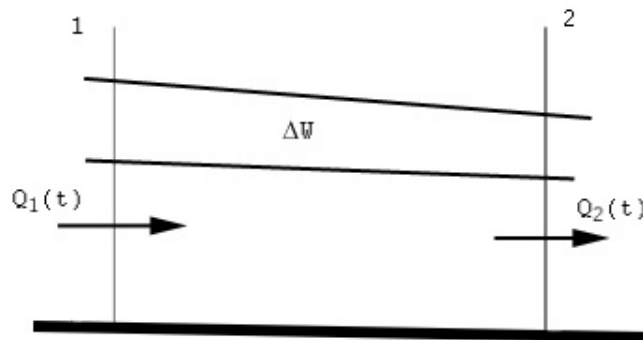


Figura 3.4: Rappresentazione schematica di un tronco fluviale

sistenza di un legame lineare tra il flusso in ingresso e quello in uscita si ottiene il modello Muskingum. In questo modello idrologico, il legame lineare è calibrato sulle portate in ingresso e in uscita. Il modello utilizzato in AFFDEF è il modello Muskingum-Cunge, in cui il legame lineare è parametrizzato sulla base della geometria del tronco fluviale ed in cui i coefficienti variano durante la propagazione del deflusso. In questo modo è stato dimostrato che il modello Muskingum è equivalente ad un modello parabolico, senza tuttavia la necessità di risolvere un sistema di equazioni alle derivate parziali, ma una semplice equazione differenziale ordinaria; inoltre la diffusività numerica è molto bassa e stimata attorno al 2% (*Orlandini and Rosso, 1996*). Le caratteristiche geometriche delle sezioni sono specificate in input dall'utente del modello e rappresentano il rapporto altezza-larghezza della sezione liquida e il coefficiente di scabrezza secondo Gaukler-Strickler. Questi valori sono solitamente calibrati, sono assunti costanti nel tempo e diversi tra le celle di rete e le celle di versante.

La stessa procedura di propagazione è usata per i deflussi sotterranei, tuttavia i coefficienti geometrici sono calibrati a parte utilizzando la legge di Darcy (calibrazione della conduttività idraulica) e il rapporto altezza-larghezza per il deflusso sotterraneo. Una trattazione più ampia della propagazione dei deflussi utilizzata in AFFDEF è presentata in appendice.

3.2 Il modulo di erosione

La scelta dei processi erosivi considerati nel codice di AFFDEF è stata dettata dalle esigenze applicative e dalle caratteristiche del modello: - AFFDEF stima l'infiltrazione attraverso il metodo CN, che è molto vicino ad un modello ad eccesso di infiltrazione, quindi adatto a suoli poco permeabili - la disponibilità di dati sperimentali sul trasporto solido era sull'Appennino bolognese, dove aveva già garantito una buona capacità di simulazione, soprattutto in bacini con suoli altamente argillosi. La concomitanza di questi due aspetti ha portato allo studio dei fenomeni erosivi tipici dei bacini in cui si disponevano di dati osservati, ossia erosione da deflusso superficiale ed erosione da pioggia. I processi erosivi sono considerati attivi solo sui versanti, dove è presente solamente deflusso superficiale. Un'altra caratteristica del modello è quella di studiare il trasporto di trasporto solido in sospensione, che rappresenta la principale forma di trasporto fluviale e quella che ha più interessi applicativi per i suoi effetti nefasti sugli invasi collinari di consorzi di bonifica, sui prelievi idrici e sull'eutrofizzazione delle acque, in quanto i nutrienti creano legami molto saldi soprattutto con le frazioni fini di sedimento.

3.2.1 Impostazione concettuale dei fenomeni erosivi in AFFDEF

Per poter rappresentare in maniera il più possibile fisicamente basata i processi di erosione e deposizione di suolo sui versanti, in AFFDEF si è scelto di usare un'impostazione concettuale simile a quella di *Nord and Esteves (2005)*. I fenomeni erosivi considerati all'interno del modello sono il distacco di suolo e di materiale sciolto e localmente depositato ad opera delle precipitazioni e del deflusso superficiale. La presenza di suolo e di suolo parzialmente coperto da materiale depositato è ammessa all'interno della singola cella e concettualizzata attraverso il parametro ε come frazione di area della cella coperta da materiale sciolto

$$\varepsilon = \frac{l_d}{D_{50}} \quad (3.16)$$

dove

- l_d è l'altezza del materiale depositato localmente (m)
- D_{50} è il diametro mediano del sedimento (m)

In questo approccio si stima la frazione di cella coperta dal materiale sciolto immaginando di 'spalmare' sulla superficie della cella il materiale ad uno strato singolo di altezza D_{50} . l_d è calcolato dal tasso di erosione netta totale D_{net} ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) alla fine di ogni passo temporale, e su questa altezza è aggiornato il valore della frazione di cella coperta da materiale sciolto:

$$\frac{\partial l_d}{\partial t} = \frac{1}{\rho_s} (D_{net}) \quad (3.17)$$

dove ρ_s è la densità del sedimento (kg m^{-3})

In un'ottica coerente a questo approccio, le precipitazioni e il deflusso superficiale eserciteranno il loro potere erosivo in maniera diversa a seconda del materiale considerato, in quanto il materiale sciolto depositato sarà più facilmente mobilizzato rispetto al suolo.

Questo approccio, oltre ad aumentare la rappresentatività fisica del modello, si presta alla simulazione di picchi in trasporto solido ad inizio evento o allo studio dei fenomeni di isteresi nel trasporto solido.

3.2.2 Erosione da precipitazione

L'erosione per precipitazione si manifesta con l'impatto delle gocce al suolo, le quali sono in grado di staccare suolo e spostarlo radialmente attorno al punto di caduta. La descrizione del processo usata in AFFDEF si rifa allo studio

di *Gabet and Dunne (2003)*, perchè si è ritenuto essere uno dei migliori per l'impostazione teorica ed il supporto sperimentale che gli autori portano per la calibrazione e validazione del loro modello.

Se si assume, con una piccola approssimazione, che l'energia cinetica delle singole gocce si trasferisca completamente sul suolo al momento dell'impatto, si può calcolare l'energia cinetica esercitata dalle gocce di pioggia al suolo da F , il flusso di massa d'acqua, $F = \rho i t \cos \theta$, dove ρ è la densità dell'acqua, t è la durata dell'evento e θ è la pendenza del versante. L'energia cinetica E_k (J m^{-2}) così stimata assume la forma:

$$E_k = \frac{\rho_w i_r v_r^2 \cos \theta t}{2} \quad (3.18)$$

in cui v_r è la velocità media delle gocce al suolo [L T^{-1}]. Assumendo un'efficace protezione della vegetazione superficiale dall'impatto dovuto alle gocce di pioggia, si introduce il parametro C_v , che rappresenta la frazione di superficie del suolo coperta da questa vegetazione, risultando in:

$$E'_k = \frac{\rho_w i_r v_r^2 (1 - C_v) \cos \theta t}{2} \quad (3.19)$$

La potenza della pioggia R_p (W m^{-2}) risulta dalla derivata temporale dell'energia cinetica, assumendo l'espressione:

$$R = \frac{dE'_k}{dt} = \frac{\rho_w i_r v_r^2 (1 - C_v) \cos \theta}{2} \quad (3.20)$$

Dai numerosi studi in letteratura è stato dimostrato come la presenza di uno strato di acqua di altezza h sul suolo abbia un'effetto sul potere erosivo; per questo si introduce la funzione $A(h, d)$, che varia tra 0 e 1, così che il tasso di erosione per unità di superficie ($\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$) sia stimato con la seguente relazione:

$$\psi = \alpha R^\beta A(h, d) \quad (3.21)$$

dove α e β sono coefficienti di calibrazione, e d è il diametro medio delle gocce d'acqua. La funzione $A(h, d)$ è stata differentemente formulata in letteratura a seconda delle prove sperimentali condotte, e risultata essere funzione, oltre che di h e d anche della litologia del suolo e del regime di moto della lama d'acqua. Usando la formulazione di *Schultz et al. (1985)* si è utilizzata una funzione esponenziale, con il risultato di:

$$\psi = \alpha R^\beta (e^{-1.8h/d}) \quad (3.22)$$

Per calcolare il potere erosivo occorre stimare il diametro medio delle gocce di pioggia e la velocità di impatto al suolo delle gocce.

La distribuzione dei diametri delle gocce di pioggia, come descritto nella paragrafo 1.2.1, è fortemente dipendente dalla latitudine e dalla tipologia del fenomeno (convettivo, orografico, ciclonico, ...). L'unico studio sperimentale sulla dimensione delle gocce di pioggia in Italia, a conoscenza dell'autore, è quello di *Zanchi and Torri (1980)*, ed è stato quindi inserito nel presente studio. Altre due particolarità di questo studio sono la formulazione, essendo l'unico studio che presenta come variabile esplicativa oltre all'intensità di pioggia anche la temperatura, e la pubblicazione: il lavoro, nelle sue parti salienti, presenta un errore di stampa di cui non è stata mai pubblicata alcuna errata corrige, e la formulazione corretta per la stima del diametro mediano di pioggia la si poteva ottenere solo dagli autori, che erano in realtà gli unici a conoscenza di questo disguido. L'autore del presente studio ha avuto la fortuna di avere il manoscritto corretto direttamente dal Dott. Torri, e solo di recente è stato pubblicato un libro dove è presente finalmente la formulazione corretta (*Torri et al., 2006*).

$$d = 0.499(i^{0.225}T^{0.292}) \quad (3.23)$$

è quindi la stima del diametro mediano delle gocce di pioggia registrate da Zanchi e Torri, dove i (mm h^{-1}) è l'intensità di precipitazione e T è la temperatura locale in °C. La velocità delle gocce di pioggia al suolo è stata assunta come velocità terminale e per stimarla si sono utilizzati i risultati dello studio di *Assouline et al. (1997)*. Nello studio di *Assouline et al. (1997)* si confrontano le distribuzioni del diametro delle gocce di pioggia e le stime della velocità terminale delle gocce per le piogge naturali e le piogge simulate; questo è motivato dal fatto che spesso in prove sperimentali si utilizzano piogge generate artificialmente tramite nebulizzatori, le quali hanno caratteristiche diverse dalle piogge naturali. Nella presente trattazione si è impiegata l'equazione per la stima delle velocità terminali per le piogge naturali, in quanto lo studio di Zanchi e Torri è basato proprio su tali piogge.

$$v_r = 9.5 \left[1 - \exp\left(-\frac{d^{1.147}}{1.77}\right) \right] \quad (3.24)$$

dove v_r è appunto la velocità terminale delle gocce di pioggia.

Coerentemente all'approccio iniziale, l'erosione da precipitazione verrà quindi stimata secondo le relazioni:

$$D_{r_d} = \alpha [E_k(1 - C_v)]^\beta (e^{1.8h/d})(1 - \varepsilon) \quad (3.25)$$

sul suolo

$$D_{r_r} = \alpha_r [E_k(1 - C_v)]^\beta (e^{1.8h/d})\varepsilon \quad (3.26)$$

sul materiale depositato

I coefficienti α e α_r sono ovviamente diversi in quanto il materiale depositato sarà più facilmente distaccato dalle gocce di pioggia.

Per poter includere nel rainsplash le differenze litologiche e di uso del suolo alcuni modelli usano calibrazioni *ad hoc*, possibili se si hanno dati sperimentali di erosione da precipitazione. Al momento, non essendo disponibili alcun tipo di misure simili sui bacini per la prima applicazione di AFFDEF, si sono utilizzati i dati di erodibilità da deflusso superficiali, che quindi vengono inclusi nei coefficienti moltiplicativi α, α_r . Questa procedura è discutibile, perchè così le aree produttrici di sedimento saranno le medesime, ossia si trascura una parte della variabilità spaziale naturale dei fenomeni erosivi; inoltre si commette un'approssimazione, utilizzando gli stessi parametri di erodibilità sia per il deflusso superficiale che per le precipitazioni; infine c'è un rischio di sovrapparametrazione del modello o di ridondanza di parametri. In alternativa, non è altresì corretto usare un tasso di rainsplash uniforme che non rispetti l'eterogeneità litologica e di uso del suolo. L'unica soluzione sarebbe disporre di misure sperimentali di erosione da precipitazione, sebbene l'astratto principio di sovrapposizione tra erosione da deflusso e da precipitazione, che permette di considerarli distintamente in fase modellistica, è difficilmente riproducibile in campo, durante un evento piovoso.

3.2.3 Erosione da deflusso superficiale

In modelli di erosione a scala di bacino, solitamente l'erosione per rill e l'erosione in interrill sono integrate a scala della cella del DEM disponibile per la simulazione, e a questa scala i due fenomeni non sono più distinguibili trattandosi di processi sub-grid. Questo approccio è necessario per discretizzazione in maglie già di 5m, dove i fenomeni rill-interrill già ampiamente convivono, e che quindi non possono che essere integrati all'interno di un processo unico; questa semplificazione è adottata quasi da tutti i modelli fisicamente basati che operano su celle come SHESED o SHETRAN (*Wicks and Bathurst, 1996; Ewen et al., 2000*). L'approccio di KINEROS o di WEPP o di altri prodotti modellistici come TOPOG è indirizzato alla soluzione di questo problema, per esempio discretizzando il bacino per unità idrologiche omogenee come utilizzano i primi 2. Modelli digitali del terreno con maglie di 5 metri sono già quasi una rarità in ambito italiano, e sono spesso poco utilizzati per codici di simulazione a scala di bacino per il dispendio di risorse computazionali in simulazione e soprattutto in stima dell'incertezza ed autocalibrazione. Ad oggi, modelli digitali migliori, con maglie di 1-2 metri, si ottengono solo con tecniche LIDAR, che sono tuttavia molto onerose dal punto di vista economico.

In AFFDEF è stato introdotto un modulo di erosione superficiale basato sulla teoria della capacità di trasporto (vedi sottosez. 1.2.2): questa teoria fino ad oggi è stata la più redditizia in ambito modellistico, sebbene le sue limitazioni sono note e documentate in letteratura (lo studio più recente al riguardo è di [Sander et al., 2007](#)). Poche teorie alternative valide sono state presentate, e probabilmente la più convincente è quella nata dallo studio di [Hairsine and Rose \(1992a\)](#) che ha permesso lo sviluppo di numerosi descrizioni matematiche di processi di erosione/deposizione simultanei per diverse classi granulometriche. Le conseguenze applicative di questi studi sono ancora limitate a modelli di piccola scala, ma sembrano tracciare una nuova strada verso descrizioni dei fenomeni erosivi più fedeli alle osservazioni sperimentali.

Assumendo una capacità di trasporto basata sul confronto tra le tensioni tangenziali critiche ([Foster, 1982](#)), si ottiene:

$$T_c = \eta(\tau - \tau_c)^k \quad (3.27)$$

dove

- η è un coefficiente di efficienza nel trasporto del materiale solido ($\text{kg}^{1-k} \text{m}^{k-1} \text{s}^{2k-1}$)
- τ è la tensione tangenziale del deflusso (Pa)
- τ_c è la tensione tangenziale critica del sedimento, ossia la tensione tangenziale necessaria per mobilizzarlo (Pa)
- k è un parametro esponenziale (-)

In AFFDEF il parametro k è stato considerato uguale a 1.5, come suggerito da [Foster \(1982\)](#). Le tensioni tangenziali critiche e le tensioni tangenziali sono calcolate tramite le relazioni proposte da [Yang \(1996\)](#) e [Foster \(1982\)](#) rispettivamente:

$$\tau_c = \delta_s g (\rho_s - \rho_w) D_{50} \quad (3.28)$$

$$\tau = \rho_w g h i \quad (3.29)$$

in cui:

- D_{50} il diametro mediano del sedimento [L]
- g è l'accelerazione di gravità [L T^{-2}]
- h è l'altezza della lama d'acqua [L]

- i è la pendenza del carico totale, assunto uguale alla pendenza del versante
- δ_s è la tensione tangenziale critica adimensionale (calibrazione)
- ρ_w è la densità dell'acqua [M L⁻³]
- ρ_s è la densità del sedimento [M L⁻³]

La capacità di trasporto è calcolata ad ogni passo temporale e per ogni cella di discretizzazione del bacino che è assunta come cella di versante (vedi sezione 3.3); questa grandezza è confrontata localmente con il deflusso torbido specifico q_s (kg m⁻¹ s⁻¹), ossia il deflusso solido per la larghezza della sezione liquida nella direzione del moto in quella cella. Si ha distacco del suolo superficiale nella singola cella di versante, quando il deflusso torbido specifico è minore della capacità di trasporto, ossia, il deflusso superficiale è in grado di trasportare ulteriore materiale rispetto a quello che localmente trasporta, e questa sua potenzialità si traduce in un distacco di materiale. A differenza dell'erosione da precipitazione, che è considerata sempre attiva, l'erosione da deflusso superficiale, secondo la teoria della capacità di trasporto, si considera attiva solo quando la tensione tangenziale del deflusso è maggiore della tensione tangenziale critica del materiale; in caso contrario, nessun materiale è distaccato, depositato e nemmeno trasportato.

Assumendo quindi che $\tau > \tau_c$ l'erosione da deflusso superficiale D_f (kg m⁻² s⁻¹) è stimata tramite:

$$D_{fd} = K_f(\tau - \tau_s) \left(1 - \frac{q_s}{T_c}\right) (1 - \varepsilon) \quad (3.30)$$

per il suolo

$$D_{fe} = K_f(\tau - \tau_c) \left(1 - \frac{q_s}{T_c}\right) \varepsilon \quad (3.31)$$

per il materiale sciolto.

