

**CONSORZIO DI BONIFICA DELLA  
BARAGGIA BIELLESE E VERCELLESE**

**RIFACIMENTO INVASO SUL TORRENTE SESSERA IN SOSTITUZIONE  
DELL'ESISTENTE PER IL SUPERAMENTO DELLE CRISI  
IDRICHE RICORRENTI, IL MIGLIORAMENTO DELL'EFFICIENZA IDRICA  
DEGLI INVASI ESISTENTI SUI TORRENTI RAVASANELLA ED OSTOLA,  
LA VALORIZZAZIONE AMBIENTALE DEL COMPENSORIO**

DATA PROGETTO

APRILE 2010

AGGIORNAMENTO  
PROGETTO

ATTIVITÀ DI PROGETTAZIONE



(dott. ing. Domenico Castelli)

**NUOVA DIGA**

STUDIO GEOLOGICO - BACINO IDROGRAFICO

RELAZIONE GEOLOGICA

ELABORATO N.

RD7.1.1

ATTIVITÀ SPECIALISTICA

**Dr.Geol. Roberto LESCA**  
Via Moro 22 - Caresanablot (VC)  
Tel/fax 0161.235238

--

**Dr.Geol. Fabio LAMANNA**  
Via Envie 1 - Torino  
Tel/fax 011.19715842

**PROGETTO DEFINITIVO**

PRATICA N°10131D

ARCH. N° IB080

MODIFICHE  
AGGIORNAMENTI

Aggiornamento  
Data

CONTROLLO

Firma

OPERATORE

RL/FL

CONTROLLO

MP

APPROVAZIONE

DC

## Premessa

La presente relazione espone gli esiti di uno studio incentrato sull'inquadramento degli aspetti di carattere geologico s.l. inerenti il progetto per la realizzazione di un nuovo invaso artificiale nel bacino del T.te Sessera, immediatamente a valle del manufatto attualmente esistente.

A tal fine è stato condotto un rilevamento geologico generale dell'intero bacino sotteso dal nuovo sbarramento in progetto, esteso quindi su tutta l'alta valle del T.se Sessera, comprendente il ramo omonimo e quello del T.te Dolca, suo tributario di sinistra in corrispondenza della diga esistente.

Il dati acquisiti tramite il rilievo sono stati elaborati ed integrati alla luce delle conoscenze scientifiche disponibili per l'area in esame derivanti sostanzialmente dalla cartografia geologica ufficiale, da studi tematici e pubblicazioni accademiche.

I risultati, descritti nella presente nota tecnica (elab. RD7.1), sono quindi confluiti negli elaborati di seguito elencati:

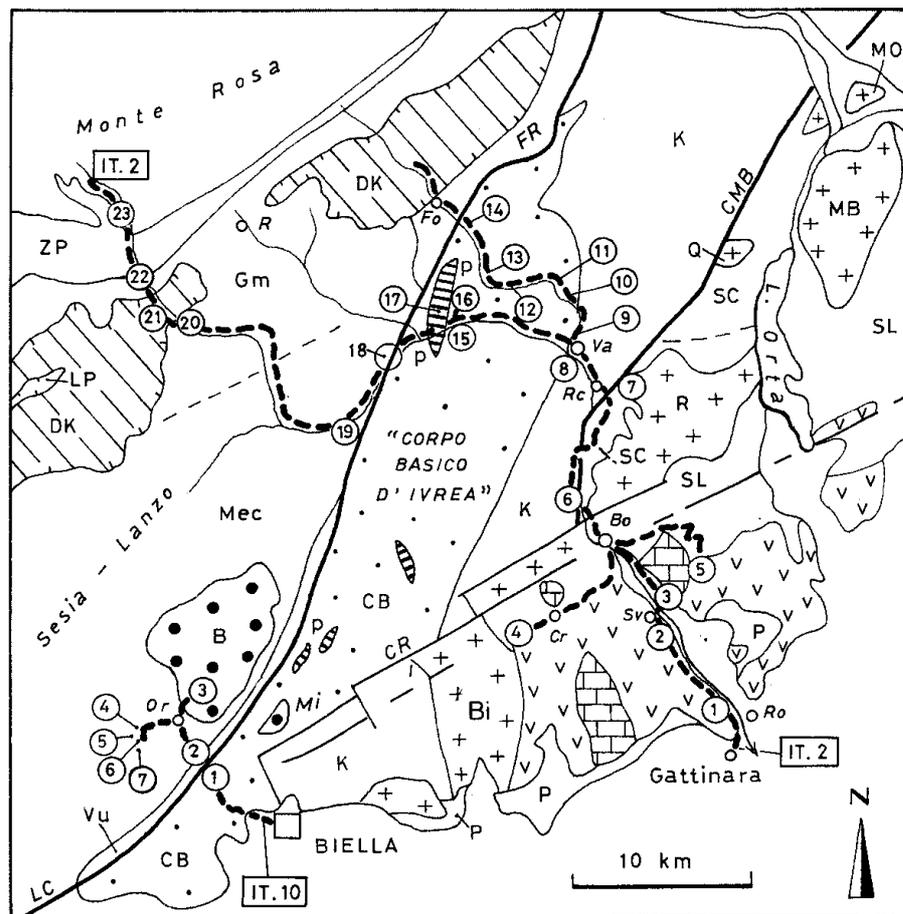
- ⇒ carta geologica del bacino idrografico in scala 1/10.000 (elab. RD7.2);
- ⇒ carta geomorfologica del bacino idrografico in scala 1/10.000 (elab. RD7.3);
- ⇒ carta dell'acclività del bacino idrografico in scala 1/25.000 (elab. RD7.4);
- ⇒ stazioni strutturali geomeccaniche invaso (elab. RD7.5);
- ⇒ documentazione fotografica (elab. RD7.6).

Tutti gli aspetti ritenuti più significativi per una caratterizzazione di maggior dettaglio dell'intero bacino (per es. criticità geomorfologiche, spessori delle coltri quaternarie, ecc...) saranno messi in evidenza, integrati ed approfonditi, anche tramite la programmazione di indagini geognostiche specifiche e mirate, in una eventuale fase progettuale successiva alla presente.



A monte di questa fascia, sviluppata in direzione NE-SW, la valle penetra nella pila della falde a vergenza europea che nella fattispecie è rappresentata dal suo elemento tettonostratigraficamente inferiore, la Zona Sesia-Lanzo (Australpino).

A valle, invece, compare il vasto corpo basico principale della Zona Ivrea-Verbanò, Dominio Sudalpino, entro il quale sarà completamente contenuto il nuovo bacino d'invaso in progetto.



Tracciato degli itinerari 2 (Valsesia: 23 soste) e 10 (Biella-Oropa-M. Mucrone: 7 soste). (1) Alpi Meridionali: 1a) Serie dei Laghi: depositi pliocenici (P), coperture triassico-liassiche, vulcaniti permiane (v) e basamento metamorfico (SL), intruso dai graniti dei Laghi (Bi: Biellese; R: Rocca Pietra; Q: Quarna; MB: Mottarone-Baveno; MO: Montorfano); zona Strona-Ceneri (SC); 1b) Zona Ivrea-Verbanò: complesso kinzigitico (k), corpo basico (CB) e peridotiti di mantello (p). (2) Zona Sesia-Lanzo: elemento inferiore (Mec: complesso dei micascisti eclogitici; Gm: gneiss minuti) e superiore (DK: 2a Zona diorito-kinzigitica; LP: lembo eclogitico di Punta Plaia); Scisti di Fobello e Rimella (FR); magmatismo oligocenico: vulcaniti (vu) e plutoni di Biella (B) e Miagliano (Mi). (3) Zona Piemontese dei calcescisti con pietre verdi (ZP). LC: linea del Canavese; CR: Linea della Cremosina, trascorrente; CMB: linea Cossat-Mergozzo-Brissago. Località: Bo: Borgosesia, Cr: Crevacuore, Fo: Fobello, Or: Oropa, R: Rima S. Giuseppe, Rc: Rocca Pietra, Ro: Romagnano, Sv: Serravalle, Va: Varallo.

**Figura 2** – Schema tettonico-strutturale della Valsesia (tratto da "Guide Geologiche Regionali – Le Alpi dal M: Bianco al Lago Maggiore", S.G.I. – 1992)

**LATE AND POST-OROGENIC DEPOSITS AND MAGMATIC ROCKS**

- 6 Periadriatic calcalkaline postcollisional magmatic belt: unconformable volcanoclastic cover (a), andesite to shoshonite and minor K-lamprophyre (b) dykes, mainly *Oligocene*
- 7 Periadriatic Traversella, Biella, Bergell, Adamello, Vedrette di Ries plutons and minor bodies: granitoid gabbro-diorite, gabbro-diorite-tonalite (b), tonalite (c) and quartzofenite-monzonite (d), mainly *Oligocene*

**Alpine Units**

**CANAVESE SYSTEM**

Paleoalpine ophiolite-lacking cover and basement slices strongly deformed between the exhumed Austroalpine system and the Southern Alps. Weak early-Alpine anchizone to greenschist metamorphism.

- 8 Sedimentary cover with Lower Austroalpine affinity (a), *Lower Cretaceous-Triassic*; rhyolites (b) and metalelastic deposits (c), *Permian*
- 9 Basement rocks: high-grade to retrogressed paragneisses and metabasites (a), *pre-Westphalian*; deformed granites (b), *Upper Paleozoic*; upper-mantle serpentinized peridotite slices (c)

**Austroalpine system of the Western Alps**

Dent Blanche and Sesia-Lanzo composite nappe-system of paleoalpine provenance. Early-Alpine and Lepontine tectonometamorphic events.

**VALPELLINE AND 2nd DIORITE-KINZIGITE UPPER UNITS**

- 10 Rootless sheets of granulite to amphibolite facies lower continental crust, locally overprinted by early-Alpine and Lepontine metamorphic assemblages

**LOWER UNITS**

- 11 Adherent to detached sedimentary cover (a), *Middle Jurassic-Triassic*; Arolla-Chiessè Mirinù basement complex, mainly greenschist orthogneisses from late-Hercynian granulites (b); layered gabbros (248 myf) (c); Fobello-Rimolla mylonitic schists (d)
- 12 Eclogite-Micaschists complex: early-Alpine eclogite para- and orthoschists derived from HT paragneisses and late-Hercynian granulites (a); associated metagabbros (b) and marbles (c); main orthogneiss bodies (d)

**Southern Alpine Units**

**CLASTIC DEPOSITS, SEDIMENTARY AND MAGMATIC ROCKS pre-dating the Messinian-Pleistocene tectonic events (eastern sector) or Tortonian tectonic event (western and central sectors) and post-dating the upper Cretaceous and/or Eocene tectonic phases**

**HERCYNIAN AND PRE-HERCYNIAN BASEMENT**

Lower continental crust and upper mantle (Ivrea-Verbania Zone), *Paleozoic-Upper Proterozoic*

- 108 Layered gabbro body; diorites (a), cumulus gabbros (b) and peridotites (c)
- 109 Granulite to amphibolite facies rocks: metapelites (a), metabasites (b), marbles (c), mantle peridotite slices (d)

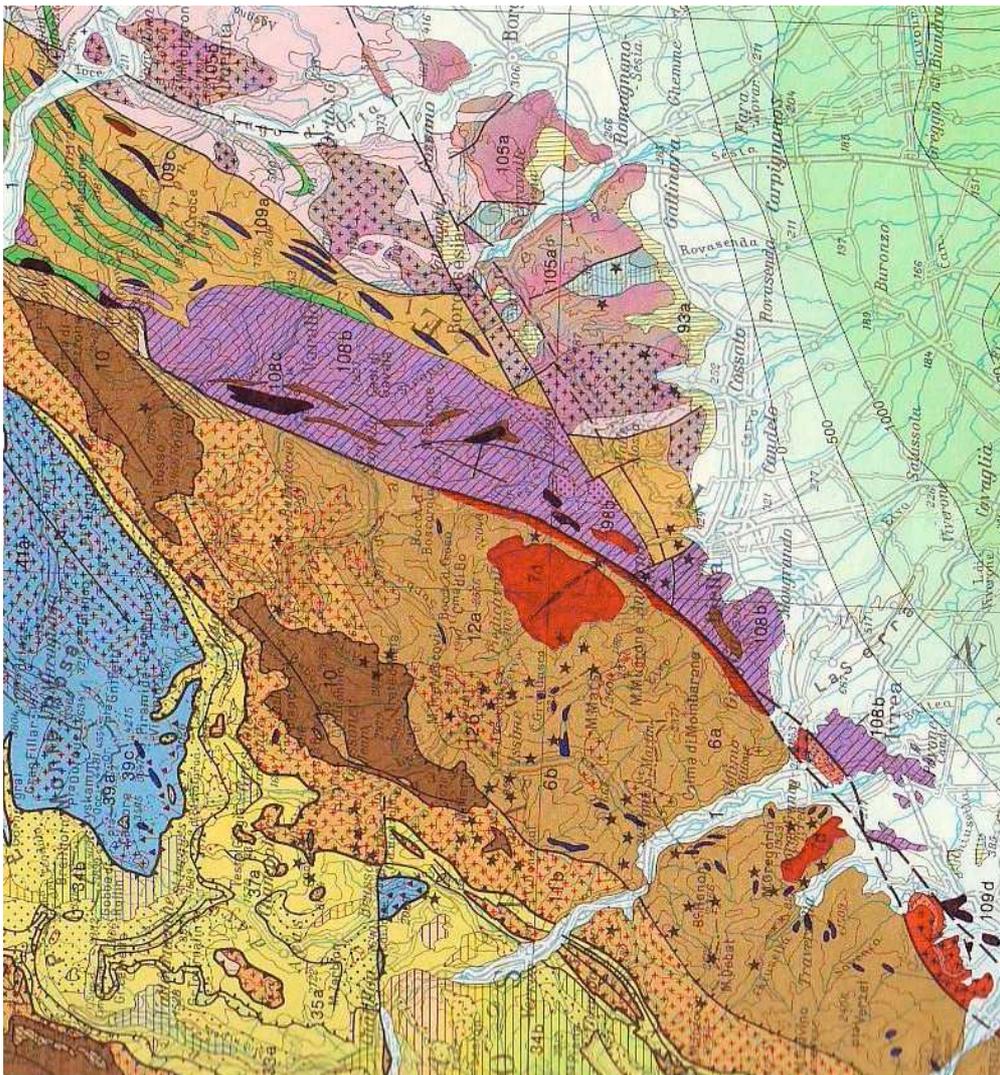


Figura 3 – Nuovo modello strutturale d'Italia (stralcio)

## 1.1. La zona Sesia-Lanzo (Dominio Austroalpino)

Entro la zona Sesia-Lanzo, intendendo con tale accezione il vasto ellissoide estendentesi per circa 90 km, con asse maggiore allungato in direzione NE-SW, da Lanzo a Fobello, poggiante a NW sul complesso mesozoico dei "Calcescisti con pietre verdi", si riconoscono essenzialmente tre complessi cristallini aventi composizione e caratteri strutturali estremamente eterogenei.

Dall'interno verso l'esterno, cioè da meridione a settentrione, compaiono il Complesso dei Micascisti Eclogitici, che abbraccia longitudinalmente quasi l'intera Zona Sesia-Lanzo e si estende, in senso trasversale, dalla Linea del Canavese sino oltre il settore assiale dell'ellissoide. Esso comprende essenzialmente micascisti a mica bianca, granato, glaucofane ed omfacite, con abbondanti intercalazioni di eclogiti e glaucofaniti sotto forma di bande, noduli, grandi masse o boudins, nonché minori livelli di marmi in corpi generalmente lentiformi.

