

COMMITTENTE:



ALTA SORVEGLIANZA:



GENERAL CONTRACTOR:



INFRASTRUTTURE FERROVIARIE STRATEGICHE DEFINITE DALLA LEGGE OBIETTIVO N. 443/01

**TRATTA A.V. /A.C. TERZO VALICO DEI GIOVI
PROGETTO ESECUTIVO**

**GALLERIA NATURALE DI VALICO BINARIO PARI
GN14J - DA PK 10+334,00 A PK 12+673,50 - TRATTO 2**

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA E IDROGEOLOGICA

GENERAL CONTRACTOR	DIRETTORE DEI LAVORI
Consorzio Cociv Ing. N. Meistro	

COMMESSA	LOTTO	FASE	ENTE	TIPO DOC.	OPERA/DISCIPLINA	PROGR.	REV.
I G 5 1	0 4	E	C V	R O	G N 1 4 J 0	0 0 1	A

Progettazione :

Rev	Descrizione	Redatto	Data	Verificato	Data	Progettista Integratore	Data	IL PROGETTISTA
A00	Emissione	GDP 	21/03/2014	Rocksoil 	23/03/2014	A. Palomba 	25/03/2014	
A03	Aggiornamento cartiglio	GDP 	21/06/2016	Rocksoil 	21/06/2016	A. Mancarella 	23/06/2016	
A04	Aggiornamento cartiglio	GDP 	27/01/2017	Rocksoil 	27/01/2017	A. Mancarella 	30/01/2017	

n. Elab.:	File: IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04
-----------	---------------------------------------

<p>GENERAL CONTRACTOR</p> 	<p>ALTA SORVEGLIANZA</p> 	
	<p>IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04</p>	<p>Foglio 2 di 65</p>

INDICE

INDICE.....	2
1 PREMESSA	4
2 NORMATIVA DI RIFERIMENTO	4
3 ORGANIZZAZIONE DELLO STUDIO	4
4 INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....	5
4.1 L'unità tettonometamorica Figogna	9
4.1.1 Litostratigrafia	11
4.1.2 L'unità Figogna nell'area di studio	14
4.2 Unità tettonometamorica Gazzo-Isoverde.....	16
4.2.1 Dolomie del Monte Gazzo.....	17
4.2.2 Gessi del Rio Riasso ("Gessi, anidriti e carnioli" nella cartografia PE).....	17
4.2.3 Serie di Gallaneto-Lencisa.....	19
4.2.4 Meta-argilliti di Bessega ("Argilloscisti neri" nella cartografia PE)	20
4.3 Unità tettonometamorica Cravasco-Voltaggio.....	20
4.3.1 Scisti filladici del Monte Larvego ("Argilloscisti filladici" nella cartografia PE).....	20
4.3.2 Calcari di Voltaggio	20
4.3.3 Metasedimenti silicei dell'Osteria dello zucchero.....	21
4.3.4 Metabasalti di Cravasco.....	21
4.3.5 Serpentiniti di Case Bardane ("Serpentiniti e serpentinoscisti e oficalci" nella cartografia PE).....	21
4.4 Evoluzione strutturale	22
4.4.1 Unità tettonometamorica Figogna – strutture duttili sin-metamorfiche	22
4.4.2 Unità Tettonometamorfiche Cravasco-Voltaggio e Gazzo-Isoverde - strutture duttili sin-metamorfiche	27
4.4.3 Assetto strutturale a grande scala e contatti tra le unità.....	28
4.4.4 Caratteri litologici delle facies milonitiche della zona di Isoverde	32
4.4.5 Deformazione fragile.....	34
4.5 Carsismo	38
4.5.1 Complesso carsico del Monte Gazzo	38
4.5.2 Complesso carsico dell'alta Val Chiaravagna.....	39
4.5.3 Complesso carsico di Isoverde.....	39
4.6 Depositi quaternari	43
4.6.1 Coltri detritiche di versante	43
4.6.2 Depositi di frana.....	43

<p>GENERAL CONTRACTOR</p> 	<p>ALTA SORVEGLIANZA</p> 	
	<p>IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04</p>	<p>Foglio 3 di 65</p>

4.6.3	Depositi alluvionali	44
5	INDAGINI GEOGNOSTICHE	44
6	INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO.....	45
6.1	Considerazioni generali	45
6.2	Complessi idrogeologici.....	47
6.2.1	Complesso 15 (aP, f, Mn, ro_mo, my, dM, d'').....	48
6.2.2	Complesso 16 (cE, cV, cG, eN).....	50
6.2.3	Complesso 17 (B', B'', mG)	51
6.2.4	Complesso 19 (dG).....	51
6.2.5	Complesso 20 (gc).....	53
7	PROBLEMATICHE GEOLOGICHE A QUOTA GALLERIA	53
7.1	Condizioni geologiche.....	53
7.1.1	Scistosità e anisotropia dell'ammasso roccioso	54
7.1.2	Presenza di faglie	55
7.1.3	Grado di fratturazione medio al di fuori delle faglie	56
7.2	Principali elementi di incertezza geologica	56
7.3	Condizioni idrogeologiche.....	57
7.3.1	Carico idraulico	59
7.3.2	Afflussi in galleria.....	59
7.3.3	Interferenze con le sorgenti	59
7.4	Aspetti correlati alla geomorfologia e alla geologia del Quaternario	61
8	BIBLIOGRAFIA	62

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 4 di 65

1 PREMESSA

Il presente rapporto fa parte del Progetto Esecutivo del nuovo collegamento AC/AV Milano-Genova "Terzo Valico dei Giovi" e riguarda la realizzazione dell'opera identificata dal codice WBS GN14J, che si riferisce allo scavo della Galleria Naturale di Valico, binario pari, tra la pk 10+334,00 e la pk 12+673,5 (Tratto 2). Il settore entro cui è previsto lo scavo della galleria si colloca nel territorio dei comuni di Campomorone (GE) a sud e di Voltaggio (AL) a Nord.

La presente nota descrive in sintesi quanto rappresentato negli elaborati grafici allegati e costituisce una revisione e un aggiornamento degli studi geologici eseguiti in fase di Progetto Definitivo, rispetto alla quale sono stati eseguiti ex novo alcuni rilievi geologici integrativi di superficie.

2 NORMATIVA DI RIFERIMENTO

Il presente rapporto fa riferimento alla seguente documentazione:

- D.M. 11.03.1988 e s.m.i. "Norme tecniche riguardanti le indagini sui terreni e sulle rocce, la stabilità dei pendii naturali e le scarpate, i criteri generali, e le prescrizioni per la progettazione, l'esecuzione e il collaudo delle opere di sostegno delle terre e delle opere di fondazione"
- Circ. LL.PP. 24 settembre 1988 n. 30483 Legge 02/02/74, n.64 art.1. D.M. 11/03/1988 "Norme tecniche riguardanti le indagini sui terreni e sulle rocce, la stabilità dei pendii naturali e delle scarpate, i criteri generali e le prescrizioni per la progettazione, l'esecuzione ed il collaudo delle opere di sostegno delle terre e delle opere di fondazione. Istruzioni per l'applicazione".

L'opera è in deroga alla normativa successiva all'anno 2005. Per quanto riguarda gli aspetti inerenti la sismicità del settore interessato dal progetto, si rimanda alla relazione di inquadramento sismico dell'intera opera (doc. n. IG51-02-E-CV-RH-GE00-01-001-A00).

3 ORGANIZZAZIONE DELLO STUDIO

Lo studio geologico-geomorfologico e idrogeologico del sito di intervento ha previsto:

- l'esecuzione di una ricerca bibliografica;
- il rilevamento di terreno e l'acquisizione dei dati geologici, geomorfologici ed idrogeologici relativi alle aree di intervento;
- l'analisi ed interpretazione delle immagini aeree disponibili;
- la revisione critica dei dati della campagna geognostica del Progetto Definitivo approvato nel 2005, nonché delle relazioni geologiche, geomorfologiche e idrogeologiche del medesimo Progetto Definitivo (PD);
- l'esame dei dati dei sondaggi e delle indagini integrative richieste in sede di Progettazione Esecutiva (ove disponibili);
- l'interpretazione dei dati raccolti sul terreno alla luce dell'insieme delle informazioni disponibili;

GENERAL CONTRACTOR 	ALTA SORVEGLIANZA 
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 5 di 65

- la redazione degli elaborati geologici del Progetto Esecutivo (PE).

L'elaborazione dei dati è stata eseguita in ottemperanza alle specifiche tecniche di progettazione e alle richieste di approfondimento riportate nella delibera CIPE n. 80/2006, relative alle opere in oggetto.

Il gruppo di lavoro è così costituito:

- coordinamento generale: Dott. Geol. L. Delle Piane (responsabile di progetto);
- supervisione e controllo elaborati: Dott. Geol. L. Delle Piane, Dott. Geol. P. Perello;
- rilevamento geologico-strutturale, sedimentologico-stratigrafico e geomorfologico: Dott. Geol. L. Delle Piane, Dott. Geol. P. Perello, Dott. Geol. A. Damiano, Dott.sa Geol. A. Giorza, Dott.sa Geol. A. Musso, Dott. Geol. D. Varrone;
- idrogeologia, modellazione idrogeologica numerica, idrogeochimica: Dott. Geol. P. Perello, Dott. Geol. A. Baietto, Dott.sa Geol. A. Giorza;
- elaborazioni GIS e CAD: Dott.sa Geol. A. Musso, Dott.sa Geol. A. Giorza, Dott. Geol. D. Varrone.

4 INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area di studio si colloca nella zona di giustapposizione tra i domini orogenici alpino e appenninico (Figura 1), nota in letteratura come "nodo collisionale ligure" (Laubscher et al., 1992); questo settore ad elevata complessità strutturale è stato recentemente oggetto di una dettagliata revisione cartografica con la realizzazione del nuovo foglio CARG n° 213-230 "Genova" in scala 1:50.000 (Capponi et al., 2009).

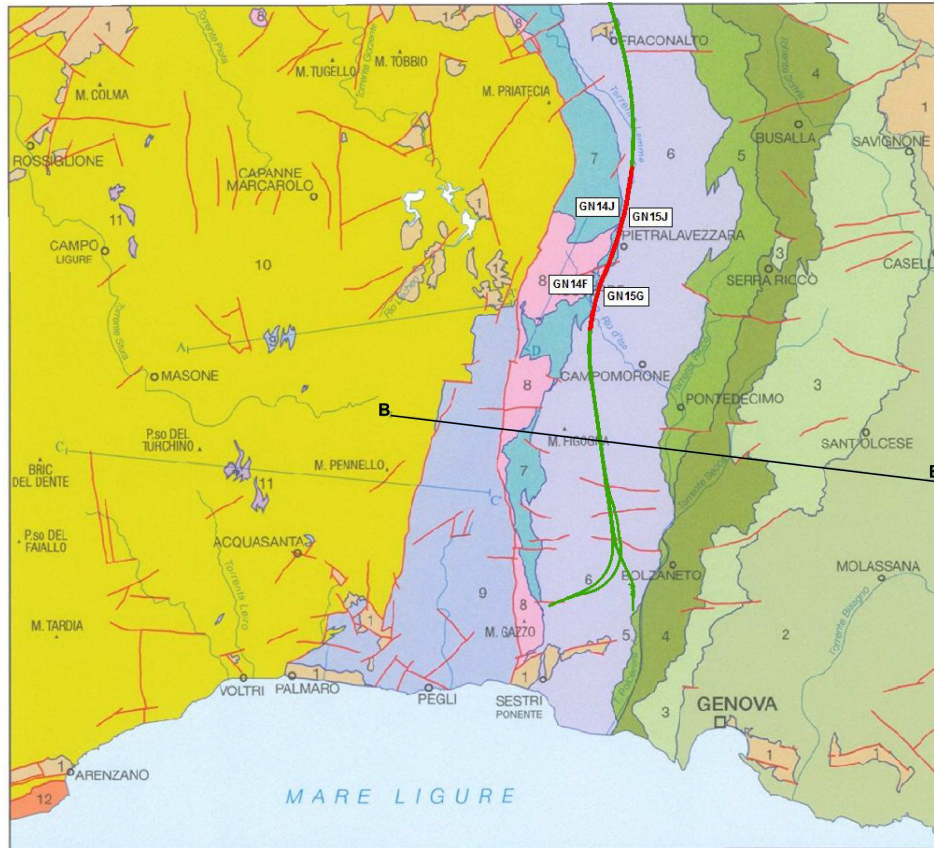
Nell'area del Foglio Genova è possibile distinguere, da W verso E, tre settori caratterizzati dall'associazione di unità di crosta oceanica e di mantello, unità di margine continentale e unità costituite da flysch (Figura 1):

1. le **unità tettonometamorfiche¹ Voltri e Palmaro-Caffarella** ("*Gruppo di Voltri*" *auct.*): sono costituite dalle associazioni pre-cenomaniane di ofioliti e metasedimenti carbonatici del dominio oceanico ligure-piemontese. I litotipi dell'Unità Voltri hanno registrato un picco metamorfico eclogitico mentre la riequilibratura metamorfica delle rocce dell'Unità Palmaro-Caffarella è limitata alla facies scisti-blu (Federico et al. 2004). La distinzione sicura tra i litotipi delle due unità è in genere possibile solo a scala microscopica, in base ai caratteri mineralogico-petrografici.
2. la **Zona Sestri-Voltaggio** *auct.* (nel seguito ZSV): è costituita da tre unità tettonometamorfiche, di cui due ofiolitiche (Cravasco-Voltaggio e Figogna) e una di margine continentale (Gazzo-Isoverde). Il livello del metamorfismo è progressivamente decrescente

¹ Con il termine di "unità tettonometamorfica" si intende un volume roccioso caratterizzato da incompatibilità metamorfiche e strutturali rispetto ai volumi adiacenti.

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  ITALFERR GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04	Foglio 6 di 65

passando dalle unità Cravasco-Votaggio e Gazzo-Isoverde (facies scisti blu) all'Unità Figogna (facies pumpellyite-actinolite).



- | | |
|----|---|
| 1 | DEPOSITI TARDO- E POST-OROGENICI
Successione del Bacino Terziario Piemontese, depositi pliocenici e quaternari |
| 2 | UNITÀ TETTONICA ANTOLA
Unità costituita da flysch, non metamorfica |
| 3 | UNITÀ TETTONICA RONCO
Unità costituita da flysch, a metamorfismo di anchizona |
| 4 | UNITÀ TETTONICA MONTANESI
Unità costituita da flysch, a metamorfismo di anchizona |
| 5 | UNITÀ TETTONICA MIGNANEGO
Unità costituita da flysch, a metamorfismo di anchizona |
| 6 | UNITÀ TETTONOMETAMORFICA FIGOGNA
Unità di crosta oceanica, a metamorfismo in facies pumpellyite-actinolite |
| 7 | UNITÀ TETTONOMETAMORFICA CRAWASCO - VOLTAGGIO
Unità di crosta oceanica, a metamorfismo in facies Scisti Blu (albite, clorite, Na-anfibolo, Na-pirosseno, lawsonite, pumpellyite, epidoto), con retrocessione moderata |
| 8 | UNITÀ TETTONOMETAMORFICA GAZZO - ISOVERDE
Unità di margine continentale, a sovrainfronta metamorfica di alta pressione |
| 9 | UNITÀ TETTONOMETAMORFICA PALMARO - CAFFARELLA
Unità di crosta oceanica, a metamorfismo in facies Scisti Blu (giadeite, Na-anfibolo, lawsonite), con retrocessione in facies Scisti Verdi più o meno pervasiva |
| 10 | UNITÀ TETTONOMETAMORFICA VOLTRI
Unità di crosta oceanica e di mantello, a metamorfismo in facies Scisti Blu con eclogiti e riequilibratura in facies Scisti Verdi spesso pervasiva |
| 11 | UNITÀ TETTONOMETAMORFICA ANGASSINO - TERMA
Unità di margine continentale, a sovrainfronta metamorfica di alta pressione |
| 12 | UNITÀ TETTONOMETAMORFICA ARENZANO
Costituita da un Complesso di margine continentale, monometamorfico, a sovrainfronta metamorfica alpina da alta pressione a Scisti Verdi e da un Complesso di margine continentale, polimetamorfico, a metamorfismo pre-alpino in facies Anfibolitica e sovrainfronta metamorfica alpina da alta pressione a Scisti Verdi |
- Limite stratigrafico
 — Contatto tettonico
 — Faglia
 A-A' Traccia di sezione geologica

Figura 1 - Schema tettonico dell'area interessata dal progetto (tratto dal foglio CARG "Genova"). È riportata la tratta del tracciato di linea, per la parte inclusa nel taglio cartografico; in rosso, la serie di WBS oggetto di studio. Con BB' è indicata la traccia della sezione geologica rappresentata in Figura 3.

GENERAL CONTRACTOR 	ALTA SORVEGLIANZA 
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 8 di 65

3. Il **dominio dei Flysch Appenninici**: è rappresentato dalle quattro unità tettoniche Mignanego, Montanesi, Ronco e Antola, sovrapposte con vergenza europea. Procedendo verso est, il grado metamorfico decresce da basso a bassissimo nelle prime tre unità fino ad arrivare a condizioni di diagenesi per l'Unità Antola.

La Zona Sestri-Voltaggio è in contatto, a est, con le unità tettoniche di basso grado che compongono il dominio dei Flysch Appenninici e, a ovest, con le unità tettonometamorfiche Voltri e Palmaro-Caffarella. Il contatto occidentale è sottolineato da una discontinuità regionale con direzione N-S, nota in bibliografia come *Linea Sestri-Voltaggio*; questo lineamento strutturale è classicamente ritenuto il limite fisico tra la catena alpina e quella appenninica, anche se le interpretazioni sulla sua natura sono spesso state tra loro discordanti: faglia trascorrente (Elter & Pertusati, 1973), sovrascorrimento (Cortesogno & Haccard, 1984) o faglia estensionale (Hoogerduijn Strating, 1994).

Attualmente la ZSV è ritenuta un canale di concentrazione preferenziale della deformazione tettonica che, lungo di essa, si è ripetutamente scaricata in momenti diversi della storia evolutiva della catena e in regimi tettonici corrispondenti a livelli strutturali differenti (Capponi et al., 2008).

Il tracciato della linea AC/AV Milano-Genova si sviluppa, tra il territorio ligure e quello piemontese, a cavallo delle unità tettonometamorfiche Palmaro-Caffarella e Sestri-Voltaggio. A scala locale, il territorio in cui si colloca il sito di intervento è ubicato nell'areale di affioramento della ZSV e più precisamente entro la formazione delle "Argille a Palombini del Passo della Bocchetta" (aP), dell'unità tettonometamorfica Figogna e nella zona milonitica di contatto con le unità tettonometamorfiche Gazzo-Isoverde e Cravasco-Voltaggio.

Il settore compreso tra Isoverde e il Passo della Bocchetta costituisce una zona particolarmente importante a causa della sua complessità geologica. In questo settore affiora il contatto tra l'unità Figogna ("*Unità Timone - Bric Teiolo*" auct.), costituita prevalentemente da meta-argilliti e l'unità Gazzo-Isoverde, costituita in prevalenza da rocce carbonatiche, che ospita alcuni sistemi carsici di notevole interesse. Verso nord, è presente anche il contatto tra l'unità Gazzo-Isoverde e l'unità Cravasco-Voltaggio, composta da rocce basiche e meta-argilliti.

La natura tettonica dei contatti tra le tre unità affioranti nell'area è chiara, in base ai numerosi lavori svolti nel corso di studi precedenti, parte dei quali è citata in bibliografia. Da questi lavori, e dai rilievi geologici eseguiti nello specifico per il progetto AV/AC Milano-Genova, emerge chiaramente come i diversi contatti non possano essere definiti come superfici individuali, ma piuttosto come volumi rocciosi, o fasce, di potenza decametrico-ettometrica, che rappresentano zone di taglio duttile con struttura a scaglie tettoniche; queste zone di taglio inglobano litotipi provenienti dalle unità limitrofe e presentano quindi una notevole eterogeneità litologica.

Più in particolare l'unità Gazzo-Isoverde è separata verso S e SE dall'unità Figogna, attraverso una zona di taglio duttile o zona a scaglie a direzione circa WSW-ENE, con immersione verso SE nel settore di Isoverde, che ruota progressivamente fino ad orientarsi con direzione SSW-NNE e immersione verso ESE nel settore di Pietralavezzara.

Verso N la medesima unità Gazzo-Isoverde, è separata dall'unità Cravasco-Voltaggio da una zona di taglio duttile a scaglie del tutto analoga alla precedente, di cui rappresenta un ramo con diversa

GENERAL CONTRACTOR 	ALTA SORVEGLIANZA 
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 9 di 65

orientazione, che ha direzione media WSW-ENE e immersione verso SE. Le due zone di taglio convergono fino a congiungersi nel settore a nord di Pietralavezzara, elidendo l'Unità Triassico-Liassica verso est.

4.1 L'unità tettonometamorfica Figogna

L'unità tettonometamorfica Figogna è costituita da un basamento metaofiolitico e dalla relativa copertura metasedimentaria; la successione-tipo presenta alcuni caratteri peculiari rispetto alle sequenze di crosta oceanica delle altre unità: nei basalti, generalmente con tessitura a *pillow*, sono presenti livelli di ialoclastiti e brecce più o meno rimaneggiate, filoni basaltici e dioritici. I gabbri, generalmente ben rappresentati nelle altre unità, sono volumetricamente molto ridotti.

L'unità Figogna corrisponde all'unità denominata "Timone - Bric Teiolo" dagli autori pre-CARG, denominazione adottata anche nel Progetto Definitivo (2004); essa include le seguenti formazioni:

- Argille a Palombini del Passo della Bocchetta (aP) (suddivise nella cartografia CARG nelle due sottounità degli "argilloscisti di Murta, AGF" e degli "argilloscisti di Costagiutta, AGI");
- Metacalcri di Erzelli;
- Metasedimenti silicei della Madonna della Guardia;
- Metabasalti del M. Figogna;
- Serpentiniti del Bric dei Corvi (zona di deformazione di Scarpino).

Uno schema sintetico dei rapporti stratigrafici all'interno dell'unità Figogna è presentato nella successiva Figura 2, da cui si osserva come la successione scisti silicei / metacalcri / argilloscisti costituisca la copertura del substrato ofiolitico costituito essenzialmente da metabasalti + serpentiniti.

Nel Foglio CARG Genova l'unità Figogna è interpretata come una serie ofiolitifera rovesciata, posizionata lungo il fianco inverso di una piega anticlinale plurichilometrica coricata, successivamente ripiegata a formare una struttura regionale sinforme; infatti, come si nota dal profilo geologico di Figura 3 (traccia BB' in Figura 1), la successione basalti / scisti silicei / calcri / argilloscisti rappresentata nella colonna stratigrafica di Figura 2 è rovesciata: infatti i basalti si trovano in posizione geometricamente soprastante, formando la culminazione della dorsale spartiacque e così via via gli altri litotipi fino agli argilloscisti, che rappresentano il termine geometricamente più basso.

Secondo gli autori inoltre, le fasi deformative più recenti riattiverebbero i contatti tra le singole formazioni, generando superfici di scollamento lungo cui si determina una strutturazione a sovrascorrimenti interni all'unità (Capponi et al., 2008; cfr. Figura 3).

I metabasalti, relativamente indisturbati, sono interessati, nel settore occidentale dell'unità, da numerose faglie transpressive dirette N-S e a vergenza W, che determinano dei raddoppiamenti (duplex) della sequenza serpentiniti-metabasalti. Queste strutture sviluppano, soprattutto nelle serpentiniti, tessiture cataclastiche che sembrano agire da orizzonte plastico, assorbendo la maggior parte della deformazione. Al limite occidentale dell'unità si osservano inoltre scaglie di

termini sedimentari bacinali, pinzate tra le metabasiti e le adiacenti unità Cravasco-Voltaggio e Gazzo.

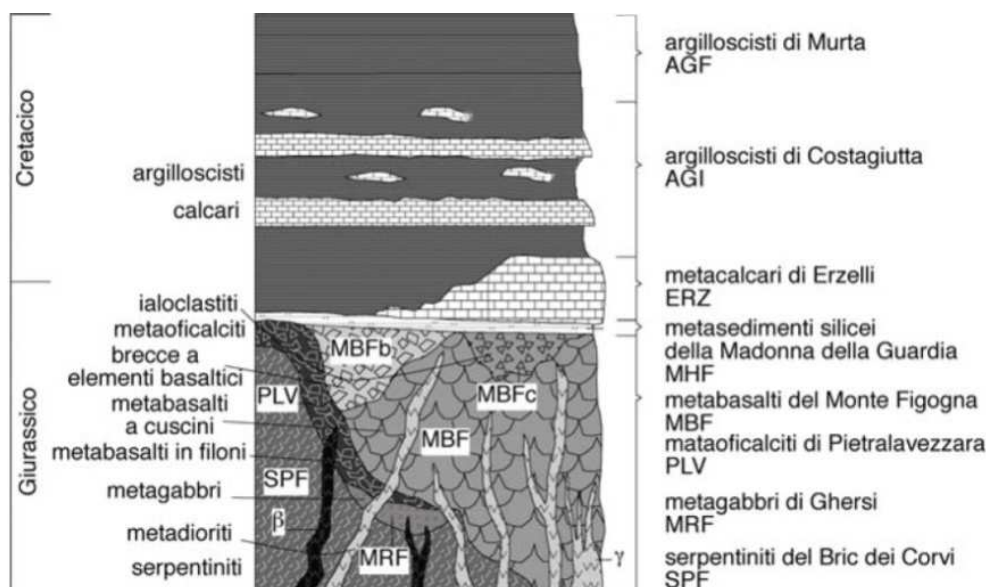


Figura 2 – Schema dei rapporti stratigrafici tra le varie formazioni che costituiscono l'unità tettonometamorfica Figogna (Capponi et al., 2008).

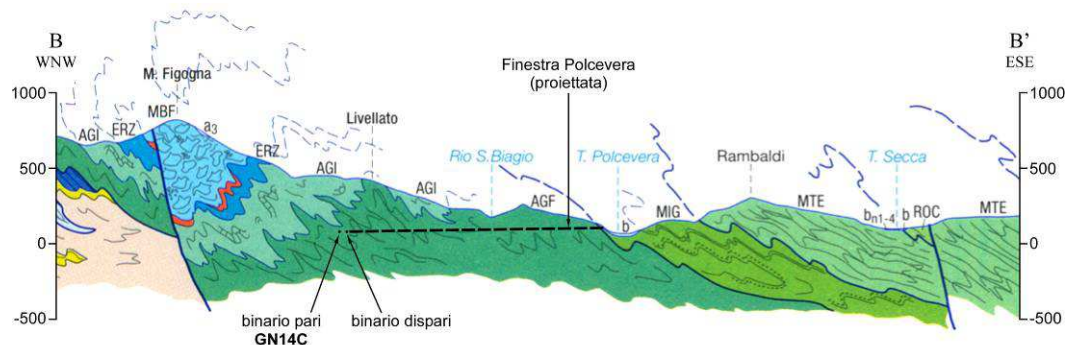


Figura 3 – Stralcio del profilo geologico BB' attraverso la Val Polcevera e la dorsale del M. Figogna, estratto dal Foglio CARG "Genova" (cfr. Figura 1 e Erroneo. L'origine riferimento non è stata trovata.). Il profilo si colloca in corrispondenza della pk 4+764 lungo il binario pari. È riportata la traccia della Finestra Polcevera, ubicata circa 450 m a N della sezione geologica.