Le tensioni tangenziali critiche per il suolo τ_s e per il materiale sciolto τ_c sono differenti, coerentemente con l'approccio utilizzato. K_f (m s⁻¹) è un parametro di erodibilità del suolo, ed è funzione della classe litologica.

Sempre nel caso in cui le tensioni tangenziali critiche siano minori delle tensioni tangenziali del deflusso, si può verificare che la portata solida sia maggiore della capacità di trasporto; in questo caso si verifica la deposizione della parte del materiale trasportato in eccesso, stimata attraverso la relazione di [Foster et al. \(1995\)](#):

$$D_{fs} = \frac{\varphi V_f}{q} (T_c - q_s) \quad (3.32)$$

dove

- q è la portata specifica ($\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{m}^{-1}$)
- V_f è la velocità di deposizione delle particelle (m s^{-1})
- φ è un coefficiente di turbolenza indotto dalle gocce di pioggia (-)

La velocità di deposizione è stimata secondo lo studio di [Wu and Wang \(2006\)](#), in cui si è derivata una formula generale per la velocità di deposizione di particelle non sferiche da una sintesi delle formule presenti in letteratura e nuove prove sperimentali per le particelle fini per cui la legge di Stokes è difficilmente applicabile.

$$V_f = \frac{M\nu}{Nd} \left[\sqrt{\frac{1}{4} + \left(\frac{4N}{3M^2} D_*^3 \right)^{1/n}} - \frac{1}{2} \right]^n \quad (3.33)$$

in cui:

- $D_*^3 = d[(\rho_s/\rho - 1)g/\nu^2]^{1/3}$, dove ν è la viscosità cinematica dell'acqua [$\text{L}^2 \text{T}$]
- d è il diametro nominale delle particelle [L]
- M , N e n sono coefficienti che dipendono dal fattore di forma di Corey S_f , definito come $S_f = c/\sqrt{ab}$.

In AFFDEF si è posto $S_f = 0.7$, come suggerito in [Cheng \(1997\)](#).

Alla fine di ogni passo temporale di simulazione l'altezza di materiale depositato su ogni singola cella di versante viene quindi calcolato secondo due formulazioni diverse a seconda che la tensione tangenziale del deflusso sia maggiore o minore della tensione tangenziale critica. Nel primo caso, si ha distacco di materiale per erosione da precipitazione e, per deflusso superficiale, si può avere erosione di materiale sciolto o deposizione di materiale trasportato:

$$\frac{\partial l_d}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_s} (D_{r_r} + D_{f_d} + D_{f_s}) \quad (3.34)$$

dove,

- D_{r_r} è il tasso di erosione da precipitazione sul materiale depositato ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)

- D_{fd} è il tasso di erosione da deflusso sul materiale depositato ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
- D_{fs} è il tasso di deposizione del materiale trasportato ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)

Nel secondo caso, si ha distacco di materiale ad opera delle precipitazioni, tuttavia questo materiale non è trasportato e si rideposita localmente; in queste condizioni la variazione di altezza di materiale sciolto è calcolata tramite:

$$\frac{\partial l_d}{\partial t} = \frac{1}{\rho_s} (D_r) \quad (3.35)$$

in cui D_r è il tasso totale di erosione da rainsplash ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$).

La stima del materiale mobilizzato secondo questi approcci matematici viene inserita in un'equazione di bilancio di massa e viene risolta lungo i versanti e la rete idrografica utilizzando le stesse geometrie del modulo afflussi-deflussi per mantenere congruenza tra la propagazione del flusso idrico e quello di trasporto.

L'equazione di bilancio di massa implementata per la propagazione di sedimenti lungo i versanti è nella sua forma classica, proposta da [Bennet \(1974\)](#), e ancor prima, in forma generale, da Exner nel 1920 e nel 1925 (per riferimenti si veda [Paola and Voller, 2005](#)):

$$\frac{\partial(hc)}{\partial t} + \frac{\partial(uhc)}{\partial x} = \frac{(D_r + D_f)}{\rho_s} \quad (3.36)$$

in cui

- c è la concentrazione del sedimento in sospensione ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)
- D_r è il tasso di erosione netta da rainsplash ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
- D_f è il tasso di erosione netta da deflusso superficiale ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
- h è l'altezza media del deflusso superficiale (m)
- l_d è altezza media del materiale localmente depositato (m)
- u è la velocità media del deflusso superficiale (m s^{-1})
- ρ_s è la densità del sedimento (kg m^{-3})

L'equazione di bilancio di massa per il materiale trasportato nella rete assume una forma leggermente diversa:

$$\frac{\partial(Ac)}{\partial t} + \frac{\partial(vAc)}{\partial x} = g_s \quad (3.37)$$

con

- A , area media della sezione liquida (m^2)
- g_s , contributo di trasporto solido da deflusso superficiale ($\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{m}^{-2}$)
- v , velocità media del deflusso (m s^{-1})

A differenza dei versanti, la rete idrografica è considerata avere una capacità di trasporto non limitata, trattandosi di materiale fini di natura argillo-siltosa in sospensione. Questa ipotesi è comune in ambito modellistico e assunta anche in altri modelli (*Wicks and Bathurst, 1996*). Le velocità u e v sono calcolate sulla propagazione del deflusso liquido ed assunte come buone approssimazioni della velocità del sedimento.

3.2.4 Schemi di risoluzione numerica

A differenza del modulo afflussi-deflussi, dove è stata applicata un'equazione di propagazione del deflusso alle derivate ordinarie (ODE) grazie alle ottime proprietà di quel modello, come già descritto nel paragrafo 3.1.5, le equazioni di propagazione del trasporto in sospensione sono equazioni di advezione lineari alle derivate parziali. Dal punto di vista matematico si tratta di equazioni alle derivate parziali (PDE) iperboliche: la caratteristica di queste equazioni è quella di possedere velocità di propagazione finita (in questo caso u o v), a differenza di PDE paraboliche come l'equazione della diffusione; questa caratteristica, assieme allo svariato numero di fenomeni fisici descrivibile con PDE iperboliche è di grande interesse in campo numerico e modellistico, perchè permette di simulare fenomeni di discontinuità come l'avanzamento del fronte di bagnatura nell'equazione di Richards tra due mezzi porosi con proprietà diverse, o come la confluenza di due diversi fiumi con ciascuno una sua portata solida.

Nel caso di AFFDEF, dove le discontinuità non necessitano di essere trattate numericamente per la semplicità delle equazioni, le PDE sono state risolte con il miglior metodo possibile per il problema in oggetto, ossia uno schema esplicito alle differenze finite di tipo Lax-Wendroff. Per schemi alle differenze finite espliciti si intendono schemi che risolvono la PDE per il $t + 1$ soltanto con dati riferiti a tempi precedenti; schemi di questo tipo utilizzano poche risorse computazionali per singolo passo temporale, tuttavia si deve integrare lungo tutto il dominio temporale. In alternativa, esistono schemi alle differenze finite impliciti, che invece risolvono l'equazione al tempo $t + 1$ utilizzando valori al tempo $t + 1$ in altri punti del dominio fisico; la risoluzione di questi schemi avviene tramite lo svolgimento di una matrice tridiagonale tramite un algoritmo numerico (solitamente il metodo di Thomas) che è più impegnativo dal

punto di vista computazionale, ma che svincola dal porre condizioni sul passo temporale di integrazione e che permette di risolvere tutto il dominio in unico passo. Solitamente, uno schema implicito è conveniente dal punto di vista di efficienza computazionale rispetto a schemi espliciti, se questi hanno un passo temporale di 10^3 inferiori al primo.

Lo schema Lax-Wendroff garantisce una accuratezza del second'ordine sia nel tempo che nello spazio (*Thomas, 1995*) e schematicamente si presenta come:

$$u_i^{n+1} = u_i^n - \frac{v\Delta t}{2\Delta x}(u_{i+1}^n - u_{i-1}^n) + \frac{v^2\Delta t^2}{2\Delta x^2}(u_{i+1}^n - 2u_i^n + u_{i-1}^n) + \mathcal{O}(\Delta t^3, \Delta x^2) \quad (3.38)$$

Come presentato in figura 3.2, lo schema Lax-Wendroff si può intendere come una combinazione dello schema Lax-Friederichs e dello schema Leapfrog. Lo

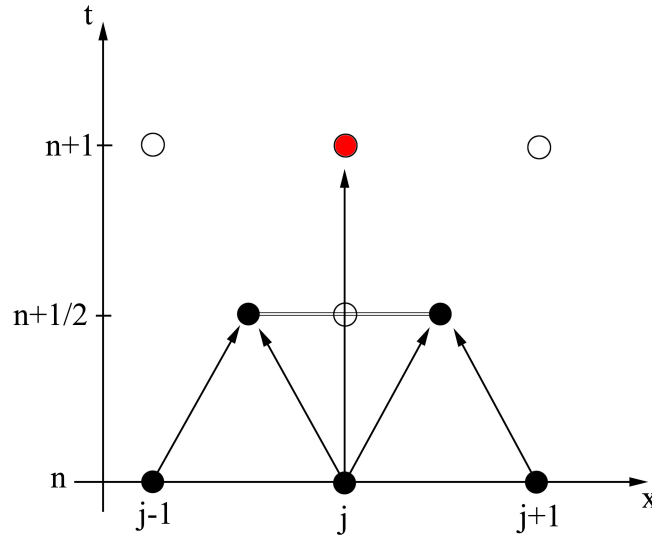


Figura 3.5: Stencil dello schema Lax-Wendroff

schema Lax-Friederichs usando mezzo passo temporale risulta in:

$$u_{i+1/2}^{n+1/2} = \frac{1}{2}(u_{i+1}^n + u_i^n) - \frac{v\Delta t}{2\Delta x}(u_{i+1}^n - u_i^n) + \mathcal{O}(\Delta t^3, \Delta x^2) \quad (3.39)$$

$$u_{i-1/2}^{n+1/2} = \frac{1}{2}(u_i^n + u_{i-1}^n) - \frac{v\Delta t}{2\Delta x}(u_i^n - u_{i-1}^n) + \mathcal{O}(\Delta t^3, \Delta x^2) \quad (3.40)$$

che è rappresentato in figura dai diagrammi in basso, mentre lo schema Leapfrog è calcolato con lo stencil

$$u_{i+1}^{n+1} = u_i^n - \frac{v\Delta t}{\Delta x}(u_{i+1/2}^{n+1/2} - u_{i-1/2}^{n+1/2}) + \mathcal{O}(\Delta t^3, \Delta x^2) \quad (3.41)$$

che è rappresentato in figura dal rombo centrale.

Lo schema Lax-Wendroff non è incondizionatamente stabile, ma per assicurare che la soluzione non diverga è necessario che sia osservata la condizione di Courant-Friederichs-Löwy (CFL) ossia che

$$\frac{|v|\Delta t}{\Delta x} \leq 1 \quad (3.42)$$

affinchè l'integrazione dello schema numerico, con una sua velocità $\Delta t/\Delta x$, non avvenga più lentamente della velocità di propagazione fisica del fenomeno descritto. Questa condizione ovviamente pone una limitazione al passo di integrazione temporale delle PDE, ma si ritiene più aderente al fenomeno fisico rispetto alla soluzione di uno schema implicito.

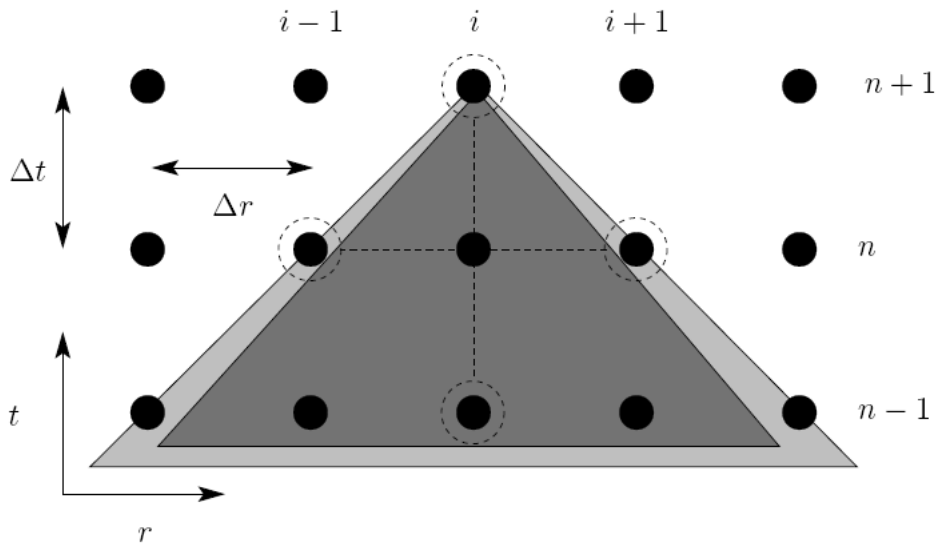


Figura 3.6: Condizione CFL per lo schema leapfrog: sull'asse delle ascisse vi è indicato il dominio spaziale con indici i , sull'asse delle ordinate vi è indicizzato con n il passo temporale. L'area del dominio fisico è segnata in grigio scuro, ed è contenuta dall'area del dominio numerico, colorata in grigio chiaro: in questo caso la condizione CFL è soddisfatta.

Lo schema di risoluzione Lax-Wendroff è centrato nello spazio, ossia stima il valore nella cella in posizione i utilizzando i valori delle celle $i+1$ e $i-1$; per questo motivo e per la natura stessa delle PDE iperboliche, pone un problema di condizioni al contorno (in letteratura si parla di Boundary Value Problems, BVP). Per risolvere l'equazione sull'ultima cella del dominio, dove non sarebbe possibile applicare tal quale lo schema Lax-Wendroff, si possono utilizzare

due metodi, che danno risultati equivalenti: aggiungere una ‘ghost cell’ oltre il dominio fisico del problema, ossia immaginare l’esistenza di una cella in posizione $n+1$ con un dominio reale di n celle, ed assumere che questa cella sia identica alla cella n . In questo modo si può applicare uno schema Lax-Wendroff centrato sulla cella n . Un’altra soluzione, equivalente alla precedente, consiste nell’uso di uno schema asimmetrico del tipo *upwind* del prim’ordine: questo schema non è altro che una differenza finita al prim’ordine in avanti nel tempo e nello spazio.

$$u_i^{n+1} = u_i^n - \frac{v\Delta t}{\Delta x}(u_i^n - u_{i-1}^n) + \mathcal{O}(\Delta t, \Delta x) \quad (3.43)$$

Il risultato che si ottiene è il medesimo, e in AFFDEF al momento è implementato lo schema Upwind per l’ultima cella di ciascun ramo della rete.

3.2.5 Ipotesi nella descrizione dei processi

Con il termine modello si indica la descrizione sintetica di un fenomeno naturale; la necessità di costruire modelli nasce innanzitutto dal fatto che la natura fenomenica è troppo complessa per essere spiegata nel suo manifestarsi: la volontà di capire un fenomeno si scontra con la sua estrema variabilità fenomenica e la complessa interazione con altri processi più o meno noti. Inoltre, il successo nello svincolarsi dalla variabilità ‘locale’ del fenomeno e nel cogliere la sua essenza e la sua natura profonda, permette di poter generalizzare i risultati a scala più ampia. La formulazione e la discussione di ipotesi è quindi parte di una corretta analisi modellistica.

Nel presente studio i fenomeni erosivi considerati sono solamente quelli dovuti al rainsplash ed al deflusso superficiale; altri fenomeni erosivi non sono stati presi in considerazione perchè l’applicazione di questo modulo è in origine principalmente indirizzata al basso Appennino emiliano-romagnolo, caratterizzato da basse pendenze e spesso ampie percentuali di suolo coltivate. Il modello è interessato alla modellazione del trasporto solido in sospensione, ossia alla sua formazione su versante ed al suo trasporto a chiusura di bacino. In questo contesto, la capacità di trasporto della rete idrografica è assunta non limitata, in quanto i materiali di interesse hanno una granulometria minore di $6\mu\text{m}$, le cui concentrazioni sono talmente basse da rendere difficile la modellazione di fenomeni minimi di sedimentazione in alveo. La concentrazione di sedimento sospeso aumenta soprattutto durante eventi di piena, in cui tuttavia aumenta notevolmente anche la portata fluviale e quindi la capacità di trasporto. Questa ipotesi è presente in numerosi modelli di erosione (*Wicks and Bathurst, 1996; Wollhiser et al., 1990*).

Il modello considera una singola classe granulometrica di diametro mediano D_{50} nello studio dei fenomeni erosivi; questa ipotesi è necessaria per poter impiegare il modello in maniera efficiente a scala di bacino, in cui una distinzione tra frazione argillosa e frazione siltosa risulta di minor interesse rispetto al fenomeno nel suo complesso, e sicuramente in una fase di primo sviluppo del modello come questa. L'utilizzo di un'unica classe granulometrica mediana ha anche una sua palusibilità fisica in fase di distacco, in quanto per erodere la superficie è necessario superare le forze coesive della matrice suolo, che non sono da considerarsi come funzione della granulometria, ma del suolo nel suo complesso: per questo motivo il distacco di suolo è considerato non dipendente dalla granulometria (*Hairsine and Rose, 1992a*). L'importanza nel considerare diverse classi granulometriche è fondamentale quando importanti processi di deposizione sono in atto, ossia in presenza di conoidi alluvionali, delta fluviali, meandri, etc. che esulano dal range applicativo di AFFDEF.