Il secondo complesso, detto degli Gneiss Minuti, affiora con continuità lungo il margine esterno della Zona Sesia-Lanzo, a diretto contatto con i sottostanti calcescisti od in parziale ricoprimento su di essi. In tal modo, Gneiss Minuti e Micascisti Eclogitici non appaiono cartografati separatamente sulla cartografia geologica ufficiale alla scala 1/100.000, fatta eccezione per alcune masse maggiori di Micascisti Eclogitici affioranti a SW dell'area in esame, nelle valli Orco e Lanzo.

Il terzo ed ultimo complesso è noto in letteratura come "Il Zona Dioritico-Kinzigitica" ed è rappresentato da gneiss a biotite, sillimanite e granato, con intercalazioni di rocce femiche (anfiboliti) nonché di marmi e pegmatiti. Essa è costituita da un evidente allineamento di blocchi isolati, che segue esternamente l'asse maggiore dell'ellissoide Sesia-Lanzo. I rapporti tra la Il Zona Dioritico-Kinzigitica e la Zona Sesia-Lanzo paiono essere di normale giustapposizione o di addentellato, tanto da costituire, a prima vista, un unico complesso.

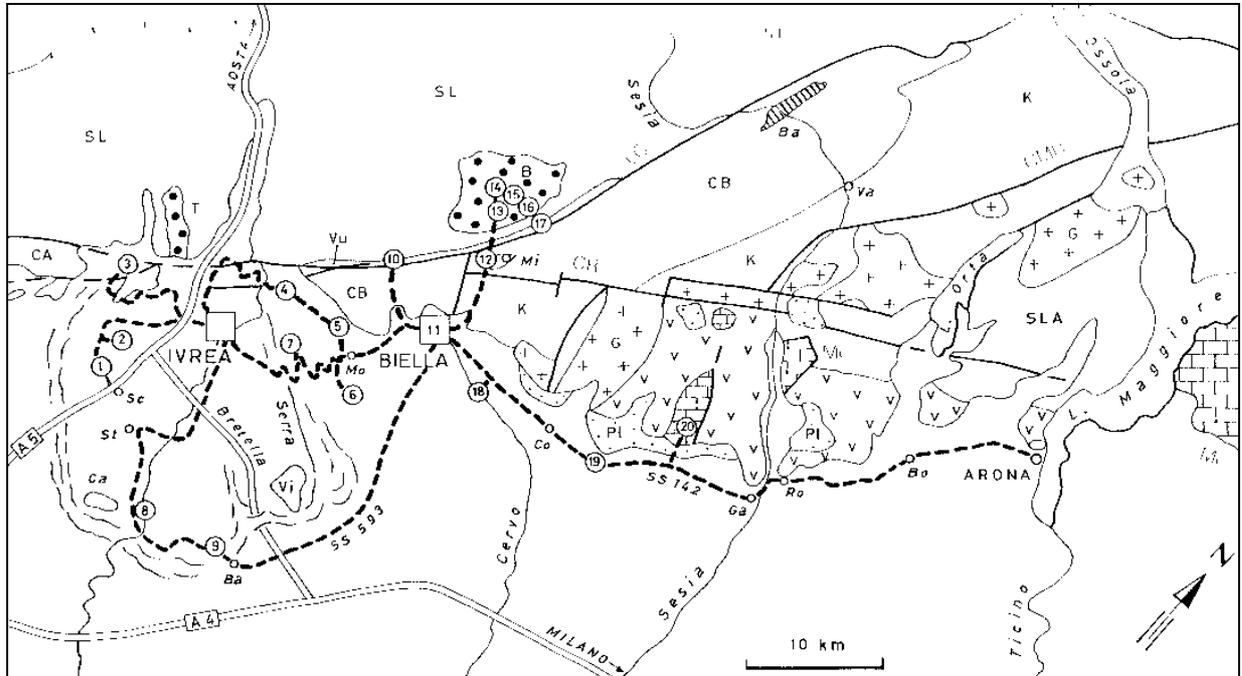
Nell'Alta Valsessera affiorano essenzialmente le rocce appartenenti al *Complesso dei Micascisti eclogitici*. Esse sono costituite da litotipi diversi, che si possono suddividere in due gruppi principali: micascisti più o meno gneissici e metagranitoidi.

## 1.2. La linea del Canavese

Entro l'area esaminata, un marcato elemento tettonico di età alpina (Linea del Canavese) separa, con limite netto e morfologicamente evidente, il basamento eclogitico della Zona Sesia-Lanzo (Dominio Alpino), sopra descritta, dalle rocce basiche della Zona Ivrea-Verbanò (Dominio Sudalpino).

Il tratto biellese di questo lineamento, che si estende dal Canavese sino alle Alpi Orientali (denominata generalmente Linea Insubrica), è fiancheggiato sul lato esterno (NW) da un caratteristico lembo di depositi vulcano-sedimentari di età oligocenica. Riferito da vari autori alla Zona del Canavese s.l., esso costituisce di fatto la copertura del margine interno della Zona Sesia-Lanzo (Carraro, 1966).

Il lembo ha un larghezza molto modesta, in genere inferiore al km, è discretamente potente ed è molto esteso in senso longitudinale (circa 22 km, cfr. Figura 4). Mostra inoltre una struttura compressa e scagliata attribuibile alle fasi transpressive neoalpine (Schmid et al., 1989).



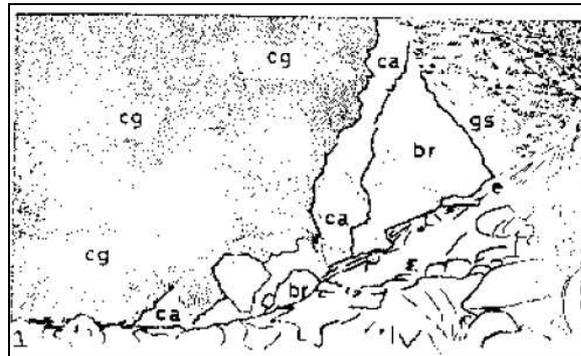
**Figura 4** – 1) Sudalpino: Serie dei Laghi (SLA), con basamento metamorfico indifferenziato, graniti (G) e vulcaniti (V) permiane, coperture mesozoiche (Me) e depositi pliocenici (PI); Zona Ivrea-Verbanese: complesso kinzigitico (K) e corpo basico (CB); 2) Zona del Canavese (CA); 3) Austroalpino: Zona Sesia-Lanzo (SL); 4) Magmatismo oligocenico: plutoni di Biella (B), Travresella (T) e Miagliano (Mi), coperture vulcanoclastiche del biellese (vu); 5) Linee tettoniche: Cossano-Mergozzo-Brissago (CMB), Canavese (LC) e Cremosina (CR).

L'esistenza di un assetto sinformale, ipotizzato in passato, non trova riscontro nei dati paleomagnetici (Lanza, 1979); si tratta verosimilmente di un graben oligocenico invertito nel Neogene. Va tuttavia ricordato il fatto che la Linea del Canavese ha avuto anche una precedente storia compressiva cretaceo-eocenica.

Un affioramento significativo per l'esame dell'assetto litologico lungo la Linea dei Canavese si trova nell'incisione del T. Elvo in corrispondenza di Sordevolo, che taglia trasversalmente il fianco esterno (NW) della struttura.

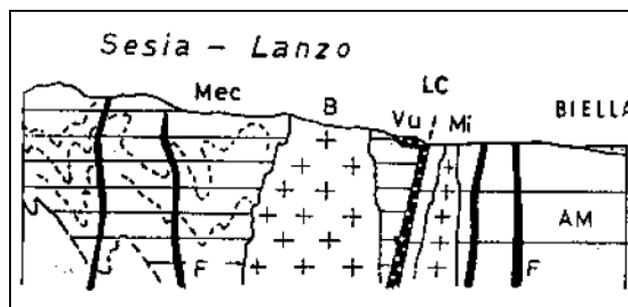
La sua parte inferiore è costituita da monte verso valle, cioè dai termini più antichi a quelli più recenti dalla seguente successione (Carraro, 1966, Figura 5): micascisti eclogitici del basamento Sesia-Lanzo, in parte laminati e retrocessi ed a luoghi rubefatti; una superficie di erosione; una breccia sedimentaria ad elementi leucocratici quarzoso-feldspatici e matrice arenaceo-argillosa di tinta violacea (spessore massimo 2.5 m); un discontinuo livello conglomeratico-arenaceo formato da ciottoli di micascisti eclogitici e da granuliti basiche dell'Ivrea-Verbanese; un complesso conglomeratico a grossi ciottoli di micascisti eclogitici, di granuliti basiche e di vulcaniti andesitiche di graduale transizione al complesso sovrastante; quest'ultimo è un potente complesso di agglomerati andesitici s.l. di tipo

piroclastico che costituisce la parte dominante e sommitale della sequenza oligocenica di copertura (spessore 200 m in questa sezione).



**Figura 5** – Il tratto basale delle sequenze vulcanoclastiche oligoceniche di Sordevolo, in sponda destra dell'Elvo. La successione è raddrizzata e presenta, dal basso all'alto: gs – basamento della Zona Sesia-Lanzo; e – superficie erosionale; br – breccia sedimentaria (lente); ca – conglomerati ed arenarie; cg – formazione conglomeratica a ciottoli di andesiti

Le sequenze vulcanoclastiche sono posteriori al metamorfismo eoalpino (90-65 Ma) dei micascisti eclogitici che formano il basamento e sono presenti come inclusi; i termini andesitici hanno età oligocenica (33-29 Ma), definita da numerose datazioni radiometriche (Hunziker, 1974; Zingg et al., 1976). Le vulcaniti sono quindi coeve con i plutoni ed i filoni andesitici ed ultrapotassici presenti nel basamento Sesia-Lanzo e, in misura minore, anche in quello Sudalpino.

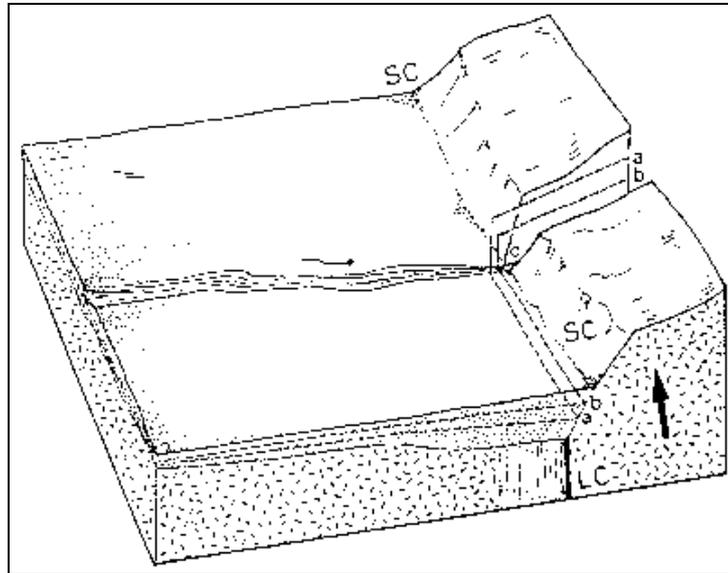


**Figura 6** – Il magmatismo oligocenico nella Zona Sesia-Lanzo (Mec: micascisti eclogitici) e nella Zona Ivrea-Verbanò (AM), con i plutoni di Biella (B) e Miagliano (Mi), filoni andesitici (F) e coperture vulcanoclastiche (vu); LC: linea del Canavese

La Linea del Canavese costituisce un sistema di faglie profonde che hanno avuto un'evoluzione complessa dall'eoalpino al nealpino, ma non mancano tracce di un'attività ancora più recente (neotettonica).

All'intersezione obliqua della vicina Valsesia con la linea tettonica, si osserva una singolare situazione morfologica, costituita da una lunga depressione che è interpretabile come un canale scaricatore fluvio-glaciale scavato nel substrato roccioso dal ghiacciaio valesiano in una delle sue ultime pulsazioni.

L'andamento e la forma di questo canale sono stati chiaramente controllati dalla linea del Canavese ed in particolare dalla fascia milonitica che la sottolinea in questo tratto. I rapporti che le forme ed i depositi fluviali più recenti mostrano con la scarpata, espressione morfologica della linea del Canavese, indicano che in epoca molto recente si è verificata una riattivazione di questa struttura (cfr. Figura 7).



**Figura 7** – Attività recente della linea del Canavese presso Balmuccia. SC: scarpata espressione morfologica della linea del Canavese (LC); a-b-c: livelli di erosione e corrispondenti depositi

La scarpata segna, infatti, un limite netto tra un segmento fluviale a monte, caratterizzato da ripetuti fenomeni di sedimentazione, ed un segmento a valle, in cui l'evoluzione è stata unicamente di tipo erosionale.

E' possibile affermare che questa situazione non può dipendere esclusivamente da fenomeni di erosione differenziale. La maggiore erodibilità delle miloniti che formano il substrato del tratto in sedimentazione rispetto alle più tenaci rocce dell'Ivrea-Verbano in cui sono impostati i tratti in erosione, non avrebbe in ogni caso potuto produrre la generalizzata configurazione in contropendenza della superficie erosionale che separa i due settori in discussione. Essa corrisponde alla scarpata di faglia. Linee immaginarie che rappresentano fasi successive di approfondimento della forra a valle della scarpata sarebbero disposte in successione decrescente dall'alto (configurazione più antica) al basso (configurazione attuale).

Al contrario, nel materasso alluvionale a monte, linee isocrone corrispondenti alle precedenti darebbero luogo ad una successione accrescente: così i tratti di collegamento formano un gradino in corrispondenza della scarpata e l'altezza di questo gradino è tanto maggiore quanto più antichi sono il deposito alluvionale e la morfologia (cfr. Figura 7). Ciò sta ad indicare che la linea del Canavese ha subito un'ulteriore evoluzione durante l'Olocene.

### 1.3. La zona Ivrea-Verbano

Dal punto di vista genetico, la porzione di Prealpi compresa tra la Pianura Padana e la Zona Sesia-Lanzo costituisce il basamento delle Alpi Meridionali. Essa venne suddivisa già da NOVARESE (1929) in Formazione dei Laghi o Zona Strona-Ceneri ed in Formazione Dioritico-Kinzigitica o Zona Ivrea-Verbano. Limitando l'interesse alla sola Zona Ivrea-Verbano, noteremo che essa affiora lungo il margine NW della Serie dei Laghi, all'incirca a NW dell'allineamento Borgosesia-Mergozzo.

I litotipi ascrivibili a tale unità sono vari, ma comunque riconducibili a due gruppi principali:

- il primo comprende paraderivati di natura prevalentemente pelitica, essenzialmente costituiti da gneiss biotitico sillimanitici a granato e muscovite (Kinzigiti), frequenti nell'area a NE di Biella ed interessati dalla presenza di filoni e sacche pegmatitiche, specialmente in prossimità del contatto con i graniti del Massiccio Granitico del Biellese.
- nel secondo gruppo rientrano rocce basiche di origine eruttiva, a chimismo prevalentemente gabbrico o noritico, di gran parte delle quali è modernamente accettata la natura metamorfica. Si tratta, cioè, di gabbri e noriti che furono metamorfosati in facies anfibolitica e granulitica dallo stesso ciclo metamorfico delle kinzigiti. A questi ortoderivati si associano rocce eruttive basiche non trasformate, di età verosimilmente ercinica e comunque posteriori al metamorfismo, dal quale non appaiono interessate.