La parte occidentale dell'unità Figogna ricade all'interno di una potente fascia di deformazione tettonica, che arriva a comprendere le dolomie del M. Gazzo, ed è caratterizzata da due piani di deformazione cataclastica di estensione regionale, riferibili a un regime deformativo di tipo transpressivo: la *zona di deformazione di Timone*, coincidente con le "serpentiniti di Case Bardane" della cartografia CARG e la *zona di deformazione di Scarpino*, coincidente con le "serpentiniti del Bric dei Corvi" della cartografia CARG).

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 11 di 65

4.1.1 Litostratigrafia

4.1.1a Serpentiniti del Bric dei Corvi

Se', Dogger-Malm (SPF nella cartografia CARG)

Serpentiniti a crisotilo, antigorite e lizardite, a tessitura cataclastica con fenomeni di deformazione duttile legati a pieghe di trascinamento disarmoniche e a strutture di flusso cataclastico sviluppate attorno a lioni di relitti lherzolitici, serpentinitici o di oficalci. Sono localmente presenti filoni di metabasalti rodingitizzati.

Sono distribuite sul fianco occidentale del M. Figogna e allungate in direzione N-S a definire una fascia di taglio cataclastico di potenza pluriettometrica, immergente verso E con inclinazioni medie comprese tra 45° e 65°.

4.1.1b Metaoficalciti di Pietralavezzara

of', Dogger? – Malm? (PLV nella cartografia CARG)

Brecce tettoniche di fondo oceanico, talvolta rimaneggiate, a clasti prevalentemente serpentinitici e a cemento carbonatico, in corpi di dimensioni da decametriche a chilometriche affioranti principalmente tra Pietralavezzara e il Passo della Bocchetta.

4.1.1c Metabasalti del M. Figogna

B', Malm? (MBF nella cartografia CARG)

Si tratta di metabasalti massivi e a pillow, con orizzonti di brecce basaltiche a tessitura fluidale, più raramente in filoni massicci a tessitura doleritica e con locali filoni decimetrico-metrici di metadioriti. I metabasalti si presentano poco deformati; un accenno di scistosità è più evidente dove si osserva lo stiramento dei pillow, che raramente è accentuato.

Nelle parti centrali della formazione si osservano brecce basaltiche non deformate, con matrice a tessitura fluidale evidenziata da tessiture vacuolari primarie preservate. Presso la cresta spartiacque del M. Figogna sono osservabili facies ialoclastitiche vere e proprie. Più a S, nella cava di Borzoli, ubicata nella parte bassa in asse alla struttura, sono presenti orizzonti di oficalci, interessati da campi di fratture tensionali suturate da calcite.

I metabasalti, relativamente indisturbati da Borzoli al M. Figogna, sono interessati, nel settore occidentale, da numerose faglie transpressive dirette N-S e a vergenza W, che delimitano dei duplex della sequenza serpentiniti-metasalti. Queste strutture sono associate a tessiture cataclastiche, soprattutto nelle serpentiniti, che nella sequenza serpentinite/basalto sembrano agire da orizzonte plastico, assorbendo la maggior parte della deformazione. A ridosso del limite occidentale dell'unità si osservano nuovamente scaglie dei termini bacinali sedimentari, pinzate tra le metabasiti e le unità Cravasco-Voltaggio e Gazzo. A nord del M. Figogna i metabasalti affiorano in lembi allungati e discontinui di origine tettonica, all'interno della formazione degli argilloscisti di Costagiutta (§ 0), dove sono frequentemente associati a lembi di metasedimenti silicei (§ 4.1.1d), metacalcari (§ 4.1.1e) e metaoficalciti.

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 12 di 65

4.1.1d *Metasedimenti silicei della Madonna della Guardia*

dM, Malm? (MHF nella cartografia CARG)

Formano lembi sottilissimi e discontinui, sempre in associazione con i basalti nella caratteristica posizione stratigrafica che questi depositi conservano nelle successioni ofiolitifere. Possono essere rappresentati da scisti silicei, rossi o più raramente verdi e da ftniti zonate con sporadici livelli radiolaritici, oppure da scisti quarzosi rosso-rosati, fittamente foliati e con giunti. Il loro spessore medio non supera di solito i pochi metri (Marini, 1998). Localmente sono intercalati a peliti grigie e possono presentare livelli inquinati da prodotti vulcanoclastici (zona ad ovest del M. Figogna; Cortesogno & Haccard, 1984). Differiscono dai diaspri appartenenti alle serie Liguridi, in quanto queste ultime mostrano caratteri marcatamente propri di radiolariti e selci.

4.1.1e *Metacalcari di Erzelli*

cE, Malm? - Cretacico Inf.? (ERZ nella cartografia CARG)

Si tratta di calcari microcristallini finemente arenacei di spessore fino a pluridecimetrico, talora foliati, con giunti pelitici; in alcuni strati sono osservabili tracce di gradazione torbiditica (Marini, 1998). Questa formazione è stata definita anche come "calcareniti" (Cortesogno & Haccard, 1984), e "calcaires en bancs" (Haccard, 1976).

La formazione è costituita da una sequenza serrata di strati deformati di calcari grigi a patina d'alterazione bianco-cinerina; sono riferibili a calcari micritici, spesso impuri per una più o meno abbondante frazione terrigena silicoclastica (soprattutto argilla e quarzo detritico) e con giunti di emipelagiti argillose nere; nelle zone ove questi sono più importanti, gli strati calcarei si presentano spesso boudinati. Accentuati processi di ricristallizzazione sono evidenziati dalla presenza di strati foliati con livelli di fillosilicati concentrati nell'intervallo pelitico maggiormente marnoso.

Gli strati calcarei maggiormente arenacei conservano alla base evidenti laminazioni sedimentarie e mostrano le caratteristiche di originarie torbiditi; la non trascurabile componente terrigena torbiditica farebbe presumere ambienti di deposizione pericontinentali (Marini, 1998).

La potenza è stimata in poche decine di metri, non superando i 50-60 metri nelle zone di migliore affioramento (Est di Erzelli; M. Figogna).

4.1.1f *Argille a Palombini del Passo della Bocchetta aP, AGI, AGF (Cretaceo inf.)*

L'unità delle "Argille a Palombini del Passo della Bocchetta", descritta come un complesso litostratigrafico unico dagli autori pre-CARG e dal Progetto Definitivo, è stata successivamente suddivisa nel foglio CARG Genova in due sottounità (cfr. Figura 2):

- argillocisti di Costagiutta (codice CARG: AGI);
- argillocisti di Murta (codice CARG: AGF).

Per coerenza con il Progetto Definitivo e per evitare eccessive confusioni, si è scelto di mantenere la terminologia e il codice pre-CARG (aP), indicando, dove possibile, l'attribuzione dei litotipi

GENERAL CONTRACTOR 	ALTA SORVEGLIANZA 
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 13 di 65

affioranti all'una o all'altra delle due sottunità CARG sopra citate e distinguendo cartograficamente, sempre ove possibile, le due litofacies principali.

Le due sottunità AGI e AGF occupano posizioni strutturalmente e litostratigraficamente distinte: gli argilloscisti di Costagiutta in posizione soprastante, gli argilloscisti di Murta in posizione sottostante; i rapporti reciproci a scala regionale sono esemplificati dal profilo geologico di Figura 3, estratto dal foglio CARG "Genova". Il profilo ha un'orientazione E-W e passa per la sommità del M. Figogna, appena a sud del tracciato della finestra Polcevera. I rapporti geometrico-strutturali tra le due unità sono complicati dalla presenza di sistemi di pieghe ovest-vergenti, riferibili in gran parte all'evento deformativo D3 (§ 4.4.1b).

Dal punto di vista litostratigrafico, la sottunità degli **argilloscisti di Costagiutta** è costituita da alternanze di argilloscisti e di calcari cristallini ("Palombini" auct.), metapeliti scistose grigio-nerastre, più o meno siltose, metasiltiti e metaareniti in strati centimetrici, con intercalazioni di metacalcilutiti siltose più o meno marnose, di colore grigio o grigio-bruno in strati e banchi, più frequenti alla base della successione. I cosiddetti "Palombini" sono rappresentati da calcari cristallini comprendenti calcari micritici silicei, di colore grigio scuro tendente al grigio azzurro, a tessitura massiva, più raramente stratificata, calcari arenacei e meno frequenti calcari marnosi, che formano strati e banchi di potenza variabile da pochi cm a 1.5-2 m.

Lo spessore degli strati è generalmente centimetrico, ma nella parte alta della sequenza si osserva una stratificazione più irregolare con strati decimetrici e interstrati pelitici foliati. Sono frequenti noduli allungati e liste di quarzo microcristallino biancastro.

L'assenza di contenuto paleontologico non consente di determinare con precisione l'età della formazione che, per analogia con le Argille a Palombini delle successioni Liguri, è ipotizzata barremiano-albiana (Capponi et al., 2009).

Le giaciture individuate sono frequentemente la media di una stratificazione disturbata da serie di pieghe più o meno frammentate; la scistosità descrive frequentemente pieghe a ginocchio con cerniere più o meno acute e pieghe serrate, a scala da centimetrica a pluridecametrica. Gli argilloscisti di Costagiutta affiorano diffusamente a E della dorsale del M. Figogna e, in misura minore, sul suo lato occidentale, dove sono in contatto tettonico con le unità Gazzo e Cravasco-Voltaggio. Nel settore meridionale del Foglio Genova affiorano soprattutto lungo il T. Chiaravagna e sono segnalati in scavi di fondazione e sondaggi; nel settore settentrionale si estendono diffusamente oltre il confine regionale, da Pietralavezzara a Fraconalto (AL).

Gli **Argilloscisti di Murta** a differenza dei precedenti sono privi dei caratteristici interstrati calcarei, i "Palombini" auct. che hanno dato il nome all'intera formazione. Sono rappresentati da un'alternanza di argilloscisti filladici color grigio scuro e grigio argenteo (Figura 4), a patina sericitica, con intercalazioni di sottili straterelli calcarei, di metasiltiti e di metaareniti fini, color grigio chiaro, nocciola in alterazione, con laminazioni piano-parallele localmente convolute. Gli strati hanno generalmente spessore da centimetrico a decimetrico; sono presenti orizzonti con strati fino a 30 cm di argilliti e metasiltiti.

Il rapporto stratimetrico metaareniti/metapeliti è di 1:2. Le superfici di strato su roccia fresca sono normalmente lucide, con veli di sericite talcosa al tatto, talvolta con tracce di scorrimento interstrato

<p>GENERAL CONTRACTOR</p> 	<p>ALTA SORVEGLIANZA</p> 
	<p style="text-align: center;">IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04</p> <p style="text-align: right;">Foglio 14 di 65</p>

e aspetto vetrificato (fenomeni di dinamometamorfismo); possono essere presenti noduli allungati e liste di quarzo microcristallino biancastro. I contatti con le unità sopra- e sottostanti sono di tipo tettonico.

L'unità affiora in una fascia allungata N-S, da Sampierdarena a Campomorone e oltre, in territorio piemontese, separando verso est gli argilloscisti di Costagiutta dall'unità flyschoidi di Mignanego (dominio dei Flysch Appenninici). L'età presunta è cretacea.

Le giaciture della stratificazione sono vergenti ad E presso il contatto con il Flysch di Mignanego, mentre nella direzione opposta (verso W) le giaciture sono raramente significative, poiché la stratificazione è disturbata da fitte sequenze di pieghe strizzate alla macroscale con assi orientati circa NNE-SSW.

4.1.2 L'unità Figogna nell'area di studio

4.1.2a Assetto litostratigrafico

Il settore oggetto di studio è caratterizzato dall'affioramento della formazione delle "Argille a Palombini del Passo della Bocchetta" (aP), comprendente sia l'unità di Murta (AGF), sia l'unità di Costagiutta (AGI), strutturalmente soprastante, come mostrato nella sezione di Figura 3.

In sintesi, le due litofacies si differenziano per la presenza (Argilloscisti di Costagiutta, AGI) o l'assenza (Argilloscisti di Murta, AGF) di livelli di calcari micritici silicei a grana fine ("Palombini").

In superficie, il settore circostante l'asse della galleria è caratterizzato dall'affioramento diffuso di entrambe le litofacies, con settori dove prevalgono argilloscisti omogenei e privi di orizzonti calcarei e settori caratterizzati dalla presenza di livelli di calcari cristallini di spessore decimetrico-metrico. I rapporti geometrici tra le due litofacies sono complicati dalla presenza di strutture plicative megascopiche di fase D3; i contatti reciproci non sono facilmente osservabili sul terreno a causa della persistente coltre detritico-colluviale e della fitta copertura boschiva; il contatto tra le due litofacies, d'altra parte, è probabilmente di tipo transizionale, come indicato dalla colonna stratigrafica di Figura 2 e quindi non è nettamente circoscrivibile.

La litofacies dominante in affioramento è un argilloscisto per lo più privo di interstrati calcarei, a tessitura fittamente laminata, di colore da ocraceo a grigio scuro e di aspetto sericeo o grafitoso, sovente con lenti centimetrico-decimetriche a quarzo e/o quarzo + calcite, parallelizzate alla foliazione principale e con essa piegate (Figura 4). Dove presenti, i calcari hanno aspetto cristallino, colore grigio e tessitura molto compatta, tendente a generare superfici di frattura di forma concoide; formano strati compatti, di spessore per lo più inferiore a 1 m, isolati o in gruppi all'interno degli argilloscisti.

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04	Foglio 15 di 65



Figura 4 – Argilloscisti pieghettati dalla fase D3 in sponda destra del Rio Trasta, bassa Val Polcevera (GE).

Gli argilloscisti sono molto alterati nei primi metri dalla superficie, principalmente per ossidazione, dissoluzione del carbonato e argillificazione parziale delle fasi feldspatiche; con la profondità l'ammasso roccioso tende rapidamente a chiudersi, nello spazio di 4-6 m e il grado di alterazione tende a ridursi significativamente.

Intercalati all'interno degli argilloscisti aP sono presenti corpi lenticolari, di estensione da pluridecimetrica a pluriettometrica, di metabasalti riferibili all'unità del Monte Figogna (B' / MBF), con associati metasedimenti silicei (unità di Madonna della Guardia, dM/MHF).

L'associazione tra metasedimenti silicei e metabasalti indica molto probabilmente che queste intercalazioni sono di natura tettonica e rappresentano scaglie dell'originaria crosta oceanica superiore, a composizione basaltica, su cui appoggiava un orizzonte sottile e discontinuo di radiolariti (cfr. colonna stratigrafica di Figura 2).

I metabasalti sono rappresentati da un insieme eterogeneo di facies petrostrutturali, comprendente metavulcaniti omogenee (la facies più frequente), breccie a elementi di metavulcaniti, metabasalti a pillow, basalti filoniani. È da sottolineare che, per quanto è noto in base a dati bibliografici editi e inediti, nei metabasalti del Monte Figogna non è mai stata riscontrata la presenza di minerali fibrosi.

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04	Foglio 16 di 65



Figura 5 – Argilloscisti pieghettati con strati calcarei frammentati, affioranti lungo il rio Mainose.

Gli scisti silicei si presentano come livelli sottili e discontinui, di spessore metrico o plurimetrico, a contatto diretto con le lenti tettoniche di metabasalti, costituiti da scisti quarzo-sericitici a grana fine e a tessitura finemente scistosa, di colore da rosso vinaccia a verdolino, talora varicolori.

L'insieme comprendente metacalcari di Erzelli, scisti silicei e metabasalti forma una sequenza stratigrafica rovesciata (Figura 2), collocata in posizione geometricamente soprastante alla formazione aP e immergente verso W. I litotipi descritti non vanno quindi a intercettare il tracciato ferroviario nell'area di interesse (Figura 3).

Anche la presenza di lenti tettoniche di metabasalti e scisti silicei all'interno degli argilloscisti aP, piuttosto comune a nord di Campomorone, sembra qui da escludere in base ai dati di terreno; anche il foglio CARG non riporta la presenza di intercalazioni di questa natura nel settore di studio.

4.2 Unità tettonometamorfica Gazzo-Isoverde

L'Unità Gazzo-Isoverde è costituita da un nucleo di dolomie di età norica (Dolomie del M.Gazzo), equivalenti alla Dolomia Principale del sudalpino, con al tetto lembi preservati di unità bacinali a sedimentazione mista carbonatica/silicoclastica (Serie di Gallaneto-Lencisa e meta-argilliti di Bessega).

GENERAL CONTRACTOR 	ALTA SORVEGLIANZA 
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 17 di 65

4.2.1 Dolomie del Monte Gazzo

MDG, Carnico sup.–Norico (dG nella cartografia di PE)

Dolomie e calcari dolomitici, di colore da grigio chiaro a nerastro, ricristallizzati, spesso saccaroidi. Tessitura grossolanamente stratificata, con spessore degli strati variabile in media tra 0.5 e 2 m, ma con banchi potenti fino a 10 m ca., costituiti da strati decimetrici rinsaldati. Sono frequenti le intercalazioni di metapeliti e di calcari marnosi giallastri. La stratificazione non è sempre facilmente riconoscibile anche a causa della deformazione tettonica. Verso l'alto stratigrafico sono presenti filoni sedimentari e brecce intraformazionali ad intraclasti dolomitici scuri fino a nerastri. Raramente sono conservate strutture sedimentarie (tappeti algali, oospariti, intramicrospariti e fossili). La porzione superiore della serie è costituita da dolomicriti nerastre e facies di breccia.

I sistemi di fratture presenti sono sede di frequenti fenomeni carsici, associati a condotti di dimensioni metriche, impostati lungo le discontinuità e particolarmente sviluppati nel settore centro-meridionale dell'unità. Il sistema carsico della Dolomia del Gazzo costituiva un acquifero significativo, che presumibilmente è stato modificato dalla perforazione del tunnel ferroviario di Borzoli, diretto al porto di Voltri. Tuttavia sul versante della Val Chiaravagna vi sono sorgenti ancora attive. Sono inoltre presenti diverse cavità carsiche oggetto di esplorazione, segnalate nel database "Gestionale Speleologico Ligure" (<http://www.catastogrotte.net>).

4.2.2 Gessi del Rio Riasso ("Gessi, anidriti e carnirole" nella cartografia PE)

GSR, Norico (gc nella cartografia di PE)

Si tratta di gessi saccaroidi associati a calcari vacuolari, brecce dolomitiche e anidriti, osservabili solo in alcuni limitatissimi affioramenti lungo il Rio Riasso e tra Cravasco e Isoverde.

Le note illustrative del foglio Genova riportano non meglio precisate "fonti storiche" da cui risulta che i gessi siano stati oggetto di coltivazione in sottosuolo nell'area tra Cravasco e il Passo della Bocchetta; nella zona di Isoverde sono riportati problemi di instabilità, a causa sia di fenomeni di dissoluzione, sia del probabile collasso di gallerie realizzate all'epoca della coltivazione.

Da una ricerca più approfondita sono emerse ulteriori informazioni di interesse, di cui si darà una descrizione più precisa nel successivo par. 4.2.2a.

Non sono noti in superficie affioramenti di anidriti, la cui presenza in profondità è però attestata da alcuni carotaggi profondi realizzati nell'area. È probabile che le anidriti esposte in superficie si siano idratate in gesso, mentre in profondità esse si siano mantenute inalterate.

L'associazione di questi litotipi suggerisce un ambiente costiero di transizione, con locali emersioni. La posizione stratigrafica di questa formazione è ambigua: per alcuni autori alla base della successione stratigrafica triassico-liassica, per altri al *top* delle dolomie e calcari dolomitici e al *bottom* dei Calcari di Gallaneto. Al *top* delle dolomie e dei calcari dolomitici sarebbe stato riconosciuto, nell'evoluzione del bacino deposizionale, un progressivo avvicinamento a condizioni evaporitiche. Le note illustrative del CARG propendono per questa seconda interpretazione.

GENERAL CONTRACTOR 	ALTA SORVEGLIANZA 
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 18 di 65

4.2.2a Cenni sui fenomeni di instabilità legati alla presenza di gessi nell'area di Isoverde

L'area circostante l'abitato di Isoverde (Comune di Campomorone, GE) è stata interessata, in passato, da un'attività estrattiva relativamente diffusa in relazione alla presenza di lenti di gessi, riferibili alla formazione dei Gessi del Rio Riasso (cfr. § 4.2.2).

Le notizie bibliografiche più antiche risalgono alla prima metà dell'800 (Fusinieri, 1831; Barelli, 1835), da cui risulta che i gessi coltivati venivano già allora ampiamente impiegati nella produzione di calce; i gessi lavorati nelle fabbriche di Isoverde, di ottima qualità (almeno per l'epoca) provvedevano "... non solamente alla consumazione di Genova e suo circondario, ma ben anche ad altri paesi" (Barelli, 1835).

Di parte di queste coltivazioni, alcune delle quali anche effettuate in sotterraneo tramite la realizzazione di cunicoli di accesso, si è persa traccia nel tempo, cosicché lo sviluppo urbanistico del centro abitato ha portato a locali interferenze con le cavità sotterranee, il cui cedimento ha talora dato origine a fenomeni di dissesto a carico di edifici e infrastrutture (Vezzolla, 2006)

Secondo una relazione edita dalla società S.G.G. di Savona per la sistemazione del versante in prossimità della chiesa di Isoverde, in relazione alla presenza sprofondamenti superficiali legati al collasso di cavità nei gessi (Vezzolla, 2006), le coltivazioni a Isoverde avvenivano attraverso pozzi e gallerie suborizzontali, spinte fin sotto all'alveo del torrente e furono in gran parte abbandonate a causa di difficoltà nel contenimento delle piene, di fenomeni di dissoluzione di tipo carsico e dell'eccessiva vicinanza ad alcune case già costruite. Le ricerche storiche condotte dall'autore citano tra l'altro un verbale di sopralluogo dell'aprile 1908 in cui "... si fa riferimento ad alcune cave nella zona dei Piani di Iso ove esistevano cinque aree estrattive"; e poco oltre: "... già nel 1873 il Prefetto di Genova emetteva ordinanze di sospensione di alcune attività per gli effetti destabilizzanti indotti alla superficie".

Sempre secondo Vezzolla (2006) "... le cave aperte in zona dovrebbero essere almeno sei, di cui cinque nell'area del cimitero-campo sportivo e la sesta corrispondente all'alveo del Torrente Verde". I vecchi pozzi ad oggi non risultano più localizzabili direttamente né ispezionabili.

Diversi fornelli verificatisi nel tempo a Isoverde sono stati colmati periodicamente con inerte; tali vuoti interesserebbero principalmente il settore a monte del cimitero, il piazzale a valle della chiesa, il campo sportivo e la zona d'imbocco della prima tombinatura del rio Rizzolo.

Altri lavori di consolidamento, sempre a Isoverde, hanno riguardato il consolidamento del substrato di fondazione di alcuni edifici localizzati in Via Rebora, interessati da lesioni per progressiva accentuazione dei vuoti da dissoluzione nei gessi, legati principalmente a carsismo (Briano et al., 2011). Come riportato nel sito della società S.G.G. che è stata incaricata dell'intervento (<http://www.sggconsult.it>), "... il consolidamento è consistito nella creazione di un setto a bassa permeabilità in sponda sinistra del T. Verde, spinto fino alla profondità di circa 16 m al di sotto dell'alveo, e delle cavità individuate in fase d'indagine", nella realizzazione di alcuni setti secondari e nella ricostruzione del muro d'argine.

In una seconda fase sono state realizzate iniezioni di intasamento dei vuoti presenti intorno agli edifici e opere di impermeabilizzazione e risistemazione dell'alveo del torrente, finalizzate a

“... ridurre gli afflussi nelle vecchie gallerie estrattive e, pertanto, a rallentare i processi di dissoluzione accelerata della formazione gessosa ...”.

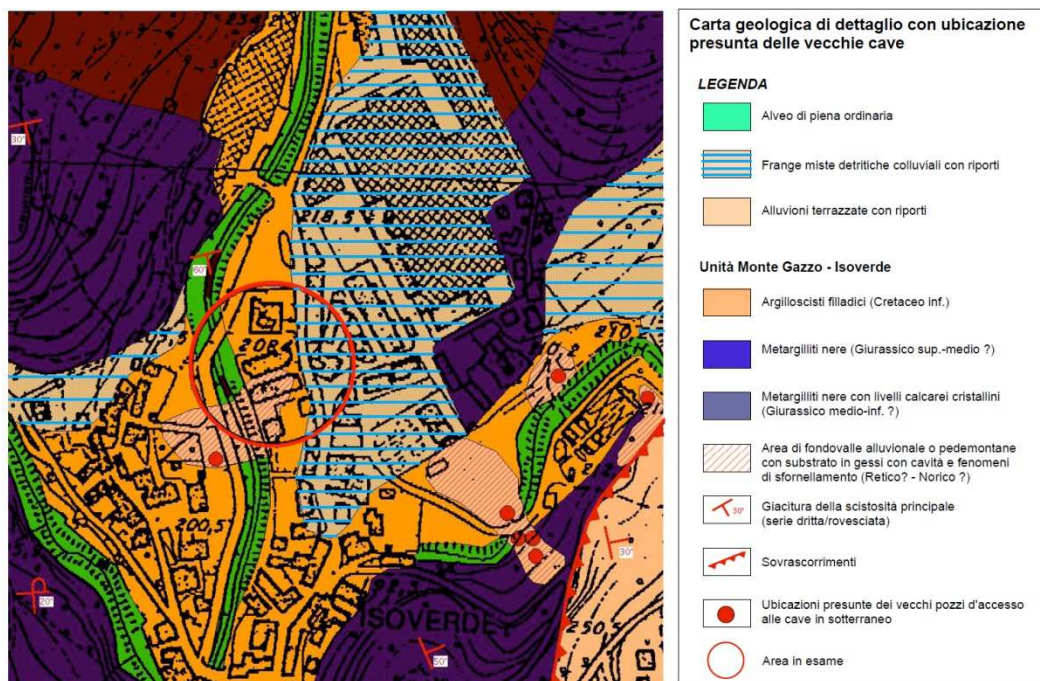


Figura 6 – Localizzazione dei principali pozzi (punti rossi) di accesso alle coltivazioni sotterranee nell’area urbanizzata di Isoverde (da Briano et al., 2009?).

4.2.3 Serie di Gallaneto-Lencisa

Le Formazioni dei Calcari di Lencisa e dei Calcari di Gallaneto sono difficilmente distinguibili sul terreno, se non in base all’analisi del contenuto paleontologico. Affiorano sul fianco nord-orientale e sul fianco meridionale dell’unità tettonometamorfica Gazzo-Isoverde.

4.2.3a Calcari di Lencisa

LEN, Sinemuriano-Pliensbachiano (eN nella cartografia di PE)

Metacalcari grigi, grigio-neri e nocciola, con intercalazioni di livelli metapelitici, liste e noduli di selce. La stratificazione è solitamente riconoscibile, anche se appare trasposta, mentre a seconda dei litotipi considerati può essere presente anche un clivaggio più o meno evidente. Lo spessore degli strati varia da centimetrico a decimetrico.

4.2.3b Calcari di Gallaneto

GLL, Norico-Hettangiano (cG nella cartografia di PE)

Metacalcari grigi più o meno micacei, alternati a scisti pelitici e marnosi; verso l’alto stratigrafico si rinvencono calcari cristallini puri. La stratificazione è generalmente ben riconoscibile, mentre lo sviluppo del clivaggio è poco pervasivo. Lo spessore degli strati varia da decimetrico a metrico.

