

## I BLOCK STREAM DEL MASSICCIO PERIDOTITICO DI LANZO (ALPI NORD-OCCIDENTALI)

Gianfranco Fioraso & Gianluca Spagnolo

CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via Valperga Caluso 35 - 10125 Torino.

E-mail: <g.fioraso@csg.to.cnr.it>

RIASSUNTO: G. Fioraso & G. Spagnolo, *I block stream del Massiccio Peridotitico di Lanzo (Alpi Nord-Occidentali)*. (IT ISSN 0394-3356, 2009).

Il Massiccio Peridotitico di Lanzo (MPL), oltre a costituire una delle maggiori masse di rocce di mantello esistenti al mondo, ospita un'eccezionale concentrazione di *block stream* (157), costituiti da coltri detritiche a grossi blocchi prive di matrice organizzate a formare lingue che in alcuni casi giungono con la propria fronte a sfiorare gli attuali fondovalli. Il MPL, esteso su una superficie di 150 km<sup>2</sup>, è localizzato lungo il margine interno della catena alpina tra la bassa Valle di Lanzo e la bassa Valle di Susa. Il massiccio è suddiviso in tre settori, meridionale (55 km<sup>2</sup>), centrale (90 km<sup>2</sup>) e settentrionale (5 km<sup>2</sup>), separati da due ampie zone di taglio con andamento NW-SE. Altre fasce di deformazione sono localizzate lungo il margine occidentale del massiccio in corrispondenza del contatto con le contigue unità tettoniche della catena alpina. I litotipi affioranti nel MPL sono rappresentati da peridotiti a plagioclasio alle quali si associano subordinate lherzoliti a spinello, harzburgiti e dunite. Le peridotiti costituiscono il nucleo dei tre settori in cui è suddiviso il MPL, mentre procedendo verso le zone periferiche del massiccio le rocce di mantello sono caratterizzate da un progressivo incremento del grado di serpentinizzazione.

I *block stream*, localizzati essenzialmente in corrispondenza delle aree di affioramento delle peridotiti, si estendono complessivamente su una superficie di 14,67 km<sup>2</sup>, pari al 9,8% dell'area occupata dal MPL. I *block stream* si concentrano nel settore centro-settentrionale del massiccio, mentre a Sud del Monte Arpone il numero e le dimensioni delle lingue detritiche decrescono sensibilmente. La superficie unitaria dei *block stream* è compresa tra 0,3 e 91,6 ha, a fronte di una lunghezza massima di 2,23 km. Le lingue detritiche hanno uno sviluppo altimetrico compreso tra i 1645 e i 470 m s.l.m., con un dislivello medio di 870 m. La pendenza media della superficie dei singoli fenomeni è compresa tra 13° e 44°; il 76% dei *block stream* ha tuttavia una pendenza media compresa tra 23° e 32°.

La porzione superficiale dei *block stream* è costituita da una coltre detritica a grossi blocchi priva di matrice con tessitura *open-work*; la potenza è piuttosto esigua ed è compresa tra 1 e 7 m. I blocchi, da angolosi a subangolosi, hanno un diametro medio variabile tra 0,2 e 1,8 m e sono caratterizzati da una struttura di tipo *coarsening-upward*. La litologia dei blocchi è rappresentata da peridotiti fresche e/o debolmente serpentinizzate e, subordinatamente, da serpentiniti e da minime percentuali di rocce gabbriche e basaltiche, chiaro indizio di una provenienza esclusivamente locale dei frammenti rocciosi. Il complesso detritico poggia, tramite un contatto netto ad andamento irregolare, su un materasso di sedimenti eterogenei con tessitura *matrix-supported* e con uno spessore massimo accertato di 22 m; la matrice è costituita da una miscela di sabbia, silt e argilla montmorillonitica in proporzioni estremamente variabili; subordinatamente sono presenti clasti e blocchi di dimensioni inferiori al metro.

La superficie delle coltri detritiche è articolata da dorsali e depressioni ad andamento longitudinale, dorsali trasversali, lobi, depressioni chiuse e semiaperte: tali morfologie sono in alcuni casi legate a movimenti gravitativi sviluppati internamente alla matrice e al sovrastante complesso detritico, in altri sono da ricondurre alla rimozione della frazione fine del sedimento ad opera dell'intensa circolazione subdetritica sviluppata all'interno dei *block stream*.

Nel tratto terminale della Valle di Lanzo le fronti dei *block stream* intersecano a varie quote una serie di unità di modellamento fluviale di età compresa tra il Pleistocene medio e l'Olocene, giungendo in taluni casi a sfiorare l'alveo del T. Stura di Lanzo. Inoltre, la presenza di locali cedimenti osservati su manufatti antropici ospitati sulla superficie di alcune lingue detritiche indica che alcuni *block stream* risultano tuttora in lenta evoluzione.

La localizzazione di queste fenomenologie in corrispondenza degli areali di affioramento del substrato peridotitico rispecchia l'intensità, la durata e le particolari modalità di sviluppo dei fenomeni di alterazione sviluppati a spese delle rocce di mantello, in un'area della catena alpina peraltro risparmiata dal glacialismo pleistocenico. I *block stream* rappresentano quindi il prodotto dell'interazione tra i fenomeni di degradazione del substrato e i processi di rielaborazione, selezione e concentrazione dei prodotti pedogenetici, con l'ulteriore contributo di fenomeni di *creep* gravitativo, protrattisi per un considerevole lasso di tempo, presumibilmente già a partire dalle fasi terminali del Pleistocene inferiore.

ABSTRACT: G. Fioraso & G. Spagnolo, *The block streams of the Lanzo Peridotite Massif (North-Western Alps)*. (IT ISSN 0394-3356, 2009).

*The Lanzo Peridotite Massif (LPM) is one of the largest outcrops of ophiolitic peridotites in the world and it is well known because of the freshness of its mantle rocks; furthermore, the LPM represents a peculiarity also for the extraordinary and unusual presence of a large number of block streams (157), consisting of streams of angular blocks resting over a thick succession of fine sediments.*

*The LPM extends for about 150 km<sup>2</sup> along the internal margin of the Western Alps, 35 km North-West of Turin, between the lower Susa Valley and the lower Viù Valley; it is commonly divided into a southern body (55 km<sup>2</sup>), a central body (90 km<sup>2</sup>) and a northern body (5 km<sup>2</sup>), which are separated by two broad mylonitic and serpentinized shear zones with a NW-SE direction. Other tectonic shear zones are localized in the marginal and more serpentinized parts of the LPM, corresponding to the contacts with the adjacent tectonic units of the alpine chain (i.e. Piemontese Zone and Sesia-Lanzo Zone). The LPM is mainly composed of massive weakly serpentinized plagioclase peridotites with minor spinel peridotites and granular harzburgites. Plagioclase peridotites are well exposed in the core of the three bodies, whereas in the peripheral areas peridotites gradually become more serpentinized till turning into massive serpentinites. Spinel lherzolites, spinel dunites and harzburgites are subordinated; all the peridotites are frequently intruded by various gabbroic veins and dykes and sometimes by basalts.*

*Block streams mainly extend on lherzolite outcropping areas, covering on the whole 14.67 km<sup>2</sup>, equivalent to 9.8% of the LPM extent. Block streams are located chiefly on the northern and central body of the LPM, along the slopes of the Mount Colombano - Mount Corno and Mount Colombano - Mount Lera ridges; another notable group of block streams is localized between Col del Lys and Colle Portia, whereas in the southern areas of the LPM such features are rather scattered. Block streams range in elevation between 1645 and 470 m a.s.l., with a maximum relief of 870 m; they take up an area ranging from 0.3 to 91.6 ha, with a maximum length of 2.23 km and a mean slope of 13-44°; nevertheless 76% of block streams have a mean slope of 23-32°.*

*Block streams show an upper layer made of interlocked coarse angular to subangular blocks with no fine matrix, resulting in an open-work framework. Blocky cover has a relatively uniform thickness ranging between 1 and 7 m, commonly with a coarsening-upward texture. Detrital elements range between 0.2 and 1.8 m in diameter and derive exclusively from rocks belonging to the LPM. The upper*

layer rests on a matrix-supported unstratified diamicton, consisting of an heterogeneous mixture of silt, sand, clay and gravel and containing scattered subangular to subrounded boulders; with an ascertained thickness ranging between 0.5 and 22 m at least, diamicton in turn rest above the bedrock. Below open-work mantle a notable and perennial subdetrital runoff develops with discharge fluctuation parallel to the local pluviometric and climatic trends.

Block streams commonly exhibit a complex variety of morphological features such as longitudinal ridges and furrows, transversal ridges, narrow steep lobes and hollows: these features are caused by downslope differential movements of the blocky mantle or by the quick removal of the underlying matrix by the subdetrital water circulation.

In the lower Viù Valley (i.e. Germagnano) the fronts of few block streams crosscut fluvio-glacial and fluvial units (ranging between middle Pleistocene to Holocene in age) reaching the actual flood plain of the Stura di Lanzo Stream. Moreover collapse features locally affecting anthropic structures show that such phenomena in few cases are still in a steady slow evolution.

According to spatial and altimetric distribution, sedimentologic characters and morphologic features, block streams of LPM may be regarded as creep-dominated phenomena involving sandy-silty and clayey-silty matrix. The development of such blocky-covered features, preferably regarding lherzolitic substratum, reflect the particular weathering process affecting peridotitic rocks and the absence of glacial modelling in this sector of the alpine chain: this allowed the uninterrupted long-term chemical-fisical breakdown of parent rocks, accompanied by reworking of pedogenetic products by size sorting and concentration processes operating along slopes and in valley bottoms.

Parole chiave: block stream, peridotite, alterazione, creep, Alpi Occidentali.

Keywords: block stream, peridotite, weathering, creep, Western Alps.

## 1. INTRODUZIONE

Il Massiccio Peridotitico di Lanzo (MPL), ubicato nel settore interno dell'arco alpino occidentale, oltre a costituire una delle più estese masse di peridotiti di mantello esistenti al mondo (~150 km<sup>2</sup>) (BOUDIER, 1978), ospita un'eccezionale concentrazione di *block stream* che coprono complessivamente una superficie di 14,67 km<sup>2</sup>, pari al 9,8% dell'area di affioramento del MPL. I *block stream* sono costituiti in superficie da un complesso detritico a grossi blocchi, privo di matrice, poggiante su un potente materasso di sedimenti sabbioso-siltoso-argillosi (complesso inferiore); il più delle volte i *block stream* danno luogo a lingue che in alcuni casi giungono con la propria fronte a sfiorare gli attuali fondovalle. Lo sviluppo di questi fenomeni è spazialmente vincolato dalla presenza di un substrato costituito da peridotiti non metamorfosate o solo parzialmente serpentizzate.

Nell'arco alpino e appenninico non sono riscontrabili altri esempi di *block stream* confrontabili, per numero, dimensioni e morfologia, con quelli presenti nel MPL. Raggruppamenti di *block stream* di piccole dimensioni sono stati segnalati e descritti da CONTI (1940) e da FIRPO *et al.* (2005; 2006) sulle serpentinitì del Gruppo di Voltri (Massiccio del Monte Beigua) nelle Alpi Liguri; altri *block stream* sono inoltre localizzati nei pressi del Monte Nero e del Monte Aiona, in Val d'Aveto (Appennino Ligure) e, anche in questo caso, si sono sviluppati a spese di un substrato ofiolitico costituito da lherzoliti e serpentinitì appartenenti all'Unità Aiona-Ragola (Liguridi Esterne).

Le lingue detritiche ospitate nel Massiccio di Lanzo sono state descritte e interpretate da CAPELLO (1963) come il prodotto di fenomeni criogenici, in analogia con altre manifestazioni d'alta quota (interpretabili come *rock glacier*) individuate dallo stesso Autore nei settori altimetricamente più elevati delle Alpi Graie. La distribuzione delle coltri detritiche fino a quote significativamente basse (470 m s.l.m.), l'estrema omogeneità litologica dei blocchi e la concomitante presenza di difusi e profondi fenomeni di alterazione sviluppati a spese del substrato peridotitico (NATALE, 1972; MIÈ & NATALE, 1978) suggeriscono tuttavia un forte contributo nell'evoluzione dei *block stream* da parte di fenomeni non necessariamente connessi all'ambiente periglaciale.

Al fine di chiarire i meccanismi genetici e di deli-

neare i rapporti con l'evoluzione pliocenico-quadernaria di questo settore dell'arco alpino è stato effettuato un dettagliato studio esteso a tutto il MPL, che ha consentito di individuare e cartografare 157 *block stream*, ciascuno dei quali è stato analizzato sotto il profilo morfometrico, morfologico e stratigrafico; per una parte di essi, contraddistinti da ottimali condizioni di esposizione e di affioramento, è stata inoltre effettuata una dettagliata caratterizzazione geologica, micromorfologica e sedimentologica.

Vengono qui presentati i primi risultati di questo studio che ha permesso di evidenziare l'importante contributo fornito dai processi di alterazione delle peridotiti nello sviluppo delle coltri detritiche e di definire il ruolo svolto dalla gravità e dalla circolazione idrica, superficiale e profonda, nell'evoluzione di queste inusuali fenomenologie di versante. Sulla scorta delle informazioni desunte dai rapporti con le altre unità pliocenico-quadernarie distribuite ai margini di questo settore dell'arco alpino, viene inoltre effettuato un inquadramento dei fenomeni descritti nel più ampio contesto evolutivo recente del MPL, situato nel nevralgico punto di giunzione tra la catena alpina e i rilievi del Bacino Terziario Piemontese.

## 2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO E MORFOCLIMATICO

Il Massiccio Peridotitico di Lanzo è localizzato alcune decine di chilometri a Nord-Ovest della città di Torino nel settore interno della catena alpina occidentale, tra la bassa Valle di Viù e la bassa Valle di Susa (Fig. 1). Verso Ovest il massiccio è bordato da unità di crosta oceanica (ofioliti di alta pressione e relativi calcescisti di copertura) della Zona Piemontese *Auct.*, mentre verso Nord è delimitato dalle unità di crosta continentale della Zona Sesia-Lanzo (NICOLAS, 1974; SPALLA *et al.*, 1983; POGNANTE, 1989). Verso Est e verso Sud il margine del massiccio è invece rispettivamente sepolto dalla successione fluviale quadernaria della Pianura Padana occidentale e dai depositi glaciali dell'Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana.