In base alla letteratura, Zona Strona-Ceneri e Zona Ivrea-Verbano formerebbero, in definitiva, una serie cristallina continua caratterizzata da un metamorfismo regionale di età prealpina, a carattere progressivo da SE a NW. Le rocce eruttive basiche, come già ricordato, sono evidentemente legate all'evento ercinico e vanno considerate successive al metamorfismo.

Man mano che ci si sposta dal Verbano verso Biella, i rapporti tra rocce della Zona Ivrea-Verbano e rocce della Zona Strona-Ceneri vanno assumendo un carattere progressivamente più "intrusivo", nel senso di intrusione di rocce della prima da parte di rocce granitoidi della seconda. La continuità del contatto tra le due unità è interrotta, in prossimità dell'area in esame, dalla presenza della nota faglia della Cremosina, cui è associata un'intensa deformazione postcristallina.

Studi più recenti permettono la distinzione del corpo basico della zona Ivrea-Verbano in 5 principali unità litologiche in successione da SE verso NW e dall'alto al basso:

1. unità delle dioriti;
2. corpo gabbrico principale, formato da dominanti noriti ad orneblenda;
3. corpo magmatico stratificato, suddiviso in una zona superiore, sequenza di gabbri con intercalazioni di anortositi e rare websteriti (fasi di cumulo: olivina, pirosseno, plagioclasio), una zona intermedia, sequenza di peridotiti e minori websteriti con intercalazioni di gabbri (fasi di cumulo: olivina, plagioclasio, pirosseni), ed un zona

inferiore o basale, letti di peridotiti e websteriti alternati a letti di gabbri (fasi di cumulo: olivina, clinopirosseno, spinello); la zona superiore e quella intermedia sono separate da un sottile setto di paragneiss kinzigitici.

Il gabbro principale si è formato nella parte centrale della camera magmatica, tra il complesso cumulitico stratificato di letto e le dioriti di tetto, e rappresenta probabilmente l'impulso finale del ciclo eruttivo.

Il livello crostale profondo in cui si sono insediati i corpi intrusivi ha favorito lo sviluppo di strutture e fasi mineralogiche di pressione relativamente elevata, quali il granato. Secondo il modello di Voshage et al. (1990), nelle fasi iniziali, magmi di origine sottocrostale si sono iniettati come filoni di strato all'interno della sequenza kinzigitica e ne hanno prodotto la fusione parziale e la genesi di una roccia residuale granulitica; in questa fase si svilupperebbero le principali sequenze femiche ed ultrafemiche stratificate. Lo stadio successivo è caratterizzato dall'apertura di grandi camere magmatiche profonde in cui si insediavano magmi basici, in parte associati a fusi ibridi residuali e a componenti cristallini (anattetici), dando luogo al corpo gabbro principale ed alle dioriti di tetto. Questi processi petrogenetici si sono svolti in condizioni di perturbazione termica regionale, attenuazione litosferica e disarticolazione distensiva della crosta continentale, necessaria per la genesi dei magmi e per la creazione dello spazio richiesto dalle grandi camere magmatiche: l'orogènesi varisica era conclusa ed era attivo un nuovo margine divergente (Dal Piaz, 1992).

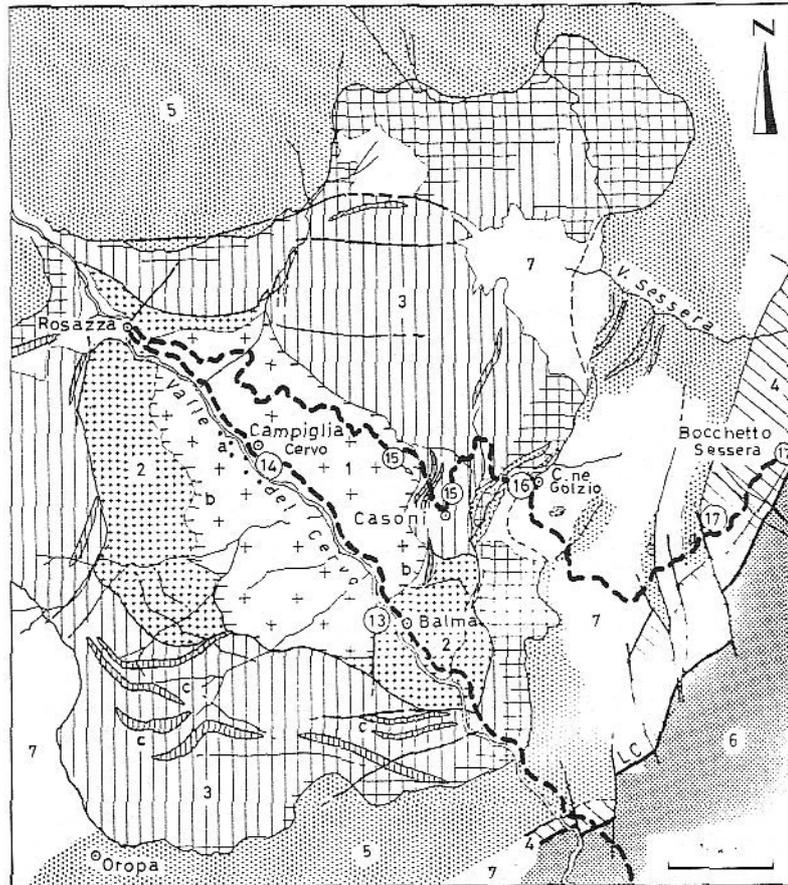
#### **1.4. I corpi magmatici oligocenici**

Si tratta di manifestazioni vulcaniche (esplosive), filoniane e plutoniche ad affinità calc-alkalina del ciclo magmatico periadriatico, posteriori all'inizio della lunga fase collisionale ed al metamorfismo mesoalpino.

Il piccolo plutone di Miagliano è intruso nelle rocce basiche della Zona Ivrea-Verbanò (Sudalpino), presso la linea del Canavese, quella di Biella (Valle Cervo) nel settore interno della Zona Sesia-Lanzo, costituita dal complesso dei micascisti eclogitici a metamorfismo eoalpino; il basamento Austroalpino è ricoperto dalle sequenze clastiche ed andesitiche di Sordevolo, esposte lungo la linea del Canavese. Questo corpi eruttivi sono stati datati con metodi radiometrici, risultando tutti di età oligocenica.

Il complesso delle vulcaniti andesitiche che costituisce la copertura del margine interno del basamento Sesia-Lanzo è la stessa formazione oligocenica che si osserva a Sordevolo e descritta in precedenza (cfr. pag. 7). All'esame macroscopico le andesiti si presentano come rocce scure a struttura porfirica (fenocristalli chiari di plagioclasio), talora friabili per l'intensa deformazione cataclastica della linea del Canavese.

Il plutone della Val Cervo ha forma grosso modo subcircolare, ricoprendo una superficie di circa 35 km<sup>2</sup>: il contatto con i micascisti eclogitici è intrusivo e discordante. La perturbazione e l'attività dei fluidi indotte dall'intrusione hanno trasformato le delicate associazioni eclogitiche dei micascisti incassanti, con effetti crescenti man mano che ci si avvicina al margine del plutone e sviluppo delle tipiche cornubianiti nelle zone più calde. L'aureola metamorfica di contatto è percettibile in genere sino ad una distanza di un paio di km.



1) Complesso "granitico" del nucleo: monzo-graniti porfirici rossastri; a: varietà bianca; b: zona di transizione marginale quarzo-monzonitica; 2) complesso sienitico; 3) complesso monzonitico; c: monzo-dioriti a grana fine in corpi iniettati; 4) vulcaniti e vulcanoclastiti andesitiche s.l. di età oligocenica; 5) Zona Sesia-Lanzo: micascisti eclogitici a metamorfismo eoalpino; 6) Zona Ivrea-Verbanò; 7) coperture quaternarie.

**Figura 8** – Struttura interna del plutone in Val Cervo (Bigioggero-Tunesi, 1987)

Il plutone della Val Cervo è uno dei corpi magmatici più famosi delle Alpi Occidentali per la presenza di una bella sienite violacea coltivata sin dall'antichità, nota come sienite di la Balma, Biella o Oropa. Il plutone ha composizione eterogenea e struttura subconcentrica, più complessa nei dettagli di quanto indicato nei fogli Biella e Varallo della C.G.I..

Come indicato in Figura 8, è costituito da un anello esterno, predominante ed eterogeneo, ove prevalgono quarzo-monzoniti a grana media, grigie e rossicce, con plagioclasio, grandi lamine di biotite, pirosseno e talora orneblenda, passanti a facies grigiastre a grana più fine; sono presenti numerosi inclusi dei parascisti incassanti e rari nuclei femici.

Segue l'anello sienitico mediano, largamente discontinuo, formato da due corpi di monzosieniti e quarzo-sieniti a feldspato potassico, plagioclasio, quarzo, anfibolo e pirosseno, a grana medio-fine, dalla tipica tinta violacea; la roccia contiene qualche incluso femico a grana fine ed appare spesso foliata grazie all'orientazione preferenziale dei cristalli tabulari di feldspato.

Vi è infine il nucleo centrale granitico, di composizione in realtà monzo-granitica. La roccia è caratterizzata da abbondanti cristalli pluricentimetrici di feldspato potassico che le

conferiscono il carattere porfirico, e da biotite e talora orneblenda; è ricca in inclusi femici a grana fine anche di notevoli dimensioni. La massa è tagliata da numerosi filoni di apliti, micrograniti e subordinate pegmatiti.

Le rocce plutoniche hanno affinità calc-alkalina e composizione analoga ai coevi filoni andesitici alti in potassio diffusi lungo il settore occidentale del lineamento periadriatico. La storia evolutiva del plutone composito della Val Cervo è iniziata verosimilmente con l'intrusione dell'anello esterno monzonitico nei micascisti eclogitici incassanti; segue la messa in posto dei corpi sienitici all'interno dell'anello monzonitico, ancora abbastanza caldo per impedire la formazione di un margine raffreddato al contatto; il ciclo magmatico si conclude con l'intrusione del corpo monzo-granitico centrale e con l'insediamento dei filoni aplitico-pegmatitici in vari sistemi di frattura.

## 2. CARATTERI GEOLITOLOGICI DI DETTAGLIO

Nel presente capitolo sono discusse le caratteristiche geolitologiche del territorio esaminato ed i connotati geologico-strutturali più significativi, dedotti dal rilevamento di terreno e dalla bibliografia a disposizione per l'area.

Il comprensorio esaminato comprende termini litologici pre-quadernari, che costituiscono il substrato roccioso dell'area, e termini quadernari di copertura dello stesso.

### 2.1. I depositi quadernari

Le coperture quadernarie sono sostanzialmente riconducibili alle seguenti unità, distinte nella carta geologica di cui all'elaborato RD7.2:

- ⇒ depositi glaciali s.l. delle alte valli Sessera e Dolca, limitatamente alle rispettive zone di testata, commisti localmente a prodotti detritici a grossi blocchi, dai quali non sono propriamente distinguibili;
- ⇒ depositi alluvionali/torrentizi recenti, limitatamente all'alveo dei T.ti Sessera e Dolca e molto più subordinatamente attinenti al reticolato idrografico secondario;
- ⇒ coperture ubiquitarie di natura pedogenetica, colluviale e detritica, spesso reciprocamente frammiste, di estensione areale cartografabile e orientativamente di spessore non inferiore a 2 m.

#### 2.1.1. *Depositi glaciali*

Si tratta di unità geneticamente connesse alla dinamica dei ghiacciai sviluppatasi nel pleistocene nei settori medio-alti delle valli Sessera e Dolca ed in maniera subordinata nella zona di testata del Rio Caramala.

Tali unità risultano in seguito parzialmente smembrate dal modellamento sovrapposti successivamente, dovuto sostanzialmente a dinamiche di approfondimento del reticolato idrografico. Il risultato finale ha dato luogo all'attuale configurazione ovvero alla presenza di lembi discontinui, conservati in particolare nelle zone di testata delle alte valli ed in misura minore in altre posizioni.

Da segnalare in termini di importanza il vasto corpo glaciale conservato in destra idrografica della valle del Dolca, nel settore mediano del suo decorso attuale, a partire dalla zona dei "lavaggi" verso monte. Esso occupa la maggior parte del versante fino quasi alla sommità dove sfuma gradualmente a cuneo ed è stato interessato da alcuni fenomeni gravitativi, misti a debrisflow, segnalati già dall'evento del 1994 e riattivatisi in più circostanze nonostante gli interventi di stabilizzazione.

Nella caso specifico citato si possono osservare le caratteristiche litologiche: sono infatti costituiti da un ammasso caotico di blocchi lapidei e ciottoli delle più svariate dimensioni talora inglobati in frazioni granulometriche più fini di colore marrone. Essi affiorano lungo tutto lo spaccato stradale fino al “*ponte dei lavaggi*” sul T. Dolca. Nella fattispecie, la testata di alimentazione del ghiacciaio, impostata entro i micascisti del Sesia-Lanzo, più propensi all’erosione, ha fornito quantità al ghiacciaio considerevoli di materiale per il trasporto e la deposizione. L’erodibilità dei litotipi spiega la notevole estensione delle unità glaciali in questa zona.

Diversamente, il bacino del Sessera, impostato entro rocce meno erodibili (le monzoniti del plutone biellese) è stato interessato in misura decisamente minore da trasporto e deposizione di accumuli detritici glaciali, come si evince dalla presenza, solo sporadica e discontinua, dei lembi conservati nel tratto di asta fino a loc. Piana del Ponte – Baraccone. Nel caso del Sessera gli accumuli principali si riscontrano proprio nel settore di testata, ed in particolare nell’ampio circo glaciale laterale di Mosso S. Maria. Si tratta nella fattispecie soprattutto di coltri detritiche a grossi blocchi e quasi del tutto prive di matrice più fine e solo parzialmente mobilitate dal ghiacciaio, tanto che una netta distinzione con le coltri detritiche in posto risulta sovente problematica.

#### 2.1.2. *Depositi fluviali e torrentizi recenti ed attuali*

I depositi alluvionali sono organizzati in lembi più o meno continui lungo gli alvei attuali dei torrenti Sessera e Dolca nel loro tratto mediano e subordinatamente nelle zone di testata. Mentre lungo l’asta del Sessera a valle della Linea del Canavese essi risultano del tutto assenti, essendo l’alveo inciso entro il substrato delle rocce basiche dell’Ivrea-Verbanò, lungo il tratto terminale del Dolca la continuità risulta maggiore, come nel caso della sottile coltre di Piane di Buronzo o verso il bacino della diga.

I depositi alluvionali dei bacini principali sono caratterizzati da una granulometria molto grossolana, essenzialmente ghiaiosa, con ciottoli e blocchi subarrotondati, in conseguenza di meccanismi torrenziali ad elevata energia. La matrice, di natura sabbiosa e ghiaiosa fine, risulta in genere dilavata lungo la sezione di deflusso attuale dell’asta fluviale, ma può essere presente in quantità discrete nei piccoli lembi terrazzati laterali.

