

ANDREA COZZINI
SILVANO PISONI
GIACOMO BERTOLDI

Nuove metodologie per lo studio e la definizione di aree di pericolo su conoide

Premessa

Il seguente lavoro presenta l'attività svolta dagli autori all'interno del CUDAM (Centro Universitario Difesa Ambiente Montano) nel corso degli ultimi anni in collaborazione con l'Autorità di Bacino del Po, il CNR-IRPI di Torino e la Provincia Autonoma di Trento.

La sfida è stata quella di contribuire a definire gli elementi necessari all'analisi del rischio idrogeologico in piccoli bacini montani. In particolare si vogliono presentare le specifiche d'indagine e le metodologie di zonazione del rischio. Per una corretta formulazione della problematica si sono individuati una serie di passi fondamentali per comprendere, valutare e affrontare i problemi di carattere idrogeologico in ambito di conoide:

1. l'analisi storica;
2. i rilievi di campo (con creazione del catasto delle opere presenti);
3. l'analisi morfologico-morfometrica a partire dai DEM del bacino;
4. la determinazione dell'idrologia di piena (con se possibile stima dei volumi solidi e delle possibili nicchie di distacco);
5. la valutazione del pericolo di esondazione;
6. la definizione delle linee di assetto e relative opzioni di intervento.

Nel presente articolo ci si sofferma principalmente sui punti 3, 4 e 5. Il metodo presentato suggerisce una metodologia di indagine che permetta in maniera semplice e con relativamente pochi strumenti di individuare le

problematiche principali legate al bacino e di circoscrivere le zone a maggior pericolosità dove effettuare ulteriori rilievi di campo.

L'analisi morfometrica

La morfometria ha come oggetto lo studio delle caratteristiche geometriche del bacino ed ha assunto nel corso degli anni sempre maggiore importanza per la riconosciuta possibilità di mettere in relazione tali caratteristiche con i processi idrologici agenti nel bacino.

Nel recente passato e nella pratica geomorfologica tradizionale i caratteri della topografia erano dedotti da indagini di campo e fotografie aeree; la morfologia era sintetizzata in alcuni parametri di forma e il reticolo idrografico descritto secondo gli schemi di Horton o Strahler. Oggi la disponibilità di dati digitali del terreno ha cambiato in modo irreversibile questo quadro, permettendo di passare da una sostanziale carenza di dati e ad un loro processamento manuale ad un'abbondanza di dati e ad una loro analisi automatica. L'analisi automatica moderna è supportata dall'uso di sistemi geografici informativi (GIS) e può facilmente trattare la distribuzione sul territorio dei parametri considerati e indagare anche grandezze un tempo inaccessibili al geomorfologo come la lunghezza media dei versanti.

Di seguito vengono presentate le grandezze (individuate come necessarie per una completa analisi morfologica del bacino) e

le metodologie per la rappresentazione delle stesse.

Le proprietà topografiche individuate possono essere distinte in:

- attributi topografici primari (quote, pendenze, curvature);
- proprietà derivate principali (aree contribuenti, lunghezze di drenaggio, funzione d'ampiezza);
- indici e curve idro-geomorfologici (per esempio il cosiddetto indice topografico).

Tutte queste grandezze possono essere definite localmente punto per punto all'interno del bacino mediante l'utilizzo di un DEM (modello digitale del terreno) e sono brevemente descritte di seguito (COZZINI *et al.*, 2002).

Gli attributi topografici primari

Quote: il DEM che è la matrice delle quote e rappresenta una superficie discretizzata in elementi, detti pixels. Questi rappresentano la quota (del baricentro o la quota media dell'area attribuita all'elemento) sulla griglia utilizzata per rappresentare la superficie topografica. In altre parole, il campo di elevazioni costituisce una matrice di $m \times n$ elementi ognuno dei quali è la quota del punto considerato. Le quote sono il punto di partenza di tutte le analisi morfometriche utili all'analisi del bacino.

Pendenze: la distribuzione delle pendenze è importante da molti punti di vista. Poiché il motore principale dei flussi idrologici sulle superfici del terreno e nel suolo è la gravità, il gradiente della superficie, identifica, in prima approssimazione, le direzioni di flusso dell'acqua e contribuisce a determinarne la velocità.

Curvature: le curvature (in realtà nel presente lavoro per semplicità si considera il laplaciano che è parente stretto delle curvature) permettono di distinguere tra zone convesse (curvatura negativa), zone concave (curvatura positiva) e zone planari (curvatura nulla). La curvatura tende a discriminare i punti in cui vi è maggiore contenuto di umidità (concavi) da quelli in cui vi è minore contenuto di umidità (convessi).

Proprietà topografiche derivate principali

Aree contribuenti: le aree contribuenti (TCA) rappresentano la proiezione planare delle aree che afferiscono ad un punto del bacino. Una volta individuate le direzioni di drenaggio è possibile calcolare per ogni sito l'area totale di drenaggio ad esso afferente. È un indice fondamentale perché rappresenta un surrogato della portata e perché su questo indice sono basati i più comuni metodi per l'estrazione automatica della rete idrografica dai modelli digitali del terreno.

Lunghezza dei versanti: è una caratteristica fondamentale dei bacini. Essa è il prodotto sia del clima che della geo-litologia del luogo. La sua estensione ha grande influenza sulla risposta idrologica in quanto la celerità dell'acqua nei versanti è di molto inferiore alla celerità nei canali ed è ovviamente legata al tempo di residenza medio dell'acqua nel bacino. Vale la pena sottolineare che la distanza è calcolata seguendo le direzioni di massima pendenza.

Funzione d'ampiezza: Una proprietà fondamentale della rete di drenaggio è che esiste un unico percorso che collega ogni punto del bacino con l'uscita ottenuto seguendo le direzioni della massima pendenza. La frazione di punti alla medesima distanza dall'uscita misurata lungo questi percorsi è detta funzione d'ampiezza in quanto è un indicatore della larghezza del bacino ad una data distanza. La funzione d'ampiezza è dunque la distribuzione di probabilità della distanza di ogni punto dalla sezione di chiusura. Essa è dunque un indice della distribuzione dei tempi di residenza all'interno del bacino e la sua forma, anche se molto irregolare è legata alla forma dell'idrogramma di piena generato dal bacino (figura 1).