Il MPL è stato interpretato come un'originaria sezione di mantello litosferico sottocontinentale che ha registrato una complessa storia evolutiva, determinata

dapprima da differenti processi di trasformazione avvenuti durante la progressiva esumazione verso il fondo del bacino oceanico della Tetide Ligure giurassica (Bacino Ligure-Piemontese) (PICCARDO *et al.*, 2004) e, successivamente, per effetto del metamorfismo alpino. Il massiccio è suddiviso in tre settori, meridionale (55 km<sup>2</sup>), centrale (90 km<sup>2</sup>) e settentrionale (5 km<sup>2</sup>), rispettivamente separati da due ampie fasce milonitiche orientate in direzione NW-SE e interessate da diffusi processi di serpentinizzazione (BOUDIER & NICOLAS, 1972; ELTER

*et al.*, 2005; BALESTRO *et al.*, 2009) (Fig. 2): la prima fascia corrisponde alla Zona di Taglio Colle Lunella - Colle Portia (BOUDIER, 1978), che separa il settore centrale da quello meridionale del MPL; la seconda viene intercettata dalla dorsale spartiacque Stura di Viù - Ceronda lungo una direttrice che si estende approssimativamente tra gli abitati di Traves e di Vallo, isolando il settore del Monte Corno dal resto del massiccio (BOUDIER, 1978; BODINIER *et al.*, 1991; KACZMAREK & MUNTENER, 2005). La Zona di Taglio Colle Lunella - Colle Portia

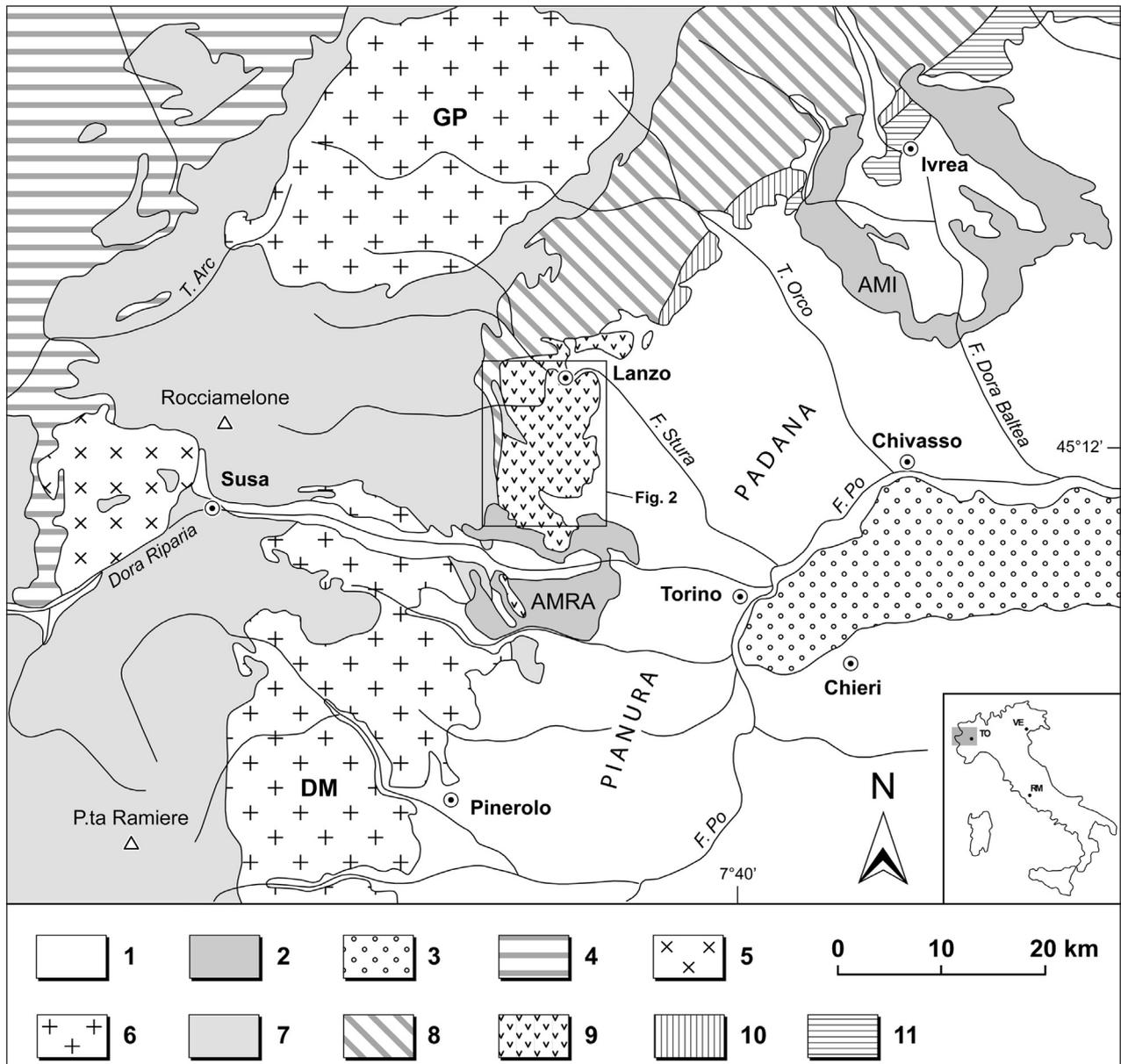


Fig. 1 - Inquadramento geologico del Massiccio di Lanzo (modificato da DAL PIAZ *et al.*, 1990). 1) depositi fluviali e fluvioglaciali quaternari della Pianura Padana occidentale; 2) depositi glaciali pleistocenici (AMRA = Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana; AMI = Anfiteatro Morenico di Ivrea); 3) successione oligo-miocenica della Collina di Torino; 4) Zona del Gran S. Bernardo (Dominio Pennidico); 5) Massiccio d'Ambin (Dominio Pennidico); 6) massicci cristallini interni del Dominio Pennidico (GP = Gran Paradiso; DM = Dora-Maira); 7) calcescisti ofiolitici della Zona Piemontese; 8) Zona Sesia-Lanzo (Sistema Austroalpino); 9) Massiccio Peridotitico di Lanzo; 10) Zona del Canavese; 11) Zona Ivrea-Verbano (Dominio Sudalpino).

Structural sketch map of the Italian Western Alps (from DAL PIAZ *et al.*, 1990, modified). 1) quaternary fluvial and glaciofluvial deposits of the Western Po Plain; 2) pleistocene glacial deposits (AMRA = Rivoli-Avigliana Morainic Amphitheatre; AMI = Ivrea Morainic Amphitheatre); 3) oligo-miocene deposits of the Torino Hill (Piemontese-Ligurian Tertiary Basin); 4) Grand St. Bernard Zone (Pennidic Domain); 5) Ambin Massif (Pennidic Domain); 6) internal crystalline massifs of the Pennidic Domain (GP = Gran Paradiso; DM = Dora-Maira); 7) ophiolite-bearing calcscists of the Piemontese Zone; 8) Sesia-Lanzo Zone (Austroalpine System); 9) Lanzo Peridotitic Massif; 10) Canavese Zone; 11) Ivrea-Verbano Zone (Southalpine Domain).

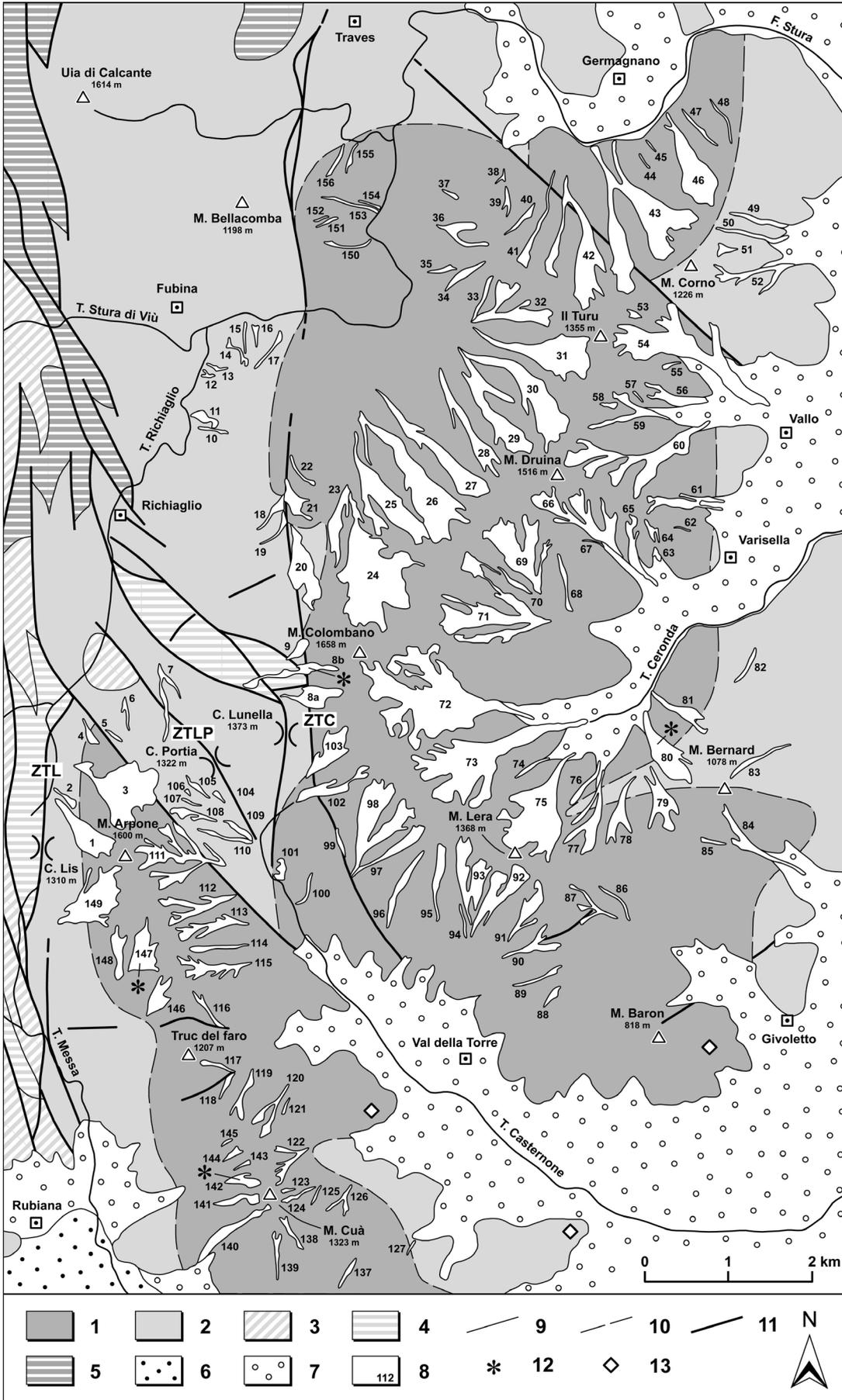


Fig. 2 - Schema geologico del Massiccio Peridotitico di Lanzo (modificato da DEBELMAS et al., 1980) e distribuzione dei block stream. 1) lherzoliti, harzburgiti e dunite (Massiccio di Lanzo); 2) serpentiniti e peridotiti serpentizzate (Zona Piemontese e Massiccio di Lanzo); 3) calcescisti (Zona Piemontese); 4) metabasiti (Zona Piemontese); 5) "Gneiss minuti" (Zona Sesia-Lanzo); 6) depositi glaciali pleistocenici; 7) depositi fluviali quaternari; 8) block stream e relativo numero identificativo; 9) contatti stratigrafici; 10) contatti stratigrafici transizionali; 11) faglie; 12) punti di campionamento; 13) cave di magnesite. ZTL = Zona di Taglio del Colle del Lis; ZTLP = Zona di Taglio Colle Lunella - Colle Portia; ZTC = Zona di Taglio del Monte Colombano.

Geologic map of the Lanzo Peridotitic Massif (modified from DEBELMAS et al., 1980) with distribution of block streams. 1) lherzolite, harzburgite and dunite (Lanzo Massif); 2) serpentinites and serpentinized peridotites (Piemontese Zone and Lanzo Massif); 3) calcschists (Piemontese Zone); 4) metabasites (Piemontese Zone); 5) "Gneiss minuti" (Sesia-Lanzo Zone); 6) pleistocene glacial deposits; 7) quaternary fluvial deposits; 8) block streams with identification codes; 9) stratigraphic boundaries; 10) transitional stratigraphic boundaries; 11) faults; 12) sampling points; 13) magnesite quarries. ZTL = Colle del Lis Shear Zone; ZTLP = Colle Lunella - Colle Portia Shear Zone; ZTC = Monte Colombano Shear Zone.

costituisce la giunzione di altre due zone di taglio di estensione regionale a direzione media N-S (zone di taglio del Colle del Lis e del Monte Colombano) che segnano il limite occidentale del massiccio peridotitico.

Il MPL è costituito da estesi volumi di rocce caratterizzate dall'eccezionale preservazione delle originarie associazioni mineralogiche mantelliche ed oceaniche. I litotipi affioranti sono essenzialmente rappresentati da peridotiti a plagioclasio alle quali si associano subordinate lherzoliti a spinello, harzburgiti e duniti. Le peridotiti sono frequentemente attraversate da bande di pirosseni a spinello che conferiscono alla roccia una spiccata struttura anisotropa "a bande" (BOUDIER 1976; BODINIER *et al.*, 1991); sono inoltre presenti filoni di gabri e rari filoni basaltici che tagliano tutte le strutture presenti nella roccia.

I nuclei peridotitici sono attraversati da sistemi di fratture ad andamento regolare e con spaziatura media compresa tra 0,5 e 1,5 m che danno luogo ad un reticolo a geometria ortogonale o romboedrica e che, in combinazione con la struttura a bande della roccia, ripartiscono il substrato in blocchi isodiametrici di forma cubica, prismatica e cuneiforme.

I rilievi che costituiscono il MPL si elevano fino a quote comprese tra i 1000 e i 1600 m, culminando con i 1658 m del Monte Colombano (Fig. 2). I versanti hanno un profilo dolce e regolare e sono pressoché privi di pareti rocciose; in prossimità delle creste spartiacque sono localmente presenti piccole scarpate o *tor* di modesta altezza (non più di 15÷20 m) in cui si osserva uno spiccato allentamento del substrato.

A Ovest il Massiccio di Lanzo è delimitato dalle incisioni dei torrenti Richiaglio e Messa (a loro volta separate dalla profonda depressione morfostrutturale del Colle del Lis) e a Nord dal solco del T. Stura di Lanzo. Alla base dei rilievi che costituiscono i versanti sud-orientali del MPL si innestano estesi e potenti conoidi torrentizi e di *debris flow* che si raccordano ai depositi fluviali che costituiscono il margine occidentale della Pianura Padana. Attualmente tutto il reticolato idrografico è interessato da un'accentuata fase di approfondimento erosivo in risposta al sollevamento tardo-quadernario che ha interessato il tratto di pianura interposto tra il settore interno dell'arco alpino e la Collina di Torino.

Sui rilievi del MPL non sono mai state rinvenute forme e depositi riferibili alla morfogenesi glaciale; solo nel settore meridionale del massiccio, in prossimità della confluenza del T. Messa nella Valle di Susa, sono conservati depositi di età pleistocenica medio-superiore attribuiti alle diverse fasi di espansione del ghiacciaio della Dora Riparia (PETRUCCI, 1970; CARRARO *et al.*, 2005; BALESTRO *et al.*, 2009) e che costituiscono il margine laterale sinistro dell'Anfiteatro Morenico di Rivoli-Avigliana (Fig. 1).

Dal punto di vista climatico l'area di studio è caratterizzata da una forte stagionalità, con un regime pluviometrico di tipo continentale prealpino ad andamento bimodale, con un massimo principale primaverile ed uno secondario autunnale, nonché da un minimo principale nel periodo invernale (BIANCOTTI *et al.*, 1998). I dati registrati alla stazione di Usseglio (1265 m s.l.m.), ubicata nella media Valle di Viù, e relativi al periodo 1951-1986 indicano precipitazioni medie annue di 1096 mm; la temperatura media annua dell'aria è invece di 5,1 °C.

### 3. L'ALTERAZIONE DEL SUBSTRATO PERIDOTITICO

Le rocce che compongono il MPL sono interessate da estesi e profondi fenomeni di alterazione chimico-fisica, osservabili soprattutto nelle aree di affioramento delle peridotiti.

Sui rilievi del Massiccio di Lanzo l'alterazione del substrato è più marcata rispetto ad altri settori delle Alpi Occidentali: ciò è dovuto da un lato all'elevata degradabilità intrinseca delle peridotiti, dall'altro all'assenza di fenomeni di esarazione glaciale che hanno invece diffusamente e ripetutamente operato nei settori più interni della catena alpina.

L'alterazione è causata dall'idrolisi, dall'ossidazione e dalla lisciviazione dei minerali femici (in primo luogo olivina e pirosseni) che costituiscono le peridotiti. L'evoluzione del fenomeno è dominata dal comportamento differenziale dell'olivina, estremamente più suscettibile all'alterazione rispetto ai pirosseni relativamente più resistenti (GOLDICH, 1938; HAY, 1959). Il processo si sviluppa inizialmente con un'alterazione periferica dei cristalli di olivina e di clinopirosseno, accompagnata dalla formazione di sottili frange di talco; successivamente l'alterazione prosegue con la rapida e completa trasformazione dell'olivina in un feltro di colore giallo-arancio, costituito da un aggregato di argille smectitiche in cui sono disseminati granuli di maghemite (MIÈ & NATALE, 1978).