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 20 di 65

4.2.4 *Meta-argilliti di Bessega ("Argilloscisti neri" nella cartografia PE)*

MBG, Lias Sup.-Dogger (Mn nella cartografia di PE)

Meta-argilliti scistose grigio-scure e nere, più o meno siltose, organizzate in strati di spessore da centimetrico a decimetrico, con intercalazioni di calcari cristallini in strati da millimetrici a centimetrici. A tale unità sono state attribuite anche facies chiaramente scistose, a basso tenore in carbonati, organizzate in strati centimetrici talora filladici di colore bruno-grigiastro, che affiorano in modo discontinuo in sinistra idrografica della Val Bianchetta.

Le meta-argilliti di Bessega sono interpretate come depositi bacinali distali, disposti al tetto della successione Norica.

4.3 **Unità tettonometamorfica Cravasco-Voltaggio**

L'unità tettonometamorfica Cravasco-Voltaggio affiora con maggiore continuità a nord di Pietralavezzara, mentre verso sud essa si chiude lateralmente, restando compresa tra le unità tettonometamorfiche Figogna e Gazzo-Isoverde. Le linee strutturali che delimitano l'unità a tetto e a letto immergono verso ENE con una giacitura che delinea una struttura regionale "a fiore", tipica di zone di taglio transpressive; in posizione intermedia tra le due unità si rileva un piano di possibile sovrascorrimento che porta a contatto gli scisti filladici di Larvego con le serpentiniti di Case Bardane.

4.3.1 *Scisti filladici del Monte Larvego ("Argilloscisti filladici" nella cartografia PE)*

LRV, Cretaceo inf. (f nella cartografia di PE)

Scisti filladici grigio-verdastri, fittamente laminati, con scistosità a spaziatura da millimetrica a centimetrica e superfici untuose al tatto e di aspetto sericeo, che in alterazione prendono un colore nocciola. Locali livelli di metasiltiti e metaareniti bruno scuro di spessore centimetrico e lenti di silice microcristallina biancastra, di spessore centimetrico. La scistosità principale descrive localmente pieghe da aperte a serrate.

Le filladi sono caratterizzate da diverse generazioni di scistosità, con fasce tettonizzate piuttosto ampie; gli affioramenti, a causa dell'alterazione, risultano di estensione ridotta, mascherati da una coltre detritica di alterazione piuttosto continua.

4.3.2 *Calcari di Voltaggio*

VOL, Malm? – Cretaceo Inf.? (cV nella cartografia di PE)

La formazione dei calcari di Voltaggio, nota anche con il termine di "calcaires pointillés" (Cortesogno & Haccard, 1979), affiora in forma di sottili scaglie essenzialmente a N di Cravasco; è costituita da calcari cristallini grigi, spesso a grana grossa, con livelli sottili ricchi in fillosilicati, che presentano almeno due scistosità sovrapposte (Marini, 1998). Generalmente questi litotipi presentano un'abbondante frazione quarzosa e micacea, indicante un'origine detritica.

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 21 di 65

Verso la parte basale della sequenza, al contatto con un orizzonte di diaspri, si possono incontrare alcuni metri di calcari cristallini bianchi, ricchi in quarzo microcristallino. Il limite stratigrafico inferiore è determinato dai diaspri o, in loro assenza, direttamente dall'unità basaltica di Cravasco; il limite stratigrafico superiore è rappresentato dal passaggio graduale agli scisti filladici.

L'ambiente di deposizione delle originarie sequenze calcareo-silicee e calcareo-marnose era presumibilmente di tipo pelagico. I calcari di Voltaggio presentano inoltre una spiccata analogia di facies con i calcari a Calpionella dell'Appennino settentrionale (Cortesogno & Haccard, 1984).

4.3.3 *Metasedimenti silicei dell'Osteria dello zucchero*

MHC, Malm? (d" nella cartografia di PE)

Si tratta di scisti silicei fortemente ricristallizzati di colore generalmente rossiccio, con contenuto variabile di fillosilicati e carbonati, nonché di metasedimenti silicei ematitici più o meno pelitici (ftaniti) a colorazione rosso-bruna, talora con livelli verdastri o grigi. Sono localmente presenti relitti di radiolari non determinabili. Alla base sono caratterizzati da livelli verdi, spesso a componente detritica, passanti a più rare metareniti ofiolitiche; seguono in successione livelli prevalentemente rossi o neri, raramente verdi. Sono caratterizzate da diverse superfici di foliazione e nei livelli metarenitici sono presenti degli anfiboli sodici. Gli spessori sono sempre ridotti e vanno da pochi metri e pochi centimetri, sia per una loro modesta potenza originaria, sia per fenomeni di elisione tettonica.

4.3.4 *Metabasalti di Cravasco*

CVS, Malm? (B" nella cartografia di PE)

I metabasalti di Cravasco sono litotipi spesso foliati, con metamorfismo in facies scisti blu. Il protolite era rappresentato da basalti oceanici, anche a grana grossa, sia massicci che con tessitura a pillow, brecciate o a pillow-breccia. Affiorano essenzialmente in corrispondenza dell'area di Cravasco, nel settore di Fraconalto e in alcuni lembi più sottili sul versante W del M. Figogna.

4.3.5 *Serpentiniti di Case Bardane ("Serpentiniti e serpentinoscisti e oficalci" nella cartografia PE)*

SPV, Dogger – Malm (Se" nella cartografia di PE)

Si tratta di serpentiniti a crisotilo e antigorite con frequenti relitti mineralogici e tessiturali di lherzolite.

Le serpentiniti, di colore da verdastro a grigio-verde chiaro, hanno tessitura da scistosa e intensamente laminata, con sviluppo di piani di clivaggio pervasivi, a spaziatura submillimetrica, con superficie liscia o untuosa al tatto; la tessitura può localmente divenire cataclastica, fino a ultracataclastica, in particolare in corrispondenza della zona di deformazione tettonica di Timone, un importante piano di taglio duttile-fragile che fa parte del più esteso sistema di deformazione della linea Sestri-Voltaggio.

GENERAL CONTRACTOR 	ALTA SORVEGLIANZA 
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 22 di 65

All'interno delle serpentiniti si riconoscono pieghe disarmoniche a scala da centimetrica a plurimetrica, riferibili a pieghe di trascinamento di una foliazione preesistente, sviluppatasi nell'ambito di zone di taglio. Le facies deformate (brecce, cataclasiti, ultracataclasiti e gouge) possono avvolgere litoni di forma amigdalare, meno deformati ma comunque intensamente fratturati e brecciati, da centimetrici a metrici. Localmente si osservano fasce brecciate con litoni allungati metrici o plurimetrici, circondati da zone di taglio cataclastico da decimetriche a metriche, percentualmente subordinate, che definiscono un pattern anastomosato.

Sono spesso presenti minerali asbestiformi visibili ad occhio nudo, concentrati lungo piani di frattura o in vene estensionali.

Le serpentiniti affiorano in lembi isolati tra gli scisti di Larvego (§ 4.3.1) e le argilliti di Bessega (§ 4.2.4), a sud e a est di Isoverde e Paravanico.

4.4 Evoluzione strutturale

4.4.1 Unità tettonometamorfica Figogna – strutture duttili sin-metamorfiche

All'interno dell'unità Figogna i limiti stratigrafici originari sono sovente trasposti ma localmente possono ancora essere considerati come contatti stratigrafici.

L'evoluzione strutturale che caratterizza le unità tettonometamorfiche presenti nell'area è definita da quattro eventi deformativi principali (Capponi & Crispini, 1997). Le associazioni strutturali legate a questi quattro eventi sono riferibili a traiettorie seguite dai volumi rocciosi attraverso livelli cristallini via via più superficiali.

4.4.1a Gli eventi deformativi D1 e D2

I primi due eventi, definiti D1 e D2, hanno caratteri geometrici simili e sono rappresentati da sistemi di pieghe isoclinali-traspositive a tutte le scale, cui si accompagna lo sviluppo di una superficie composita, pervasiva a scala regionale, che è generalmente quella più evidente alla scala dell'affioramento (scistosità principale o SP).

Le pieghe D1/D2 hanno assi orientati tra NNW-SSE e NNE-SSW e piani assiali immergenti a medio-alto angolo generalmente verso E; l'inclinazione della SP aumenta procedendo da W a E, fino a divenire subverticale in corrispondenza della Zona Sestri-Voltaggio.

Le pieghe D1/D2 sono distinguibili tra loro con certezza solo quando sono sovrapposte geometricamente e possono assumere geometrie variabili tra le pieghe cilindriche e le pieghe a guaina. Nell'unità Figogna, le paragenesi metamorfiche sin-D1/D2 sono quelle tipiche della facies a pumpellyite-actinolite (Crispini & Capponi, 2001).

4.4.1b L'evento deformativo D3

L'evento deformativo D3, sviluppatosi in condizioni metamorfiche comprese tra le facies scisti verdi e scisti verdi inferiore, è caratterizzato dalla coesistenza di sistemi di pieghe e zone di taglio, che

GENERAL CONTRACTOR 	ALTA SORVEGLIANZA 
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 23 di 65

testimoniano una progressiva transizione delle unità tettonometamorfiche verso livelli cristallini più superficiali (Capponi & Crispini, 2002).

Le pieghe D3 sono strutture aperte da submillimetriche a plurimetrometriche (Figura 9), con assi debolmente inclinati sia verso NNE che verso SSW. Questa fase deformativa verticalizza la foliazione regionale SP e i fianchi delle strutture D1/D2 e si esprime in modo abbastanza eterogeneo.

Alle pieghe di piegamento D3 si associano, soprattutto in zona di cerniera e lungo i fianchi rovesciati, zone di taglio duttile-fragile, a basso angolo e con cinematismo inverso; queste zone sono subparallele ai piani assiali 3 con direzione WNW-ESE e hanno caratteri che testimoniano un'intensa attività di fluidi carbonatici tipica di sistemi idrotermali a controllo tettonico. L'azione metasomatica è stata tale da idratare e carbonatare le rocce trasformandole; le serpentiniti, ad esempio, sono state trasformate in scisti a clorite, tremolite e actinolite, oppure in serpentiniti carbonatate.

Queste zone di taglio si sono probabilmente sviluppate progressivamente, in un ampio intervallo di tempo: esse possono infatti sia tagliare le pieghe D3, sia essere piegate da queste. L'analisi cinematica condotta dagli autori citati suggerisce per l'evento D3 una direzione regionale di raccorciamento finito con direzione NW-SE.

4.4.1c *La deformazione D3 nelle Argille a Palombini dell'area di studio*

L'assetto strutturale della formazione delle "Argille a Palombini" è caratterizzato dalla presenza di una scistosità composita (S1+S2) pervasiva, con orientazione relativamente dispersa, nel complesso orientata secondo un cerchio massimo con giacitura media 342/84 ("best-fit girdle" in Figura 8A). Questa disposizione della SP, che determina in affioramento giaciture immergenti sia verso E sia verso W, è determinata da una fitta successione di pieghe con stile da aperto a serrato, sovente disarmoniche e con fianchi rovesciati, ad asse mediamente diretto N-S, riferibili all'evento deformativo D3 precedentemente descritto.

In affioramento si osservano pieghe pervasive (Figura 4, Figura 9), che interessano l'ammasso roccioso a tutte le scale e che si associano allo sviluppo di un clivaggio spaziatto di piano assiale (SP+1), localmente passante a una vera e propria scistosità (S3) che occasionalmente oblitera quasi la SP composita preesistente. Nel settore a nord del P.so della Bocchetta, i piani assiali D3 e la foliazione S3 immergono mediamente verso ESE tra 20 e 70° ca. L'involuppo delle giaciture della SP composita identifica un asse di piega (che coincide con il polo del "best fit girdle" in Figura 8) con giacitura 162/6 (triangolo blu in Figura 8), che si accorda bene con la giacitura degli assi di piega A3 misurati sul terreno, identificati in Figura 8 dai simboli a triangolo color arancio.

La distribuzione della concentrazione dei poli della scistosità, messa in evidenza dalle linee di contour, conferma che le pieghe di fase D3 hanno vergenza verso W: infatti sul totale della popolazione di dati si nota come prevalgano giaciture a basso angolo verso SE (150/8) e giaciture a medio e alto angolo verso ENE; queste concentrazioni di poli delineano i fianchi lunghi e corti di pieghe asimmetriche D3 vergenti a W.

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04	Foglio 24 di 65

È interessante osservare per confronto, la proiezione dei poli della SP relativa al settore della bassa Val Polcevera (Figura 8B); confrontando la giacitura del best-fit girdle nei due diagrammi, si nota come, in media, a N del P.so della Bocchetta si verifichi una rotazione dello strike della scistosità regionale di circa 15-20° verso W rispetto al settore ligure; infatti, il cerchio massimo dei poli dei piani individua nella bassa Val Polcevera un asse medio A3 immergente di 18° verso N178°E (Figura 8B), mentre a N del P.so della Bocchetta lo stesso asse immerge di 6° verso N162°E (Figura 8A). Questa diversa disposizione delle direzioni strutturali, in particolare dello strike della foliazione regionale, riflette la diversa direzione strutturale dell'unità tettonometamorfica Figogna: circa N-S in bassa Val Polcevera, circa NNW-SSE in territorio piemontese, a N del passo della Bocchetta (cfr. schema tettonico regionale di Figura 1).

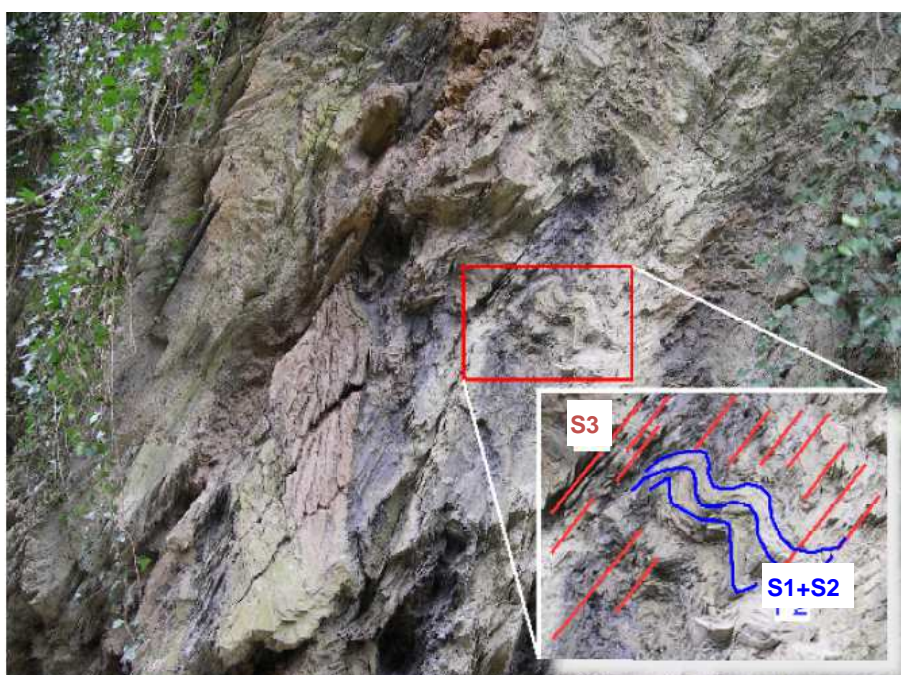
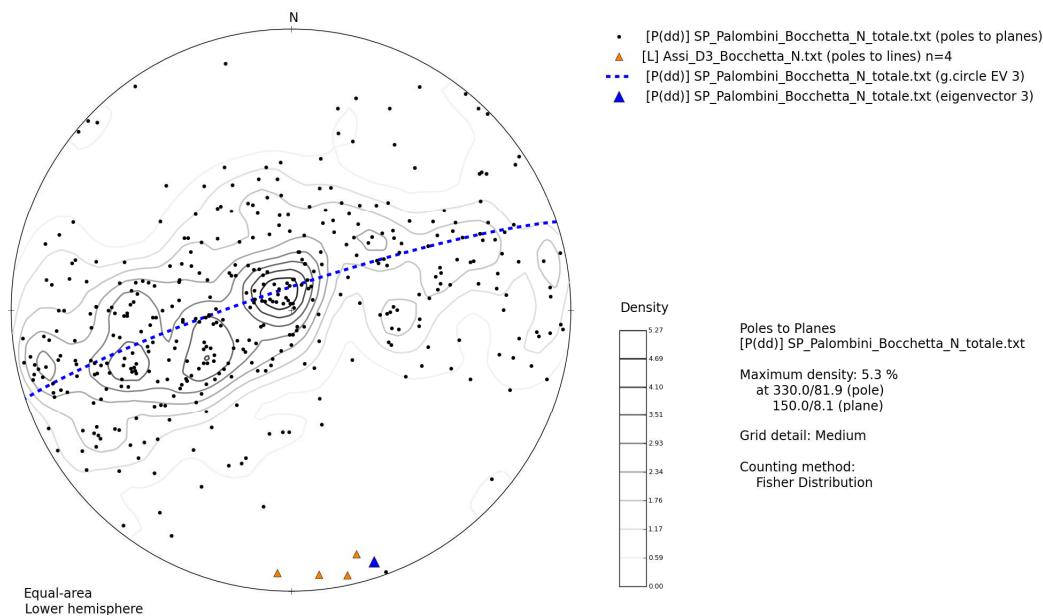


Figura 7 – Rapporti di sovrapposizione tra la scistosità composta principale (S1+S2) e clivaggi di piano assiale legati a pieghe aperte di fase D3 negli argilloscisti.

Le più antiche pieghe isoclinali D1+D2 associate allo sviluppo della SP formano per lo più cerniere intrafoliali trasposte, visibili a scala decimetrica o centimetrica; non sono individuabili strutture di maggiori dimensioni riferibili alle fasi deformative precoci.

Nel complesso quindi, l'ammasso roccioso presenta una forte anisotropia data dalla scistosità principale pervasiva, con struttura molto eterogenea a scala metrico-decametrica, ma relativamente uniforme alla scala dell'intera opera.



A

file: [P(dd)] SP_Palombini_Bocchetta_N_totale.txt
 n = 402

Data do not significantly from uniform at the 0.95 level

file: [L] Assi_D3_Bocchetta_N.txt n = 4

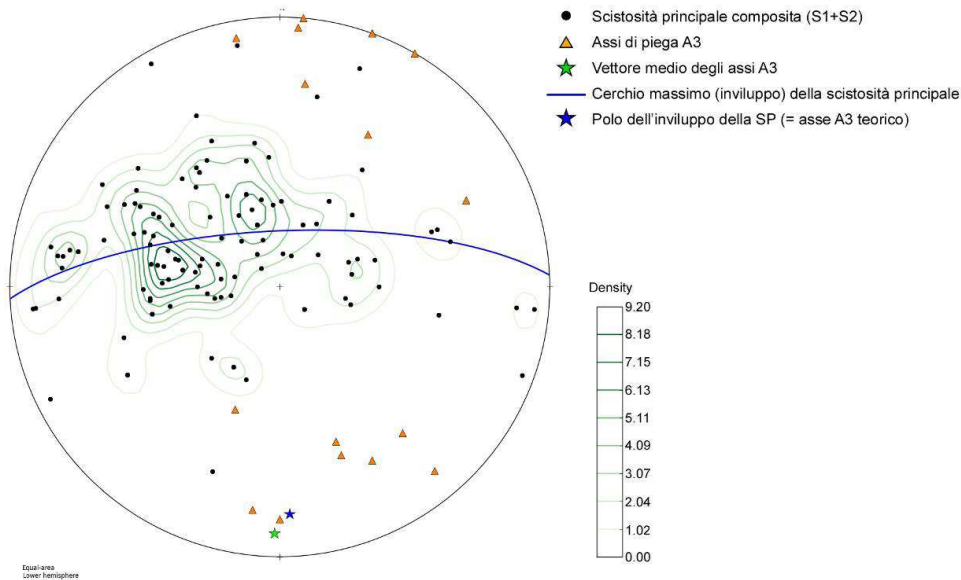
There are too few points to test significance

Expected Distribution: Girdle
 Preferential Orientation: None

Expected Distribution: Cluster
 Preferential Orientation: Strong

Fold Axis (eigenvector3): azimuth/plunge = 161.7/6.4
 Best-fit Girdle: dipdir/dip = 341.7/83.6

Axis (eigenvector 1) azimuth/plunge = 172.5/7.0



B

file: [P(dd)] SP_Polcevera Sud.txt
 n = 125

Data do not significantly from uniform at the 0.95 level

file: [L] A3_Polcevera Sud.txt n = 17

Data differ significantly from uniform at the 0.95 level

Expected Distribution: Cluster
 Preferential Orientation: Weak

Expected Distribution: Girdle
 Preferential Orientation: Weak

Eigenvector 3: azimuth/plunge = 177.5 / 16.9
 Best-fit Girdle: dipdir/dip = 357.5 / 73.1

Eigenvector 1: azimuth/plunge = 181.2 / 9.5

Figura 8 – Proiezioni stereografiche (emisfero inferiore) della giacitura della scistosità principale (SP) e degli assi di piega A3 (triangoli arancioni) negli argilloscisti aP. A: settore a N del Passo della Bocchetta; B: bassa Val Polcevera. Il triangolo blu è il polo del cerchio massimo che meglio approssima l'involuppo della scistosità.

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 26 di 65

Sulla base di tutte le informazioni disponibili, il modello geologico di riferimento è da considerare sufficientemente affidabile, pur tenendo conto dell'estrema variabilità strutturale, in particolare per quanto riguarda la giacitura della foliazione principale, in rapporto allo scavo, per effetto di pieghe aperte di fase D3 a scala decametrica e/o per la possibile presenza di zone di faglia e/o piani di taglio cataclastico non individuati sul terreno e in sondaggio.

Si tratta comunque di differenze relativamente poco significative rispetto al quadro di riferimento generale delineato nel presente rapporto.

In questo settore è da segnalare la presenza probabile, anche in profondità, di lenti di natura tettonica di metabasalti e associati scisti silicei.

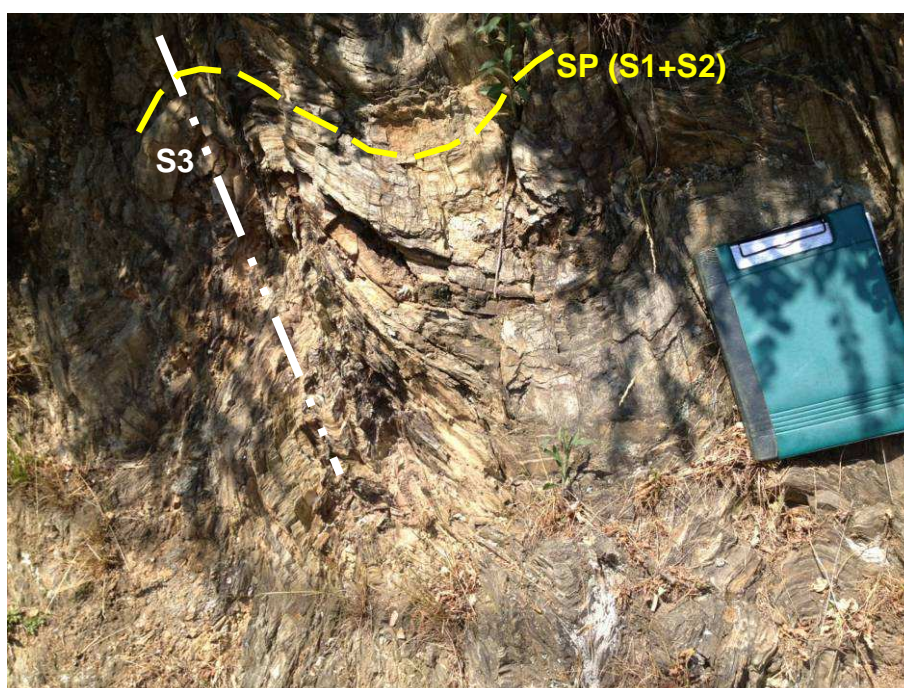


Figura 9 – Argilloscisti pieghettati dalla fase D3 nel settore a W della borgata di Trasta. Si nota un evidente clivaggio di piano assiale, con spaziatura centimetrica, legato alle pieghe D3.

4.4.1d L'evento deformativo D4

L'evento deformativo D4 è espresso omogeneamente da un'associazione strutturale di pieghe, sovrascorrimenti e sistemi di faglie.

Le pieghe D4 sono strutture aperte plurichilometriche, con assi suborizzontali diretti tra N-S e NW-SE. I piani assiali sono inclinati verso W e sono talora associati a clivaggi che sviluppano minerali della facies a zeoliti. Si tratta di strutture fortemente asimmetriche, con una marcata vergenza tra E e NE.

Le pieghe D4 deformano i livelli di età oligocenica del Bacino Terziario Piemontese (Capponi et al., 2001) senza tuttavia coinvolgere i termini del Miocene inferiore; grazie a questi vincoli stratigrafici è possibile delimitare l'evento D4 alle fasi iniziali del Miocene inferiore.

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04	Foglio 27 di 65

I fianchi delle pieghe D4 sono frequentemente riattivati come sovrascorrimenti, con direzione di trasporto tra E e NE, associati allo sviluppo di rocce di faglia di potenza fino a decametrica. Queste strutture sono caratterizzate da fronti con persistenza chilometrica e sono associate a mineralizzazioni a zeolite, clorite e carbonati, indicative di livelli crostali piuttosto superficiali.

4.4.2 Unità Tettonometamorfiche Cravasco-Voltaggio e Gazzo-Isoverde - strutture duttili sin-metamorfiche

Nell'area compresa tra Cravasco e Isoverde, i litotipi delle diverse unità presentano una scistosità "S1" o un layering metamorfico associato a pieghe isoclinali sradicate o serrate (Figura 10A), che possono essere riferiti a una o più fasi deformative, verosimilmente coincidenti con la "fase D1" (Crispini & Capponi, 2001; Capponi et al., 2009). Talora, soprattutto nelle Dolomie del Monte Gazzo, sono tutt'ora preservate delle superfici litologiche primarie, evidenziate da strati con diversa colorazione, che nel presente rapporto sono stati indicati come S0. Una successiva fase deformativa ha prodotto il piegamento con stile da serrato a chiuso di questa scistosità principale (es.: Figura 10B). Alle pieghe serrate di questa fase è talora associato, nei litotipi più scistosi, lo sviluppo di una nuova foliazione di piano assiale (S2). Per contro nei litotipi maggiormente carbonatici o comunque non particolarmente scistosi non si sviluppa una nuova scistosità ma un clivaggio di piano assiale con spaziatura variabile (nel seguito sempre riferito come S2). Questo evento deformativo è verosimilmente riferibile alla fase deformativa D2 (Crispini & Capponi, 2001). A causa dello stile spesso da isoclinale a serrato delle pieghe D1 e D2, le superfici S1 e S2 formano sovente angoli di incidenza molto ridotti.