Un'altra ipotesi assunta in questo studio è la buona approssimazione della velocità del sedimento trasportato con la velocità del deflusso; questa ipotesi è plausibile in quanto il sedimento oggetto di modellazione è di granulometria estremamente fine. Coerentemente con questa ipotesi, si assume che la dinamica del fluido e la dinamica del materiale trasportato non interferiscano; questa ipotesi è altrettanto comune in modelli di trasporto, ed estremamente plausibile alle concentrazioni di sedimento osservate in questi processi. Si è anche ipotizzato che l'asportazione di terreno non modifichi la struttura della rete drenante, ossia il DEM è preprocessato solo ad inizio simulazione e la morfologia della rete drenante è costante durante tutto il corso della simulazione.

Riguardo ai processi erosivi, si è scelto di utilizzare una discretizzazione del bacino in celle, seguendo il modello digitale del terreno; per questo i processi sub-grid non sono stati considerati e ci si è indirizzati ad una modellazione dell'erosione da overland flow su versante integrando a scala di cella i due processi rill-interrill. Per avere una trattazione specifica di questi due fenomeni, come spiegato al paragrafo 3.2.3, sarebbe necessario utilizzare una differente discretizzazione del bacino, che sia in maglie più piccole o per elementi; per approcci alternativi a quello utilizzato si può vedere *Wollhiser et al. (1990)*; *Nearing et al. (1989)*; *Morgan et al. (1998)*. Un'ultima ipotesi di importanza critica nella descrizione dei processi erosivi, è l'accettazione della teoria della capacità di trasporto. Questa impostazione distingue tra fase erosiva e fase di deposizione, quando in natura sono due processi concorrenti e contemporanei. Come si è detto all'inizio del paragrafo 3.2.3 vi sono vari studi che hanno mostrato i limiti di questa teoria, tuttavia è ancora utilizzata in ambito sperimentale con buoni risultati (ad es. *Connolly and Silburn, 1995*).

3.3 La struttura del codice sorgente

AFFDEF è scritto in Fortran77 e compilato sia su macchine UNIX-like (GNU-Linux Debian3.1-4.0) che su Windows (WindowsXP SP2) utilizzando rispettivamente un compilatore G77 3.4 e un Lahey-Fujitsu 5.6. Il codice inizialmente riceve in input una matrice ASCII che descrive il modello digitale delle quote del terreno, provvede a depittarlo, ossia rimuove le eventuali celle che non riescono a scolare nelle celle vicine ed in cui si accumulerebbe deflusso, e a generare una matrice di puntatori, ossia ad assegnare per ogni cella la cella attigua in cui scolare. I puntatori sono assegnati attraverso il metodo D8 ([Band, 1986](#); [Tarboton, 1997](#)), secondo cui ogni cella può scolare in una sola delle 8 celle attigue (quelle con cui hanno in comune un lato od un solo spigolo). Dalla matrice dei puntatori si estrae la matrice delle aree scolanti, assegnando ad ogni cella il numero di celle a monte che scola nella cella in oggetto. In seguito si individuano gli ordini hortoniani, ossia si estrae la ramificazione della rete di drenaggio superficiale ed incanalata secondo un ordine gerarchico in base alla vicinanza alla ‘sorgente’. La distinzione tra area di versante ed area di rete è fatta utilizzando il principio della minima area contribuente ([Montgomery, 1994](#)), secondo cui si sceglie una superficie di area contribuente critica al di sotto della quale il deflusso rimane non incanalato. Terminata questa prima fase di preprocessing del modello digitale del terreno, AFFDEF è pronto a ricevere in input i dati relativi alle precipitazioni, alle temperature, alle caratteristiche di uso del suolo e di litologia per ogni cella (sintetizzate con il parametro CN); assieme a questi devono essere inseriti i dati di calibrazione/taratura del modello e la scelta del metodo di ragguaglio delle misure pluviometriche. Uno schema di flusso sintetico del modello fino a questo punto è presentato in figura 3.7.

Una volta calibrato il modulo afflussi-deflussi il codice ha la possibilità di creare un file di output necessario per il modulo di erosione: per ogni time-step di simulazione viene generato un file di testo con la matrice delle portate e delle velocità per ogni cella, oltre ai valori di altezza idrometrica per le celle di versante e di area della sezione liquida per le celle di rete. Questi valori idraulici sono necessari per la risoluzione delle equazioni di advezione del sedimento. Questo procedimento è ammissibile e coerente con le ipotesi di non-interazione tra il moto del sedimento ed il moto del fluido. Il codice può inoltre calcolare l’effetto di erosività delle precipitazioni dovuto alla sola intensità delle piogge e anche in questo caso creare in output un file di testo per ogni passo temporale con la matrice dei valori di questa funzione per ogni cella di versante. Eseguite queste fasi preliminari AFFDEF ha disposizione i dati per simulare, in tempi computazionali ragionevoli, il trasporto di sedimento. Ad ogni time-step il

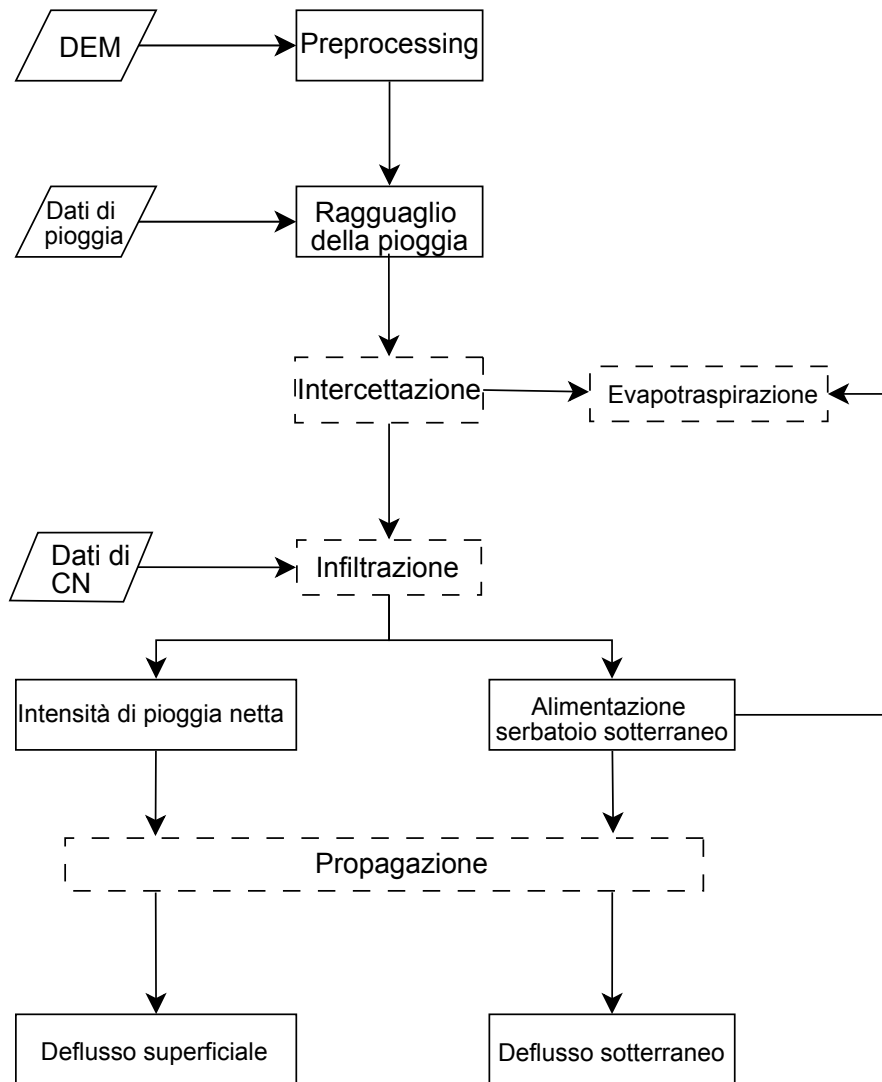


Figura 3.7: Schema di flusso per il preprocessing e la componente afflussi-deflussi

modulo legge i dati di deflusso, velocità e geometria della sezione liquida per il tempo t ed il tempo $t + 1$. Questa scelta è motivata dallo schema di risoluzione dell'equazione di advezione del sedimento: il modulo afflussi-deflussi non ha limitazioni sul passo temporale da usare per la soluzione del modello di Muskingum-Cunge, essendo questo risolto con delle ODE tramite il metodo di Runge-Kutta, quindi la portata simulata a chiusura di bacino è solitamente alla stessa scala temporale di cui si dispongono i dati di portata sperimentali (di norma 30 o 60 minuti). Siccome la propagazione del sedimento è descritta da equazioni alle derivate parziali risolte con metodi espliciti, è necessario, all'inizio di ogni time step 'generale', calcolare il massimo time step 'locale' su cui risolvere l'equazioni di advezione. Per fare questo rispettando la condizione di Courant-Friederichs-Löwy occorre che l'equazione 3.42 sia vera per tutta la lunghezza del ramo fluviale in oggetto; questo equivale ad imporre che

$$\max(v_j) \frac{\Delta t^*}{\Delta x} \leq 1 \quad (3.44)$$

dove j è il ramo in questione e Δt^* è il time step incognito. Per ottenere uno step dalla massima durata possibile, e quindi il minor numero di iterazioni, bisogna imporre il primo ramo dell'equazione uguale ad uno; spesso, per sicurezza si pone uguale a 0.95 o 0.99 (in AFFDEF attualmente il cosiddetto coefficiente di CFL è posto uguale a 0.99), perchè se si verifica che questo coefficienti superi 1 la soluzione diventerebbe instabile. Durante la lettura e l'organizzazione dei dati idraulici, il codice calcola la velocità massima per ogni rivo tra le velocità al tempo t e quelle al tempo seguente; da questa velocità massima si stima il passo temporale Δt^* per ogni rivo, in modo tale da avere un CFL il più possibile vicino a 1 e un time step locale che sia un sottomultiplo del time step generale (così da dover reiterare l'equazione di advezione un numero *intero* di volte per ogni rivo). Ottenuto il numero di steps locali, per ottenere i valori idraulici ad ognuno di questi sotto-steps, si ipotizza una variazione lineare tra i valori idraulici riferiti al tempo t ed al tempo $t + 1$, ottenuti dalla simulazione afflussi-deflussi; quest'operazione è fatta per ogni cella di ogni rivo. L'obiettivo di questa approssimazione ha la scopo di utilizzare valori idraulici più plausibili per i sotto-steps durante la risoluzione dell'equazione di advezione del sedimento ed evita discontinuità nelle funzioni di flusso tra lo step t ed il seguente, che poco si addicono alla risoluzione delle PDE.

Con i valori idraulici ed il coefficienti CFL così calcolato, l'equazione di advezione del sedimento è risolta lungo la rete drenante secondo l'ordine dei rivi stabilito nel preprocessing del DEM e molto simile a quello utilizzato dalla componente afflussi-deflussi, tuttavia con una importante variante: nel modulo afflussi-deflussi, i rivi vengono estratti dal file dei puntatori secondo ordini

hortoniani, e quindi può accadere che un unico rivo contenga sia celle di versante che celle di rete scolante, soprattutto se si tratta di un rivo particolarmente lungo. Per la risoluzione delle PDE questo sarebbe un'immensa sciagura, perchè il trasporto nella rete e nel versante sono calcolati in maniera differente, e inoltre vi sarebbe una forte discontinuità nel flusso (in particolare dovuta alle velocità) che dovrebbe essere trattata numericamente. In sintesi, la sciagura non starebbe nel trattamento delle discontinuità, che è di prassi nell'analisi numerica, ma per il fatto che dopo si avrebbe la propagazione secondo un flusso che non è fisicamente realistico, in quanto è improbabile che nello stesso rivolo vi sia una discontinuità improvvisa di flusso (di almeno 1 ordine di grandezza) per il passaggio improvviso da deflusso superficiale a rete drenante.

Prima di risolvere le equazioni di advezione, la routine controlla se è in elaborazione una cella di versante; in caso negativo il materiale è tutto trasportato, in quanto si considera una capacità di trasporto non limitata. In caso invece si tratti di una cella di versante, sono calcolati la tensione tangenziale del deflusso, la tensione tangenziale critica, la capacità di trasporto, il trasporto solido specifico e la percentuale di cella coperta da sedimento depositato. Prima si confrontano le tensioni tangenziali: se non si è in condizione di trasporto ($\tau < \tau_c$) si calcola l'erosione da rainsplash, viene aggiornato l'altezza dello strato di materiale sciolto tramite l'equazione 3.35, non si procede con il trasporto di sedimento, viene calcolata l'erosione netta stimata come variazione di quota della cella e si passa all'analisi della cella successiva. Nel caso in cui $\tau > \tau_c$ innanzitutto si confronta la capacità di trasporto con il trasporto solido specifico: se la capacità di trasporto è minore del trasporto solido specifico si stima la quantità di materiale attualmente nella corrente che viene depositato (equazione 3.33), si calcola l'effetto erosivo da rainsplash e si aggiorna l'altezza dello strato di materiale depositato sulla cella. In caso la capacità di trasporto sia maggiore del trasporto solido specifico, si stimano gli effetti erosivi da deflusso superficiale e da precipitazione (equazioni 3.26, 3.27, 3.31, 3.32) e si aggiorna l'altezza dello strato di materiale sciolto (eq. 3.34). In entrambe le possibilità, dopo si calcola la variazione di quota della cella.

Il modulo di erosione restituisce in output:

- un modello digitale del terreno con la variazione di quota netta per ogni cella
- la portata di deflusso solido in sospensione alla chiusura di bacino
- il listato del numero di iterazioni condotte per ogni ramo assieme al valore di CFL finale e del passo temporale utilizzato nella risoluzione delle PDE

Per poter eseguire la simulazione del distacco e trasporto del sedimento è necessario inserire dei parametri di input per la calibrazione del modello, e questo contiene:

- C_v il valore percentuale di cella coperta da vegetazione superficiale
- α e β per la calibrazione della potenza erosiva da rainsplash
- ρ_s la densità del sedimento
- δ_s la tensione tangenziale critica adimensionale
- τ_s la tensione tangenziale critica del suolo
- φ turbolenza sul deflusso indotta dall'impatto delle gocce di pioggia
- K_f erodibilità del suolo al deflusso superficiale
- η coefficiente di efficienza nel trasporto dei solidi
- D_{50} dimensione mediana delle particelle di sedimento
- l_{d0} altezza iniziale dello strato di materiale depositato

Alcuni di questi parametri sono soggetti a calibrazione pura, altri invece vengono tarati sulle osservazioni, alcuni non possono che rifarsi a valori riportati in letteratura. Il coefficienti riferiti al distacco di sedimento da parte del rainsplash (C_v, α e β) non possono che essere calibrati sulle osservazioni, e questa è un prassi comune in ambito modellistico. Non disponendo di misure dirette sui campioni di trasporto raccolti (si veda capitolo successivo), la densità del sedimento è stata basata sull'applicazione del modello di *Nord and Esteves (2005)* su prove di erosività condotte da *Kilinc and Richardson (1973)* e *Singer and Walker (1983)* e posto $\rho_s = 2600$ [kg m⁻³]. Il coefficiente δ_s in *Tayfur (2002)* è consigliato a 0.047, tuttavia lo stesso indica che per erosione non da deflusso superficiale esistono studi che indicano valori minori *Li (1979)*, come riscontrato anche in AFFDEF. Il coefficiente τ_s è stato ottenuto dal database dei suoli presente in WEPP (*Foster et al., 1995*) e posto a leggera calibrazione all'interno un range di valori realistici. φ è posto uguale a 0.5 come indicato da *Foster (1982)*. I valori di K_f di erodibilità del suolo sono solitamente misurati sperimentalmente su prove di erosività condotte in laboratorio o in campo; per la calibrazione di AFFDEF non sono state eseguite e si sono utilizzati valori di letteratura riferiti in *Wicks and Bathurst (1996)*, sulla base della litologia dei versanti. Il coefficiente di efficienza di trasporto η è stato di fatto calibrato, tenendo come valori di riferimento i dati in *Nord and Esteves*

(2005), così come il valore di altezza iniziale l_{d0} . Il parametro D_{50} è definito sulla base di campionamento, e comunque per granulometrie fini quali limi ed argille. Infine, l'altezza l_{d0} è calibrata sulle osservazioni.