L'alterazione dei pirosseni procede invece più lentamente e risulta quasi sempre incompleta, soprattutto per quanto riguarda l'ortopirosseno. I fenomeni di degradazione, sin dalle prime fasi, sono accompagnati dalla rapida lisciviazione del Mg, del Ca e del Si, che determina un sensibile decremento del peso e del volume della roccia e un corrispondente aumento dei valori di permeabilità. Talvolta l'argillificazione dell'olivina, che costituisce in media il 40% del volume della peridotite, può comportare la perdita pressoché totale di coesione della roccia, che in alcuni casi si presenta come un ammasso sabbioso-argilloso estremamente friabile: questo aspetto è chiaramente osservabile in corrispondenza delle numerose cave di magnesite attualmente dismesse, ubicate alla base dei versanti sud-orientali del MPL, ove maggiori sono stati gli effetti dell'alterazione (Fig. 2).

Il diverso comportamento dei minerali femici si esprime anche nello spiccato carattere morfoselettivo dei processi di alterazione: la superficie degli affioramenti e dei blocchi peridotitici è infatti piuttosto scabra, con microrilievi di 5÷15 mm di altezza costituiti dai cristalli di ortopirosseno inalterati, separati da fossette e microdepressioni che ricalcano la morfologia degli originari cristalli di olivina.

La degradazione chimica del substrato, oltre ad essere controllata dal *pattern* mineralogico, è influenzata anche dall'anisotropia delle peridotiti dovuta alla presenza dei livelli pirossenitici, di spessore compreso tra 1 e 20 cm, che si alternano a livelli maggiormente ricchi in olivina, meno resistenti, e che costituiscono pertanto vie preferenziali per la propagazione dell'alterazione fino a profondità di 8-12 m.

Il reticolo di faglie e fratture garantisce inoltre il rapido deflusso all'interno del substrato delle acque meteoriche necessarie per lo sviluppo dell'idrolisi dei minerali; i processi di alterazione hanno in tal modo la possibilità di intaccare i blocchi di roccia su più lati in corrispondenza delle superfici di discontinuità per poi

procedere, con andamento centripeto, verso il nucleo. Vengono in tal modo a formarsi elementi rocciosi sferoidali di taglia pluri-decimetrica immersi in una matrice sabbioso-argillosa. Internamente gli sferoidi si presentano inalterati, mentre all'esterno sono talvolta presenti strutture da esfoliazione costituite da scaglie di roccia di spessore millimetrico (1÷5 mm) a struttura concentrica.

Sulla superficie degli affioramenti e delle coltri detritiche è possibile osservare come al di sotto di una sottile patina di ossidazione la roccia peridotitica appaia assolutamente inalterata: ciò suggerirebbe l'ipotesi di una maggiore efficacia dell'alterazione in presenza di un substrato già parzialmente interessato da processi di degradazione o mascherato da coltri colluviali in grado di ritenere per lunghi periodi l'acqua di percolazione e l'umidità necessarie allo sviluppo dell'idrolisi dei minerali femici. In superficie prevarrebbe quindi il disfacimento fisico-meccanico della roccia, sviluppato essenzialmente attraverso tipici meccanismi di *frost shattering* (TWIDALE & VIDAL ROMANI, 2005).

Analisi mineralogiche effettuate da MIÉ & NATALE (1978) su campioni prelevati all'interno delle coltri di alterazione nel settore centro-meridionale del MPL hanno evidenziato che la frazione fine è costituita da argilla montmorillonitica più o meno ferrifera frammista ad altri prodotti di neoformazione quali talco, granuli di maghemite e goethite; sono inoltre presenti residui del processo di alterazione costituiti da frammenti di serpentinite, cristalli di pirosseno e di olivina parzialmente argillificati e granuli di magnetite, antigorite e spinello. La matrice è inoltre diffusamente attraversata da patine nero-bluestre costituite da ossidi di manganese e talvolta da vene di spessore millimetrico, di analoga composizione, irregolarmente distribuite all'interno dei sedimenti.

I caratteri e l'entità dell'alterazione nel MPL non sono uniformi, ma variano in funzione del contesto morfologico locale. Lungo le dorsali spartiacque e nei settori più acclivi dei versanti prevalgono i fenomeni erosivi legati al deflusso delle acque meteoriche che periodicamente rimuovono i prodotti di alterazione mettendo a nudo il substrato; solo localmente sono conservati lembi di coltri eluvio-colluviali di spessore generalmente inferiore al metro. Alla base dei versanti, dove minori sono gli effetti dell'erosione, i processi di alterazione possono invece svilupparsi in tutta la loro completezza, coinvolgendo sia i potenti conoidi costituiti dai prodotti di rielaborazione delle alteriti provenienti dai settori a monte, sia il substrato roccioso fino a profondità che in taluni casi possono raggiungere le decine di metri.

Nel complesso le coltri di alterazione mostrano una tipica colorazione variabile da giallo-ocracea a rosso-violacea con indici di colore compresi tra 5YR e 10R. Secondo NATALE (1972) e MIÉ & NATALE (1978) l'intensità e la durata dei fenomeni di alterazione delle peridotiti sarebbero inoltre all'origine delle estese mineralizzazioni a magnesite, dolomite e opale ospitate nelle porzioni più superficiali del substrato e, subordinatamente, all'interno dei depositi che costituiscono i conoidi pedemontani (Fig. 2).

#### 4. CARATTERIZZAZIONE MORFOMETRICA E DISTRIBUZIONE DEI *BLOCK STREAM*

I *block stream* sono costituiti in superficie da coltri detritiche prive di matrice distribuite lungo i versanti a quote comprese tra i 1645 e i 470 m, con un dislivello unitario massimo pari a 870 m (Fig. 2) (Tab. I). A Sud di Germagnano il detrito giunge in più punti a sfiorare l'alveo del T. Stura di Lanzo; in altri casi, invece, le fronti dei *block stream* si innestano, talvolta sopravanzandoli, agli apici dei conoidi che bordano il MPL, come accade ad esempio nei settori di Vallo, Varisella e Givoletto (Fig. 2).

La configurazione planimetrica dei *block stream* è piuttosto articolata ed è controllata essenzialmente dall'andamento morfo-topografico dei rilievi. Nei settori di versante altimetricamente più elevati le coltri detritiche appaiono arealmente molto estese, talvolta fino a raggiungere le creste spartiacque, e assumono l'aspetto di *block field* di forma irregolare. La larghezza dei campi di detrito varia da poche centinaia di metri fino ad oltre un chilometro, mentre i limiti esterni, spesso mascherati dalla vegetazione arbustiva ed arborea, sono quasi sempre sfrangiati sfumando gradualmente nella circostante copertura detritico-colluviale.

Verso valle le coltri detritiche si restringono e si incanalano progressivamente lungo gli avvallamenti e le incisioni topografiche, assumendo l'aspetto di vere e proprie lingue talvolta con un andamento marcatamente sinuoso (Fig. 3). Procedendo verso valle la larghezza delle coltri detritiche decresce gradualmente essendo generalmente compresa tra 200 m e 10÷15 m; i limiti sono netti e ben marcati e le fronti detritiche spesso sopravanzano e mascherano le irregolarità del substrato. Diversamente dai settori di testata, ove i *block field* sono contraddistinti da un profilo trasversale concavo, le lingue detritiche assumono un aspetto turgido con un profilo convesso, risultando talvolta sopraelevate di 3÷5 m rispetto alle aree circostanti.

I *block stream* possono assumere molteplici aspetti: configurarsi in pianta come semplici fasce detritiche allungate verso valle, dare luogo a morfologie "a goccia" oppure mostrare un aspetto ramificato per effetto della confluenza di due o più lingue con tipiche biforcazioni a "Y" (Fig. 3 e 4). In taluni casi sono stati rilevati veri e propri fenomeni di "trasfluenza" in corrispondenza dei quali si è verificato il trasferimento di

Tab. I - Parametri morfometrici dei *block stream*.

*Morphometric parameters of the block streams.*

|                   |                             |                     |
|-------------------|-----------------------------|---------------------|
| $S_{\min/\max}$   | superficie minima e massima | 0,3 ÷ 91,6 ha       |
| $S_{\text{mean}}$ | superficie media            | 9,3 ha              |
| $H_{\max}$        | altezza massima             | 590 ÷ 1645 m s.l.m. |
| $H_{\min}$        | altezza minima              | 470 ÷ 1345 m s.l.m. |
| $\Delta H$        | dislivello minimo e massimo | 60 ÷ 870 m          |
| $L_{\min/\max}$   | lunghezza minima e massima  | 88 ÷ 2227 m         |
| $L_{\text{mean}}$ | lunghezza media             | 702 m               |
| W                 | larghezza                   | 10 ÷ 100 m          |
| $\alpha$          | pendenza media              | 13,3° ÷ 44,8°       |

materiale detritico da un *block stream* all'altro (n. 43; Fig. 5).

Gran parte dei 157 *block stream* cartografati sono localizzati sui rilievi situati a Est del Colle del Lis, lungo i versanti che si dipartono dalle dorsali spartiacque Monte Arpone - Monte Curt, Monte Colombano - Monte Bernard e Monte Colombano - Monte Corno; un circoscritto gruppo di *block stream* di piccole dimensioni è stato inoltre individuato a Est del Monte Bellacomba, sul versante sinistro del T. Stura di Viù. I *block stream* si concentrano nei settori centrali del MPL costituiti principalmente da peridotiti, mentre nei settori periferici del massiccio, caratterizzati da affioramenti di serpentiniti e di peridotiti con diverso grado di serpentinnizzazione, il numero e le dimensioni dei *block stream* decrescono sensibilmente (Fig. 2). Lo sviluppo delle coltri detritiche a grossi blocchi sembra invece precluso dalla presenza delle fasce di deformazione tettonica che attraversano o bordano il MPL, come accade nel settore compreso tra il Colle Lunella e il Colle Portia: ciò è imputabile sia all'elevato grado di fratturazione del substrato che accompagna le zone di faglia (cfr. Fig. 2) e che non consente la formazione di grossi blocchi, sia alla presenza lungo questi settori di estese fasce serpentinitiche che impediscono lo sviluppo dei fenomeni di alterazione.

La superficie dei singoli *block stream* è compresa tra 0,3 e 91,6 ha, a fronte di un valore medio di 9,3 ha (Tab. I); i fenomeni arealmente più estesi derivano il più delle volte dalla coalescenza di più lingue

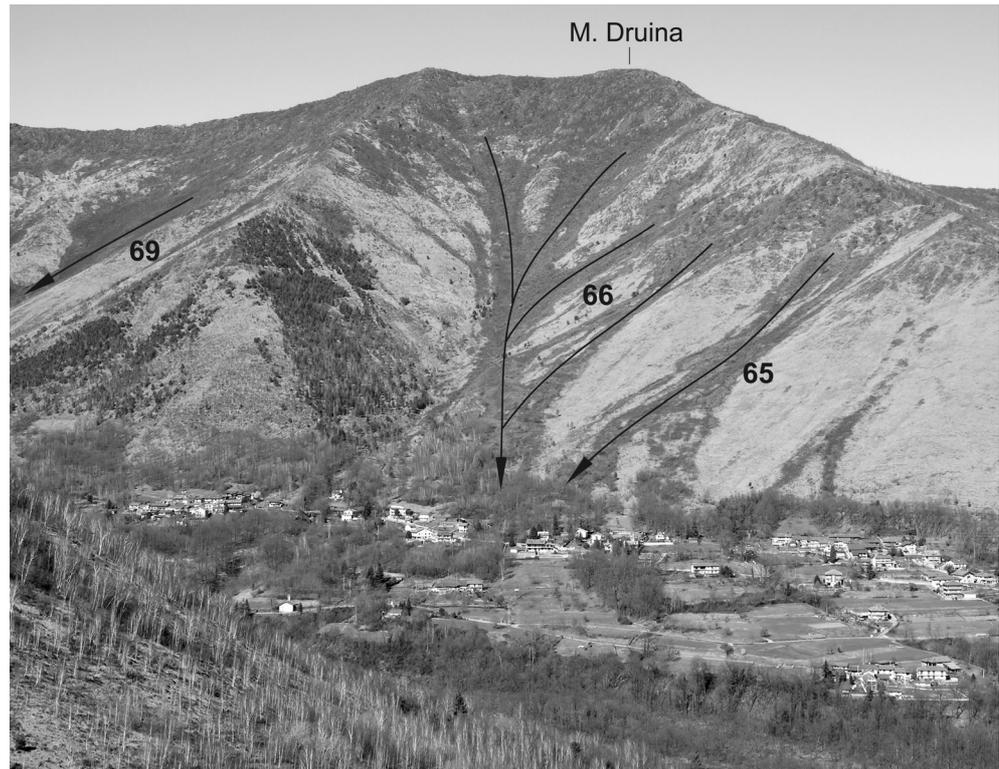


Fig. 3 - Panoramica dei *block stream* n. 65, 66 e 69 localizzati sul versante sud-orientale del Monte Druina. In primo piano sono visibili il fondovalle del T. Ceronda e l'abitato di Varisella.

*View of the block streams n. 65, 66 and 69 along the south-eastern slope of the Mount Druina. In the foreground are visible the valley floor of the Ceronda Stream and the village of Varisella.*

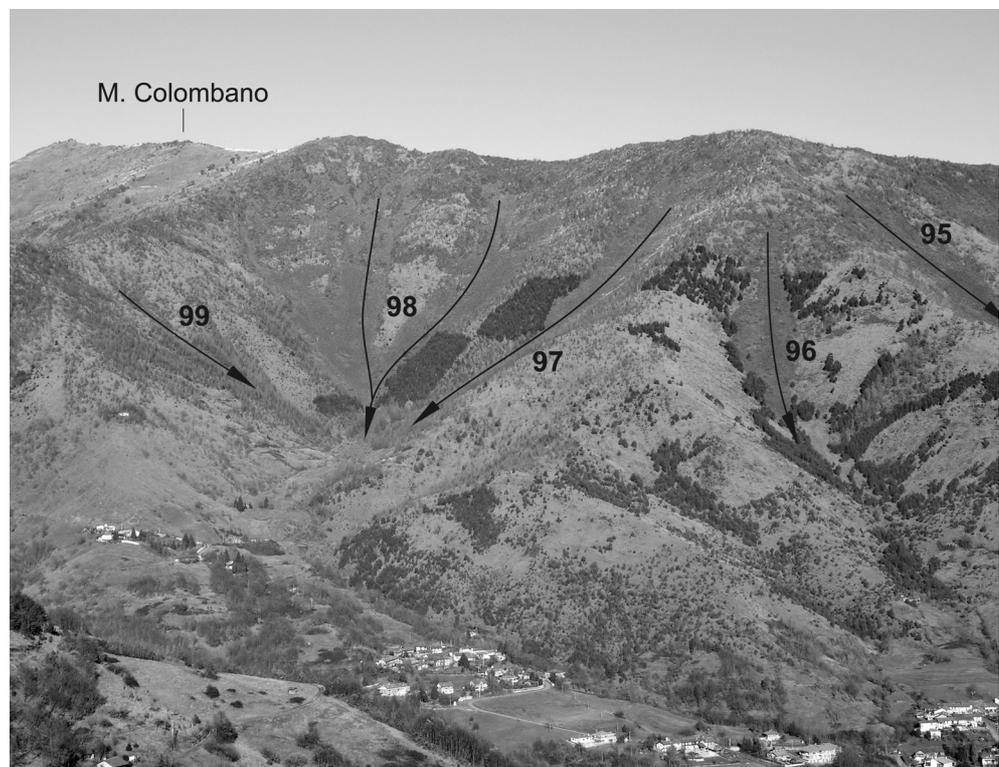


Fig. 4 - Panoramica dei *block stream* n. 95-99 localizzati sul versante sud-occidentale della dorsale spartiacque Ceronda-Casternone.