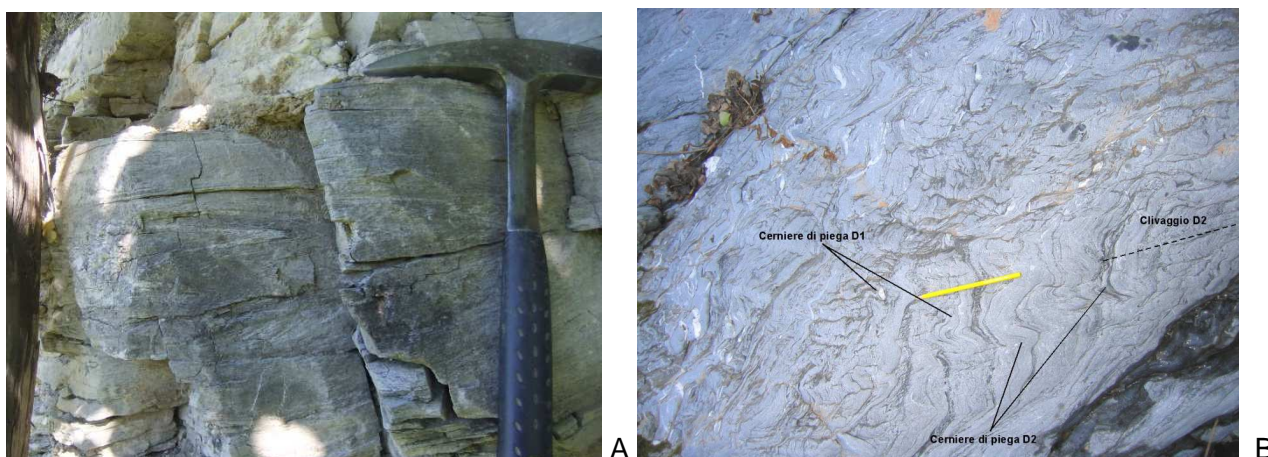


Figura 10 – A: pieghe serrate a fianchi dritti (tipo 3 di Ramsay, 1967), riferibili alla fase deformativa D1 nei calcari di Voltaggio. B: figure di interferenza tra pieghe isoclinali di fase D1 e pieghe chiuse di fase D2 nei calcari di Gallaneto dell'unità Cravasco-Isoverde.

Le pieghe della fase deformativa D2 divengono più serrate e progressivamente più traspositive, fino a isoclinali e totalmente traspositive man mano che ci si avvicina alle fasce milonitiche (Figura 11). Questo fenomeno è particolarmente evidente per la fascia milonitica che separa l'Unità Monte Gazzo – Isoverde dall'Unità Timone – Bric Teiolo e sembrerebbe quindi indicare una co-geneticità delle pieghe D2 e delle miloniti. La scistosità all'interno delle fasce milonitiche dovrebbe quindi essere rappresentata da una S2_{myl} (S2 milonitica), ad eccezione delle lenti o litoni meno deformati

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04	Foglio 28 di 65

dove può essere preservata una scistosità S1 pervasivamente deformata da pieghe serrate relative alla fase deformativa D2.

In sintesi quindi lo sviluppo delle miloniti che separano l'unità Gazzo-Isoverde dall'unità Figogna può essere attribuito alla fase deformativa D2; è comunque certo che lo sviluppo di questi contatti sia precedente alla fase D3, poiché questa deforma le scistosità milonitiche.

Per le miloniti che separano l'unità Cravasco-Voltaggio dall'unità Gazzo-Isoverde, i rapporti con gli altri elementi deformativi sono meno chiari, tuttavia anche queste miloniti sono sicuramente precedenti rispetto alla fase D3, che le deforma visibilmente.

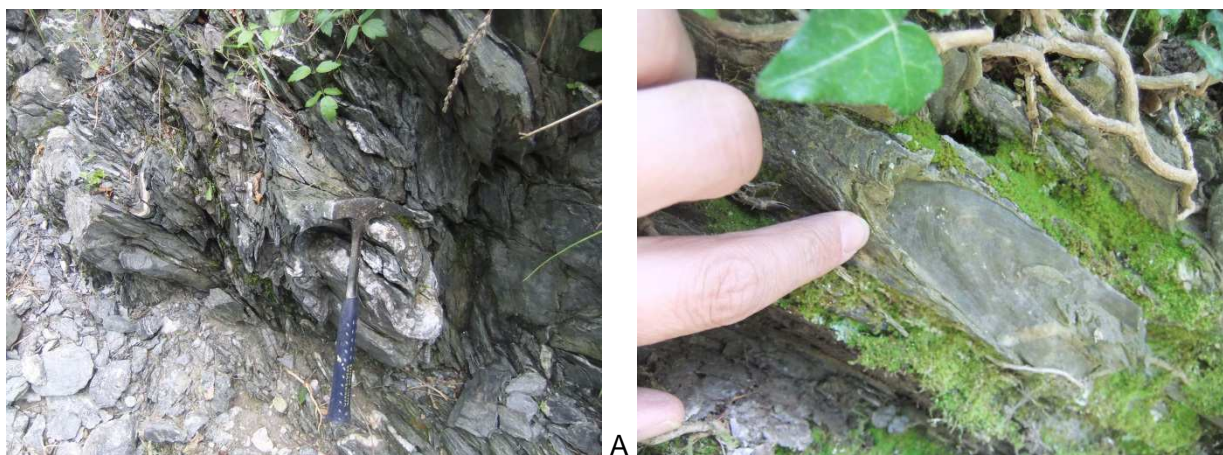


Figura 11 – A: pieghe da serrate a chiuse di fase D2 negli Argilloscisti neri dell'unità Cravasco Isoverde. B: pieghe isoclinali traspositive di fase D2 negli Argilloscisti neri di una fascia milonitica duttile nella valle del Rio Gallaneto.

Sia la scistosità S1 preservata all'interno delle unità meno deformate, sia la scistosità S2 pervasiva all'interno delle fasce di miloniti, sono piegate da una successiva fase deformativa D3 a pieghe aperte, mediamente vergenti verso SW e con assi ad orientazione media SW-NE (cfr. Figura 15).

4.4.3 Assetto strutturale a grande scala e contatti tra le unità

Alla grande scala le geometrie dei corpi geologici sono determinate principalmente dai fenomeni di piegamento sovrapposti e dai fenomeni di scollamento lungo le fasce di deformazione milonitica. Le deformazioni fragili sono poco rilevanti e in genere non dislocano in modo evidente i limiti litologici, se non in rari casi.

Al fine di comprendere lo sviluppo geometrico dei limiti geologici nell'area sarà opportuno iniziare a trattare gli effetti dei fenomeni di piegamento più recenti D3, procedendo poi verso quelli più antichi.

Le pieghe D3 in genere deformano la scistosità con stile aperto ed hanno lunghezza d'onda di ordine pluri-decamentrico. I loro assi hanno generalmente direzione NE-SW, con immersione talora verso ovest, talora verso est a basso angolo; raramente si osservano anche assi a direzione circa E-W fino a ESE-WNW (Figura 13). I piani assiali immergono a basso medio angolo sia verso NW che verso nord, più raramente verso NNE. Si tratta quindi di pieghe con vergenza verso SE, S o SSW.

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 29 di 65

Alle pieghe della fase deformativa D3 sono associate spesso zone di taglio inverso a medio angolo con carattere fragile-duttile le cui evidenze sono state osservate alla mesoscala in numerosi affioramenti, mentre in genere non affiorano strutture cartografabili a scala regionale. Queste zone di taglio sin-D3 potrebbero accomodare componenti di movimento transpressivo, con senso di accavallamento verso SW.



Figura 12 – Fascia di breccie tettoniche associate alla faglia E-W localizzata alla testata del Rio Rizzolo.

Le scistosità e piani assiali S2 hanno immersione variabile tra N90°E e N200°E (Figura 10 destra) con inclinazione variabile da basso ad alto angolo. La variazione di direzione di immersione è principalmente dovuta ad una progressiva rotazione della scistosità attorno al corpo rigido delle dolomie del Monte Gazzo; essa passa da immersione prevalente verso sud nel settore meridionale a immersione prevalente verso sud-est e est nel settore settentrionale. La variabilità dell'inclinazione è invece determinata principalmente dai piegamenti relativi alla fase deformativa D3.

Gli assi delle pieghe di fase D2 sono fortemente dispersi, principalmente a causa del loro carattere non cilindrico. La curvatura degli assi per effetto dello scarso cilindrisimo si coglie anche alla scala dell'affioramento, ove talora gli assi ruotano fino 70-80° pur rimanendo invariata la giacitura della foliazione di piano assiale S2. Si possono comunque individuare alcune direzioni di immersione preferenziali (Figura 15). In particolare le due direzioni prevalenti degli assi di piega D2 sono NE-SW ad angolo d'inclinazione da basso a medio sia verso NE che verso SW, e NW-SE ad angolo d'inclinazione da basso a medio verso SE.

Le scistosità S1 presentano una forte dispersione (Figura 14A) sia nel quadrante NW che nel quadrante SE; ciò ovviamente è dovuto alla sovrapposizione delle due fasi di piegamento prima descritte. Anche in questo caso tuttavia, come per la S2, si osserva una variazione dell'immersione tra N90°E e N200°E, dovuta alla rotazione degli elementi strutturali attorno al corpo rigido costituito dalle dolomie del Gazzo. Nel caso della S1 sono però anche più frequenti i rovesciamenti verso N270°E e N360°E, principalmente determinati dalle pieghe di fase D2 e talora anche D3.

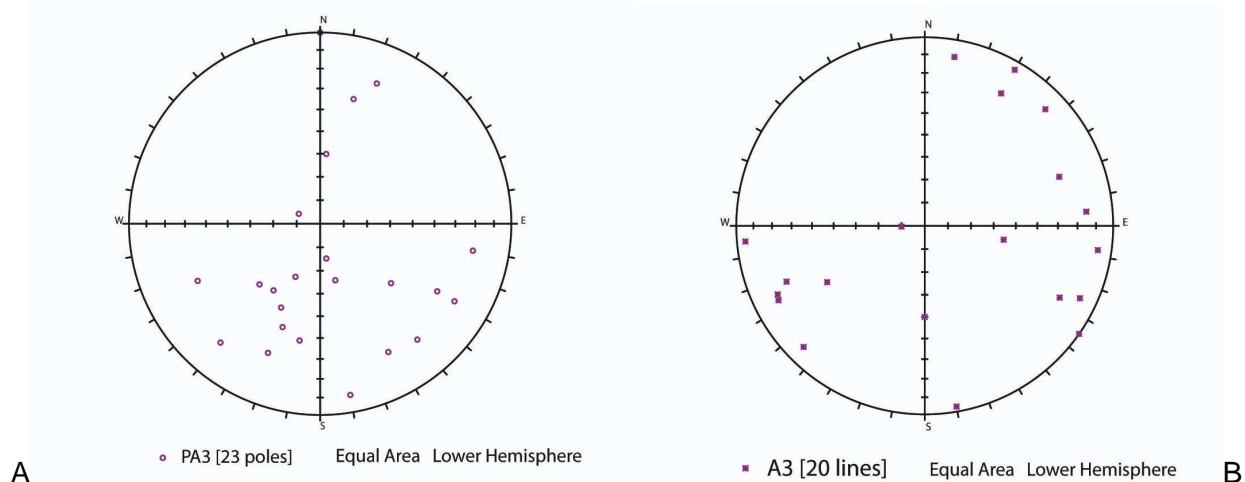


Figura 13 - Proiezione stereografica dei poli di piani assiali (PA3) e degli assi (A3) delle pieghe di fase D3 nell'area di Cravasco-Isoverde (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore).

A grande scala la sovrapposizione delle varie fasi di deformazione determina geometrie complesse che comunque presentano alcuni tratti generali chiaramente riconoscibili. L'unità Gazzo-Isoverde immerge mediamente verso NE o ENE a medio-alto angolo al di sotto dell'Unità Figogna nel settore settentrionale dell'area studiata. Andando verso sud (Isoverde), come già precedentemente evidenziato, le superfici strutturali ruotano fino ad immergere verso S, probabilmente per assecondare la presenza del corpo rigido costituito dalle dolomie del Gazzo.

Le due unità sono separate da una fascia milonitica con struttura a scaglie, già citata in precedenza. La distribuzione dei fenomeni milonitici in questa fascia è molto eterogenea. Grossi spessori di miloniti si sviluppano soprattutto a carico degli Scisti filladici del Monte Larvego, nel settore più orientale dell'area studiata, in prossimità del contatto con l'unità Figogna. Questi scisti sono praticamente sempre dei litotipi milonitizzati, con intensità della deformazione comunque molto variabile; le miloniti derivate dagli scisti filladici in alcuni settori possono raggiungere potenze dell'ordine dei 200m senza che al loro interno compaiano evidenti scaglie non milonitiche.

Sul bordo ovest della fascia di deformazione duttile le miloniti si sviluppano invece principalmente a carico delle Meta-argilliti di Bessega; anche in questo caso le rocce milonitizzate possono presentare spessori piuttosto consistenti, dell'ordine dei 50-100m senza che siano presenti evidenti intercalazioni di scaglie non milonitiche.

Longitudinalmente, lungo il loro sviluppo in pianta le fasce milonitiche, soprattutto quelle sviluppate a carico delle Meta-argilliti di Bessega, presentano forti variazioni di spessore e talora si riducono a semplici piani di scorrimento di spessore metrico o pluri-metrico che separano scaglie meno deformate di spessore pluri-decametrico.

Il contatto milonitico tra le due unità, sviluppatosi in fase deformativa D2, è quasi ovunque più o meno intensamente deformato dalla pieghe relative alla fase D3 che ne determinano verticalizzazioni e localmente anche rovesciamenti. Come è stato illustrato all'inizio del presente paragrafo gli elementi strutturali riferibili alla fase D3 presentano una dispersione delle orientazioni piuttosto elevata, pur trattandosi di elementi relativi all'ultima fase deformativa chiaramente

osservabile nell'area. Ciò è verosimilmente dovuto al fatto che quest'area compresa estesa nell'intorno del corpo rigido delle Dolomie del monte Gazzo, che all'epoca di sviluppo della fase deformativa D3 disponeva già di una sua strutturazione pregressa derivante dalle fasi di piegamento e taglio duttile precedenti. La progressiva rotazione della direzione delle scistosità attorno al corpo di dolomie, da circa E-W a circa N-S procedendo da Isoverde verso il Passo della Bocchetta è ereditata dalle fasi deformative antecedenti la fase D3 (verosimilmente di fase D2). Su questa strutturazione geometrica le pieghe aperte D3 si sono sviluppate con orientazione variabile, e in modo più armonico nel settore nord (alto bacino del Rio Gallaneto) ove hanno assi ad orientazione preferenzialmente NE-SW e in modo più disarmonico e discontinuo nel settore sud, dove prevalgono gli assi con direzioni circa E-W.

Le strutture plicative a stile da aperto a chiuso visibili sul profilo geologico longitudinale della Finestra Cravasco a nord-est del Rio Gallaneto sono delle pieghe di fase D3. Il loro stile apparentemente varia procedendo da sud-ovest a nord-est, ma ciò è determinato esclusivamente dalla variazione di orientazione del tracciato della finestra (curva). Nel medesimo profilo, il settore a limiti litologici chiusi posto all'incirca sotto il corso del Rio Gallaneto è sempre legato a pieghe di fase D3 intersecate in curva, per cui i loro assi vengono tagliati due volte dal profilo.

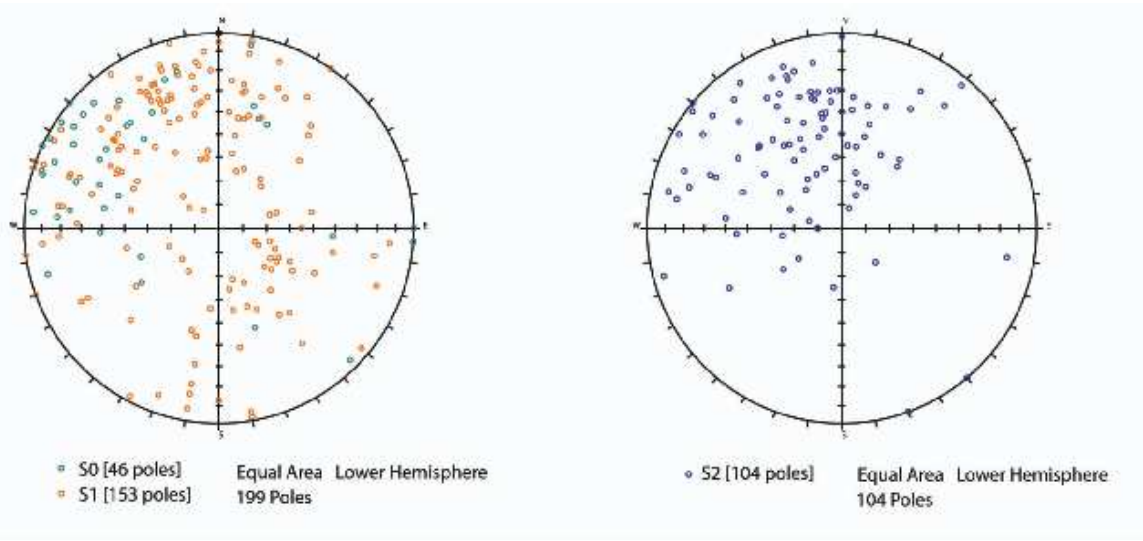


Figura 14 - Proiezione stereografica dei poli delle scistosità S1 e S2 nell'area di Cravasco-Isoverde (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore); nel diagramma di sinistra sono state incluse anche le scistosità S0 misurate nelle Dolomie del Monte Gazzo.

Il profilo geologico previsionale della finestra evidenzia anche la presenza di una struttura plicativa importante in sponda destra orografica del Rio Gallaneto, costituita da una coppia sinforme-antiforme a scala pluridecаметrica. Questa struttura plicativa, con nucleo nei calcari di Gallaneto è sostanzialmente l'unica struttura plicativa rilevante a grande scala osservabile nell'area di interesse ed è un elemento strutturale relativo alla fase deformativa D2. Come visibile nel profilo essa deforma, con una serie di pieghe parassite il limite tra i calcari di Gallaneto e le dolomie del Monte Gazzo lungo il suo fianco occidentale. Peraltro alcune di queste pieghe parassite sono chiaramente osservabili in affioramento (es. cava inferiore nei calcari dolomitici di Isoverde in sponda destra del Rio Verde).

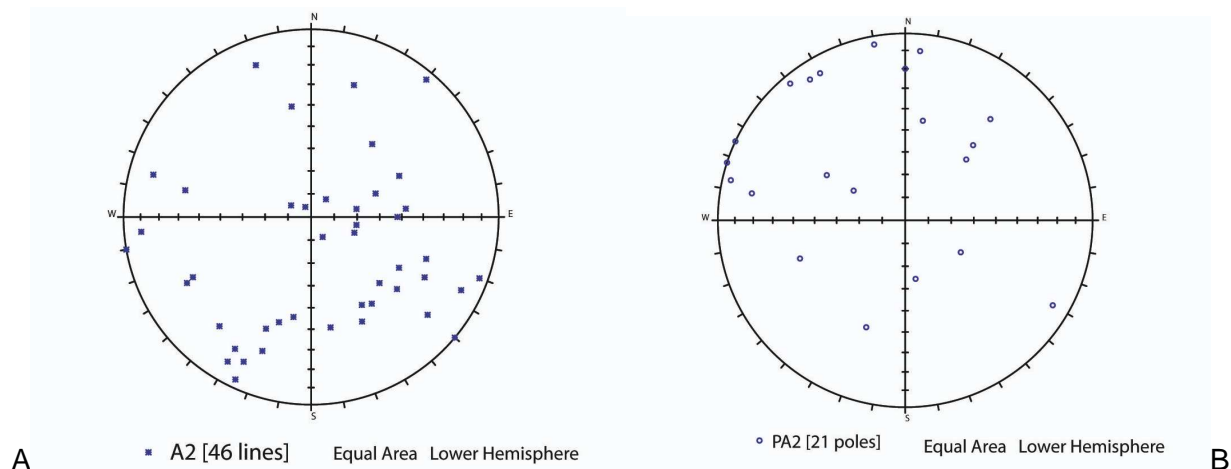


Figura 15 - Proiezione stereografica degli assi di piega (A2) e dei poli di piani assiali (PA2) relativi alla fase D2 nell'area di Cravasco–Isoverde (reticolo di Schmidt, emisfero inferiore).

Secondo Capponi et al. (2008) il contatto tettonico tra l'unità Figogna e le due unità adiacenti Cravasco-Voltaggio e Gazzo-Isoverde è posteriore alla fase composita D1+D2 ed è caratterizzato da zone di taglio milonitiche e cataclastiche sviluppate principalmente nei litotipi argillitici delle diverse unità.

Lungo la foliazione milonitica degli argilloscisti dell'unità Figogna sono presenti lenti da decametriche a chilometriche di metaofioliti, calcari e gessi che, secondo Capponi et al. (2008), costituiscono dei *boudin* trasposti lungo zone di taglio milonitico antecedenti alla deformazione D3, dalla quale risultano piegati.

Le unità tettoniche orientali, composte da flysch non metamorfici, sono sovrapposte tettonicamente all'unità tettonometamorfica Figogna secondo superfici immergenti verso est, anche se il riconoscimento dei contatti è problematico per la convergenza litologica dei litotipi e per la scarsa percentuale di affioramento.

4.4.4 Caratteri litologici delle facies milonitiche della zona di Isoverde

Dal punto di vista litologico, le **fasce milonitiche** che costituiscono le zone di taglio duttile relative alla fase deformativa D2 sono molto eterogenee; quantitativamente, sono in gran parte costituite da meta-argilliti (Scisti filladici del Monte Larvego) milonitizzate, che rispetto alle meta-argilliti non milonitiche presentano strutture di piegamento fortemente trasposte, talora completamente elise, cui si associa una nuova foliazione che spesso oblitera completamente il fabric pre-milonitico.

L'effetto della deformazione milonitica non induce un evidente cambiamento nell'aspetto generale delle meta-argilliti, che già originariamente sono litotipi con scistosità molto pervasiva. All'interno delle fasce milonitiche sono però più frequenti facies di aspetto tegulare (filloniti), con scistosità definita da un layering metamorfico sub-millimetrico all'interno del quale sono visibili rarissime pieghe intrafoliali alla mesoscala (Figura 16A). Il carattere maggiormente distintivo è rappresentato dalla sporadica presenza di livelletti o lenti centimetrico-decimetriche di serpentinoscisti o di metabasiti scistose.

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 33 di 65

All'interno delle miloniti sono molto frequenti lenti (lioni) decametriche di litotipi più competenti delle meta-argilliti, la cui distribuzione è del tutto casuale; si riconoscono litotipi carbonatici (riferibili sia ai Calcari di Gallaneto sia ai Calcari di Voltaggio), evaporitici (anidriti, gessi e carniole della formazione del Rio Riasso) o basici-ultrabasici (metabasalti, serpentiniti, ecc.), come testimoniato sia da osservazioni di superficie che dai sondaggi eseguiti all'interno della zona milonitica. Di questi lioni decametrico-ettometrici fanno parte le numerose lenti di gesso che sono state in passato oggetto di coltivazione nella zona di Isoverde (cfr. § 4.2.2a).

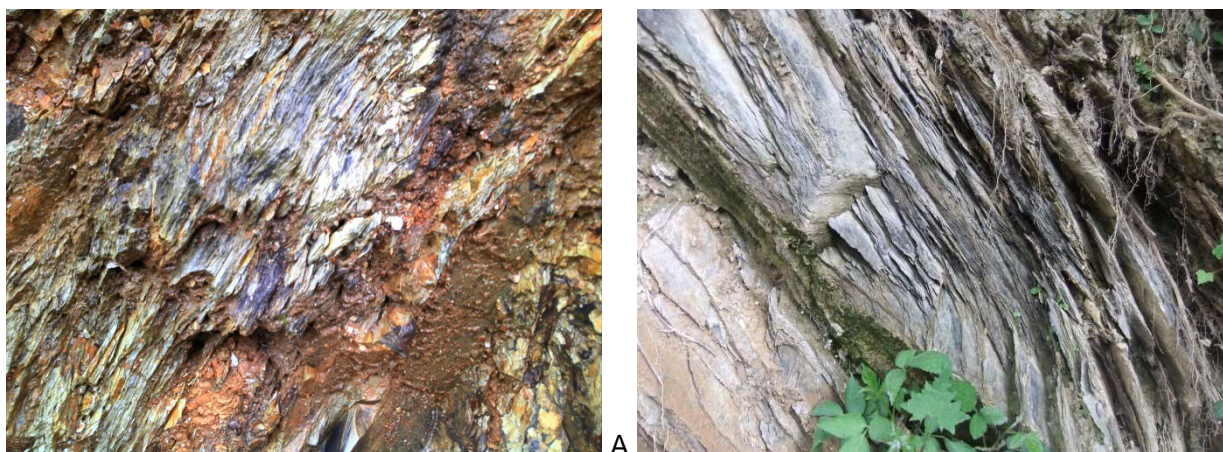


Figura 16 – A: facies milonitica (filloniti) degli scisti filladici del Monte Larvego; si noti la pervasività della foliazione che presenta una partizione planare millimetrico-sub-millimetrica. B: facies milonitica delle meta-argilliti di Bessega; anche in questo caso si nota una scistosità estremamente pervasiva.

All'interno delle fasce milonitiche sono stati distinti cartograficamente i lioni di maggiori dimensioni tra cui lenti ettometriche di meta-argilliti nere milonitizzate di pertinenza dell'unità Gazzo-Isoverde e di metabasalti milonitici di provenienza incerta (Cravasco-Voltaggio o Figogna).

Le meta-argilliti nere (meta-argilliti di Bessega) milonitizzate sono simili ai litotipi indeformati seppur presentino una scistosità più pervasiva (Figura 16B) e una sostanziale assenza di pieghe relative alla fase D2. Al loro interno sono piuttosto frequenti livelli di serpentinoscisti, che ne attestano il carattere milonitico, trattandosi di elementi alloctoni in questo tipo di rocce. Non è escluso dunque che all'interno di queste meta-argilliti nere milonitiche si trovino lenti di meta-argilliti provenienti dalle altre unità.

Anche le serpentiniti sono sovente coinvolte nella deformazione milonitica ed assumono un aspetto estremamente scistoso con tipica struttura a clivaggi anastomosati (Figura 17).

I metabasalti milonitici presentano un layering millimetrico-centimetrico dato da livelli più o meno feldspatici, con tipica struttura flaser. Inoltre sono estremamente frequenti livelli carbonatici o carbonatico-anfibolici. Rispetto alle facies di metabasiti non milonitiche, queste rocce mostrano una lineazione di stiramento più marcata e abbondanti livelli scistosi anfibolico-micacei.