Indici idro-geomorfologici

Indice topografico: l'indice topografico è un semplice rapporto tra area contribuyente e pendenze, qui definito come:

$$I_t = \log \frac{A}{bV_z}$$

dove A è l'area contribuyente, b la dimen-

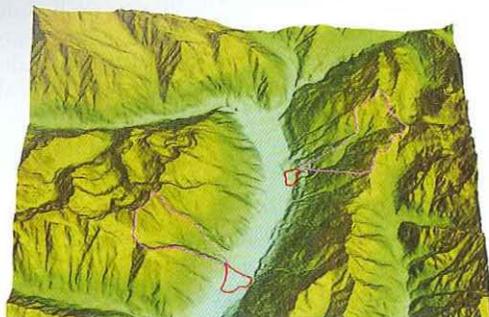
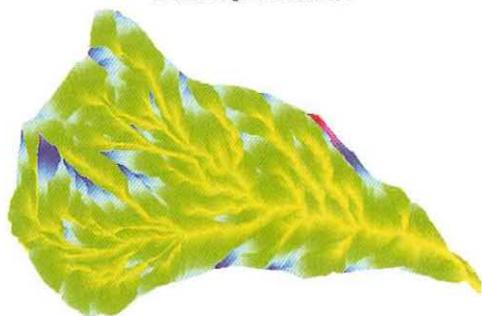
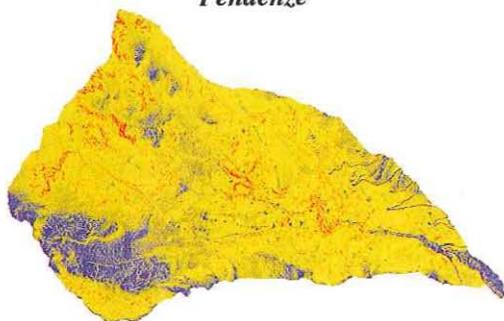
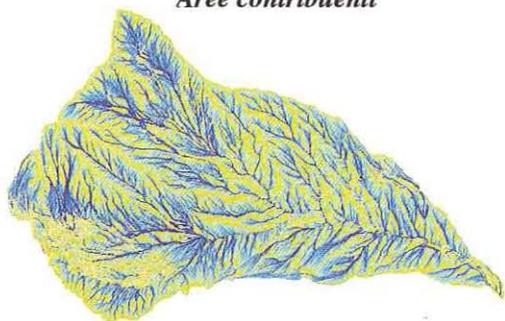
DEM (Val Rendena)*Distanze riscalate**Pendenze**Aree contribuenti*

Fig. 1 - Alcuni esempi delle mappe che si possono ottenere considerando gli attributi topografici primari e le grandezze derivate principali. Partendo dall'alto a sinistra in senso orario, le elevazioni con segnati i bacini ed i conoidi del Rio Flanginec e Rio Vagugn, le distanze riscalate, le pendenze e le aree contribuenti per il Rio Vagugn.

sione della griglia e ∇z la pendenza locale. Tale indice, sotto ipotesi di deflusso semplificate, è legato alla formazione di zone sature all'interno del bacino, pixel con indice topografico più elevato si satura prima di uno con indice topografico più basso.

Si ha quindi che calcolata la distribuzione di probabilità dell'indice topografico, una volta fissato il quantile di riferimento (per esempio 0.1, corrispondente al 10% di bacino saturo) si possono determinare sulla mappa i pixel che, con maggior probabilità sono saturi e che quindi contribuiscono alla piena. (figura 2).

La determinazione dell'onda di piena

La comprensione del processo di formazione del deflusso efficace comprende la descrizione dei processi di infiltrazione e dei processi di trasporto d'acqua nei versanti. I

modi di deflusso riconosciuti nei versanti sono infatti essenzialmente di tre tipi:

- deflusso causato dal superamento delle capacità di infiltrazione dei suoli (detto anche hortoniano da (HORTON, 1940);
- deflusso superficiale su suolo saturo (detto dunniano da (DUNNE, 1978);
- deflusso subsuperficiale o ipodermico: avviene nei primi strati di suolo e può raggiungere valori consistenti di portata qualora siano presenti strutture canalicolari dette macropori.

Nei climi temperati o umidi, la maggior parte del deflusso avviene secondo le ultime due modalità anche se spesso la regione di saturazione rimane confinata nei primi centimetri o nelle prime decine di centimetri del suolo. Il deflusso hortoniano comporta la formazione di un fronte saturo nella parte superiore dei suoli e una sua propagazione