*Panoramic view of the block streams n. 95-99 along the south-western slope of the Ceronda-Casternone drainage divide.*

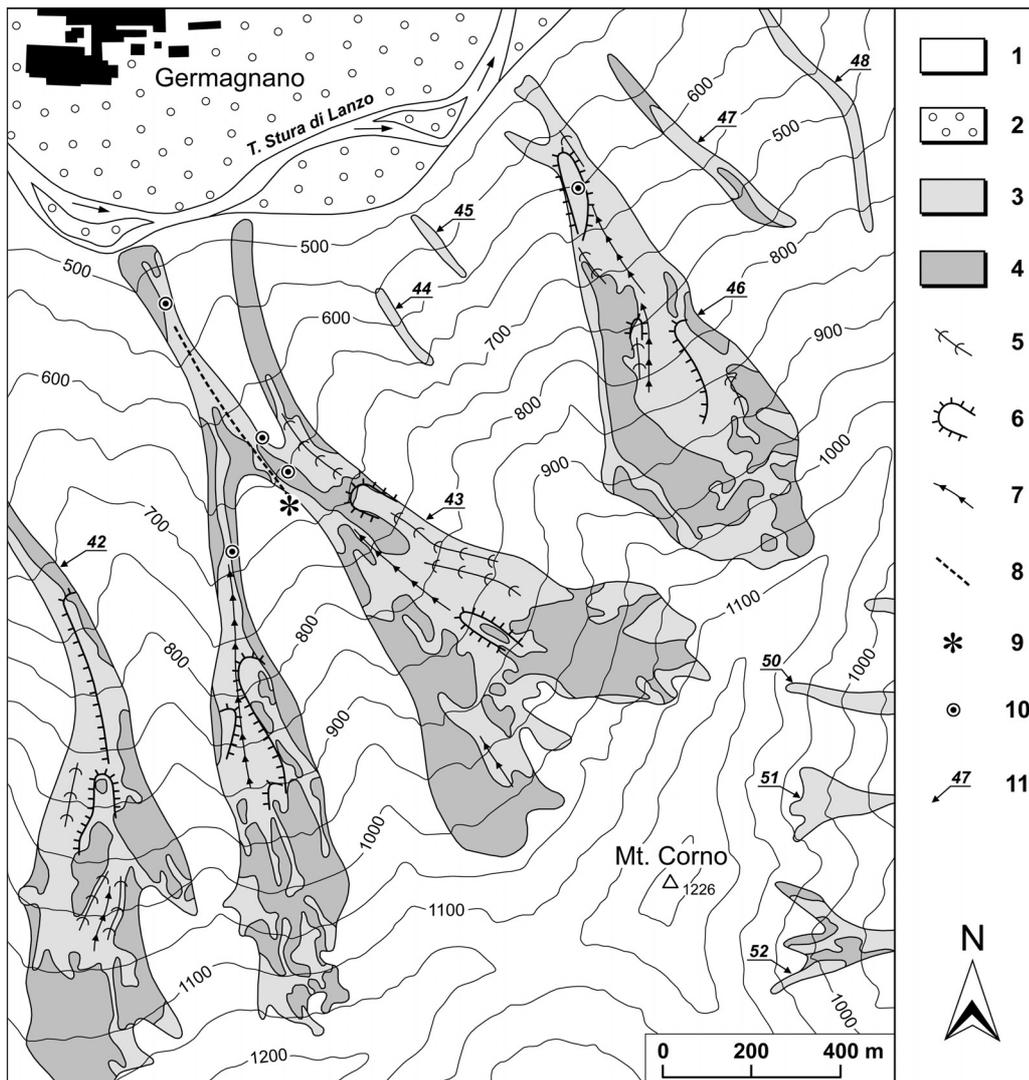


Fig. 5 - Schema geomorfologico dei *block stream* localizzati nel settore settentrionale del Massiccio Peridotitico di Lanzo, nei pressi di Germagnano. 1) substrato indifferenziato (peridotiti, peridotiti serpentinate e serpentini); 2) depositi fluviali del T. Stura di Lanzo; 3) depositi detritici non vegetati; 4) depositi detritici colonizzati da vegetazione; 5) dorsali longitudinali; 6) lobi; 7) depressioni longitudinali; 8) fascia detritica di pirosseniti; 9) affioramento di pirosseniti; 10) sorgenti; 11) numero identificativo dei *block stream*.

Geomorphologic sketch-map of the block streams on northern part of the Lanzo Peridotitic Massif near Germagnano. 1) undifferentiated bedrock (peridotites, serpentinitic peridotites and serpentinites); 2) fluvial deposits of the Stura di Lanzo Stream; 3) bare blocky deposits; 4) vegetated blocky deposits; 5) longitudinal ridges; 6) lobes; 7) longitudinal furrows; 8) pyroxenitic band; 9) pyroxenite outcrop; 10) springs; 11) identification code of the block streams.

detritiche. La lunghezza varia da un minimo di 88 m a un massimo di circa 2,2 km (2202 m per il *block stream* n. 73 e 2227 m per il *block stream* n. 72; Fig. 2), con un valore medio di circa 700 m. La pendenza media della superficie dei *block stream* è compresa tra 13,3° e 44,8°, quest'ultimo valore prossimo all'angolo di attrito interno del deposito detritico; il 76% dei *block stream* ha tuttavia una pendenza media compresa tra 23° e 32°. Nell'ambito dei singoli *block stream* i settori a maggiore acclività coincidono con le aree altimetricamente più elevate delle coltri detritiche, mentre in prossimità delle fronti la pendenza diminuisce gradualmente fino a raggiungere valori di 2÷3°.

I dati relativi all'esposizione indicano che il 46,75% della superficie complessiva occupata dai *block stream* si colloca su versanti rivolti a NW, a NNW e a ESE (Fig. 6). Anche l'analisi della distribuzione altimetrica sembra evidenziare un sia pur minimo controllo dell'esposizione sulle quote raggiunte dai *block stream*: le fronti delle lingue detritiche esposte verso i quadranti settentrionali e orientali si posizionano infatti a quote relativamente più basse (in media di circa 90 m) rispetto agli altri settori del MPL (Fig. 7).

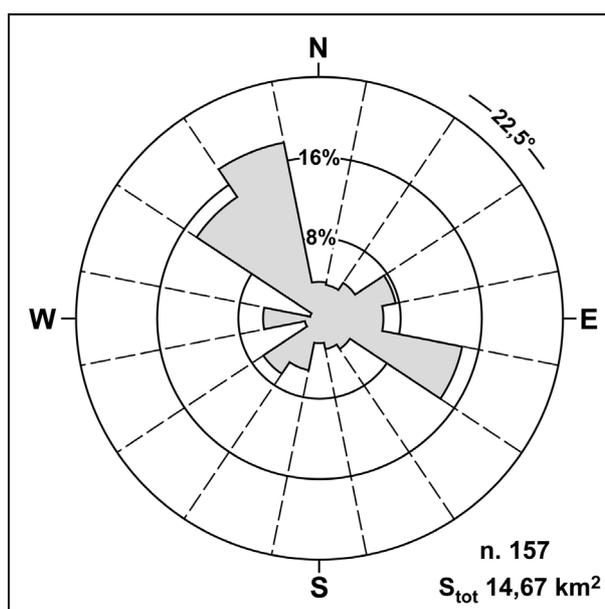


Fig. 6 - Esposizione areale dei *block stream*. Areal exposure of the block streams.

## 5. STRATIGRAFIA E IDROGEOLOGIA DEI *BLOCK STREAM*

La porzione superficiale dei *block stream* è costituita da un complesso detritico a grossi blocchi del tutto privo di matrice e con tessitura di tipo *open-work* (Fig. 8); la sua potenza è piuttosto esigua ed è compresa tra 1 e 7 m. I blocchi hanno dimensioni medie comprese tra 0,5 e 1,5 m, ma talvolta possono raggiungere lunghezze di 3÷4 m e un volume di 20÷25 m<sup>3</sup> (Fig. 16). La litologia dei blocchi è piuttosto monotona, essendo rappresentata da peridotiti e/o peridotiti debolmente serpentinizzate (circa 90÷95%) e, subordinatamente, da serpentiniti (5÷10%) e minime percentuali di rocce gabbriche e basaltiche (<1%); la composizione dei clasti rispecchia piuttosto fedelmente l'omogeneità litologica che caratterizza il MPL e indica inequivocabilmente una provenienza esclusivamente locale del materiale detritico.

I blocchi, da angolosi a subangolosi, sono di forma cubica, prismatica e cuneiforme, geometrie che riflettono l'orientazione e la spaziatura reciproca dei sistemi di fratture e delle discontinuità mineralogiche presenti nel substrato; solo in corrispondenza dei settori periferici del MPL, caratterizzati da una più significativa percentuale di affioramenti di natura serpentinitica, i clasti possono assumere una forma tabulare o a losanga.

In tutti i blocchi è presente un *cortex* di alterazione di 5÷15 mm di spessore, in corrispondenza del quale l'olivina è trasformata in un feltro giallo arancio dal quale spiccano inalterati i cristalli di ortopirosseno e di spinello. Internamente i blocchi si presentano invece sostanzialmente inalterati, tanto da poter essere utilizzati come materiale lapideo da costruzione. I blocchi più superficiali del complesso detritico sono rivestiti da una patina di ossidazione che conferisce ai *block stream* una colorazione variabile da nerastra a rosso-violacea; inoltre le superfici dei blocchi esposte al dilavamento meteorico hanno un aspetto particolarmente scabro dovuto alla progressiva rimozione dei minerali di alterazione argillosi.

Verso la base del complesso detritico il diametro dei blocchi e conseguentemente il volume dei vuoti decrescono dando luogo a una struttura di tipo *coarsening-upward* (Fig. 9 e 10). Inoltre, contrariamente a quanto osservato in superficie, i blocchi sono contraddistinti da un maggior grado di arrotondamento e da un aspetto meno butterato.

La diversa morfologia dei blocchi osservabile in superficie e in profondità può essere attribuita a distinti

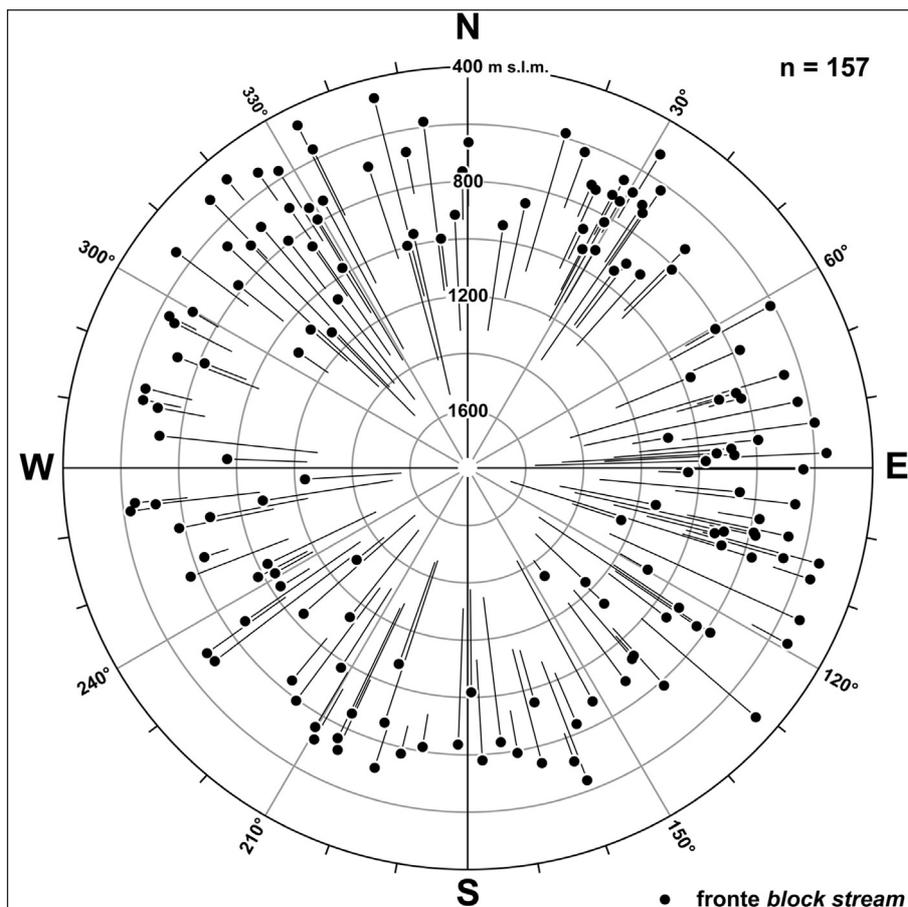


Fig. 7 - Distribuzione altimetrica ed esposizione dei *block stream* del Massiccio Peridotitico di Lanzo. I pallini neri rappresentano la fronte delle singole lingue detritiche.

*Exposure and altimetric distribution of the block streams of the Lanzo Peridotitic Massif. Dots correspond to block stream toes.*

meccanismi di alimentazione della frazione detritica: clasti di minori dimensioni e con un maggior grado di arrotondamento derivano presumibilmente da fenomeni di alterazione profonda sviluppati all'interno del substrato; una maggiore angolosità caratterizza invece i blocchi generati da fenomeni superficiali di allentamento e rilascio gravitativo degli affioramenti peridotitici.

Le caratteristiche morfodimensionali dei clasti e la presenza di una gradazione inversa all'interno della sequenza detritica rappresentano un chiaro indice dello sviluppo di meccanismi di *vertical sorting* presumibilmente causati dal lento movimento verso valle dei *block stream*: questi fenomeni giustificherebbero, inoltre, la frequente presenza di blocchi isolati di grandi dimensioni (15÷20 m<sup>3</sup>) "galleggianti" sulla superficie delle lingue detritiche (Fig. 16).

La coltre detritica poggia, tramite un contatto netto ad andamento irregolare, su un complesso di sedimenti con tessitura *matrix-supported* (Fig. 9 e 10) in cui la matrice, pari al 50÷80% del deposito, è costituita da sabbia, silt e argilla in proporzioni estremamente variabili; analisi granulometriche effettuate su campioni di sedimenti prelevati in corrispondenza di 4 *block stream* localizzati in diversi settori del MPL evidenziano percentuali della frazione siltoso-argillosa comprese tra il 29% ed il 55%, con percentuali di silt ed argilla che oscillano rispettivamente tra il 21÷34% e il 7÷22% (Fig.

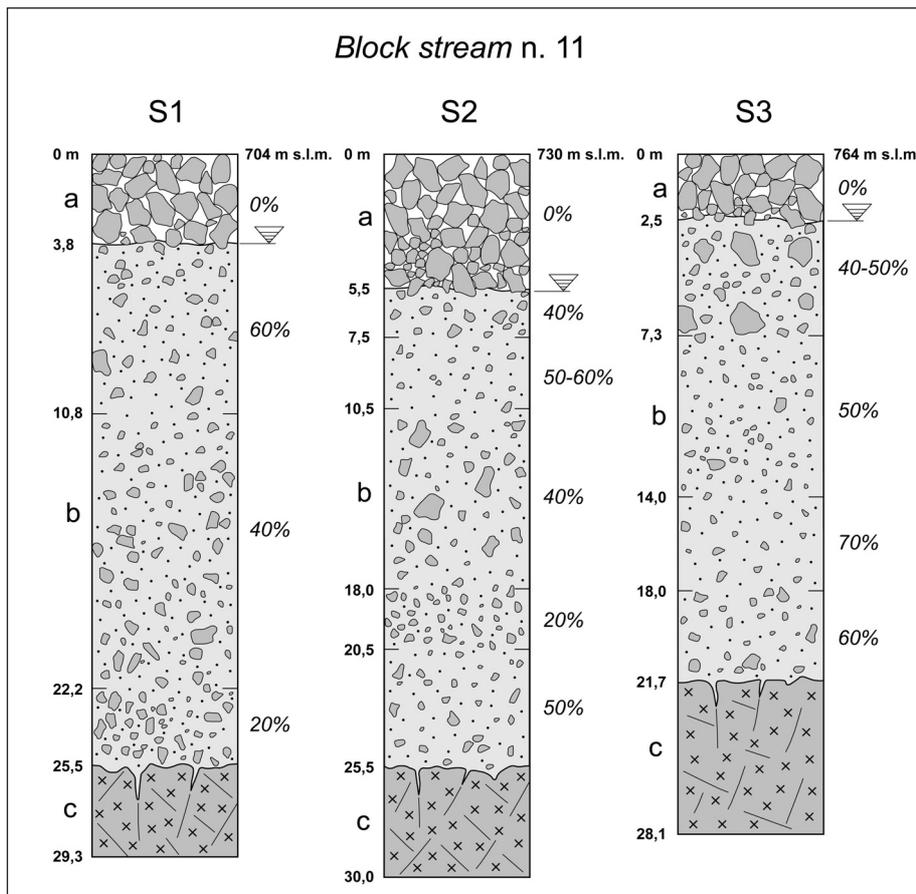


Fig. 8 - Stratigrafie di alcuni sondaggi effettuati nell'ambito del *block stream* n. 11, localizzato sul versante destro della valle del T. Richiaglio. a) complesso detritico superiore con tessitura *open-work*; b) successione siltoso-argillosa e siltoso-sabbiosa del complesso inferiore con tessitura *matrix supported*; c) substrato roccioso. In corsivo sono indicate le percentuali di matrice presenti nel sedimento.

