

13. Conoidi di deiezione

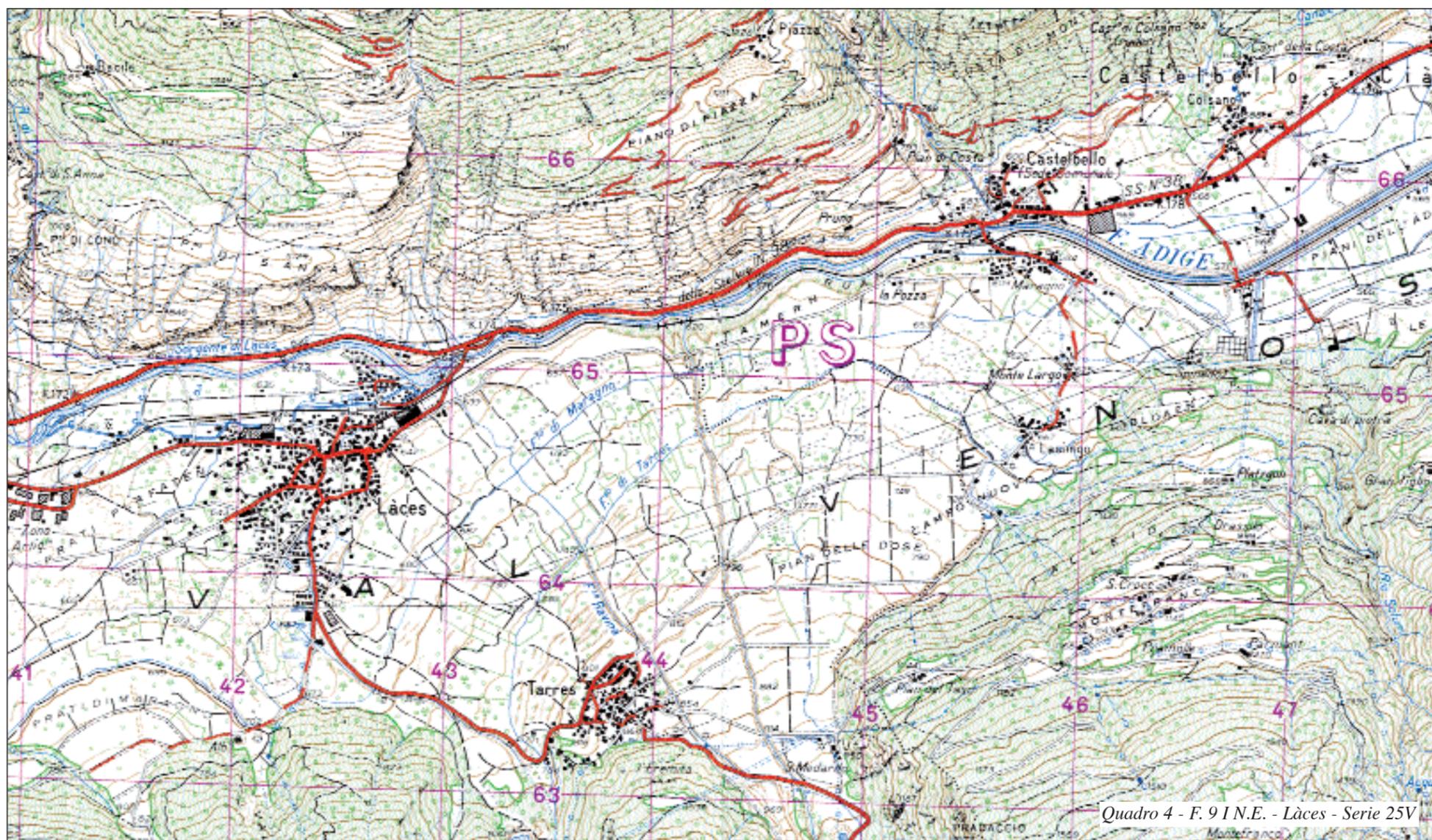