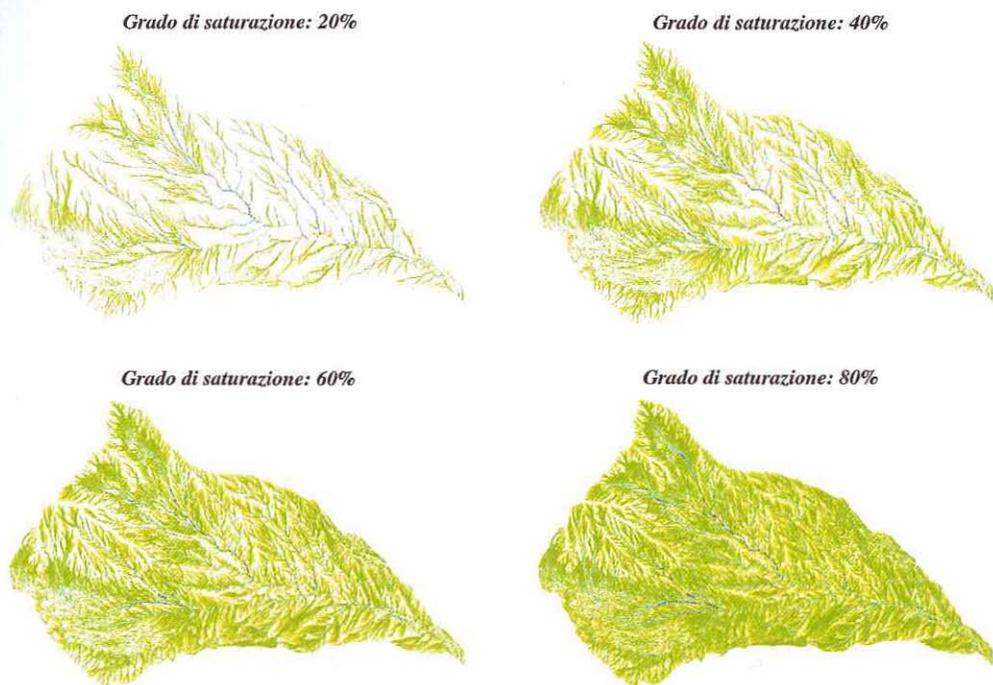


Fig. 2 - Aree del bacino che contribuiscono alla piena per differenti gradi di saturazione.

verso il basso fino a raggiungere uno strato di roccia impermeabile o una falda. La conducibilità dei suoli è generalmente molto alta rispetto all'intensità delle piogge, anche estreme, pertanto, le zone di deflusso hortoniano sono limitate a quelle parti del bacino dove affiorano formazioni rocciose non fessurate e poco permeabili o dove i suoli abbiano subito processi di laterizzazione superficiale e contribuisce per meno del 10% dell'area totale dei bacini. Non essendo generalmente queste parti di bacino direttamente connesse alla rete idraulica, va anche contemplata la possibilità che il deflusso hortoniano generato si infilti a valle in zone di terreno ad alta conducibilità.

Il meccanismo di ruscellamento per saturazione ha spesso origine primaria nella diminuzione di conducibilità idraulica con la profondità. Ciò causa, per una determinata intensità di pioggia, la formazione di uno strato di suolo saturo posto ad una profondità minore di quella della falda freatica o del-

lo strato roccioso impermeabile, e quindi una falda temporanea sospesa il cui limite superiore si propaga verso l'alto con il progredire dell'evento meteorico e nella stagione umida, può raggiungere la superficie del suolo. Le zone in cui questo meccanismo di saturazione agisce sono topograficamente localizzate nelle zone concave del bacino in prossimità dei corsi d'acqua, dove si produce un'area di saturazione che si espande e si contrae con le stagioni.

L'estensione dell'area saturo determina la dimensione dell'onda di piena ed è controllata dallo spessore di suolo e dalla velocità dell'acqua lungo i versanti del bacino.

Come si vede dalla tabella sottostante le velocità tipiche nei canali sono di qualche ordine di grandezza maggiori di quelle nei versanti, significando che i versanti esercitano, almeno nei piccoli bacini e nelle condizioni di massima saturazione, un controllo non trascurabile sulla forma dell'onda di piena (D'ODORICO, RIGON, 2003).

Tipo	Scala temporale	Velocità [cm/s]
Deflusso profondo	Giorni - anni	$<10^{-4}$
Ruscigliamento hortoniano	Ore	$10^{-1} - 10$
Ruscigliamento per saturazione	Ore	$1 - 10$
Deflusso ipodermico	Ore - giorni	$10^{-3} - 10^{-2}$
Deflusso nei canali	Ore	10^2

Tab. 1 - Velocità dell'acqua all'interno del bacino (tratta da EMMET, 1978).

La modellazione con Peak flow

La portata di picco di una piena dipende da numerosi fattori: dalle dimensioni del bacino idrografico sotteso, dalle caratteristiche morfologiche del bacino, dalle proprietà dei suoli e dall'uso di questi, dalle condizioni di umidità antecedenti all'evento di precipitazione e, ovviamente, dalla struttura spazio temporale delle precipitazioni che sul bacino insistono. Storicamente esistono una grande quantità di analisi idrologiche finalizzate all'ottenimento delle portate massime che si possono ottenere in un bacino idrografico in seguito a precipitazioni di assegnata intensità media o di intensità derivata dalle curve segnalatrici di possibilità climatica locali in dipendenza da un assegnato tempo di ritorno.

Un approccio molto utilizzato è basato sulla teoria dell'idrogramma unitario istantaneo (RINALDO *et al.*, 1996).

Le ipotesi risolutive dell'idrogramma unitario istantaneo sono due: la stazionarietà e la linearità del sistema idrologico. Questo corrisponde a dire che a due ingressi uguali sfasati di un intervallo temporale corrispondono due uscite uguali sfasate dello stesso intervallo (stazionarietà) e che ad un ingresso combinazione lineare di due differenti ingressi corrisponde una uscita combinazione lineare delle uscite relative agli ingressi considerati (linearità).

Sulla base di queste ipotesi si ha che definendo una funzione risposta per una immissione impulsiva unitaria la risposta compless-

siva del sistema si ottiene per sovrapposizione di tutti gli impulsi infinitesimi di cui è composta la funzione di immissione generica $p(t)$, pioggia.