*Logs of borehole realized within block stream n. 11 along the western slope of the Richiaglio catchment. a) blocky mantle with open-work texture; b) silty-clayey and silty-sandy succession with matrix-supported texture; c) bedrock. Matrix percentages are expressed in italic.*

11). La frazione detritica inglobata nella matrice è costituita da clasti, da angolosi a subarrotondati, di dimensioni comprese tra 5 e 25 cm e, raramente, da blocchi di dimensioni inferiori al metro. All'interno della matrice sono localmente presenti lenti e livelli detritici di spessore decimetrico con tessitura di tipo *clast-supported*.

Nel suo insieme la matrice è caratterizzata da un aspetto massivo eterogeneo; in alcuni casi al suo interno sono state osservate zone di taglio orientate parallelamente alla superficie dei *block stream*, in corrispondenza delle quali è percepibile una riorientazione dei clasti e la presenza di strie meccaniche che registrano movimenti distensivi di natura gravitativa.

Piuttosto scarse risultano le informazioni relative allo spessore del complesso inferiore: gli unici dati disponibili sono quelli forniti da alcuni sondaggi effettuati in corrispondenza del *block stream* n. 11, localizzato sul versante destro del T. Richiaglio, che hanno consentito di accertare per l'intervallo sabbioso-siltoso-argilloso una potenza compresa tra 0,5 e 22 m; lo spessore massimo complessivo della coltre detritica e della matrice basale è invece risultato pari a 25,5 m (Fig. 8). Per gli altri *block stream* del MPL non sono invece disponibili dati di sottosuolo; tuttavia, pur in presenza di

sensibili variazioni di spessore anche nell'ambito di uno stesso *block stream*, considerando la morfologia delle lingue detritiche e l'andamento locale dei versanti, è ipotizzabile che lo spessore complessivo di questi fenomeni possa localmente raggiungere valori di 30÷35 m e, in taluni casi, anche più elevati.

I *block stream* generalmente poggiano direttamente sul substrato roccioso, le cui asperità e irregolarità sono mascherate dagli ingenti spessori dei sedimenti. Tuttavia, sul versante orientale del MPL e in alcuni settori interni della Valle di Viù, le fronti di alcune lingue detritiche si giustappongono a depositi grossolani fortemente alterati e cementati: questi depositi, interpretabili come antichi apparati di conoide alimentati essenzialmente da processi di tipo torrentizio e di *debris flow*, risultano in rapporto di eteropia nei confronti dei termini più recenti della successione "villafranchiana" conservata ai margini del Massiccio di Lanzo (BALESTRO *et al.*, 2009) (Fig. 12).

Grazie al forte contrasto di permeabilità che contraddistingue il complesso detritico superiore dal complesso inferiore, all'interno dei *block stream* è presente un'intensa circolazione idrica concentrata all'interfaccia tra i due termini della successione. Il deflusso subdetritico dà origine sulla fronte dei *block stream* a

coospicue emergenze sorgentizie che alimentano il reticolato idrografico di superficie; altre sorgenti sono invece localizzate all'interno dei *block stream* nei punti in cui la superficie topografica interseca l'interfaccia tra il complesso detritico e il complesso inferiore. In taluni casi è inoltre possibile osservare direttamente il deflusso subdetritico in corrispondenza di trincee e brevi gallerie realizzate allo scopo di captare le acque per uso irriguo e che attraversano, talvolta fino a 4÷5 m di profondità, l'intero complesso detritico.

Sebbene il deflusso non sia direttamente visibile in tutti i *block stream*, frequentemente è possibile intuire la presenza per l'intenso rumore ed il gorgoglio percepibili percorrendo il manto detritico. Le portate, variabili in funzione dell'estensione del bacino di alimentazione, sono normalmente comprese tra 2÷5 l/s e 15÷25 l/s per i *block stream* di maggiori dimensioni. I deflussi oscillano stagionalmente in funzione dello scioglimento della copertura nevosa e dell'andamento delle precipitazioni: a seguito di eventi piovosi particolarmente intensi sulla fronte di alcuni *block stream* sono state stimate portate di alcune centinaia di litri al secondo.

In concomitanza con i periodi di siccità prolungata, nei *block stream* arealmente poco estesi i deflussi



Fig. 9 - Taglio artificiale di circa 3 m di altezza realizzato in corrispondenza del margine nord-orientale del *block stream* n. 80 (bacino del T. Ceronda). Si nota chiaramente il complesso detritico superiore, con distribuzione dei clasti di tipo *coarsening-upward*, poggiate sul complesso inferiore costituito da *diamicton* a matrice siltoso-argillosa e siltoso-sabbiosa.

Road cut (up to 3 m high) along the north-eastern margin of the *block stream* n. 80 (Ceronda catchment). The blocky mantle with *coarsening-upward* texture rest on a basal *diamict* made up of silty-clayey and silty-sandy matrix.

tendono gradualmente a diminuire fino ad esaurirsi; negli altri casi, pur in presenza di scarse precipitazioni, è invece sempre rilevabile un sia pur minimo deflusso. Questo dato conferma, indirettamente, che al di sotto del complesso detritico sono presenti notevoli volumi di sedimenti siltoso-sabbiosi-argillosi in grado di immagazzinare ingenti quantitativi di acqua che vengono gradualmente rilasciati nei periodi caratterizzati da scarse precipitazioni.

Il drenaggio subdetritico si concentra lungo depressioni modellate alla sommità del complesso inferiore; in molti casi queste direttrici di deflusso sembrano ricalcare per lunghi tratti l'andamento delle depressioni longitudinali presenti sulla superficie dei *block stream*.

Il deflusso subdetritico è accompagnato da diffusi fenomeni di *piping* (SMITH & SMITH, 1945), i cui effetti sono chiaramente osservabili soprattutto in occasione di eventi piovosi particolarmente intensi: il repentino incremento delle portate determina infatti da un lato un sensibile aumento della torbidità dell'acqua causata dal trasporto in sospensione della frazione siltoso-argillosa, dall'altro la mobilitazione della frazione sabbiosa come carico di fondo. Il trasporto delle particelle più grossolane è tuttavia in parte ostacolato dalla presenza

dei blocchi che svolgono un'azione protettiva nei confronti dei fenomeni di erosione; inoltre la rimozione della matrice presente alla base del complesso detritico è parzialmente compensata dagli apporti di sedimenti provenienti dal dilavamento dei tratti di versante che sovrastano i *block stream*.

## 6. ESPRESSIONE MORFOLOGICA

Complessivamente la superficie dei *block stream* è contraddistinta da una distribuzione uniforme ed estremamente regolare delle coltri detritiche, al più caratterizzata dalla presenza in senso longitudinale di ondulazioni di ampiezza decametrica-ettometrica che conferiscono una caratteristica morfologia "a onde" al manto detritico (CAPELLO, 1963). Nelle porzioni medio-inferiori dei *block stream*, contraddistinte da un maggior grado evolutivo, la copertura di blocchi può tuttavia dare luogo a forme piuttosto complesse di non facile interpretazione.

Le più frequenti sono rappresentate da dorsali longitudinali (Fig. 5), allungate per decine o centinaia di metri parallelamente all'asse dei *block stream* e con una larghezza compresa tra gli 8 e i 15 m. Le dorsali sono frequentemente localizzate in prossimità dei margini laterali dei *block stream*, rispetto ai quali risultano

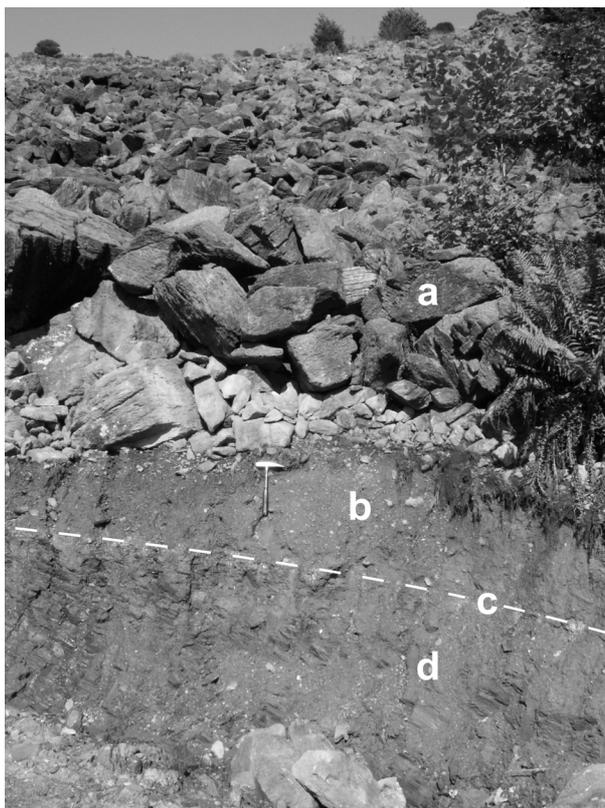


Fig. 10 - Taglio artificiale di circa 2 m di altezza realizzato in corrispondenza del *block stream* n. 8b sul versante occidentale del Monte Colombano. a) complesso detritico superiore con tessitura *open-work*; b) complesso inferiore con matrice siltoso-argillosa; c) superficie di scivolamento; d) substrato roccioso.

Road cut (2 m high) through the *block stream* n. 8b along the western slope of the Mount Colombano. a) blocky mantle with *open-work* texture; b) silty-clayey basal matrix; c) sliding surface; d) bedrock.

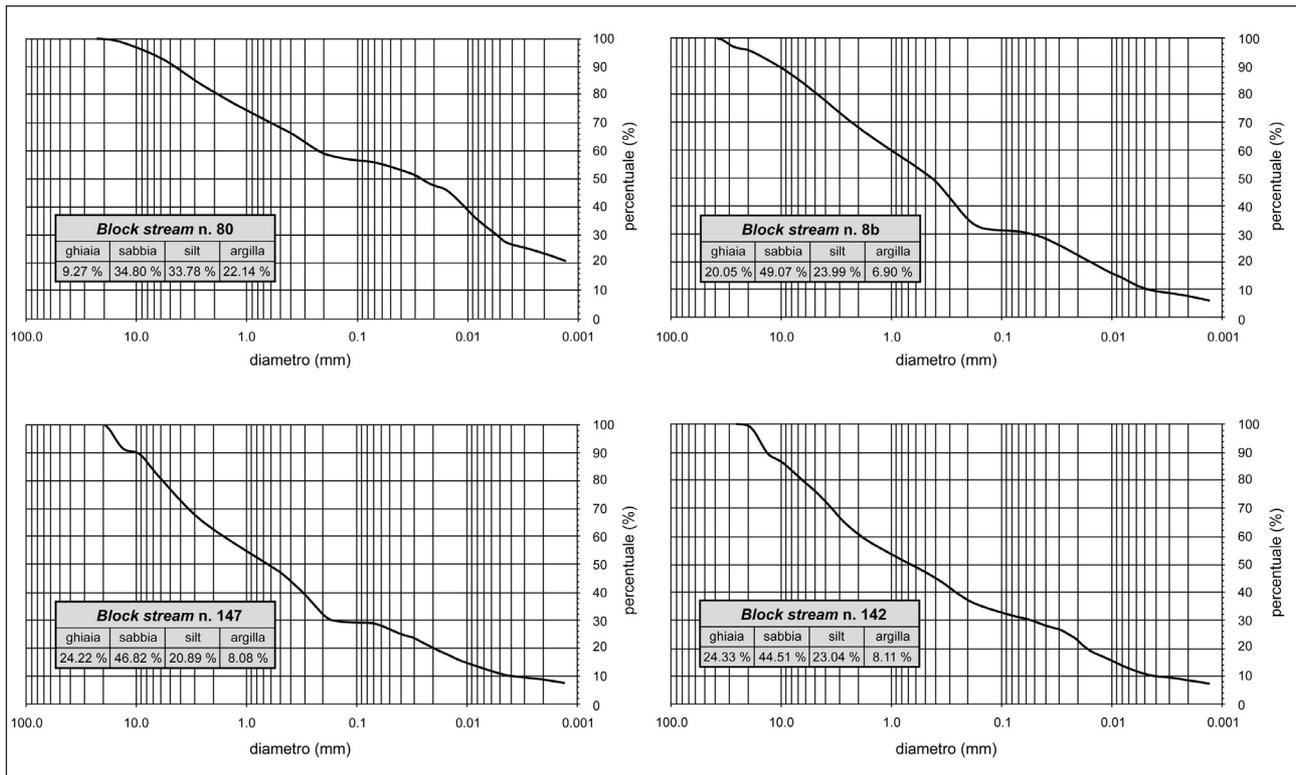


Fig. 11 - Curve granulometriche cumulative relative a campioni di matrice prelevati in corrispondenza dei *block stream* n. 8b, 80, 142 e 147.

*Cumulative curves representing the particle size distribution of basal diamict sampled on block streams n. 8b, 80, 142 and 147.*

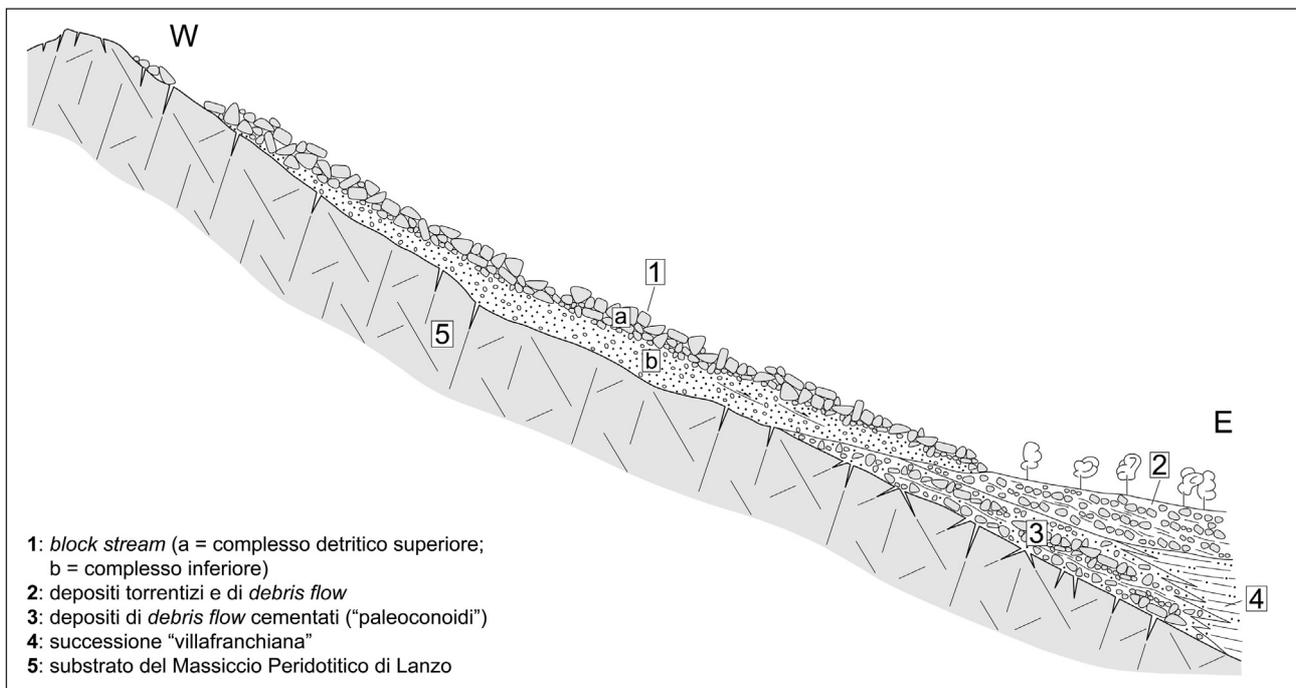


Fig. 12 - Schema dei rapporti stratigrafici tra i *block stream* e la successione pliocenico-pleistocenica affiorante sul versante orientale del Massiccio Peridotitico di Lanzo (non in scala).