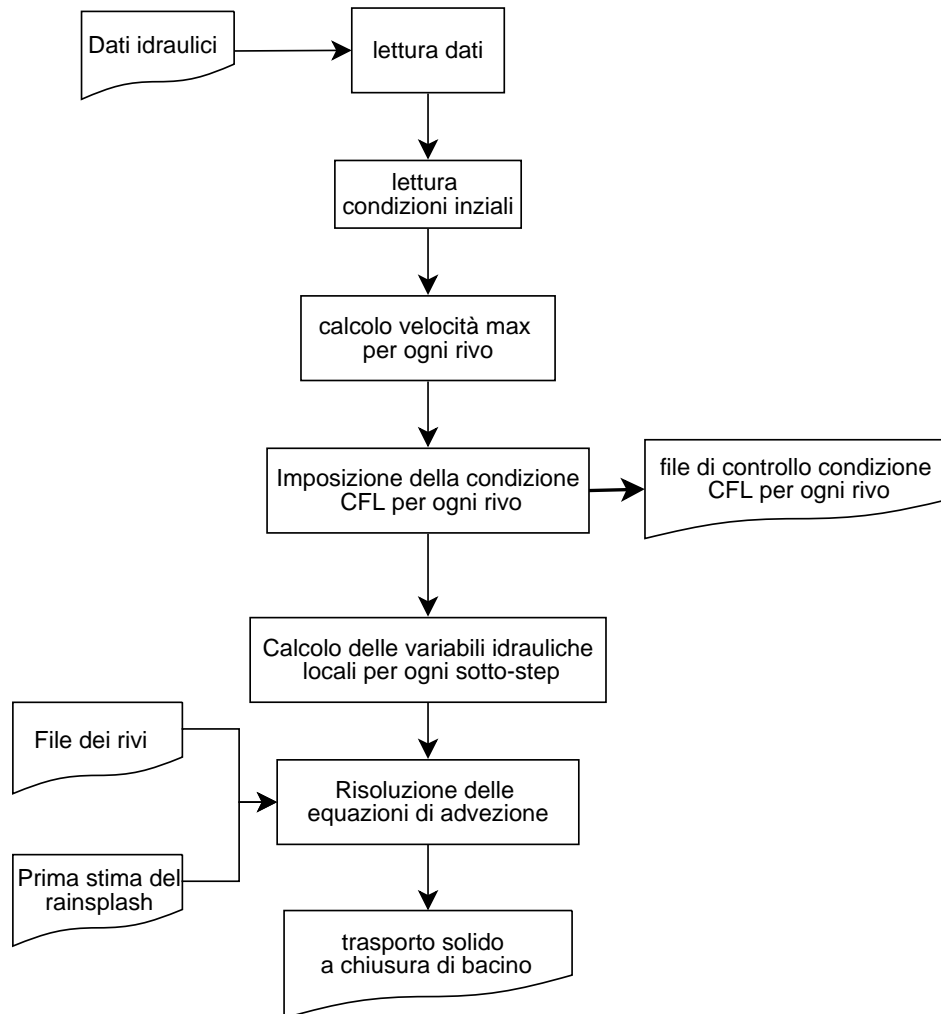


Figura 3.8: Diagramma di flusso sintetico del trasporto di sedimento

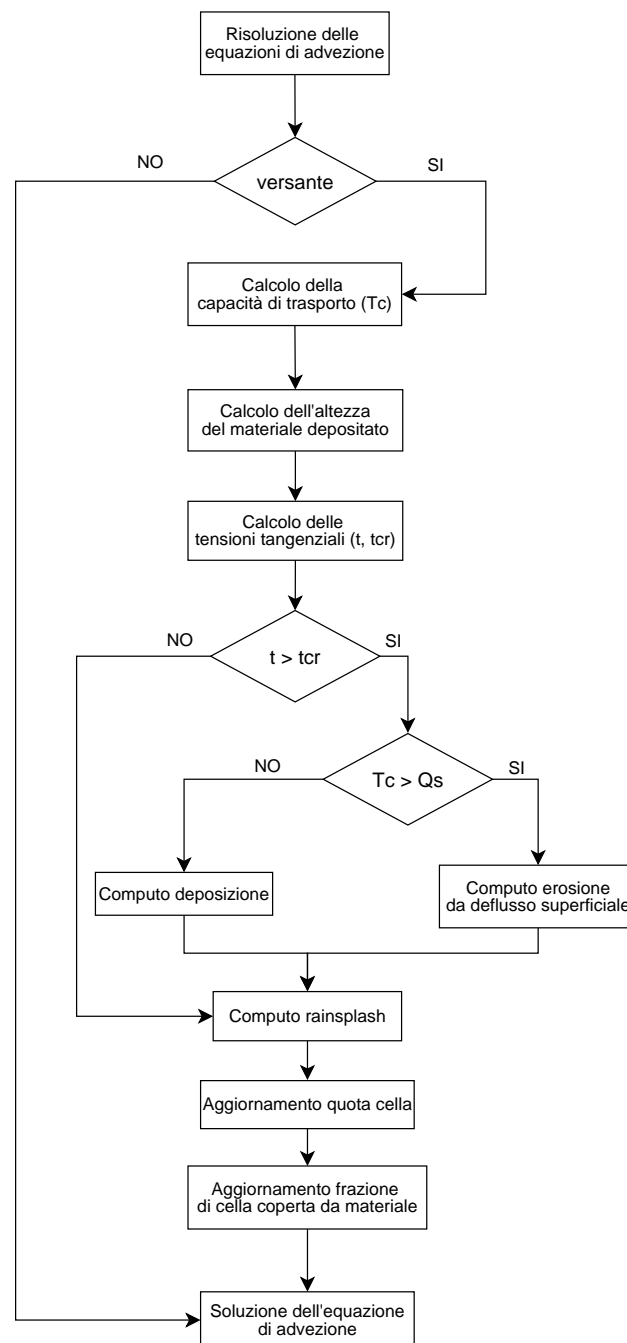


Figura 3.9: Diagramma di flusso dell'ipotesi di capacità di trasporto

Capitolo 4

Applicazione del modello

Per testare le possibilità applicative di AFFDEF come strumento per la simulazione di trasporto solido in sospensione, almeno a chiusura di bacino, è stato scelto uno tra vari bacini montani dell'Appennino bolognese su cui vi era disponibilità di dati sperimentali.

Parte integrante del progetto è stata la realizzazione di stazioni di monitoraggio fluviale ed il mantenimento di queste attrezzature in buone condizioni di operatività: a Castel S. Pietro (BO), sul torrente Sillaro, è stata operativa una stazione da Ottobre 1997 fino a Ottobre 2006 (*Pavanelli and Pagliarani, 2002*); a Zola Predosa (BO), lungo il torrente Lavino, è attualmente operativa una stazione dal 1998; a Pian di Macina (Pianoro, BO), lungo il torrente Savena, è operativa una stazione dal 2000, ed infine a S.Niccolò di Varignana è presente una stazione sul torrente Gaiana dal Novembre 2004. Tutte le stazioni citate sono dotate di idrometro ad ultrasuoni in grado di monitorare l'altezza idrometrica ogni 30', ed un campionatore di acqua fluviale automatico, di norma programmato per campionare ogni prefissata quantità di deflusso liquido (per esempio, ogni 100'000 m³ di deflusso per il torrente Sillaro); ogni stazione è dotata di pannello fotovoltaico collegato ad una batteria tampone per garantire un minimo di autonomia alla stazione (solitamente questa dura dai 2-3 giorni durante i periodi più piovosi dell'anno). Un'ultima stazione di monitoraggio è posizionata a Volta Scirocco (FE) in chiusura di bacino del Reno, dove è presente un manufatto trasversale a paratoie per il controllo dell'altezza idrometrica a monte; essendo la portata non naturale, in questo sito è presente solo un campionatore di liquidi per il monitoraggio dei sedimenti sospesi e quindi per la stima del *sediment delivery ratio* del bacino del Reno. Il bacino utilizzato per il test di AFFDEF è stato quello del torrente Gaiana.

L'ideazione di queste stazioni e la loro gestione è sotto il Dipartimento di Economia ed Ingegneria Agrarie dell'Università di Bologna, nella persona della

Dott.ssa Donatella Pavanelli, che assieme ad un manipolo sempre più risicato di collaboratori, con tenacia, dedizione, sacrificio e un pò di utopia, si dedica al faticoso studio dell'erosione superficiale nel bacino del Reno.

4.1 Descrizione generale

L'Appennino bolognese è costituito, nelle fascia più elevata, da affioramenti di formazioni alterne di arenarie e marne o di alternanze di arenarie e siltiti/argilliti; le caratteristiche meccaniche di queste rocce variano da buone a scadenti a seconda del grado di fessurazione. La parte di media montagna è caratterizzata da estesi affioramenti di terreni a struttura caotica (terreni caotici eterogenei) e da formazioni calcareo-marnosi o arenacee; a questo fa eccezione la porzione ad Est della valle del Sillaro, dove invece predominano le formazioni arenacee. Questi terreni possiedono una predisposizione al dissesto, essendo costituiti da rocce a prevalente componente argillosa, quindi altamente impermeabili e che diventano plastiche ad opera delle precipitazioni; al contrario le formazioni arenacee e calcareo-marnose possono presentare una permeabilità molto alta e contenere falde acquifere. La geologia della fascia collinare è dominata da rocce tenere e facilmente erodibili, anche queste prevalentemente appartenenti al caotico eterogeneo e talvolta da marne ed arenarie spesso ricoperte da coltri di alterazione. Nelle zone più basse, i terreni sono interessate da fenomeni erosivi da ruscellamento diffuso ed incanalato che spesso manifestano il substrato argilloso nelle formazioni calanchive.

Generalmente nell'Appennino bolognese, i corsi d'acqua scorrono da Sud-Ovest in direzione Nord-Est e tutti sfociano nel Mar Adriatico immettendosi nel fiume Reno, tranne il torrente Santerno. A parte il fiume Reno, che con i suoi 4000 km² di superficie imbriferà può essere classificato come fiume, gli altri corsi d'acqua hanno regime torrentizio e sono quindi classificati come torrenti. Nello specifico, il torrente Gaiana nasce da Monte Calderaro e il suo affluente principale nel Rio della Costa; una volta in pianura, il corso si immette nel torrente Quaderna, che a sua volta confluisce nel torrente Idice in località Barabana, a Sud-Est di Molinella; infine il torrente Idice si immette nel fiume Reno e quindi le sue acque vengono portate a mare.

Le precipitazioni medie nel basso Appennino sono prossime agli 800-900 mm annui, mentre nell'alto Appennino si raggiungono valori anche di 1800 mm; le temperature massime si hanno durante i mesi di luglio e agosto, quando si registrano i deflussi minimi o assenti per tutti i torrenti, tranne che per il torrente Savena, che beneficia delle acque di una falda acquifera intercettata da una galleria e deviate sul suo corso. Il regime dei venti è abbastanza regolare,

raramente si raggiungono elevate velocità e spesso vi è un alternanza di brezze di monte e di valle.

4.2 Il bacino montano del torrente Gaiana



Figura 4.1: Foto panoramica del bacino del torrente Gaiana (10/06/2005, foto: M.Rigotti)

Il bacino montano del torrente Gaiana è situato sulle prime colline bolognesi ed è stato scelto per la modellazione con AFFDEF innanzitutto per le sue ridotte dimensioni (8.7 Km²); non perchè il modello non sia in grado di elaborare bacini di grandi dimensioni, ma le ridotte dimensioni hanno permesso la discretizzazione del bacino in maglie di piccole dimensioni, e questo è preferibile per la simulazione dei processi erosivi. Il bacino montano del Gaiana ha inoltre una litologia prevalentemente argillosa, composta prevalentemente da argille grigio-scure e argille siltoso-sabbiose; ai margini di bacino sono altresì presenti alcune classi litologiche più permeabili di sabbie, comunque sempre incoerenti. Questo substrato altamente impermeabile ben si adattava alla simulazione con il metodo CN implementata in AFFDEF, in quanto questo metodo è assimilato ad un metodo per eccesso di infiltrazione.

La pedologia del bacino è coerente con il substrato argilloso, quindi presenta terreni del gruppo 5, caratteristici del basso Appennino; i sottogruppi A e B inoltre indicano una predominanza di suoli da erosione per ruscellamento

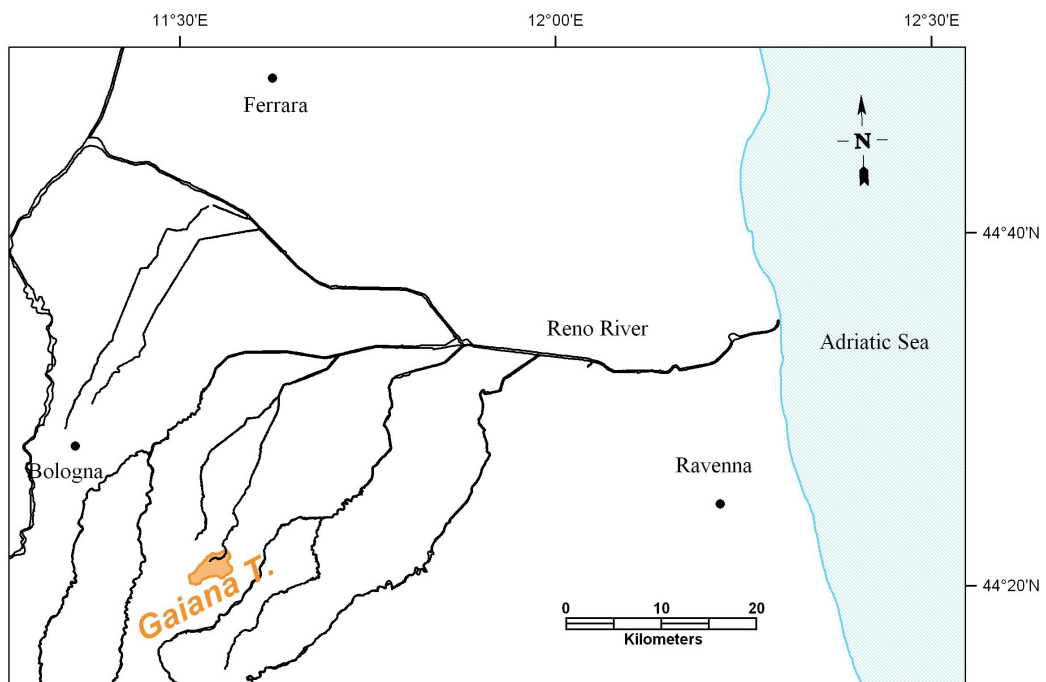


Figura 4.2: Inquadramento geografico del bacino montano del torrente Gaiana

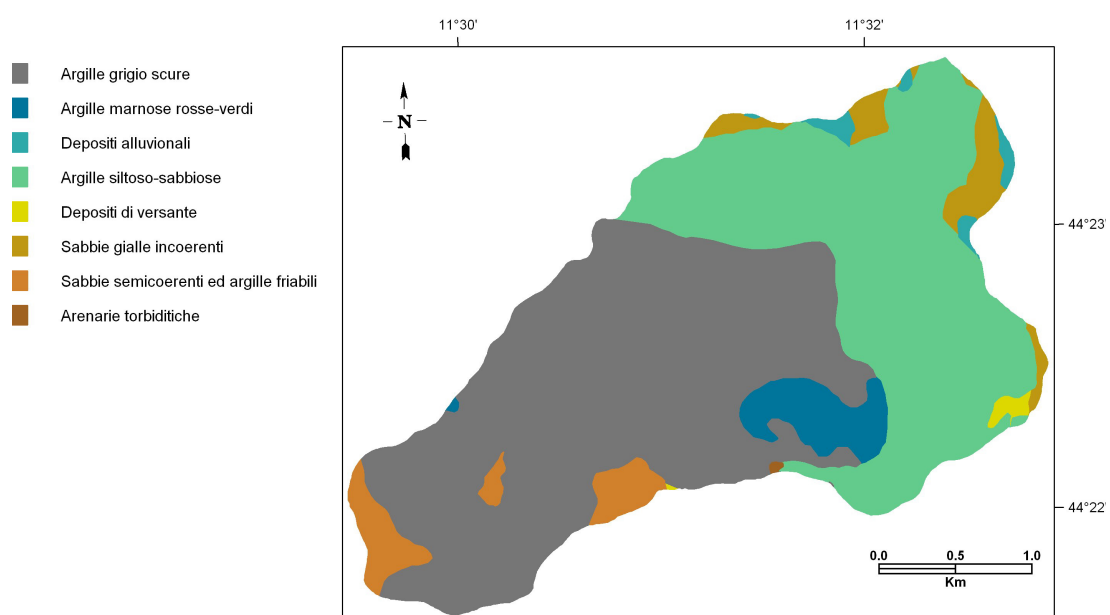


Figura 4.3: Carta litologica del bacino montano del torrente Gaiana (Fonte: R.E.R.)