A valle della zona Piana del Ponte – Baraccone lungo l’asta del Sessera si rilevano alcuni piccoli lembi di depositi fluviali terrazzati e dissecati dal successivo marcato approfondimento del corso d’acqua in conseguenza, presumibilmente, di meccanismi del tipo descritto in §1.2 Figura 7.

In carta sono stati distinti i depositi fluviali s.s. dalle unità torrentizie, che rivelano una dinamica deposizionale ad energia molto elevata e concomitante a fenomenologie di tipo debris-flow, concorrenti alla formazione dei conoidi. Tale situazione è evidente lungo l’asta del Rio Caramala, soggetta recentemente a processi di questo tipo come discusso in §3.1.

### 2.1.3. Coperture detritiche più importanti

Le coperture colluviali e le coltri di alterazione sono molto diffuse nell'ambito dei micascisti del Sesia-Lanzo e sono state distinte in carte perché generalmente sono di limitato spessore e si alternano all'affioramento/subaffioramento del tetto del substrato roccioso.

Si tratta di unità ubiquitarie che derivano sostanzialmente da processi di alterazione e degradazione del substrato, sia esso la roccia in posto che i depositi fluviali antichi, debolmente mobilizzati lungo i versanti ad opera dell'azione combinata delle acque di ruscellamento diffuso e della gravità.

Sono invece stati cartografati i corpi detritici più importanti, in genere a grossi blocchi, che si estendono lungo i versanti delle zone di testata dei bacini principali.

## 2.2. Il substrato roccioso pre-quaternario

Il territorio esaminato comprende due principali complessi tettonici, uno di pertinenza alpina, nel settore mediano e di testata dei bacini principali del Sessera e del Dolca, e l'altro di pertinenza sudalpina, separate da un'ampia zona di contatto tettonico (cfr. cap. §0).

Partendo da SE verso le alte valli, si incontrano in successione:

- Rocce basiche della zona Ivrea-Verbano (Dominio Sudalpino);
- Fascia di contatto con il Dominio Alpino;
- Vulcaniti porfiriche e sedimentarie (copertura della Zona Sesia-Lanzo);
- Micascisti eclogitici della Zona Sesia-Lanzo (Dominio Alpino);
- Aureola metamorfica di contatto dei micascisti;
- Complesso monzonitico del plutone oligocenico biellese.

### 2.2.1. Le rocce basiche (Dominio Sudalpino)

Si tratta di un vasto complesso di rocce appartenente al vasto corpo basico del basamento sudalpino Ivrea-Verbano: esse si presentano alla mesoscala come noriti anfibolico-piroseniche a dioriti quarzifere biotitico-anfibolico-piroseniche a grana media, a tessitura prevalentemente isotropa o subordinatamente isoorientata, localmente in facies leucocratica.

Ad esse si associano svariati corpi di altri litotipi, quali anfiboliti, granodioriti, granuliti, gabbri, organizzati in masse a geometria irregolare o impercettibilmente stratificata, tagliata sovente da filoni andesitici tardivi, legati al magmatismo oligocenico biellese.

Talora la tessitura interna delle dioriti s.l. sviluppa una certa orientazione definibile dalla separazione di livelli sacche e plaghe più acidi, che appaiono irregolarmente organizzati tali da ricordare tessiture primarie di tipo anatettico e si presentano, in prossimità della Linea del Canavese fortemente stirate e nei casi più estremi del tutto trasposte dall'intensa milonitizzazione.

Sotto l'aspetto strutturale, l'ammasso roccioso si presenta prevalentemente a struttura massiva, con svariati sistemi di fratturazione a geometria piuttosto regolare che tendono ad essere concentrati principalmente in zone discrete in prossimità della fasce di laminazione tettonica e che controllano a tutte le scale gli aspetti morfostrutturali del territorio.

In alta Valsessera si rilevano esclusivamente le rocce del *complesso basico*, che interessano una porzione rilevante dell'area, affiorando a valle della Piana del Ponte e formando i rilievi del M.Marca e M.Rubello, costituenti lo spartiacque meridionale della Valsessera, e le cime della Mora e di Bors ed il M.Barone, che formano lo spartiacque settentrionale, con la Valsesia.

Tra le rocce basiche il litotipo prevalente è una gabbrodiorite a grana medio grossa, costituita da plagioclasio basico e da pirosseni. La facies è generalmente uniforme, talora la grana diventa grossa, conferendo alla roccia un aspetto pegmatitico. Localmente, è diffusa in queste rocce una tessitura orientata, data dall'alternanza di fasce esclusivamente plagioclastiche con altre pirosseniche. Le rocce gabbriche passano in molti punti a tipi dioritici, specie verso SE; il passaggio avviene in genere gradualmente, per un aumento dei componenti leucocratici, accompagnato da una diminuzione della grana.

Più raramente, al limite occidentale della formazione, si osservano ammassi di pirosseniti nelle quali è assente la componente feldspatica. Si hanno inoltre differenziazioni lherzolitiche e peridotitiche.

In prossimità del contatto con la *Zona Sesia-Lanzo* sono presenti porzioni di roccia migmatitica riconoscibile dal colore chiaro e dalle venature irregolari; tali strutture molto caratteristiche (evidenti sul letto del torrente Sessera in corrispondenza delle Piane del Ponte) sono dovute in gran parte alla parziale fusione delle rocce dioritiche e alla intrusione di filoncelli ricchi di quarzo e feldspati.

#### 2.2.2. *La fascia di contatto tra Dominio Sudalpino e Dominio Alpino*

Il contatto tettonico tra le dioriti s.l. e le porfirite di copertura del Sesia-Lanzo è contraddistinto da fasce di intensa laminazione e milonitizzazione che trovano un evidente riscontro morfologico.

La transizione al Dominio Alpino avviene attraverso una serie di zone di taglio milonitiche reciprocamente intersecantisi, che isolano litoni e scaglie tettoniche a geometria fusiforme.

La fascia di transizione è localmente marcata dalla presenza in affioramento di sporadici corpi quarzitici, in facies "Verrucano", associati a dolomie e calcari estremamente tettonizzati, scisti sericitici varicolori (viola e verdi prevalenti) organizzati in litoni pinzati lungo la Linea del Canavese e trasposti dall'intensa tettonizzazione.

Da segnalare gli affioramenti di scisti varicolori messi a nudo dalla recente dinamica del Rio Caramala in corrispondenza del vecchio ponte in loc. Alpe Caramala.

Essi sono interpretati come scaglie di basamento e copertura di età permo-mesozoiche affioranti in genere più a Sud, nella zona pedemontana e collinare del Canavese. Tali litotipi sono riferibili ad un unico contesto strutturale noto col nome di *Zona del Canavese*.

Un altro litotipo è rappresentato da una dolomia presente in diversi affioramenti lungo tutto il settore in esame: nei pressi del Selletto Piccolo e dell'Alpe Calcinone, nel Rio Caramala e in un suo affluente di sinistra, al Poggio Bonda, nel Torrente Dolca e nel Rio Stramba. Si tratta quasi sempre di scaglie dolomitiche grigio scure attraversate da filoncelli millimetrici discordanti di calcite. Queste scaglie, molto ridotte ed assottigliate, sarebbero il corrispettivo del Trias dolomitico affiorante nel Canavese. Tali rocce sono state oggetto in passato di coltivazione per la produzione di calce (Alpe Calcinone).

### 2.2.3. *Le facies porfiriche e vulcanoclastiche*

A monte del contatto Ivrea-Verbanò / Sesia-Lanzo, ossia in direzione NW, è presente in affioramento un esteso, ma discontinuo, corpo di vulcaniti porfiriche e prodotti vulcanoclastici di colore violaceo, che demarca il passaggio netto al Dominio Alpino.

Si tratta di unità di copertura del basamento della Zona Sesia-Lanzo, rappresentato, ancora più a monte dai micascisti eclogitici, attribuite dalla letteratura geologica alla fase successiva (oligocene) al metamorfismo eoalpino del basamento.

I litotipi, descritti sulla cartografia geologica ufficiale come "*porfiriti pirossenico-anfiboliche di colore bruno-violaceo con locali intercalazioni tufacee*", furono originariamente attribuiti alla Zona del Canavese s.l. e solo da studi più recenti si è potuto accertare la loro analogia con il noto magmatismo oligocenico periadriatico.

In realtà si tratta di vulcaniti a composizione prevalentemente andesitica contraddistinti da una massa bruno-violacea a grana molto fine, verosimilmente criptocristallina, con evidenti fenocristalli di plagioclasio bianco a grana plurimillimetrica.

A tali corpi vulcanici, nettamente prevalenti nel settore studiato, si associano sequenze vulcano-sedimentarie testimoni di un vulcanesimo piroclastico di tipo esplosivo ad affinità calc-alcalina.

Alla mesoscala la roccia si presenta per lo più a struttura massiva, interessata da una fratturazione sporadica ed irregolare a sottolineare una originaria pseudo-stratificazione primaria, comunque scarsamente percettibile per mancanza di netti salti litologici. All'interno delle sequenze più propriamente clastiche si rinvengono sporadici elementi decimetrici di micascisti del basamento inclusi nella massa vulcanitica.

Questa formazione, riferita un tempo al Paleozoico, è terziaria (Oligocene), come dimostrato da dati radiometrici. Come evidenziato da recenti studi, il complesso vulcanitico ed il suo substrato hanno subito un'importante rotazione, connessa ai movimenti tettonici verificatisi lungo la Linea del Canavese.

In Alta Valsessera si distinguono due litotipi principali: il primo è dato da porfiriti plagioclasico-pirosseniche (andesiti) di colore grigio violaceo, che spesso presentano cristalli idiomorfi di anfibolo; queste rocce costituiscono il litotipo predominante della copertura e si caratterizzano per la compattezza e l'assenza di indizi di metamorfismo. Solo in prossimità della Linea del Canavese le porfiriti si presentano intensamente fratturate.

Il secondo litotipo è dato da un agglomerato costituito da ciottoli più o meno arrotondati di porfiriti e di rocce del complesso dei micascisti eclogitici, con cemento tufitico di colore rossastro a grana da media a grossolana. Queste rocce affiorano tra le località Piana del Ponte e Selletto Piccolo, sempre in prossimità della Linea del Canavese.

#### 2.2.4. *I micascisti della Zona Sesia-Lanzo (Dominio Alpino)*

A monte della fascia di vulcaniti oligoceniche e sottostante ad essa si rileva il complesso dei micascisti eclogitici che rappresentano il litotipo dominante di basamento della Zona Sesia-Lanzo.

Esso è costituito sostanzialmente da micascisti a mica bianca granato glaucofane ed omfacite, con patina d'alterazione in genere rossastra. Associati ai micascisti si trovano intercalazioni di quarziti massicce, noduli e lenti di anfiboliti, glaucofaniti ed eclogiti non cartografabili singolarmente ed affioranti diffusamente in prossimità della casa del pescatore, sul versante destro del Sessera.

Si tratta di rocce interessate da diverse fasi metamorfico-deformative legate alla messa in posto dell'orogeno alpino, che attualmente presentano una scistosità prevalente, molto pervasiva e penetrativa, a spaziatura prevalentemente millimetrica, con direzione di immersione nei quadranti S e SW ed angoli di inclinazione moderati.

Le superfici di foliazione si fanno via via più intense e ravvicinate in corrispondenza del contatto con le andesiti sovrastanti, quasi a ricordare un rapporto di tipo tettonico tra le due unità (anche se la letteratura ne attribuisce uno stratigrafico), ma presumibilmente legato al contrasto di competenza e di reologia tra i litotipi ed alla differente risposta della deformazione duttile.

I micascisti formano in Valsessera i versanti meridionale ed orientale dell'Asnass, mentre in Val Dolca si riscontrano grosso modo a valle del colle dei Fornei. Nei pressi dell'Alpe i Fornei e lungo la cresta sotto il Testone delle Tre Alpi affiorano dei micascisti ad Ankerite. Questo minerale conferisce alla roccia un aspetto cariato e dove invece è più abbondante dà luogo a sacche di forma irregolare e dimensioni variabili rendendo la roccia più friabile.

Associati ai micascisti eclogitici si hanno degli gneiss fini a bande. Sono rocce a grana fine con alternanze di livelli chiari e livelli verdastri con spessori che vanno da alcuni centimetri ad alcuni decimetri, composti da Albite, Quarzo e Mica bianca con Epidoti, Clorite, Omfacite e sporadicamente granato. Anche all'interno di questi litotipi sono presenti inclusioni basiche con paragenesi eclogitiche simili a quelle presenti nei micascisti. Questi litotipi sono diffusi in valle Dolca.

Ai micascisti sono spesso associati corpi gneissici e metagranitoidi in generale, non distinti in carta, prevalente nella zone alte di spartiacque tra il bacino del Sessera, settore orientale e il bacino del Dolca (zona Cima dell'Asnas e P.ta dello Scaletto).

I metagranitoidi sono derivati da originarie rocce intrusive a composizione da granitica a granodioritica. Sono costituiti in genere da gneiss fini prevalentemente quarzo-feldspatici con minor mica chiara, granato ed epidoti; dove la deformazione è stata meno intensa conservano tracce della struttura magmatica originaria.

Associate si trovano le metagranodioriti che conservano ancora i domini quarzo-feldspatici in lenticelle millimetriche immerse in una massa di fondo grigia abbastanza omogenea. Granodioriti molto ben preservate affiorano anche nei pressi dell'Alpe i Laghetti in Val Sessera. Le rocce metagranitoidi costituiscono i rilievi maggiori dell'Alta Valsessera (Cima del Cravile, Cima di Bo, Manzo, Talamone).

#### 2.2.5. *Aureola metamorfica di contatto*

Per una fascia di circa 0,5÷1 km attorno al plutone è presente una aureola in cui le rocce incassanti (micascisti e gneiss della Zona Sesia Lanzo) hanno subito metamorfismo di contatto indotto dal calore del corpo magmatico, con formazione di cornubianiti a spese dei micascisti eclogitici.

La perturbazione termica e le attività dei fluidi indotte dall'intrusione del plutone oligocenico hanno trasformato le delicate associazioni eclogitiche dei micascisti incassanti con effetti crescenti man mano che ci si avvicina al margine del plutone, ovvero già a partire dall'arrivo della strada al ponte sul T. Sessera.

Alla mesoscala si nota una certa ricristallizzazione in facies massiva dei corpi eclogitici con associazioni mineralogiche a grana fine non individuabile correttamente in affioramento anche per l'intensa alterazione idrotermale apportata dai fluidi nelle fasi concomitanti e tardive dell'intrusione plutonica.

Numerose sono infatti le zone coperte da spesse patine giallastre, rossastre e scure nelle quali si possono riconoscere crescite di fasi mineralogiche nere, aghiformi, a struttura concentrica o radiale, presumibilmente mineralizzazioni a tormalina ed ankerite con associati solfuri in cristalli millimetrici entro cavità.

Connesse al plutone sono le mineralizzazioni legate ai fenomeni idrotermali verificatisi durante le fasi finali dell'intrusione delle rocce magmatiche nei micascisti eclogitici della Zona Sesia-Lanzo.

Tali manifestazioni sono presenti sia nella valle del Cervo che in Valsessera. In Valsessera l'attività idrotermale interessa le facies più esterne del plutone (monzoniti) e le rocce incassanti (micascisti) ed è rappresentata da vene mineralizzate e corpi brecciati.