*Stratigraphic relationship between block stream deposits and the pliocenic-pleistocenice succession outcropping along the eastern slopes of the Lanzo Peridotitic Massif (not in scale).*

sopraelevate di 6-8 m: per tale motivo le lingue detritiche assumono talvolta un profilo trasversale marcatamente concavo. Le dorsali possono ricorrere singolarmente o in varia combinazione e in quest'ultimo caso risultano il più delle volte strettamente affiancate con un andamento subparallelo. Simili nell'aspetto alle dorsali che caratterizzano i *rock glacier* (WAHRHAF-TIG & COX, 1959), le dorsali longitudinali rilevabili sulla superficie dei *block stream* non presentano tuttavia la continuità e l'andamento arcuato delle rughe di compressione tipiche di questi fenomeni periglaciali.

Alle dorsali si accompagnano spesso depressioni longitudinali (Fig. 13) (LOVEJOY, 1972), profonde fino a un massimo di 4-6 m, larghe da 10 a 15 m ed allungate per decine o centinaia di metri parallelamente all'asse dei *block stream*. Possono costituire avvallamenti interposti tra due dorsali longitudinali oppure sono localizzate nella parte assiale delle lingue detritiche: nel primo caso danno luogo a un profilo trasversale a "U" e sono presumibilmente legate a movimenti differenziali sviluppati all'interno della copertura detritica; nel secondo caso il profilo trasversale a "V" degli avvallamenti potrebbe essere causato dal richiamo verso il basso della coltre detritica indotto dalla rimozione della sottostante matrice da parte del deflusso subdetritico (SUMNER, 2004).

Sulla superficie del complesso detritico sono spesso presenti lobi (POTTER & MOSS, 1968; GRAB, 1999) (Fig. 5), larghi decine di metri e rilevati fino a 8 m rispetto alla circostante superficie dei *block stream*. Queste morfologie possono assumere l'aspetto di blandi rigonfiamenti della coltre detritica oppure configurarsi come vere e proprie lingue con margini frontali e laterali netti e ben marcati. Le fronti dei lobi sono generalmente molto acclivi ( $35\div 45^\circ$ ) con blocchi spesso in condizioni di equilibrio precario. Talvolta, nel settore frontale di alcuni lobi sono presenti rughe trasversali estese lateralmente per alcune decine di metri e ampie fino a 8-10 m; le rughe occorrono singolarmente ma possono anche presentarsi in piccoli gruppi con un andamento subparallelo, separate da depressioni di 0,5-1 m di profondità. Sebbene la loro genesi non sia del tutto chiara, queste rughe potrebbero rappresentare l'effetto di fenomeni di collasso sviluppati nei settori frontali e più acclivi dei lobi o, più verosimilmente, potrebbero costituire il prodotto di movimenti compressivi localizzati nei settori frontali dei lobi detritici con meccanismi analoghi a quelli che danno origine alle rughe frontali dei *rock flow*.

La presenza di dorsali longitudinali e lobi sulla superficie dei *block stream* è spesso accompagnata da repentine variazioni dimensionali dei blocchi (Fig. 14) e, più raramente, da variazioni nella composizione litologica degli stessi. Questa particolarità evidenzia la presen-



Fig. 13 - Depressione longitudinale di 18-20 m di larghezza e 5 m di profondità localizzata nel settore centrale del *block stream* n. 60, 1,5 km a ENE del Monte Druina.

*Longitudinal depression (18-20 m wide and 5 m deep) in the central sector of the block stream n. 60, 1.5 km ENE of Mount Druina.*

za di aree di alimentazione del complesso detritico distinte in funzione del grado di fratturazione e della natura del substrato; inoltre evidenzia la presenza, nel tempo e nello spazio, di movimenti differenziali interni ai *block stream* in grado di causare, a valle dei punti di confluenza, la giustapposizione dei diversi flussi detritici.

Caratteristica comune a molti *block stream* è la presenza di depressioni chiuse di 4-8 m di diametro e 1-1,5 m di profondità e, più raramente, di depressioni semiaperte verso valle di diametro compreso tra 25 e 40 m e con una profondità di 2-4 m; nelle depressioni di maggiori dimensioni la zona centrale è spesso inerbata ed il più delle volte ospita delle emergenze sorgentizie (Fig. 15). Le depressioni di piccolo diametro possono essere ricondotte a localizzati fenomeni di subsidenza causati dall'assessamento del complesso detritico a seguito della rimozione della matrice da parte del deflusso subdetritico (LOVEJOY, 1972; MILLS, 1988); lo sviluppo delle depressioni di diametro maggiore è invece più probabilmente causato da movimenti differenziali sviluppati entro le coltri detritiche.

A completamento del quadro delle morfologie di superficie rilevate è da segnalare la presenza, in corrispondenza del settore frontale di alcuni *block stream* particolarmente estesi e più prossimi alle aree di fondo-valle, di imponenti scarpate ad elevata acclività ( $40\div 45^\circ$ ) alte fino a 15 m e con una tipica configurazione a "ferro di cavallo"; alla base delle scarpate sono sempre presenti emergenze sorgentizie di discreta portata che alimentano perennemente il reticolato idrografico di superficie. Le scarpate costituiscono l'espressione della forte tendenza all'approfondimento erosivo che attualmente caratterizza tutti i corsi d'acqua che drenano il MPL: nel caso di precipitazioni piovose particolarmente intense gli ingenti deflussi subdetritici possono infatti intaccare la fronte dei *block stream*, dando luogo a repentini fenomeni di collasso e di erosione regressiva

a spese del manto detritico e all'insacco di *debris flow* con conseguente sviluppo di scarpate e nicchie di distacco.

## 7. ATTIVITÀ DEI BLOCK STREAM

Gran parte delle coltri detritiche mostrano nell'insieme caratteristiche che testimoniano attualmente una relativa stabilità morfologica dei *block stream*: fra questi l'uniformità del grado di alterazione dei blocchi peridotitici, la regolare distribuzione della copertura lichenica e l'assenza di anomalie nello sviluppo della vegetazione arborea sporadicamente presente sulla superficie di alcuni *block stream*. Non mancano tuttavia elementi che da un lato attestano la presenza di significative componenti di flusso che hanno interessato nel passato le coltri detritiche, dall'altro testimoniano l'attuale presenza di localizzati movimenti verso valle, elementi che risultano particolarmente significativi per definire un modello evolutivo affidabile per queste singolari fenomenologie di versante.

Alcune indicazioni emergono in primo luogo dall'analisi dei rapporti geometrici delle lingue detritiche con i limiti stratigrafici e tettonici del MPL. Le fronti di alcuni *block stream* intersecano e attraversano per lunghi tratti aree caratterizzate da una diversa composizione litologica del substrato: l'esempio più eclatante è fornito dal *block stream* n. 8b (cfr. Fig. 2), la cui fronte sopravanza di ben 680 m la Zona di Taglio Colle Lunella - Colle Portia che separa le peridotiti del Monte Colombano, a Est, da una scaglia di serpentiniti, metabasiti e calcescisti, a Ovest. Situazioni del tutto simili sono state descritte da COWAN & MANSFIELD (1970) per quantificare l'entità del movimento di alcuni *rock flow* localizzati nella Coast Ranges in California, anch'essi sviluppati su un substrato dunitico-peridotitico parzialmente serpentinnizzato.

Ulteriori indicazioni sulla mobilità pregressa delle coltri detritiche derivano dall'analisi della distribuzione delle diverse facies peridotitiche. Sulla superficie di alcuni *block stream* (es. n. 31; Fig. 2) sono infatti presenti fasce detritiche di ampiezza decametrica e lunghezza ettometrica con tonalità di colore più chiare,



Fig. 14 - *Block stream* n. 60 sul versante nord-orientale del Monte Druina. Margine laterale sinistro di un lobo a grossi blocchi di peridotiti (a) poggiante lateralmente su una coltre detritica costituita da clasti di minori dimensioni (b).

*Block stream* n. 60 along the north-eastern slope of the Mount Druina. Left lateral margin of a lobe made up of large peridotitic blocks (a) resting on a smaller size blocky mantle (b).



Fig. 15 - Vista verso valle di un'ampia depressione chiusa di 10÷12 m di diametro, parzialmente rivestita da coltre erbosa, localizzata sulla superficie del *block stream* n. 8b (versante occidentale del Monte Colombano).

*Downvalley view of a large closed depression (10÷12 m in diameter) clothed on its bottom with continuous turf, localized within block stream n. 8b (western slope of the Mount Colombano).*

localizzate a valle di affioramenti di peridotiti serpentinnizzate o di serpentiniti. In corrispondenza del *block stream* n. 43 (Fig. 5) è stata invece individuata una fascia di blocchi pirossenitici distribuiti lungo il contatto tra le due lingue detritiche, per il resto costituite da blocchi di lherzoliti: la fascia, larga 4÷6 m ed estesa verso valle per circa un centinaio di metri, trae origine da un affioramento localizzato poche decine di metri a monte del punto di confluenza delle due colate. In entrambi i casi descritti le fasce corrispondono ai punti

di contatto di materiale detritico di diversa provenienza e composizione, assumendo pertanto un ruolo analogo a quello svolto dalle morene mediane sviluppate in ambiente glaciale.

Per i *block stream* del MPL solo raramente sono stati rilevati chiari fenomeni di embricazione o di iso-orientazione dei blocchi, frequentemente descritti da molti Autori (POTTER & MOSS, 1968; HARRIS *et al.*, 1998) quale evidenza di movimenti delle coltri detritiche: la morfologia prevalentemente prismatica e isodiametrica dei blocchi peridotitici non ha infatti consentito lo sviluppo di simili strutture che possono essere più facilmente rilevate in presenza di detrito sviluppato a spese di substrato serpentinitico (FIRPO *et al.*, 2006). In alcuni casi (es. *block stream* n. 42; Fig. 2) sono stati tuttavia osservati rilevanti fenomeni di verticalizzazione dei blocchi di forma allungata e, nel caso di elementi lapidei a spiccata morfologia tabulare, accenni di strutture embricate.

Anche la frequente presenza di blocchi isolati di grande diametro e volume "galleggianti" sulla superficie dei *block stream* (Fig. 16), unitamente alle strutture gradate rilevate all'interno delle coltri superficiali, testimoniano la presenza di fenomeni di vagliatura (*sieve selection*) della frazione detritica per effetto del suo lento movimento verso valle. Quest'ultimo è inoltre confermato dai frequenti casi di autoframmentazione dei blocchi rilevati sulla superficie dei *block stream* che si manifestano con la rottura, la disgiunzione e la disarticolazione dei blocchi peridotitici: il distacco avviene solitamente lungo fratture o discontinuità mineralogiche primarie (ad esempio lungo il contatto tra livelli pirossenitici e roccia incassante) che talvolta si presentano relativamente fresche e non ancora intaccate dall'alterazione superficiale.

Indicazioni sull'entità dei movimenti sul lungo periodo di alcuni *block stream* sono emerse dall'analisi dei rapporti con la successione fluviale quaternaria presente lungo il margine settentrionale del MPL: sui versanti sovrastanti l'alveo del T. Stura di Viù sono infatti conservati numerosi lembi di depositi fluviali terrazzati riferibili alle diverse fasi di approfondimento erosivo di questo corso d'acqua. A tal fine è stato realizzato un profilo morfostratigrafico tracciato lungo l'alveo del T. Stura tra gli abitati di Viù e Lanzo, che ha consentito di individuare 6 unità, sospese fino a 150÷160 m sull'alveo del T. Stura e di età compresa tra il Pleistocene medio (Unità di S. Giovanni e di Castagnole) e l'Olocene (Unità di Germagnano) (Fig. 17). Il profilo evidenzia chiaramente come le unità siano intersecate in più punti e a quote diverse da almeno 11 *block stream* le cui fronti giungono in taluni casi a lambire l'alveo del T. Stura (n. 43, 46, 150 e 153), risultando conseguentemente "incastrati" nelle

fasce di modellamento fluviale: ciò conferma la presenza di movimenti sviluppati a spese delle coltri detritiche quanto meno attivi fino a buona parte dell'Olocene.

Indicazioni sull'attuale stato di attività dei *block stream* derivano dallo studio del numero e del diametro medio dei talli lichenici che, in corrispondenza di alcune dorsali longitudinali e di alcuni lobi caratterizzati da una maggiore instabilità dei blocchi, risultano di gran lunga inferiori rispetto a quelli rilevati negli altri settori, più stabili, delle coltri detritiche.

Particolare rilevanza assumono i cedimenti verticali di varia entità (0,5÷5 m) osservati nel tracciato e nella lastricatura dei sentieri che attraversano in più punti e a quote diverse i *block stream*. In taluni casi, inoltre, i tratti lastricati si interrompono in corrispondenza di fasce detritiche caratterizzate da un minor grado di alterazione superficiale, da una maggiore mobilità dei blocchi e da una copertura lichenica spesso assente o poco sviluppata, elementi chiaramente indicativi di una mobilitazione piuttosto recente del detrito. Infine, episodi di rapido sopravanzamento del margine di alcuni *block stream* su aree prative adibite a pascolo sono stati in passato segnalati nel settore di Maddalene (CAPELLO, 1963).

## 8. MECCANISMI GENETICI ED EVOLUTIVI

La genesi dei *block stream* è stata attribuita da numerosi Autori (JOYCE, 1950; PSILOVIKOS & VAN HOUTEN, 1982; WHITTECAR & RYTER, 1992; HARRIS *et al.*, 1998; BOELHOUWERS, 1999; SUMMER, 2004) a fenomeni di gelifusione sviluppati in ambienti stagionalmente o permanentemente gelati; in alcuni casi, tuttavia, i *block stream* sono stati interpretati come *lag deposit* (BOELHOUWERS *et al.*, 2002), come prodotti dell'evoluzione di *debris flow* (LOVEJOY, 1972) o come effetto combi-



Fig. 16 - Blocco peridotitico di circa 3,5 m di larghezza "galleggiante" sulla superficie della coltre detritica del *block stream* n. 72, lungo il fianco occidentale del Monte Colombano.