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04	Foglio 34 di 65

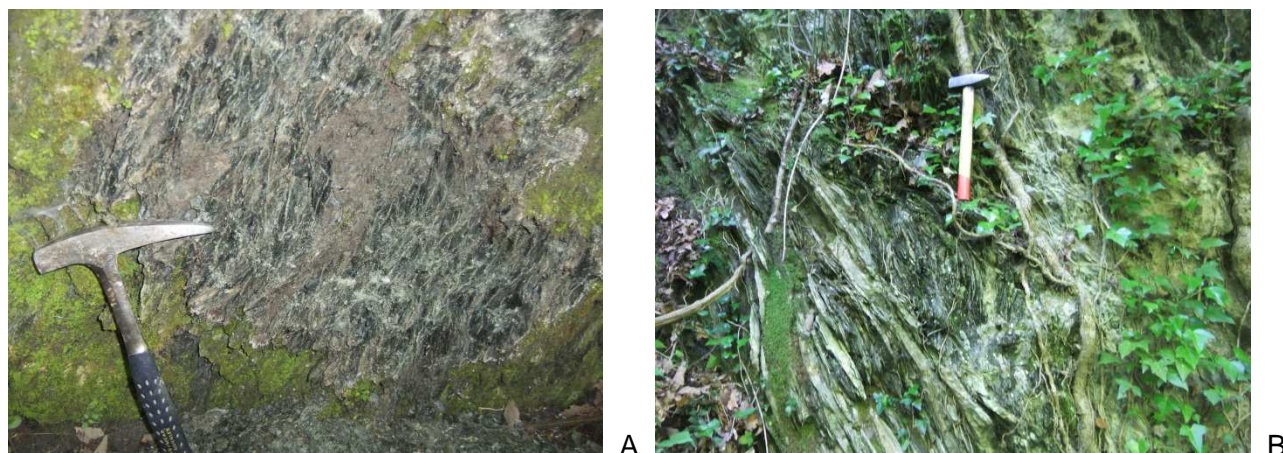


Figura 17 – A: facies milonitica sviluppata in litotipi serpentinitici, con presenza di clivaggi anastomosati. B: facies milonitica sviluppata a carico di litotipi serpentinitici caratterizzata da foliazione fortemente pervasiva.

4.4.5 Deformazione fragile

All'evento D4 vengono riferiti alcuni sistemi di faglie ad alto angolo, organizzati in due diversi domini strutturali (Capponi et al., 2009), a nord e a sud del settore di contatto tra l'Unità Voltri e la Zona Sestri-Voltaggio. Nel dominio settentrionale le faglie hanno direzioni NW-SE e NE-SW, mentre in quello meridionale sono presenti faglie dirette N-S e NE-SW. L'andamento della Zona Sestri-Voltaggio, delimitata da queste strutture, è caratterizzato a N da direzioni NW-SE, al centro da direzioni NNE-SSW e infine a S da direzioni N-S.

Gli indicatori cinematici forniscono sensi di movimento prevalentemente trascorrenti destri, molte volte con componente inversa. Nelle zone di faglia N-S e NW-SE sono inoltre comuni strutture "a fiore" positivo.

Le faglie del sistema NE-SW sono solitamente meno persistenti e possono tagliare i sistemi di faglie N-S e NW-SE. Queste strutture sono localmente molto frequenti, definendo zone di concentrazione della deformazione, che possono agire come svincoli meccanici (*tear faults*) dei sovrascorrimenti D4.

Sistemi minori di faglie normali dirette NNE-SSW e WSW-ENE ed E-W, con persistenza anche chilometrica, possono tagliare tutte le strutture precedenti. In tutti i sistemi di faglie sono comuni fenomeni di riattivazione tardiva con movimenti di tipo normale.

Le associazioni strutturali D4 (pieghe + faglie) sono geometricamente e cinematicamente congruenti con un raccorciamento regionale di direzione NE-SW, correlato all'instaurarsi di un regime transpressivo destro attivo fino all'inizio del Miocene inferiore. Questo quadro cinematico sarebbe in accordo con il contesto geodinamico oligocenico-miocenico di questo settore della catena alpina, caratterizzato da una tettonica transpressiva legata alla convergenza obliqua delle placche europea e adriatica. In particolare, la zona Sestri-Voltaggio rappresenterebbe un sistema di svincolo destro di ordine minore, necessario ad accomodare la trascorrenza regionale sinistra del bordo meridionale della placca Adria (Capponi et al., 2008).

4.4.5a Unità Figogna – deformazione fragile nell'area di studio

Nell'area di studio non sono state individuate in affioramento faglie significative, soprattutto perché le condizioni di affioramento non sono favorevoli alla loro osservazione e gli indizi morfologici e fotogeologici non appaiono sufficienti, da soli, a stabilire se nell'area siano presenti o meno delle strutture fragili importanti. Anche l'assenza di markers litostratigrafici significativi all'interno della formazione delle Argille a Palombini rende molto difficile il riconoscimento di eventuali dislocazioni legate a strutture fragili.

Le riprese aeree disponibili consentono comunque di individuare alcuni fotolineamenti, ad esempio brusche variazioni della direzione degli alvei, tratti di impluvio approssimativamente rettilinei o scarpate con andamento lineare, che potrebbero corrispondere, almeno in alcuni casi, a zone di maggiore debolezza del substrato individuate da faglie e fratture, lungo le quali si imposta di preferenza l'erosione. La bassa percentuale di affioramento non consente tuttavia una verifica efficace dei singoli fotolineamenti sul terreno.

I principali set di lineamenti identificati, in ordine di frequenza, hanno le direzioni sintetizzate nella tabella seguente. La spaziatura tra i fotolineamenti rilevati nell'intorno dell'opera è dell'ordine di 100-200 m ca.

Set	Azimut	Orientazione	
L1	N60°E	WSW-ENE	
L2	N15°E	SSW-NNE	
L3	N150°E	NNW-SSE	
L4	N100°	WNW-ESE	

Tabella 1 – Set di fotolineamenti identificati nell'area di studio.

Ai fotolineamenti osservati si aggiungono alcune faglie, individuate dalla cartografia CARG, considerate strutture presunte, in quanto sul terreno non vi è una chiara evidenza della loro presenza; infatti, l'apparente dislocazione delle unità litostratigrafiche lungo tali strutture, spesso non è chiaramente determinabile sul terreno, a causa sia dell'assenza di markers litostratigrafici attendibili (specialmente in un'unità litologicamente omogenea come quella delle Argille a Palombini), sia della bassa percentuale di affioramento. Per tale motivo, allo stato attuale delle conoscenze, la presenza di tali faglie a quota galleria è solo presunta ma non accertata.

Per quanto riguarda le discontinuità minori, si può osservare che:

- una possibile zona di faglia minore, caratterizzata principalmente da brecce cataclastiche, con zona di danneggiamento di spessore presunto intorno a 2-5 m e immergente a medio-alto angolo verso ESE, è stata segnalata lungo il tracciato della finestra Castagnola, intorno alla progressiva 0+800 ca.
- Altre strutture minori sono state ipotizzate esclusivamente sulla base di evidenze morfologiche, ma non vi è prova diretta della loro esistenza effettiva; in tutti i casi, si tratta di

GENERAL CONTRACTOR 	ALTA SORVEGLIANZA 
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 36 di 65

faglie minori ad alto angolo, con direzione NW-SE o E-W, associate a zone di danneggiamento di spessore metrico.

- Piccoli piani di taglio a medio-basso angolo non cartografabili, associati a cataclasi di spessore decimetrico-metrico, sono spesso presenti negli argilloscisti; nei sondaggi che attraversano gli argilloscisti, sono presenti frequenti orizzonti decimetrico-metrici di roccia brecciata e argillificata, che ricorrono con spaziatura variabile da alcune decine a diverse centinaia di metri. Queste fasce cataclastiche sono frequentemente riferibili a piani di taglio cataclastico a basso angolo, legati a movimenti di shear inverso in zona di cerniera o di fianco rovescio di pieghe di fase D3. L'associazione tra piani assiali D3 e zone di taglio cataclastico a cinematismo inverso è riconosciuta in diversi settori della Val Polcevera.
- Infine, zone di relativo incremento della deformazione fragile ed eventualmente di cataclasi, non distinguibili, specialmente in sondaggio, dalle faglie s.s., possono essere associate a scorrimenti interstrato (*slip* flessurale) sin-D3.

In definitiva, è molto probabile che l'ammasso roccioso lungo l'asse della galleria possa essere interessato da alcune strutture fragili che, in base a quanto si osserva sul terreno e in sondaggio, dovrebbero essere di potenza relativamente ridotta (alcuni metri) e non dovrebbero determinare un peggioramento diffuso delle caratteristiche geomeccaniche dell'ammasso roccioso, al di fuori della *damage zone* loro associata.

4.4.5b Unità Cravasco – Voltaggio e Gazzo-Isoverde – deformazione fragile nell'area di studio

La fase deformativa D3, nell'area esaminata, è seguita dallo sviluppo di faglie, coerentemente con la transizione di questo settore di catena verso livelli crostali più superficiali.

Il sistema principale osservato in un intorno vasto dell'area di studio è costituito da strutture subverticali transpressive sinistre, con direzione da N10°E a N30°E (Figura 18); vi si associano fasce decametriche di brecce tettoniche e *gouge* all'interno dei litotipi più rigidi, quali serpentiniti (Figura 19), metabasalti e calcari dolomitici. Va comunque rilevato che nessuna struttura importante di questo tipo ricade direttamente nei dintorni del tracciato della Finestra Cravasco.

All'interno degli argilloscisti e delle facies milonitiche la deformazione cataclastica sembra più circoscritta, probabilmente perché parte della deformazione fragile si scarica nell'ammasso attraverso la riattivazione delle superfici di scistosità. È probabile che in tali litofacies la deformazione si esprima attraverso uno sciame di superfici discrete minori, con rocce di faglia di spessore al massimo decimetrico (Figura 20).

Una fascia di deformazione cataclastica particolarmente importante, relativa a questo sistema N-S, ma la cui continuazione verso S non è definita, è localizzata nella zona immediatamente a E del Passo della Bocchetta e di Pietralavezzara.

Altri due sistemi di faglie circa E-W (direzioni N80°E e N110-120°E) sono presenti nella zona di studio (Figura 18). Essi sembrano post-datate il sistema N10-N30°E. Come quest'ultimo, sono all'origine di fasce di deformazione cataclastica di potenza metrico-decametrica.

Al sistema di faglie E-W è riferibile un'importante struttura affiorante in superficie alla testata del bacino del Rio Rizzolo, presso il contatto tra le dolomie del M. Gazzo e i Calcari di Gallaneto, dove presenta una fascia di breccie tettoniche carbonatiche poco coesive di potenza decametrica (Figura 12).

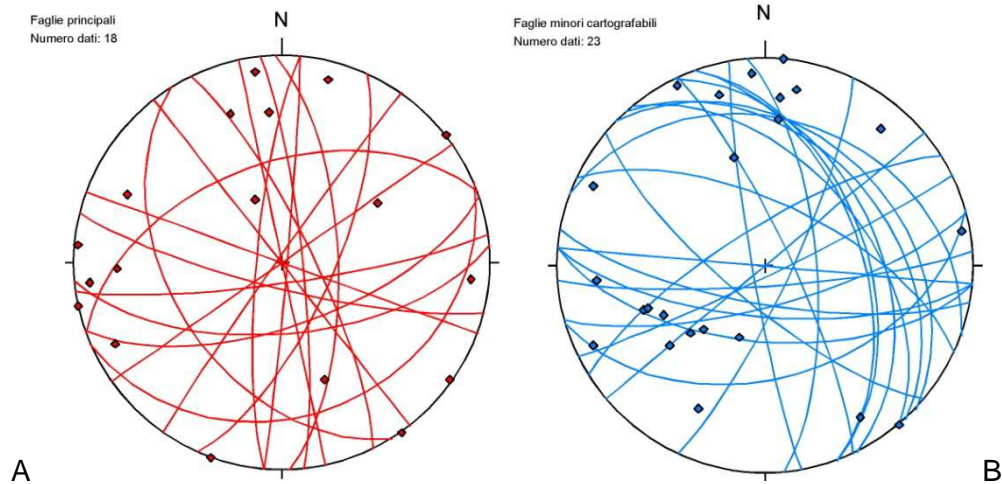


Figura 18 – Set di faglie cartografabili osservate nella zona di Cravasco-Isoverde. A: faglie principali (con potenza delle rocce di faglia superiore a 100 cm); B: faglie minori (con rocce di faglia di spessore centimetrico-decimetrico). Proiezione equiareale di Schmidt, emisfero inferiore.



Figura 19 - Zona di deformazione cataclastica associata a una faglia di direzione circa N-S, cava di Pietra Cucco a N di Pietralavezzara.

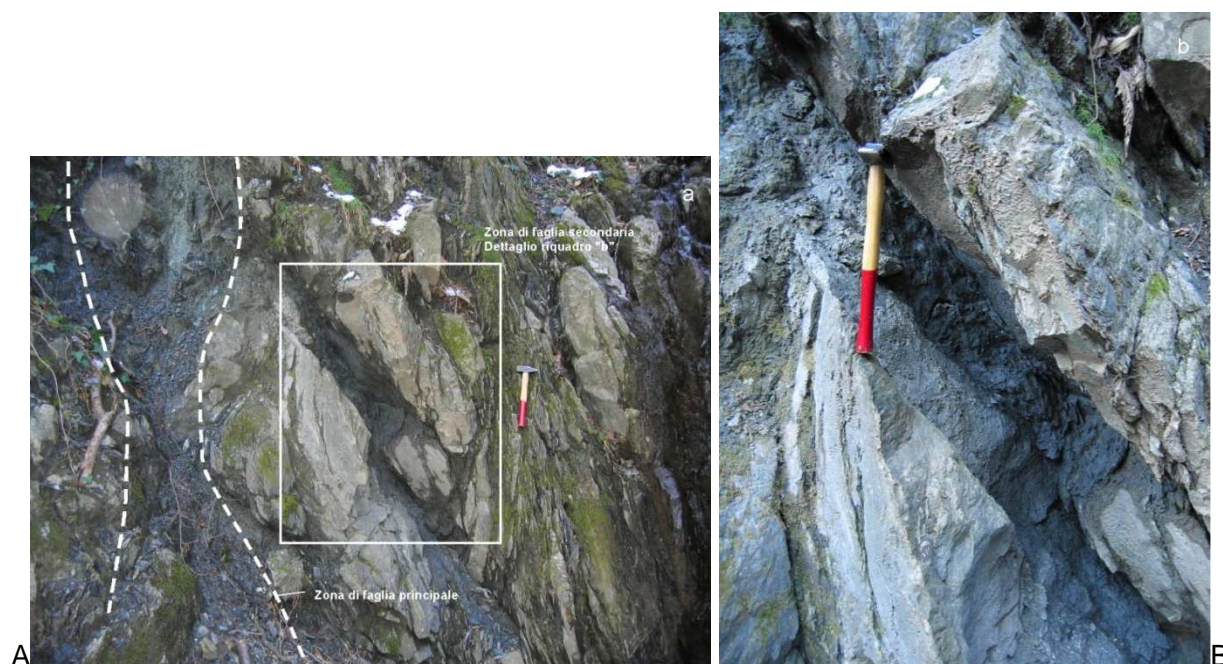


Figura 20 - Faglia all'interno degli argilloscisti nei dintorni di Case Noage (progressiva della Galleria di Valico 9+700 ca.). Si notino le superfici di movimento caratterizzate da gouge non coesivo.

4.5 Carsismo

Nell'areale interessato dal tracciato della linea AC/AV Milano-Genova e principalmente all'interno dell'unità tettonometamorfica Gazzo-Isoverde sono presenti formazioni di rocce carbonatiche nelle quali si sono sviluppati fenomeni carsici di un certo rilievo. Questa unità, pur mantenendo una continuità spaziale tra Sestri Ponente e Isoverde, è strutturata, a scala regionale, in tre corpi principali affioranti nella zona del M. Gazzo, nella zona del M. Torbi e nella zona di Isoverde.

All'interno di questi corpi carbonatici principali è presente un carsismo piuttosto consistente, tale da permettere di individuare tre sistemi carsici indipendenti, definiti dal Catasto delle grotte e delle aree carsiche della Regione Liguria (<http://www.catastogrotte.net>):

- GE33 - Monte Gazzo,
- GE34 - Alta Val Chiaravagna,
- GE35 – Isoverde

4.5.1 Complesso carsico del Monte Gazzo

Le evidenze di carsismo note nel settore del M. Gazzo, in molti casi venute alla luce in seguito ai lavori di coltivazione delle cave e allo scavo del collegamento ferroviario tra il porto di Voltri e la linea del III Valico, presentano un andamento prevalentemente verticale, essendo impostate su strutture tettoniche subverticali. All'interno di questo corpo carbonatico non sono conosciuti sistemi freatici né corsi d'acqua importanti. Il carsismo sotterraneo, spesso senile o fossile, è caratterizzato

<p>GENERAL CONTRACTOR</p>  <p>CODIV Consorzio Collegamenti Integrati Veloci</p>	<p>ALTA SORVEGLIANZA</p>  <p>ITALFERR GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE</p>
	<p>IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04</p> <p style="text-align: right;">Foglio 39 di 65</p>

da cavità sovente riempite da depositi chimici secondari in svariate forme. Le acque drenate dal sistema fuoriescono probabilmente lungo l'alveo del rio Bianchetta.

4.5.2 *Complesso carsico dell'alta Val Chiaravagna*

Spostandosi verso nord, il sistema carsico dell'alta Val Chiaravagna si sviluppa lungo uno stretto affioramento di dolomie cristalline, fortemente allungato in direzione N-S e confinato ai lati da metaofioliti. Le cavità sono generalmente verticali, impostate su strutture tettoniche, mentre non sono conosciute grotte al livello di base. In questo sistema, nei pressi del paese di San Pietro ai Prati, si apre la grotta più profonda della provincia di Genova, il Buranco de Strie, che si sviluppa verticalmente per 130 metri nei pressi del contatto tra i calcari e le serpentiniti dell'unità tettonometamorfica Palmaro-Caffarella. Il fondo della grotta è costituito da una frattura verticale caratterizzata dalla presenza depositi fangosi.

4.5.3 *Complesso carsico di Isoverde*

L'unità tettonometamorfica Gazzo-Isoverde è caratterizzata dalla presenza di formazioni di rocce carbonatiche con evidenze di fenomeni carsici di un certo rilievo, che costituiscono il principale sistema carsico tra quelli censiti nel catasto grotte della Regione Liguria (www.catastogrotte.net).

Il complesso carsico più importante della zona si sviluppa all'interno del Monte Carmelo, dove sono presenti diverse grotte, cavità e corsi d'acqua sotterranei che si sviluppano all'interno di condotte e cunicoli, tuttavia i limiti del bacino idrogeologico complessivo sono ad oggi ancora poco conosciuti.

Allo stato attuale sul M. Carmelo sono note dodici grotte, per uno sviluppo totale di circa 1000 m; altre cinque cavità erano situate all'interno dell'area di coltivazione della cava di Crvasco e sono state distrutte dai lavori.

La cavità principale, la Grotta di Isoverde, è la più estesa della Provincia di Genova, con uno sviluppo di 700 m ca.; al suo interno sono presenti due corsi d'acqua indipendenti, impostati su una serie di fratture parallele, con direzione circa SW-NE, collegate da corti cunicoli di origine freatica; questi due corsi d'acqua hanno origine e portate diverse e sono facilmente caratterizzabili dal punto di vista idrochimico.

Un terzo corso d'acqua è presente all'interno della Voragine del Buran, cavità che si apre con un pozzo a cielo aperto nei pressi del Rio Gallaneto e che si sviluppa al contatto tra i Calcari di Gallaneto e le meta-argilliti, al di sotto del rio stesso.

I tre corsi d'acqua citati hanno relazioni reciproche soltanto ipotizzate, ma non accertate.

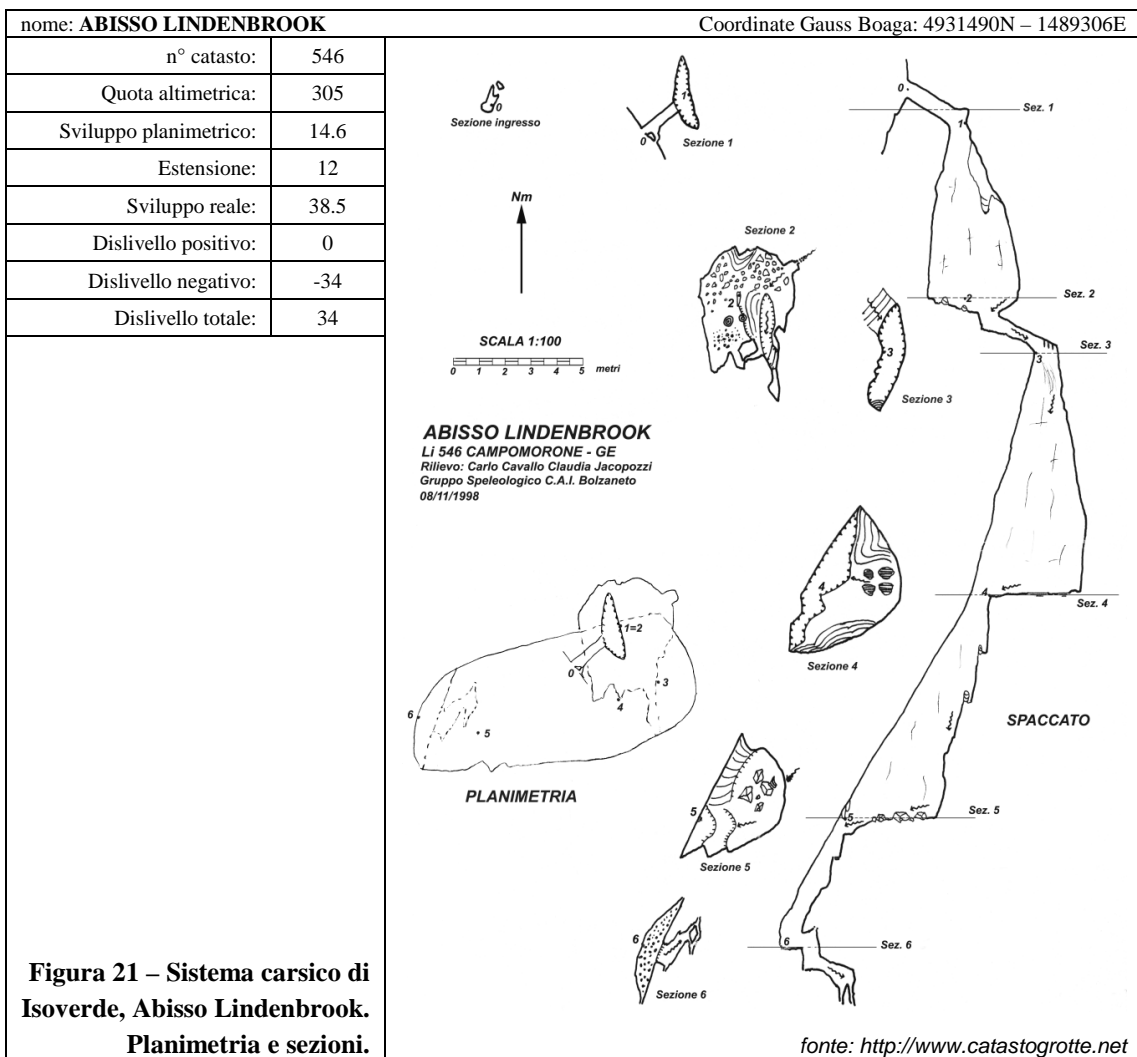
Anche la principale grotta conosciuta alle pendici del M. Carlo, l'Abisso Lidenbrok, è attraversata da un corso d'acqua che finisce probabilmente nella Grotta di Isoverde (ramo Quaglia), come attestato da una prova di tracciamento effettuata dagli speleologi nel 1975.

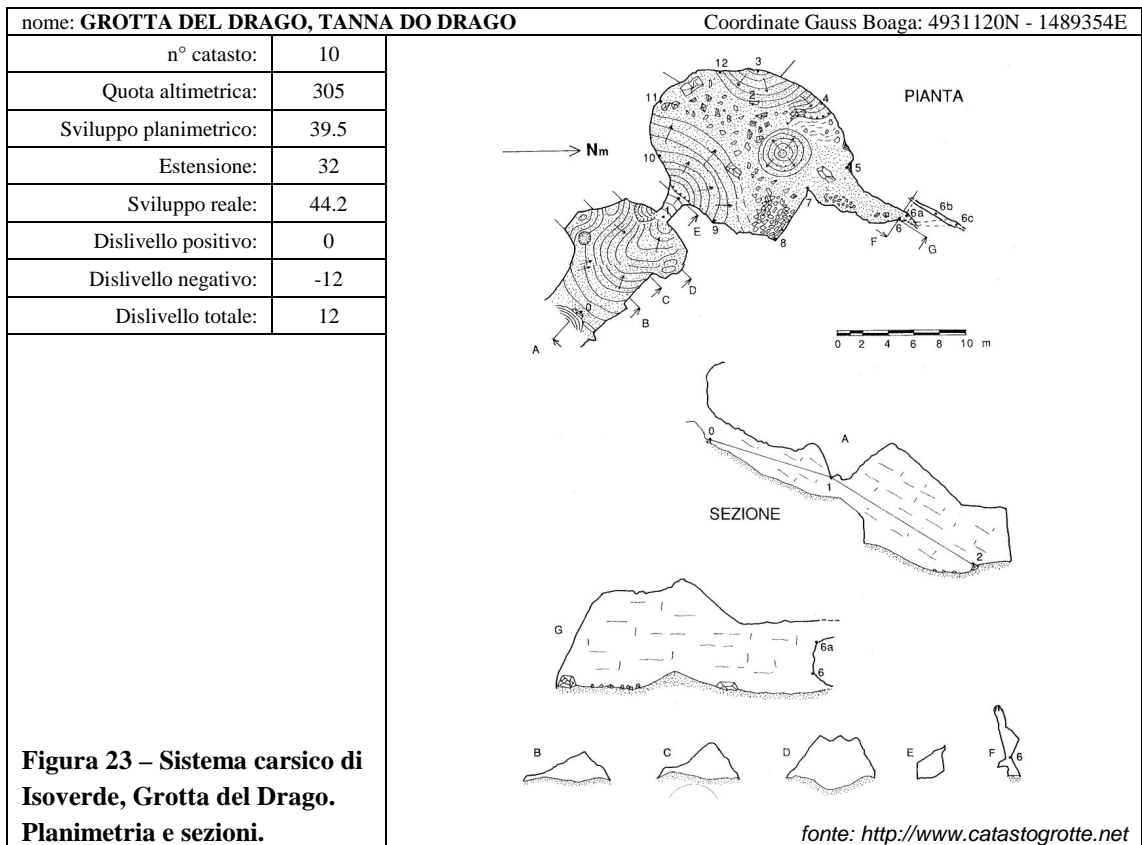
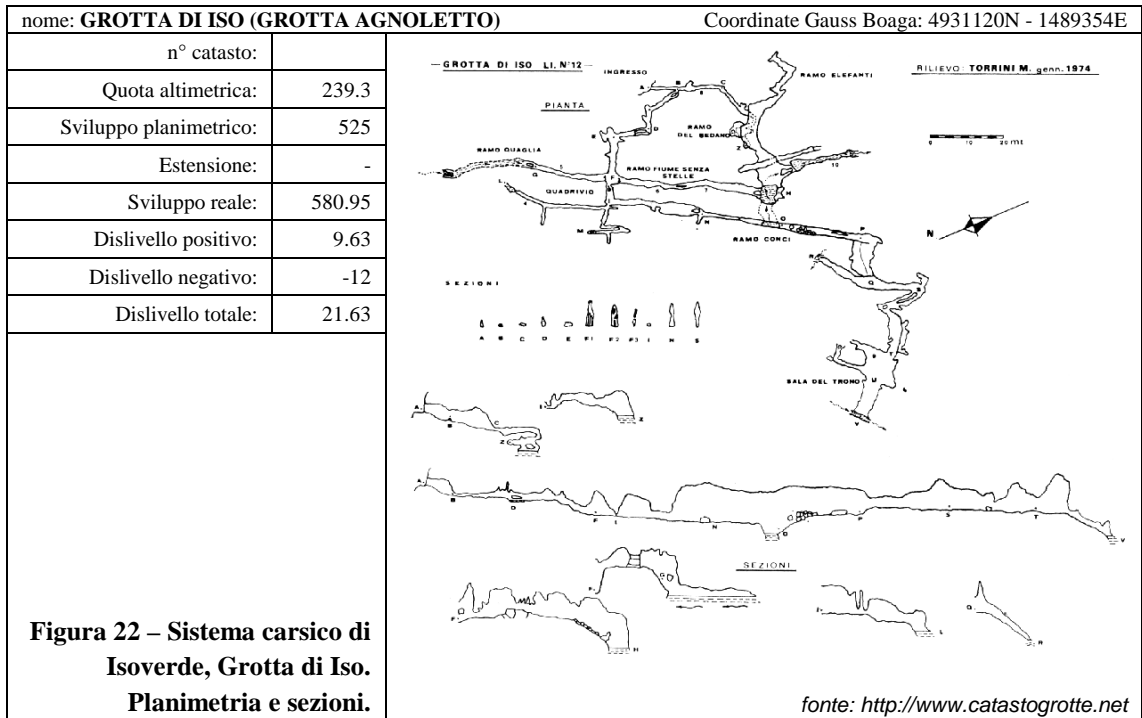
Il sistema carsico di Isoverde possiede una sola risorgenza conosciuta, quella detta dei Buggi (i Buxi), situata lungo il corso del Rio di Iso alla quota di 220 m.