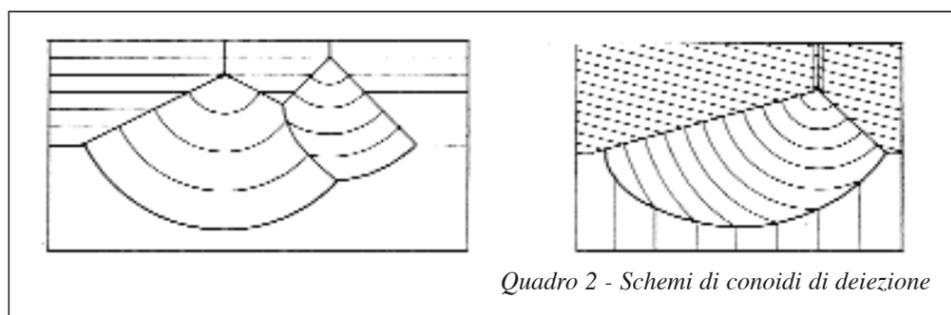
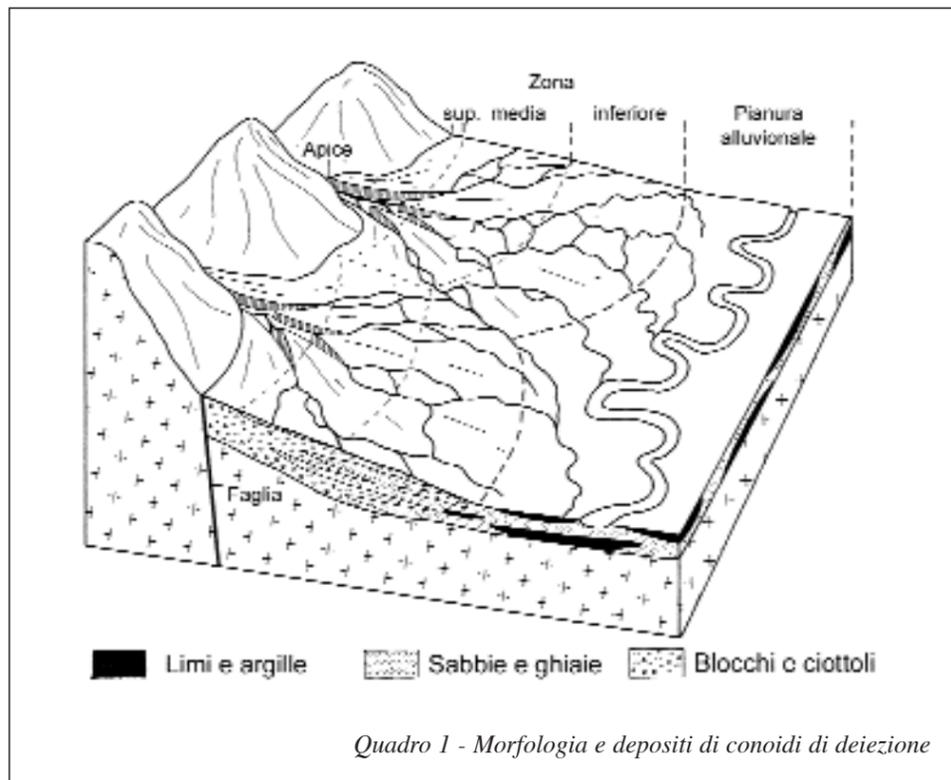