*Peridotite block (3.5 m wide at the base) "floating" above free-matrix detrital mantle in the block stream n. 72, along the eastern slope of the Mount Colombano.*

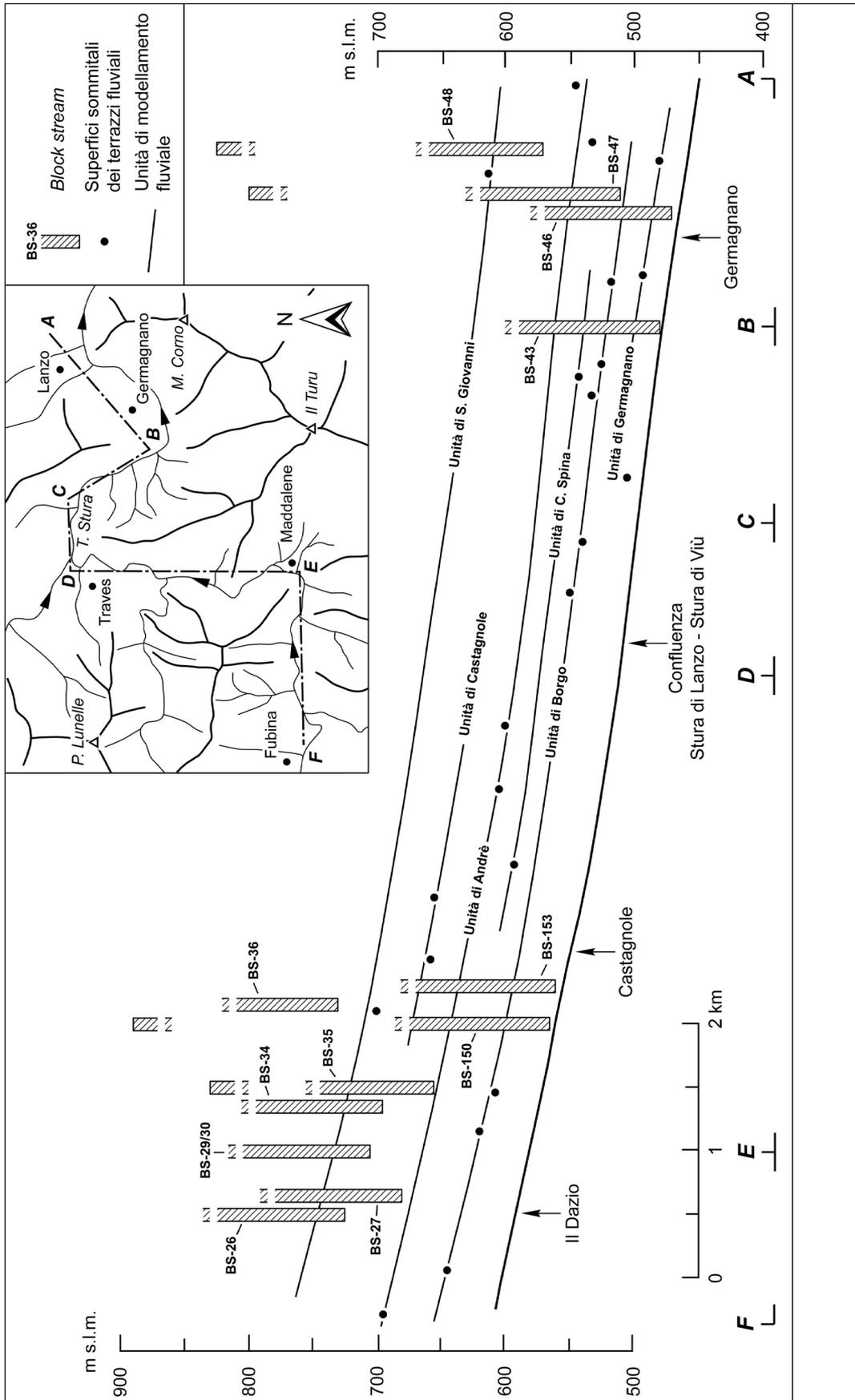


Fig. 17 - Profilo morfostratigrafico realizzato lungo l'asse vallivo del T. Stura tra gli abitati di Viù e Lanzo che evidenzia il rapporto di intersezione del block stream con le unità di modellamento fluviale.

Morphostratigraphic profile traced along the Stura Stream between Viù and Lanzo, showing the overlapping relationships between block streams and fluvial units.

nato di più meccanismi genetici (MILLS, 1988; GRAB, 1999). Scarsa influenza nell'evoluzione di questi fenomeni sembra invece rivestire la natura mineralogico-petrografica del substrato da cui traggono origine le coltri detritiche, rappresentato da un ampio spettro compositivo: rocce intrusive, effusive e metamorfite di varia composizione.

Per quanto riguarda il Massiccio di Lanzo emerge invece il forte legame tra i *block stream* e la presenza di un substrato di tipo peridotitico: la spiccata degradabilità di quest'ultimo costituisce senza dubbio l'elemento chiave in grado di chiarire e delineare i meccanismi genetici di questi fenomeni. I processi di alterazione hanno tuttavia agito diversamente in funzione del contesto morfologico locale di versanti: nei settori maggiormente acclivi la degradazione delle peridotiti si è sviluppata di pari passo con il dilavamento dei prodotti di alterazione ad opera del ruscellamento diffuso o con la loro rimozione da parte dei processi di colluvionamento; nelle aree topograficamente meno acclivi e meno esposte all'erosione è invece prevalso il graduale accumulo delle alteriti e la concomitante concentrazione in superficie dei blocchi provenienti dal disfacimento fisico del substrato affiorante. La prolungata reiterazione e interazione di questi processi di versante ha consentito, nel tempo, la graduale separazione della frazione detritica superficiale dalla matrice basale, fenomeno che è risultato progressivamente più marcato procedendo da monte verso le aree di fondovalle. Meccanismi di dilavamento, classazione e concentrazione granulometrica dei prodotti di alterazione analoghi a quelli descritti per il MPL sono stati osservati da DE CHÉTELAT (1947) in corrispondenza di alcuni giacimenti di nichel ospitati nei massicci peridotitici della Nuova Caledonia e in un contesto climatico di tipo subtropicale.

Il progressivo accumulo di sedimenti lungo i versanti ha consentito l'avvio di lenti e graduali movimenti gravitativi con prevalenti meccanismi di *creep* (POTTER & MOSS, 1968), testimoniati dalla presenza di strutture di flusso individuate all'interno del complesso inferiore. Il *creep* è favorito dalle elevate percentuali di argilla montmorillonitica presenti nella matrice, che possono rappresentare fino al 22% del volume del sedimento. Questo minerale si caratterizza per gli elevati coefficienti di espandibilità (KARABORNI *et al.*, 1996; BELL, 1998; KATTI & KATTI, 2003) in grado di determinare fenomeni di rigonfiamento e contrazione in funzione del grado di idratazione della matrice. Le elevate percentuali di argilla garantiscono inoltre un'elevata plasticità alla matrice consentendo in tal modo il movimento dei sedimenti e delle sovrastanti coltri detritiche anche in presenza di valori di acclività estremamente bassi (< 5°) quali quelli rilevati in alcuni *block stream*.

In questo quadro evolutivo la coltre detritica sembra avere svolto un ruolo sostanzialmente passivo in quanto completamente priva di coesione. A seguito del lento scorrimento verso valle della matrice, il detrito soprastante ha subito unicamente una riorganizzazione interna evidenziata dalla diffusa presenza di strutture di tipo *coarsening upward*.

Oltre alla composizione mineralogica e granulometrica della matrice, altre variabili quali l'acclività dei versanti, lo spessore dei sedimenti e il grado di umidità possono di volta in volta intervenire nel controllare la velocità e l'entità della deformazione dei *block stream*. Locali variazioni di questi parametri possono determi-

nare una diversa risposta reologica dei sedimenti allo stress gravitativo e conseguentemente originare componenti di movimento differenziali all'interno dei *block stream*: viene in tal modo giustificata la presenza di lobi e dorsali longitudinali concentrati soprattutto nei settori distali delle lingue detritiche ove maggiori risultano gli spessori della matrice.

L'entità della deformazione per *creep* può in taluni casi generare vere e proprie superfici di rottura della matrice, come nel caso del *block stream* n. 60, localizzato sul versante nord-occidentale del Monte Druina: alcuni metri al di sotto dell'interfaccia detrito-matrice sono stati rilevati piani di taglio di estensione da metrica a decametrica orientati parallelamente alla superficie topografica, che denotano un parziale scollamento dei termini più superficiali delle lingue detritiche. Fenomeni analoghi sono stati osservati in corrispondenza di alcuni *block stream* (n. 8a, 8b e 9; Fig. 2) localizzati sul versante occidentale del Monte Colombano: in questi casi, tuttavia, la superficie di scivolamento è localizzata al contatto con il substrato roccioso, ove è presente un livello di 3÷8 cm di spessore di colore grigio argenteo costituito da un impasto milonitico (sviluppato a spese di alcune scaglie di serpentiniti e prasiniti) che accompagna per tutto il suo sviluppo la Zona di Taglio di Colle Lunella - Colle Portia (Fig. 10); l'ampiezza della zona di taglio (valutabile in alcune decine di metri) e l'elevata plasticità della roccia di faglia, favorita anche dall'elevato grado di imbibizione, ha consentito a quest'ultima di essere spremuta dal peso del flusso detritico e di essere utilizzata come lubrificante. Ciò giustifica l'anomala conformazione assunta dal *block stream* n. 8b che in alcuni punti non supera i 10÷12 m di larghezza e i 3÷5 m di spessore a fronte di una lunghezza di oltre 1300 m.

Anche l'abbondante circolazione idrica subdetritica assume un ruolo non trascurabile nell'evoluzione dei *block stream*: la continua azione di apporto e/o rimozione della frazione fine causa un graduale e costante rimodellamento dell'interfaccia tra il complesso detritico superiore e il complesso inferiore con effetti di richiamo della copertura detritica lungo le principali direttrici di deflusso e lo sviluppo in superficie di depressioni longitudinali.

I dati relativi all'esposizione (Fig. 7), con particolare riferimento alle quote raggiunte dalle fronti detritiche localizzate sugli opposti versanti del MPL, sembrerebbero avvalorare, a parità di altre condizioni, un'influenza di tipo climatico sull'evoluzione dei *block stream*. Il raggiungimento di quote relativamente meno elevate (in media di circa 90 m) da parte dei *block stream* esposti verso i quadranti settentrionali può inquadrarsi nel differente regime termico che caratterizza i versanti del MLP, sottoposti ad un diverso grado di irraggiamento solare e conseguentemente caratterizzati da un differente tasso medio di umidità della matrice. Appare invece assai improbabile un contributo diretto da parte di fenomeni periglaciali in quanto le quote raggiunte dalle lingue detritiche sono troppo basse (quanto meno alle latitudini dell'area in studio, comprese tra 45° 07' e 45° 16' N) per consentire lo sviluppo di significativi volumi di ghiaccio interstiziale. In tal senso le fronti dei *block stream* si collocano ben al di sotto (in taluni di casi di 1800 m) del limite minimo raggiunto dalle fronti dei *rock glacier* attivi (2679 m) e inattivi (2288 m) presenti nelle Alpi Graie (GUGLIELMIN & SMIRAGLIA, 1997).

Anche per quanto riguarda i settori altimetrica-

mente più elevati del MPL non sono emersi elementi morfologici, stratigrafici o tessiturali che attestino con sicurezza un contributo attuale o pregresso da parte di fenomeni periglaciali nello sviluppo dei *block stream*. Non è tuttavia da escludere che in regimi climatici diversi dall'attuale (soprattutto in coincidenza con i picchi di raffreddamento raggiunti nel corso delle glaciazioni pleistoceniche) episodi di gelifusione possano aver localmente coinvolto le coltri detritiche, soprattutto nei settori di versante più elevati e più sfavorevolmente esposti all'irraggiamento solare. Resta inoltre da valutare (con l'ausilio di opportuni strumenti di monitoraggio termometrico) il possibile sviluppo di ghiaccio per effetto dei particolari regimi termici che possono instaurarsi all'interno di estese e potenti coperture a blocchi con tessitura *open-work*, in grado di ridurre di 3÷7 °C (HARRIS & PEDERSEN, 1998; GORBUNOV *et al.*, 2004) la temperatura media annua dell'aria all'interno dei *block stream* rispetto a quanto rilevato in superficie. La possibilità di sviluppo di significative anomalie termiche negative sembrerebbe confermata dalla presenza, anche in piena stagione estiva, di incrostazioni di ghiaccio all'interno di un accumulo a grossi blocchi localizzato a circa 1500 m di quota sulla dorsale che separa il versante destro della bassa Valle d'Aosta dalla Val Chiusella, in un contesto altimetrico, orografico e morfologico del tutto analogo a quello che caratterizza il MPL.

## 9. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Il MPL, oltre a rappresentare uno degli elementi strutturali chiave della catena alpina occidentale, ospita un'eccezionale concentrazione di *block stream* che complessivamente coprono una superficie pari a circa il 10% dell'area di affioramento del massiccio. Al fine di chiarire i meccanismi genetici e di delineare i rapporti con l'evoluzione pliocenico-quadernaria di questo settore dell'arco alpino è stato effettuato uno studio, esteso a tutto il MPL, che ha consentito di individuare e cartografare 157 *block stream* che sono stati caratterizzati dal punto di vista morfologico, stratigrafico e sedimentologico.

I *block stream* sono costituiti da un complesso detritico superiore costituito da blocchi con tessitura *open-work* poggiante su un potente materasso di sedimenti sabbioso-siltoso-argillosi. La copertura detritica, oltre ad essere caratterizzata da uno spessore relativamente esiguo (non più di 5÷7 m) e da un'estrema uniformità tessiturale, dà luogo ad un insieme di elementi morfologici apparentemente simili a quelli riscontrabili in altre fenomenologie di versante (es. *debris flow* e *rock glacier*).

L'elevata concentrazione di *block stream* presenti nel MPL costituisce senza dubbio una specificità nell'evoluzione di questo settore della catena alpina. La maggior parte dei *block stream* si addensa nei nuclei centrali del MPL costituiti da peridotiti non metamorfosate, mentre nei settori periferici del massiccio, caratterizzati da serpentiniti o da peridotiti variamente serpentinite, il numero e le dimensioni dei *block stream* decrescono sensibilmente. A parità di condizioni morfo-topografiche, tettoniche e climatiche, l'unico fattore in grado di giustificare nel MPL una presenza così massiccia di questi fenomeni è pertanto quello litologico: infatti, grazie all'abbondante presenza di minerali femici estrema-

mente suscettibili alla degradazione subaerea quali l'olivina e i pirosseni, hanno potuto svilupparsi fenomeni di alterazione che, per intensità, rapidità e grado evolutivo, non trovano riscontro nelle altre unità lito-strutturali che compongono l'arco alpino occidentale. Il MPL, inoltre, si colloca in un settore marginale della catena sfuggito all'azione esarativa operata dai ghiacciai pleistocenici che nelle fasi di massima avanzata hanno in alcuni casi (es. ghiacciai della Dora Baltea e della Dora Riparia) ripetutamente raggiunto gli sbocchi vallivi espandendosi verso le aree di pianura. Nel Massiccio di Lanzo l'alterazione ha quindi potuto svilupparsi ininterrottamente per un lungo lasso di tempo, originando ingenti volumi di alteriti, presupposto fondamentale per la genesi dei *block stream*. Il forte legame tra i *block stream* e il substrato peridotitico costituisce quindi l'elemento chiave in grado di giustificare non solo la massiccia presenza di questi fenomeni, ma anche di chiarirne e delinearne i meccanismi genetici.

Lo stretto connubio tra alterazione del substrato e genesi dei *block stream* impone tuttavia alcune considerazioni sull'età di questi fenomeni. L'attuale morfologia del Massiccio di Lanzo, nelle sue linee essenziali, non si discosta molto da quella presente nel corso del Pliocene medio, età attribuita da MARTINETTO (1994) e BERTOLDI & MARTINETTO (2001) alla successione fluviolacustre "villafranchiana" conservata lungo il margine orientale del massiccio. Secondo questi Autori i caratteri dell'associazione paleofloristica conservata al top della successione "villafranchiana" (caratterizzata in particolare dall'abbondanza di macroresti attribuiti a *Glyptostrobus europaeus*) sarebbero compatibili con un contesto climatico di tipo subtropicale, con valori di temperatura e precipitazioni sensibilmente più elevati rispetto a quelli registrati attualmente. Le condizioni di tipo caldo-umido descritte da MARTINETTO (1994) sono peraltro del tutto confrontabili con quelle che attualmente caratterizzano la Nuova Caledonia, ove sono stati osservati fenomeni di alterazione a spese di peridotiti e successioni stratigrafiche del tutto analoghe a quelle rilevate nel Massiccio di Lanzo (DE CHÉTELAT, 1947).