(*Calcaric Regosols*) come possono anche essere gli affioramenti litoidi, mentre i sottogruppi C e D indicano suoli a forte differenziazione del profilo *Haplic Calcisols*. La carta di uso del suolo è stata riprodotta per fotointerpretazione

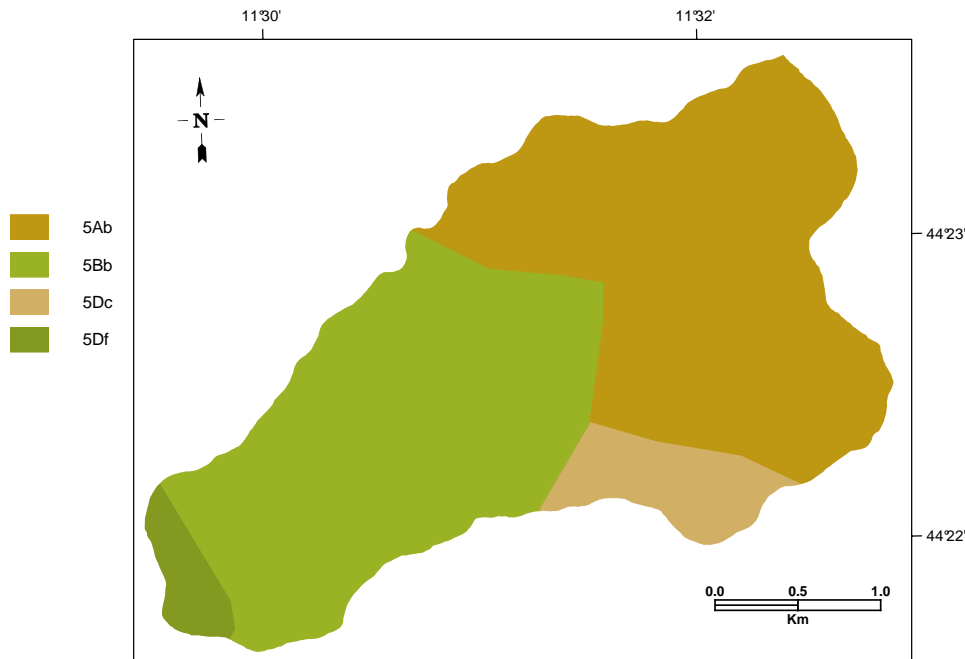


Figura 4.4: Carta pedologica del bacino montano del Torrente Gaiana. In legenda sono indicate le sottounità litologiche. (Fonte: R.E.R.)

tramite il software Geomedia Professional 5.2 (Intergraph) dall'osservazione di ortoimmagini satellitari Quickbird (2003); il suolo è prevalentemente ad uso seminativo, tuttavia vi sono ampie zone calanchive e varie formazioni boschive più o meno recenti, in gran parte nate dall'abbandono dei terreni agricoli e ad opere di rimboscimento, oltre ad una buona e densa fascia ripariale. Sono state inoltre notate varie zone a cespuglieto e rimboschimenti recenti, dovute ad opere di risistemazione dei versanti e di contenimento dei calanchi. Presenti anche alcuni pascoli e degli invasi superficiali a scopo irriguo o per gli allevamenti di bestiame. Oltre ai dati geografici, sul bacino sono stati utilizzati i dati pluviometrici raccolti dal pluviografo sito in località Prugnolo (44° 22'N 00° 57'W, 276 metri s.l.m.), che dal 1966 raccoglie dati a frequenza semi-oraria. Dalla serie pluviometrica completa alla stazione di Prugnolo si

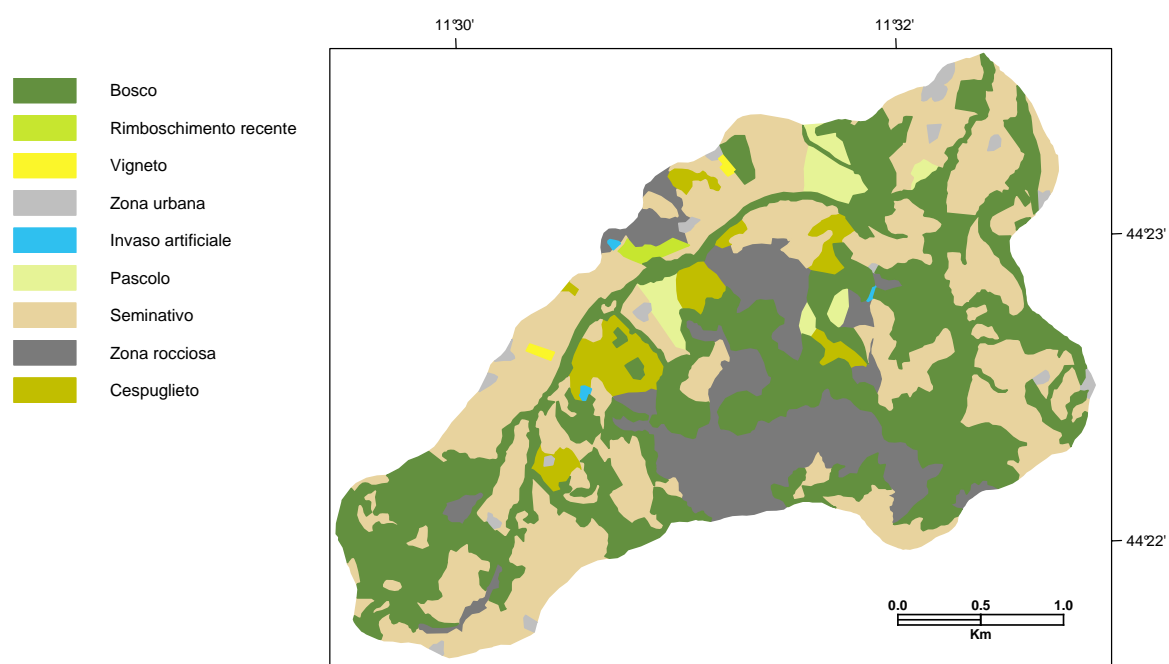


Figura 4.5: Carta dell'uso del suolo del bacino montano del torrente Gaiana

può notare la massima pioggia annuale di 1244mm ed una pioggia media di 677 ed una scarto quadratico medio di 183mm. Dall'analisi delle piogge medie mensili sull'ultimo quarantennio, è visibile il caratteristico regime climatico appenninico, con un minimo estivo e due massimi, uno minore in primavera ed uno maggiore in autunno-inverno. Vista la lunghezza della serie storica, si può utilizzare una curva di possibilità climatica sulle osservazioni per stimare il tempo di ritorno di poco inferiore alla lunghezza della serie per eventi piovosi intensi. Inoltre si Sono utilizzati i dati di portata calcolati tramite una curva di deflusso sui dati di altezza idrometrica semi-oraria misurata dalla stazione sita alla chiusura di bacino. Infine si dispone di dati sul trasporto solido in sospensione nella corrente idrica per ogni 5000 m³ di deflusso idrico. Una parte della serie dei dati raccolti disponibili è presentata in figura 4.8. I campioni di trasporto solido sono stati solitamente trattati prima tramite cono Imhoff (*Pavanelli and Bigi, 2005*) per avere una stima sbrigativa, ma efficace, della concentrazione del materiale e quindi sono sottoposti ad analisi nefelometrica in laboratorio, ossia viene misurata la torbidità del campione come grandezza surrogata della concentrazione. I campioni a concentrazione più elevata sono inoltre sottoposti ad analisi gravimetrica per la misura della concentrazione ed analisi granulometrica tramite il metodo della pipetta; i dati così raccolti sono stati utilizzati per la taratura dei coni Imhoff e del nefelometro, in modo da ottenere una stima realistica della concentrazione dalla torbidità (in unità nefelometriche, NTU) e dal materiale sedimentato nel cono. Sintesi dei dati idrometrici (scala di durata delle portate)

4.3 Calibrazione del modello

Il modello è stato innanzitutto calibrato a scala di evento, ed in particolare sull'evento iniziato il 9 Aprile 2005, per la buona disponibilità di dati di trasporto solido, utili per la taratura del modello. Il modello è stato calibrato con un procedura *trial-error*, sino ad ottenere il risultato migliore presentato in figura 4.10, assieme a due indici di efficienza così calcolati: il Nash-Sutcliffe Efficiency index (NSE) (*Nash and Sutcliffe, 1970*) ed il Index of Agreement (IA) (*Willmot, 1981*).

$$IA = 1 - \frac{\sum_{i=0}^n (O_i - S_i)^2}{\sum_{i=0}^n (|S_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2}$$

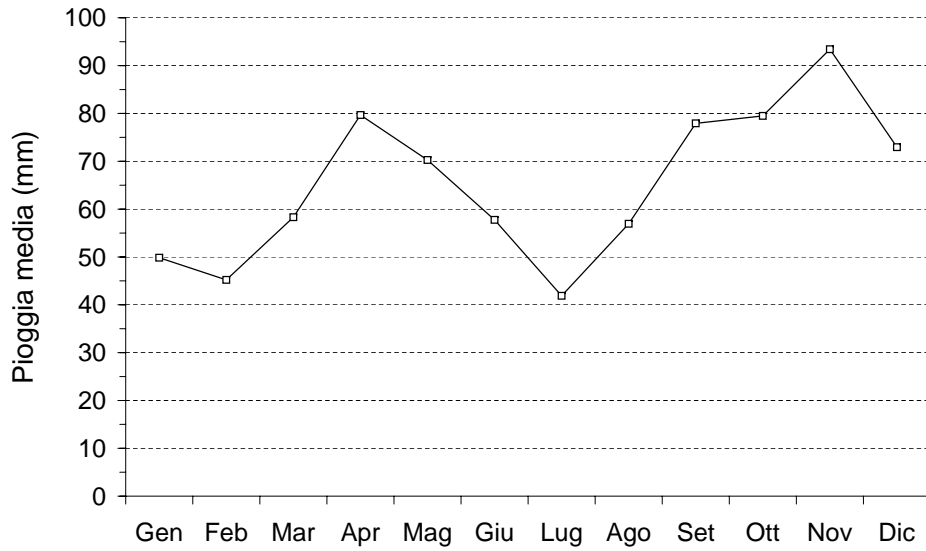


Figura 4.6: Piogge medie mensili registrate al pluviometro di Prugnolo (1966-2004)

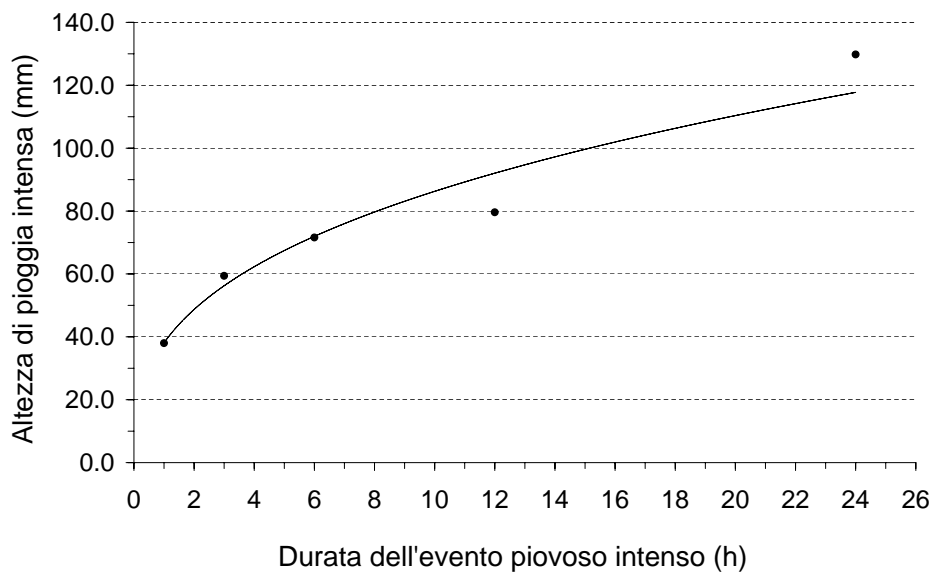


Figura 4.7: Curva di possibilità climatica costruita dalle piogge intense osservate (1966-2004)

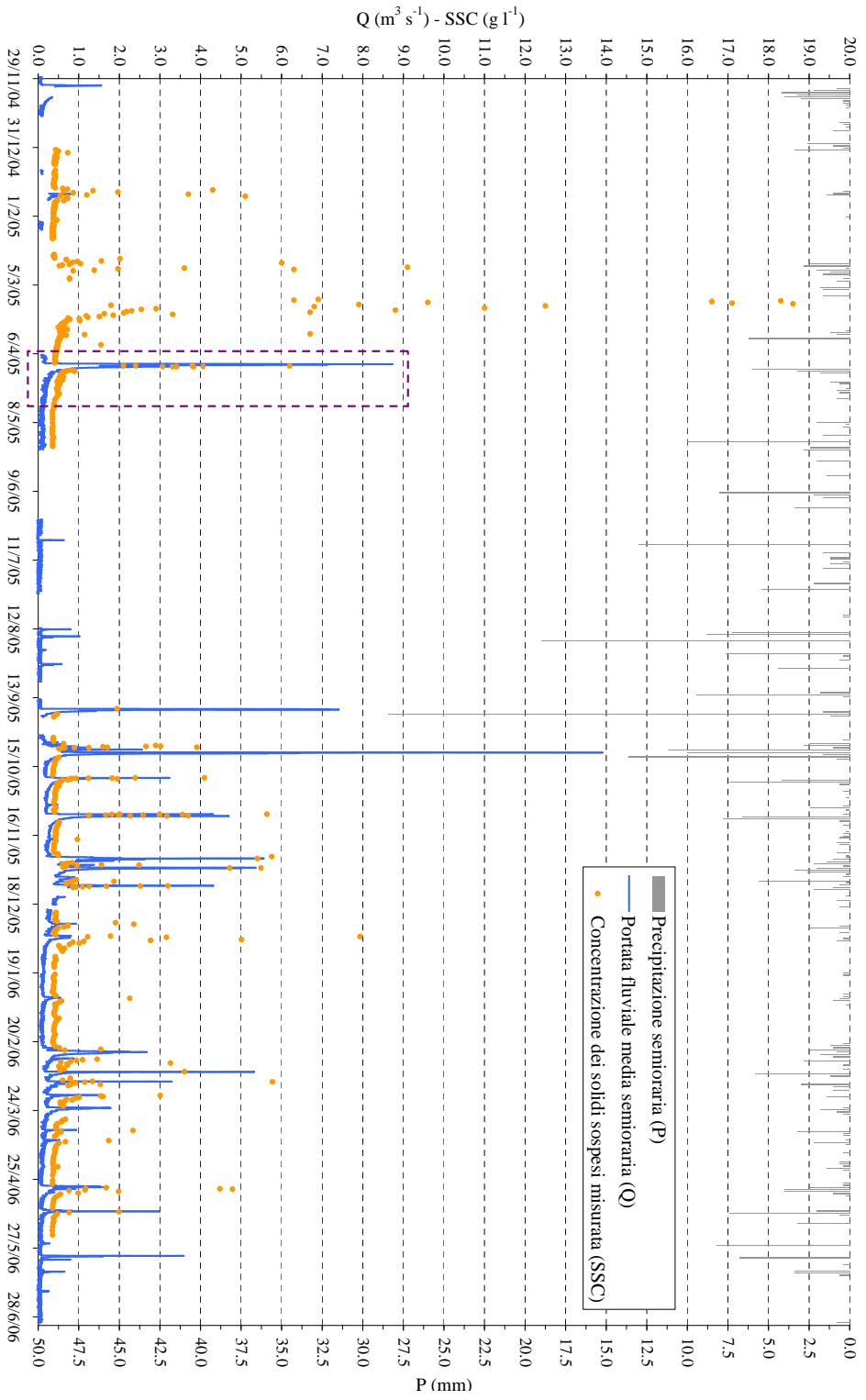


Figura 4.8: Serie dei dati raccolti a chiusura di bacino del torrente Gatana fino al 30 Giugno 2006



Figura 4.9: Immagine dei coni Imhoff con campioni di acqua fluviale

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=0}^n (O_i - S_i)^2}{\sum_{i=0}^n (O_i - \bar{O})^2}$$

Come si può notare il modello anticipa di un ora la portata osservata, tuttavia riesce a dare una discreta simulazione per quanto riguarda i volumi di piena, l'altezza del picco e la forma delle due onde. I parametri di taratura del modello per quanto riguarda la parte afflussi-deflussi sono presentati in tabella 4.1

I risultati della simulazione di trasporto solido in sospensione sono presentati in figura 4.12 e sono ottenuti tramite una procedura *trial-error*. Come si può notare il modello è in grado di simulare discretamente il tempo e la concentrazione di picco, come anche il seguente calo di concentrazione; AFFDEF è altresì in grado di riprodurre il trasporto solido relativo al deflusso di base dopo l'evento di piena. In compenso, il modello non riesce a simulare correttamente l'ampiezza dell'impulso di trasporto solido, e la mobilizzazione consistente di sedimento avviene in ritardo rispetto all'osservato. Ciononostante, si è molto soddisfatti per la buona rappresentazione del fenomeno nel suo complesso e la capacità di individuare la dinamica ed il tempo dell'impulso di trasporto solido.

Per testare la robustezza del modulo di simulazione del trasporto solido, è stato condotta un'analisi di sensitività di vari parametri usati in calibrazione su alcune caratteristiche dell'output, quali: la concentrazione di picco, il tempo di picco, il volume di trasporto solido totale e il *Root Mean Square Error* (RMSE), ossia la media quadratica dello scarto tra i dati simulati ed i dati osservati. In figura 4.13 è presentata l'analisi di sensitività rispetto alla concentrazione massima in simulazione; è evidente come il modello sia abbastanza robusto rispetto a tutti i parametri, tranne che alla granulometria mediana del sedimento ed alla tensione critica adimensionale (δ in figura). Il parametro D_{50} in questo studio è stato ottenuto non da calibrazione, ma dalle misure sperimentali e dalle granulometrie misurate sui dati osservati. Questa sensibilità può essere un limite per l'applicazione in bacini di cui non si abbiano misure sperimentali di trasporto solido, anche l'applicazione di un modello di simulazione ad un bacino di cui non si disponga di alcun dato è aleatoria nel suo complesso.