Le mineralizzazioni sono caratterizzate principalmente dalla presenza di tormalina, magnetite, pirite, galena argentifera, blenda, calcopirite (con tracce d'oro), presenti nella zona compresa tra l'alpe Piovale, la costa dell'Argentera e l'alpe Randolere e sono state

coltivate in passato attraverso una serie di scavi e gallerie, recentemente sono state oggetto di studio e riscoperta.

#### 2.2.6. *Complesso monzonitico del plutone biellese*

Si tratta di rocce prevalentemente monzonitiche e quarzo-monzonitiche a grana media, grigie, con plagioclasio, grandi lamine di biotite, pirosseno e talora orneblenda, passanti a facies grigiastre più a grana fine, con numerosi inclusi dei micascisti incassanti, profondamente trasformati dallo shock termico subito, e rari nuclei femici.

Si tratta dell'anello più esterno del grande plutone oligocenico della Valle Cervo (cfr. §1.4), che interessano il settore sudoccidentale dell'Alta Valsessera, nella zona compresa tra gli alpeggi di Artignaga Isolà e Piovale.

Questa fascia periferica, che in altre zone dà luogo a facies diverse per colore, grana e struttura, in questa zona si presenta abbastanza monotona; il litotipo prevalente si caratterizza per il colore grigio, la grana media o fine e per le dimensioni pressoché uguali dei componenti.

### **3. LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI**

I lineamenti geomorfologici del territorio in esame sono riconducibili ai seguenti principali agenti morfogenetici:

- Forme legate al glacialismo
- Acque incanalate, dinamica fluviale ed attività torrentizia
- Fenomeni gravitativi di versante

#### **3.1. Forme glaciali conservate**

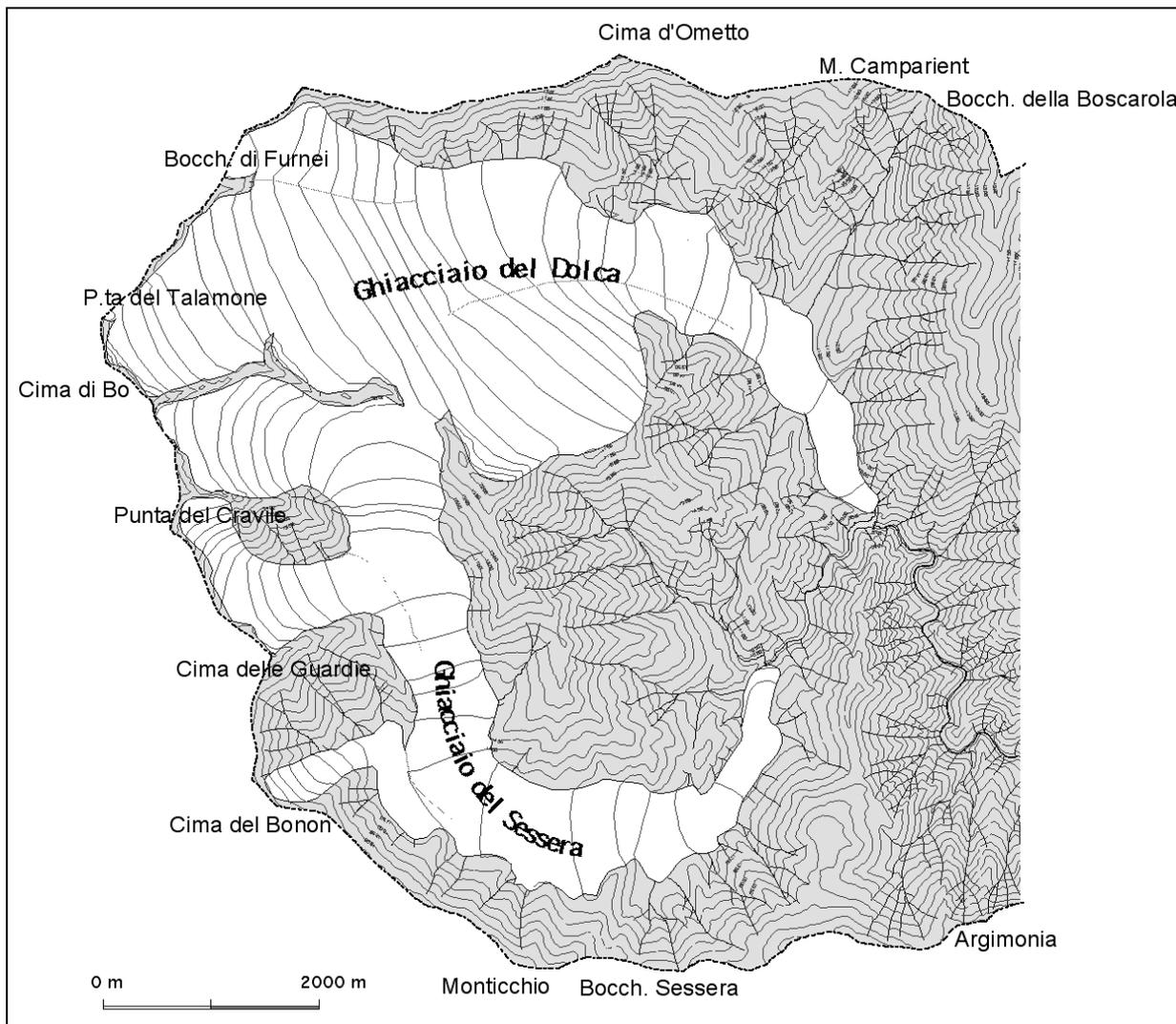
I caratteri geomorfologici prevalenti nel primo settore sono legati all'azione di modellamento dei ghiacciai, che durante l'ultima glaciazione würmiana (conclusasi circa 10.000 anni fa) hanno occupato parte delle valli Sessera e Dolca, estendendosi grosso modo fino all'attuale bacino delle Mischie, nella zona di confluenza dei due corsi d'acqua.

Tali caratteri, ancora molto evidenti lungo i versanti e i solchi vallivi che si diramano dal massiccio principale del M. Bo, sono assenti o meno evidenti alle quote inferiori o in corrispondenza delle cime meno elevate, come il versante meridionale dell'Asnass, dove i ghiacciai hanno interessato solo il solco vallivo principale o dove più recentemente altri agenti morfogenetici si sono sovrapposti e hanno cancellato le forme glaciali più antiche.

La tipica conformazione a "U" del profilo trasversale delle valli interessate dal ghiacciaio è evidente lungo il Sessera fino all'alpe Randolere e lungo il Dolca fino all'altezza dell'alpe Lavojo. Alla testata delle due valli maggiori (Sessera e Dolca) si riscontrano ampi circhi glaciali, di cui i più rappresentativi sono quelli dei laghetti del Bo e dell'alpe Carnera.

I principali depositi glaciali (morene) si riscontrano all'alpe Artignaga e nella zona dell'Alpe Cusogna e Peccia. Altri lembi morenici formano dei terrazzi sospesi sui fianchi vallivi. Sono formati da materiali detritici con granulometria eterogenea, ma con prevalenza di blocchi rocciosi e massi parzialmente arrotondati, che spesso superano il metro di diametro.

Un'area particolarmente ricca di testimonianze legate alla glaciazione è la conca dell'Artignaga, dove sono rilevabili i resti della morena laterale destra del ghiacciaio che scendeva lungo la valle principale del Sessera, di cui rimane una breve dorsale detritica, formata da una sottile cresta delimitata da ripidi fianchi erbosi. Originariamente la morena si allungava per alcune centinaia di metri, sbarrando come una diga la conca, formando così un laghetto, di cui si intuisce ancora la presenza a valle dell'alpeggio inferiore dell'Artignaga. Con lo scioglimento del ghiacciaio, l'azione erosiva delle acque ha progressivamente distrutto la morena. I materiali erosi si ritrovano sottoforma di depositi detritici fin sul fondovalle del Sessera (casa del Pescatore).



**Figura 9** – Interessante ricostruzione della distribuzione dei ghiacciai in Alta Val Sessera

Non solo la valle del Sessera era percorsa dal ghiacciaio, ma in parte anche la conca dell'Artignaga. Le evidenze morfologiche, pur essendo meno visibili rispetto ai segni lasciati lungo la valle principale, indicano presenza di un ghiacciaio che si sviluppava sul versante settentrionale della Cima del Bonon (1877 m), giungendo fin sul fondo della conca (1350 m) e collegandosi probabilmente con il ghiacciaio principale.

### 3.2. Forme legate alle dinamica delle acque incanalate

Mentre l'azione erosiva operata dal reticolato idrografico di superficie rappresenta ora l'agente morfogenetico principale, i fenomeni deposizionali sono molto limitati, con conoidi e a pianie alluvionali estremamente ridotte.

Gli alvei dei corsi d'acqua sono in genere ben incisi all'interno del substrato roccioso e localmente all'interno delle coltri detritiche s.l., presentando un profilo longitudinale generalmente piuttosto acclive.

Con riferimento ai bacini dei T.ti Sessera e Dolca, a monte dell'attuale diga, si possono distinguere un settore di testata o di alto bacino ed un settore mediano-terminale che culmina nella confluenza dei due corsi d'acqua.

I processi di modellamento si esplicano sostanzialmente tramite erosione di fondo: se nelle zone di testata l'erosione può comportare una parziale asportazione delle genericamente esigue coltri detritiche, che vengono quindi depositate in corrispondenza di variazioni di pendenza anche modeste (zona Piane di Buronzo sul Dolca e Piana del Ponte-Baraccone sul Sessera), nel tratto mediano-terminale le aste fluviali incidono drasticamente il substrato roccioso non solo fino alla loro reciproca confluenza in corrispondenza dell'attuale diga, ma proseguendo ben oltre verso valle.

Quindi, mentre le zone di testata presentano forme relativamente più dolci ed ampie e le aste fluviali non sono particolarmente incise, proseguendo verso valle, allorché i corsi d'acqua entrano nel complesso delle rocce basiche dell'Ivrea Verbano le valli assumono connotati aspri, contraddistinti da profili longitudinali marcatamente a V, fortemente approfonditi e senza soluzioni di continuità. In sostanza, l'aspetto è quello di un paesaggio giovane.

Questo assetto può sembrare un paradosso, in quanto le rocce basiche dell'Ivrea Verbano a struttura massiva sono molto più resistenti all'erosione sia in termini assoluti che nei confronti delle rocce scistose del Sesia-Lanzo, dominanti l'alta valle del Dolca, ma trova una convincente spiegazione nell'attività neotettonica lungo la linea del Canavese, già documentata dagli studi citati in precedenza (cfr. §1.2, Figura 7 e spiegazione a pag. 8). In sostanza, tale assetto porta a concludere che il blocco sudalpino (Ivrea-Verbano) abbia subito un movimento tettonico di sollevamento relativamente al blocco alpino (Sesia-Lanzo) lungo la linea del Canavese, in tempi molto recenti.

A riprova di quanto asserito, immediatamente a valle del lineamento si rileva la presenza di diversi piccoli lembi isolati di depositi alluvionali, sospesi di almeno una ventina di metri sull'attuale alveo del Sessera (zona a valle di Piana del Ponte-Baraccone in destra idrografica). Il movimento tettonico ed il relativo approfondimento erosionale da esso innescato, sono quindi avvenuti successivamente alla deposizione delle alluvioni, in seguito rimodellate e dissecate.

Appare altrettanto interessante e significativo il condizionamento tettonico-strutturale indotto sull'assetto geomorfologico e del reticolato idrografico, ovvero sull'orientazione delle incisioni vallive principali e secondarie, che trovano immediato riscontro nella giacitura delle discontinuità principali e caratterizzanti.

In tale ottica risulta particolarmente evidente l'espressione morfologica della "Linea del Canavese", che è demarcata da diversi elementi o disturbi morfologici orientati NNE-SSW e facilmente individuabili, come per esempio le vallecole che si dipartono rispettivamente dalla Bocchetta Boscarola (Rio Stramba) e dalla Bocchetta Sessera, gli insellamenti di Dosso dell'Asino, di Poggio Bonda o di Poggio Selletto Piccolo, tutti elementi perfettamente allineati e regolari.

Un'attenzione a parte merita l'attività dissestiva innescatasi in seguito all'evento alluvionale del giugno 2002 nel bacino del T.te Caramala, tributario di sinistra del Sessera, ed in particolare nella sua zona di testata.

Come segnalato nel rapporto ARPA Piemonte<sup>2</sup>, sull'alto bacino del rio Caramala si sono innescate alcune frane che incanalandosi nelle incisioni dei rii minori, hanno determinato apporti di materiali solidi nel rio producendo una violenta colata detritica che ha svuotato tutta l'asta, danneggiando il ponte della pista forestale di collegamento tra l'alta Val Sessera e la Val Sesia. Inoltre, è segnalato che sui versanti sinistro e destro del T. Dolca, si sono attivate frane superficiali evolute in colata rapida di fango e detriti.

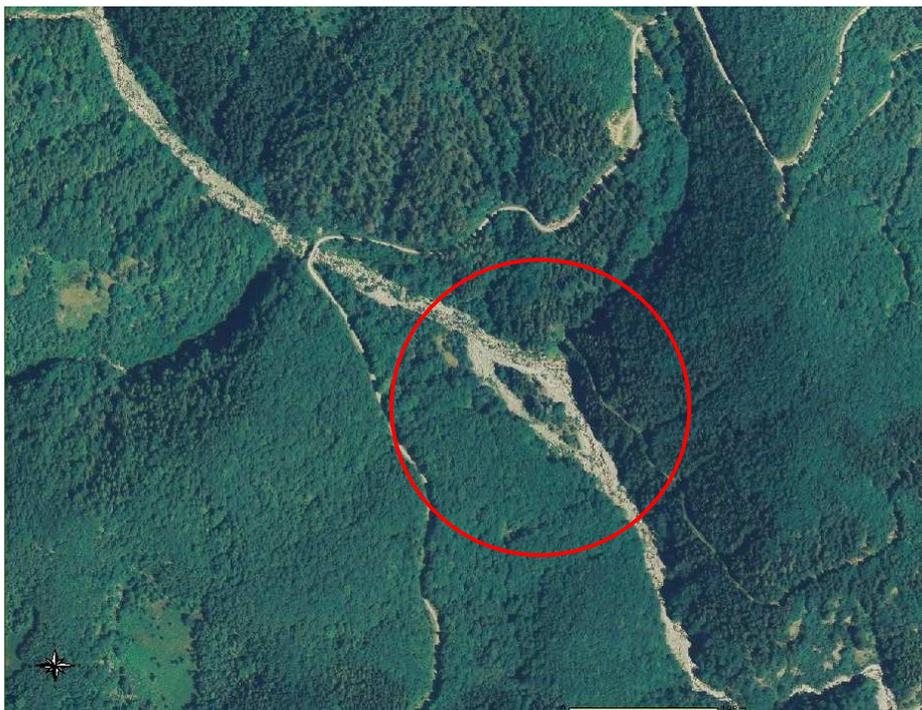
La situazione appare chiara dal confronto tra le foto aeree del 2000 e del 2006 riportate rispettivamente nella Figura 10 e nella Figura 11: nel tratto intermedio del corso d'acqua, la violenta attività innescatasi in conseguenza dell'evento ha portato alla dissezione di un lembo di versante ed alla formazione di un nuovo alveo, rettificato rispetto al precedente.