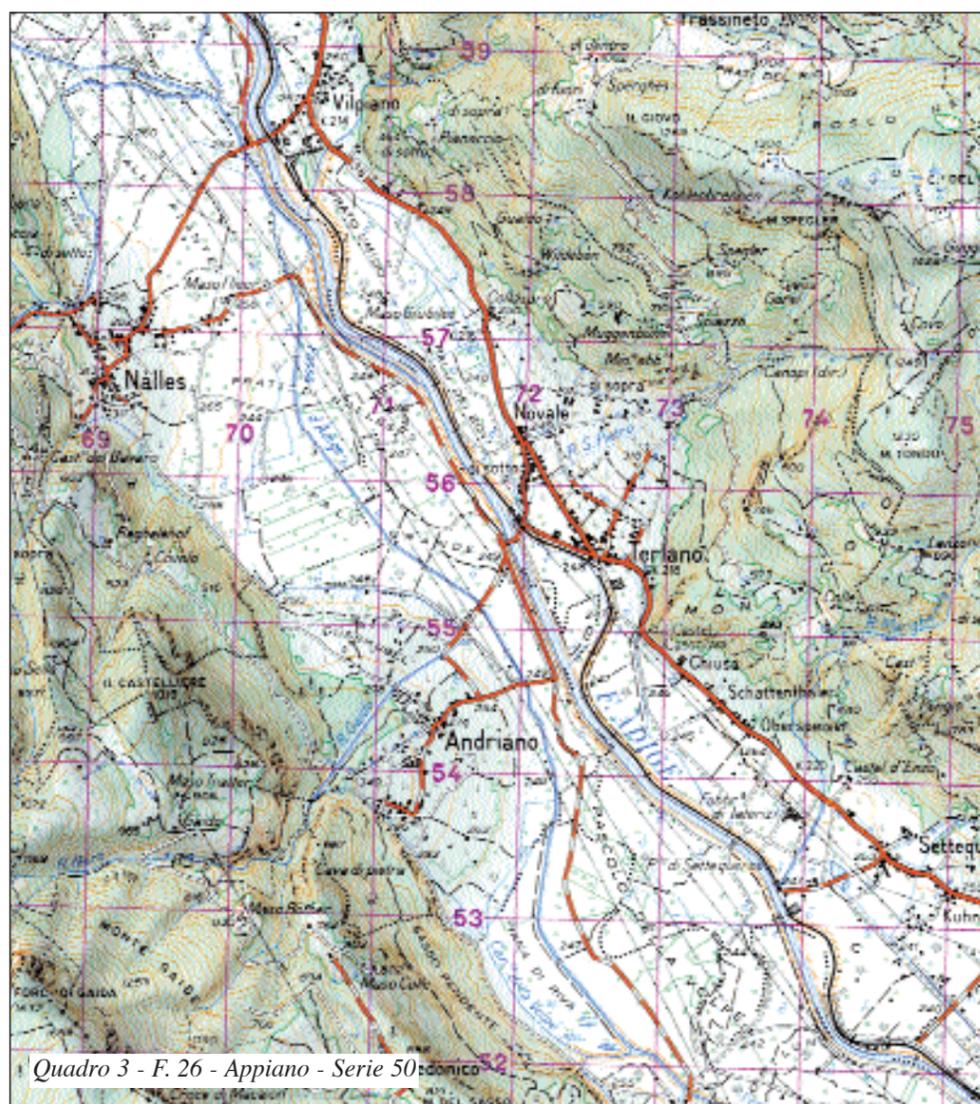
GIOVANNI BATTISTA PELLEGRINI*