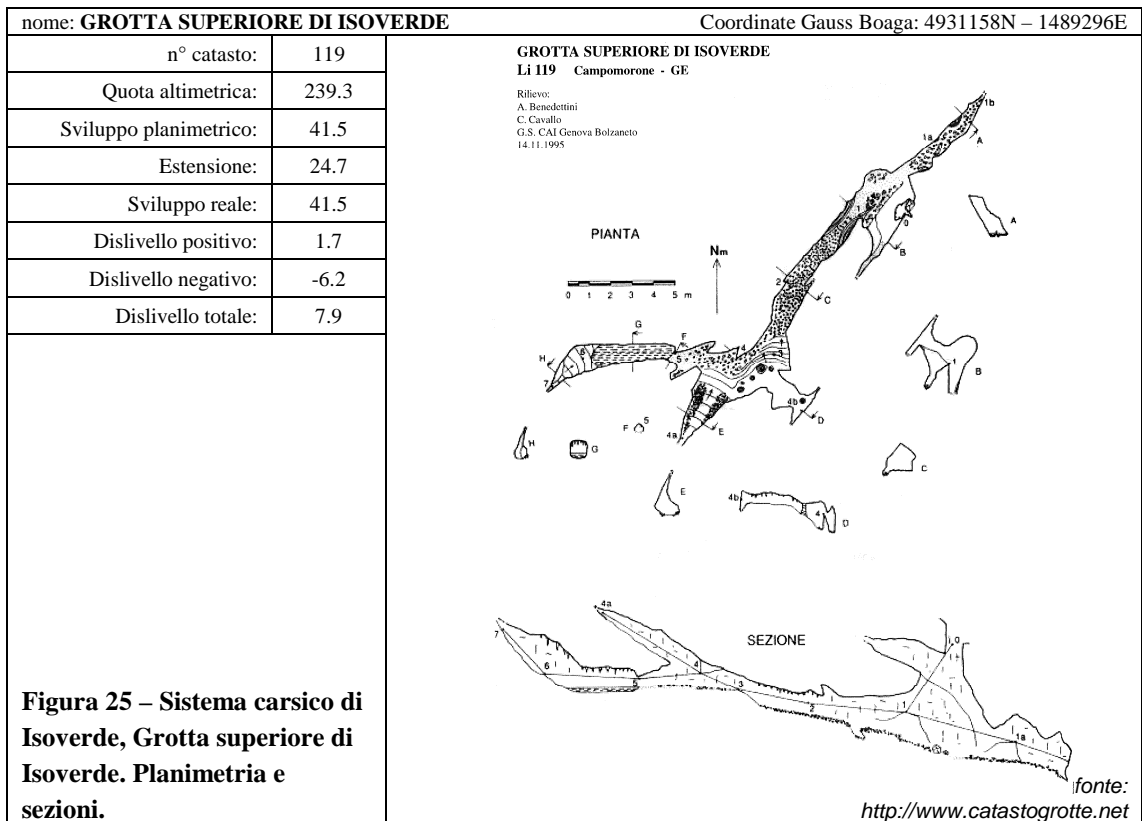
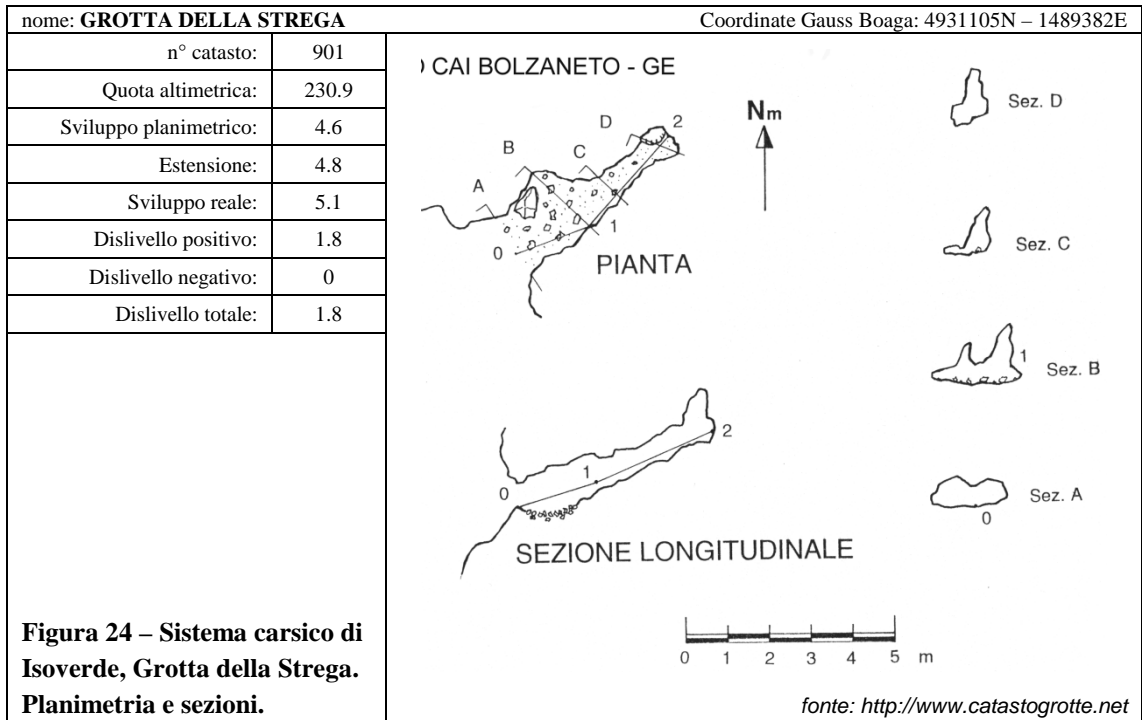
Le cavità presenti alla sommità del massiccio del M. Carmelo sono invece di origine tettonica, impostate su superfici di faglia; la principale di queste, denominata Pozzo Giovanni, è percorribile per un dislivello di oltre 40 m.

Di seguito sono riportate le principali caratteristiche geometriche delle cavità carsiche censite negli immediati dintorni dell'abitato di Isoverde, estratte dal database speleologico ligure. Ove disponibili, sono riportati anche i rilievi topografici eseguiti.

nome: GROTTA INFERIORE DI ISOVERDE, GROTTA NUOVA DI ISO		n° catasto: 120
Coordinate Gauss Boaga: 4931094N – 1489460E		Quota altimetrica: 250
Sviluppo reale: -	Sviluppo planimetrico: -	Estensione: -
Dislivello positivo: -	Dislivello negativo: -	Dislivello totale: -
Note:		scomparsa







GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 43 di 65

nome: GROTTA SOFFIANTE DI ISOVERDE		n° catasto:	338		
Coordinate Gauss Boaga:		4931091N – 1489366E	Quota altimetrica:	226.9	
Sviluppo reale:	5.1	Sviluppo planimetrico:	4.6	Estensione:	4.8
Dislivello positivo:	1.8	Dislivello negativo:	0	Dislivello totale:	1.8

4.6 Depositi quaternari

L'insieme dei depositi quaternari viene brevemente descritto di seguito per completezza, anche se la galleria in esame si sviluppa a profondità tale da non interferire in alcun modo con le formazioni superficiali.

4.6.1 Coltri detritiche di versante

La coltre detritica di versante ha, nell'area considerata, caratteri litologici fortemente condizionati dalla litologia del substrato. Le "Argille a Palombini" sono piuttosto sensibili all'alterazione superficiale; in questi litotipi, la dominante granulometria fine della roccia determina la formazione di prodotti residuali di tipo siltoso-argilloso che tendono ad avere permeabilità molto bassa; anche la roccia inalterata è caratterizzata da bassa permeabilità, per cui l'orizzonte di alterazione superficiale non si estende a grande profondità.

Tipicamente, quindi, la coltre detritico-colluviale che si origina da questi litotipi ha, sui versanti e nelle zone di cresta, uno spessore esiguo, inferiore a 1 m; negli impluvi e al piede dei versanti, processi di dissesto superficiale (colamenti, soliflussi, *mud flow*, ecc.) possono accumulare spessori di materiale detritico più consistenti (da 3 a 6 m).

Nell'area di studio, il detrito di versante è costituito da limi argillosi localmente sabbiosi, inglobanti elementi litoidi da centimetrici a pluridecimetrici costituiti da frammenti di argilloscisti; sulla base delle osservazioni effettuate in sito lo spessore medio di questi depositi può essere cautelativamente valutato in circa 1-3 m.

4.6.2 Depositi di frana

Sulle successioni argillitiche affioranti sul versante destro della Val Polcevera i depositi di frana sono generalmente poco potenti, in quanto derivano essenzialmente da dissesti a carattere superficiale, sviluppati a carico dei primi metri di coltre detritica e di substrato alterato.

Le caratteristiche di tali depositi sono analoghe a quelle della coltre detritico-colluviale, cioè granulometria fine, frazione limoso-argillosa non trascurabile (sono quindi depositi quindi almeno parzialmente coesivi), bassa permeabilità, scarsa capacità drenante, possibilità di rimobilizzazione.

I dissesti di questo tipo si attivano per lo più come colate di fango e detrito, che si formano in occasione di eventi piovosi di forte intensità, oppure come soliflussi a lenta evoluzione, favoriti dalla saturazione del terreno. L'estensione dei singoli fenomeni franosi legati a questa categoria di suoli è in genere piuttosto esigua.

Nell'area di studio sono state osservate poche frane della tipologia descritta, localizzate essenzialmente o lungo sbancamenti stradali che hanno destabilizzato il pendio per alcuni metri a

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 44 di 65

monte, oppure in presenza di scarpate di erosione fluviale, lungo i corsi d'acqua principali e i loro affluenti. Questi dissesti, tra l'altro, perdono rapidamente l'evidenza morfologica, sia a causa della densa vegetazione, sia a causa del progressivo rimodellamento delle nicchie di distacco e dei corpi di accumulo.

4.6.3 Depositi alluvionali

Sono costituiti principalmente da ghiaie medie e grossolane a matrice sabbiosa e da ghiaie e sabbie limose.

I torrenti minori dell'area presentano sempre materassi alluvionali discontinui e di spessore ridotto, per lo più inferiore a 1 m, costituiti da ghiaie sabbiose e sabbie limose; i corsi d'acqua presenti nell'area di studio sono caratterizzati da una marcata attività erosiva e da alvei in costante approfondimento, per cui il letto di questi corsi d'acqua è in gran parte caratterizzato dall'affioramento del substrato prequaternario.

5 INDAGINI GEOGNOSTICHE

Le indagini geognostiche ritenute significative per la ricostruzione geologico-idrogeologica del settore d'interesse sono di seguito elencate, secondo l'ordine in cui compaiono lungo la WBS in oggetto:

codice	Fase progettuale	Caratteristiche/Descrizione
SR11	PD	Argillocisti filladici – Unità Crvasco-Voltaggio
SR12	PD	Argille a Palombini del Passo della Bocchetta
SR13	PD	Argille a Palombini del Passo della Bocchetta
L2-S17	PE	Argillocisti filladici – Unità Crvasco-Voltaggio, Argille a Palombini del Passo della Bocchetta, Metabasalti
L2-S17 bis	PE	Argillocisti filladici – Unità Crvasco-Voltaggio, Argille a Palombini del Passo della Bocchetta, Metabasalti
AA301G027	PP	Argille a Palombini del Passo della Bocchetta, Metabasalti

Per una descrizione dettagliata dei singoli sondaggi si rimanda ai relativi elaborati.

<p>GENERAL CONTRACTOR</p> 	<p>ALTA SORVEGLIANZA</p> 
	<p>IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04</p> <p style="text-align: right;">Foglio 45 di 65</p>

6 INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO

6.1 Considerazioni generali

La zona interessata dallo sviluppo della linea MI-GE è stata suddivisa su base litologica in diversi **complessi idrogeologici** (cfr. § 6.2) a permeabilità differente, distinguendo lungo l'asse delle gallerie settori con comportamento idrogeologico omogeneo. I sistemi di flusso idrico sotterraneo possono svilupparsi all'interno di un solo complesso idrogeologico, quando questo è limitato lateralmente da complessi meno permeabili, oppure possono attraversare più complessi permeabili adiacenti.

In generale sono stati distinti complessi permeabili per porosità e complessi permeabili per fratturazione. I primi sono essenzialmente i complessi costituiti da depositi sciolti superficiali (depositi quaternari) dove, essendo assenti fenomeni di cementazione o di metamorfismo, è presente una porosità primaria significativa. I secondi sono i complessi sviluppati in litotipi del substrato pre-quaternario che, essendo caratterizzati da fenomeni di cementazione (Bacino Terziario Piemontese) o di metamorfismo (substrato metamorfico alpino), possiedono una permeabilità primaria per porosità non significativa o, comunque, di diversi ordini di grandezza inferiore rispetto alla permeabilità per fratturazione.

La permeabilità delle unità di basamento pre-quaternario nell'area di interesse è molto spesso anisotropa e il flusso avviene preferenzialmente lungo discontinuità più o meno diffuse al loro interno. A rigore in contesti di questo tipo dovrebbero essere definite le permeabilità lungo i sistemi di frattura, ma ciò di fatto non è realistico per i seguenti motivi:

- alla scala dei tunnel e ancor di più alla scala del massiccio, le permeabilità delle singole fratture, o dei singoli sistemi di fratture, non sono particolarmente significative, poiché la circolazione sotterranea avviene sempre lungo percorsi misti, che sfruttano più sistemi di fratture variamente interconnessi.
- Per definire il grado di permeabilità dei singoli sistemi di fratture sarebbero necessari studi di estremo dettaglio sullo stato di fratturazione, che varia da zona a zona, studi evidentemente non realizzabili nell'ambito di opere lineari di lunghezza di diverse decine di chilometri.
- Le prove idrauliche in foro, strumento principale attraverso cui viene definito il grado di permeabilità, restituiscono valori medi calcolati in una camera di prova che comprende generalmente più fratture.

Per le precedenti ragioni si è ritenuto opportuno introdurre una semplificazione, riconducendo la permeabilità discontinua dell'ammasso roccioso a quella di un mezzo poroso e facendo quindi riferimento al concetto di "permeabilità equivalente", ovvero ad un tensore di permeabilità, del quale per la classificazione è stato considerato il valore maggiore.

Nel presente capitolo ai fini descrittivi si farà riferimento alle classi di permeabilità indicate nella successiva Tabella 2.

Nell'ambito degli studi idrogeologici eseguiti e quindi, anche, nel presente rapporto, in luogo del termine "permeabilità", ove si fa riferimento a valori fisici numericamente definiti, è stato di solito più correttamente impiegato il termine di "conducibilità idraulica" (K, espressa in m/s), dal momento che i valori fisici a cui si fa riferimento tengono conto delle proprietà del mezzo acquoso (densità unitaria, temperatura di 20°C ecc.), mentre la "permeabilità" (k, espressa in mq) sarebbe in realtà una proprietà intrinseca dell'acquifero, indipendentemente dal fluido che lo permea. Si continuerà invece ad utilizzare il termine "permeabilità" o "grado di permeabilità" per indicare genericamente e a livello concettuale le proprietà idrogeologiche dei diversi ammassi, senza specifici riferimenti a valori fisici numericamente definiti.

Classe	Conducibilità idraulica in m/s	Descrizione
K1	> 1E-04	molto alta
K2	1E-05 a 1E-04	alta
K3	1E-06 a 1E-05	medio-alta
K4	1E-07 a 1E-06	media
K5	1E-08 a 1E-07	bassa
K6	< 1E-08	molto bassa

Tabella 2 – Descrizione delle classi di conducibilità idraulica utilizzate (N.B.: la classificazione non è valida per le rocce carsiche, per le quali è necessaria una valutazione specifica).

Un'ulteriore premessa a carattere più generale è che, con riferimento alla permeabilità nel substrato cristallino, indipendentemente dagli aspetti legati alla litologia, si possono distinguere due diversi contesti:

1. ammasso roccioso in normali condizioni di fratturazione;
2. zone di faglia.

Il contesto di tipo 1 è quello largamente dominante; la permeabilità è indotta dalla presenza di un reticolo di fratture poco persistenti lateralmente (metri-decametri), o al più da faglie discrete con zona di tettonizzazione cataclastica di spessore modesto (dell'ordine del metro) e persistenza anch'essa modesta (metri-decametri). Ciò significa che a scala decimetrica, o metrica, talora, si possono avere permeabilità anche piuttosto elevate, determinate dalla presenza di singole fratture aperte o faglie discrete, ma a scala decametrico-ettometrica la permeabilità media risulta per lo più bassa, poiché le fratture hanno un grado d'interconnessione reciproca non molto elevato.

Il contesto di tipo 2 è subordinato e correlato alla presenza di zone di faglia cataclastiche principali di spessore plurimetrico fino a decametrico, in cui oltre a una densità di fratturazione molto elevata, possono essere presenti anche livelli di brecce tettoniche (materiale pseudo-poroso). In questo contesto la permeabilità è generalmente piuttosto alta, poiché il grado di interconnessione tra le fratture è elevato e sovente le fratture presentano riempimenti granulari poco coesivi (brecce e microbrecce). Si deve comunque tenere conto del fatto che nelle zone di faglia le rocce cataclastiche più permeabili costituiscono due salbande dette "zone di danneggiamento" poste sui due lati di una fascia maggiormente deformata detta "zona di nucleo". In questa fascia può essere presente una maggior quantità di materiale a grana fine (gouge) poco permeabile. La zona di

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 47 di 65

nucleo può pertanto costituire un setto poco permeabile più o meno potente, interno alla fascia permeabile.

L'attribuzione del grado di permeabilità ad ogni complesso idrogeologico attraversato dal tracciato di progetto è basata sui dati di conducibilità misurati nei sondaggi e disponibili in letteratura. Laddove non sono disponibili valori misurati o quando i dati disponibili non garantiscono un'adeguata rappresentatività statistica, la stima della conducibilità è stata basata su una analisi critica dei dati geologici terreno e sull'analogia con formazioni con caratteristiche idrodinamiche simili. Durante le fasi di rilevamento di terreno è stata prestata particolare attenzione alla descrizione dello stato di fratturazione e del grado di cementazione.

Va inoltre specificato che i valori di conducibilità idraulica forniti si riferiscono ad una scala decametrica o pluridecametrica, significativa per la dimensione delle opere in progetto. A piccola scala (metrica o plurimetrica), come già ricordato in precedenza, potrebbero essere incontrati valori anche più elevati di quelli indicati nel presente rapporto e negli elaborati correlati, dal momento che a tale scala la permeabilità potrebbe essere governata dalle caratteristiche idrauliche di singole fratture. Questi elementi tuttavia spesso risultano poco interconnessi a scala maggiore, risultando ininfluenti per considerazioni idrogeologiche a scala medio-grande quale quella di interesse per il presente lavoro.

Durante la fase di perforazione dei sondaggi geognostici del PP e del PD sono state eseguite prove di tipo Lefranc e Lugeon (campagne geognostiche 1992-1993, 1996, 2001-2002 e 2004). I valori di conducibilità, espressi in Unità Lugeon e in m/s, sono stati dedotti dall'interpretazione delle prove idrauliche.

I terreni testati presentano, nella maggior parte dei casi, un grado di permeabilità primario basso o molto basso; il deflusso idrico sotterraneo è quindi determinato dalla permeabilità per fratturazione, condizionata dal grado di interconnessione dei sistemi di fratture.

Per quanto riguarda più strettamente l'opera in progetto, questa è interamente realizzata all'interno del substrato prequaternario, che rappresenta un acquifero dalla produttività e dalla connettività idraulica limitate.

L'acquifero residente nei depositi quaternari superficiali è confinato, alla base, all'orizzonte superiore del substrato prequaternario più alterato e detensionato, che ha una permeabilità più elevata del substrato indisturbato.

6.2 Complessi idrogeologici

La zona interessata dal progetto della linea del III Valico è stata suddivisa, su base litologica, in diversi *complessi idrogeologici* a permeabilità differente, distinguendo lungo l'asse delle gallerie settori con comportamento idrogeologico omogeneo.

I sistemi di flusso idrico sotterraneo possono svilupparsi all'interno di un solo complesso idrogeologico, quando questo è limitato lateralmente da complessi meno permeabili, oppure possono attraversare più complessi permeabili adiacenti.

GENERAL CONTRACTOR 	ALTA SORVEGLIANZA 
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 48 di 65

La formazione delle “Argille a Palombini del Passo della Bocchetta” (aP) corrisponde, insieme agli argilloscisti filladici (f) ed agli argilloscisti neri (Mn) ed ad altre unità litostratigrafiche costituenti scaglie tettoniche all’interno delle zone milonitiche, al complesso idrogeologico 15, mentre i “Metabasalti del M. Figogna” corrispondono al complesso idrogeologico 17. I Calcari di Gallaneto appartengono al complesso idrogeologico 16, mentre le Dolomie del Monte Gazzo costituiscono il complesso idrogeologico 19 ed i Gessi ed Anidriti del Rio Riasso formano il complesso 20

6.2.1 *Complesso 15 (aP, f, Mn, ro_mo, my, dM, d’)*

I litotipi di questo complesso idrogeologico fanno parte di unità metamorfiche con permeabilità sostanzialmente legata alla fratturazione dell’ammasso roccioso, a sua volta dipendente dalla reologia del tipo di roccia considerato. Trattandosi di litotipi a prevalente composizione fillosilicatica il grado di permeabilità non raggiunge mai valori particolarmente elevati.

I test idraulici disponibili sull’intera area di progetto indicano, al di fuori delle zone di faglia, conducibilità idrauliche prevalenti variabili tra 1E-07 e 1E-08 m/s, meno frequentemente tendenti a 1E-06 m/s, come evidenziato dal diagramma di Figura 26. Esistono numerose incertezze circa la rappresentatività dei valori maggiori. Essi derivano in gran parte da test Lugeon eseguiti nei sondaggi di PD, che presentano diagrammi con curve pressione/portata alquanto anomale. Volendo ritenere rappresentativi tali valori elevati, essi potrebbero corrispondere a bancate carbonatiche di maggior spessore, a comportamento più rigido e quindi maggiormente fratturate; dal momento che queste bancate non hanno mai un’estensione laterale particolarmente elevata (al più pluridecamentrica) tali valori hanno una rappresentatività locale, mentre l’ammasso a grande scala dovrebbe sempre presentare una permeabilità meno elevata.

Dall’analisi dei sondaggi e dal confronto con i dati di terreno sono state individuate delle zone di faglia ove sono state eseguite delle prove di tipo idraulico. Il grafico (Figura 26) mostra una certa dispersione dei valori, anche se si può osservare che la conducibilità nelle faglie è distribuita con maggior frequenza in un intervallo compreso all’incirca tra 1E-06 e 1E-07 m/s, con sporadici valori di conducibilità anche di poco maggiori di 1E-06. Dalle osservazioni di terreno si può ipotizzare che lungo le faglie di questo complesso le permeabilità maggiori siano relative alle zone di danneggiamento, mentre le zone di nucleo possono presentare un effetto di compartimentazione per lo sviluppo di rocce di faglia a granulometria fine e con componente argillosa generalmente impermeabile. Anche nel caso delle zone di faglia esistono comunque delle perplessità in merito alla rappresentatività dei test idraulici disponibili.

Le perplessità riguardo alla possibile elevata conducibilità idraulica dei litotipi appartenenti a questo complesso, sia in zona di faglia che nei settori con normale stato di fratturazione, derivano soprattutto dall’analisi dei dati di scavo delle finestre Val Lemme, Polcevera e, in parte, Castagnola. Queste finestre che, al momento della redazione del presente rapporto sono ormai in gran parte terminate, sono pressoché interamente scavate all’interno degli argilloscisti e per esse COCIV dispone di dati di monitoraggio delle portate ai portali.

La galleria Val Lemme, che misura circa 1600m di lunghezza, scarica al portale delle portate dell’ordine dei 0,5-1,5 l/s a seconda del periodo dell’anno. Questi afflussi, ormai da considerarsi stabilizzati, provengono peraltro quasi interamente dai primi 150m dall’imbocco, ove le coperture

topografiche sono relativamente basse e la permeabilità dell'ammasso risente ancora dello stato di alterazione, detensionamento e parziale dissoluzione del carbonato, tutti fenomeni che tendono ad incrementarla rispetto a quella dell'ammasso non alterato.

La galleria Polcevera, che misura circa 1800m, scarica anch'essa portate molto basse, dell'ordine dei 2,5-3,5 l/s; in questo caso gli afflussi non sono concentrati nella zona del portale ma in diverse zone lungo lo sviluppo dell'opera.

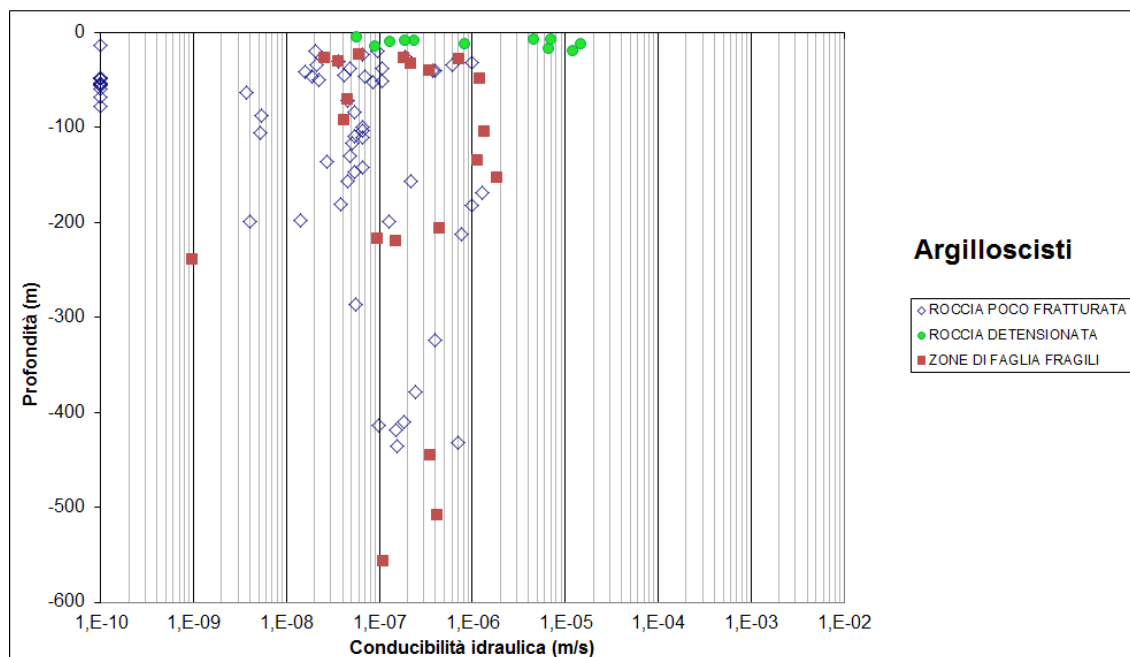


Figura 26. Grafico delle conducibilità idrauliche per gli argilloscisti (Argille a Palombini e argilliti in genere).