In termini analitici data una precipitazione netta $p(t)$ iniziata al tempo t_p , il deflusso corrispondente alla sezione di chiusura di un bacino di area totale A_T si valuta attraverso un'equazione differenziale lineare il cui integrale assume la forma dell'integrale di convoluzione:

$$Q(t) = A_T \int_0^t p(\tau) IUH(t - \tau) d\tau \quad (1)$$

La funzione $IUH(t)$, prende il nome di idrogramma unitario istantaneo e corrisponde alla risposta del bacino per effetto di una precipitazione di volume unitario e durata infinitesima ed il suo integrale è una funzione in genere a forma di S che è appunto conosciuta in letteratura come S-idrograph,

$$S(t) = \int_0^t IUH(\tau) d\tau .$$

Una volta nota l'espressione dell'idrogramma unitario istantaneo, se si fa l'ulteriore ipotesi di una precipitazione p costante nel tempo, la forma dell'onda di piena può quindi essere descritta dalla:

$$Q(t) = \begin{cases} pS(t) & 0 \leq t \leq t_p \\ p(S(t) - S(t - t_p)) & t \geq t_p \end{cases} \quad (2)$$

Assegnata la forma dell'onda di piena è facile valutare il tempo di picco, ovvero il tempo per cui si ha la portata massima nella sezione di chiusura. Questo matematicamente corrisponde a determinare il tempo per cui (HENDERSON, 1963):

$$\frac{dQ}{dt} = 0 \quad (3)$$

Rimandando a D'Odorico e Rigon (2003) per una trattazione completa dei problemi che si presentano, ricordiamo qui solo il risultato: il tempo di picco è sempre superiore al tempo di pioggia se questo è minore del tempo di corrivazione del bacino. Se invece il tempo di

pioggia è maggiore del tempo di corrivazione allora il tempo di picco coincide con il tempo di corrivazione. Fisicamente questo significa che la durata della pioggia è tale da far contribuire l'intero bacino simultaneamente alla formazione della piena, quindi per tempi di pioggia superiori al tempo di corrivazione non si ha un incremento della portata e l'idrogramma di piena ha un andamento orizzontale. Una volta noto il tempo di picco è possibile determinare la portata massima sostituendolo nella equazione 2.

L'intensità di pioggia p si può esprimere attraverso le curve segnalatrici di possibilità climatica nella forma:

$$p = a \cdot T_p^{n-1} \quad (4)$$

Le curve si possono facilmente ricavare da un'analisi statistica di una serie storica di precipitazioni di massima intensità annuali. Il parametro a dipende dal tempo di ritorno dell'evento e dalle caratteristiche climatiche locali, mentre il parametro n dipende solo dal clima locale. Quest'ultimo inoltre è sempre minore di 1, indicando che l'intensità di pioggia tende a decrescere con la durata dell'evento.

Un'altro elemento importante che si evince dall'equazione 2 è che la portata massima alla sezione di chiusura è funzione della durata di pioggia (appare infatti l'intensità di pioggia p che dipende da T_p). Poiché p è una funzione decrescente di T_p e l'*S-idrograph* è una funzione monotona crescente, esiste una particolare durata che massimizza la portata di piena. Tralasciando la trattazione matematica dettagliata si ricorda che:

- si può determinare per via numerica il valore del tempo di picco e conseguentemente la portata di picco;
- esiste e si può determinare un tempo di pioggia che massimizza la portata, indipendentemente dal tempo di ritorno.

Rimane ora da determinare la forma dell'idrogramma unitario istantaneo: questa si può calcolare a partire dalla funzione di ampiezza descritta precedentemente. Essa descrive sinteticamente le isocrone dei

tempi di residenza idraulica tenendo conto della distribuzione delle aree che contribuiscono contemporaneamente alla portata nella sezione di chiusura, in seguito ad un impulso di precipitazione efficace istantaneo unitario che si propaghi con la medesima velocità attraverso tutti gli stati che compongono il bacino (RODRIGUEZ-ITURBE, RINALDO, 1997). L'uso della funzione di ampiezza risponde all'idea che la celerità di propagazione del colmo dell'onda di piena rimanga approssimativamente costante lungo la rete ed è suffragato da numerose indagini sperimentali.

In anni recenti si è osservato come la descrizione basata su una sola celerità sia insufficiente a spiegare la dinamica dei bacini più piccoli, dove la propagazione del deflusso efficace nei versanti non è trascurabile (D'ODORICO, RIGON, 2003). È stato mostrato tuttavia come sia possibile mantenere il concetto di funzione di ampiezza introducendo una funzione di ampiezza riscalata (RINALDO *et al.*, 1995). Questa considera una velocità di deflusso negli stati canale ed una negli stati versante e valuta la distanza di ogni punto dall'uscita mediante la seguente relazione:

$$x' = x_c + rx_h \quad (5)$$

dove x_c è la distanza lungo i canali, r il rapporto tra la velocità nei canali e la velocità nei versanti e x_h la distanza lungo i versanti.

Rispetto alla situazione in cui la velocità di trasporto è considerata costante per tutto il bacino la funzione d'ampiezza riscalata presenta un coefficiente di appiattimento maggiormente simile a quello degli idrogrammi realistici.

L'utilizzo del modello

Il modello Peak-flow è un modello di trasformazione afflussi-deflussi sviluppato presso il Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale dell'Università di Trento, che utilizza come idrogramma unitario istantaneo la funzione di ampiezza riscalata. È integrato col sistema GIS GRASS (<http://grass.itc.it>) e permette, una volta definiti i

parametri, attraverso una serie di routine di calcolo di avere l'onda di piena in tutti i punti della rete idrografica.

I parametri da definire nel utilizzo del modello Peak-flow sono: la percentuale saturazione di bacino (che corrisponde alla percentuale di area che concorre alla piena), il rapporto delle velocità nei canali e nei versanti e quindi una delle due velocità (solitamente si definisce la velocità nel canale considerando il maggior numero di osservazioni sperimentali esistenti su questa grandezza rispetto alla velocità di versante).

Per quanto riguarda l'area di bacino saturo appare evidente che il valore discriminante su cui basare la scelta della percentuale di bacino da considerare risulta essere la dimensione dello stesso. Infatti bacini di ridotte dimensioni contribuiranno quasi totalmente alla piena mentre in bacini più estesi è ipotizzabile una differenziazione dei tempi di contribuzione del bacino e quindi una minore percentuale di su-

perficie. Dal punto di vista del rapporto delle velocità appare preponderante invece come parametro discriminante il tempo di ritorno utilizzato nella pioggia che si considera. Tempi di ritorno maggiori implicano una pioggia più intensa, una maggiore probabilità di sviluppo di deflusso superficiale con maggiori tiranti e conseguentemente velocità sui versanti maggiori. L'incremento di velocità sui versanti è sicuramente maggiore dell'incremento di velocità nei canali e questo comporta una diminuzione del parametro r con l'avvicinarsi della funzione di ampiezza riscaltata alla funzione d'ampiezza unitaria del bacino ed un conseguente aumento della portata alla sezione di chiusura. Fisicamente significa che per grandi tempi di ritorno tutti i pixel saturi del bacino tenderebbero a comportarsi come canale.