Università degli Studi di Padova

I conoidi di deiezione o cono alluvionali sono quelle forme convesse assai tipiche che si aprono a ventaglio allo sbocco dei corsi d'acqua nella pianura o nei fondovalle. Si tratta di forme di deposizione fluviale, caratterizzate da dimensioni e pendenze molto varie, in stretta relazione con le dimensioni e la natura delle rocce del bacino idrografico che li sottende. La deposizione avviene alla base dei rilievi montuosi, dove il corso d'acqua trasporta e rilas-

cia il materiale detritico derivato dai processi erosivi che agiscono all'interno del bacino idrografico.

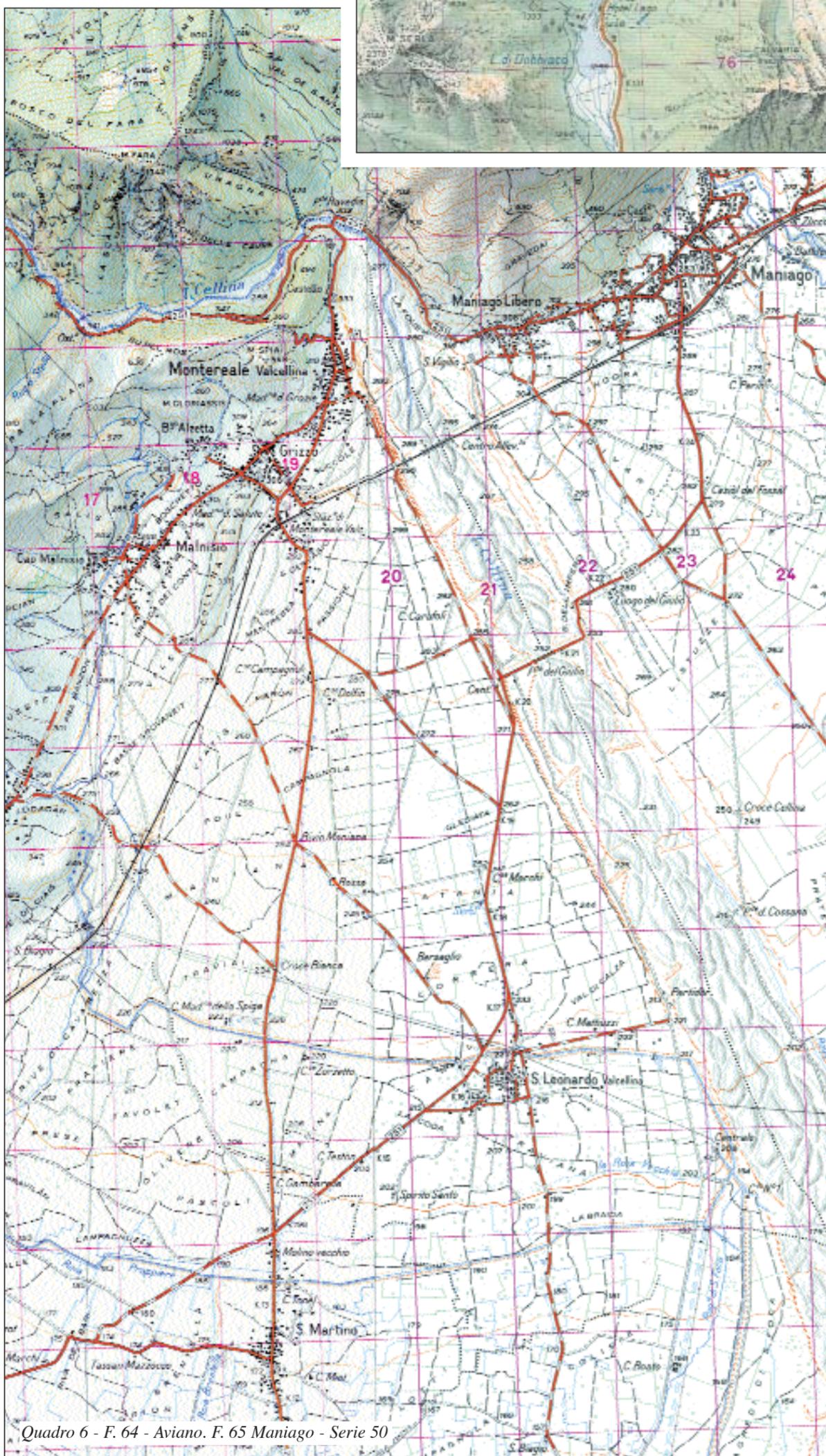
È utile, quando possibile, esaminare congiuntamente il bacino di provenienza e la corrispondente forma d'accumulo, per un confronto fra la forma di erosione ed il volume delle masse deposte (MARINELLI, 1922, tavola 9 «Conoidi e delta lacuali»). Lo sviluppo e la forma dei conoidi alluvionali



(RICCIO, 1999) sono controllati da numerosi fattori come la grandezza del bacino di alimentazione, la quantità di sedimento trasportato nell'alveo, l'energia del rilievo e le condizioni di attività tettonica del rilievo montuoso retrostante. In particolare l'apertura del conoide dipende dalla maggiore o minore disponibilità di spazio del fondovalle, dalle cui caratteristiche dipende anche il maggior o minor sviluppo delle ali (MARINELLI, 1922). Quando un conoide si sviluppa in una valle a fondo inclinato, l'ala che si estende nella direzione di flusso del corso d'acqua principale tende ad essere più sviluppata di quella diretta in senso opposto; da qui la dissimetria di certi conoidi (**quadro 2**, da GERBER, in CASTIGLIONI, 1986; e **quadri 3 e 4**).