Presumibilmente è in questo contesto climatico che l'alterazione ha avuto modo di svilupparsi con maggiore efficacia. Questa ipotesi è avvalorata dalla presenza di ingenti volumi di depositi torrentizi e di *debris flow* che costituiscono la porzione più profonda dei conoidi che bordano i rilievi sud-orientali del MPL e che mostrano chiari rapporti di interdigitazione con la successione "villafranchiana" affiorante ai piedi degli stessi rilievi (BALESTRO *et al.*, 2009) (Fig. 12): i depositi che costituiscono i paleoconoidi, oltre ad essere caratterizzati da un elevato grado di alterazione (con indici di colore compresi tra 5YR e 10R) e di cementazione, sono spesso permeati da diffuse mineralizzazioni carbonatiche di origine pedogenetica, rappresentate da dolomite e secondariamente da magnesite (MIÈ & NATALE, 1978), del tutto assenti invece nella matrice basale dei *block stream*.

Il contesto climatico favorevole allo sviluppo della pedogenesi sarebbe proseguito fino al termine del Pleistocene inferiore, momento in cui si è sviluppato un rapido deterioramento climatico (RAVAZZI & ROSSIGNOL STRICK, 1995; RAVAZZI *et al.*, 2005), con passaggio a un periodo caratterizzato alternativamente da fasi interglaciali con clima temperato umido simile a quello attuale e da fasi glaciali sensibilmente più fredde; nel corso di

queste ultime, oltre a un netto rallentamento dei processi di alterazione, sarebbe altresì prevalsa la mobilitazione delle coltri di alterazione da parte di processi di ruscamento e di fenomeni di *soil slip* e *mud-debris flow*. Nelle fasce di versante maggiormente acclivi i processi di dilavamento della frazione sabbioso-siltoso-argillosa hanno dato avvio alla graduale separazione della frazione fine dalla componente detritica grossolana. Il progressivo accumulo dei prodotti fini colluviali ha quindi consentito l'insorgere di meccanismi di deformazione di tipo plastico (*creeping*) che hanno condotto alla progressiva strutturazione dei *block stream*. Questi ultimi rappresentano pertanto il prodotto dell'interazione e/o del susseguirsi di fenomeni di degradazione del substrato e di processi di rielaborazione dei prodotti pedogenetici protrattisi per un considerevole lasso di tempo, presumibilmente già a partire dalle fasi terminali del Pleistocene inferiore. Lo sviluppo delle coltri detritiche, per quanto frutto di processi fisici svoltisi in un ampio intervallo temporale, avrebbe tuttavia conosciuto fasi di maggiore o minore dinamicità in risposta alle diverse fasi climatiche attraversate (es. periodi glaciali e interglaciali). Anche i tassi di movimento dei *block stream* sono stati sicuramente influenzati dall'andamento dei parametri climatici (temperatura media ed entità delle precipitazioni) che hanno agito con un duplice effetto: controllando le caratteristiche geotecniche dei sedimenti e incrementando ulteriormente la degradazione del substrato peridotitico.

I numerosi indizi di movimento in atto riconosciuti su alcuni *block stream* confermerebbero che questi fenomeni sono tuttora in lenta ma graduale evoluzione. In assenza di misurazioni dirette effettuate sui singoli blocchi non è al momento possibile valutare la velocità di traslazione delle coltri detritiche: tuttavia, in base ai rapporti con le unità di modellamento fluviale presenti nella bassa Valle di Lanzo (Fig. 16) e alle dislocazioni rilevate su alcuni manufatti antropici, i tassi di movimento delle fronti di alcuni *block stream* possono essere stimate in alcuni millimetri all'anno. Al fine di quantificare l'entità dei movimenti è prevista la realizzazione di un sistema di monitoraggio integrato (da effettuarsi con tecniche GPS e di *laser scanning*) in grado di verificare sul lungo periodo lo stato di attività di alcuni *block stream*, opportunamente scelti in base a condizioni di esposizione, morfologia ed evidenze di attività recente: ciò consentirà di mappare la distribuzione dei movimenti all'interno delle coltri detritiche e soprattutto di verificare la correlazione dei movimenti con l'andamento dei parametri climatici locali.

## RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano F. Carraro e M. Firpo per la rilettura critica del manoscritto. Ricerca finanziata dal CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse, Unità Operativa di Torino nell'ambito del progetto CARG.

## BIBLIOGRAFIA

BALESTRO G., CADOPPI P., PICCARDO G.B., POLINO R., SPAGNOLO G., TALLONE S., FIORASO G., LUCCHESI S. & FORNO M.G. (2009) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 155*

*Torino Ovest* - APAT. Servizio Geologico d'Italia, 160 pp.

- BELL F.G. (1998) - *Environmental geology. Principles and practice* - Blackwell Science, 594 pp.
- BERTOLDI R. & MARTINETTO E. (2001) - *Key-site 7: the fossil forest of Stura di Lanzo*. In: E. MARTINETTO (Ed.), *Pliocene plants, environment and climate of northwestern Italy* - Flora Tertiaria Mediterranea, **5** (4), 65-68.
- BIANCOTTI A., BELLARDONE G., BOVO S., CAGNAZZI B., GIACOMELLI L. & MARCHISIO C. (1998) - *Distribuzione regionale di piogge e temperature* - Regione Piemonte, Direzione dei Servizi Tecnici di Prevenzione, Settore Meteorografico e Reti di Monitoraggio. Università degli Studi di Torino, Dipartimento di Scienze della Terra, 80 pp.
- BODINIER J.L., MENZIES M.A. & THIRLWALL M.F. (1991) - *Continental to oceanic mantle transition: REE and Sr-Nd Isotopic Geochemistry of the Lanzo Lherzolite Massif* - Journal of Petrology (Special Lherzolite Issue), 191-210.
- BOELHOUWERS J.C. (1999) - *Relict periglacial slope deposits in the Hex River Mountains, South Africa: observations and palaeoenvironmental implications* - Geomorphology, **30**, 245-258.
- BOELHOUWERS J.C., HOLNESS S., MEIKLEJOHN I. & SUMMER P. (2002) - *Observations on a blockstream in the vicinity of Sani Pass, Lesotho Highlands, Southern Africa* - Permafrost and Periglacial Processes, **13**, 251-257.
- BOUDIER F. (1976) - *Le massif lherzolitique de Lanzo (Alpes piémontaises). Etude structurale et Pétrologique* - Thèse de doctorat d'état, University of Nantes, 175 pp.
- BOUDIER F. (1978) - *Structure and petrology of the Lanzo peridotite massif (Piedmont Alps)* - Geol. Soc. Am. Bull., **89**, 1574-1591.
- BOUDIER F. & NICOLAS A. (1972) - *Fusion partielle gabbroïque dans la lherzolite de Lanzo (Alpes piémontaises)* - Schweiz. Min. Petrogr. Mitt., **52**, 39-56.
- CAPELLO C.F. (1963) - *Le morfologie crionivali (periglaciali) nelle Alpi Graie meridionali italiane* - Pubblicazioni dell'Istituto di Geografia Alpina, **3** (1), 124 pp.
- CARRARO F., FIORASO G., LUCCHESI S. & GIARDINO M. (2005) - *L'Amphithéâtre morainique de Rivoli-Avigliana*. In: P. DELINE, M. GIARDINO & G. NICOU D. (Eds.), *Le Quaternaire del Vallees Alpines* - Cahiers de Géographie, n. **3**, 153-166.
- CONTI S. (1940) - *La nivazione e la morfologia periglaciale nell'Appennino Ligure Occidentale (Gruppo di Voltri)* - Boll. Soc. Geol. It., **59**, 69-94.
- COWAN D.S. & MANSFIELD C.F. (1970) - *Serpentinite flows on Joaquim Ridge, Southern Coast Ranges, California* - Geol. Soc. Am. Bull., **81**, 2615-2628.
- DAL PIAZ G.V., CASTELLARIN A., BOCCALETTI M., AGIP MINERARIA & SARTORI R. (Coord.) (1990) - *Structural Model of Italy. Sheet n. 1* - Consiglio Nazionale delle Ricerche.
- DE CHETELAT E. (1947) - *La genèse et l'évolution des gisements de nickel de la Nouvelle-Calédonie*. Bull. Soc. Géol. Fr., (5), **17**, 105-160.
- DEBELMAS J., GIDON M., BELLIERE J., VON RAUMER J., ROSSET J., CHAROLLAIS J., BARFÉTY J.C., LEMOINE M., CARON J.M., ELLEMBERGER F., CABY R., ELTER P., DAL PIAZ G.B., NICOLAS A., MONJUVENT G. & CARRA-

- RO F. (1980) - *Carte Géologique de la France a 1/250.000. Feuille Annecy* - Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- ELTER F.M., PICCARDO G.B., POLINO R., ZANETTI A., SPAGNOLO G., POGGI E. & BALBI P. (2005) - *Structural and compositional features of the Mt. Musiné peridotites (Lanzo Massif, Western Alps, Italy) - Ofioliti*, **30** (2), 161-173.
- FIRPO M., GUGLIELMIN M. & QUEIROLO C. (2005) - *Blockfields and blockstreams in the Ligurian Alps (Mount Beigua, Italy)* - *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **28**, 193-204.
- FIRPO M., GUGLIELMIN M. & QUEIROLO C. (2006) - *Relict blockfields in the Ligurian Alps (Mount Beigua, Italy)* - *Permafrost and Periglacial Processes*, **17**, 71-78.
- GOLDICH S.S. (1938) - *A study in rock-weathering* - *Journ. Geol.*, **46**, 17-58.
- GORBUNOV A.P., MARCHENKO S.S. & SEVERSKY E.V. (2004) - *The thermal environment of blocky materials in the mountains of Central Asia* - *Permafrost and Periglac. Process.*, **15**, 95-98.
- GRAB S. (1999) - *Block and debris deposits in the High Drakensberg, Lesotho, Southern Africa: implications for high altitude slope processes* - *Geografiska Annaler*, **81** A, 1-16.
- GUGLIELMIN M. & SMIRAGLIA C. (1997) - *Rock glacier inventory of the Italian Alps* - *Italian Glaciological Committee Archive*, **3**, Torino, 104 pp.
- HARRIS S.A. & PEDERSEN D.E. (1998) - *Thermal regimes beneath coarse blocky materials* - *Permafrost and Periglacial Processes*, **9**, 107-120.
- HARRIS S.A., CHENG G., ZHAO X. & YONGQIN D. (1998) - *Nature and dynamics of an active block stream, Kunlun Pass, Qinghai Province, People's Republic of China* - *Geografiska Annaler*, **80** A, 123-133.
- HAY R.L. (1959) - *Origin and weathering of late Pleistocene ash deposits on St. Vincent, B.W.I.* - *Jour. Geol.*, **67**, 65-87.
- JOYCE J.R.F. (1950) - *Stone runs of the Falkland Islands* - *Geological Magazine*, **87**, 105-115.
- KACZMAREK M.A. & MÜNTENER O. (2005) - *Exhumation of mantle lithosphere: field relations, and interaction processes between magmatism and deformation (Field trip to the Northern Lanzo peridotite)* - *Ofioliti*, **30** (2), 125-134.
- KARABORNI S., SMIT B., HEIDUG W., URAI J. & VAN OORT E. (1996) - *The swelling of clays: molecular simulations of the hydration of montmorillonite* - *Science*, **271**, 1102-1104.
- KATTI K. & KATTI D. (2003) - *Effect of clay-water interactions on swelling in montmorillonite clay* - *American Society of Civil Engineers. 16<sup>th</sup> Engineering Mechanics Conference, July 16-18, 2003. University of Washington, Seattle*, 1-8.
- LOVEJOY E.M.P. (1972) - *Wisconsin boulder flow and its geomorphic implications, Franklin Mountains, El Paso County, Texas* - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**, 3501-3508.
- MARTINETTO E. (1994) - *Analisi paleocarpologica dei depositi continentali pliocenici della Stura di Lanzo* - *Boll. Mus. Reg. Sci. Nat. Torino*, **12** (1), 137-172.
- MIÈ R. & NATALE P. (1978) - *Fenomeni di alterazione paleoclimatica nel Massiccio Ultrabasico di Lanzo* - *Boll. Ass. Min. Sub.*, **15** (3-4), 1-47.
- MILLS H.H. (1988) - *Surficial geology and geomorphology of the Mountain Lake area, Giles County, Virginia, including sedimentological studies of colluvium and boulder streams* - *U.S. Geological Survey Professional Paper 1469*, 57 pp.
- NATALE P. (1972) - *Nuove osservazioni sull'origine dei giacimenti di magnesite delle Alpi Occidentali* - *Boll. Ass. Min. Sub.*, **9** (1-2), 107-124.
- NICOLAS A. (1974) - *Mise en place des péridotites de Lanzo (Alpes piémontaises). Relation avec tectonique et métamorphisme alpins: conséquences géodynamiques* - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **54**, 449-460.
- PETRUCCI F. (1970) - *Rilevamento geomorfologico dell'Anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana (Prov. Torino)* - *Mem. Soc. It. Sci. Nat.*, **18** (3), 95-124.
- PICCARDO G.B., MÜNTENER O., ZANETTI A., BRUZZONE S., POGGI E., ROMAIRONE A. & SPAGNOLO G. (2004) - *The Lanzo South peridotite: melt/peridotite interaction in the mantle lithosphere of the Jurassic Ligurian Tethys* - *Ofioliti*, **29** (1), 51-76.
- POGNANTE U. (1989) - *Lawsonite, blueschist and eclogite formation in the southern Sesia Zone (western Alps, Italy)* - *Eur. J. Mineral.*, **1**, 89-104.
- POTTER N. & MOSS J.H. (1968) - *Origin of the Blue Rocks block field and adjacent deposits, Berks County, Pennsylvania* - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **79**, 255-262.
- PSILOVIKOS A. & VAN HOUTEN F.B. (1982) - *Ringing rocks barren block field, East-Central Pennsylvania* - *Sedimentary Geology*, **32**, 233-243.
- RAVAZZI C., PINI R., BREDA M., MARTINETTO E., MUTTONI G., CHIESA S., CONFORTINI F. & EGLI R. (2005) - *The lacustrine deposits of Fornaci di Ranica (late Early Pleistocene, Italian Pre-Alps): stratigraphy, palaeoenvironment and geological evolution* - *Quaternary International*, **131**, 35-58.
- RAVAZZI C. & ROSSIGNOL STRICK M. (1995) - *Vegetation change in a climatic cycle of Early Pleistocene age in the Lefte Basin (Northern Italy)* - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **117**, 105-122.
- SMITH H.T.U. & SMITH A.P. (1945) - *Periglacial rock streams in the Blue Ridge area* - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **56**, 1198.
- SPALLA M.I., DE MARIA L., GOSSO G., MILETTO M. & POGNANTE U. (1983) - *Deformazione e metamorfismo della Zona Sesia-Lanzo meridionale al contatto con la Falda Piemontese e con il massiccio di Lanzo, Alpi occidentali* - *Mem. Soc. Geol. It.*, **26**, 499-514.
- SUMNER P.D. (2004) - *Geomorphic and climatic implications of relict openwork block accumulations near Thabana-Ntlenyana, Lesotho* - *Geografiska Annaler*, **86** A, 3, 289-302.
- TWIDALE C.R. & VIDAL ROMANI J.R. (2005) - *Landforms and geology of granite terrains* - *A.A. Balkema Publishers*, 351 pp.
- WAHRHAFTIG C. & COX A. (1959) - *Rock glaciers in the Alaska Range* - *Bull. Geol. Soc. Am.*, **70**, 383-436.
- WHITTECAR G.R. & RYTER D.W. (1992) - *Boulder streams, debris fans, and Pleistocene climate change in the Blue Ridge Mountains of Central Virginia* - *Journal of Geology*, **100**, 487-494.

Ms. ricevuto il 2 settembre 2008  
 Testo definitivo ricevuto il 7 gennaio 2009

Ms. received: September 2, 2008  
 Final text received: January 7, 2009