Di seguito sono mostrate diverse applicazioni del modello sul bacino del rio Vagugn in cui si sono fatti variare i diversi parametri del modello (figura 3).

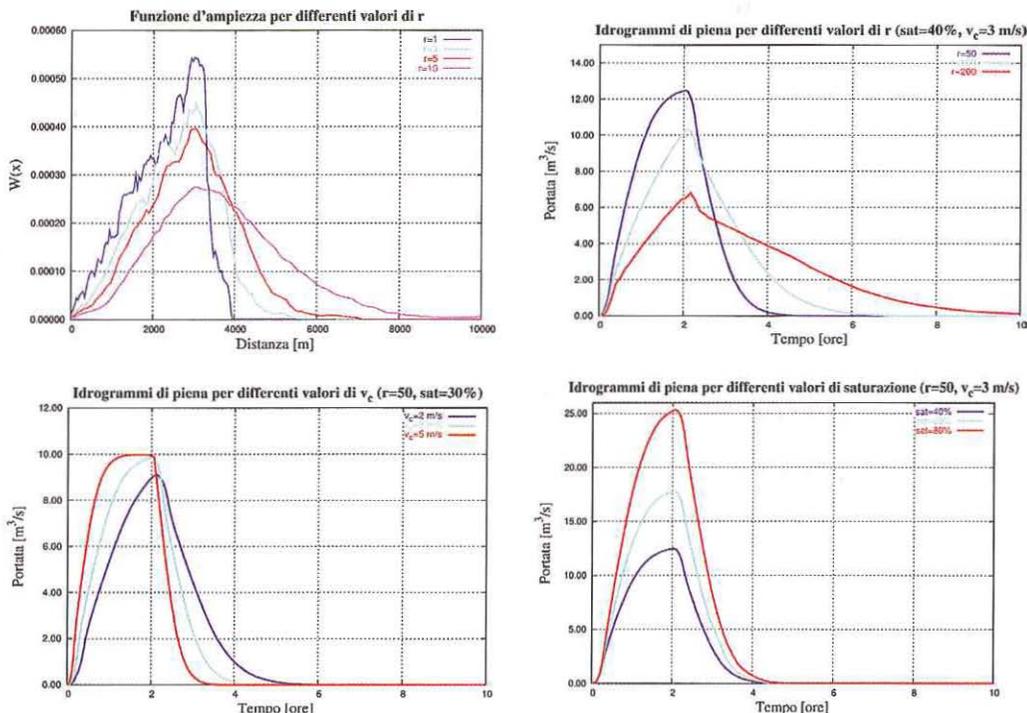


Fig. 3 - In alto a destra la funzione d'ampiezza riscaltata per diversi valori di r , per il bacino del rio Vagugn. Nelle altre figure sono rappresentate le portate ottenute alla sezione di chiusura considerando diverse combinazioni dei parametri. Il valore della saturazione da scegliere, può essere stimato in base alle precipitazioni precedentemente avvenute sul bacino.

La portata solida

Nel valutare il pericolo legato ad un evento di piena in un piccolo bacino montano risulta essenziale stimare oltre ai deflussi liquidi anche i deflussi solidi, che sovente, nel caso di bacini sufficientemente acclivi, si presentano in forma di colata di detriti o di fango.

Una volta stimata l'onda di piena liquida rimane da determinare la portata della fase solida di una colata. Uno dei metodi più utilizzati è il cosiddetto metodo volumetrico (o di Takahashi) che ipotizzando la velocità di avanzamento di un fronte di colata quasi stazionario pari a quella dell'acqua in arrivo, permette di esprimere la portata solida in funzione della portata liquida, moltiplicandola per un coefficiente che dipende dalla concentrazione della portata solida. Applicare tale criterio all'intera onda di piena liquida sortirebbe tuttavia l'effetto di amplificare quest'ultima non cogliendo la natura spesso impulsiva dei fenomeni di colata. Secondo Takahashi la discriminante tra fenomeni di trasporto solido ordinario ed eventi di colata risulta essere la pendenza. Questo implica che la portata solida conseguente all'instaurarsi di un fenomeno di colata deve essere proporzionale ad una portata liquida di innesco che tiene conto della pendenza locale.

La stima dell'istante d'innesco si può fare accoppiando il modello idrologico presentato precedentemente con la teoria di Takahashi. Si tratta perciò di imporre la condizione di stabilità per un tratto di pendio, considerando fluente sopra di esso una portata esprimibile da una scala di portate: $Q = qh_0^3$ (LEOPOLD, MADDOCK, 1953), dove q ed s sono opportuni coefficienti ed h_0 è il tirante idrico.

La condizione di stabilità di un ammasso granulare secondo Takahashi è riassunta nella figura 4.

Dal bilancio delle forze si arriva alla definizione dell'angolo di pendio stabile (ARMANINI, GREGORETTI, 2000):

$$\tan \alpha \leq \frac{C^* \Delta}{\frac{h_0}{a} + C^* \Delta + 1} \quad (6)$$

dove $\tan \alpha$ è la pendenza, C^* la concentrazione di volume delle particelle, $\Delta = \frac{\gamma_s - \gamma_w}{\gamma_w}$

e a è proporzionale allo spessore delle particelle.