**Figura 10** – Situazione del tratto medio-terminale del Rio Caramala come appare dalla foto aerea del 2000

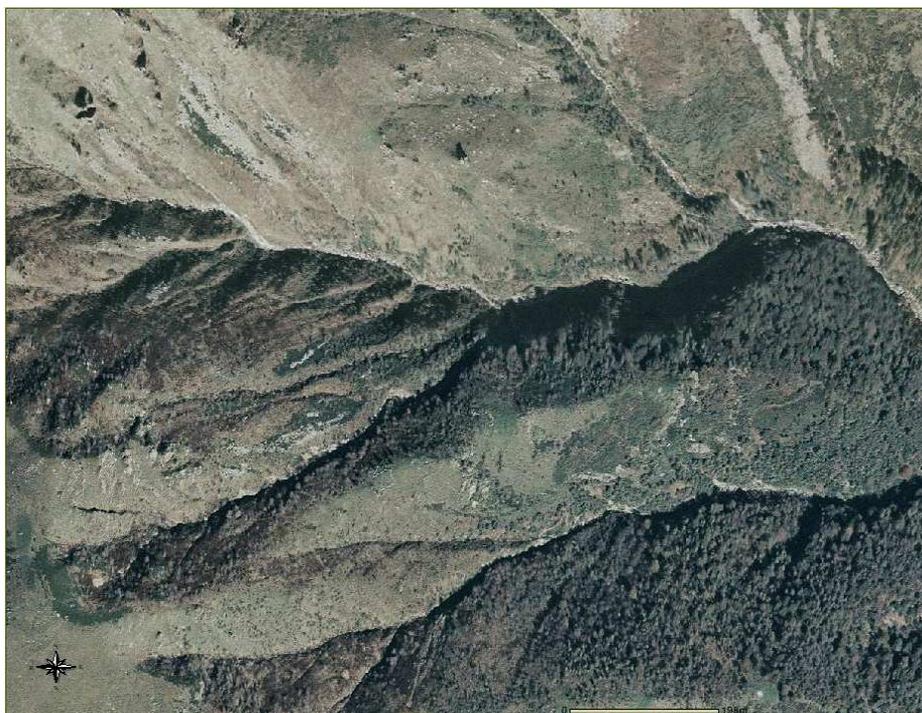
---

<sup>2</sup> ARPA Piemonte, Settore Studi e Ricerche Geologiche, Sistema Informativo Prevenzione Rischi, “*Evento alluvionale del 4-6 giugno 2002 nel territorio biellese*”, Collana informativa tecnico-.scientifica, quaderno n. 19, 2004

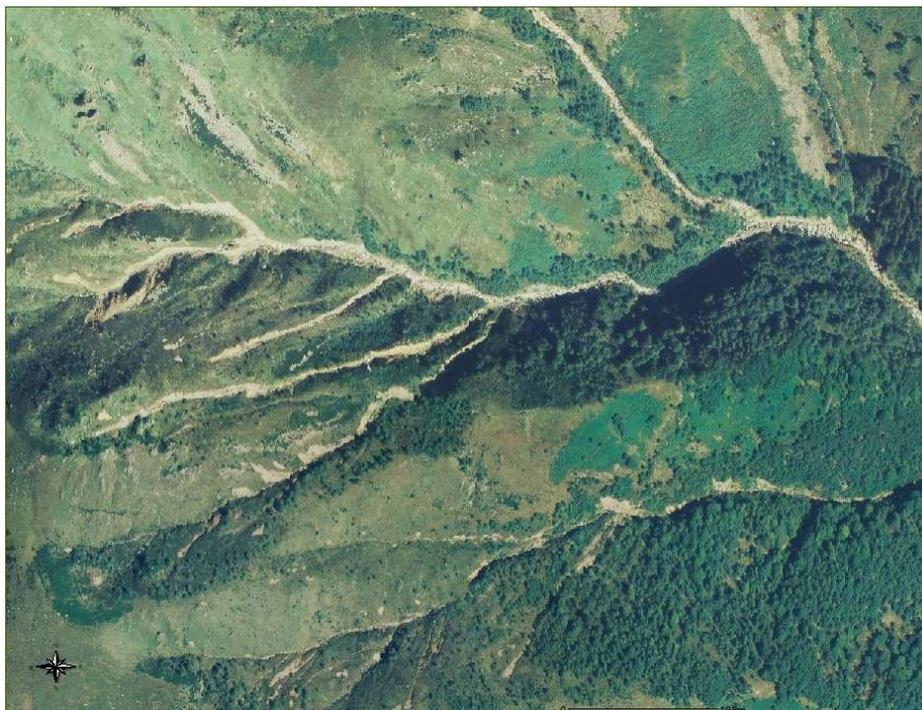


**Figura 11** – Situazione del tratto medio-terminale del Rio Caramala come appare dalla foto aerea del 2006

Alla stessa maniera, durante l'evento del 2002 si sono innescate diverse piccole colate delle coperture principalmente lungo i numerosi impluvi della zona di testata, confluite quindi nell'alveo principale in termini di incremento del carico solido, come appare chiaro dal confronto tra le due foto aeree mostrate nella Figura 12 (2000) e nella Figura 13 (2006).



**Figura 12** - Situazione della zona di testata del Rio Caramala come appare dalla foto aerea del 2000



**Figura 13** - Situazione della zona di testata del Rio Caramala come appare dalla foto aerea del 2006

### **3.3. Fenomeni gravitativi**

Dal rilevamento condotto si è constatato l'assenza di fenomeni gravitativi gravosi per il territorio interessato dal progetto e che le dinamiche franose sono sostanzialmente limitate a porzioni di versante versanti che sottendono la parte medio-alta dei bacini idrografici del T. Sessera, del T. Dolca e del Rio Caramala.

Nel caso del bacino del Sessera, si constata che gli eventi franosi presentano prevalentemente carattere superficiale, coinvolgenti in genere le coperture detritico-colluviali e le coltri di alterazione del substrato roccioso, essendo i depositi quaternari, più suscettibili a tali fenomenologie, limitati in spessore e estensione areale.

Lungo il bacino del Dolca, invece, la diffusione dei lembi quaternari, ed in particolare dei depositi glaciali in destra idrografica, risulta decisamente maggiore sia in termini di estensione areale che, subordinatamente, in termini di sviluppo verticale. In tale ambito si registra una frequenza dissestiva sensibilmente superiore, che meriterebbe un più accurato livello di approfondimento, in sede di progettazione esecutiva, sulle criticità più importanti qui individuate.

Il caso del bacino imbrifero del Rio Caramala è direttamente connesso all'evoluzione recente ed attuale del reticolato idrografico minore ed è stato discusso in §3.1.

Il riscontro litologico nella distribuzione dei dissesti è evidente: l'areale di affioramento di micascisti del Sesia-Lanzo è l'ambito maggiormente interessato dalle dinamiche di

versante, come è lecito attendersi in virtù della più accentuata erodibilità del litotipo e la propensione allo sviluppo di coltri di degradazione. Mentre i bacini del T. Dolca e del Rio Caramala ricadono esattamente in questo ambito, quello del Sessera è solo in parte modellato nella rocce scistose del Sesia-Lanzo, che risentono, inoltre, delle ricristallizzazione dovuta al metamorfismo di contatto, essendo al contrario impostato per gran parte nelle monzonitiche plutoniche decisamente più competenti.

Le rocce basiche dell'Ivrea-Verbano sono quasi del tutto avulse da fenomenologie franose degne di menzione, se si escludono sporadici e limitati corpi detritici a grossi blocchi dovuti a localizzati fenomeni di crollo, non sempre cartografabili.

La carta geomorfologica e dei dissesti (elaborato RD7.3) riporta il censimento dei fenomeni conosciuti, rilevati e ricavati da una base dati pubblica, ovvero dall'incrocio dei database provenienti dall'I.F.F.I. (Inventario dei Fenomeni Franosi Italiani) e dal S.I.T.A.D. (Sistema Informativo Territoriale Ambientale Diffuso) della Provincia di Biella, fonti autorevoli e validate.

Le distinzioni sono state classificate, dove possibile, in termini di tipologia del fenomeno, di stato di attività (attivo, quiescente, stabilizzato) e di scala (areale, lineare, puntuale). Sono stati inoltre indicati i tratti di corsi d'acqua suscettibili di trasporto solido più significativo. La carta riporta infine le principali distinzioni delle formazioni superficiali quaternarie, ripresa dalla carta geologica, lasciando indistinti in bianco gli areali di affioramento e subaffioramento del substrato roccioso e delle coltri quaternarie meno importanti.

## **4. RILIEVO STRUTTURALE-GEOMECCANICO DI SUPERFICIE: METODOLOGIA**

Il rilievo strutturale è stato eseguito sull'ammasso roccioso affiorante senza soluzione di continuità lungo il versante sinistro dell'invaso in corrispondenza del piazzale dell'attuale coronamento ed è stato articolato in 3 stazioni della lunghezza di circa 10÷15 ml ciascuna (ubicazione riportata nella tavola planimetrica dell'elaborato RD7.5).

Il rilievo si è svolto con metodologia standard (ISRM, 1981) in diverse fasi distinte, che sono analizzate dettagliatamente nel presente rapporto:

- 1) acquisizione misure in sito;
- 2) elaborazione dati, analisi statistica dei parametri, scelta dei valori caratteristici;
- 3) classificazione geomeccanica dell'ammasso roccioso.

### **4.1. Fase I: Acquisizione dati**

L'acquisizione dati è stata preceduta da uno studio preliminare dell'affioramento roccioso, atto a identificare i principali sistemi di discontinuità presenti, la loro natura, i reciproci rapporti geometrici, per una visione generale delle condizioni strutturali complessive dell'ammasso.

Nella fase successiva, rilevata l'orientazione della parete affiorante, si è proceduto alla raccolta sistematica, lungo una direttrice principale di misura e per ogni superficie di discontinuità presente, dei seguenti caratteri morfo-geometrici: giacitura, spaziatura, apertura, lunghezza (con annotazione, ove possibile, delle terminazioni dei giunti), scabrezza, persistenza, evidenze di circolazione idrica ed eventuale alterazione / materiale di riempimento (tabelle dati in allegato).

#### *4.1.1. Orientazione delle discontinuità*

E' comunemente il primo parametro misurato durante il rilievo strutturale. La metodologia adottata prevede il rilievo delle giaciture di ogni discontinuità per ogni famiglia. Le diverse superfici di frattura sono state dunque classificate in sistemi contraddistinti da sigla univoca (K1, K2, K3, ecc.).

L'orientazione delle discontinuità è definita da direzione di immersione ed inclinazione del piano espressi in gradi sessagesimali, rispettivamente come angolo azimutale (rispetto al nord magnetico) e angolo zenitale (dip).

I sistemi di fratture sono distinti in funzione dei rapporti geometrici reciproci, delle orientazioni reciproche e delle loro natura genetica. Il numero progressivo attribuito (K1, K2, ecc.) non necessariamente rispecchia il grado di gerarchizzazione e di importanza dei sistemi.

#### 4.1.2. *Parametri morfologici dei giunti*

La spaziatura è uno dei parametri fondamentali per la definizione della qualità dell'ammasso roccioso, e permette di valutare la frequenza di fratturazione. In pratica, si tratta di effettuare una serie sistematica di misure di distanze tra le superfici di discontinuità, perpendicolarmente alle stesse, lungo un allineamento non inferiore a 2 m.

L'apertura indica la distanza tra le due superfici parallele della stessa discontinuità, e, dove i giunti risultano molto serrati è stato indicato un valore convenzionale di 0,1 mm.

La lunghezza e la persistenza dei giunti sono sicuramente tra i caratteri più difficili da misurare e da elaborare per ricavarne un dato significativo, dal momento che, nel caso specifico, la maggior parte delle superfici si estende oltre i limiti dell'affioramento. Pertanto il parametro misurato rappresenta spesso un valore minimo di lunghezza o una grandezza di tipo qualitativo da ritenersi valida in termini orientativi.

Un rilievo diretto della persistenza, che rappresenta l'estensione areale di una discontinuità, è praticamente impossibile e solo in rarissimi casi è possibile una sua stima basata su almeno 2 superfici di affioramento, più frequentemente ci si deve limitare a osservazioni sulla persistenza lineare di una discontinuità lungo un'unica direzione.

La scabrezza della superficie di un giunto è stata valutata qualitativamente in funzione di 5 classi a rugosità decrescente: molto scabro, scabro, leggermente scabro, liscio, levigato.

#### 4.1.3. *Condizioni dei giunti*

Durante il rilievo si è accertata la totale assenza di acqua lungo le superfici di discontinuità esaminate. Si sono inoltre annotate, ove possibile, le terminazioni dei giunti, con particolare riguardo alle terminazioni in roccia (ponti in roccia – terminazione di tipo r) e contro altre discontinuità (terminazione di tipo d). L'assoluta maggioranza di terminazioni x (irrilevabili) rende questo tipo di analisi poco significativa ai fini strutturali e puramente descrittiva.

L'eventuale materiale di riempimento dei giunti è stato distinto in 4 classi: riempimento duro < 5 mm; riempimento duro > 5 mm, riempimento tenero < 5 mm; riempimento tenero > 5 mm. In tal modo si entra in maniera più immediata nella classificazione delle condizioni dei giunti di Bieniawsky (1989). In genere i riempimenti duri sono costituiti da prodotti cataclastici grossolane e litoni rocciosi, ma non da vene.

Si è infine descritta l'alterazione delle superfici dei giunti e dei bordi, intendendo come bordo di un giunto la porzione di roccia attigua alla parete della frattura. In tal modo si constata l'eventuale diffusione dell'alterazione (e circolazione idrica) all'interno del blocco

roccioso. Si tratta in genere di giunti inalterati o solo leggermente alterati, con patine di ossidazione brunastre-verdastre, generate essenzialmente da alterazione chimica e non da disgregazione fisica della matrice rocciosa.

## **4.2. Fase II: Analisi ed elaborazione dati**

### *4.2.1. Analisi delle giaciture*

Per ogni stazione strutturale i dati delle orientazioni dei giunti sono rappresentati in proiezioni stereografiche come poli di piani nell'emisfero inferiore del reticolo di Schmidt, utilizzando un simbolo diverso per ogni sistema.

La rappresentazione mediante reticolo equiareale consente di delimitare le aree di uguale densità di poli e individuarne i massimi per ogni famiglia, definendo pertanto il valore rappresentativo da assumere come giacitura media per il sistema di giunti esaminato.

Si giunge da ultimo all'elaborazione mediante proiezioni ciclografiche dei modelli strutturali per ogni stazione. La proiezione ciclografica permette un'immediata e chiara visualizzazione della disposizione spaziale di tutti i sistemi di giunti presenti, fornendo un quadro completo esemplificativo della stazione strutturale esaminata.

### *4.2.2. Analisi della distribuzione dei parametri geometrici e morfologici*

Per ogni stazione strutturale, è stata eseguita un'analisi della distribuzione dei parametri geometrici e morfologici di ciascuna famiglia di discontinuità, illustrata nelle tavole allegate.

Per i dati di spaziatura e lunghezza è stata condotta un'analisi statistica scegliendo le classi di frequenza più adatte al campione di dati, in funzione della distribuzione dei valori. L'analisi delle aperture si basa invece sulle classi di frequenza stabilite dall'ISRM (1981).

La distribuzione dei dati è rappresentata tramite istogrammi che permettono di individuare la classe (o le classi) più rappresentativa per ogni parametro analizzato e discriminare i dati da ritenersi statisticamente indicativi ai fini di una corretta classificazione dell'ammasso roccioso.