La sensibilità del modello ai parametri D_{50} e δ si riflette anche nel volume totale di sedimento trasportato in chiusura di bacino, così come la robustezza del modello rispetto ad altri parametri. In figura 4.15 si presenta la variazione del tempo di picco in h al variare dei parametri di calibrazione; ovviamente i coefficienti D_{50} e δ sono risultati molto influenti sul tempo in cui la concen-

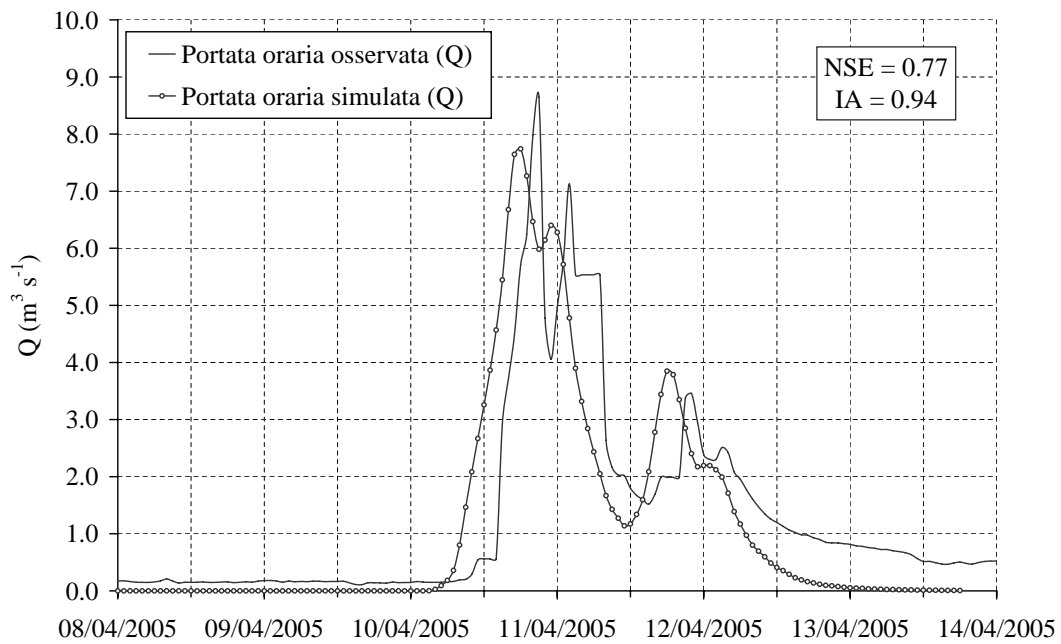


Figura 4.10: Risultato della calibrazione afflussi-deflussi

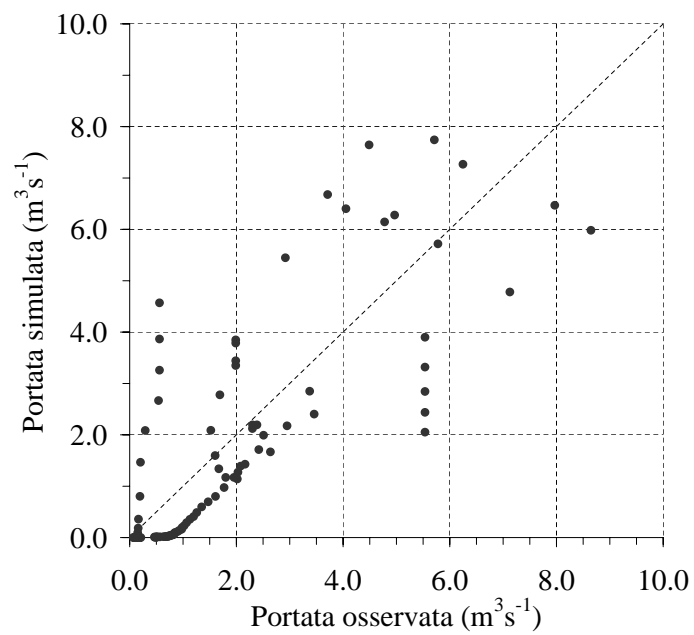


Figura 4.11: Scatterplot della calibrazione afflussi-deflussi

Parametro	Valore	Simbologia	Unità di misura	Valutazione
Scabrezza dei versanti	0.5	k_{sv}	$m^{1/3}s^{-1}$	tarato
Scabrezza massima e minima della rete	24, 60	k_{sr}^1, k_{sr}^0	$m^{1/3} s^{-1}$	stimati
Rapporto larghezza-altezza sezione liquida su versante	2000	w_v	-	tarato
Rapporto larghezza-altezza sezione liquida nella rete	8	w_r	-	stimato
Area di soglia rete/versante	0.5	A_0	km^2	stimato
Conduttività idraulica	0.0021	K_i	$m s^{-1}$	tarato
Costante di rilascio serbatoi infiltrazione	390165	H_s	s	tarato
Costante moltiplicativa della capacità serbatoi sotterranei	0.05	H	-	tarato
Costante moltiplicativa della capacità serbatoi intercettazione	0.3035	C_{int}	-	tarato
Parametri a e b di evapotraspirazione	1.497, 0.5846	a, b	-	stimato

Tabella 4.1: Tabella dei parametri per la calibrazione del modulo afflussi-deflussi

Parametro	Valore	Simbologia	Unità di misura	Valutazione
Diametro mediano del sedimento	2.4×10^{-5}	D_{50}	m	stimato
Densità del sedimento	2600	ρ_s	kg m^{-3}	stimato
Densità dell'acqua	1000	ρ_w	kg m^{-3}	stimato
Tens. tang. critica adimensionale	0.0375	δ_s	-	tarato
Coefficiente esponenziale erosività della pioggia	1.4	β	-	tarato
Coefficiente moltiplicativo erosività della pioggia (suolo)	3.1×10^{-1}	α	$\text{m}^2 \text{s}^{-2}$	tarato
Coefficiente moltiplicativo erosività della pioggia (depos)	3.1×10^0	α_d	$\text{m}^2 \text{s}^{-2}$	tarato
Turbolenza per impatto della pioggia	0.5	φ	-	tarato
Coefficiente di erodibilità da deflusso	0.16	K_f	-	tarato
Tensione tangenziale del suolo	0.15	τ_s	Pa	stimato
Efficienza nel trasporto di sedimento	0.2	η	$\text{m}^{0.5} \text{s}^2 \text{kg}^{-0.5}$	tarato
Coefficiente esponenziale per la T_c	1.5	k	-	tarato
Altezza iniziale di materiale depositato sul versante	0.0001	l_{d0}	m	tarato

Tabella 4.2: Tabella dei parametri per la calibrazione del modulo di erosione

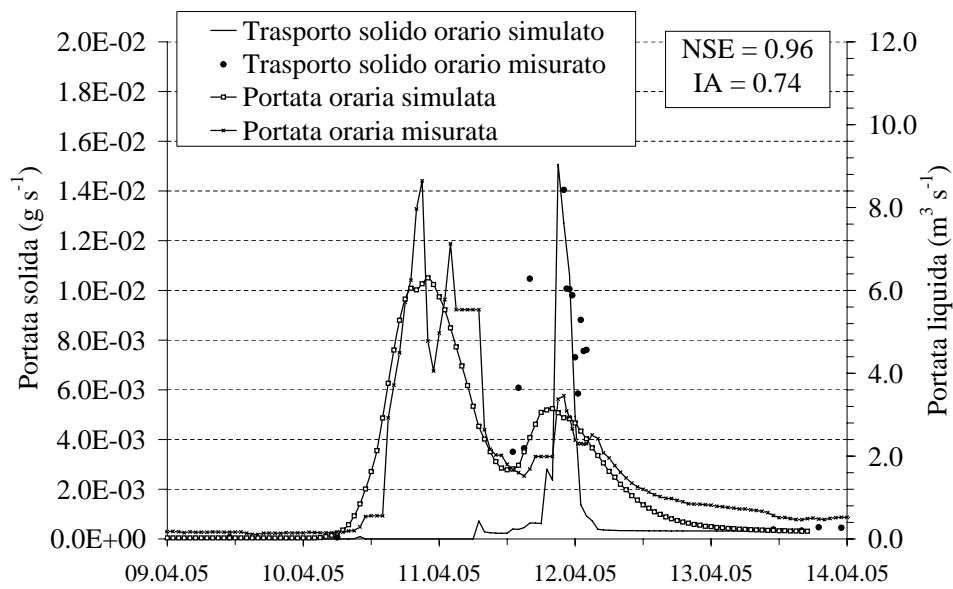


Figura 4.12: Risultato della calibrazione del trasporto solido

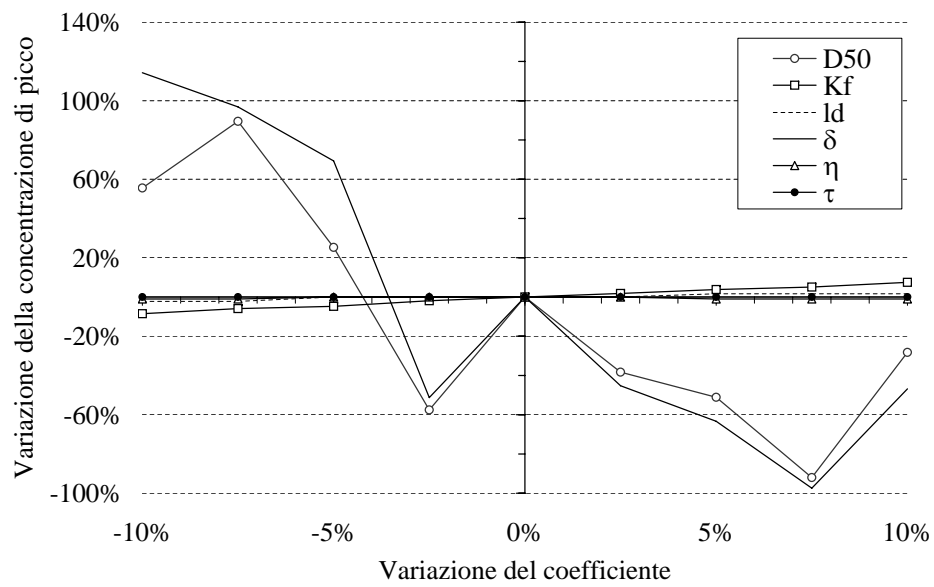


Figura 4.13: Analisi di sensitività rispetto alla concentrazione di picco

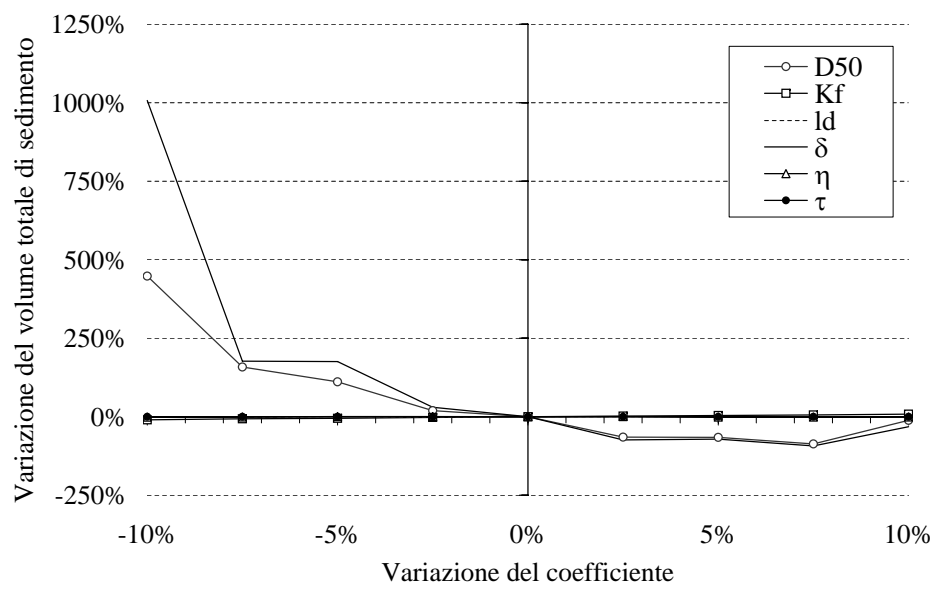


Figura 4.14: Analisi di sensitività rispetto al volume di trasporto solido totale

trazione è massima. Nonostante i non brillanti risultati di alcuni parametri, il

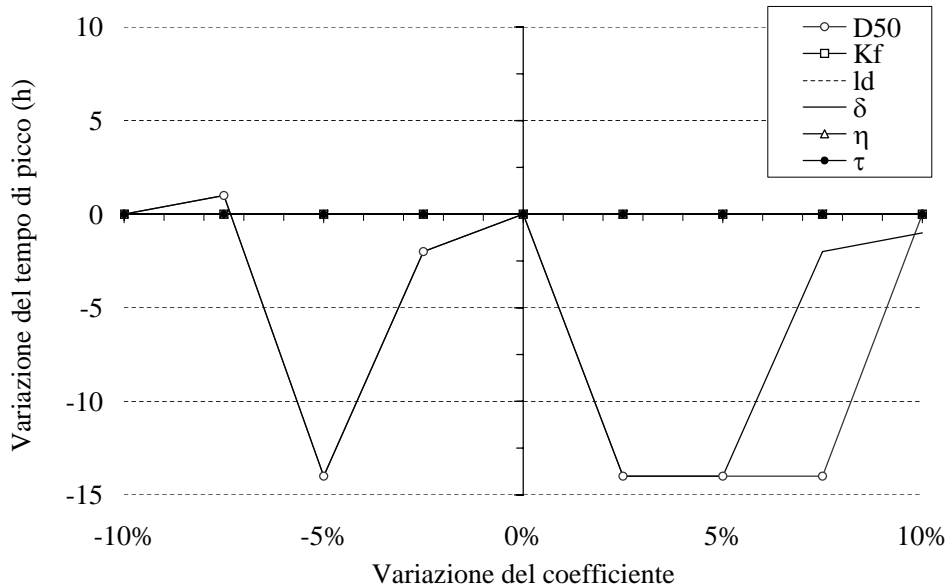


Figura 4.15: Analisi di sensitività rispetto al tempo di concentrazione di picco

RMSE varia entro un range discreto al variare dei parametri. Nell'analisi di sensitività ed in generale nell'ambito del trasporto solido in sospensione, è necessario aver ben presente il fenomeno fisico: il trasporto solido in sospensione è estremamente variabile all'interno della sezione idraulica, sebbene durante gli eventi di piena le turbolenze presenti nella corrente centrale miscelino efficientemente il materiale e si possa pensare di avere una buona approssimazione della concentrazione media per la sezione. In questo quadro, misure di concentrazione di sedimento sospeso, anche se in alvei di dimensioni molto ridotte come quello del torrente Gaiana, sono comunque affette da incertezza e da intendersi come valori precisi, ma non accurati (ossia con media aritmetica vicino al valore atteso, ma con varianza ampia).

Infine il modello è stato anche testato come modello di erosione a livello spazialmente distribuito, che rappresenta sicuramente uno degli aspetti più interessanti e più delicati dell'erosione superficiale. Il risultato, a livello spaziale, della simulazione di calibrazione è presentato in figura 4.17; come è evidente, si può notare come il modello individui nei calanchi le principali sorgenti di

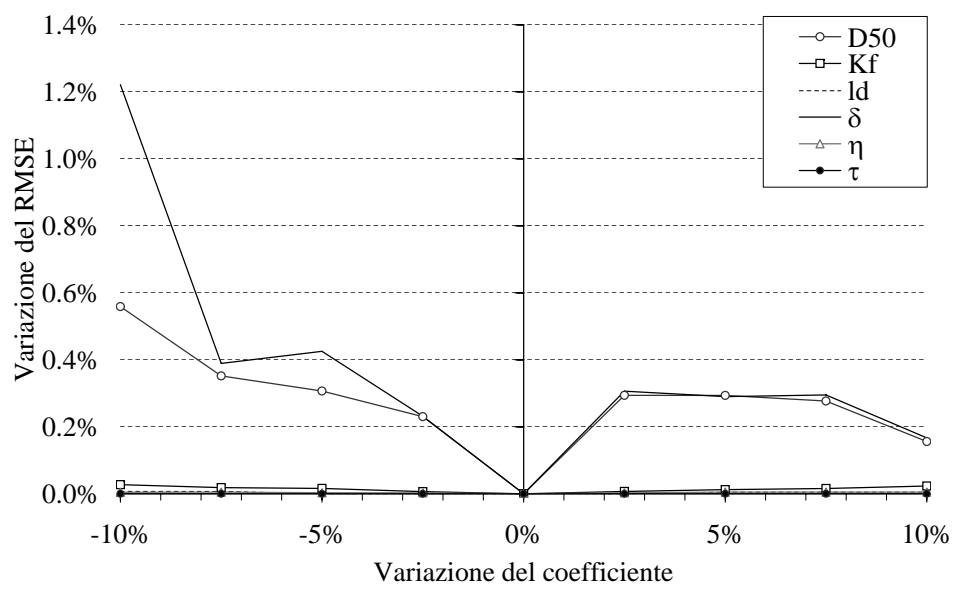


Figura 4.16: Analisi di sensitività rispetto al Root Mean Square Error(RMSE)

sedimento e le zone a maggior pendenza, anche se questa immagine è da intendersi come figura non definitiva. La variazione di quota di ogni singola cella è stimata alla fine di ogni step temporale tramite la relazione:

$$z_{i,j}^{t+1} = z_{i,j}^t - \frac{(D_r)_{i,j}^t + (D_f)_{i,j}^t}{\rho_s} dt \cos(\theta_{i,j}) \quad (4.1)$$

dove $z_{i,j}^{t+1}$ è la quota della cella i, j al tempo $t + 1$, $(D_r)_{i,j}^t$ è il tasso di erosione netta da precipitazione al tempo t per la medesima cella i, j , $(D_f)_{i,j}^t$ è il tasso di erosione netta da deflusso superficiale al tempo t e $\theta_{i,j}$ è la pendenza della cella i, j .