Accoppiando questa condizione di stabilità con l'espressione della portata di Eq. 2 si arriva a determinare il valore di portata che innesca il fenomeno di trasporto di massa. In prima approssimazione si può allora assumere che l'idrogramma solido possa essere considerato costante come mostrato in figura 5 per il caso del Rio Vagugn. (Per la completa trattazione del problema si veda RIGON *et al.*, 2004) (figura 5).

La modellazione della propagazione delle colate

I modelli matematici impiegati per la simulazione della propagazione delle colate di detriti sono basati sulla integrazione numerica delle equazioni che governano il moto delle colate. Per quanto riguarda la simulazione dei fenomeni alluvionali sulle

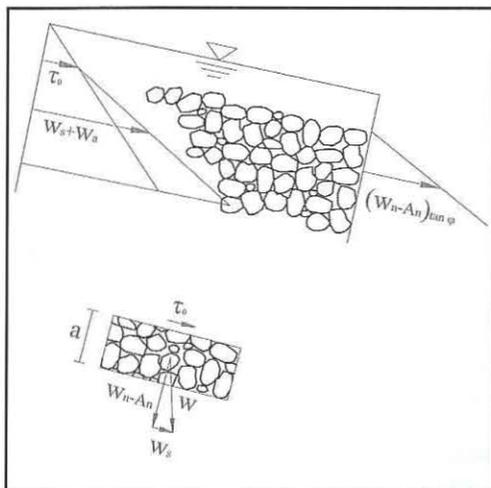


Fig. 4 - Schema delle forze agenti su un ammasso granulare immerso in acqua (ARMANINI, 1999). Dato un tirante h_0 , τ_0 rappresenta lo sforzo esercitato dall'acqua sul fondo, W_s la componente tangenziale del peso del materiale solido e W_n la componente normale, W_n la componente tangenziale del peso dell'acqua interstiziale nell'ammasso e A_n la spinta di Archimede.

Esempio di idrogramma di piena solido

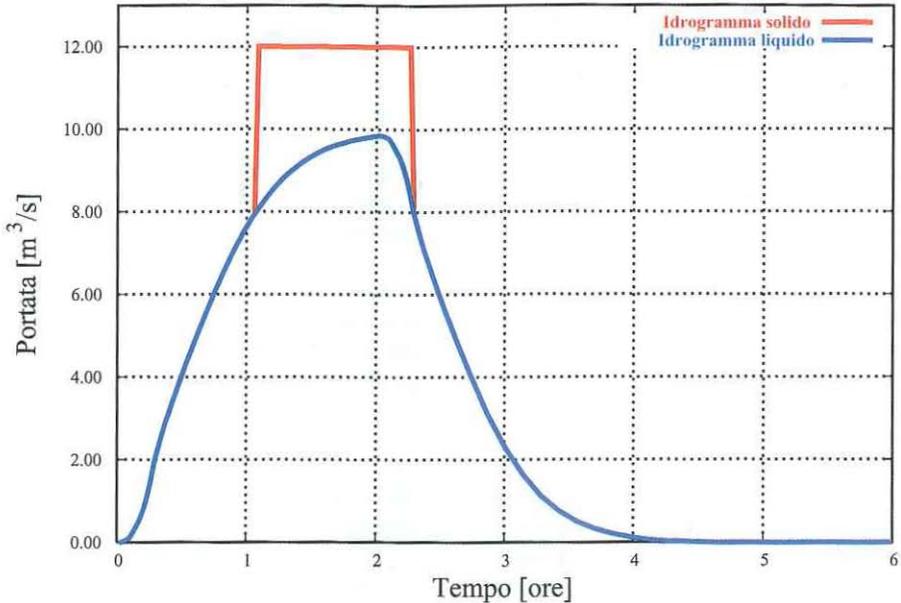


Fig. 5 - Determinazione idrogramma solido con soglia sulla portata liquida pari a $8 \text{ m}^3/\text{s}$. L'onda di piena liquida è stata ottenuta con i seguenti parametri: $v_c=3\text{m/s}$, $\text{sat.}=30\%$, $r=50$.

conoidi, è spesso necessario fare ricorso a schemi bidimensionali, che permettono una distribuzione spaziale del sedimento trasportato. Ai fini della valutazione delle zone di pericolo nel seguente lavoro si è utilizzato un modello attualmente reperibile in commercio che risulta essere sufficientemente testato ed affidabile.

Tale software, denominato FLO-2D, utilizza una modellazione matematica di tipo fluido omogeneo, implementando una particolare legge di comportamento reologico.

Il modello numerico è stato sviluppato a partire dal 1988 (JIM O'BRIEN) inizialmente nell'ambito di uno studio sulla sicurezza idrogeologica di un conoide urbanizzato del Colorado promosso dalla Federal Emergency Management Agency (FEMA) degli Stati Uniti d'America.

Una breve descrizione del modello

Il calcolo assume che il sedimento sia costituito da una miscela monofase, trattata

in maniera monodimensionale all'interno del canale e una volta che si verifica l'esondazione il sedimento viene propagato secondo uno schema bidimensionale alle differenze finite. Una serie di file di controllo permettono di definire la simulazione sia dal punto di vista numerico (passo temporale di integrazione e sue eventuali correzioni, controlli sulla stabilità del modello, impostazioni sulla scrittura dei file di output) sia dal punto di vista dei fenomeni che si intendono simulare (trasporto solido o *debris flow*, presenza del canale inciso, strade, ponti, etc.). Fondamentale è la corretta descrizione topografica delle zone di conoide soggette ad alluvionamento.

Per quanto riguarda il moto nei canali, il modello dispone di un modulo di integrazione monodimensionale delle equazioni di de Saint-Venant. È perciò possibile fornire sezioni trasversali, dati sulla scabrezza del fondo e le condizioni iniziali del moto. Il canale va definito come insieme di segmenti di retta che congiungono i centri delle diverse celle di calcolo interessate. Non è

possibile tenere conto degli effetti bidimensionali del moto nei canali.