La Galleria Castagnola, al momento della redazione del presente rapporto scavata fino alla pk 1+600 ca., presenta portate che oscillano tra 1 e 0,5 l/s.

Tutti questi dati mostrano come nei circa 5 km di gallerie ad oggi scavati negli argilloscisti, le portate stabilizzate o pseudo-stabilizzate risultino sempre molto basse. Portate di questo tipo, se analizzate in back-analysis mediante le funzioni analitiche utilizzate nel paragrafo 5.2 della relazione idrogeologica generale implicano l'assunzione di conducibilità idrauliche dell'ordine di $1E-08$ m/s per l'ammasso roccioso in normale stato di fratturazione e di $5E-08$ m/s per le zone di faglia.

Dal momento che il dato di scavo coinvolge volumi di ammasso ben maggiori di quanto non accada per un test idraulico di tipo Lugeon, esso è da ritenersi maggiormente significativo; pertanto il grado di permeabilità degli argilloscisti è da ritenersi basso.

Per quanto attiene invece allo stato di permeabilità di questi litotipi a basse profondità, dall'osservazione dei sondaggi è stato possibile inserire nel diagramma di Figura 26 una serie di dati che rappresentano la permeabilità dell'ammasso roccioso detensionato nei primi metri al di sotto della superficie (indicativamente da 5 fino a 20 m); tali dati mostrano conducibilità più elevate, comprese tra $1E-05$ e $1E-07$ m/s. Peraltro i dati di scavo sembrano confermare che l'ammasso in argilloscisti sotto coperture anche fino a 100m, sembra risentire di fenomeni di alterazione e dissoluzione del carbonato.

GENERAL CONTRACTOR 	ALTA SORVEGLIANZA 
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 50 di 65

La galleria Campasso, ad oggi completamente scavata, che presenta una lunghezza di circa 500m e coperture basse, che raggiungono al più i 70m, ha presentato venute temporanee puntuali nell'ordine dei 3,5 l/s; la galleria. Allo stesso modo la Galleria di Valico, di cui al momento della redazione del presente rapporto risultano scavati circa 200m dal portale sud, ha presentato venute puntuali fino a 5 l/s sotto coperture dell'ordine dei 70-80m, probabilmente associate alla presenza di una zona di faglia.

Questi dati, ove analizzati in back-analysis tramite le formulazioni analitiche di cui al capitolo paragrafo 5.2 della relazione idrogeologica generale, attestano di conducibilità idrauliche degli argilloscisti nell'ordine dei $1E-07$ m/s – $1E-06$ m/s. Pertanto si può concludere che sotto coperture dell'ordine del centinaio di metri o inferiori siano da assumersi per questo complesso delle permeabilità di questo ordine di grandezza.

6.2.2 Complesso 16 (cE, cV, cG, eN)

I litotipi appartenenti a questo complesso presentano una composizione carbonatica dominante; tuttavia, a vari livelli nelle successioni esistono degli interstrati di varia potenza (da centimetrica a decimetrica), con composizione fillosilicatica prevalente.

La permeabilità è secondaria e supportata dalla fratturazione, poiché la porosità primaria può essere considerata irrilevante ai fini pratici.

Non esistono test idraulici realizzati direttamente all'interno delle formazioni litostratigrafiche che costituiscono il complesso, tuttavia sulla base delle osservazioni di terreno, si può ragionevolmente ipotizzare che esso sia caratterizzato da un grado di permeabilità basso, in normale stato di fratturazione, con conducibilità che oscillano tra $1E-07$ e $1E-08$ m/s. Sono però possibili aumenti fino a $1E-06$ m/s e riduzioni fino a 10^{-9} m/s. Gli aumenti di permeabilità potrebbero essere in gran parte imputabili a fenomeni di dissoluzione del carbonato lungo le fratture, essi dovrebbero quindi divenire meno probabili con l'aumentare della profondità, all'approssimarsi delle acque di falda a condizioni di saturazione rispetto alla calcite.

Le zone di faglia possono determinare incrementi di permeabilità anche piuttosto consistenti (indicativamente fino a $1E-05$ m/s), soprattutto nelle fasce di danneggiamento. Nella zona di nucleo è possibile l'accumulo di materiale più fine (*gouge*), con conseguente effetto compartimentante. Tuttavia tale effetto ha rilevanza solo locale, dal momento che la componente carbonatica è di gran lunga prevalente e che tale componente, quando soggetta a deformazione fragile, non produce rocce di faglia compartimentanti.

Un aspetto molto importante è il già citato possibile sviluppo di fenomeni di dissoluzione del carbonato, di entità non trascurabile. Lungo le bancate carbonatiche, litologicamente prevalenti, oltre a un allargamento delle fratture, potrebbero svilupparsi anche dei veri e propri condotti carsici con aperture di entità cm-dm. Qualora presenti, i reticoli di condotti sono verosimilmente soggetti a parziale compartimentazione, poiché gli interstrati carbonatici sono spesso separati da interstrati fillosilicatici in cui la dissoluzione del carbonato non si sviluppa. Appare quindi verosimile che all'interno del complesso possano esistere flussi su più livelli separati da interstrati fillosilicatici.

6.2.3 Complesso 17 (B', B'', mG)

I litotipi di questo complesso idrogeologico presentano un comportamento reologico generalmente più fragile rispetto alla maggior parte degli altri complessi. Ciò determina una maggior persistenza e pervasività delle fratture, pertanto la permeabilità, anche in stato di fratturazione normale (fuori dalle zone di faglia), è maggiore che negli altri complessi.

I test idraulici disponibili sull'intera area di progetto indicano per l'ammasso roccioso al di fuori delle zone di faglia, conducibilità idrauliche prevalenti variabili tra $1E-06$ e $1E-07$ m/s come evidenziato dal diagramma di Figura 27.

Localmente si sono riscontrate anche conducibilità minori (fino a $1E-08$ m/s), che possono essere correlate a un basso stato di fratturazione o a una scarsa apertura delle fratture legata all'elevata copertura topografica.

Nelle zone di faglia non sono stati eseguiti test idraulici. Sono comunque stimate conducibilità idrauliche dell'ordine di $1E-04$ - $1E-07$ m/s, poiché le osservazioni di terreno hanno messo in luce la presenza di ampie zone di danneggiamento, in cui la fratturazione e la permeabilità, sono più elevate. La zona di nucleo generalmente non è caratterizzata dalla presenza di rocce di faglia, ma da un piano di frattura principale con permeabilità analoga a quelle della *damage zone*. Pertanto fenomeni di compartimentazione lungo la faglia, pur non potendo essere esclusi, sono poco probabili.

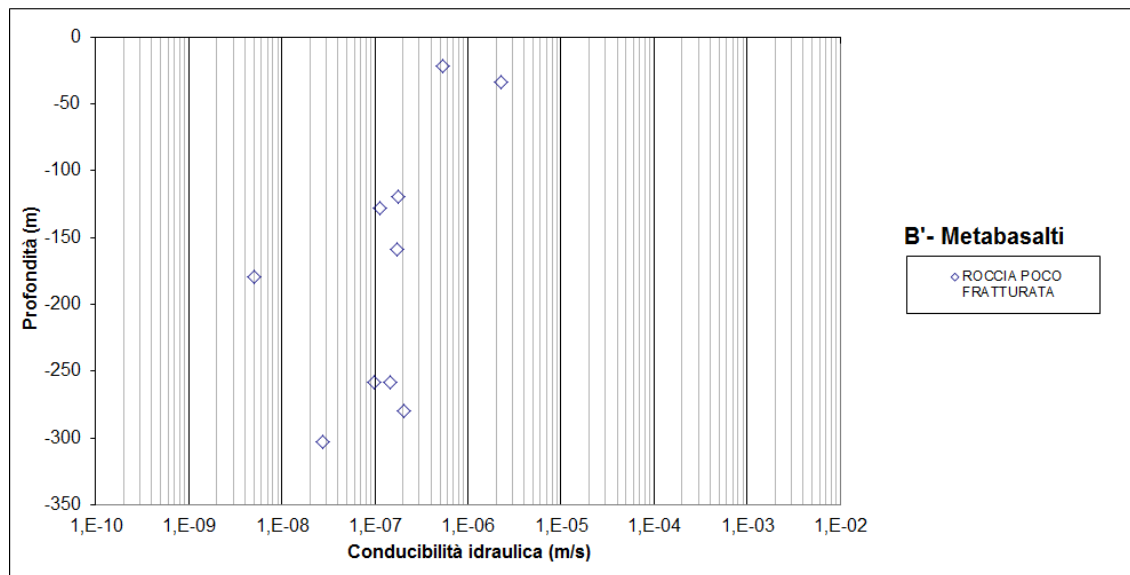


Figura 27. Grafico delle conducibilità idrauliche per i metabasalti.

6.2.4 Complesso 19 (dG)

Le Dolomie del Monte Gazzo costituiscono uno dei complessi idrogeologici più rilevanti dell'area di studio, poiché si presume che al loro interno siano presenti circolazioni sotterranee molto attive. L'importanza idrogeologica di questo complesso è dovuta soprattutto alla presenza di importanti sistemi carsici, tra cui alcune grotte censite dal catasto grotte della Regione Liguria (si veda la relazione geologica generale per maggiori dettagli).

In ogni caso, anche se si tralasciano i fenomeni carsici, il corpo di dolomie, a causa del comportamento reologico di tipo fragile, è caratterizzato da una densità di fratturazione media più elevata che nelle formazioni adiacenti, che includono sempre, in proporzioni rilevanti, orizzonti fillosilicatici in grado di assorbire parte della deformazione.

Su questo corpo dolomitico sono state eseguite poche prove idrauliche (sondaggio SR15 del PD), che però non hanno interessato una porzione di ammasso caratterizzata da carsismo, riflettendo quindi condizioni legate alla sola presenza del reticolo di fratture.

Come si può osservare dal diagramma di Figura 28 i test idraulici indicano conducibilità dell'ordine di $1E-06$ m/s, piuttosto elevate rispetto agli altri complessi idrogeologici dell'area.

Per le zone di faglia non esistono ad oggi test idraulici, ma le osservazioni di superficie testimoniano che nell'intorno delle zone di deformazione fragile le dolomie sono molto fratturate e, verosimilmente, molto permeabili. Sono state pertanto ipotizzate conducibilità dell'ordine di $1E-04/1E-07$ m/s. Non sono previsti effetti compartimentanti di rilievo.

È in ogni caso evidente che gli elementi idraulici di maggior rilievo, in questo complesso, sono costituiti dai condotti carsici, che possono avere uno sviluppo considerevole e piuttosto casuale. Le aperture dei condotti possono variare da pochi centimetri a decine di metri; l'alimentazione può avvenire anche da una rete secondaria microcarsica, che si sviluppa principalmente lungo il reticolo di fratture con pareti parzialmente beanti o corrose.

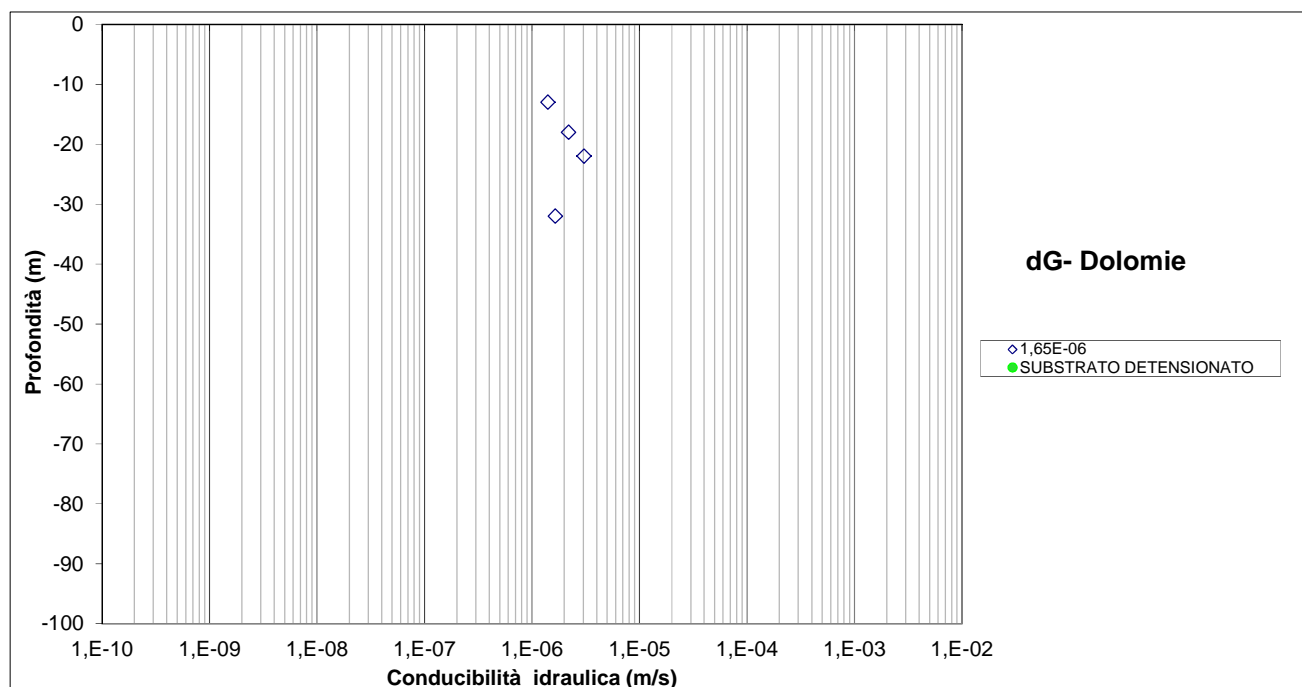


Figura 28. Grafico delle conducibilità idrauliche per le dolomie del Monte Gazzo.

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04
	Foglio 53 di 65

6.2.5 Complesso 20 (gc)

I litotipi di questo complesso hanno un comportamento reologico plastico se sottoposti a deformazione, inoltre sono soggetti a fenomeni di deformazione pervasivi che tendono a sigillare le fratture che si sviluppano lungo le zone di faglia.

Tali caratteristiche determinano una permeabilità media da bassa a molto bassa, con conducibilità dell'ordine dei 1E-08/1E-09 m/s.

Va però notato che i litotipi evaporitici che costituiscono il complesso, sono potenzialmente soggetti a dissoluzione chimica. Pertanto è possibile che, soprattutto in corrispondenza delle salbande dei principali corpi di gessi, anidriti e carniole, si sviluppino orizzonti di dissoluzione con presenza di materiale residuale che dal punto di vista idrogeologico presenta caratteristiche simili a quelle di un mezzo poroso. Il fenomeno è discontinuo e probabilmente non interessa tutti i corpi di rocce evaporitiche presenti. Sarà comunque opportuno tenere in considerazione il fatto che localmente possano esistere fasce di materiale a permeabilità anche molto elevata.

7 PROBLEMATICHE GEOLOGICHE A QUOTA GALLERIA

7.1 Condizioni geologiche

Il tratto di galleria considerato si sviluppa all'interno della formazione delle Argille a Palombini del P.so della Bocchetta (aP) ed all'interno della fascia milonitica di Isoverde, che coinvolge anche litotipi appartenenti alle unità tettonometamorfiche Cravasco-Voltaggio e Gazzo-Isoverde, quest'ultima in particolare nella tratta iniziale della WBS in questione.

Le Argille a Palombini del P.so della Bocchetta (aP), sono costituite da argilloscisti, localmente con interstrati calcarei o calcareo-marnosi, riferibili alle due litofacies di Murta (AGF, senza interstrati calcarei) e Costagiutta (AGI, con interstrati calcarei o "Palombini").

Si tratta in generale di metapeliti scistose grigio-nerastre, più o meno siltose, metasiltiti e metaareniti in strati centimetrici, con intercalazioni di metacalcilutiti siltose più o meno marnose, di colore grigio o grigio-bruno in strati e banchi. Elementi distintivi e invariabilmente presenti sono rappresentati i) dalla fitta scistosità pervasiva, diffusamente pieghettata e ii) da lenti e noduli biancastri, a qz ± cc di origine metamorfica, sia concordanti sia discordanti rispetto alla scistosità principale.

Quali siano gli esatti rapporti geometrici e stratigrafici tra queste due litofacies alla quota del tunnel può essere definito solo a livello ipotetico: è presumibile che per gran parte della WBS predomini in galleria la litofacies senza interstrati calcarei (AGF), con possibili subordinati settori a prevalenti argilloscisti carbonatici a palombini (AGi) e, localmente, con la possibile presenza di masse di metavulcaniti basaltiche di dimensioni da pluridecametriche a pluriettometriche. Ai metabasalti possono essere associati livelli di scisti silicei varicolori, che in genere indicano al posizione del top stratigrafico.

<p>GENERAL CONTRACTOR</p> 	<p>ALTA SORVEGLIANZA</p> 
	<p>IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04</p> <p style="text-align: right;">Foglio 54 di 65</p>

All'interno della fascia milonitica di Isoverde saranno attraversati prevalentemente livelli riferibili agli argilloscisti filladici (f), in facies milonitica, consistenti in scisti micacei di colore grigio-argenteo o grigio scuro, con vene trasposte di quarzo e rare intercalazioni di meta-calcarei micacei a tessitura fortemente laminata e trasposta a causa di intensi fenomeni milonitici. La presenza di bancate con minor deformazione milonitica è possibile; in questo caso la scistosità, pur risultando meno pervasiva, presenta una partizione meno fitta. All'interno di questa fascia di deformazione duttile sarà possibile intersecare subordinatamente livelli milonitici derivanti da argilloscisti neri (Mn), costituiti da scisti carbonatici neri e calcari impuri grigio-nerastri fortemente laminati. Sono inoltre presenti livelli a presumibile geometria lenticolare e potenza metrica o decametrica derivanti da altri litotipi a composizione basaltica, serpentinitica, calcarea o evaporitica, con tessitura più o meno laminata. Alcune di queste scaglie tettoniche, costituite in prevalenza da anidriti, metabasalti, calcari cristallini e serpentiniti sono state attraversate dai sondaggi SR11 (pk 10+480) ed SR12 (pk 10+750) eseguiti in fase di progetto definitivo a partire all'incirca dalla verticale del binario pari con inclinati rispetto alla verticale in direzione circa E-SE.

La presenza e posizione di altri corpi litologici di questo tipo all'interno della fascia milonitica lungo la WBS in questione è indeterminabile in assenza di ulteriori indagini dirette.

La tratta iniziale della WBS in oggetto sarà probabilmente interessata dagli argilloscisti neri (Mn), consistenti in scisti carbonatici neri, calcari impuri grigio-nerastri passanti lateralmente a scisti calcarei fortemente foliati di colore grigio scuro-argenteo. Le bancate maggiormente carbonatiche non superano in genere il metro di spessore e solo localmente esse sono presenti in quantità consistente, mentre più sovente prevalgono gli scisti. All'interno della successione si intersecheranno anche livelli milonitici, con tessitura fortemente foliata e più fissili delle facies non milonitiche.

La giacitura media della foliazione principale è diretta in senso NNW-SSE, con immersione prevalente verso ESE, ad angoli molto variabili. Poiché gli assi delle pieghe decametrico-chilometriche di fase sia D2 sia D3 hanno un trend subparallelo o a basso angolo rispetto all'asse di linea, non è comunque escluso che, lungo la galleria, possano essere incontrate variazioni di litofacies anche abbastanza frequenti e del tutto imprevedibili.

Come accennato, in base a quanto osservato in sondaggio e in affioramento, è probabile che localmente, all'interno di questa monotona successione di scisti pelitici con intercalazioni carbonatiche, vengano intersecati dei corpi di metabasalti (B'/MBF), con possibili scisti silicei associati. Per quanto riguarda i metabasalti, si sottolinea che non è nota, né documentata, al loro interno, la presenza di minerali asbestiformi. I dati petrografici in nostro possesso confermano l'assenza di fasi asbestiformi nei campioni analizzati.

7.1.1 Scistosità e anisotropia dell'ammasso roccioso

Lo scavo della galleria verrà realizzato in un ammasso roccioso caratterizzato da una discreta omogeneità litologica ma da una forte anisotropia strutturale, quest'ultima dovuta sia alla presenza delle intercalazioni di strati calcarei, sia alla foliazione metamorfica pervasiva, con spaziatura da submillimetrica a centimetrica, sia infine alle frequenti variazioni di giacitura della foliazione, riscontrabili a tutte le scale, per effetto delle pieghe di fase D3.

<p>GENERAL CONTRACTOR</p>  <p>Consorzio Collegamenti Integrati Veloci</p>	<p>ALTA SORVEGLIANZA</p>  <p>ITALFERR GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE</p>
	<p style="text-align: center;">IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04</p> <p style="text-align: right;">Foglio 55 di 65</p>

Al di fuori delle zone di faglia, gli argilloscisti saranno quindi abbastanza omogenei, se considerati alla scala dell'intero sviluppo dell'opera, ma strutturalmente eterogenei alla scala del fronte di scavo, con livelli calcarei più compatti, di spessore da decimetrico a metrico e porzioni di argilloscisto foliato e meccanicamente meno resistente.

All'interno di eventuali lenti tettoniche di metabasalti, è prevedibile una situazione di maggiore omogeneità tessiturale e strutturale, anche in presenza di facies di brecce basaltiche; ai bordi delle masse di metabasalto, è invece prevedibile che si possano concentrare deformazioni di taglio, anche legate al contrasto di competenza con gli argilloscisti incassanti, che potrebbero essere associate a un netto peggioramento delle caratteristiche geomeccaniche dell'ammasso.

La distribuzione della deformazione D3 è il principale fattore condizionante questa eterogeneità strutturale: il motivo geometrico dominante lungo lo sviluppo dell'opera sarà la presenza di pieghe aperte e disarmoniche, da centimetriche a pluridecametriche, con vergenza prevalente verso W o WSW, probabilmente associate a piccoli piani di taglio cataclastico, immergenti verso E-ENE, con cinematisimo prevalentemente inverso, sviluppati parallelamente al piano assiale delle pieghe e più frequenti in zona di cerniera e di fianco inverso.

Il profilo geologico allegato riporta una ricostruzione che graficamente risulta falsata rispetto all'assetto sopra descritto, poiché la traccia della sezione è subparallela o a basso angolo di intersezione, rispetto agli assi di piega A3; le strutture di piega D3, che sono le più evidenti alla scala del fronte di scavo, appaiono quindi esageratamente serrate nella sezione geologica interpretativa. Anche l'andamento medio della scistosità principale rappresentato nel profilo non rende conto dell'immersione reale della SP, che nella maggior parte dei casi è o verso est o verso ovest. L'andamento dei contatti litologici può ugualmente subire variazioni anche molto significative, al variare anche di pochi gradi della direzione degli assi di piega; dal punto di vista litologico e stratigrafico quindi, il profilo longitudinale allegato deve essere considerato affetto da un elevato margine di incertezza.

7.1.2 Presenza di faglie

Nel settore d'indagine non è stata direttamente riscontrata la presenza di faglie in affioramento, soprattutto per l'estesa copertura di detrito, suolo e vegetazione, che limitano fortemente la percentuale di affioramento.

Il profilo interpretativo allegato non riporta faglie significative potenzialmente in grado di intercettare l'asse della WBS in esame; anche le faglie segnalate nella cartografia CARG (Foglio "Genova") sono rappresentate da strutture presunte di cui non sono state osservate evidenze di affioramento; inoltre, in base alla stessa cartografia CARG, esse non sembrano intercettare il tracciato di progetto.

Alcuni fotolineamenti potrebbero comunque essere riconducibili a strutture tettoniche, rappresentate da faglie minori che potrebbero eventualmente essere in grado di intersecare l'opera, tuttavia, nonostante le indicazioni cartografiche, la presenza di tali strutture non appare sufficientemente documentata e quindi è solo ipotetica.

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 56 di 65

A livello locale (alla scala del fronte di scavo), saranno molto probabilmente presenti diversi piccoli piani di taglio a basso-medio angolo, a cinematismo prevalentemente inverso, paralleli ai clivaggi di piano assiale della fase D3 (superfici SP+1 o S3) e associati allo sviluppo di fasce cataclastiche di spessore da centimetrico a pluridecimetrico.

Inoltre, saranno probabilmente incontrate diverse faglie subverticali minori, con spessore della zona di deformazione cataclastica inferiore a 1 m e con damage zone estesa per 1-2 m al massimo ai due lati del piano principale. La posizione di questo insieme di strutture non è determinabile con precisione, tuttavia dai dati dei sondaggi è possibile stimare che queste strutture fragili abbiano una spaziatura da pluridecimetica a ettometrica.

7.1.3 Grado di fratturazione medio al di fuori delle faglie

Il grado di fratturazione al di fuori delle zone di faglia può variare da medio a basso, con sviluppo di fratture più nette all'interno di livelli più compatti e di clivaggi di fratturazione pervasivi nei livelli più fillosilicatici. La superficie di discontinuità principale è rappresentata dalla scistosità, che facilita la suddivisione dell'ammasso in lastre e scaglie appiattite, con spaziatura centimetrico-decimatrica.

Per quanto riguarda la valutazione qualitativa del grado di stabilità del fronte di scavo, sono state stimate condizioni di stabilità a breve-medio termine, al di fuori delle zone di faglia; condizioni di instabilità localizzata, con possibili splaccamenti, localizzati principalmente in calotta o sul paramento sinistro (considerando una direzione di avanzamento verso N), potranno verificarsi nel caso che la foliazione intersechi l'asse tunnel con direzione ad esso subparallela, immersione prevalente verso W e inclinazione a medio-basso angolo (20-50° dall'orizzontale).

7.2 Principali elementi di incertezza geologica

Il principale elemento d'incertezza geologica lungo il tracciato della WBS in oggetto è costituito, nella parte iniziale della tratta, dalla difficoltà di posizionare il contatto litologico tra gli argilloscisti neri (Mn) e gli argilloscisti filladici (f), con inglobate scaglie tettoniche di varia natura tra cui metabasalti, serpentiniti, calcari cristallini e anidriti.

In questo settore non è possibile escludere che il limite tra gli argilloscisti "Mn" e gli argilloscisti "f" si posizioni più a nord di quanto ipotizzato nel profilo ed intersechi quindi la galleria a progressive crescenti. Peraltro, uno spostamento verso N del limite degli argilloscisti Mn implicherebbe anche un analogo spostamento del limite tra questi argilloscisti ed i sottostanti calcari di Gallaneto (cG) e Dolomie del Monte Gazzo (dG), che potrebbero anche arrivare ad intersecare e/o lambire la galleria. Tali incertezze potrebbero avere risvolti idrogeologici piuttosto rilevanti, dal momento che i calcari di Gallaneto ed in particolare le Dolomie sottostanti sono un potenziale acquifero di tipo carsico.