Quadro 5 - F. 16 - Dobbiasco - Serie 50



Quadro 6 - F. 64 - Aviano. F. 65 Maniago - Serie 50

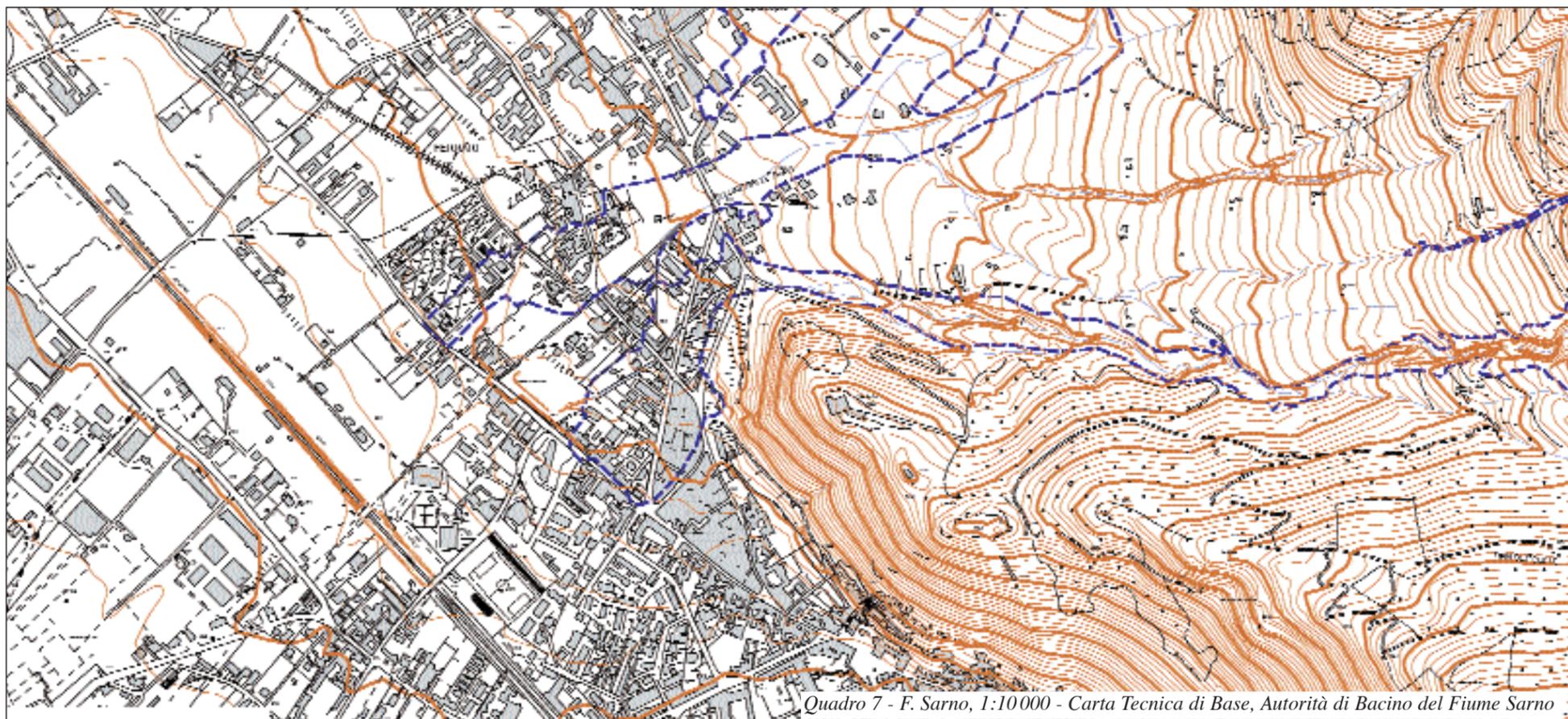
La sedimentazione è determinata dalla capacità di trasporto del corso d'acqua che varia con la diminuzione della pendenza dell'alveo e della velocità di scorrimento delle acque. Anche l'aumento della larghezza del canale di flusso, specialmente se costituito da materiale permeabile, può determinare un calo di portata che può avvenire per infiltrazione sul conoide stesso, con scomparsa del corso d'acqua in superficie (**quadro 6**). I materiali trasportati tendono a depositarsi nelle depressioni a fianco dei dossi lasciati dalle piene precedenti, permettendo ai sedimenti di distribuirsi a ventaglio, con un sistema di canali che si ramificano a partire dal punto più alto del conoide, chiamato «apice». L'andamento mutevole dei deflussi tra una piena e l'altra dà luogo ad un alveo a rami intrecciati (vedi la tavola 12. «Alvei a canali intrecciati»), che tende a migrare lateralmente verso le zone topograficamente più depresse. Tale modalità di deposizione conferisce al conoide un profilo trasversale convesso verso l'alto ed un profilo longitudinale concavo, con pendenze decrescenti verso il piede del deposito alluvionale. La superficie del conoide può essere suddivisa in tre parti: superiore, media e inferiore (**quadro 1**, tratta da CAMPY, MACAIRE, 1989, modificato).