La caratterizzazione del sedimento si divide tra fenomeni di trasporto solido e di colata: nel primo caso viene richiesto il d_{50} del materiale, mentre nel secondo è necessario fornire i coefficienti che regolano la viscosità e gli sforzi turbolenti.

Infine vengono richieste dal modello le condizioni al contorno per lo stato canale e lo stato piano di campagna, sotto forma di flussi in ingresso o in uscita. La (o le) onde di piena in ingresso viene fornita sotto forma discreta come serie di coppie di punti tempo-portata. Nel caso in cui si vogliano simulare processi di trasporto solido o di colata di detriti, a queste deve venire associata la concentrazione di volume del sedimento in ingresso. È inoltre possibile indicare quali celle sono interessate dalle presenze di strade, manufatti di tipo idraulico, abitazioni e in generale di tutto ciò che abbia in qualche modo a che vedere con il deflusso.

Sui conoidi FLO-2D suddivide il campo di moto bidimensionale in celle quadrate di dimensione adeguata ed assegna ad ognuna di queste celle di calcolo un'elevazione ed un coefficiente di scabrezza alla Manning. La scelta delle dimensioni deve tenere conto sia delle esigenze di accuratezza dei risultati (più piccolo è il passo maggiore è l'accuratezza) che delle esigenze di tipo computazionale. (Un eccessivo numero di celle di calcolo comporta costi, in termini di tempo macchina e risorse, che possono non essere accettabili.)

Solitamente il meccanismo preponderante che ha luogo all'interno di una colata in movimento è, quello degli urti tra le componenti della colata, a scapito degli effetti di tipo viscoso, data la scarsa coesione tra le particelle. Per questo motivo nella modellazione la componente viscosa degli sforzi sembra essere trascurabile, mentre diventano preponderanti lo sforzo di soglia e le componenti di tipo

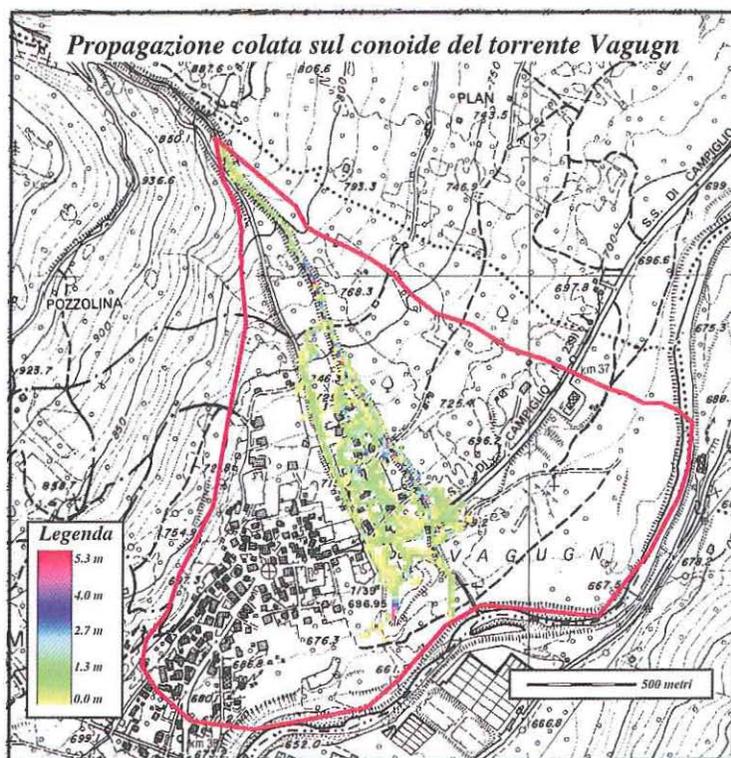


Fig. 6 - Esempio del risultato di una simulazione fatta con FLO-2D, sul conoide del Rio Vagugn. La figura mostra le aree alluvionate con gli spessori di deposito di un'ipotetica colata.

dispersivo. Queste ultime sono legate in via indiretta al coefficiente di Manning, che va di volta in volta tarato e dimensionato con un sopralluogo del torrente.

È cura poi del modellatore tarare i parametri in modo tale da considerare le differenti caratteristiche specifiche di ogni bacino (figura 6).

Una volta definito un criterio di analisi e di lettura delle mappe sopra riportate, come può essere ad esempio quello del BUWAL (KIENHOLZ, 1996), le stesse rappresentano con una buona approssimazione le zone soggette a pericolo. Occorre tuttavia specificare che qualsiasi modellazione, anche la più precisa, non riesce a prevedere perfettamente il comportamento futuro del sistema che può essere influenzato da condizioni al contorno, di volta in volta molto diverse fra di loro.

Conclusioni

In questo articolo sono state presentate alcune soluzioni utili alla pianificazione del territorio in particolare per quanto riguarda la delimitazione delle aree a rischio idrogeologico.

In particolare si è voluta sottolineare l'importanza che i nuovi strumenti oggi a disposizione, come i GIS (Geographical Information System) e i modelli idrologici e di simulazione, hanno per una sempre più accurata definizione delle aree soggette a pericolo. Questi nuovi strumenti consentono un'analisi morfologico-morfometrica del bacino molto accurata con la definizione puntuale di parametri utili alla descrizione dello stato del bacino. Ecco dunque che fondamentale appare l'utilizzo dei GIS che permettono una gestione di tutti gli attributi topografici primari e derivati che entrano in gioco nel momento della modellazione.

Per quanto riguarda la modellazione si sono presentati degli strumenti, in parte gratuiti ed in parte commerciali, che con l'aiuto delle maggiori informazioni oggi disponibili (DEM, carte digitali) consentono di superare l'approccio empirico nella defi-

nizione delle grandezze in gioco, ampiamente utilizzato fino ad oggi. Tutto questo è stato ottenuto attraverso strumenti di facile utilizzo ma con solide basi scientifiche.

Nonostante esistano forti incertezze legate al fatto che non si possono conoscere con esattezza molti dei parametri in gioco, la modellazione può comunque dare un'idea di massima di quello che succede e tutto questo va confrontato e supportato dall'analisi degli eventi passati e da sopralluoghi in campo.