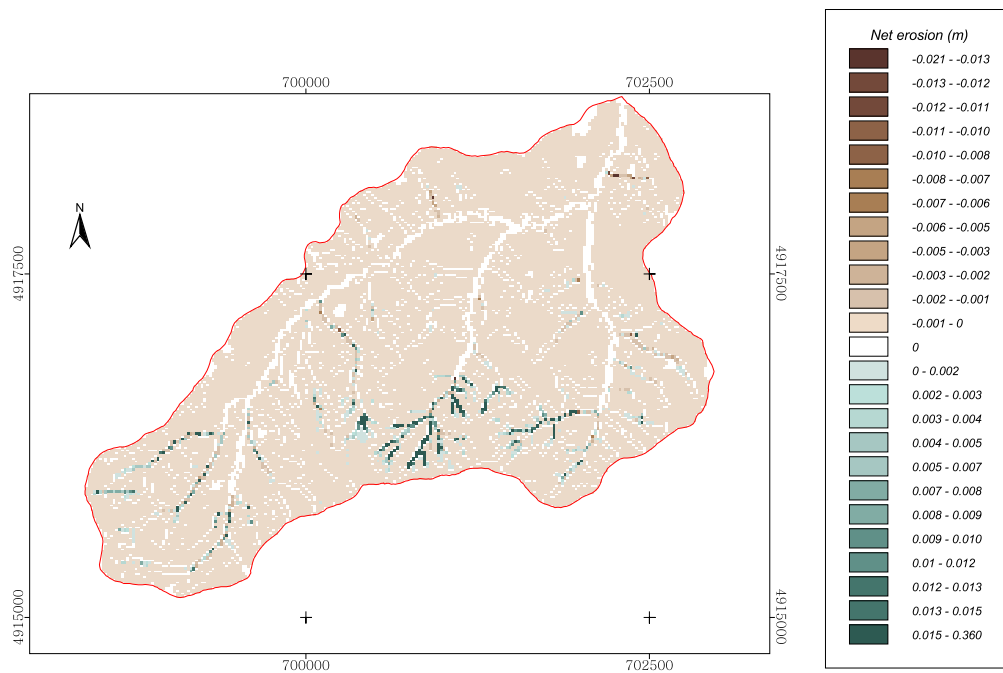


Figura 4.17: Mappa dell'erosione netta spazialmente distribuita simulata. In legenda sono indicate positive le altezze di perdita di suolo e negative le altezze di deposizione

4.4 Discussione e prospettive

Attualmente, il modulo di erosione implementato in AFFDEF è plausibile di varie migliorie, alcune abbastanza semplici, altre più complesse.

Come cambiamento strutturale, si può verificare l'adeguatezza di stima per il distacco del materiale da deflusso basata sulla potenza di deflusso o sulla potenza specifica, studiarne la facilità di calibrazione e la rappresentatività fisica del processo. Questo test sarebbe indirizzato a migliorare la stima di erosione a scala spaziale, e dovrebbe essere affiancato da un miglioramento del modulo afflussi-deflussi: la rappresentazione dei deflussi superficiale è bene che sia la più corretta possibile, essendo questi fondamentali per una corretta simulazione dei fenomeni erosivi.

L'intensità di erosione da precipitazione è regolata sulla base dei coefficienti di erodibilità litologica, a differenza di *Wicks and Bathurst (1996)* dove sono parametrizzati separatamente; sicuramente è un'approssimazione concettuale, ma facilita la calibrazione del modello, soprattutto in assenza di dati sperimentali sulla risposta del terreno alla sola erosione superficiale.

Il modello soffre di integrazione con gli attuali software GIS, anche se un piccolo passo verso l'I/O tra AFFDEF ed l'ambiente GIS attraverso formati ASCII è stato fatto nel presente studio; sebbene non significhi un cambiamento strutturale, facilitare lo scambio di dati con i comuni GIS non richiederebbe un grosso impegno in termini di programmazione, ma permetterebbe una più immediata visualizzazione dei risultati, rendendo l'utente più sereno e lasciandogli quel poco più di pazienza utile per qualsiasi altro problema nell'utilizzo del programma.

Infine, un'approccio ai fenomeni erosivi non più di tipo dicotomico erosione-deposizione su una granulometria mediana, ma una modellazione che tenga conto della contemporaneità dei processi e delle differenze granulometriche sarebbe auspicabile, perchè più aderente alla realtà fenomenica. Un tale cambiamento, tuttavia, comporterebbe un nuovo approccio nella filosofia di AFFDEF, in quanto ora il modello è indirizzato alla modellazione semi-concettuale di bacini semi-impermeabili, e quindi utilizzabile per bacini di varia scala, purchè il deflusso profondo non sia una componente dominante del deflusso. Uno studio dei fenomeni erosivi diverso da quello qui presentato, magari specificamente indirizzato alla simulazione di più classi granulometriche contemporaneamente richiederebbe un modello specifico a scala minore, con una descrizione dei processi di infiltrazione con maggiori basi fisiche, ma anche con più problemi legati alla scala di discretizzazione e limitazioni nell'applicabilità del modello.

Capitolo 5

Conclusioni

L'erosione superficiale e la perdita di suolo sono dei temi di urgente attualità, soprattutto per i paesi in via di sviluppo, dove la perdita di suolo fertile e coltivabile rappresenta una minaccia per la sussistenza della popolazione. A questi fenomeni è associato il processo di desertificazione, che già nelle regioni insulari e meridionali italiane sta avendo un impatto visibile. Alla perdita di suolo ed al trasporto solido fluviale inoltre è associata la dispersione di inquinanti nelle acque superficiali e la loro eutrofizzazione, oltre agli effetti sulla fauna ittica. Anche questi sono urgenti temi ambientali, che rappresentano una sfida per le scienze idrologiche, soprattutto in contesti di inquinamento transfrontaliero e di territori internazionali. Infine il trasporto solido fluviale è un noto agente limitante nei fenomeni di erosione costiera, che rappresentano costi sempre maggiori per l'economia turistica e per le opere di ripascimento o di difesa spondale.

Questo studio è stato indirizzato allo sviluppo di un modello per la stima dell'erosione superficiale in ambienti appenninici, ed alla simulazione del trasporto in sospensione in alvei fluviali. Un'applicazione del modello è stata condotta sul bacino montano del torrente Gaiana, nell'appennino bolognese; di questo bacino sono stati raccolti dati di portata liquida alla chiusura di bacino, varie misure di concentrazione di solidi sospesi nel deflusso e dati di precipitazione. Oltre a questi, erano disponibili dati sulla litologia, la pedologia e l'uso del suolo del bacino aggiornati ed ad una scala utile per i fini dell'analisi.

Lo studio dei fenomeni erosivi e le sue conseguenze non possono essere risolti solamente con il modello presentato in questo studio, essendo temi fortemente interdisciplinari e difficilmente sintetizzabili in un singolo modello per la loro complessità. Tuttavia, questo lavoro porta uno strumento avanzato per la modellazione fisicamente basata dei fenomeni erosivi su versante, che ben si adatta ai processi più comuni in ambiente appenninico e comunque in bacini

semi-impermeabili e di quota non elevata. Il modello è di tipo distribuito nello studio del bilancio idrico del suolo e nella simulazione dei fenomeni erosivi su versante; il trasporto del materiale ed il deflusso nella rete sono simulati in modo continuo e dinamico, partendo dal distacco di materiale e dalla formazione del deflusso superficiale generata dall'input di precipitazione.

Il codice ha mostrato una buona capacità nel mimare il comportamento estremamente impulsivo del trasporto solido in sospensione, riuscendo a identificare sia l'ordine di grandezza che il tempo di picco. L'analisi di sensitività condotta ha inoltre mostrato come sia uno strumento abbastanza robusto e in generale sia sensibile principalmente alla granulometria mediana fornita in input, che, in questo test è stata calcolata dai dati sperimentali. Il modello è risultato inoltre sensibile al coefficiente di tensione tangenziale critica adimensionale, che invece è stato ottenuto da un'operazione di calibrazione manuale sui risultati. Il modello è altresì plausibile di varie limitazioni dovute al modulo afflussi-deflussi, che semplifica la descrizione dei deflussi sotterranei e simula la formazione di deflusso di tipo hortoniano, ed al modulo di erosione, che considera solo le precipitazioni ed il deflusso superficiale come agenti erosivi. Per questo motivo, i risultati presentati in questo studio sono da considerarsi validi, confortati dalla validità dei metodi utilizzati in altri studi, ma non generalizzabili a qualunque territorio.

Appendice A

Il metodo CN

Come descritto nella sottosezione 3.1.4, il metodo CN è stato utilizzato per calcolare la massima capacità di ritenzione idrica per ogni cella di terreno i, j . Il numero CN è definito in base al tipo di suolo ed al suo stato di umidità su tabelle fornite dal SCS: la litologia del suolo è classificata in 4 classi A, B, C e D, in ordine crescente di potenzialità di deflusso, e quindi in ordine crescente di numero CN (Tabella A.1). Lo stato di umidità iniziale è definito dalla condizione AMC (Antecedent Moisture Condition), che è distinta in tre classi a seconda dei millimetri di pioggia caduti nei cinque giorni precedenti. Infine, anche la classe di uso del suolo è tabulata in base alla percentuale di superficie edificata, la litologia o la vegetazione presente (esempio in tabella A.2). Solitamente si ipotizzano condizioni AMC standard, ossia riferite alla classe centrale; in condizioni di terreno particolarmente umido o particolarmente secco si usano le condizioni AMC III e AMC I rispettivamente, derivate dalla condizione standard secondo relazioni empiriche.

Classe litologica	Descrizione
A	Scarsa potenzialità di deflusso. Comprende sabbie profonde con scarsissimo limo e argilla; anche ghiaie profonde, molto permeabili.
B	Potenzialità di deflusso moderatamente bassa. Comprende la maggior parte dei suoli sabbiosi meno profondi che nel gruppo A, ma il gruppo nel suo insieme mantiene alte capacità di infiltrazione anche a saturazione.
C	Potenzialità di deflusso moderatamente alta. Comprende suoli sottili e suoli contenenti considerevoli quantità di argilla e colloid, anche se meno che nel gruppo D. Il gruppo ha scarsa capacità di infiltrazione a saturazione.
D	Potenzialità di deflusso molto alta. Comprende la maggior parte delle argille con alta capacità di rigonfiamento, ma anche suoli sottili con orizzonti pressochè impermeabili in vicinanza delle superfici.

Tabella A.1: Tipi di suolo considerati nel metodo CN

Tipologia di uso del territorio	Parametro CN			
	Classe litologica			
	A	B	C	D
Coltivazioni, in presenza di pratiche di conservazione del suolo	62	71	78	81
Coltivazioni, in assenza di pratiche di conservazione del suolo	72	81	88	91
Terreno da pascolo in cattive condizioni	68	39	79	61
Terreno da pascolo in buone condizioni	86	74	89	80
Boschi, in presenza di copertura rada e senza sottobosco	45	66	77	83
Boschi e foreste, in presenza di copertura fitta e con sottobosco	25	55	70	77
Spazi aperti con manto erboso superiore al 75% dell area	39	61	74	80
Spazi aperti con manto erboso tra il 50% ed il 75% dell area	49	69	79	84
Spazi aperti con manto erboso inferiore al 50% dell area	68	79	86	89
Zone industriali (area impermeabile 72%)	81	88	91	93
Zone commerciali e industriali (area impermeabile 85%)	89	92	94	95
Zone residenziali con area impermeabile media 65%	77	85	90	92
Zone residenziali con area impermeabile media 38%	61	75	83	87
Zone residenziali con area impermeabile media 30%	57	72	81	86
Zone residenziali con area impermeabile media 25%	54	70	80	85
Zone residenziali con area impermeabile media 20%	51	68	79	84
Zone residenziali con area impermeabile media 12%	46	65	77	82
Parcheggi, tetti, autostrade . . .	98	98	98	98
Strade pavimentate o asfaltate, dotate di drenaggio	98	98	98	98
Strade con letto in ghiaia	76	85	89	91
Strade battute in terra	72	82	87	8

Tabella A.2: Tabella di esempio di valori CN per differenti usi del suolo

Appendice B

Stima dell'evapotraspirazione con il metodo della radiazione

Nel metodo della radiazione per la stima dell'evapotraspirazione ([Doorenbos and Pruitt, 1984](#)), l'espressione della quantità d'acqua evapotraspirata in condizioni di suolo saturo per una coltura di riferimento è:

$$ET_{od} = C_v W_{TA} R_S = C_V W_{TA} \left(0.25 + 0.50 \frac{n}{N}\right) R_a \quad (\text{B.1})$$

(mm/giorno) nella quale:

- C_v è un fattore di affiustamento che può essere ricavato da apposite tabelle in funzione della velocità del vento
- W_{TA} è un fattore di compensazione che dipende dalla temperatura e dall'altitudine
- R_S è la radiazione in onda corta che può essere espressa come funzione di R_a
- R_a è la radiazione misurata all'esterno dell'atmosfera espressa in evapotraspirato equivalente (mm/giorno)
- n/N è il rapporto tra il numero di ore di sole al momento del calcolo e quello massimo del periodo considerato

Osservando la formula si può verificare che per il calcolo di R_s si richiede la conoscenza sia di R_a ottenibile da opportune tabelle in funzione della latitudine, sia del rapporto n/N che può essere ricavato. Nel caso non sia possibile calcolare questi parametri, si può utilizzare un'espressione empirica che mette in relazione l'evapotraspirato potenziale ET_{0d} calcolato sulla base

di espressioni semplificate, con il fattore di compensazione W_{TA} . In questo modo si può tener conto del numero di ore di sole N nel periodo di studio e del valore della temperatura media mensile di lungo periodo T ; inoltre l'espressione risulta lineare nella temperatura e permette l'aggregazione dei risultati a livello mensile, giornaliero ed orario. Occorre sottolineare che un'approssimazione empirica di questo tipo risulta ancora meno corretta per studi relativi al fenomeno dell'evapotraspirato per periodi inferiori al mese.

La relazione usata, di fatto molto simile alla precedente, è la seguente:

$$ET_{od} = \alpha + \beta N W_{TA} T_m \quad (\text{B.2})$$

dove:

- α e β sono parametri da stimare per ogni sottobacino
- T_m è la temperatura media sull'area in esame nell'intervallo scelto
- N è il valore mensile del numero massimo di ore di sole giornaliere a quella latitudine

Per un determinato sottobacino l'espressione di W_{TA} può essere ottenuta da opportune tabelle oppure attraverso la seguente equazione:

$$W_{TA} = A\bar{T}^2 + B\bar{T} + C \quad (\text{B.3})$$

dove A , B e C sono coefficienti da stimare, mentre il termine relativo alla temperatura rappresenta il valore medio sul lungo periodo misurato in gradi centigradi.

Per la determinazione del valore mensile dell'evapotraspirato potenziale si procede considerando ogni sottobacino singolarmente e si calcola tale valore attraverso la formula di Thornthwaite:

$$E_{Th} = 16a_i \left[10 \frac{T_i}{b} \right]^c \quad (\text{B.4})$$

in cui:

- E_{Th} è il valore medio mensile dell'evapotraspirato misurato in mm/mese
- T_i è il valore medio della temperatura in °C per il sottobacino in esame riferito al mese i -esimo
- $a_i = \frac{n_i N_i}{30 \cdot 12}$

-
- n_i numero di giorni nel mese i -esimo
 - N_i valore massimo di ore di sole giornaliere ottenuto dalla tabella 3.1 pubblicata dalla FAO
 - $b = \sum_{i=1}^{12} \left[\frac{T_i}{5}\right]^{1.514}$ indice termico dato dalla somma degli indici mensili
 - $c = 0.49239 + 1792 \cdot 10^{-5}b - 771 \cdot 10^{-7}b^2 + 675 \cdot 10^{-9}b^3$

L'evapotraspirato potenziale mensile può quindi essere ricavato da (B.2).
In tal modo si perviene al valore di E da usare in (3.1).

Appendice C

Propagazione dei deflussi

Il modello idrologico Muskingum-Cunge a parametri variabili è utilizzato per la propagazione dei deflussi in AFFDEF, secondo lo studio di [Orlandini and Rosso \(1996\)](#). Il modello ipotizza, per un tronco fluviale, la validità della relazione:

$$Q_1(t) - Q_2(t) = \frac{dW}{dt} \quad (\text{C.1})$$

tra la portata in ingresso ($Q_1(t)$), la portata in uscita ($Q_2(t)$) e il volume invasato nel lasso di tempo t (dW). Nel modello Muskingum-Cunge si assume una relazione lineare tra il volume invasato e le portate in ingresso e in uscita:

$$W(t) = K[XQ_1(t) + (1 - X)Q_2(t)] \quad (\text{C.2})$$

in cui i parametri X e K sono stimati sulla base delle caratteristiche idrauliche e geometriche del tronco fluviale in studio. Indicizzando con la variabile i lo spazio e con la variabile j il tempo dalla soluzione del sistema di equazioni A3.1 A3.2 ottengo:

$$Q_{i+1}^{j+1} = C_1 Q_i^{j+1} + C_2 Q_i^j + C_3 Q_{i+1}^j + C_4 Q_{L_{i+1}}^{j+1} \quad (\text{C.3})$$

dove i coefficienti C sono funzione di X , Δt , Δs , e della celerità cinematica c_k . $Q_{L_{i+1}}^{j+1}$ è il contributo laterale al deflusso, calcolato come:

$$Q_{L_{i+1}}^{j+1} = P_{ni}^j \frac{\Delta A}{\Delta s} \quad (\text{C.4})$$

con P_{ni}^j produzione locale di deflusso superficiale e ΔA l'area di discretizzazione della cella.

Affinchè sia verificata l'equazione di continuità deve valere la condizione

$$C_1 + C_2 + C_3 = 1 \quad (\text{C.5})$$

Assumendo una sezione rettangolare per ogni sezione, la celerità cinematica c_k può essere stimata tramite la relazione di Gauckler-Strickler:

$$c_k = k_s i_j^{1/2} B^{2/3} (w + 2)^{-5/3} \left(\frac{5}{3} w + 2 \right) \quad (\text{C.6})$$

dove:

- k_s è il coefficiente di scabrezza secondo Gauckler-Strickler
- i_f è la pendenza del fondo dell'alveo
- B è la larghezza della sezione liquida
- w è il rapporto tra la larghezza e l'altezza della sezione liquida

Lo stesso B è stimato con la formula di Gauckler-Strickler, utilizzando una portata approssimata Q^* (*Ponce and Yevjevich, 1978*):

$$B = \left[\frac{Q^* (w + 2)^{2/3} w}{k_s i_f^{1/2}} \right]^{3/8} \quad (\text{C.7})$$

$$Q^* = \frac{1}{3} (Q_i^j + Q_i^{j+1} + Q_{i+1}^j) \quad (\text{C.8})$$

Il modello Muskingum è equivalente ad un modello parabolico nel caso in cui i coefficienti K e X siano assunti variabili secondo le espressioni:

$$K = \frac{\Delta s}{c_k} \quad (\text{C.9})$$

$$X = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{Q^*}{B c_k i_f \Delta s} \right) \quad (\text{C.10})$$

che si ottengono dal porre uguali la diffusione numerica del modello Muskingum alla diffusività idraulica del modello parabolico (*Cunge, 1969*). *Orlandini and Rosso (1996)* hanno inoltre dimostrato che per ottenere una soluzione stabile dell'equazione sia necessario che il coefficiente CFL dello schema sommato al coefficiente D debba essere maggiore o uguale all'unità, ed il codice di AFFDEF impone che sia verificata questa condizione.