### *4.2.3. Rock Quality Designation (R.Q.D.)*

Questo indice, introdotto da Deere (1964), fornisce una stima approssimativa e preliminare della qualità della roccia ed è inteso come recupero percentuale di carotaggio tenendo conto esclusivamente dei singoli spezzoni di carota con lunghezza maggiore di 10 cm.

Tale indice è direttamente correlabile alla frequenza media di fratturazione ( $n$ ) di un ammasso roccioso, tramite la relazione di Priest & Hudson (1976), riportata di seguito:

$$RQD = 100 e^{-0,1 n} (0,1 n + 1)$$

Nel caso specifico, è stata adottata come frequenza di fratturazione media  $n$ , il valore relativo alla famiglia di giunti maggiormente rappresentativa, caratterizzata da persistenza elevata (80-100%) e spaziatura più bassa.

#### 4.2.4. *Volume roccioso unitario*

Il volume roccioso unitario è un parametro che fornisce importanti indicazioni sull'assetto dell'ammasso roccioso, ma al tempo stesso la sua definizione risulta estremamente imprecisa e presenta un grado di affidabilità molto basso, tanto che per una migliore caratterizzazione strutturale dell'ammasso roccioso è utile prendere in considerazione anche la forma dei blocchi, attribuendone i termini: massivo, a blocchi, tabulare, colonnare, irregolare, intensamente suddiviso.

Per la stima di questo parametro si sono prese in considerazione le spaziature dei sistemi di giunti che incidono maggiormente nella caratterizzazione strutturale dell'ammasso. I risultati delle stime sono riportati nelle tabelle allegate.

### 4.3. Fase III: Valutazione della qualità dell'ammasso roccioso

I sistemi di classificazione dell'ammasso roccioso si basano sull'esame di alcuni parametri caratteristici scelti in maniera da fornire un giudizio il più possibile rappresentativo delle caratteristiche geologico-strutturali dell'ammasso studiato.

Tra le diverse metodologie disponibili in letteratura scientifica e comunemente usate, su incarico della committenza, si sono utilizzate, ai fini del presente lavoro, le classificazioni di seguito elencate:

- classificazione Q di Barton (1974)
- classificazione RMR di Bieniawsky (1973 - 1989)

I metodi classificativi di Barton e Bieniawsky sono sicuramente quelli più diffusi, perché, oltre a formulare un giudizio non solo qualitativo ma anche quantitativo sulle caratteristiche globali dell'ammasso roccioso, consentono anche correlazioni dirette, seppur empiriche, con i parametri di resistenza e deformabilità dell'ammasso roccioso.

#### 4.3.1. *Indice Q (Barton, 1974)*

Il metodo proposto da Barton comporta la determinazione dell'indice Q, variabile da 0.0001 e 1000 e comprendente 9 classi di qualità dell'ammasso roccioso: l'indice è definito in funzione di RQD, caratteristiche dei giunti ( $J_n$ ,  $J_r$ ,  $J_a$  e  $J_w$ ) e stato tensionale ( $J_s$ ), secondo la seguente espressione:

$$Q = (RQD / J_n) (J_r / J_a) (J_w / J_s)$$

$J_n$  è un coefficiente definito in funzione del numero di famiglie di giunti presenti nell'ammasso roccioso, variabile da 0.5 per un ammasso roccioso massivo a 20 per un ammasso roccioso intensamente fratturato.

$J_r$  è un coefficiente indice della scabrezza e dell'ondulosità media delle superfici di discontinuità, variabile da 0.5 per una superficie piana e liscia a 3 per una superficie scabra ed irregolare.

$J_a$  è un indice delle alterazioni delle superfici dei giunti, variabile da 0.75 per una superficie resistente a discontinuità serrate a 13-20 per un giunto con riempimento di argilla.

$J_w$  è un fattore di riduzione che tiene conto della presenza di acqua, variabile da 0.05-0.10 in presenza di notevole venute d'acqua in pressione a 1 in assenza di acqua.

$J_s$  (o SRF) è un fattore di riduzione che tiene conto dello stato tensionale, variabile da 0.5-2.5 in rocce massive a 10-20 in presenza di zone di debolezza o rocce rigonfianti.

I valori numerici dei parametri  $J_n$ ,  $J_r$ ,  $J_a$ ,  $J_w$  e  $J_s$  sono ricavati per comparazione qualitativa da apposite tabelle descrittive. Lo stesso autore (1977) propone una stima quantitativa dell'angolo di attrito delle discontinuità in funzione del rapporto tra i parametri  $J_r$  e  $J_a$ , secondo l'espressione:

$$\phi_d = \arctg (J_r / J_a)$$

Nelle pagine seguenti è riportato lo schema originale per ricavare l'indice Q (Figura 14).

DESCRIPTION	VALUE	NOTES
<b>1. ROCK QUALITY DESIGNATION</b>	<b>RQD</b>	
A. Very poor	0 - 25	1. Where RQD is reported or measured as $\leq 10$ (including 0), a nominal value of 10 is used to evaluate Q.
B. Poor	25 - 50	
C. Fair	50 - 75	
D. Good	75 - 90	2. RQD intervals of 5, i.e. 100, 95, 90 etc. are sufficiently accurate.
E. Excellent	90 - 100	
<b>2. JOINT SET NUMBER</b>	<b>J<sub>n</sub></b>	
A. Massive, no or few joints	0.5 - 1.0	
B. One joint set	2	
C. One joint set plus random	3	
D. Two joint sets	4	
E. Two joint sets plus random	6	
F. Three joint sets	9	1. For intersections use $(3.0 \times J_n)$
G. Three joint sets plus random	12	
H. Four or more joint sets, random, heavily jointed, 'sugar cube', etc.	15	2. For portals use $(2.0 \times J_n)$
J. Crushed rock, earthlike	20	
<b>3. JOINT ROUGHNESS NUMBER</b>	<b>J<sub>r</sub></b>	
<b>a. Rock wall contact</b>		
<b>b. Rock wall contact before 10 cm shear</b>		
A. Discontinuous joints	4	
B. Rough and irregular, undulating	3	
C. Smooth undulating	2	
D. Slickensided undulating	1.5	1. Add 1.0 if the mean spacing of the relevant joint set is greater than 3 m.
E. Rough or irregular, planar	1.5	
F. Smooth, planar	1.0	
G. Slickensided, planar	0.5	2. J <sub>r</sub> = 0.5 can be used for planar, slickensided joints having lineations, provided that the lineations are oriented for minimum strength.
<b>c. No rock wall contact when sheared</b>		
H. Zones containing clay minerals thick enough to prevent rock wall contact	1.0 (nominal)	
J. Sandy, gravely or crushed zone thick enough to prevent rock wall contact	1.0 (nominal)	
<b>4. JOINT ALTERATION NUMBER</b>	<b>J<sub>a</sub></b>	$\phi_r$ degrees (approx.)
<b>a. Rock wall contact</b>		
A. Tightly healed, hard, non-softening, impermeable filling	0.75	1. Values of $\phi_r$ , the residual friction angle, are intended as an approximate guide to the mineralogical properties of the alteration products, if present.
B. Unaltered joint walls, surface staining only	1.0	25 - 35
C. Slightly altered joint walls, non-softening mineral coatings, sandy particles, clay-free disintegrated rock, etc.	2.0	25 - 30
D. Silty-, or sandy-clay coatings, small clay-fraction (non-softening)	3.0	20 - 25
E. Softening or low-friction clay mineral coatings, i.e. kaolinite, mica. Also chlorite, talc, gypsum and graphite etc., and small quantities of swelling clays. (Discontinuous coatings, 1 - 2 mm or less)	4.0	8 - 16

DESCRIPTION	VALUE	NOTES	
<b>4. JOINT ALTERATION NUMBER</b>	$J_a$	$\phi_r$ degrees (approx.)	
<b>b. Rock wall contact before 10 cm shear</b>			
F. Sandy particles, clay-free, disintegrating rock etc.	4.0	25 - 30	
G. Strongly over-consolidated, non-softening clay mineral fillings (continuous < 5 mm thick)	6.0	16 - 24	
H. Medium or low over-consolidation, softening clay mineral fillings (continuous < 5 mm thick)	8.0	12 - 16	
J. Swelling clay fillings, i.e. montmorillonite, (continuous < 5 mm thick). Values of $J_a$ depend on percent of swelling clay-size particles, and access to water.	8.0 - 12.0	6 - 12	
<b>c. No rock wall contact when sheared</b>			
K. Zones or bands of disintegrated or crushed	6.0		
L. rock and clay (see G, H and J for clay	8.0		
M. conditions)	8.0 - 12.0	6 - 24	
N. Zones or bands of silty- or sandy-clay, small clay fraction, non-softening	5.0		
O. Thick continuous zones or bands of clay	10.0 - 13.0		
P. & R. (see G.H and J for clay conditions)	6.0 - 24.0		
<b>5. JOINT WATER REDUCTION</b>	$J_w$	approx. water pressure (kgf/cm <sup>2</sup> )	
A. Dry excavation or minor inflow i.e. < 5 l/m locally	1.0	< 1.0	
B. Medium inflow or pressure, occasional outwash of joint fillings	0.66	1.0 - 2.5	
C. Large inflow or high pressure in competent rock with unfilled joints	0.5	2.5 - 10.0	1. Factors C to F are crude estimates; increase $J_w$ if drainage installed.
D. Large inflow or high pressure	0.33	2.5 - 10.0	
E. Exceptionally high inflow or pressure at blasting, decaying with time	0.2 - 0.1	> 10	2. Special problems caused by ice formation are not considered.
F. Exceptionally high inflow or pressure	0.1 - 0.05	> 10	
<b>6. STRESS REDUCTION FACTOR</b>		<b>SRF</b>	
<b>a. Weakness zones intersecting excavation, which may cause loosening of rock mass when tunnel is excavated</b>			
A. Multiple occurrences of weakness zones containing clay or chemically disintegrated rock, very loose surrounding rock (any depth)	10.0	1. Reduce these values of SRF by 25 - 50% but only if the relevant shear zones influence do not intersect the excavation	
B. Single weakness zones containing clay, or chemically disintegrated rock (excavation depth < 50 m)	5.0		
C. Single weakness zones containing clay, or chemically disintegrated rock (excavation depth > 50 m)	2.5		
D. Multiple shear zones in competent rock (clay free), loose surrounding rock (any depth)	7.5		
E. Single shear zone in competent rock (clay free). (depth of excavation < 50 m)	5.0		
F. Single shear zone in competent rock (clay free). (depth of excavation > 50 m)	2.5		
G. Loose open joints, heavily jointed or 'sugar cube', (any depth)	5.0		

DESCRIPTION	VALUE		NOTES
<b>6. STRESS REDUCTION FACTOR</b>			<b>SRF</b>
<b>b. Competent rock, rock stress problems</b>			
	$\sigma_c/\sigma_1$	$\sigma_t/\sigma_1$	
H. Low stress, near surface	> 200	> 13	2.5
J. Medium stress	200 - 10	13 - 0.66	1.0
K. High stress, very tight structure (usually favourable to stability, may be unfavourable to wall stability)	10 - 5	0.66 - 0.33	0.5 - 2
L. Mild rockburst (massive rock)	5 - 2.5	0.33 - 0.16	5 - 10
M. Heavy rockburst (massive rock)	< 2.5	< 0.16	10 - 20
<b>c. Squeezing rock, plastic flow of incompetent rock under influence of high rock pressure</b>			
N. Mild squeezing rock pressure			5 - 10
O. Heavy squeezing rock pressure			10 - 20
<b>d. Swelling rock, chemical swelling activity depending on presence of water</b>			
P. Mild swelling rock pressure			5 - 10
R. Heavy swelling rock pressure			10 - 15
<b>ADDITIONAL NOTES ON THE USE OF THESE TABLES</b>			
When making estimates of the rock mass Quality (Q), the following guidelines should be followed in addition to the notes listed in the tables:			
1. When borehole core is unavailable, RQD can be estimated from the number of joints per unit volume, in which the number of joints per metre for each joint set are added. A simple relationship can be used to convert this number to RQD for the case of clay free rock masses: $RQD = 115 - 3.3 J_v$ (approx.), where $J_v$ = total number of joints per $m^3$ ( $0 < RQD < 100$ for $35 > J_v > 4.5$ ).			
2. The parameter $J_n$ representing the number of joint sets will often be affected by foliation, schistosity, slaty cleavage or bedding etc. If strongly developed, these parallel 'joints' should obviously be counted as a complete joint set. However, if there are few 'joints' visible, or if only occasional breaks in the core are due to these features, then it will be more appropriate to count them as 'random' joints when evaluating $J_n$ .			
3. The parameters $J_r$ and $J_a$ (representing shear strength) should be relevant to the weakest significant joint set or clay filled discontinuity in the given zone. However, if the joint set or discontinuity with the minimum value of $J_r/J_a$ is favourably oriented for stability, then a second, less favourably oriented joint set or discontinuity may sometimes be more significant, and its higher value of $J_r/J_a$ should be used when evaluating Q. The value of $J_r/J_a$ should in fact relate to the surface most likely to allow failure to initiate.			
4. When a rock mass contains clay, the factor SRF appropriate to loosening loads should be evaluated. In such cases the strength of the intact rock is of little interest. However, when jointing is minimal and clay is completely absent, the strength of the intact rock may become the weakest link, and the stability will then depend on the ratio rock-stress/rock-strength. A strongly anisotropic stress field is unfavourable for stability and is roughly accounted for as in note 2 in the table for stress reduction factor evaluation.			
5. The compressive and tensile strengths ( $\sigma_c$ and $\sigma_t$ ) of the intact rock should be evaluated in the saturated condition if this is appropriate to the present and future in situ conditions. A very conservative estimate of the strength should be made for those rocks that deteriorate when exposed to moist or saturated conditions.			

Figura 14 – Schema per la stima dell'indice di qualità Q di Barton

#### 4.3.2. Indice RMR (Bieniawsky, 1989)

Il metodo di Bieniawski comporta la valutazione dell'indice RMR, variabile tra 0 e 100, comprendente 5 classi di qualità dell'ammasso roccioso, definito in funzione delle seguenti caratteristiche:

$$RMR_{(base)} = R_1 + R_2 + R_3 + R_4 + R_5$$

$$RMR_{(corretto)} = RMR_{(base)} + R_6$$

$R_1$  è un indice di resistenza della roccia ricavabile dal Point Load o dalla resistenza a compressione monoassiale o nel caso specifico da correlazione con l'indice di Schmidt, variabile tra 1 e 15.

$R_2$  è funzione di R.Q.D. e varia tra 20 (RQD=100%) e 3 (RQD=0%).

$R_3$  indica la spaziatura delle discontinuità, variabile tra un massimo di 20 (per spaziatura > 2 m) e un minimo di 5.

$R_4$  è definito dalla somma degli indici (variabili tra 0 e 6) relativi alle condizioni dei giunti (lunghezza, apertura, scabrezza, riempimento, alterazione) e varia tra 0 e 30.

$R_5$  esprime le condizioni idrauliche dei giunti, variabile da 0 a 15 (per assenza totale di acqua).

Il fattore di correzione  $R_6$  è funzione dell'orientazione dei sistemi di discontinuità principali rispetto all'asse della galleria ed è compreso tra 0 (condizioni molto favorevoli) e -12 (condizioni molto sfavorevoli) e pertanto in questi casi non è applicabile.