I risultati ottenuti, una volta verificati e calibrati, forniscono sicuramente un'informazione determinante per una sempre più corretta gestione del territorio.

Ringraziamenti

Il presente lavoro non esisterebbe senza il prezioso contributo e sostegno del prof. Riccardo Rigon e del prof. Aronne Armanini del Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale dell'Università di Trento, grazie ai quali le idee presentate hanno potuto prendere corpo e forma.

Ringraziamo inoltre Andrea Moauro e Cristian Scherer istruttori personali di FLO-2D e Andrea Antonello per l'importazione in GRASS del pacchetto "Horton".

Andrea Cozzini

libero professionista

e-mail: andrea.cozzini@ing.unitn.it

Silvano Pisoni

libero professionista

e-mail: silvano.pisoni@ing.unitn.it

Giacomo Bertoldi

Dip. Ing. Civile e Ambientale

via Mesiano, 77 - 38050 Mesiano-Trento

e-mail: giacomo.bertoldi@ing.unitn.it

BIBLIOGRAFIA

- ARMANINI A., 1999 - *Principi di idraulica fluviale*. Editoriale Bios, Cosenza.
- ARMANINI A., GREGORETTI, 2000 - *Triggering of debris-flow by overland flow: A comparison between theoretical and experimental results. Proceedings debris-flow hazard mitigation: Mechanics, prediction and assessment*. Rotterdam 2000, (Wieczorek and Naeser eds.).
- KIENHOLZ H., 1996 - *Gefahren Karten: Massgebliche Parameter und Kriterien zur Festlegung von Intensitätsstufen*. Internationale Symposium Interpraevent 1996, Garmisch Partenkirchen, Tagungspublikation, Band 3, Seite 47-58.
- ARMANINI A., FRACCAROLLO L., LARCHER M., 2003 - *Debris flow*. Encyclopedia of Hydrological Sciences, John Wiley and Sons Ltd.
- COZZINI A., PISONI S., MOAURO A., RIGON R., 2002 - *La geomorfometria dei bacini idrografici principali della Provincia di Trento*. Report per la Provincia Autonoma di Trento.
- D'ODORICO P., RIGON R., 2003 - *Hillslope and channel contributions to the hydrologic response*. Water Resource Research, Vol. 39(5), 1113.
- DUNNE T., 1978 - *Field Studies of hillslope flow processes*. In Hillslope Hydrology, edited by M.J. Kirkby, pp. 227-293, John Wiley, New York.
- EMMET W., 1978 - *Overland flow*. In: Hillslope Hydrology, edited by M.J. Kirkby, pp. 145-176, John Wiley, New York.
- HORTON R. E. (1940) - *An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity*. Proc. Soil Sci. Soc. Am Proc., Vol 4 pp 399-417
- HENDERSON F. M., 1963 - *Some Properties of the Unit Hydrograph*. J. Geophys. Res., Vol. 68(16), 4785-4794.
- LEOPOLD, MADDOCK, 1953 - *The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications*. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, Vol.252.
- O'BRIEN J. S., JULIEN P.Y., 2001 - *Flo-2D, Users Manual*.
- RIGON R., D'ODORICO P., BERTOLDI G., 2003 - *The peak-flow and its geomorphic structure*. Submitted to Advanced in Water Resour.
- RIGON R., COZZINI A., 2002 - *Horton: un insieme di programmi open source per l'analisi geomorfologica quantitativa dei bacini montani*. Dip. Di Ing. Civ. ed Ambientale e CUDAM, Univ. Di Trento.
- RIGON R., COZZINI A., PISONI S., BERTOLDI G., ARMANINI A. - *A new simple method for the determination of the triggering of debris flow*. Submitted Intrapraeventet 2004.
- RINALDO A., RODRIGUEZ-ITURBE I., 1996 - *Geomorphological theory of the hydrological response*. Hydrol Proc., 10 (6), 803-829.
- RINALDO A., VOGEL G. K., RIGON, R., RODRIGUEZ-ITURBE I., 1995 - *Can one gauge the shape of a basin?*. Water Resources Research, Vol. 31, 1119-1127.
- RODRIGUEZ-ITURBE I., RINALDO, A., 1997 - *Fractal River Basins: Chance and Self Organization*. Cambridge Univ. Press, New York.
- SKEMPTON A. W., DELORY F. A., 1957 - *Stability of natural slopes in London Clay*. Proc. 4th Int Conf. Soil Mech. Found. Eng., London, Vol.2, 378-381.
- TAKAHASHI T., 1978 - *Mechanical characteristics of debris flow*. J.Hydraulics Div., ASCE, Vol.104, No.HY8, pp.1153-1169.

Riassunto

Il presente lavoro riporta una schematizzazione di procedimenti utili all'analisi del rischio idrogeologico per piccoli bacini montani. In particolare si vogliono presentare specifiche analisi di carattere morfologico, idrologico e numerico utili alla definizione delle zone soggette a pericolo. Tutti gli strumenti presentati nell'articolo hanno come dato comune di partenza il modello digitale del terreno che permette una descrizione di dettaglio dei parametri topografici che influenzano i processi idrogeologici. Viene presentato infine un semplice metodo basato sulle caratteristiche morfologiche del bacino per stimare l'idrogramma di piena, sia liquida che solida, ed una sua applicazione per mappare le aree a rischio di colata detritica ed esondazione in un conoide alpino.

Summary

This work presents some methods to predict the hydro-geological hazard in small mountain catchments. Specific morphological, hydrological and numerical analysis to map dangerous areas are described. All methods presented are based on the digital elevation model, which gives the possibility to quantify and calculate the topographic properties at the basis of the hydro-geological processes. Finally a simple geomorphological method to estimate the liquid and solid peak discharge is presented, and it is applied to map the areas subjected to flooding and debris flow in an alpine fan.