Il conoide è spesso interessato da un solco incassato nelle proprie alluvioni che si estende verso l'apice, testimone di passati episodi erosivi (**quadri 1 e 6**). La lunghezza radiale di un conoide può variare dalla decina di metri a qualche chilometro. Le pendenze dei conoidi possono variare da pochi gradi a più di 25°.

Non sempre, allo sbocco di un corso d'acqua sul fondovalle principale, è presente un cono alluvionale. Questi infatti possono mancare nei torrenti che sfociano in un fiume capace di caricarsi di tutti i loro detriti. Nelle valli montane acquistano sovente dimensioni notevoli, talora grandiose, e costituiscono spesso, se stabilizzati, una delle sedi preferite per i centri abitati (**quadri 3, 4 e 5**).

Molti studi hanno indicato che i conoidi associati a grandi aree alimentatrici sono meno pendenti (**quadro 6**) di quelli formati dallo stesso materiale, ma con un bacino retrostante di piccole dimensioni (**quadro 3**). Inoltre i conoidi sarebbero più ripidi, quando il materiale a disposizione è detritico e grossolano (**quadro 3**), e meno pendenti quando sono alimentati da rocce marnose o arenacee.

In bacini di alimentazione piccoli, costituiti da terreni poco coerenti, attivi specialmente in determinati periodi con intense precipitazioni accompagnate da frane, si possono generare conoidi alluvionali con caratteristiche alquanto diverse da quelle fin qui descritte, determinati da colate di detrito (*debris flow*) o colate di fango (*mud flow*). Si tratta di flussi gravitativi di sedimento, la cui matrice tipicamente fangosa o argillosa funge da supporto a clasti e frammenti rocciosi anche di grandi dimensioni in essa



dispersi. Di conseguenza, mentre i depositi dei conoidi legati ai processi fluviali si presentano ben stratificati e gradati, i depositi relativi a processi di *debris flow* o di *mud flow* invece non contengono strutture sedimentarie e sono caratterizzati da una elevata matrice che rende i depositi stessi «fangosostenuti». È il caso dei conoidi dove anche le azioni della gravità sono significative e vi predominano i depositi massivi. Si tratta di un processo intermedio fra i fenomeni torrentizi veri e propri e i fenomeni di dilavamento dall'alto. Per lo più si manifesta saltuariamente in occasione di grossi nubifragi ed è all'origine di molti gravi disastri per le località colpite (CASTIGLIONI, 1986).

Il **quadro 7** illustra il caso della frazione di Episcopio, nel comune di Sarno (Campania), dove la fascia pedemontana, ai piedi del Pizzo d'Alvano, è costituita dalla coalescenza di antiche conoidi tardo-quadernarie a debole pendenza, e direttamente collegata ad una serie di ripidi canali incisi sul substrato calcareo, con una estesa copertura piroclastica. Durante l'evento meteorico del 5-6 maggio 1998 la fascia pedemontana è stata interessata dal formarsi di numerose colate fangose (indicate con tratto viola nel **quadro 7**) che, in relazione alla loro massa, fluidità ed energia si sono o incanalate nelle antiche incisioni che dissecano le parti apicali dei conoidi tardo-quadernari o si sono disperse sulla vecchia superficie pedemontana su cui sorgono gli abitati di Episcopio e di Sarno, recando distruzione e morte. La tracimazione si è verificata laddove gli alvei, naturali o artificiali, risultavano avere dimensioni inadeguate per contenere la colata transitante (BRANCACCIO, CINQUE, RUSSO, SGAMBATI, 2000).