L'indice RMR di base è correlato ai parametri di resistenza e deformabilità di picco dell'ammasso roccioso tramite le seguenti espressioni empiriche:

$$c \text{ (kPa)} = 5 \text{ RMR}_{(\text{base})} \quad (\text{coesione})$$

$$\phi = 5 + \text{RMR}_{(\text{base})}/2 \quad (\text{angolo di resistenza al taglio})$$

$$E_d \text{ (GPa)} = 2 \text{ RMR}_{(\text{base})} - 100 \quad (\text{modulo di elasticità dinamico, per RMR} > 50)$$

$$E_d \text{ (GPa)} = 10^{(\text{RMR}_{(\text{base})} - 10) / 40} \quad (\text{modulo di elasticità dinamico, per RMR} < 50)$$

Vi sono inoltre due relazioni lineari che legano l'indice di qualità di Bieniawsky a quello di Barton ottenute sull'analisi di svariati casi storici:

$$\text{RMR} = 9 \ln Q + 44 \text{ (Bieniawski, 1976)}$$

$$\text{RMR} = 13.5 \log Q + 43 \text{ (Rutledge, 1978)}$$

Per ogni stazione strutturale, i valori di RMR calcolati con queste due formule e il valore di RMR calcolato direttamente, in relazione allo stesso valore di Q, sono stati riportati in un grafico Q-RMR in cui sono indicate le classi di appartenenza secondo le due metodologie di classificazione dell'ammasso roccioso.

Nelle pagine seguenti è riportato lo schema originale per ricavare l'indice RMR (Figura 15).

A. CLASSIFICATION PARAMETERS AND THEIR RATINGS								
Parameter			Range of values					
1	Strength of intact rock material	Point-load strength index	>10 MPa	4 - 10 MPa	2 - 4 MPa	1 - 2 MPa	For this low range - uniaxial compressive test is preferred	
		Uniaxial comp. strength	>250 MPa	100 - 250 MPa	50 - 100 MPa	25 - 50 MPa	5 - 25 MPa	1 - 5 MPa
	Rating	15	12	7	4	2	1	0
2	Drill core Quality RQD		90% - 100%	75% - 90%	50% - 75%	25% - 50%	< 25%	
	Rating		20	17	13	8	3	
3	Spacing of discontinuities		> 2 m	0.6 - 2 . m	200 - 600 mm	60 - 200 mm	< 60 mm	
	Rating		20	15	10	8	5	
4	Condition of discontinuities (See E)		Very rough surfaces Not continuous No separation Unweathered wall rock	Slightly rough surfaces Separation < 1 mm Slightly weathered walls	Slightly rough surfaces Separation < 1 mm Highly weathered walls	Slicksided surfaces or Gouge < 5 mm thick or Separation 1-5 mm Continuous	Soft gouge >5 mm thick or Separation > 5 mm Continuous	
	Rating		30	25	20	10	0	
5	Ground water	Inflow per 10 m tunnel length (l/m)	None	< 10	10 - 25	25 - 125	> 125	
		(Joint water press)/ (Major principal $\sigma$ )	0	< 0.1	0.1, - 0.2	0.2 - 0.5	> 0.5	
	General conditions		Completely dry	Damp	Wet	Dripping	Flowing	
	Rating		15	10	7	4	0	
B. RATING ADJUSTMENT FOR DISCONTINUITY ORIENTATIONS (See F)								
Strike and dip orientations		Very favourable	Favourable	Fair	Unfavourable	Very Unfavourable		
Ratings	Tunnels & mines	0	-2	-5	-10	-12		
	Foundations	0	-2	-7	-15	-25		
	Slopes	0	-5	-25	-50			
C. ROCK MASS CLASSES DETERMINED FROM TOTAL RATINGS								
Rating	100 ← 81		80 ← 61	60 ← 41	40 ← 21	< 21		
Class number	I		II	III	IV	V		
Description	Very good rock		Good rock	Fair rock	Poor rock	Very poor rock		
D. MEANING OF ROCK CLASSES								
Class number	I		II	III	IV	V		
Average stand-up time	20 yrs for 15 m span		1 year for 10 m span	1 week for 5 m span	10 hrs for 2.5 m span	30 min for 1 m span		
Cohesion of rock mass (kPa)	> 400		300 - 400	200 - 300	100 - 200	< 100		
Friction angle of rock mass (deg)	> 45		35 - 45	25 - 35	15 - 25	< 15		
E. GUIDELINES FOR CLASSIFICATION OF DISCONTINUITY conditions								
Discontinuity length (persistence)	< 1 m		1 - 3 m	3 - 10 m	10 - 20 m	> 20 m		
Rating	6		4	2	1	0		
Separation (aperture)	None		< 0.1 mm	0.1 - 1.0 mm	1 - 5 mm	> 5 mm		
Rating	6		5	4	1	0		
Roughness	Very rough		Rough	Slightly rough	Smooth	Slicksided		
Rating	6		5	3	1	0		
Infilling (gouge)	None		Hard filling < 5 mm	Hard filling > 5 mm	Soft filling < 5 mm	Soft filling > 5 mm		
Rating	6		4	2	2	0		
Weathering	Unweathered		Slightly weathered	Moderately weathered	Highly weathered	Decomposed		
Ratings	6		5	3	1	0		
F. EFFECT OF DISCONTINUITY STRIKE AND DIP ORIENTATION IN TUNNELLING**								
Strike perpendicular to tunnel axis				Strike parallel to tunnel axis				
Drive with dip - Dip 45 - 90°		Drive with dip - Dip 20 - 45°		Dip 45 - 90°		Dip 20 - 45°		
Very favourable		Favourable		Very unfavourable		Fair		
Drive against dip - Dip 45-90°				Drive against dip - Dip 20-45°				
Fair				Unfavourable				
				Dip 0-20 - Irrespective of strike°				
				Fair				

\* Some conditions are mutually exclusive . For example, if infilling is present, the roughness of the surface will be overshadowed by the influence of the gouge. In such cases use A.4 directly.

\*\* Modified after Wickham et al (1972).

Figura 15 – Schema per la stima dell'indice RMR di Bieniawsky

## **5. CARATTERIZZAZIONE STRUTTURALE - GEOMECCANICA DEGLI AMMASSI ROCCIOSI STUDIATI**

In questo capitolo sono presentati i risultati del rilievo strutturale-geomeccanico di superficie, da intendersi come commento dei risultati ottenuti e dettagliatamente rappresentati, sia in forma grafica che analitica, nell'elaborato progettuale RD7.5.

Le 3 stazioni eseguite costituiscono una valutazione preliminare delle caratteristiche dell'ammasso roccioso attualmente scoperto e sottoposto a sommersione in seguito alla realizzazione del nuovo invaso in progetto.

La scelta per l'ubicazione delle stazioni è ricaduta in quei precisi punti per avere un confronto su almeno 2 facciate ortogonali tra loro, per le condizioni logistiche di facile accessibilità e perché lungo quella dorsale la roccia appariva soggetta a detensionamento (conseguendo dunque un esito improntato alla cautela).

Il rilievo eseguito sarà eventualmente soggetto ad affinamento ed approfondimento in sede di progettazione esecutiva.

Si sottolinea, infine, che il bacino di massimo invaso sarà contenuto completamente entro le rocce basiche dell'Ivrea-Verbano, litotipi sottoposti alla analisi di seguito esplicitate.

### **5.1. Analisi delle caratteristiche dei giunti**

Le rocce basiche della Zona Ivrea-Verbano oggetto di rilievo geomeccanico sono costituite da prevalenti noriti ad orneblenda localmente associate a facies maggiormente sialiche, il cui termine estremo è rappresentato dalle dioriti, generalmente molto subordinate. Essi si presentano prevalentemente a struttura massiva, isotropa e solo sporadicamente passante a struttura debolmente orientata, definita da allineamento delle fase anfibolica.

La tettonizzazione del litotipo, globalmente non troppo evidente, è sottolineata dalla presenza di zone di taglio coniugate a carattere fragile ed da una certa fratturazione ad esse associata, che delimitano litoni massivi, strutturalmente poco fratturati, a tutte le scale.

Le rocce basiche affiorano con percentuali eccellenti, dando luogo a forme aspre, versanti molto acclivi e morfologie logisticamente di difficile accesso o del tutto impossibile.

L'ammasso roccioso è caratterizzato, negli affioramenti studiati, dalla presenza di 4 set di discontinuità principali, di natura tettonica, con differenti rapporti geometrici reciproci, ed una certa variabilità o irregolarità nell'ambito della stessa famiglia.

Sotto l'aspetto strutturale-geomeccanico si individuano almeno tre famiglie predominanti (K1, K2 e K3), caratterizzanti l'ammasso roccioso, con una quarta che appare subordinata (K4), almeno negli affioramenti studiati.

Si tratta di sistemi ad elevata persistenza con aperture generalmente molto serrate, e superfici mediamente poco scabre e spesso serpentinate o ricoperte da patine di frizione o di natura idrotermale, sulla quali l'alterazione secondaria e la degradazione fisica è decisamente debole, se non nei casi sporadici in cui si rileva una struttura cataclastica della frattura.

E' importante notare che le medesime superfici di discontinuità che si possono osservare su lunghezze considerevoli mostrano una certa variabilità nell'orientazione spaziale, dando luogo sovente a forme ondulate o ruotate.

L'esito delle analisi statistiche evidenzia una frequenza di fratturazione relativamente bassa, nell'ordine di grandezza medio di 3÷5 fratture al metro, nei casi peggiori, conferma quantitativa dell'assetto massivo dell'ammasso, riscontrabile palesemente dalla semplice osservazione degli affioramenti.

I volumi rocciosi unitari medi isolati dalle combinazioni dei set di discontinuità principali si stimano in un range di 12÷250 dm<sup>3</sup>, con forma prismatica abbastanza regolare.

L'indice R.Q.D., stimato dalla frequenza media di fratturazione applicando la correlazione di Priest & Hudson (1976), risulta molto elevato (91÷95%) confermando quanto riscontrato in sede di analisi delle carote di sondaggio.

## **5.2. Modelli strutturali**

Nell'elaborato RD7.5 allegato sono presentati i modelli strutturali per ogni stazione eseguita, ricavati dall'analisi statistica delle giaciture dei sistemi di discontinuità presenti: in dettaglio sono rappresentate per ogni stazione tre tavole contenenti i poli dei piani delle discontinuità rilevate, i diagrammi di densità ad essi relativi e i cerchi massimi del piano rappresentativo per ogni famiglia.

Dall'analisi di tali proiezioni non si osservano marcate dispersioni dei dati il che indica una certa omogeneità di distribuzione spaziale delle discontinuità nell'ambito della stessa stazione; qualche differenza nell'orientazione si riscontra tra le diverse stazioni evidenziando quanto descritto in precedenza, ovvero che una stessa famiglia di discontinuità tende a ruotare in termini di inclinazione e direzione delle superfici.

Le coppie di set K2÷K4 e K1÷K3 paiono essere disposte in maniera coniugata (ovvero contraddistinti da direzione di immersione confrontabile ed inclinazione opposta), talora molto evidente, come per K2÷K4 nella stazione 1 e per K1÷K3 nella stazione 3.

## **5.3. Classificazione geomeccanica**

Sulla scorta del rilievo strutturale e delle osservazioni dirette di campagna si è proceduto ad una valutazione della classe di qualità dell'ammasso roccioso per ogni stazione, secondo i metodi di Barton (1974) e Bieniawsky (1989).

Non sono state riscontrate variazioni significative negli indici di qualità per le diverse stazioni eseguite, che risulta in tutti i casi esaminati classificabile come “buona ÷ discreta”.

In termini quantitativi i valori ottenuti variano nei seguenti range:

$$Q = 9\div 9,5 \quad | \quad RMR = 71\div 78$$

Si osserva un'eccellente correlazione tra l'indice di qualità Q di Barton e l'indice RMR (inteso come  $RMR_{base}$ ), secondo la relazione  $RMR = 9 \ln(Q) + 62$  di Bieniawsky (1976).

Le correlazioni tra RMR ed i parametri di resistenza al taglio di picco e di deformabilità dell'ammasso roccioso fornisco le seguenti stime: coesione nel range di 355÷390 kPa, angolo di resistenza al taglio di 40÷44° e modulo elastico dinamico di circa 42÷56 GPa.

## INDICE

<b>1. Inquadramento geologico .....</b>	<b>2</b>
1.1. <i>La zona Sesia-Lanzo (Dominio Austroalpino).....</i>	5
1.2. <i>La linea del Canavese .....</i>	5
1.3. <i>La zona Ivrea-Verbano.....</i>	9
1.4. <i>I corpi magmatici oligocenici .....</i>	10
<b>2. Caratteri geolitologici di dettaglio .....</b>	<b>13</b>
2.1. <i>I depositi quaternari .....</i>	13
2.1.1. <i>Depositi glaciali.....</i>	13
2.1.2. <i>Depositi fluviali e torrentizi recenti ed attuali .....</i>	14
2.1.3. <i>Coperture detritiche più importanti .....</i>	15
2.2. <i>Il substrato roccioso pre-quaternario .....</i>	15
2.2.1. <i>Le rocce basiche (Dominio Sudalpino).....</i>	15
2.2.2. <i>La fascia di contatto tra Dominio Sudalpino e Dominio Alpino.....</i>	16
2.2.3. <i>Le facies porfiriche e vulcanoclastiche .....</i>	17
2.2.4. <i>I micascisti della Zona Sesia-Lanzo (Dominio Alpino).....</i>	18
2.2.5. <i>Aureola metamorfica di contatto.....</i>	19
2.2.6. <i>Complesso monzonitico del plutone biellese .....</i>	20
<b>3. Lineamenti geomorfologici.....</b>	<b>21</b>
3.1. <i>Forme glaciali conservate .....</i>	21
3.2. <i>Forme legate alle dinamica delle acque incanalate .....</i>	22
3.3. <i>Fenomeni gravitativi.....</i>	26
<b>4. Rilievo strutturale-geomeccanico di superficie: metodologia.....</b>	<b>28</b>
4.1. <i>Fase I: Acquisizione dati.....</i>	28
4.1.1. <i>Orientazione delle discontinuità .....</i>	28
4.1.2. <i>Parametri morfologici dei giunti .....</i>	29
4.1.3. <i>Condizioni dei giunti.....</i>	29
4.2. <i>Fase II: Analisi ed elaborazione dati .....</i>	30
4.2.1. <i>Analisi delle giaciture .....</i>	30
4.2.2. <i>Analisi della distribuzione dei parametri geometrici e morfologici.....</i>	30
4.2.3. <i>Rock Quality Designation (R.Q.D.) .....</i>	30
4.2.4. <i>Volume roccioso unitario .....</i>	31
4.3. <i>Fase III: Valutazione della qualità dell'ammasso roccioso.....</i>	31
4.3.1. <i>Indice Q (Barton, 1974) .....</i>	32
4.3.2. <i>Indice RMR (Bieniawsky, 1989).....</i>	35
<b>5. Caratterizzazione strutturale - geomeccanica degli ammassi rocciosi studiati .....</b>	<b>38</b>
5.1. <i>Analisi delle caratteristiche dei giunti .....</i>	38
5.2. <i>Modelli strutturali.....</i>	39
5.3. <i>Classificazione geomeccanica .....</i>	39