Bibliografia

- Abbott, M., J. Bathurst, J. Cunge, P. O'Connell, and J. Rasmussen (1986), An introduction to the european hydrological system-système hydrologique européen, *Journal of Hydrology*, 87(1-2), 45–59.
- Abrahams, A., G. Li, G. Krishnan, and J. Atkinson (2001), A sediment transport equation for interrill overland flow on rough surfaces, *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(13), 1443–1459.
- Assouline, S., A. El Idrissi, and E. Persoons (1997), Modelling the physical characteristics of simulated rainfall: a comparison with natural rainfall, *Journal of Hydrology*, 196, 336–347.
- Ayres, Q. (1936), *Soil Erosion and its Control*, McGraw-Hill Book Company, Inc, New York.
- Band, L. E. (1986), Topographic partition of watersheds with digital elevation models, *Water Resources Research*, 22(1), 15–24.
- Bathurst, J. C. (2002), Physically-based erosion and sediment yield: the she-tran concept, in *Modelling erosion, sediment transport and sediment yield, Technical Documents in Hydrology*, vol. 60, edited by W. Summer and D. E. Walling, pp. 47–67, IHP-UNESCO, Paris.
- Bennet, J. P. (1974), Concepts of mathematical modeling of sediment yield, *Water Resources Research*, 10(3), 485–492.
- Beven, K. (1989), Changing ideas innext term hydrology – the case of physically-based models, *Journal of Hydrology*, 105(1-2), 157–172.
- Borah, D., and M. Bera (2003), Watershed-scale hydrologic and nonpoint-source pollution models: review of mathematical bases, *Transactions of ASAE*, 46(6), 1553–1556.
- Bull, W. B. (1997), Discontinuous ephemeral streams, *Geomorphology*, 19, 1109–1124.

- Cheng, N. S. (1997), Simplified settling velocity formula for sediment particle, *Journal of Hydraulic Engineering - ASCE*, 123(2), 149–152.
- Connolly, R., and D. Silburn (1995), Distributed parameter hydrology model (answers) applied to a range of catchment scales using rainfall simulator data ii: Application to spatially uniform catchments, *Journal of Hydrology*, 172, 105–125.
- Cunge, J. (1969), On the subject of a flood propagation computation method (muskingum method), *Journal of Hydraulic Research*, 7, 205–230.
- Darby, S. E. (1998), Modelling width adjustment in straight alluvial channels, *Hydrological Processes*, 12(8), 1299–1321.
- Darby, S. E., A. M. Alabyan, and M. J. V. d. Wiel (2002), Numerical simulation of bank erosion and channel migration in meandering rivers, *Water Resources Research*, 38(9).
- Desmet, P., and G. Govers (1995), Gis-based simulation of erosion and deposition patterns in an agricultural landscape: a comparison of model results with soil map information, *Catena*, 25, 389–401.
- Desmet, P., and G. Govers (1996), A gis procedure for automatically calculating the usle ls factor on topographically complex landscape units, *Journal of Soil and Water Conservation*, 51(5), 427–433.
- Dingman, S. (1994), *Physical hydrology*, Prentice Hall, New Jersey.
- Doorenbos, J., and W. Pruitt (1984), Guidelines for predicting crop water requirements, *Irrigation and drainage*, FAO.
- Ekern, P. (1950), Raindrop impact as the force initiating soil erosion, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 15, 7–10.
- Ewen, J., G. Parkin, and P. OConnell (2000), Shetran: distributed river basin flow and transport modeling system, *Journal of Hydrologic Engineering - ASCE*, 5(3), 250–258.
- Foster, G., D. Flanagan, M. Nearing, L. Lane, R. L.M., and S. Finkner (1995), Hillslope erosion component, in *USDA-Water Erosion Prediction project: Hillslope profile and watershed model documentation*, vol. NSERL Report No. 10, edited by D. Flanagan and M. Nearing, pp. 11.1–11.12, USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory, West Lafayette, IN.

- Foster, G. R. (1982), Modeling the erosion process, in *Hydrologic Modeling of Small Watersheds*, edited by C. T. Haan and D. L. Brakensiek.
- Gabet, E. J., and T. Dunne (2003), Sediment detachment by rain power, *Water Resources Research*, *39*(1), ESG 1–12.
- Ghadiri, H., and D. Payne (1977), Raindrop impact stress and the breakdown of soil crumbs, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, *28*, 140–146.
- Gilley, J., and S. Finkner (1985), Estimating soil detachment caused by raindrop impact, *Transactions of ASAE*, *28*, 140–146.
- Govers, G. (1991), Spatial and temporal variations in splash detachment: A field study, *Catena Supp.*, *20*, 15–24.
- Grayson, R., I. Moore, and T. McMahon (1992), Physically based hydrologic modeling, 1, a terrain-based model for investigative purposes, *Water Resources Research*, *28*(10), 2639 – 2658.
- Grayson, R. B., I. D. Moore, and T. A. McMahon (1992), Physically Based Hydrologic Modeling 2. Is the Concept Realistic?, *Water Resources Research*, *28*, 2659–2666.
- Hairsine, P. B., and C. W. Rose (1992a), Modeling water erosion due to overland flow using physical principles, 1, sheet flow, *Water Resources Research*, *28*(1), 237 – 243.
- Hairsine, P. B., and C. W. Rose (1992b), Modeling water erosion due to overland flow using physical principles, 2, rill flow, *Water Resources Research*, *28*(1), 245 – 250.
- Held, R., and M. Clawson (1965), *Soil Conservation in Perspective*, John Hopkins University Press, Baltimore.
- Heppner, C., Q. Ran, J. VanderKwaak, and K. Loague (2006), Adding sediment transport to the integrated hydrology model (inhm): Development and testing, *Advances in Water Resources*, *29*(6), 930–943.
- Istanbulluoglu, E., R. L. Bras, H. Flores-Cervantes, and G. E. Tucker (2005), Implications of bank failures and fluvial erosion for gully development: Field observations and modeling, *Journal of Geophysical Research*, *110*(F1), 1–21.
- Jetten, V., A. de Roo, and D. Favis-Mortlock (1999), Evaluation of field-scale and catchment-scale soil erosion models, *Catena*, *37*, 521–541.

- Kilinc, M., and E. V. Richardson (1973), Mechanics of soil erosion from overland flow generated by simulated rainfall, *Hydrol. Pap.*
- Kinnell, P. (2005), Why the universal soil loss equation and the revised version of it do not predict event erosion well, *Hydrological Processes*, 19, 851–854.
- Kinnell, P., and L. Risse (1998), Usle-m: empirical modeling rainfall erosion through runoff and sediment concentration, *Soil Science Society of America Journal*, 62, 1667–1672.
- Kneale, W. R. (1982), Field measurements of rainfall drop size distribution, and the relationships between rainfall parameters and soil movement by rainsplash, *Earth Surface Processes and Landforms*, 7, 499–502.
- Laws, J. O., and D. A. Parsons (1943), Relation of raindrop size to intensity, *EOS Trans. AGU*, 24, 452–459.
- Lei, T., M. A. Nearing, K. Haghghi, and V. F. Bralts (1998), Rill erosion and morphological evolution: A simulation model, *Water Resources Research*, 34(11), 3157–3168.
- Li, R. M. (1979), Water and sediment routing from watersheds, in *Modeling of rivers*, edited by H. W. Shen, pp. 9.1–9.88, Wiley, New York.
- Merritt, W., R. Letcher, and A. Jakeman (2003), A review of erosion and sediment transport models, *Environmental Modelling & Software*, 18(?), 761–799.
- Meyer-Peter, E., and R. Muller (1948), Formula for bed load transport, in *International Association for Hydraulics Structures*, 2nd Meeting, Nice, France.
- Millward, A., and J. Mersey (1999), Adapting the rusle to model soil erosion potential in a mountainous tropical watershed, *CATENA*, 38(2), 109–129.
- Mitasova, H., M. Hofierka, and M. Zlocha (1996), Modeling topographic potential for erosion and deposition using gis.
- Montgomery, D. R. (1994), Road surface drainage, channel initiation, and slope instability, *Water Resources Research*, 30(6), 1925 – 1932.
- Moore, G. E. (1965), Cramming more components onto integrated circuits, *Electronics Magazine*, 38(8), 114–117.

- Moretti, G., and A. Montanari (2007), Affdef: A spatially distributed grid based rainfall-runoff model for continuous time simulations of river discharge, *Environmental Modelling & Software*, 22(6), 823–836.
- Morgan, R., J. Quinton, R. Smith, G. Govers, J. Poesen, K. Auerswald, G. Chisci, D. Torri, and M. Styczen (1998), The european soil erosion model (eurosem) : a process-based approach for predicting sediment transport from fields and small catchments, *Earth surface processes and landforms*, 23, 527–544.
- Nash, J., and J. Sutcliffe (1970), River flow forecasting through conceptual models, part i - a discussion of principles, *Journal of Hydrology*, 10, 282–290.
- Nearing, M., G. Foster, L. Lane, and F. S.C. (1989), A process-based soil erosion model for usda-water erosion prediction project technology, *Transactions of ASAE*, 32, 1587–1593.
- Nearing, M. A., L. D. Norton, D. A. Bulgakov, G. A. Larionov, L. T. West, and K. M. Dontsova (1997), Hydraulics and erosion in eroding rills, *Water Resources Research*, 33(4), 865–876.
- Nord, G., and M. Esteves (2005), Psem2d: A physically based model of erosion processes at a plot scale, *Water Resources Research*, 41W08407.
- O’Connell, P., and E. Todini (1996), Modelling of rainfall, flow and mass transport in hydrological system: an overview, *Journal of Hydrology*, 175(1), 3–16.
- Oldeman, L. (1991-92), Global extent of soil degradation, *Bi-annual report*, International soil reference and information center.
- Ongley, E., B. Krishnappan, I. Droppo, S. Rao, and R. Maguire (1992), Cohesive sediment transport: emerging issues for toxic chemical management, *Hydrobiologia*, 235-236(1), 177–187.
- Orlandini, S., and R. Rosso (1996), Diffusion wave modelling of distributed catchment dynamics, *Journal of Hydrologic Engineering - ASCE*, 1(3), 103–113.
- Paola, C., and V. R. Voller (2005), A generalized exner equation for sediment mass balance, *Journal of Geophysical Research*, 110(F04014), 1–8.
- Parsons, A., and A. Gadian (2000), Uncertainty in modelling the detachment of soil by rainfall, *Earth Surface Processes and Landforms*, 25(7), 723–728.

- Pavanelli, D., and A. Bigi (2005), A new indirect method to estimate suspended sediment concentration in a river monitoring programme, *Biosystems Engineering*, 92(4), 513–520.
- Pavanelli, D., and A. Pagliarani (2002), Monitoring water flow, turbidity and suspended sediment load, from an apennine catchment basin, italy, *Biosystems Engineering*, 83(4), 463–468.
- Pimentel, D., C. Harvey, P. Resosudarmo, K. Sinclair, D. Kuiz, M. McNair, and F. Efwion (1995), Environmental and economic costs of soil erosion and conservation benefits, *Science*, 267(5201), 1117–1123.
- Ponce, V., and V. Yevjevich (1978), Muskingum-cunge method with variable parameters, *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*, 104(12), 1663–1667.
- Prosser, I. P., and M. Soufi (1998), Controls on gully formation following forest clearing in a humid temperate environment, *Water Resources Research*, 34(12), 3661 – 3672.
- Remortel, R. V., M. Hamilton, and R. Hickey (2001), Estimating the ls factor for rusle through iterative slope length processing of digital elevation data, *Cartography*, 30(1), 27–35.
- Renard, K., G. Foster, G. Weesies, and J. Porter (1991), Rusle-revised universal soil loss equation, *Journal of Soil and Water Conservation*, 46(1), 30–33.
- Richards, L. A. (1931), Capillary conductions of liquids through porous mediums, *Physics*, 1, 318–333.
- Rose, C., B. Yu, H. Ghadiri, H. Asadi, J. Parlange, W. Hogarth, and J. Hussein (2007), Dynamic erosion of soil in steady sheet flow, *Journal of Hydrology*, 333(2-4), 449–458.
- Salles, C., J. Poesen, and G. Govers (2000), Statistical and physical analysis of soil detachment by raindrop impact: Rain erosivity indices and threshold energy, *Water Resources Research*, 36(9), 2721–2729.
- Sander, G. C., J.-Y. Parlange, D. A. Barry, M. B. Parlange, and W. L. Hogarth (2007), Limitation of the transport capacity approach in sediment transport modeling, *Water Resources Research*, 43(2), W02,403.
- Schultz, J. P., A. R. Jarret, and J. R. Hoover (1985), Detachment and splash of a cohesive soil by rainfall, *Transactions of ASAE*, 28, 1878–1884.

- SCS (1972), *Hydrology*, Soil Conservation Service.
- Sharma, P., G. S.C., and R. W.J. (1991), Soil detachment by single raindrops of varying kinetic energy, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 301–307.
- Sidorchuk, A. (1999), Dynamic and static models of gully erosion, *CATENA*, 37(3-4), 401–414.
- Singer, M. J., and P. H. Walker (1983), Rainfall-runoff in soil erosion with simulated rainfall, overland flow and cover, *Australian Journal of Soil Research*, 21, 109–122.
- Sivapalan, M., K. Takeuchi, S. Franks, V. Gupta, H. Karambiri, and V. e. a. Lakshmi (2003), Iahs decade on predictions in ungauged basins (pub), 20032012: shaping an exciting future for the hydrological sciences, *Hydrological Sciences Journal*, 48(6), 857–880.
- Smith, D. D., and D. M. Whitt (1947), Estimating soil losses from field area of claypan soil, *Soil Science Society Proceedings*, 12, 485–190.
- Smith, R., and J. Parlange (1978), A parameter-efficient hydrologic infiltration model, *Water Resources Research*, 14(3), 533–538.
- Sun, H., P. S. Cornish, and T. M. Daniell (2002), Contour-based digital elevation modeling of watershed erosion and sedimentation: Erosion and sedimentation estimation tool (EROSET), *Water Resources Research*, 38(11), 15,1–10.
- Tarboton, D. G. (1997), A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models, *Water Resources Research*, 33, 309–320.
- Tayfur, G. (2002), Applicability of sediment transport capacity models for non-steady state erosion from steep slopes, *Journal of Hydrologic Engineering*, 7(3).
- Terzaghi, K., R. Peck, and G. Mesri (1996), *Soil mechanics in engineering practice*, Wiley.
- Thomas, J. (1995), *Numerical partial differential equations : finite difference methods*, Springer-Verlag, New York.
- Torri, D., L. Borselli, F. Guzzetti, C. Calzolari, P. Bazzoffi, F. Ungaro, D. Bartolini, and M. P. Salvador Sanchis (2006), *Soil erosion in Europe*, chap. 1.20, Wiley & sons, Chichester.

- van Dijk, A., L. Bruijnzeel, and C. Rosewell (2002), Rainfall intensity – kinetic energy relationships: a critical literature appraisal, *Journal of Hydrology*, 261(1), 1–23.
- Vandekerckhove, L., J. Poesen, D. Oostwoud Wijdenes, and T. de Figueiredo (1998), Topographical thresholds for ephemeral gully initiation in intensively cultivated areas of the mediterranean, *CATENA*, 33(3-4), 271–292.
- Wicks, J., and J. Bathurst (1996), Shesed: A physically based, distributed erosion and sediment yield component for the she hydrological modeling system, *Journal of Hydrology*, 175, 213–238.
- Williams, J. (1975), Sediment-yield prediction with universal equation using runoff energy factor. Present, Prospective Technology for Predicting Sediment Yields, Source, *Proc. Sediment-Yield Workshop. US Dept. of Agr. Sedim. Lab., Oxford, Mississippi*.
- Willmot, C. (1981), On the validation of models, *Physical Geography*, 2, 184–194.
- Wischmeier, W., and D. Smith (1978), Predicting rainfall erosion losses - a guide to conservation planning, *Tech. Rep. 537*, U.S. Dept Agric Agriculture Handbook.
- Wollhiser, D., R. Smith, and D. Goodrich (1990), Kinneros: A kinematic runoff and erosion model: documentation and user manual, *Tech. Rep. ARS-77*, USDA Agricultural Research Service.
- Wu, W., and S. Wang (2006), Formulas for sediment porosity and settling velocity, *Journal of Hydraulic Engineering - ASCE*, 132(8), 858–862.
- Yang, C. T. (1996), *Sediment transport: theory and practice*, McGraw-Hill, New York.
- Young, R., C. Onstad, D. Bosch, and W. Anderson (1987), Agnps, agricultural nonpoint source pollution. a watershed analysis tool, *Tech. Rep. CRR-35*, USDA.
- Zanchi, C., and D. Torri (1980), Evaluation of rainfall energy in central italy, in *Assessment of erosion*, edited by M. DeBoodt and D. Gabriels, pp. 133–142, Wiley, Chichester.