Le incertezze sulla posizione di questi limiti sono principalmente connesse con le difficoltà di proiezione in profondità dei dati giacitureali di superficie, dal momento che al momento della redazione del presente rapporto non esistono sondaggi in questo settore che permettano di avere punti di controllo in profondità sulla posizione dei contatti.

GENERAL CONTRACTOR 	ALTA SORVEGLIANZA 
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 57 di 65

Anche l'interpretazione delle geometrie del contatto tra la successione non milonitica, costituita da argilloscisti Mn + calcari cG + dolomie dG (per brevità definita nel seguito *successione Mn-dG*) e gli argilloscisti milonitici f è piuttosto problematica. In superficie, in prossimità del contatto tra la *successione Mn-dG* e gli argilloscisti milonitici, la prima presenta spesso un'immersione ad alto angolo (70-80°) verso SE e, localmente, un rovesciamento verso NW. Tuttavia, man mano che dal contatto ci si sposta verso SE all'interno del dominio di affioramento degli argilloscisti, le giaciture della foliazione milonitica presentano per lo più immersioni a medio o a basso angolo verso SE, talora rovesciate verso NW per effetto di pieghe D3. In ogni caso, in quest'ultimo settore, all'interno degli argilloscisti milonitici prevalgono di gran lunga le immersioni a medio angolo verso SE.

In presenza di tali dati di superficie sono possibili due diverse interpretazioni:

1. tra la *successione Mn-dG* e gli argilloscisti milonitici f esiste una discordanza angolare; la *successione Mn-dG* immerge ad alto angolo verso SE, mentre la foliazione degli argilloscisti vi termina contro con un angolo inferiore (immersione a medio angolo verso SE). Questa discordanza angolare può essere interpretata come una struttura S-C a grande scala, che si sviluppa, spesso, ove vi sia un forte contrasto reologico tra rocce più rigide (*successione Mn-dG*) e rocce più plastiche (argilloscisti milonitici f). Secondo questa interpretazione, che è quella utilizzata per la ricostruzione del profilo allegato alla presente relazione, gli argilloscisti Mn interessano il tratto immediatamente iniziale della WBS in oggetto, mentre i sottostanti calcari di Gallaneto (cG) non raggiungono la sezione di scavo, arrivando ad alcuni metri sotto l'arco rovescio poco prima dell'estremità sud della tratta d'opera in questione.
2. Non esistono discordanze angolari tra la *successione Mn-dG* e gli argilloscisti milonitici f. Le diverse giaciture osservate sul terreno nei vari punti di osservazione sono semplicemente da riferire ad effetti di piegamento che determinano variazioni locali in superficie; in questo contesto però, la *successione Mn-dG*, al di sotto degli argilloscisti milonitici f, dovrebbe presentare giaciture a medio angolo man mano che si procede verso est (quindi verso il tracciato della galleria di linea) e quindi giaciture meno inclinate di quanto osservabile in superficie. In questa ipotesi, gli argilloscisti Mn e anche i calcari di Gallaneto potrebbero intersecare il cavo della galleria per una tratta di lunghezza superiore rispetto al caso precedente; in questa seconda ipotesi non è escluso che anche le Dolomie del Monte Gazzo dG possano arrivare a lambire l'arco rovescio della galleria.

Le due ipotesi hanno la medesima probabilità di accadimento. Sul profilo geologico di progetto si è scelto di presentare la prima ipotesi mettendo però in evidenza mediante punti interrogativi e frecce tutte le incertezze esistenti.

7.3 Condizioni idrogeologiche

Gli argilloscisti attraversati sono caratterizzati da permeabilità per fratturazione da bassa a molto bassa e non costituiscono quindi un acquifero significativo, salvo possibili condizioni di maggiore permeabilità legate alla presenza delle zone di faglia. In base ai dati idrogeologici raccolti durante lo scavo delle finestre Castagnola e Vallemme, già scavate all'interno della formazione degli Argilloscisti (aP), risulta che le tratte scavate hanno incontrato un ammasso roccioso, costituito da

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 <table border="1" data-bbox="1420 235 1532 286"> <tr> <td>Foglio 58 di 65</td> </tr> </table>	Foglio 58 di 65
Foglio 58 di 65		

argilloscisti con intercalazioni di “palombini”, sostanzialmente impermeabile. Ad eccezione delle zone di imbocco, più permeabili e con stillicidi più o meno diffusi (portate medie di 0.5 l/s per 10 m di galleria), la restante parte delle due gallerie non ha messo in evidenza significative venute d’acqua, ad esclusione di alcune piccole manifestazioni idriche nei tratti con maggiore densità di intercalazioni di “palombini” fratturati; le venute risultano comunque di entità molto modesta e di durata limitata nel tempo.

Nella galleria in esame quindi, negli argilloscisti della formazione aP con o senza “palombini”, si attendono in assenza di faglie, condizioni generalizzate di umidità e solo localmente stillicidi da deboli a diffusi, in particolare nelle zone con debole copertura, dove gli scisti sono alterati e maggiormente permeabili.

La permeabilità all’interno delle zone di faglia non differisce di molto rispetto a quella dell’ammasso in normale stato di fratturazione, poiché la tessitura fortemente scistosa e la dominante componente fillosilicatica degli argilloscisti prevengono lo sviluppo di larghe fasce di fratturazione, accomodando parte della deformazione attraverso scorrimenti intra-scistosità.

I piani di faglia, associati allo sviluppo di prodotti di frizione a forte componente argillosa (gouge) possono addirittura svolgere un’azione di compartimentazione dell’acquifero, piuttosto che rappresentare canali a maggiore conduttività, data la bassa permeabilità delle rocce di faglia argillose. Le fasce idraulicamente più trasmissive, legate alle faglie, sono quindi limitate a uno spessore di pochi metri di roccia intensamente fratturata (*damage zone*), ai lati dei piani di taglio principali.

Nel complesso quindi, durante lo scavo del tratto della galleria di linea in oggetto, potranno essere incontrate condizioni idrogeologiche di due tipi (cfr. § 6.1): i) ammasso roccioso in normali condizioni di fratturazione (con eventuali zone di faglia minori) e ii) zone di faglia minori.

Nel primo caso non si attendono problematiche particolari dal punto di vista idrogeologico, considerata la bassa permeabilità dei litotipi attraversati; le condizioni idrogeologiche saranno analoghe a quelle incontrate nello scavo della finestra Val Lemme, con umidità e deboli stillicidi.

Alle zone di faglia potranno essere associate venute d’acqua di debole entità (stillicidi concentrati e/o piccole venute puntuali) in rapido esaurimento nel tempo, ma con carico idraulico che, almeno nella fase iniziale, potrà anche essere elevato.

Dagli approfondimenti di superficie svolti durante il Progetto Esecutivo e dall’analisi dei sondaggi eseguiti nell’area in oggetto, è stata rilevata la presenza all’interno degli argilloscisti di lenti di dimensioni da metriche a decametriche di metabasalti del M. Figogna. È stata quindi ipotizzata la presenza di lenti anche a quota galleria, pur se di collocazione incerta. I metabasalti sono caratterizzati da una permeabilità più elevata rispetto agli argilloscisti, legata al più intenso grado di fratturazione.

Nel complesso è quindi ipotizzabile, durante lo scavo del tratto di galleria in oggetto, la presenza per brevi tratti di litotipi a maggiore permeabilità (metabasalti), che potranno dare luogo a venute d’acqua di modesta entità, in rapido esaurimento, trattandosi di masse di metabasalto di dimensioni limitate, annegate in un mezzo a bassa permeabilità rappresentato dagli argilloscisti e nella maggior parte dei casi non in comunicazione idraulica con la superficie; una volta drenato il mezzo fratturato

a permeabilità più elevata, le portate in galleria torneranno a essere condizionate essenzialmente dalla permeabilità del litotipo dominante, cioè gli argilloscisti.

7.3.1 Carico idraulico

Il carico idraulico in regime imperturbato è valutato in base alle indicazioni fornite dai piezometri collocati in diversi sondaggi posti lungo l'asse di linea nell'unità delle Argille a Palombini, che indicano un livello di falda in roccia, oscillante tra 2-3 m e 10-15 m dal p.c. (escludendo i valori estremi), a seconda della posizione del foro e delle variazioni stagionali.

Ciò premesso, si può stimare che il carico idraulico in galleria, riferito alla quota del piano del ferro, sia variabile sia sempre superiore a 200 m in tutta la tratta interessata dalla WBS in oggetto. Si fa notare che un carico idraulico elevato non implica necessariamente la presenza di venute cospicue; è possibile avere un carico idraulico elevatissimo in presenza di semplici stillicidi, così come un carico idraulico molto basso in presenza di venute diffuse e abbondanti, poiché non vi è un nesso tra le due grandezze.

7.3.2 Afflussi in galleria

Con riferimento alle classi di portata indicate nella tabella sottostante e riportate nel profilo geologico-idrogeologico previsionale, gli afflussi idrici stimati per questa tratta, in fase di scavo (regime transitorio), rientrano nella classe 2+, 3 come condizione dominante, con locali settori in classe 1.

classe	da	a	unità di misura
1	0	0.16	
2	0.16	0.4	l/s per 10 m di galleria
3	0.4	2	
4	> 2		

Tabella 3 – Classi di portata delle venute d'acqua in galleria utilizzate nel profilo geologico-idrogeologico previsionale.

7.3.3 Interferenze con le sorgenti

Nel corso dei rilievi eseguiti per il PE è stata fatta una verifica del censimento dei punti d'acqua realizzato in fase di PD, allo scopo di verificare e validare, attraverso ulteriori approfondimenti geologici, l'eventuale rischio di interferenza e isterilimento definito, nel PD, attraverso l'indice DHI (Dematteis et al., 1999), per la cui mappatura si fa riferimento alle specifiche tavole allegate alla relazione geologica e idrogeologica generale.

La verifica svolta sulle sorgenti, captate e non, prossime all'area di intervento, ha confermato l'esistenza di due tipologie di emergenze:

- 1) sorgenti alimentate da circuiti idrogeologici superficiali e localizzati, che risiedono nella coltre detritica di versante e nella sottostante fascia di substrato roccioso più allentata e alterata,

GENERAL CONTRACTOR  Consorzio Collegamenti Integrati Veloci	ALTA SORVEGLIANZA  GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE
	IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04 Foglio 60 di 65

per uno spessore complessivo della zona satura che solitamente non supera i 4-5 m e che, anzi, spesso si riduce a meno di 2 m.

- 2) Sorgenti potenzialmente alimentate da circuiti idrogeologici profondi, localizzati in particolare nella *damage zone* associata alle discontinuità (faglie) principali.

Gli acquiferi del tipo (1) hanno un carattere discontinuo e sono alimentati direttamente dalle precipitazioni; l'estensione dei bacini idrogeologici di alimentazione coincide con l'estensione dei bacini idrografici a monte della sezione di chiusura a cui si collocano le emergenze idriche; i bacini idrografici, separati dalle dorsali spartiacque, non risultano in comunicazione reciproca dal punto di vista idrogeologico.

Le emergenze idriche si manifestano nei punti in cui il substrato meno fratturato affiora o si approssima comunque alla superficie topografica; diverse emergenze puntuali situate alla testata dei bacini imbriferi alimentano i piccoli corsi d'acqua stagionali che incidono il substrato; un carattere frequentemente riscontrato in questi rii è il progressivo incremento della portata man mano che si scende verso il fondovalle, a testimonianza di un'alimentazione diffusa proveniente dall'acquifero superficiale lungo tutta la lunghezza dell'asta.

L'acquifero superficiale è, quindi, nettamente separato dall'acquifero in roccia, il che determina un rischio di interferenza per le sorgenti presenti nell'area pressoché nullo.

Gli acquiferi del tipo (2) possono avere un'alimentazione non direttamente controllata dalle precipitazioni e quindi meno soggetta a variazioni stagionali; appartengono a questo secondo complesso, ad esempio, punti d'acqua lungo possibili zone di faglia.

Per la WBS in oggetto acquiferi di tipo 2 possono anche essere legati alla presenza, all'interno dei Calcari di Gallaneto di fenomeni di microcarsismo che ne incrementano la permeabilità primaria. Non si può escludere che questo tipo di acquifero possa essere intercettato dallo scavo della galleria, come già ipotizzato nel paragrafo precedente relativo alle principali incertezze geologiche.

La maggior parte dei punti d'acqua localizzati nella zona di influenza dello scavo della galleria di linea in questa tratta presenta pericolosità trascurabile, trattandosi prevalentemente di emergenze di tipo superficiale non connesse a lineamenti tettonici rilevanti ed essendo la galleria prevista a profondità elevata.

Fanno eccezione i seguenti casi:

- I punti d'acqua SCM371e SCM221, connessi a circolazioni idriche sviluppate all'interno dell'acquifero dei calcari di Gallaneto, presentano pericolosità di isterilimento media nell'ipotesi che gli stessi acquiferi possano essere intercettati dallo scavo, come sopra indicato.
- Per lo stesso motivo i punti d'acqua SCM375, SCM376, SCM 370 e SCM217 presentano pericolosità di isterilimento bassa e non trascurabile
- Il punto d'acqua SCM65, allineato su una faglia che interseca la galleria in oggetto, presenta pericolosità di isterilimento bassa.

<p>GENERAL CONTRACTOR</p> 	<p>ALTA SORVEGLIANZA</p> 
	<p style="text-align: center;">IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04</p> <p style="text-align: right;">Foglio 61 di 65</p>

Per quanto riguarda la localizzazione dei punti d'acqua menzionati e la mappatura dell'indice DHI, si faccia riferimento agli elaborati relativi allo studio idrogeologico generale, in particolare i gradi di pericolosità sopra indicati fanno riferimento all'allegato 5 della relazione idrogeologica generale – sezione “Indice DHI per le gallerie di linea”.

7.4 Aspetti correlati alla geomorfologia e alla geologia del Quaternario

Data la posizione dell'opera prevista rispetto alla superficie, l'influenza di fenomeni geomorfologici superficiali e della presenza di formazioni quaternarie è da ritenersi di scarsa rilevanza.

Nella carta geologico-geomorfologica allegata, sono comunque riportati i principali depositi alluvionali pleistocenico-attuali e gli accumuli dei principali fenomeni gravitativi dedotti in base alla banca dati IFFI e a verifiche di terreno.

<p>GENERAL CONTRACTOR</p> 	<p>ALTA SORVEGLIANZA</p> 
	<p style="text-align: center;">IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04</p> <p style="text-align: right;">Foglio 62 di 65</p>

8 BIBLIOGRAFIA

- Amorosi A., Ricci Lucchi F. & Tateo F. (1995) - The Lower Miocene siliceous zone: a marker in the palaeogeographic evolution of the northern Apennines. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 118: 131-149.
- Barelli, V. (1835) - Cenni di statistica mineralogica degli stati di S.M. il Re di Sardegna. Tipografia Fodratti, Torino.
- Biella G., Polino R., De Franco R., Rossi P.M., Clari P., Corsi A. & Gelati R. (1997) - The crustal structure of the western Po plain: reconstruction from the integrated geological and seismic data. *Terra Nova*, 9: 28-31.
- Biella G.C., Gelati R., Lozej A., Rossi P.M. & Tabacco I. (1988) - Sezioni geologiche nella zona limite Alpioccidentali-Appennino settentrionale ottenute da dati geofisici. *Rend. Soc. Geol. It.*, 11: 287-292.
- Boni A. & Casnedi R. (1970) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: Fogli 69 e 70 "Asti" e "Alessandria". Poligrafica & Carte Valori, Ercolano: 64 pp.
- Briano, G., Isella, L., Restagno, S., Rodino, A., Trimboli, M. & Vigo, M. (2011) - Problematiche idrogeologiche, geotecniche e di gestione del rischio, associate alle vecchie aree estrattive in ambito urbano nei gessi di Isoverde. Convegno di Geologia Urbana (Genova), Poster. <http://www.sggconsult.it>
- Capponi, G. & Crispini, L. (1997) - Progressive shear deformation in the metasediments of the Voltri Group (Ligurian Alps, Italy): occurrence of structures recording extension parallel to the regional foliation. *Boll. Soc. Geol. It.*, 116, 267 - 277.
- Capponi, G. & Crispini, L. (2002) - Structural and metamorphic signature of alpine tectonics in the Voltri Massif (Ligurian Alps, northwestern Italy). *Eclogae Geol. Helv.*, 95, 31-42.
- Capponi, G., Crispini, L., Giammarino, S., Bruzzo, D., Garofano, M., Lano, M., Piazza, M., Vigo, E., Del Tredici, S. & Pacciani, G. (2007) - Carta Geologica d'Italia. Foglio 231-214 Genova. Progetto CARG, Università di Genova/Dip.Te.Ris., Regione Liguria.
- Capponi, G., Crispini, L., Piazza, M. & Amandola, L. (2001) - Field constraints to the Mid-Tertiary kinematics of the Ligurian Alps. *Ophioliti*, 26(2b), 409-416.
- Capponi, G., Crispini, L., Cortesogno, L., Gaggero, L., Firpo, M., Piccazzo, M., Cabella, R., Nosengo, S., Bonci, M.C., Vannucci, G., Piazza, M., Ramella, A., Perilli, N., et alii (2009) - Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 213-230 - Genova.
- Castellarin A. (1994) - Strutturazione eo- e mesoalpina dell'Appennino settentrionale attorno al "nodo ligure". *Studi Geol. Camerti*, vol. spec., CROP 1-1A: 99-108.
- Castello, B., Moro, M., Chiarabba, C., Di Bona M., Doumaz F., Selvaggi G., Amato A. (2004) - Carta della sismicità in Italia. Centro Nazionale Terremoti - INGV.
- Chiarabba, C., Jovane, L. & Di Stefano, R. (2005) - A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings. *Tectonophysics*, 395, 251-268.
- Cortesogno L., Di Battistini G., Lucchetti G. & Venturelli G. (1979) - Metamorphic assemblages of two high pressure-low temperature ophiolitic units of central-western Liguria: mineralogical and chemical features and tectonic significance. *Ophioliti*, 4 (2): 121-156.

<p>GENERAL CONTRACTOR</p> 	<p>ALTA SORVEGLIANZA</p> 
	<p>IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04</p> <p style="text-align: right;">Foglio 63 di 65</p>

- Cortesogno L. & Haccard D. (1984) - Note illustrative alla carta geologica della zona Sestri-Voltaggio. Mem. Soc. Geol. It., 28: 115-150.
- Crispini, L. & Capponi, G. (2001) - Tectonic evolution of the Voltri Group and Sestri Voltaggio Zone (southern limit of the NW Alps): a review. *Ofioliti*, 26(2a), 161-164.
- D'Atri A. & Tateo F. (1994) - Volcano-sedimentary beds of Oligocene age from the Tertiary Piedmont Basin (NW Italy): biostratigraphy and mineralogy. *Giornale di Geologia*: III, 56/1, 79-95. Bologna.
- Dela Pierre F., Piana F., Fioraso G., Boano P., Bicchi E., Forno M.G., Violanti D., Clari P. & Polino R. (2003) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 157 "Trino". APAT Roma: 147 pp.
- Dematteis, A., Kalamaras, G. & Eusebio, A. (1999) - A systems approach for evaluating springs drawdown due to tunneling. *Atti del convegno AITES ITA*, 69 Hudson, 1992.
- Elter P. & Pertusati P. (1973) - Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle sue relazioni con l'arco delle Alpi occidentali. *Mem. Soc. Geol. It.*, 12, 359-375.
- Falletti P., Gelati R. & Rogledi S. (1995) - Oligo-Miocene evolution of Monferrato and Langhe, related to deep structures. In: R. POLINO & R. SACCHI (Ed.) *Atti Convegno Rapporti Alpi-Appennino*. Acc. Naz. Sci., Sc. Doc., 14: 1-19.
- Fantoni R., Bello M., Ronchi P. & Scotti P. (2002) - Po Valley oil play: from the Villafortuna-Trecate field to South Alpine and Northern Apennines exploration. *EAGE Conf. Florence, Extended Abstracts Book*: 4 pp.
- Federico, L., Capponi, G., Crispini, L., & Scambelluri, M. (2004) - Exhumation of alpine high-pressure rocks: insights from petrology of eclogite clasts in the Tertiary Piedmontese basin (Ligurian Alps, Italy). *Lithos*, 74, 21-40.
- Festa A., Boano P., Irace A., Lucchesi S., Forno M.G., Dela Pierre F., Fioraso G. & Piana F. (2009a) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 156 Torino Est. ISPRA, Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca ambientale, Roma.
- Fusinieri, A., in AA.VV. (1831) - *Annali delle Scienze del Regno Lombardo Veneto*. Tomo 1. Padova, tipografia del Seminario.
- Galbiati B. (1977) - La successione oligo-miocenica tra Rigoroso e Carrosio (Bacino ligure-piemontese). *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, 26: 30-48.
- Gelati R. (1967) - Osservazioni stratigrafiche sull'Oligo-Miocene delle Langhe (Piemonte-Italia). *Pubbl. Ist. Geol. Univ. Milano*, 236: 1-18.
- Gelati R. (1968) - Stratigrafia dell'Oligo-Miocene delle Langhe tra le valli dei fiumi Tanaro e Bormida di Spigno. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 74: 865-967.
- Ghibaud G., Clari P. & Perello M. (1985) - Litostratigrafia, sedimentologia ed evoluzione tettonico-sedimentaria dei depositi miocenici del margine Sud-Orientale del Bacino Terziario Ligure-Piemontese (Valli Borbera, Scrivia e Lemme). *Boll. Soc. Geol. It.*, 104: 349-397.
- Gnaccolini M., Gelati R. & Falletti P. (1999) - Sequence Stratigraphy of the "Langhe" Oligo-Miocene Succession, Tertiary Piedmont Basin, Northern Italy. In: DE GRACIANSKY P.C., HARDENBOL J, JACQUIN T. & VAIL P. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. *SEPM, Spec. Publ.*, 60: 233-244.
- Haccard, D. (1976) - Carte géologique au 1:50000 de Sestri-Voltaggio. Pubblicazione CNR, Pisa.

<p>GENERAL CONTRACTOR</p> 	<p>ALTA SORVEGLIANZA</p> 
	<p style="text-align: center;">IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04</p> <p style="text-align: right;">Foglio 64 di 65</p>

- Hoogerduijn Strating E.H. (1994) - Extensional faulting in an intraoceanic subduction complex - working hypothesis for the Paleogene of the Alps-Appennine system. *Tectonophysics*, 238: 255-273.
- Laubscher H.P., Biella G.C., Cassinis R., Gelati R., Lozej A., Scarascia S. & Tabacco I. (1992) - The collisional Knot in Liguria. *Geol. Rund.*, 81: 275-289.
- Marini, M. (1998) - Carta geologica della Val Polcevera e zone limitrofe (Appennino Settentrionale) alla scala 1:25.000. Note illustrative. *Atti Ticinensi di Scienze della Terra*, 40, 33-64.
- Mosca P., Polino R., Rogledi S. & Rossi M. (2009) - New data for the kinematic interpretation of the Alps-Appennines junction (Northwestern Italy). *Int. J. Earth Sc.*, 99, 833-849.
- Mutti E., Papani L., Di Biase D., Davoli G., Mora S., Segadelli S. & Tinterri R. (1995) - Il Bacino Terziario Epimesoalpino e le sue implicazioni sui rapporti tra Alpi ed Appennino. *Mem. Sci. Geol.*, 47: 217-244.
- Piana, F., Falletti, P., Fioraso, G., Irace, A., Mosca, P., et alii (in prep.) - Carta geologica del Piemonte in scala 1:250.000. Consiglio Nazionale delle Ricerche, IGG Torino; Università degli Studi di Torino, DST; Politecnico di Torino, DIATI.
- Piana F. & Polino R. (1995) - Tertiary structural relationships between Alps and Apennines: the critical Torino Hill and Monferrato area, Northwestern Italy. *Terra Nova*, 7: 138-143.
- Piccardo, G.B. (1984) - Le ofioliti metamorfiche del gruppo di Voltri, Alpi Liguri: caratteri primari ed interpretazione geodinamica. *Mem. Soc. Geol. It.*, 28, 11, 95-114.
- Pieri M. & Groppi G. (1981) - Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy, *Quad. CNR, Prog. Fin. Geodinamica*, Roma: 1-13.
- Polino, R., Clari, P., Crispini, L., D'Atri, A., Dela Pierre, F., Novaretti, A., Piana, F., Ruffini, R. & Timpanelli, M. (1995) - Rapporti Alpi-Appennino e guide alle escursioni. *Atti del Convegno: "Rapporti tra Alpi e Appennino"*, Accademia Nazionale delle Scienze, 14, 531-593.
- Principi, G. & Treves, B. (1984) - Il sistema corso-appenninico come prisma d'accrescimento. *Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 28, 10, 549-576.
- Protezione Civile (2004) - Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003. Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp. + 5 appendici.
- Ramsay, J.G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw-Hill New York, 568 pp.
- Rebora, G. (1990) - Massi erratici sulle argilliti nell'area Bocchetta-Voltaggio (Alessandria). *Il Naturalista*, 3, 3.
- Roure F., Polino R. & Nicolich R.P. (1990) - Early Neogene deformation beneath the Po plain: constraints on the post-collisional Alpine evolution. *Mém. Soc. Géol. France N. S.*, 156: 309-322.
- Roure F., Bergerat F., Damotte, B., Mugnier, J.L. & Polino R. (1996) - The ECORS-CROP Alpine seismic traverse. *Mem. Soc. Géol. France*, 170: 1-113.
- Scholle, P.A. (1970) - The Sestri-Voltaggio Line: a transform fault induced tectonic boundary between the Alps and the Apennines. *American Journal of Science*, 269, 343-359.
- Schumacher, M. E. & Laubscher, H. P. (1996) - 3D crustal architecture of the Alps-Appennines join - a new view on seismic data. *Tectonophysics*, 260, 349-363.
- Sibson, R.H. (1977) - Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. Lond.*, 133, 191-213.

<p>GENERAL CONTRACTOR</p> 	<p>ALTA SORVEGLIANZA</p> 
	<p>IG51-04-E-CV-RO-GN14-J0-001-A04</p> <p style="text-align: right;">Foglio 65 di 65</p>

- Sturani, C. (1975) - Explanatory notes on the Western Alps (from the Sestri-Voltaggio line to the Val d'Ossola). Quaderni de "La ricerca scientifica", 90, 28.
- Sturani, C. (1973) - Considerazioni sui rapporti tra Appennino Settentrionale ed Alpi Occidentali. Estratto dal quaderno n. 183. Atti del Convegno sul tema: "Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino", 183, 119-142.
- Tateo F. (1992) - Studio mineralogico-geochimico di sedimenti vulcanoderivati (Oligocene-Miocene inferiore) nell'appennino settentrionale. PhD Thesis, Univ. Bologna, 216 pp.
- Tamponi, M. (1994) - Very-low and low grade metamorphism in Internal Ligurid units (northern Apennines, Italy). *Plinius*, 11, 190-194.
- Vanossi, M., Cortesogno, L., Galbiati, B., Messiga, B., Piccardo, G. & Vannucci, R. (1984) - Geologia delle Alpi Liguri: dati, problemi, ipotesi. *Mem. Soc. Geol. It.*, 28, 11, 5-75.