Oltre alla litologia ed alla morfologia delle zone di alimentazione, i fattori predominanti che regolano lo sviluppo dei conoidi sono quello climatico e quello tettonico. Il clima influisce sullo sviluppo dei conoidi condizionando l'intensità e la frequenza dei processi fluviali. L'attività tettonica dell'area di alimentazione condiziona l'evoluzione dei conoidi nei loro cicli di crescita, modificando i rapporti tra erosione e sedimentazione del bacino idrografico.

Si possono definire complessi i conoidi che presentano in genere fasi di aggradazione durante i periodi glaciali e fasi erosive interglaciali. Si tratta di conoidi policronologici e polifasici, fortemente influenzati dalle variazioni climatiche quaternarie (**quadro 6**). Sono invece olocenici i conoidi che, formati prevalentemente in questo periodo, non presentano evidenti forme di dissezione, sono fortemente condizionati dalle caratteristiche geometriche dei bacini alimentatori, dai sedimenti disponibili e dalle caratteristiche idrauliche dei relativi corsi d'acqua (**quadri 3 e 5**).

Il conoide del torrente Cellina (**quadro 6**), a nord di Pordenone, merita di essere citato sia per le sue dimensioni sia per la sua esemplarità didattica come conoide composito. Tale conoide, infatti, permette di individuare con estrema chiarezza un grande corpo di aggradazione pleistocenica (con l'apice presso Maniago, a 310-320 metri s.l.m., e il piede che raggiunge Pordenone, a 30-40 metri s.l.m., fuori carta) inciso in un solco profondo tra 5 e 20 metri; è altresì individuabile un secondo conoide olocenico innestato nel precedente, a partire da un punto di intersezione posizionato circa a quota 200 metri, visibile presso il margine inferiore destro del **quadro 6** (CASTIGLIONI, PELLEGRINI, 2001).

Infine si possono ricordare gli effetti morfologici che i conoidi alluvionali possono determinare nelle aree di deposizione. L'esempio del **quadro 5** indica la formazione del lago di Dobbiaco per ostruzione della valle del torrente Rienza ad opera di un ripido conoide formatosi per apporto alluvionale di un torrente che scende dalle pendici del monte Serla. Maggiori sono però stati gli effetti morfologici indotti dal conoide del rio S. Silvestro nel fondovalle della val Pusteria. I detriti alluvionali di questo piccolo torrente sono riusciti a sbarrare la strada al deflusso delle acque del rio di Sesto, dirette inizialmente verso la Rienza, (bacino dell'Adige e quindi del mare Adriatico) costringendole a deviare verso oriente ed entrare così a far parte di un altro bacino idrografico, quello della Drava (bacino del Danubio e quindi del mar Nero).

* Con la collaborazione di Antonella Riccio

BIBLIOGRAFIA

BRANCACCIO L., CINQUE A., RUSSO F., SGAMBATI D., "Le frane del 5-6 maggio 1998 sul gruppo montuoso Pizzo d'Alvano (Campania). Osservazioni geomorfologiche sulla loro distribuzione e sulla dinamica delle connesse colate", *Quaderni di Geologia Applicata*, 2000, 7-1, pp. 5-36.
 BULL W. B., "The alluvial fan", *Journal of Geology*, 1968, 16, pp. 101-106.
 CAMPY M., MACAIRE J. J., *Geologie des formations superficielles*, Paris, Masson, 1989.
 CASTIGLIONI G. B., *Geomorfologia*, Torino, UTET, 1986.

CASTIGLIONI G. B., PELLEGRINI G. B., "Note illustrative della carta geomorfologica della pianura padana", *Supplemento di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 2001, 4, pp. 1-199.
 MARINELLI O., *Atlante dei tipi geografici desunti dai rilievi al 25000 e al 50000 dell'I.G.M.*, Firenze, I.G.M., 1922.
 RICCIO A., *Analisi geomorfologica dei conoidi alluvionali in area alpina (Trentino nord-occidentale)*, Università degli Studi di Padova, Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Tesi di Dottorato, 1999.